В.К. Хільчевський, С.С. Дубняк

ОСНОВИ ОКЕАНОЛОГІЇ

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

В.К. Хільчевський, С.С. Дубняк

ОСНОВИ ОКЕАНОЛОГІЇ

Підручник

2-ге видання, доповнене і перероблене

Затверджено Міністерством освіти і науки України як підручник для студентів вищих закладів освіти

Київ
Видавничо-поліграфічний центр
“Київський університет”
2008

УДК 551.46
ББК. 26.221я73
Х 45
Затверджено Вченою радою Київського національного університету імені Тараса Шевченка 5 березня 2007 р.

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.

ISBN 966-594-161-5

У книзі викладено відомості про основні явища і процеси, що відбуваються у Світовому океані, охарактеризовано географічні закономірності їх проявів. Розглянуто історію досліджень і сучасні уявлення про походження Світового океану, морської води і її сольового складу, показано взаємовплив різних географічних оболонок: гідросфери, літосфери, атмосфери і біосфери у Світовому океані. Проаналізовано особливості використання біологічних і мінеральних ресурсів океану та гідроекологічні проблеми, які виникають при їх господарському освоєнні. Наведено океанографічну характеристику Чорного і Азовського морів, що омивають територію України.

Розраховано на студентів географічних факультетів вищих закладів освіти.

Рецензенти:
В.М. Тімченко, доктор географічних наук (Інститут гідробіології НАН України)
С.В. Міхелі, кандидат географічних наук, доцент (Національний педагогічний університет імені М.П. Драгоманова)

© Хільчевський В.К., Дубняк С.С., 2001
© Хільчевський В.К., Дубняк С.С., 2008
© Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ВПЦ «Київський університет», 2008

ПЕРЕДМОВА

Пропонований підручник “Основи океанології” є другим виданням, доповненим і переробленим у відповідності з останніми досягненнями в різних галузях океанології, а також з урахуванням побажань і пропозицій, висловлених після виходу першого видання в 2001 році.

В підручнику вирішується головне завдання курсу ”Основи океанології” – показати загальні закономірності процесів, що відбуваються у Світовому океані, та проаналізувати географічні особливості їх прояву. Світовий океан при цьому розглядається як єдиний географічний об’єкт у його взаємодії з водними об’єктами суші, атмосферою, літосферою і біосферою.

В книзі значне місце відведено висвітленню проблем світоглядного характеру з метою розширення і поглиблення знань студентів про світ, що їх оточує. Перш за все це стосується космогонічних проблем походження Землі, виникнення і формування Світового океану, атмосфери, літосфери і біосфери.

Комплекс природних процесів у Світовому океані вивчається з різних позицій багатьма науками фізико-математичного, хімічного, геолого-географічного і біологічного напрямків. Тому відповідно до “Міжнародної хартії географії океанів” (Італія, Рим, 2000), запропонованої Міжнародним географічним союзом, матеріал підручника викладено як міждисциплінарний курс на основі виявлення зв’язків між природничими і суспільними науками про океан. Це необхідно для формування цілісних екосистемних підходів до забезпечення сталого розвитку прибережних і океанічних районів.

Автори підручника намагалися подати складний матеріал доступно для студентів-географів і при цьому показати суть фізико-хімічних процесів, що відбуваються у Світовому океані, та їх географічних проявів. Тому для повноцінного засвоєння курсу від студентів вимагається ґрунтовне знання суміжних дисциплін (фізики, хімії, біології, геології) і, звичайно, фізичної та економічної географії.

Світовий океан все більше стає ареною активної господарської діяльності, розширюється використання його біологічних і мінеральних ресурсів. При цьому виникають нові і поглиблюються уже існуючі екологічні проблеми, включаючи глобальні зміни океану.

Економічному і екологічному значенню Світового океану для людства в курсі відведено чільне місце з урахуванням завдань щодо сталого розвитку, висунутих на XXI століття Генеральною Асамблеєю ООН в Ріо-де-Жанейро (1992). У порівнянні з попередніми підручниками з океанології більшу увагу звернуто на гідрохімічні і гідроекологічні процеси і явища, вперше розроблено главу, присвячену моніторингу забруднення Світового океану.

У даній книзі узагальнено і використано досвід російських океанологів Ю.В.Істошина (“Океанологія”, 1969), Л.О.Жукова (“Загальна океанологія”, 1976), О.Д.Добровольського і Б.С.Залогіна (“Моря СРСР”, 1982), викладено основні результати досліджень Світового океану в останній чверті XX століття. Структура книги відповідає класичним розділам океанології, доповнена регіональним матеріалом про Азовське та Чорне моря, які омивають територію України.

В основу підручника покладено курс лекцій з предмету “Основи океанології”, який з 1996 року є нормативним для студентів другого курсу географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка. При цьому використано досвід викладання даного предмету та деякі результати власних досліджень на Чорному морі та в гирлових областях Дніпра і Дунаю авторів книги: В.К. Хільчевського – завідувача кафедри гідрології та гідроекологіїї, доктора географічних наук, професора; С.С. Дубняка – доцента цієї кафедри, кандидата географічних наук.

Автори будуть вдячні за побажання і пропозиції, висловлені стосовно структури і змісту книги на адресу: ГСП-680, м. Київ, пр. Академіка Глушкова, 2-А, географічний факультет Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Телефон: (044) 5213229. E-mail: hilchevskiy@ukr.net.

В С Т У П

Предмет дослідження океанології, її завдання

Океанологія (від “океан” і грецького “логос” – вчення) – це комплекс наук, які вивчають фізичні, хімічні, геологічні та біологічні явища і процеси, що відбуваються в Світовому океані. Інколи вживають термін “*океанографія*” (від “океан” і грецького “графо” – письмо, опис) як синонім терміну “океанологія”, хоча в більш вузькому значенні океанографія – це наука, яка вивчає фізичні властивості Світового океану та окремих його частин. Основними підрозділами океанології є: *фізика океану* (океанографія), *хімія (гідрохімія) океану*, *геологія океану, біологія (гідробіологія) океану,* які досліджують загальні закономірності процесів і явищ, що відбуваються у Світовому океані, та *регіональна океанологія*, яка вивчає конкретні океани, моря та їх частини.

Предметом вивчення фізики океану є фізичні властивості морської води, гідродинамічні процеси (припливи, течії, хвилі, коливання рівня та ін.), термічний і льодовий режими. Хімія океану досліджує хімічний склад морських вод, процеси їх забруднення та самоочищення. Геологія океану займається вивченням його дна і берегів. Рослинний і тваринний світ океанів і морів розглядається біологією океану. До комплексу океанологічних наук відносять *морську метеорологію,* що вивчає закономірності атмосферних процесів над океаном.

При дослідженні Світового океану, який вкриває майже три чверті земної поверхні, океанологія базується на досягненнях географії. В той же час, досліджуючи явища і процеси, що відбуваються у водах океанів і морів, океанологія тісно пов’язана з фізичними науками, які вивчають загальні закономірності стану і динаміки рідин – гідромеханікою, власне фізикою, аеродинамікою та ін. Як і фізичні науки, океанологія залучає до вивчення океану математичний апарат.

На порозі XXI століття виявилось, що наші знання про Світовий океан набагато менші, ніж знання про сушу. До такого невтішного висновку дійшов Міжнародний географічний союз, аналізуючи підсумки Міжнародного року океану (1998 р.). Виходячи з цілей, проголошених у “Порядку денному на XXI століття” Конференцією ООН щодо довкілля і розвитку (Ріо-де-Жанейро, 1992), Міжнарод-

ний географічний союз відзначив необхідність зростання ролі географії в океанологічних дослідженнях. Характерна ознака сучасних методологічних підходів до вивчення океану – цілісність, яка вимагає створення ефективних міждисциплінарних підходів. Географія як система знань про географічну оболонку, повинна бути в серцевині океанологічних досліджень.

Основні напрямки географічних досліджень океану в XXI столітті, визначені в Міжнародній хартії океанів (2000), повинні бути зосереджені на: 1) вивченні глобальних змін океану; 2) кооперації морських природничих і суспільних наук; 3) необхідності розробки підходів до управління океану, які забезпечували б його сталий розвиток.

Серед глобальних змін океану першочергової уваги заслуговують дві: 1) очікуване внаслідок потепління клімату підняття рівня океану і зв'язані з ним зміни біогеохімічних процесів; 2) урбанізація прибережної смуги океану (до кінця XXI віку біля 60% населення Землі імовірно буде проживати у 60-кілометровій береговій смузі), що призведе до збільшення антропогенного навантаження на узбережні і морські ресурси. Звичайно, глобальні зміни океану можуть викликати екологічні і соціальні конфліктні ситуації: між продуктивністю екосистеми океану і потребами людства в продукції океану, між станом екосистеми океану і рівнем його забруднення, між потребами окремих держав у океанічних ресурсах і загальнолюдськими потребами збереження цих ресурсів.

Таким чином, океанологія спираючись на географічні науки, з одного боку, і фізико-математичні – з іншого, займає в загальній системі наук суміжне положення з цими науками. Висновки океанології, в свою чергу, дають можливість і вказаним наукам застосовувати отримані закономірності для вирішення своїх завдань.

Історія розвитку знань про океани і моря

В історії вивчення Світового океану виділяють три періоди: нагромадження знань, зародження океанології (океанографії) як науки та її становлення. В третьому періоді можна виділити ще так званий сучасний етап (після Першої світової війни).

Перші відомості про Світовий океан накопичувалися паралельно із розширенням географічних знань людини. Уже в глибоку давни-

ну фінікійці, єгиптяни, греки, китайці, а також інші народи, які населяли береги океану, мали правильні уявлення про деякі явища, що спостерігалися в ньому. Ще в V ст. до н.е. грецький учений Геродот був упевнений в єдності Атлантичного та Індійського океанів і згадував про припливи у Перській затоці. Арістотель (384-322 р. до н.е.) у своїй праці "Метеорологія", в якій океану присвячено цілий розділ, висловив думку про єдність Світового океану. Він указував на існування течій в протоках: Керченській, Босфор, Дарданелли і стверджував, що Азовське море мілкіше від Чорного, а Чорне – мілкіше від Середземного.

Особливою широтою поглядів на процеси, що відбуваються на суші і в океані, виділявся грецький учений Страбон (60 р. до н.е. – 20 р. н.е.). Як і Арістотель він був упевнений в єдності Світового океану, в результаті чого усі моря і океани повинні мати однаковий рівень води. Поверхню Світового океану він вважав сферичною, причому центр цієї сфери знаходиться у центрі Землі. Він також вважав, що деякі частини материків колись були під водою і, навпаки, там де зараз знаходиться море, була суша.

Римський учений Сенека мав правильне уявлення про баланс вологи на Землі. Він вважав, що випаровування дорівнює кількості води, яка вливається в море річками і надходить з дощами. Це уявлення дозволило зробити йому висновок про постійність солоності вод Світового океану.

Знаменитий географ Птолемей (II в. н.е.) у своїй праці "Географія" зібрав воєдино усі географічні відомості того часу. Він створив карту в конічній проекції і наніс усі відомі тоді географічні пункти від Атлантичного океану до Індокитаю. Але Птоломей відмовився від правильних уявлень Страбона і Арістотеля про єдність Світового океану і вважав, що суша охоплює океани і розділяє їх на відокремлені моря. Так, у своєму атласі він зобразив Індійський океан відокремленим від Атлантичного Африкою.

В середні віки у розвитку географічних і океанологічних знань наступила довга перерва. Навіть широко відомі раніше істини почали забуватися. Так, було забуте уявлення про сферичність Землі, а до XI ст. досить досконалі карти Птолемея замінили дуже примітивними. В цей період хоча і відбувалися морські мандрівки (плавання арабів в Індію та Китай, норманів до Гренландії і до берегів пів-

нічно-східної Америки), але суттєвих океанологічних відкриттів чи узагальнень не було зроблено.

Зародження океанології. Подальший розвиток океанології пов'язаний із Великими географічними відкриттями кінця XV – початку XVI століття. Христофор Колумб у 1492 р. відкрив в Атлантичному океані Північну Пасатну течію, вперше виявив магнітне схилення і виконав перші спостереження за течіями у відкритому океані. Себастьян Кабот, який відкрив повторно після норманів у 1497-1498 рр. Лабрадор і Ньюфаундленд, був першим, хто свідомо скористався течією Гольфстрім для прискорення плавання. Йому належить честь відкриття холодної Лабрадорської течії. Першим навколосвітнім плаванням Фердінанда Магеллана (1519-1522 рр.) було практично доведено, що Земля є кулею і всі океани зв'язані між собою. При цьому було визначено співвідношення суші і океану.

Після епохи Великих географічних відкриттів почався швидкий розвиток досліджень океану. В 1650 р. голландський географ Б. Вареніус вперше запропонував виділяти п'ять океанів: Тихий, Атлантичний, Індійський, Північний Льодовитий і Південний Льодовитий. У 1845 р. Лондонське географічне товариство підтвердило цей поділ. Згодом деякі вчені (О.Крюммель, Німеччина, 1878; Ю.М. Шокальський, Росія, 1917) запропонували виділяти лише три океани: Тихий, Атлантичний та Індійський, вважаючи Північний Льодовитий океан морем Атлантичного океану. Комплексне вивчення Арктичного басейну призвело до того, що в 1935 р. у колишньому Радянському Союзі було прийнято виділення Північного Льодовитого океану як самостійного.

В 1664 р. А. Кірхер (Німеччина) створив першу карту морських течій, що базувалася на результатах спостережень мореплавців.

Першою спеціальною працею, яка вийшла в 1725 р., була "Океанографія" Л. Марсільї (Італія). Італійський вчений дав перший опис ґрунтів дна Середземного моря як осадових порід, зробив спробу вимірювання температури води на різних глибинах та визначення густини, хімічного складу і властивостей морської води.

В 1749 р. англійський капітан Елліс вперше провів вимірювання температури води на глибинах 1200-1600 м біля північно-західних берегів Африки. Але треба зазначити, що точність його вимірювань,

як і у Л. Марсільї, була досить низькою, оскільки використовувався звичайний батометр, під час підняття якого на поверхню відбувалася зміна температури води.

В 1770 р. Б. Франклін (Великобританія) створив першу карту Гольфстріму, обґрунтував головну причину утворення морських течій - вітер. Велике значення мала розробка в 1687 р. І. Ньютоном (Великобританія) теорії припливів в океані, яка була розвинута в 1740 р. Д. Бернуллі (Швейцарія) і в 1799-1825 рр. П. Лапласом (Франція). В цей же час почала розроблятися теорія хвиль (І.Ньютон, 1726; П. Лаплас, 1776; Лагранж, 1786; Герстнер, 1802, та ін.).

У XVIII столітті відбувалися численні плавання у різних районах Світового океану і поступово накопичувалися відомості в області океанології. Слід відзначити плавання В. Берінга та О.І. Чирікова (1728-1741 рр.), в результаті яких була повторно (після Семена Дежньова у 1648 р.) відкрита Берінгова протока і досліджені широкі простори північної частини Тихого океану.

Свій внесок у розвиток океанології зробив і відомий російський вчений М.В. Ломоносов. Йому належать ідеї конструкції деяких океанологічних приладів, наприклад, вимірювача течії. У 1761 р. ним була запропонована класифікація полярних льодів, а в 1763 р. зроблено опис Північного Льодовитого океану з науковим обґрунтуванням можливості східного проходу в Китай та Індію Північним морським шляхом.

У XIX столітті експедиційні дослідження Світового океану стали ще більш інтенсивними. Виділяється перша російська кругосвітня експедиція І.Ф. Крузенштерна та Ю.Ф. Лисянського на кораблях “Нєва” і “Надєжда” (1803-1806 рр.), під час якої проводилися вимірювання температури води на глибинах за допомогою щойно винайденого мінімально-максимального термометра Сікса, спостереження за питомою вагою води, течіями, біологічні дослідження. Велике значення мало плавання О. Коцебу на корветі “Прєдпріятіє” (1823-1826 рр.) за участю Е. Лєнца, яке започаткувало точні глибоководні вимірювання температури води в океані. При цьому вчені Е. Лєнц і Є.Паррот, які винайшли термоізоляційний термометр, пізніше (1832 р.) провели досліди, що показали вплив тиску на температуру води.

Особливо слід відзначити експедицію Ф.Ф. Белінсгаузена і М.П.Лазарєва на корветах “Восток” і “Мирний” (1819-1821 рр.), яка відкрила береги Антарктиди і зробила великий внесок у вивчення антарктичних льодів (їх класифікація та фізико-хімічні властивості). На цей же період припадає організація перших берегових пунктів спостережень за гідрометеорологічним режимом морів. Велике значення мало винайдення у 1839 р. мореплавцем Ф.П. Літке припливоміра для вимірювання рівня моря і встановлення його на берегах Північного Льодовитого і Тихого океанів.

У 1819 р. Марсе (Франція) встановив температуру води найбільшої густини, а в 1837 р. С. Депре (Бельгія) визначив також точку замерзання і показав, що обидві температури залежать від солоності води.

У 1854 р. Дж. Бруком (США) винайдено лот з відокремлюваним тягарем і драгу для відбору ґрунту і донних живих організмів. У 1862 р. англійський вчений У. Фруд провів численні дослідження морських хвиль за допомогою запропонованої ним жердини (жердина Фруда). Американський військовий гідрограф М. Морі в 1840-1850 рр. створив кілька карт течій для лоцій, а в 50-х роках побудував першу карту рельєфу дна північної частини Атлантичного океану. Значною науковою працею стала видана М. Морі “Фізична географія моря” (1859 р.), у якій були викладені основи морської метеорології та фізичної океанографії.

Англійський вчений Дж. Пріствіч у 1872 р. дав першу характеристику температурної стратифікації океанів. Г. Форхгаммер (Данія) у 1868-1870 рр. встановлює стабільність хімічного складу морської води. В цей період почалося наукове вивчення живих організмів, які населяють океан. Було встановлено, що вони мешкають не лише в поверхневому шарі води, але і в його товщі. Д. Балей (США) виявив у 1851 р., що органічна частина ґрунту складається із залишків відмерлих організмів (діатомових, радіолярій та ін.).

Велику роль у розвитку океанології відіграла перша океанографічна кругосвітня експедиція на англійському військовому вітрильно-паровому корветі “Челенджер” на чолі із зоологом В. Томсоном (1872-1876 рр.), яка започаткувала спеціальні океанографічні експедиції, створення нових технічних засобів і методів спостережень. Експедиція зібрала величезний матеріал з біології, геології, гідрохі-

мії та фізичної океанографії. Обробка отриманих даних виконувалася силами 70 вчених протягом 20 років. ЇЇ наукові підсумки були викладені в 50 томах, які досі не втратили своєї цінності. Особливе значення мали класифікація ґрунтів морського дна Мерея і Ренара, а також дослідження професора Дітмара, які підтвердили стабільність хімічного складу вод Світового океану і переважання в ньому хлоридів. У 1902 р. М. Кнудсен (Данія) розробив метод визначення солоності води за вмістом у ній хлору, а також таблиці солоності та густини води.

У цей час виконував свої дослідження відомий російський флотоводець і вчений С.О. Макаров на судні "Витязь" (1886-1889 рр.). У праці "Про обмін вод Чорного і Середземного морів" (1885 р.) С.О. Макаров виклав результати своїх досліджень з вивчення поверхневих і глибинних течій у протоці Босфор. Він показав, що знайдена глибинна течія, яка направлена з Мармурового моря в Чорне, виникає в результаті різниці густини вод цих морів. У протоці Босфор С.О. Макаров виконав більше 4 тисяч визначень температури і питомої ваги морської води та близько тисячі вимірювань течій. Згодом численні спостереження були виконані ним у Чорному морі, а потім у Тихому океані та морях Японському, Охотському, Жовтому. У відомій книзі "Витязь" і Тихий океан" (1894 р.) С.О. Макаров дав перше зведення усіх океанографічних спостережень у північній частині Тихого океану.

У кінці XIX століття детально вивчалися Чорне і Азовське моря. Зокрема, значні роботи були виконані експедиціями на чолі з Шпідлером (1890-1901 рр.). Під керівництвом М.М. Книповича працювала науково-промислова експедиція в Баренцовому морі. Згодом, у 1911-1915 рр. Головним гідрографічним управлінням була організована полярна експедиція на криголамних кораблях "Таймир" і "Вайгач", яка відкрила Північну Землю і виконала важливі гідрометеорологічні спостереження.

Кінець XIX століття відзначається також цілим рядом наукових океанографічних експедицій з різних країн. Це німецькі експедиції на "Газелі" (1874-1876 рр.) та "Вільдівії" (1898-1899 рр.), американські на "Тускарорі" (1874 р.) та "Ентерпрайзі" (1883-1886 рр.), французькі, італійські, англійські. У цей період було проведено понад 15 тис. глибинних промірів, що дозволило створити генеральну ба-

тиметричну карту океанів на 24 аркушах у масштабі 1:10000000, яку було видано під керівництвом засновника Океанографічного музею в Монако принца Альберта Першого Монакського.

Становлення океанології як науки. На початку XX століття організовуються міжнародні та національні океанографічні установи і мережі берегових станцій. Створена у 1902 р. Міжнародна рада з вивчення моря запровадила уніфікацію методик океанографічних вимірювань, стандартні горизонти і розрізи для повторних спостережень в океанах і морях. Почалися систематичні роботи в окремих регіонах Світового океану (Гольфстрім, Куросіо, Антарктичний басейн, Північний Льодовитий океан та ін.).

У 1903 р. Й. Сандстрем і Б. Гелланд-Хансен (Норвегія) розробили на основі теорії В.Б'єркнесса (Норвегія) динамічний метод розрахунку течій, який у 1935 р. був розвинутий М.М. Зубовим (СРСР). У 1912-1916 рр. Б. Гелланд-Хансен запропонував метод аналізу температурно-солонісних кривих з метою вивчення структури океану і процесів переміщення водних мас. У 1907 р. Дж. Дарвін (Великобританія) запропонував спрощений метод гармонічного аналізу припливів.

До Першої світової війни були проведені значні океанографічні експедиції: німецька на судні "Планет" (1906-1907 рр.), датська на судні "Мікаел Сарс" (1905-1910 рр.). На цей час припадає поява узагальнюючих праць з океанографії: О. Крюммеля, Шпіндлера і Ю.М. Шокальського.

У 1912 р. в Берліні під керівництвом спеціаліста-океанографа М. Гролла була складена нова батиметрична карта Світового океану в масштабі 1:40000000, яка була перевидана в 1927 р. на підставі вже 30 тисяч промірів глибин.

Сучасний етап океанологічних досліджень можна поділити на дві частини: перша – від Першої світової війни до Другої світової війни; друга – після Другої світової війни. Весь етап характеризується такими рисами: 1) впровадженням елементів плановості у проведення океанологічних робіт; 2) уведенням міжнародних стандартів у методику досліджень і впровадженням стандартних чи однотипних приладів; 3) широким використанням міжнародного співробітництва у проведенні експедиційних досліджень в океанах.

У 1918 р. в Петрограді з метою гідрометеорологічного обслуговування портового будівництва і мореплавства у складі Центрального управління морського транспорту був створений Комітет з гідрології, метеорології та геології, який було перетворено в 1922 р. у Центральне гідрометеорологічне бюро. Основним завданням Комітету і бюро було систематичне вивчення прибережної смуги морів тодішнього СРСР і морських гирл річок та методичне керівництво мережею морських гідрометеостанцій.

У 1921 р. засновано Плавучий морський науковий інститут (Плавморнін). Його завдання полягало в систематичному обстеженні арктичних морів та комплексному вивченні їх разом із прилеглими до них частинами суходолу. Перше експедиційне судно-інститут "Персей" починаючи з 1923 р. здійснило майже сотню рейсів у просторах Баренцового, Білого, Карського, Гренландського та Норвезького морів. У 1929 р. на базі Плавморніну створюється Океанографічний інститут, який в 1933 р. перетворюється у Всесоюзний науково-дослідний інститут морського рибного господарства та океанографії (ВНДІРО).

Паралельно з Плавморніном виникають нові морські установи з різними науково-прикладними завданнями: Інститут з вивчення Півночі (з 1930 р. – Арктичний інститут, нині Арктичний та антарктичний науково-дослідний інститут); Морський відділ Державного гідрологічного інституту (ДГІ) – обидва в Петрограді; Морська гідрофізична станція в Севастополі (нині Морський гідрофізичний інститут НАН України). На морях були організовані місцеві науково-дослідні установи: морські обсерваторії ВМФ, обсерваторії Гідрометеослужби, інститути та станції рибного господарства. Усіма цими установами проводилися широкі океанологічні дослідження, які мали особливо широкий розмах на арктичних морях.

У радянські часи численні експедиції, супутні спостереження суден, які курсували Північними Морським шляхом, льодові авіарозвідки, робота мережі полярних гідрометеостанцій дозволили накопичити такий обсяг матеріалу про режим арктичних морів, що за вивченістю вони не поступаються морям помірних широт. Робота в полярних широтах вимагала від дослідників великої мужності. Яскравим прикладом цього є дрейф станції "Північний полюс" (1937-1938 рр.) і судна "Сєдов" (1937-1940 рр.).

З найбільш важливих досягнень океанологів інших країн у цей період слід відзначити винайдення у 20-і роки американцями ехолота, який спочатку давав інформацію про глибини через певний заданий проміжок часу. Але вже перед Другою світовою війною США застосували ехолот-самописець. Його дія базується на фіксації часу проходження ультразвуку через воду від вібратора-випромінювача до дна і назад до вібратора-приймача.

Важливі експедиції були проведені німецькими вченими на судні "Метеор" (1925-1938 рр.), які виконали глибоководні спостереження в Атлантичному океані за густою мережею гідрологічних розрізів із застосуванням ехолота для промірних робіт. Значний науковий матеріал був отриманий експедиціями різних країн під час другого Міжнародного полярного року (1932 р.).

До 40-х років океанологічні експедиції займалися головним чином описом конкретних океанічних і морських басейнів та вивченням розподілу в них найважливіших фізичних і хімічних характеристик води, течій, припливів, хвилювання, льодів та інших явищ. Дослідження мали переважно регіональний і режимний характер, широко використовувалися методи кліматології, картографування та інші географічні методи. Великий внесок у розвиток океанології зробили Ю.М. Шокальський, Н.М. Книппович, К.М. Дерюгін, В.О. Берьозкін, В.Ю. Візе (СРСР), Х. Свердруп, Ф. Нансен (Норвегія), О. Крюммель, Г. Вюст, Г. Шотт (Німеччина), І. Суда (Японія), О. Петерсон (Швеція), Р. Айселін (США) та ін.

З другої половини 40-х років почався широкий і плідний розвиток всіх напрямків у вивченні океану. Великого значення набувають експедиції Інституту океанології АН СРСР (заснований у 1946 р.) на судні "Витязь" в далекосхідних морях, Тихому та Індійському океанах, Морського гідрофізичного інституту НАН України на судні "Михайло Ломоносов" в Атлантиці, Державного океанографічного інституту Гідрометеослужби на суднах "Воєйков" та "Шокальський" у Тихому океані.

В США особливо активні дослідження проводить Ламантська геологічна обсерваторія при Колумбійському університеті та Океанографічний інститут у Вудсхолі. На суднах "Атлантіс", "Віма", "Кроуфорд", "Альбатрос", "Керін" досліджуються рельєф і відклади

дна океану, течії, фізичні та хімічні властивості вод, життя в різних частинах Атлантики.

З 1955 р. проводяться значні міжнародні експедиції: з вивчення північної частини Тихого океану (Норпак, 1955); за програмою Міжнародного геофізичного року (1957-1958 рр.); вивчення екваторіальної зони Атлантики (Екватлант, 1963-1964 рр.); дослідження Куросіо (Сік, з 1965 р.); вивчення тропічної зони Атлантики (Тропекс, 1965 р.); вивчення океанських вихорів (Полімоде, 1977-1978 рр.). Уже на початку 70-х років світовий експедиційний флот налічував 120 суден водомісткістю 500 т і більше, обладнаних новітніми технічними пристроями і апаратурою.

Тропекс, Джосин, Пігап – це основні міжнародні океанологічні програми, в яких брали участь вчені НАН України та галузевих інститутів, зокрема Морського гідрофізичного інституту, Інституту біології південних морів, Інституту геологічних наук, Українського центру екології моря та ін.

Океан вивчався в численних лабораторіях науково-дослідних суден “Академік Курчатов”, “Академік Вернадський”, “Професор Візе”, “Професор Штокман”, “Михайло Ломоносов”, “Професор Богоров”, “Петро Лебедєв”, “Сергій Вавілов” та ін. Серед них є судна комплексного призначення і спеціалізовані: судна служби погоди, геофізичні, геологічні, космічних досліджень. Найбільші і найкраще оснащені – “Космонавт Юрій Гагарін”, “Академік Сергій Корольов”, “Космонавт Володимир Комаров”. На початку 1996 р. у Світовий океан вийшло нове українське науково-дослідне судно "Київ".

Великий внесок у дослідження Світового океану в цей період зробили такі вчені: у вивчення фізичного середовища океану – В.В. Шулейкін, М.М. Зубов, В.В. Тимонов (СРСР), Г.М. Стомелл, Р.Р. Ревелл (США), Н.Г. Кемпбелл, Р.В. Стюарт (Канада), Г.Є. Дікан, Г.К. Сваллоу, Х. Чарнок (Великобританія), А. Лакомб (Франція), І. Мацудзова, М. Уда, К. Хідака (Японія); хімії океану – О.О. Алекін, Л.К. Блінов, С.В. Бруєвич (СРСР), Д.Е. Фішер, Р.Х. Флемінг (США), М. Вальдичук, В.Л. Форд (Канада), І. Іман, К. Сучавара (Японія); біології океану – В.Г. Богоров, Л.О. Зенкевич (СРСР), Дж. Айзекс, В.М. Чапмен (США), К.Е. Лукас (Великобританія), Р. Марумо, І. Мацуї (Японія).

Найважливішими результатами океанологічних досліджень за останні 40 років вважаються наступні:

1) Відкриття системи підповерхневих течій, що рухаються на схід уздовж екватора під тонким шаром південних пасатних течій. У Тихому океані – це протитечія Кромвеля, в Атлантичному – Ломоносова, в Індійському – Тареєва.

2) Виявлення синоптичних вихорів, що зароджуються на периферіях океанічних течій та в центральних частинах круговоротів екваторіальних районів океанів. Ці фізичні аналоги атмосферних циклонів і антициклонів охоплюють всю товщу води і діють протягом багатьох років.

3) Відкриття мікроструктури океану, яка свідчить, наприклад, що води Амазонки окремими “лінзами” поширюються на сотні миль серед атлантичних вод, а “лінзи” солоних вод Червоного моря потрапляють далеко у води Індійського океану. Всі вони мають вихровий характер.

4) Відкриття підводних звукових каналів у пластах води на глибинах близько 200-500 м у помірних широтах, близько 2000 м – у тропічних. Звук у цих каналах поширюється на великі відстані, не послаблюючись.

5) Висновок про єдність системи серединно-океанічних хребтів Тихого, Індійського та Атлантичного океанів, про їх сейсмічність і вулканізм. Океанічні западини – це не просто зони найбільших глибин, а важливі тектонічні провінції – антиподи серединно-океанічних хребтів. Земна кора тут має потужність лише 5-7 км.

6) Відкриття у Карибському морі п’яти видів не відомих науці риб. Опис близько 280 видів тварин на глибинах понад 8000 м, що довело існування життя у всій товщі океану. Виявлення у районі Коморських островів кистеперих риб – целикантів, які вважалися вимерлими в пізньому палеозої. Виявлення молюсків класу моноплакофори на глибині 4000 м, які вважалися вимерлими у девоні.

В останні десятиліття у проблематиці наукових досліджень важливе місце зайняли питання охорони океанів і морів та їх біологічних ресурсів, а також вивчення енергетичних і мінеральних ресурсів океану. Розробляються проблеми хімічного забруднення вод океанів і морів та охорони їх середовища із застосуванням космічних методів досліджень.

1. ЄДНІСТЬ ТА ПОДІЛ СВІТОВОГО ОКЕАНУ, РЕЛЬЄФ І ҐРУНТИ ОКЕАНІЧНОГО ДНА

1.1. Єдність Світового океану та його поділ

Світовий океан являє собою безперервну водну оболонку земної кулі. Із 510 млн. км^2 поверхні Землі 361 млн. км^2 (70,8 %) припадає на океани та моря і 149 млн. км^2 (29,2 %) – на сушу.

Розподіл суші і водного простору на поверхні земної кулі дуже нерівномірний. У північній півкулі на океани припадає 60,7 %, на материки – 39,3 %, у південній півкулі – відповідно 80,9 і 19,1%. Північний приполярний простір зайнятий водою. Північніше 84º пн.ш. (крайня північна точка Гренландії) водна поверхня взагалі не має розривів. Між 60 і 70º пн.ш., навпаки, суша утворює майже суцільне кільце. Далі на південь поверхня суші поступово зменшується. Південніше мису Горн (56º пд.ш.) океан знову охоплює земну кулю суцільним простором, який переривається невеликими островами (Південні Сандвічеві, Південні Оркнейські, Південні Шетландські та ін.). Тільки з 63º пд.ш. знову з'являється суша (Антарктичний півострів Антарктиди). Біля Південного полюса суша займає увесь приполярний простір.

Підставою для поділу Світового океану на окремі океани є наступні ознаки: конфігурація берегової лінії материків і архіпелагів островів, рельєф дна, самостійні системи океанічних течій і атмосферної циркуляції, характерні особливості горизонтального і вертикального розподілу температури і солоності води тощо. Згідно цих ознак, Світовий океан поділяється на чотири океани: Тихий, Атлантичний, Індійський, Північний Льодовитий.

Як уже зазначалося, з 1845 по 30-і роки XX ст. виділявся ще п'ятий океан – Південний, умовна північна межа якого – Південне полярне коло. На Міжнародному гідрографічному конгресі в Монако в 1952 р. було прийнято рішення не виділяти в самостійні ні Південний океан, ні Північний Льодовитий океан. Останній було визнано внутрішнім Полярним морем Атлантичного океану. Але не всі вчені поділяють такий підхід, тому на картах багатьох держав Північний Льодовитий океан фігурує як самостійний. На деяких сучасних картах відновлена назва і Південного океану.

Межею Тихого океану на заході є береги Азії до півострова Малакка (рис.1.1). Далі межа проходить по західному берегу острова Суматра, південному берегу острова Ява до острова Тимор, оскільки гідрологічний режим усіх морів Східно-Індійського архіпелагу зумовлюється в основному водообміном з Тихим океаном. Потім межа прямує до мису Лондондеррі на північному узбережжі Австралії, через Бассову протоку до мису Південний на південно-східній окраїні Тасманії, далі – по меридіану мису Південний (147° сх.д.) до Антарктичного материка. На півдні межею Тихого океану є берег Антарктиди. На сході – береги Північної і Південної Америки. По меридіану мису Горн (68° з.д.) межа перетинає протоку Дрейка до Землі Греема (Антарктида). На півночі межа Тихого океану проходить через Берингову протоку по лінії: мис Дежньова – мис Принца Уельського.

Межами Атлантичного океану на заході служать береги Північної та Південної Америки від Баффінової Землі на півночі до мису Горн на півдні, потім межа йде протокою Дрейка до Антарктиди, а на сході межею є береги Європи, Африки і меридіан мису Голковий (20° сх.д.) до Антарктиди. На півночі Атлантичний океан межує з Північним Льодовитим океаном по лінії: п-ов Статланд – Шетландські острови – Фарерські острови – Ісландія – через Датську протоку до Гренландії – південний берег Гренландії – через Девісову протоку до берега Баффінової Землі – південний вхідний мис у Гудзонову протоку. Ця межа Атлантичного океану проходить по підводних порогах, які відокремлюють його від морів Баффіна, Норвезького і Гренландського. На півдні межею є берег Антарктиди.

Межами Північного Льодовитого океану є вже названі межі з Атлантичним і Тихим океанами, береги Європи, Азії, Північної Америки і Гренландії.

