


МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ**  
**ДО ПРАКТИЧНИХ РОБІТ З ДИСЦИПЛІНИ**  
**«ГІДРОФІЗИКА»**  
**розділ «Фізика океану»**  
для студентів III року денної та заочної форм навчання  
РВО бакалавр  
Спеціальність 103 "Науки про Землю"  
ОПП «Гідрометеорологія»

ЗАТВЕРДЖЕНО  
на засіданні групи забезпечення  
спеціальності  
протокол № \_\_\_\_\_  
від «\_\_\_» \_\_\_ 2024 року  
Голова групи \_\_\_\_\_ Шакірзанова Ж.Р.

ЗАТВЕРДЖЕНО  
на засіданні кафедри океанології та  
морського природокористування  
протокол № 15  
від « 10 » травня 2024 року  
Зав. кафедрою  Берлінський М.А.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ**  
**ДО ПРАКТИЧНИХ РОБІТ З ДИСЦИПЛІНИ**  
**«ГІДРОФІЗИКА»**  
**розділ «Фізика океану»**  
для студентів III року денної та заочної форм навчання  
РВО бакалавр  
Спеціальність 103 "Науки про Землю"  
ОПП «Гідрометеорологія»

«Затверджено»  
на засіданні групи забезпечення спеціальності  
103 «Науки про Землю»  
Протокол №\_\_  
від «\_» \_\_\_\_\_ 2024 року

Збірник методичних вказівок до практичних робіт з дисципліни «Гідрофізика», розділ «Фізика океану» для студентів III року денної та заочної форм навчання спеціальності 103 "Науки про Землю", ОПІ "Гідрометеорологія", РВО бакалавр / укл. Сліже М.О., канд.геогр.наук, ас.; Берлінський М.А., д-р геогр.наук, проф.; Ель Хадрі Ю., PhD, ст. викл. Одеса: ОДЕКУ, 2024. 47 с.

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	5
<b>1 ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ .....</b>	<b>6</b>
1.1 Принципи методів розрахунку вітрового хвилювання.....	6
1.2 Змішування водних мас та загальні відомості про аналіз T,S-діаграми.....	7
1.3 Теорія дрейфових течій Екмана .....	12
1.4 Градієнтні (густинні) течії.....	16
<b>2. ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА .....</b>	<b>20</b>
Практична робота № 1 «Розрахунок параметрів вітрових хвиль напівемпіричним методом» .....	20
Практична робота № 2 «Аналіз водних мас на основі T,S-кривих» .....	23
Практична робота № 3 «Розрахунок дрейфових течій».....	26
Практична робота № 4 «Розрахунок течій динамічним методом» .....	29
Література .....	33
<b>ДОДАТОК.....</b>	<b>34</b>
Вихідні дані до практичної роботи № 1 .....	34
Вихідні дані до практичної роботи № 2 .....	35
Вихідні дані до практичної роботи № 3 .....	41
Вихідні дані до практичної роботи № 4 .....	43

## ВСТУП

Практичні роботи з курсу «Гідрофізика», розділ «Фізика океану» виконуються з ціллю надбання студентами навичок самостійної роботи та закріплення знань з розділів лекційної частини курсу. Особлива увага приділяється розділу океанські течії та загальна циркуляція вод Світового океану.

Метою вивчення дисципліни є формування у бакалаврів знань про основні фізичні властивості морської води, а також законів, які характеризують стан океану та фізичних процесів, які протікають у ньому; вивчення взаємозв'язку як між різними параметрами морської води, так і між фізичними процесами; розгляд залежності океанологічних процесів від чинників, які їх обумовлюють.

Базові знання та вміння складаються з **знання** основних характеристик та властивостей морської води; теоретичні основи фізичних процесів в океані; класифікацію сил, що діють на морське середовище; океанічні течії, їх класифікацію, фізичні закономірності, які їх викликають; течії та циркуляцію вод в окраїнних морях; класифікацію хвильових рухів; основні положення теорії хвильових рухів в океанах і морях та їх практичне застосування.

Студент повинен **вміти** розраховувати аналізувати фізичні процеси в океані; розраховувати динамічні висоти та глибини, обчислювати швидкість геострофічної течії; оцінювати швидкість вітрових течій; розраховувати параметри вітрових хвиль та їх трансформацію під впливом різних чинників.

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, метою якого є навчити студента зводити в одне ціле теоретичні знання та практичні навички.

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 навичок в інших прикладних задачах з океанології.
- 6) *Список використаної літератури*.

Виконання практичних робіт оцінюється у **40** балів (по 10 балів за кожен практичну роботу), шляхом оформлення звіту по результатах розрахунків.

# 1 ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ

## 1. 1 Принципи методів розрахунку вітрового хвилювання

З початку розвитку вітрових хвиль спостерігається різноманітність їх характеристик. При досить розвиненому хвилюванні присутні хвилі від тих, що починають розвиватися до максимальних, баланс енергії в яких врівноважений, а також хвилі зибу.

За різних умов утворення хвилювання – швидкість вітру, тривалість його дії, розгін хвиль, тощо – формуються різні сукупності хвиль. Проте спостереження свідчать про існування певних статистичних закономірностей у різноманітності характеристик хвиль. Це дозволяє вивчати як окремі хвилі, а і одночасно всю сукупність хвиль, що формуються під впливом вітру.

Розрахунки вітрового хвилювання виконуються як з метою прогнозування стану поверхні океану, так для складання режимно-кліматичних характеристик різних районів океану. Пояснюється це тим, що систематичні спостереження хвилювання на просторі Світового океану поки що нечисленні.

Спостережені величини елементів хвиль – висоти, довжини, періоди та інші – виражають емпіричними формулами як функції хвилеутворюючих факторів – швидкості вітру, довжини його розгону та тривалості дії. Щоб краще врахувати особливості процесу хвилювання, емпіричні формули виводять для хвиль конкретної забезпеченості, наприклад для середніх значень висоти, довжини та періоду ( $\bar{h}$ ,  $\bar{\lambda}$ ,  $\bar{\tau}$ ), для хвиль 5 %-ї забезпеченості ( $\bar{h}_{5\%}$ ,  $\bar{\lambda}_{5\%}$ ,  $\bar{\tau}_{5\%}$ ), для максимальних хвиль ( $\bar{h}_{\max}$ ,  $\bar{\lambda}_{\max}$ ,  $\bar{\tau}_{\max}$ ), тощо. Формули виводяться так само з урахуванням тривалості дії вітру і стадії розвитку хвилювання – для хвилювання, що розвивається, для розвиненого хвилювання, для зибу [1].

*Розгін вітру (хвиль)* визначається як довжина повітряного потоку над водною поверхнею від точки, для якої виконується розрахунок (кінець розгону), назустріч вітру до берегової межі, а у відкритому морі – до точки, де зміна напрямку вітрового потоку досягає більше  $25^\circ$ . Ця точка береться за початок розгону. Якщо протягом виміряного таким чином розгону швидкість вітру змінюється більш ніж на 2 м/с, то розгін ділиться на частини так, щоб на кожній зміні швидкості вітру не перевищували 2 м/с.

*Тривалість дії вітру* – це час, протягом якого вітер з постійною середньою швидкістю і напрямом дме над поверхнею моря.

Врахування впливу дна при розрахунку елементів хвиль частіше необхідно в тих районах, де глибина стає менше половини довжини хвилі.

Якщо вітер з постійною середньою швидкістю і напрямом починає дути над раніше спокійною поверхнею води, то висота і період теж починають рости з часом. На достатньо великій відстані від берега або тилового краю області шторму після закінчення достатньо тривалого часу елементи хвиль досягають свого граничного розвитку, коли ні розгін, ні тривалість дії вітру не впливають на їх розвиток. Чим більше швидкість вітру, тим більше часу необхідно для

того, щоб параметри хвиль досягли своїх граничних розмірів, з цієї причини при великих швидкостях вітру хвилі рідко досягають повністю розвиненого стану, оскільки сильні вітри бувають нетривалими.

За Шулейкіним В.В. залежності граничної висоти і періоду хвиль 5 % забезпеченості від швидкості вітру мають вигляд

$$h_{\infty} = 0,0205V^2$$

$$T_{\infty} = 0,526V$$

де  $V$  – швидкість вітру,  $h_{\infty}, T_{\infty}$  – граничні висота і період хвиль.

Якщо ж хвилі не досягли свого граничного розвитку, то їх зростання залежатиме або від тривалості дії вітру, або від розмірів області, над якою вітер ефективно впливає на водну поверхню. В першому випадку вітер дме з постійною швидкістю над необмеженою площею води. Тоді усюди надходить одна і та ж кількість енергії і хвилі ростуть з часом за всією площею однаково. В цьому випадку зростання хвиль залежить тільки від тривалості його дії. В другому випадку вітер дме достатньо довго над обмеженою площею води. При цьому зростання хвиль залежить тільки від відстані до навітряного краю області шторму.

Існує деяка тривалість дії вітру і мінімальна відстань від точки прогнозу до навітряного краю області шторму, при яких хвилі досягають сталого стану. Якщо ж і тривалість дії вітру, і розгін менше певного мінімуму, то при прогнозі необхідно врахувати той чинник, який обмежує розвиток хвиль.

## 1.2 Змішування водних мас та загальні відомості про аналіз T,S-діаграми

Води Світового океану є чітко стратифікованими, тобто товщина води складається з окремих шарів, кожному з котрих притаманні певні властивості: швидкість, температура, солоність, концентрація розчиненого кисню, але густина нижніх шарів неодмінно збільшується, що означає сталу (стійку) стратифікацію.

Шарам води відповідають водні маси – великі об'єми води, що утворились в деяких районах (джерелах водних мас), тому мають свої особисті властивості, і переміщуються у просторі, як одне ціле. Між шарами води відбувається перемішування, утворюється зона, де вода уявляє собою суміш вод кожного з шарів в певних співвідношеннях [2].

Припустимо, що по вертикалі в два шари з різними температурою і солоністю, але в межах кожного шару ці властивості однакові. Позначимо шари 1 і 2, температуру  $T_1$  і  $T_2$ , солоність  $S_1$  і  $S_2$ . Якщо маси шарів однакові, то суміш матиме температуру

$$T_{зм} = \frac{T_1 + T_2}{2}, \quad (1.1)$$

солоність

$$S_{3M} = \frac{S_1 + S_2}{2}. \quad (1.2)$$

Але у тому випадку, коли маси шарів неоднакові (а частіше усього саме так воно в океані і відбувається), то

$$T_{3M} = \frac{T_1 m_1 + T_2 m_2}{m_1 + m_2}, \quad (1.3)$$

$$S_{3M} = \frac{S_1 m_1 + S_2 m_2}{m_1 + m_2}. \quad (1.4)$$

Оскільки в океані маси шарів води дуже великі, до того ж їх і визначити важко, усі розрахунки зручно проводити для стовпчика води одиничного перерізу з висотою  $h_1$  і  $h_2$ . Маса такого стовпчика у кожному шарі чисельно буде дорівнювати  $m_1 = h_1 \rho_1$  і  $m_2 = h_2 \rho_2$ , де  $\rho_1$  і  $\rho_2$  – густина води кожного з шарів. В добутках  $h_1 \rho_1$  і  $h_2 \rho_2$  головне значення мають величини  $h_1$  і  $h_2$ , які можуть помітно відрізнятися один від другого (наприклад,  $h_1 = 50$  м,  $h_2 = 200$  м). Що ж до  $\rho_1$  і  $\rho_2$ , то вони відрізняються частіше усього лише третім або четвертим числом після коми, тому їх можна (у даному випадку) прийняти однаковими. Тоді

$$T_{3M} = \frac{T_1 h_1 + T_2 h_2}{h_1 + h_2}, \quad S_{3M} = \frac{S_1 h_1 + S_2 h_2}{h_1 + h_2}. \quad (1.5)$$

З цих співвідношень можна знайти співвідношення між товщиною шарів, а саме

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{T_2 - T_{3M}}{T_{3M} - T_1}, \quad (1.6)$$

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{S_2 - S_{3M}}{S_{3M} - S_1}. \quad (1.7)$$

Наприклад, якщо  $S_1 = 32,0$  ‰,  $S_2 = 33,0$  ‰, а солоність, виміряна на границі змішування,  $S_{3M} = 32,2$  ‰, то  $\frac{h_1}{h_2} = \frac{1}{4}$ , тобто суміш має 80 % води першої водної маси і 20 % другої.

На підставі двох приведених вище рівнянь можна записати наступне:

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{T_2 - T_{3M}}{T_{3M} - T_1} = \frac{S_2 - S_{3M}}{S_{3M} - S_1}, \quad (1.8)$$

звідки можна одержати такий висновок: температура і солоність суміші



пов'язані певними T,S співвідношенням

$$T_{3M} = \frac{T_1 S_2 - T_2 S_1}{S_2 - S_1} + \frac{T_2 - T_1}{S_2 - S_1} S_{3M}. \quad (1.9)$$

Перемінні тут тільки  $T_{3M}$  і  $S_{3M}$ , тобто поклавши

$$\frac{T_1 S_2 - T_2 S_1}{S_2 - S_1} = a,$$

$$\frac{T_2 - T_1}{S_2 - S_1} = b,$$

маємо відоме рівняння прямої  $T_{3M} = a + b S_{3M}$ .

