

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ  
ДО ПРАКТИЧНИХ РОБІТ З ДИСЦИПЛІНИ  
“ ВЗАЄМОДІЯ ОКЕАНУ ТА АТМОСФЕРИ”**

ОДЕСА 2014

Збірник методичних вказівок до практичних робіт з дисципліни «Взаємодія океану та атмосфери» для студентів III року денної форми навчання спеціальності 8.070603 “Океанологія”./укл. Кучеренко Н.В. доцент, к.г.н., Монюшко М.М. Одеса: ОДЕКУ, 2014. – 42 с.

Вступ.....	3
1. Теоретичне обґрунтування процесів енергообміну між океаном та атмосферою.....	4
1.1 Фотометричні величини, що використовуються в оптиці океану.....	7
1.2 Оптичні властивості морської води.....	9
1.3 Турбулентний теплообмін з атмосферою.....	17
1.4 Витрати тепла при випаровуванні.....	17
2. Практична частина.....	19
2.1 Визначення поверхневого та підповерхневого освітлення моря.....	19
2.2 Розрахунок деяких гідрооптичних характеристик за результатами дискових спостережень .....	24
2.3 Розрахунок променевої енергії, що проникає в океан на різні глибини.....	30
2.4 Розрахунки випаровування з поверхні океану.....	35
2.5 Розрахунки турбулентного (контактного, конвекційного) теплообміну океану та атмосфери та відношення Боуена.....	38
Література.....	42

## ВСТУП

Практичні роботи з курсу «Взаємодія океану та атмосфери» виконуються з ціллю надбання студентами навичок самостійної роботи та закріплення знань з розділів лекційної частини курсу. Особлива увага приділяється розділу оптика океану.

Загальний обсяг навчального часу складається з лекцій, практичних занять, самостійного вивчення окремих розділів теоретичного матеріалу, заліку та складає 112 годин.

Метою та предметом вивчення дисципліни є продемонструвати студентам єдність і специфіку процесів, які діють в атмосфері та океані. Такий підхід до матеріалу забезпечить краще сприйняття фізичної суті процесів, які протікають у кожному середовищі, а також продемонструє їх єдність взаємодії.

Базові знання та вміння складаються з знання основних фізичних законів динаміки і термодинаміки атмосфери та океану, структури граничних шарів, специфіки їх взаємодії, механізми саморегуляції в системі океан - атмосфера та ефекти впливу підстильної поверхні на динамічні утворення в атмосфері та океані; можливості фізико-статистичного моделювання цієї складної системи. Також студент повинен вміти розраховувати характеристики взаємодії атмосфери та океану (потoki субстанцій, стійкість шарів), критично оцінювати відомі методи розрахунків, визначати більш перспективні напрямки цих оцінок; користуватися спеціальним програмним забезпеченням.

Роботи складені таким чином, щоб значна частка необхідної інформації була одержана саме зі збірника, хоча не виключається одержання інформації також з довідників, книжок, даних натурних експериментів, чи від викладача.

В результаті роботи студентом складається звіт. Його метою є навчити студента зводити в одне ціле теоретичні знання та практичні навички, тобто вміти користуватися теоретичними сентенціями для вирішення конкретних задач.

Не дивлячись на різницю завдань та конкретних звітів з них, загальна структура звітів повинна бути такою, тобто складатися з таких розділів:

- 1) *Задача роботи*, в якій коротко формулюється основна мета роботи.
- 2) *Вихідні дані*, які використовуються в завданні.
- 3) *Теоретичне обґрунтування* з наведенням тих відомостей з лекційного курсу, які використовувались в певній роботі.
- 4) *Метод розрахунків* з наведенням використаних розрахункових формул та обґрунтуванням послідовності дій.
- 5) *Аналіз одержаних результатів*, в якому акцентується увага на точності одержаних результатів, розглядаються проблеми практичного використання теоретичних знань (якщо вони є в

даній роботі) і обов'язково наводяться приклади можливого використання одержаних знань та навиків в інших прикладних задачах з океанології.

б) *Список використаної літератури.*

Після списку літератури виконавець роботи ставить свій підпис та дату складання звіту. Звіти всіх робіт віддаються викладачу на перевірку, підшитими в папку.

## **1. ТЕОРЕТИЧНЕ ОБГРУНТУВАННЯ ПРОЦЕСІВ ЕНЕРГООБМІНУ МІЖ ОКЕАНОМ ТА АТМОСФЕРОЮ**

Потік променевої енергії на поверхні океану витрачається головним чином на теплообмін між океаном та атмосферою ( $Q_H$ ) та затрати тепла на випаровування ( $Q_E$ ), зміни тепловмісту в товщі океану ( $Q_S$ ) та горизонтальне перенесення тепла морськими течіями ( $Q_{vo}$ ). Зв'язок між складовими теплового балансу звичайно виражають таким чином:

$$R = Q_H + Q_E + Q_S + Q_{vo} \quad (1.1)$$

Інші процеси потребують менших витрат енергії і ними зазвичай нехтують. До таких процесів відносять, наприклад, дисипацію турбулентної енергії за рахунок сил в'язкості, біологічні процеси, нагрівання опадів, що випали на поверхню океану та ін.

Кількісні оцінки складових теплового балансу вимагають розуміння фізичних процесів, що впливають на перерозподіл сонячної енергії та надійних експериментальних даних. Аж до початку ХХ ст. наука не мала ні того, ні іншого, і розрахунки теплового балансу не характеризувались надійністю. У міру поліпшення якості та збільшення кількості атмосферних і океанських спостережень поступово поглиблювалось розуміння фізичного змісту складових теплового балансу, проте кліматичні характеристики теплового балансу залишались майже невивченими. Це спробував вирішити Джекобс, виконавши свої знамениті дослідження обміну енергією між океаном і атмосферою. Робота Джекобса була продовжена Будико. Однак, уточнення складових теплового балансу продовжується, бо для повноти розуміння атмосферної і океанської циркуляції потрібні детальні данні про глобальне розподілення цих складових. Піонерами цього напрямку були Хотон і Лондон, а пізніше – роботи, написані Пальме і Ньютоном, Рілем, та ін. Виведення наукових супутників (метеорологічно-океанологічних) на орбіту та дистанційний моніторинг дає нові величезні можливості для уточнення кількісних оцінок складових теплового балансу чи навіть перегляду розуміння фізичних процесів, що впливають на перерозподіл сонячної енергії, адже саме

дистанційні експериментальні дані можна вважати найбільш надійними. Тому дослідження оптичних явищ на сучасному етапі досліджень є найбільш актуальними для інтерпретації дистанційних даних взаємодії океану та атмосфери.

Основи кількісних досліджень оптичних явищ в океані були закладені в XVIII-му столітті французьким фізиком Бугером, що встановив закон ослаблення світла в каламутних середовищах, до яких відноситься і океанська вода. Дослідження Бугера з фотометрії були викладені в підсумковій роботі "Оптичний трактат про градацію світла", що вийшов в 1760 р. У тому ж році вийшла монографія Ламберта "Фотометрія. Вимірювання і градація світла, кольору і тіні", в якій він розвинув і зодягнув у математичну форму ідеї Бугера. Однак гідрооптичні вимірювання на основі закону Бугера стали проводитися лише в XIX-му столітті, після того, як були розроблені чутливі фотометри, що дозволяють досить точно визначати ослаблення світла в пробах води. В результаті лабораторних вимірів до початку 20-го століття були встановлені основні спектральні закономірності ослаблення світла очищеної шляхом дистиляції воді і в природних водах з озер (Альбрехт 1891 р.; Аузесс 1903 р.; Пайтнопл 1903 р.).

Перші гідрооптичні спостереження безпосередньо в океані були виконані у 1817 р. офіцерами російського флоту фінського походження Коцебу і Рейнеке під час тихоокеанської експедиції на кораблі "Рюрик" і при проведенні робіт в Північному Льодовитому океані. Коцебу визначав прозорість води за допомогою білої офіцерської тарілки, опускаючи її у воду на розміченому лінії до її зникнення з видимості. Через півстоліття такий спосіб визначення прозорості води був використаний італійцем патером Секкі, що застосував в 1865 р. білий диск діаметром 30 см для виміру прозорості води в Середземному морі. Простота і наочність вимірювань прозорості води за допомогою білого диска привернули увагу океанологів і він з тих пір став широко використовуватися в гідрооптичних дослідженнях.

В кінці XIX-го століття з'явився прилад для кількісної оцінки кольору океанських вод - шкала кольоровості у вигляді набору пробірок з різнокольоровими рідинами. Таку шкалу вперше застосував швейцарський географ Форель при дослідженні кольору води в альпійських озерах. Німецький океанограф Уле впровадив шкалу Фореля в практику океанографічних спостережень, додавши до неї пробірки з відповідними кольорами для океанських вод. Диск Секкі зі шкалою кольоровості Фореля-Уле в дерев'яній оправі Шокальського стали на багато років основними засобами гідрооптичних вимірювань в океані. Вони використовуються і в даний час внаслідок нескладності та надійності таких вимірювань.

Для вимірів підводного опромінення в XIX-му столітті

застосовували фотографічні пластинки - їх експонували, на різних глибинах і за ступенем почорніння визначали характер ослаблення світла з глибиною. Вперше такі виміри виконали Фол і Сарасен в 1885 р. в Середземному морі. Вимірювання з фотографічними пластинками показали, що сонячне випромінювання може проникати на великі глибини - його вплив на фотопластинку було виявлено до 1 000 м. Використовуючи занурюваний спектрограф з фотографічною реєстрацією, Кнудсен (1922 р.) провів вимірювання спектрального складу підводного світла. Фотографічні методи дали деякі відомості про закономірності поширення в океані сонячного випромінювання, але вони не набули широкого поширення через їхню складність і невизначену точність.

Становище з вимірювальною апаратурою для оптичних спостережень в океані змінилося в 20-х роках 20-го століття з появою фотоелементів. На їх основі стали створюватися занурювані гідрооптичні прилади: прозоромір Калітіна (1932 р.), прозоромір з нефелометром Петтерсона (1934 р.). Розроблена серія фотометрів для вимірювання підводного опромінення: Кларк (1933 р.), Аттербек (1933 р.), Аткинс і Пул (1933 р.), Єрлов (1938 р.) та ін.

Експериментальні дані про оптичні властивості океанських вод та характеристики світлового поля в океані, отримані за допомогою нових приладів, послужили поштовхом до розвитку теоретичних досліджень. Серед них слід особливо відзначити роботи Шулейкіна, що дав фізичне пояснення кольором моря (1923 р.) і провів перші теоретичні дослідження процесу поширення оптичного випромінювання в морі, передбачивши існування глибинного світлового режиму зі стаціонарним розподілом яскравості (1933р.). Важливе значення для розвитку теоретичних досліджень в оптиці океану мали роботи Гершуні з загальної теорії світлового поля (1936- 1939рр.). В узагальнюючій роботі Леграна (1939 р.) був проведений аналіз методів, що застосовуються в оптиці океану, сформульовані її основні закони. Досягнення в оптиці океану відображаються в перших монографіях; Березкін та ін., Шулейкіна. Монографія Шулейкіна, в якій були закладені основи фізичної оптики океану, відіграла велику роль у розвитку подальших гідрооптичних досліджень.

В результаті експериментальних і теоретичних досліджень і узагальнюючих робіт до початку 40-х років перед другою світовою війною оптика океану формується як самостійний розділ океанології.