Межами Індійського океану служать на півночі береги Азії, на заході – береги Африки і меридіан мису Голковий, на півдні – берег Антарктиди, на сході – західна межа Тихого океану від півострова Малакка.

У табл. 1.1 наведені основні морфометричні характеристики океанів. Моря, які входять в системи океанів, включені відповідно в їх басейни.

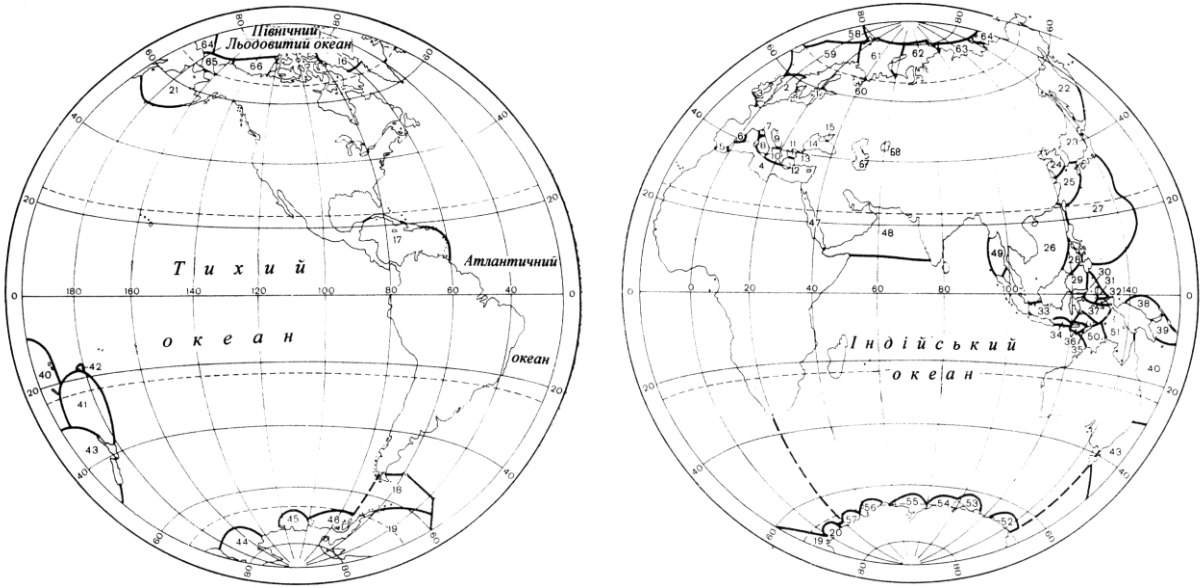

Рис. 1.1. Межі океанів і морів (за Л.О. Жуковим). Суцільні лінії – межі морів, пунктирні – межі океанів. Цифрами позначені моря: 1 – Балтійське, 2 – Північне, 3 – Ірландське, 4 – Середземне, 5 – Альборанське, 6 – Балеарське, 7 – Лігурійське, 8 – Тірренське, 9 – Адріатичне, 10 – Іонічне, 11 – Егейське, 12 – Критське, 13 – Мармурове, 14 – Чорне, 15 – Азовське, 16 – Баффінове, 17 – Карибське, 18 – Скоша (Скотія), 19 – Уеддела, 20 – Лазареве, 21 – Берингове, 22 – Охотське, 23 – Японське, 24 – Жовте, 25 – Східно-Китайське, 26 – Південно-Китайське, 27 – Філіппінське, 28 – Сулу, 29 – Сулавесі, 30 – Молуккське, 31 – Хальмахера, 32 – Серам, 33 – Яванське, 34 – Балі, 35 – Флорес, 36 – Саву, 37 – Банда, 38 – Новогвінейське, 39 – Соломонове, 40 – Коралове, 41 – Фіджі, 42 – Коро, 43 – Тасманове, 44 – Росса, 45 – Амундсена, 46 – Белінсгаузена, 47 – Червоне, 48 – Аравійське, 49 – Андаманське, 50 – Тіморське, 51 – Арафурське, 52 – Дюрвіля, 53 – Моусона, 54 – Дейвіса, 55 – Співдружності, 56 – Космонавтів, 57 – Лісер-Ларсена, 58 – Гренландське, 59 – Норвезьке, 60 – Біле, 61 – Баренцове, 62 – Карське, 63 – Лаптєвих, 64 – Східно-Сибірське, 65 – Чукотське, 66 – Бофорта, 67 – Каспійське, 68 – Аральське

Таблиця 1.1. **Основні морфометричні характеристики океанів**

Океан (з морями)	Площа		Об'єм		Глибина, м		Найглибші западини
	тис.км^2	%	тис. км^3	%	Середня	Максимальна	
Тихий	178684	49,5	710360	52,9	3976	11034	Маріанська
Атлантичний	91655	25,4	329660	24,7	3597	8742	Пуерто-Ріко
Індійський	76174	21,1	282650	21,2	3711	7450	Яванська
Північний Льодовитий	14750	4,1	18070	1,2	1225	5449	Котловина Нансена
Світовий	361253	100	1340740	100	3711	11034	Маріанська

1.2. Моря, затоки, протоки

Морем називається частина океану, яка вдається в сушу чи відокремлена від океану островами або підводними підвищеннями і відрізняється від прилеглої частини океану своїми природними умовами, головним чином гідрологічним режимом.

Загальноприйнятої класифікації морів не існує. Звичайно вони поділяються за розміщенням стосовно суші, ступенем відокремленості від океану і особливостями гідрологічного режиму. Так, за Ю.М.Шокальським моря поділяються на *середземні* і *окраїнні.* У свою чергу середземні моря поділяються на *міжматерикові* (типу Середземного моря) і *внутріматерикові* (Біле, Балтійське), оточені берегами одного материка.

Середземні моря звичайно глибоко вдаються в сушу, з океанами з'єднані вузькими протоками, які обмежують водообмін цих морів з океаном. Вони, як правило, мають багато островів, характерні особливості гідрологічного режиму: припливи невеликі, температура від деякої глибини до дна одноманітна. Такою глибиною звичайно є глибина порогу, який відокремлює великі глибини моря від великих глибин океану.

Окраїнні моря (типу Берингового, Охотського і Японського) відокремлені від океану ланцюгом островів, інколи півостровами. Зв'язок таких морів з океаном, як правило, більший ніж у середземних морів. Ці моря мають мало островів, припливи поширюються із

океану, їх водні маси подібні водним масам прилеглого океану, течії значною мірою залежать від океанічних течій.

О.М. Муромцев класифікує моря за ступенем їх відокремленості від океану і за особливостями гідрологічного режиму. Він ділить моря на 3 групи: 1) *внутрішні* (середземні і напівзамкнуті); 2) *окраїнні* і 3) *міжострівні*. До середземних морів він відносить Біле, Балтійське, Чорне, Середземне; до напівзамкнутих – Берінгове, Охотське, Японське, Карибське, Східно-Китайське та ін. Прикладом окраїнних морів є Гренландське, Норвезьке, Баренцове, Карське, Лаптєвих тощо. Міжострівні моря оточені більш чи менш тісним кільцем островів (наприклад Яванське, Молукське, Сулу). Гідрологічний режим цих морів визначається ступенем вільного водообміну через протоки між островами.

Існують різні точки зору стосовно меж, розмірів і навіть кількості морів. Зокрема Міжнародним гідрографічним бюро та Міжнародною океанографічною комісією ЮНЕСКО виділяється 59 морів. Л.О.Жуков (1976) виділяє 68 морів (див.рис.1.1).

Затока – це частина океану, яка вдається в сушу, але має вільний водообмін з іншими частинами океану. Межі заток у більшості випадків можна провести лише умовою: чи прямою лінією між мисами, які прийняті за вхідні миси у затоку, чи за умовно обраною лінією рівних глибин – *ізобатою*.

Затоки бувають *округлими* (Біскайська, Гвінейська), *воронкоподібними* (Двінська), *витягнутими* (Каліфорнійська, Фанді), *розгалуженими* (Сідней).

Залежно від походження, будови берега, форми і розмірів затоки називають *фіордами*, *лиманами*, *лагунами* та *бухтами*. На півночі Росії затоки, які глибоко врізаються в сушу і в які впадають великі річки, називають *губами*. У таких затоках вода сильно опріснена, колір її різко відрізняється від кольору води прилеглої ділянки моря і має жовтуватий чи коричнюватий відтінки.

Затоки невеликих розмірів, які захищені від хвилювання виступаючими в море мисами, називаються *бухтами*. Прикладами типових бухт є Геленджицька, Новоросійська, Севастопольська (Чорне море), Золотий Ріг (Японське море), Порт-Володимир (Баренцове море).

Фіордами називають вузькі, глибоко і далеко врізані в гористу сушу затоки (бухти) з високими і дуже крутими берегами. Фіорди мають коритоподібне ложе і часто відокремлюються від моря підводними порогами. Походження фіордів пов'язано з діяльністю льодовиків. Типовим фіордом є Кольська затока.

Лиманом називають мілководну, глибоко врізану в сушу затоку з косами і пересипами, яка являє собою затоплену морем гирлову частину річки чи затоплену прибережну низовину.

Лагуна – витягнута вздовж берега, як правило, мілководна затока (бухта) із солоною чи солонуватою водою, з'єднана з морем невеликою протокою чи зовсім відокремлена від моря косою. Нерідко лагуни створюють особливий тип берега. Лагунні береги можуть простягатися на тисячі кілометрів. У Мексиканській затоці береговий бар, який відокремлює ланцюг лагун від берега, має довжину 1800 км. У Росії лагунні береги поширені в Охотському морі вздовж східних берегів Сахаліну і на західному березі Камчатки, а також на Чукотському і Балтійському морях. Лагунами називають також внутрішні водойми кільцеподібних коралових островів (атолів).

У табл. 1.2. наведені основні морфометричні характеристики деяких морів і заток, а на рис.1.1 схематично показані їхні межі.

Протокою називається відносно вузька частина океану чи моря, яка простягається між двома ділянками суші і з'єднує дві суміжні водойми.

У більшості випадків протоки мають свій особливий гідрологічний режим, який зумовлюється розмірами протоки, характером водообміну і особливостями режиму з'єднаних водойм. Цим протоки відрізняються від звичайних проходів між невеликими островами архіпелагів чи островами і берегом материка або великого острова.

Основоположником учення про протоки є С.О.Макаров, який вперше вивчив водообмін між Середземним і Чорним морями через протоку Босфор. Наукову класифікацію проток запропонував М.М.Зубов. Згідно цієї класифікації протоки діляться на *проточні* та *обмінні*. В проточних протоках течії, як у річці, по всьому поперечному перерізу направлені в один бік (наприклад, Флоридська протока). В обмінній протоці води рухаються в протилежних напрямках. Такого роду протоки поділяються на протоки з водообміном у вертикальній площині і протоки з водообміном у горизонтальній

Таблиця 1.2. **Основні морфометричні характеристики окремих морів і заток Світового океану**

Моря Затоки	**Площа, тис.км^2**	**Об'єм води, тис.км^3**	**Глибина, м**	
			середня	**найбільша**
1	**2**	**3**	**4**	**5**
Тихий океан Моря				
Коралове	4068	10038	2468	9174
Південно-Китайське	3537	3623	1024	5560
Берингове	3215	3796	1640	4097
Охотське	1603	1316	821	3521
Японське	1062	1631	1536	3699
Східно-Китайське	836	258	309	2719
Банда	714	1954	2737	7440
Яванське	552	61	111	1272
Сулавесі	453	1524	3364	5914
Жовте	416	16	38	106
Сулу	335	526	1570	5576
Молукське	274	484	1766	4970
Серам	161	173	1074	5319
Флорес	115	175	1522	5121
Балі	40	32	800	1589
Саву	104	175	1683	3475
Затоки				
Аляска	384	485	1193	4929
Каліфорнійська	180	135	750	3292
Панамська	37	40	1081	3200
Атлантичний океан Моря				
Карибське	2777	6745	2429	7090
Середземне	2505	3603	1438	5121
Північне	565	49	87	725
Балтійське	419	21	50	470
1	2	3	4	5
Чорне	422	555	1315	2210
Азовське	39	0,3	7	13
Мармурове	12	3	250	1389

Закінчення таблиці 1.2

1	2	3	4	5
Затоки				
Мексиканська	1555	2366	1522	3822
Гвінейська	753	1942	2579	5207
Св. Лаврентія	249	35	141	538
Біскайська	200	302	1510	5100
Мен	95	10	105	227
Брістольська	11	0,4	36	68
Індійський океан Моря				
Аравійське	4832	14523	3006	5803
Арафурське	1017	189	186	3680
Тіморське	432	188	435	3310
Андаманське	605	631	1043	4507
Червоне	460	201	437	3039
Затоки				
Бенгальська	2191	5492	2507	4490
Велика Австралійська	1335	4089	3063	5670
Карпентарія	328	13	40	71
Аденська	259	352	1359	4525
Перська	240	10	42	115
Оманська	112	156	1393	3694
Північний Льодовитий океан Моря				
Баренцове	1424	316	222	600
Норвезьке	1340	2325	1735	3970
Гренландське	1195	1961	1641	5527
Східно-Сибірське	913	49	54	915
Карське	883	98	111	600
Баффінове	530	426	804	2414
Лаптєвих	662	353	533	3385
Чукотське	595	42	71	1256
Бофорта	481	739	1536	3749
Біле	90	6	67	350
Затоки				
Гудзонова	848	77	91	258

площині. У перших поверхнева течія направлена по всій ширині протоки в один бік, а глибинна – в протилежний, як це має місце у протоці Босфор.

У протоках з водообміном у горизонтальній площині течія біля одного берега направлена в один бік, а біля іншого – в протилежний (протоки Лаперуза і Девісова).

1.3. Рельєф океанічного дна

Розчленованість рельєфу дна океану не поступається розчленованості суші. На дні океанів є довгі гірські ланцюги і окремі гори, великі рівнини і вузькі ущелини.

Дно Світового океану поділяється на такі морфологічні зони: а) *материкова відмілина (шельф)*; б) *материковий схил*; в) *ложе океану*. Кожна з цих зон відрізняється від інших походженням, закономірностями розвитку і деякими іншими ознаками (величиною кута нахилу дна тощо).

Основною кількісною характеристикою океанічного рельєфу є глибина. Материкова відмілина в середньому поширюється до глибини 200 м, материковий схил лежить між ізобатами 200-3000 м, а ложе океану розташоване на глибинах від 3000 до 6000 м. Глибини понад 6000 м характерні для океанічних западин. За допомогою батиметричної кривої розподілу глибин (рис. 1.2) було встановлено, що в Тихому, Індійському і Атлантичному океанах співвідношення площ різних морфологічних зон подібне: близько 75% площі дна кожного з океанів знаходиться на глибинах 3000-6000 м, 17-20% площі мають глибини – 200-3000 м, решта – дно з глибинами менше 200 м (табл.1.3). В Північному Льодовитому океані, навпаки, материкова відмілина займає майже 45% загальної площі, що наближає цей океан до глибоководних морів.

Утворення материкової відмілини найчастіше пов’язано з наступом моря на сушу – трансгресією. Зустрічаються також акумулятивні материкові відмілини, які складені товщами винесених з материка піщано-глинистих відкладів. Акумулятивні відмілини трапляються тільки перед гирлами великих річок.

У межах материкової відмілини розташовані важливі рибогосподарські райони світу (Баренцове море, Ньюфаундлендська банка, Північне море). У зоні материкової відмілини видобувають з дна

моря нафту (наприклад, Північне море, Мексиканська і Перська затоки).

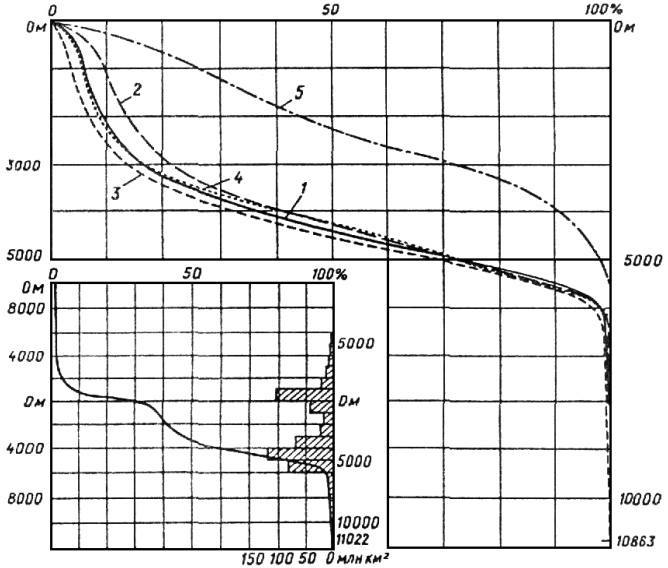

Рис. 1.2. Батиграфічні криві дна океанів: 1 – Світовий океан, 2 – Атлантичний океан, 3 – Тихий океан, 4 – Індійський океан, 5 – Північний Льодовитий океан. В нижньому лівому куті – гіпсографічна крива Землі та діаграма площ зайнятих різними висотами суходолу і глибинами океану

Таблиця 1.3. **Площі морфологічних зон рельєфу дна Світового океану, млн.м^2 (в дужках – процент від загальної площі)**

Океан	**Шельф, 0-200 м**	**Материковий схил, 200-3000 м**	**Ложе океану, 3000-6000 м**	**Глибоководні западини, >6000 м**
Тихий	8,16 (4,6)	26,05 (14,6)	141,55 (79,2)	2,92 (1,6)
Атлантичний	7,78 (8,6)	18,92 (20,7)	64,48 (70,3)	0,39 (0,4)
Індійський	4,63 (6,1)	13,03 (17,1)	57,87 (76,0)	0,64 (0,8)
Північний Льодовитий	5,84 (39,6)	6,34 (43,0)	2,57 (17,4)	–
Світовий	26,5 (7,3)	64,34 (17,8)	266,47 (73,8)	3,95 (1,1)

Материковий схил – це частина поверхні дна океанів і морів між материковою відмілиною та ложем океану. Материковий схил має досить великі похили (в середньому 4-7º), інколи вони досягають 20-40º (біля берегів вулканічних і коралових островів).

За материковим схилом слідує ложе Світового океану. Ця назва не зовсім вдала і правильна. Вона виникла тоді, коли характер рельєфу дна центральних частин океану знали мало. Тоді вважалося, що центральні частини дна океанів являють собою одноманітну глибоководну западину із мало розчленованим рельєфом. Такому уявленню ця назва відповідала. Згодом виявилося, що дно Світового океану дуже різноманітне за рельєфом і геологічною будовою.

Через океани тягнуться високі підводні хребти, які мають ущелини. Місцями дно океану порізане дуже глибокими океанічними западинами. Таким чином, рельєф ложа океану не менш складний, ніж рельєф материкової відмілини і материкового схилу. Морфометричні характеристики основних форм рельєфу дна глибоководної частини Світового океану наведені в таблицях 1.4-1.5.

Таблиця 1.4. **Морфометричні характеристики хребтів і піднять в системі серединно-океанічних хребтів**

Хребет, підняття	**Найменша глибина над гребенем, м**	**Глибина підошви, м**	**Довжина, тис. км**	**Найбільша ширина, км**
1	**2**	**3**	**4**	**5**
Атлантичний океан				
Африкано-Антарктичний хребет	155	4500	3,0	450
Південно-Атлантичний хребет	84	4000	6,5	1600
Північно-Атлантичний хребет	128	5000	8,2	1500
Хребет Рейкянес	310	2000	1,1	300
Індійський океан				
Австрало-Антарктичне підняття	1145	3500	5,9	800
Центрально-Індійський хребет	1145	4000	2,3	500
Західно-Індійський хребет	251	5000	3,6	700
Аравійсько-Індійський хребет	1271	4000	3,7	650

Закінчення табл.1.4

1	2	3	4	5
Тихий океан				
Південно-Тихоокеанське підняття	878	4500	4,1	750
Чилійське підняття	2266	4000	2,3	500
Східно-Тихоокеанське підняття	732	3500	7,6	850
Підняття Альбатрос	1326	3500	1,7	600

Таблиця 1.5. **Морфометричні характеристики глибоководних западин з глибиною понад 8000 м.**

Глибоководна западина	Довжина, км	Середня ширина, км	Максимальна глибина, м
Тихий океан			
Маріанська	1340	59	11034
Тонга	860	78	10882
Філіппінська	1330	65	10265
Кермадек	1270	88	10047
Ідзу-Бонінська	1030	82	9810
Курило-Камчатська	2170	59	9717
Санта-Крус	292	31	9174
Волкано	820	109	9156
Бугенвільська	330	39	9103
Яп	460	72	8850
Сан-Крістобаль	605	28	8487
Японська	680	59	8412
Новобританська	510	25	8320
Палау	350	86	8069
Чилійська	2690	64	8069
Атлантичний океан			
Пуерто-Ріко	1070	87	8742
Південно-Сандвичева	1380	68	8264

Окрім відзначених вище основних морфологічних зон, виділяється ще *материкове підніжжя* і так звана *перехідна зона*. Перше являє собою похилу акумулятивну рівнину в нижній частині материкового схилу і на прилеглій ділянці ложа. Перехідні зони формуються між підводною окраїною материка і ложем океану в місцях інтенсивної

тектонічної діяльності. Для них характерним є поєднання котловин окраїнних морів, острівних дуг і глибоководних западин. Типовим прикладом такої зони є частина Тихого океану біля східного узбережжя Азії.

1.4. Морські ґрунти

Будь-який матеріал, що складає поверхню океанічного дна, прийнято називати *морським ґрунтом*. Більша частина поверхні дна океанів і морів покрита шаром пухкого матеріалу, який ще називають *морськими* чи *донними відкладами*. Інколи на морському дні оголюються корінні породи – скелі чи щільні глини. Морські відклади, які знаходяться в зоні дії хвиль, часто називають *морськими наносами*.

Процес утворення відкладів на морському дні досить складний. Опинившись у межах морського басейну, різноманітні продукти руйнування суші під впливом динаміки моря, морських організмів та інших факторів починають довгий шлях міграції поки після зміни своїх розмірів, складу і властивостей не осядуть на морське дно і не увійдуть до складу поверхневого шару ґрунту.

Рухливі океанічні та морські води виконують сортування уламкових часток. Найбільші з них – валуни, галька, пісок накопичуються поблизу берегів та на мілководді, де особливо сильний вплив хвиль. Дрібні пилуваті частки осідають у віддалених від берегів глибоководних районах океанів і морів, а на мілководді чи в затоках – на ділянках малорухливих вод.

Одночасно відбувається і зміна мінералогічного і хімічного складу ґрунту. Серед продуктів руйнування суші, які надходять у моря в розчиненому вигляді, знаходяться силіцієва кислота, солі кальцію, натрію та інших елементів. Значна частина розчиненого вуглекислого кальцію та силіцієвої кислоти вилучається з води морськими організмами для побудови скелетів і надходить до складу ґрунту після загибелі цих організмів. Деякі солі, в тому числі і вуглекислий кальцій, можуть випадати з морської води хімічним шляхом. Ряд речовин утворюється в результаті хімічних і біологічних процесів, які відбуваються в самих відкладах. Так утворюються, наприклад, конкреції.

Накопичення скелетів морських організмів набуває важливого значення в океанах і віддалених від берегів районах деяких морів, оскільки сюди надходить невелика кількість уламкових мінеральних часток із суші.

Вулканічні частки надходять в ґрунти при підводних вулканічних виверженнях і розливанні вулканічних порід на континентальних і острівних узбережжях.

В океанічних відкладах зустрічаються також частки космічного походження, наприклад, так звані “магнітні кульки”, які містять нікель. “Магнітні кульки” частіше всього знаходяться у червоній глині (інколи 20-30 штук на 1кг ґрунту). Їх середній діаметр становить 60-90 мікрон. Загальна вага космічних кульок, які випадають на поверхню Землі за рік, становить від 175 до 2400 т.

Морські ґрунти мають різне забарвлення – від білого до майже чорного. В багатьох випадках колір ґрунтів є настільки характерним, що він входить до назви деяких донних відкладів – *червона глина*, *чорний мул* тощо. Існування численних відтінків у забарвленні примушує користуватися різноманітними перехідними позначеннями, які більш вірно передають колір ґрунту. Наприклад, зеленувато-сірий, коричнево-сірий, темно-сірий та ін.

Забарвлення ґрунту залежить, з одного боку, від кольору складових частинок, а з іншого – від вмісту органічної речовини і ступеня окислення заліза і марганцю, які в тій чи іншій кількості завжди присутні у морських осадах.

Морські ґрунти, які утворилися в самому морі або океані, називають *пелагічними*. Ґрунти, які складаються з часток, що принесені із суші, називаються *теригенними*.

Дослідження морських ґрунтів дозволяє отримувати додаткові дані про особливості гідрологічного режиму океанів і морів. Наприклад, якщо на морському дні спостерігаються значні скупчення валунів, гальки і гравію, то це свідчить про великі придонні швидкості руху води. Навпаки, мулисті ґрунти, як правило, накопичуються в місцях з дуже повільним рухом водних мас. Збагачення ґрунтів карбонатом кальцію, з якого багато морських організмів будує свої черепашки, може бути прикметою теплих вод. Детальне і всебічне вивчення морських ґрунтів є предметом спеціальної науки – геології моря.

2. ПОХОДЖЕННЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ

2.1. Аналіз основних гіпотез походження океану

Проблема походження Світового океану є однією з центральних проблем сучасних природничих наук. Коріння цієї проблеми сягає космогонічних уявлень про походження Землі та інших планет Сонячної системи, а її вершина розгалужується в комплексі наук про Землю: геології, географії, біології. При цьому постають глобальні питання. Що виникло раніше: материки чи океани, базальтова океанічна земна кора чи материкова гранітно-базальтова? Якими шляхами і завдяки яким механізмам відбуваються перетворення різних видів земної кори, як це впливає на стан континентів і океану? Відповіді на ці питання криються в проблемі походження та еволюції земної кори та водної маси Світового океану.

Перші науково обґрунтовані гіпотези про утворення Землі, історію її розвитку з'явились після Великих географічних відкриттів в XV-XVI століттях. В працях фізиків, спочатку Р. Декарта, а пізніше – Г. Лейбніца, було показано, що Земля утворилась в результаті згущення і охолодження первинно гарячих дрібних часток. На охолодженій поверхні Землі утворилась земна кора, під якою знаходилась розжарена пара із води і повітря. Поступово земна кора розколювалась на уламки і опускалась, а на поверхню виривалась розжарена пара. Охолодження парів води і повітря призвело до утворення атмосфери і гідросфери (океану).

Дещо пізніше (у XVIII ст.) філософ І. Кант і незалежно від нього астроном П.Лаплас обґрунтували походження Землі в результаті стиснення розжареної газової туманності. На основі цієї гіпотези німецький геолог К. Зюсс у XIX ст. розробив теорію походження континентів і океанів, яка отримала назву *контракційної*. Утворення гір і западин пояснювалось стисненням земної кори під впливом охолодження глибинної частини Землі. К.Зюсс висунув гіпотезу про існування в минулому в південній півкулі древнього континенту Гондвани (Австралія, Індія, Африка, Південна Америка і Антарктида), а в північній півкулі – Лавразії (Азія, Європа, Північна Америка).

На противагу гіпотезі К.Зюсса, американець І.Уілліс висунув гіпотезу про постійне і незмінне положення континентів і океанів протягом всієї геологічної історії Землі (теорія *фіксизму*).

Англійські учені Пратт та Ері обґрунтували гіпотезу рівноваги земної кори (*ізостазії*), згідно якої блоки земної кори плавають на більш щільному підкоровому пласті (мантія, *сіма*). Причому підійняті потужні блоки утворюють материки, а занурені – океани.

Оскільки теорія ізостазії допускає можливість не тільки вертикальних, а й горизонтальних переміщень блоків земної кори, то на цій основі в 20 роках XX століття постала *теорія дрейфу материків,* розроблена німецьким геологом А.Вегенером. Теорія дрейфу в повній мірі розвиває ідеї К.Зюсса. За А.Вегенером, понад 200 млн. років тому існував єдиний пласт гранітної оболонки Землі (*сіаль*) з одного її боку, утворюючи єдиний материк Пангею. В зв'язку з обертанням Землі Пангея розпалась на ряд материків, які почали переміщуватись по поверхні більш щільної речовини – базальтової оболонки Землі (сіми). В результаті утворились сучасні континенти і океани, причому дрейф континентів продовжується і донині. Теорія дрейфу підтверджувалась збігом обрисів Американського і Євро-Африканського узбереж, подібністю геологічної будови і біологічних видів рослин та тварин в мезозої і більш ранні часи. Але відкритими залишались проблеми рушійної сили горизонтальних переміщень материків після розпаду Пангеї. Невідомі також причини утворення Пангеї і океану.

Відкриття явища радіоактивності на межі XIX і XX століть і оцінка радіоактивності гранітів показали, що Земля повинна не охолоджуватись, як це уявляли І.Кант і П.Лаплас, а внаслідок радіоактивного розпаду навпаки – нагріватись. Розробка теорій відносності, квантової механіки, радіоастрономії і комплексні дослідження інших зірок і планет, виконані в першій половині XX століття, показали, що процес утворення планет ішов одночасно з утворенням зірок. Вихідним матеріалом при цьому слугували газопилові туманності і перша стадія формування зірок і планет відповідно була холодною. Пізніше Земля почала розігріватися під впливом гравітаційного стиснення і радіоактивного розпаду. Розплавлення речовини Землі обумовило її одночасну диференціацію, утворення більш холодної поверхневої плівки – земної кори, а також первинних атмосфери і гідросфери. Вік Землі складає приблизно 4.5-6.5 млрд. років.

В другій половині XX століття почались інтенсивні дослідження Світового океану, які дали можливість виявити низку невідомих ра-

ніше фактів, що вимагали перегляду існуючих на той час теорій походження не тільки Світового океану, а і Землі як планети. Найважливіші з цих відкриттів – це глобальна система серединно-океанічних хребтів з розташованими обабіч них осьовими *рифтовими* долинами, збільшення геологічного віку дна океану від його осі до периферії, значна рухливість дна океану.

На основі виконаних узагальнень нагромадженого матеріалу в 60-70-х роках XX століття було запропоновано об′єднати існуючі гіпотези про походження Світового океану в три групи (Є.М.Люстіх, 1965; М.В.Муратов, 1975; С.А.Ушаков, 1979). Перша група об’єднує гіпотези *океанізації* (або *базифікації*) материкової кори, побудовані на уявленнях про вторинний характер утворення улоговин океанів в межах материкової земної кори. Друга група гіпотез виходить з первинності океанів, утворення яких відбувалось в період виникнення земної кори безпосередньо. Третя група гіпотез ґрунтується на теоріях *мобілізму* (Зюсс, Пратт, Ері, Вегенер), тому їх називають *неомобілізмом*, або ж глобальною тектонікою плит. Такий поділ гіпотез походження Світового океану підтримують і сучасні дослідники (Є.М.Філіпов, 1990; Ю.Д.Шуйський, 1999).

Гіпотези вторинного утворення улоговин в межах окремих ділянок земної кори побудовані на теорії *фіксизму* материків, тобто на уявленнях про їх горизонтальну нерухомість. Цю теорію, висунуту ще в XIX столітті У.Уіллісом стосовно постійності і незмінності океанів, активно розвивали В.В.Білоусов (1973, 1976) і В.В.Орльонок (1976, 1980). Згідно гіпотези океанізації, всі океани, а також окраїнні та внутрішні глибокі моря (Середземне, Чорне), виникли понад 250 млн.років тому в результаті опускання ділянок первісної земної кори, переплавлення в їх межах гранітного пласта в базальтовий і утворення океанічних западин. Цим же пояснюється подібність рослинного і тваринного світу, геологічної будови материків. Базифікація (океанізація) земної кори відбувається і зараз в районах серединних хребтів Атлантичного та Індійського океанів і на окраїнах Тихого океану, в центральній частині якого океанізація вже завершилась. Але в рамках гіпотези океанізації не зрозуміло, чому почався процес руйнування гранітного пласта, а також чому легші граніти занурюються у важчі базальти. Теорія океанізації не

допускає горизонтальних переміщень материків, але ж вони підтверджені геодезичними вимірюваннями. Всі ці недоліки гіпотез океанізації земної кори призвели до того, що в останній чверті XX століття ці гіпотези втратили свою панівну роль, але і сьогодні вони заслуговують на увагу. Про це свідчать праці В.В. Орльонка (1990, 1998), Ю.Д. Шуйського (1998, 1999), які доводять, що Світовий океан – це порівняно молоде утворення, вік якого 140-160 млн. років.

Гіпотеза первинності океанів виникла ще в XIX столітті на противагу гіпотезі контрактації К.Зюсса, який опираючись на теорію Канта-Лапласа доводив, що материки і океани в геологічному минулому мали інші розміри і обриси, ніж зараз. Зокрема, він висунув гіпотезу існування Гондвани. Гіпотеза первинності океанів, як її вперше сформулював американський геолог і географ Дж. Дана, виходить з того, що земна кора океанічного типу є вихідною субстанцією до кори материкового типу. Тобто континенти виникають внаслідок розвитку океанів за допомогою геосинклінального процесу, який відбувається на їх окраїнах, де океанічна кора перетворюється в материкову.

Пізніше гіпотеза первинності океанів була розвинута американськими ученими У. Уіллісом, Дж. Вільсоном та російським ученим П.Н. Кропоткіним. В останніх своїх працях ці учені вважали, що розростання континентів відбувається уздовж їх периферії за рахунок приєднання до неї ділянок, що пройшли процес складчастості і наступної консолідації, внаслідок загального стиснення планети в результаті дегазації і викидів вулканічного матеріалу з мантії Землі.

Незважаючи на критику, якої зазнала теорія первинності океанів в XX столітті, вона і сьогодні має авторитетних прихильників, які вважають, що первинність походження океанів узгоджується зі значним числом геологічних, геофізичних, геохімічних і географічних фактів, виявлених в останні роки. Серед цих фактів слід відзначити, в першу чергу, древній докембрійський вік Тихого океану, встановлений геологічними і геофізичними дослідженнями, а також відсутність доказів більш молодого віку інших океанів.

Найсуттєвіші заперечення проти первинності океанів обумовлені спільністю рис геологічної будови, тваринного і рослинного світу віддалених один від одного континентів, подібністю їх обрисів, ная-

вністю в Тихому та Індійському океанах уламків занурених материків.

В останній чверті XX століття набула поширення гіпотеза, що базується на уявленнях мобілізму, зокрема – дрейфу материків, висунута А. Вегенером ще на початку XX століття. Але лише в 70-х роках XX століття було обґрунтовано новий механізм горизонтального переміщення плит материків – конвекційні потоки речовини, які виникають при розплавленні мантії за рахунок радіоактивного розпаду. В місцях піднімання цих потоків утворюються розломи в земній корі, або *рифти* (рис.2.1). Там, де конвекційні потоки опускаються, утворюються глибоководні жолоби (*тренчі*).

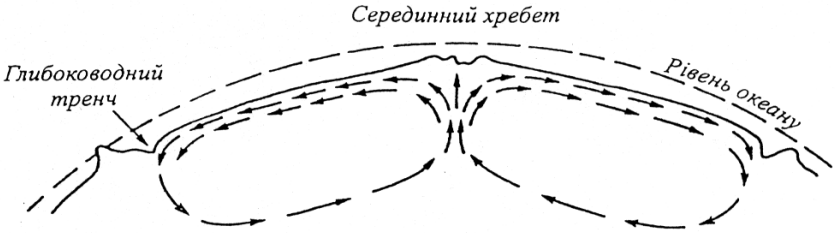

Рис. 2.1. Циркуляційна схема утворення серединних хребтів і глибоководних западин (за О.К. Леонтьєвим)

Відповідно відновленої за сучасними геофізичними даними теорії "дрейфу материків", яка одержала назву *"нової глобальної тектоніки плит"*, поверхня Землі складається з декількох жорстких велетенських (в поперечнику – тисячі кілометрів) плит, які переміщуються на значні відстані (до 8 тис.км). Плити розташовані на пружній верхній частині мантії – *астеносфері* і складаються із материкової кори (Євразія), чи океанічної кори (дно Тихого океану), або ж з комбінацій обох видів кори, які об'єднуються під назвою "літосфера". Межі літосферних плит проходять або по складчастих областях (Гімалаї, Кавказькі гори) – на суші, або ж по серединно-океанічних хребтах і глибоководних жолобах (тренчах) – в океані. Межі плит відзначаються підвищеним вулканізмом і сейсмічністю.