Це співвідношення показує, що кожному конкретному значенню температури змішаної води відповідає тільки єдине значення її солоності.

Зроблений висновок має наглядну графічну інтерпретацію. Оберемо систему координат, де абсциса буде солоність S, а ордината – температура T. У такій системі координат кожен з двох типів води позначиться точками  $T_1, S_1$  і  $T_2, S_2$ . Усі характеристики суміші (температура і солоність), яка б не була пропорція змішуваних типів води, будуть знаходитись на прямій, що з'єднує точки  $T_1 S_1$  і  $T_2 S_2$ . Цю пропорцію можна знайти на графіку, поділивши пряму, наприклад, на 10 рівних відрізків. Коли від точки з вимірюваною температурою і солоністю (або заданими значеннями) до точки  $T_1 S_1$  знаходиться 4 відрізка, а до точки  $T_2 S_2$  – 6 відрізків, то значить суміш має 60 % води 1 і 40 % води 2 (зворотна пропорційність між кількістю відрізків і відсотками водного типу).

Вище було сказано, що в океані (та й в окремих морях) у загальному випадку не два, а декілька шарів води, яким притаманні певні водні маси, тому перемішування відбувається між кожною парою шарів: 1 і 2, 2 і 3, 3 і 4, 4 і 5, тощо.

Продукти змішування мають такі T,S-характеристики, які містяться на відрізках прямих, що з'єднують точки попарно, як показано на рис.1.1. Характеристики  $T_1 S_1$ ;  $T_2 S_2$ ;  $T_3 S_3$  тощо, відповідають так званим ядрам водних мас, тобто серцевинам шарів, де зберігаються майже незмішані типи води. Таким чином, при наявності вимірювань від поверхні до дна на багатьох горизонтах, графік в T,S-координатах буде мати вигляд ламаної лінії. Точки перегину та кінцеві точки відповідають T,S-характеристикам ядер водних мас, а продукти змішування мають характеристики, що містяться на відрізках прямих, з'єднуючих точки перегину і кінцевої точки. Фактично в точках перегину майже ніколи не буває кутів, цей перегин більше, або менше закруглений, бо процес змішування досягав і ядер водних мас, хоча характеристики ядер залишаються найменш трансформованими. Такі криві називаються в океанології T,S-кривими, а їх аналіз T,S-аналізом [3].

При побудові T,S-кривих на підставі фактичних спостережень температури і солоності на гідрологічній станції будується прямокутна система T,S-координат. В полі цих координат (найліпше на абсцисі відраховувати

солоність, а на ординаті – температуру) проставляються точки з відповідними температурою та солоністю. Біля кожної точки записується глибина спостереження. Далі усі точки з'єднуються плавною лінією. Теоретично не повинно бути точок, які б випадали з основної кривої (якщо немає помилок в результатах спостережень). Побудовані таким чином криві дають змогу з'ясувати багато питань гідрології регіону.

1. T,S-криві дозволяють визначити кількість водних мас у вертикальній структурі. Їх число дорівнює числу точок перегину плюс дві кінцеві точки.

2. Можна з'ясувати глибини ядер водних мас і T,S-характеристики в цих ядрах.

3. На будь-якій глибині можна визначити відсоткове співвідношення водних мас, що змішуються на границях шарів.

4. По T,S-кривій легко про інтерполювати значення температури і солоності на будь-якій глибині, коли вимірювання на цій глибині не здійснювались (не спрацював прилад).

5. T,S-крива дає можливість визначити грубі помилки вимірювань, помилкові значення будуть випадати з T,S-кривої в полі T,S-координат.

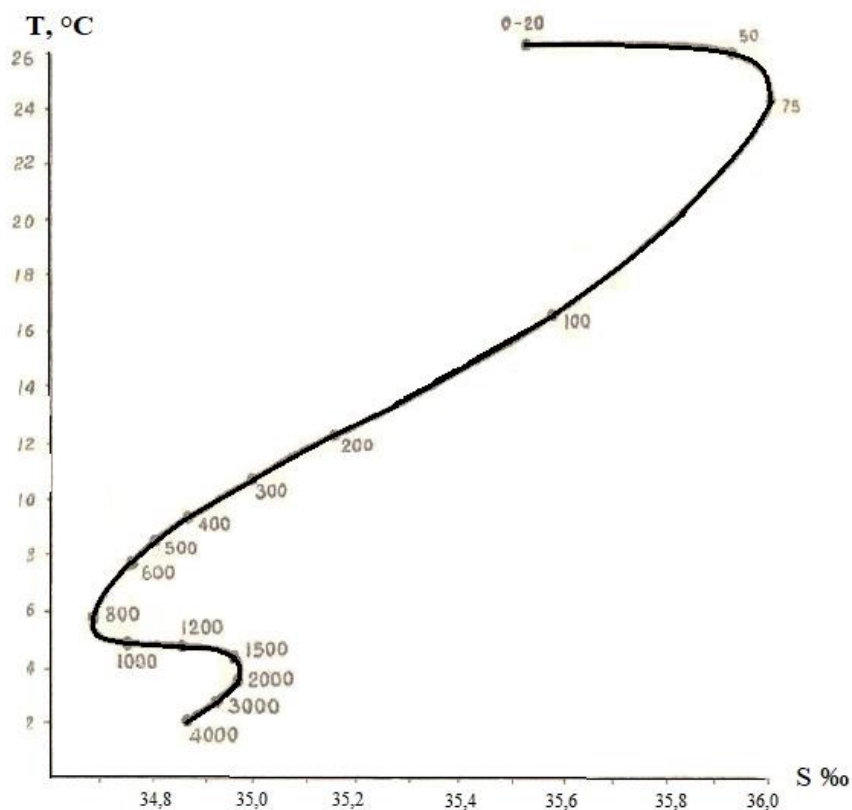


Рис.1.1 T, S-крива, побудована за даними вимірювань в тропічній зоні Атлантичного океану. Цифри вздовж кривої – глибини вимірювань

6. Якщо в регіоні зроблені вимірювання на багатьох гідрологічних станціях, то побудовані T,S-криві дають змогу з'ясувати, звідки і куди розповсюджуються водні маси шарів води (крім поверхневого). В напрямку розповсюдження перегини кривих, що відповідають ядра водних мас, становитимуться все більш пологими, тобто водні маси поступово трансформуються завдяки їх змішуванню при розповсюдженні на далекі відстані від їх джерел.

Після того, як на аркуші міліметрового паперу нанесені в T,S-координатах усі точки, що відповідають глибинам вимірювання, усі точки треба з'єднати плавною кривою в порядку зростання глибин. На кожній кривій неодмінно з'являться точки перегину, які і відповідають ядрам водних мас (крім поверхневої і придонної) ядрам яких відповідають кінцеві точки, якщо вимірювання робились до самого дна). Для того, щоб полегшити визначення кожної точки перегину можна провести прямі лінії вздовж відрізків кривої між точками перегину таким чином, щоб вони якомога тісніше торкались цих відрізків (тобто торкались більшості точок). Проведені прямі будуть перетинатися під деяким кутом. Значення температури і солоності в цьому куті і будуть первинними T,S-індексами водної маси (в її джерелі). Від точки перетину можна відкласти рівні відрізки і з'єднати їх прямою лінією, яка буде основою рівнобедреного трикутника. Поділивши цю основу на дві рівні частки треба с кута, протилежного основі, провести медіану. Перетин медіани з кривою визначить точку, яка відповідає ядру водної маси в районі гідрологічної станції. Чим більше T,S-індексів водної маси на станції відрізняються від її первинних індексів, тим значніше відбулася трансформація водної маси при своєму русі від свого джерела. Характеристики водних мас Атлантичного океану наведені у таблиці 1.1.

Таблиця 1.1

## Характеристики водних мас

№	Водна маса	Товщина шару, м	Глибина ядра, м	T,S-індекси ядра
1	Поверхнева	0 – 50	≈ 30	T=27.56°C S=35.91‰
2	Підповерхнева	50 – 400	75	T=24.90°C S=36.19‰
3	Проміжна	400 – 1200	800	T=4.54°C S=34.45‰
4	Глибинна	1200 – 3000	2000	T=3.45°C S=34.99‰
5	Донна	3000 - 4500	4500	T=1.84°C S=34.71‰

Границі водних мас відповідають серединні відрізки T,S-кривої між сусідніми ядрами. Глибини вимірювань, що позначені на T,S-кривій, дозволяють визначити глибину границі. Після визначення глибини границь можна оцінити і товщини шарів води, зайнятих усіма водними масами.

Одержані в результаті аналізу характеристики водних мас краще подати у вигляді таблиці.

### 1.3 Теорія дрейфових течій Екмана

*Дрейфові течії* розвиваються у верхньому тонкому шарі океану під безпосереднім впливом вітру [4]. Атмосфері належить головна роль у динамічній взаємодії з океаном, яка полягає у передачі поверхневим шарам води кінетичної енергії через *напругу тертя (вітрову напругу)*.

*Потік імпульсу (вітрова напруга)*  $\tau$  є основною кількісною характеристикою динамічної взаємодії океану та атмосфери. Для його оцінки, як і при розрахунку турбулентних потоків явного та прихованого тепла, можуть бути використані пульсаційний, градієнтний та аеродинамічні методи, тобто

$$\tau = C \cdot \rho_a \cdot W^2, \quad (1.10)$$

де  $\rho_a$  – густина повітря,  $W$  – модуль горизонтальної швидкості вітру,  $C$  – коефіцієнт тертя на поверхні океану, величина безрозмірна і залежить від швидкості вітру, але для середніх умов її можна прийняти постійною  $C=2,6 \cdot 10^{-3}$ . Густина повітря залежить від широти місця, для середніх широт її також можна прийняти постійною  $\rho=1,22 \text{ кг/м}^3$ .

Природно, що розподіл  $\tau$  залежить головним чином від вітрового режиму біля поверхні океану. Найбільш високі значення  $\tau$  відзначаються в районах інтенсивної циклонічної діяльності (ісландська та алеутська депресії у північній півкулі та «ревучі сорокові» у південній), де висока повторюваність сильних вітрів.

У тропічних та субтропічних широтах, де переважає антициклонічна погода, значення  $\tau$  значно нижче. Мінімальні значення напруги вітру спостерігаються поблизу екватора. Крім того, для помірних широт характерний чітко виражений річний хід  $\tau$  з максимумом взимку та мінімумом влітку. Принципова відмінність Індійського океану від Атлантичного та Тихого полягає в тому, що у його північній частині максимальні значення  $\tau$  спостерігаються взимку, а не влітку під час інтенсивного розвитку мусону.

Оскільки схвильована поверхня океану «шорстка», виникає тертя між повітрям і водою — дотична напруга вітру, яка своєю дією створює дрейфові течії.

Рівняння руху для опису течії, що розглядається, мають вигляд:

$$\frac{A_V}{\rho} \frac{d^2 u}{dz^2} + 2\omega v \sin \varphi = 0; \quad (1.11)$$

$$\frac{A_V}{\rho} \frac{d^2 v}{dz^2} - 2\omega u \sin \varphi = 0. \quad (1.12)$$

Зручно початок осей координат розташувати на поверхні, вісь  $Y$  направити за вітром,  $X$  - вправо і  $Z$  - вниз.

Розділимо (1.11) та (1.12) на  $\frac{A_V}{\rho}$  і позначимо  $\sqrt{\frac{\rho \omega \sin \varphi}{A_V}} = a$ . У цьому випадку рівняння (1.11) і (1.12) набудуть вигляду:

$$\frac{d^2 u}{dz^2} + 2a^2 v = 0;$$

$$\frac{d^2 v}{dz^2} - 2a^2 u = 0.$$

Ці рівняння являють собою звичайну систему диференціальних рівнянь другого порядку.

Після введення граничних умов та деяких перетворень отримаємо остаточне рішення рівнянь (1.11) та (1.12), які набудуть вигляду

$$u = \frac{\tau}{A_V a \sqrt{2}} e^{-az} \cos(45^\circ - az);$$

$$v = \frac{\tau}{A_V a \sqrt{2}} e^{-az} \sin(45^\circ - az).$$

Ці вирази дозволяють обчислити складові швидкості будь-якої глибини.

Проаналізуємо отримане рішення. Вважаючи  $z = 0$ , отримуємо на поверхні океану:

$$\begin{cases} u = \frac{\tau}{2A_V a} \\ v = \frac{\tau}{2A_V a} \end{cases}$$

*Рівність обох складових швидкості означає, що вектор спрямований під кутом  $45^\circ$  до осей координат. Оскільки вітер спрямований по осі  $Y$ , отримуємо, що швидкість дрейфової течії на поверхні спрямована під кутом  $45^\circ$  праворуч від вітру (у північній півкулі, оскільки ми прийняли відповідні знаки у складових сили Коріоліса). Тобто  $D_{T0} = D + 45^\circ$ .*

Модуль швидкості на поверхні дорівнює

$$U_0 = \sqrt{u^2 + v^2} = \frac{\tau}{A_V a \sqrt{2}}$$

або, підставляючи в цей вираз значення  $a$  отримаємо

$$U_0 = \frac{\tau}{\sqrt{2\rho A_V \omega \sin \varphi}} \quad (1.13)$$

Ми бачимо, що за інших рівних умов швидкість дрейфової течії зменшується зі збільшенням широти.