Характерною рисою експедиційних досліджень, що поновилися після другої світової війни, стало проведення комплексних вимірювань різних гідрооптичних характеристик. Початок таким дослідженням було покладено Єрловим під час шведської навколосвітньої експедиції на судні "Альбатрос" у 1947-1948 рр.. На основі вимірів спектрального розподілу підводного опромінення, проведених в цій експедиції, Єрлов розробив

першу оптичну класифікацію океанських вод, що використовується і в даний час. Слід також зазначити комплексні гідрооптичні дослідження (спектральні показники ослаблення, індикатриса розсіювання, підводне опромінення), виконані в 1949 р. Козляніновим на судні "Екватор" у північній частині Атлантичного океану.

Якісно новий етап в оптиці океану починається в 50-х роках з появою фотопомножувальних та інтерференційних світлофільтрів, що дозволило різко підвищити чутливість гідрооптичних приладів та проводити тонкі спектральні вимірювання. Нові можливості в гідрооптичних вимірах відкрилися в 60-ті роки з появою потужних джерел когерентного випромінювання - лазерів. Великий вплив на розвиток гідрооптичних досліджень в цей період зробили роботи Дантлі, Тайлера, Прайзендорфера, присвячені загальним питанням гідрооптики та робота Єрлова, в якій були узагальнені і систематизовані основні досягнення в області оптики океану. З теоретичних робіт важлива була робота Шифріна, де систематично викладена теорія розсіяння і поглинання світла частинками.

У 70-ті роки після запуску спеціальних "океанських" супутників починають інтенсивно розвиватися дистанційні оптичні методи дослідження океану. Ці роки характеризуються проведенням безлічі океанських експедицій з оптичними програмами (в основному в СРСР), в результаті яких була отримана велика кількість інформації про розподіл оптичних характеристик вод у Світовому океані. Число гідрооптичних станцій, виконаних у всіх океанах до 1980 г, становить близько 5 тисяч, причому абсолютна більшість їх була зроблена, починаючи з 50-х років.

Інтенсивні експедиційні дослідження супроводжуються швидким розвитком теоретичних робіт. У результаті накопичених знань оптика океану до початку 80-х років виходить на новий рівень, що дозволяє вирішувати оптичними методами різного роду прикладні завдання. Оптичні методи починають ефективно використовуватися для визначення вмісту в океанській воді суспензії та розчинених органічних сполук, вивчення розподілу первинної продукції, виявлення вод з нафтовими забрудненнями тощо, вони займають головне місце в програмах супутникового моніторингу океану.

### **1.1 Фотометричні величини, що використовуються в оптиці океану**

В оптиці океану використовуються визначення, терміни та величини, пов'язані з фотометрією - розділу фізики, що стосується з вимірюванням енергії, яку переносить оптичне випромінювання. У таблиці 1.1 наведені основні фотометричні величини, необхідні при розгляді оптичних явищ в океані. У термінології слово „енергетичний” у багатьох випадках опущено, але мається на увазі: „енергетична яскравість випромінювання”,



„енергетичне опромінення” і т.д. Слід також пам'ятати, що всі фотометричні величини мають спектральний характер, тобто в кожному випадку повинна вказуватися довжина хвилі, до якої вони належать [5,9].

У зв'язку з тим, що в оптиці океану різні спектральні області видимого діапазону часто характеризують відповідним кольором, нижче наведені діапазони довжин хвиль основних кольорів: фіолетовий – 400-450 нм, синій ~ 450-480 нм, блакитний – 480-500 нм, зелений – 500-560 нм, жовтий – 560-590 нм, оранжевий – 590-620 нм, червоний – 620-780 нм.

Таблиця 1.1

**Фотометричні величини, що використовуються в оптиці океану**

№	Найменування	Позначка	Формула	Розмірність	Одиниця вимір.	Визначення
1	Енергія випромінювання	$W$	-	$L^2MT^{-2}$	Дж	Енергія, що переноситься електромагнітними хвилями
2	Потік випромінювання	$\Phi$	$\Phi = dW/dt$	$L^2MT^{-3}$	Вт	Кількість енергії, що переноситься в одиницю часу через певну частину простору, тобто потужність випромінювання
3	Сила випромінювання	$I$	$I = d\Phi/d\omega$	$L^2MT^{-3}$	Вт $sr^{-1}$	Потік випромінювання джерела, віднесений до величини тілесного кута, в межах якого він розповсюджується
4	Опромінення	$E$	$E = d\Phi/dS$	$MT^{-3}$	Вт $m^{-2}$	Потік випромінювання, що надходить на одиницю площі поверхні
5	Нормальне опромінення	$E^H$	$E^H = d\Phi/dS_H$	$MT^{-3}$	Вт $m^{-2}$	Потік випромінювання, що надходить на одиницю площі поверхні, розташованої перпендикулярно до напрямку розповсюдження випромінювання
6	Просторове опромінення	$E^0$	$E^0 = \int dE^H$	$MT^{-3}$	Вт $m^{-2}$	Сума нормальних опромінь з усіх напрямків в певній точці простору
7	Яскравість випромінювання	$B$	$B = \cos\varphi^{-1} d^2\Phi / dS dw = E^H / dw$	$MT^{-3}$	Вт $sr^{-1}m^{-2}$	Потік випромінювання в одиниці тілесного кута, що надходить на одиницю площі поверхні,

						перпендикулярної до напрямку розповсюдження випромінювання
8	Ступінь поляризації випромінювання	$P$	$P = \frac{B_{max} - B_{min}}{B_{max} + B_{min}}$	Безрозмірна	-	Максимальна та мінімальна яскравості двох взаємно перпендикулярно поляризованих складових випромінювання

## 1.2 Оптичні властивості морської води

**Освітленість поверхні моря.** Поверхня моря освітлюється безпосередньо сонячними променями (пряма радіація) і світлом, розсіяним небесним склепінням (розсіяна радіація), тобто частиною сонячних променів, які на своєму шляху до Землі виявилися розсіяними атмосферою як такою і хмарами. Середня освітленість горизонтальної поверхні прямими променями Сонця, що знаходиться точно в zenіті, дорівнює 140 тис. люкс. У міру зменшення висоти сонця освітленість горизонтальної площини убуває, так як зростає товща повітря, що пронизується сонячними променями (при цьому частина світлової енергії розсіюється), і змінюється кут падіння променів на площину (велика частина енергії відбивається). На рис. 1.1 крива  $S$  являє собою освітленість горизонтальної поверхні прямими сонячними променями, причому освітленість поверхні Сонцем, яке стоїть в zenіті, прийнята за одиницю.

Для отримання абсолютних величин освітленості при різних висотах сонця необхідно відповідне даній висоті значення ординати, зняте з кривої, помножити на 140 тис. люкс.

Крива  $S_0$  висловлює зміну освітленості не горизонтальної поверхні моря, а площині, перпендикулярної сонячним променям. Ординати кривої  $S$  менше ординати кривої  $S_0$ , тому що при зменшенні висоти сонця освітленість перпендикулярній променям площині убуває тільки за рахунок зростання товщі повітря, а кут падіння променів залишається весь час постійним ( $90^\circ$ ).

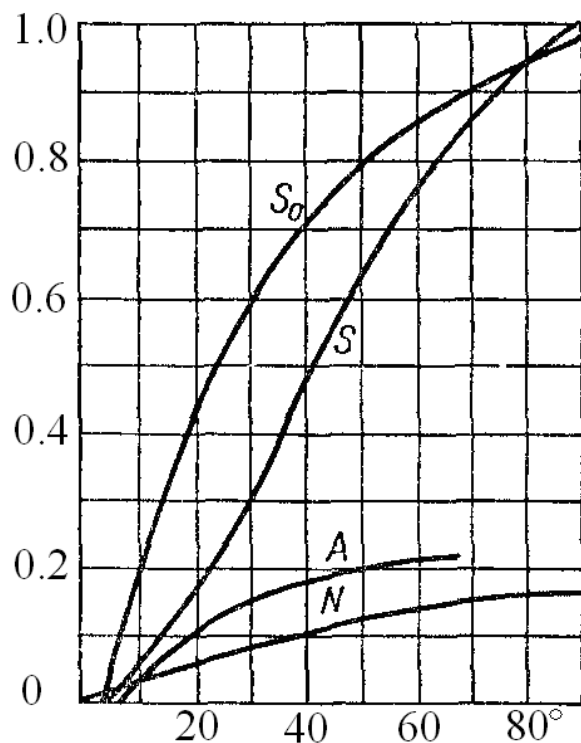


Рисунок 1.1 – Освітленість поверхні моря сонцем і небесним зводом.

Крива  $N$  виражає зміну освітленості горизонтальної площини світлом, що виходить від небесного склепіння при повній відсутності хмарності, а крива  $A$  – світлом, що виходить від високо-купчастих хмар. Пряма радіація в кілька разів перевищує розсіяну, тільки при дуже малих висотах сонця (перед його заходом за горизонт) картина змінюється на зворотну. Освітленість поверхні моря світлом, відбитим від хмар, виявляється більшою, ніж освітленість моря сонцем і небесним склепінням при повній відсутності хмарності. Тільки при дуже щільних хмарах (низькі шаруваті і дощові) освітленість хмарним небом зменшується і при малих висотах Сонця поступається освітленості безхмарним небесним склепінням.

Відбивна здатність поверхні моря виражається через його альбедо, що представляє відношення кількості енергії, відбитої даною поверхнею, до всієї кількості енергії, що падає на цю поверхню. Чим більша частина падаючої променевої енергії повертається в атмосферу, тим більше альбедо.

Альбедо морської води збільшується, крім того, за рахунок радіації, зумовленої молекулярним розсіюванням самої маси води і розсіюванням завислими в ній частками.

**Проникнення світла у воду.** Падаючи на поверхню моря, сонячні промені частково відбиваються в атмосферу, частково йдуть у воду після заломлення на поверхні води. Кут заломлення ( $\psi$ ) залежить від висоти Сонця ( $\alpha$ ) і від показника заломлення ( $n=1,32$ ) і знаходиться за формулою:

$$\sin(\psi) = \frac{1}{n} \sin(90^\circ - \alpha), \quad (1.2)$$

При відвісному падінні прямих сонячних променів у воду входить переважна частина падаючої світлової енергії (близько 98%) і лише близько 2% відбивається, в міру зменшення висоти Сонця співвідношення змінюється – частка відбитого світла зростає. При висоті сонця  $15^\circ$  у воду проникає все ще дуже велика частина енергії падаючого світла (80%), але при подальшому зменшенні висоти сонця частка відбитого світла різко зростає: при  $\alpha = 10^\circ$  відображається 34,5% падаючої світлової енергії, а при  $\alpha = 2^\circ$  - вже 78,5%.

Відображення потоку дифузної світлової енергії (розсіяної небесним склепінням або хмарами) становить близько 5%, відповідно 95% цієї енергії надходить у воду.

Морська вода є напівпрозорим середовищем, внаслідок чого світло не проникає на великі глибини океану, а розсіюється і поглинається. Освітленість на глибині залежить також від висоти Сонця, оскільки при зменшенні висоти сонця відповідно збільшується кут заломлення  $\psi$  і збільшується довжина шляху, який проходять сонячні промені. При висоті сонця  $10^\circ$  промені проходять в 1,5 рази більший шлях до деякого заданого горизонту, ніж при вертикальному падінні променів. Ця обставина позначається на світловому режимі глибин моря, тому що при малих висотах сонця на глибини моря прийде менша кількість світлової енергії – більша її частина встигне по шляху розсіятися і поглинутися [5,6].

**Поглинання і розсіювання світла у воді.** Ослаблення світла, що проходить через воду, відбувається за рахунок сукупної дії процесів поглинання і розсіювання. При розсіянні відбувається тільки зміна напрямку світлових променів і перерозподіл їх убик; при поглинанні світло перетворюється в іншу форму енергії – в основному в теплову і в незначній частині в хімічну (при фотосинтетичної діяльності рослин), тобто гине як світло. Процес ослаблення (екстинкції) світла носить вибіркового (селективного) характер. Складові частини білого світла – червоний, оранжевий, жовтий, зелений, блакитний, синій і фіолетовий – по-різному поглинаються і розсіюються морською водою [6]. По мірі проникнення у воду ці кольори зникають один за одним. Спочатку зникає червоний і помаранчевий, приблизно на глибині 50 м, потім – жовтий і зелений (на глибині до 150 м) і нарешті блакитний, синій і фіолетовий (на глибині 300-400 м).