За Хессом, товщина літосферних плит складає 50-100 км, а межі між ними можуть бути трьох типів: 1) межі розтягу в районах сере-

динно-океанічних хребтів і рифтових зон, де відбувається утворення нової океанічної кори; 2) межі стиску в глибоких океанічних западинах, де океанічна кора плити пірнає під материкову і занурюється в мантію; 3) трансферні розломи, де плити насуваються одна на одну (або ж зміщуються вздовж одна одної) і земна кора не утворюється і не руйнується.

За мобілістськими уявленнями Є.Булларда (1971) вистачить шести найзначніших плит, щоб зробити опис картини дрейфу материків (рис.2.2).

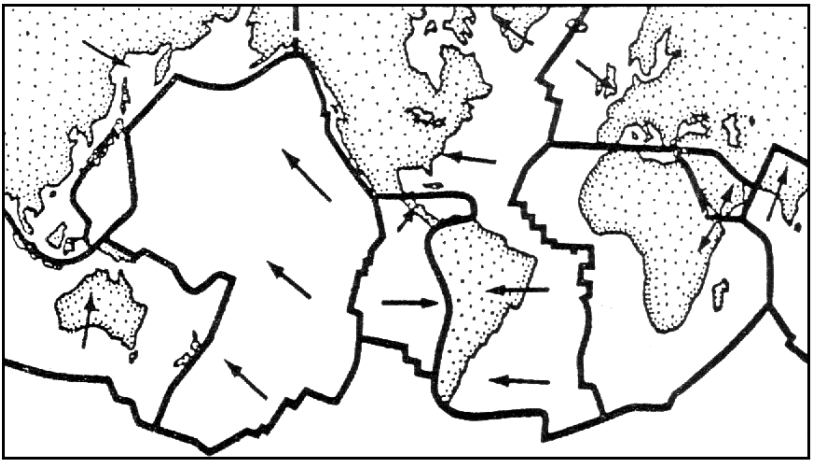

Рис. 2.2. Розташування літосферних плит (за Е. Буллардом). Товсті чорні лінії – межі між окремими плитами, стрілки – напрямки руху плит

Більшість дослідників, які стоять на позиціях глобальної тектоніки плит, виходять з уявлення про провідну роль горизонтальних переміщень літосферних плит на сучасному етапі розвитку земної кори. Конвекційні потоки в межах астеносфери і є провідним механізмом горизонтальних переміщень плит. В зонах піднімання конвекційних потоків формуються серединно-океанічні хребти, до яких притікає все новий матеріал з глибин мантії. З часом цей матеріал охолоджується і утворює океанічну кору, яка відсувається в боки від серединного хребта (див.рис.2.1). Підраховано, що швидкість цього

пересування складає в середньому до 2 см/рік, а максимум її досягає – 16-18 см/рік. Поступово плита охолоджується, виділяє леткі легші матеріали і, відповідно, важчаючи, занурюється в районах глибоководних жолобів (тренчів) під материкову кору.

В зонах занурення океанічної кори (*субдукції*) вік кори найдавніший, а біля океанічних серединних хребтів наймолодший, що й підтверджується фактичними даними. Так, для Північної Атлантики встановлено (Х.Раст, 1982), що вік дна океану біля серединного хребта складає не більше 9 млн. років, а в напрямку до узбереж Європи і Америки він поступово збільшується до 150-180 млн. років.

Надходження все нових порцій мантійного матеріалу в районах серединних хребтів спричинює зміщення плит і в кінцевому підсумку веде до розростання океанічного дна – до *спредінгу*. Процес занурення океанічної кори в районі тренчу триває, поки до нього не підійде відносно легка і більш товста материкова частина плит, яка вже не може занурюватись.

Гіпотеза “глобальної тектоніки плит” задовільно пояснює цілий ряд особливостей сучасної будови та історії формування дна Світового океану, виявлених в процесі новітніх комплексних досліджень, і тому займає пануючі позиції в геологічній та географічній літературі. Але результати глибоководного буріння на судні “Гломар Челленджер” і на бурових платформах в різних частинах Світового океану висувають нові факти, які важко, або неможливо, пояснити, базуючись тільки на позиціях “глобальної тектоніки плит”. Зокрема, виявлено відхилення від закономірного старіння океанічної кори від серединних хребтів океанів до їх периферії (Каролінська котловина в Тихому океані, о. Сан-Паулу в Атлантичному океані). Враховуючи це, сучасні дослідники рекомендують розглядати гіпотезу “глобальної тектоніки плит” лише як одну з гіпотез походження океанів.

2.2. Формування рельєфу дна Світового океану

В залежності від того, якої гіпотези про походження океану дотримується той чи інший дослідник, формується історія утворення океанічних басейнів. Особливо це стосується домезозойської історії Світового океану. Найбільш гіпотетичною (уявною) є частина цієї

історії від початку формування первинної океанічної кори в результаті діяльності вулканів і виливів магми (більше 4 млрд. років тому) до утворення єдиного великого материка Пангея. Оскільки найбільш детально домезозойська історія Світового океану розроблена в рамках гіпотези про океанізацію земної кори, ми скористаємося саме цією гіпотезою.

Згідно гіпотези В.Є. Хаїна, спочатку утворилась суцільна базальтова оболонка. Водна оболонка в цей період покривала всю поверхню Землі, а глибини первинного океану складали 1.5-2.0 км. В археї утворилась первинна материкова кора за рахунок розмиву древніх вулканічних масивів і гранітних вивержень вулканів. Ця кора, складена породами з меншою питомою вагою, ніж базальти, випірнула на поверхню і створила зародки майбутніх континентів. В результаті нарощення материкової земної кори за рахунок вивержень вулканів, складчастості, метаморфізму і гранітизації осадових порід відбулось утворення протоматериків навколо древніх платформ. Глибина первинного океану зросла до 2.5-3.0 км. За даними радіогеохронометрії близько 1.5 млрд. років тому утворився величезний платформний масив материкової земної кори під назвою Пангея (вся земля). Площа Пангеї, вирахувана по ізобаті 2000 м, складала 40% поверхні Землі (така ж площа суші по ізобаті 2000 м і сьогодні). Положення Пангеї на кінець домезозойської історії (200 млн. років тому) показано на рис.2.3 за даними Р. Діца і Дж. Холдена (1974).

За даними прибічників гіпотези “глобальної тектоніки плит” 200 млн. років тому почався розпад Пангеї на блоки, які почали горизонтально переміщуватись. До кінця тріасу (180 млн. років тому) обновлюється океанічна кора Тихого океану, утворюються первинні басейни Атлантичного та Індійського океанів, древній океан Тетіс розділяє Пангею на Гондвану і Лавразію (див. рис.2.4). В цей же період південний рифт відділяє від Гондвани Індію, Австралію, які починають рухатись на північний схід.

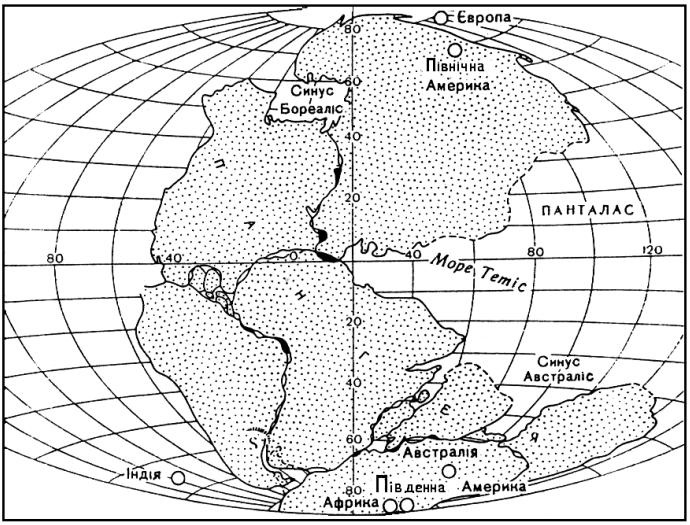

Рис. 2.3. Розташування Пангеї за ізобатою 2000 м 200 млн. років тому (за Р. Діцем і Дж. Холденом)

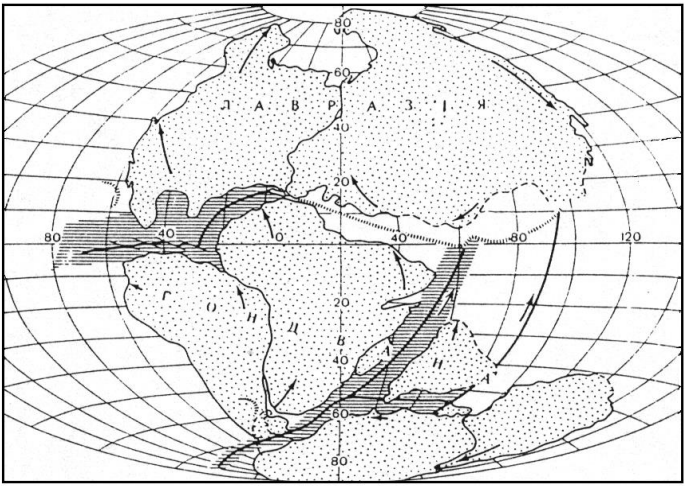

Рис. 2.4. Розташування материків на кінець тріасового періоду, 180 млн. років тому (за Р. Діцем і Дж. Холденом). Горизонтальне штрихування – зона дивергенції дна океану

Протягом юрського періоду (180-135 млн. років тому) сформувався рифт на межі Південної Америки і Африки, які розсуваються в протилежні боки. До кінця мезозою в крейдовому періоді (65 млн. років тому) ширина Південної Атлантики вже складала близько 3 тис. км, в Північній Атлантиці утворилось східне узбережжя Гренландії, Африка розвернулася проти годинникової стрілки, а Азія за годинниковою стрілкою, океан Тетіс розпався на Каспійське, Чорне, Середземне моря. Індійська плита перемістилась на північний схід і в місці приєднання до Азії утворила Гімалайські гори (рис.2.5).

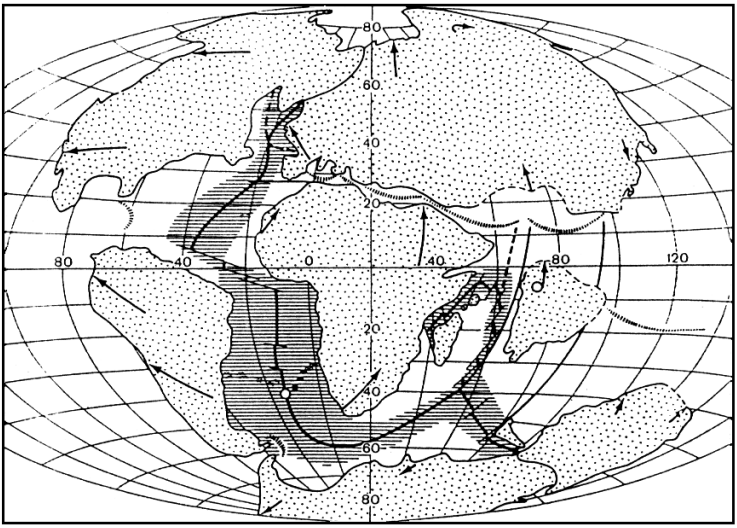

Рис. 2.5. Розташування материків на кінець крейдового періоду, 65 млн. років тому (за Р. Діцем і Дж. Холденом)

Впродовж палеозою – кайнозою еволюція дна океану розвивалась в бік зменшення його площі і зростання глибини. В Тихому океані у пізньому мезозої вже існував серединно-океанічний хребет, який простягався через увесь океан (підняття Дарвіна). В кінці крейди – на початку палеогену цей хребет зазнав активних руйнувань в результаті утворення гігантських тектонічних розломів і опускань великих ділянок земної кори, вивержень вулканів. Одночасно поча-

лось утворення величезного Східно-Тихоокеанського серединно-океанічного хребта з шлейфами архіпелагів.

Серединно-Атлантичний і Аравійсько-Індійський хребти є більш давніми, ніж Східно-Тихоокеанське, Південно-Тихоокеанське і Австрало-Антарктичне підняття.

Процеси океаноутворення продовжуються і зараз. Про це свідчить наявність зон сейсмічної активності на межах Тихоокеанської і Євразійської плит (Японія, Курили, Камчатка) і Тихоокеанської та Американської плит (Аляска, Анди, Кордільєри), де відбувається розростання океанічної кори за рахунок материкової. Є докази того, що Червоне море, озеро Байкал, Аденська затока – це зародки майбутніх океанів, що утворюються в результаті розсування Африканської та Індійської плит.

Враховуючи викладені підходи до аналізу формування рельєфу дна Світового океану, О.К. Леонтьєвим (1982) було розроблено структурно-геоморфологічну схему дна Світового океану (рис.2.6).

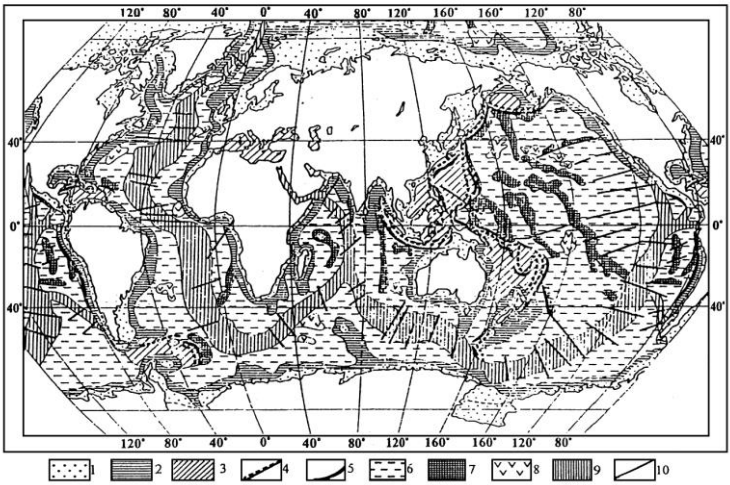

Рис. 2.6. Структурно-геоморфологічна схема дна Світового океану: 1 – шельф, 2 – материковий схил і підніжжя, 3 – котловини морів у перехідній зоні, 4 – берегові дуги в перехідній зоні, 5 – глибоководні тренчі, 6 – глибоководні океанічні котловини, 7 – гірські хребти в океанічному ложі, 8 – підняття в океанічному ложі, 9 – серединно-океанічні хребти, 10 – зони океанічних розломів

2.3.Утворення і розвиток водної та сольової маси Світового океану

Проблема утворення водної маси Світового океану тісно пов'язана з проблемою походження Землі та її природних оболонок: літосфери, гідросфери і атмосфери. Історично змінюючи одна одну гіпотези "гарячого" (автори: Г. Лейбніц, 1649; І. Кант, 1755; П. Лаплас, 1796) і "холодного" (автори: О.Ю. Шмідт, В.Г. Фесенков, О.П. Виноградов) походження Землі, обумовлювали і різні тлумачення утворення гідросфери. Сучасні уявлення базуються на космогонічних гіпотезах про виникнення Землі із первинно холодної газової туманності. В складі цієї газово-пилової хмари, як і в сучасних кометах чи метеоритах, містилася вода у вигляді льоду.

На даний час поширена гіпотеза "конденсаційного походження Землі", яку активно розробляли В.І. Ферронський, С.А. Денисик, С. Кларк, М. Бландер та їх учні. Згідно цієї гіпотези протоземна хмара відокремилась 4.5 млрд. років тому від єдиної протосонячної хмари холодного газу і Земля стала протопланетою. Наступне гравітаційне стискання протохмари супроводжувалось розігріванням і викликаною ним диференціацією проторечовини Землі. Процес цей підсилювався виділенням тепла при розпаді радіоактивних елементів. На певному етапі гравітаційне стиснення досягало критичної величини і припинялось. Після цього починався процес охолодження Землі до таких температур, поки не розпочалась конденсація вологи і утворення гідросфери. Прихильники гіпотези "конденсаційного походження" Світового океану вважають, що океан значно молодший за земну кору, а характеристики водної маси мало змінились за час існування океану.

Однак більшість дослідників (Ю.А. Богданов, П.А. Каплін, С.Д. Ніколаєв, 1975; М.Г. Валяшко, 1971; О.П. Виноградов, 1967; Г. Менард, 1966; К.К. Марков, 1980 та інші) вважають, що диференціація і дегазація мантії Землі становлять єдиний механізм утворення гідросфери. О.П. Виноградов експериментально довів наявність цього механізму з допомогою зонного плавлення метеоритів, які за складом близькі до мантії Землі. При нагріванні мантійної речовини виділяється легкоплавка фракція силікатів, яка спливає до поверхні мантії і при цьому насичується водяними парами і газами. Ближче до поверхні силікатна фракція охолоджується і кристалізується, роз-

падаючись на силікатну і водну фази. Разом з водою конденсуються і розчинні у воді гази (HCl, HF, HBr, HI, CO_3 та ін.). Така вода по суті є розчином і коли він опиняється на поверхні землі, то цей розчин змушений пристосовуватись до нових природних умов. Отже, вода Світового океану – це первісний (*ювенільний*) розчин, що знаходиться в стані пристосування до поверхневих природних умов. Нерозчинні у воді гази не конденсувались, а залишились в газовій оболонці Землі, утворивши первинну атмосферу. Процес утворення ювенільного розчину пов'язаний з інтенсивною вулканічною діяльністю. Підтвердженням цього є подібність хімічного складу вод Світового океану і нині діючих вулканів.

Доказом справедливості ювенільного походження вод Світового океану є розрахунки маси води, що утворилась в процесі диференціації Землі на гранітну і базальтову оболонки, гідросферу і атмосферу, і їх порівняння з об'ємом води в Світовому океані (Л.О.Жуков, 1976). Виявилось, що маса гідросфери складає $1.4 \cdot 10^{21}$ кг, або близько 6% маси всіх гірських порід на Землі. Безпосередні спостереження показують, що при виверженнях вулканів також виділяється 3-8% водяних парів. Більш інтенсивно процеси утворення ювенільної води протікали на початку історії Землі, коли була більш активною вулканічна діяльність, більше було радіоактивних елементів. На думку Л.О. Жукова (1976) кількість води в океані постійно збільшується, оскільки процес утворення земної кори йде безперервно, хоча в основній своїй масі води Світового океану сформувались уже в докембрійський час. В середині палеозою об'єм гідросфери складав близько 90% сучасного об'єму, а середня глибина океану була 3,3 км проти 3,7 км в даний час. За даними О.К. Леонтьєва (1982) в мезозої середня глибина океану була близько 3 км.

Підрахунки показують, що рівень Світового океану внаслідок утворення ювенільного розчину підвищувався з швидкістю близько 1 мм за 1000 років, а за рахунок нагромадження осадів в океані на 0.4 мм за 1000 років (Г. Менард, 1966). В мезозої утворення підняття Дарвіна в Тихому океані підвищило рівень води на 130 м. А формування льодовикового щита в Антарктиді понизило рівень Світового океану на 60 м.

В антропогені коливання рівня Світового океану найкраще вивчені і зв'язані, в першу чергу, з похолоданнями і потеплінням клімату. Коливання рівня Світового океану, пов'язані зі зледеніннями, досягали 100-120 м і зафіксовані в надводних морських терасах і занурених під рівень Світового океану карстових печерах.

Оцінюючи дослідження Д.Кастлінга і Н.Хольма, Ю.Д.Шуйський (1999) прийшов до висновку, що за останні десятки мільйонів років вилучення сучасної океанічної води в мантію упродовж занурення материкової кори в зоні тренчів приблизно дорівнює її надходженню з мантії, або ж такі вилучення навіть перевищують надходження. Як би там не було, але значна частина досліджень вказує, на думку Ю.Д.Шуйського (1999), на певну ритмічність цих процесів.

Історія формування сучасної сольової маси Світового океану тісно пов'язана зі змінами первинного ювенільного розчину відповідно до зміни умов Землі. Всю сукупність точок зору на характер змін солоності і складу океанічної води можна розділити на три групи. Частина дослідників вважає, що на стадії охолодження протопланети Земля Первісний океан відзначався дуже високою солоністю. Хімічний склад води в цей час був близький до ювенільної води під час вивержень вулканів. Надалі солоність поступово знижувалась до сучасних величин.

Друга група спеціалістів дотримується протилежної точки зору, що спочатку в Первісному океані була слабосолона, майже прісна вода. Надалі солоність підвищувалась, поки не досягла сучасних параметрів. І, нарешті, є дослідники, які вважають, що солоність і хімічний склад океанічної води протягом геологічної історії Землі коливались навколо якихось середніх величин.

Все ж більшість сучасних дослідників вважає, що Первісний океан був гіперсолоним. Зі зменшенням вулканізму зменшувалась і солоність, і уже в палеозої солоність океанічної води була близькою до сучасної. В періоди посиленого горотворення і пов'язаного з ним вулканізму солоність води в океані підвищувалась. Навпаки, в періоди стабілізації тектонічних і магматичних процесів солоність океанічної води і її хімічний склад також стабілізовувались.

Геніальний український вчений, перший президент Української Академії Наук В.І. Вернадський звернув увагу на постійність співвідношення основних компонентів морської води і запропонував

вважати це явище однією з констант нашої планети. Знаменно, що співвідношення основних хімічних компонентів морської води і крові живих організмів практично однакові, що розглядається як доказ океанічного походження життя. Але ж хімічний склад морської води міняється не під впливом живих організмів, а в процесі пристосування до умов планети. Очевидно, до цих же умов пристосовуються і живі організми. Це не заперечує океанічне походження життя на Землі, але ж і не свідчить про стабільність сольового складу океану.

Для порівняння можна розглянути (табл.2.1) вміст хімічних елементів в первісному ювенільному розчині і у воді сучасного океану (за М. Валяшко, 1971).

Таблиця 2.1. **Вміст хімічних елементів в первинному розчині і у воді сучасного океану**

Назва елементу	**Вміст, г/100 г води**	
	В первинному розчині	**В сучасній воді**
Хлор (Cl)	1.4	1.9
Бром (Br)	$1 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$
Вуглець (C)	8	$3.5 \cdot 10^{-3}$
Азот (N)	$4 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-2}$
Фтор (F)	$6 \cdot 10^{-3}$	$2.4 \cdot 10^{-5}$
Йод (I)	$8 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Бор (B)	$8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$

З таблиці видно, що вміст хлору і брому майже не змінився, а кількість інших елементів різко зменшилась. Вміст хлору і брому залишається незмінним, бо відсутні природні речовини, які перетворюють їх в осади. Найбільш значним є зменшення вмісту вуглецю. Це зв'язано з перетворенням його у вугільну кислоту, потім в карбонат кальцію і випадінням в осад. Виникнення життя на Землі також призводить до посиленого використання вуглецю в реакціях фотосинтезу. З цим же зв'язані втрати в складі ювенільної води азоту і йоду.

Академік О.П. Виноградов виділив три стадії формування сольової маси Світового океану. Перша стадія (давній архей) – відсутність біосфери Землі; друга стадія (кінець архею-палеозой) – стадія вини-

кнення і становлення біосфери; третя стадія (кінець палеозою-кайнозой) – сучасна стадія. Для першої стадії характерні наявність кислого середовища і сильних кислот (HCl, HBr, HF), в результаті утворювались кременисті архейські осади, а вода була дуже солоною. Друга стадія розпочалася 2.0-2.7 мільярдів років тому з моменту виникнення біосфери в прибережній смузі океану. Вбирання вуглецю і його сполук живими організмами для будівництва своїх скелетів і виділення кисню в процесі фотосинтезу призвело до утворення азотно-кисневої атмосфери і підсилення відновлювальних властивостей атмосфери і гідросфери. Океанічна вода стала переважно хлоридно-сульфатною. Сучасна стадія стабілізації сольового складу океанічної води наступила 1.5-2,0 млрд. років тому. Протягом цієї стадії відбувається кругообіг солей в океанічній воді.

О.П. Виноградов показав, що цикл кругообігу кисню в природі відбувається за 2000-3000 років, вуглецю – за 350-500 років, а вся вода океану проходить через рослини за декілька мільйонів років. Однак загальна концентрація солей в океанічній воді вже з початку кембрійського періоду є стабільною і складає 35-40%.

Отже в результаті диференціації речовини на Землі виникла гідросфера, яка в основному сконцентрована в Світовому океані в обсязі $1.34 \cdot 10^{18}$ г води з $5.6 \cdot 10^{16}$ г мінеральних розчинних солей.

3. ОПТИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ, ХІМІЧНИЙ СКЛАД І СОЛОНІСТЬ МОРСЬКОЇ ВОДИ

3.1. Оптичні властивості морської води

Прозорість морської води. Прозорість морської води залежить від характеру процесів поглинання та розсіювання світла в морській воді; головним чином від розмірів та кількості завислих у воді часток органічного та неорганічного походження. Можна вважати, що прозорість не залежить ні від температури, ні від солоності морської води.

Під *прозорістю* в океанології розуміють глибину занурення білого диску (діаметром 30 см), на якій диск перестає бути видимим з поверхні моря. За В.В. Шулейкіним, прозорість обернено пропорційна коефіцієнту розсіювання *k*:

$$H = \frac{2}{k}, \qquad (3.1)$$

де H – глибина зникнення білого диску.

Це співвідношення дає можливість пов'язати умовну характеристику – відносну прозорість з фізичною характеристикою оптичних властивостей морської води. Прозорість повинна вимірюватися за чітко визначених певних умов, оскільки її величина залежить від висоти спостережень, періоду доби (висоти сонця над горизонтом), хмарності та хвилювання моря. Із збільшенням висоти спостережень (до 200-300 м) прозорість збільшується, а тому спостереження за прозорістю можна порівнювати лише за фіксованої висоти спостережень (3-7 м). Хвилювання моря ослаблює потік світла, що проникає вглиб моря, внаслідок чого прозорість, як правило, зменшується. Те ж саме спостерігається за наявності потужного хмарного покриву. Найбільш сприятливими умовами для визначення прозорості є тонкі перисті хмари і високе сонцестояння.

Колір морської води та колір моря. Розрізняють колір морської води та колір моря. *Колір морської води* зумовлюється сукупною дією поглинання та розсіювання світла у воді і не залежить від зовнішніх чинників. Основну роль при цьому відіграє дифузний (розсіяний) потік світлової енергії, який іде з глибини моря. Потік світла, спричинений молекулярним розсіюванням, створює синій колір. Пов'язано це з тим, що коефіцієнт молекулярного розсіювання (на відміну від поглинання) для променів синьо-фіолетової області спектра в 3 рази більший, ніж для променів червоно-жовтої області спектра.

Індивідуальні особливості кольору води кожного моря, так як і величина його прозорості, залежать в основному від процесу розсіювання світла різними включеннями, тобто від кількості та розмірів завислих часток органічного і неорганічного походження та від вмісту у воді розчинених газів. Визначають колір води за шкалою колірності, що являє собою набір пробірок з рідиною різного кольору (від темно-синього до коричневого), які порівнюються з кольором білого диска на глибині його зникнення.

Колір моря, тобто забарвлення його поверхні, залежить від різних зовнішніх умов: від кута зору, під яким спостерігач дивиться на

морську поверхню, від кольору неба, наявності хмар, від стану поверхні моря, в першу чергу, від розмірів та форми вітрових хвиль. Помічено, що при виникненні хвиль море починає швидко синіти, а при щільних хмарах колір моря здається більш темним.

Оскільки колір і прозорість зумовлюються одними й тими ж факторами, між ними існує певна залежність. В табл.3.1 наведене співвідношення між відносною прозорістю і кольором морських вод, яке встановлене Ю.В. Преображенським за матеріалами спостережень у морі при 10-бальній хмарності та хвилюванні до 3 балів.

Таблиця 3.1. **Співвідношення між відносною прозорістю і кольором морської води**

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

Загальною закономірністю для всіх океанів і морів, є деяке зменшення прозорості при наближенні до берегів. Колір води при цьому також змінюється, вода зеленіє, а інколи набуває жовтуватих і навіть коричнюватих відтінків. Пояснюється це тим, що прибережні води розпріснюються стоком річок, води яких збагачені різними завислими частками. До того ж прибережні мілководдя зкаламучуються під час штормів.

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

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

Організми, які світяться, мешкають по всій товщі вод від поверхні до дна. Деякі з них світяться за допомогою маслянистих крапельок, які знаходяться всередині клітини (ночесвітки), у інших спеціальні залози виділяють речовину, що світиться (медузи, рачки), треті мають особливий орган, що світиться (риби, головоногі молюски).

Свічення моря являє собою практичний інтерес для різних галузей діяльності людини. Так, наприклад, свічення моря може сигналізувати рибалкам про наявність косяків риби і в той же час відлякувати її, демаскуючи рибальські сіті. Може попередити мореплавців про підводні небезпеки, уберегти від зіткнення з суднами і плаваючими предметами.

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

Синьо-зелені водорості забарвлюють морську воду в зелений колір. У тропіках їх скупчення поширюються на десятки і навіть сотні кілометрів. Вода при цьому має запах хлору, а вітрове хвилювання

заспокоюється. Зелене забарвлення води синьо-зеленими водоростями влітку часто трапляється в Азовському і Балтійському морях.

3.2. Поняття про хімічний склад і солоність морської води

Морська вода відрізняється від води річок, озер та інших водойм суші рядом особливостей – гірко-солоним смаком, більшою питомою вагою; вона не розчиняє мило, не придатна для використання у парових котлах, оскільки утворює велику кількість накипу, тощо. Це пояснюється тим, що у морській воді розчинені різні тверді мінеральні речовини, солі яких і надають ці властивості. Кількість розчинених твердих мінеральних речовин (солей), виражена в грамах на кілограм морської води називається її *солоністю.*

Загальний вміст розчинених солей у морській воді для відкритих частин Світового океану пересічно становить 35 г в 1 кг води. Тисячні частки цілого називаються *проміле* і позначаються ‰. Отже, середня солоність Світового океану – 35‰. В різних районах океану солоність може суттєво відхилятися від середньої величини. Так, в Балтійському морі вона становить лише 8-16‰, в Червоному – 42‰, а в затоці Сиваш сягає 200‰.

В морській воді розчинені всі елементи, які зустрічаються на Землі, але представлені вони неоднаково. Одні містяться в порівняно великих кількостях (в грамах на кг), вміст інших виражається лише тисячними частками грама на тону води, а деякі можна знайти лише у морських організмах, які їх накопичують.

Речовини, які присутні у воді океану, розділяються на такі основні групи (О.О. Алекін, Ю.І. Ляхін, 1984): 1) *головні компоненти,* тобто іони основного сольового складу розчину – K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Br^-, F^-, а також борна кислота та її іони; 2) *розчинені гази* – кисень, азот, сірководень, діоксид вуглецю та ін.;3) *біогенні речовини* – сполуки азоту, фосфору, силіцію і заліза; 4) *органічні речовини* – різноманітні органічні сполуки, які належать до органічних кислот, складних ефірів, гумусових речовин, азотовмісних сполук (білки, амінокислоти, аміни) та ін; 5) *мікроелементи* – всі метали, крім головних компонентів (K^+, Na^+,

Mg^{2+}, Ca^{2+}), а також деякі інші елементи, зокрема *радіоактивні*; 6) *забруднювальні речовини* – пестициди, синтетичні поверхнево-активні речовини, феноли, нафтопродукти та ін. За сучасних екологічних умов, зважаючи на специфіку та актуальність вивчення радіоактивних елементів у воді, зокрема морській, доцільніше виділити їх в окрему групу (В.К. Хільчевський, 1997).

Названі одинадцять головних іонів у сумі становлять 99,9% всіх розчинених в океані речовин. Найбільший вміст хлоридів та іонів натрію (табл.3.2). Вони складають 83,6% суми всіх іонів, тому океанічна вода має хлоридно-натрієвий характер. Співвідношення концентрацій аніонів має вигляд: $Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^- > Br^-$, а катіонів: $Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} > K^+$.

Таблиця 3.2. **Концентрація і загальна маса головних компонентів сольового складу у морській воді**

Іони	**Концентрація, ‰**	**Загальна маса в океані, 10^{15}т**
Хлоридний	19,3534	26,2943
Сульфатний	2,7007	3,6852
Гідрокарбонатний	0,1427	0,1934
Бромідний	0,0659	0,0915
Фторидний	0,0013	0,0018
Борна кислота	0,0265	0,0348
Натрію	10,7638	14,6235
Магнію	1,2970	1,7584
Кальцію	0,4083	0,5594
Калію	0,3958	0,5422
Стронцію	0,0136	0,0108
Всього	35,1690	47,7953

Гази в океані утворюються внаслідок обміну з атмосферою, біологічних процесів та ін. Біогенні елементи споживаються живими організмами, регенеруються (виділяються тваринами), надходять у воду в процесі розкладу відмерлих організмів. Сумарна концентра-

ція мікроелементів менша 0,01% суми головних іонів. У найбільших кількостях міститься Li, Rb, I, в найменших – Au, Ra.

Органічні речовини в океані безперервно продукуються у вигляді *первинної продукції* – зеленої маси рослин, яка споживається, відмирає, розкладається. Біохімічний розклад цих залишків є джерелом розчинених органічних речовин, які знаходяться у вигляді молекулярних і колоїдних сполук. До складу органічних розчинених речовин входять важливі органічні сполуки – пектинові, гумусові, амінокислоти, вуглеводи, жири, тощо.

Практично неможливо визначити концентрацію кожного елементу у морській воді за межами хімічної лабораторії, без проведення точних аналізів. Тому вченими було прийнято рішення – для зручності ввести єдиний узагальнюючий параметр, який характеризує морську воду як хімічне середовище. Таким параметром є солоність. Вона близька до суми всіх головних іонів, що містяться у морській воді.

Встановлено, що кількісні співвідношення між концентраціями головних іонів, незалежно від їх загального вмісту, зберігаються у морській воді постійними. Ці співвідношення дозволяють "відновити" повний склад іонів в пробі води, якщо відомо вміст одного з них.

Найбільше у морській воді міститься Cl^- (див. табл.3.2). Тому Міжнародна комісія з вивчення моря у Копенгагені під керівництвом Кнудсена (1901 р.) встановила емпіричне співвідношення між солоністю і вмістом хлору у водах Світового океану:

$$S‰ = 0{,}030 + 1{,}8050\ Cl. \qquad (3.2.)$$

Число 1,8050 у формулі має назву *хлорного коефіцієнту.*

У 1963 р. об'єднана група експертів з океанологічних таблиць і стандартів ЮНЕСКО запропонувала користуватися виразом, який не містить вільного члену, і встановлений американськими ученими на основі формули Кнудсена:

$$S = 1{,}80655\ Cl‰. \qquad (3.3)$$

Слід підкреслити, що формула (3.3) справедлива для вод океанів і окраїнних морів. Внутрішні чи сильно ізольовані моря в результаті більшого впливу річкового стоку мають дещо відмінні співвідношення розчинених солей, а відповідно і різні хлорні коефіцієнти.

Солоність води морів, сольовий склад яких відрізняється від океанічного, можна обчислювати за формулами:

S = 0,184 + 1,795 Cl – для Чорного моря;

S = 0,210 + 1,794 Cl – для Азовського моря;

S = 0,260 + 2,791 Cl – для Аральського моря;

S = 0,140 + 2,360 Cl – для Каспійського моря;

S = 0,115 + 1,805 Cl – для Балтійського моря.

Причини зміни солоності. Зміни солоності води в цілому і в кожній точці окремо відбуваються під дією випаровування, опадів і процесів вертикального перемішування і горизонтального переносу водних мас (адвекції). Поблизу берегів велику роль відіграє опріснення поверхневих вод стоком річок, а у високих широтах – в результаті танення льоду.

