

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

О.О.Даниленко

АКУСТИКА ТА ОПТИКА ОКЕАНУ

(конспект лекцій)

Одеса 2013

ББК 26.221

Д 18

УДК 551.463

Дозволяється до використання у навчальному процесі в електронному вигляді за рішенням Методичної ради Одеського державного екологічного університету

(протокол № від р.)

Даниленко О.О. "Акустика та оптика океану" : Конспект лекцій. – Одеса:

ОДЕКУ – 2013. - 120 с.

У конспекті лекцій представлені основні розділи гідрофізики: акустика та оптика океану, тобто ті розділи фізики океану, які не входять до основного курсу на кваліфікаційному рівні «бакалавр», але можуть бути потрібні спеціалістам та магістрам в галузі гідрометеорології.

© Одеський державний
екологічний університет, 2013

© Даниленко О.О.

ЗМІСТ

	стор.
1.АКУСТИКА ОКЕАНУ.....	5
1.1.Вступ.....	5
1.1.1. Використання звуку в океанології.....	5
1.1.2 Завдання акустики на сучасному етапі.....	7
1.2. Акустичні хвилі та їх параметри.....	8
1.2.1. Загальні уявлення про акустичні хвилі.....	8
1.2.2. Хвильове рівняння.....	12
1.2.3. Типи акустичних хвиль.....	14
1.2.4. Енергетичні характеристики акустичних хвиль.....	19
1.2.5. Визначення швидкості звуку в океані.....	21
1.3. Вертикальний розподіл швидкості звуку.....	25
1.3.1. Підводний звуковий канал в океані.....	28
1.3.2. Характеристики підводного звукового каналу та його типи.....	29
1.3.3. Види вертикального розподілу швидкості звуку.....	30
1.4. Розповсюдження звуку в океані.....	33
1.4.1.Умови розповсюдження звуку у верхньому шарі та поблизу дна.....	38
1.4.2. Неоднорідності товщі океану.....	39
1.4.3. Звукорозсіюючий шар та його характеристики.....	40
1.5. Шуми океану.....	41
1.6. Поглинання акустичних хвиль в океані.....	43
1.6.1. Механізми поглинання звуку в океані.....	43
1.6.2. Релаксаційні процеси.....	44
1.6.3. Інші механізми поглинання звуку.....	44

1.7. Променева теорія розповсюдження звуку.....	45
1.8. Гідрологоакустичні умови в окремих районах Світового океану.....	50
1.8.1. Арктичний басейн.....	50
1.8.2. Механізми формування дрібномасштабної термохалінної структури верхнього шару океану.....	54
1.8.3. Дрібномасштабна структура акустичного поля у верхньому шарі океану.....	60
1.8.4. Вплив внутрішніх хвиль.....	62
2. ОПТИКА ОКЕАНУ.....	64
2.1 Вступ.....	65
2.1.1. Основні терміни та визначення.....	68
2.1.2. Оптичні характеристики морської води.....	71
2.2. Оптичні властивості вод Світового океану.....	74
2.2.1. Поглинання світла.....	77
2.2.2 Розсіювання світла.....	81
2.3. Проходження світла крізь поверхню моря.....	84
2.3.1. Підводна опроміненість.....	86
2.3.2. Яскравість світлового поля у морі.....	89
2.4. Колір морської води та колір моря.....	91
2.5. Застосування оптичних методів у фізичній океанографії та морській біології.....	93
2.5.1 Дослідження біоломінесценції.....	104
2.5.2. Дослідження індикатрис розсіювання.....	108
2.5.3. Взаємні зв'язки біооптичних характеристик.....	109
2.5.4. Дистанційні методи гідрооптичних досліджень.....	114

2.5.5. Дослідження океану у видимому діапазоні і проблеми супутникових спостережень.....	116
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	118

1. АКУСТИКА ОКЕАНУ

1.1. Вступ

Звукові хвилі - єдиний вид хвиль, які можуть розповсюджуватися у морській воді без значного послаблення на значні відстані (кілька тисяч кілометрів для низьких частот звуку). Електромагнітні хвилі і, навіть, потужний промінь лазера можуть проходити у товщу морської води не більш ніж на кілометр. У морських експериментах звук від невеликих вибухів відчувався на відстані 22 тис. км., а монохроматичний звук - на відстані до 28 тис. км.

1.1.1. Використання звуку в океанології

Без використання звуку не обходиться ні одна наука про океан. Тільки завдяки вельми нескладному, але важливому акустичному приладу-ехолоту, непогано вивчено рельєф дна Світового океану та прилеглих морів. За його допомогою були відкриті потужні системи серединних океанічних хребтів. Це відкриття стало підґрунтям нової теорії земної кори. За допомогою особливих акустичних приладів, які мають назву гідролокатори бокового огляду, вдається точніше і скоріше, чим за допомогою ехолота, обстежити рельєф морського дна та виявити навіть порівняно невеликі предмети на ньому, тобто скласти своєрідну фотографічну карту морського дна.

Акустичні хвилі служать для просвічування морського дна, а отже, для виявлення у його товщі корисних копалин. Чим нижча частота звуку, тим глибше він може пройти у морське дно, а якщо досліджувати розсіювання звуку у товщі води, можливо виявити так звані звукорозсіювачі - прошарки біологічного походження. При цьому можливо визначити розмір невеликих рибок та концентрацію їх скупчень, характерних для такого прошарку. Метод настільки чутливий, що дозволяє виявити присутність одної невеличкої рибки довжиною у кілька сантиметрів в 100 м³ води.

Звук широко застосовується для керування автономними приладами, які працюють під водою і постачають інформацію про різні властивості океану.

Видатною подією у розвитку підводної акустики було відкриття у 40-х роках ХХ сторіччя підводного звукового каналу (ПЗК) американськими і радянськими вченими, незалежно одними від інших. Виявилось, що в глибинах океану існують прошарки води, в яких швидкість звуку менша, ніж в оточуючих шарах води, і тому вони стають хвилеводами для розповсюдження звуку. Розповсюджуючись у такому хвилеводі, звук не досягає поверхні води і дна, де б він міг розсіятися і поглинутися. У самій воді звук низьких частот поглинається мало (наприклад, звук частотою 50 Гц може пройти відстань до 10 тис. км і його енергія зменшиться при цьому усього лише в 10 разів). Ця властивість використовується, зокрема, для передачі інформації під водою.

1.1.2. Завдання акустики на сучасному етапі

Перед акустикою сьогодення стоїть ціла низка важливих задач. Необхідно вивчити багатобічну взаємодію звукових хвиль, хвилювання на поверхні води і дна, з його складним рельєфом і складною внутрішньою структурою звукорозсіюючих прошарків біологічного походження, турбулентності вод океану, внутрішніх хвиль, тонкої вертикальної структури води і таке інше. Синоптичні вихрі океану також суттєвим чином впливають на розповсюдження звуку. Вихрі з холодним ядром в певних умовах фокусують, а вихрі з теплим ядром – дефокусують звукові хвилі. Суттєвим чином трансформуються в течіях типу Гольфстрім, Куросіо та інших. Важливою задачею підводної акустики в теперішній час є вивчення стабільності звукових полів на фоні значної мінливості океану.

Дуже цікавим явищем у підводній акустиці є власні шуми океану. Океан постійно шумить не тільки на поверхні, але й на глибинах. Походження підводних шумів може бути різним. В області низьких частот (від 1 до 20 Гц) головною їх причиною є сейсмічна активність Землі. На нашій планеті кожну добу відбуваються сотні, тисячі малих землетрусів, які створюють безперервний фон коливань земної кори - так звані мікросейсми. Шуми трохи більших частот створюються хвилями на поверхні. Виявилось, що дві поверхневі хвилі, які взаємодіють, можуть

генерувати звукові хвилі, які випромінюються в атмосферу і в глибини океану.

Звукові хвилі в океані також можуть спричиняти шторми, які виникають в атмосфері над океаном, і таке інше. Шуми з частотами 100-300 Гц пов'язані з рухом суден.

Шуми ще більш високих частот за своїм походженням пов'язані з процесом закриття бульбашок повітря, які виникають при руйнуванні хвилі. Це кавітаційний шум, подібний шипінню чайника перед кипінням. Шуми цього ж походження спостерігаються при швидкому обертанні гвинтів швидкісних суден. Значний інтерес являють собою біологічні шуми, хоча вони, як правило, не дуже сильні. Морські тварини, риби, не німі, як про них думають, а вельми "балакучі". Дійсно, зв'язок їх один з одним під водою досягається за допомогою звукових хвиль, а багато хто, наприклад, дельфіни, лише за допомогою підводної звукової локації можуть знайти свою їжу.

Таким чином, коли гідроакустики занурюють приймачі звуку – гідрофони - у товщу океану, вони отримують багато інформації про стан океану, діяльність віддалених вулканів, наближення хвилі цунамі, біологічне життя в океані, про процеси на поверхні океану і таке інше. Тому важливою задачею підводної акустики є подальше вивчення підводних шумів. Крім того, підводні шуми - природна перешкода для роботи різноманітних відповідних акустичних приладів [1].

1.2. Акустичні хвилі та їх параметри

1.2.1. Загальні уявлення про акустичні хвилі

Будь - якому середовищу, яке має елементи маси та пружності, можна надати коливального руху збуджуючою силою. В суцільних пружних середовищах, у тому числі і в морській воді, пружні та інерційні сили, зумовлені відповідно пружною взаємодією частинок середовища та інерцією їх маси. В таких середовищах з розподіленими параметрами можна збудити коливання стиску та розрідження, які розповсюджуються з означеною швидкістю. Процес послідовної передачі цих коливань від

одної локальної частини середовища до іншої, називається акустичною або звуковою хвилею. Швидкість коливань частинок пружного середовища навколо положення їх рівноваги називається коливальною швидкістю, а швидкість передачі коливального стану в середовищі – швидкістю розповсюдження звуку.

В рідинах і газах, які характеризуються тільки об'ємною пружністю, можуть виникати і розповсюджуватися подовжні акустичні хвилі. В таких хвилях напрям коливань частинок середовища співпадає з напрямом розповсюдження хвилі. У твердих тілах, які мають зсувну пружність, крім подовжніх можуть збуджуватися поперечні, згинні, поверхневі акустичні хвилі.

Відстань в напрямку розповсюдження хвилі між двома найближчими точками максимального стискання або між найближчими точками з однаковою фазою коливань дорівнює довжині хвилі. Співвідношення між довжиною хвилі λ , швидкістю акустичної хвилі c і частотою коливань f визначається формулою

$$\lambda = cf^{-1}$$

Акустичні хвилі за частотним діапазоном поділяються на інфразвукові, звукові, ультразвукові та гіперзвукові. До інфразвукових відносяться коливання з частотами 16-20 Гц та нижче, до звукових – від 16-20 до 16-20 кГц. Коливання в діапазоні від 16-20 кГц до 10 мГц називаються ультразвуком, а коливання з частотами вище 10 мГц відносяться до гіперзвукових [2].

Розглянемо співвідношення, які пов'язують характеристики пружного середовища з характеристиками акустичних коливань. Позначимо об'єм малого елемента рідини або газоподібного середовища, густина і статичний тиск у яких до збудження звукових коливань, відповідно v_0 , ρ_0 і P_0 . Прикладена зовнішня сила викликає зміщення частинок середовища і змінює об'єм, густину і тиск до значень v , ρ и P . Тоді відносні зміни об'єму (об'ємна деформація) і густини (згущення) будуть відповідно дорівнювати:

$$\Delta v = (v - v_0) / v_0 = \delta v / v_0 ; \quad (1.1)$$

$$\Delta \rho = (\rho - \rho_0) / \rho_0 = \delta \rho / \rho_0 . \quad (1.2)$$

Величини Δv і $\Delta \rho$ можуть бути позитивними і негативними. Для малих деформацій, коли $\Delta v \ll 1$ і $\Delta \rho \ll 1$, виходячи з закону збереження маси ($\rho v = \rho_0 v_0 = \text{const}$) та співвідношень (1.1), (1.2), отримаємо

$$\Delta \rho = - \Delta v. \quad (1.3)$$

З рівняння (1.3) виходить, що при малих деформаціях згущення дорівнює розширенню і протилежне йому за знаком.

Зміна густини елемента об'єму середовища приводить до зміни тиску. Він буде складатися з початкового статичного тиску та надмірного динамічного тиску, тобто $P = P_0 + p$. Цей надмірний динамічний тиск називається акустичним звуковим тиском. Далі будуть розглядатися процеси, при яких акустичний тиск набагато менший статичного ($p \ll P_0$), тобто акустичні хвилі малої амплітуди. Випадки $P_0 \ll p$, розглядаються у нелінійній акустиці.

У загальному випадку, у відповідності з рівнянням стану, тиск у рідині або газі є функцією густини і температури. Однак в акустичній хвилі чергування стиску і розрідження відбувається настільки швидко, що передача тепла між цими областями за період коливання не відбувається і процес розповсюдження звукової хвилі є адіабатичним. У цьому випадку тиск P буде однозначною функцією густини

$$P = f(\rho). \quad (1.4)$$

Після розкладу (1.4) у ряд Тейлора, для випадку коливань з малими амплітудами, отримаємо

$$P = P_0 + (\partial p / \partial \rho) \delta \rho. \quad (1.5)$$

Звідси надмірний тиск може бути представлений наступною формулою:

$$p = (\partial p / \partial \rho) \delta \rho. \quad (1.6)$$

Згідно закону Гука, при малих деформаціях тиск, що викликає деформацію, прямо пропорційний її величині.

$$p = \chi \Delta \rho, \quad (1.7)$$

де χ – модуль об'ємної пружності.

Величина зворотна модулю об'ємної пружності називається коефіцієнтом стисливості. Модуль пружності, як і звуковий тиск, у системі СІ передається у паскалях (Па), ($1 \text{ Па} = \text{Н м}^{-2} = 10 \text{ дін см}^{-2}$).

З формул (1.6) і (1.7) отримаємо вираз для χ :

$$\chi = (\partial p / \partial \rho) \rho_0 = c^2 \rho_0, \quad (1.8)$$

де $\partial p / \partial \rho$ позначено через постійну c у квадраті, яка є постійною для даного середовища і являє собою швидкість розповсюдження акустичної хвилі.

Звідси витікає, що швидкість звуку у рідині і газі визначається такими характеристиками пружного середовища, як густина, модуль об'ємної пружності і адіабатична стисливість K_p :

$$c = (\chi / \rho_0)^{0.5} = (1 / K_p \rho_0)^{0.5} \quad (1.9)$$

Швидкість звуку у морській воді залежить від температури, солоності та гідростатичного тиску. Величини K_p і ρ_0 , які визначають величину c , по-різному залежать від вказаних параметрів морської води.

Швидкість подовжніх і поперечних звукових хвиль у твердих тілах, до яких відноситься і морське дно, залежить від механічних характеристик. Швидкість розповсюдження цих хвиль визначається такими формулами:

$$c_l = (E(1-\nu) / \rho(1+\nu)(1-2\nu))^{0.5}; \quad (1.10)$$

$$c_t = (G / \rho)^{0.5}, \quad (1.11)$$

де c_l і c_t - швидкість подовжніх і поперечних хвиль, відповідно; E і G – модуль нормальної пружності і модуль зсуву; ν - коефіцієнт Пуассона.

1.2.2. Хвильове рівняння

Розглянемо основні диференціальні рівняння, до яких входять змінні величини, які визначають закономірності розповсюдження звуку у морській воді. Ці рівняння базуються на традиційних рівняннях гідродинаміки у декартовій системі координат.

Для акустичного поля можливо вважати, що складові швидкості та їх похідні малі. Зневажаючи їх добутками та розглядаючи коливальні рухи, які розповсюджуються при передачі руху через тиск одних частинок середовища на інші (тобто без впливу зовнішніх сил), отримаємо систему лінійних диференціальних рівнянь, що відповідають акустичному полю :

$$\begin{aligned}\rho \partial u / \partial t &= - \partial p / \partial x ; \\ \rho \partial v / \partial t &= - \partial p / \partial y ; \\ \rho \partial w / \partial t &= - \partial p / \partial z ,\end{aligned}\tag{1.12}$$

де u , v і w – складові швидкості елемента середовища за координатними осями.

У векторній формі система рівнянь (1.12) буде мати вид

$$\partial \mathbf{V} / \partial t = - \text{grad } p / \rho ,\tag{1.13}$$

де \mathbf{V} – повний вектор швидкості.

Якщо у рівняння (1.13) підставити вираз густини через згущення (1.2), узяти похідну, зневажити величинами другого порядку малості з урахуванням (1.2) і (1.7), отримаємо рівняння

$$\partial p / \partial t + \chi \text{div } \mathbf{V} = 0.\tag{1.14}$$

Рівняння (1.12) і (1.14) дозволяють повністю описати акустичну хвилю. У більш компактній формі це можливо зробити за допомогою введення особливої функції, що називають потенціалом швидкості.

Після інтегрування рівнянь руху з'являються постійні інтегрування u_0, v_0, w_0 – компоненти коливальної швидкості у точці (x, y, z) у початковий момент часу ($t = 0$). Покладемо, що u_0, v_0, w_0 є похідними (із знаком мінус) від деякої однозначної скалярної функції $\Phi_0(x, y, z)$:

$$u_0 = -\partial \Phi_0 / \partial x; \quad v_0 = -\partial \Phi_0 / \partial y; \quad w_0 = -\partial \Phi_0 / \partial z. \quad (1.15)$$

Рівняння (1.15) означають, що рух ідеальної рідини є потенційним, для якого виконується умова $\text{rot } V|_{t=0} = 0$.

Функція Φ_0 знаходиться у формі криволінійного інтегралу. Після ряду перетворень [2], отримаємо

$$\begin{aligned} u &= -\partial \Phi / \partial x; \quad v = -\partial \Phi / \partial y; \quad w = -\partial \Phi / \partial z; \\ p &= \rho_0 \partial \Phi / \partial t. \end{aligned} \quad (1.16)$$

Якщо тепер у (1.14) похідну від p по t замінити на основі (1.16) через $\rho \partial^2 \Phi / \partial t^2$, а похідні від швидкостей за осями через другі похідні від Φ , то отримаємо, з урахуванням (1.9)

$$c^2 \nabla^2 \Phi = \partial^2 \Phi / \partial t^2, \quad (1.17)$$

де ∇^2 – диференціальний оператор Лапласа.

Рівняння (1.17) називають хвильовим рівнянням. Якщо взяти похідну по t від Φ і мати на увазі (1.16), то отримаємо хвильове рівняння в іншій формі :

$$c^2 \nabla^2 p = \partial^2 p / \partial t^2. \quad (1.18)$$

При отриманні хвильового рівняння були зроблені наступні припущення : в'язкість у середовищі відсутня; у рівнянні руху постійні у часі об'ємні сили не враховуються; змінні об'ємні сили, що діють ззовні, відсутні; рух вважається без вихру; деформації середовища вважаються

малими; середовище однорідне. Тим не менш хвильове рівняння доволі точно описує основні властивості звукових хвиль.

1.2.3. Типи акустичних хвиль

Плоскі хвилі. Розглянемо випадок, коли хвильовий процес розповсюджується у будь-якому одному напрямку і характеристики хвилі залежать тільки від однієї координати \underline{x} . Акустичне поле при цьому буде описуватися рівнянням

$$\partial^2 \Phi / \partial t^2 = c^2 \partial^2 \Phi / \partial x^2 \quad (1.19)$$

Загальне рішення цього рівняння знаходиться при введенні нових змінних

$$\eta = x - c t, \quad \theta = x + c t. \quad (1.20)$$

Після ряду перетворень та вертаючись до початкових змінних, знаходимо загальний інтеграл хвильового рівняння у вигляді

$$\Phi = f_1(x + c t) + f_2(x - c t). \quad (1.21)$$

Це рішення хвильового рівняння справедливе і для звукового тиску, швидкості, згущення. Вид функцій f_1 і f_2 визначається формою початкового збурення, а їх аргументи мають властивість не змінювати своєї величини при заміні \underline{x} на $(x + \Delta x)$ для f_1 , $(x - \Delta x)$ для f_2 і t на $t + \Delta t$ при умові $\Delta t = \Delta x / c$.

Таким чином, функція $f_1(x + c t)$ є хвиля, яка розповсюджується у позитивному напрямку вісі \underline{x} , а введена раніше величина \underline{c} має фізичне значення, як швидкість розповсюдження збурення, тобто швидкість звукової хвилі. Функція $f_2(x - c t)$ – хвиля, що рухається у протилежному напрямку.

Так як значення потенціалу швидкості у даний момент у будь - якій точці площини, нормальної до вісі x , лишається незмінним, то ця площина є хвильовою поверхнею, а хвиля, яка описується рівнянням (1.19), називається плоскою хвилею.

Поле плоских хвиль можливо створити площиною поршню, що коливається. У безкінечному середовищі така площина повинна мати безкінечно великі розміри, тому практично поле плоских хвиль може бути створеним у середовищах, що мають границі, наприклад у трубах з абсолютно твердими стінками. У океані на великих віддаленнях від джерела збурення можливо виділити ділянку, на якій хвиля приблизно може розглядатися як плоска.

Якщо поле плоских хвиль утворюється джерелом з гармонійними коливаннями, то потенціал швидкості можливо представити у формі

$$\Phi = A e^{i(\omega t - kx)}, \quad (1.22)$$

де A – амплітуда звукової хвилі; $k = \omega / c$ хвильове число; ω – циклічна частота.

Ефективне значення звукового тиску для гармонійної плоскої хвилі отримаємо з формули (з урахуванням (1.22))

$$p = \rho \partial \Phi / \partial t = i \omega \rho \Phi. \quad (1.23)$$

Ефективне значення коливальної швидкості отримаємо з формули (1.16), з урахуванням (1.22) :

$$u = - \partial \Phi / \partial x = i k \Phi. \quad (1.24)$$

(Ефективний , або діючий тиск – середнє квадратичне значення тиску (швидкості і т. ін.) за половину періоду коливання; воно у $2^{0.5}$ разів менше, ніж амплітудне значення).

Вирази (1.23) і (1.24) показують, що у плоскій хвилі коливальна швидкість і звуковий тиск синфазні. З цих виразів можливо вивести просте співвідношення, яке пов'язує коливальну швидкість і звуковий тиск :

$$p = \rho c u . \quad (1.25)$$

Величина $R = \rho c$ називається питомим акустичним або хвильовим опором середовища. Величина $1 / (\rho c)$, зворотна хвильовому опору, називається хвильовою провідністю середовища.

Сферичні хвилі. Простими сферичними або сферично-симетричними хвилями називаються хвилі, потенціал швидкості яких є функцією двох незалежних змінних – відстані r від центру хвилі і часу t . Ідеальним джерелом простих сферичних хвиль є періодично змінююча свій об'єм сфера, розміри якої набагато менші довжини хвилі. Відстань r у сферичній системі координат пов'язана з координатами x, y, z таким рівнянням :

$$r = x^2 + y^2 + z^2 . \quad (1.26)$$

Користуючись цим рівнянням можливо представити частинні похідні рівняння (1.17) через частинні похідні від потенціалу Φ за відстанню r . Після ряду математичних перетворень отримаємо рішення хвильового рівняння у виді

$$\partial^2 \Phi / \partial t^2 = (c^2 / r^2) \partial^2 (r \Phi) / \partial r^2 . \quad (1.27)$$

Рівняння (1.27) за відношенням до величини $r\Phi$ є звичайним одновимірним хвильовим рівнянням і його вирішення відносно $r\Phi$ повинно співпадати з рішенням хвильового рівняння для плоских хвиль, тобто

$$r\Phi = f_1(t - r/c) + f_2(t + r/c) . \quad (1.28)$$

Загальне рішення хвильового рівняння є сукупність хвиль : які розходяться від центру з потенціалом $\Phi_1 = 1 / r f_1 (t - r / c)$, та ті, що сходяться до центру – потенціал $\Phi_2 = 1 / r f_2 (t + r / c)$. На відміну від рішення для плоскої хвилі, потенціал швидкості у симетрично – сферичній хвилі, що розходить, зменшується зворотно пропорційно відстані r . Так як хвильовою поверхнею цих хвиль є сферичні поверхні радіусом $r = c t$, то зменшення потенціалу у хвилі, що розходить, обумовлене розширенням фронту хвилі.

У практично важливих задачах у більшості випадків ми маємо справу з сферичними хвилями, що розходяться від випромінювача. Для них потенціал швидкості записується у виді :

$$\Phi = (A / r) e^{i(\omega t - kr)} , \quad (1.29)$$

де A – деяка постійна, що залежить від параметрів джерела збурення.

Диференціювання цього рівняння дозволяє знайти вирази для акустичного тиску та радіальної коливальної швидкості :

$$p = (i\omega\rho A / r) e^{i(\omega t - kr)} ; \quad (1.30)$$

$$u_r = p e^{-i\varphi} / \rho c \cos \varphi , \quad (1.31)$$

З (1.31) витікає, що коливальна швидкість відстає за фазою від звукового тиску на кут φ , який є функцією k і відстані r , а хвильовий опір – комплексний. У дальній хвильовій зоні, де $kr \gg 1$, $\cos \varphi \rightarrow 1$ та $\sin \varphi \rightarrow 0$, сферична хвиля набуває властивостей плоскої хвилі, тільки тиск і коливальна швидкість змінюються зворотно пропорційно r . У ближній зоні, коли $kr \ll 1$, $\cos \varphi \rightarrow kr$, $\sin \varphi \rightarrow 1$, $\varphi \rightarrow \pi / 2$ - коливальна швидкість відстає за фазою від тиску на 90° . Тиск у сферичній хвилі у цьому випадку зменшується зворотно пропорційно r , а коливальна швидкість – зворотно пропорційно r^2 .

Циліндричні хвилі. Розглянемо випадок, коли потенціал швидкості Φ залежить тільки від відстані r від вісі z та від часу t . Подібну ситуацію

можливо уявити при випромінюванні хвиль циліндром з безкінечною віссю. Маючи на увазі, що $r = (x^2 + y^2)^{0.5}$, і передаючи частинні похідні від Φ через r , подібно тому, як це робилось для сферичної хвилі, отримаємо радіально-симетричне хвильове рівняння у циліндричних координатах

$$\partial^2 \Phi / \partial t^2 = c^2 (\partial^2 \Phi / \partial r^2 + 1/r \partial \Phi / \partial r). \quad (1.32)$$

Для достатньо великих r можливо отримати формулу потенціалу для прямої гармонійної циліндричної хвилі. Через складність виразу, ми його не приводимо (див. [2]), але з нього витікає, що амплітуда симетрично – циліндричної хвилі у дальній зоні зменшується зворотно пропорційно $r^{0.5}$. За таким же законом зменшуються звуковий тиск і коливальна швидкість у циліндричній хвилі.

При аналізі рішень хвильового рівняння для найпростіших типів хвиль середовище вважалось однорідним, безкінечним і яке не поглинає енергії акустичних хвиль при їх розповсюдженні. В океані такі умови у чистому вигляді реалізуються рідко. Ступінь наближення до окремих з них залежить головним чином від співвідношення між довжиною хвилі коливань, що випромінюються, та розмірами джерел акустичних хвиль, відстані від випромінювача до ділянки, на якій розглядається поле, глибини міста і заглиблення випромінювача і т. ін. В окремому випадку, коли довжина хвилі набагато більша розмірів випромінювача, а поверхня і дно знаходяться на значній відстані, хвильові поверхні від такого джерела є повними сферами. Далі, хоча хвиля у реальних умовах ніколи не буває плоскою, на великих відстанях від джерела можливо виділити невелику ділянку, на якій вона демонструє властивості плоскої хвилі.

Крім того, слід мати на увазі, що виконуючи перехід до лінійних рівнянь акустики від нелінійних рівнянь гідродинаміки і рівняння стану, ми не приймали до уваги в них складові, які мали квадрати та добутки величин перших порядків (тиску, швидкості і стискання). Похибка у рішеннях при цьому буде тим менша, чим менше число Маха ($M = v / c$), та чим менша амплітуда звукового тиску. Однак, навіть при малих M , похибка накопичується і звукова хвиля при її розповсюдженні перекручується у зрівнянні з хвилею, що одержана при вирішенні лінійного рівняння. При збудженні хвиль кінцевої амплітуди та ударних хвиль, швидкість розповсюдження збурення залежить від тиску, і вона тим

більша, чим більший тиск. Тому, чим довше продовжується процес, тим сильніше відбувається перекручення форми хвилі у зрівнянні з рішеннями лінійних рівнянь акустики.

1.2.4. Енергетичні характеристики акустичних хвиль

Енергія акустичного поля складається з кінетичної енергії частинок, що коливаються, та потенційної енергії пружної деформації. Знайдемо густину акустичної енергії (тобто енергію в одиниці об'єму) у хвилі по відношенню до незбуреного стану.

Густина кінетичної енергії елементарного об'єму середовища у хвилі

$$E_k = 1 / 2 \rho_0 u^2, \quad (1.33)$$

де u – коливальна швидкість.

Потенційна енергія елементарного об'єму буде дорівнювати роботі, яку потрібно виконати, щоб під дією надмірного тиску змінити елементарний об'єм від v_0 до v . У відповідності з (1.3), зміна об'єму, викликана безкінечно малою зміною згущення від Δ_p до $\Delta_p + d\Delta_p$, у першому наближенні буде дорівнювати $v_0 d\Delta_p$, а робота – $pV_0 d\Delta_p$. Роботу для зміни об'єму від v_0 до v можна отримати, узявши інтеграл від $pV_0 d\Delta_p = \chi v_0 \Delta_p d\Delta_p$, він дорівнює $v_0 p^2 / 2 \rho c^2$. Тоді густина потенційної енергії буде $E_{\text{п}} = p^2 / 2 \rho c^2$, а повна густина енергії у хвилі

$$E = E_k + E_{\text{п}} = 1 / 2 \rho u^2 + p^2 / 2 \rho c^2. \quad (1.34)$$

Так як у плоскій хвилі, що рухається $p = \pm \rho c u$, тоді у довільній точці і у будь-який момент часу густина кінетичної енергії дорівнює густині потенційної енергії, а загальна густина звукової енергії

$$E = \rho u^2 = p^2 / \rho c^2. \quad (1.35)$$

Кількість звукової енергії, що переноситься у одиницю часу через одиничну площину, перпендикулярну напрямку розповсюдження хвилі, тобто густина потоку акустичної енергії, називається інтенсивністю або силою звуку. Так як акустична енергія розповсюджується з швидкістю звуку, тоді вираз для інтенсивності звуку у плоскій нерухомій хвилі можливо отримати шляхом помноження (1.35) на \underline{c} :

$$I = E c = p^2 / \rho c , \quad (1.36)$$

де I – інтенсивність акустичної хвилі.

Розмірність інтенсивності у системі СІ – $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, а у системі СГС – $\text{ерг}(\text{с} \cdot \text{см}^2)^{-1}$, причому $1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} = 10^3 \text{ ерг}(\text{с} \cdot \text{см}^2)^{-1}$.

Величина I за своєю фізичною сутністю є вектором і називається вектором Умова, за прізвищем фізика, який уперше увів поняття про потік механічної енергії у тілах.

Інтенсивність може бути визначена і як робота сили тиску на переміщення \underline{x} в одиницю часу. Тому миттєве значення інтенсивності можливо записати таким чином :

$$I_t = p_t u_t , \quad (1.37)$$

де p_t і u_t – миттєві значення тиску і коливальної швидкості.

Діапазон мінливості інтенсивності звукових хвиль дуже широкий і складає декілька порядків. Так, відношення інтенсивності на порозі больового відчуття до інтенсивності на межі чутливості людського вуха становить близько 10^{14} . При великому діапазоні зміни величини доцільно користуватися логарифмічною шкалою.

