

ЛЕКЦІЯ 2(1). ГІДРОЛОГІЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ.

ПЛАН

- 1.Світовий океан та його частини.
- 2.Фізико-хімічні властивості океанічної води.
3. Рельєф дна океанів і морів.
- 3.Рівнева поверхня океанів і морів та причини її коливання.

1. Світовий океан та його частини

Світовий океан неперервна водна оболонка Землі, що характеризується єдністю, тобто взаємозв'язком окремих частин, однаковим сольовим складом. Світовий океан вкриває $\frac{3}{4}$ площі Землі і вміщує 96,5% (1,34 млрд.км³) вод всієї гідросфери. Структурними частинами Світового океану є океани, моря, затоки, протоки.

Океани – частини Світового океану, що розташовані між материками, характеризуються значними розмірами, самостійною циркуляцією вод і атмосфери, особливостями гідрологічного режиму.

Моря –невеликі частини океану, які вдаються в сушу і відокремлені від інших його частин берегами материків, півостровів і островів. Характеризуються геологічними,гідрологічними та іншими ознаками. Моря займають 10% від площі Світового океану і 13% об'єму вод Світового океану. Їх поділяють на внутрішні (внутрі-і міжматерикові), окраїнні, міжострівні. Виділення морів, їх меж, розмірів і навіть назв ще остаточно не встановлено. Згідно поділу, прийнятого

Міжнародним гідрографічним бюро (МГБ) міждержавною океанографічною комісією (МОК) ЮНЕСКО нараховується 59 морів. В океанах і морях виділяють також затоки і протоки.

Світовий океан поділяється на Тихий, Атлантичний, Індійський та Північний Льодовитий океани. Деякі географи виділяють ще Південний океан, який об*єднує прилягаючі до Антарктиди південні окраїни Атлантичного, Індійського та Тихого океанів. Найбільшим за площею, об*ємом та глибиною є Тихий океан, який інколи називають Великим.

Тихий океан обмежений Північною і Південною Америкою на сході, Антарктидою і Австралією на півдні і Азією на заході. На півночі він межує зПівнічним Льодовитим океаном по лінії мису Дежнева (п-в Чукотка) - мису Принца Уельського (п-в Сьюард) через острови Діоміда. Його межа з Атлантичним океаном на півдні проходить від мису Горн через протоку Дрейка до Землі Грейама в Антарктиді. Межа між Тихим та Індійським океанами проходить по північній частині Малакської протоки, по по західному і південному краю Малайського архіпелагу, через Торресову

протоку до Австралії, потім через Бассову протоку до Тасманії, а далі по меридіану мису Південний (Тасманія) до Антарктиди.

Межею Атлантичного океану на заході є береги обох Америк від входу в Гудзонову протоку на півночі і до мису Горн на півдні. Далі межа йде по протоці Дрейка до Антарктиди. На сході Атлантичний океан обмежений берегами Європи (від п-ва Статланд у Норвегії до Піренейського п-ва) і Африки. На півдні його межа проходить по меридіану мису Доброї Надії до Антарктиди. На півночі Атлантичний океан межує з Північним Льодовитим океаном по лінії: півострів Статланд – Шетлендські острови- Фарерські острови – Ісландія – Датська протока – Девісова протока – Берег Баффінової Землі і далі по Південному мису в Гудзонову протоку Північного Льодовитого океану.

Північний Льодовитий океан займає навколо полярну частину північної півкулі і на півдні обмежений берегами Європи, Азії та Північної Америки.

Межами Індійського океану на півночі є береги Азії, на заході – береги Африки і меридіан мису Доброї Надії, на півдні – берег Антарктиди. На сході його межею є західне узбережжя Австралії і Малайський архіпелаг.

За розташуванням відносно суші моря поділяються на внутрішні (внутрішньоматерикові та міжматерикові), окраїнні та міжострівні.

Внутрішні моря мають утруднений водообмін з океаном через порівняно вузькі протоки, тому їхній гідрологічний режим суттєво відрізняється від гідрологічного режиму найближчих частин океану. Міжматерикові моря розташовані між різними материками (наприклад Середземне море). Внутрішньоматерикові моря знаходяться всередині одного материка (наприклад, Азовське, Балтійське, Біле моря). Окраїнні моря відокремлюються від океану островами чи заходять в материк і мають відносно вільний зв'язок з океаном, тому гідрологічний режим цих морів має більшу схожість з режимом суміжних частин відкритого океану (наприклад, Баренцове, Чукотське моря).

Міжострівні моря розміщені серед великих островів чи архіпелагів (наприклад, моря Фріджі, Банду).

Існують різні точки зору щодо меж, розмірів і навіть кількості морів. Зокрема, Міжнародне гідрографічне бюро та Міжурядова океанографічна комісія ЮНЕСКО виділяють 59 морів.

В океанах та морях є ще окремі частини та райони, які відрізняються обрисами, морфологією дна і гідрологічним режимом. Це затоки, бухти, лимани, лагуни, фіорди, протоки.

Затока – частина океану чи моря, яка врізається в сушу іслабо відмежована від океану чи моря. Тому затока за гідрологічним режимом мало відрізняється від прилеглого океану чи моря. Прикладом можуть бути затоки

Біскайська та Гвінейська в Атлантичному океані, Аляска в Тихому, Бенгальська в Індійському океані.

Бухта – невелика затока, чітко відділена мисами чи островами від моря чи океану, добре захищена від вітрів, тому часто використовується для влаштування портів. Наприклад, Севастопольська і Цеменська бухти в Чорному морі.

Лиман – затока, відокремлена від моря піщаною косою (пересипом), в якій є вузька протока, котра з*єднує лиман з морем. Найчастіше лиман – це затоплена частина найближчої до моря ділянки річкової долини (наприклад Дніпровський, Дністровський лимани на узбережжі Чорного моря). На гідрологічний режим лиману значною мірою може впливати річка, яка в нього впадає.

Губа – поширена на півночі Росії назва затоки, яка глибоко врізається в сушу (наприклад, Чошська в Баренцевому морі).

Протока – водний простір, який розділяє дві ділянки суші та з*єднує окремі океани і моря чи їх частини. Наприклад, Берінгова протока з*єднує Тихий та Північний Льодовитий океани (і розділяє Азію та Америку).

2. Фізико-хімічні властивості океанічної води

До таких властивостей належить насамперед: солоність, щільність, тиск, стисливість, оптичні і акустичні властивості.