Розглянемо тепер, як змінюється течія із глибиною.

Якщо збільшувати  $z$ , завдяки наявності експоненціального множника  $e^{-az}$  обидві складові швидкості зменшуються. При цьому значення косинуса зростають, а значення синуса зменшуються, внаслідок чого складова  $u$  зменшується дещо повільніше, ніж складова  $v$ .

Це призводить до того, що з глибиною швидкість дрейфової течії зменшується за експоненціальним законом і повертає праворуч від швидкості течії на поверхні (рис. 1.2).

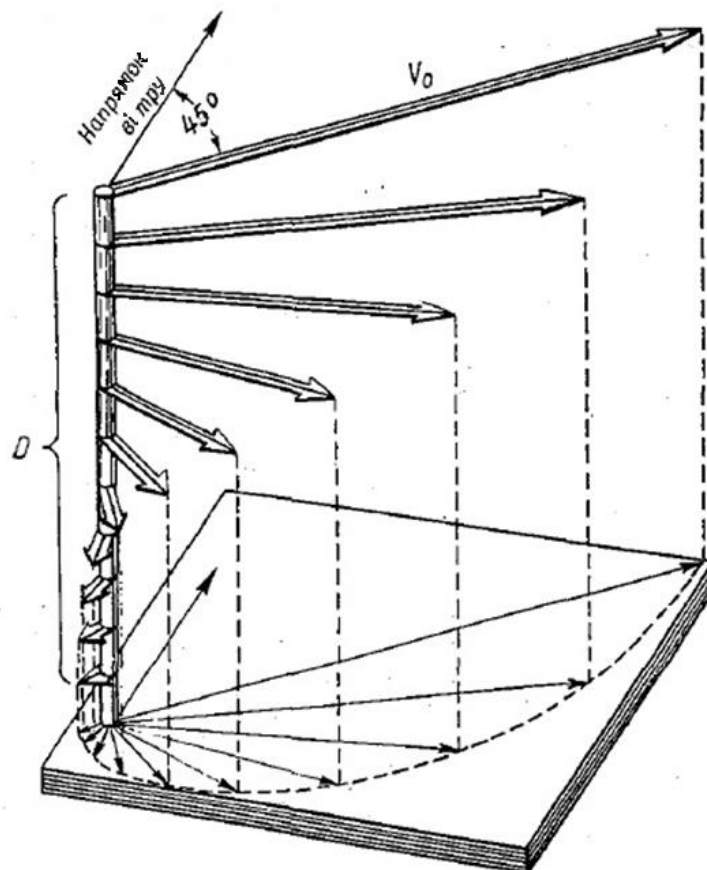


Рис. 1.2 Розподіл вектору швидкості дрейфової течії по вертикалі в північній півкулі (за Екманом)

З малюнка видно, що на деякій глибині вектор швидкості протилежно спрямований поверхневому. Це має місце на глибині

$$d = \frac{\pi}{a}.$$

На цій глибині швидкість становить  $1/23 \cdot U_0$ . Цю характерну глибину Екман назвав *глибиною тертя*.

Сам Екман запропонував емпіричні співвідношення, зв'язуючі швидкість течій на поверхні  $U_0$  і глибину тертя  $d$  зі швидкістю вітру:

$$U_0 = \frac{0,0127}{\sqrt{\sin \varphi}} W; \quad (1.14)$$

$$d = \frac{7,6 W}{\sqrt{\sin \varphi}}, \quad (1.15)$$

або

$$d \approx 600 U_0, \quad (1.16)$$

де  $W$  – швидкість вітру, м/с.

**Повний потік дрейфової течії** – це перенесення води в даному напрямку через майданчик одиничної ширини по всій глибині, де спостерігається течія. Складові повного потоку по осях координат виражаються відповідно до цього визначення формулами:

$$S_x = \int_0^\infty u dz; \quad S_y = \int_0^\infty v dz. \quad (1.17)$$

Підставляючи в (1.17) вирази складові швидкості на поверхні та виконуючи інтегрування, отримуємо:

$$\begin{cases} S_x = \frac{U_0 \sqrt{2} d}{2\pi} \\ S_y = 0. \end{cases}$$

В загальному випадку вітер має бути направлений як завгодно відносно координатних осей. Самі ж координати  $X$  – по паралелі на схід (додатний напрям), вісь  $Y$  – по меридіану на північ. Таким чином вітер буде мати складові на обидві вісі, тому і його тангенціальна напруга  $\tau$  матиме дві складові  $\tau_x$  і  $\tau_y$ . **Для подальшого спрощення задачі припускають, що вітер (тобто його напруга  $\tau$ ) спрямовані вздовж однієї вісі  $Y$ . У цьому випадку, буде  $\tau_y = \tau$ ,  $\tau_x = 0$ .**

Повний потік дрейфової течії також має дві складові, які можна обчислити за формулами

$$S_x = \frac{\tau_y}{f}; \quad (1.18)$$

$$S_y = \frac{\tau_x}{f}, \quad (1.19)$$

де  $f = 2 \omega \sin \varphi$  – параметр Коріоліса.

У такому вигляді складові повного потоку (як і сам потік) мають розмірність кг/м·с, але це тільки потік через вертикаль. На практиці потрібно оцінювати потік через деякий переріз, що має певну довжину, наприклад, 100 м. Тоді складові потоку через переріз  $S_{xp}$  у дрейфовому шарі будуть дорівнювати

$$S_{xp} = \frac{\tau_y}{f} \cdot e \quad \text{і} \quad S_{yp} = -\frac{\tau_x}{f} \cdot e,$$

де  $e$  – це горизонтальний розмір перерізу. Розмірність потоку через переріз буде кг/с (або т/с).

#### 1.4 Градієнтні (густинні) течії

Для оцінки динамічного стану середовища розглядаються три системи поверхонь: екіпотенційні – поверхні рівного потенціалу сили тяжіння, ізобаричні – рівного гідростатичного тиску та ізостеричні – рівні питомого об'єму. За відсутності руху ці поверхні паралельні одна одній і характеризують середовище, що називається баротропним. Нахил та перетин ізостер та ізобар свідчить про наявність руху. Чим більший нахил ізостер до ізобар, тим інтенсивніший рух (середовище називається бароклінним). Обидві ці системи поверхонь нахилені до екіпотенційних, які завжди горизонтальні. Як показано Н.М. Зубовим, при виникненні морських течій, що встановилися, густинні, стокові сили і тертя зумовлюють нахил ізобаричних поверхонь, за напрямом течії (поздовжній нахил). Сили Коріоліса і відцентрова створюють поперечний нахил ізобаричних поверхонь (на розрізі поперек течії). Цей нахил рівня впоперек течії визначається формулою

$$tg\beta = \frac{k}{g} = \frac{2\omega c \sin \varphi}{g}, \quad (1.20)$$

де кутова швидкість обертання Землі  $\omega$  і сила тяжіння  $g$  – постійні величини;  $c$  – швидкість течії;  $\varphi$  – географічна широта.

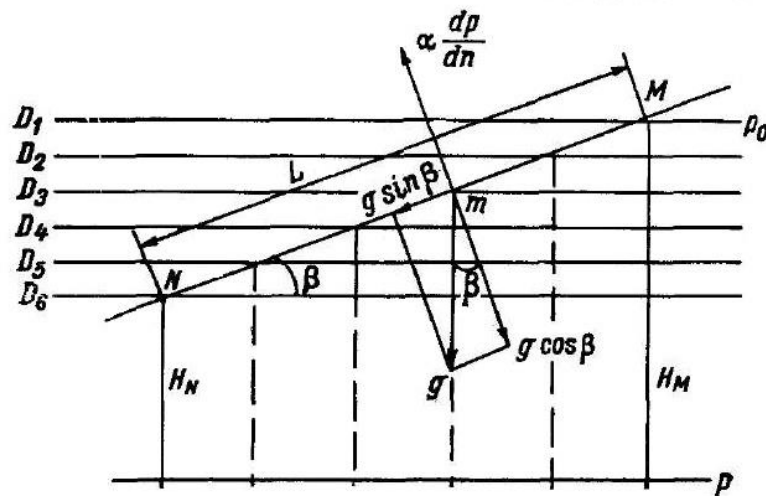
На гідрологічних розрізах, виконаних на обмежених ділянках моря, можна приймати середню географічну широту, тому нахил рівня залежить головним чином від швидкості течії і прямо пропорційний їй. Якщо швидкість течії збільшується, то й нахил ізобар збільшується. У природних умовах за існуючих швидкостей течій кути нахилу ізобаричних поверхонь дуже малі. Проте навіть малий нахил ізобар тягне за собою значний нахил ізостеричних



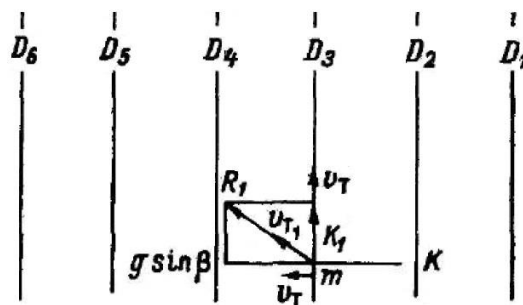
поверхонь. Різниця нахилу ізобар, що викликається різницею швидкостей руху окремих шарів, створює нахил ізостер, що свідчить про інтенсивність руху. Для розрахунку густинних течій Н.М. Зубовим запропоновано спрощений висновок, покладений в основі динамічного методу обробки океанологічних спостережень [3].

При вивченні течій, що встановилися, слід мати на увазі, що основна роль у їх розвитку належить горизонтальним складовим діючим сил. Вертикальні складові сил зникаюче малі проти силою тяжіння. Глибина, на якій густинні течії відсутні або зневажливо малі, може розглядатися як нульова ізобарична поверхня, щодо якої можна розглядати рух. Будь-яка ізобарична поверхня розташовується перпендикулярно до рівнодіючої сил, що діють на частинки води.

Розглянемо дві ізобаричні поверхні (рис. 1.3а), у тому числі  $p_0$  збігається з поверхнею моря, а  $p$  – з глибиною, на якій густинні течії відсутні або дуже незначні, тому вона паралельна еквіпотенційній поверхні. В результаті охолодження або нагрівання відбулася зміна питомого об'єму, внаслідок чого рівнева поверхня та нижчі ізобари нахилиються під кутом  $\beta$ . Питома вага води праворуч більша (густина менше), ліворуч густина – більше, тобто питома вага менша. Отже, відстань між ізобарами  $p_0$  і  $p$  справа більша, а зліва менше ( $H_M > H_N$ ).



(a)



(б)

Рис. 1.3 До висновку формули для розрахунку густинних течій.  
а – вертикальний переріз, б – вид зверху

На рис. 1.3б проведено низку еквіпотенційних поверхонь:  $D_1, D_2, D_3, \dots, D_6$ , перетинають ізобаричну поверхню  $p_0$ . Розглянемо частинку  $m$ , взяту на поверхні  $p_0$  і під дією двох основних сил: сили тяжіння  $g$ , спрямованої по схилу (перпендикулярно еквіпотенційній поверхні), і сили градієнта гідростатичного тиску  $\alpha \frac{dp}{dn}$ , спрямованої вгору до нормалі до ізобаричної поверхні  $p_0$ .

Вектор сили тяжіння розкладено на дві складові: вздовж ізобаричної поверхні ( $g \sin \beta$ ) і за нормаллю до неї ( $g \cos \beta$ ). Друга складова врівноважується градієнтом гідростатичного тиску, а перша виявляється невірноваженою. Частина  $m$  переміщатиметься вздовж ізобари  $p_0$  під дією цієї складової у бік нахилу рівня. Як тільки виникає рух, з'являється сила, що відхиляє обертання Землі  $K$ , пропорційна швидкості руху і спрямована під кутом  $90^\circ$  (у північній півкулі) вправо до напрямку руху частинки.

В результаті частинка почне переміщатися у напрямку рівнодіючої  $R_1$  двох цих сил зі швидкістю  $v_T$  (рис. X). Зі зміною напрямку руху зміниться і напрямок відхиляючої сили обертання Землі, що викликає повороту вектора течії  $v_T$  вправо в напрямку рівнодіючої  $R$ . Цей поворот буде продовжуватися доти, доки вектор течії не виявиться перпендикулярним силі  $g \sin \beta$ , тобто до того моменту, коли відхиляюча сила обертання Землі буде врівноважена складовою сили тяжіння  $g \sin \beta$ . Виникає динамічна рівновага, для якої сума діючих сил повинна дорівнювати нулю

$$g \sin \beta = K = 2\omega v_T \sin \varphi.$$

Звідси

$$v_T = \frac{g \sin \beta}{2\omega \sin \varphi}.$$

З рис. X випливає, що

$$\sin \beta = \frac{H_M - H_N}{L}, \quad (1.21)$$

де  $L$  – відстань між гідрологічними станціями (вертикалями).