Позначимо через p і p_0 два звукових тиски, через I та I_0 – відповідні інтенсивності. Відношення цих величин запишемо у виді такого рівняння:

$$N = 10 \lg (I \cdot I_0^{-1}) = 20 \lg (p \cdot p_0^{-1}) . \quad (1.38)$$

Величина N , що визначається виразом (1.38), називається рівнем сили або інтенсивності звуку. Одиниця її виміру - децибел (дБ). Щоб оцінити значення вимірюваної величини у децибелах, необхідно визначитися, яке число прийняти за 0 дБ. Так, за нульовий рівень тиску у гідроакустичних вимірюваннях приймається рівень, що відповідає тиску $2 \cdot 10^{-5}$ Па. Цей тиск відповідає силі звуку у повітрі 10^{-12} Вт \cdot м⁻².

Іноді в акустиці використовується інша логарифмічна одиниця, що називається непером, і вона дорівнює натуральному логарифму відношення двох величин:

$$N_{\text{п}} = \ln(p \cdot p_0^{-1}) = 0.5 (I \cdot I_0^{-1}); \quad (1.39)$$

$$1 \text{ Нп} = 8.68 \text{ дБ.}$$

1.2.5. Визначення швидкості звуку в океані

У Світовому океані швидкість звуку змінюється приблизно від 1450 до 1540 мс⁻¹ і може визначатись, або безпосереднім виміром, або за допомогою спеціальних (емпіричних) формул, які дають залежність швидкості звуку від температури (T °С), солоності (S ‰) та гідростатичного тиску (P кгсм⁻²), тобто

$$c = F(T, S, P) \quad (1.40)$$

Похибка вимірів за допомогою приладів становить близько $\pm 0,3$ мс⁻¹. Розрахунок за емпіричними формулами забезпечує більш високу точність, завдяки цьому використання емпіричних формул набуло широкого розповсюдження.

Найбільше практичне застосування одержала формула Вільсона (1962р.). За нею були складені розрахункові таблиці як в СРСР, так і в США. Однак формула Вільсона застосована для дуже широкого діапазону T, S, P , внаслідок чого середньоквадратична похибка розрахунку за нею приблизно така ж, як і при вимірі швидкостеміром. Лерой (1969), а потім Фрай і Паг (1971), показали, що якщо обмежитися експериментальними

даними Вільсона, які відповідають тільки таким комбінаціям T, S і P, які дійсно спостерігаються в океані, то можна вивести більш просту і точну формулу.

Інтервал мінливості T, S, P, визначуваний умовами, при яких $-3^{\circ}\text{C} < T < 30^{\circ}\text{C}$, $33.1\text{ ‰} < S < 36.6\text{ ‰}$, $1.033\text{ кгсм}^{-2} < P < 984.3\text{ кгсм}^{-2}$, охоплює 99.5 % об'єму води Світового океану. Середньоквадратична похибка розрахунку швидкості звуку в цьому інтервалі параметрів за формулою Фрая і Пага становить 0.1 мс^{-1} .

Загальна структура емпіричних формул має такий вигляд:

$$c = c_0 + \Delta c_T + \Delta c_S + \Delta c_P + \Delta c_{T,S,P}, \quad (1.41)$$

де: c_0 - опорна швидкість звуку; Δc_T - поправка швидкості звуку на температуру; Δc_S - поправка швидкості звуку на солоність; Δc_P - поправка швидкості звуку на тиск; $\Delta c_{T,S,P}$ - поправка швидкості звуку на спільну дію комбінації гідрофізичних параметрів.

Часто, в якості опорної швидкості звуку беруть її значення при таких величинах температури, солоності та тиску: $T = 0^{\circ}\text{C}$; $S = 35\text{ ‰}$;

$P = 0\text{ кгсм}^{-2}$ та позначають - $c_{0,35,0}$.

При практичних розрахунках замість поправки швидкості звуку на тиск Δc_P зручніше використовувати поправку на глибину Δc_z . Перехід від Δc_P до Δc_z можливо зробити, скориставшись співвідношенням, отриманим Полосіним М. А., 1967 р.[3].

$$P = 1.033 + 1.028126 \cdot 10^{-1} z + 2.38 \cdot 10^{-7} z^2 - 6.8 \cdot 10^{-17} z^4, \quad (1.42)$$

де z - глибина в метрах.

Тоді поправка Δc_P буде мати вигляд:

$$\Delta c_P = 0.1637 + 1.62971 \cdot 10^{-2} z + 2.0389 \cdot 10^{-7} z^2 + 7.538 \cdot 10^{-13} z^3 - 3.97 \cdot 10^{-16} z^4 - 3.8 \cdot 10^{-21} z^5 - 1.3 \cdot 10^{-26} z^6. \quad (1.43)$$

У зв'язку із затвердженням у 90-х роках ХХ сторіччя нових фундаментальних океанографічних стандартів – Шкали практичної солоності, 1980 (РС-80), Міжнародна океанографічна комісія ЮНЕСКО рекомендувала для розрахунку швидкості звуку у морській воді формулу Ч.-Т. Чена і Ф. Міллера (1977). Перевага цієї формули над іншими сучасними формулами полягає у тому, що вона є сумісною з новою шкалою практичної солоності. Для цієї формули, як і для формули Вільсона, зроблені таблиці [3].

Залежність швидкості звуку від змін T,S,P. Розглянемо, як впливають зміни T, S, P на швидкість звуку. Температура води найбільше впливає на величину швидкості звуку. При її зростанні росте коефіцієнт K_p і зменшується ρ_0 . У відповідності з (1.9) це призводить до зростання швидкості звуку. У табл. 1.1 наведено зміни Δc_T при зміні T на 1 °C у різних температурних інтервалах. Солоність менше впливає на швидкість звуку - при зростанні солоності на 1 ‰ швидкість звуку зростає приблизно на 1.2 мс^{-1} .

Таблиця 1.1. Прирощення швидкості звуку при зміні температури води на 1 °C у різних її інтервалах.

T °C	1-10	10-20	20-30	30-40
Зміна Δc_T $\text{м}(\text{с} \cdot \text{градус})^{-1}$	4.446-3.635	3.635-2.734	2.734-2.059	2.059-1.804

Солі, що знаходяться у морській воді, по-різному впливають на стисливість K_p . Найбільший вплив має сіль MgSO_4 . Однак її концентрація значно менша від концентрації NaCl , тому сіль NaCl має основний вплив на стисливість морської води. Вплив різних солей, розчинених у морській воді, на швидкість звуку наведено у табл. 1.2.

Таблиця 1.2. Вплив різних солей та їх концентрацій на швидкість звуку.

Розчин	Концентрація, г·кг ⁻¹	Швидкість звуку, мс ⁻¹	Прирошення швидкості, мс ⁻¹
Дистильована вода	-	1510.0	0.0
NaCl	26.518	1538.2	28.2
MgSO ₄	3.305	1513.4	3.4
MgCl ₂	2.447	1512.9	2.9
CaCl ₂	1.141	1510.9	0.9
KCl	0.725	1510.6	0.6
NaHCO ₃	0.202	1510.2	0.2
NaBr	0.083	1510.0	0.0

Поправка до швидкості звуку на гідростатичний тиск має таку залежність від глибини, табл. 1.3.

Таблиця 1.3. Поправка до швидкості звуку на гідростатичний тиск.

z, м	0	10	100	1000	5000
Δc_p , мс ⁻¹	0.166	0.330	1.815	16.796	86.777

Вертикальні градієнти швидкості звуку у більшості районів океану приблизно у тисячу разів більші від горизонтальних. Виняток становлять лише райони сходження теплих і холодних течій, де горизонтальні градієнти зрівнянні з вертикальними.

1.3. Вертикальний розподіл швидкості звуку

Для розповсюдження звуку в океані найбільш важливе значення має не абсолютна величина швидкості звуку, а форма (профіль) кривої вертикального розподілу $c(z)$, тобто положення екстремумів, співвідношення між значеннями швидкості звуку біля дна, на поверхні і в екстремальних точках. Профіль $c(z)$, по суті, визначає умови розповсюдження звуку в океані. При одному типі $c(z)$ дальність розповсюдження звуку може досягати тисяч кілометрів, а при іншому - звук тієї ж частоти можливо виявити на відстані тільки кількох кілометрів.

Вертикальний розподіл швидкості звуку (ВРШЗ) різний у різних районах Світового океану і змінюється у часі. Зміни профілю $c(z)$ у верхніх шарах зумовлені загалом змінами температури і солоності. На великих глибинах температура та солоність змінюються дуже мало, і зростання швидкості звуку при зростанні глибини зумовлено практично зростанням гідростатичного тиску.

Загальні уявлення про типовий профіль швидкості звуку. У типовий профіль вертикального розподілу швидкості звуку (ВРШЗ), як правило, включають наступні ділянки, що мають різні характеристики та простір за глибиною.

Безпосередньо біля поверхні розташований шар води, у якому швидкість звуку зазнає добових та локальних впливів тепла, холоду та вітру. Біля поверхні моря може також розташовуватись перемішаний шар води з постійною температурою, який утворюється внаслідок перемішування води вітром над поверхнею моря. У перемішаному шарі створюються умови для "захоплювання", або іншими словами, концентрації енергії звукових хвиль, що спричиняє формування звукового каналу. При умовах достатньо довгої відсутності вітру та сонячної погоди цей шар зникає і поверхнева водна маса стає стратифікованою за температурою, тобто температура води і швидкість звуку зменшуються з глибиною, рис. 1.1.

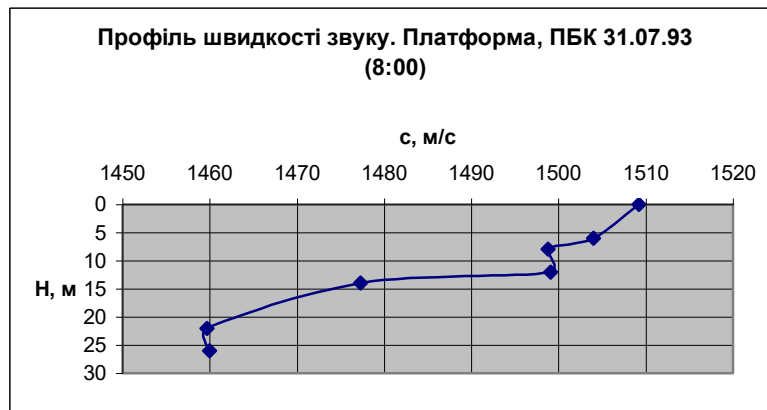


Рисунок 1.1. Профілі швидкості звуку на гідрологічних станціях.

Під поверхневим шаром розташовується сезонний термоклін. Він характеризується негативним градієнтом температури та швидкості звуку. Літом і восени, коли поверхневий шар води у морі нагрітий, сезонний термоклін стійкий і має чіткі межі (у середніх та високих широтах). Зимом та ранньою весною, а також в Арктиці, термоклін розмивається за рахунок інтенсивних конвекційних процесів (різної природи) і зливається з поверхневим шаром, рисунок 1.2.

Під сезонним термокліном знаходиться головний термоклін (в глибокому океані), в якому сезонні коливання гідрофізичних характеристик практично відсутні. У головному термокліні відбувається найбільш значна зміна температури з глибиною (але градієнти температури води значно менші, ніж у сезонному термокліні). Це не стосується низьких широт, де сезонні коливання невеликі за амплітудою і градієнти температури у головному термокліні більші, ніж у сезонному.

Нижче головного термокліну розташовується глибинний квазіізотермічний шар, який має майже постійну температуру. У цьому

шарі швидкість звуку зростає з глибиною під дією гідростатичного тиску. Між зонами негативного градієнта швидкості звуку в головному термокліні та позитивного градієнта на великих глибинах існує шар води з мінімальним значенням швидкості звуку.



Рисунок 1.2. Приклад розподілу $c(z)$ у холодний сезон.

Через рефракцію звук, що розповсюджується на великих глибинах, відхиляється в напрямку цього шару і фокусується у ньому. У низьких широтах мінімум швидкості звуку спостерігається на глибині приблизно 1200 м. У високих широтах цей мінімум зміщується ближче до поверхні, глибоководний ізотермічний шар розповсюджується у бік малих глибин майже до поверхні моря, а головний та сезонний термокліні поступово зникають.

Положення та товщина вказаних шарів води змінюється в залежності від географічної широти району, сезону, часу доби та метеорологічних умов. У мілководних прибережних районах і на континентальному шельфі профіль ВРШЗ втрачає типовість, характерну для глибоководних акваторій, і передбачити його форму стає практично неможливо. Спостерігаються значні варіації ВРШЗ, рис. 1.1, в залежності від характеру прогріву верхнього шару водної маси, солоності та течій, особливо припливно-відпливних. Профіль ВРШЗ у мілкому морі ускладнюється за рахунок змін солоності, які спричиняються наявністю джерел прісної води (наприклад, гирло ріки), а також внаслідок численних градієнтних шарів води з малою просторовою та часовою стабільністю.

У табл. 1.4 наведені порядки величини амплітуди флуктуацій в залежності від глибини для діапазону зміни періодів від кількох хвилин до однієї доби. Першоджерелом цих флуктуацій є внутрішні хвилі. Числа у таблиці являють собою наближені середньоквадратичні значення і розраховані за допомогою спектра внутрішніх хвиль і співвідношень між температурою, солоністю, густиною і швидкістю звуку.

Таблиця 1.4. Порядок величини амплітуд флуктуацій змінних параметрів океану, [1].

Глибина	$\xi, \text{м}$	$v_z, \text{смс}^{-1}$	$v_x, \text{смс}^{-1}$	$\delta T, ^\circ \text{C}$	$\delta S, \text{‰}$	$\delta \rho / \rho$	$\delta C / C$	v_x / C
Біля поверхні	7.3	0.5	4.7	0.14	$5 \cdot 10^{-3}$	$20 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$
1 км (вісь каналу)	12.0	0.5	2.9	0.04	$1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$
3-4 км (біля дна)	41.0	0.5	0.8	$8 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$0.1 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$

У таблиці використані такі позначення:

ξ – зміщення ізопікнічної поверхні;

v_z - вертикальна компонента швидкості зміщення частинок води;

v_x - горизонтальна компонента швидкості зміщення частинок води;

δT° – флуктуація температури на фіксованій глибині;

δS - флуктуація солоності на фіксованій глибині;

$\delta \rho / \rho$ – відносна флуктуація густини на фіксованій глибині;

$\delta C / C$ - відносна флуктуація швидкості звуку на фіксованій глибині.

1.3.1. Підводний звуковий канал в океані.

Для глибоких районів океану типовим є профіль $c(z)$, у якому мінімум швидкості звуку знаходиться на деякій глибині z_m . При відході від

горизонту z_m уверх швидкість звуку зростає, головним чином, завдяки зростанню температури. При відході від горизонту z_m униз, швидкість звуку зростає за рахунок зростання гідростатичного тиску. Якщо розмістити джерело звуку на рівні z_m або поблизу, тоді частина звукової енергії буде розповсюджуватися в шарі води від поверхні до горизонту z_k , на якому швидкість звуку має таке ж значення, що і на поверхні. Цей шар називають підводним звуковим каналом (ПЗК), а горизонт з мінімумом швидкості звуку - віссю ПЗК. Такий розподіл швидкості звуку з глибиною є характерним для глибоких районів океану з нормальною термохалінною стратифікацією.

Існування в океані ПЗК створює найбільш сприятливі умови для розповсюдження звуку, оскільки при цьому звукові хвилі не розсіюються на поверхні океану і не поглинаються у підводному ґрунті. Максимальна дальність розповсюдження звуку у каналі лімітується головним чином поглинанням звуку морською водою. Звук достатньо низьких частот, для якого поглинання у воді дуже мале, може розповсюджуватися на великі відстані. Так, наприклад, звук, створений вибухом заряду вагою 22,5 кг біля берегів Австралії, був зареєстрований біля Бермудських островів на відстані 19 тис. км. Здатність звуку розповсюджуватися у ПЗК на великі відстані може мати численні практичні застосування.

1.3.2. Характеристики ПЗК та його типи

Головними характеристиками ПЗК є глибина осі каналу z_m , ширина звукового каналу z_k , величина перепаду швидкості звуку на поверхні і на осі каналу, а також співвідношення швидкості звуку біля дна і на поверхні.

Глибина осі ПЗК в океані звичайно складає 1000-1200 м і більше. В тропічних зонах вона спостерігається навіть на глибині 2000 м, в помірних широтах вісь каналу підіймається до глибини 200-500 м. В ще більш високих широтах вона підходить до поверхні.

Існують два різновиди ПЗК, які відповідають двом різним співвідношенням між значеннями швидкості звуку на поверхні - c_0 та біля дна - c_H . Випадок, коли співвідношення $c_0 / c_H < 1$ - відповідає 1 типу; в менш глибоководних районах може зустрітися зворотне співвідношення, тобто $c_0 / c_H > 1$ - це 2-й тип. В цьому випадку ПЗК - це шар від дна до

горизонту z_k , на якому швидкість дорівнює c_n . Підводний звуковий канал, який створюється завдяки зростанню швидкості звуку в області нижче осі каналу внаслідок зростання гідростатичного тиску, називають гідростатичним ПЗК, рисунок 1.3 (а, б)

Іноді в океані формується не один, а два підводних звукових канали. Для створення більш мілководного ПЗК, необхідно існування нижче осі каналу теплих мас води з підвищеною солоністю. ПЗК такого типу називають термічним, рисунок 1.4.

В деяких морях існує тільки термічний ПЗК (наприклад, Балтійське та Чорне море).

Біляповерхневий звуковий канал формується, коли мінімум швидкості звуку (вісь каналу) знаходиться майже на поверхні і швидкість звуку постійно зростає або тільки до деякої глибини, або до самого дна. Для створення біляповерхневого каналу відносно невеликої товщини необхідно існування перемішаного верхнього шару з постійними по глибині термохалінними характеристиками. Таке вирівнювання з глибиною температури та солоності буває внаслідок або вітрового перемішування, або осіннього-зимової конвекції в помірних широтах.

1.3.3. Види вертикального розподілу швидкості звуку

Постійне зростання звуку до дна спостерігається в арктичних і антарктичних районах та середземних морях тропічної зони. На рис. 1.5 наведено типовий профіль $c(z)$ для Канадської котловини.

Для нього характерна присутність відносно тонкого поверхневого шару води з дуже низькими значеннями швидкості звуку і великими позитивними значеннями відносного градієнта швидкості звуку. На рисунку 1.6 схематично вказані профілі $c(z)$ Середземного моря для холодного та теплого сезонів року (суцільна і пунктирна лінія відповідно). Підводний звуковий канал, який виникає у теплий сезон року, різко асиметричний, глибина осі каналу 60-200м.

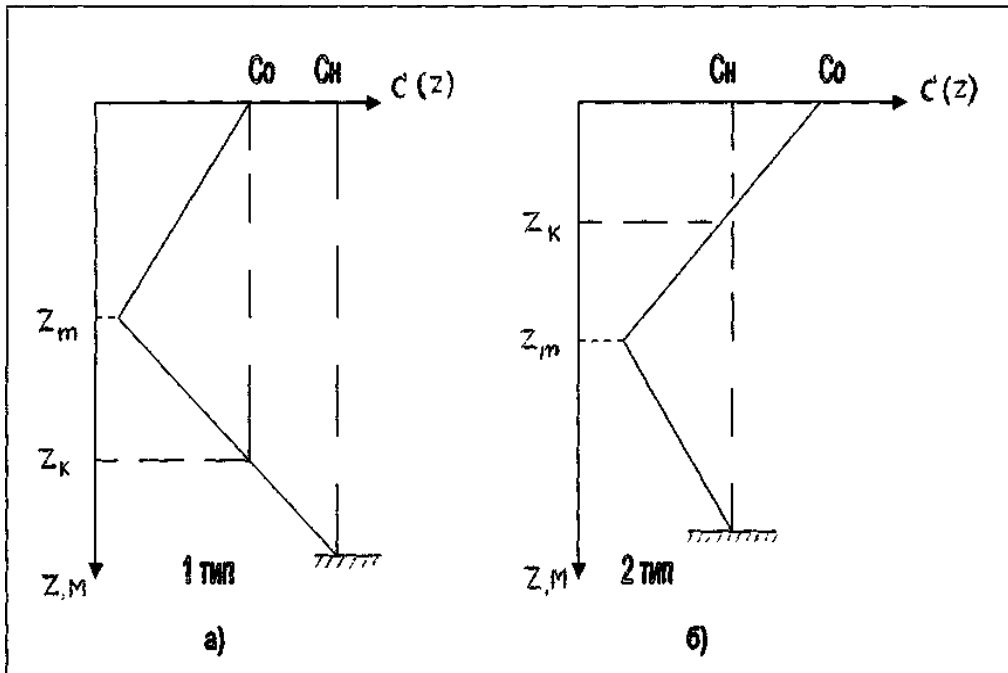


Рисунок 1.3. Типи підводного звукового каналу.

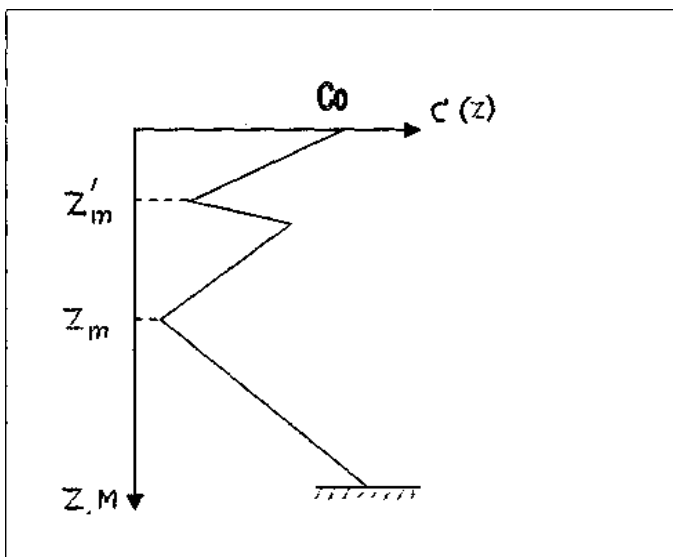


Рисунок 1.4. ПЗК термічного типу.

Зменшення швидкості звуку з глибиною до самого дна, зустрічається у мілких морях і прибережних районах океану в помірних широтах у теплу частину року, коли океан чи море прогрівається з поверхні.

Завдяки інтенсивному випаровуванню зростає і солоність води у поверхневому шарі. Разом ці фактори призводять до значного зростання швидкості звуку на поверхні, рисунок 1.7.

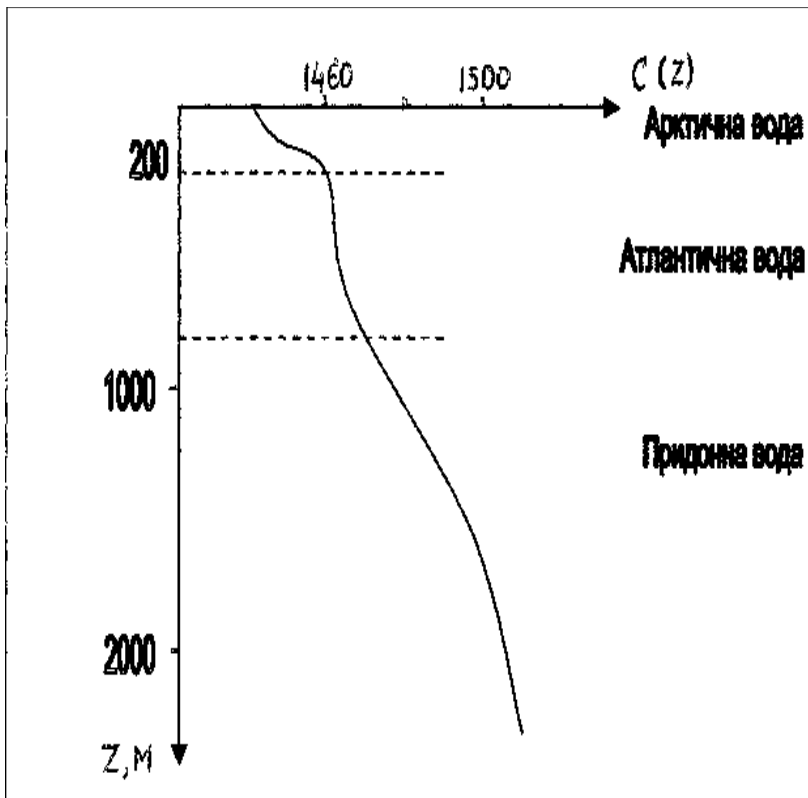


Рисунок 1.5 Профіль $C(z)$ для Канадської котловини.

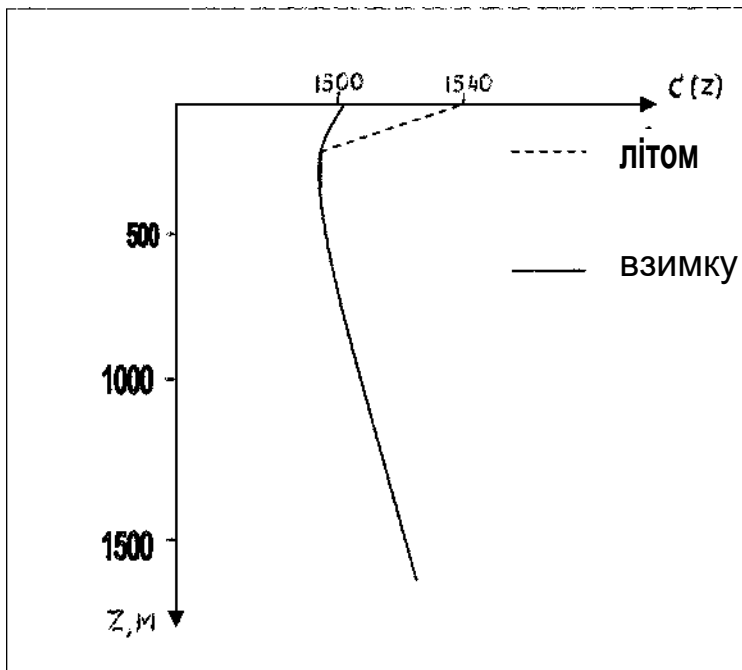


Рисунок 1.6. Профіль $c(z)$ у Середземному морі.

При такому профілі $c(z)$, як на рисунку 1.7, умови розповсюдження найбільш несприятливі. Усі звукові промені повертають у бік дна, що спричиняє утворення зони тіні для прямих променів. Перехід звукових хвиль через термоклін супроводжується значним зменшенням їх інтенсивності.

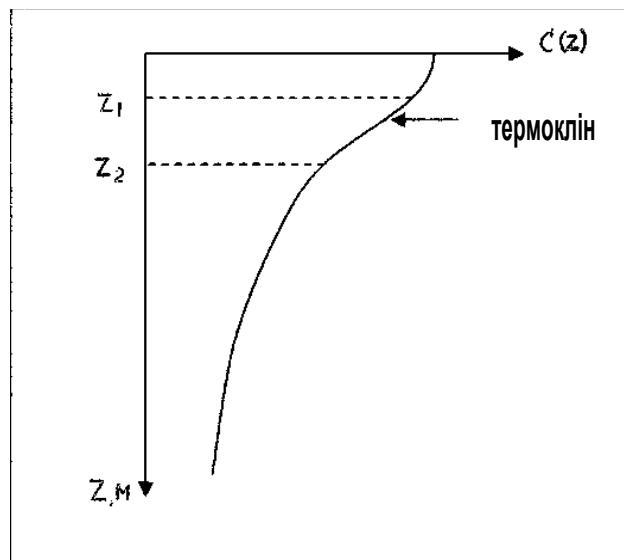


Рисунок 1.7. Профіль $c(z)$ у мілких морях літом.

1.4. Розповсюдження звуку в океані

Розповсюдження звуку супроводжує ціла низка різних фізичних процесів, а саме: згасання (затухание, attenuation); відбиття (отражение, reflection); рефракція (преломление, refraction); поглинання (поглощение, absorption), розсіяння (рассеяние, scattering), сферичне розширення фронту хвилі (сферическое расширение, spherical extension).

Хвильове рівняння (1.18) отримано для ідеальної рідини. У дійсності морська і звичайна вода мають в'язкість і теплопровідність. У реальному морському середовищі завжди існують морські тварини, риби, продукти їх життєдіяльності, тверді частинки осадів, бульбашки повітря. Як вже згадувалося вище, морська вода – дисоційований розчин, що складається з різних іонів. Крім того, температура, густина і солоність морської води фактично завжди флюктуують біля їх середніх значень,

створюючи випадкові об'ємні неоднорідності. Такий стан і будова морської води призводять до згасання акустичних хвиль при їх розповсюдженні.

Згасання є процесом зменшення енергії звукової хвилі, яка розповсюджується у морській воді, за рахунок поглинання, сферичного розширення фронту хвилі та розсіювання частинками, що знаходяться у товщі води. В'язкість і теплопровідність морської води призводять до незворотних теплових витрат енергії. Газові та інші компоненти окрім дисипації спричиняють розсіювання звукових хвиль: потік розсіяної акустичної енергії починає розповсюджуватися у різні боки і ослаблювати потік акустичного випромінювання у головному напрямку.

Згасання енергії за рахунок поглинання відбувається через втрати енергії на процеси розпаду (дисоціації, dissociation) та сполучення (асоціації, association) молекул різних неорганічних сполук (солі) розчинених у воді. Сульфат магнію ($MgSO_4$) є головним джерелом поглинання енергії звукових хвиль у морській воді. Швидкість поглинання (rate of absorption) залежить від фізичних і хімічних властивостей морської води та частоти звуку, що випромінюється.

На рис. 1.8 можливо відстежити, що починаючи з частоти 1 кГц коефіцієнт поглинання зростає при підвищенні температури води, таким чином, слід чекати, що дальність дії сонара (ехолота) буде змінюватися в залежності від температури води. З графіка на рисунку видно, що сонари з високою частотою акустичного сигналу краще працюють у холодній прісній воді. Збільшення глибини (Z) дає менший внесок, ніж солоність (S) і температура (T). При цьому температура є домінуючим чинником, від якого залежить коефіцієнт поглинання. При збільшенні глибини (похилої дальності) втрати на поглинання збільшуються.

Середня величина коефіцієнта поглинання водної товщі є важливим параметром, необхідним для практичних цілей, оскільки використовується для розрахунку коефіцієнта посилення приймального пристрою у багатопромених ехолотах. Цей параметр також використовується для правильної оцінки величини зворотного розсіювання дна (seafloor backscattering strength), коли у багатопроменовому ехолоті використовується опція гідролокатора бічного огляду, яка дозволяє отримувати цифрові растрові зображення дна (sonar imagery).