Солоність. Океанська за хімічним складом є слабким (4%) розчином. У ній розчинені всі елементи, відомі на Землі, насамперед перші 20 елементів періодичної системи Менделєєва. До складу океанської води входять гази (переважно у вигляді молекул), солі – у вигляді іонів, комплексів і молекул, органічні речовини – у молекулярних і високомолекулярних сполуках і в колоїдному стані. Солоність визначається як маса в грамах всіх твердих мінеральних розчинених речовин, що містяться в 1 кг морської води за умови, що бром та йод заміщені еквівалентною кількістю хлору, всі вуглекислі солі переведені в оксиди, а всі органічні речовини спалені при температурі 480°C. кількісно солоність виражається в тисячних частинах – проміле (‰).

Маса солей, розчинених у океанській воді, практично залишається постійною і коливається від 33 до 37‰. Середня солоність Світового океану – 35‰ найвища солоність у тропіках, де наявні оптимальні умови для значного випаровування. У екваторіальному поясі солоність знижена і становить 34,4‰. У помірних і полярних широтах солоність зменшується у напрямі полюсів. Солоність кожного океану дещо відрізняється.

З глибиною солоність розподіляється дещо складніше. Там де солоність на поверхні підвищена, вглиб вона зменшується і навпаки. З глибини 2000м солоність змінюється мало і становить 34,6...35‰.

У морях солоність досить різна внаслідок впливу стоку річок і кліматичних умов навколишніх материків.

Щільність океанічної води змінюється дуже мало, всього на кілька тисячних часток одиниці. Щільність океанічної води – це відношення питомої ваги океанічної води з її солоністю і температурою до питомої ваги еталона. За еталон беруть щільність дистильованої води при температурі 4°C, що дорівнює 103 кг/м³. Внаслідок солоності щільність океанської води становить 1,02474 г/см³. Коливання щільності поверхневих вод за сезонами є незначною.

Тиск. Тиск в океані, відрізняється від атмосферного до сотень атмосфер в глибинних шарах. Тиск визначається за формулою $P_h = \rho gh$, де ρ – середнє значення щільності в шарі води; g – прискорення сили тяжіння, $g = 9,8$ м/с²; h – глибина. На практиці для вимірювання тиску використовують бар (дацибар), тобто встановлено, що збільшення глибини на 1 м збільшує тиск на 1 децибар. формальна відповідність глибини в метрах і тиску в децибарах широко використовується на практиці для заміни однієї величини на іншу. Акустичні властивості вод.

Вода -пружне середовище і тому в ній добре поширюються поздовжні пружні коливання, зокрема звукові. Швидкість звуку збільшується з підвищенням температури, солоності, глибини і не залежить від частоти коливань, тобто відсутня дисперсія. Для підводного зв'язку використовують ультразвукові хвилі (частота понад 20000 Гц), які можна посилати спрямовано. Швидкість звуку в океані коливається в межах 1460...1600 м/с, тобто лише на 10%. Але навіть така незначна зміна швидкості, особливо по вертикалі, призводить до рефракції. При цьому звукові хвилі викривляються а бік меншої швидкості звуку. Спостерігається зосередження звукових променів у шарі з найменшою швидкістю звуку –це підводний звуковий канал, а горизонт з , найменшою швидкістю звуку – вісь каналу. В цьому шарі можливе дуже далеке поширення звуку. Це дає змогу використовувати звуковий канал для зв'язку. Для вимірювання глибин океанів та морів за допомогою звукових сигналів використовують прилад ехолот, роль якого в океані порівнюють з роллю мікроскопа в мікробіології. Принцип дії ехолота полягає у вимірі часу, протягом якого звуковий сигнал

йшов від корабля до дна і назад. Знаючи швидкість поширення звуку у воді й час, можна обчислити глибину. Завдяки ехолоту складено карти рельєфу дна Світового океану, надійні навігаційні карти тощо. За допомогою акустичних приладів вивчають місцезнаходження косяків риб. Швидкість звуку збільшується з підвищенням температури, солоності й тиску, але найбільше впливає на це температура. Енергія звуку послаблюється поглинанням і розсіюванням. Поглинання звуку зумовлене

в'язкістю і теплопровідністю, а розсіюють звук молекули вода і завислі частинки.

Оптичні властивості океанських вод. До оптичних характеристик вод океану належать освітленість, яскравість світла, коефіцієнти розсіювання,, поглинання, ослаблення, заломлення, проте для загальної характеристики оцінюють прозорість і колір води. Сонячні промені на межі вода –повітря відбиваються і заломлюються. Процес відбиття, заломлення і розсіювання світла складний. Заломлений промінь, що увійшов у воду, поглинається і розсіюється молекулами води і завислими частинками. Вода неоднаково поглинає світлові промені з різною довжиною хвиль. Найбільше поглинається червона частина спектра, особливо $\lambda = 0,6$ мкм. Її поглинає поверхневий шар води. Вглиб проникають промені зеленої і синьої частин спектра, які формують колір моря. Колір води пов'язаний з її чистотою. Ступінь чистоти води характеризують її прозорістю. Здебільшого визначають лише відносну прозорість –глибину в метрах, на якій зникає з поля зору диск Секкі /білий диск діаметром 30 см/, -занурений в море на линві. Прозорість у відкритому океані досягає 50-60 м:

За освітленістю, згідно з В.М. Михайловим та ін. (1991), в океані виділяють 4 яруси. Перший –світловий–займає глибину 100-150м. У ньому живуть зелені водорості. Другий ярус –напівсвітловий /150...500 м/, в якому ще живуть водорості, але вже не зелені. Третій ярус –малосвітловий, або тінювий, де водоростей немає, але живих організмів ще багато і на глибинах 500... 1500 м можна вести промисел. Глибини нижче 1500 м займає четвертий ярус –(безсвітловий), де органічний світ хоч і наявний, але дуже розріджений.

3. Рельєф дна океанів і морів.

Існує ряд гіпотез про походження ложа океанів, об'єднує ці гіпотези те, що майже в кожній з них робиться спроба пояснити різні властивості земної кори під океанами і материками. Під материками земна кора має значно більшу товщину (до 100-120 км, а в середньому 30-40 км) , ніж під океанами.