Тоді швидкість течії  $v_T$  рівна

$$v_T = \frac{gH_M - gH_N}{2\omega L \sin \varphi}. \quad (1.22)$$

Добуток  $gH_M$  і  $gH_N$ , рівні різниці значень потенціалу сили тяжіння на ізобаричних поверхнях  $p$  і  $p_0$  у точках  $M$  і  $N$ , називаються динамічною висотою ізобаричної поверхні  $p_0$  щодо ізобари  $p$ , прийнятої за нульову поверхню. Позначивши  $gH_M = d_M$  та  $gH_N = d_N$ , можна записати основну формулу для розрахунку швидкості густинних течій

$$v_T = \frac{d_M - d_N}{2\omega L \sin \varphi},$$

або

$$v_T = \frac{\Delta d}{2\omega L \sin \varphi}, \quad (1.23)$$

де  $\Delta d$  – різниця динамічних висот.

Динамічна висота характеризує роботу, що витрачається на переміщення одиниці маси води по вертикалі проти сили тяжіння від ізобаричної поверхні  $p$  до  $p_0$ . При переміщенні одиниці маси води на висоту 0,102 м при прискоренні сили тяжкості 9,81 м/с<sup>2</sup> робота, що здійснюється, дорівнює динамічному дециметру. Величина, вдесятеро більша, називається динамічним метром, а вдесятеро менша – динамічним сантиметром. При обчисленні швидкості течій динамічним методом користуються динамічними міліметрами, рівними однієї сотой динамічного дециметра.

Формула (1.23) справедлива за умови, що на глибині залягання ізобаричної поверхні  $p$  протягом відсутня. Якщо ж ізобара  $p$  має нахил і течія на цій глибині помітна, то можна розрахувати не абсолютну, а відносну швидкість між нижньою ізобарою  $p$  і поверхнею моря за формулою

$$v_0 - v_T = \frac{\Delta d}{2\omega L \sin \varphi}. \quad (1.24)$$

Динамічний метод дає цілком задовільні результати за умови, якщо течія стійка за напрямом і швидкістю, глибина моря велика, що дозволяє вибрати глибину, що відповідає нульовій ізобаричній поверхні. Гідрологічні розрізи повинні бути виконані перпендикулярно до напрямку досліджуваної течії і по можливості за короткий проміжок часу (синхронно). Основні етапи динамічної обробки складаються з обчислення за температурою та солоністю питомих об'ємів для кожного горизонту всіх гідрологічних станцій та розрахунку висот та глибин за формулою

$$d = \int_{p_0}^p \alpha dp = \sum_{p_0}^p \bar{\alpha} dp = d,$$

де  $\bar{\alpha}$  – значення середнього питомого об'єму шару завтовшки  $dp$ .

Підсумовування від поверхні  $p_0$  до нульової ізобари  $p$  дає динамічну глибину, а від  $p$  до  $p_0$  – динамічну висоту, значення яких на станціях використовують для розрахунку характеристик течій. Динамічні висоти, отримані для всіх станцій, прийнятих до обробки, наносять на бланкову карту, на якій проводять динамічні горизонталі, що є схемою динамічної топографії.

## 2. ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

### Практична робота № 1

#### «Розрахунок параметрів вітрових хвиль напівемпіричним методом»

**Мета роботи** – розрахування елементів хвиль на глибокій воді на мілководдів залежності від чотирьох основних хвиле утворюючих факторів.

#### **Задачі роботи**

1. З'ясувати чинник, який обмежує розвиток хвиль за заданими вітровими умовами (час дії вітру, розгін вітру)

2. За розгоном вітру визначити час, необхідний для встановлення параметрів хвилювання, та зробити висновок щодо досягнення хвилями сталого стану.

3. Порахувати параметри вітрового хвилювання  $\bar{h}$ ,  $\bar{\tau}$ ,  $h_{1/3}$ ,  $h_{max}$ ,  $h_{\infty}$ ,  $T_{\infty}$  із застосування, при необхідності, методу лінійної інтерполяції.

#### **Позначення:**

$V$  – швидкість вітру, м/с

$H$  – глибина моря, м

$x$  – розгін хвилі, км

$\bar{h}$  – середня висота хвилі, м

$\bar{\tau}$  – середній період хвилі, с

$h_{1/3}$  – висота значної хвилі, м.

$h_{max}$  – максимальна висота хвилі, м

$h_{\infty}$  – гранична висота хвилі, м

$T_{\infty}$  – граничний період хвилі, с

#### **Загальні теоретичні положення**

Основні чинники, що визначають розвиток хвиль на поверхні моря, це:

- швидкість вітру;
- тривалість дії вітру;
- розгін від берега до точки прогнозу;
- глибина моря.

За Свєрдрупом і Манком середню з однієї третини висот хвиль на хвилеграфному записі називають висотою значної хвилі  $h_{1/3}$ .

$$h_{1/3} = 0,064\sqrt{V^3} + 1,5 \quad (2.1)$$

Для зв'язку висоти значної хвилі  $h_{1/3}$  із середньою  $\bar{h}$  використовується співвідношення

$$\bar{h} = 0,6h_{1/3} \quad (2.2)$$

Максимальна висота хвилі розраховується по висоті значної хвилі

$$h_{max} = 1,96 h_{1/3} \quad (2.3)$$

### ***Розрахунок вітрових хвиль методом ГОїНа***

В цьому методі чисельні залежності параметрів хвиль від розгону та швидкості вітру отримані емпіричним шляхом в наслідок обробки волнографних спостережень, а від часу дії вітру – шляхом розв’язання рівняння балансу енергії хвиль. Отже, були отримані залежності між параметрами хвиль та чинниками, що спричиняють їхній розвиток. Для зручності середні висоти та періоди вітрових хвиль вже розраховані в залежності від швидкості та часу дії вітру, довжини розгону та глибини моря та зведені в таблицю 2.27 Океанографічних таблиць [5].

#### **Вихідні дані:**

- 1)  $V$  – швидкість вітру, м/с
- 2)  $H$  – глибина моря (м), де розвивається хвилювання під дією вітру.
- 3) Горизонтальна відстань до навітряного берега.
- 4) Час дії вітру над поверхнею моря.

ВАРІАНТИ НАДАЄ ВИКЛАДАЧ.

#### ***Порядок виконання роботи:***

1. З «Океанографічних таблиць» [5] табл. 2.7 за величиною розгону  $x$  знаходимо час, необхідний встановлення хвилювання  $t_{\text{табл}}$ .
2. Визначаємо хвилювання встановилося чи ні. Порівнюємо  $t_{\text{табл}}$  і наше  $t$ . Хвилювання встановилося при  $t \geq t_{\text{табл}}$ .
3. Визначаємо параметри хвилювання.

### ***Приклади виконання роботи***

#### ***Дано:***

Визначити характеристики хвилювання в районі моря з глибиною 30 м на відстані 75 км від навітряного берега при вітрі силою 14 м/с, що діє протягом 7 годин.

#### ***Рішення:***

При вітрі силою  $V=14$  м/с та глибині моря  $H=30$  м за таблицею 2.27 знаходимо, що за умови розгону вітру  $x=75$  км час, необхідний для встановлення параметрів хвиль, менший за фактичний і складає  $(3.4+6.0)/2=4.7$  години. Отже, за конкретних умов хвилювання можна вважати таким, що встановилося, тобто не залежить від часу дії вітру.

1. За таблицею 2.27 знаходимо параметри хвилювання. Середня висота хвиль  $\bar{h}$  та середній період  $\bar{\tau}$  дорівнюють

$$\begin{array}{lll} \bar{h} = 1,2 \text{ м} & \bar{\tau} = 4,9 \text{ с} & \text{при розгоні вітру 50 км} \\ \bar{h} = 1,4 \text{ м} & \bar{\tau} = 5,4 \text{ с} & \text{при розгоні вітру 100 км} \end{array}$$

Шляхом лінійної інтерполяції визначаємо, що

$$\bar{h} = 1,3 \text{ м}, \quad \bar{\tau} = 5,1 \text{ с}, \quad h_{1/3} = 2,17 \text{ м}$$

Дано:

Визначити параметри вітрових хвиль в глибокому морі, якщо відомо, що вітер зі швидкістю 14 м/с дме над поверхнею протягом 2,8 годин. Розгін вітру 200 км.

Рішення:

1. При розгоні вітру в 200 км час, необхідний для встановлення параметрів хвиль, складає 11,2 годин. Отже, хвилювання обмежується у своєму розвитку часом дії вітру і не є таким, що встановилося.

2. Визначаємо, що в глибокому морі

$$\bar{h} = 1,1 \text{ м}, \bar{\tau} = 4,7 \text{ с}, h_{1/3} = 1,83 \text{ м}.$$

### ***Контрольні запитання***

1. Як змінюється хвилювання із глибиною?
2. Чому хвилювання із глибиною згасає?
3. Які характеристики хвилі змінюються з глибиною?
4. Як змінюються з глибиною радіуси якими рухаються частки?
5. Залежно від співвідношення глибини моря до довжини хвилі, які хвилі називають короткими?
6. Залежно від співвідношення глибини моря до довжини хвилі, які хвилі називають довгими?
7. Що таке розгін хвилі (вітру)?
8. Перерахуйте геометричні елементи хвилі.
9. Перерахуйте кінематичні елементи хвилі.
10. На якій глибині хвильових коливань немає?

## Практична робота № 2 «Аналіз водних мас на основі T,S-кривих»

**Мета роботи** – побудувати T,S-діаграму та визначити характеристики водних мас.

### **Задачі роботи**

1. По значенням температури і солоності на гідрологічних станціях, побудувати T,S-криві, вибравши такий масштаб по абсцисі (де зручніше відкладати значення солоності) і ординаті (температура), щоб усі горизонти помістилися на аркуші міліметрового паперу.

2. Визначити глибину ядра кожної з водних мас на станції.

3. Визначити T,S-індекси ядра кожної з водних мас на станції.

4. Визначити границі між водними масами (50 ~ відсоткова кількість обох водних мас).

5. Визначити товщину кожного шару води, у якому міститься та або інша водна маса.

6. Відмітити можливі помилки спостережень, якщо на T,S-кривій їх можна визначити.

7. Визначити (там, де це можливо) первинні характеристики водних мас, тобто температуру і солоність, яку кожна водна маса мала у своєму джерелі. звідки вона почала рухатися.

**Вихідні дані:** спостереження за температурою та солоністю у Мексиканській затоці (рис. 2.1) у 2017 році.

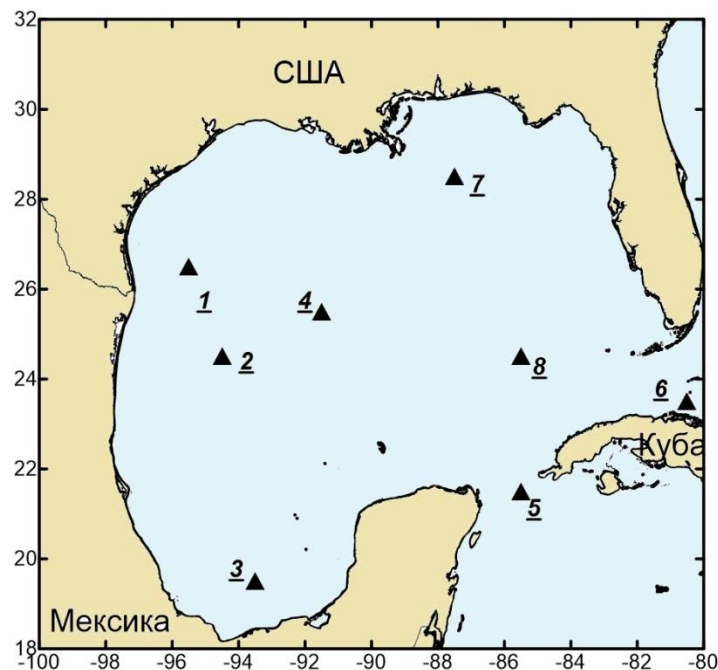


Рис. 2.1 Розташування точок з вихідними даними T та S

### Розрахунки (Пояснення):

1. Для того, щоб знайти ядра водних мас, визначити **точки перегину**, які і відповідають **ядрам водних мас** (крім поверхневої і придонної) ядрам яких відповідають кінцеві точки, якщо вимірювання робились до самого дна).

Знайти їх глибини, T,S – індекси на цій глибині (см. у вихідних даних).

Значення температури і солоності в куті між прямими вздовж відрізків кривої між точками перегину і будуть **первинними** T,S - індексами водної маси (в її джерелі).

2. Границі водних мас відповідають серединні відрізки T,S-кривої між сусідніми ядрами. Глибини вимірювань, що позначені на T,S-кривій, дозволяють визначити глибину границі. Після визначення глибини границь можна оцінити і товщини шарів води, зайнятих усіма водними масами.