При випаровуванні в пару переходить чиста вода, а солі що виділилися, підвищують солоність об’єму води, який залишається. Випаровування посилюється із збільшенням швидкості вітру і дефіциту вологості. Найбільше випаровування спостерігається в пасатних зонах океану, за виключенням приекваторіальної області, де багато опадів.

Збільшення солоності відбувається також при утворенні льоду, оскільки більша частина солей у вигляді розсолу стікає вниз і осолонює поверхневий шар води під льодом. Але на скільки збільшується солоність води взимку під час льодоутворення, на стільки ж вона зменшується навесні в результаті танення снігу. Тому в тих частинах океану, де немає винесення місцевого льоду, відбувається лише сезонна зміна солоності і в цілому за рік солоність за рахунок льодоутворення не змінюється. Постійне винесення морського льоду і айсбергів обумовлює збільшення солоності в місцях їх утворення і розпріснення поверхневих вод океану в місцях, де ці льоди тануть. Таке розпріснення відбувається, наприклад, у зонах танення принесених льодів і айсбергів південніше Ньюфаундлендської банки в Атлантиці і в південних частинах Світового океану, де тануть антарктичні льоди і айсберги.

Великі річки (Амазонка, Оріноко, Конго, Об, Єнісей, Лєна та ін.) здійснюють розпріснюючий вплив на води океанів і морів на значних відстанях від гирл. Вплив малих річок помітний лише поблизу гирл.

Суттєві відміни у розподіл солоності вносять потужні океанічні системи течій, такі як Гольфстрім чи Куросіо. Цими течіями переносяться у високі широти із пасатних зон більш солоні води.

Перерозподіл солоності у вертикальному напрямку відбувається переважно під дією вітрового перемішування і конвекції водних мас. Причому вітрове перемішування захоплює тільки верхній (до 100 м) шар води, а конвекція, яка виникає в результаті осолонення чи охолодження поверхневих вод, може досягати великих глибин (до 1000 м і більше).

Дуже повільні і відносно незначні за величиною зміни солоності відбуваються в результаті надходження і втрати солей. В океан безперервно надходять солі з різних джерел: 1) з материковим стоком; 2) з надр Землі – продукти дегазації мантії; 3) з атмосферними опадами; 4) за рахунок розчинення твердих осадів та порід на дні океану. Разом з тим відбуваються і втрати солей з вод океану: 1) при випаданні солей на дно; 2) при випаровуванні морської води в напівізольованих басейнах у районах з посушливим кліматом, в результаті чого велика кількість солей випадає в осад (наприклад, Кара-Богаз-Гол і Сиваш); 3) у результаті виносу солей на континенти вітром; 4) при просочуванні донних ґрунтів та інфільтрації; 5) в процесі адсорбції іонів завислими речовинами з майбутнім випадінням їх в осад.

За величиною всі перераховані статті надходження і витрат солей далеко нерівнозначні. Найбільше значення має надходження солей з материковим стоком і випадання солей з морської води на дно океану. Але якими б значними не були надходження солей чи їх втрата, вони незрівнянні із загальною кількістю солей, що вже є у водах Світового океану (див табл.3.2). Ця обставина, а також збалансованість надходження і витрат солей обумовлюють стабільність солоності вод Світового океану.

3.3. Баланс солей Світового океану

Прибуткова частина балансу:

1. *Надходження солей з материковим стоком*. Разом із органічними речовинами загальний річний стік розчинених речовин в океан становить 3200 млн. т. Розчинені у річковій воді солі за своїм походженням діляться на: а) солі осадових порід морського походження; б) продукти дегазації мантії, які надходять безпосередньо на материк; в) продукти вивітрювання вивержених порід; г) морські солі, занесені вітром на материк.

2. *Надходження безпосередньо в океан продуктів дегазації мантії*. Ці продукти надходять у товщу вод на дні океану при вивержені підводних вулканів разом з лавою, що виливається, а також систематично через фумароли і тріщини з гарячих джерел. У складі продуктів дегазації мантії (солей і газів) переважають сполуки вуглецю (CO_2 і CO) та сірки (SO_3, SO_2, S, H_2S), галогени (Cl, F) та водень. Кількісно оцінити цю статтю надходження солей дуже складно.

3. *Надходження солей з атмосферними опадами*. Якщо прийняти, що в 1 дм^3 атмосферних опадів міститься близько 3-4 мг солей, то за рік в океан надходить 1,0-1,3 млрд. т солей. Це лише в 2,5-3 рази менше, ніж надходження солей з річковим стоком.

4. *Надходження солей при розчиненні порід і донних відкладів на дні океану*. В основному розчиняються карбонати за умови присутності великої кількості CO_2. Частково розчиняються й інші сполуки, наприклад, алюмосилікати. Точно визначити цей вид надходження солей поки що неможливо.

Видаткова частина балансу:

1. *Випадання солей із розчину в осад на дні океану*. Випадають в основному солі кальцію, магнію, а також гідрокарбонати. Крім цього, в осад з річкового стоку випадає певна частина мінеральних колоїдів і деяка кількість мікроелементів, яку дуже важко врахувати.

2. *Зменшення кількості солей при винесенні вітром бризок* з поверхні океану на материк складає приблизно 300-400 млн. т на рік.

Втрата солей при випаровуванні морської води у напівізольованих затоках і лагунах, інфільтрації води в донні ґрунти, а також при адсорбції іонів завислими речовинами не піддається кількісній оцінці.

Деякі з перерахованих процесів, які визначають надходження – витрату солей у Світовому океані, повинні були б, на перший погляд, позначитися на сольовому складі морської води, змінюючи його певною мірою. Дійсно, склад солей у річковій воді зовсім інший, ніж в океані. В річковій воді переважають карбонати, а хлоридів мало. У морській воді навпаки – переважають хлориди. Але збільшення карбонатів у морській воді не відбувається, оскільки вони легко випадають в осад, а крім того інтенсивно споживаються морськими організмами на побудову захисних черепашок, панцирів, скелетів, тощо. Не відбувається збільшення і хлоридів, головним чином тому, що в річковій воді їх дуже мало. Підраховано, що для збільшення вмісту в океані хлоридних іонів тільки на 0,02‰ необхідно 200000 років.

Отже, сам склад морської води не зазнає суттєвих змін, тобто протягом тривалих відрізків часу сольовий склад океану можна вважати постійним. Академік В.І. Вернадський, розглядаючи проблему стабільності сольового складу океану, вважав, що сольовий склад морської води регулюється головним чином біологічними процесами.

3.4. Горизонтальний і вертикальний розподіли солоності

Солоність Світового океану неоднакова як на поверхні, так і на глибині. У відкритих частинах океану солоність коливається несуттєво (32-38‰), у морях же діапазон солоності значно більший – 8-42‰.

Океанологами встановлені риси розподілу солоності на поверхні Світового океану. Солоність має мінімум у високих широтах, що пояснюється малим випаровуванням, рясними опадами і частково таненням принесених льодів. З наближенням до пасатних зон вона збільшується, досягає максимуму біля тропіків (біля 25° пн.ш. і 20° пд.ш.). Висока солоність у тропічних зонах океанів пояснюється дуже значним випаровуванням. Далі у напрямку до екватора солоність дещо зменшується. Найбільшу солоність має Атлантичний океан, у якому на вказаних широтах вона досягає 37,5‰. У Тихому океані максимальна солоність становить 36,5‰ (рис.3.1).

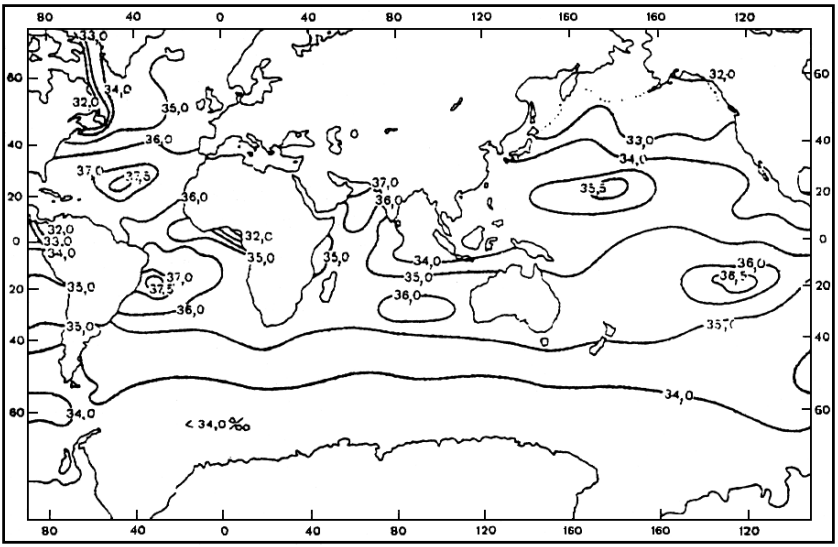

Рис. 3.1. Середня річна солоність води на поверхні Світового океану

Вказаний зональний розподіл солоності на поверхні порушується наявністю течій, що особливо помітно у північній частині Атлантичного океану.

Вертикальний розподіл солоності на різних глибинах суттєво відрізняється від розподілу її на поверхні. Це пояснюється рядом причин. Одна з них полягає в тому, що розподіл води в океані за шарами зумовлюється її густиною, а оскільки температура води з глибиною звичайно знижується, то для стійкої рівноваги не треба підвищення солоності з глибиною. Тому можуть бути наступні ситуації: солоність з глибиною знижується (*анахалинність*); зростає (*катахалинність*); залишається незмінною (*гомохалинність*).

Проте суттєві зміни солоності відбуваються лише у верхньому шарі, до глибин 1500 м. Нижче цього горизонту, у так званій “стратосфері” океану, коливання солоності надзвичайно малі. В деяких районах Світового океану солоність стає одноманітною із значно більш високих горизонтів. Так у полярних областях солоність сильно змінюється тільки до глибини 200 м, а глибше вона практично незмінна.

3.5. Гази у морській воді

Крім твердих речовин, у морській воді розчинені деякі гази: O_2, N_2, оксид вуглецю (CO_2) і в меншій мірі H_2S. Вміст розчинених у воді газів порівняно незначний, але вони мають дуже важливе значення для органічного життя моря. Крім того, розчинені гази є добрим показником походження водних мас та ступеня їхнього перемішування.

Вміст газів значно змінюється з часом та в просторі. Великий вміст кисню на глибинах вказує на інтенсивну вертикальну циркуляцію, в результаті якої захоплений з повітря O_2 проникає на глибини, а наявність сірководню свідчить про повний застій водної маси.

Розчинність газів у воді знижується з підвищенням температури. При збільшенні тиску розчинність газів збільшується. Якщо гази, розчинені у воді, знаходяться у рівновазі з газами у повітрі, то можна говорити, що вони насичують воду за даної температури і солоності.

Кисень надходить у морську воду або з повітря, якщо у воді він знаходиться у стані недонасичення, або в результаті фотосинтетичної діяльності морських рослин (головним чином фітопланктону). Витрачається O_2 на дихання морських організмів та на окиснення різних речовин. Крім того, кисень віддається в атмосферу при його надлишку у поверхневих шарах моря. Таким чином, кількість розчиненого у морській воді O_2 сильно коливається: від перенасичення до повної відсутності. Тому говорячи про вміст кисню у воді, приводять не тільки кількість кубічних см (чи мг) у літрі води (абсолютний вміст), але і процентне відношення цієї кількості до кількості кисню, яка насичує воду за даної температури, солоності і тиску. Розроблені спеціальні таблиці, в яких показані кількості O_2, що насичують морську воду за різних умов.

Важливим і потужним джерелом збільшення кількості O_2 у поверхневих шарах моря є фотосинтез. Суть цього процесу у розкладанні вуглекислоти в хлорофілових зернах зелених клітин рослин і виділенні вільного кисню. Фотосинтез протікає лише за наявності світла і закінчується з настанням темноти, коли рослини починають виділяти CO_2 і поглинати O_2.

Найбільше значення для фотосинтезу мають червоні промені. А оскільки вони поглинаються верхніми шарами води, і загальна осві-

тленість з глибиною швидко зменшується, то максимум фотосинтетичної діяльності зосереджений у поверхневих шарах. Це призводить інколи до перенасичення води O_2, особливо влітку в мілководних районах з багатою флорою. Так наприклад, в Азовському морі був випадок, коли вода була перенасичена O_2 до 350 %. З глибиною кількість O_2 зменшується. У нижніх шарах води морів, ізольованих від океану, спостерігається нестача або повна відсутність O_2.

Азот у поверхневих шарах моря знаходиться у рівновазі з азотом атмосфери. В глибинних шарах кількість вільного розчиненого азоту зумовлюється утворенням і розкладанням органічних речовин та діяльністю бактерій. Але цей елементарний азот безпосередньо рослинами не засвоюється, тому його значення для життя незначне. Значно більшу роль у функціонуванні рослин відіграє зв'язаний азот, зокрема у вигляді солей: азотної кислоти – нітратів (NO_3^-), азотистої кислоти – нітритів (NO_2^-) і солей амонію (NH_4^+).

На дні моря, в результаті процесу розкладу органічних речовин, а також в процесі життєдіяльності сіркобактерій утворюється H_2S, який може заразити глибинні шари води і тоді вони стають непридатними для існування тваринних і рослинних організмів. Характерний приклад – Чорне море, в якому лише 13 % об'єму води не заражене H_2S.

У морській воді знаходиться також деяка кількість вільного і зв'язаного оксиду вуглецю. На відміну від O_2 і N_2, оксид вуглецю не лише розчиняється у морській воді, але і вступає з нею у сполуки, утворюючи вугільну кислоту (H_2CO_3), яка, в свою чергу, частково розпадається на іони: бікарбонатний (HCO_3^-) і карбонатний (CO_3^{2-}).

CO_2 – єдине джерело вуглецю, необхідного для побудови рослинами органічної речовини. Сполуки вугільної кислоти відіграють основну роль у корозії металів і руйнуванні бетону, тобто мають суттєве значення для господарської діяльності людини.

4. ТЕМПЕРАТУРА МОРСЬКОЇ ВОДИ

4.1. Теплові властивості морської води та причини зміни її температури

Теплоємність (питома) речовини – це відношення кількості теплоти, яку поглинає (віддає) одиниця маси речовини в процесі нагрівання (охолодження), до зміни її температури, що сталася внаслідок цього процесу. За еталон прийнято питому теплоємність дистильованої води при постійному тиску і інтервалі температур від 19,5 до 20,5°С: c_p=1кал/(г·°С)=4,19·10^3 Дж/(кг·°С). Теплоємність води зменшується із збільшенням її температури і солоності. При середній (35‰) солоності води c_p=3,90·10^3 Дж/(кг·°С).

Теплоємність води вища теплоємності всіх інших речовин, за виключенням водню і рідкого аміаку. Тому Світовий океан повільно нагрівається і повільно охолоджується. Але, через малу теплоємність повітря (0,99·10^3 Дж/(кг·°С)) отеплювальний ефект моря при охолодженні води величезний. Підраховано, що при охолодженні на 1 °С одиниця об'єму води нагріває на 1 °С майже 3200 об'ємів повітря.

Теплопровідність – кількість тепла, що переноситься за одиницю часу через одиничну площадку, розташовану перпендикулярно напрямку градієнта температури, коли останній дорівнює одиниці. Розрізняють молекулярну і турбулентну теплопровідність води. Перша обумовлена хаотичним рухом молекул води. ЇЇ величина надзвичайно мала. Так, якщо прийняти теплопровідність срібла за одиницю, то молекулярна теплопровідність морської води (при 18 °С) складе лише 0,0013. Але основна маса тепла в океані переноситься завдяки вихровим рухам води. Турбулентна теплопровідність може на кілька порядків перевищувати молекулярну.

Теплотою плавлення (кристалізації) речовини називається теплота, яка поглинається при плавленні або виділяється при кристалізації 1 г речовини за умови стабільності температури. Теплота плавлення льоду, який утворився з дистильованої води дорівнює 79,67 кал при 0 °С. Вона значно більша, ніж теплота плавлення всіх інших речовин, за виключенням аміаку (108 кал). Теплота плавлення морського льоду, який відрізняється від прісного своєю солоністю, за

невеликих від‘ємних температур (від 0 до –5 ^{o}C) різко зменшується з підвищенням солоності льоду.

Теплота випаровування (конденсації) – це кількість теплоти, яка необхідна для підтримання незмінної температури при випаровуванні (чи конденсації) 1 г рідини. Величина теплоти випаровування для морської і дистильованої води мало відрізняється і становить при 0°C 596 кал. З підвищенням температури вона поступово знижується і при 100°C дорівнює 539 кал.

Теплота випаровування у води більша, ніж у будь-якої іншої речовини. Це має надзвичайно велике значення для теплових процесів в океані і в атмосфері, оскільки більша частина сонячної енергії витрачається на випаровування води. В середньому за рік з поверхні океану випаровується шар води висотою 1 м. При цьому на випаровування з кожного квадратного сантиметра поверхні води щорічно витрачається близько 60 ккал.

Температура води в значній мірі залежить від тиску. Якщо деякий об’єм води перенести з поверхні океану на певну глибину, то внаслідок стискування води цей об’єм зменшиться, а температура підвищиться. Це підвищення відбувається не за рахунок притоку тепла із зовні, а виключно за рахунок внутрішньої енергії речовини. Така зміна температури називається *адіабатичною*.

При підйомі проби води з великих глибин її температура адіабатично знижується внаслідок зменшення тиску. Якщо, наприклад, пробу води солоністю 34,85% і температурою 2,40^{o}C підняти на поверхню моря з глибини 3000 м, то її температура адіабатично знизиться до 2,25^{o}C, а якщо пробу води з такими ж даними підняти на поверхню з глибини 10000 м, то її температура адіабатично знизиться до 1,13^{o}C.

Причини зміни температури води. Температура води в тому чи іншому районі моря або океану змінюється в результаті наступних процесів:

1) надходження тепла від сонця і теплообміну з атмосферою;
2) надходження тепла з верхніх та нижніх шарів води (вертикальний теплообмін);
3) привнесення тепла ззовні в результаті горизонтального перенесення повітряних і водних мас або адвекції.

Тепло, яке надходить від сонця, поглинається дуже тонким поверхневим шаром води і глибоко в море не проникає. На глибині 1 см від поверхні тепловий ефект променистої енергії сонця майже в 100 разів менший, ніж на самій поверхні моря, а на глибині 1 м - в 8350 разів. Якби води океану не перемішувалися в результаті конвекції, а також під дією вітру і течій, то глибинні горизонти океанічних вод практично не отримували б тепла.

Вітрове хвилювання сприяє проникненню тепла на глибини, які не перевищують довжини хвиль, що спостерігаються в даному місці, тобто не глибше 100-200 м. Приблизно на таку ж глибину проникає тепло завдяки вітровим течіям. Значно більше значення для процесу передачі тепла на глибину мають п*рипливно-відпливні* течії, оскільки їхній вплив відчувається по всій товщі вод океану.

Влітку в результаті перемішування температура води поверхневих шарів дещо знижується, а глибинних – підвищується. Взимку, коли температура води на поверхні буває нижчою, ніж на глибині, внаслідок перемішування відбувається безперервний підтік до поверхні більш теплих глибинних вод, який дещо затримує процеси утворення льоду.

Конвекція – це вертикальне переміщення часток води в морі. Воно виникає в результаті перевищення густини верхніх шарів над густиною шарів, які залягають нижче. Це буває, коли під дією деяких факторів густина верхніх шарів підвищується або, коли густина нижчих шарів зменшується.

Конвекція може призвести як до нагрівання глибинних шарів, так і до їх охолодження. Якщо густина більш теплих шарів збільшується за рахунок підвищення солоності, наприклад, в результаті сильного випаровування, то на глибини буде надходити більш тепла вода. Якщо густина води на поверхні підвищується за рахунок зниження її температури, то на глибини буде надходити більш холодна вода і температура глибинних вод буде знижуватися. У першому випадку конвекція не розповсюджується на великі глибини, у другому вона може охоплювати шар товщиною до 500 м і більше.

Окрім головних причин, що визначають температурний режим Світового океану, прибережні води відчувають вплив другорядних факторів, серед яких найбільше значення має *тепловий стік річок*. Так, річки помірних і навіть високих широт здійснюють отеплюва-

льний вплив на пригирлові ділянки моря. В тропічних районах, навпаки, річковий стік у деяких випадках може знижувати температуру морської води (гірські річки).

4.2. Тепловий баланс океану

На поверхні океанів і морів відбуваються складні теплові процеси. Деякі з них приводять до втрати тепла водою, інші супроводжуються надходженням тепла.

Основним джерелом надходження тепла є сонце. Тепло надходить від нього у вигляді короткохвильової сонячної радіації, яка складається з прямої радіації та радіації, розсіяної атмосферою. Частина такої сумарної радіації не сприймається водою, а відбивається назад в атмосферу (відбита радіація).

Певну роль відіграє надходження тепла в результаті конденсації парів води на водній поверхні. Крім того, коли вода холодніша ніж повітря, море отримує тепло, а коли тепліша – витрачає його в атмосферу шляхом турбулентного теплообміну між морем і атмосферою.

Основними причинами втрати тепла океаном є випаровування і ефективне випромінювання, тобто різниця між довгохвильовим (тепловим) випромінюванням поверхні моря і зустрічним довгохвильовим випромінюванням атмосфери.

В деяких морях суттєве значення має надходження або витрата тепла в результаті процесів водообміну даної водойми з сусідньою або деякої частини водойми з сусідніми (внутрішній водообмін), як це має місце, наприклад, у Білому морі. В морях, для яких характерним протягом тривалого часу є льодовий покрив, необхідно рахуватися з теплом, що виділяється при утворенні льоду, і теплом, що витрачається на його танення. Деякі незначні зміни в загальне надходження та витрату тепла океану вносять неоднаково нагріті материкові води і атмосферні опади, які надходять на його поверхню.

Алгебраїчна сума кількості тепла, яке надходить у воду і втрачається водою внаслідок всіх теплових процесів, називається *тепловим балансом океану*. Складові теплового балансу розраховуються звичайно в калоріях на один квадратний сантиметр за добу. Тепловий баланс можна підрахувати за будь-який проміжок часу: добу, місяць, рік.

У більшості випадків проведення повного комплексу спостережень над усіма складовими теплового балансу неможливе. Тому за необхідності використовують не натурні дані, а обчислені значення складових теплового балансу.

Вивчення теплових процесів у природних умовах є одним з головних завдань сучасної океанології. Знаючи природу і характер теплових процесів, можна вияснити причини утворення цілої низки явищ, які відбуваються в океані і атмосфері, навчитися їх передбачати.

Рівняння теплового балансу. Кількість тепла, яку отримує земна куля за досить тривалий час, дорівнює кількості тепла, яка витрачається нею у світовий простір. Тому в середньому за багаторічний період (близько століття) температуру всієї поверхні Землі можна умовно розглядати як незмінну. Оскільки середня температура води Світового океану за багаторічний період залишається стабільною, то можна вважати, що всі теплові потоки в сумі повинні дорівнювати нулю, тобто:

$$Q_{сон} \pm Q_{випр} \pm Q_{вип} \pm Q_{кон} \pm Q_{лід} \pm Q_{вт} \pm Q_{ст} \pm Q_{о} \pm Q_{t} = 0, \qquad (4.1)$$

де $Q_{сон}$ – поглинута поверхнею води пряма і розсіяна сонячна радіація (тобто сумарна сонячна радіація мінус відбита радіація); $Q_{випр}$ – ефективне випромінювання; $Q_{вип}$ – теплота випаровування або конденсації (при випаровуванні море втрачає тепло, при конденсації отримує його); $Q_{кон}$ –конвективний теплообмін (від'ємний, коли море втрачає тепло, позитивний – при отриманні тепла); $Q_{лід}$ – теплота процесів утворення і танення льоду; $Q_{вт}$ – тепло, яке отримується в результаті процесів водообміну (внутріводний теплообмін); $Q_{ст}$ – теплота материкового стоку; $Q_{о}$ – теплота атмосферних опадів; Q_{t} – кількість тепла, пов'язана із зміною температури води.

У цьому рівнянні враховані лише основні складові теплового балансу. Цілий ряд теплових явищ, які мають менше значення для теплового режиму моря, як правило не враховуються, і тому рівняння теплового балансу в такому вигляді є наближеним. Неврахованими виявляються, наприклад, притік тепла від дна моря, тепло, яке утворюється за рахунок радіоактивних речовин, за рахунок хімічних

процесів, а також тепло, яке виділяється при перетворенні механічної енергії в теплову. Помилка, якої припускаються через це, не виходить за межі точності підрахунків теплового балансу.

Часто нехтують також теплотою материкового стоку і теплотою атмосферних опадів. Для незамерзаючих морів відпадає необхідність урахування теплоти процесів утворення льоду і його танення. Немає потреби враховувати цю теплоту і для замерзаючих морів, коли підраховується баланс за рік. У цьому випадку теплота, яка виділяється при утворенні льоду, дорівнює теплоті, яка поглинається при його таненні (за умови, що лід не приноситься в дане море із сусідніх морів або не виноситься з моря).

За таких допущень рівняння теплового балансу набуває вигляду:

$$Q_{\text{сон}} \pm Q_{\text{випр}} \pm Q_{\text{вип}} \pm Q_{\text{кон}} \pm Q_{\text{вт}} = 0. \qquad (4.2)$$

4.3. Горизонтальний та вертикальний розподіли температури води

Горизонтальний розподіл температури. Якщо уявити, що земна куля була б покрита водою океану, в якому відсутні течії, то розподіл температури на поверхні співпадав би з астрономічним розподілом нагрівання земної кулі сонячним промінням. Температура води залежала б лише від широти місця спостереження, тобто ізотерми співпадали б з паралелями.

Дійсно, у південній півкулі, починаючи з 40° пд.ш. і далі на південь, аж до Антарктиди, ізотерми розподіляються майже за паралелями. Тут немає, за винятком звуженої частини Південної Америки, великих масивів суші, а наявні течії досить слабко змінюють плавний хід ізотерм.

Вплив материків, переважаючих вітрів і океанічних течій різко порушує подібний характер розподілу температури на поверхні океанів. Цей вплив добре ілюструється на карті, на якій представлені річні ізотерми, тобто лінії, що з’єднують однакові значення річних температур води на поверхні океану (рис.4.1). На цій карті для обох півкуль видно, що в східних частинах океанів у тропічній зоні ізотерми сходяться до екватора, а в західних розходяться від екватора. Особливо чітко це виражено в Атлантичному океані.

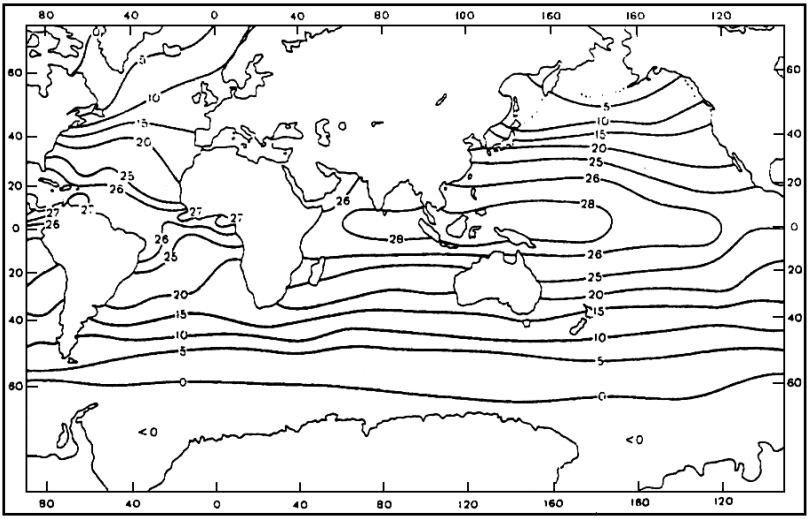

Рис. 4.1. Середня річна температура води на поверхні Світового океану

Звивини ізотерм у тропічній зоні пояснюються розподілом поверхневих течій. На північ і південь від екватора зі сходу на захід ідуть пасатні (екваторіальні) течії. Ці течії, зустрівши на заході материки Америки (в Атлантичному океані), Азії (в Тихому океані) і Африки (в Індійському океані), розходяться на північ і на південь, несучи свої теплі води в помірні широти і зумовлюючи цим віддалення ізотерм від екватора в західних частинах океанів. У східних частинах океанів між 30° пн.ш. і 30° пд.ш. до екватора під дією течій наближаються охолоджені води з помірних широт. Тут певну роль відіграє також надходження більш холодних вод з глибин, зумовлене явищем згону під дією пасатних вітрів.

У північних частинах Атлантичного і Тихого океанів на північ від 35° пн.ш. спостерігається зовсім інший розподіл температури на поверхні води. У східних частинах обох океанів у цих широтах ізотерми широко розходяться віялом, що особливо помітно в Атлантичному океані, де місцями ізотерми спрямовані вздовж меридіанів або під кутом до них у 45°. Такий розподіл температури зумовлений

теплими течіями: Гольфстрімом в Атлантичному океані та Куросіо в Тихому.

З таблиці 4.1 видно, що в океанах найбільші значення температур мають місце трохи північніше екватора.

Таблиця 4.1. **Розподіл середньої температури води на поверхні трьох океанів за широтними зонами**

Північна півкуля (пн. ш.)	**Атлантичний океан**	**Індійський океан**	**Тихий океан**	**Південна півкуля (пд. ш.)**	**Атлантичний океан**	**Індійський океан**	**Тихий океан**
70-60°	5,60	-	-	70-60°	-1,30	-1,50	-1,30
60-50°	8,66	-	5,74	60-50°	1,76	1,63	5,00
50-40°	13,16	-	9,99	50-40°	8,68	8,67	11,16
40-30°	20,40	-	18,62	40-30°	16,90	17,00	16,98
30-20°	24,16	26,14	23,38	30-20°	21,20	22,53	21,53
20-10°	25,81	27,23	26,42	20-10°	23,16	25,85	25,11
10-0°	26,66	27,88	27,20	10-0°	25,18	27,41	26,01

Лінія розташування найбільших температур називається *термічним екватором*. В окремі сезони термічний екватор наближається до екватора або віддаляється від нього, інколи і лише в окремих місцях переміщується в південну півкулю (в західній частині Тихого океану в зимовий період північної півкулі).

Максимальні (не усереднені) температури води, які спостерігаються в області термічного екватора, перевищують 29°С в Індійському океані та західній частині Тихого океану, а в Атлантичному океані 28°С (у східній його частині). Середня температура на поверхні Світового океану складає 17,4°С. Середня температура поверхні Тихого океану – 19,1°С, Індійського – 17,0°С, Атлантичного – 16,9°С. Максимальна температура відзначена в Перській затоці (35,6°С).

З таблиці 4.1 видно, що температура води на поверхні океанів у північній півкулі значно вища, ніж на відповідних широтах південної півкулі. Це, безперечно, є наслідком охолоджуючої дії вод Антарктики, які без перешкод проникають у помірні південні широти Атлантичного, Тихого та Індійського океанів, у той час як на півночі

Тихого океану проникнення холодних вод і льоду з Північного Льодовитого океану обмежене вузькою і мілкою Берінговою протокою, а на північну частину Атлантичного океану отеплювальну дію має потужна тепла течія Гольфстрім.

Вертикальний розподіл температури. Вертикальний розподіл температури води в океанах і морях досить різноманітний. Особливо різниться розподіл температури за широтами, що пояснюється, головним чином, неоднаковим характером нагрівання та охолодження поверхневих вод. Є суттєві відмінності в розподілі температури води за глибиною на одних і тих же широтах в західних і східних частинах океанів. Основною причиною цього є течії, звичайно направлені до екватора в східних частинах океанів і до полюсів – у західних.

Але для величезних просторів океану між 45° пн.ш. і 45° пд.ш. у розподілі температури води з глибиною є багато спільного. У відкритих частинах океанів в межах цієї зони температура води від поверхні і майже до дна безперервно знижується, причому до глибини 300-500 м дуже швидко, потім до 1200-1500 м значно повільніше, а нижче 1500 м зменшується дуже повільно, а інколи не зменшується зовсім (рис.4.2).

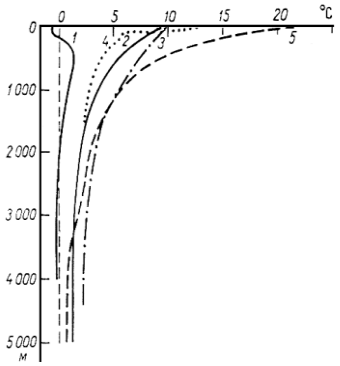

Рис. 4.2. Типи вертикальних профілів температури води в Світовому океані: 1 – полярний; 2 – субантарктичний; 3 – субарктичний атлантичний; 4 – субарктичний тихоокеанський; 5 – помірно-тропічний

У придонних шарах океану (на глибинах понад 3000 м) температура тримається переважно між 0 і 2°С. Виявлено, що в деяких глибоководних западинах з глибини близько 3500-4000 м і до дна тем-

пература води навіть дещо підвищується (наприклад, у Філіппінській западині).

У помірних областях зміни температури з глибиною менш значні, що пояснюється меншим літнім прогріванням поверхневих вод. У полярних районах температура спочатку знижується (до глибини 50-100 м) за рахунок надходження більш теплих та більш солоних вод з помірних широт, досягаючи максимуму на глибинах близько 250-500 м, після чого повільно знижується до дна. Поблизу берегів Антарктиди спостерігається безперервне опускання на глибину сильно охолоджених вод. Ці води і є головним джерелом придонних вод Атлантичного, Індійського і Тихого океанів.

На рис.4.3 зображено вертикальний розріз вздовж Атлантичного океану. Як видно з рисунку, шар води з температурою 20°С має товщину лише близько 100 м. Опускання ізотерми 10°С до глибини 850 м у північній частині океану на широтах 30-35°С зумовлено впливом Гольфстріму.

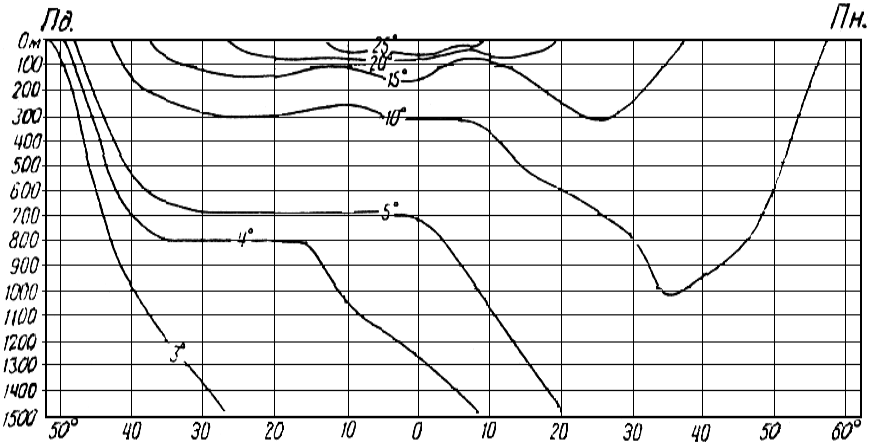

Рис. 4.3. Температура води на меридіональному гідрологічному розрізі вздовж Атлантичного океану

В морях, які вільно сполучаються з океаном, вертикальний розріз температури в основному схожий на її розподіл у сусідніх частинах океанів. Деякі відмінності вносяться річками, які впадають у море,

місцевими течіями і особливими льодового режиму (Берінгове, Тасманове, Норвезьке, Гренландське моря). В ізольованих морях, а також морях, відділених від океану підводними порогами, розподіл температури з глибиною визначається місцевими особливостями: характером зимового охолодження і літнього прогрівання, річковим стоком; сильно залежить від глибини порогу, який відділяє море від океану.