Земна кора складається з декількох шарів: осадочного, кристалічного (гранітного), магматичного (базальтового). Під континентами товща осадочного шару досягає в середньому 5 км, гранітного – 10-15, базальтового – 15 км.

На дні океанів осадочна товща значно менша (100-1000 м), гранітний шар відсутній, а ложе океанів, яке підстиляє осадочну товщу, утворене

тільки базальтами океанського типу.. Загальна товща земної кори під океаном – близько 6 км, тобто в п'ять разів менша, ніж під материками.

В уявленнях древніх учених рельєф дна океану сприймався як плоска поверхня, яка не має ані гір, ані западин. Проте пізніші дослідження показали, що рельєф дна океану не менш складний, ніж рельєф суші.

Для загальної характеристики розподілу висот на континентах і глибин дна океанів використовується гіпсографічна крива (для дна океанів батиграфічна крива).

За допомогою батиграфічної кривої виділяють основні елементи рельєфу дна океану:

- 1) підводну окраїну материків (22% площі дна), яка включає шельф, чи материкову відмілину (0-200 м), материковий схил (200-2000 м) і материкове підніжжя (2 000-2 500 м).
- 2) ложе океану (2500-6000 м), яке займає найбільшу площу (81% площі дна).
- 3) Океанічні жолоби (глибина понад 6000 м), які займають лише 1,3% площі дна.

Межею між сушею і морем є літоральна, або берегова, зона, яка під час припливу вкривається водою, а при відпливі обсихає. Загальна площа цієї зони близько 0,4% усієї поверхні Світового океану.

Материкова відмілина (шельф) – мілководна частина підводної окраїни материків (з глибинами в середньому до 200м, інколи до 400м). Шельф оточує материки та острови. Найбільша ширина шельфу вздовж північних берегів Євразії, де він заходить у Північний Льодовитий океан на сотні кілометрів. Велика його ширина в Атлантичному океані вздовж берегів Європи та Північної Америки, а також біля берегів Патагонії. Найменша ширина шельфу в Тихому океані вздовж західних берегів Північної та Південної Америки.

Материковий схил розповсюджується від межі шельфу до глибини 3,5 км і являє собою бокову грань материкової глибини. Материковий схил має великі похили (в середньому 4-7°, іноді до 25-30°). У деяких місцях океану материковий схил прорізаний глибокими підводними каньйонами. Деяка частина каньйонів утворилась під дією тектонічних процесів, більшість – під дією суспензійних потоків, які немов би «пропилюють» схил. Незначна частина каньйонів є затопленими долинами і руслами великих річок.

Материкове підніжжя займає площу з глибинами до 4000м. Тут зустрічаються конуси виносу каньйонів. Це начебто шлейфи осадків,

накопичених біля материкового схилу; вони подібні до шлейфів, які утворюються біля підніжжя гір на суші.

Далі (на глибинах понад 4000 – 5000м) розміщується ложе океану, яке за рельєфом неоднорідне. Тут виділяються як підвищені, так і понижені форми рельєфу.

До підвищених форм відносяться: серединно-океанічні хребти, підводні плато, окремі підводні гори (гавоти) підводні вулкани.

В кожному океані є хребет меридіонального напрямку. Південні країни хребтів з'єднуються з широтним підводним хребтом, розміщеним між Антарктидою і материками Південної Америки, Африки та Австралії. Це величезна гірська система Землі, тому її називають планетарною системою серединно-океанічних хребтів. Загальна протяжність системи більше 60 000 км, вона займає більше 15% поверхні дна океанів, має дуже складну геологічну структуру. Вздовж гребеня хребтів проходять рифові долини, хребти пересікаються численними поперечними розломами. Найбільш чітко на дні океанів виділяється Серединно-Атлантичний хребет.

До понижених форм рельєфу дна океанів належать котловини, улоговини й океанічні жолоби (завглибшки понад 6 000м).

Океанічні глибоководні жолоби – вузькі та довгі, найчастіше дугоподібні в плані депресії, розташовані вздовж зовнішнього краю острівних дуг, а також деяких материків. Ширина жолобів – від 1-3км до кількох десятків кілометрів, а довжина – сотні кілометрів.

4.Рівнева поверхня океанів і морів та причини її коливання.

Рівнева поверхня –це вільна поверхня Світового океану. Вона є поверхнею перпендикулярною в кожній точці напрямку рівнодійної всіх сил. Вільна поверхня Світового океану повинна би мати форму геоїда. Відмінність геоїда від правильної геометричної фігури Землі зумовлена неоднорідністю мас Землі, а також різними типами земної кори. На цю поверхню впливає також атмосферний тиск. Поверхня океану приймається в якості нульової для відліку висот суші і глибин океану. Реальна поверхня океану постійно зазнає змін, які викликані хвилюваннями, припливами, течіями та іншими чинниками. Коливання мають різну амплітуду, період, що ускладнює визначення положення рівневої поверхні. В цілому поверхня Світового океану дещо піднята в екваторіальній зоні, а найбільше знижена в антарктичній. Найбільші підняття спостерігаються біля о.Нова Гвінея (+78м) у Північній Атлантиці (+68м), біля о.Шрі Ланка (-112 м), біля Австралії (-50 м), біля Каліфорнії (-56 м).Зміни рівневої поверхні можуть бути короточасні, сезонні, багаторічні. Поверхня Світового океану змінюється в просторі і

часі, тому коливання її рівня можуть бути періодичні і неперіодичні. Основні сили, які викликають коливання рівневої поверхні – космічні, фізико-механічні, геодинамічні (тектонічні рухи).

Коливання рівня під впливом гідрометеорологічних процесів поділяються на: спричинені змінами атмосферного тиску; пов'язані з дією повітряних потоків на водну поверхню; такі, що виникли внаслідок нерівномірності в процесі надходження або втрати води (випаровування, опади, річковий стік) та в результаті зміни густини води тощо.

Коливання рівня, спричинені безпосередньо дією вітру, бувають досить значними і досягають іноді 1-2м.

Згінно-нагінні зміни рівня можуть бути тимчасовими, сезонними і постійними. Останні особливо характерні для області пасатів. Так, пасати Атлантичного океану безперервно наганяють воду в Карибське море і Мексиканську затоку, а пасати Тихого океану відганяють її від Панамського перешийка. В результаті цього середній рівень океану з боку Атлантики біля Панамського перешийка вищий, ніж з боку Тихоокеанського берега приблизно на 50 см.