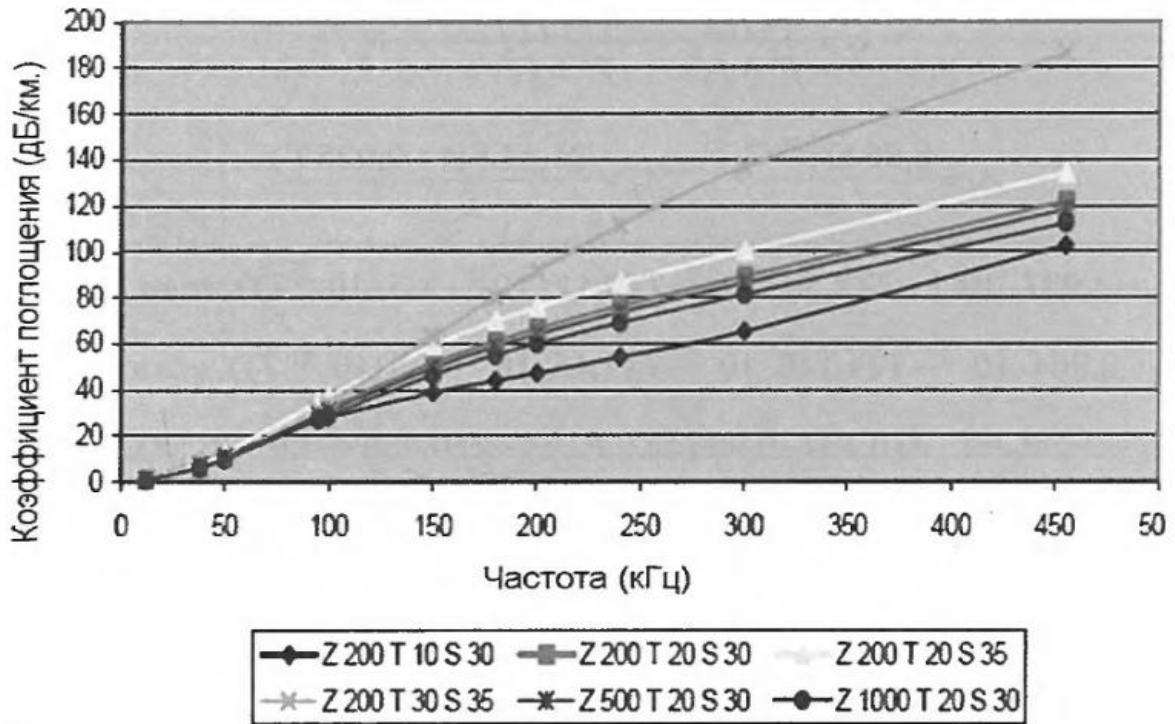


Рис.1.8. Графіки залежності коефіцієнту поглинання від частоти для різних величин глибини (Z), солоності (S) і температури (T).

Вірна оцінка коефіцієнта поглинання стає особливо важливою, коли здійснюється порівняння цифрових зображень, отриманих від різних датчиків інформації або різних ділянок дна. Коефіцієнт поглинання можна розрахувати за такою формулою:

$$\alpha = \frac{A_1 f_1 f^2}{f^2 + f_1^2} + \frac{A_2 P_2 f_2 f^2}{f^2 + f_2^2} + A_3 P_3 f^2, \quad (1.44)$$

де

$$A_1 = \frac{8,86 \cdot 10^{(0,78 \text{ pH} - 5)}}{c}; \quad A_2 = \frac{21,44 S (1 + 0,025 T)}{c};$$

$$A_3 = 4,937 \cdot 10^{-4} - T(2,59 \cdot 10^{-5} - T(9,11 \cdot 10^{-7} - 1,5 \cdot 10^{-8} T)), \text{ если } T \leq 20^\circ \text{C}$$

$$A_3 = 3,964 \cdot 10^{-4} - T(1,146 \cdot 10^{-5} - T(1,45 \cdot 10^{-7} - 6,5 \cdot 10^{-10} T)), \text{ если } T \geq 20^\circ \text{C}$$

$$P_2 = 1 - Z(0,137 - 0,0062 Z); \quad P_3 = 1 - Z(0,0383 - 4,9 \cdot 10^{-4} Z),$$

$$f_1 = 2,8 \sqrt{\frac{S}{35}} \times 10^{\left[4 - \frac{1245}{273+T}\right]}; \quad f_2 = \frac{8,17 \times 10^{\left[8 - \frac{1990}{273+T}\right]}}{1 + 0,00180 \times (S - 35)}$$

Вихідні параметри у цій формулі підставляються у одиницях розмірності, що наведені у таблиці 1.5.

Таблиця 1.5. Розмірність гідрофізичних параметрів до формули (1.44)

	Найменування параметру	Одиниці виміру
A	коефіцієнт поглинання	Дб · км ⁻¹
C	швидкість звуку у воді	м · с ⁻¹
T	температура води	°C
Z	глибина	км
S	солоність	‰
F	частота	кГц
pH	водневий показник води (у межах: 7.6-8.2)	

Сферичне розширення залежить від геометрії розповсюдження хвиль в об'ємі, оскільки всередині просторового кута акустична енергія розповсюджується на все більшу поверхню при зростанні відстані від джерела звуку.

Поглинання і сферичне розширення враховуються у рівнянні гідролокації.

Розсіювання. При відбитті звуку від нерівних поверхонь окрім дзеркально відбитих хвиль з'являються розсіяні хвилі, що розповсюджуються у всіх напрямках, у тому числі і у напрямку на джерело звуку. Розсіювання звуку на нерівностях хвильової поверхні, крижаного покриву і дна призводить до зменшення амплітуди дзеркально відбитої хвилі. Розсіювачі є і у товщі вод океану. Вони представлені як окремими дискретними розсіювачами, так і окремими горизонтально орієнтованими біологічними скупченнями різної природи (залягають найчастіше на глибинах до 1000 м). Втрати енергії від розсіювання залежать від фактичної присутності частинок або тіл у товщі води, і тут головним джерелом розсіяних хвиль є так звані глибинні розсіюючі шари (ГРШ, deep scattering layer), які складається з планктону. Розсіювання від таких шарів має інші

закономірності у зрівнянні з розсіюванням, зумовленим дискретними розсіювачами. Глибина розташування ГРШ, а отже і інтенсивність розсіяного звукового поля, зумовленого цими шарами, може змінюватися дуже значно протягом доби.

Дослідженнями виявлено, що розсіяне поле у водах океану формується лише тоді, коли акустичні характеристики розсіюючих об'єктів або їх частин суттєво відрізняються від акустичних властивостей води.

Розсіяне акустичне поле є інтегральним полем різних розсіювачів, тому дуже часто виявляється неможливим точно вказати конкретні причини розсіювання звуку і класифікувати розсіювачі за їх видами, ролі та особливостям. Очевидно також і те, що сумарне розсіяне звукове поле, яке спостерігається у точці його випромінювання, буде змінюватися у часі. Процес, який описує зміни у часі сумарного розсіяного звукового сигналу, називають **морською реверберацією** (нею також називають відзвук, який флюктує і поступово згасає у часі, і який спостерігається у точці прийому сигналів вже після закінчення дії джерела звуку).

За визначеної гіпотези про розподіл розсіювачів у морському середовищі, їх потенційних розмірах і акустичних властивостях, можливо провести фізично обґрунтоване дослідження статистичних властивостей морської реверберації, віднісши її до визначених розсіюючих об'єктів. У відповідності з цим виділяють наступні характерні типи реверберації:

- реверберацію, спричинену розсіюванням на неоднорідностях, що заповнюють водну масу;
- реверберацію від шару, спричинену неоднорідностями сконцентрованими у шарах;
- граничну реверберацію, спричинену розсіюванням нерівностями меж двох середовищ.

Така типізація зручна для математичного опису реверберації, але вона є наближеною: у ній не враховані рефракція, мінливість швидкості розповсюдження звуку, вторинне розсіювання.

Розсіювання звуку також зумовлює ряд нових фізичних ефектів: додаткове загасання звукових хвиль, «засвічування» рефракційних зон тіні і т. ін.

1.4.1. Умови розповсюдження звуку у верхньому шарі та поблизу дна

На розповсюдження звуку суттєвий вплив чинить поверхня і дно океану. Поверхня океану практично весь час збурена, а підводний ґрунт має складний рельєф та неоднорідну структуру. Внаслідок розсіювання звуку на поверхні, що хвилюється і нерівному ґрунті виникають просторові і часові флуктуації сигналів, які розповсюджуються, змінюються їх спектральні та статистичні характеристики. Реверберація є однією з перешкод для роботи різноманітних гідроакустичних приладів.

Хвилювання на поверхні води залежить від багатьох факторів: швидкості і тривалості дії вітру, розгону, глибини океану, рельєфу дна і таке інше. Для правильної інтерпретації результатів акустичних експериментів в океані необхідно достатньо повно знати спектральні і статистичні характеристики морського хвилювання.

В арктичних районах Світового океану особливо важливу роль у процесі розповсюдження звуку відіграє крига на поверхні води (крижані поля). Внаслідок позитивного градієнту швидкості звуку у цих водах, усі звукові промені при розповсюдженні багаторазово відбиваються (або розсіюються) на нижній нерівній поверхні крижаних полів. На відміну від поверхні поділу вода – повітря у відкритому океані, крижані поля менш шорсткі : відносно рівні ділянки чергуються з пасмами торосів, підводна частина яких і спричиняє найбільш значне розсіювання звуку.

Якщо поверхня океану лише розсіює звук, то дно як розсіює, так і поглинає його, тобто частина звукової енергії, яка падає на дно, виходить з водного шару у ґрунт. Перетікання звукової енергії у ґрунт є головною причиною, яка лімітує подальше розповсюдження звуку низьких частот, для яких поглинання у морському середовищі дуже мале.

Як показують дані геофізичних досліджень, осади на дні океану складаються з великої кількості відносно тонких шарів з нерівними і непаралельними межами. У сучасний період більш - менш повно досліджені акустичні характеристики тільки верхнього шару осадів. Щільність верхнього шару осадів у глибоководних районах змінюється в межах від 1,24 до 2,02 гсм⁻³, а швидкість звуку на 2-3 % менша від швидкості звуку у воді безпосередньо біля дна.

Результати глибинного буріння дна Атлантичного й Тихого океанів, проведеного з американського судна «Гломар Челленджер» також демонструють, що швидкість звуку в шарі осадів товщиною до 200 - 300 м змінюється нерівномірно.

Якщо верхній шар осадів при акустичних розрахунках можна розглядати як рідкий, то, починаючи з глибин у кілька метрів, треба ураховувати певною мірою зсувні напруги.

Нерівність підводного ґрунту має дуже широкий спектр горизонтальних і вертикальних масштабів – від «позначок брижів», які створюються на піску рухом хвиль, до величезних підводних хребтів, які тягнуться на тисячі кілометрів і мають вишину кілька кілометрів. Для розсіювання звукових хвиль найбільше значення мають нерівності мікрорельєфу ($L \leq 10$ м та $h \leq 1$ м) і мезорельєфу (10 м $\leq L \leq 100$ м та

1 м $\leq h \leq 10$ м).

Аналіз численних експериментальних даних про відбиття та розсіювання звуку дном океану демонструє, що на частотах, нижчих за кілька кілогерців, акустичні властивості дна глибокого океану визначаються, головним чином, характеристиками верхніх шарів, які складають підводний ґрунт, їх товщиною, швидкістю звуку і поглинанням у них. На більш високих частотах відбиття і розсіювання звуку, головним чином, визначається характером нерівностей дна.

1.4.2. Неоднорідності товщі океану

Морське середовище за своїми акустичними властивостями дуже неоднорідне. Окрім регулярних змін, в океані спостерігаються випадкові флуктуації акустичних параметрів, зумовлені існуванням у товщі океану турбулентності, внутрішніх хвиль, флуктуацій температури, солоності та густини.

У розсіюванні звуку головну роль відіграють флуктуації температури, значно менший ефект мають неоднорідності солоності та флуктуації течії.

Значний внесок у розсіювання та поглинання звуку в океані можуть вносити дискретні неоднорідності у вигляді повітряних бульбашок та різних біологічних об'єктів. Велика концентрація повітряних бульбашок спостерігається у відносно тонкому біляповерхневому шарі океану (за рахунок руйнування поверхневих хвиль), а також у кільватерних слідах кораблів. Особливо велике розсіювання та поглинання спричиняють бульбашки, у яких частоти власних радіальних коливань співпадають з частотою звуку. Резонансну частоту бульбашки можливо оцінити за формулою

$$F_0 = 327 R^{-1} \quad (1.45)$$

де: R - радіус бульбашки, см; F_0 - частоти звуку, Гц.

Для аналізу впливу біляповерхневого шару повітряних бульбашок на звукове поле, необхідно знати такі характеристики, як статистичне розподілення бульбашок за розмірами (резонансними частотами), залежність концентрації від глибини та гідрометеорологічних умов. У наш час ці характеристики досліджені зовсім недостатньо: дані для відкритого океану до останнього часу зовсім були відсутні, а для прибережних районів були нечисленні, тільки знедавна почався значний прогрес у цьому питанні.

1.4.3. Звукорозсіюючий шар та його характеристики

Аналогічний механізм розсіювання звуку пов'язаний з існуванням у морі глибоководних звукорозсіюючих шарів (ЗРШ), які є скупченням дрібних морських тварин – риб, рачків, кальмарів, медуз та інших. Найбільш інтенсивно розсіюють звук тварини з газовими міхурами у тілі. Резонансна частота газових міхурів риб залежить від розмірів міхурів, а отже, і від глибини, на якій розташовується ЗРШ. Для розмірів міхурів риб, типових для глибоководних ЗРШ, резонансна частота на глибині 400 м знаходиться у межах від одиниць до 2-3 десятків кілогерц.

Звукорозсіюючий шар має велику горизонтальну протяжність і спостерігається практично у всіх глибоководних районах Світового океану за винятком полярних. Але іноді їх знаходять навіть і там. Характерною

особливістю ЗРШ є їх добова міграція: із заходом сонця шари піднімаються до поверхні, із сходом сонця - поринають на глибини 300 – 400 м, а іноді і більше. На глибинах більше 1000 м шари розсіювання спостерігаються дуже рідко, хоча відомий достовірно один випадок, коли вони були зареєстровані навіть на глибинах 1500 – 2000 м. Дослідження ЗРШ - це є проблема, яка виникає на межі між акустикою океану та морського біологією. З одного боку, розсіювання звуку на ЗРШ створює перешкоди для роботи гідроакустичної апаратури, а з іншого боку – вміщує інформацію про біологічні характеристики цих шарів (глибини знаходження, швидкості переміщення, концентрації, видовий склад, розміри тварин і таке інше).

1.5. Шуми океану

Одним з важливих параметрів морського середовища є власні шуми океану. Значення їх характеристик (статистичні, енергетичні, спектральні) особливо важливі при вирішенні задач, пов'язаних із знаходженням та виявленням сигналів на фоні перешкод, при передачі інформації по підводному каналу зв'язку і таке інше.

Підводні шуми в океані несуть у собі великий обсяг інформації про стан поверхні океану, атмосфери над ним, тектонічні процеси у товщі дна океану, про життя у океанському середовищі. Так як акустичні хвилі в океані розповсюджуються на великі відстані, то шум у точці спостереження є результатом накладення полів багатьох окремих незалежних джерел.

Виділяють такі головні джерела підводних шумів:

1. Теплові шуми, зумовлені молекулярним рухом у середовищі; домінують у діапазоні 50-200 кГц;
2. Динамічні шуми, спричинені хвилюванням на поверхні океану, прибіжною зоною на березі або на рифах, турбулентними течіями, дощем та іншими атмосферними опадами. У глибокому океані на частотах 100 – 500 Гц головним джерелом шуму є хвилі на поверхні;
3. Шуми з під криги, пов'язані з динамікою крижаних полів (переміщення та коливання окремих крижин та суцільних крижаних полів,

розкришування та торошення криги, термічне розтріскування і таке інше), і обтіканням вітром та течією нерівностей на поверхні льоду.

Сюди ж можна віднести і відносно недавно відкрите нове джерело шуму - танення айсбергів при їх русі з полярних районів у більш теплі.

Припускають, що цей шум спричиняється або вибухом дуже дрібних бульбашок повітря, яке знаходиться під тиском у кризі і вивільнюється при таненні айсберга, або закриттям повітряних порожнин у кризі. Рівень шуму залежить від характеристик айсберга;

4. Біологічні шуми, які виробляють морські тварини (краби, креветки, раки, кальмари, риби, морські свині, дельфіни, кити);

5. Технічні шуми, створені суднами та промисловими установками, які знаходяться на берегах або у відкритому морі. Це головні джерела шуму на частотах 10 Гц – 1 кГц.

6. Сейсмічні шуми, зумовлені рухами земної кори, виверженнями підводних та наземних вулканів, постійно існуючими мікросейсмічними коливаннями земної кори.

Ці джерела по-різному виявляються в окремих районах океанів, у різних частотних діапазонах і розрізняються за інтенсивністю. За визначених умов, які залежать від гідрометеорологічного стану, глибини місця, пори року, відстані від джерел і т. ін., переважає внесок у загальне поле шуму тих чи інших джерел.

Випадіння дощу, удари крапель по поверхні моря спричиняють значний підйом рівня шуму у діапазоні частот 1 – 10 кГц. Суттєвою перешкодою у роботі гідроакустичної апаратури є шуми біологічного походження. На даний час є відомості про механізми випромінювання акустичних коливань та про характеристики шуму багатьох видів риб, китоподібних, рачків і ін. Вивчення звуків, що випромінюють представники морської фауни, їх реакцій на різні акустичні сигнали має не тільки наукове, але і велике практичне значення, так як дозволяє значно збільшити вилов риби.

Використання вузько спрямованих антен дозволило виявити кутову залежність у розподілі інтенсивності шумів моря як у горизонтальній, так і у вертикальній площині. Ця характеристика шумів тісно пов'язана з розподілом джерел в азимутальній площині і з умовами розповсюдження звуку на трасі до приймального гідрофона. Чітко виявляються напрямки на район шторму у відкритому океані і зони інтенсивних рухів крижаних полів.

Аналіз наявних даних про шуми океану показує прямий зв'язок різних характеристик шумів з гідрометеорологічними умовами і процесами, що відбуваються у товщі океану та у суміжних з ним середовищах. Причём якщо характеристики шумів у високочастотному діапазоні визначаються процесами, що відбуваються у зоні радіусом кілька кілометрів, то низькочастотна частина спектра дозволяє взнавати про процеси які відбуваються на значних відстанях від приймальної системи.

1.6. Поглинання акустичних хвиль в океані

1.6.1. Механізми поглинання звуку в океані

Теоретично задачу поглинання звуку вирішують за допомогою рівняння Стокса. Фізичний бік задачі, яка розглядається, виглядає таким чином – механізм поглинання звуку у морській воді, пов'язаний з її в'язкістю, визначається зсувними напругами, які виникають при русі сусідніх шарів води відносно один одного. Ця зсувна напруга пропорційна градієнту швидкості та коефіцієнту в'язкості, який позначається через μ_1 . Цей коефіцієнт існує тільки при деформаціях зсуву і називається коефіцієнтом зсувної (стоксової або першої) в'язкості. Вимірюється у пуазах $\text{П} [\text{г} (\text{см} \text{с})^{-1}]$ у системі СГС або у паскалях за секунду ($\text{Па} \text{с}$) у системі СІ – $1 \text{ Па} \text{с} = 10 \text{ П}$.

Величина $\mu_1 \cdot \rho^{-1} = \nu_4$ – кінематична в'язкість (ρ – густина морської води). В'язке поглинання є домінуючим у прісній воді. У морі воно має суттєве значення лише при ультразвукових частотах ($\geq 1 \text{ мГц}$).

Поглинання звуку відбувається також за рахунок релаксаційних явищ. Його визначає коефіцієнт об'ємної в'язкості - μ_2 . Цей коефіцієнт виникає в розрахунках у тих процесах, які супроводжуються зміною об'єму рідини. Його також називають коефіцієнтом другої в'язкості. Друга об'ємна в'язкість зумовлена зміною фаз стискання та розрідження води при проходженні акустичної хвилі у кожному елементі водного середовища. Така зміна є причиною змінення структури молекул води. Внаслідок перебудови молекулярної структури порушується термодинамічна рівновага. При цьому внутрішні процеси намагаються поновити цю рівновагу з часом релаксації τ_p . Цей процес потребує витрати акустичної енергії.

1.6.2. Релаксаційні процеси

Крім структурно – молекулярного механізму поглинання звуку існують релаксаційні процеси, зумовлені дисоціацією молекул. Частина молекул солі, розчиненої у морській воді, знаходиться в іонному стані.

При незмінних температурі та тиску кількість дисоційованих та рекомбінуючих іонів знаходяться у рівновазі. При проходженні акустичної хвилі ця рівновага порушується. В об'ємах підвищеного тиску ступінь дисоціації, наприклад солі $MgSO_4$, зростає. В об'ємах зниженого тиску рівноважний ступінь дисоціації їх нижчий. У цьому випадку посилюється рекомбінація іонів зі сталою часу, близькою до 10^{-6} с. Як наслідок, відновлення рівноваги спізнюється за фазою відносно хвилі тиску, і весь процес набирає релаксаційного характеру, що спричиняє у морській воді (як розчині) додаткові витрати акустичної енергії. Найбільший вплив на цей вид витрат здійснює сіль $MgSO_4$, особливо при частотах близько 10^4 – 10^5 Гц.

Важливо відзначити, що зсувна в'язкість морської води зменшується із зростанням глибини (гідростатичного тиску), тоді як об'ємна в'язкість зостається практично незмінною. При підвищенні температури обидві в'язкості зменшуються. Об'ємна в'язкість перевищує зсувну приблизно у 3 – 5 разів.

1.6.3. Інші механізми поглинання звуку

Однією з причин поглинання звуку у морі є повітряні бульбашки. Прошарок бульбашок у морі за товщиною, звичайно, не перевищує 10 – 15 м (іноді 25 – 30 м). При проходженні звукової хвилі бульбашка повітря починає коливатися і перевипромінювати акустичні хвилі, на що витрачається енергія первинного акустичного поля.

Загасання акустичних хвиль у товщі крижаного покриття та у породах, які складають дно океану, у тому числі і у товщі осадових відкладів, має іншу фізичну природу. Головним у цьому випадку, мабуть, є поглинання, спричинене зсувним тертям та релаксацією у кристалічних структурах льоду і морського дна.

1.7. Променева теорія розповсюдження звуку у неоднорідних середовищах

Оскільки у морі залежність швидкості звуку від горизонтальної координати виражена значно слабше, чим від вертикальної, тоді морське середовище у першому наближенні можливо вважати шарово – неоднорідним і розглядати як складене з набору плоских однорідних шарів води. Отримання точного розв'язання хвильового рівняння, яке описує розповсюдження звуку у шарово – неоднорідних середовищах для довільного виду $c(z)$, неможливе. Тому для вирішення задачі про розповсюдження звуку в океані широко застосовуються наближені методи, зокрема променева теорія, найбільш повно розвинута у роботі Л.М.Бреховських [4].

Під звуковими променями будемо розуміти лінії, перпендикулярні до хвильових поверхонь (фронтів). Вплив розподілу $c(z)$ на зміну напрямку розповсюдження променя описується у наближенні геометричної оптики законом Снеліуса. Детально цей матеріал розглядався у курсі дисципліни "Фізична океанологія" [5].

Рефракція є процес зміни напрямку розповсюдження акустичної хвилі при перетині меж шарів води з різними значеннями швидкості розповсюдження звуку. Рефракція акустичного променя в шарувато-неоднорідному середовищі зі змінною швидкістю звуку підлягає закону Снеліуса, який установлює, що у середовищі, складеному з шарів з незмінними значеннями швидкості звуку, кути ковзання $\theta_1, \theta_2 \dots$ променів на межах шарів зі значеннями швидкості звуку $c_1, c_2 \dots$ у цих шарах підлягають таким співвідношенням для будь-якого променя

$$\cos \theta_1 / c_1 = \cos \theta_2 / c_2 = \cos \theta_3 / c_3 = \dots = \text{const} \quad (1.45)$$

У співвідношенні (1.45) константа дорівнює величині, яка є зворотною до швидкості звуку у шарі води, де промінь стає горизонтальним, тобто при $\cos \theta = 1$. Закон Снеліуса дозволяє побудувати траєкторію променя, який послідовно проходить умовно виділені прошарки води на профілі ВРШЗ. Цей алгоритм використовується у

програмному забезпеченні багатопроменевих ехолотів для визначення глибин та їх координат.

На рис. 1.9 представлені межі у водному середовищі між прошарками з різною швидкістю звуку c_i . Якщо c_i більше ніж c_{i+1} , тоді напрям розповсюдження акустичної хвилі зміниться і після проходження межі кут θ_{i+1} стане більшим від попереднього кута падіння θ_i (angle of incident) променя. У протилежному випадку ($c_i < c_{i+1}$) напрям розповсюдження акустичної хвилі також зміниться, але після проходження межі кут θ_{i+1} стане менше за попередній кут θ_i . У випадку нормального кута падіння ($\theta_1 = 90^\circ$) рефракція акустичної хвилі не відбувається.

Головний висновок полягає в тому, що в шарово – неоднорідних середовищах відбувається викривлення звукових променів. Це явище називається рефракцією звуку.

Зміна кута нахилу променя визначається тільки початковим і кінцевим значенням швидкості звуку, а рефрагований промінь завжди відхиляється у бік зменшення швидкості звуку.

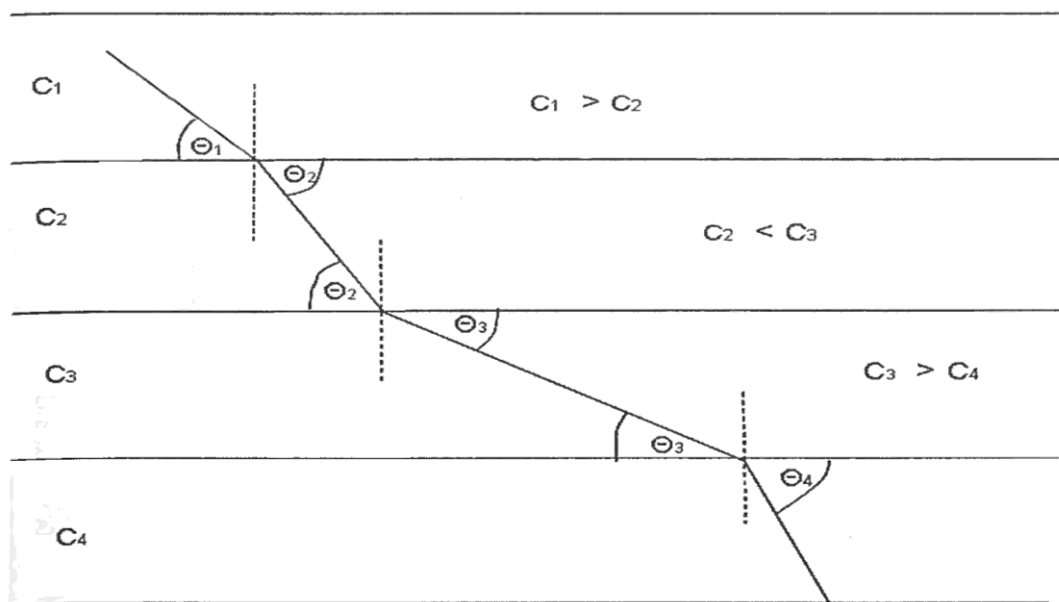


Рис. 1.9. Рефракція акустичних променів у стратифікованому океані.

Розглянемо променеві картини для різних випадків вертикального розподілу швидкості в океані. Перший типовий варіант вертикального розподілу, коли швидкість звуку лінійно зменшується з глибиною за законом

$$c(z) = c_0 [1 - a(z - z_0)]$$

де: a – відносний вертикальний градієнт швидкості звуку; z_0 – горизонт випромінювача.

Траєкторії звукових променів для цього випадку розподілу швидкості звуку зображені на рисунку 1.10.

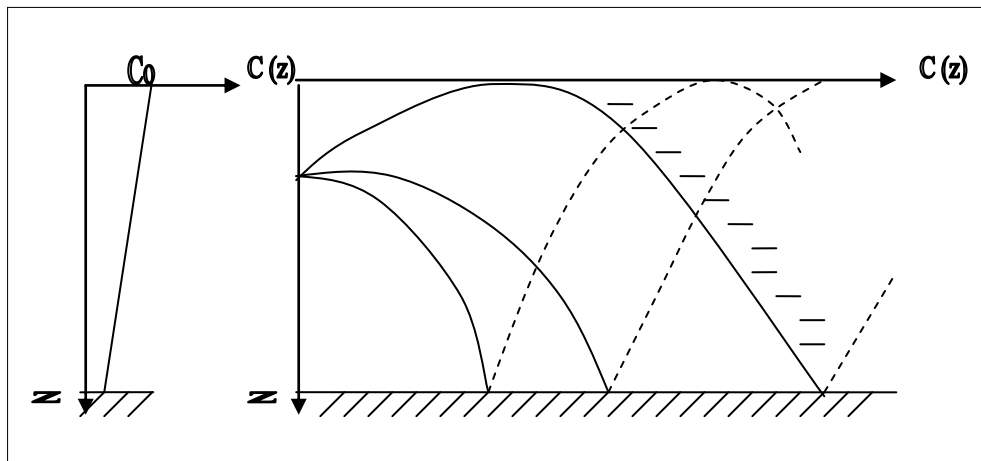


Рисунок 1.10. Траєкторії звукових хвиль при лінійному зменшенні швидкості звуку з глибиною.

Явище викривлення звукових променів у бік дна називається негативною рефракцією. Заштрихована область, в яку не проникають прямі промені (тобто промені які, не відбивались від поверхні чи дна) називається зоною тіні, а незаштрихована область поблизу джерела звуку – ближня освітлена зона. Промінь, який торкається поверхні та поділяє ці зони, називається граничним променем. Точки, які відповідають нульовому значенню кута ковзання для променя, що зазнає повного внутрішнього відбиття на поверхні або на будь-якому горизонті z , називаються точками завороту променя. Променева картина показана на рисунку 1.11., відповідає іншому типовому випадку, коли спостерігається лінійне зростання швидкості звуку з глибиною.

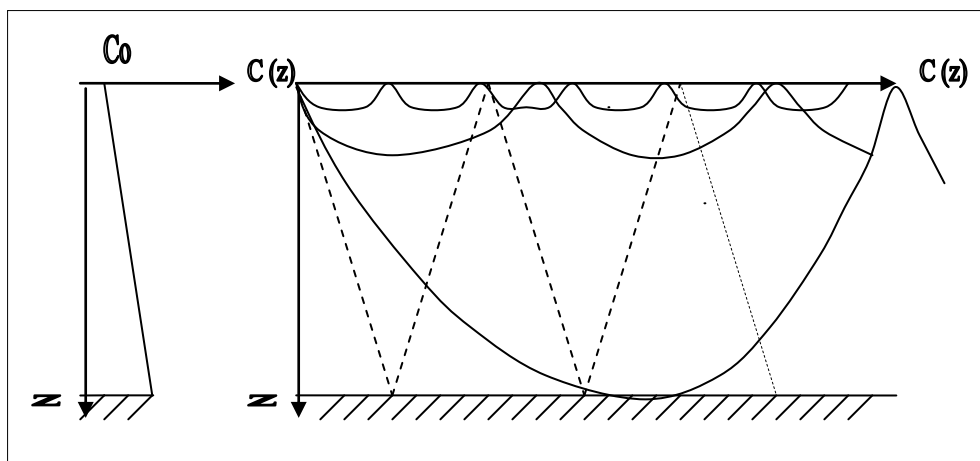


Рисунок 1.11. Траєкторії звукових хвиль при лінійному зростанні швидкості звуку з глибиною.

Як видно на рисунку 1.11., у цьому випадку зон тіні не виникає. Промінь, який торкається дна – граничний. Кут ковзання біля джерела звуку, який відповідає граничному променю, визначається за формулою

$$\chi_0^{\max} = \sqrt{2(c_H - c_0)/c_0}, \quad (1.46)$$

де : c_H – швидкість звуку біля дна; c_0 – швидкість звуку на поверхні.