Поглинання світла розраховується за формулою:

$$I = I_0 e^{-m(\lambda)z}, \quad (1.3)$$

де  $z$ - глибина моря, для якої розраховується поглинання;

$I_0$  – інтенсивність світла на поверхні моря;

$I$  – інтенсивність світла на глибині  $z$ ;

$m$  - коефіцієнт поглинання

Таким чином, ослаблення світлового потоку внаслідок поглинання характеризується коефіцієнтом поглинання  $m$ , який є функцією довжини хвилі  $\lambda$  (див. табл. 87 «океанологічних таблиць» Н. Н. Зубова, 1957 р.).

У табл. 1.2 дані коефіцієнти поглинання світла морською водою (для видимої частини спектру). Найінтенсивніше поглинається червона область спектру з довжиною хвилі 0,63-0,67 мікрона, значно слабше поглинання в зеленій частині видимого спектра (0,52-0,56 мікрона) і зовсім слабке – в синьо-фіолетовій (0,44 -0,48 мікрона).

Таблиця 1.2

**Значення коефіцієнта поглинання світла для морської води**

Довжина хвилі, мікрони	0,680	0,660	0,640	0,620	0,600	0,580	0,520	0,480	0,460	0,440
Коефіцієнт поглинання	0,402	0,330	0,287	0,259	0,190	0,086	0,028	0,018	0,016	0,021

Великим коефіцієнтом поглинання в червоній частині спектру і пояснюється швидке зникнення червоного світла в поверхневому шарі моря. Для синіх і фіолетових променів з малим коефіцієнтом поглинання морська вода є цілком прозорим середовищем, і якби ослаблення світла визначалося тільки одним процесом поглинання, то синє світло проникало б на дуже великі глибини моря. Але на процес поглинання накладається ще ефект розсіювання світла.

Розсіювання світла розраховується за формулою, подібною формулі поглинання, тільки коефіцієнт поглинання  $m$  замінюється коефіцієнтом розсіювання  $k$ .

Розрізняють молекулярне розсіювання світла і розсіювання різними включеннями, що містяться в морській воді у зваженому стані.

Повна енергія молекулярного розсіювання світла обернено пропорційна четвертому ступеню довжини хвиль в різних частинах спектра. Коефіцієнт молекулярного розсіювання  $k$  обчислюється за формулою:

$$k = \frac{0.000156}{\lambda^4} \quad (1.4)$$

де  $\lambda$  - довжина хвиль (у мікронах) в різних частинах спектра.

Таким чином, коефіцієнт молекулярного розсіювання для променів синьо-фіолетової області спектра виявляється значно (в 3 рази) більшим, ніж коефіцієнт для червоних променів.

У першому наближенні можна вважати, що сукупний ефект вибіркового поглинання і молекулярного розсіювання світла у морській воді абсолютно однаковий для всіх морів і океанів. Розсіювання світла завислими в морській воді частками, навпаки, надзвичайно мінливий процес, що залежить від кількості і розмірів включень. При дуже малих розмірах включень (з діаметром, порівняним з довжиною світлової хвилі) ефект розсіювання частинками включень аналогічний молекулярному розсіюванню, але при збільшенні діаметра часток цей ефект стає все істотнішим. Дуже великі включення можуть спричиняти розсіювання, що в 200 разів перевищує молекулярне.

У природі процеси поглинання і розсіювання йдуть паралельно. Мірою загального ослаблення світла служить коефіцієнт екстинкції  $C$ , що є сумою коефіцієнтів поглинання  $m$  і розсіювання світла  $k$ . Загальне ослаблення світла, таким чином, може бути розраховане за формулою:

$$I = I_0 e^{-Cz}, \quad (1.5)$$

Іноді екстинкція дається у відсотках до падаючого випромінювання:

$$E = 100\left(1 - \frac{I}{I_0}\right), \quad (1.6)$$

Відстань  $L = \frac{1}{C}$ , на якій світловий потік послаблюється в  $e$  раз, називають натуральною довжиною ослаблення світла.

**Прозорість морської води.** Прозорість моря залежить від характеру процесів поглинання і розсіювання світла у морській воді, головним чином від розмірів та кількості зважених у воді частинок (суспензій) органічного та неорганічного походження. Можна вважати, що прозорість не залежить ні від температури, ні від солоності морської води (хоча насправді це не зовсім так).

Слід нагадати, що під прозорістю в океанографії розуміють глибину занурення білого диска (діаметром 30 см), на якій диск перестає бути видимим з поверхні моря. Визначення кольору проводиться за спеціальною шкалою, що складається з пробірок, наповнених розчинами, колір яких порівнюється з кольором морської води.

За В. В. Шулейкин, прозорість обернено пропорційна коефіцієнту розсіювання:  $H = \frac{2}{k}$ , де  $H$  - глибина зникнення білого диску.

Це співвідношення дає можливість порівнювати умовну характеристику - відносну прозорість - з фізичною характеристикою оптичних властивостей морської води. Вищенаведена формула справедлива для молекулярного розсіювання. Що стосується екстинкції, то вона виявляється різною для індивідуальних характеристик морів. Так, за

А.Л. Гершуну, для внутрішніх морів  $H = \frac{8}{c}$ , для Білого моря, по

А.В. Трофімову,  $H = \frac{3}{c}$ , а для Ла-Манша, по Пулю і Аткінсу,  $H = \frac{1,7}{c}$ .

Таким чином, глибина зникнення білого диска обернено пропорційна коефіцієнту повного ослаблення світла (за рахунок розсіювання і поглинання світла). Оскільки коефіцієнт екстинкції найбільший для вод, багатих домішками, то для них прозорість найменша.

Прозорість повинна вимірюватися при строго визначених умовах, так як її величина залежить від висоти спостережень, часу доби (висоти сонця), хмарності і хвилювання моря.

Зі збільшенням висоти спостережень (до 200-300 м) прозорість збільшується, отже, спостереження над прозорістю порівнювані тільки при фіксованій висоті спостережень (3-7 м). Хвилювання моря послаблює потік світла, що проникає в глиб моря, в результаті чого прозорість зменшується. Те ж саме спостерігається при наявності потужного хмарного покриву. Найбільш сприятливі умови створюються тонкими пір'ястими хмарами, при яких прозорість найбільша. Найбільш точними будуть величини прозорості при високому стоянні сонця (близько полудня).

**Колір морської води і колір моря.** Розрізняють колір морської води і колір моря. Колір морської води обумовлюється сукупною дією поглинання і розсіяння світла в воді. Основна роль при цьому відводиться дифузному (розсіяному) потоку світлової енергії, що виходить з глибин моря. Потік світла, зобов'язаний молекулярному розсіюванню, викликає чисто блакитний колір. Цей колір і є власним кольором абсолютно чистої, без домішок морської води.

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

Колір моря, тобто забарвлення його поверхні, залежить від різного роду зовнішніх умов: від кута зору, під яким спостерігач дивиться на морську поверхню, від кольору неба, наявності хмар, від стану поверхні моря, в першу чергу від розмірів і форми вітрових хвиль. Помічено, що при виникненні хвиль море починає швидко синіти, а при щільних хмарах колір моря здається більш темним. За певних умов можна спостерігати і зворотну картину.

Оскільки колір і прозорість визначаються одними і тими ж факторами, між ними повинна існувати певна залежність. У табл. 1.3 показано приблизне співвідношення між відносною прозорістю і кольором морських вод, виведене Ю. В. Преображенським за матеріалами спостережень в морі при 10-бальній хмарності та хвилюванні до 3 балів.

Таблиця 1.3

## Співвідношення між відносною прозорістю і кольором морської води

№ шкали кольоровості	Словесне визначення	прозорість води за білим диском, м	№ шкали кольоровості	Словесне визначення	прозорість води за білим диском, м
I	Темно-синій	> 30	XI—XII	Жовтувато-зелений	7—6
II	Синій	30—26			
III	Темно-голубий	25—21	XIII—XIV	Зеленувато-жовтий	5,5—5
IV	Голубий	20—17			
V—VI	Зеленувато-голубий	16—12	XV—XVI XVII-XVIII	Мутно-жовтий Коричнувато-жовтий	4,5—4 3,5—3
VII - VIII	Голубувато-зелений	11—10	XIX—XX	Жовтувато-коричневий	2,5—2
IX—X	Зелений	9—8	XXI	Коричневий	2,0

Однакові словесні визначення різних відтінків шкали, наприклад V-VI та ін., різняться між собою лише інтенсивністю.

**Розподіл кольору і прозорості в океанах і морях.** Загальною закономірністю, властивою всім океанам і морях, є деяке зменшення прозорості у міру наближення до берегів. Колір води при цьому також змінюється, вода зеленіє, а іноді набуває жовтуваті і навіть коричневі відтінки. Пояснюється це тим, що прибережні води розпріснюються стоком річок, води яких багаті всілякими дрібними частинками. До того ж на прибережних мілководдях води змучуються під час штормів.

У відкритому морі прозорість і колір визначаються в основному кількістю частинок органічного походження, головним чином кількістю планктону, і сильно змінюються в зв'язку з сезонними коливаннями кількості планктону. Навесні і восени, в період інтенсивного розвитку фітопланктону, прозорість моря зменшується і колір його води стає зеленим.

У центральних частинах океанів прозорість зазвичай перевищує 20м, а колір відповідає першим трьом номерам шкали кольоровості морської води. Найбільша прозорість, а саме 65,5 м, спостерігалася в Саргасовому морі. У помірних і полярних зонах океанів, багатих планктоном,



прозорість 15-20 м, а колір зеленувато-блакитний. У морях помірного пояса вода має зелений колір, а в місцях впадання великих річок - мутно-жовтий і коричнево-жовтий; прозорість при цьому різко падає (до 4-5 м).

**Світіння і цвітіння моря.** Світінням моря, за Н. І. Тарасовим, називається сприймання зором вночі збільшення яскравості морської поверхні, викликане світлом, що випромінюють морські організми.

Світіння моря викликається масовим світінням планктонних організмів. Одні організми світяться безперервно (бактерії), інші - під впливом роздратування, треті - довільно. Розрізняють три типи світіння: розлите, іскристе і світіння великих організмів. Перший тип викликається бактеріями. Це суцільне, як би «розлите» по поверхні моря світіння. Часто його називають бактеріальним. Іскристе (точкове) свічення викликається планктоном (багатьма видами джгутикових, наприклад ночесвітка, деякими брюхоногими і головоногими молюсками, рачками евфаузідами і т. д.). Світяться також великі за розмірами організми: риби, великі медузи, колоніальні оболочники, наприклад вогненна Пірозома довжиною до 1 м.

Сяючі організми мешкають у всій товщі вод від поверхні до дна і на самому дні. Деякі з них світяться з допомогою маслянистих крапельок, що знаходяться всередині клітини (ночесвітки), в інших спеціальні залози виділяють речовину, що світиться (медузи, рачки), треті мають особливий світловий орган (риби, головоногі молюски).

Явище світіння моря становить практичний інтерес для різних галузей діяльності людини. Це явище слід враховувати, зокрема, як при промислі риби і морського звіра, так і при мореплаванні. Так, наприклад, світіння моря може сигналізувати рибалкам про наявність косяків риби і в той же час відлякувати її, демаскуючи рибальські мережі, може застерегти мореплавців від підводних небезпек і від зіткнення з суднами і плаваючими предметами, так як при русі останніх вимальовуються їх контури [9].