Тимчасові коливання рівня рівня можуть бути спричинені також сильними змінами атмосферного тиску і вітрами, пов'язаними з проходженням над морем баричних систем (циклонів і антициклонів). Такі підвищення рівня можуть привести повені з катастрофічними наслідками.

Внутрішньорічні коливання рівня моря невеликі і змінюються в межах 20-30 см. Найбільш високий рівень моря буває влітку, коли всі фактори (зменшення атмосферного тиску, слабкі вітри, високі температури, стік річок весняного водопілля) ведуть до його росту. Взимку всі фактори працюють на зниження рівня.

Середні річні рівні виявляються різними, що вказує на існування багаторічних або міжрічних коливань. Ці коливання відображають мінливість такого ж характеру в атмосфері, а їхня природа ще не встановлена так само, як і природа тривалих кліматичних змін.

Рівень моря безперервно змінюється в часі. Всі коливання його відбуваються біля деякого середнього положення, котре являє собою середнє арифметичне з усього ряду спостережень за тривалий час, але не менше кількох років.

Тривалість спостережень для визначення середнього багаторічного рівня залежить від особливостей режиму рівня моря. Так, для визначення середнього положення рівня Чорного моря з точністю до +1 см необхідні дані спостережень за 22 роки.

Спостереження над рівнем проводяться за допомогою самописця рівня чи водомірної рейки, причому відліки по рейці беруться в певні строки.

Середні багаторічні рівні моря на одній і тій же паралелі біля західних берегів материків лежать вище, ніж біля східних; як уже відзначалось, біля берегів Північної Америки рівень Тихого океану знаходиться вище рівня Атлантичного на 50 см; середній рівень біля Кронштадта на 180 см вищий, ніж біля Владивостока.

Середній багаторічний рівень океану на тихоокеанському і атлантичному узбережжях у північній півкулі знижується з півночі на південь. Така ж картина спостерігається на морях атлантичного узбережжя Європи, що омивають береги Росії.

5. Хвилювання в океанах і морях.

Хвилювання є одним з різновидів хвильових рухів, які існують в океані. Хвилі, незалежно від факторів, якими вони спричинені, являють собою коливальні рухи рідини в деякому шарі води. В цьому шарі частки води роблять періодичні коливання навколо положення своєї рівноваги.

Морські хвилі бувають: вітрові; припливно-відпливні, що виникають під дією сил притягання Місяця і Сонця; анебобаричні, пов'язані зі зміною поверхні океану від положення рівноваги під дією вітру й атмосферного тиску; сейсмічні (цунамі), що виникають у результаті динамічних процесів у земній корі (землетруси, вулканічні виверження); корабельні, що виникають при русі корабля.

Значне поширення на поверхні океанів і морів мають вітрові і припливно-відпливні хвилі.

За розміщенням розрізняють поверхневі хвилі, що утворюються на поверхні моря, і внутрішні, що виникають на деякій глибині і майже не проявляються на поверхні.

За формою розрізняють поступальні, в яких спостерігається видиме переміщення хвилі, і стоячі, у яких такого переміщення не буває.

Хвилі ще поділяються на короткі і довгі. У коротких хвиль довжина хвилі менша глибини моря, у довгих, навпаки, довжина хвилі більша глибини моря.

Розрізняють такі елементи хвиль: гребінь хвилі – найвища точка хвильового профілю; підосва хвилі – найнижча точка хвильового профілю; фронт хвилі – лінія, яка проходить уздовж гребеню хвилі і перпендикулярна до напрямку переміщення хвиль; висота хвилі – віддаль по вертикалі від найвищої до найнижчої точки хвильового профілю; довжина хвилі – горизонтальна відстань між двома послідовно розміщеними найнижчими точками в напрямку розходження хвиль (чи між двома гребенями двох послідовних хвиль).

Вітрові хвилі. Діючи на поверхню води, вітер, завдяки тертю об воду, створює дотичну напругу, а також спричинює місцеві коливання тиску

повітря. В результаті на поверхні води навіть при швидкості вітру 1 м/с утворюються малі хвилі, висота яких вимірюється міліметрами, а довжина – сантиметрами. Ці щойно зароджені хвилі мають вигляд рябі. Оскільки існування таких хвиль пов'язане з поверхневим натягом, їх називають капілярними. Якщо вітер пройшов над водою короточасним поривом, то утворені ним плями рябі зникають із закінченням вітру. Якщо вітер стійкий, то капілярні хвилі інтерферуючи, збільшуються за розмірами, перш за все по довжині. Зростання хвиль приводить до об'єднання їх у групи і видовження до кількох метрів. Хвилі стають гравітаційними.

Під впливом вітру порушується симетрія форми хвилі – передній схил стає більш крутим і коротшим, ніж задній. Часточки води набувають поступальної швидкості і, закінчивши один оберт, повертаються не в точку початку руху, а опиняються дещо попереду в бік розходження хвилі.

Величезні площі сильного хвилювання розташовані в помірних широтах. Великі хвилювання часті в океанічному кільці південної півкулі, в районах квазістаціонарних атмосферних фронтів. Найвищі хвилі (34м) спостерігаються посередині північної частини Тихого океану, найдовші (близько 800м) біля південних берегів Британських островів і в екваторіальній частині Атлантичного океану.

Течії в океанах і морях

В океанах частки води переносяться з одного району в інший на дуже великі відстані. Ці переміщення часто займають величезні маси океанічних вод, охоплюючи широкою смугою шар води певної глибини. На великих глибинах і біля дна існують повільніші переміщення часток, як правило, в напрямі, зворотному до поверхневих водних мас. Поступальний рух часток води з одного місця океану чи моря в інше називається течією.

За походженням течії класифікуються на: густинні течії, зумовлені нерівномірним горизонтальним розподілом густини води; вітрові, або дрейфові, спричинені силою тертя рухомого повітря; припливно-відпливні, зумовлені дією періодичних припливноутворювальних сил Місяця і Сонця; згінно-нагінні, спричинені нахилом поверхні моря, зумовленим змінами в розподілі атмосферного тиску; стокові, що утворюються за рахунок підвищення рівня в прибережних ділянках у результаті річкового стоку.