### Приклад розрахунку:

За даними спостереження за температурою T та солоністю S в точці з координатами  $\varphi = 26,5^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 91,5^\circ$  зх.д. побудувати графік залежності T від S (рис. 2.2). Згідно задач роботи (п.1-7) виконати розрахунки та записати результати в таблицю 2.1.

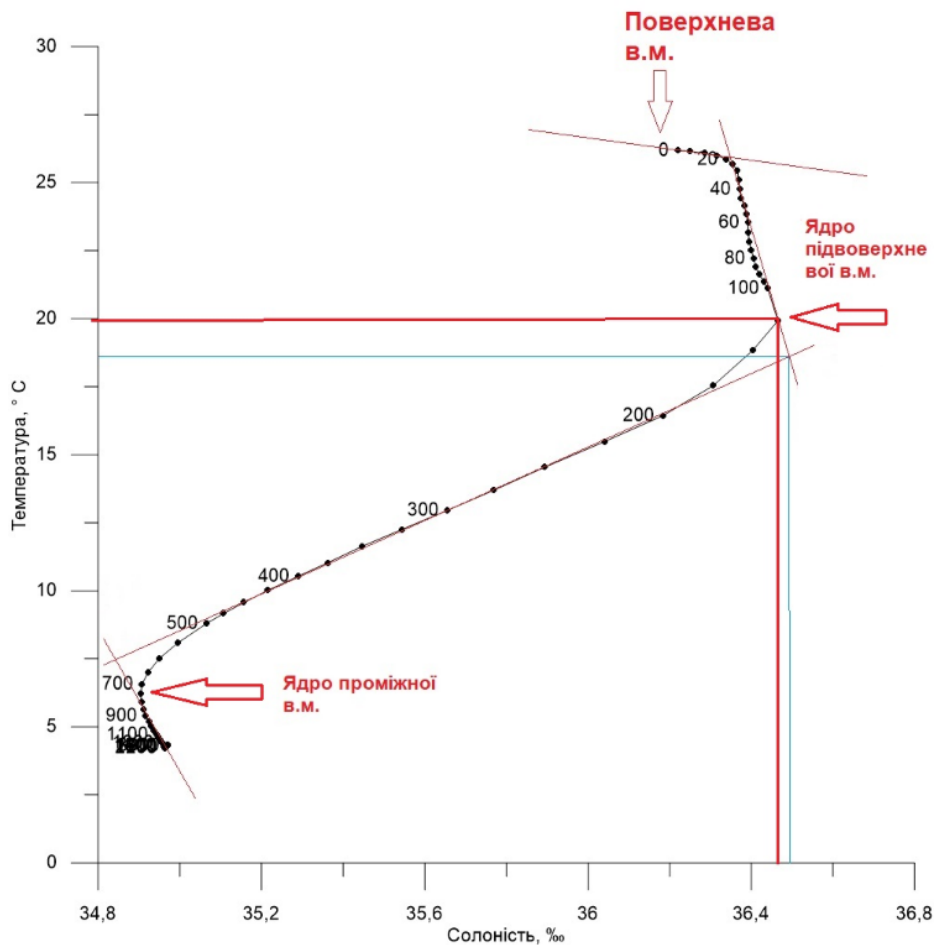


Рис. 2.2. T,S-крива, побудована за даними вимірювань в Мексиканській затоці  $\varphi = 26,5^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 91,5^\circ$  зх.д. Цифри вздовж кривої – глибини вимірювань в метрах



Таблиця 2.1

## Результати розрахунків

Водна маса	Глибина ядра, м	Т.S - індекси ядра		Границі між водними масами		Товщина шару з водною масою, м	Первинні		Помилки
		Т, °С	S, ‰	Глибина верхньої межі, м	Глибина нижньої межі, м		Т, °С	S, ‰	
Поверхнева	0	26,2	36,2	0	60	60	26,2	36,2	30 м
Підповерхнева	125	19,9	36,5	60	300	240	18,5	36,5	-
Проміжна	800	5,9	34,9	300	1000	700	7,5	34,8	-
Глибинна	3300	4,3	34,9	1000	3300	2300	-	-	-
Донна	-	-	-	-	-	-	-	-	-

**Контрольні запитання**

1. Що треба виміряти, щоб побудувати Т,S-криву і як за нею визначити кількість водних мас, їх характеристики та глибину розташування? Навіщо нам треба це знати?

2. Сформулюйте поняття “стратифікації” та опишіть, яка повинна бути густина часточки води відносно навколишньої, щоб вона почала підніматися? Спускатися? Залишатись на місці?

3. Що таке вертикальний градієнт густини і як його величина може характеризувати вертикальну стійкість води?

4. Перерахуйте, які є варіанти стійкості водного середовища та намалуйте схематично, як змінюється щільність води при стійкій, нестійкій та нейтральній стратифікації.

5. Чим відрізняється конвективне перемішування від турбулентного?

6. Які можливі два режими течії і в якому з них практично не існує перемішування?

7. Які причини розвитку турбулентності у верхньому (діючому) шарі океану? У придонному? Всередині океану?

### Практична робота № 3 «Розрахунок дрейфових течій»

**Мета роботи** – розрахувати швидкість, напрямок та складову повного потоку дрейфової течії.

#### **Задачі роботи**

1. Обчислити швидкість  $U_0$  і напрям  $D_{T0}$  дрейфової течії на поверхні океану на підставі заданих в таблицях напрямку і швидкості вітру на різних географічних широтах.

2. Враховуючи, що берег має генеральний напрям вздовж меридіана обчислити складову повного потоку  $S_x$ , яка буде утворювати апвелінг, або даунвелінг у прибережній смузі океану. Обчислити складову повного потоку  $S_{xII}$  на переріз довжиною 100 м.

3. Виконати аналіз отриманих результатів.

#### **Вихідні дані**

1. Широта місця  $\varphi$ , °;
2. Швидкість вітру, м/с;
3. Напрямок вітру, румби.

#### **Порядок виконання роботи**

1. Розрахувати напрямок дрейфової течії на поверхні  $D_{T0}$ .
3. Розрахувати швидкість дрейфової течії на поверхні  $U_0$ .
4. Розрахувати глибину тертя  $d$ .
5. Розрахувати складову повного потоку дрейфової течії  $S_x$  та складову повного потоку  $S_x$  на переріз довжиною 100 м.
6. Заповнити таблицю з розрахунками.
7. Написати висновки.

#### **Приклад розрахунку**

*Вихідні дані:*

Січень

1. Широта місця  $\varphi = 35^\circ$  пн. ш.;
2. Швидкість вітру  $W = 4$  м/с;
3. Напрямок вітру  $D = \text{Пд}$  (первести в градуси згідно рис. 2.3).

*Порядок розрахунків:*

1. Розрахувати напрямок дрейфової течії на поверхні  $D_{T0}$ .

У північній півкулі напрямок дрейфової течії на поверхні спрямований під кутом  $45^\circ$  праворуч (за годинниковою стрілкою) від напрямку вітру. Тобто  $D_{T0} = D + 45^\circ$ .

В нашому випадку напрямок вітру південний, тобто  $D = 180^\circ$ .

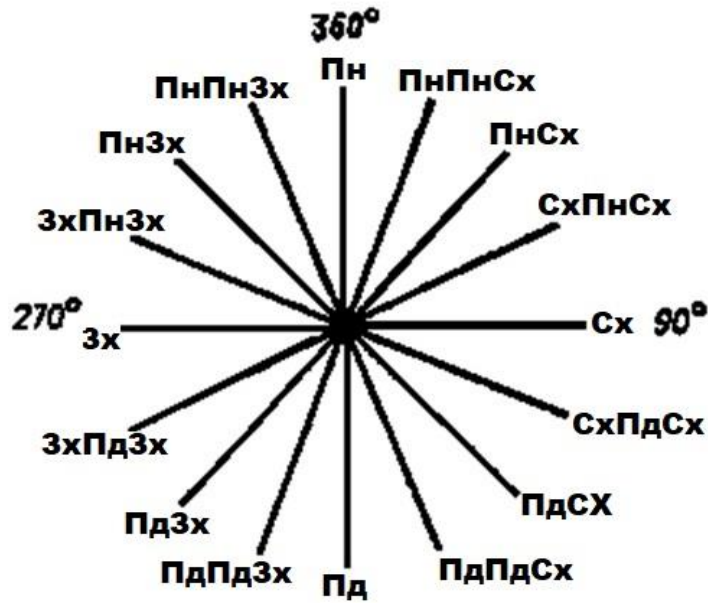


Рис. 2.3 Румби горизонту

Отже  $D_{T0} = 180^\circ + 45^\circ = 225^\circ$ .

3. За ф-лою (1.14) розрахувати швидкість дрейфової течії на поверхні  $U_0$ .

$$U_0 = \frac{0,0127}{\sqrt{\sin \varphi}} W = \frac{0,0127 \cdot 4}{\sqrt{0,57}} = \frac{0,05}{0,76} = 0,07 \left[ \frac{\text{м}}{\text{с}} \right].$$

4. За формулою (1.15) або (1.16) розрахувати глибину тертя  $d$ .

$$d = \frac{7,6 W}{\sqrt{\sin \varphi}} = \frac{30,4}{0,76} = 40 \text{ [м]}.$$

5. Розрахуємо  $\tau_y$ . Виходячи з припущення, що вітер (тобто його напруга  $\tau$ ) спрямовані вздовж однієї вісі Y, то  $\tau_y = \tau$ . За формулою (1.10) знаходимо  $\tau$ .

$$\tau = C \cdot \rho_a \cdot W^2 = 2,6 \cdot 10^{-3} \cdot 1,22 \cdot 4^2 = 50,6 \cdot 10^{-3}$$

6. За формулою (1.18) розрахувати складову повного потоку дрейфової течії  $S_x$  та складову повного потоку  $S_{xp}$  на переріз довжиною 100 м.

$$S_x = \frac{\tau_y}{f} = \frac{50,6 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} \cdot 0,57} = \frac{50,6}{8,31 \cdot 10^{-2}} = 609 \left[ \frac{\text{кг}}{\text{м} \cdot \text{с}} \right]$$

$$f = 2 \cdot \omega \cdot \sin \varphi; \quad \omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ 1/с.}$$

$$S_{xp} = 609 \cdot 10^2 \text{ кг/с.}$$

7. Заповнити таблицю 2.2 з розрахунками.

Таблиця 2.2

Швидкість, напрямок та повний потік дрейфової течії у зоні Канарського апвелінгу на широті  $35^\circ$  пн. ш.

	Місяці											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$D, ^\circ$												
$D_{T0}, ^\circ$												
$W, \text{ м/с}$												
$U_0, \text{ м/с}$												
$d, \text{ м}$												
$S_x, \frac{\text{кг}}{\text{м}\cdot\text{с}}$												
$S_{\text{хп}}, \text{ кг/с}$												

8. Написати висновки.

**Контрольні запитання**

1. В якому напрямку відбувається обертання напрямку дрейфової течії з глибиною у Північній півкулі?
2. Чим характеризується глибина тертя (що там відбувається)?
3. Який механізм виникнення апвелінгу та даунвелінгу?
4. Які кліматичні наслідки має дрейфове перенесення?
5. Перерахуйте типи течій.

## Практична робота № 4 «Розрахунок течій динамічним методом»

**Мета роботи** – розрахувати швидкість та визначити напрямок градієнтної течії.

### **Завдання:**

За спостереженнями гідрологічної зйомки виконати розрахунки динамічних висот та глибин, а також обчислити швидкості течії на заданих розрізах.

### **Вихідні дані:**

Дані спостережень за температурою та солоністю води на горизонтах на океанологічній станції

### **Приклад розрахунку**

#### Вихідні дані:

Дані спостережень за температурою та солоністю води на горизонтах на океанологічній станції, розташованій в Корейській протоці (табл.. 2.3).

#### Дата спостереження:

2022-10-01 00:27:00

#### Координати станцій:

станція А:  $\varphi = 34,5^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 130,9^\circ$  зх.д.

станція Б:  $\varphi = 35,0^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 130,1^\circ$  зх.д.

Відстань між станціями  $L = 50,16$  морських миль

Таблиця 2.3

Вихідні дані про температуру  $T$  та солоність  $S$  води на океанологічних станціях А та Б

Глибини, м	Станція А		Станція Б	
	$T, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$	$T, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$
0	24,2	33,3	24,8	33,3
50	23,4	33,4	24,6	33,3
65	22,7	33,6	24,2	33,2
70	22,6	33,6	23,9	33,2
80	21,7	33,8	21,8	33,2
85	20,9	34,0	19,1	33,7

### Додаткова інформація:

*В районі зйомки проходить Цусімська течія, яка є північно-західним відгалуженням теплої течії Куросіо (рис. 2.4). Входить в акваторію Японського моря через досить вузьку (47 км) Цусімську протоку, що обумовлює*

відносно низьку швидкість течії — близько 0,5-1 км/год, що від 10 до 5 разів менше швидкості основного потоку Куросіо. Далі течія проходить з півдня на північ у східній частині Японського моря, поділяючись на три потоки. Саме Цусімська течія визначає помітну різницю температур у східній частині Японського моря (японський берег) у порівнянні з холоднішою західною його частиною, куди холодні води Охотського моря проникають через Татарську протоку.