Під **цвітінням моря** мається на увазі незвичайне зміна забарвлення поверхні моря, викликане біологічними причинами. Це явище - наслідок бурхливого розвитку рослинних і, рідше, тваринних організмів. Масові скупчення звичайно одного будь-якого організму забарвлюють поверхню моря в жовтий, рожевий, молочний, коричневий, червоний і зелений кольори.

Ночесвітка, що світиться вночі, вдень викликає цвітіння моря, забарвлюючи його в рожеві, буро-червоні, а іноді жовті або зелені тони. При масовому розвитку діатомових водоростей тихоокеанських берегів Північної Америки море набуває кольору крові.

Синьо-зелені водорості забарвлюють морську воду в зелений колір. У тропіках скупчення синьо-зелених водоростей тріхо-десміум займають десятки і навіть сотні миль. Вода має при цьому запах хлору, а хвилювання

моря заспокоюється. Зелене забарвлення води синьо-зеленими водоростями в літню пору року - часте явище в Азовському і Балтійському морях. Восени в Азовському морі в результаті інтенсивного розвитку крем'яних одноклітинних водоростей нерідко вода приймає коричневе забарвлення. У полярних районах до рожевого або червоного забарвлення моря призводить скупчення ракоподібних тваринних організмів (капшака).

Викликають зміна забарвлення моря також ікра риб і яйця морських хробаків. Так, яйця тропічного хробака палоло забарвлюють воду в молочний, солом'яно-жовтий та інші кольори.

### 1.3 Турбулентний теплообмін з атмосферою

Поверхня океану і повітря, що знаходиться безпосередньо над поверхнею океану, як правило, мають різні температури, внаслідок чого між ними відбувається теплообмін. Фізичний механізм цього теплообміну полягає в тому, що частки повітря, дотичні до поверхні океану, нагріваються або охолоджуються в залежності від знаку різниці температур води і повітря. Частки повітря завжди знаходяться в хаотичному турбулентному русі, завдяки чому тепло відноситься ними від поверхні води або приноситься до поверхні. Оскільки в горизонтальному напрямі температури поверхні води і повітря відрізняються менше, ніж у вертикальному, результуючий потік тепла спрямований по вертикалі.

Із-за турбулентного перемішування повітря, який обумовлює перенесення тепла, ця складова балансу названа турбулентним теплообміном  $Q_n$ . Рідше зустрічаються назви "Контактний" або "Конвективний" теплообмін. Для визначення величини турбулентного теплообміну немає необхідності розглядати процес безпосередньо на поверхні моря, що представляє значні труднощі. Якщо виділити в повітрі поблизу поверхні води горизонтальну площину, то турбулентний потік тепла буде її перетинати. Для безпосереднього виміру цього потоку тепла потрібна досить складна апаратура, тому частіше  $Q_n$  розраховується за формулами, що використовують дані стандартних гідрометеорологічних вимірів [3].

Для розрахунку турбулентного теплообміну океану з атмосферою використовуються формули наведені в роботі 2.5.

### 1.4 Витрати тепла при випаровуванні

При випаровуванні з поверхні океану зі швидкістю  $E$  витрачається кількість тепла  $LE$ . Це тепло йде на збільшення кінетичної енергії молекул води, що переходять у фазу пари. У подальшому, при конденсації пари в атмосфері, це тепло передається повітрю.

Безпосередній вимір швидкості випаровування з поверхні океану важкий. Тому частіше випаровування розраховується на підставі фізичної теорії. Для побудови розрахункових формул, як і у разі турбулентного теплообміну, використовується та обставина, що пар який випаровується, потрапляє в атмосферу завдяки перенесенню його при турбулентному перемішуванні повітря. Якщо виділити в атмосфері поблизу поверхні моря горизонтальну площину, то через неї буде проноситися вся маса води, що випаровується. Таким чином, фізичний механізм перенесення пара від поверхні океану аналогічний механізму перенесення тепла при турбулентному теплообміні. Тому аналогічні і формули для розрахунку цих процесів [3].

При кліматичних розрахунках випаровування з поверхні моря використовуються формули, які приведені в роботі 2.4.

## 2. ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

### 2.1 Визначення поверхневого та підповерхневого освітлення моря

#### *Задачі роботи*

1. Для конкретного району моря за астрономічними і метеорологічними характеристиками визначити значення поверхневого освітлення, що створюється прямим, розсіяним та загальним випромінюванням Сонця.
2. З врахуванням альbedo поверхні моря визначити значення підповерхневого прямого, розсіяного та загального освітлення.

#### *Вихідні дані*

1. Характеристики океанографічної станції:
  - координати станції (широта, довгота);
  - дата спостережень;
  - час спостережень;
  - стан хмарності (вид і бал хмар).
2. Таблиця значень альbedo поверхні моря.

#### *Пояснення*

Безпосередні виміри освітлення в морі важко здійснювати, оскільки вони вимагають проведення експедиційних рейсів суден, що забезпечені спеціальною апаратурою. Проте є можливість знайти приблизні значення освітлення поверхні моря шляхом розрахунків.

В даній роботі застосовується один із способів розрахунку освітленості поверхні моря, що базуються на визначенні його за астрономічними та метеорологічними умовами за спеціальними таблицями, розробленими астрофізичною лабораторією Ленінградського Університету під керівництвом професора В.В. Шаронова [10].

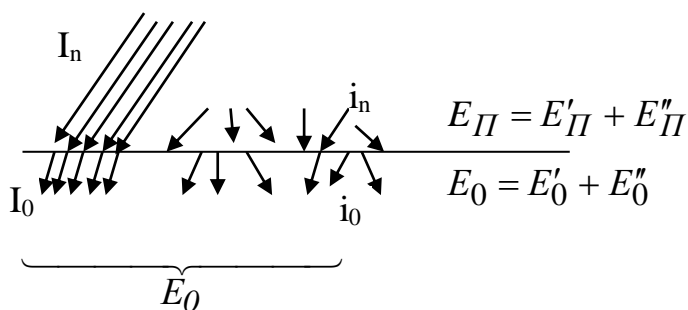
В таблиці 2.1 приведені значення денної освітленості в тисячах люксів для горизонтальної площини в залежності від висоти Сонця і хмарності, без врахування снігового покриву. Під рубрикою «Сонце» дана загальна освітленість, коли Сонце не закрито хмарою. Під рубрикою «Тінь» дана освітленість, яка здійснюється дифузним випромінюванням атмосфери в ті моменти, коли Сонце закрито досить щільною хмарою. Для тонких напівпрозорих форм хмар даються рубрики «Сонце чисте» і «Сонце в хмарах». В останньому випадку пряме сонячне світло не усувається повністю, але значно послаблюється. Кожна з рубрик, у свою чергу,

розділена на 4, які відповідають різному ступеню покриття неба хмарами, що виражена в «чвертях».

	Чверті	бали хмарності (від десяти)
Безхмарно	0/4	0 і 1
	1/4	2 і 3
	1/2	4,5 і 6
	3/4	7 і 8
	4/4	9 і 10

При використанні таблиці 2.1 потрібно знати висоту Сонця. Для її визначення необхідно використовувати астрономічні таблиці, поміщені в [10].

Для визначення значення загального підповерхневого освітлення  $E_0$  (рис. 2.1) необхідно врахувати альбедо поверхні моря.



Рисунк 2.1 – Структура поверхневого випромінювання та відповідного освітлення:  $E_{II}$  - сумарна поверхнева освітленість;  $E''_{II}$ , - освітленість, що створюється дифузним випромінюванням атмосфери;  $E_0$  - сумарна поверхнева освітленість.

Для його визначення при безхмарному небі ( $A_r$ ) та середніх умовах хвилювання рекомендується використовувати дані, наведені в таблиці 2.2. У випадку суцільної хмарності рекомендується, принаймні в кліматологічних розрахунках, використовувати постійну величину  $A_{r_n} = 0,08$ . У загальному випадку вільної кількості хмар  $n$  рекомендується формула:

$$A_{r_n} = A_r - (A_r - 0,08) \cdot n \quad (2.1)$$

Величина сумарного підповерхневого освітлення з врахуванням альбедо морської поверхні визначається за формулою:

$$E_0 = (1 - A_{r_n}) \cdot E_n \quad (2.2)$$

### Порядок виконання роботи

1. З астрономічних таблиць [10] за умовами проведення океанографічної станції (широта місця, дата і час спостережень) визначити висоту Сонця.
2. З таблиці 2.1 природної освітленості за висотою Сонця і хмарності, переведеній з балів в чверті (див. пояснення до таблиці. 2.1) вибрати величини сумарної поверхневої освітленості  $E_{\Pi}$  і освітленості  $E''_{\Pi}$ , що створюється дифузним випромінюванням атмосфери.
3. Розрахувати величину освітленості  $E'_{\Pi}$ , що створюється направленим випромінюванням Сонця, як різницю:

$$E'_{\Pi} = E_{\Pi} - E''_{\Pi}$$

4. З таблиці 2.2 за широтою місця і датою спостережень вибрати величину альbedo  $A_r$  поверхні моря для безхмарного неба.
5. За формулою (2.1) обчислити альbedo  $A_{r_n}$  з врахуванням хмарності.
6. За формулою (2.2) розрахувати величину сумарної поверхневої освітленості  $E_0$ .

Таблиця 2.1

### Денна освітленість для різних висот Сонця та різної хмарності без снігового покриву, в тисячах люксів, (за Шароновим В.В.)

Висота сонця в градусах	Безхмарно		Перисті хмари				C <sub>1</sub> C <sub>s</sub>				Перисто-купчасті хмари C <sub>s</sub>								
	Сонце	Тінь	Сонце чисте				Сонце в хмарах				Сонце чисте				Сонце в хмарах				
			1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	
5	4	3	4	5	5	5	3	4	4	4	4	4	5	5	5	3	4	4	4
10	9	4	10	10	10	11	7	7	7	8	10	11	12	13	7	8	9	10	
15	15	6	15	16	16	17	11	12	12	13	16	17	18	20	12	13	14	16	
20	23	7	24	24	25	25	16	17	17	18	24	26	28	30	16	18	20	22	
25	31	8	32	33	33	37	21	22	22	26	32	35	38	41	21	24	27	30	
30	39	9	40	41	43	48	25	26	28	33	41	44	48	52	26	29	33	37	
35	48	10	49	51	53	60	30	32	34	41	51	54	59	63	32	35	40	44	
40	58	12	58	60	64	69	35	37	40	46	60	64	69	74	37	41	46	51	
45	67	13	68	70	73	79	41	43	46	52	69	74	79	84	42	47	52	57	
50	76	14	77	79	83	85	46	48	52	57	79	83	88	93	48	52	57	62	
55	85	15	86	88	92	97	51	53	57	62	88	92	97	101	53	57	62	66	

## Продовження таблиці 2.1

Висота сонця в градусах	Суцільна хмарність		Шарувато-купчасті хмари Sc								Купчасто-дощові хмари Сб							
	Шарові	До щові	Сонце				Тінь				Сонце				Тінь			
			1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4
5	2	2	4	4	5	4	3	3	4	3	4	4	4	5	3	3	3	4
10	3	3	9	10	11	9	4	5	6	4	9	9	10	10	4	4	5	5
15	4	5	16	17	17	16	7	8	8	7	15	16	16	15	6	7	7	6
20	6	7	24	27	28	27	6	11	12	11	24	26	26	24	8	10	10	8
25	8	10	33	37	39	38	10	14	16	15	33	36	36	35	10	13	13	12
30	9	12	42	47	50	47	12	17	20	17	43	46	46	46	13	16	16	16
35	11	14	52	57	60	59	14	19	22	21	52	56	56	56	15	18	18	18
40	12	16	61	66	70	72	15	20	24	26	64	67	67	66	18	21	21	20
45	14	18	70	76	81	86	16	22	27	32	74	77	77	76	20	23	23	22
50	15	20	79	84	90	96	17	22	28	34	84	86	86	86	22	24	24	24
55	16	22	88	93	99	105	18	23	29	35	93	95	95	95	23	25	25	25