За стійкістю течії поділяються на постійні, періодичні і тимчасові. Постійні течії мало змінюють швидкість і напрямок протягом сезону або року. Це пасатні течії всіх океанів, Гольфстрім, Куро-Сіво і ряд інших. Періодичні течії повторюються через однакові проміжки часу в певній послідовності (припливно-відпливні). Тимчасові (неперіодичні) течії виникають унаслідок неперіодичної взаємодії зовнішніх сил, насамперед вітру.

За глибиною розміщення виділяють течії: поверхневі, які поширюються на глибину до 100м; глибинні, які зустрічаються на різних глибинах від поверхні моря; придонні, поширені в шарі, прилеглому до дна.

За характером руху виділяють прямолінійні і криволінійні течії, які, у свою чергу поділяються на циклонічні і антициклонічні.

За фізико-хімічними властивостями розрізняють теплі й холодні, солоні й розпріснені течії. В північній півкулі, як правило, течії, що рухаються в північному напрямі, є теплими (Гольфстрім, Куро-Сіво), а течії, що рухаються на південь, - холодними (Лабрадорська, Курильська).

Геокритичні рухи—зміни рівня океану викликані змінами об'єму океанічних западин внаслідок рухів земної кори (трансгресії і регресії).

Гідрократичні рухи—зміна рівня океану пов'язані із зміною об'єму водної оболонки без зміни об'єму тектонічних западин.

ЛЕКЦІЯ 2(2). ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ОКЕАНІВ І МОРІВ.

ПЛАН

1. Нагрівання і охолодження морської води. Тепловий баланс океану.
2. Розподіл температури води у Світовому океані.
3. Густина і тиск морської води.
4. Солоність льоду.
5. Поширення льоду.

1. Нагрівання і охолодження морської води. Тепловий баланс океану

Теплові властивості морської води значно відрізняють її від інших рідин. Світовий океан нагрівається повільно і так само повільно охолоджується. Через малу теплоємність повітря (0,237) океан при охолодженні дуже отеплює атмосферу. Тепло, яке виділяється при охолодженні 1 см кб. Морської води на 1*, може підвищити на 1* температуру 2744см кб. повітря.

Сума тепла, яке надходить у воду або витрачається нею в результаті всіх теплових процесів, називається тепловим балансом моря. Окремі складові прибутку або витрачання тепла називаються елементами теплового балансу і обчислюються в джоулях на 1 см кв.

В океанах і морях спостерігається добовий і річний хід температури води пов'язаний з відповідною зміною надходження сонячної радіації. Максимальних значень температура води досягає через 2,5-3 год після полудня, а мінімальних – перед сходом Сонця. На поверхні амплітуда добових коливань дуже мала (0,2 – 0,3*), біля тропіків вона підвищується (до 0,3-0,4*).

Річний хід температури залежить від співвідношення прибуткової і видаткової частин теплового балансу протягом року: взимку вода втрачає тепло, а влітку, навпаки, акумулює. Велике значення мають також процеси перемішування водних мас і морські течії.

Максимальні температури води на поверхні океанів спостерігаються в північній півкулі у вересні (іноді в другій половині серпня), у південній – в лютому – березні. Мінімальні температури води бувають у північній півкулі у лютому-березні, а в південній – у серпні-вересні.

Сезонні коливання температури в морях значно більші і зростають з віддаленням від океану. Так, у Чорному морі різниця літньої і зимової температури становить 18-20*С, а в Азовському – 25-28*С.

Більшість фізичних процесів в океані відбувається завдяки сонячній енергії. На поверхню океану надходить потік радіації, що виражається радіаційним балансом R . Між водою і повітрям виникає турбулентний теплообмін F . При випаровуванні поверхня океану втрачає, а при конденсації отримує теплоту LE де L скрита теплота пароутворення E – маса води, що випарувалась або сконденсувалась. При фазових перетвореннях води в лід виділяється, а при таненні льоду поглинається теплота в кількості LKM (LK – прихована теплота кристалізації, M – маса утвореного льоду або льоду, що розтанув). У процесі теплообміну крізь поверхню поверхневий шар води нагрівається або охолоджується. Переміщенням ці процеси передаються вглиб турбулентним потоком теплоти B . Крізь дно в океан постійно надходить потік внутрішньої теплоти Землі D , що вимірюється в мікрокілокалоріях. Крізь бічні границі стовпа води відбувається адвекція теплоти течіями A і горизонтальний турбулентний теплообмін F_r . До адвекції теплоти належить і тепловий ефект річкового стоку. При біохімічних процесах відбувається виділення або поглинання теплоти. Всі ці величини не рівнозначні. В середніх широтах найбільших значень досягає теплота променевого теплообміну з атмосферою. За нею йдуть витрати теплоти на випаровування. Турбулентний теплообмін океану з атмосферою на третьому місці за значенням. У середньому за рік променевий, приплив теплоти урівноважується віддачею теплоти при випаровуванні і турбулентним теплообміном з атмосферою (тепловий баланс). З решти процесів теплообміну істотну роль у тепловому балансі океану можуть відігравати адвекція і теплоти фазових перетворень води. Адвекція значна в районах, що зазнають впливу течій. Теплота, пов'язана з утворенням і таненням льоду, чинить значний вплив на тепловий баланс полярних районів в океану. Інші процеси теплообміну не відіграють істотної ролі в тепловому балансі океану. Рівняння теплового балансу для поверхні океану виражає кількісне співвідношення між потоками теплоти, що перетинають одиничну площадку. Отже, алгебраїчна сума потоків теплоти виражається рівнянням $R+LE+F+LKM=B$. У середньому за рік кількість льоду і тепловміст океану в цілому не змінюються, тобто $LKM = 0$,

$B=0$ і тоді $R+LE+F=0$, де R – величина додатна, LE і F від'ємні. Це рівняння відбиває тепловий баланс і Світового океану в цілому, бо величина D мала і

нею можна знехтувати. Отже, океан взагалі не має джерел теплоти, крім теплообміну через поверхню.