Оскільки витрати енергії при відбитті від дна значно перевищують витрати при відбитті від поверхні, то у цьому випадку промені, що відбиваються від дна на великих відстанях від джерела звуку, до розрахунку не беруться.

Якщо профіль $c(z)$ має мінімум на глибині z_k , рисунок 1.12., створюються сприятливі умови для розповсюдження звуку на великі відстані. Це зумовлено тим, що ціла група променів, яка розповсюджується у шарі води (від поверхні до деякого горизонту $z_{гр}$), не буде зазнавати розсіювання та поглинання дном і поверхнею океану. Цей шар, прилеглий до горизонту з мінімумом швидкості звуку, називається, як вказувалося вище, підводним звуковим каналом. Ефект звукового каналу тим більший, чим ближче до осі каналу розташовано джерело звуку.

На основі променевої теорії можливо виконати приблизний розрахунок інтенсивності акустичного поля в середовищі. Для цього спочатку будуються траєкторії звукових променів з джерела звуку під

різними кутами випромінювання. Потім на різних відстанях від джерела визначається кількість променів, що приходять у точку спостереження, обчислюється інтенсивність звуку, який розповсюджується на кожному промені, та виконується її підсумування. При розрахунках інтенсивності часто користуються фактором фокусування, під яким розуміють відношення сили звуку, що створюється джерелом на відстані R у неоднорідному середовищі, до сили звуку того ж джерела в однорідному середовищі. Фактор фокусування використовується при аналізі умов розповсюдження звуку як складової для оцінки величини аномалії розповсюдження. Але фактор фокусування та інтенсивність звуку прямують до нескінченності поблизу точок завороту променів (згідно формальних аналітичних виразів для цих величин), і що не спостерігається в природних умовах. Це свідчить про те, що променева теорія неприйнятна поблизу геометричних точок, де фактор фокусування стає нескінченним. Такі геометричні місця точок називаються каустиками. Ними є обвідні сім'ї променів.

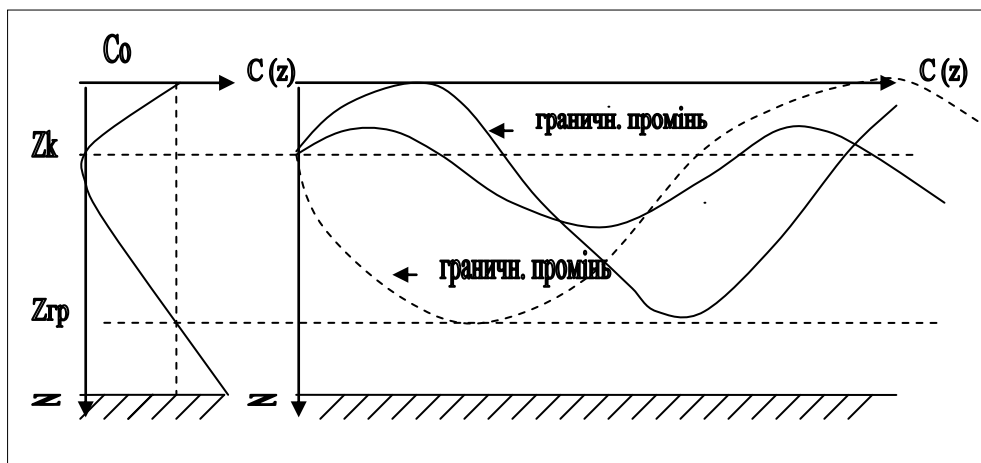


Рисунок 1.12. Траєкторії звукових хвиль при профілі $c(z)$, що має мінімум швидкості звуку на проміжних глибинах.

Межа застосування променевої акустики визначається також рівнянням

$$\lambda / (2\pi c_0) | dc/dz | \ll 1, \quad (1.47)$$

звідки випливає, що відносні зміни швидкості звуку на відстані, близькій до довжини хвилі, повинні бути малі. Якщо ці умови не виконуються

(наприклад, при великих λ), необхідно використовувати хвильову теорію розповсюдження звуку [2].

1.8. Гідрологічні та акустичні умови в окремих районах Світового океану.

1.8.1. Арктичний басейн

Гідроакустичні умови Арктичного басейну цілком визначаються його океанографією і тому суттєво відрізняються від умов в інших океанах. Крижані поля Арктичного басейну знижують рівень фонового шуму. Швидкість звуку в Арктичному басейні у цілому зростає з глибиною, через це вісь звукового каналу знаходиться на поверхні океану. Такий каналовий ефект та низький рівень фонового шуму сприяє тому, що вибух невеликої кількості (кілька кілограмів) тринітротолуолу може бути зареєстрований гідрофоном навіть на відстанях, що відповідають горизонтальним розмірам басейну.

Розподіл температури та солоності в Арктичному басейні такий, що швидкість звуку майже всюди зростає з глибиною. Структура поля швидкості звуку, також як і гідрологічні характеристики, однорідна як у часі, так і у просторі. Лише в деяких випадках монотонне зростання швидкості звуку з глибиною порушується нульовим або слабким від'ємним градієнтом у шарі атлантичних і, іноді, у тихоокеанських вод. Найбільш стрімко зростає швидкість звуку у верхніх 350 м, рисунок 1.13. Такий вертикальний профіль швидкості звуку можливо знайти тільки в Арктичному басейні. Згадуваний вище арктичний хвилевід, звуковий канал з віссю на поверхні, є продовженням підповерхневого звукового каналу субполярних морів.

В арктичних морях виділяються поверхневі морські води. Їхньою характерною рисою є великі річні амплітуди температури води й солоності, що досягають порядку 10 °С й 20 ‰, відповідно. Узимку температура мінімальна, а солоність максимальна, влітку - навпаки. З півночі в арктичні моря можуть заходити арктичні поверхневі води.

Під поверхневими водами розташовуються глибинні води арктичних морів. Як було відзначено, вони утворюються взимку, тому мають температуру лише на кілька десятих часток градуса вищу від температури замерзання, а солоність більш однорідну й мінливу в основному в межах 32-34 ‰. Глибинними водами, по суті, є баренцовоморські й зимові берингоморські.

Змішування солоних атлантичних вод в арктичних морях з холодними глибинними водами приводить до утворення солоних і холодних донних вод арктичних морів. Їхня солоність близька до 35 ‰, а температура негативна [3]. Солоність і температура вод арктичних морів зазнає зміни залежно від притоку атлантичних і берингоморських вод.

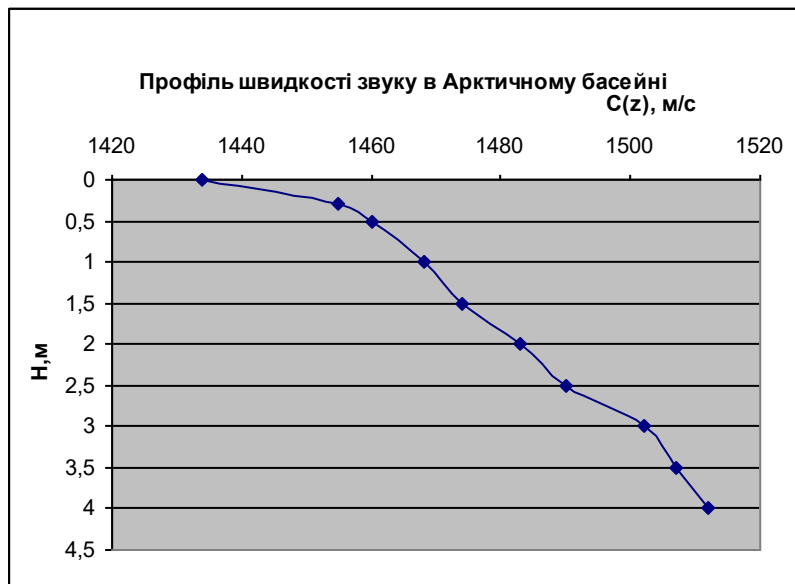


Рисунок 1.13. Типовий розподіл швидкості звуку в Арктичному басейні.

Перші найбільш сильний вплив справляють на режим Баренцова й менше - Карського морів, а другі - на режим Чукотського й Східно-Сибірського морів. Вплив цих вод найбільше помітно у формуванні аномалій солоності поверхневих вод морів. Так, наприклад, зміна витрати атлантичних вод приводить до аномалій солоності порядку 1 ‰ у верхньому шарі північно-східної частини Карського моря через 2 роки, а в морі Лаптевих - через 3 роки [12].

Ці відрізки часу приблизно відповідають часу "добігання" атлантичних вод до зазначених морів. Збільшення притоку атлантичних і берингоморських вод приводить до позитивних аномалій солоності, а зменшення притоку - до негативних.

Безпосередній вплив флуктуацій притоку розглянутих вод ясніше проявляється в аномаліях температури глибинних вод арктичних морів. Сформовані аномалії температури й солоності зберігаються протягом кількох років.

Структура вод Арктичного басейну доволі проста і практично незмінна. За солоністю усю товщу можна поділити на два шари: верхній шар (300-400 м) із значним градієнтом солоності і однорідний нижній, який простирається до самого дна, тобто до глибини більше 4000 тис. м.

За температурою виділяються три шари: холодний верхній, теплий проміжний і холодний однорідний нижній.

У сумі тришарова структура температури і двошарова структура солоності (і густини) утворюють горизонтально-розшаровану систему водних мас. Відсутність значних змін по горизонталі – одна з головних рис гідрології Арктичного басейну. Разом з малою мінливістю у часі, вона дозволяє користуватися порівняно невеликою кількістю вихідної інформації у зрівнянні з іншими океанами.

Наступна особливість вод Арктичного басейну полягає у тому, що через малу мінливість температури їх густина майже цілком визначається солоністю.

В Арктичному басейні виділяють три основні водні маси. Верхні 50-60 метрів займає арктична поверхнева вода, яка має низьку солоність (32 ‰) і дуже низьку температуру, практично на порозі температури замерзання ($-1.65 \div -1.75$ °C). Товщина шару арктичної води у приатлантичній частині становить у середньому 34 м, а у притихоокеанській - 82 м. У шарі арктичної поверхневої води літом дуже великий вертикальний градієнт солоності. Вважається, що цей тип води формується при змішуванні річкових, атлантичних, тихоокеанських, поталих вод і вод окраїнних морів. Арктична водна маса – єдина, яка має деякі сезонні зміни. Більш однорідна зимою під час перемішування при льодоутворенні, до літа вона набуває згадуваного вище градієнта солоності і трохи нагрівається. Знизу арктична водна маса обмежена гострим

пікнокліном, який визначено за усіма гідрохімічними показниками, у тому числі по кисню та біогенних елементах.

Розташована під нею атлантична водна маса відрізняється перш за все позитивною температурою. При вступі в арктичний басейн вона дорівнює 2-3 °С, але у морі Бофорта зменшується до 0.4-0.6 °С. В міру просування до моря Бофорта зменшується також і товщина шару атлантичної води: в приатлантичній частині у середньому 643 м, у притихоокеанській - 621 м. Солоність атлантичних вод знаходиться у межах від 34.6 до 34.9 ‰. Ядро атлантичних вод у приатлантичному секторі розташовується на глибині 250-300 м, у притихоокеанському – біля 450 м і ототожнюється з глибиною максимуму температури.

Третя основна водна маса Арктичного басейну - донна водна маса, яка займає улоговину Нансена нижче глибини 1500 м. Донна вода однорідна за солоністю (34.90 – 34.98 ‰) і температурою (-0.8 ÷ -0.85 °С). Іноді до цього типу вод відносять і донні води улоговини Бофорта з більш високою температурою (-0.3 ÷ -0.4 °С).

Донна вода формується зимою на порозі Нансена і сповзає по схилах в улоговину.

Окрім вказаних, виділяється верхня проміжна водна маса, перехідна від арктичних вод до атлантичних, з помітними градієнтами як температури, так і солоності. Температура її постійно близька до температури замерзання, а солоність доволі висока – близько 34-34.6 ‰. Іноді ця водна маса поділяється на талу і трансформовану глибинну шельфову.

В атлантичному секторі Арктичного басейну, між атлантичною і донними водами, виділяється ще нижня проміжна водна маса. Її верхня межа умовно проводиться за ізотермою 0 °С. Знизу, на глибині 1500-2000м, у приатлантичному районі ця водна маса межує з арктичною донною водою. Характерна T,S – діаграма показана на рис. 1.14.

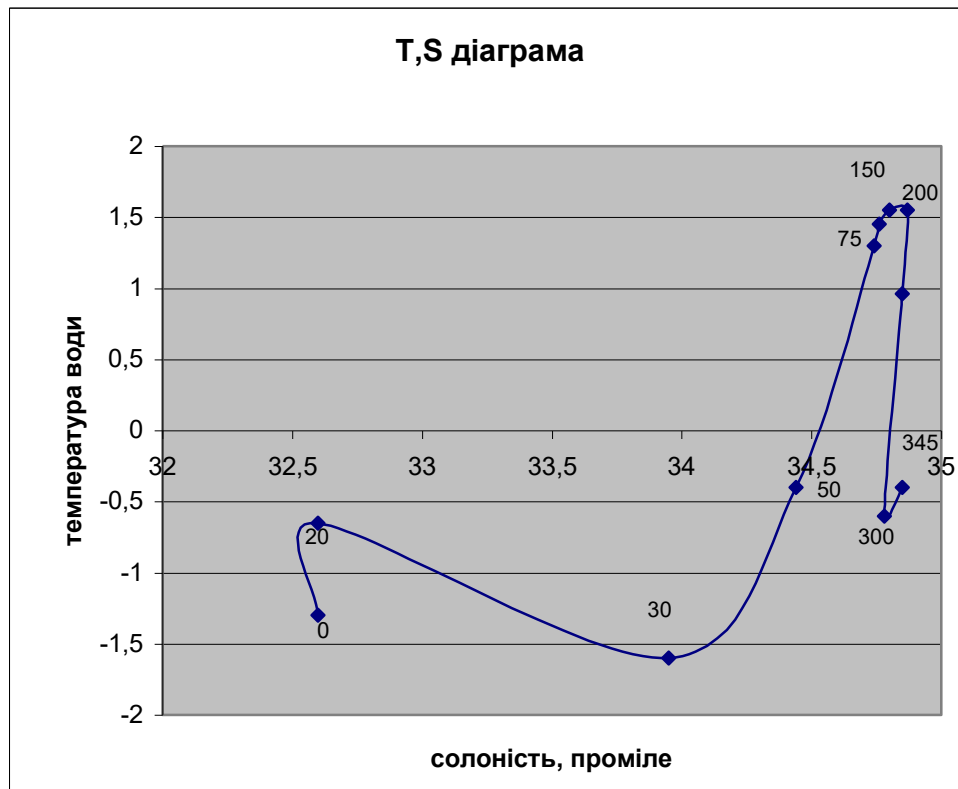


Рисунок 1.14. Характерна T,S – діаграма на гідрологічній станції у протоці Макарова.

1.8.2. Механізми формування дрібномасштабної термохалінної структури верхнього шару океану

Формування тонкої структури в океані у більшості випадків відбувається на фоні гідростатично стійкого середовища. Будь - які зміни полів температури і солоності, що супроводжуються змінами гідростатично стійкого поля густини, пов'язані або з витратами енергії на роботи проти архімедових сил і з підвищенням потенційної енергії рідини, або з переходом частини потенційної енергії у кінетичну з подальшою її дисипацією.

У першому випадку формування тонкої структури не може здійснюватися без зовнішнього джерела кінетичної енергії. Такими джерелами можуть бути течії, припливи, інерційні коливання, і перш за

все, внутрішні хвилі, здатні у стратифікованому середовищі переносити енергію на великі відстані. У другому випадку, навпаки, витрачається доступна потенційна енергія рідини. Гідростатична стійкість при цьому підвищується у результаті перебудови поля густини, а частина вивільненої потенційної енергії незворотно втрачається у результаті, наприклад, в'язкої дисипації у процесі конвекції.

Механізми утворення тонкої термохалінної структури внутрішніми хвилями розглядаються у багатьох роботах.

Внутрішні хвилі чинять великий вплив на процеси генерації енергії турбулентності та створення тонкоструктурних особливостей в океані. При своєму розповсюдженні вони можуть надходити в області, де зовнішні фактори, впливаючи на хвилі, сприяють зростанню густини енергії, і у цьому випадку створюються умови для генерації турбулентності, а, отже, виникають неоднорідності у полях температури і солоності. У якості зовнішніх факторів можуть бути зони з виразною шаруватою структурою густини, області з інтенсивними течіями і перешкоди на шляху розповсюдження внутрішніх хвиль. У роботі [9] наведено вісім механізмів генерації енергії турбулентності внутрішніми хвилями (табл. 1.4.).

Окрім перелічених у таблиці механізмів у цій же роботі також наведено механізм генерації турбулентності при руйнуванні внутрішніх хвиль у береговій зоні. Співставити усі механізми і тим більш оцінити їх роль у реальних океанічних умовах достатньо складне завдання, оскільки такі дослідження потребують комплексу спеціальної апаратури та організації експериментів у морі. Деякі з наведених механізмів підтверджуються на основі розгляду теоретичних моделей або в експериментальних лабораторних дослідах.

Усі перелічені механізми можна поділити на дві групи. До першої можливо віднести механізми, пов'язані з існуванням у внутрішньому шарі океану меж поділу густини, швидкості і тонкої структури (механізми першої та п'ятої класифікації, таблиця 1.4.); до другої – ті, які можуть проявитися і на гладких вертикальних поділах густини та швидкості.

Найбільш розповсюдженим видом деформації термохалінної структури під дією внутрішніх хвиль є коливальне вертикальне зміщення шарів води (кінематичний ефект) [12, 13, 14].

Таблиця 1.4. Механізми генерації турбулентності внутрішніми хвилями.

-
1. Руйнування внутрішніх хвиль на прошарках густини.
 2. Руйнування хвиль при горизонтальних змінах стратифікації.
 3. Руйнування хвиль поблизу критичних шарів.
 4. Утворення зон турбулентності за перешкодами.
 5. Руйнування хвиль при відбитті від прошарків густини.
 6. Параметрична нестійкість внутрішніх хвиль.
 7. Суперпозиція внутрішніх хвиль від багатьох джерел.
-

Трансформуючи поля температури і солоності води, внутрішні хвилі формують у них тонкоструктурні елементи. На відміну від інших механізмів, ці збурення найчастіше мають зворотний характер. При цьому механізмі виконується співвідношення

$$\ell / h \approx 1 , \quad (1.47)$$

де ℓ - товщина високоградієнтної зони, h – товщина перемішаної зони.

Але за рахунок нерівномірності вертикальних зміщень шарів води у будь-який момент на кожній вертикалі спостерігається складна суперпозиція хвиль різних частот, фаз та амплітуд. Тому на профілях температури, солоності, густини та швидкості звуку можуть виникати неоднорідності, які неможливо віднести до елементів тонкої структури. Одночасно спостерігаються не тільки вертикальні зміщення шарів води, але і їх деформація у горизонтальному напрямку. Таким чином, подібний вплив внутрішніх хвиль (кінематичний ефект), деформуючи поля температури і солоності та загострюючи вертикальні градієнти цих характеристик, може привести до виникнення і розвитку диференційно-

дифузійної конвекції та утворення елементів тонкої структури на профілях температури та солоності.

Важливу роль у формуванні термохалінної структури відіграє гідродинамічна та конвективна нестійкість внутрішніх хвиль. Гідродинамічна нестійкість найбільш яскраво виявляється у шарах, які характеризуються наявністю тонких прошарків із значними вертикальними градієнтами температури, солоності (густини). Шарувата структура, яка формується таким чином, має характерні вертикальні масштаби до 1 метра. Однак для цього механізму необхідне існування початкової східчастої структури, зумовленої іншими факторами. Конвективна нестійкість, яка виникає при перекиданні гребеня внутрішньої хвилі і спричиняє гідростатично нестійку температурну інверсію, приводить до вирівнювання температури по вертикалі, тобто формування однорідного шару та появи на профілі сходинки. Лабораторні експерименти свідчать про те, що при дії механізмів гідродинамічної нестійкості течій і внутрішніх хвиль приблизно виконується співвідношення

$$\ell / h \approx 1/4 . \quad (1.48)$$

В океані реалізуються усі перелічені механізми, однак, умови, при яких вони починають діяти, формуються в основній товщі океану епізодично і тому турбулентність має тут переміжний характер.

Спорадичний або переміжний характер турбулентності у товщі океану нижче шару вітрового перемішування підтверджують експериментальні дані. У результаті турбулентного перемішування утворюється "пляма" турбулентної рідини. При цьому густина всередині "плями" стає однорідною, отже, у стійко стратифікованій рідині, де густина зростає з глибиною, у верхній частині "плями" густина стає більшою, а у нижній меншою, чим на тих же рівнях в навколишньому середовищі. Під дією архімедових сил верхня частина "плями" повинна опускатися, а нижня спливати до її середнього рівня, так що "пляма" повинна сплющуватися (колапсувати) і одночасно розтікатися у різні боки, перетворюючись на тонкий "млинець" (блин). На початкових стадіях розширення "плями" відбувається швидко і супроводжується генерацією внутрішніх хвиль, які розповсюджуються уперед і у боки від рухомого клина рідини. На заключній стадії колапсу розтікання відбувається дуже

повільно, і випромінювання внутрішніх хвиль вже не відбувається. Об'єм перемішаної рідини у "плямі" зберігається майже постійним за весь час процесу розтікання. Це означає, що турбулентне затягування (вовлечение) оточуючої рідини всередину "плями" майже не відбувається. З урахуванням цих факторів була запропонована гіпотеза про формування тонкої термохалінної стратифікації вод океану у результаті спільної дії процесів перемішування і колапсу в океанському термокліні. Лабораторні дослідження та розрахунки показали, що внутрішні хвилі можуть породжувати перемішані "плями" товщиною не більше 10 м і після колапсу можуть утворюватися інтрузійні шари порядку 10 см. Таким чином, в океані шляхом колапсу перемішаних "плям", які виникають за рахунок руйнування внутрішніх хвиль, можуть утворюватися лише порівняно тонкі інтрузійні шари товщиною 10-50 см. Більш потужні за товщиною лінзи могли б утворюватися шляхом колапсу лише у випадку, коли початковий об'єм (порядку 10-30 м) перемішаної рідини вже є перед початком процесу розтікання. Один з механізмів, у результаті дії якого можуть утворюватися початкові об'єми подібних розмірів, це - диференційно-дифузійна конвекція внаслідок подвійної дифузії.

Цей вид нестійкості виникає як результат диференційної дифузії (тобто дифузії з різними швидкостями) двох або більшої кількості складових гідродинамічної системи. Така нестійкість веде до утворення тонкої структури полів температури і солоності води і має широке розповсюдження в океані.

Це зумовлено тим, що умови термохалінної стратифікації, необхідні для появи подібної нестійкості (одночасне зростання або зменшення температури і солоності води з глибиною), мають місце в океані доволі часто. У цьому випадку через різницю коефіцієнтів молекулярної теплопровідності, дифузії солі у системі виникає конвективна нестійкість, відбувається інтенсивне перемішування і утворення квазіоднорідних шарів, поділених прошарками з різкими градієнтами властивостей. Експерименти в океані показали, що при термохалінних умовах, сприятливих для розвитку диференційно-дифузійної нестійкості, події перемішування відбуваються у два рази частіше, чим при розподілі термохалінних характеристик, які не сприяють роботі цього механізму. Слід також мати на увазі, що інші механізми утворення тонкої структури (нестійкість течій і внутрішніх хвиль) не тільки створюють прошарки і шари, але і самі формують умови, при яких спостерігаються процеси диференційної дифузії.

На користь гіпотези подвійної дифузії як джерела формування тонкоструктурних утворень свідчать результати лабораторних і натурних експериментів, які показали існування дифузійних шарів та "сольових пальців" при визначених фонових гідрологічних умовах. У зв'язку з цим диференційно-дифузійній нестійкості приділяється особливо велика увага, як ефекту, який сприяє прискореному переносу тепла і солі без надходження енергії від зовнішніх джерел. Цей механізм спостерігається, коли градієнти температури і солоності води дають протилежні внески у вертикальний градієнт густини. Джерелом перемішування при цьому є потенційна енергія, зумовлена вертикальною стратифікацією компоненти (температури або солоності), яка вносить дестабілізуючий внесок у градієнт густини. Вивільнення утримуваної енергії нестійкості відбувається через нерівність коефіцієнтів молекулярного обміну теплом і солями. Останнє і надало підстави К.Н. Федорову назвати цей механізм - диференційно-дифузійна нестійкість. У зарубіжній літературі її часто називають подвійною дифузією. Перша назва вірніше відбиває суть явища, тому що морська вода не є бінарною системою, бо містить багато компонент, дифундуючих з різними швидкостями. Диференційно-дифузійна нестійкість виявляється у режимах сольових пальців та пошаровій або дифузійній конвекції.

Формування елементів тонкої структури відбувається і під впливом адвективних процесів, які діють разом з подвійною дифузією. Їх одночасна дія отримала назву бокової конвекції або інтрузії. Цей механізм яскраво виявляється у сильно адвективних і, особливо, у фронтальних зонах. Причому значна кількість тонкоструктурних особливостей характеризує не тільки великомасштабні кліматичні фронти, але і фронти синоптичного масштабу. Формування і еволюція тонкої термохалінної структури інтрузійного характеру у фронтальних зонах відбувається під дією усіх форм руху, які розвиваються у фронтальних зонах: екманівський дрейф, припливні й інерційні коливання, в'язкі і нестационарні градієнтні течії, відцентрові і доцентрові прискорення у меандрах. Еволюція інтрузій скоріше всього пов'язана з тим, що на верхніх та нижніх межах інтрузійних прошарків створюються сприятливі умови для розвитку диференційно-дифузійної конвекції, яка спричиняє руйнування і трансформацію інтрузійних шарів, а також розщеплення їх на більш тонкі інтрузійні шари та прошарки. Вертикальні розміри інтрузійних шарів у фронтальних зонах змінюються від 1 м до кількох сотень метрів, а горизонтальні – від сотень метрів до кількох кілометрів. При наявності горизонтальної неоднорідності відбувається адвекція тепла і солі, причому інтенсивність її

неоднакова на різних глибинах. Наслідком цього стають стрибки температури і солоності по вертикалі.

1.8.3. Дрібномасштабна структура акустичного поля у верхньому шарі океану

Швидкість розповсюдження звуку в океані – це найважливіша первинна акустична характеристика морського середовища. Вивчення акустичних властивостей Світового океану має велике наукове та практичне значення. Знання властивостей поля швидкості звуку необхідно при вирішенні прямих та зворотних задач гідроакустики, зокрема, для розвитку акустичних методів і засобів дослідження океану. Мінливість поля швидкості звуку є першопричиною мінливості акустичних полів в океані. Вона визначає їх ймовірнісні характеристики. Складність гідрофізичних процесів та слабка вивченість морського середовища ускладнюють вирішення питань, пов'язаних з прогнозуванням поля швидкості звуку. Тому дослідження структури та мінливості поля швидкості звуку (як одного з гідрофізичних полів) та його взаємозв'язок з іншими полями в області різних просторових і часових масштабів до цих пір лишається однією з актуальних проблем гідрофізики.

Одним з головних питань акустики океану є проблема проходження акустичного сигналу. Цей напрямок досліджень встановлює зв'язок структури акустичного поля джерела звуку в океані з характеристиками просторової неоднорідності термохалінної структури океану на траєкторії розповсюдження звуку, а також часової мінливості цих характеристик у товщі вод. Вважається, що осереднена (регулярна частина), тобто великомасштабна структура поля, визначає стаціонарну рефракцію звуку у морі. Пульсаційна частина (дрібномасштабна структура поля) зумовлює розсіювання звуку, флуктуації амплітуди, фази, кута підходу звукової хвилі і т. ін.

Тонку структуру акустичного поля в океані можливо представити у вигляді специфічних горизонтальних неоднорідностей швидкості звуку, у яких співвідношення між товщиною та протяжністю локальних змін поля зберігається у визначених межах просторового та часового діапазонів. Дослідження в океані показали, що елементи тонкої термохалінної

структури мають суттєвий вплив на розсіювання звуку у бік геометричної тіні.

Приклад тонкої вертикальної структури швидкості звуку у приповерхневому шарі наведено на рис. 1.15.

За даними досліджень показано, що тонка вертикальна структура швидкості звуку може існувати протягом кількох хвилин і кількох діб у межах горизонтальних масштабів від десятків метрів до десятків кілометрів. За даними експедиційних досліджень у Північній Атлантиці, наприклад, на вертикальних профілях швидкості звуку у діапазоні глибин 200-450 м була відмічена регулярна система, яка складалась з 6 - 9 шарів з невеликими позитивними градієнтами швидкості звуку, поділених тонкими перехідними прошарками, де спостерігались значно більші негативні градієнти.

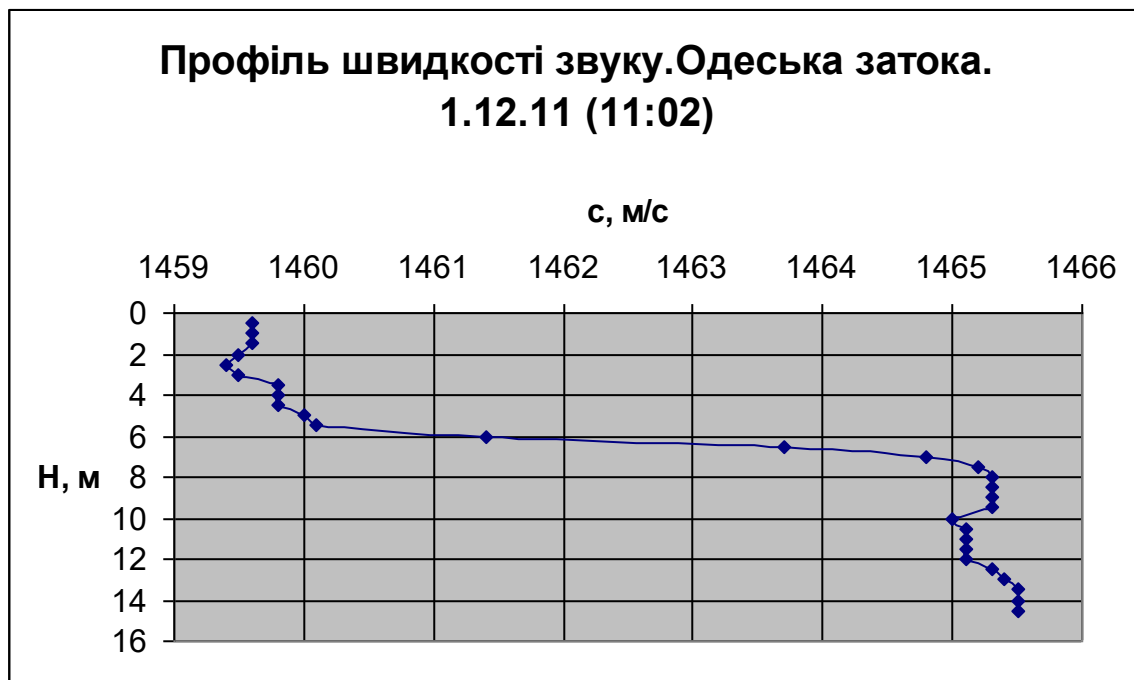


Рисунок 1.15. Тонка структура швидкості звуку за даними вимірів у приповерхневому шарі (дискретність по вертикалі 0.5 м).