Проміжні шари та шар стрибка температури. Якщо температура води не знижується з глибиною безперервно, як частіше всього буває, а після деякого зниження підвищується, а потім знову падає, то шар холодної води, який лежить між верхнім і глибинним шарами теплої води, називається *холодним проміжним шаром*, а глибинний шар з підвищеного температурою – *теплим проміжним шаром*. У помірному поясі і в полярних районах це явище звичайно є результатом зимового охолодження (конвекції). Особливо яскраво воно виражене навесні і на початку літа, коли води встигають прогрітися лише на верхніх горизонтах, а нижче розташовуються води, охолоджені за зиму, які опустилися на глибини. В цьому випадку температура холодного проміжного шару близька до мінімальної температури води на поверхні моря в зимовий період. Якщо попереднє зимове охолодження було не дуже інтенсивним, то в результаті наступного літнього прогріву і перемішування вод моря холодний проміжний шар може повністю зникнути. В іншому випадку він залишається до наступного зимового сезону. В північній відкритій частині Чорного моря температура холодного проміжного шару досягає 6-8°C , в Охотському морі вона дорівнює -1,6, -1,8^{o}C, тобто відповідає температурі замерзання морської води.

Іншою причиною появи теплих і холодних проміжних шарів є горизонтальна адвекція, яка зумовлює принесення в даний район моря (океану) вод з іншими океанологічними характеристиками (температурою і солоністю). Адвекцією теплих атлантичних вод пояснюється наявність теплого проміжного шару в Північному Льодовитому океані. З іншого боку, принесенням холодними водними масами з півночі пояснюється наявність холодного шару вздовж берегів Кореї (Японське море).

Умовно за верхню і нижню межі холодного і теплого проміжних шарів беруть певні значення температури. В замерзаючих морях за такі межі беруть нульові ізотерми.

Зміна гідрологічних елементів на одиницю відстані називається *градієнтом* зміни величини даного елементу. Відрізняють горизонтальні і вертикальні градієнти. В океанологічній практиці для вертикального градієнта за одиницю відстані приймається один метр. Для горизонтальних градієнтів, які значно менші, ніж вертикальні, загальноприйнятих відстаней немає. Найчастіше береться кілометр, чи морська миля.

Шар води, у якому вертикальні градієнти гідрологічних елементів великі і різко відрізняються від градієнтів в інших шарах, називається *шаром стрибка* цих елементів. Шар води з великими вертикальними градієнтами температури називається *шаром стрибка температури*.

Неможливо назвати абсолютні значення градієнтів, при яких можна говорити про наявність шару стрибка. За досить рівномірного і незначного зниження температури з глибиною навіть незначне збільшення градієнта в деякому шарі дає привід виділити шар стрибка. Умовно для океанів прийнято вважати шаром стрибка температури той, в якому градієнт дорівнює 0,1^{o}C на 1м. Але часто в шарі стрибка зустрічаються і значно більші градієнти. В Охотському морі, наприклад, градієнт у шарі стрибка між 20 і 25 м глибини становить близько 0,3^{o}C на 1м. Зафіксовані випадки у цьому морі, коли шари з температурою, яка відрізняється на кілька градусів, безпосередньо дотикалися один до одного за відсутності помітного шару трансформації (шару стрибка).

Основними характеристиками шару стрибка є глибина його залягання, товщина (потужність) та інтенсивність, яка визначається величиною вертикального градієнта температури.

4.4. Часові зміни температури води

Температура води Світового океану має значні коливання в часі. Особливо сильно змінюється температури у верхніх шарах океану, на глибинах її коливання менш значні.

Основними причинами коливань температури води в даній точці океану є: 1) зміна кількості тепла, яке надходить з атмосфери; 2) надходження вод з іншою температурою з боку або з низу.

Оскільки основним джерелом надходження тепла є Сонце, то у коливаннях температури повинен проявлятися добовий і річний хід радіаційної компоненти теплового балансу, тобто повинен спостерігатися добовий і річний хід температури.

Добовий хід температури. Криві добового ходу температури у відкритому океані можна побудувати за даними спостережень з допомогою термографа або частих спостережень у фіксованих точках (багатодобові станції, спостереження з кораблів погоди, маяків і т.п.).

Спостереження показали, що максимальної величини температура води досягає через 2,5-3 години після полудня, а мінімальної - перед сходом сонця. У високоширотних областях океанів екстремальні значення настають навіть дещо пізніше. Різниця між максимальними і мінімальними значеннями температури, тобто амплітуда добових коливань температури води на поверхні океану дуже мала. В середньому, вона становить 0,2-0,3^{o}C. Але в певних частинах океану, особливо в прибережних районах, зміна температури протягом доби може досягати значно більших величин (інколи кількох градусів). Такі зміни, як правило, зумовлені надходженням зовсім інших водних мас, що пов’язано або з припливно-відпливними рухами води, або з явищем згону поверхневої нагрітої води і підняттям холодних глибинних вод.

Амплітуда добових коливань температури води на поверхні відкритого океану залежить від широти місця, сезонів року, а також від таких метеорологічних елементів, як хмарність і швидкість вітру. При чистому небі амплітуда добових коливань більша, ніж при хмарному, оскільки хмари затримують вдень надходження тепла від Сонця, а вночі захищають від охолодження. При сильному вітрі амплітуда більша, ніж при штилі, що пояснюється перемішуванням верхніх шарів води, при якому тепло поглинуте верхнім шаром, проникає на значні глибини.

Значення амплітуди добових коливань температури води змінюється протягом року: взимку вона менша, влітку – більша.

Річний хід температури. В процесі річного ходу температури основна роль належить співвідношенню балансу протягом року: взимку море втрачає тепло, а влітку, навпаки, акумулює. Велике значення мають також процеси регулювання водних мас і морських течій.

Протягом року найбільші температури води на поверхні океанів спостерігаються в північній півкулі у вересні (інколи в другій половині серпня), а в південний – у лютому – березні. Цей період називають *гідрологічним літом*. Найменші температури води бувають у північній півкулі в лютому – березні, а в південній – у серпні – вересні.

Річні амплітуди температури води у відкритих океанах за величиною значно більші, ніж добові. Найменші амплітуди в океанах спостерігаються у приекваторіальній зоні, де зустрічається області зі зміною температури води в межах 1°С. Області, які мають величини амплітуд до 2°С , охоплюють значні частини поверхні океанів. Найбільші річні амплітуди зустрічаються в районах близько 40 пн.ш. і 30° пд.ш., тому що в цих широтах розташовані максимуми тиску атмосфери з ясною погодою і слабкими вітрами. Ясна погода призводить до великого нагрівання влітку, а слабкі вітри не сприяють перемішуванню вод океану і вирівнюванню температури по глибині.

Річні коливання температури охоплюють шар води до 400-500 м глибини (добові, як правило – 25-30 м). Глибше 500 м температури різних шарів не мають ні добових, ні річних коливань.

Виділяють три основних типи річного ходу температури води: 1) радіаційний (без привнесення вод з боку); 2) радіаційно-адвективний, який формується за участю горизонтальної адвекції; 3) радіаційно – адвективний з вторгненням вод з глибини.

Коливання температури води з року в рік залежать від мінливості компонентів теплового балансу. Велике значення при цьому мають коливання інтенсивності теплих і холодних течій та зміщення цих течій у просторі. Звичайно розглядаються міжрічні коливання середніх річних температур (рідше середньодекадних). Чим більший період осереднення, тим менша амплітуда коливань.

Амплітуда міжрічних коливань температури води найменша в тропічних районах океанів. Тут є області, де вона не перевищує $1^{o}C$. У міру віддалення від тропіків на північ і на південь амплітуда збільшується. Але у високих широтах вона знову мала, особливо у льодових районах. Найбільші амплітуди характерні для фронтальних зон океанів.

4.5. Теплова взаємодія океанів і материків

Вплив океану на клімат материків. Вплив океану і особливо теплих течій на клімат прилеглих до нього материків можна чітко простежити за картами *ізаномал* температури повітря. Для побудови карт ізаномал обчислюють відхилення середніх місячних багаторічних температур для кожної метеостанції від відповідних (за широтою і місяцем року) середніх широтних температур. Останні отримуються осередненням для кожного місяця середніх місячних температур усіх станцій, які розташовані біля даної паралелі.

Додатні відхилення температур взимку над Північною Європою свідчать про те, що в даному місці повітря отримує додаткове тепло за рахунок моря. Область найбільших додатних відхилень (аномалій) взимку розташовується над Скандинавським півостровом і на захід від нього. Найбільша додатна аномалія, близько $27^{o}C$, спостерігається на захід від Лафонтенських островів; над Норвезьким морем до Ісландії аномалія становить більше $20^{o}C$. На картах ізаномал В.В. Шулейкіна в Європі вплив моря простежується майже до Уральського хребта: нульова ізаномала проходить від Карського моря до Чорного.

Вплив материків на режим океанів і морів досить різноманітний. У переважній більшості випадків цей вплив проявляється не безпосередньо, а через атмосферу. Типовим прикладом взаємодії материків і океанів та морів є утворення бризів і мусонів.

Зимовий мусон на Далекому Сході, який несе із сильно охолодженого Азіатського материка сухе холодне повітря, визначає суворість зим далекосхідних морів: Японського, Берінгового і особливо Охотського, яке найближче лежить до “центру холоду” (Оймякон - Верхоянськ).

На температуру морської води, крім того, сильно впливає тепловий стік річок. Один з небагатьох прикладів безпосереднього впливу

материка є підземних стік вод у море, який спостерігається в деяких районах (наприклад, східний берег Каспію).

4.6. Практичне значення вивчення температури води океанів і морів

Температура поряд з іншими океанологічними характеристиками надзвичайно впливає на розвиток тваринних і рослинних організмів, які мешкають у морі. Теплолюбні і холодноводні організми приурочені до певних ареалів, знання про які важливі для рибного промислу. Відомі випадки, коли різке падіння температури весною і влітку після суворих зим в Японському морі приводило до припинення промислу теплолюбної риби івасі.

Знання розподілу температури (і солоності) з глибиною необхідне для внесення поправок до показників ехолотів при точних промірах морського дна. За даними про температуру води розраховують положення в океані звукового каналу, який використовується для встановлення наддалекого зв‘язку. Поряд з солоністю температура враховується при встановленні вантажних марок (допустимих осадок суден торгового флоту) як в цілому за рік, так і за сезонами.

Знання температурного режиму Світового океану важливе для розробки надійних довгострокових прогнозів погоди і морських гідрометеорологічних прогнозів, для розрахунку морських течій динамічним методом.

Теплова енергія моря може бути використана з практичною метою. Ще в 1928 р. французькі інженери Клод і Бушеро запропонували використати різницю температури води на поверхні тропічних морів (23-30°С) і на глибині 250-300 м (близько 5°С). Ці шари морської води мають бути з’єднаними довгою трубою. При цьому глибинні води виконують функцію холодильника, а поверхневі – нагрівача. Робочою речовиною, яка перетворює енергію, служить морська вода, що кипить у вакуумі при температурі 25°С. Коефіцієнт корисної дії подібних установок низький, всього 7-15%. Дослідний завод, оснований на цьому принципі, був збудований в Абіджані (Кот-д’Івуар, Африка) і виявився малорентабельним. Але стабільність енергії, яку можна отримати завдяки використанню постійної та стійкої різниці температур води в тропічній зоні океану, а також комплексне використання отриманої енергії (виробництво електрое-

нергії, отримання прісної води і різних солей випаровуванням) роблять ці проекти перспективними.

Модифікація цього принципу може бути застосована в умовах північних морів. У цьому випадку нагрівачем буде морська вода під льодом (близько 0^oC), а холодильником – зовнішнє морозне повітря. В якості робочої речовини можна використовувати деякі вуглеводні сполуки, які киплять при температурі близько 0^oC (пропан або бутан).

В принципі можливо використовувати тепло глибинних вод у полярних районах у боротьбі з льодом. З цією метою необхідно забезпечити подачу відносно теплих глибинних вод ($2\text{-}5^oC$) на поверхню.

І хоча подібні проекти носять напівфантастичний характер, не виключена можливість їх реалізації в майбутньому.

5. ГУСТИНА МОРСЬКОЇ ВОДИ

5.1. Основні поняття. Залежність густини від температури і солоності

У фізиці *густина* будь-якої речовини визначається масою одиниці об'єму цієї речовини і вимірюється в кг/м^3 або г/см^3. За рахунок солоності густина морської води дещо більша густини прісної води, котра складає 1000 кг/м^3. Зв'язок між густиною і параметрами, які її визначають (солоністю, температурою і тиском) нелінійний, тому її визначають за емпіричними формулами, наведеними в "Океанографічних таблицях". В цих формулах окрім фізичної густини застосовують поняття *питомої ваги* (вага одиниці об'єму води, Н/м^3) і *питомого об'єму* (величина обернена густині, м^3/кг).

При визначенні густини, питомої ваги і питомого об'єму морської води в океанології використовують не абсолютні, а відносні характеристики. Так, густина морської води визначається як відношення її густини при конкретних температурі, солоності і тиску до густини дистильованої води при 4^oC та нормальному атмосферному тиску і позначається символом $\rho\frac{T^o}{4^oC}$. Завдяки солоності морської води ця величина завжди більша одиниці. Наприклад, при солоності

35°/₀₀ і температурі 20°С $\rho\frac{T^o}{4^oC}$=1,02478. Для зручності використовується також скорочена форма запису – *умовна густина* σ_T:

$$\sigma_T = (\rho\frac{T^o}{4^oC} - 1)\cdot 10^3 \qquad (5.1)$$

Значенню $\rho\frac{T^o}{4^oC}$ в наведеному прикладі відповідає σ_T = 24,78.

Залежність густини від температури і солоності. Густина морської води з підвищенням солоності завжди збільшується, оскільки при цьому у воді збільшується кількість речовин, які мають більшу питому вагу, ніж вода.

При зміні температури густина морської води змінюється за більш складним законом. На відміну від прісної води, котра має найбільшу густину при температурі 4°С (при більш низьких чи більш високих температурах густина прісної води знижується), температура найбільшої густини морської води θ і температура її замерзання τ змінюються залежно від солоності води.

З рис.5.1 видно, що обидві температури із збільшенням солоності зменшуються майже лінійно. При значенні солоності 24,7°/₀₀ криві перетинаються. У точці перетину обидві температури однакові (-1,332°). При солоності менше 24,7°/₀₀ температура найбільшої густини вище температури замерзання, так як і для прісної води. При солоності більше 24,7°/₀₀ величина θ нижче τ. Така вода ніколи не досягає температури найбільшої густини, оскільки, перш ніж густина досягає свого максимуму, вода перетворюється на лід. Води з солоністю до 24,7°/₀₀ називаються *солонуватими* (*розпрісненими*), а з солоністю більше 24,7°/₀₀ – *морськими.*

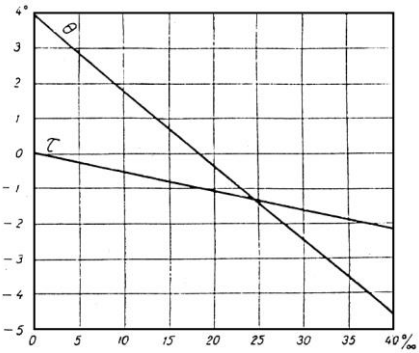

Рис. 5.1. Залежність температури найбільшої густини θ і температури замерзання τ від солоності морської води

5.2. Горизонтальний і вертикальний розподіли густини

Горизонтальний розподіл густини. Для всіх океанів характерне зростання густини від екватора до полюсів: від 1,0220 у екваторіальній зоні до 1,0275 на широтах 60°. Низька густина води на поверхні океану в екваторіальній зоні пояснюється сильним впливом високої температури води і відносно низькою солоністю. В міру віддалення від екватора в результаті сильного випаровування і підвищення солоності в районі пасатів густина води безперервно підвищується, спочатку дуже помітно, потім більш плавно. Зміна густини на широтах від 20° до 60° залежить головним чином від температури води.

Зміна густини з глибиною. Оскільки величини солоності морської води звичайно дуже мало змінюються з глибиною – лише на 2-3$^o/_{oo}$, а температура при цьому може змінюватися в дуже широких межах, інколи на 20° і більше, то криві зміни густини морської води з глибиною за своїми формами подібні до кривих вертикальної зміни температури.

В екваторіальній зоні, де на поверхні розміщуються розпріснені значними дощами теплі води з температурами 25-28°C, а внизу лежать більш солоні і холодні води, густина з глибиною збільшується спочатку різко (до глибини 200 м), а потім значно повільніше.

В частинах Світового океану і морях, які розміщені у помірній зоні, зимою відбувається сильне охолодження води на поверхні. Густина води на поверхні стає більшою, ніж густина шарів, що залягають нижче. Тому зверху води опускаються вниз. Холодні і густі води, які опустилися на глибини, потім рухаються у напрямку екватора: арктичні – в проміжних горизонтах, антарктичні – у придонному шарі. На зміну водам, які опустилися у високих широтах з півдня надходять більш теплі і менш густі води. Виникає замкнута циркуляція вод у вертикальній площині.

Стискування морської води, тобто зменшення її питомого об'єму, відбувається під дією тиску шарів води, що залягають вище. Відношення зміни питомого об'єму під дією тиску $d\alpha/dp$ до значення питомого об'єму α називається *істинним коефіцієнтом стискування* (k):

$$k = -\frac{1}{\alpha} \cdot \frac{d\alpha}{dp}. \qquad (5.2)$$

Стискування морської води дуже мале. Для дистильованої води при температурі 15°С коефіцієнт стискування дорівнює 0,0000469. Для морської води він ще менший. Коефіцієнт стискування морської води залежить від солоності і температури – зменшується з їх збільшенням. Для води нормальної солоності (35°/$_{oo}$) при температурі 15°С він дорівнює 0,0000442. Якби вода була абсолютно нестискувана, то рівень Світового океану піднявся б на 30 м, а його об'єм збільшився б на 11000000 км^2.

З глибиною майже пропорційно зростає тиск. На кожні 10 м занурення він збільшується приблизно на 1 атмосферу або 10^6 дин/см^2. Цю величину в океанології прийнято називати *баром***.** У фізиці баром називається величина тиску, яка дорівнює 1 дин/см^2. Тому 1 бар в океанологічній практиці дорівнює 10^6 фізичних бар.

Шар стрибка густини характеризується наступними основними елементами: глибиною залягання (звичайно верхньою і нижньою межами), товщиною, а також середнім і максимальним градієнтами.

Виділяються два типи шару стрибка: сезонний і постійний. *Сезонний шар стрибка* утворюється навесні й існує до осені. Взимку він зникає. Цей тип зумовлений весняно-літнім прогрівом поверхневих вод.

Навесні, коли починається прогрів, верхня межа шару стрибка лежить близько від поверхні. Потім з посиленням прогріву і за допомогою вітрового перемішування ця межа поступово поглиблюється, досягаючи найбільшої глибини восени. Під час осіннього охолодження вода стає більш густою і опускається вниз. Взимку конвекція може досягати шару стрибка і він зникає. На наступний рік процес повторюється.

Шар стрибка сезонного типу характерний для помірних широт, де річні амплітуди коливань температури повітря і води досить великі і має місце конвекція, викликана осінньо-зимовим охолодженням.

У високих широтах шар стрибка густини має також сезонний характер. Тут він викликаний окрім літнього прогріву верхнього шару,

розпрісненням поверхневих вод через танення льоду. Верхня межа його лежить дуже близько від поверхні.

Постійний шар стрибка (*головний термоклин*) залягає на великих глибинах. Наприклад, у Саргасовому морі верхня межа головного термоклину лежить на глибинах 500-600 м, а нижня – на 1000-1200 м. Головний термоклин розділяє водні маси, які різко відрізняються за своїми характеристиками (T^o і S). Він існує протягом всього року, лише глибина його залягання та величини градієнтів слабо коливаються.

В зоні помірних широт можуть зустрітися обидва типи шару стрибка. Таке явище спостерігається, наприклад, в Балтійському морі (рис.5.2).

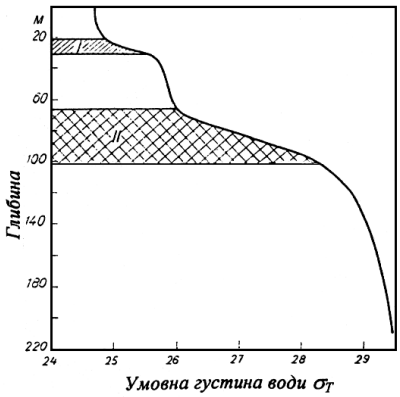

Рис. 5.2. Розподіл густини з глибиною в Балтійському морі. *I* – верхній шар стрибка густини, *II* – нижній шар стрибка густини

Шар стрибка густини, викликаний головним чином сильним розпрісненням поверхневого шару моря, пов'язаний з явищем "мертвої води". "Мертвою водою" називається густинна стратифікація шарів морської води, при якій шар стрибка густини знаходиться дуже близько від поверхні моря. Перші відомості про це явище були отримані Ф.Нансеном на "Фрамі" в 1893р. поблизу Таймирського півострова. Воно полягало в тому, що судно, яке попадало в зону "мертвої води", різко втрачало швидкість ходу. Нансен встановив, що в таких місцях над потужним шаром солоної густої води розміщується тонкий шар легкої прісної води. Товщина цього шару настільки мала,

що кіль судна знаходився якраз над шаром різкого стрибка густини. Прісна вода, яка підганялася судном, ковзала по важкій солоній воді як по твердій підстилці. При русі судна у зоні “мертвої води” виникають так звані корабельні хвилі, на утворення яких витрачається основна частина енергії гвинтів.

Чітко виражений шар стрибка густини перешкоджає проникненню зверху вниз завислих у воді предметів. Наприклад, підводний човен, котрий урівноважений у воді майже нейтрально, може лежати на шарі стрибка, як на ґрунті; звідки і пішла назва “рідкий ґрунт”.

5.3. Перемішування вод та стійкість шарів морської води

В океані безперервно відбуваються процеси, направлені на ліквідацію градієнтів і вирівнювання океанологічних характеристик, які супроводжуються обміном енергією і речовиною між водними масами, що дотикаються. Домінуюча роль при цьому належить перемішуванню, коли відбувається проникнення з шару в шар окремих молекул або значних мас морських вод (обмін речовиною).

Вирізняють молекулярне, турбулентне і конвективне перемішування.

Молекулярне перемішування зумовлене хаотичним тепловим рухом молекул, воно завжди існує у товщі океану навіть у зовсім однорідній воді. У чистому вигляді воно спостерігається у нерухомій воді чи в умовах ламінарної течії. *Ламінарна течія* – течія, в якій шари води, що дотикаються, рухаються і не змішуються, ковзаючи один по одному. Це буває при малих швидкостях, коли інерція і в’язкість води перевищують вихроутворення. Молекулярне перемішування вирівнює фізичні властивості води як у вертикальній, так і в горизонтальній площині. Але саме по собі молекулярне перемішування мізерне за величиною і при практичних розрахунках до уваги не береться.

Турбулентне перемішування відбувається в результаті турбулентних рухів морської води, котрі характеризуються безперервним утворенням і стисненням вихорів. При цьому у кожній фіксованій точці швидкість і напрямок частки, що рухається, безперервно змінюються (пульсують), але коливаються біля певних середніх значень. Турбулентне перемішування часто називають *фрікційним,*

оскільки воно виникає в результаті тертя шарів води під час їх взаємного руху.

Різновидами турбулентного перемішування є хвильове і припливне перемішування. Перше поширюється зверху вниз і не досягає глибинних шарів океану, друге пронизує усю водну товщу.

Турбулентне перемішування відбувається як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямках. Але коефіцієнти горизонтального перемішування значно перевищують коефіцієнти вертикального перемішування, оскільки при перемішуванні у вертикальній площині здійснюється робота проти сили тяжіння.

Конвективне перемішування – це обмін вод у вертикальному напрямку, який виникає в результаті збільшення густини поверхневих шарів океану за рахунок їх охолодження чи осолонення. Конвективне перемішування відбувається як одночасно з турбулентним, так і незалежно від нього.

Осолонення поверхневого шару може бути викликане випаровуванням, або льодоутворенням. Якщо солоність льоду, що утворився прийняти рівною нулю, то збільшення солоності шару води:

$$\Delta S = \frac{0{,}9 \cdot i \cdot S_w}{z}, \qquad (5.3)$$

де z – товщина в метрах однорідного шару води (з однаковою солоністю), S_w – солоність однорідного шару в початковий момент, i – товщина льоду, що утворився.

Збільшення солоності шару при випаровуванні:

$$\Delta S = \frac{a \cdot S_w}{z}, \qquad (5.4)$$

де a – висота шару води, що випарувався.

Для вод океанічної солоності (понад $24{,}7^{o}/_{oo}$) будь-яке зниження температури призводить до збільшення густини. Але конвективне перемішування почнеться лише тоді, коли густина шару, що залягає вище, перевищить густину підстилаючого шару. При подальшому зниженні температури конвекція може поширюватися все глибше. Глибина розповсюдження конвекції залежить від ступеня охолодження поверхневих вод, а також від *стійкості шарів.*

Виділяють 5 типів конвективного перемішування:

1) *арктичний* (конвекція відбувається в основному за рахунок осолонення при утворенні льоду) – характерний для Північного Льодовитого океану;

2) *полярний* (конвекція відбувається спочатку за рахунок зниження температури, а потім за рахунок осолонення при утворенні льоду) – характерний для морів високих широт, наприклад, Біле море;

3) *субполярний* (конвекція відбувається тільки за рахунок зниження температури) – характерний для незамерзаючих районів океану з великими амплітудами річного ходу температур;

4) *субтропічний* (конвекція відбувається за рахунок зниження температур та осолонення в результаті випаровування) – характерний для субтропічних районів із значною амплітудою річного ходу температури і з інтенсивним випаровуванням, наприклад, Середземне море;

5) *тропічний* (конвекція – за рахунок осолонення при випаровуванні) – характерний для районів Світового океану з від'ємним прісним балансом, наприклад, для Карського моря.

Нижня межа конвективного перемішування коливається в значних межах залежно від місцевих умов: від 25-100 м в Арктичних морях; до 2000-4000 м (до дна) у Середземному і Червоному морях.

Крім конвективного і турбулентного, існує ще один тип перемішування, який М.М.Зубов запропонував назвати *фрікційно-конвективним*. Він утворюється в результаті ущільнення при змішуванні дуже близьких за густиною, але різних за температурою і солоністю водних мас.

Стійкість шарів води. Якщо верхні шари води мають меншу густину порівняно з нижніми, то вся водна маса знаходиться в стійкому стані. Стійкість шарів у морі тим більша, чим більший позитивний вертикальний градієнт густини. Цей градієнт, а відповідно і сама стійкість, є кількісною характеристикою рівноваги шарів у морі.

При переміщенні частки води з меншої глибини на більшу її густина збільшується за рахунок стискання. Якщо густина переміщеної частки виявиться меншою, ніж густина навколишніх часток, то вона повернеться в попереднє положення. В такому випадку водні шари (і частки води) знаходяться в *стійкій рівновазі.* Якщо ж густина переміщеної частки буде більша, ніж густина навколишніх часток, то

частка буде опускатися (*нестійка рівновага*). В тому випадку, коли густина переміщеної частки буде рівна густині навколишніх часток, буде спостерігатися *байдужа рівновага.*

Таким чином, стійкість перешкоджає всім видам перемішування. В стані стійкої рівноваги водних шарів конвекція повністю виключається. Найбільша стійкість спостерігається у шарі стрибка густини, в якому позитивний вертикальний градієнт густини досягає максимуму. Явище нестійкої стратифікації вод пов'язано з розвитком в них гомотермії і гомохалинності. За цих умов достатньо невеликого охолодження, щоб поверхневі води стали більш важкими і почали опускатися вниз.

Процеси перемішування мають велике значення для гідробіонтів океану. В результаті цих процесів відбувається збагачення глибинних шарів моря киснем, необхідним для життя організмів.

5.4. Водні маси

Водна маса (за О.Д.Добровольським) – це порівняно великий об'єм води, який протягом тривалого часу має постійний і безперервний розподіл фізичних, хімічних і біологічних характеристик, становить єдиний комплекс і поширений як одне ціле.

Водні маси у більшості випадків виникають у поверхневому шарі океану внаслідок процесів перемішування, які знищують градієнти океанологічних елементів. У формуванні водних мас головна роль належить конвективному перемішуванню, викликаному охолодженням чи осолоненням води. Відповідно, основним і первинним фактором у процесі творення водних мас є кліматичні умови.

Водні маси течіями можуть переміщуватись в інші райони Світового океану й на інші глибини. Під час переміщення водна маса контактує з водними масами іншого походження. При зустрічі водних мас спостерігається збільшення градієнтів океанологічних елементів, відбувається змішування вод і занурення більш густих з них на глибину. Області, де відбуваються ці процеси, називаються *зонами конвергенції*. Області, в яких відбувається розходження водних мас в протилежні сторони, котре супроводжується підйомом вод з глибини, називається *зонами дивергенції*. Зона з найбільшими градієнтами океанологічних елементів називається *фронтальною зоною*, чи просто фронтом.

Відрізняють *первинні водні маси*, які сформувалися на поверхні Світового океану переважно під дією кліматичних факторів і в результаті конвективного і вітрового перемішування, і *вторинні водні маси*, які утворились у фронтальних зонах при взаємодії двох чи кількох водних мас.

Існує кілька способів виділення і аналізу водних мас: комплексний, за TS-діаграмами і TS-кривими. При застосуванні комплексного способу, необхідно аналізувати велику кількість біо-фізико-хімічних властивостей морської води: температуру, солоність, вміст кисню, лужність, оптичні властивості та ін. Якщо в морі є кілька водних мас, зручніше використовувати метод TS-діаграм. *TS-діаграма* – це графік, на якому по осі ординат відкладені значення солоності морської води, а по осі абсцис – температура. На графік наносяться точки для всіх горизонтів і для всіх станцій гідрологічного розрізу. Розміщення точок на графіку таке, що дозволяє збудувати трикутник, який охоплює більшість точок. Вершини трикутника показують характерні властивості найменш змішаних водних мас (так званих, материнських). На рис.5.3 наведено трикутник змішування трьох водних мас Гренландського моря. Точка П характеризує полярну водну масу (T=1,25°, S=29,8°/₀₀), точка А – атлантичну, Д – донну.

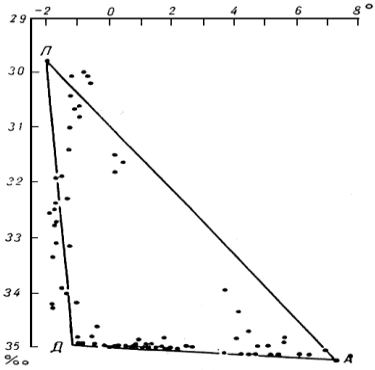

Рис. 5.3. Трикутник змішування вод на розрізі від Шпіцбергена до Гренландії (серпень – вересень 1956 р.)

Найбільш вживаним способом аналізу водних мас є побудова TS-кривих. На відміну від TS-діаграм, усі точки, які належать до однієї гідрологічної станції, на графіку з'єднуються кривими. Тому на графіку описується стільки TS-кривих, скільки є станцій. Для станцій,

які розміщені в районі, де переважає одна водна маса, TS-криві будуть схожі одна на одну.

На рис.5.4.*а* показано звичайний графік зміни температури і солоності з глибиною на двох вертикалях. На рис.5.4.*б* наведені TS-криві, побудовані за значеннями температури і солоності, які спостерігалися на вертикалях. На обох кривих в певних точках проставляються глибини, на яких спостерігалися відповідні значення солоності і температури. З рис.5.4.*б* видно, що в шарі 277-461 м TS- крива першої станції співпадає з TS- кривою другої станції в шарі 590-690 м. Це свідчить про те, що на обох станціях однакові водні маси розміщуються на різних глибинах.

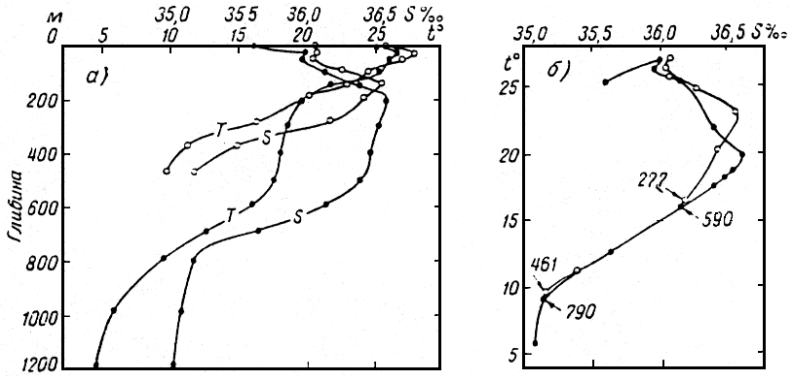

Рис. 5.4. Графік розподілу температури і солоності (*а*), TS-криві (*б*).

Інколи замість кривої на графіку отримують одну точку або пряму лінію. В першому випадку це означає, що температура і солоність не змінюються з глибиною, тобто в морі має місце повна *гомотермія і гомохалинність.* Такі води називаються *гомогенними.* Це буває восени чи взимку, коли води добре перемішані в результаті осінньо-зимового охолодження. В другому випадку пряма лінія на Т-графіку отримується при рівномірній зміні температури і солоності з глибиною.

Таким чином, кожна водна маса характеризується певним значенням температури, солоності, вмісту кисню та ін., які змінюються у відносно вузькому діапазоні. Деяка умовність вибору діапазонів

дозволяє виконувати класифікацію водних мас Світового океану з різним ступенем деталізації. Загальноприйнятої класифікації водних мас Світового океану не існує. Різні дослідники для одного океану виділяють різну кількість типів водних мас: О.М.Муромцев виділив для Тихого океану близько 30 типів; Якобсон для Північної Атлантики – 23, а О.І.Мамаєв для цього ж району – лише 5.

5.5. Практичне значення даних про густину води

Розподіл густини у Світовому океані та її зміни в часі визначають утворення багатьох типів руху води як по горизонталі, так і по вертикалі. Причому швидкість таких рухів невелика, але їх значення в житті океану надзвичайне, оскільки вони мають планетарний характер. Особливу роль відіграють вертикальні рухи – як униз, так і вгору. Перші збагачують глибинні шари води киснем, другі – виносять на поверхню солі для живлення організмів.

В суто практичних цілях дані про густину води використовують для встановлення допустимої осадки кораблів. У більш густій воді осадка менша, у менш густій – більша. А кожний додатковий сантиметр допустимої осадки – це сотні перевезених вантажів. Підраховано, що для великих океанічних суден зміна осадки при заході у прісні води може досягати 0,3 м. Велике практичне значення має також наявність різко вираженого шару стрибка густини, особливо, коли мова йде про явища “мертвої води” і “рідкого ґрунту”.

6. ВОДНИЙ БАЛАНС І РІВЕНЬ СВІТОВОГО ОКЕАНУ

6.1. Водний баланс Світового океану

На відміну від геологічних відліків часу (див. розділ 2) за історичний період (останні 4-5 тис. років) масу і рівень води в Світовому океані можна вважати незмінними. Отже витрати і надходження води в Світовому океані, сума яких і складає *водний баланс*, повинні бути рівними.

Витратною статтею водного балансу Світового океану є випаровування води з його поверхні. Надходить вода у вигляді опадів, річкового стоку, а також конденсації водяної пари на поверхню океану. Конденсація складає незначну частку водного балансу і нею можна знехтувати. Таким чином, кількість води, яка випаровується, повин-

на дорівнювати кількості опадів, що випадають на поверхню океану, плюс кількість прісних вод річкового стоку всіх континентів і островів. Це твердження справедливе для водного балансу всього Світового океану за багаторічний період. Для окремих частин океану і в окремі роки воно, як правило, не відповідає дійсності. Перевищення випаровування над опадами і річковим стоком в окремо взятому океані або морі, яке вільно сполучається з океаном, компенсується відповідною кількістю води, що надходить з сусідніх водойм. Навпаки, перевищення опадів і річкового стоку над випаровуванням супроводжується відтоком води у сусідні басейни, з якими океан чи море мають безпосередній зв'язок. Для ізольованих морів, таких як Каспійське, випаровування в окремі роки може відрізнятися від суми опадів і річкового стоку. А так як водообміну з сусідніми морями немає, то рівень таких морів значно коливається з року в рік.