## Продовження таблиці 2.1

Висота сонця в градусах	Висококупчасті хмари								Купчасті хмари Сu							
	Сонце				Тінь				Сонце				Тінь			
	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4
5	4	5	5	5	3	4	4	4	4	5	5	5	3	4	4	4
10	10	11	11	11	5	6	6	6	10	11	11	10	5	6	6	5
15	16	17	18	19	7	8	9	10	16	18	17	16	7	8	8	7
20	24	26	29	31	8	10	13	15	25	27	27	26	9	11	11	10
25	33	36	40	43	10	13	17	20	34	37	37	35	11	14	14	12
30	42	47	52	54	12	17	22	24	43	46	46	44	13	16	16	14
35	52	59	63	65	14	21	25	27	52	56	56	54	14	18	18	16
40	62	70	73	76	16	24	27	30	62	65	66	65	16	19	20	19
45	74	80	83	86	20	26	29	32	70	75	76	75	17	21	22	21
50	84	90	92	96	22	28	30	34	81	84	85	86	19	22	23	24
55	91	99	101	105	24	29	31	35	90	93	95	95	20	23	24	25

Таблиця 2.2

**Середні за день значення альbedo поверхні океану при безхмарному небі та середніх умовах хвилювання**

Широта град.	Місяці											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>70° півн. ш.</b>	-	0,214	0,162	0,105	0,087	0,081	0,084	0,096	0,130	0,194	0,266	-
60	0,258	0,163	0,106	0,081	0,069	0,067	0,067	0,074	0,092	0,136	0,192	0,268
50	0,163	0,111	0,082	0,066	0,060	0,058	0,058	0,062	0,074	0,097	0,138	0,168
40	0,100	0,082	0,066	0,058	0,054	0,053	0,053	0,055	0,062	0,074	0,095	0,114
30	0,080	0,067	0,058	0,053	0,050	0,051	0,051	0,051	0,055	0,063	0,076	0,085
20	0,066	0,059	0,052	0,050	0,049	0,050	0,049	0,050	0,052	0,057	0,064	0,068
10	0,058	0,054	0,050	0,049	0,049	0,051	0,051	0,050	0,049	0,052	0,056	0,060
0	0,054	0,050	0,049	0,049	0,052	0,053	0,052	0,051	0,049	0,050	0,052	0,055
<b>10° півд. ш.</b>	0,050	0,050	0,049	0,052	0,057	0,059	0,059	0,054	0,051	0,049	0,050	0,051
20	0,049	0,052	0,052	0,057	0,064	0,068	0,066	0,061	0,054	0,050	0,050	0,050
30	0,049	0,051	0,057	0,064	0,076	0,086	0,081	0,070	0,059	0,053	0,051	0,050
40	0,053	0,057	0,063	0,076	0,098	0,110	0,104	0,085	0,068	0,058	0,054	0,053
50	0,058	0,064	0,076	0,100	0,145	0,170	0,159	0,118	0,085	0,068	0,059	0,058
60	0,067	0,076	0,094	0,136	0,199	0,270	0,254	0,170	0,109	0,083	0,068	0,067

**Приклад розрахунку**

Розрахунок поверхневого та підповерхневого освітлення, проведений для Ботнічної затоки ( $\varphi=63^\circ 19,5$  півн. ш.;  $\lambda=20^\circ 18'$  сх. д.) за наступними астрономічними та метеорологічними умовами: дата - 23 серпня 1985, місцевий час – 11 год, хмарність –  $C_u$ , 2 бали. Всі результати обчислень наведені в таблиці 2.3.

Таблиця 2.3

**Поверхнева та підповерхнева освітленість в морі**

Висота сонця в град.	Поверхнева освітленість			Альbedo		Підповерхнева освітленість
	Загальна $E_{\Pi}$	Розсіяна $E''_{\Pi}$	Пряма $E'_{\Pi}$	При безхмарному небі, $A$	з врахуванням хмарності, $A_n$	Загальна освітленість, $E_0$
36	54000	14400	39600	0,074	0,061	50706



Як видно з таблиці 2.3, режим освітленості поверхні моря в близько полуденні години формується за рахунок направлено випромінювання Сонця, що становить 39600 лк. Освітленість за рахунок дифузного випромінювання атмосфери в 2,8 разів менше прямої освітленості. Альbedo поверхні моря з врахуванням хмарності складає 0,061. Це означає, що при даних астрономічних і метеорологічних умовах після відображення сонячної радіації на поверхні розділу атмосфера – море під поверхню потрапляє 93,9% загального випромінювання Сонця, що створює підповерхневу освітленість, яка дорівнює 50706 лк.

## **2.2 Розрахунок деяких гідрооптичних характеристик за результатами дискових спостережень**

### ***Задачі роботи***

1. Використовуючи емпіричні співвідношення дискової гідрофотометрії, визначити наступні гідрооптичні характеристики: показники поглинання  $\chi$ , розсіяння  $\sigma$ , ослаблення  $\varepsilon$ , направлено випромінювання для чотирьох довжин хвиль (410, 470, 520, 650 нм), прозорість води для чотирьох довжин хвиль (410, 470, 520, 650 нм), показник розсіяння назад направлено випромінювання  $\beta$  для чотирьох довжин хвиль (410, 470, 520, 650 нм), показник ослаблення дифузного випромінювання для чотирьох довжин хвиль (410, 470, 520, 650 нм), показник вертикального ослаблення підводного опромінення зверху  $\alpha_{\downarrow}$  для природного випромінювання.
2. На основі результатів безпосередніх вимірів окремих характеристик оптичних властивостей морської води, опублікованих в літературі, визначити ряд гідрооптичних характеристик, використовуючи основні залежності між ними.

### ***Вихідні дані***

1. Результати спостережень за глибиною зникнення білого і кольорових дисків ( $Z_{\delta}, Z_{\lambda}$ ) для океанографічної станції, яка використовувалася в роботі №1.
2. Результати безпосередніх вимірів окремих гідрооптичних характеристик (вибираються студентами самостійно за вказаною викладачем літературою).

### Пояснення

Гідрооптичні характеристики вод визначають умови розповсюдження променевої енергії в океані [9].

Поряд з вимірами деякі з них в даний час обчислюють, використовуючи емпіричні співвідношення дискової гідрофотометрії.

На основі численних вимірів, виконаних в різних районах Світового океану, включаючи окремі моря, М.В. Козляников [9] визначив залежність:

$$\varepsilon + \alpha = 3,54 / Z_{\sigma} \quad . \quad (2.3)$$

Він також знайшов для середньої частини видимої області спектру співвідношення:

$$\alpha \cong 0,20\varepsilon \pm 0,02 \quad . \quad (2.4)$$

З цих виразів він отримав, що:

$$\varepsilon = 2,95 / Z_{\sigma} \quad . \quad (2.5)$$

Співвідношення (2.3) і (2.5) дають наступний вираз для :

$$\alpha = 0,59 / Z_{\sigma} \quad . \quad (2.6)$$

Аналогічні емпіричні залежності були встановлені і для інших гідрооптичних характеристик (показника розсіяння, ослаблення та ін.). Так, В.В. Шулейкін знайшов, що глибина зникнення диска і модуль розсіяння  $m$  зв'язані між собою залежністю виду:

$$Z = \frac{0.15}{m}, \quad mZ = 0.15 \quad . \quad (2.7)$$

Звідси модуль розсіяння:

$$m = \frac{0.15}{Z} \quad . \quad (2.8)$$

Приблизно вважатимемо, що ці співвідношення можна використовувати і для визначення спектральних значень модуля розсіяння  $m_{\lambda}$ , підставляючи в них значення глибини зникнення кольорових дисків. Але модуль розсіяння, близький до релеєвського, пов'язаний з показником розсіяння направленої випромінювання співвідношенням

$$\sigma_{\lambda} = \frac{m}{\lambda_4} \quad (2.9)$$

Спектральний показник розсіяння направлено випромінювання складається з двох частин:

$$\sigma_{\lambda} = \delta_{\lambda} + \beta_{\lambda}, \quad (2.10)$$

де  $\delta_{\lambda}$  - спектральний показник розсіяння вперед;  $\beta_{\lambda}$  - спектральний показник розсіяння назад.

Для визначення величини  $\beta_{\lambda}$  можна скористатися графіком відносної енергії, розсіяної назад (рис. 2.2), побудованим В.В. Шулейкіним. На графіку показана залежність відношення загальної енергії  $W$ , розсіяною часткою по всіх напрямках, до енергії  $W_1$  розсіяної назад, від параметра  $a = \frac{2\pi\rho}{\lambda}$ , що характеризує відношення радіуса частинки до довжини світлової хвилі.

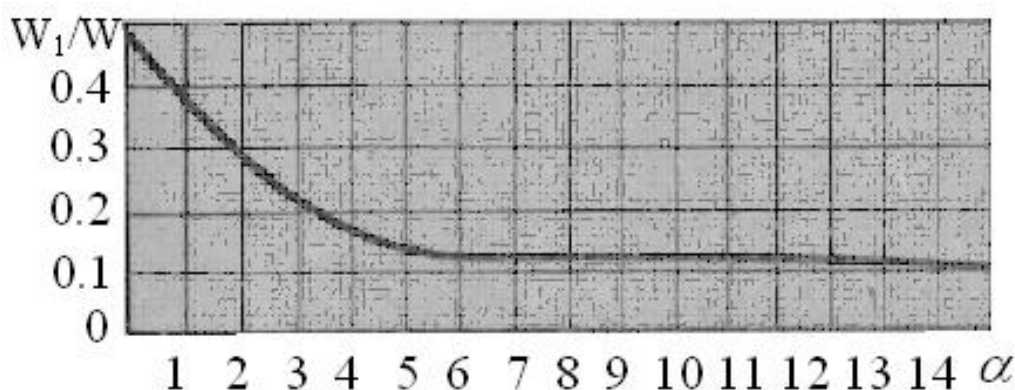


Рисунок 2.2 – Відносна енергія, розсіяна назад в залежності від розмірів частинок і довжини хвиль.

Вважатимемо, що у воді переважають частки розміром до 100 нм. Визначивши для виділених ділянок спектру параметр  $a$ , можна знайти відповідні значення відношення  $\frac{W_1}{W}$ .

Оскільки

$$\frac{W_1}{W} = \frac{\beta_{\lambda}}{\sigma_{\lambda}} \quad (2.11)$$

то шукана величина спектрального показника розсіяння назад така:

$$\beta_{\lambda} = \frac{W_1}{W} \sigma_{\lambda}. \quad (2.12)$$

При використанні для розрахунків Океанографічних таблиць слід мати на увазі, що в них допущена помилка (переплутані стовпці: замість показника поглинання приведені значення показника розсіяння і навпаки). В таблиці 2.4 даних практичних робіт приводяться спектральні значення показника поглинання направлено випромінювання.