У середині шарів градієнти коливались у межах $0.01 - 0.2 \text{ c}^{-1}$ і у середньому були близькі до гідростатичного, рівного $0.016-0.017 \text{ c}^{-1}$, що свідчить про однорідність шарів за такими параметрами, як температура та солоність. Градієнти швидкості звуку у прошарках виявилися значно більшими – до 0.55 c^{-1} . Товщина квазіоднорідних шарів коливалась у межах 20-30 м і у середньому в п'ять разів перевищувала товщину прошарків, що їх розділяли.

1.8.4. Вплив внутрішніх хвиль

Внутрішні хвилі, течії, великі вихрі, охолоджені та розпріснені водні маси поблизу айсбергів збурюють горизонтально-шаруватий характер розподіл швидкості звуку в океані. Структура звукового поля при цьому виявляється більш складною. Звукові промені через появу горизонтальних градієнтів швидкості звуку не залишаються всюди у одній площині – рефракція стає об'ємною.

Під дією внутрішніх хвиль суттєво змінюється променева картина звукового поля, з'являється горизонтальна рефракція, виникають значні флуктуації рівня та фази звукових сигналів. Найбільший вплив на звукове поле виказують короткоперіодні внутрішні хвилі з періодами від кількох хвилин до кількох годин. За наявності внутрішніх хвиль профіль швидкості звуку змінюється у горизонтальному напрямку [12, 13].

Результати вимірів у відкритому океані показали, що коливання температури води і флуктуації амплітуди звукового сигналу мають подібні енергетичні спектри; спектр флуктуацій амплітуди має максимум на частоті 4 цикл год^{-1} (період 15 хвилин). Цей період є характерним для короткоперіодних внутрішніх хвиль.

Розрахунки звукового поля у променевому наближенні для глибокого океану показали, що при розповсюдженні у шарі стрибка першої моди внутрішньої хвилі достатньо великої амплітуди і відносно малої довжини, у першій зоні конвергенції виникає система каустик, пов'язаних з гребенями внутрішньої хвилі. Ці каустики виникають у ті моменти часу, коли повз джерела випромінювання проходить гребінь внутрішньої хвилі, і зникають, коли проходить западина. Відзначена також можливість появи зон конвергенції або зменшення зони тіні через

рефракцію звуку на гребені внутрішньої хвилі поблизу розташування випромінювача. Також відзначається, що величина просторових флуктуацій сили звуку залежить від амплітуди внутрішньої хвилі і перепаду швидкості звуку для середовищ, розташованих вище і нижче зони внутрішньої хвилі. При проходженні звуку через внутрішню хвилю відбувається зміна фази звукової хвилі. [12, 13].

2. ОПТИКА ОКЕАНУ

Дослідження з оптики океану виконуються за широким колом питань. Вони включають як традиційні проблеми, так і нові задачі. До традиційних проблем відносяться аналіз оптичних властивостей океанських вод, світлових полів в океані від природних джерел випромінювання, процесів трансформації світла на поверхні, до нових задач – розробка оптичних методів зондування океану, у тому числі супутникових, вивчення радіаційної взаємодії океану і атмосфери.

У центрі всіх цих задач знаходиться дослідження оптичних властивостей океанських вод у зв'язку з факторами, що їх формують – завислими та розчиненими речовинами. Це головна проблема оптики океану.

Велике різноманіття питань – від тонких проблем фізичної оптики до різних загальних задач вивчення природи океану – робить оптику складним розділом фізичної океанології. Оптичні характеристики морської води значною мірою визначаються властивостями власне самої води, але значно більший вплив на розповсюдження світла в морі чинять оптично активні речовини, розчинені та завислі в ній.

Вимірювання оптичних властивостей морської води є важким завданням. Морська вода – це складна фізико – хіміко - біологічна система. Вона містить у собі розчинені речовини, завислі частинки, велику кількість мікроскопічних організмів. Через ці всі оптичні неоднорідності морська вода сильно розсіює світло. З точки зору фізичної оптики вона є каламутним середовищем. Такі компоненти морської води, як живі частинки або жовта речовина, існують у визначеному діапазоні солоності та температури і розкладаються та гинуть при спробі їх вивчення у чистому вигляді. Тому оптичні властивості морської води намагаються вивчати *in situ*, тобто безпосередньо у морі. Біолюмінесценція і деякі інші оптичні явища, що відбуваються у морі, змінюються під час процесу вимірювання, і часто неможливо сказати, як протікають ці явища у природних умовах за відсутності збурення, спричиненого приладом для вимірювання. Крім того, морська вода є хімічно агресивним середовищем, і потребуються спеціальні пристрої, щоб оптичні прилади у ній могли функціонувати та витримували великий тиск на значних глибинах.

Великі труднощі пов'язані з вивченням світлового поля в океані. Хоча формально характеристики поля при відомих властивостях морської води та умовах опромінення можна точно розрахувати, фактично виконати такий розрахунок неможливо. Тому і тепер джерелом наших знань про світлове поле є дані експерименту *in situ*, [2].

Оптичні виміри є ефективним засобом вивчення таких проблем океанології, як дифузія, перемішування та виділення водних мас. Вивчення оптичних властивостей води важливе також для вирішення задач морської біології, особливо при дослідженні продуктивності, а також для підводної фотографії та підводного телебачення.

2.1. Вступ

Оптика океану як наука органічно входить до великого комплексу науки океанології і в той же час є розділом фізичної оптики, яка вивчає розповсюдження світла у каламутних середовищах. Розвиток оптичної океанології як сучасної галузі знання почався усього лише кілька десятиріч тому і інтерес до вивчення оптичних властивостей Світового океану тільки зростає.

Першими оптичними спостереженнями, мабуть, слід вважати визначення прозорості морської води. Найпростіший спосіб оцінки прозорості води за глибиною білого ґрунту ще на початку XVIII сторіччя описав П. Бугер. У 1817 р. О. Коцебу вивчав прозорість води у Тихому океані за глибиною видимості білої тарілки та шматка червоної матерії. Секкі та Чіальді у 1865 р. систематично використовували білі та кольорові диски для оцінки прозорості вод Середземного моря. Доля цього найпростішого приладу виявилася дуже непростюю. Все почалося з того, що сам він отримав ім'я не його винахідника – російського вченого-мореплавця Коцебу, а швейцарського дослідника озер патера Секкі, який використав його значно пізніше. Потім, коли вимоги до методів експедиційних досліджень океану зросли, склалась думка про неможливість за спостереженнями за глибиною зникнення диска оцінювати однозначно прозорість вод океану. Такий погляд існував до тих пір, поки В.В. Шулейкін, А.М. Башкірцева та Р.М. Іванов не провели детальні дослідження явищ, пов'язаних із зникненням диска у розсіюючому середовищі. Була знайдена гіперболічна залежність між

глибиною зникнення диска та модулем розсіювання і зроблено висновок, що диск завжди зникає на одній і тій же оптичній глибині, яка вимірюється в умовних одиницях. Таким чином виміри за допомогою білого диска були "реабілітовані", [6].

Поступово ці спостереження були стандартизовані. Металевий круг діаметром 30 см, пофарбований білою олійною фарбою, з прикріпленням до нього тягарем ~ 50 кг (для запобігання зносу) опускають за борт у море. Фіксують глибини зникнення L_2 та появи L_1 диска ($L_2 > L_1$). Відносною прозорістю z_6 називають глибину $(L_2 + L_1)/2$. Спостереження за допомогою диска через їх простість набули широкого розповсюдження. Ними охоплена вся акваторія Світового океану. Точність визначення z_6 за умов спокійного моря $\pm 0,5$ м, при хвилюванні до 4 балів вона дорівнює $\pm(1-2)$ м; при більшому хвилюванні вимірювання не рекомендовано. При великих z_6 , тобто у прозорих водах, на значення z_6 значно впливають умови освітлення та хвилювання. При мінливій освітленості та полисках помітно зростає поріг контрастної чутливості ока μ і z_6 зменшується до 20%. Для зменшення цього ефекту рекомендовано виконувати спостереження диска крізь ящик зі скляним дном.

Взагалі, z_6 змінюється від значень близько метра у ріках та озерах до 67 метрів. Це рекордне значення було виявлено В.М. Павловим у 5-му рейсі дослідницького судна "Дмитрий Менделєєв" у квітні 1971 р. у Тихому океані поблизу о. Раротонга. У таблиці 2.1 наведені значення z_6 у різних морях та океанах.

Таблиця 2.1 Значення z_6 (м) у різних морях та океанах [7].

Регіон	z_6	Регіон	z_6
Панамська затока	10	Чорне море	25
Балтійське море	13	Бенгальська затока	45
Баренцове море	18	Саргасове море	62

Перші вимірювання енергії світла, що розповсюджується у морі, були виконані ще у 1885 р., коли Фол і Сарасен експонували фотографічні

платівки у Середземному морі поблизу Лазурного берега. Кнудсен за допомогою зануреного спектрографа з фотографічною реєстрацією вимірював спектральну яскравість на різних глибинах у 30-х роках ХХ сторіччя.

Прогрес у цих дослідженнях тісно пов'язаний з удосконаленням приладів. Впровадження фотоелементів спричинило революцію у методах проведення морських оптичних спостережень. У тих же 30-х роках були виконані перші великі роботи зі створення та практичного застосування вимірювачів яскравості та опроміненості. Трохи пізніше, у 40-х роках, Петтерссон розробив перші зразки вимірювачів спрямованого пропускання та розсіювання *in situ*. Вивчення розподілу частинок у глибинах моря за допомогою вимірювачів розсіювання засновано на методі, розробленому Калле, [8].

У ці ж роки радянський вчений Шулейкін В.В. уперше дав правильне пояснення кольору моря та виконав кількісний аналіз структури світлового поля у каламутному середовищі. Важливі дані про вплив розчиненої жовтої речовини на пропускання світла та колір морської води одержав Калле, а Гершун запропонував загальну теорію світлового поля та впровадив нові фотометричні поняття, необхідні у сучасній теорії. Нарешті, у кінці 40-х років ХХ сторіччя була видана важлива стаття Леграна, яка містила аналіз методів, що використовують в оптиці моря, та формулювала її основні закони [8].

Наступний важливий етап відноситься до 1955 р., завдяки появі фото помножувачів та інтерференційних світлофільтрів. Ця техніка, яка дозволяє з високою точністю вивчати всі оптичні параметри, відкрила шлях для швидкого подальшого розвитку. Другим поштовхом був винахід лазера, який виявився виключно корисним інструментом для оптичних досліджень. Поява названих приладів відкрила нову епоху в цій галузі науки. Крім того, дистанційні оптичні методи дали океанологу можливість синоптично оглядати великі акваторії океанів [8].

Оптична океанографія має в цілому фізичний характер і прямує до точного кількісного виразу вимірюваних величин. Результати оптичних досліджень широко застосовуються в океанології та пов'язаних з нею галузях науки завдяки тому, що дозволяють характеризувати водні маси за їх оптичними властивостями.

Речовини розчинені, і ті, що знаходяться у виді частинок в морській воді, в значній мірі визначають її оптичні властивості. Тому першочерговим завданням оптичної океанології є визначення тих складових, які виявляються оптично активними, та вивчення їх оптичної поведінки. Це, у свою чергу, потребує доброго знання властивостей води як чистої рідини.

Вельми продуктивним є обмін ідеями та методиками досліджень між океанологією та метеорологією. Обидві ці науки розглядають фізичні процеси, які відбуваються біля поверхні моря і визначають обмін енергією між атмосферою та океаном. З іншого боку, на розповсюдження світла в атмосфері і в морі головний вплив здійснюють різні фізичні процеси. Атмосфера є, головним чином, середовищем, яке розсіює світло, в той час, як в океані окрім розсіювання, суттєву роль відіграє і поглинання світла. Давно відомо, що із загального потоку променевої енергії Сонця і неба половина втрачається у верхньому шарі води товщиною півметра за рахунок сильного поглинання в інфрачервоній частині спектра.

В сучасний період головними напрямками оптики моря є:

- теоретична оптика, яка досліджує закономірності розповсюдження світла у морі;
- гідро фотометрія, яка вивчає оптичні характеристики води та методи їх вимірювання;
- прикладна гідрооптика, яка розглядає методи практичного застосування результатів гідрооптичних досліджень для вирішення різних практичних задач, [2,9].

2.1.1. Основні терміни та визначення

Оптичні явища, які спостерігаються в океанах і морях, визначаються, з одного боку, фізичними властивостями власне води, а з іншого боку – характеристиками джерел світла. Головне джерело світла – Сонце. З сонячним випромінюванням пов'язано не тільки надходження енергії, яку

засвоює океан, але і створення необхідних життєвих умов для морських тварин та рослинних організмів.

При дослідженні оптичних явищ в морях і океанах основне значення має не енергетична, а фотометрична складова сонячного випромінювання. Остання тісно пов'язана з фізіологічною дією світла, внаслідок чого фотометричні показники, на відміну від енергетичних, мають значною мірою суб'єктивний характер. Справа у тому, що випромінювання різних довжин хвиль сприймається оком людини неоднаково. При одному і тому ж випромінюванні око людини найкраще сприймає ділянку спектра з довжинами хвиль 500 - 556 нм, яка відповідає жовто-зеленому кольору. Випромінювання з іншими довжинами хвиль видимої частини спектра, яка знаходиться у діапазоні 380-770 нм, сприймається значно гірше. Якщо взяти за одиницю сприйняття яскравості оком людини променевий потік з довжиною хвилі 556 нм, тоді для однакового враження яскравості світла фіолетових променів (420 нм) необхідно було б збільшити цей потік у 250 разів, зелених (510 нм) – у 2 рази, оранжевих (610 нм) – у 2 рази, червоних (700 нм) – у 250 разів. Тому для виміру фотометричних величин виходять з так званої середньої чутливості ока, що визначається з порівняння чутливості ока великої кількості людей, які не мають дефектів зору. Середня чутливість ока характеризується особливою величиною, що називається функцією видності V , значення якої залежить від довжини хвилі світла. Вона визначається як відношення потоку світла I (розмірність – люмени (лм)) до променевого потоку F (розмірність – вати (Вт)), тобто $V = I \cdot F^{-1}$.

Світловий потік I (енергетическая сила света источника в данном направлении; radiant intensity of a source in a given direction) – добуток сили світла J на величину елементарного тілесного кута ω , у якому воно розповсюджується. Сила світла є однією з основних величин системи СІ, стандартна величина сили світла – кандела (кд, cd), застаріла назва - свіча. При силі світла в одну канделу та тілесному куті, рівному 1 стерadianу (ср, sr), світловий потік дорівнює одному люмену (лм). Люмен і люкс (лк) також є одиницями СІ, хоча вони похідні від кандели (лм = кд · ср; лк = м⁻² · кд · ср).

Променевий потік F (поток излучения; radiant flux) – кількість енергії, яка переноситься випромінюванням в одиницю часу і відповідно передається в одиницях енергії – ватах. Формула: $F = Q \cdot t^{-1}$

Енергія випромінювання Q (енергия излучения; radiant energy).
Розмірність – Дж, ерг; $1 \text{ ерг} = 10^{-7} \text{ Дж}$.

Таким чином, променевий та світловий потоки відрізняються чисельно на величину функції видимості.

Сила випромінювання M – променевий потік, який випромінюється джерелом або елементом джерела у нескінченно малому конусі, вісь якого співпадає з даним напрямком, віднесений до величини тілесного кута цього конуса, передається в $\text{Вт} \cdot \text{ср}^{-1}$.

Яскравість L (энергетическая яркость; radiance) – променевий потік в одиниці тілесного кута на одиницю площини проєкції на поверхню, перпендикулярну до напрямку випромінювання, визначається в $\text{Вт} \cdot (\text{м}^2 \text{ср})^{-1}$.

Опроміненість E (облученность; irradiance) – променевий потік, який падає на одиницю поверхні, передається в $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$.

Освітленість E_d (освещенность; illumination) - світловий потік, який падає на одиницю поверхні, передається в люксах. Люкс відповідає освітленості, яка створюється потоком в 1 лм на площині 1 м^2 , тобто $1 \text{ лк} = 1 \text{ лм} \cdot \text{м}^{-2}$.

Наприклад: освітленість поверхні моря опівдні, коли Сонце у зеніті, дорівнює 140 тис. лк, а вночі при повному Місяці – 0.25 лк [2, 6, 7, 8, 9].

Стосовно термінології, слід зробити деякі пояснення: Комітетом по променевій енергії у морі при Міжнародній асоціації по фізичній океанографії були встановлені точні визначення основних понять для оптичної океанографії (ці визначення та позначення використовуються у роботі [8]); у Радянському Союзі усі основні терміни і визначення у гідрооптиці зведені у ДЕСТ 19209-73 "Световое поле в водной среде" і ДЕСТ 19210-73 "Гидрооптические характеристики", які використовуються в роботах [2, 6, 7, 9] і діють в Україні у сучасний період. Визначення деяких характеристик не співпадають з міжнародними, а символи та позначення, рекомендовані у ДЕСТ, суттєво відрізняються. Тому у наведених вище і нижче характеристиках, де це можливо, терміни наведені російською та англійською мовами.

2.1.2. Оптичні характеристики морської води

Як зазначалось раніше, оптичні явища, які спостерігаються в океанах і морях, визначаються двома групами оптичних характеристик. Першу групу складають характеристики, які залежать тільки від фізичних властивостей води і називаються первинними, а другу групу – характеристики, які залежать також від геометричної структури світлового поля, називають вторинними.

До первинних характеристик відносяться показники поглинання, розсіювання та ослаблення світла, а також індикатриса розсіювання.

Вторинними характеристиками є показники яскравості та опроміненості.

Первинні показники

Показник поглинання α (показатель поглощения излучения в водной среде; absorption coefficient (a- міжнародне позначення)) – коефіцієнт поглинання нескінченно тонкого шару води, на який падає пучок світла у нормальному напрямку, віднесений до товщини цього шару. Одиниця виміру - м^{-1} .

Показник розсіювання σ ([общий] показатель рассеяния излучения в водной среде; [total] scattering coefficient (b - міжнародне позначення)) – коефіцієнт розсіювання нескінченно тонкого шару води, на який падає пучок світла у нормальному напрямку, віднесений до товщини цього шару. Одиниця виміру - м^{-1} .

Індикатриса розсіювання $\chi(\gamma)$ (индикатрисса рассеяния, также – объемная функция рассеяния; volume scattering function ($\beta(\theta)$ - міжнародне позначення)) - об'ємна функція розсіювання. Морська вода розсіює світло за різними напрямками дуже нерівномірно. Більша частина розсіяного світла сконцентрована під малими кутами і функція $\chi(\gamma)$ показує розподіл яскравості розсіяного світла за кутами розсіювання γ , іншими словами - це інтенсивність випромінювання елементарного об'єму у певному напрямку, віднесена до величини цього об'єму і до нормальної опроміненості. Безрозмірна.

На рисунку 2.1 наведено деякі види індикатрис розсіювання. Вони зображені у полярних координатах і дають уяву про просторовий розподіл розсіяного світла.

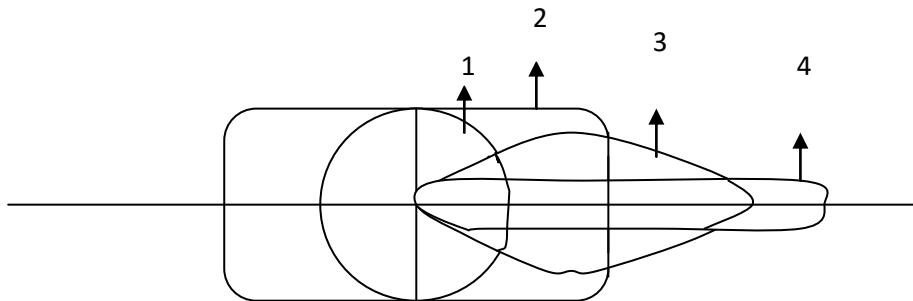


Рисунок 2.1. Приклади індикатрис: 1 – сферична; 2 – релеївська; 3 – «чиста» атмосфера; 4 – океан (масштаб кривих різний) [2].

Вторинні характеристики

Показник ослаблення ϵ (показатель ослабления излучения в водной среде, также – общий показатель ослабления; [total] attenuation coefficient (с – міжнародне позначення)) - коефіцієнт ослаблення нескінченно тонкого шару води, на який падає пучок світла у нормальному напрямку, віднесений до товщини цього шару. Показник ослаблення ϵ

$$\epsilon = \alpha + \sigma . \quad (2.1)$$

Одиниця виміру - м^{-1} .

Спектральну залежність показника ослаблення наведено на рис. 2.2. Як відомо, морська вода містить три оптично активних компонента: чисту воду, розчинені речовини (неорганічні та органічні) і завислі частинки (мінеральні і органічні). Вплив цих компонент на оптичні характеристики морської води неоднаковий, він змінюється у залежності від концентрації відповідного компонента і різний для різних довжин хвиль. Загальна, типова картина, де ілюструється залежність показника ослаблення ϵ від

довжини хвилі λ , для різних складових морської води наведена на зазначеному рисунку.

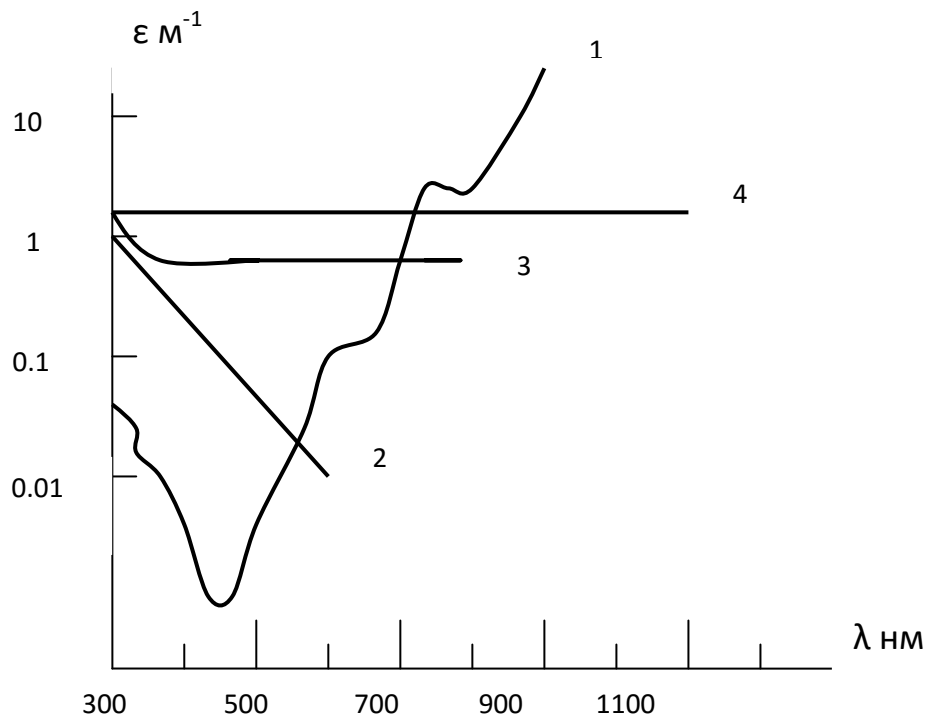


Рисунок 2.2. Спектральна залежність показника ослаблення ϵ [2].

Крива 1 – показник ослаблення світла в ідеально чистій воді. Гострий мінімум лежить у синій області спектра. Тому будь-який предмет, опущений за борт у воду, набуває синього кольору – його видно крізь шар води, який є у даному випадку природним синім фільтром. Крива 2 – показник поглинання світла розчиненими органічними речовинами; поглинання різко зростає у синій та ультрафіолетовій областях. Крива 3 – показник ослаблення світла дрібними, головним чином мінеральними частинками. Ослаблення світла на них зростає у синій області спектра. Крива 4 – показник ослаблення світла великими частинками біологічного походження (діатомові водорості, форамініфери, органічний детрит і т. ін.). Ослаблення світла на них нейтральне, як на краплях хмар. Крива 1 надана в абсолютному масштабі. Масштаб інших кривих залежить від концентрації відповідного компонента.

Наведемо два характерних приклади: прозорі океанські води і каламутні води Балтійського моря. Для кожного з цих об'єктів для

довжини хвилі $\lambda = 550$ нм вимірювання дають $\varepsilon_1 = 0.036 \text{ м}^{-1}$ (ослаблення чистої води однакове в обох випадках); $\varepsilon_2 = 0.01; 0.03$ (у Балтійському морі розчиненої органіки – жовтої речовини – значно більше і відповідно ε_2 у три рази більше); $\varepsilon_3 = 0.01; 0.11 \text{ м}^{-1}$; $\varepsilon_4 = 0.05; 0.2 \text{ м}^{-1}$ (розсіюючих частинок у Балтійському морі також значно більше, ніж в океані). Повні показники ослаблення $\varepsilon_{\Sigma} = 0.11$ та 0.38 м^{-1} , тобто ε чистої океанської води майже у 4 рази менший, чим для вод Балтійського моря.

З показником ослаблення світла тісно пов'язані поняття прозорості морської води та коефіцієнт пропускання T шару морської води.

Коефіцієнтом пропускання шару водного середовища T (коэффициент пропускания; transmittance) називається відношення променевого потоку F , який пройшов без зміни напрямку крізь шар води, до потоку F_0 , який зайшов у цей шар,

$$T = F \cdot F_0^{-1}. \quad (2.2)$$

(Спектральний коефіцієнт пропускання відноситься до монохроматичного випромінювання визначеної довжини хвилі λ).

Безрозмірний.

Прозорістю морської води θ (прозрачность водной среды) - називається коефіцієнт пропускання, віднесений до однорідного шару води товщиною 1 м. Вона звичайно передається у відсотках на 1 м. Прозорість також визначається через співвідношення

$$\theta = e^{-\varepsilon}. \quad (2.3)$$

В океанографії, поряд з наведеним вище фізичним визначенням прозорості, використовується характеристика, яку для скорочення також називають прозорістю, але вона має інше значення. Це відносна прозорість. Відносна прозорість характеризується глибиною зникнення білого диска діаметром 30 см.

2.2. Оптичні властивості вод Світового океану

Океанська вода - це складна система, вона містить у собі розчинені речовини, мул, велику кількість різноманітних живих організмів. За рахунок мулу та інших неоднорідностей океанська вода сильно розсіює

світло, тобто є каламутним середовищем. Її оптичні властивості залежать від складу та від фізичного стану (температури, тиску і т. інше.)

Хоча води на Землі дуже багато і її властивості вивчають дуже довго, тим не менш, оптичні властивості чистої води досліджені ще недостатньо. Діапазон фізичних умов, в яких вода знаходиться в океані (тиск 1 – 1100 атмосфер, температура $-2^{\circ} \div 36^{\circ} \text{C}$) такий, що оптичні властивості її у цьому діапазоні практично незмінні. Якщо виключити з оптичних характеристик, що спостерігаються в морській воді, компоненту, обумовлену чистою водою, можна вивчати роль розчинених та завислих речовин.

При використанні даних про склад морської води для аналізу оптичних властивостей потрібно мати на увазі, що методи вивчення складу води ще дуже недосконалі. Це стосується не тільки таких делікатних компонент, як живі організми та розчинена органічна речовина, але також і частинок мінерального походження, що знаходяться у товщі води. Тонкі частинки мулу, що дуже впливають на оптичні процеси, стандартними методами уловлюються погано. Тому пряме співставлення оптичних характеристик та даних про склад води, визначених стандартними методами, у більшості випадків неможливе. Більш того, часто тільки непрямі оптичні методи дають надійні дані про склад води. Тим не менш при аналізі оптики океанської води не можливо ігнорувати (навіть недосконалі) дані про склад води, визначені в океанології.

Головне, що впливає на оптику океанської води, - це оптично активні компоненти: чиста вода, розчинені речовини (органічні і неорганічні), мул (органічний та мінеральний). Крім цих факторів, на розповсюдження світла в морі впливають бульбашки повітря і неоднорідності, що виникають через турбулентність. Бульбашки у помітній кількості спостерігаються тільки у верхньому шарі моря. Внесок турбулентних неоднорідностей в характеристики, що розглядаються, дуже малий. Також необхідно зауважити, що оптичні характеристики води можливо розраховувати як суперпозицію характеристик її окремих компонент.

Оптичні властивості чистої води. Експериментально оптичні властивості чистої води почали вивчати ще наприкінці XIX сторіччя. Через високу прозорість вимірювання показника ослаблення водою у видимому діапазоні виявилось дуже непростою справою. Головні проблеми пов'язані з очищенням води від побічних речовин (пилу, розчинених органічних сполук) та збереженням її чистою у процесі вимірювань. Виявилось, що

тільки триразова перегонка води в установці з кварцового скла призводить до стабілізації значень ослаблення у ближній ультрафіолетовій області. У таблиці 2.2 наведено оптичні характеристики чистої води у спектральній області 250 – 800 нм.

Таблиця 2.2. Оптичні властивості чистої води (Т = 20° С)

λ нм	$10^3 \sigma \text{ м}^{-1}$	$10^3 \epsilon \text{ м}^{-1}$	$10^3 \kappa \text{ м}^{-1}$
250	32.0	220	190
300	15.0	55	40
320	12.0	32	20
350	8.2	20	12
400	4.8	11	6
420	4.0	9	5
440	3.2	7	4
460	2.7	5	2
480	2.2	5	3
500	1.9	8	6
520	1.6	16	14
530	1.5	23	22
540	1.4	30	29
550	1.3	36	35
560	1.2	40	39
580	1.12	75	74
600	0.93	200	200

Таблиця 2.2. (продовження)

620	0.82	240	240
640	0.72	270	270
660	0.64	310	310
680	0.56	380	380
700	0.50	600	600
740	0.40	2250	2250
750	0.39	2620	2620
760	0.35	2560	2560
800	0.29	2020	2020

2.2.1. Поглинання світла

Поглинання світла чистою водою. Фізична природа явищ поглинання та розсіювання світла суттєво відмінна. Поглинання відбувається в оптично однорідному середовищі, розсіювання у такому середовищі зовсім відсутнє.

Вода являє собою щільно побудовану систему, в якій взаємодія між молекулами дуже велика. Тому ряд дослідників вважає, що рідку воду можливо розглядати як макрокристал з атомів водню та кисню. Також вона є сумішшю кількох видів ізотопів молекул води з різною молекулярною масою (у лабораторних умовах визначено 36 різних ізотопів). Деякі з них мають короткий час життя і практично не зустрічаються у природних умовах. Крім основного ізотопу H_2^{16}O , у природних водах зустрічаються молекули важкокисневої води H_2^{18}O , H_2^{17}O і важкої води D_2O . Частка різних ізотопів у природній воді залежить від її походження. Для вказаних вище трьох ізотопів вона коливається відповідно близько 2; 0.4; 0.3 %. Хоча оптичні властивості окремих ізотопів вивчені недостатньо, вже зараз відомо, що вони помітно різні. Спектр поглинання легкої, тобто звичайної,

води має розмиту смугу з мінімумом у синій ділянці при $\lambda(\text{H}_2\text{O}) = 475 \text{ нм}$, показник поглинання там $\kappa = 1.8 \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1}$, тоді як у важкої води D_2O мінімум зміщений в оранжеву ділянку до $\lambda(\text{D}_2\text{O}) = 600 \text{ нм}$, і там показник $\kappa = 1.9 \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1}$. Слід чекати також, що легші молекули повинні сильніше поляризуватися в електричному полі. І дійсно, наприклад, для $\lambda=589 \text{ нм}$ при $T=20^\circ \text{ C}$ і $p=10^5 \text{ Па}$ показник заломлення H_2O більший, чим у D_2O , на $49 \cdot 10^{-4}$, тобто поляризація молекул H_2O на 15% більша, чим у D_2O . Взагалі, у молекули води є сильні смуги поглинання, які знаходяться в частині спектра $\lambda < 18.6 \text{ нм}$ (електронні смуги), дуже слабкі смуги у видимій частині, які знаходяться в інтервалі $475 - 847 \text{ нм}$, та сильні смуги в інфрачервоній (ІЧ) частині – 944 нм і більше. Більша частина смуг поглинання рідкої води пов'язана із смугами водяної пари, тобто зі спектром ізольованої молекули. Однак через сильну взаємодію спостерігаються і помітні відмінності. Зокрема, у води смуги поглинання зміщені у бік великих λ , а самі смуги взаємно перекриваються, тому поглинання виявляється суцільним. Теоретичний розрахунок усієї цієї трансформації потребує визначення положення енергетичних рівнів конденсованої системи, що на даний час неможливо [2,7].