Оскільки у випаровуванні, опадах та річковому стоці бере участь тільки прісна вода, то водний баланс Світового океану називають *прісним.* Рівняння прісного водного балансу Світового океану за багаторічний період можна подати у вигляді:

$$E_o = X_o + Y_o, \tag{6.1}$$

де E_o – випаровування з поверхні океану; X_o – опади, що випали на поверхню океану; Y_o – стік води з суші (в основному поверхневий стік річок, оскільки підземною складовою стоку можна знехтувати).

В наведеному рівнянні кількість прісних вод, які надходять в океан в результаті танення морського льоду вважається рівною кількості опадів, що витрачається на його утворення.

Розглядаючи водний баланс конкретного океану (моря чи затоки), необхідно також враховувати водообмін із сусідніми басейнами B:

$$E_i = X_i + Y_i \pm B, \tag{6.2}$$

де E_i, X_i, і Y_i – відповідні складові водного балансу для i-го басейну. Для замкнутих морів, не зв'язаних з океаном, величина B дорівнює нулю.

Визначення величин всіх складових водного балансу є дуже складним завданням, оскільки прямі вимірювання випаровування і опадів у відкритому океані, як правило, не проводиться. При визначенні цих складових застосовують розрахункові способи або екстраполяцію чи інтерполяцію на акваторії басейну результатів спостережень на берегових і острівних станціях. Краще вивчений річковий стік. Але і ця складова балансу визначається наближено, оскільки на більшості середніх і малих річок земної кулі не проводяться регулярні вимірювання витрати води на замикаючих створах (у гирлах). Зовсім немає систематичних спостережень за водообміном даного океану (моря) з сусідніми басейнами. При орієнтовних підрахунках водообміну через протоки користуються епізодичними спостереженнями за течіями в цих протоках, або визначають течії динамічним методом, що для мілководних проток призводить до великих помилок.

Розрахований баланс води в окремих океанах і в Світовому океані в цілому наведено в таблиці 6.1.

Таблиця 6.1. **Водний баланс океанів, тис. км^3**

Океан	**Опади**	**Випаровування**	**Материковий стік**	**Водообмін**
Тихий	260,0	269,7	14,8	5,1
Атлантичний	92,7	124,4	20,8	-10,9
Індійський	100,4	108,0	6,1	-1,5
Північний Льодовитий	5,3	3,2	5,2	7,3
Світовий	458,4	505,0	46,9	-

Як видно з таблиці 6.1, основними компонентами водного балансу усіх океанів, за виключенням Північного Льодовитого є опади і випаровування. В Тихому і Північному Льодовитому океанах за рахунок перевищення опадів і річкового стоку над випаровуванням утворюється надлишок води, який стікає в Атлантичний і Індійський океани.

Відмінності компонентів водного балансу на різних широтах (рис.6.1) обумовлені кліматичними характеристиками: розподілом температури повітря і особливостями атмосферної циркуляції. Над-

ходження прісної води в океани здійснюється переважно в екваторіальній зоні і в помірних широтах південної півкулі. В тропічних поясах обох півкуль випаровування, як правило перевищує опади. Дефіцит води, який при цьому утворюється, компенсується течіями.

В коливаннях випаровування велике значення має швидкість вітру. В багатьох районах помірних і високих широт швидкість вітру різко зростає восени і взимку. В ці сезони відповідно зростає і випаровування. На даних широтах також різко змінюється протягом року величина річкового стоку. Взимку вона різко зменшується, оскільки тверді опади не беруть участі у формуванні стоку. Весною, під час водопілля, стік, навпаки, є максимальним.

Має сезонні коливання і водообмін моря з сусідніми басейнами. Це особливо характерно для морів з мусонним характером вітрів, при якому вітри взимку та влітку мають протилежний напрямок.

Водний баланс Світового океану тісно пов'язаний з тепловим балансом атмосфери і океану. Тому без вивчення водного балансу Світового океану не можна вирішувати і задачу про тепловий баланс. А це в свою чергу є основною передумовою для дослідження клімату земної кулі та успішного прогнозування погоди.

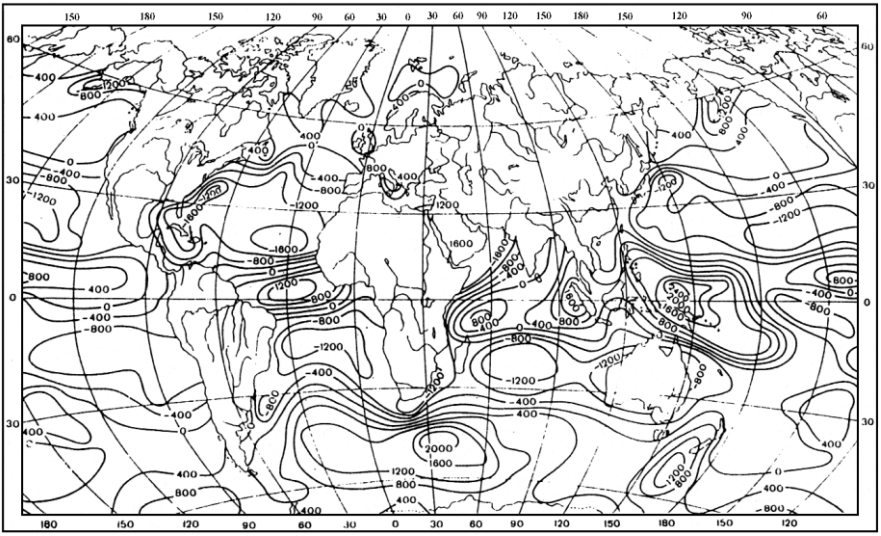

Рис. 6.1. Різниця опадів і випаровування за рік (за Л.О. Жуковим), мм

Для морів-озер, які не сполучені з океаном, таких як Каспійське і Аральське, розрахунки водного балансу мають особливе практичне значення, оскільки коливання водного балансу, пов'язані, наприклад, з вилученням річкового стоку, призводять до суттєвих коливань рівня. Знання всіх складових водного балансу таких морів надзвичайно необхідне при здійсненні регулювання їх водного режиму.

6.2. Поверхня рівня океану

Поверхня рівня Світового океану (*рівнева* або *вільна поверхня* океану) – це поверхня, перпендикулярна напрямку сили тяжіння. Нагадаємо, що сила тяжіння в даній точці є рівнодіючою всіх сил, прикладених до цієї точки. Основними серед цих сил є сила притягання Землі і відцентрова сила від її добового обертання.

Незбурена припливами, течіями і іншими факторами вільна поверхня Світового океану за формою близька до *еліпсоїда обертання*. В нашій країні для геодезичних робіт використовують еліпсоїд Красовського, котрий має розмір великої півосі (радіус Землі в екваторіальній площині) 6378245 м і коефіцієнт стиснення (зменшення радіуса Землі біля полюсів) 0,00335. Реальна вільна поверхня океану в зв'язку з нерівномірним розподілом густини в найближчому до поверхні пласті земної кори дещо відрізняється від еліпсоїда обертання і являє собою *геоїд*. Але загалом ці відхилення невеликі і не перевищують ±100 м, що порівняно з радіусом земної кулі становить незначну величину.

В середині минулого століття, коли почали виконувати точні нівелювання місцевості при вимірюванні висот, за відмітку нуля були взяті середні рівні моря, оскільки вважалося, що всі вони однакові. Подальші дослідження показали, що насправді ці рівні різні. Тому за нульові поверхні систем нівелювання в наш час прийнято рівневі поверхні, які проходять через умовні нулі висот цих систем.

Крім названих факторів – сили притягання Землі і відцентрової сили, на рівневу поверхню океану впливають (хоча і в значно меншій мірі) також інші чинники, котрі обумовлюють коливання рівня в часі і просторі. Основними причинами коливання рівня океанів і морів є:

1) вплив гідрометеорологічних факторів, які зумовлюють вертикальне і горизонтальне переміщення водних мас;
2) вплив на води океану космічних припливотворних сил Місяця і Сонця;
3) дія геодинамічних сил, які проявляються при тектонічних процесах у земній корі (підводні землетруси, розломи і зрушення земної кори).

Коливання рівня під дією гідрометеорологічних процесів розділяють на:

- коливання рівня, що викликані зміною атмосферного тиску;
- згінно-нагінні коливання рівня;
- коливання рівня, обумовлені нерівномірністю в процесі надходження чи витрати води (випаровування, опади, річковий стік);
- коливання рівня, викликані зміною густини води.

Коливання рівня, які викликані тектонічними процесами у земній корі, в свою чергу поділяються на кілька видів:

- Зміни рівня, зумовлені повільними вертикальними рухами суші – підняттями чи опусканнями. При цьому відбувається не коливання самого рівня, а підняття чи опускання берега, на якому проводять спостереження. Тому тільки здається, що рівень води коливається, насправді коливається поверхня суші. Такі коливання називаються віковими. Прикладом може бути Ботнічна затока Балтійського моря, де суша повільно піднімається, а рівень моря відносно знижується.
- Зміни рівня, пов’язані з рухами земної кори. Це підняття чи опускання значних просторів дна Світового океану і зміна ємності океанічних басейнів. Ці процеси протікають надзвичайно повільно, протягом геологічних епох.
- Швидкоплинні зміни рівня, зумовлені підводними землетрусами чи раптовими зсувами земної кори на дні океану, які викликають небезпечні хвилі цунамі.

Особливу увагу дослідників привертають коливання рівня, зумовлені зменшенням або збільшенням об’єму води у Світовому океані. Цей процес може пояснюватися утворенням (таненням) материкового льоду у зв’язку з похолоданням чи потеплінням клімату. Багато

вчених вважає, що значне підвищення рівня Світового океану протягом останнього століття є наслідком саме цього процесу.

Отже, коливання рівня можна підрозділити на дві великі групи: *об'ємні*, які пов'язані із зміною кількості води у басейні, і *деформаційні*, викликані переміщенням водних мас з однієї частини Світового океану в іншу.

6.3. Гідрометеорологічні фактори коливання рівня

При підвищенні атмосферного тиску рівень океану знижується, а при його зниженні – підвищується. Тісний зв'язок ходу рівня з тиском атмосфери простежується в малорухомих антициклонах. При циклонах із сильними вітрами можливий збіг підвищення рівня, викликаного зниженням тиску атмосфери, з одночасним підвищенням рівня під дією вітру і течій.

Під дією вітру підйом рівня досить значний і може досягати 1-2 м. Тривалі вітри одного і того ж напрямку призводять до підйому і спадів рівня, які називаються відповідно *нагонами* і *згонами*. Згінно-нагінні зміни рівня можуть бути *тимчасовими, сезонними* і *постійними*. Постійні характерні для регіону пасатів. В Атлантичному океані пасати безперервно наганяють воду у Карибське море і Мексиканську затоку, а пасати Тихого океану відганяють воду від Панамського перешийку. В результаті рівень води з боку Атлантичного океану біля Панамського перешийку вищий, ніж середній рівень з боку Тихого океану, приблизно на 50 см.

Сезонні коливання рівня проявляються в зонах впливу західно-східного переносу, наприклад, північно-західні береги Європи і Північної Америки. В осінньо-зимовий період, під час пануючого зонального західно-східного переносу, відбувається підвищення рівня біля північно-західних берегів обох континентів, а в літній час спостерігається зворотне явище.

Мусони також впливають на сезонні підйоми рівня біля навітряного берега і на падіння рівня біля підвітряного берега. В далекосхідних морях у зимовий час, коли північно-західні мусонні вітри направлені з суші на море, в південно-східних районах цих морів рівень стоїть вище, ніж у північно-західних, а влітку навпаки.

Періодичні, незначні за величиною коливання рівня обумовлені бризовими вітрами, які два рази за добу змінюють напрямок.

Найбільш значні тимчасові неперіодичні коливання рівня, викликаються сильними змінами атмосферного тиску і вітрами, які пов'язані з проходженням над морем баричних систем (циклонів і антициклонів). Різке підвищення рівня може призводити до катастрофічних наслідків. Так, восени 1924 р. внаслідок повені, викликаної глибоким циклоном, вода у гирлі р. Нева піднялася на кілька метрів. При цьому атмосферний тиск був нижче 735 мм, швидкість вітру досягала в середньому 25 м/с з поривами до 40 м/с.

Величина коливання рівня під дією згінно-нагінних вітрів залежить від сили, тривалості і напрямку вітру відносно берегової лінії, а також від глибини і рельєфу дна.

Загальні залежності коливань рівня від перерахованих вище факторів не розроблені, тому розглянемо окремі прості випадки (за М.М.Зубовим). Для прикладу уявимо прямокутний басейн (рис.6.2). Вітер викликає в цьому басейні: 1) поздовжню циркуляцію, яка складається з поверхневої течії, що рухається за вітром, і придонної течії, котра рухається в зворотному напрямку; 2) поздовжній похил рівня з підвищенням біля навітряного берега (нагін) і зниженням біля підвітряного (згін); 3) поперечну циркуляцію, зумовлену силою Коріоліса і направлену в північній півкулі вправо від напрямку вітру; 4) поперечний похил рівня з підвищенням біля правого берега (відносно напрямку вітру) та із зниженням біля лівого.

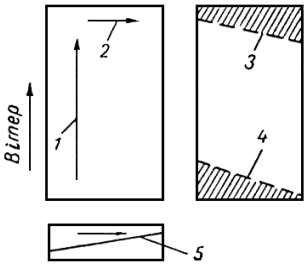

Рис. 6.2. Згінно-нагінні коливання рівня в прямокутному басейні. 1 – поздовжня циркуляція, 2 – поперечна циркуляція, 3 – зони максимального нагону, 4 – зони максимального згону, 5 – поперечний похил рівня

Граничний максимальний поздовжній похил рівня виникає, коли сила вітру повністю урівноважується гравітаційною силою і поздовжня циркуляція зникає. Аналогічно формується і граничний попе-

речний похил рівня – при врівноваженні сили тяжіння і сили Коріоліса, що супроводжується зникненням поперечної циркуляції.

Отже, поздовжній похил тим більший, чим слабша поздовжня циркуляція (чим менша швидкість зворотної придонної течії). Це буває, коли глибина моря мала, а рельєф складний.

Для розрахунків граничного похилу рівня і висоти граничного нагону Г.С.Башкіров рекомендує користуватися формулою:

$$i = \frac{3T_1}{2H}, \tag{6.3}$$

де i – граничний похил водної поверхні, H – глибина моря (м), T_1 визначається за формулою О.В.Караушева:

$$T_1 = \frac{(0{,}0003 + 0{,}001h)v^2}{773g}, \tag{6.4}$$

де v – швидкість вітру, м/с, визначена на висоті 2 м над рівнем моря; h – висота морських вітрових хвиль 50%-ої імовірності перевищення.

Підняття рівня (величина нагону) приблизно розраховується за формулою:

$$\Delta H = ix, \tag{6.5}$$

де x – довжина розгону (в метрах).

Коливання рівня, обумовлені надходженням води (приплив океанічних вод, річковий стік і опади) або її втратою (відплив морських вод в океан та випаровування) відбувається в основному за рахунок змін величини водообміну з океаном і річкового стоку. Випаровування і опади мають другорядне значення і розподіляються більш рівномірно у просторі і часі.

У морях, вільно з’єднаних з океаном, зміни водообміну і річкового стоку викликають незначні (до 10-20 см) коливання рівня. Найбільш суттєво коливання річкового стоку впливає на рівень внутрішніх та ізольованих морів, в які впадає багато річок. Характерний

приклад – Каспійське море. Воно має добре виражений річний хід рівня з максимумом під час весняного водопілля. Рівень моря різко коливається залежно від водності р. Волга. З 1933 р. до 70-х років рівень моря упав на 2 метри в зв'язку із зменшенням стоку р. Волга. Але з початку 80-х років стік Волги почав зростати, а відповідно підвищувався рівень Каспійського моря. Такі коливання річкового стоку пов'язані з циклічністю кліматичних факторів.

При зменшенні густини води збільшується її об'єм, а, відповідно, підвищується рівень. При збільшенні густини води рівень, навпаки, знижується. В зв'язку з рівномірним і відносно постійним розміщенням областей теплої і холодної води на земній кулі (тепла вода – в приекваторіальних і тропічних областях, холодна – в полярних) відмінності рівня, обумовлені різницею густини води, в цих зонах хоча і є, але вони досить сталі.

Основною ж причиною таких коливань рівня є пульсації потужності холодних і теплих течій, а також згони та нагони. Коли відбувається згін, то зниження рівня, яке викликане вітром, накладається на зниження рівня, яке викликане припливом глибинних, більш холодних і густих вод. При нагоні рівень підвищується як за рахунок нагону води вітром, так і за рахунок притоку поверхневих вод меншої густини.

6.4. Стоячі хвилі, сейші

На відміну від поступальних хвиль, при стоячих хвилях відсутнє поступальне переміщення форми хвилі в горизонтальному напрямку (див. розділ 7). Підошва стоячої хвилі чергується з її вершиною, причому це чергування відбувається в одному і тому ж місці. У певних точках стоячих хвиль частки рідини залишаються нерухомими. Такі точки називаються *вузлами***.** Точки, де чергуються вершина і підошва хвилі, називаються *випуклостями.*

Стоячі хвилі утворюються від накладання поступальних і відбитих хвиль, у результаті відбиття поступальної хвилі перешкодою, яка розміщена перпендикулярно до напрямку розповсюдження хвиль. При поступальних хвилях найбільші горизонтальні швидкості часток спостерігаються біля гребеня і підошви, а найбільші вертикальні – біля середнього рівня (між гребенем і підошвою); при стоячих

хвилях, навпаки, найбільші горизонтальні швидкості спостерігаються біля вузлів, а найбільші вертикальні – біля випуклостей.

Стоячі хвилі, які проникають до дна і приводять в рух усю товщу води, називаються *сейшами* (рис.6.3). Якщо серед будь-якого басейну є тільки одна вузлова лінія і біля берегів рівень то опускається, то піднімається, така сейша називається *одновузловою*. При цьому частки води рухаються вперед і назад майже горизонтально. Якщо сейша *двовузлова*, то у випуклостях її частки рухаються вертикально, а під вузлами і біля них – майже горизонтально. Сейші можуть бути також тривузловими і т.д.

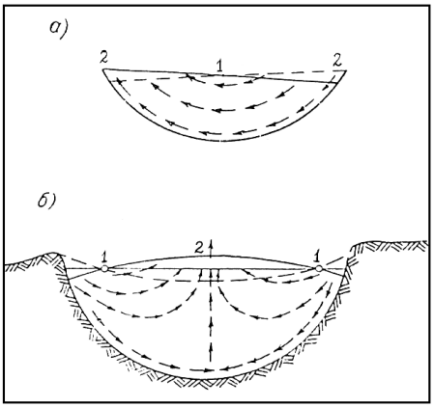

Рис. 6.3. Одновузлова (*а*) і двохвузлова (*б*) сейші. 1 – вузол, 2 – випуклість

Причинами виникнення сейш можуть бути різкі зміни атмосферного тиску в певному місці басейну, сейсмічні коливання, згони і нагони. Особливо добре вони виражені на озерах, де вперше і почали вивчатися. Наприклад, на Женевському озері сейші мають амплітуду 2 м і період 73 хв. На Азовському морі відзначено сейші з амплітудою 80 см і періодом до 23 год.

Інколи в деяких гаванях світу відбуваються своєрідні коливання вод, які отримали в моряків назву *тягуна.* Явище тягуна – це комбінація вертикальних і горизонтальних рухів вод, під час яких відбувається навалювання суден на стінки набережних споруд або ж, навпаки, різке відтягування суден від причалу, що призводить до обриву швартових. Природа цього явища мало вивчена. Більшість дос-

лідників вважає причиною тягуна сейші, які виникають чи при накладанні власних сейш гавані на сейші прилеглої ділянки відкритого моря в межах материкової відмілини, чи при інтерференції штормових хвиль, що входять у гавань і викликають власні сейші гавані.

6.5. Середній рівень моря

Усі коливання рівня відбуваються біля деякого середнього положення, яке являє собою середню арифметичну з усього ряду спостережень за тривалий період часу. Тривалість спостережень для визначення певного середнього багаторічного рівня залежить від особливостей рівневого режиму моря, а також від практичних цілей. Для різних морів і навіть для різних районів одного і того ж моря ця тривалість буде різною. Щоб встановити мінімальне число років, яке необхідне для визначення середнього рівня із заданою точністю, повинні бути враховані всі зміни рівня, які викликані атмосферними процесами. Наприклад, щоб визначити середній рівень Чорного моря з точністю ±1 см, треба спостерігати не менше 22 років. Інколи для гідротехнічних розрахунків обмежуються меншою тривалістю спостережень.

Тривалі безперервні спостереження за рівнем у характерних пунктах моря необхідні для повсякденної інформації господарським організаціям, а також для науково-дослідних робіт і розробки методики прогнозування коливань рівня. Спостереження за рівнем виконуються за допомогою самописця рівня чи водомірною рейкою, так як і на річках та озерах.

Прийнято розраховувати наступні характерні рівні води:

1) *середній добовий рівень* визначається як середнє з погодинних відліків за записами самописця рівня чи при погодинних спостереженнях за рейкою;
2) *середній місячний рівень* обчислюється як середнє з середньодобових рівнів або з погодинних даних за місяць;
3) *середній річний рівень* визначається за середніми місячними рівнями або за погодинними даними за рік.

Коливання середніх добових рівнів можуть досягати 2-3 м. Така велика амплітуда пов’язана з явищами згонів і нагонів. Середній річний рівень також не залишається постійним, а змінюється з року в

рік. Ці зміни в цілому не дуже великі – до 20 см. У морях, які не зв'язані із Світовим океаном, коливання середнього річного рівня можуть бути більш значними, що пов'язано із змінами величини річкового стоку, випаровування і опадів.

Середній багаторічний рівень визначається як середнє арифметичне з усіх відліків рівня за весь період спостережень. Чим триваліший період спостережень за рівнем, тим більша точність підрахунків. Наприклад, в Кронштадті на Балтійському морі спостереження ведуться з 1835 р. У цьому випадку середній багаторічний рівень може бути обчислений з точністю ±0.2 см.

Порівняння середніх багаторічних рівнів по паралелі, виконане в США, показало, що рівень Тихого океану є вищим, ніж рівень Атлантичного океану на 50 см. Виконане в свій час нівелювання в колишньому Радянському Союзі показало, що середній багаторічний рівень поблизу Кронштадта виявився розташованим вище, ніж поблизу Владивостока на 180 см.

Середній багаторічний рівень у морях без припливів приймається за нуль глибин морських карт. Для морів з припливами за нуль карт частіше за все приймають так званий "теоретичний нуль глибин", який являє собою найнижчий можливий за астрономічними причинами рівень.

В колишньому СРСР за відрахункову відмітку усіх нівелірних систем (нуль висот) було прийнято нуль Кронштадського футштоку. Всі спостереження за рівнем моря, щоб запобігти від′ємним значенням відліків, приводяться до так званого єдиного нуля поста до відмітки на 5 м нижче нуля Кронштадського футштока.

В інших країнах існують свої нульові поверхні нівелірних систем, свої нулі висот. Ця обставина створює певні незручності. Тому в 1954 році було прийняте рішення про універсалізацію європейської нівелірної мережі.

6.6. Статистична обробка спостережень за рівнями та їх значення

Застосовуються різні методи статистичної обробки залежно від завдань. Для практичних цілей часто необхідно знати тривалість стояння рівня на даному горизонті. Для відповіді на це питання по-

годинні значення рівня розбиваються на групи по певних градаціях (через 5 чи 10 см) залежно від амплітуди коливань. Потім обчислюють процент числа випадків стояння рівня в межах даної градації відносно загального числа спостережень за весь вибраний період часу. Отримані цифри наносяться на графік повторюваності рівня, який ще називається *кривою розподілу* (рис. 6.4.*а*).

Градація, на яку по графіку повторюваності припадає найбільше число випадків стояння рівня, відповідає *модальному рівню* (50 см на рис 6.4.*а*).

Використовуючи цей графік, можна побудувати інтегральну криву стояння рівня (*криву забезпеченості*). Для цього на осі абсцис графіка відкладаються проценти, а на осі ординат – величини рівня (рис.6.4.*б*). Крива забезпеченості будується послідовним додаванням загального числа випадків (у процентах), коли рівень був вищим будь-якої відмітки вертикальної шкали графіка. Рівень 50%-ої забезпеченості на інтегральній кривій називається *медіанним рівнем*.

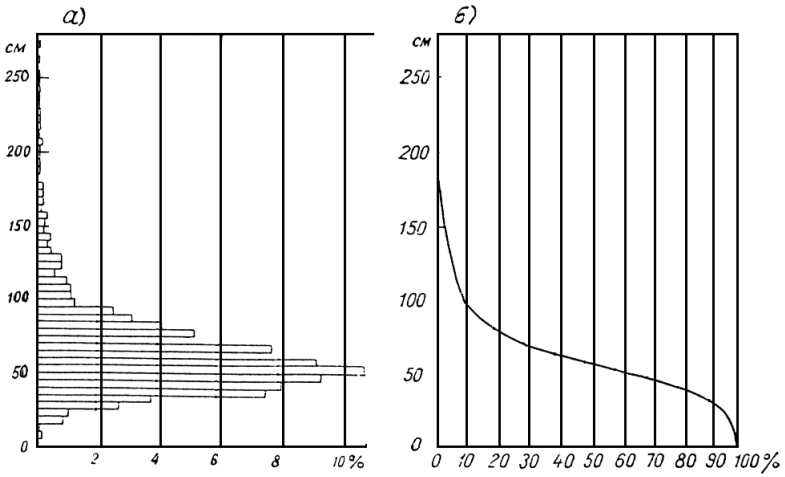

Рис. 6.4. Криві повторюваності (*а*) і забезпеченості (*б*) рівня. 1 – вузол, 2 – випуклість

Інформація про коливання рівня в першу чергу необхідна для навігації. У морях, де немає припливів, або вони не перевищують 50 см, глибини моря відраховуються від середнього багаторічного рів-

ня, у морях з припливами відлік ведеться від найнижчого відпливного рівня, чи від іншого умовного низького рівня.

Знання особливостей згінно-нагінних коливань рівня необхідне мореплавцю, який повинен уміти розрахувати зниження рівня при згонах і не допустити посадки судна на мілину. Не менш важливі знання про штормові нагони, які приносять велику шкоду, наприклад, жителям узбереж Японії, Північного моря (особливо в Нідерландах, де значна частина узбереж знаходиться нижче рівня моря і відгороджена дамбами).

Дуже необхідними є дані про явище цунамі і коливання рівня, пов'язані з ним. Заходи, які вживаються відповідними службами в різних країнах, дозволяють звести до мінімуму шкоду і збитки від цього грізного явища. Для мореплавців хвилі цунамі (в цілому безпечні у відкритому морі) поблизу берега являють загрозу різкої посадки судна на дно при зниженні рівня перед приходом цунамі, або – викидання на берег при проходженні хвилі.

Серед наукових аспектів вивчення коливань рівня океану слід відзначити наступні:

1) знання відмінностей рівня в різних районах океану допомагає визначити горизонтальну циркуляцію вод океану;
2) розрахунок зниження рівня при зледенінні і підвищення його при таненні льодовиків дозволяє встановити положення рівня Світового океану при всіх можливих змінах клімату Землі.
3) знання древніх рівнів дає можливість орієнтуватися при пошуках корисних копалин на дні моря, або на суші, яка колись була затоплена морем.

7. ХВИЛЮВАННЯ МОРЯ

7.1. Морські хвилі та їх елементи

Хвилі – це коливальні рухи рідини в певному шарі морської води, в якому частки води здійснюють періодичні коливання біля положення своєї рівноваги.

Геометрично положення рівноваги хвиль описується середньою хвильовою лінією, яка визначається з хвильового профілю (рис.7.1).

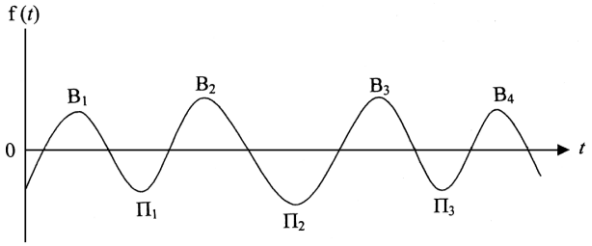

Рис.7.1. Хвильовий профіль. Елементи хвиль: *t* – час, *f(t)* – ординати хвильових коливань, горизонтальна вісь – середня хвильова лінія, напрям горизонтальної осі – напрямок поширення хвилі

До основних геометричних елементів хвиль відносяться:

• *хвильовий профіль* – переріз послідовних хвиль вертикальною площиною вздовж напрямку поширення хвиль (крива на рис.7.1);

• *середня хвильова лінія* – горизонтальна лінія, яка перетинає хвильовий профіль так, що сумарні площі фігур, обмежених хвильовим профілем і розташованих нижче і вище цієї лінії, рівні між собою (горизонтальна вісь на рис.7.1);

• *вершина хвилі* – найвища точка хвильового профілю (точки B_1, B_2, B_3, B_4 на рис.7.1);

• *підошва хвилі* – найнижча точка хвильового профілю (точки $П_1$, $П_2$, $П_3$ на рис.7.1);

• *гребінь хвилі* – частина хвилі, розташована вище середньої хвильової лінії;

• *улоговина хвилі* – частина хвилі, розташована нижче середньої хвильової лінії;

• *фронт хвилі* – лінія, яка проходить вздовж гребеня хвилі перпендикулярно напрямку поширення хвилі;

• *висота хвилі (h)* – перевищення вершини хвилі над підошвою;

• *довжина хвилі (λ)* – відстань між сусідніми вершинами або підошвами хвиль;

• *крутизна хвилі* – відношення висоти хвилі до її довжини.

Кінематичними елементами хвиль є:

• *період хвилі (τ)* – проміжок часу між проходженням через одну і ту ж точку простору двох суміжних гребенів (чи підошов), протягом якого частки води повністю проходять свою орбіту;

• *швидкість хвилі (c)* – відстань, яку пробігає гребінь (чи інший елемент хвилі) за одиницю часу в напрямку поширення хвилі.

Існує цілий ряд класифікацій хвиль за різними характеристиками і ознаками. Найбільш загальною є генетична класифікація, згідно якої хвилі поділяють за причинами, що їх викликають, на:

1) *вітрові* (*фрикційні* чи хвилі тертя), які утворюються під дією вітру;
2) *припливні*, причиною яких є припливи;
3) анемобаричні – обумовлені змінами атмосферного тиску;
4) *сейсмічні (цунамі)* – викликаються підводними землетрусами;
5) *корабельні* – утворюються при русі суден.

Хвилі також поділяють:

• за наявністю видимого переміщення форми хвилі на *поступальні* і *стоячі*;

• за співвідношенням довжини хвилі λ і глибини моря H на *короткі* ($\lambda<H$) і довгі ($\lambda>H$);

• за глибиною поширення на *поверхневі* і *внутрішні;*

• за періодом – *короткоперіодичні* і *довгоперіодичні;*

• за формою – *двомірні, трьохмірні* та *відокремлені;*

• за дією хвилеутворюючих факторів – *вимушені*, які існують під впливом тієї сили, що їх викликала, і *вільні*, які існують після припинення дії основного чинника;

• за ступенем розвитку хвильового профілю – *несталі*, які знаходяться на стадії розвитку або затухання, і *сталі*, які знаходяться на стадії стабілізації;

• за силами, які повертають частки води у положення рівноваги – *капілярні*, у яких такою силою є сила поверхневого натягу (наприклад, вітрові хвилі-брижі) та *гравітаційні*, в яких переважає сила тяжіння.

Найбільш поширені у Світовому океані вітрові хвилі. Вони відносяться до категорії поверхневих поступальних короткоперіодичних хвиль.

7.2. Уявлення про теорію трохоїдальних хвиль та сучасну теорію хвилювання

Трохоїдальна теорія є першою спробою фізико-математичних тлумачень хвилеутворюючого процесу. Ця теорія розроблена в 1801 р. Герстнером для ідеалізованих умов: 1) вважається, що рідина є ідеальною, без сил внутрішнього тертя; 2) розглядаються тільки двомірні хвилі; 3) море вважається без берегів і глибоким (глибини значно перевищують довжину хвилі).

Розглянемо поступальну двомірну хвилю типу вільних хвиль брижів. Зовнішня форма таких хвиль являє собою *трохоїду* (крива лінія, яку накреслює точка всередині круга, що котиться без ковзання по прямій), тому їх називаються *трохоїдальними*.

Поступальний рух вітрових хвиль – уявний рух. Це – рух тільки форми хвилі, а не самих водних мас. Переконатися в цьому можна, якщо кинути на хвильову поверхню моря поплавок. Він буде залишатися на місці, піднімаючись і опускаючись разом з хвилею. Коли до поплавка підходить гребінь хвилі, він піднімається і трохи посувається в бік руху хвилі, коли наближається підошва – опускається і зміщується в зворотній бік. Можливий і такий випадок, коли поплавок буде дрейфувати, але це пояснюється дією вітру, а не хвилювання.

У випадку брижів орбіти, якими рухаються частки води, являють собою кола, площина яких вертикальна і перпендикулярна до фронту хвилі. Частки води, які знаходяться на одному і тому ж рівні, описують кругові орбіти однакових радіусів. Причому частки у верхній частині орбіти рухаються у напрямку руху хвилі. Із збільшенням глибини – радіуси орбіт зменшуються.

Розглянемо положення часток рідини на поверхні трохоїдальної хвилі. Візьмемо кілька часток, які знаходяться між собою на рівних віддалях і лежать на лінії, перпендикулярній фронту хвилі. Ці частки рухаються по колових орбітах, центри яких лежать в одній горизонтальній площині (рис.7.2).

Коли імпульс сили, яка викликала хвилювання (вітер), діяв зліва, то з двох сусідніх часток навітряна почала рухатися раніше, ніж підвітряна. Тому можна припустити, що у своєму русі по орбітах кожна наступна за напрямком руху форми хвилі частка відстає від попередньої частки на один і той же кут. Цей кут, який утворюється радіу-

сом орбіти, проведеним через розглядувану частку, і вертикальним напрямком униз, називається фазою частки. У кожний момент часу вибрані частки, які лежать на поверхні однієї і тієї ж хвилі, повинні знаходитися в різних фазах.

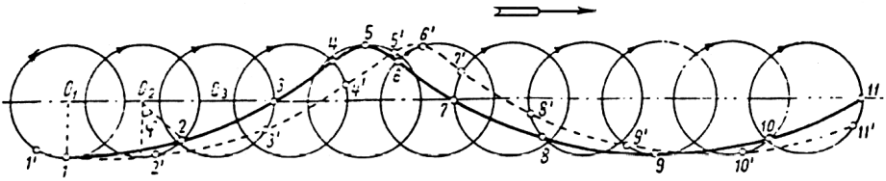

Рис.7.2. Поступальний рух форми хвилі

Якщо частка 1 знаходиться в найнижчій точці орбіти, то сусідня частка 2, яка лежить праворуч від першої, в цей момент знаходиться дещо позаду в своєму русі по орбіті порівняно з часткою 1. Частка 3 повинна відстати на той же кут від частки 2 і так далі. Через деякий час частка 1 у своєму русі по орбіті переміститься ліворуч у положення 1´, а всі інші перемістяться на таку ж віддаль по дузі колової орбіти і займуть положення 2´, 3´, 4´ і т.д. При цьому гребінь хвилі, її підошва, як і вся форма, пересунуться у напрямку вітру.

Існують спеціальні формули, які дозволяють визначати елементи хвиль (довжину, швидкість, період). Висота хвиль не вираховується, а вимірюється безпосередньо.

Критерії мілководності. Умови утворення хвиль суттєво змінюються залежно від співвідношення між глибиною моря на певній ділянці його акваторії і довжиною хвилі. В гідравліці широко застосовується так званий *гідродинамічний критерій мілководності* ($H = \lambda/2$). Якщо глибина моря більша половини довжини хвилі ($H > \lambda/2$), то море (чи його ділянка) називається *глибоким морем (глибоководдям)*. В цьому випадку хвилі розвиваються не взаємодіючи з дном, їх параметри не залежать від глибини моря.