Показник загального ослаблення направлено випромінювання знаходиться як сума відповідних значень показників поглинання і розсіяння:

$$\varepsilon_{\lambda} = \chi_{\lambda} + \sigma_{\lambda}. \quad (2.13)$$

Прозорість морської води (ніщо інше як коефіцієнт направлено пропускання для шару морської води одиничної товщини) визначається за співвідношенням:

$$\theta = e^{-\varepsilon} = 10^{-\varepsilon/2.303}. \quad (2.14)$$

Таблиця 2.4

**Показник поглинання чистих природних вод, розрахований Гейлором, Смітом і Вільсоном**

Довжина хвилі, нм	Показник поглинання, м <sup>-1</sup>	Довжина хвилі, нм	Показник поглинання, м <sup>-1</sup>
360	0,044	540	0,067
370	0,041	550	0,074
380	0,039	560	0,081
390	0,0 <sup>Ч8</sup>	570	0,094
400	0,037	580	0,117
410	0,037	590	0,155
420	0,036	600	0,224
430	0,036	610	0,256
440	0,036	620	0,283
450	0,037	630	0,312
460	0,037	640	0,342
470	0,039	650	0,377
480	0,040	660	0,413
490	0,042	670	0,454
500	0,046	680	0,491
510	0,054	690	0,537
520	0,058	700	0,618
530	0,062		

Для обчислення показника ослаблення дифузного випромінювання необхідно знати значення коефіцієнта  $k = \frac{c}{\varepsilon}$ , що показує в скільки разів ослаблення направленої потоку перевищує ослаблення дифузного випромінювання:

$$c = k \cdot \varepsilon, \quad (2.15)$$

Цей коефіцієнт можна визначити за даними одночасних вимірів прозорості морської води (показник  $\varepsilon$ ) і підводної освітленості (показник  $\alpha$ ), оскільки в умовах глибинного режиму  $\alpha = c$ . Якщо глибинний режим настав не повністю, то  $\alpha \cong c$ .

Величина  $k$  може бути знайдена із співвідношення  $k = \frac{\alpha}{\varepsilon}$ . Результати вимірів показують, що для відкритих районів океану коефіцієнт  $k$  в середньому дорівнює (0.20 ÷ 0.25).

### ***Порядок виконання роботи***

1. Із таблиці. 2.4 вибрати спектральні значення показника поглинання направленої випромінювання  $\chi_\lambda$ .
2. Використовуючи напівемпіричну залежність (2.8), розрахувати спектральні значення показника розсіяння направленої випромінювання (2.9).
3. Обчислити спектральні значення показника ослаблення направленої випромінювання як  $\varepsilon_\lambda = \chi_\lambda + \sigma_\lambda$ .
4. Визначити спектральні значення прозорості вод за допомогою океанографічних таблиць (табл. № 153).
5. З графіку Шулейкіна (див. рис.2.2) зняти відношення  $\frac{W_1}{W}$  для чотирьох значень аргументу  $a = \frac{2\pi\rho}{\lambda}$ .
6. За співвідношенням (2.12) розрахувати спектральні значення показника розсіяння назад  $\beta_\lambda$ .
7. Використовуючи залежність (2.15), розрахувати спектральні значення показника ослаблення дифузного випромінювання  $c_\lambda$ .
8. Використовуючи емпіричні співвідношення (2.4), визначити величину показника вертикального ослаблення природного випромінювання.
9. Вибрати з літератури [9] значення гідрооптичних характеристик, отриманих в результаті виміру.
10. Використовуючи обрані значення, обчислити гідрооптичні характеристики за основними співвідношеннями між ними.

### Приклад розрахунку

Розрахунок основних гідрооптичних характеристик проведений за даними дискових спостережень, виконаних для Ботнічної затоки 23 серпня 1985 р. Глибина зникнення дисків: білого - 10,2 м; фіолетового - 4,6 м; синього - 6,8 м; зеленого - 10,1 м; червоного - 6,3 м.

Показник вертикального ослаблення природного випромінювання, визначений для прибережних умов Балтійського моря, виявився рівним  $0,196 \text{ м}^{-1}$ . Ця величина значно перевищує показник  $\alpha_{\downarrow}$  для більш прозорих океанських вод. Спектральні значення основних гідрооптичних характеристик для направленої і дифузної випромінювання приведені в табл. 2.5.

Із табл. 2.5 видно, що вибірковість процесів поглинання (з максимумом в червоному випромінюванні) і розсіяння (з максимумом у фіолетовому випромінюванні) приводить до того, що показник ослаблення спрямованого випромінювання має максимальну величину у фіолетовому випромінюванні, зменшується в синьо-зеленому випромінюванні (з мінімумом для 520 нм), а потім знову дещо збільшується в червоному випромінюванні. Як наслідок, оптична прозорість вод найбільша для зеленого випромінювання (520 нм) і найменша - для фіолетового (410 нм). Ослаблення дифузної випромінювання зберігає основні закономірності спектральної зміни, проте воно в два рази менше ніж ослаблення направленої випромінювання.

Таблиця 2.5

### Основні гідрооптичні характеристики направленої та дифузної випромінювання в морі, визначені за співвідношеннями дискової гідрофотометрії

Довжина хвилі (нм) Характеристика	410	470	520	650
<b>Спрямоване випромінювання</b>				
Показник поглинання $\chi$ , $\text{м}^{-1}$	0,0366	0,0386	0,0579	0,3774
Показник розсіяння $\sigma$ , $\text{м}^{-1}$	1,1627	0,4573	0,2038	0,1346
Показник ослаблення $\varepsilon$ , $\text{м}^{-1}$	1,1993	0,4959	0,2617	0,5120
Прозорість $\theta$ , %	33	61	77	60
Відношення $\frac{W_1}{W}$	0,44	0,45	0,46	0,47
Показник розсіяння назад $\beta$ , $\text{м}^{-1}$	0,5116	0,2058	0,0937	0,0633
<b>Дифузне випромінювання</b>				
Показник ослаблення $c$ , $\text{м}^{-1}$	0,5996	0,2480	0,1308	0,2560

## **2.3 Розрахунок променевої енергії, що проникає в океан на різні глибини**

### ***Задачі роботи***

1. Використовуючи емпіричні співвідношення дискової гідрофотометрії, для однієї з точок океану, визначити за глибиною зникнення білого диску показник вертикального ослаблення підводного опромінення зверху.
2. Відповідно до знайденого значення цього показника визначити оптичний тип води в даній точці океану за класифікацією Н.Г. Єрлова.
3. За допомогою карт сумарної сонячної радіації визначити в даній точці океану місячні і річну величини притоку променевої енергії Сонця на водну поверхню.
4. З врахуванням альbedo поверхні океану визначити підповерхневі значення притоку променистої енергії Сонця (для кожного місяця і сезону року).
5. Використовуючи стандарти Н.Г. Єрлова, обчислити значення променистої енергії, що доходить до різних горизонтів (1, 5, 10, 25, 50, 100 м).
6. Оцінити значення променистої енергії Сонця: що поглинається шарами води (0 - 1 м, 0 - 5 м, 0 - 10 м, 10 - 25 м, 25 - 50 м, 50 - 100 м).
7. Визначити в даній точці океану глибину залягання нижньої межі фотичної зони.

### ***Вихідні дані***

1. Дані відносної прозорості вод, які видаються викладачем.
2. Карти сумарної сонячної радіації, що поступає на поверхню океану.
3. Таблиця значень альbedo поверхні океану.
4. Стандарти Єрлова.

### ***Пояснення***

Безпосередні виміри сонячної енергії в океані потребують використання спеціальної апаратури, займають багато часу і пов'язані з великими труднощами. Проте є можливість набути наближених даних значень променевої енергії на різних глибинах непрямыми методами.

Один з них використовується в даній роботі. Він заснований на емпіричних співвідношеннях дискової гідрофотометрії, які зв'язують основні гідрооптичні характеристики з глибиною зникнення білого диску і оптичною класифікацією вод океану, запропонованою Єрловим.

В цій класифікації виділено п'ять оптичних типів води в океані (три основних I, II, III і два проміжних 1A і 1B). Крім того, Єрловим виділені оптичні типи прибережних вод (I, 3, 5, 7, 9).

В основу класифікації вод покладена типізація спектральних кривих коефіцієнта пропускання води для денного світла, що рівнозначно типізації кривих показника вертикального ослаблення низхідного потоку (опромінення зверху)  $\alpha_{\downarrow}(z)$ . Найпрозоріші води в океані відповідають типу I, найменш прозорі — типу III.

Для виділених оптичних типів Єрлов розрахував спільні значення сумарної сонячної радіації в діапазоні (300 - 2500 нм) на різних глибинах (для океанських вод в шарі 0 - 200 м, для прибережних вод в шарі 0 - 50 м) у відсотках радіації, яка падає на поверхню моря. Ці дані приведені в табл. 2.6. Табл. 2.6 з цими даними у відсотках отримала назву стандартів Єрлова.

Використовуючи таблицю спектральних значень коефіцієнта пропускання випромінювання для різних типів вод (табл. 26 в підручнику Єрлова [7]), можна визначити відповідні величини показника вертикального ослаблення опромінення зверху для всіх виділених типів океанських вод.

Таблиця 2.6

**Значення сумарного опромінення у відсотках на різних горизонтах для оптичних типів вод за Єрловим (300 - 2500 нм)**

Глибина, м	Океанські води					Прибережні води				
	I	IA	IB	II	III	1	3	5	7	9
0	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
1	44,5	44,1	42,9	42	39,4	36,9	33	27,8	22,6	17,6
2	38,5	37,9	36	34,7	34,3	27,1	22,5	16,4	11,3	7,5
5	30,2	29,0	25,8	23,4	16,8	14,2	9,3	4,6	2,1	1,0
10	22,2	20,8	16,9	14,2	7,6	5,9	2,7	0,69	0,17	0,052
20	-	-	-	-	-	1,3	0,29	0,020	-	-
25	13,2	11,1	7,7	4,2	0,97	-	-	-	-	-
50	5,3	3,3	1,8	0,70	0,041	0,022	-	-	-	-
75	1,68	0,95	0,42	0,124	0,001	-	-	-	-	-
100	0,53	0,28	0,10	0,0228	-	-	-	-	-	-
150	0,056	-	-	0,0080	-	-	-	-	-	-
200	0,0062	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Нижче (табл. 2.7) наведені ці значення для тих довжин хвиль ( $\lambda=490$  нм і  $\lambda=520$  нм), для яких були отримані емпіричні



співвідношення, що пов'язують глибину зникнення білого диска і значення показника вертикального ослаблення (співвідношення 2.3- 2.6). Обчисливши за цими співвідношеннями для глибини  $Z_0$ , величину  $\alpha$ , можна визначити відповідний оптичний тип води по класифікації Єрлова. Використовуючи стандарти Єрлова, можна приблизно розрахувати променеву енергію Сонця, яка доходить до різних глибин, а також світлову енергію, що поглинається різними шарами океанських вод.

Таблиця 2.7

**Значення показника вертикального ослаблення, які відповідають  
різним оптичним типам океанських вод**

Тип вод	$\lambda = 490_{\text{нм}}$		$\lambda = 520_{\text{нм}}$		Прийняті межі змін $\alpha \text{ м}^{-1}$
	Коефіцієнт пропускання	Показник вертикального ослаблення	Коефіцієнт пропускання	Показник вертикального ослаблення	
I	97,5	0,025	96,4	0,037	0,020-0,035
IA	97,0	0,030	95,8	0,043	0,035-0,045
IB	96,5	0,036	95,3	0,048	0,045-0,060
II	93,8	0,064	92,7	0,076	0,060-0,080
III	89,9	0,114	88,6	0,121	0,080-0,130

***Порядок виконання роботи***

1. Для даної точки в океані зняти з карти глибину видимості білого диска  $Z_0$ .
2. На основі емпіричної залежності (2.4) визначити величину показника вертикального ослаблення природного випромінювання.
3. Використовуючи класифікацію Єрлова (див. табл. 2.7), визначити оптичний тип води.
4. По картах теплового балансу вибрати місячні величини притоку променевої енергії на поверхні океану. Перевести їх в  $\text{Мдж}/\text{м}^2 \cdot \text{міс}$ .
5. З табл. 2.2 (див. роботу № 1) вибрати місячні величини альbedo поверхні океану  $A_r$ .
6. Розрахувати підповерхневі величини притоку променевої енергії для кожного місяця. Знайти суму їх в межах сезону, а також за весь рік.
7. Використовуючи стандарти Єрлова (див. табл. 2.6), а також сезонні і річні величини підповерхневих потоків променевої енергії, розрахувати

- променевою енергією, що проникає на різні глибини в океані (1, 5, 10, 25, 50, 100 м).
8. На основі обчислених потоків променевої енергії визначити величини променевої енергії, що поглинається різними шарами в океані (0 - 1 м, 0 - 5 м, 0 - 10 м, 10 - 25 м, 25 - 50 м, 50 - 100 м).
  9. Визначити товщину фотичної зони, приймаючи за її нижню межу глибину, на якій опроміненість складає 1% від підповерхневої.