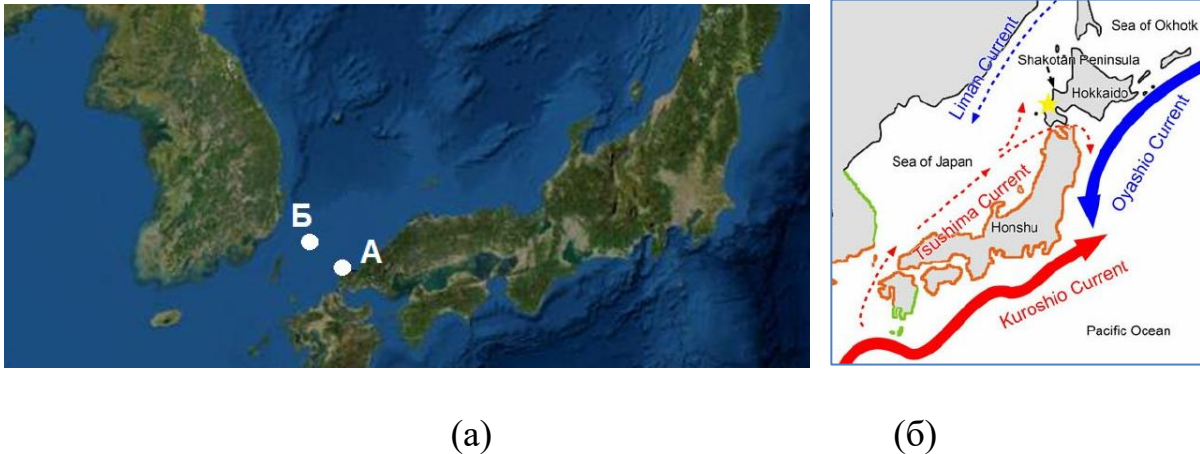


Рис. 2.4 (а) – розташування океанологічних станцій, (б) – схема течій Японського моря

### Розрахунки:

#### **Обчислення динамічних висот та глибин**

Для зручності при розрахунку динамічних висот та глибин заповніть таблиці 2.4 та 2.5, стовпчики яких містять наступну інформацію:

1. глибина горизонтів у децибарах (чисельно дорівнює глибині в метрах);
2. температура води у °С;
3. солоність у ‰;
4. умовний питомий об'єм  $v_t$ . Визначається за Океанологічними таблицями [5] (табл. 1.8);
- 5-8. поправки до  $v_t$ . Визначаються за Океанологічними таблицями (табл. 1.11 – 1.14);
9. сума поправок до  $v_t$ ;
10. умовний питомий об'єм  $v_{pts}$  з урахуванням поправок;
11. середній  $\overline{v_{pts}}$  для кожного шару;
12. динамічні товщини шарів у динамічних міліметрах. Результат перемноження  $\overline{v_{pts}}$  на товщину шару децибарах  $\Delta p$  округлений до цілих;
13. динамічні глибини  $D$  горизонтів від поверхні у дин. мм. Отримуються послідовним підсумовуванням зверху вниз даних графі 12;
14. динамічні висоти  $d$  у дин. мм. Отримуються послідовним підсумовуванням даних графі 12 знизу нагору.

Таблиця 2.4

## Розрахунок динамічних висот станції А

<b>p, дбар</b>	<b>T, °C</b>	<b>S, ‰</b>	<b><math>v_t</math></b>	<b><math>\delta_p</math></b>	<b><math>\delta_{pt}</math></b>	<b><math>\delta_{sp}</math></b>	<b><math>\delta_{pts}</math></b>	<b><math>\sum \delta</math></b>	<b><math>v_{pts}</math></b>	<b><math>\overline{v_{pts}}</math></b>	<b><math>\overline{v_{pst}} * \Delta p</math></b>	<b>D, дин. мм</b>	<b>d, дин. мм</b>
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>
0	24,2	33,3	78,24	0	0	0	0	0	78,24			0	6598
50	23,4	33,4	77,87	-0,22	0,02	-0,02	0	-0,22	77,65	77,945	3897	383	2700
65	22,7	33,6	77,53	-0,29	0,02	-0,02	0	-0,29	77,24	77,445	1162	1153	1539
70	22,6	33,6	77,51	-0,32	0,03	-0,025	0	-0,315	77,195	77,2175	386	1539	1153
80	21,7	33,8	77,12	-0,36	0,03	-0,025	0	-0,355	76,765	76,98	770	2700	383
85	20,9	34,0	76,77	-0,38	0,04	-0,025	0	-0,365	76,405	76,585	383	6598	0

Таблиця 2.5

## Розрахунок динамічних висот станції Б

<b>p, дбар</b>	<b>T, °C</b>	<b>S, ‰</b>	<b><math>v_t</math></b>	<b><math>\delta_p</math></b>	<b><math>\delta_{pt}</math></b>	<b><math>\delta_{sp}</math></b>	<b><math>\delta_{pts}</math></b>	<b><math>\sum \delta</math></b>	<b><math>v_{pts}</math></b>	<b><math>\overline{v_{pts}}</math></b>	<b><math>\overline{v_{pst}} * \Delta p</math></b>	<b>D, дин. мм</b>	<b>d, дин. мм</b>
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>
0	24,8	33,3	78,34	0	0	0	0	0	78,34			0	6617
50	24,6	33,3	78,28	-0,22	0,02	-0,01	0	-0,21	78,07	78,205	3910	358	2702
65	24,2	33,2	78,24	-0,29	0,02	-0,01	0	-0,28	77,96	78,015	1170	1133	1528
70	23,9	33,2	78,15	-0,32	0,03	-0,015	0	-0,305	77,845	77,9025	390	1523	1137
80	21,8	33,2	77,58	-0,36	0,03	-0,015	0	-0,345	77,235	77,54	775	2693	358
85	19,1	33,7	76,54	-0,38	0,03	-0,03	0	-0,38	76,16	76,6975	383	6603	0

### Обчислення швидкостей течії

Швидкість течії визначається між кожною парою сусідніх станцій для кожного горизонту. Отримані величини належать до середини між вертикалями станцій.

Для обчислення застосовуємо безпосередньо формулу

$$v = M\Delta d,$$

де  $M$  визначається за Океанологічними таблицями [5] (табл. 1.15) на відстані між станціями  $L$  в морських милях і середній широті станції  $\varphi$ . В нашому випадку при  $L = 50,16$  морські милі та широті  $35$  градусів  $M = 0,13$ .

Для розрахунку швидкостей течії потрібно заповнити таблицю 2.6.

Таблиця 2.6

Розрахунок швидкостей течії  $v$  (см/с)

$p$ , дбар	$d_A$ , дин. мм	$d_B$ , дин. мм	$\Delta d = (d_B - d_A)$	$v = M\Delta d$ , см/с
0	6598	6617	19	2,51
50	2700	2702	1	0,13
65	1539	1528	-11	-1,45
70	1153	1137	-16	-2,09
80	383	358	-25	-3,24
85	0	0	0	0

Виходячи з того, що в північній півкулі частинка переміщається вздовж лінії перетину еквіпотенційної та ізобаричної поверхонь так, що нижчі значення висоти ізобаричних поверхонь щодо нульової поверхні (на якій швидкість течії звертається в нуль) будуть ліворуч від напрямку руху частинки, можна зробити висновок, що 01.10.2022 р. на горизонтах від 0 до 50 м у розрізі між станціями течія мала напрямок з Японського до Східно-Китайського моря, а на горизонтах від 65 до 80 м напрямок змінювався на протилежний. Найбільші за модулем швидкості течії відзначалися на горизонтах 0 м (2,51 см/с) та 80 м (-3,24 см/с).

### Контрольні запитання

1. Що таке «нульова поверхня» при динамічному методі розрахунку течій?
2. Які параметри необхідно знати при розрахунку течій динамічним методом?
3. Що таке динамічна глибина? Як вона розраховується?
4. Що таке динамічна висота? Як вона розраховується?
5. Які поправки вносять при розрахунку умовного питомого об'єму?



## Література

1. Descriptive Physical Oceanography: An Introduction (sixth edition) / L.D. Talley, G.L. Pickard, W.J. Emery, J.H. Swift (Eds.). London : Elsevier, 2011. 983 p.
2. Water Encyclopedia: Oceanography; Meteorology; Physics and Chemistry; Water Law; and Water History, Art, and Culture / J. Lehr (Ed.). Hoboken : John Wiley & Sons, 2006. 956 p.
3. Суховій В.Ф. Фізична океанологія. Од., Вид.АО БАХВА, 2001, 320 с.
4. Хільчевський В.К. Основи океанології: підручник / В.К. Хільчевський, С.С. Дубняк. 2-ге вид., доп. і перероб. К.: Видавничо-поліграфічний центр “Київський університет”, 2008. 255 с.
5. Океанографические таблицы. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1975. 540 с.

## ДОДАТОК

### Вихідні дані до практичної роботи № 1

Варіант	Швидкість вітру, V м/с	Розгін вітру x, км	Глибина моря H, м	Час дії вітру t, год
1	17	300	60	18
2	15	200	Глибоке море	5
3	14	150	24	3,5
4	11	300	15	6
5	20	30	7	2,4
6	14	1000	Глибоке море	10
7	11	75	25	18
8	11	450	35	26
9	20	250	80	12
10	20	25	15	2
11	30	450	25	0,4
12	30	200	24	1
13	5	100	7	15
14	14	750	55	13
15	17	120	40	8
16	17	1000	200	1
17	20	1500	25	1,6
18	8	40	50	15
19	15	40	30	4
20	8	250	15	21

### Вихідні дані до практичної роботи № 2

Точка 1	Широта	26,5
	Довгота	-95,5
Глибина, м	T, °	S, ‰
0	25,582	36,065
5	25,547	36,09
10	25,499	36,139
15	25,439	36,179
20	25,365	36,209
25	25,242	36,206
30	25,063	36,24
35	24,794	36,274
40	24,473	36,298
45	24,072	36,31
50	23,729	36,317
55	23,376	36,336
60	23,056	36,35
65	22,749	36,362
70	22,487	36,368
75	22,237	36,376
80	21,965	36,38
85	21,681	36,386
90	21,361	36,389
95	21,071	36,395
100	20,771	36,395
125	19,225	36,372
150	17,732	36,29
175	16,422	36,175
200	15,315	36,048
225	14,394	35,917
250	13,503	35,785
275	12,7	35,67
300	12,032	35,568
325	11,447	35,482
350	10,906	35,397
375	10,369	35,316
400	9,918	35,251
425	9,489	35,197
450	9,113	35,151
475	8,761	35,101

Точка 1 (продовження)		
Глибина, м	T, °	S, ‰
500	8,417	35,059
550	7,836	35,006
600	7,312	34,964
650	6,838	34,936
700	6,414	34,919
750	6,058	34,913
800	5,775	34,913
850	5,563	34,916
900	5,312	34,92
950	5,125	34,926
1000	4,947	34,935
1050	4,796	34,94
1100	4,67	34,944
1150	4,56	34,95

Точка 2	Широта	24,5
	Довгота	-94,5
Глибина, м	T, °	S, ‰
0	26,258	36,322
5	26,188	36,334
10	26,168	36,337
15	26,116	36,346
20	26,056	36,359
25	25,971	36,377
30	25,856	36,392
35	25,648	36,398
40	25,405	36,408
45	25,095	36,409
50	24,741	36,404
55	24,494	36,403
60	24,228	36,402
65	23,984	36,405
70	23,731	36,404
75	23,571	36,41
80	23,38	36,409
85	23,199	36,416
90	22,912	36,427

Точка 2 (продовження)		
Глибина, м	T, °	S, ‰
95	22,672	36,43
100	22,473	36,427
125	21,213	36,43
150	19,952	36,448
175	18,615	36,437
200	17,478	36,335
225	16,454	36,216
250	15,418	36,037
275	14,581	35,917
300	13,76	35,813
325	13,037	35,695
350	12,405	35,582
375	11,752	35,485
400	11,196	35,4
425	10,684	35,324
450	10,223	35,259
475	9,796	35,202
500	9,448	35,149
550	8,72	35,065
600	8,063	35,002
650	7,456	34,958
700	6,976	34,93
750	6,549	34,915
800	6,256	34,91
850	5,937	34,91
900	5,637	34,911
950	5,435	34,917
1000	5,252	34,924
1050	5,049	34,931
1100	4,875	34,937
1150	4,739	34,943
1200	4,604	34,947
1250	4,519	34,952
1300	4,458	34,955
1350	4,413	34,957
1400	4,379	34,96
1450	4,353	34,961
1500	4,33	34,963
1550	4,314	34,967
1600	4,301	34,968

Точка 2 (продовження)		
Глибина, м	T, °	S, ‰
1650	4,294	34,969
1700	4,288	34,969
1750	4,287	34,97
1800	4,282	34,97
1850	4,28	34,971
1900	4,279	34,971
1950	4,28	34,971
2000	4,275	34,972
2100	4,234	34,987
2200	4,238	34,989
2300	4,244	34,984
2400	4,251	34,988