Навпаки, коли глибина моря менша половини довжини хвилі ($H < \lambda/2$), то таке море (чи його ділянка) називається *мілким морем (мілководдям)*. На мілководді дається взнаки тертя об дно, яке суттєво впливає на кінематичні та геометричні характеристики хвиль. Орбіти часток води набувають еліптичної форми (рис.7.3). У цьому ви-

падку профіль хвилі являє собою еліптичну трохоїду. Велика (горизонтальна) вісь еліпсів витягнута в напрямку поширення хвилі. З глибиною розміри еліпсів зменшуються залежно від співвідношення довжини хвилі і глибини моря. На дні вертикальна вісь дорівнює нулю – частки рухаються вперед і назад вздовж дна.

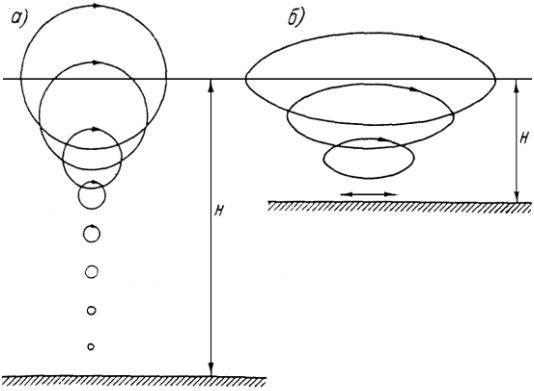

Рис.7.3. Вплив глибини моря на форму орбіт часток хвилі при: *а)* H>λ/2; *б)* H<λ/2

Якщо море дуже мілке ($H < 0{,}1\lambda$), то орбіти часток являють собою сильно витягнуті еліпси, а профіль хвилі наближається за формою до синусоїди. Розміри вертикальної осі залишаються майже незмінними. Такі хвилі називаються довгими.

У випадку глибокого моря швидкість поширення хвилі можна визначати за формулою трохоїдальної теорії:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}\,, \tag{7.1}$$

де g – прискорення сили тяжіння.

Такі хвилі називаються короткими. До них можна віднести вітрові хвилі на деякому віддаленні від берега, коли починає виконуватися умова $H > \lambda/2$.

При $H < \lambda/2$ швидкість поширення хвилі залежить не лише від її довжини, а і від глибини моря. Для дуже мілкого моря швидкість хвиль залежить лише від глибини моря і виражається формулою:

$$c = \sqrt{gH}\ . \qquad (7.2)$$

Формулою (7.2) можна користуватися для обчислення швидкості довгих хвиль типу припливних або цунамі, а в ряді випадків, і вітрових хвиль та хвиль брижів при виході їх на мілководдя.

Гідродинамічний критерій мілководності має суттєвий недолік. При різних довжинах хвиль одне і те ж море (чи його ділянки) можуть бути мілководними або глибоководними, що робить невизначеними самі поняття глибокого чи мілкого моря. Ця невизначеність усувається в рамках екосистемного підходу до акваторіального районування водойм (С.С.Дубняк, 1996). Допустимо співставити мілководдя (мілке море) з літораллю, як формою підводного рельєфу. Межа між літораллю і абісаллю (глибоководдям) проходить по лінії з однаковими глибинами розмиваючої дії хвиль і фіксується зовнішнім краєм берегового схилу, який і є акваторіальною межею мілководної зони (рис.7.4).

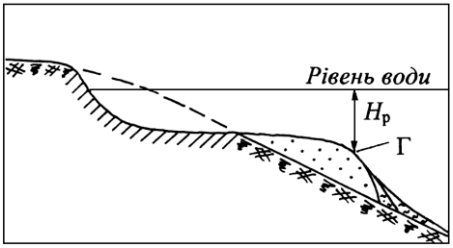

Рис.7.4. Схематичний профіль берегового схилу в зоні мілководь: *Г* – зовнішній край берегового схилу (акваторіальна межа зони мілководь); $H_р$ – глибина розвиваючої дії хвиль

Сучасна теорія хвиль розвивається за двома напрямками: встановлення фізичних законів, які управляють хвильовим процесом, і розробка статистичних основ вчення про морське хвилювання. Велике значення при цьому надається механізмові передачі енергії вітру морським хвилям.

Найбільш повну фізико-математичну теорію морського хвилювання розробив В.В.Шулейкін на основі численних експериментів у штормовому басейні. Його формула для балансу енергії хвильового процесу має вигляд:

$$\frac{\partial E}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(v_c E\right)=W_v-W_\mu\,, \qquad (7.3)$$

де $\frac{\partial E}{\partial t}$ – зміна енергії хвильового процесу в часі; W_v – кількість енергії, яка передається так званим нормальним тиском вітру в розрахунку на одиницю поверхні за одиницю часу; W_μ – кількість енергії, яка поглинається внутрішнім тертям; v_c – швидкість переносу хвильової енергії у напрямку поширення хвиль (x) , яка дорівнює груповій швидкості хвиль.

Вітер немов нагнітає потужність W_V через кожний квадратний сантиметр схвильованої поверхні моря, передаючи енергію часткам води, що рухаються по орбітах. При цьому частина енергії витрачається на внутрішнє турбулентне тертя, а частина іде на підвищення кінетичної і потенціальної енергії водної маси.

Теорію В.В.Шулейкіна можна назвати генетичною, оскільки в ній зроблено спробу пояснити причинно-наслідкові зв‘язки процесу утворення хвиль. Принцип, покладений в основу теорії – розрахунок повного балансу енергії. Висновки теорії справедливі для правильних двомірних хвиль. Теорія трьохмірних хвиль знаходиться в стані розробки.

7.3. Деформація хвиль на мілководді та їх вплив на берег

При наближенні до берега хвилі починають деформуватися, особливо якщо берег відмілий. Довжина хвиль збільшується. Гребені стають більш крутими, підошви – похилими. При підході до берега під кутом фронт хвилі намагається зайняти положення, паралельне до берегової лінії. Пояснюється це тим, що частина хвилі, яка розташована ближче до берега і на менших глибинах, уповільнюється у своєму русі, а мориста частина хвилі випереджає її, в результаті чого вся система хвиль загинається до берега. Поворот фронту хвиль паралельно до лінії берега називається *рефракцією хвиль* на мілководді.

Через тертя об дно часток води, які знаходяться біля підошви, вони починають повільніше рухатися. А частки води гребеня на певній

віддалі від берега починають доганяти підошву хвилі, яка рухається попереду. Відбувається перекидання гребенів та їх руйнування. Глибина, на якій це відбувається, залежить від багатьох факторів: крутизни схилу дна, сили і напрямку вітру, довжини і крутизни хвиль, течій і т.п.

Якщо перекидання гребенів хвиль та їх руйнування відбувається біля самого берега, то утворюється *прибій* і *захлюпування* (рис.7.5). Якщо ж хвилі перекидаються на деякій віддалі від берега над смугою відмілин чи підводних рифів, то це явище називається *буруном.* Удари хвиль об підводні перешкоди супроводжуються великим шумом, що виникає в результаті заповнення пустот у воді, які утворюються при зустрічі хвиль з рифами.

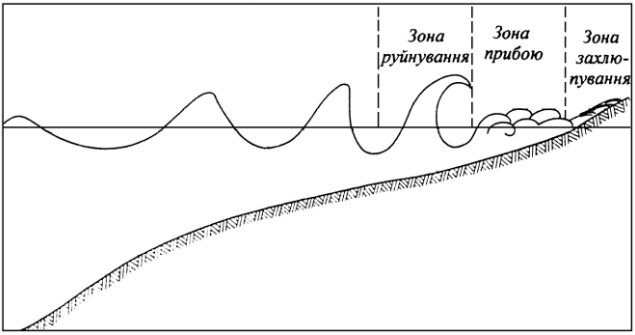

Рис.7.5. Трансформація хвилі біля похилого берега

Бурун над підводною перешкодою утворюється на різних глибинах залежно від розмірів хвиль. Так, біля Лісабона вони виникають на глибині 13 м, поблизу Капштадта (Південна Африка) – на глибині близько 50 м, у Середземному морі (поблизу берегів Сирії) – на глибині понад 80 м. Значні буруни утворюються на Чорному морі, морях Далекого Сходу. Буруни здалеку попереджають мореплавців про існування рифів чи мілин.

Біля обривистого берега в момент підходу хвилі відбувається *сплеск*, висота якого приблизно дорівнює подвоєній висоті хвилі. Біля приглибих берегів висота сплесків досягає 60 м і більше. При цьому енергія хвилі переходить в енергію удару, що при штормах призводить до значного руйнування берегових споруд. Так, на Чор-

ному морі, поблизу Симеїза, під час шторму 19 січня 1931р. хвилями була розбита на 3 шматки скеля “Монах”. В Нідерландах масив вагою 20 т був піднятий хвилею на 4 м і перекинутий вище рівня припливу. На тихоокеанському узбережжі США, південніше гирла р. Колумбія, уламок скелі вагою 60 кг підкинуло вище ліхтаря маяка, розташованого на висоті 43 м над рівнем моря. Великих руйнувань завдає хвилювання в Чорному морі в районі Новоросійська.

При підході хвилі до вертикальної стінки захисної споруди гавані утворюються сплески, а біля основи молу при збіганні хвилі назад – підмивання рихлих порід дна. Це явище відоме під назвою *донної хвилі.* Воно являє серйозну загрозу підмиву портових хвилеломів і молів.

При зустрічі хвиль з перешкодою відбувається ще одне явище, яке називається *інтерференцією хвиль*. Воно виникає в результаті накладання падаючих і відбитих від берега хвиль і призводить до утворення стоячих хвиль.

Хвилі, з одного боку, руйнують морські береги, а з іншого – беруть участь у формуванні морських узбереж, розподіляючи продукти руйнування вздовж і впоперек берега. Руйнівна дія хвилювання проявляється як шляхом безпосереднього удару хвиль чи каміння, яке несе хвиля, об берег, так і шляхом розмивання менш твердих порід берега з наступним утворенням зсувів.

7.4. Практичне значення вивчення морського вітрового хвилювання

Внаслідок вітрового хвилювання кораблі відчувають *хитавицю,* розміри якої залежать від розмірів судна і хвиль. Хитавиця буває *бортовою* і *кільовою.* При бортовій хитавиці судно нахиляється з боку на бік, при кільовій – відбувається перемінне підняття носу і корми судна.

Як правило, центр об’єму зануреної частини судна розташований нижче його центру ваги, положення якого під час хитавиці залишається незмінним. Положення центру об’єму зануреної частини судна під час хитавиці безперервно змінюється. Як тільки судно накрениться в якийсь один бік, то сила тяжіння та сила Архімеда прагнутимуть повернути його в початкове положення.

Якщо судно накренити на спокійній воді і потім відпустити, то воно не одразу повернеться до положення рівноваги, а перейшовши його, накрениться майже на такий же кут в протилежний бік і буде здійснювати затухаючі коливання біля положення рівноваги. Період цих коливань залежить від розмірів корабля і його форми. Для малих суден він становить 5 с, а для океанських лайнерів – близько 20 с. Періоди коливань океанських хвиль рідко перевищують 10-15 с.

У тому випадку, коли період власних коливань судна в два рази і більше перевищує період хвилі, хитавиця мало помітна. При зближенні періоду хвилі і періоду власних коливань, хитавиця збільшується. Коли ці періоди стають рівними, може відбутися резонанс, тобто поступове збільшення кута крену корабля. Як тільки кут крену перевищить певну критичну величину, судно може перекинутись. В таких випадках треба швидко змінювати курс і швидкість.

Морське вітрове хвилювання має велике значення в ряді галузей господарства. Воно зменшує швидкість ходу суден, знижує їх керованість, інколи робить неможливим плавання суден певного класу. Знання елементів хвиль необхідне у суднобудуванні для розрахунку міцності корпусу судна.

Знання режиму морського хвилювання на трасах торгівельного і риболовецького флоту потрібне при видачі рекомендацій для вибору оптимальних маршрутів плавання з урахуванням реальних метеорологічних умов. Буває доцільним відхилення від найкоротшої відстані між портами для того, щоб не потрапити на зустрічні хвилі, які різко зменшать швидкість судна.

Обов’язковим є врахування хвилювання при проектуванні і будівництві морських портів. При неправильному розрахунку розмірів хвиль під час сильних штормів можуть бути зруйновані портові захисні споруди. Хвилювання також необхідно враховувати при експлуатації судноплавних каналів, замулення яких відбувається переважно під дією хвиль.

Не виключена можливість енергетичного використання вітрових хвиль. Для цього можуть бути використані опускання і підняття поплавка на хвилі, які приводять в рух насоси. Ці насоси піднімають воду на певну висоту, звідки вона падає на колеса турбін, що виробляють електроенергію. Можна навіть використати безпосереднє підняття води прибоєм, зробивши спеціальний звужувальний канал у

береговій стінці. Подану при цьому воду можна також використати для роботи турбін.

7.5. Внутрішні і корабельні хвилі

Внутрішні хвилі – це хвилі, які виникають на межі двох шарів води різної густини у товщі вод Світового океану. Їх причиною є ті ж сили, які викликають і поверхневі хвилі, хоча енергія внутрішніх хвиль значно менша від енергії поверхневих. На поверхні океану внутрішні хвилі невидимі. Щоб їх виявити необхідні безперервні спостереження за вертикальним розподілом океанологічних характеристик.

Бувають короткі і довгі внутрішні хвилі. Короткими називають такі внутрішні хвилі, відношення довжини яких до товщини верхнього і нижнього шарів води різної густини невелике. У довгих хвиль це відношення значне.

Висота внутрішніх хвиль може досягати 20-35 м і більше. Зафіксований випадок, коли зрівноважений на глибині 35 м у шарі стрибка густини поплавок з'явився на поверхні моря, піднятий гребенем внутрішньої хвилі.

Швидкість поширення коротких внутрішніх хвиль визначається за формулою:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda(\rho_2 - \rho_1)}{2\pi(\rho_2 + \rho_1)}}, \tag{7.4}$$

де ρ_1 – густина верхнього шару, ρ_2 – густина нижнього шару води.

Для довгих внутрішніх хвиль формула має вигляд:

$$c = \sqrt{\frac{gH_2H_1}{H_2 + H_1}\left(\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}\right)}, \tag{7.5}$$

де H_1 – товщина верхнього шару, H_2 – товщина нижнього шару.

Корабельні хвилі виникають під час руху корабля. Одночасно утворюються *поперечні* і *косі* хвилі. Фронт поперечних хвиль перпендикулярний до напрямку руху судна, фронт косих становить з ним певний кут, величина якого залежить від відношення швидкості су-

дна до глибини моря (пересічно він становить 18-20°). На утворення корабельних хвиль витрачається частина потужності двигунів, яка при значних швидкостях судна перевищує втрату потужності на тертя об воду. Тому утворення корабельних хвиль призводить до втрати швидкості судном. Величина втрат збільшується із збільшенням швидкості судна.

7.6. Цунамі

Цунамі – це довгі хвилі, які виникають у результаті підводних землетрусів, виверження підводних, а інколи і надводних прибережних вулканів. Здебільшого цунамі викликаються тектонічними землетрусами, пов‘язаними з миттєвими переміщеннями великих мас земної кори. За статистикою, із загальної кількості сильних землетрусів у Тихому океані лише один із ста супроводжується цунамі.

Цунамі спостерігаються у багатьох місцях земної кулі, але найчастіше у західній частині Тихого океану. Багато з них супроводжувалися руйнуванням прибережних населених пунктів і людськими жертвами.

Окрім власне сили землетрусу, висота цунамі залежить від рельєфу моря і конфігурації берега. Як правило, вона не перевищує 10 м (в середньому 5-6 м). Надзвичайно рідко зустрічаються хвилі висотою 15-20 м (у вузьких бухтах і затоках).

Найчастіше до узбережжя приходить група цунамі, причому висота їх послідовно зростає до третьої – п‘ятої хвилі.

Довжина хвиль цунамі вимірюється сотнями кілометрів (200-300 км). Тому вони надзвичайно похилі і непомітні для суден у відкритому морі.

Швидкість поширення цих хвиль дуже велика (400-800 км/год). Залежно від відстані від епіцентру землетрусу цунамі приходять до узбережжя за десятки хвилин, а то й годин. Поштовхи від землетрусу, які фіксують сейсмографи, передаються по земній корі в кілька разів швидше. Ця обставина дозволяє організувати службу попередження населення про можливості появи цунамі. При цьому треба мати на увазі, що частина попереджень може бути невиправданою, оскільки не кожний сильний землетрус супроводжується цунамі.

Досить ефективним способом для встановлення небезпеки цунамі є спостереження за рівнем води з допомогою мореографа (прилад

для автоматичного запису коливань рівня води). Значні підйоми рівня в районах близьких до зони землетрусу свідчать про загрозу для населення прибережних районів. Певним попередженням про надходження цунамі може служити раптовий відступ води від берегів, що передує хвилі.

8. ТЕЧІЇ І ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД СВІТОВОГО ОКЕАНУ

8.1. Основні типи течій і причини їх утворення

Течія – це поступальний рух часток води в горизонтальному напрямку. В океані перенесення часток води із одного району в інший відбувається на тисячі кілометрів. Течії поширені по всій товщі вод Світового океану. У верхніх шарах вони найбільш різноманітні і потужні. На великих глибинах і біля дна існують значно повільніші переміщення водних мас переважно у напрямку, зворотному до поверхневої течії.

Морські течії поділяються за наступними ознаками:

- За походженням – вітрові, густинні, припливно-відпливні тощо.
- За тривалістю чи сталістю – *постійні*, *тимчасові* (неперіодичні) і *періодичні.* Постійними називають течії, які завжди спостерігаються в одних і тих же місцях океану і характеризуються певним генеральним напрямком (Гольфстрім, Куросіо, пасатні течії). Тимчасові (неперіодичні) течії виникають і існують завдяки неперіодичним впливам зовнішніх сил, в першу чергу – вітру. Періодичні течії повторюються через рівні проміжки часу в певній послідовності (наприклад припливно-відпливні).
- За глибиною розташування – *поверхневі*, *глибинні* та *придонні.*
- За характером руху – *прямолінійні* і *криволінійні.* Останні в свою чергу поділяються на циклональні та антициклональні.
- За фізико-хімічними властивостями водних мас, що переносяться – *теплі* і *холодні*, а також *солоні* і *розпріснені*. В північній півкулі, як правило, течії, які рухаються в північному напрямку є теплими, а ті що рухаються на південь – холодними. В південній півкулі – навпаки.

Найбільш загальною є генетична класифікація течій, тому розглянемо її детальніше. За силами, що викликають течії, виділяються:

1) *густинні* течії, які зумовлені нерівномірним горизонтальним розподілом густини води;

2) *вітрові чи* дрейфові, які викликані силою тертя під час руху повітря над поверхнею моря;

3) *згінно*-нагінні, які зумовлені нахилом поверхні моря, що утворюється під дією вітру;

4) припливно-*відпливні***,** які викликані періодичними припливотворними силами Місяця і Сонця;

5) *барогрaдієнтні* течії**,** зумовлені зміною атмосферного тиску;

6) *стокові* течії, *що* утворюються в результаті надходження річкового стоку.

Сили, які викликають густинні, вітрові, згінно-нагінні та барогрaдієнтні течії, діють опосередковано. Вони призводять до утворення похилу водної поверхні, а самі течії виникають під дією сили тяжіння. Тому вказані течії об'єднують в одну групу – *градієнтних* течій**.**

В океані рідко спостерігаються течії, викликані однією силою. Найбільш потужні течії Світового океану утворені під впливом ряду факторів. Наприклад, Гольфстрім є одночасно густинною, вітровою і стоковою течією.

Поряд з перерахованими силами існують так звані *вторинні* сили, які виникають в уже існуючій течії і можуть суттєво видозмінювати її. До них відносяться сили: Коріоліса, тертя і відцентрова.

Відхиляюча сила обертання Землі (сила Коріоліса) виражається формулою:

$$F = 2\omega v \sin\varphi, \tag{8.1}$$

де ω - кутова швидкість обертання Землі; v – швидкість руху тіла (води); φ – географічна широта.

Оскільки кутова швидкість обертання Землі всюди однакова, то величина відхиляючої сили залежить лише від широти місця та швидкості руху води. При одній і тій же швидкості руху на екваторі величина $F = 0$, а на полюсі досягає максимуму. Напрямок сили Ко-

ріоліса не залежить від напрямку руху тіла. В північній півкулі воно завжди буде відхилятися вправо, а в південній – вліво.

Внутрішнє тертя буває двох видів: *молекулярне* і *турбулентне* (вихрове). Молекулярне тертя виникає на значних глибинах океану в ламінарному потоці, в якому струмені води рухаються майже прямолінійно і з незначною швидкістю. Ближче до поверхні в потоці води утворюються вихрові рухи. Вони обумовлюють турбулентне тертя, яке є значно більшим, ніж молекулярне. В придонних і прибережних течіях виникає тертя об дно і береги.

Відцентрова сила проявляється тільки при криволінійних рухах з досить малими радіусами кривизни. Але оскільки радіуси кривизни криволінійних морських течій дуже великі, то відцентрову силу не враховують.

8.2. Густинні, вітрові та згінно-нагінні течії

Теорія густинних течій розроблялась В. Б'єркнесом, В. Геланд-Гансеном, В. Сандстремом (1903) і М.М. Зубовим (1947), який запропонував *динамічний метод* обчислення морських течій.

Для визначення відхилень вільної поверхні океану від положення рівноваги використовують поняття поверхні рівних значень потенціалу сили тяжіння (*ізопотенціальні*). Вільна поверхня океану, якщо на неї не діють ніякі сили, крім сили тяжіння, є ізопотенціальною. В стані рівноваги, коли водна маса однорідна, чи коли по вертикалі густина води з глибиною збільшується, а по горизонталі не змінюється, поверхня рівних значень гідростатичного тиску (*ізобарична*) і поверхня рівних значень густини (*ізопікнічна*) паралельні ізопотенціальній поверхні. Для розрахунків замість ізопікнічної поверхні використовують *ізостеричну* (поверхню рівних значень питомого об'єму).

Море, в якому ізобарична та ізостерична поверхні паралельні, називається *баротропним.* Якщо ж ці поверхні пересікаються, море називається *бароклинним* і в ньому виникають густинні течії.

При нерівномірному розподілі густини (питомого об'єму) води у горизонтальному напрямку ізобарична та ізостерична поверхні нахилені одна до одної. Кут нахилу між ними в природних умовах дуже невеликий, але саме він визначає інтенсивність циркуляції води, що виникає. При цьому обидві поверхні нахилені відносно ізопотен-

ціальної поверхні: ізотерична – під більшим кутом, а ізобарична – під меншим. Таким чином, кут нахилу ізостеричної поверхні до горизонту (ізопотенціальної поверхні) пропорційний куту нахилу до горизонту ізобаричної поверхні, що використовується при розрахунку густинних течій.

Виведення розрахункової формули густинних течій на основі теореми про циркуляцію Б'єркнеса досить складне, тому наведемо лише формулу для визначення швидкості течії ($v_Г$):

$$v_Г = \frac{g(H_M - H_N)}{2\omega L \sin\varphi}, \tag{8.2}$$

де H_M *і* H_N ($H_M > H_N$) – висоти знаходження точок M і N на поверхні бароклинного моря відносно ізобаричної поверхні, розташованої на такій глибині, де густинні течії відсутні, L – відстань між точками M і N.

Вітрові течії. Основною причиною неперіодичних течій у Світовому океані є вітер. Тертя, яке виникає при вітрі між повітрям і водою – *дотична напруга вітру*, викликає рух верхніх шарів води. Дотична напруга збільшується по мірі наростання вітрового хвилювання завдяки додатковому тиску на тилову поверхню хвиль. Енергія руху передається через внутрішнє тертя пластам води, які залягають нижче, і вони теж починають брати участь у поступальному русі. В результаті формується *дрейфова* течія.

Паралельно з описаним процесом просторова нерівномірність вітру і явища згону та нагону утворюють нахили водної поверхні, наслідком яких є формування градієнтної течії. Крім цього, вітрова течія змінює розподіл густини, викликаючи або видозмінюючи густинні течії. В прибережних зонах океану під дією самого вітру і викликаного ним хвилювання формуються специфічні види течій – *вздовжберегові* і *розривні* (направлені від берега).

Таким чином, вітрові течії – це досить складне і багатопланове явище, в якому основним компонентом є дрейфова складова. Слід зазначити, що за М.М. Зубовим власне вітровими називаються течії, утворені тимчасовими вітрами, а дрейфовими – течії, які виникають під дією тривалих, чи пануючих вітрів (наприклад, пасатні).

Ф. Нансен під час дрейфу на “Фрамі” в 1893-1896 рр. вперше звернув увагу на відхилення дрейфу льоду і течій вправо від напрямку вітру і з глибиною та пояснив це відхиляючою силою обертання Землі. Згодом він передав матеріали своїх спостережень геофізику Екману, який в 1905 р. розробив теорію вітрових течій. Пізніше вона була розвинута В.Б. Штокманом, М.М. Зубовим та іншими вченими.

Для спрощення задачі Екман розглядав лише механізм дрейфової течії, не ускладненої іншими видами течій. Для цього він зробив ряд припущень: виключив тертя води об дно і береги, вітер вважав постійним в часі і просторі, морську воду – однорідною за густиною, поверхню моря вважав горизонтальною площиною та ін.

Основні висновки теорії Екмана наступні:

1) Поверхнева течія відхиляється від напрямку вітру в північній півкулі вправо, а в південній – вліво на 45° (рис. 8.1). Це відхилення не залежить ні від швидкості вітру і течії, ні від географічної широти місця.

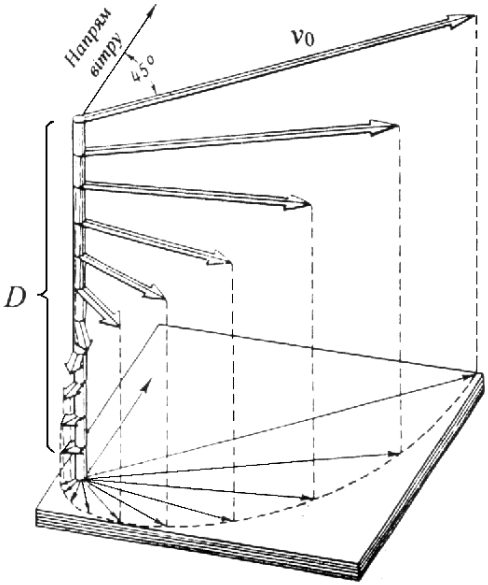

Рис. 8.1. Розподіл дрейфової течії за глибиною в північній півкулі

2) Швидкість поверхневої течії v_0 визначається із співвідношення:

$$v_0 = \frac{T}{\sqrt{2\mu\rho\omega\sin\varphi}}, \tag{8.3}$$

де μ – коефіцієнт турбулентного тертя між пластами води, ρ – густина води, T – тангенціальний тиск вітру.

3) З глибиною течія змінюється як за величиною, так і за напрямком. Швидкість течії зменшується за експоненціальним законом, а напрямок її відхиляється все більше вправо (в північній півкулі), або вліво (в південній) від напрямку вітру до тих пір, поки на певній глибині, яка називається *глибиною тертя* (D), течія буде спрямована в протилежний до поверхневої течії бік (рис.8.1).

4) Повний (інтегральний) потік води по всій товщі моря, яка охоплена дрейфовою течією, спрямований перпендикулярно до дії вітру (вправо в північній півкулі і вліво в південній). Це основний висновок теорії Екмана в її найбільш загальному вигляді.

Екман також розглянув вплив глибини моря на течії. Якщо глибина моря менша глибини тертя, то напрямок течії з глибиною змінюється повільніше, ніж у глибокому морі. При глибині моря, яка становить 0.1 D, на всіх горизонтах напрямок течії практично збігається з напрямком вітру, а швидкість зменшується за лінійним законом.

Великий внесок у розвиток теорії вітрових течій зробив В.Б. Штокман. Він показав, що під дією вітру в замкнутому морі виникає циркуляція не лише у вертикальній площині, як вважали раніше, а і в горизонтальній, причому можливі течії проти вітру (рис.8.2). В.Б. Штокман вважав, що коли швидкість вітру зменшується справа наліво, якщо дивитися за вітром (циклонічне завихрення), циркуляція води в горизонтальній площині морського басейну буде направлена проти годинникової стрілки, а при антициклонічному завихренні циркуляція відбувається за годинниковою стрілкою. Врахування поперечної нерівномірності швидкості пасатів дозволили пояснити походження екваторіальних протитечій Світового океану.

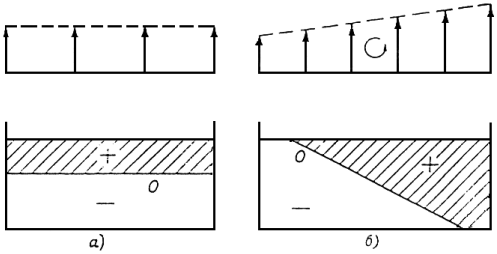

Рис. 8.2. Поперечні перерізи горизонтальної циркуляції при рівномірному (а) і нерівномірному (б) вітрі. Зверху – вектори швидкості вітру, знизу – напрям течії (плюс – за вітром, мінус – проти вітру).

Широкого використання для розрахунку вітрових течій набув розроблений В.Б.Штокманом *метод повних потоків*. Під повним потоком він розумів інтегральне перенесення води від поверхні моря до глибини, нижче якої течія відсутня. На основі методу повних потоків були розроблені математичні моделі течій, які успішно застосовувалися не лише для морів, а і для внутрішніх водойм (В.М.Тімченко, 1990).

Згінно-нагінні течії. Явища згону та нагону води, які виникають під впливом вітру і обумовленої ним дрейфової течії, призводять до формування градієнтних згінно-нагінних течій. Ці течії збуджуються по всій товщі моря. В придонному шарі води необхідно враховувати тертя об дно. Сила тертя направлена в бік, протилежний напрямку течії, і пропорційна коефіцієнту тертя μ, який зростає по мірі наближення до дна. Товщина шару, в якому відчувається тертя об дно, в середніх широтах пересічно становить 100 м.

Можливі два випадки формування згінно-нагінних течій. Перший, більш простий випадок, коли вітер створив похил рівня води і припинився. При цьому у верхніх пластах води (до верхньої межі шару тертя) виникає градієнтна течія, направлена в правий бік (в північній півкулі), перпендикулярно до найбільшого похилу рівня. В придонному шарі течія з глибиною поступово розвертається вліво до положення, що співпадає з напрямком найбільшого похилу.

В другому випадку, якщо вітер і згінно-нагінні явища діють одночасно: у верхньому шарі, товщина якого дорівнює глибині шару поверхневого тертя (D на рис.8.1), утворюється сумарна течія, що

складається з дрейфової і градієнтної течій; в проміжному шарі – градієнтна течія, направлена паралельно берегу; в придонному – така ж течія, як і в попередньому випадку.

В мілководному морі з глибиною, меншою товщини придонного шару тертя, напрямок згінно-нагінної течії наближається до напрямку найбільшого похилу водної поверхні (перпендикулярно берегу).

8.3. Стокові, бароградієнтні, припливно-відпливні та глибинні течії

Стокові течії. В океанологічній літературі під стоковими течіями розуміють течії, які прагнуть вирівняти порушення рівня води, викликані накопиченням води в окремих частинах океану. Таке накопичення відбувається переважно під впливом вітру та притоку річкових вод. Певну роль відіграє випадання атмосферних опадів і танення льодовиків. Типовим прикладом стокових течій є Флоридська течія. В Мексиканську затоку пасатами Атлантичного океану наганяється багато води. Прагнення до вирівнювання рівня зумовлює Флоридську течію, яка витікає з Мексиканської затоки і дає початок Гольфстріму.

Бароградієнтні течії виникають внаслідок відмінностей атмосферного тиску в різних частинах океану. Збільшення тиску атмосфери на 1 мб викликає зниження рівня приблизно на 1 см. Тому підвищення тиску атмосфери над даним районом порівняно з сусіднім викликає переміщення водних мас в даний район.

Як приклад можна розглянути виникнення циркуляції водних мас під впливом циклону. При проходженні циклону над морем спочатку утворюється рух часток від його центру, де рівень вищий, до периферії, оскільки атмосферний тиск у центрі циклона менший, ніж на периферії. Під впливом сили Коріоліса частки, які рухаються від центра циклону, будуть відхилятися вправо і в морі виникає антициклональна циркуляція. Вітрові течії ослаблюють цю циркуляцію, оскільки мають зворотний напрямок.

Припливно-відпливні течії – періодичні горизонтальні переміщення води, обумовлені дією припливів і відпливів.

Швидкість припливно-відпливних течій залежить від величини і тривалості припливу (див. розділ 9). Для півдобових припливів максимум швидкості течії наступає в сизигію, мінімум – у квадратуру.

Різниця між цими швидкостями досить значна (в окремих випадках – в 2,5 рази). Під час добових припливів швидкість припливно-відпливних течій збільшується при збільшенні схилення Місяця. У звужених місцях океану швидкість припливно-відпливних течій може суттєво зростати.

Напрям припливно-відпливних течій у відкритому морі, як правило, має обертовий характер: разом зі зміною швидкості течій безперервно змінюється їх напрям, причому рух води ніколи не припиняється. Період обертання становить 12 год. 25 хв. для півдобового припливу і 24 год. 50 хв. – для добового.

Обертання припливних течій пов'язане з відхиляючою силою обертання Землі. Поворот векторів у північній півкулі відбувається за годинниковою стрілкою. Інколи трапляються випадки повороту векторів проти годинникової стрілки, але це є наслідком інтерференції двох або більше припливних хвиль.

У вузьких протоках припливно-відпливні течії мають реверсивний характер: припливна течія направлена весь час в один бік, а відпливна – в зворотній. При зміні припливної течії на відпливну, і навпаки, швидкість течії рівна нулю, тобто течії в цей час немає.

Припливні-відпливні течії спостерігаються по всій товщі вод Світового океану. У відкритому океані в поверхневому пласті води максимальні швидкості припливних течій можуть досягати 0.5 м/с. До дна вони дещо зменшуються.

Глибинні течії. Встановлено, що у деяких районах океану на глибинах 1000 м швидкості неперіодичних течій досягають 30 см/с, а припливних – до 50 см/с. На глибинах понад 1000 м швидкості течій становлять близько 5-15 см/с. Такі потужні океанічні течії, як Гольфстрім і Куросіо, зберігають напрям і значні швидкості до глибини 750-1500 м.

В кінці 50-х років XX-го століття підтвердилася гіпотеза Стоммела, згідно якої під великими океанічними течіями повинні спостерігатися протитечії, що направлені в бік, протилежний поверхневій течії. Такі протитечії були дійсно виявлені спочатку під Гольфстрімом, а потім під Куросіо.

В 60-х роках XX-го століття була виявлена система екваторіальних глибинних протитечій. Спочатку експедиція США під керівництвом Кромвела виявила в Тихому океані під Південною Пасатною

течією протитечію на схід завтовшки 300 м і завширшки 300 км. Швидкість цієї протитечії, яку назвали іменем Кромвела, складала до 1,5 м/с. Аналогічну протитечію виявили з борту судна “Михайло Ломоносов” в Атлантичному океані і назвали на честь Ломоносова. Вона пересікає океан із заходу на схід і має швидкість до 0,8 м/с. Пізніше на екваторі в Індійському океані з борту судна “Витязь” було виявлено глибинну протитечію, яку назвали ім’ям Тарєєва. Також були відкриті Антило-Гвіанська (від Багамських островів до екватора) і Ангольська (продовження течії Ломоносова на південь) глибинні протитечії.

Значно складніше проводити натурні дослідження *придонних* течій. Але наявність крупнозернистого матеріалу на дні глибоководних районів Світового океану є опосередкованим доказом наявності там значних течій, найпевніше, припливного характеру. Цей факт підтвердився також при глибоководних дослідженнях з батискафів.

Загальне перенесення води у придонних пластах океанів відбувається, як правило, з півдня на північ – з Антарктичної області аж до самих північних меж океанів.