### *Приклад розрахунку*

Для розрахунку сумарного потоку променевої енергії, що проникає в океан на різні глибини, вибрана точка, яка розташована в північній частині Атлантичного океану на 30° півн.ш. і 30° зах.д. Глибина видимості білого диска, як показують спостереження, в даній акваторії досягає 40 м. На основі залежності 2.4 показник вертикального ослаблення природного випромінювання дорівнює  $\alpha = 0.033 \text{ м}^{-1}$ .

Згідно оптичної класифікації Єрлова (див. табл. 2.7) це відповідає I типу океанічних вод, що характеризується найвищими спектральними коефіцієнтами пропускання. Невипадково, що проникнення випромінювання створює в даному районі океану освітлену (фотичну) зону значної товщини - 190 м.

Табл. 2.8 наочно ілюструє сезонний хід потоків сумарної сонячної енергії на різних глибинах з максимальними величинами влітку і мінімальними взимку. Як видно, у всі сезони на глибину 1 м проникає 44,5%, на 10 м - 22,2%, а на 100 м - всього 0,5% від поверхні енергії.

Особливий інтерес представляють оцінки енергії, яка поглинена різними шарами (див. табл. 2.9). Слід звернути увагу, що в самому верхньому метровому шарі поглинається більше 55% підповерхневої сонячної енергії.

Таблиця 2.8

Величина притоку променевої енергії, в Мдж /м<sup>2</sup> · міс, на поверхню і на різні глибини в океані  
( $\varphi=30^\circ$  півн.ш.,  $\lambda =30^\circ$  з.д.)

Місяці	Альbedo	Поверхня		Сезони	Поверхня з врахуванням альbedo	Горизонт					
		без врахування альbedo	з врахуванням альbedo			1	5	10	25	50	100
Січень	0,08	318,4	292,9	Зима	995,6	443,0	300,7	221,0	121,4	52,8	5,3
Лютий	0,067	406,4	380,8								
Березень	0,058	502,8	473,6								
Квітень	0,053	595,0	563,5	Весна	1606,3	714,8	485,1	356,6	212,0	85,1	8,5
Травень	0,050	599,2	569,2								
Червень	0,051	653,6	620,3								
Липень	0,051	678,8	644,2	Літо	1884,8	838,7	569,2	418,4	248,8	99,9	10,0
Серпень	0,051	653,6	620,3								
Вересень	0,055	605,9	572,6								
Жовтень	0,063	469,3	440,7	Осінь	1350,1	600,8	407,7	299,7	178,2	71,6	7,2
Листопад	0,076	364,5	336,8								
Грудень	0,085	352,0	321,9								
				Рік	5836,8	2597,3	1762,7	1295,7	770,4	309,4	30,9

Таблиця 2.9

Величини променевої енергії, в Мдж /м<sup>2</sup> · міс, що поглинається різними шарами в океані

Сезон	Шар, що поглинається					
	0 - 1	0 - 5	0 - 10	10 - 25	25 - 50	50 - 100
Зима	552,6	694,9	774,6	99,6	68,6	47,5
Весна	891,5	1121,2	1249,7	144,6	129,9	76,6
Літо	1046,1	1315,6	1466,4	169,6	148,9	89,9
Осінь	749,3	942,4	1050,4	121,5	106,6	64,4
Рік	3239,5	4074,1	4571,1	523,3	461,0	278,5

## 2.4 Розрахунки випаровування з поверхні океану

### *Задачі роботи*

1. За різними формулами розрахувати випаровування з поверхні океану в акваторіях, що належать до різних широтних смуг.
2. Порівняти результати розрахунків та критично оцінити їх.

### *Вихідні дані*

Судові спостереження за температурою, абсолютною вологістю і швидкістю вітру в приводному шарі океану.

### *Пояснення*

Для оцінки потоку водяної пари від океану до атмосфери Джекобс, Ніл запропонував наступну просту напівемпіричну формулу, яку він одержав на основі теорій Свердрупа, Монтгомері:

$$E = 0,143 (e_o - e_z) W_z , \quad (2.16)$$

де  $E$  - швидкість випаровування (м/д),  $e$  - абсолютна вологість (мбар),  $W_z$  - швидкість вітру (м/с), індекси  $o$  і  $z$  відносяться до поверхневого шару і до певної висоти (в м) над рівнем моря відповідно. Спираючись на опубліковані морські кліматичні дані, І. Джекобс склав карти за сезонами значень випаровування в Північній Атлантиці і північної частини Тихого океану. Карти будувалися за 5-градусною сіткою. Відповідні значення  $Q_E$  були отримані з елементарного співвідношення  $Q_E = LE$ , де  $L$  - прихована теплота випаровування, яку він поклав рівною  $585 \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1}$ . Будико [1] використав той самий метод для оцінки потоків прихованого тепла, але трохи змінив формулу (2.17):

$$E = 0,134 (e_o - e_z) W_z . \quad (2.17)$$

Хоча, ймовірно, Будико [1] вважав, що наявні на початок 1950-х років кліматичні дані досить надійні і численні, щоб будувати за ними карти ізоплет  $E$  і  $Q_E$  (та інших складових теплового балансу) над всім Світовим океаном, проте, правду кажучи, в більшості районів океану вони навряд чи задовольняли таким вимогам. Програми спостережень Міжнародного геофізичного року (1956 – 1958 рр.) забезпечили дані, що набагато перевершують колишні якістю і кількістю, і в новому виданні Атласу теплового балансу земної поверхні містяться, за словами самого Будико [2], «більш точні та детальні карти, ніж складені раніше». В

процесі їх підготовки Будико [2] використовував дані 2 000 станцій, в їх числі 300 океанських.

Дуже часто при кліматичних розрахунках випаровування з поверхні гідросфери використовується формула В.В.Шулейкіна:

$$E = a (q_0 - q_z) W_z, \quad (2.18)$$

де  $q$  - питома вологість (кг/кг) біля поверхні води, що приймається рівною вологості насичення при температурі поверхні та питома вологість на стандартній висоті вимірювань (близько 6 м), відповідно;

$$a = 2,4 \cdot 10^{-3} \text{ (кг/м}^3\text{)}.$$

Часто вологість повітря (як було зазначено вище) виражають через пружність пари  $e$ , яка пов'язана з питомою вологістю формулою:

$$q = 0,622 e/P_a, \quad (2.19)$$

де  $P_a$  – атмосферний тиск.

Результати Джекобса, Будико, Шулейкіна та їх співробітників дозволяють зробити деякі загальні висновки про випаровування з поверхні океанів.

1. Швидкість випаровування взимку майже всюди більша, ніж влітку, тому що значення  $e_0 - e_z$  в холодний сезон зазвичай вище, ніж в теплий. Будико писав:

Збільшення витрат тепла на випаровування в холодну пору року тісно зв'язано з посиленням в цей період ролі теплих течій, тоді як в теплий сезон особливо активні холодні течії, що знижують витрати тепла на випаровування. Головним чинником у збільшенні витрат тепла на випаровування в холодний період є надходження тепла до поверхні океану, пов'язаний з існуванням потужного горизонтального переносу тепла в гідросфері.

2. Максимальні значення спостерігаються взимку біля західних кордонів Північної Атлантики і в північній частині Тихого океану. За даними Джекобса, в районі Гольфстріму значення  $LE$  можуть досягати  $1,14 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{д}^{-1}$ , а в районі Куросіо -  $0,94 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{д}^{-1}$ . Взимку над цими течіями швидкості вітру зазвичай більше, ніж літом, однак головною причиною високих швидкостей випаровування є друга обставина: панівні взимку вітриносять холодне сухе континентальне повітря на теплі океанські течії. Влітку, навпаки, панівні вітри дмуть з південної чверті горизонту, так що різниця температур повітря та води ( $i$ , отже, значення  $e_0 - e_z$ ) зазвичай невелика.

3. Найбільші сезонні варіації  $LE$  зустрічаються в районах Гольфстріму і Куросіо. Над східними частинами океану сезонні зміни набагато менші, тому що тут цілий рік має місце адвекція морського повітря на поверхню холодних течій. Це повітря, що пройшло довгий

шлях над водною поверхнею, має високу відносну вологість і температуру, близьку до температури води; в результаті значення  $e_0 - e_z$  в приводному прикордонному шарі атмосфери зазвичай дуже малі.

4. Протягом усього року в субтропіках і в поясах пасатів відбувається інтенсивне випаровування. Тут спостерігаються низхідні рухи повітря, піднятого у верхні шари тропосфери конвективними струмами циркуляції Гадлея. Повертаючись в нижні шари, в результаті турбулентного обміну повітря зволожується, густина його зменшується, воно набуває плавучості і знову піднімається.

Сильному випаровуванню в цих районах сприяють не тільки великі значення  $e_0 - e_z$ , а й високі швидкості вітру, адже панівні тут пасати мають стійкий характер і дмуть з силою 3-4 бали за шкалою Бофорта.

Середня швидкість пасатів в районах Північної Атлантики 13-15 вузлів; найсильніші пасати спостерігаються в південній частині Індійського океану, де взимку (червень-вересень) середня швидкість вітру досягає 18 вузлів. У цьому районі витрата води на випаровування становить близько  $240 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{рік}^{-1}$ .

### ***Порядок виконання роботи***

1. Визначити пружність насиченої пари при температурі поверхні океану за „Океанографічними таблицями” (табл. 5.41).
2. За формулою 2.19 розрахувати питому вологість на рівні суднових спостережень та біля поверхні океану.
3. Розрахувати випаровування з поверхні океану за різними формулами (2.16, 2.17, 2.18).
4. Оцінити потік прихованого тепла  $Q_E$  в різних географічних районах Світового океану.
5. Результати розрахунків представити у вигляді таблиці 2.10.
6. Побудувати графіки річного ходу випаровування та витрат тепла на випаровування, розрахованих за різними формулами.
7. Порівняти розрахунки випаровування з поверхні гідросфери та проаналізувати отримані результати.

### ***Приклад розрахунку***

В таблиці 2.10 представлений річний хід випаровування і затрат тепла на нього, приведені  $E$  і  $LE$  розраховані за кліматичними даними для південної частини Балтійського моря.

Таблиця 2.10

**Випаровування  $E$  см/міс і витрати тепла на випаровування  
 $LE$  (МДж/м<sup>2</sup>·міс) в південній частині Балтійського моря.**

Місяць	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Рік
$E$	8,9	5,2	3,0	1,6	-0,2	0,0	2,3	6,7	6,7	7,5	8,2	8,9	58,8
$LE$	-222	-130	-75	-40	5	0	-58	-167	-167	-188	-205	-222	-1470

Із таблиці 2.10 видно, що найбільше випаровування відбувається в зимові місяці. В травні конденсація переважає над випаровуванням. В цілому за рік з поверхні моря випаровується до 60 см води, що відповідає тепловіддачі біля 1500 МДж/м<sup>2</sup>.