2. Розподіл температури води у Світовому океані

Розподіл температури поверхневих вод тісно пов'язаний із розподілом сонячної радіації і витратою тепла на випаровування, внаслідок чого він має в значній мірі зональний характер. Хоча ця зональність під впливом місцевих чинників (океанічних течій, вітрів, близькість материків) у багатьох районах значно порушується. Найвищі температури спостерігаються північніше екватора. Тут знаходиться термічний екватор (лінія найвищих температур), положення якого змінюється в залежності від сезонів. Термічний екватор знаходиться приблизно в межах 7-10° північної, а в окремих місцях південної широти. Найвищі температури спостерігаються на поверхні Світового океану в серпні (32°C) поблизу берегів Америки і Азії в Тихому океані. Поверхневі води Світового океану в Північній півкулі тепліші ніж в Південній внаслідок ізоляції вод помірних і низьких широт від холодних полярних вод у порівнянні з Південною півкулею. Середня річна температура поверхневих вод Світового океану -17,4°C, в Атлантичному океані -16,9°C, в Тихому -19,1°C, Індійському -17,1°C. Добові коливання температури поверхневих вод не перевищують 0,2-0,3°C, а у високих широтах -0,1°C. найбільші добові коливання спостерігаються в тропіках, де вони досягають 1°C. Добові коливання температури влітку вищі ніж взимку. Річні коливання температури поверхневих вод значно вищі ніж добові і залежать від географічної широти. Найбільші ці коливання в помірному поясі між 30° і 40°, що пояснюється впливом материкових вод. Добові коливання температури спостерігаються до глибини 25-30 м, в окремих районах до 50 м. Річні коливання можуть спостерігатися до глибини 300-400м. Лід в океанах. Лід в океанах і морях існує завдяки сприятливим кліматичним умовам. Великі площі зайняті льодом в Арктичній і Антарктичній областях. Із зниженням температури до точки замерзання деяким переохолодженням вода та наявністю в ній центрів кристалізації стає можливим утворення льоду. І при видаленні теплоти льодоутворення починають з'являтися кристалики чистого льоду, завислі у порівняно тонкому поверхневому шарі води. Це льодяні голки, що ростуть у довжину. При більшій концентрації льодяні голки зіштовхуються, обламуються, змерзаються до купи і утворюють своєрідну льодяну сітку, а пізніше – суцільний шар або плями, подібні до застиглого сало, так зване льодяне сало. Скупчення льодяного сала при вітрі й хвилюванні та внутрішньо-водного льоду, що спливає, називається шугою. Потім відбувається утворення ніласового льоду,

еластичного, товщиною до 10 см, що вигинається на хвилі. З часом нілс перетворюється на молодик товщиною 10-30 см світло-сірого кольору, менш еластичний, що під впливом вітру ламається. Лід товщиною понад 30 см, що проіснував більше однієї зими, називається однолітнім. Лід, що не встиг розтанути протягом літа, переходить в розряд старого, а той, в свою чергу, поділяється на дворічний і багаторічний. Товщина льодяного покриву в Північному океані досягає 2-5 м. Лід не завжди утворюється на поверхні. При перемішуванні замерзаючої води сильними течіями або хвилюванням лід утворюється у водній товщі або навіть на дні. На неглибоких місцях лід може примерзати до дна і утворювати донний лід. З часом донний лід підіймається на поверхню і примерзає до поверхневого.

3. Солоність льоду

Неоднорідність орієнтування кристалів, різна швидкість їх росту приводять до утворення між ними пустот, заповнених морською водою (розсол). Солоність льоду залежить від температури повітря, швидкості вітру в період його формування тощо. При низькій температурі швидкість росту кристалів більша, а розміри менші. Вітер і хвилювання сприяють хаотичному перемішуванню кристалів, при цьому швидкість витікання розсолу менша, ніж при впорядкованій орієнтації. Солоність буває підвищеною тоді, коли лід утворюється із снігу, який випав на поверхню моря і утримує велику кількість води. Зі збільшенням товщини льоду розміщення кристалів стає впорядкованішим, розміри більшими, що сприяє витіканню розсолу через капіляри, дрібні тріщини й пустоти, тому морський лід поступово прісніє, і чим він старіший, тим прісніший. Середня солоність багаторічного льоду становить 1-2‰.

Щільність чистого льоду менша від щільності води і становить приблизно 900 кг/м³.

Дрейф льоду. Морський лід перебуває в постійному русі. Цей рух необхідно враховувати при плаванні у високих широтах. Рух льоду зумовлений вітрами і течіями. Закономірності руху льоду під впливом вітру, тобто дрейф льоду, встановив відомий норвезький вчений Ф.Нансен. Опрацювавши матеріали дрейфу судна "Фрам" (1893-1896 рр.) у Північному Льодовитому океані. Він емпірично з'ясував, що у відкритому морі швидкість дрейфу льоду становить 1/50 швидкості вітру, а напрям руху льоду відхиляється від напрямку вітру праворуч на 28° під дією сили

Коріоліса. Пізніше М.М.Зубов зазначив, що дрейф судна "Седов" у Північному Льодовитому океані відбувався вздовж ізобар атмосферного тиску, де область підвищеного тиску була ліворуч, а пониженого –

праворуч. Швидкість такого ізобаричного дрейфу визначалась Зубовим з умов рівноваги прискорення Коріоліса і баричного градієнта. Приймавши швидкість приземного вітру за 0,5 швидкості геострофічного, а швидкість дрейфу льоду $1/50$ швидкості приземного вітру або $0,01$ геострофічного М.М.Зубов отримав співвідношення між швидкістю дрейфу льоду і баричним градієнтом. Це співвідношення застосовується і донині (з 1938 р.) при орієнтовній оцінці переміщення льоду далеко від берегів.

4. Густина і тиск морської води.

Густиною морської води називається її маса, що вміщується в 1 см куб.. Вона залежить від температури і солоності і позначається символом S (). Для зручності було введено поняття умовної густини. При цьому від числа, що означає густину, відкидають одиницю і помножують його на тисячу. Наприклад, густина морської води при температурі 0° і солоності 35‰ дорівнює 1,028126, а її умовна величина становить 28,13.

Питомою вагою морської води називається співвідношення ваги одиниці її об'єму за будь-якої температури до ваги одиниці об'єму дистильованої води за тієї самої температури. Питома вага визначається так само, як і умовна густина.

Густина морської води зростає з підвищенням її солоності. При зміні температури вона змінюється за більш складними законами. Прісна вода має найбільшу густину при температурі 4°C . Температура найбільшої густини морської води і температура її замерзання змінюються залежно від солоності.

В цілому, густина збільшується від екватора до полюсів (до 50 - 60° широти). Пов'язано це з тим, що головна роль у формуванні густини води при порівняно високій її температурі належить саме останній, і тому розподіл густини від екватора до полюсів наслідують розподіл температури води. Умовна густина з 22 - 23 кг/м куб. поблизу екватора збільшується до 26 - 27 кг/м куб. на 50 - 60° північної і південної широти. Густина дещо зменшується в більш високих північних широтах у результаті зменшення солоності.