Точка 3	Широта	19,5
	Довгота	-93,5
Глибина, м	T, °	S, ‰
0	26,533	36,218
5	26,481	36,261
10	26,39	36,305
15	26,267	36,355
20	26,121	36,398
25	25,875	36,457
30	25,523	36,401
35	25,126	36,391
40	24,649	36,384
45	24,228	36,383
50	23,857	36,381
55	23,362	36,382
60	22,895	36,386
65	22,502	36,391
70	22,131	36,395
75	21,768	36,399
80	21,398	36,401
85	21,018	36,398
90	20,661	36,396
95	20,291	36,41
100	19,948	36,409
125	18,296	36,295
150	16,952	36,169

Точка 3 (продовження)		
Глибина, м	T, °	S, ‰
175	15,823	36,017
200	14,87	35,919
225	13,905	35,767
250	13,203	35,656
275	12,45	35,557
300	11,86	35,474
325	11,277	35,372
350	10,786	35,302
375	10,309	35,241
400	9,872	35,173
425	9,474	35,126
450	9,083	35,061
475	8,67	35,026
500	8,357	34,994
550	7,782	34,953
600	7,367	34,918
650	6,884	34,906
700	6,49	34,892
750	6,177	34,905
800	5,885	34,898
850	5,372	34,901
900	5,302	34,912

Точка 4	Широта	25,5
	Довгота	-91,5
Глибина, м	T, °	S, ‰
0	26,179	36,219
5	26,16	36,249
10	26,073	36,285
15	25,993	36,316
20	25,853	36,339
25	25,666	36,355
30	25,433	36,366
35	25,108	36,369
40	24,752	36,371
45	24,433	36,375
50	24,139	36,383
55	23,829	36,387
60	23,528	36,392

Точка 4 (продовження)		
Глибина, м	T, °	S, ‰
65	23,176	36,392
70	22,823	36,395
75	22,513	36,4
80	22,21	36,406
85	21,918	36,41
90	21,632	36,419
95	21,364	36,43
100	21,118	36,44
125	19,925	36,465
150	18,845	36,404
175	17,532	36,306
200	16,434	36,183
225	15,481	36,04
250	14,538	35,893
275	13,689	35,768
300	12,954	35,655
325	12,254	35,544
350	11,636	35,447
375	11,03	35,362
400	10,528	35,289
425	10,018	35,216
450	9,571	35,157
475	9,165	35,107
500	8,795	35,065
550	8,085	34,995
600	7,506	34,949
650	6,994	34,922
700	6,563	34,907
750	6,201	34,904
800	5,923	34,906
850	5,642	34,911
900	5,398	34,916
950	5,184	34,924
1000	5,016	34,929
1050	4,838	34,937
1100	4,709	34,943
1150	4,6	34,948
1200	4,521	34,952
1250	4,456	34,955
1300	4,403	34,957

Точка 4 (продовження)		
Глибина, м	T, °	S, ‰
1350	4,365	34,959
1400	4,337	34,961
1450	4,315	34,962
1500	4,299	34,962
1550	4,297	34,963
1600	4,287	34,964
1650	4,279	34,964
1700	4,28	34,965
1750	4,276	34,965
1800	4,273	34,966
1850	4,274	34,966
1900	4,273	34,966
1950	4,273	34,967
2000	4,229	34,963
2100	4,223	34,964
2200	4,227	34,965
2300	4,232	34,965
2400	4,239	34,965
2500	4,248	34,965
2600	4,257	34,965
2700	4,263	34,962
2800	4,276	34,962
2900	4,291	34,962
3000	4,301	34,971
3100	4,321	34,971
3200	4,326	34,971
3300	4,333	34,971

Точка 5	Широта	21,5
	Довгота	-85,5
Глибина, м	T, °	S, ‰
0	27,703	35,989
5	27,673	35,997
10	27,651	36
15	27,612	36,006
20	27,576	36,009
25	27,534	36,012
30	27,487	36,015
35	27,424	36,017

Точка 5 (продовження)		
Глибина, м	T, °	S, ‰
40	27,346	36,022
45	27,271	36,031
50	27,197	36,042
55	27,112	36,045
60	27,036	36,055
65	26,948	36,067
70	26,854	36,082
75	26,755	36,097
80	26,647	36,113
85	26,522	36,133
90	26,4	36,16
95	26,264	36,187
100	26,117	36,218
125	25,26	36,403
150	24,033	36,584
175	22,554	36,66
200	21,14	36,674
225	19,913	36,615
250	18,938	36,535
275	18,172	36,44
300	17,433	36,337
325	16,731	36,237
350	16,094	36,122
375	15,463	36,035
400	14,809	35,934
425	14,13	35,807
450	13,438	35,696
475	12,82	35,604
500	12,151	35,52
550	10,953	35,335
600	9,894	35,168
650	8,983	35,059
700	8,234	34,96
750	7,514	34,911
800	6,875	34,874
850	6,274	34,873
900	5,952	34,898
950	5,491	34,906
1000	5,161	34,918
1050	4,933	34,925

Точка 5 (продовження)		
Глибина, м	T, °	S, ‰
1100	4,748	34,934
1150	4,633	34,945
1200	4,526	34,953
1250	4,43	34,956
1300	4,384	34,961
1350	4,349	34,962
1400	4,316	34,964
1450	4,285	34,966
1500	4,264	34,972
1550	4,246	34,981
1600	4,221	34,972
1650	4,216	34,979
1700	4,201	34,978
1750	4,196	34,978
1800	4,176	34,976
1850	4,17	34,98
1900	4,141	34,978
1950	4,139	34,974
2000	4,138	34,989
2100	4,128	34,976

Точка 6	Широта	23,5
	Довгота	-80,5
Глибина, м	T, °	S, ‰
0	27,051	36,164
5	27,008	36,198
10	26,974	36,2
15	26,923	36,202
20	26,876	36,205
25	26,822	36,209
30	26,765	36,196
35	26,693	36,199
40	26,635	36,204
45	26,562	36,211
50	26,488	36,208
55	26,38	36,239
60	26,285	36,252
65	26,185	36,257
70	26,1	36,267

Точка 6 (продовження)		
75	25,991	36,276
80	25,925	36,269
85	25,821	36,279
90	25,749	36,289
95	25,647	36,306
100	25,544	36,308
125	24,827	36,492
150	23,8	36,651
175	22,293	36,72
200	20,916	36,708
225	19,678	36,624
250	18,843	36,521
275	18,218	36,438
300	17,568	36,338
325	16,994	36,273
350	16,355	36,176
375	15,707	36,046
400	15,019	35,942
425	14,304	35,837
450	13,584	35,733
475	12,834	35,622
500	12,252	35,52
550	11,014	35,318
600	10,05	35,186
650	9,221	35,079
700	8,381	34,994
750	7,824	34,941
800	7,11	34,908
850	6,498	34,909
900	6,039	34,908
950	5,68	34,912
1000	5,378	34,92
1050	5,142	34,924
1100	4,814	34,945
1150	4,753	34,941
1200	4,529	34,934

Точка 7	Широта	28,5
	Довгота	-87,5
Глибина, м	T, °	S, ‰
0	25,124	35,605
5	25,096	35,77
10	25,032	35,922
15	24,935	36,03
20	24,799	36,108
25	24,609	36,166
30	24,366	36,229
35	24,005	36,28
40	23,621	36,306
45	23,239	36,327
50	22,851	36,349
55	22,495	36,367
60	22,146	36,38
65	21,802	36,401
70	21,463	36,416
75	21,148	36,426
80	20,853	36,438
85	20,579	36,441
90	20,312	36,444
95	20,056	36,446
100	19,798	36,446
125	18,548	36,403
150	17,377	36,305
175	16,291	36,175
200	15,383	36,037
225	14,511	35,894
250	13,731	35,773
275	13,038	35,653
300	12,343	35,541
325	11,706	35,441
350	11,128	35,355
375	10,588	35,273
400	10,118	35,215
425	9,67	35,156
450	9,244	35,103
475	8,845	35,056
500	8,472	35,021
550	7,824	34,96
600	7,275	34,925

Точка 7 (продовження)		
Глибина, м	T, °	S, ‰
650	6,799	34,905
700	6,397	34,897
750	6,076	34,897
800	5,846	34,901
850	5,629	34,907
900	5,421	34,913
950	5,233	34,921
1000	5,071	34,928
1050	4,915	34,935
1100	4,765	34,942
1150	4,643	34,947
1200	4,544	34,951
1250	4,474	34,954
1300	4,434	34,958
1350	4,389	34,96
1400	4,361	34,962
1450	4,337	34,964
1500	4,315	34,965
1550	4,303	34,966
1600	4,295	34,967
1650	4,288	34,968
1700	4,282	34,968
1750	4,278	34,969
1800	4,274	34,969
1850	4,272	34,97
1900	4,271	34,972
1950	4,269	34,971
2000	4,259	34,973



### Вихідні дані до практичної роботи № 3

Канарська зона Напрямок вітру, румби / швидкість вітру, м/с												
φ°	Місяця											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
45-40	ПдЗ	ПдЗ	ПдЗ	Пд	Пд	ПдС	ПнС	ПнС	ПнС	С	Пд	ПдЗ
	7	7	6	5	4	3	5	6	6	4	4	5
40-35	ПдЗ	ПдЗ	Пд	С	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	С	ПдС	Пд
	6	5	4	4	5	5	6	7	5	5	3	4
35-30	ПнС	ПнС	ПнС	С	С	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	С	ПдС
	3	3	3	4	4	5	6	7	6	5	3	4
30-25	Пн	Пн	Пн	Пн	Пн	Пн	ПнС	ПнС	С	С	ПдС	С
	3	4	4	4	5	4	3	3	3	3	2	2
25-20	Пн	Пн	Пн	Пн	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	С	С	ПдС	ПдС
	3	4	3	5	4	4	4	3	3	2	2	2
20-15	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	Пн	ПнЗ	ПнЗ	3	3	3	ПнЗ	3
	4	4	3	3	2	2	2	3	3	3	2	3
15-10	ПнС	ПнС	ПнС	С	ПдС	Пд	Пд	ПдЗ	Пд	ПдС	С	ПнС
	5	5	4	4	4	5	5	4	3	3	3	4

Зона вздовж берегів Китаю та В'єтнаму Напрямок вітру, румби / швидкість вітру, м/с												
φ°	Місяця											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5-10	ПнС	СПнС	ПнС	СПнЗ	ПнЗ	ПнЗ	ПдЗ	ПдЗ	ПдЗ	ПнС	ПнС	ПнС
	10	11	8	5	3	5	6	7	6	4	5	9
10	ПнС	ПнС	ПнС	СПнС	ПнС	ПдПдЗ	ПдПдЗ	Пд	С	ПнС	ПнС	ПнПнС
	9	11	7	5	3	4	5	5	5	5	7	10
15	ПнПнС	ПнПнС	ПнПнС	ПнС	СПнС	ПдПдЗ	Пд	ПдПдС	СПнС	ПнС	ПнС	ПнПнС
	8	7	6	4	4	4	4	4	4	5	8	10

Сомалійсько-Аравійська зона Напрямок вітру, румби / швидкість вітру, м/с												
φ°	Місяця											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5-10	ПнС	ПнС	ПнС	3	ПдЗ	ПдЗ	ПдЗ	ПдЗ	СПдС	ПдС	ПдС	ПнС
	7	9	5	4	6	11	12	11	7	6	4	7
10-15	ПнС	ПнС	С	3	ПдЗ	ПдЗ	ПдЗ	ЗПдЗ	ПдПдЗ	ПдЗ	ПнС	ПнПнС
	8	9	4	5	5	9	11	10	8	3	6	8
15-20	ПнС	ПнС	ПдЗ	ПдЗ	ПдЗ	ПдЗ	ПдЗ	ЗПдЗ	ПдЗ	Пн	ПнС	ПнС
	5	5	3	3	8	8	10	9	9	3	7	9

Каліфорнійська зона												
Напрямок вітру, румби / швидкість вітру, м/с												
φ°	Місяця											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
35-30	ПнЗ	ПнЗ	ПнЗ	Пн	Пн	ПнС	ПнС	ПнС	Пн	Пн	Пн	ПнЗ
	5	5	4	3	4	4	5	4	5	5	5	5
30-25	ПнЗ	ПнЗ	Пн	Пн	Пн	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	Пн	ПнЗ
	4	3	3	3	4	5	7	7	5	5	5	4
25-20	Пн	Пн	ПнС	ПнС	Пн	Пн	Пн	Пн	ПнС	ПнС	ПнС	Пн
	3	3	4	4	6	7	7	7	6	5	4	4
20-15	Пн	Пн	Пн	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	ПнС	Пн	Пн
	5	5	6	4	4	3	3	2	3	4	5	6
15-10	ПнС	ПнС	ПнС	С	С	ПдС	ПдС	ПдС	ПдС	С	С	С
	6	6	6	4	4	4	4	3	3	4	4	5

## Вихідні дані до практичної роботи № 4

### Варіант 1

Дата спостереження:

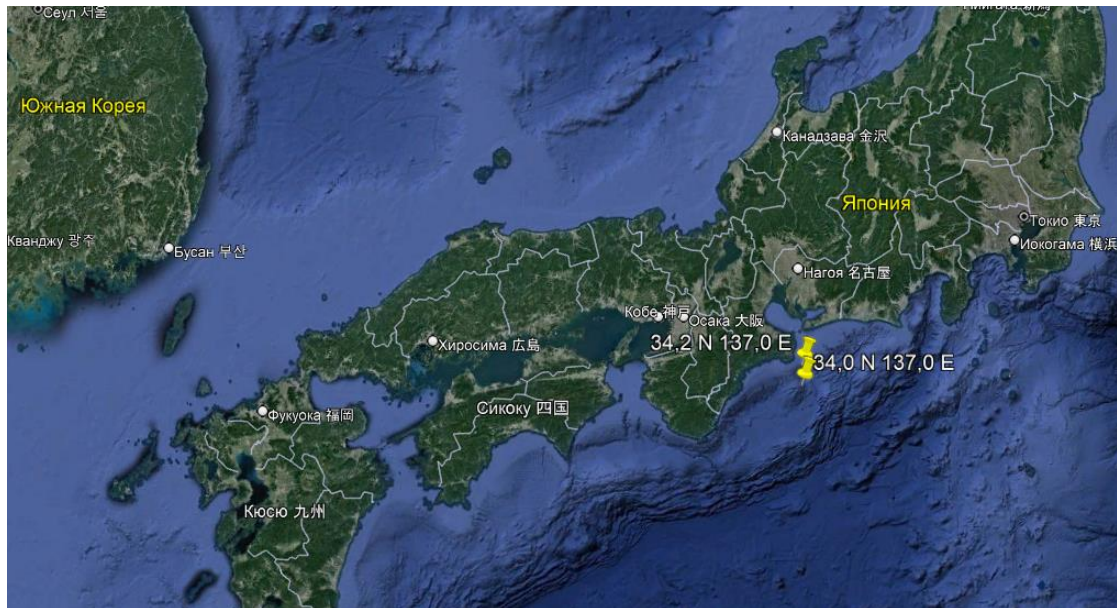
20.10.2022 г. 03:00

Координати станцій:

станція А:  $\varphi = 34,2^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 137,0^\circ$  зх.д.

станція Б:  $\varphi = 34,0^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 137,0^\circ$  зх.д.

Відстань між станціями  $L = 11,9$  морських миль



Таблиця А.1 – Дані температури  $T$  та солоності  $S$  води на океанологічних станціях А та Б

Глибини, м	Станція А		Станція Б	
	$T, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$	$T, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$
0	25,5	34,03	26,3	34,19
60	25,0	34,0	26,3	34,2
100	19,3	34,63	20,6	34,6
140	16,8	34,63	18,3	34,67
200	15,2	34,56	15,5	34,58
250	13,7	34,49	13,6	34,47
300	12,0	34,39	11,5	34,38

**Вариант 2**

Дата спостереження:  
30.09.2022 г. 12:00

Координати станцій:

станція А:  $\varphi = 38,2^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 135,26^\circ$  зх.д.  
станція Б:  $\varphi = 37,8^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 135,86^\circ$  зх.д.

Відстань між станціями  $L = 37,06$  морських миль



Таблиця А.2 – Дані температури  $T$  та солоності  $S$  води на океанологічних станціях А та Б

Глибини, м	Станція А		Станція Б	
	T, °C	S, ‰	T, °C	S, ‰
0	24,18	32,91	24,48	33,11
30	23,9	32,95	24,1	33,03
50	23,32	33,32	23,62	33,31
75	18,29	34,17	19,77	34,24
100	16,45	34,28	16,91	34,32
200	7,87	34,18	6,36	34,13
300	1,8	34,06	1,88	34,06
500	0,7	34,07	0,77	34,07

**Вариант 3**

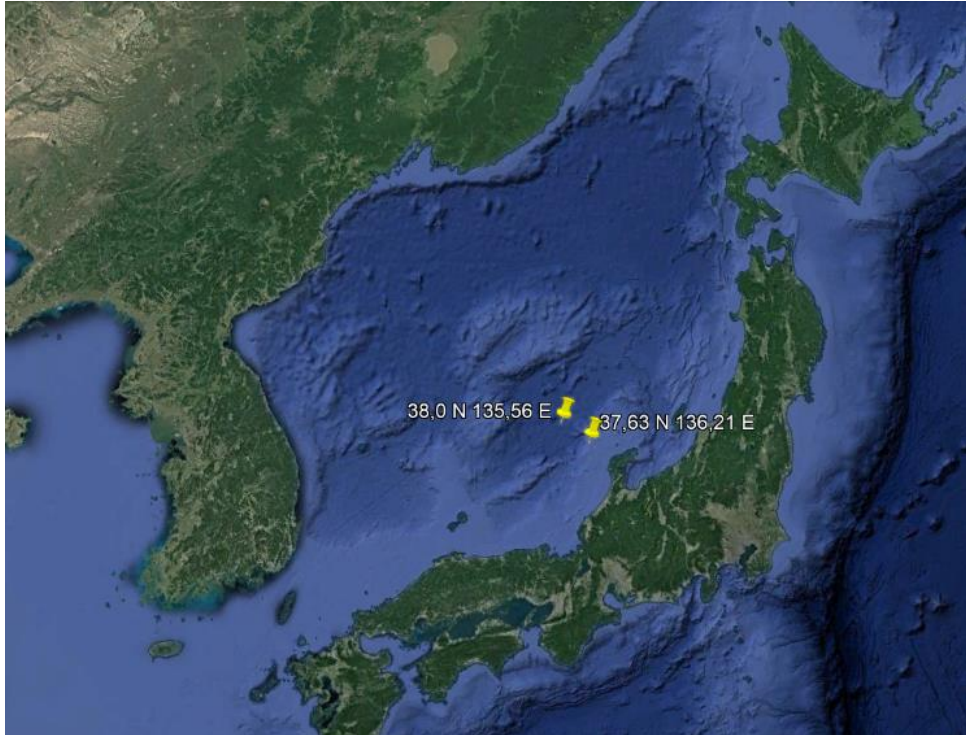
Дата спостереження:  
30.09.2022 г. 12:00

Координати станцій:

станція А:  $\varphi = 38,0^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 135,56^\circ$  зх.д.

станція Б:  $\varphi = 37,63^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 136,21^\circ$  зх.д.

Відстань між станціями  $L = 37,68$  морських миль



Таблиця А.3 – Дані температури  $T$  та солоності  $S$  води на океанологічних станціях А та Б

Глибини, м	Станція А		Станція Б	
	$T, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$	$T, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$
0	23,82	32,77	24,0	33,01
20	23,67	32,77	24,05	33,04
30	23,63	32,87	24,38	33,38
50	21,25	34,02	21,27	33,98
75	18,26	34,32	17,38	34,28
100	16,33	34,44	15,21	34,40
200	10,84	34,2	4,74	34,12
300	3,2	34,07	1,52	34,07

## Вариант 4

Дата спостереження:

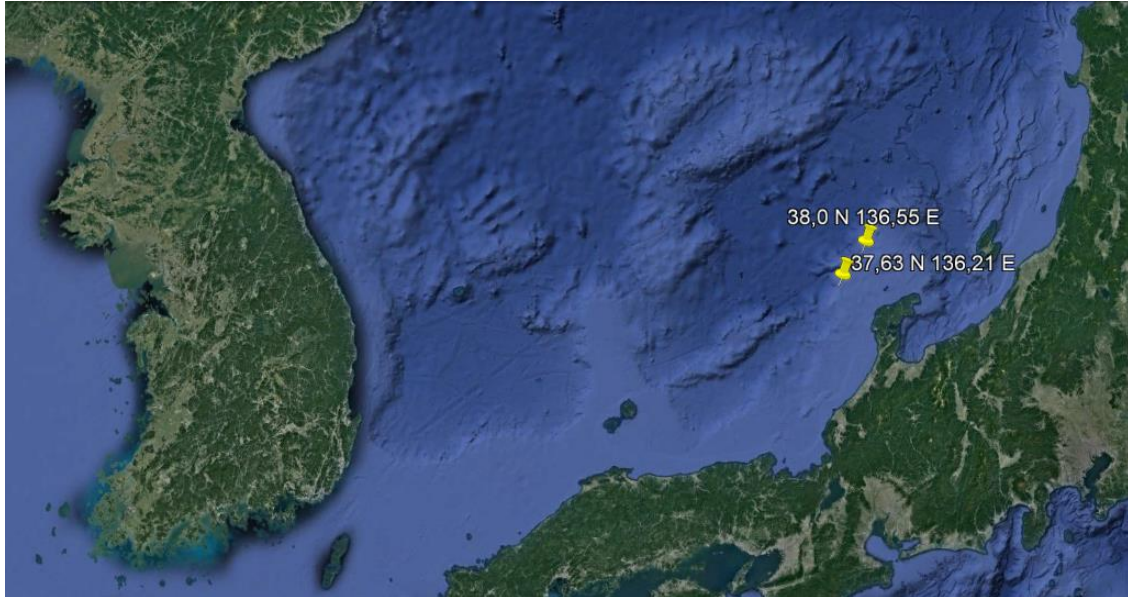
30.09.2022 г. 12:00

Координати станцій:

станція А:  $\varphi = 37,63^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 136,2^\circ$  зх.д.

станція Б:  $\varphi = 38,0^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 136,55^\circ$  зх.д.

Відстань між станціями  $L = 27,58$  морських миль



Таблиця А.4 – Дані температури  $T$  та солоності  $S$  води на океанологічних станціях А та Б

Глибини, м	Станція А		Станція Б	
	$T, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$	$T, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$
0	24,0	33,01	25,95	33,4
20	24,05	33,04	25,78	33,47
30	24,38	33,38	22,04	34,21
50	21,27	33,98	18,81	34,17
75	17,38	34,28	16,5	34,35
100	15,31	34,40	13,82	34,39
200	4,74	34,12	8,66	34,2
300	1,52	34,07	1,94	34,06

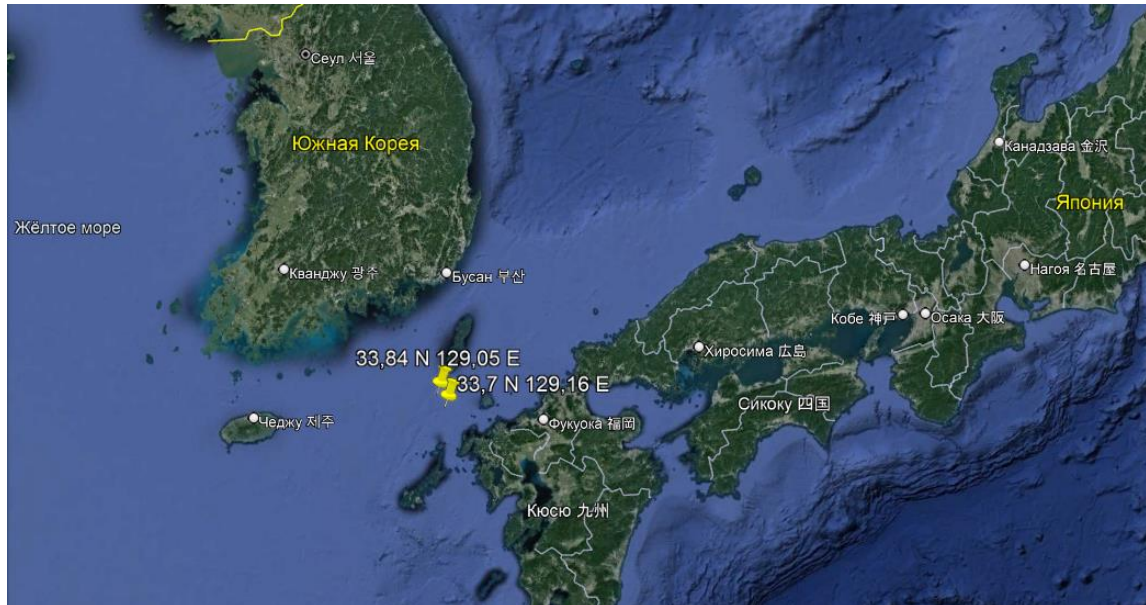
### Вариант 5

Дата спостереження:  
03.10.2022 г. 05:00

Координати станцій:

станція А:  $\varphi = 33,84^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 129,05^\circ$  зх.д.  
станція Б:  $\varphi = 33,7^\circ$  пн.ш.,  $\lambda = 129,16^\circ$  зх.д.

Відстань між станціями  $L = 10,1$  морських миль



Таблиця А.5 – Дані температури  $T$  та солоності  $S$  води на океанологічних станціях А та Б

Глибини, м	Станція А		Станція Б	
	$T, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$	$T, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$
0	25,64	33,45	25,78	33,49
25	25,67	33,51	25,7	33,48
40	24,37	33,51	25,66	33,52
50	23,75	33,4	24,2	33,34
70	22,36	33,98	23,29	33,48
100	17,53	34,46	18,36	34,38
125	17,1	34,47	17,1	34,43