**2.5 Розрахунки турбулентного (контактного,  
конвекційного) теплообміну океану та атмосфери та  
відношення Боуена.**

***Задача роботи.***

1. Розрахувати турбулентний теплообмін між океаном та атмосферою за відомими формулами.
2. Розрахувати відношення Боуена (використовуючи результати роботи №4) для різних широтних смуг та порівняти з результатами відомих авторів, наведених у поясненнях до робіт.

***Вихідні дані.***

Судові спостереження за температурою поверхні води, температурою повітря на стандартній висоті 6 м і швидкістю вітру.

***Пояснення***

Для оцінки потоків явного тепла Джекобс використовував формулу, вперше отриману Боуеном [65],

$$Q_H / Q_E = 0,65 (T_o - T_z) / (e_o - e_z), \quad (2.20)$$

де  $T_o$  і  $T_z$  - температури на поверхні моря і на рівні  $z$  відповідно.

Джекобс знайшов, що глобальний розподіл величин  $Q_H$  подібно  $Q_E$  з тією різницею, що для  $Q_H$  відсутні «тропічні області теплообміну, що збігаються з тропічними областями інтенсивного випаровування». Він також виявив, що  $Q_H / Q_E$  (відоме як відношення Боуена,  $\beta$ ) зазвичай має найбільші значення у високих широтах і зменшується у напрямку до

екватора. Середні значення  $\beta$ , опубліковані Свердрупом, міняються приблизно від 0,1 у низьких широтах до 0,45 на 70 ° півн. ш. і 0,23 на 70°півд.ш. Згідно Роллю, «різниця значень між півкулями пояснюється присутністю в північній півкулі великих континентів, з яких взимку на океани дме холодний вітер». Під час таких вторжень холодного повітря значення  $\beta$  можуть стати дуже великими, коли над Японським морем  $T_0 - T_z$  перевищує 10°C - відповідне значення  $\beta$  дорівнює 2,3.

Сезонні зміни  $\beta$  «значні». Як правило, взимку ця величина позитивна, а влітку близька до нуля або має невеликі негативні значення. Гордон вивчав зміни  $\beta$  в залежності від термічної стійкості атмосферного граничного шару.

Метеорологи з багатьох причин часто піддавали сумніву формулу Боуена. По-перше, при її виведенні користувалися припущенням, що коефіцієнти турбулентного обміну для потоків явного і прихованого тепла рівні між собою. По-друге, в океані значення  $T_0 - T_z$  нерідко мають той самий порядок, що й помилки вимірювань температури і абсолютної вологості. Далі, в рівнянні (2.20) не враховується ефект водяних бризок і обмін променистим теплом у ламінарному шарі, що межує з морською поверхнею. Хоча нібито було загально визнано, що у формуванні клімату ці процеси не відіграють важливої ролі, є деякі сучасні докази, що вони можуть впливати на процеси синоптичного масштабу. Багато робіт показують, що у випадку, коли поблизу поверхні є дуже різкий градієнт температури, радіаційні процеси стають значними, особливо явно це фіксується при утворенні адвективних туманів. Окуда і Хайамі висловили припущення, що при швидкостях вітру, що перевищують 15 м/с, випаровування морських бризок вносить суттєвий внесок у потоки прихованого тепла.

Будико [2] вважав за краще для розрахунку  $Q_H$  одне з рівнянь, що використовуються при виведенні (2.20), а саме:

$$Q_H = c_p \rho_a \xi (T_0 - T_z) W_z, \quad (2.21)$$

де  $c_p$  - питома теплоємність повітря при постійному тиску,  $\xi$  - коефіцієнт опору,  $\rho_a$  - щільність повітря. Готуючи карти, опубліковані у другій редакції атласу складових теплового балансу, Будико [2] прийняв наступні значення  $\rho_a \xi = 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ ,  $c_p = 0,240 \text{ кал } ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{г}^{-1}$ . Підставивши ці значення в рівняння (2.21), отримуємо:

$$Q_H = 5,18 (T_0 - T_z) W_z, \quad (2.22)$$

де  $Q_H$  в  $\text{кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{д}^{-1}$ , а  $W_z$ , — в  $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ .



З рівнянь (2.21) і (2.22) ясно, що, коли на морську поверхню натекло повітря, яке значно холодніше цієї поверхні, слід очікувати сильного потоку тепла, направленого вгору, особливо якщо швидкість вітру велика. Отже, немає нічого дивного в результатах Джекобса, Будико та їх співробітників, згідно з якими в районах Гольфстріму, Куросію, Девисової протоки, Охотського і Баренцова морів взимку спостерігаються значні потоки тепла, бо пануючі в цю пору року вітри створюють адвекції холодного повітря, трансформованого над прилеглими материками або крижаними полями. Значення потоків часто перевищує  $300 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{доба}^{-1}$ . Як зауважив Селлерс, «важко переоцінити значення цих районів в трансформації повітряних мас, що приходять з континентів. Наприклад, стовп повітря висотою 1500м, що отримав вищезазначену кількість тепла, нагріється більш ніж на  $8^\circ\text{C}$ ». Зимові потоки тепла в північно-західних районах Північної Атлантики настільки великі, що на південь від Нью - Фаундленду річні значення  $Q_n$  в районі Гольфстріму перевищують  $50\cdot 10^3 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{рік}^{-1}$ , і це незважаючи на те, що літні потоки дуже малі. Єдиний район, де річні потоки тепла з поверхні суші більші, ніж над Північною Атлантикою, - це тропічні пустелі.

Лем стверджував, що середні добові теплові потоки з відкритої водної поверхні біля краю льоду північніше  $60^\circ$  півн. ш., ймовірно, сягають  $300 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{д}^{-1}$ , тобто середні річні значення перевищують  $100\cdot 10^3 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{рік}^{-1}$ . Дійсно, у випадках натікання на водну поверхню повітря з крижаних полів значення  $Q_n$  можуть виявитися дуже високими. Наприклад, Креддок виявив, що потік явного тепла в арктичних повітряних масах, що рухаються над морем між Ісландією та Британськими островами, має типові значення близько  $36 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{година}^{-1}$ , а у виняткових випадках досягала  $65 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{година}^{-1}$ . Щоб дати уявлення про масштаб цієї величини, він додає, що сонячна постійна ненабагато більше  $115 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{година}^{-1}$ . Вінстон повідомляє, що при вторгненні арктичних повітряних мас на відкриту поверхню затоки Аляска  $Q_n$  перевищує  $2\ 210 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{добу}^{-1}$ .

Згідно Будико [2], в середині зими "витрати тепла на випаровування в районах, схильних до впливу Гольфстріму, зазвичай складають  $4 - 8\cdot 10^3 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{міс}^{-1}$ , а в районах, що знаходяться під впливом Куросію, -  $2 - 4\cdot 10^3 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{міс}^{-1}$ ». Значення, що перевищують  $2\cdot 10^3 \text{ кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{міс}^{-1}$ , зустрічаються також над північною частиною Південно-Китайського моря і над Бенгальською затокою в грудні. Це пов'язано з розвитком зимової мусонної циркуляції. У південній півкулі потужні висхідні потоки тепла спостерігаються поблизу антарктичних крижаних полів, а в середніх широтах цієї півкулі - лише в південно-східних районах південної частини Індійського океану і південно-західних районах південної частини Тихого океану. Дійсно, дослідження Будико показують, що над деякими районами Південного океану річні потоки  $Q_n$  спрямовані вниз (від атмосфери до

океану). Він пояснює цю обставину частими адвекціями теплого повітря на холодну водну поверхню. Слід, однак, зауважити, що через нестачу даних спостережень в цьому районі точність оцінок Будико вельми невелика. Тому, ймовірно, не слід дивуватися розходженням між його результатами і висновками інших дослідників.

У літні місяці потоки явного тепла, як правило, всюди малі, крім районів, прилеглих до льодових полів, а над холодними течіями і в субтропіках вони навіть можуть приймати невеликі негативні значення (спрямовані вниз). У тропіках і над східними частинами океанів потоки тепла зазвичай малі на протязі усього року.

### **Порядок виконання роботи**

1. За формулою Будико (2.21) розрахувати турбулентний теплообмін океану з атмосферою  $Q_n$  або за спрощеною формулою (2.22).
2. Оцінити потоки явного тепла, використовуючи формулу, отриману Боуеном (2.20).
3. Результати розрахунків занести в робочу таблицю.
4. Порівняти розраховані дані турбулентного теплообміну з атмосферою з даними випаровування з поверхні океану і затрат тепла на випаровування, отриманими в роботі 2.4.
5. Аналіз одержаних результатів.

### **Приклад розрахунку**

Як приклад розглянемо результати розрахунку місячних значень турбулентного теплообміну з атмосферою для південної частини Балтійського моря.

*Таблиця 2.11*

#### **Турбулентний теплообмін з атмосферою $Q_n$ МДж/(м<sup>2</sup>·міс) в південній частині Балтійського моря**

Місяць	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Рік
$Q_n$	-155	-50	-50	34	59	67	75	21	17	-50	-54	-105	-193

Цікаво порівняти дані таблиці 2.11 з даними випаровування і витрат тепла на випаровування з роботи 2.4 (табл. 2.10).

Як видно з цього прикладу, море віддає тепло в атмосферу в холодну половину року і отримує в теплу. В цілому за рік віддача перевищує надходження тепла на 193 МДж/м<sup>2</sup>, тобто враховуючи радіаційний баланс

Балтійського моря ( $2069 \text{ МДж/м}^2$ ), 9 % море віддає атмосфері турбулентним теплообміном, що типово як для морів, так і для океану. На випаровування витрачається  $1470 \text{ МДж/м}^2$ , тобто 71% тепла, що надходить. Цим в значній мірі пояснюється зм'якшувальний вплив океану на клімат. На долю інших складових теплового балансу залишається  $406 \text{ МДж/м}^2$ .

Напевно, значна частина цього залишку виноситься з південної частини моря течією, яка йде уздовж східного берегу моря на північ. На це вказують високі температури води у східній частині моря.

## ЛІТЕРАТУРА

### Основна

1. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности – Л.: Гидрометеиздат, 1956.- 255 с.
2. Будыко М.И. Атлас теплового баланса земного шара - М.: изд-во АН СССР, 1962.- 270с.
3. Жуков Л.А. Общая океанология. -Л.: Гидрометеиздат, 1976.- 372 с.
4. Океанографические таблицы. Изд. 4-е.- Л.: Гидрометеиздат, 1975.- 475 с.
5. Физика океана. Под ред. Доронина Ю.П. - Л.: Гидрометеиздат, 1978.- 250с.
6. Шулейкин В.В. Физика моря. Изд-во «Наука».- Москва, 1968.- 1083 с.

### Додаткова

7. Ерлов Н.Г. Оптика моря.- Л.: Гидрометеиздат, 1980.-150с.
8. Лабораторные работы по курсу «Физика океана». Под ред. Доронина Ю.П. Ленинград, 1985.- 95 с.
9. Оптика океана и атмосферы. Под ред. Шифрина К.С. – Л.: Наука, 1981.-120с.
10. Шаронов В.В. Таблицы для расчета природной освещенности и видимости. – М.: изд. АН СССР, 1965.-80с.

Методичні вказівки  
до практичних робіт з дисципліни  
**"Взаємодія океану та атмосфери"**

Укладач: к.г.н. Кучеренко Н.В., ас. Монюшко М. М.

Підп. до друку	Формат	Папір
Умовн. друк. арк.	Тираж	Зам. №

Надруковано з готових оригінал – макетів

---

Одеський державний екологічний університет  
65015, Одеса, вул. Львівська, 15

---