Загальні закономірності розподілу густини пов'язані також з глобальним переміщенням вод у світовому океані.

З глибиною густина води в океанах збільшується (пряма стратифікація), чим забезпечується вертикальна рівновага вод. При порушенні прямої стратифікації виникає конвекція і перемішування шарів. Зворотна стратифікація густини – явище дуже короткочасне. Іноді спостерігається повна однорідність шарів, нейтральна рівновага. У високих широтах часто

з*являється шар різкого підвищення густини з глибиною через ісування поверхневого опрісненого шару. На поверхню океанів постійно діє тиск атмосферного повітря, що дорівнює 1 кг/см кв., або тиск стовпчика ртуті заввишки 760 мм, або тиску стовпа морської води заввишки 10,06 м. Із зануренням нижче поверхні води до тиску повітря додається тиск верхнього стовпа води. На кожні 10 м глибини тиск збільшується приблизно на 1 атм. На глибині 9 000 м тиск дорівнює 916 атм., а на глибині 10 000 м – 1119 атм.

Вода під впливом тиску вище розміщених шарів стискується, але мало. Коефіцієнт стиску морської води менший, ніж дистильованої, він зменшується із збільшенням солоності і температури. Якби вода не піддавалася тиску, об*єм Світового океану збільшився б на 11 000 000 км куб., а рівень його піднявся б на 30 м.

Частка води з поверхні моря, занурена на деяку глибину, стискується, і температура води підвищується. Та ж частка води при підніманні з деякої глибини із зменшенням тиску розширюється, а температура її знижується.

5. Поширення льоду

Відповідні кліматичні умови сприяють утворенню льоду на більшій частині поверхні Світового океану. Термі стояння льоду в різних районах океану різний – від кількох тижнів у помірних широтах до постійного в полярних широтах

У Центральній частині Арктики, в антарктичних морях льодовий покрив існує цілий рік. Площа зайнята льодом, в Арктиці досягає майже 11 млн. км кв. (квітень), в Антарктиці – майже 20 млн. км кв. (вересень) Наступна зона включає акваторії, де лід щорічно змінюється. Зона з сезонним льодяним покривом утворюється щорічно в холодний період і повністю зникає влітку, наприклад, в Охотському, Балтійському, Японському та інших морях. У деяких акваторіях Світового океану лід утворюється лише в дуже холодні зими, наприклад, в Чорному, Північному та інших морях. Причому в Чорному морі вода замерзає лише в затоках північно-західної частини, а в Азовському за зиму льодом покривається вся акваторія. На морях, які омивають береги Росії, лід спостерігається кожного року. І тільки один з її великих портів, - Мурманськ – не замерзає, що пояснюється впливом теплої течії Гольфстрім.

Процеси льодоутворення в прісній і морській воді протікають неоднаково, оскільки ці води мають різні фізичні та хімічні властивості. Прісна вода спочатку досягає найбільшої густини при 4*С, а далі замерзає при 0*С. В

процесі замерзання морської води велику роль відіграє її солоність. Для морської води солоністю більше 24,7% температура найбільшої густини нижча ніж температура замерзання. Тому до самого моменту замерзання поверхневий шар шар води важчає, що спричинює інтенсивне перемішування і піднімання тепліших вод на поверхню. Саме це перемішування й утруднює льодоутворення. Щоб почалося замерзання морської води, необхідне охолодження значної її товщі. Друга причина, через яку сповільнюється (порівняно з прісною) замерзання морської води – низька температура її замерзання. Вже при солоності 24,7% температура замерзання складає -1,33*С, а при солоності 35% вона дорівнює -1,9*С. Крім того, при льодоутворенні внаслідок випадіння солей осолонюється поверхневий шар моря. Останнє спричиняється до нового перемішування, а отже й до уповільненого наростання льоду.

Істотне значення мають механічні властивості льоду. Під механічними властивостями морського льоду розуміють його здатність протистояти впливу зовнішніх сил. Такими силами є пружність, твердість і пластичність.

Механічні властивості морського льоду залежать від його солоності, температури і густини. Морський лід менш міцний, ніж річковий. Вважається, що міцність морського льоду становить 75% міцності річкового льоду.

За походженням лід океанів і морів поділяється на морський, річковий і материковий (глетчерний). У Північно-Льодовитому океані зустрічаються всі ці види льоду, але найбільше морського. Річковий лід виноситься в море річковими водами, глетчерний утворюється при обламуванні частин льодовиків, а морський – безпосередньо в морі з морської води. Зрозуміло, що в морях, які омивають Антарктиду, річкового льоду не буває.

Є різні стадії розвитку морського льоду за віком: початкові форми, ніласовий (молодий) лід, сірий, однорічний, багаторічний (арктичний пак).

За характером рухомості лід поділяється на нерухомий і плавучий. Основна форма нерухомого льоду – припай, прикріплений до берега, острова. Він, як правило, однорічний, але в окремих місцях може зберігатися багато років. Такий багаторічний припай зустрічається біля берегів Гренландії й Антарктиди, його товщина іноді більше 3м. Найбільш розвинений припай в окремих морях Північного Льодовитого океану, де він поширюється на сотні кілометрів.

В арктичних морях зустрічаються особливі форми нерухомого льоду – ста мухи. Це окремі торосисті льодові утворення, які сіли на мілину і мають великі вертикальні розміри. Висота підводної частини ста мух – 20-25 м, надводної – 10-15 м.

Не зв'язаний з берегом лід, який рухається під дією вітру й течій, називають плавучим або дрейфуючим. Для Свтового океану він є переважаючою формою і поділяється на битий лід і льодові поля. Льодові поля за площею бувають величезні (у поперечнику більше 10 км), великі (2-10 км) і дрібні (0,5 – 2 км).

Кількість льоду на поверхні моря, його густота оцінюються, як і хмарність, у балах. За 10 балів приймається поверхня, повністю покрита льодом, за 0 балів – чиста вода. Материковий лід у морі з'являється в результаті сповзання льодовиків із суші або при відколюванні великих масивів від шельфового льоду узбережжя полярних країн. У першому випадку утворюються айсберги (кілька км у поперечнику), в другому – льодові острови (30x35 км).