Поглинання світла морською водою. Мінливість оптичних властивостей морської води майже повністю визначається змінами її складу – вмістом розчинених речовин та мулу.

Склад морської води. У морській воді розчинені неорганічні солі, гази та органічні сполуки. Розчинені гази присутні у воді у малих кількостях і практично не виявляють себе в оптиці морської води. Деяке значення мають тільки розчинений кисень та непряме - азот. Головне значення для оптики океанської води мають неорганічні солі та органічні сполуки. Розчинені речовини впливають як на поглинальні, так і на розсіюючі властивості морської води. В основному їх вплив відчувається в поглинанні в видимій, фіолетовій та ультрафіолетовій частині спектра, там, де чиста вода сама по собі поглинає мало. На червоній ділянці видимого спектра та в інфрачервоній вплив розчинених речовин на поглинання незначний – він просто непомітний на фоні сильного поглинання самої води. Головні солі : NaCl , KCl , MgCl , MgSO_4 , CaSO_4 . Вони складають основну частину розчинених речовин. Через велику діелектричну постійну вода має велику дисоціюючу здатність. Тому молекули солі у ній дисоціюють і знаходяться у вигляді іонів. У цілому солоність морських вод у відкритому океані змінюється від 33 до 37 ‰,

середнє значення становить приблизно 34.7 ‰. В окремих морях та поблизу гирл вона може значно змінюватися. Так, солоність Червоного моря перевищує 40 ‰, тоді як у північній частині Балтійського моря вона дорівнює лише 4 ‰. Окрім загальної солоності для оптики також представляє інтерес концентрація бромідів – аніона Br^- .

Органічні сполуки. Органічні речовини, які знаходяться у морській воді, приблизно наполовину складаються з органічного вуглецю. Середня концентрація вуглецю у відкритому океані близька до 1 мгл^{-1} . Більша частина органіки знаходиться у розчиненому стані. У водах, багатих на фітопланктон, кількість розчиненої органіки у 7 – 8 разів, а на великих глибинах приблизно у 1000 разів, перевищує кількість вуглецю у частинках (планктон). Для оптики океану важливо, що більшість розчинених органічних речовин не мають смуг поглинання у видимій частині спектра. З оптичної точки зору особливий інтерес викликає та частина розчиненої органіки, яка носить назву жовта речовина. Ця група речовин була відкрита Калле у 1938 році, і назвою "жовта речовина" вона зобов'язана своїм світлопоглинальним властивостям. Поглинання жовтою речовиною різко зростає у бік коротких хвиль, що і зумовлює її жовтувате забарвлення. (Слід пам'ятати, що колір речовини, смуга поглинання якої знаходиться у видимій частині спектра, є додатковим до кольору світла, що поглинається. Якщо поглинається голубе (480- 435 нм) або фіолетове (435 – 400 нм) світло, то речовина має колір жовтий (595 – 580 нм) або жовто-зелений (580 – 560 нм)). Вірогідно, утворення жовтої речовини пов'язане з руйнуванням пігментів (хлорофілів і каратиноїдів) у зелених водоростях. Хлорофіл має дві сильні смуги поглинання – синю і червону. При розкладанні у першу чергу зникає хлорофіл-а, з яким пов'язана червона смуга, і залишається велике "синє" поглинання, характерне для жовтої речовини. Точний хімічний склад жовтої речовини недостатньо відомий. Під нею розуміють складну суміш гумусоподібних сполук. Вони утворюються з вуглеводів та амінокислот шляхом так званої реакції Мейер. Це відбувається всюди в Світовому океані при розпаданні органічних речовин, які утворюють планктон та продукти його життєдіяльності. При цьому безпосередньо у самій воді утворюються жовті або коричневі меланоїдини – органічні сполуки, за властивостями близькі до гумусів ґрунту. Інше джерело жовтої речовини - це гумусові сполуки річкового стоку. Активна роль гумусових сполук річкового стоку як джерела речовини у морі добре виявляється на прикладі північних морів. У цих морях великий річковий стік, і тому вони багаті на жовту

речовину. Найбільша її концентрація спостерігається у прибережних водах: поглинання у короткохвильовій частині спектра, яке характеризує вміст жовтої речовини, швидко зменшується при віддаленні від берега, тобто при зростанні солоності.

В океанології відсутні прямі методи виділення жовтої речовини та визначення її концентрації. Тому прийнято характеризувати вміст жовтої речовини за її оптичними показниками – найчастіше використовується показник поглинання жовтої речовини.

К.Калле виявив також, що деякі сполуки, які входять до складу жовтої речовини, флюоресціюють синім світлом при збудженні їх ультрафіолетовим випромінюванням, [2,7].

Мул. Дуже різноманітний – це і теригенні частинки (річки, вітер), і клітини фітопланктону, і бактерії, і частинки вулканічного або космічного походження, і детрит – залишки розкладених клітин фітопланктону та скелетів зоопланктону. Вплив на поглинання двоякий: 1) частинки мулу самі трохи поглинають світло; 2) за рахунок розсіювання вони збільшують пробіг квантів світла, що приводить до додаткового поглинання, як у багатоходовій кюветі. З оптичної точки зору, головний інтерес викликає мул за розмірами від сотих часток мікрону до десятків мікрон. Більш тонкі частинки дуже малі, а вплив дуже великих частинок незначний (їх дуже мало в мулі).

У водах верхнього шару відкритого океану концентрація мулу складає $0.05 - 0.5 \text{ мгл}^{-1}$, поблизу берегів значення можуть зростати у десятки і навіть сотні разів, у глибинних водах вона знижується до $0.001 - 0.25 \text{ мгл}^{-1}$. Ще менш надійні дані про число частинок в одиниці об'єму: результати підрахунку – $10^4 \div 10^6 \text{ ч}\cdot\text{л}^{-1}$; за лічильником Коультера – $10^6 \div 10^8 \text{ ч}\cdot\text{л}^{-1}$; оптичні методи дають оцінку – $10^8 \div 10^{10} \text{ ч}\cdot\text{л}^{-1}$.

Таким чином, поглинання світла у морській воді відбувається завдяки чистій воді, розчиненим речовинам (іонам неорганічних солей, жовтій речовині), частинкам (пігментам фітопланктону). Мінімум поглинання чистої води спостерігається при $\lambda = 460 \text{ нм}$, $\kappa(\lambda) = 0.002 \text{ м}^{-1}$. Іони неорганічних солей практично не впливають на поглинання у видимій частині спектра, однак вони, спричиняють постійне поглинання, яке зростає при зменшенні λ , в ультрафіолетовій області. Для $\lambda \leq 250 \text{ нм}$ внесок солей дуже помітний – це головним чином броміди і меншою

мірою нітрати. Помітне поглинання у цій області спричиняє також розчинений кисень. Жовта речовина також сильно поглинає короткі хвилі.

Поглинання світла частинками головним чином спричинене фітопланктоном, який містить пігменти – хлорофіл, каратиноїди і інші. На відміну від монотонного поглинання жовтою речовиною, поглинання пігментами має локальні максимуми.

Конкретний вигляд спектра поглинання морської води залежить від взаємного внеску різних компонент. У цілому розподіл $\alpha(\lambda)$ дуже схожий на криву $\epsilon(\lambda)$, наведену на рисунку 2.2. На ньому також спостерігається мінімум у синьо-зеленій області. Зростання $\alpha(\lambda)$ із зростанням довжини хвилі відбувається завдяки чистій воді, а при зменшенні λ – розчиненим речовинам та частинкам. Положення мінімуму пов'язано з абсолютними величинами поглинання: в чистих океанських водах мінімум поглинання знаходиться, як правило, поблизу 510 нм, тобто співпадає з положенням мінімуму поглинання чистої води. У деяких (звичайно більш прозорих) вод мінімум зміщується до 490 нм і навіть до 470 нм (тобто співпадає з положенням мінімуму поглинання чистої води); для каламутної води Балтійського моря мінімальне поглинання виявляється у жовто-зеленій або навіть у жовтій (до 570 нм) ділянці спектра.

Результати вимірювань значень $\alpha(\lambda)$ у короткохвильовій ділянці спектра свідчать, що показники поглинання помітно розрізняються в морських водах. Наприклад, у Балтійському морі вони більше чим на порядок величини вищі, ніж в океанських водах. У червоній ділянці показники для різних вод відрізняються мало. Це дуже важлива обставина. Вона дуже характерна для морської води взагалі. Для $\lambda < 570$ нм спектри поглинання різних вод відмінні і несуть інформацію про склад окремих поглинаючих компонент. Для $\lambda > 570$ нм усі криві на вибіркових спектрах співпадають; тут практично усе поглинання зумовлене чистою водою [2,7].

2.2.2. Розсіювання світла

Причиною розсіювання світла є оптична неоднорідність тіла. Це основне положення було встановлено Л. І. Мандельштамом у 1907 р. У чистій воді оптична неоднорідність виникає через флуктуації концентрації

і флуктуації орієнтування анізотропних молекул води за рахунок теплового їх руху. Отримані формули для розрахунку розсіювання як на флуктуаціях густини, так і на флуктуаціях орієнтації, [2].

Оскільки розсіювання викликано тепловими флуктуаціями, природно, що його інтенсивність буде пропорційна абсолютній температурі та коефіцієнту стисливості. Для води при $T=20^\circ\text{C}$, $\lambda=436\text{ нм}$ і $\Delta_U = 8.8 \cdot 10^{-2}$ (Δ_U – коефіцієнт деполаризації Кабанна), індикатриса розсіювання розраховується за формулою

$$\chi(\gamma) = \sigma(90^\circ)(1+0.838 \cos^2\gamma). \quad (2.4)$$

Повний показник розсіювання σ буде

$$\sigma = 16.1\sigma(90^\circ). \quad (2.5)$$

Таким чином, на відміну від поглинання, розсіювання світла чистою водою може бути повністю розраховано.

У морській воді розсіювання світла буває 2 типів – молекулярне та завислими частинками.

Молекулярне розсіювання відбувається через флуктуації густини, орієнтації анізотропних молекул води та концентрації розчинених речовин. Оскільки всі ці три фактори не впливають один на одного, то повне молекулярне розсіювання є їх сумою. Молекулярне розсіювання без великої помилки можливо вважати однаковим для усіх океанських вод і індикатриса розсіювання за виглядом близька до Релеївської.

Розсіювання завислими частинками. Частинки мають складну неправильну форму. Розміри їх звичайно порівнянні або більші за λ . Точної теорії розсіювання світла на таких частинках не існує, тому при теоретичному аналізі цієї проблеми користуються моделлю еквівалентних сфер. У цій моделі частинки вважаються однорідними сферами, які розсіюють світло так же, як реальний гідрозоль.

У моделі частинки морського мулу вважаються незалежними розсіювачами. Якщо у полі зору приймача буде не одна частинка, а багато, то повна яскравість розсіяного світла буде дорівнювати сумі яскравостей, створених окремими частинками.

Головна причина використання моделі еквівалентних сфер полягає у тому, що теорія розсіювання світла на однорідній сфері добре розвинута. У цій теорії поле розсіяної хвилі представляється у вигляді суперпозиції вторинних хвиль, які випромінюються сферою. Ці вторинні хвилі називаються електричними та магнітними парціальними хвилями; амплітуди їх залежать від двох величин: дифракційного параметра $\rho = 2\pi a/\lambda$ (a – радіус частинки, λ – довжина хвилі світла у середовищі) і відносного комплексного показника заломлення \underline{n} .

Мінливість розсіювання світла морською водою. Розсіювання світла в морській воді змінюється у широких межах: від значення загального показника розсіювання у кілька сотих до одиниць обернених метрів. Найменше значення $k = 0.022 \text{ м}^{-1}$ ($\lambda = 546 \text{ нм}$) - виміряне на горизонті 500 м у Тихому океані у районі надзвичайно прозорих вод на північний захід від острова Раротонга. Типове значення k для поверхневих вод відкритого океану $0.1 - 0.16 \text{ м}^{-1}$, для глибин – $0.05 - 0.01 \text{ м}^{-1}$. Найбільше значення k , виміряне поблизу берегів Перу, становить 2.7 м^{-1} .

Внесок молекулярного розсіювання у величину k навіть у найчистіших океанських водах не перевищує 7 – 8 %, а у більшості випадків він надзвичайно малий.

Просторова мінливість поля показника розсіювання характеризує оптичну структуру вод Світового океану (оптичну кліматологію океану) і визначається процесами, які формують поле мулу – це течії, турбулентність, апвелінги та даунвелінги, біологічні явища, пов'язані з генерацією частинок безпосередньо у морській воді, надходження частинок з атмосфери, від річок та від процесів розчину та осаду.

Часова мінливість поля показника розсіювання пов'язана з коливаннями складу частинок мулу у досліджуваному об'ємі. Вона може бути викликана появою та зникненням частинок з поля зору, броунівським рухом та дрібномасштабною турбулентністю, часовою мінливістю біологічних та динамічних факторів (добові, сезонні та інші коливання). Це призводить до широкого спектра часових флуктуацій σ .

Кутовий розподіл розсіяного світла. Характерною особливістю індикатрис розсіювання морської води є їх витягнутість у напрямку падаючого пучка світла. Це пов'язане з присутністю у морській воді великої кількості відносно великих прозорих частинок, у яких m близьке до 1. При малих кутах розсіювання основна картина розсіювання визначається цими частинками. Однак, при кутах, близьких до 135° , помітну роль відіграє молекулярне розсіювання. У чистих водах його внесок може складати 40%, і навіть у таких каламутних водах, як поблизу берегів Перу, він не нижче 5%. Роль молекулярного розсіювання швидко зменшується при зменшенні кута розсіювання. Навіть у найчистіших водах внесок молекулярного розсіювання не перевищує 15% поблизу кута 45° і 1% поблизу кута 10° . Перепад інтенсивності у всьому діапазоні кутів розсіювання може перевищувати 5 порядків. Мінімум розсіювання досягається поблизу кутів $105 - 120^\circ$ [2].

Спектральні залежності розсіювання. Спектральні характеристики вимірюються рідко. Наявні дані свідчать про те, що загальний показник розсіювання морської води мало залежить від довжини хвилі, поступово зростаючи при її зменшенні.

Індикатриси розсіювання у чистих водах помітно змінюють свою форму при зміні довжини хвилі – при зменшенні λ їх витягнутість зменшується. Це відбувається за рахунок зростання внеску молекулярного розсіювання, яке «підіймає» криву на великих кутах.

2.3. Проходження світла крізь поверхню моря

Освітленість поверхні океану. Як відомо з фізики, світлове випромінювання являє собою потік електромагнітних коливань з широким діапазоном довжин хвиль: від радіохвиль до "жорстких гама-хвиль". Для океану найбільше практичне значення має видима частина спектра, яка дає головний енергетичний внесок. Головним чином, це видимі та інфрачервоні промені у діапазоні довжин хвиль $\lambda = 10^{-7} \div 10^{-4}$ м. Частина цих променів, з довжинами від $4.0 \cdot 10^{-7}$ до $7.6 \cdot 10^{-4}$ метрів, являє собою світлові хвилі, які бачить око людини.

Променеві потоки, що проникають крізь поверхню океану, безпосередньо нагрівають воду, тим самим постачають енергію цілій низці

океанічних процесів. Крім впливу на температуру води, світлова частина сонячної радіації проявляється в освітленості глибин, кольорі води, а також бере участь у біологічних та біохімічних процесах, найважливішим з яких є фотосинтез.

Видима частина спектра радіації, яка надходить на поверхню океану та створює освітленість, складається з сонячних променів, що пройшли крізь атмосферу (пряма радіація), і деякої частини променів, що розсіюються атмосферою у всіх напрямках, у тому числі і на поверхню океану (розсіяна радіація).

Співвідношення енергії цих двох світлових потоків, що падають на горизонтальну площину, залежить від висоти Сонця, чим вище воно над горизонтом, тим більша частина прямої радіації. Це пояснюється тим, що при різних висотах Сонця, його промені ослаблюються різною товщею атмосфери, крізь яку вони проходять. Коли Сонце у зеніті, його промені проходять найменшу товщу, через це і менше розсіюються; якщо взяти цю відстань за одиницю ("маса атмосфери"), тоді при висоті Сонця 40° його промені проходять 1.55 маси атмосфери, при 20° - 2 маси, а при 0° - 35.4 маси атмосфери.

Освітленість поверхні моря у звичайних умовах залежить також від хмарності. Високі та тонкі хмари відкидають униз багато розсіяного світла, завдяки чому освітленість поверхні моря при середніх висотах Сонця може бути навіть більшою, чим при безхмарному небі. Природно, що густі, з великим вмістом води хмари різко зменшують освітленість, [9].

Відбиття світла від поверхні моря. Випромінювання, яке падає на поверхню моря, відбивається та заломлюється морською поверхнею. Коефіцієнти відбиття $r_{p,s}$ та пропускання d_{ps} для паралельних і нормальних променів до площини падіння визначаються формулами Френеля:

$$r_s = \frac{\sin^2(i-j)}{\sin^2(i+j)}, \quad d_s = 1 - r_s, \quad \frac{\sin(i)}{\sin(j)} = n$$
$$r_p = \frac{\text{tg}^2(i-j)}{\text{tg}^2(i+j)}, \quad d_p = 1 - r_p, \quad (2.6)$$

де: i – кут падіння; j – кут заломлення; n – показник заломлення води відносно повітря.

Якщо поверхня опромінюється звичайним пучком, у якому обидві складові поляризації однакові, тоді коефіцієнт відбиття r буде визначатися як

$$r = 0.5 (r_s + r_p). \quad (2.7)$$

Необхідно відзначити, що для променів, які падають на поверхню нормально ($i = 0$), коефіцієнт відбиття від води r дуже малий ($\sim 2\%$). При зростанні кута падіння i він помалу зростає (при $i = 60^\circ$, $r = 5.9\%$). Швидке зростання r відбувається у дотичному напрямку, тобто в області великих i . При $i = 90^\circ$, відбиття буде повним ($r = 100\%$).

Частка потоку радіації, що падає, і відбивається від поверхні моря, називається альбедо поверхні моря A_r , а частка радіації, що увійшла в море, називається коефіцієнтом пропускання поверхні моря T . Очевидно, що $A_r + T = 1$. Повне альбедо моря $A = A_r + A_d$ (A_d – частина альбедо, зумовлена пучком, розсіяним товщею моря).

Проходження світла крізь поверхню. Світловий пучок, який зайшов у воду, стискається, при цьому лінійний кут стискання дорівнює коефіцієнту заломлення n , і тому тілесний кут буде дорівнювати n^2 . Відповідно, яскравість світлового пучка у воді буде в n^2 разів більше, оскільки та ж енергія буде розповсюджуватися в більш вузькому пучку. Якщо врахувати відбиття пучка на межі поділу, тоді яскравість в атмосфері V_a і в морі V_m будуть пов'язані такою формулою

$$V_m = n^2 (1 - r) V_a. \quad (2.8)$$

Рівна поверхня моря при нормальному падінні променів пропускає 98% пучка, що падає, при дотичному падінні поверхня моря нічого не пропускає.

2.3.1 Підводна опроміненість

Випромінення, що зайшло під поверхню моря, ослаблюється через поглинання (ГЧ та червона частини спектра) та розсіювання. Із зростанням глибини спектр опромінення звужується, а максимум у спектрі в чистих

океанських водах зміщується в область 450 - 460 нм. Типове зміння спектрального складу опроміненості з глибиною наведено на рис.2.3 (за 100 % прийнято E_{\max} під поверхнею).

Численні експерименти показують, що починаючи з деякого рівня, опроміненість зменшується з глибиною за експонентою

$$E(z) = E(0) e^{-az}, \quad (2.9)$$

де: $E(0)$ – опроміненість горизонтальної площини, розташованої під поверхнею моря; $E(z)$ – відповідно, опроміненість на горизонті z ; a – показник вертикального ослаблення (належить до вторинних оптичних характеристик).

Показник a завжди менший за ϵ (показник ослаблення випромінювання у водному середовищі) і, як виходить з одночасних вимірювань a та ϵ , виконується співвідношення $a \approx 0.25 \epsilon$.

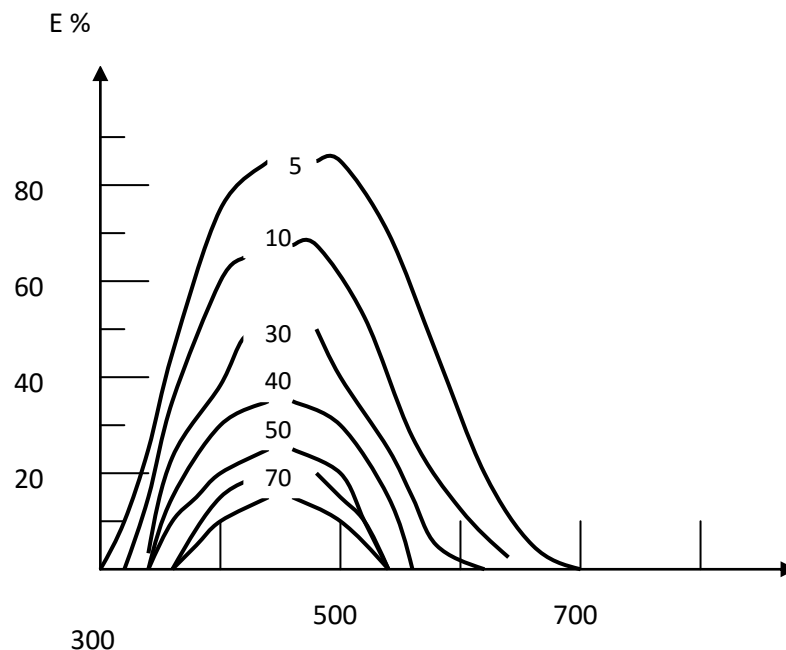


Рисунок 2.3. Спектральний склад денного світла у морі на різних глибинах (глибини у метрах вказані на кривих).

Н. Єрлов [8] запропонував оптичну класифікацію поверхневих вод океану за пропусканням 1 м води (при високому положенні Сонця). Узагальнення даних вимірів дозволило йому виділити три головних типи вод - I, II і III, до яких потім було додано два проміжних – I A і I B. Спектральний розподіл пропускання T для 1 м у поверхневому шарі води для різних оптичних типів вод наведено у табл. 2.2 ($T = e^{-a}$). Для прибережних вод також були виділені характерні типи – 1, 3, 5, 7, 9.

Змінення опроміненості з глибиною для виділених оптичних типів вод у відсотках від поверхневої опроміненості для $\lambda = 465$ нм наведено на рис. 2.4.

На глибинах, що перевищують 100 м, практично залишається синій колір. Сонячна енергія, що проникає у море, поглинається та використовується рослинами. В спектральному діапазоні від 350 до 700 нм вона носить назву фотосинтетичної активної радіації (ФАР). Дослідження ФАР на різних глибинах дуже цікавить біологів, оскільки у процесі фотосинтезу створюється вся первинна біологічна продукція.

Таблиця 2.2. Стандарти Єрлова (%)

Типи вод	Довжина хвилі λ нм								
	310	350	400	450	500	550	600	650	700
I	86.0	94.0	97.2	98.1	97.2	94.2	85.0	70.0	59.0
I A	83.0	92.5	95.1	97.4	96.6	93.6	84.0	69.5	58.5
I B	80.0	90.5	92.5	96.7	96.0	93.0	83.0	69.0	58.0
II	69.0	84.0	92.0	94.0	93.5	90.0	80.0	67.5	56.0
III	50.0	71.0	79.0	88.5	89.0	86.5	75.0	65.0	54.0

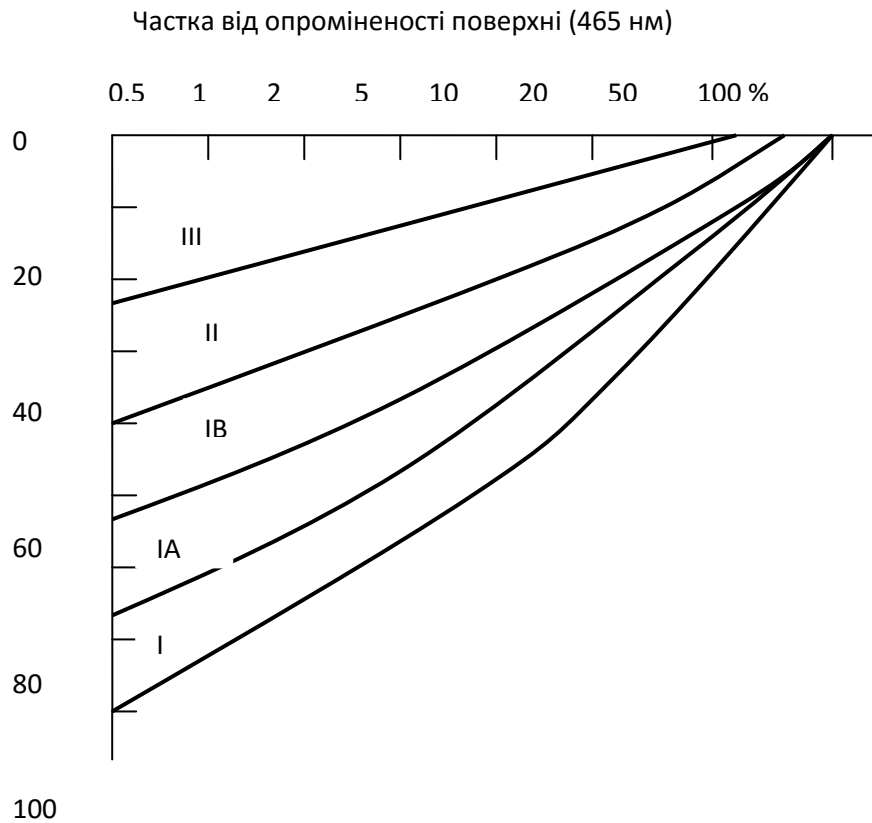


Рисунок 2.4. Зменшення опроміненості з глибиною для різних типів вод за Єрловим.

2.3.2 Яскравість світлового поля у морі

Залежить від таких факторів:

- 1) умов освітленості моря;
- 2) проходження світла крізь хвильову поверхню моря;
- 3) розповсюдження світла у морському середовищі.

Перший фактор визначається, головним чином, тим, чи закрите Сонце хмарами і яка його висота.

Другий – заломленням променів, що падають на хвильову поверхню.

Третій – багаторазовим розсіюванням та вибірковим поглинанням світла.

Структура світлового поля при зануренні у море постійно трансформується, головним чином – яскравість, яка залежить від глибини і напрямку (θ, φ) (θ і φ – вертикальний і азимутальний кути). Спостереження показують, що за особливостями будови функції яскравості можливо виділити 3 зони:

- 1) підповерхневу;
- 2) проміжну;
- 3) зону глибинного режиму.

Перша розташована приблизно на глибинах, менших за z_0 (глибина видимості білого диска). Третя – на глибинах, більших за $4 z_0$. Друга – посередині між 1 та 3.

Виділені зони характеризуються такими особливостями:

- у підповерхневій зоні спостерігаються великі флуктуації яскравості (та опроміненості). Вертикальний показник ослаблення тут залежить від кута падіння випромінення. Спектр широкий – від ближнього ультрафіолетового до оранжево-червоного світла;
- у проміжній зоні флуктуації світлового поля загасають (хоча і відстежуються в океанських водах до глибин 100 – 110 м) . Поляризація світла тут залежить як від явищ на поверхні, так і від розсіюючих властивостей середовища. Спектральний діапазон випромінення постійно звужується;
- у третій зоні флуктуацій яскравості нема, самі зміни яскравості та опроміненості пов'язані тільки зі зміною освітленості поверхні. Кутовий розподіл яскравості та поляризація світла залежать тільки від первинних характеристик середовища, а не від умов освітленості. Спектр характеризується синьо-зеленою ділянкою [7,8].

2.4. Колір морської води та колір моря

Звісно, що колір різних морів неоднаковий. Фіолетово-синій колір відкритих районів океану помітно різниться, наприклад, від кольору вод Балтійського, Червоного або Білого морів. Це наштовхнуло на ідею використовувати колір морської води у якості океанологічної характеристики.

Визначають колір моря за спеціальною шкалою кольоровості Фореля-Уля, запропонованої наприкінці XIX сторіччя. Вона являє собою набір пробірок з рідиною різного кольору (від темно-синього до коричневого), які порівнюються з кольором білого диска на глибині його зникнення. Колір моря при цьому позначається за номером відповідної пробірки шкали.

Колір моря, тобто забарвлення його поверхні, залежить від різних зовнішніх умов: від кута зору, під яким спостерігач дивиться на морську поверхню, від кольору неба, наявності хмар, від стану поверхні моря, від розмірів та форми вітрових хвиль. Помічено, що при виникненні хвиль море починає швидко синіти, а при щільних хмарах колір моря здається більш темним.

Розрізняють колір морської води та колір моря. Колір морської води зумовлюється сукупною дією поглинання та розсіювання світла у воді і не залежить від зовнішніх чинників. Основну роль при цьому відіграє дифузний (розсіяний) потік світлової енергії, який іде з глибини моря. Потік світла, спричинений молекулярним розсіюванням, створює синій колір. Пов'язано це з тим, що коефіцієнт молекулярного розсіювання (на відміну від поглинання) для променів синьо-фіолетової області спектра у три рази більший, ніж для променів червоно-жовтої області спектра.

Індивідуальні особливості кольору води кожного моря, так само як і величина його прозорості, залежать в основному від процесу розсіювання світла різними включеннями, тобто від кількості та розмірів завислих частинок органічного і неорганічного походження та від вмісту у воді розчинених газів.

Оскільки колір і прозорість зумовлюються одними й тими ж факторами, між ними існує певна залежність. У табл.2.3 наведено співвідношення між відносною прозорістю і кольором морських вод.

Загальною закономірністю для всіх океанів і морів є деяке зменшення прозорості при наближенні до берегів. Колір води при цьому також змінюється, вода зеленіє, а інколи набуває жовтуватих і навіть коричнюватих відтінків. Пояснюється це тим, що прибережні води

опріснюються стоком річок, води яких збагачені різними завислими частинками. До того ж прибережні мілководдя стають каламутними під час штормів.

Таблиця 2.3. Співвідношення між відносною прозорістю і кольором морської води.