Айсберги бувають кількох видів, найчастіше зустрічаються столоподібні і пірамідальні. Перші відламуються від великих материкових язиків і мають рівну поверхню, вони поширені переважно в Антарктиді; другі характерні для дуже рухомих льодовиків. Утворюються порівняно невеликі айсберги, які відразу ж перевертаються вершиною догори. Поширені вони в Арктиці. Антарктичні айсберги існують 10 і більше років, арктичні – не більше 2 років.

Процес замерзання морського льоду триває до температури - 55*С. При цій температурі замерзають всі згустки розсолу, які можуть знаходитись між кристалами льоду, і утворюється суміш кристалів льоду і солей – кріогідрат. Але деякі солі кристалізуються і при вищій температурі: вже при деякому зниженні температури води нижче точки замерзання з неї випадає карбонат кальцію; при температурі -8,2*С із розсолу випадають згустки сульфату натрію; при температурі -23*С – хлориди; - 55*С хлористий кальцій. Ці температури називають евтектичними.

З підвищенням температури від -55*С морський лід починає танути. Внаслідок випадання у воду солей в ньому збільшується кількість пор. Дальше послаблення льоду спричиняє процеси випаровування і танення снігу. В першому випадку лід перетворюється на пару, в другому - на воду.

Існує ряд класифікацій вод Світового океану за характером льоду, який в них зустрічається. За класифікацією В.С.Назарова і Ю.І. Істошиєва виділяються: 1) моря з епізодичним льодом, лід у таких морях буває не щороку, взимку може з'являтися і зникати кілька разів (Північне і Чорне моря); 2) моря із сезонним льодом (Охотське, Балтійське, Японське, Біле); 3) моря, в яких завжди є лід; цю групу, в свою чергу, можна розділити на дві підгрупи: а) моря, в яких більша частина льоду тоне влітку, а частина залишається (Баренцове, Карське); б) моря, в яких лід є цілий рік, тобто і

влітку, і взимку (Східно-Сибірське, Чукотське, центральна частина Північного Льодовитого океану, більшість морів Антарктики).

У північній півкулі льодовий покрив утворюється в Північному Льодовитому океані та його морях; північній частині Атлантичного океану та деяких його морях (Балтійському і Азовському); деяких районах Північного моря і північно-західній частині Чорного моря. Серед морів Тихого океану льодом вкривається Охотське, північна частина Берінгового і Японського морів.

В Північному Льодовитому океані лід зберігається протягом цілого року і знаходиться в постійному русі. Виняток становлять лише прибережні райони арктичних морів, де взимку утворюється льодовий припай, який влітку руйнується; максимального розвитку льодовий покрив досягає в березні. Влітку в усіх морях Арктики відкриваються великі простори чистої води, переважно біля берегів. Лід при цьому залишається в усіх морях, але скупчується, утворюючи льодові масиви, їх нараховується десять у морях російського сектора Арктики і чотири – в американському секторі. Льодові масиви створюються системою течій і вітрів, вони приурочені до певного географічного району з великою густотою льоду (не менше 6 балів). Дрейфуючі арктичні льоди виносяться в Атлантичний океан через прохід між Гренландією і Шпіцбергеном, а також через протоки Канадського Арктичного архіпелагу.

В районі гренландії, північного узбережжя Канади і Ньюфаундленду часто зустрічаються айсберги. Вони зароджуються на узбережжях Гренландії, Шпіцбергену, Землі Франца-Йосифа, Нової Землі, Північної Землі та окремих островів Канадського Арктичного архіпелагу. Виносяться айсберги в океан переважно Лабрадорською течією і досягають Ньюфаундленської банки. Межа поширення льоду в північній частині Атлантичного океану проходить південніше 72* пн.. ш.

У Тихому океані лід займає обмежені райони, що пояснюється вузькістю Берінгової протоки, через яку виносяться арктичний лід. Найбільше льодом вкривається Охотське море, в якому до кінця зими замерзає вся його північна і північно-західна частина аж до Сахаліну. В Берінговому морі льодом вкривається тільки північна частина, сюди ж через Берінгову протоку виносяться лід арктичного походження. В Японському морі замерзають протоки Татарська і Лаперуза, узбережжя Примор*я і затока Петра Великого.

Щодо південної півкулі, то льодове кільце навколо Антарктиди досягає ширини 500-2 000 км. Лід існує цілий рік, але площа. Зайнята ним протягом року, змінюється. При найбільшому розвитку льодового покриву (у вересні) кромка льоду проходить приблизно по 60* пд.. ш. піднімаючись до 55* на

південь від Африки і опускаючись до 65* в районі на південний захід від Південної Америки. В Антарктиді дуже часто зустрічаються айсберги, причому вони можуть існувати довго і запливати дуже далеко від місця утворення: вони спостерігаються далеко за межами антарктичних вод, на 50-40* і навіть 30* пд.. ш. Зареєстровані айсберги завдовжки від десятків кілометрів до 150-160 км, висота над рівнем моря досягає 40-50 м і навіть 90 м. Про загальну кількість айсбергів говорити важко, проте як приклад можна навести такі дані: за десять років спостережень (1958-1967) в деяких одноградусних клітинах (1* за широтою і довготою) знаходилось до 200 айсбергів, тобто в середньому по 20 айсбергів на рік. Всього в секторі океану між 10 і 100* сх..д. за ці 10 років спостерігалось 33 500 айсбергів.

Суцільного льодяного покриву однакової товщини не буває, здебільшого це крижини різної товщини, що змерзлися між собою. Площа льодяного покриву у Північному Льодовитому океані в березні становить 2 млн. км², а у вересні –7 млн. км² (Жуков Л.О., 1976). Внаслідок дрейфу лід з Арктичного басейну виноситься в Гренландське море і ще далі на південь з швидкістю від 1 до кількох десятків кілометрів за добу залежно від пори року і погоди.

Лід антарктичних морів дрейфує на захід. У теплу пору року більша частина антарктичного льодяного покриву зникає. В Антарктиці часто трапляються айсберги досить великих розмірів. Зафіксовано айсберги довжиною від десятків до 150-160 км і висотою над рівнем моря 40-50, навіть 90 м. Утворюються айсберги під час відламування країв шельфових льодовиків Антарктиди та Гренландії й можуть запливати навіть у тропічні широти, де швидко тануть.