Номер шкали кольоровості	Словесне визначення	Прозорість води за білим диском, м	Номер шкали кольоровості	Словесне визначення	Прозорість води за білим диском, м
I	Темно-синій	> 30	XI -XII	Жовто-зелений	7 - 6
II	Синій	30 - 26	XIII - XIV	Зеленувато – жовтий	5.5 - 5
III	Темно-голубий	25 - 21	XV – XVI	Каламутно – жовтий	4.5 - 4
IV	голубий	20 - 17	XVII- XVIII	Коричнювато-жовтий	3.5 - 3
V - VI	Зеленувато – голубий	16 -12	XIX - XX	Жовтувато – коричневий	2.5 - 2
VII - VIII	Голубувато зелений	11 -10	XXI	коричневий	2.0
IX - X	зелений	9 - 8			

У центральних частинах океанів прозорість, як правило, перевищує 20 м, а колір відповідає першим трьом номерам шкали кольоровості морської води. Найбільша прозорість (65,5 м) спостерігається в Саргасовому морі. У помірних і полярних зонах океанів, збагачених планктоном, прозорість становить 15-20 м, а колір зеленувато-голубий. У морях помірного поясу вода має зеленуватий колір, а в місцях впадіння великих річок - каламутно-жовтий і коричнево-жовтий; прозорість при цьому різко падає.

Свічення та цвітіння морської води. Свічення моря - це збільшення яскравості морської поверхні, зумовлене світлом, що випромінюється морськими організмами. Розрізняють три типи свічення: розлите, іскрове та свічення великих організмів. Перший тип спричинюється бактеріями. Це суцільне рівномірне свічення поверхні моря. Іскрове (точкове) свічення спричиняється планктоном. Світяться також великі за розмірами організми: риби, великі медузи та ін.

Організми, які світяться, мешкають по всій товщі вод від поверхні до дна. Деякі з них світяться за допомогою маслянистих крапельок, які знаходяться всередині клітини (ночесвітки), в інших спеціальні залози

виділяють речовину, що світиться (медузи, рачки), треті мають особливий орган, що світиться (риби, головоногі моллюски).

Свічення моря становить практичний інтерес для різних галузей діяльності людини. Так, воно може сигналізувати рибалкам про наявність косяків риби і в той же час відлякувати її, демаскуючи рибальські сіті, може служити попередженням для мореплавців про підводні небезпеки і таким чином запобігти зіткненню із суднами і плаваючими предметами.

Цвітіння моря - це незвичайна зміна забарвлення його поверхні, зумовлена біологічними причинами. Таке явище спостерігається внаслідок бурхливого розвитку планктонних рослинних або тваринних організмів, скупчення яких забарвлює поверхню води в певний колір. Так, ночесвітка, котра світиться вночі, вдень забарвлює море в рожеві, буро-червоні, а інколи жовті чи зелені тони. При масовому розвитку діатомових водоростей поблизу тихоокеанських берегів Північної Америки море набуває кольору крові.

Синьо-зелені водорості забарвлюють морську воду в зелений колір. У тропіках їх скупчення поширюються на десятки і навіть сотні кілометрів. Вода при цьому має запах хлору, а вітрове хвилювання заспокоюється. Зелене забарвлення води синьо-зеленими водоростями влітку часто спостерігається в Азовському і Балтійському морях [6].

2.5. Застосування оптичних методів у фізичній океанографії та морській біології

Оптичні властивості морської води та їх розподіл, а також розповсюдження підводного світла залежать від фізичних, хімічних умов у морі. Завдяки цьому, оптичні дані можливо різним чином використовувати для отримання інформації про океанографічні (динамічні) умови. Оптичні методи вже відносно давно впроваджені у практику океанографічних досліджень і межі їх застосування постійно розширюються. Виміри розсіювання світла і пропускання спрямованого пучка дозволяють багато пізнати про дві компоненти, що входять до складу морської води: частинки і жовту речовину. Зацікавленість океанологів щодо вивчення розподілу цих речовин пояснюється бажанням знайти показники, придатні для характеристики водних мас. Великою перевагою оптичних методів є порівняльна зручність отримання даних, навіть в умовах поганої погоди на морі.

Надзвичайно важлива роль розповсюдження світла у воді для морських біологічних досліджень. Зрозуміло також, що поглинання водою енергії випромінювання є основним фактором термодинаміки моря.

Відбиття та заломлення. Відбиття і заломлення сонячного світла морською поверхнею служать показниками її стану. Існування цього зв'язку підтверджується у рамках теорії полисків (бликов). Виконане визначення кутів нахилу морської поверхні показало, що спостережений розподіл нахилів (близький до гаусівського) відповідає неперервному спектру хвилювання довільної ширини або великій кількості дискретних частот. Розподіл нахилів і швидкість вітру можливо визначати на основі видимості сонячного полиску зі штучного супутника Землі (ШСЗ). Розроблена також теорія використання потужних когерентних джерел випромінювання для визначення статистичних характеристик хвилювання.

Характер заломлених полисків також залежить від хвилювання. Виконано дослідження явища яскравих світлових смуг, що рухаються по дну мілких ділянок моря з тією ж швидкістю, що і хвилі. Посилення яскравості, яке спостерігається при цьому, пояснюється лінзовим ефектом хвиль. Висота хвиль, створених у лабораторному басейні, може визначатись спостереженнями флуктуацій у поглинанні світла, що вертикально проходить крізь товщу води.

Розподіл частинок. Виміри розсіювання. Існує достатньо аргументів, щоб окремо розглянути питання про застосування в океанографії спостережень розсіювання, які є найбільш чутливим засобом дослідження розподілу частинок. Деякі характерні результати вимірів вказують на те, що вміст частинок можливо вважати первинною властивістю водної маси.

На рис. 2.5 показано приклад такої характерної особливості, яка дозволяє розпізнавати води різного походження. Тихоокеанські води, що знаходяться на глибині більше 1000 м, перш чим досягнути глибокої западини Флорес, проходять кілька порогів. Незважаючи на тривалість переносу, вони, певно, зберігають свою цілісність і не змішуються з каламутними водами поверхневих шарів.

Важливим аспектом проблеми частинок є утворення оптичних прошарків, які часто зустрічаються у морі на різних глибинах. Теоретично було розглянуто розподіл фітопланктону у верхньому шарі океану за умов стаціонарної турбулентної дифузії. Розрахунки показали, що максимум утворюється на нижній межі фотичної зони. Також вказується на важливу

роль вертикального градієнта турбулентної дифузії у створенні загальної картини розподілу завислих частинок. Нижче фотичної зони умовою утворення максимуму є не тільки посилення турбулентної дифузії з глибиною, але і зменшення швидкості осідання частинок, тобто зростання їх плавучості. Такі умови звичайно існують у шарі стрибка, де спостерігається значна вертикальна стійкість. У зв'язку з цим були виконані детальні дослідження залежності розподілу частинок від стійкості. З'ясувалось, що через міграцію живих організмів у верхніх шарах океану до глибини 150 м розрахований розподіл не завжди узгоджується з умовами стійкості.

Дослідження показують, що неоднорідності оптичних властивостей можуть також спостерігатися і в глибинних водних масах. Вертикальні рухи, які виникають у зонах апвелінгу або дивергенцій і конвергенцій вод, звичайно характеризуються чітко відмінним вмістом частинок; підйом води спричиняє суттєві зміни у продуктивності моря. Вертикальні профілі температури і характеристик розсіювання часто виявляють відповідність, оскільки вода, що піднімається, досягши верхніх шарів, нагрівається, рис.2.6.

Розтікання водних мас на великих глибинах часто виявляється на графіках розподілу частинок. Водна маса, що вторгається, як правило, відрізняється більшим вмістом частинок, чим основні води.

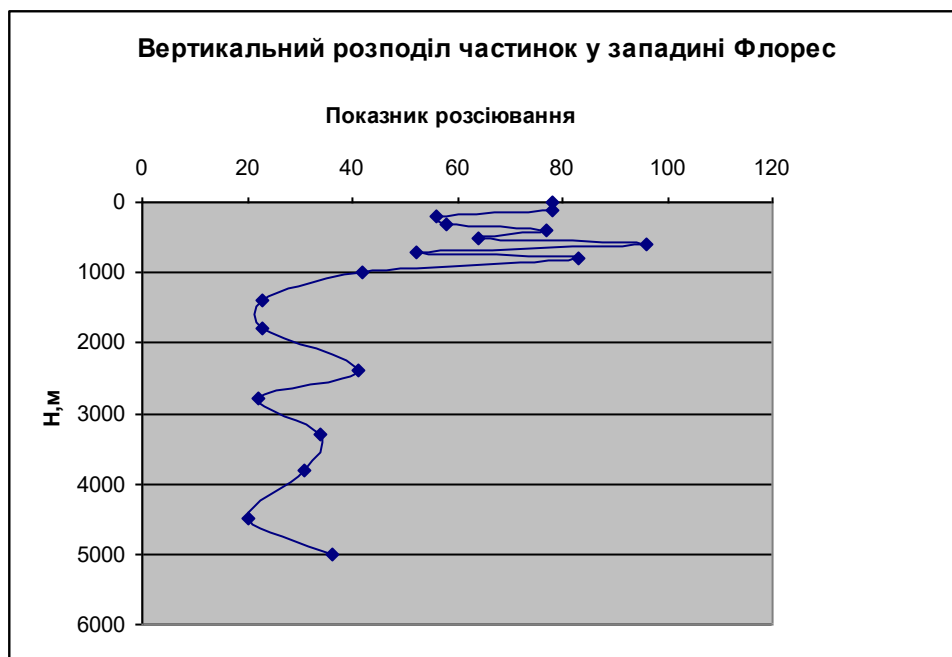


Рисунок 2.5. Стратифікація частинок у западині Флорес, що ілюструє надходження чистої тихоокеанської води між глибинами 800 і

1400 м, [8], (показник розсіювання дається у км^{-1}).

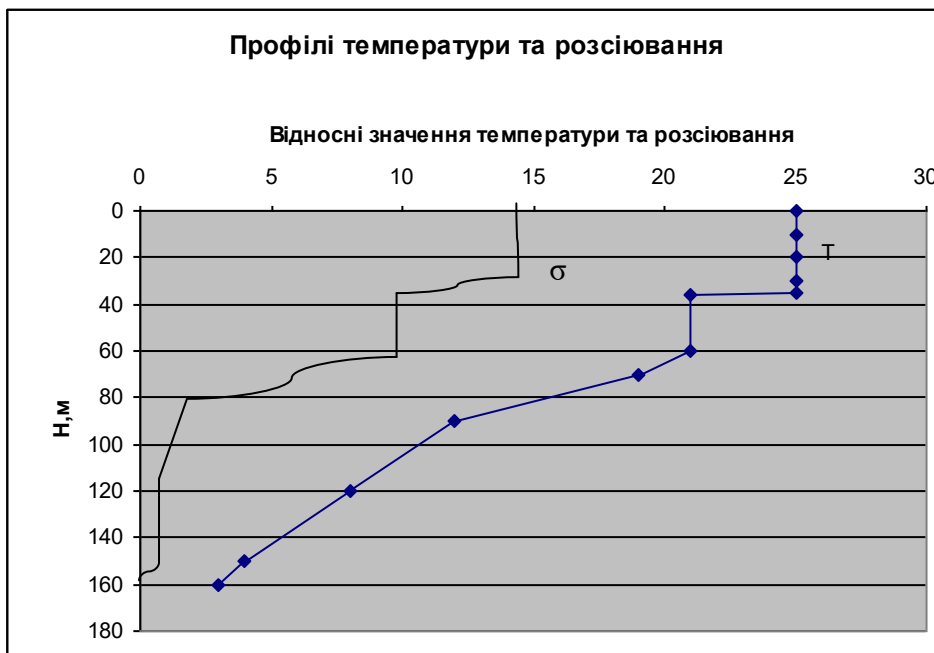


Рисунок 2.6. Відповідність між зміною з глибиною температури T та показника розсіювання σ для апвелінгу біля берегів західної Африки.

Важко оцінити, у якій мірі це відбувається за рахунок первинних властивостей вод поверхневого походження, а в якій – через підвищену турбулентність при переміщенні водних мас. У багатьох випадках наявність шару з таким значним вмістом частинок пов'язана з якоюсь певною водною масою, в інших ситуаціях такий зв'язок виявити не вдається. Перші дані з розсіювання, отримані Калле у глибинних атлантичних водах, показали наявність кількох максимумів вмісту частинок. Чіткі максимуми були виявлені у високо сталих частинах глибинних шарів субтропічних вод Мексиканської затоки. На основі спостережень розсіювання у жолобі Пуерто-Ріко виявлено максимум біля південного схилу западини, який пов'язують з існуючою західною окраїнною глибинною течією. Виявлений тут придонний розсіюючий шар ідентифікують з придонною Антарктичною течією, спрямованою на захід.

Уяву про середній або типовий, вертикальний розподіл частинок, визначений за результатами вимірів розсіювання, можливо скласти з рис.2.7. Профілі, отримані тільки в екваторіальних районах, показують, що на великих глибинах у західній частині Атлантичного океану

спостерігається найбільша відносна концентрація частинок, у той час як мінімальна їх кількість властива водам західної частини Тихого океану.

У тих районах, де зустрічаються водні маси з різним вмістом частинок, характеристики розсіювання світла стають корисними параметрами. Добрим прикладом їх практичного застосування виявились дослідження у Гібралтарській протоці, де солоня середземноморська вода, що перетікає через пороги у придонному шарі, спускається в улоговину Атлантичного океану, а замість неї у верхніх шарах протоки надходять у море атлантичні води. Результати досліджень, виконаних у різні роки на розрізах через протоку (1948 р. та 1960 р.), добре співпадають, навіть максимум розсіювання на глибині близько 400 м, пов'язаний з середземноморською проміжною водною масою, присутній на вертикальних розподілах. Аналогічний водообмін спостерігався через підводні хребти між Тунісом та Сицилією. Максимум концентрації частинок, виявлений на глибинах 500-600 м, скоріш за все формується завдяки тим же процесам, що і в Гібралтарській протоці.

Річки є важливим джерелом завислих речовин, і тому річкові води за допомогою вимірів розсіювання можливо відстежити на великій відстані від гирла. Завдяки гідрооптичним вимірам було досліджено розповсюдження каламутної води р. Оріноко у западину Каріако. Розподіл завислих частинок у районі гирла р. По доводить існування глибинної протитечії з чистою водою, напрям якої протилежний напрямку руху каламутної поверхневої води, і вона підтримує у воді сольовий баланс.

Така ж система зустрічається у зоні виносу р. Колумбії. Тут потужна поверхнева течія створює язикоподібну зону виносу річкової води, яка зміщена на південь та південний захід через переважні північні вітри та спричинений ними прибережний апвелінг. Проведені дослідження показали, що великий об'єм каламутної води р. Амазонка переноситься переважно на північний захід, вздовж берегів Південної Америки на відстань до 2000 км.

Включення завислих речовин у солону морську воду ініціює процес випадіння частинок в осад та осідання їх на дно. В естуарії р. Ніл цей процес відбувається настільки інтенсивно, що вже на відстані 50 км від гирла вода прояснюється і в поверхневих шарах майже досягає такого ступеня чистоти, який властивий воді у східній частині Середземного моря.

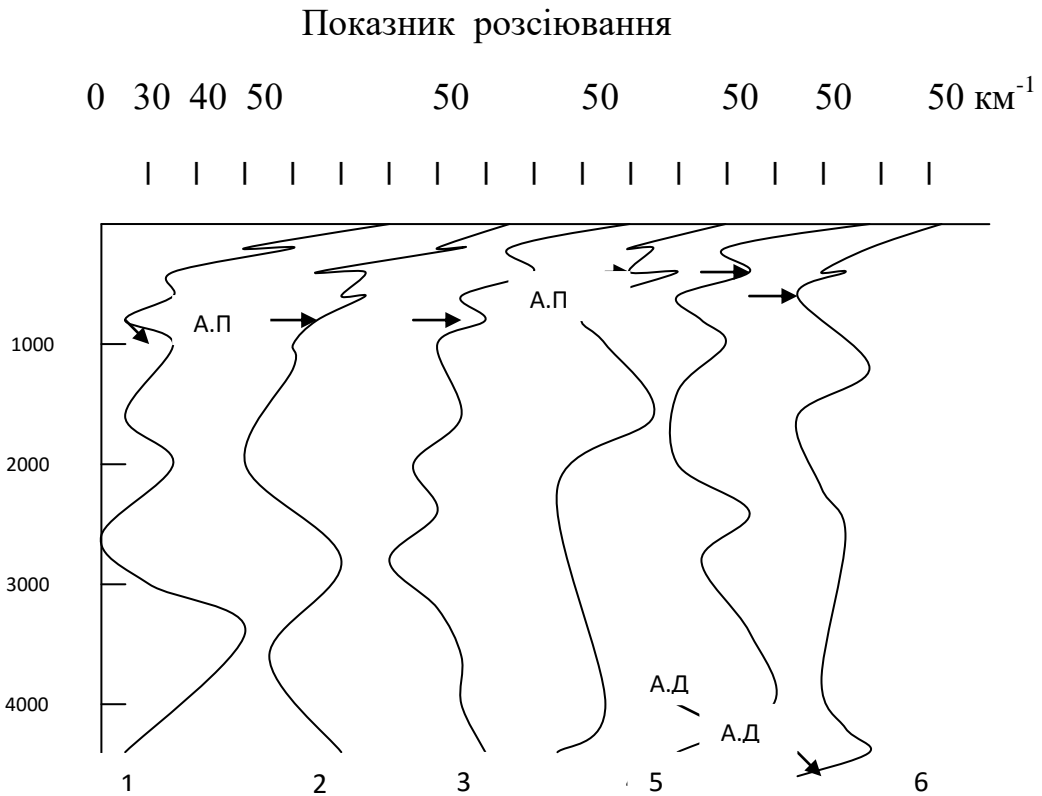


Рисунок 2.7. Вертикальний розподіл показників розсіювання в океанах (схематично), який зазначає розповсюдження антарктичної проміжної (А.П.) і антарктичної донної (А.Д.) водних мас [7].

1- східна частина Тихого океану; 2 – західна частина Тихого океану;
 3 – східна частина Індійського океану; 4 – західна частина Індійського океану;
 5 – східна частина Атлантичного океану; 6 – західна частина Атлантичного океану.

Виміри спрямованого пропускання. (за ДЕСТ 19210-73 прийнято "коефіцієнт спрямованого пропускання" відносити до одиниці довжини - в оптиці це 1 м, та називати цю величину прозорістю; beam transmittance).

Як показали результати численних досліджень, вимірювач ослаблення спрямованого випромінювання (прозрачномер или яркомер; beam attenuation meter) став відмінним засобом індикації водних мас. Показник ослаблення ξ у червоній частині спектра може бути мірою вмісту частинок, хоча це менш чутливий параметр, чим показник розсіювання. Виконане великомасштабне співставлення динамічних розрізів та розподілу показника ослаблення встановило існування кореляції між вертикальною структурою течій і загальною картиною розподілу показника ослаблення.

Успішним виявилось застосування вимірювача прозорості для дослідження шару стрибка та стеження за його переміщеннями. Спостереження, виконані на гідрологічному розрізі від голандського узбережжя до берегів Норвегії, показали, що термокліну відповідає насичений частинками шар. Він чітко відстежується безперервно аж до глибокої Норвезької западини, де структура поверхневих вод порушується Балтійською течією. Також на основі спостережень показника ослаблення були розроблені нові методи оцінки горизонтальної та вертикальної турбулентної дифузії на різних глибинах у морі. Відзначається перспективність комбінованих оптичних і акустичних вимірів при дослідженні концентрацій завислих частинок, тому що форми тонкоструктурних профілів швидкості звуку та показника ослаблення добре співпадають [8].

Розподіл частинок поблизу дна. На основі систематичного вивчення придонного розподілу характеристик розсіювання в екваторіальних районах океану Н. Єрлов [8] зробив такі висновки. Турбулентність, спричинена придонними течіями, звичайно посилює розсіювання та спричиняє збільшення вмісту частинок поблизу дна, тобто формує придонний розсіюючий шар (ПРШ). Концентрація частинок у придонному шарі рівномірна лише у тих випадках, коли течії відсутні або ж дно не вкрите тонкозернистими осадами. Зрозуміло, що великий вплив на турбулентність, яка була спостережена, чинять особливості рельєфу. Максимуми у вертикальному розподілі частинок часто спостерігаються на різних відстанях від дна. Це явище звичайно пояснюється горизонтальним переносом матеріалу з розташованих поблизу підвищених форм рельєфу, рис. 2.8.

Досить типовими є випадки, коли спостерігаються шаруваті розподіли завислих частинок біля дна. На рис. 2.9 наведені приклади таких спостережень. Виміри показали, що товщина таких "хмар" частинок може сягати кількох сотень метрів. Взагалі розподіл частинок поблизу дна відповідає глибинній циркуляції. Багато дослідників підкреслюють важливу роль мутних потоків як джерела осадового матеріалу у водному стовпі. Це підтверджується спостереженнями донної ерозії на підводних хребтах.

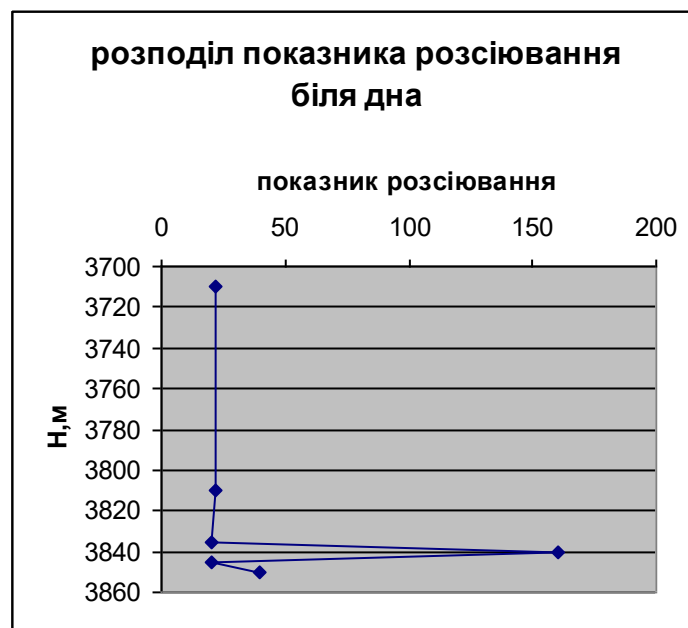


Рисунок 2.8. Приклад прошарку з підвищеним вмістом частинок над дном [8].

Цікаве явище високої концентрації розсіюючих частинок спостерігається поблизу дна у Червоному морі. У цьому випадку велика кількість частинок є первинною властивістю надзвичайно солоної води, розташованої у глибоких улоговинах Червоного моря, рисунок 2.10.

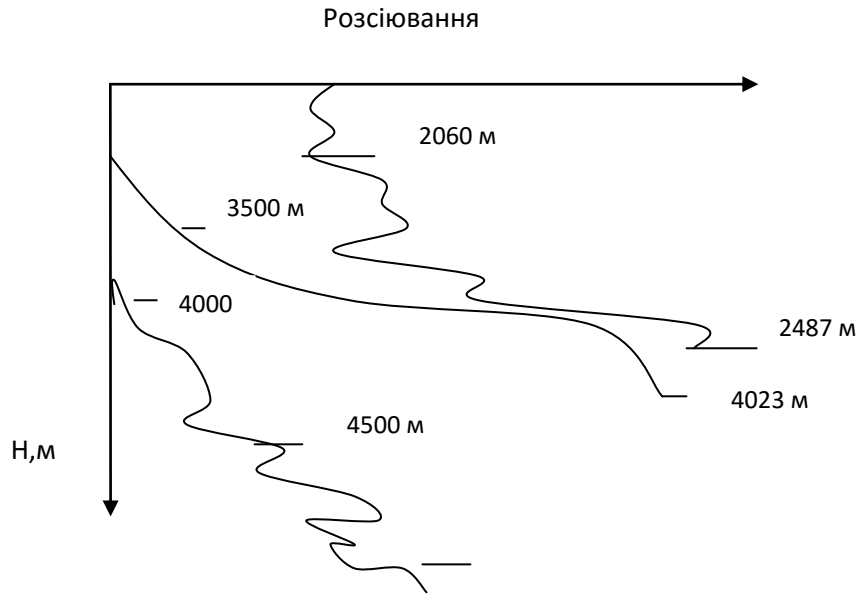


Рисунок 2.9. Приклади донних розсіюючих шарів [8].

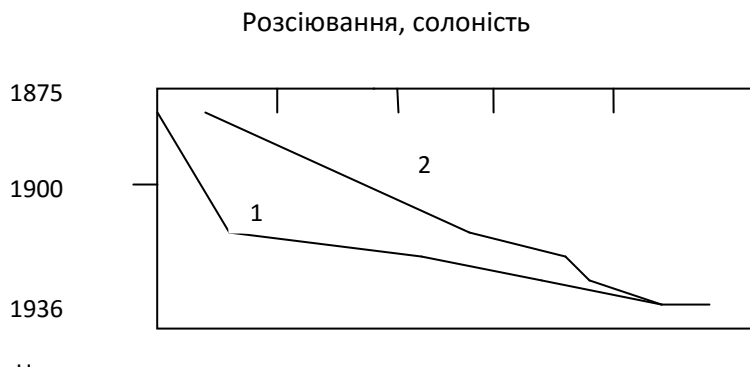


Рисунок 2.10. Скупчення частинок у високосолоних водах Червоного моря [8].

1- розсіювання; 2- солоність.

У мілководних районах в деяких випадках спостерігається логарифмічне зростання концентрацій частинок з глибиною, рисунок 2.11. Розподіл їх нижче від термокліну у Ботнічній затоці Балтійського моря свідчить про поступовий осад органічного матеріалу через достатньо стабільний горизонтальний потік. Замулення тут утворюється від швидкого осаду – в умовах солоної води – гумусної речовини з високою молекулярною масою з озерної води, що надходить у Балтійське море.

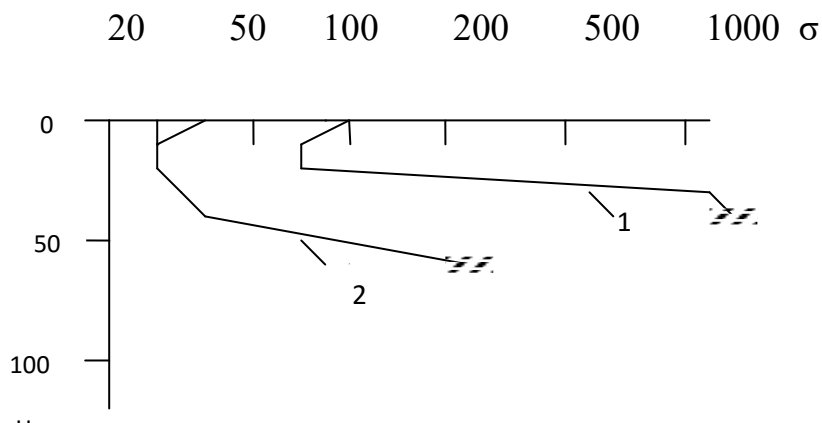


Рисунок 2.11. Експоненціальне зростання кількості частинок від верхніх шарів до дна у Адріатичному та Балтійському морях [8].

1- Адріатичне море поблизу гирла р. По; 2- Ботнічна затока.

Варіації логарифмічного зростання концентрації в Адріатичному морі пояснюються припливними течіями, які спричиняють періодичні підняття та опускання осадів.

Дослідження забруднення води. Вимірювачі розсіювання та ослаблення, а також флюорометри набули широкого застосування при дослідженнях забруднення води. Їх потенційне значення для оцінки ступеня забруднення залежить значною мірою від того, як з їх допомогою можливо визначати та класифікувати різні види забруднювальних речовин. Виявлення забруднювальних речовин можливе через виділення цих речовин за їх спектральним поглинанням та емітуванням. Оптичні методи контролю завислих частинок базуються на відомому факті, що у багатьох випадках показники ослаблення і розсіювання для червоної частини

спектра лінійно пов'язані з концентрацією частинок, яка визначається як їх маса у одиниці об'єму.

Дистанційні оптичні методи. Розвиток дистанційних методів оптичних вимірів дав можливість шляхом візуальних спостережень або багатозональної спектральної зйомки максимально детально спостерігати і вимірювати різні процеси та явища на поверхні океану. Велика перевага цього методу полягає у тому, що він дозволяє виконувати багаторазовий синоптичний огляд великих районів океану з необхідною просторовою та часовою дискретністю. Однак можливості застосування дистанційних оптичних методів мають обмеження через ряд факторів:

- 1) явний вплив хмарного покриву;
- 2) океанографічна інформація визначається тільки для поверхневого

шару. Встановлено, що висхідне випромінювання над поверхнею моря може дати інформацію лише з верхніх 20-25 м чистої океанічної води;

3) світло, дзеркально відбите від поверхні моря, може попадати у поле зору. Цей ефект можливо практично виключити, якщо отвір приладу обладнати поляризатором та зорієнтувати його під кутом 53° (кут Брюстера) відносно вертикалі у бік, протилежний напрямку на Сонце. Це, однак, збільшує масу повітря в 1,67 рази. Вважається, що відбите світло неба не має суттєвого впливу на сигнал, який надходить від води;

4) найбільш значне обмеження для застосування дистанційних оптичних методів спостереження пов'язане із збурюючим впливом атмосфери. Світло, розсіяне молекулами повітря та частинками, що в ньому містяться, попадає на лінію візування між датчиком і морською поверхнею. Ця складова, яка відзначається значною спектральною селективністю, може у 4-5 разів перевищувати яскравість випромінювання океану. Таким чином, дистанційні оптичні виміри значно залежать від умов передачі сигналу крізь атмосферу у конкретному місті і у конкретний час.

Незважаючи на усі ці обмеження, дистанційні оптичні виміри дають багато цінної інформації про океани, зокрема про розподіл нахилів морської поверхні, визначення меж течій та районів апвелінгу, а також про рельєф дна у мілководних районах. Вихорі, плями рівної води ("слики"), локальні збурення (вспучивання) морської поверхні та інші видимі ознаки

стають показниками напрямку течій, присутності внутрішніх хвиль та районів конвергенції і дивергенції.

Розроблено метод дистанційного виявлення розливів нафти шляхом збудження лазерним пучком флюоресценції. На відміну від інших методів, він має ту перевагу, що може визначати види нафти, тому що кожному виду характерна своя власна спектральна характеристика флюоресценції.

Розподіл жовтої речовини. Концентрацію жовтої речовини у воді можна вважати відносно постійною величиною, яка мало змінюється. Її легко визначати шляхом виміру показника ослаблення випромінювання, однак, для цього необхідно, щоб концентрація була достатньо великою, що звичайно властиво прибережним водам. Перші експерименти, проведені у Балтійському морі [8], продемонстрували, що графіки співвідношення (подібно до T-S кривих) жовтої речовини і солоності дають відмінну інформацію про водні маси та їх перемішування. Виміри розсіювання і ослаблення показали, що води Балтійського моря, які переміщуються на північ вздовж західного узбережжя Швеції, чітко відрізняються за своїм кольором, який їм дає жовта речовина. Графіки, побудовані за даними цих вимірів, представлені на рисунку 2.12.

З графіків видно, що верхній шар води сильніше поглинає синє світло, ніж глибинні, більш солоні води Скагераку. На межі між двома водними масами формується скупчення частинок.

2.5.1. Дослідження біоломінесценції

Розподіл флюоресценції. Ще одним добрим прикладом застосування оптичного методу до важливих проблем динаміки морських вод є використання флуоресцентних барвників у якості трасерів при дослідженні турбулентної дифузії у морі. Звичайно як трасер використовується люмінесцентний барвник родамін, який порівняно дешевий, легко відстежується і доволі стійкий до світла.

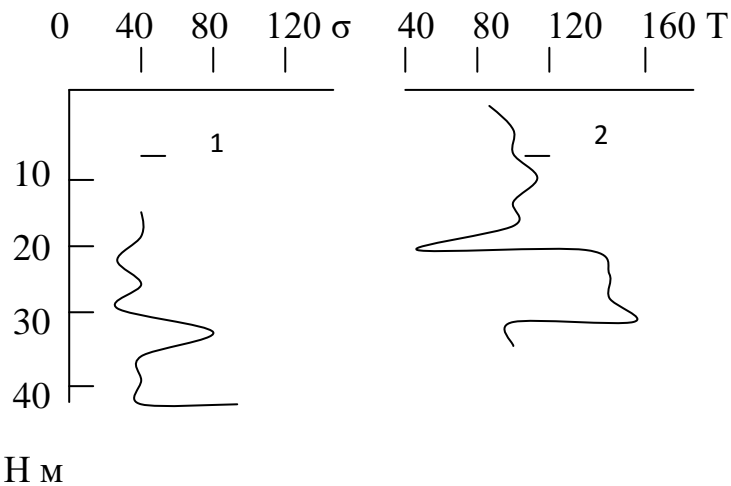


Рисунок 2.12. Вертикальні розподіли коефіцієнтів розсіювання та пропускання спрямованого випромінювання (синє світло) для вод західного узбережжя Швеції, які показують більш сильне поглинання випромінювання верхнім шаром води (частково Балтійського походження) у порівнянні з більш глибокими водами Скагерраку [8].

1 – коефіцієнт розсіювання; 2 – коефіцієнт пропускання.

Принципово метод базується на збудженні родамінового барвника (найкраще зеленою лінією ртуті, яку можливо виділити, зокрема, за допомогою відповідної комбінації шотівських світлофільтрів); збуджуюче світло фільтрується таким чином, щоб видалити ту його частину, яка розсіюється частинками. Спостереження звичайно виконуються за допомогою лабораторного вимірювача на відібраних батометрами пробах води або на воді, яка пропускається через прилад під підвищеним тиском. Проведенню більш достовірних вимірів *in situ* заважає вплив природного світла у водному середовищі. Цю перешкоду можливо обійти, якщо використовувати вимірювач з двома вимірювальними каналами; вони обидва розвернуті вниз, але флуоресцентне світло приймає тільки один. Можливості методу з використанням барвника для вивчення турбулентної дифузії проілюстровані на рисунку 2.13.

Результати численних досліджень у різних регіонах океану показали, що флуоресценція – це характерна властивість морської води, така ж, як і

жовта речовина. Вона є доволі постійною властивістю морського середовища і може успішно використовуватися при дослідженнях. Як характерний приклад, на рисунку 2.14 представлено співвідношення характеристик солоності та флуоресценції для Північного моря. Подібні результати спостерігалися і у Балтійському морі, і у голандському морі Ваддена.

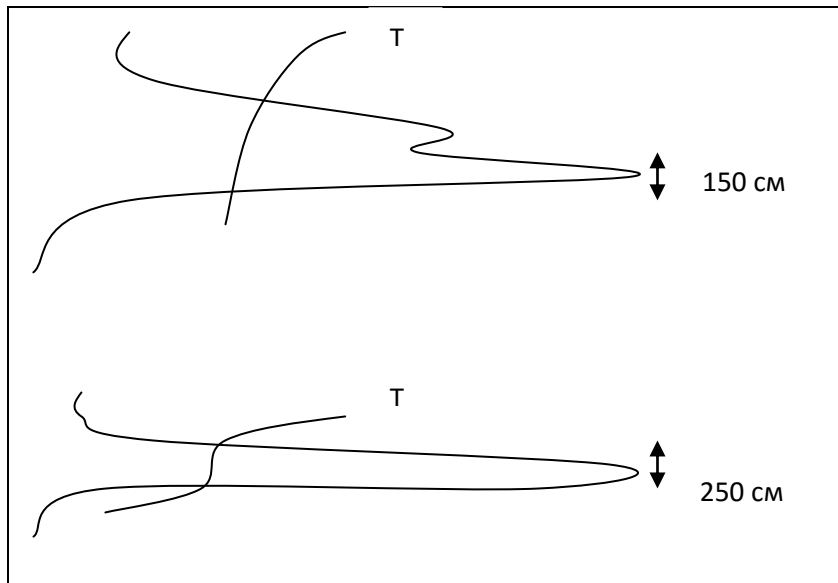


Рисунок 2.13. Профіль барвника та температури у західній частині Середземного моря після 1,8 години (поверхня) і 1,9 години (дно) трасування [8].

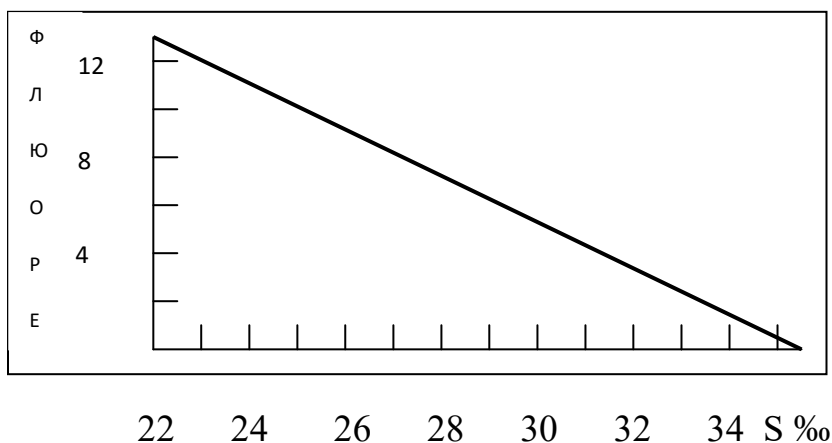


Рисунок 2.14. Відношення характеристик флуоресценція – солоність, яке атестує континентальні прибережні води у південній частині Північного моря [8].

Таким чином, біоломінесценція є постійно діючим гідрооптичним фактором у морях та океанах, і є їх важливою фізико-географічною характеристикою. Дослідження біоломінесценції у гідрооптиці почалися у 1956 р. Були отримані відомості про спектральний склад, динамічний і частотний діапазони свічення люмінесціювальних організмів. Актуальними стали задачі дослідження статистичних характеристик біоломінесценції, її просторово-часової мінливості, зв'язку з іншими факторами: оптичними, біологічними, гідрологічними.

При дослідженнях біоломінесценції вимірювалися дві найбільш важливі характеристики біоломінесцентного світлового поля - амплітудний спектр свічення та біоломінесцентний потенціал (БЛП). Інтенсивні дослідження гідрооптичних характеристик виконувалися у Морському Гідрофізичному Інституті Академії Наук України (МГІ АНУ). Основні результати були отримані у Чорному, Середземному морях, Тропічних зонах Атлантичного, Індійського та Тихого океанів, а також у Південному океані. Було з'ясовано, що вертикальний розподіл (БЛП) тісно пов'язаний зі структурою інших фізичних полів в океані. Характерним є знаходження БЛП над термокліном та приблизне його співпадіння з максимумом солоності. Як правило, спостерігалось співпадіння максимумів БЛП та показника ослаблення спрямованого світла. У зонах підйому максимум БЛП на вертикальному профілі розташовувався ближче до поверхні і заглиблювався у зонах опускання.

Головне свічення у тропічних районах океанів зосереджено у верхніх шарах до глибин 100 – 150 м. На більших глибинах значної біоломінесценції (зливного свічення) не спостерігається, а реєструються лише окремі сполохи. У Чорному морі біоломінесценція спостерігається тільки у кисневій зоні.

У просторову розподілі максимальні значення БЛП спостерігаються у фронтальних зонах, на межі течій, на межах районів з високою біологічною продуктивністю.

Амплітудні спектри сполохів біоломінесценції у широких межах апроксимуються подвійною логарифмічною залежністю і їх форма не залежить від ступеня збудження середовища.

Вимірювання БЛП на ходу судна показали, що явище біоломінесценції характерне для більшості районів Світового океану. Величина опроміненості, яка створюється сполохами люмінесцентів, за

даними вимірів у Тихому, Атлантичному та Індійському океанах знаходиться у межах $0.00005 - 0.15 \text{ мкВт} \cdot \text{см}^{-2}$.

При безперервній реєстрації на ходу судна була виявлена переміжність полів біоломінесценції з помірними та інтенсивними флуктуаціями сигналів. Спектр флуктуацій рівня БЛП охоплює широкий діапазон масштабів. Закон спадання енергії флуктуацій БЛП у районах із середнім його рівнем, близько $0.01 \text{ мкВт} \cdot \text{см}^{-2}$, близький до відомого для океану закону "-5/3". Для районів океанів з низьким рівнем БЛП ($0.001 - 0.005 \text{ мкВт} \cdot \text{см}^{-2}$) і малою інтенсивністю флуктуацій (1-5%) величина показника спаду спектра може набувати різних значень. Характерні горизонтальні масштаби неоднорідностей БЛП у районах з розвиненою інтенсивністю флуктуацій лежать у діапазоні 1000 – 1500 м.

Вивчення розподілу флюоресценції в океанічних районах може допомогти виявити характерні риси структури циркуляції вод. Вдалою виявилась спроба застосування методу при дослідженні Антилської течії. Ця течія є гілкою Північної Пасатної течії і характеризується низькою біологічною продуктивністю, що супроводжується мінімумом флюоресценції у поверхневих водах.

2.5.2. Дослідження індикатрис розсіювання

Показник розсіювання та його індикатриса належать до числа трьох головних гідрооптичних характеристик (третя характеристика - показник поглинання), за допомогою яких описуються (без урахування ефектів поляризації) процеси переносу оптичного випромінювання у розсіюючих середовищах. Перші виміри нефелометром у Чорному морі були виконані у 1970 р. (в інтервалі кутів $2-165^\circ$ до глибини 250 м). За його допомогою проведені вимірювання індикатриси розсіювання світла (ІРС) у різних регіонах Світового океану. Вимірювання у Чорному морі показали складність таких вимірювань при наявності сірководню.

Вимірювання ІРС потребують складної апаратури, яка не завжди є доступною. Через це виникало питання про можливість визначення загального показника розсіювання світла не вимірюючи всю індикатрису, а тільки її частину під деяким кутом. Єрловим було запропоновано використовувати для цих цілей кут 45° (на той час вважалося, що цього

достатньо для визначення загальних характеристик індикатриси). Однак подальші дослідження показали, що це не так для різних вод. Статистична обробка індикатрис розсіювання світла, виміряних в Атлантичному океані, Середземному і Чорному морях, показала, що максимальний коефіцієнт кореляції спостерігається при невеликих кутах розсіювання, у межах $3 - 5,5^\circ$ для різних регіонів. Було також виявлено, що дані про величини кута стабільності для морських індикатрис добре співпадають з кривою залежності кута стабільності від дальності видимості для атмосферних індикатрис, при її інтерполяції від кілометрових масштабів (характерних для атмосфери) у область кількох десятків метрів, характерних для морських вод.

При вимірюванні індикатрис було виявлено, що у деяких випадках морські індикатриси не є гладкою функцією, як вважалося раніше, а мають на визначених кутах екстремуми. Теоретичний аналіз показав, що вони можуть бути пов'язані з перевагою у морській замуленій воді частинок визначених фракцій за розміром.

Багаторічні дослідження зв'язку між інтегральними характеристиками розсіювання світла у морських та океанічних водах показали, що характеристики індикатриси, які використовуються у гідрооптичних моделях, тісно пов'язані між собою. Це дозволяє достатньо чітко визначати необхідний параметр індикатриси.

У зв'язку з розвитком дистанційних методів дослідження океанів за спектрами висхідного з товщі вод випромінення виникла потреба виміру індикатрис розсіювання у більш широкому діапазоні кутів. Особливо важливо вимірювати індикатрису розсіювання у тилувій області на кутах, близьких до 180° , тому що від цього залежить точність визначення показника розсіювання у зворотному напрямку, який у свою чергу, використовується у формулах, які дозволяють визначати дифузне відбиття світла морем.

2.5.3. Взаємні зв'язки біооптичних характеристик

Дослідження зв'язку гідрооптичних характеристик з вміщеними у морську воду оптично активними компонентами завжди було актуальним як теоретично, так і у плані розробки практичних методів оцінки

екологічного стану вод (продуктивність, забруднення і т. ін.) за їх гідрооптичними характеристиками, які вимірюються контактними методами або дистанційно. Як показали дослідження, для визначення стану водного середовища не обов'язково вимірювати усі його характеристики – достатньо знати деякі з них, за якими можна визначити інші за допомогою розрахунків через функціональні або емпіричні співвідношення.

Первинна продукція.

Проникнення світла у глиб моря. Фізичні властивості енергії випромінювання мають першорядне значення для фотосинтетичної активності у морі. Проникнення світла у море створює у верхньому шарі освітлену (фотичну) зону, нижньої межею якої прийнято вважати ту глибину, де опроміненість становить 1% від поверхневої. На рисунку 2.15 показані характерні глибини розташування цієї межі в залежності від довжини хвилі для вод різних типів згідно оптичної класифікації. З рисунка видно, що рівень одновідсоткової опроміненості для червоної ділянки спектра знаходиться неглибоко, і з загальним зростанням каламутності води він більш стрімко зростає для короткохвильової ділянки спектра, чим для довгохвильової. Цей графік разом з картою регіонального розподілу оптичних типів вод дає загальне уявлення про глибину фотичної зони у ряді районів океану. При густій мережі станцій можливо зобразити топографію одновідсоткового рівня.

Не менш важливим показником є ослаблення з глибиною фото синтетично активної радіації у діапазоні 350 -700 нм. Характер цього процесу у водах різного типу ілюструється кривими на рис. 2.16, які показують відсоткові значення енергії на різних глибинах у відношенні до поверхневої опроміненості.

Розподіл частинок та жовтої речовини. Виникає питання, чи може загальний вміст частинок, визначений вимірами розсіювання, служити показником розподілу продуктивності океану? Є достатньо експериментальних підтверджень того, що на характер горизонтального розподілу частинок великий вплив чинять динамічні процеси, особливо підймання води. Як приклад можна навести екваторіальну зону Тихого океану, де виявляється близька відповідність, навіть у деталях, між

розподілом частинок, топографією морської поверхні і глибиною залягання термокліну. У районі підняття вод біля Галапагоських островів починається зона високої концентрації частинок, яка поширюється вздовж різко означеної екваторіальної дивергенції. Та ж картина спостерігається і у зоні дивергенції на північній межі протитечії на 10° північ. ш. Висока концентрація частинок, яка складається з живого та відмерлого фітопланктону, визначає межі ще одного підняття води у зоні дивергенції між Південною Пасатною течією і протитечією в Індійському океані.

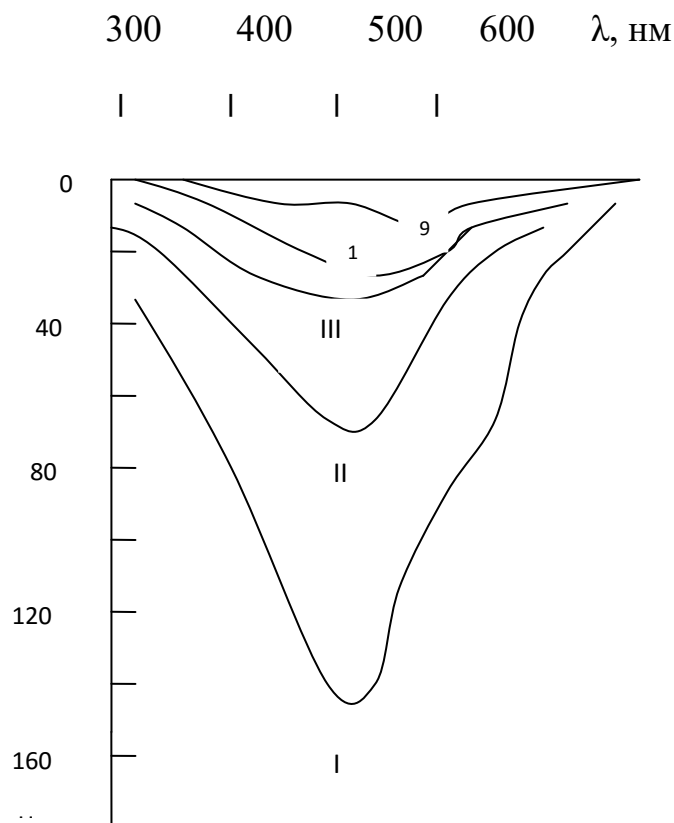


Рисунок 2.15. Глибини на яких опроміненість зверху у водах різних оптичних типів становить 1% від поверхневої (схематично) [8].

З усіх розчинених у воді сполук тільки жовта речовина є суттєво важливою в оптичному відношенні. Очевидно, що вибіркоче поглинання випромінювання частинками та жовтою речовиною визначається здатністю води пропускати природне світло, чим і зумовлюється колір моря.

Частка від опроміненості поверхні
(350 – 700 нм)

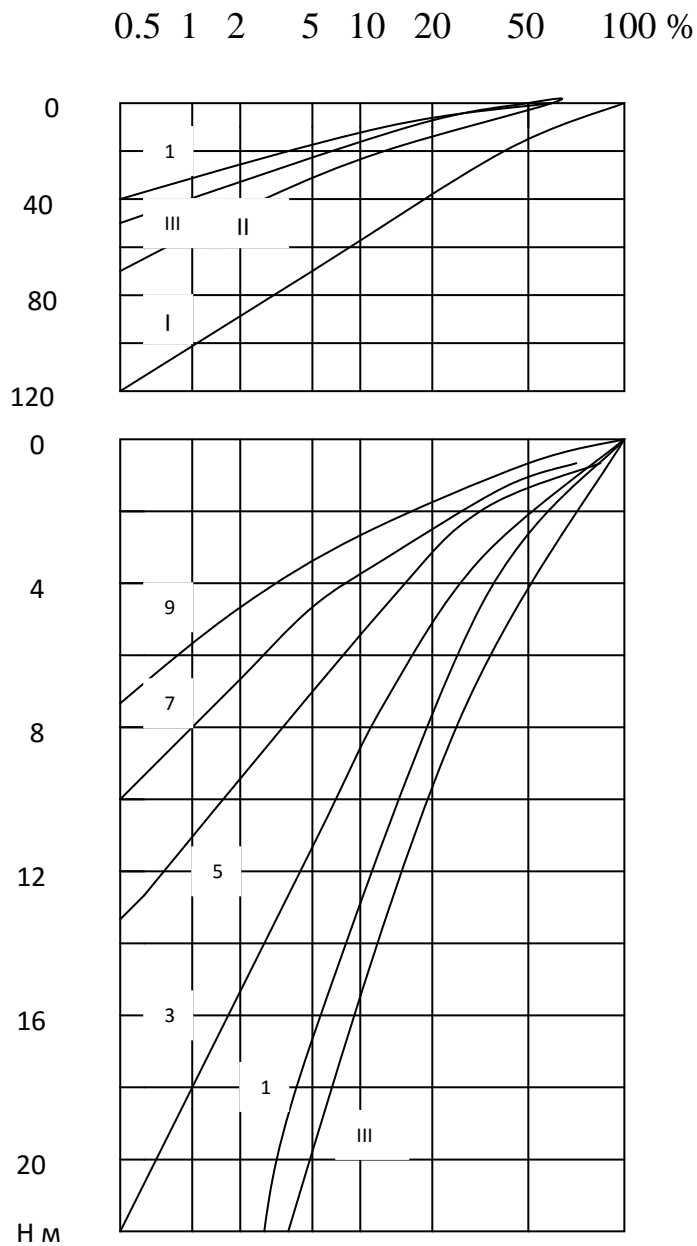
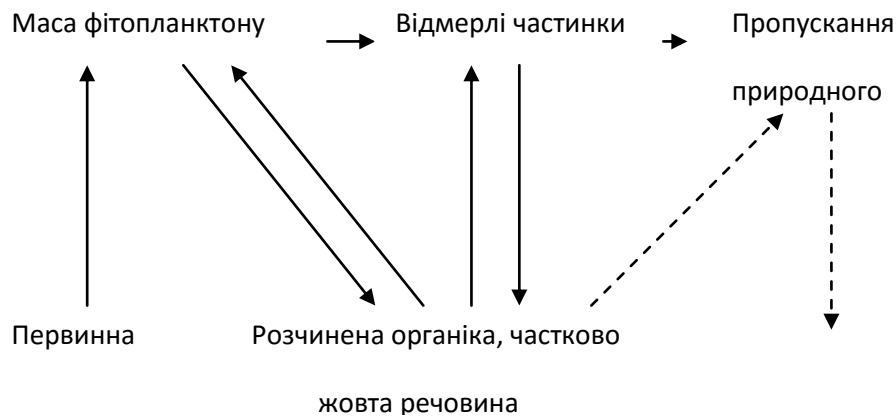


Рисунок 2.16. Зміна з глибиною опроміненості у діапазоні
350 – 700 нм для вод різних типів [8].

Жовта речовина, як складова частина усіх розчинених у морській воді сполук, поки ще мало вивчена. Однак результати досліджень

показують, що перетворення завислої органічної речовини на розчинену – процес зворотний.

Для встановлення залежності між фізичними і біологічними факторами пропонується така схема прямих та випадкових зв'язків.



Така модель підтверджується результатами досліджень – регіональний розподіл первинної продукції близько відповідає карті кольору вод Південної частини Атлантичного океану [8].

Життєдіяльність багатьох морських організмів визначається присутнім у воді природним світлом, і його зміни спричиняють добові міграції звукорозсіюючих шарів. Морські тварини з чутливим зоровим апаратом можуть сприймати денне світло у найбільш чистих водах до глибини 1000 м і розрізняти люмінесцентні спалахи на відстані до 40 м.

Морські біологи зробили значний внесок у вивчення світлового режиму у морі, особливо у глибинних шарах. Зібрані ними дані знайшли своє застосування при розгляді розподілу опроміненості у товщі вод океану.

При вивченні біоломінесценції у природних умовах важливе значення мають технічні можливості приладів для вимірювання. Вони повинні мати велику чутливість, бути мало інерційними та мати логарифмічну шкалу, оскільки сполохи бувають дуже інтенсивними. У глибинах моря часто важко відрізнити біологічні явища від фізичних, тому що біоломінесценція створює світловий фон, який змішується з природним світлом, яке проникає з поверхні [8].

Орієнтування тварин. Результати досліджень показали, що деякі види морських тварин можуть у своїх міграціях орієнтуватися за Сонцем. Особлива здатність визначати напрям у морі пов'язана з існуванням у цих тварин внутрішнього "годинникового механізму", який ураховує переміщення Сонця на небі. Можливість використання у якості точного орієнтиру ускладнюється тим, що у товщі моря неможливо чітко спостерігати видимий диск Сонця; звичайно його зображення розпадається на окремі полиски, які охоплюють разом достатньо великий кут. У той же час останні дослідження показали, що спрямованість у розподілі яскравості (у бік Сонця) зберігається до більших глибин, чим це вважалось раніше.

Важливий аспект візуальної орієнтації у морі пов'язаний з поляризацією світла у воді. Зараз вже є неспростовні докази того, що не тільки членистоногі, але навіть і головоногі розрізняють площину коливань (електричний вектор) лінійно поляризованого світла за допомогою особливого зорового механізму, який відрізняється від того, що реагує на яскравість світла. [8]. Той факт, що поляризація має велике значення для життя моря, надає особливий пріоритет таким дослідженням.

2.5.4. Дистанційні методи гідрооптичних досліджень

Дистанційні методи визначення гідрооптичних характеристик засновані на обертанні спектрів випромінювання моря $\rho(\lambda)$, характер яких визначається показниками поглинання і розсіювання та індикатрисою розсіювання світла у верхніх шарах води. Для вирішення цих задач ведуться дослідження у таких напрямках:

- 1) експериментальні дослідження спектрів випромінювання моря та їх трансформації в атмосфері з висотою;
- 2) розробка методів урахування впливу атмосферного серпанку на спектри випромінювання моря;
- 3) розробка теоретичних моделей світлового поля у морі та у системі океан-атмосфера.

Аналіз спектрів яскравості моря $\rho(\lambda)$ показав, що найбільш інформативним параметром є ефективна довжина хвилі. Встановлені

регресійні співвідношення, які характеризуються значними коефіцієнтами кореляції ефективної довжини хвилі з параметрами світлового поля у морі, первинними гідрооптичними характеристиками, вмістом хлорофілу.

За результатами вимірювань з літака встановлено вплив різних факторів на спектри яскравості моря : висоти сонця, висоти вимірів, оптичних характеристик моря і ін. Найбільші зміни інтегральних параметрів спектра яскравості моря відбуваються у приводному шарі товщиною 1- 1.5 км, а вище варіації практично відсутні.

Для більш чіткого урахування впливу атмосфери на спектри яскравості моря пропонується у дистанційних методах дослідження яскравості системи океан-атмосфера, крім вимірів у традиційній довгохвильовій ділянці спектра, виконувати виміри у ближній ультрафіолетовій частині, де також випромінюванням моря можливо знехтувати у порівнянні з яскравістю атмосферного серпанку. Точність корекції при цьому суттєво підвищується, тому що параметри атмосфери визначаються не екстраполяцією з довгохвильової частини на всю видиму частину спектра, а інтерполяцією між довгохвильовою і короткохвильовою областями. Важливою проблемою є методичне забезпечення на етапі обробки відновлення спектрального коефіцієнта яскравості моря при вимірах з літака та супутника. Необхідним етапом є проведення розрахунків світлових полів у розсіюючих середовищах для задач дистанційного зондування океану. На основі аналітичного розв'язання рівняння переносу випромінювання у анізотропно - розсіюючих середовищах виведені достатньо точні формули, які пов'язують коефіцієнт дифузного відбиття стратифікованого океану з оптичними характеристиками морської води. Для семи типів вод, за сучасною класифікацією В.І. Маньковського [10], розраховані спектральні залежності різних гідрооптичних характеристик. Показана можливість розпізнавання із супутників типів вод океану за значеннями спектрів яскравості системи океан-атмосфера.

На даний момент проведено теоретичне моделювання гідрооптичних характеристик однорідних вод різної продуктивності для трьох типів освітленості поверхні океану: дифузного, прямими сонячними променями та змішаного. Виявлено вплив на вторинні гідро оптичні характеристики, зокрема на коефіцієнт дифузного відбиття, висоти Сонця. Неврахування цього впливу може бути джерелом додаткових помилок при відновленні концентрації пігментів. Також визначено, що найбільш стійким

параметром, який практично не залежить від висоти Сонця та оптичної товщини атмосфери, але у свою чергу, тісно пов'язаний з первинними гідрооптичними характеристиками і концентрацією пігментів, є ефективна довжина хвилі спектра випромінювання моря.

Значний обсяг робіт з вивчення оптичних характеристик морських вод виконано у Чорному морі, у зв'язку з його унікальними гідрологічними умовами.

Подальший розвиток дистанційних методів визначення оптичних характеристик морських вод та вміщених у них оптично активних компонентів був пов'язаний з розробкою методів виключення полискової ("бликливої") складової при дистанційних вимірах яскравості моря, що суттєво підвищує точність виміру спектра яскравості моря. При вирішенні задач дистанційного виміру біооптичних властивостей водного середовища за спектрами його випромінювання запропоновано у якості еталона спектрів яскравості води, яка немає домішок, використовувати спектри яскравості води Саргасового моря, які є дуже чистими.

На даний момент на основі чисельних методів розв'язання рівняння переносу випромінювання в океані і атмосфері виведені точні формули для вирішення зворотних задач дистанційного зондування. Вирішені два типи задач : 1) малопараметрична задача – відновлення спектрів поглинання монокультур планктону за вимірними коефіцієнтами яскравості їх концентрованих суспензій; 2) багатопараметрична задача – оцінка біооптичних властивостей морської води за вимірними значеннями спектрального коефіцієнта яскравості моря [11].

2.5.5. Дослідження океану у видимому діапазоні і проблеми супутникових спостережень

Одними з найбільш інформативних дистанційних джерел про Світовий океан є виміри у видимому діапазоні спектра. Це пояснюється тим, що у цьому діапазоні прозорість безхмарної атмосфери досягає максимальних значень, а поглинання світла водами океану мінімальне. У цьому ж діапазоні знаходиться максимум сонячної радіації, що дозволяє використовувати Сонце як джерело світла та позбавляє від необхідності розміщення на космічному апараті потужних джерел світла. Оптичні

прилади надають можливість отримувати докладний просторовий огляд акваторій, порівняно прості та надійні. До недоліків вимірів у видимому діапазоні можливо віднести суттєві залежність результатів спостережень від часу доби та атмосферних умов. За наявності значної хмарності спостереження за океаном неможливе.

Найбільш інформативною характеристикою у видимому діапазоні є спектральний склад висхідного світлового потоку. У відкритих районах океану він несе інформацію про біологічну продуктивність вод та їх гідрооптичні характеристики, що дозволяє виділяти різні водні маси, визначати їх межі та межі течій, виявляти вихрі, зони підйому вод та інші динамічні прояви. У прибережних районах за кольором води чітко розрізняються води материкового стоку, їх розподіл і взаємодію з водами відкритого моря, зони промислових забруднень, рельєф дна і донні форми у мілководних частинах шельфу.

При супутникових оптичних спостереженнях випромінювання від океану, що сприймають прилади, значно трансформоване атмосферою. Тому дуже важливим є проведення одночасних контактних і дистанційних під супутникових вимірів різних характеристик океанських вод. Такі виміри, з одного боку, дозволяють визначити передаточну функцію атмосфери та її мінливість у різних умовах, а з іншого – надають можливість більш надійно визначити зв'язки між оптичними параметрами, що вимірюються з космосу, з аналогічними параметрами, вимірюваними біля поверхні.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Бреховских Л.М. Океан и человек. Настоящее и будущее. – М.: Наука, 1987. – 304 с.
2. Богородский В.В., Гусев А.В., Доронин Ю.П. и др. Физика океана. - Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 295 с.
3. Полосин А.С. Вичислення скорости звука в морской воде. – "Вестник МГУ", серия 5, География, вып. 3, 1967.
4. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. – М.: Наука, 1973.
5. Суховій В.Ф. Фізична океанологія: Підручн. для студ. гідрометеорологіч. напрямку навчання. / Одеськ. гідрометеорологічн. ін-т.- Одеса: АО БАХВА, 2001. – 320 с.
6. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 280 с.
7. Ерлов Н. Оптика моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 248 с.
8. Шулейкин В.В. Физика моря. – М.: Наука, 1968. – 1083 с.
9. Хільчевський В.К., Дубняк С.С. Основи океанології. – Київ: ВПЦ "Київський університет", 2001. – 242 с.
10. Маньковский В.И. Эмпирическая формула для оценки показателя ослабления света в морской воде по глубине видимости белого диска // Океанология. – 1978. – 18. вып.1. – С. 750-753.
11. Развитие морских наук и технологий в Морском Гидрофизическом институте за 75 лет. (под. ред. В.Н.Еремеева). – Севастополь: Морской гидрофизический институт НАН Украины, 2004. – 703 с.
12. Океанология. Физика океана. Т. II. Гидрофизика океана. – М.: Наука, 1978. – 456 с.
13. Коняев К.В., Сабинин К.Д. Волны внутри океана. -СПб: Гидрометеиздат, 1992. -271 с.

14. Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура гидрофизических полей в океане // Океанология. Физика океана. Т. I. Гидрофизика океана. –М.: Наука, 1978. – С. 113-147.

Навчальне видання
Даниленко Олександр Остапович
АКУСТИКА ТА ОПТИКА ОКЕАНУ
(конспект лекцій)

Підп. до друк. Формат 60 x 84/16 Папір офс.

Умовн. друк. арк. Тираж Зам. №

Надруковано з готового оригінал – макету

Одеський державний екологічний університет

65016, Одеса, вул. Львівська, 15