Складнішою є картина циркуляції в проміжних пластах: у Північній Атлантиці, наприклад, на глибинах 1500-2000 м спостерігається циклонічний рух води. У західній частині Атлантики проміжні води рухаються з півночі на південь, потім вони повертають на схід, північний схід і північний захід, утворюючи замкнутий кругообіг. У Тихому океані в тропічній зоні на глибинах 100-300 м спостерігається рух вод переважно на схід, який, скоріше за все, компенсує нагін вод до західних берегів океану, викликаний дією пасатних вітрів.

8.4. Вплив на течії рельєфу дна і обрисів берегів

Теоретичні розробки Екмана з питання впливу рельєфу дна на течії дозволили зробити наступні висновки. В північній півкулі над підводними підвищеннями дна лінії потоку відхиляються вправо, а над заглибленнями – вліво. При русі вздовж ізобат, рельєф дна не має впливу на течію. Якщо течія в північній півкулі проходить над заглибленням конічної форми, то, згідно сказаному вище, течія спочатку відхиляється вліво від початкового напряму (над дном, яке опускається), а потім вправо, коли глибина почне зменшуватися.

На рис.8.3 показані результати одного з дослідів О.Крюммеля. За допомогою вставлених в прямокутний басейн двох вигнутих перегородок виникла подоба тропічної частини Атлантичного океану. Товсті стрілки показують напрям повітряних струменів, які представляють північно-східний та південно-східний пасати. В досліді ці повітряні струмені рухалися рівномірно над поверхнею води, де попередньо були розподілені спеціальні поплавки однакової з водою питомої ваги. Тонкі стрілки показують напрямок руху поплавків. На рисунку видно, як потік, створений південно-східним пасатом, зустрівши на своєму шляху мис, який можна ототожнити з мисом Сан-Рок, розділяється на дві частини. Одна з них утворює замкнутий коловорот. Інша бере участь у створенні потоку, спрямованого на схід. Цей потік можна ототожнити з екваторіальною протитечією. Дослід О.Крюммеля наочно показує значення берегів в утворенні системи течій в океані.

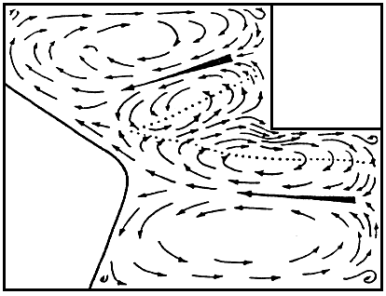

Рис. 8.3. Вплив берегів на течії

Обмін вод у протоках. Як уже зазначалось (див. розд.1) засновником вчення про протоки є С.О.Макаров. Згідно його досліджень рух поверхневих вод у протоках північної півкулі підлягає таким правилам:

1) навколо великих островів і архіпелагів течії направлені за годинниковою стрілкою;

2) в широких (обмінних у горизонтальній площині) протоках течія біля одного берега протилежна напрямку течії біля іншого берега, причому якщо стати поперек протоки і витягнути праву руку вперед, а ліву назад, то напрямки витягнутих рук укажуть напрямок течій біля відповідних берегів.

Отже, поблизу північних берегів протоки, орієнтованої із заходу на схід, течія звичайно спрямована на захід, поблизу південних берегів – на схід. Якщо ж протока орієнтована з півночі на південь, то поблизу західного берега протоки течія буде спрямована на південь, а поблизу східного – на північ.

8.5. Загальна циркуляція вод Світового океану

Спостереження за течіями води у Світовому океані проводяться за допомогою навігаційних методів, тобто вимірюваннями знесення морських суден з визначених курсів. В приполярних районах з цією метою використовують спостереження за переміщенням крижин та айсбергів. Але напрямок і швидкість течій у поверхневому шарі води змінюються за сезонами. Глибинні течії взагалі можна вивчати тільки інструментальними методами. Внаслідок цих складнощів опубліковані карти течій води у Світовому океані є дуже схематичними, узагальненими для середнього (протягом сезону) руху поверхневих вод.

На рис.8.4. наведена схема основних поверхневих течій Світового океану, а в табл.8.1 – їх назви (нумерація течій на рис.8.4 відповідає нумерації в табл.8.1). Навіть побіжний погляд на схему та її порівняння з картами вітрів (циркуляції атмосфери), наведеними в географічних атласах, дозволяє зробити низку принципових висновків. Перш за все спостерігається чітка симетрія основних течій відносно лінії екватора, що обумовлено зональністю кліматичних умов. Зупинимось для прикладу на течіях в північній частині Тихого океану.

У північній півкулі між екватором і північним тропіком дмуть пасатні вітри, що обумовлюють Північну Пасатну течію, спрямовану на захід. Поблизу екватора в протилежному напрямку рухається Екваторіальна протитечія. В районі 40-х широт, де переважає західне перенесення повітряних мас, утворюються течії, спрямовані на схід: Куросіо та Північно-Тихоокеанська. Остання, зустрівши на своєму шляху північну Америку розділяється на дві гілки: направлену на південний схід Каліфорнійську течію і направлену північний захід Аляскинську. На 50-60-х широтах знову переважає західний напрям руху води вздовж берегів материків, який закінчується течією Оясіо.

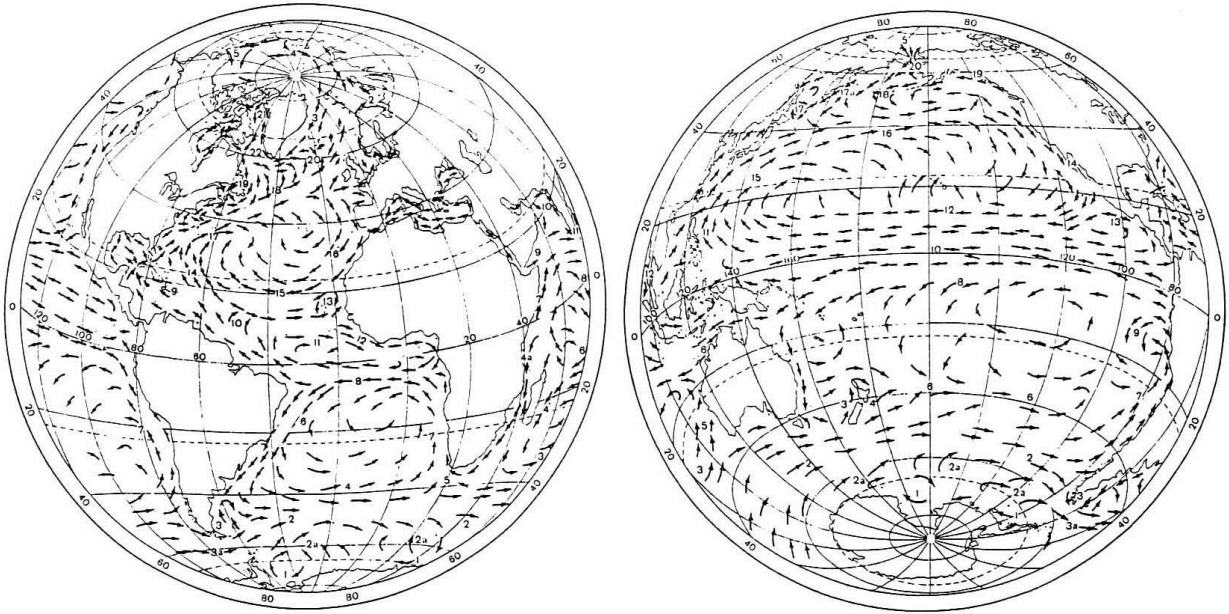

Рис. .8.4. Схема поверхневих течій Світового океану для літа північної півкулі

Таблиця 8.1. **Основні поверхневі течії Світового океану (за В.Н. Степановим)**

№ на рис.8.4	Назва течії	№ на рис.8.4	Назва течії
Усі океани		7	Сомалійська
1	Прибережна антарктична	8	Екваторіальна протитечія
2	Антарктична кругова (циркумполярна)	9	Західно-Аравійська
2а	Південна гілка антарктичної кругової	10	Східно-Аравійська
Атлантичний океан		11	Західно-Бенгальська
3	Фолклендська	12	Східно-Бенгальська
3а	Течія Мису Горн	**Тихий океан**	
4	Південно-Атлантична	3	Західно-Новозеландська
5	Голкового Мису	4	Східно-Новозеландська
6	Бразильська	5	Східно-Австралійська
7	Бенгальська	6	Південно-Тихоокеанська
8	Південна Пасатна	7	Перуанська
9	Карибська	8	Південна Пасатна
10	Гвіанська	9	Перу-Чилійська
11	Екваторіальна протитечія	10	Екваторіальна протитечія
12	Гвінейська	11	Мінданао
13	Зеленого Мису	12	Північна Пасатна
14	Антільська	13	Мексиканська
15	Північна пасатна	14	Каліфорнійська
16	Канарська	15	Куросіо
17	Гольфстрім	16	Північно-Тихоокеанська
17а	Флоридська	17	Оясіо
18	Північно-Атлантична	17а	Камчатська
19	Лабрадорська	18	Алеутська
20	Ірмінгера	19	Аляскинська
21	Баффінова	20	Східно-Берінговоморська
22	Західно-Гренландська	**Північний Льодовитий океан**	
Індійський океан		1	Норвезька
3	Південно-Індоокеанська	2	Нордкапська
4	Мадагаскарська	3	Східно-Гренландська
5	Західно-Австралійська	4	Західна Арктична
6	Південна Пасатна	5	Тихоокеанська

Отже, в у північній частині Тихого океану між екватором і 40-ми широтами виникає замкнута система циркуляцій води за годинниковою стрілкою – так званий генеральний кругообіг води в океані. Північніше 40-х широт кругообіг течій спрямований проти годинникової стрілки. Подібна картина спостерігається і в Атлантичному океані.

Впадає в очі, що центр генерального кругообігу в Тихому (як і в Атлантичному) океані зміщений на захід (див. рис.8.4). Таке зміщення центрів циркуляції води викликане дією сили Коріоліса. Воно обумовлює інтенсифікацію північно-західних течій: Куросіо – в Тихому океані, Гольфстріму – в Атлантичному. Натомість в центральних і східних частинах океанів течії води на південь розсіяні, мають незначні швидкості і мінливий напрямок.

Цікаво, що центри циркуляції атмосфери (наприклад, тропічні стаціонарні антициклони) зміщені не до західних, а до східних берегів океанів. Тому при порівнянні карт вітрів і течій видно, що в центральних і, частково, в західних частинах океанів течії спрямовані проти пануючих вітрів.

Принциповою відмінністю циркуляції води в південній півкулі є те, що внаслідок відсутності материків південніше 40-х широт, тут під впливом західних вітрів формується суцільна (через усі океани) Антарктична кругова циркумполярна течія, котра спрямована на схід.

Місцеві особливості напрямків, швидкостей, температури і потужності течій формуються під впливом баричних центрів (максимумів та мінімумів тиску атмосфери), дна і берегів океану, сезонних змін температур атмосфери і води тощо.

Режим течій Світового океану має велике практичне значення для навігації. Так, при визначенні курсу судна встановлюють, чи буде течія зустрічною і, відповідно, затримуватиме рух судна вперед, чи сприятливою попутною, чи буде зносити судно в бік від курсу.

Для інформації про припливні течії в прибережних районах складаються таблиці припливно-відпливних течій, а для відкритого океану – карти неперіодичних течій, які інформують про їх середні багаторічні характеристики.

Знання динаміки течій, тобто їх мінливості у просторі і часі, необхідні для правильної організації риболовецького промислу. Відо-

мо, що багато видів риб концентруються у фронтальних зонах океану, де знаходять собі значну кількість поживи. Зони розходження течій (дивергенції) характеризуються підйомом глибинних вод до поверхні і винесенням поживних солей. Знання умов утворення зон дивергенцій та їх зміщення в просторі допомагає рибалкам вибирати найбільш перспективні райони промислу.

9. ПРИПЛИВИ

9.1. Основні поняття і терміни

Припливно-відпливні явища в Світовому океані – це періодичні коливання рівня води і течії, які виникають під дією притягання Місяця і Сонця. Фази підйому і спаду рівня називають відповідно *припливом* і *відпливом*. Найвищий рівень, який спостерігається під час припливу – це *повна вода* (ПВ на рис.9.1), найнижчий рівень в період відпливу – *мала вода* (МВ). Протягом доби можуть спостерігатися дві повних і дві малих води. Тоді серед них розрізняють *високу* і *низьку* повну і малу води (ВПВ, НПВ, ВМВ, НМВ).

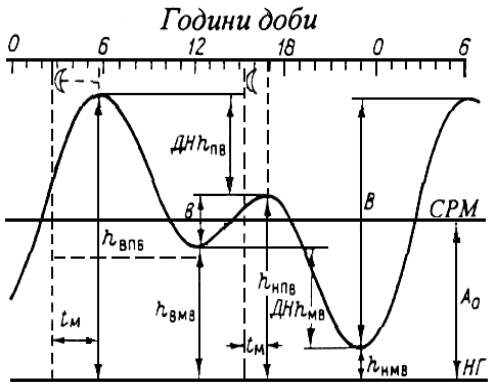

Рис. 9.1. Елементи припливу: *СРМ* – середній рівень моря; *НГ* – нуль глибин; A_0 – висота середнього рівня над нулем глибин; $h_{ВПВ}$ і $h_{НПВ}$ – висоти високої і низької повних вод; $h_{ВМВ}$ і $h_{НМВ}$ – висоти високої і низької малих вод; $ДНh_{ПВ}$ і $ДНh_{МВ}$ – добові нерівності висоти повних і малих вод; *B* і *b* – велика і мала величини припливу; $t_м$ – місячний проміжок

Висотою припливу називають перевищення припливного рівня в даний момент часу над *нулем глибин* (*НГ*). Під останнім розуміють умовну горизонтальну поверхню, розташовану нижче найнижчого припливного рівня. Характерні положення рівня мають відповідні висоти ($h_{ВПВ}$, $h_{НПВ}$, $h_{ВМВ}$, $h_{НМВ}$ та ін.).

Під в*еличиною припливу* розуміють різницю рівнів сусідніх повної і малої вод. Вона може бути *великою* ($B = h_{ВПВ} - h_{НМВ}$) або *малою* ($b = h_{НПВ} - h_{ВМВ}$). *Амплітуда припливу* – це половина його величини, яка визначається як висота повної води над середнім припливним рівнем (*СПР*).

Проміжки часу між моментами повної і наступної малої вод та, навпаки, між моментами малої і наступної повної вод називаються відповідно *тривалістю падіння і тривалістю зростання рівня.* Проміжок часу між сусідніми повними чи малими водами називається *періодом припливу.* Залежно від періоду розрізняють припливи: *півдобові, добові* та *змішані.*

Період півдобових припливів пересічно становить 12 год. 25 хв. При цьому типі припливів протягом *місячної доби* (проміжок між двома сусідніми кульмінаціями Місяця), яка становить 24 год. 50 хв., регулярно спостерігаються дві повні і дві малі води. Тривалості зростання і падіння рівня при півдобових припливах однакові, а висоти послідовних повних і малих вод майже рівні і закономірно змінюються протягом місяця.

При добових приливах протягом місячної доби спостерігаються одна повна і одна мала вода. Часто буває також, що протягом місяця явище змінює свою періодичність, наближаючись то до півдобового, то до добового типу. Такі припливи називаються *змішаними.* Змішані припливи розділяються на *неправильні півдобові* та *неправильні добові* залежно від того, до якого типу припливу (півдобового чи добового) вони більш близькі.

Припливно-відпливні коливання рівня обумовлені спільним впливом притягання Місяця і Сонця. Місячна припливотворна сила визначає основні риси припливних явищ на Землі. Вершина припливної хвилі слідує за Місяцем, який здійснює добовий рух навколо Землі. Повна вода наступає після проходження Місяця через меридіан даного місця (цей момент називається *кульмінацією Місяця*). Проміжок часу між кульмінацією Місяця і моментом настання найближчої повної води називається *місячним проміжком* ($t_м$ на рис. 9.1), а його середня величина – *середньою прикладною годиною.*

Якщо Місяць і Сонце кульмінують одночасно (знаходяться на одній лінії із Землею – *сизигія*), величини припливів бувають найбільшими. Якщо ж Місяць і Сонце кульмінують через 6 год. 12 хв.

(утворюють і Землею прямий кут – *квадратура*), величини припливів стають найменшими. В першому випадку припливи називають *сизигійними,* в другому – *квадратурними.*

9.2. Статична теорія припливів

Припливотворні сили. Люди здавна звернули увагу на відповідність припливів фазам і схиленням Місяця. Але тільки І.Ньютон на основі відкритого ним закону всесвітнього тяжіння розкрив механізм припливних явищ, які виникають внаслідок взаємного притягання будь-яких двох небесних тіл. Масштаб припливних явищ залежить, за І.Ньютоном, від розміру небесних тіл і відстані між ними. З цієї причини припливи, викликані Місяцем, найбільші.

Як відомо, Земля і Місяць утворюють систему небесних тіл, що обертаються навколо спільного центру мас. Вони виконують повний оберт навколо цього центру за 27,3 доби (*місячний місяць*). Окрім цього, Земля щодоби здійснює повний оберт навколо своєї осі. Внаслідок взаємного притягання і відцентрових сил в системі Земля – Місяць на кожну частку води Світового океану діють сили притягання Землі і Місяця і відцентрові сили добового обертання Землі і спільного обертання системи Земля – Місяць.

Сили притягання і обертання Землі в кожній точці океану постійні в часі, їх рівнодійна є силою тяжіння. Тому вони не утворюють припливів.

Сила притягання Місяця і відцентрова від спільного обертання системи Земля – Місяць змінюються в даній точці Землі залежно від місцезнаходження Місяця. Рівнодійна цих сил і є припливотворною силою.

Розглянемо систему Земля – Місяць (рис. 9.2). За законом збереження моменту мас:

$$M_з r_з = M_м r_м, \tag{9.1}$$

де $M_з$ і $M_м$ – маси Землі і Місяця; $r_з$ і $r_м$ – відстані від центрів Землі і Місяця до спільного центру обертання системи Земля – Місяць.

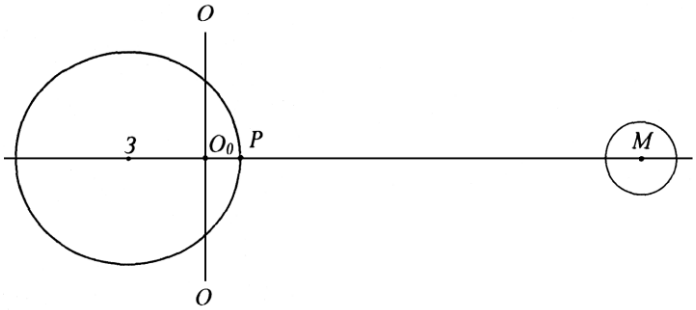

Рис. 9.2. Схема системи Земля – Місяць. *З* і *М* – центри Землі і Місяця; *ОО* – вісь обертання системи; O_0 – центр обертання системи; $ЗO_0$ ($r_з$) і MO_0 ($r_м$) – відстані від центру Землі і Місяця до центру обертання системи; *ЗР* ($R_з$) – радіус Землі

Оскільки маса Землі приблизно в 81,5 рази більша маси Місяця, то згідно рівняння (9.1): $r_м$=81,5 $r_з$. Відстань від Землі до Місяця ($r_з$+$r_м$) в середньому становить 381500 км. Якщо виразити цю величину у земних радіусах ($R_з$=6367 км): $r_з$+$r_м$=60,3$R_з$, шляхом нескладних математичних операцій отримуємо: $r_з$=0,73$R_з$.

Отже, відстань від центру Землі до центру обертання системи Земля – Місяць менша радіуса Землі. За таких умов всі точки на поверхні Землі описують кола однакового радіусу. Це означає, що відцентрові сили від спільного обертання системи у всіх точках Землі однакові за величиною і спрямовані від Місяця.

Сила притягання Місяця в кожній точці Землі різна, бо різні відстані від кожної точки до центру Місяця.

Розглянемо схему одночасної дії сил притягання Місяця, відцентрової сили від обертання Землі і Місяця та їх рівнодійної – припливотворної сили (рис.9.3). Для цього проведемо довільну площину через лінію, що з’єднує центри Землі і Місяця, оскільки для будь-якого перерізу такого типу схема дії припливотворних сил повинна бути однакова.

Як видно з рис.9.3, в найближчій до Місяця точці сила притягання більша відцентрової і припливотворна сила направлена до Місяця. В найдальшій точці переважає відцентрова сила і припливотвор-

на сила направлена від Місяця. Таким чином можна побудувати схему припливотворних сил Місяця в різних точках Землі.

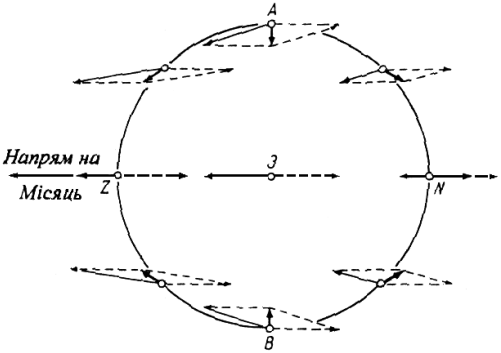

Рис.9.3. Припливотворні сили Місяця. Тонкі стрілки – сила притягання; тонкі пунктирні стрілки – відцентрова сила; товсті стрілки – рівнодійна сила

Схема припливних коливань рівня. Якщо припустити, що вся поверхня Землі рівномірно покрита водою з однаковими глибинами і припливотворна сила Місяця та сам Місяць знаходяться в площині екватора Землі, то можна розглянути спрощену схему припливних коливань рівня води (рис.9.4).

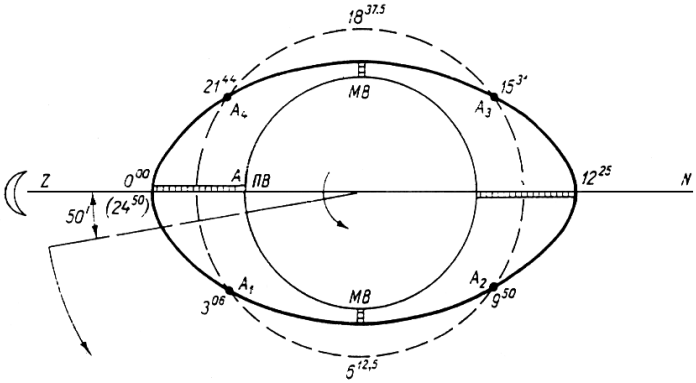

Рис. 9.4. Схема припливних коливань рівня

Припливотворні сили будуть притискувати поверхню океану біля полюсів до центру Землі і розтягувати її в протилежні боки на екваторі у відповідності з їх напрямками, як це показано на рис.9.3. В підсумку замість земної кулі утворюється еліпсоїд обертання – припливний еліпсоїд (рис.9.4). Якщо не враховувати інерцію води, її в'язкість та тертя об дно, то еліпсоїд обертання зберігає положення статичної рівноваги. Теорія Ньютона, побудована на вказаних засадах, отримала назву *статичної теорії припливів*.

За добу Місяць проходить по своїй орбіті певний відрізок шляху. Тому його кульмінація в одній і тій же точці поверхні Землі відбувається не через 24 год., а через 24 год. 50 хв. (місячна доба). Разом з місяцем на відповідний кут повертається і припливний еліпсоїд. Повний оберт навколо своєї осі припливний еліпсоїд виконує протягом місячного місяця.

В одній і тій же точці (*A*) рівень води буде найвищим (повна вода) двічі на добу: коли місяць над цією точкою буде в зеніті і через 12 год. 25 хв. Мала вода в цій же точці буде спостерігатися через 6 год. 12,5 хв. після першої повної води. Через 18 год. 37,5 хв. наступить друга мала вода (див.рис.9.4).

Очевидно, що при нульовому схиленні Місяця на Землі скрізь будуть спостерігатися півдобові припливи за винятком Північного і Південного полюсів, де припливів взагалі не буде. Те ж саме можна довести і для системи Земля – Сонце.

Нерівності припливів. Взаємне розташування Землі, Місяця і Сонця постійно змінюється, внаслідок чого виникають відмінності у висотах припливів і часі появи повної та малої води, які називають *нерівностями припливів*.

Найбільш суттєво на нерівність припливів впливає нахил площини місячної орбіти до площини земного екватора, максимальна величина якого становить $28{,}5^{o}$ (рис.9.5). Внаслідок цього правильний півдобовий приплив постійно спостерігається тільки в районі екватора. Північніше екватора (паралель *AC* на рис.9.5) повна вода в точці А буде вища, ніж друга повна вода в точці С, тобто виникає *добова нерівність* у висотах повних вод, яка збільшується з широтою. Малі води на цій паралелі будуть спостерігатися пізніше, ніж через 6 год.12,5 хв., тобто виникає добова нерівність в часі приходу малої води. На паралелі *DE* протягом доби спостерігається лише одна пов-

на вода (в точці *D*) і одна мала вода в точці *E*, тобто приплив стає добовим.

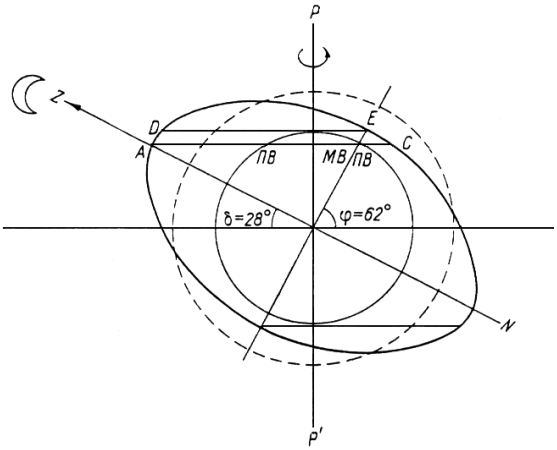

Рис. 9.5. Еліпсоїд припливу при максимальному схиленні Місяця

Схилення Місяця змінюється від максимального північного до максимального південного протягом місячного місяця. При цьому величина добової нерівності двічі проходить повний цикл змін. Тому період змін добової нерівності складає приблизно 14 діб.

Внаслідок нахилу орбіти обертання Землі навколо Сонця (екліптики) до площини екватора Землі виникають добові нерівності сонячних припливів, період змін яких складає півроку.

Півмісячні (фазові) нерівності викликані змінами фаз Місяця: від повного і нового (сизигія) до першої і третьої чвертей місяця (квадратура).

Орбіта Місяця має еліптичну форму, тому відстань між Землею і Місяцем змінюється від 406700 км до 356400 км. Це обумовлює виникнення *паралактичних нерівностей припливів*.

Існують також нерівності більш довгих періодів, викликані тривалими астрономічними явищами.

Обмеження статичної теорії припливів. Припущення, на яких побудована статична теорія припливів І.Ньютона, обумовлюють ряд суттєвих розходжень між цією теорією і реальними припливними явищами:

1. Максимальна теоретична величина припливу повинна складати 0,8 м, але насправді такі припливи спостерігаються тільки в центральних частинах океанів. Біля берегів материків величина припливу може бути в кілька разів більшою.

2. Згідно теорії, у високих широтах повинні панувати добові припливи, однак у Північному Льодовитому океані переважають півдобові припливи.

3. Повна вода запізнюється відносно кульмінації місяця (прикладна година).

4. Максимальна повна вода спостерігається не в сизигії, а через кілька днів після неї (*вік припливу*).

Існування припливних явищ, які не змогла пояснити статична теорія, обумовило загальний розвиток теорії припливів.

9.3. Динамічна теорія та гармонічний аналіз припливів

Динамічна теорія припливів була розроблена П. Лапласом у 70-х роках XVIII століття і стала наслідком його спроб пояснити відхилення висновків статичної теорії від реальної картини припливів на земній кулі. Лаплас вважав, що припливотворні сили мають періодичний характер і збуджують та постійно підтримують в океані періодичні коливальні рухи хвилеподібного характеру.

В основу теорії Лапласа покладені виведені ним рівняння руху припливів. Вирішення цих рівнянь подане з рядом припущень, з яких головними є наступні: Земля рівномірно покрита океаном; вода вважається однорідною і такою, що не стискується; внутрішнє тертя води і тертя об дно до уваги не беруться.

Лапласу не вдалося отримати теоретичним шляхом формулу для розрахунку величини приливів. Причиною стали перераховані вище обмеження, тому вчений запропонував увести в його формулу поправочні коефіцієнти (постійні для даного місця), які виводяться з серії спостережень над коливаннями рівня. Такий підхід став першим кроком в області створення прикладного методу розрахунку припливів. Запропонований Лапласом принцип вирішення задачі покладено в основу методу гармонічного аналізу. Його теорія пояснила деякі особливості явища припливів, зокрема походження півмісячних нерівностей. Особливо важливим є його висновок про вирі-

шальне значення впливу рельєфу дна на припливи, який став поштовхом для наступних досліджень.

Доповненням до математичного трактування явища припливу є *каналова теорія Ері* (1842). Він вирішував рівняння Лапласа стосовно поширення припливних хвиль у вузьких каналах змінної глибини, які орієнтовані вздовж меридіанів або вздовж паралелей. Виявилося, що в каналах, орієнтованих вздовж паралелей, утворюються поступальні довгі хвилі, а в меридіональних каналах – хвилі стоячого типу. Ері показав, що тертя об дно може викликати запізнення в настанні повних вод відносно моменту кульмінації Місяця; задовільно пояснив деякі особливості припливів біля берегів: явище бора (поширення припливу в гирлах великих річок), зміну припливних течій.

Отже, згідно динамічної теорії, явище припливу розглядається як вид хвильового руху. Припливи поширюються у вигляді вільних та вимушених хвиль. Відмінності швидкостей поширення вільних і вимушених хвиль викликають їх інтерференцію, а відбивання припливних хвиль від материків призводить до утворення стоячих хвиль. Такі висновки дозволяють пояснити різноманітність припливних явищ у Світовому океані.

Теорія гармонічного аналізу була запропонована для розрахунку припливів в 1867 р. Д. Кельвіном (Томсоном). В її основу покладені два принципи:

1. Складне коливання рівня в даному місці можна подати як результат складання ряду простих гармонічних синусоїдальних хвиль. Те ж стосується потенціалу припливотворної сили (принцип суперпозиції).
2. Ув’язка формулами кожної гармонічної складової рівня води (або течій) з відповідною їй за періодом гармонічною складовою потенціалу припливотворної сили (принцип періодичності).

Розкладання припливів у ряд гармонічних коливань роблять з урахуванням змін схилень Місяця і Сонця, їх годинних кутів і відстаней між ними та Землею. Кожний з цих факторів можна розглядати як самостійну припливотворну силу.

Таким чином, фактична крива припливних коливань рівня може бути подана у вигляді суми правильних синусоїдальних кривих, ко-

жна з яких має вигляд простого гармонічного коливання, яке можна виразити формулою:

$$h_i = A_i \cos (q_i t + \zeta_i), \qquad (9.2)$$

де A_i – амплітуда хвилі; q_i – кутова швидкість хвилі (постійна для кожної хвилі і не залежить від місцевих фізико-географічних умов); t – час; ζ_i – початкова фаза хвилі в момент $t = 0$.

Кількість складових хвиль, необхідна при гармонічному аналізі припливів, залежить від бажаного ступеня точності розрахунку висоти припливу. При великій точності використовується до 60 складових хвиль. Для розрахунку всіх цих складових методом гармонічного аналізу необхідно мати погодинні спостереження за висотою рівня протягом року. На основі 30-добових циклів спостережень за коливаннями рівня розраховуються 11 основних хвиль.

В 1936 р. англійськими вченими Додсоном і Варбургом був запропонований спрощений (*штурманський*) метод гармонічного аналізу, призначений для використання в штурманській практиці. Він дозволяє розрахувати за спостереженнями протягом 1-2 діб чотири основних хвилі: головну місячну півдобову (M_2) – найбільшу в півдобових припливах; головну сонячну півдобову (S_2); місячно-сонячну деклинайційну добову (K_1); головну місячну добову (O_1). Штурманським методом можна розрахувати час і висоту повних і малих вод, а також висоту припливу на окремі години доби. Він зручний для дослідження припливних течій, оскільки тривалі спостереження за течіями в морі досить дорогі і трудомісткі.

На основі розрахунків складають спеціальні “Таблиці припливів”, які дають можливість розрахувати час заходу в порт залежно від висоти припливу. Ці таблиці постійно оновлюються. Окрім них, складаються спеціальні навігаційні посібники у формі “Атласу припливів”, які містять серії карт висот припливів на кожну годину місячного циклу. Для орієнтування в загальному характері припливу складаються спеціальні *котидальні карти*, на які нанесені ізолінії, що з’єднують точки з однаковими моментами настання повної або малої води.

9.4. Класифікація припливів, їх поширення у Світовому океані та практичне значення

Класифікація припливів здійснюється за їх основними ознаками: кількістю повних і малих вод у місячну добу, характером нерівності, симетрією в наростанні та спаданні рівня. Ці ознаки можуть бути інтегрально охарактеризовані співвідношенням амплітуд основних півдобових і добових складових припливу, які визначаються за допомогою гармонічного аналізу.

В "Таблиці припливів" за своїм характером припливи розділені на чотири основні типи залежно від величини відношення суми амплітуд двох добових складових хвиль K_1 і O_1 до амплітуди головної півдобової хвилі M_2 (табл.9.1).

Таблиця 9.1. **Класифікація припливів за співвідношенням: $(K_1+O_1)/ M_2$**

Типи припливів			
Півдобові	**Змішані**		**Добові**
	Неправильні півдобові	**Неправильні добові**	
0,0-0,5	0,5-2,0	2,0-4,0	>4.0

Крім наведених у таблиці 9.1 чотирьох основних типів, виділяються кілька другорядних, які являють собою аномальні випадки, що досить рідко спостерігаються або мають обмежене поширення: 1) півдобові сонячні; 2) півдобові паралактичні; 3) півдобові мілководні; 4) подвійні півдобові (чвертьдобові); 5) бор (маскаре , поророка , барр).

Величина припливів. Як уже зазначалось, згідно статичної теорії, максимальна величина припливів у відкритому океані становить біля 80 см. Спостереження на островах в океані підтверджують ці висновки. Так, наприклад, на о. Святої Єлени (Атлантичний океан) величина сизигійного припливу становить 80 см, на о. Маврикій (Індійський океан) – 50 см , на о. Гуам (Тихий океан) – 80 см. На інших океанічних островах величина припливу мало відрізняється від мак-

симальної теоретичної. Лише на о. Мадейра вона досягає 2 м, а на Канарських островах – 2,5 м.

З наближенням до берегів зменшуються глибини і ускладнюється рельєф дна. Це може вносити великі зміни в той характер припливів, який мав місце у відкритому океані. Поблизу висунутих у море мисів і нерозчленованих берегів величина припливу не перевищує 3 м. 5-6-метрові припливи зустрічаються лише в протоках, вершинах заток і гирлах річок. Найбільш значні величини припливів спостерігаються у воронкоподібних затоках, наприклад, у Пенжинській губі Охотського моря – до 13 м або в затоці Фанді (східне узбережжя Північної Америки) – до 18 м.

У Світовому океані найбільш поширені півдобові припливи. В Атлантичному океані правильний півдобовий приплив спостерігається в більшості районів. Лише в Мексиканській затоці та Карибському морі зустрічаються добові та неправильні добові припливи. Вздовж західних берегів Америки в Тихому океані переважають неправильні півдобові припливи. Біля західних берегів Тихого океану (на схід від узбережжя Азії та Австралії) можна зустріти всі типи припливів, причому переважають змішані припливи (неправильні добові та неправильні півдобові). В Індійському океані спостерігаються півдобові та неправильні півдобові припливи, біля західних берегів Австралії – всі типи припливів.

Найбільше різноманіття у величинах і характері припливів спостерігається в морях. В ряді випадків на невеликій відстані в кілька десятків кілометрів півдобові припливи переходять у змішані і навіть у добові. Ще більші зміни відбуваються з величинами припливу. Наприклад, у Білому морі на відстані 20 км величина припливу змінюється від 5 до 80 см, а ще через 30 км припливи досягають 3,5 м. У тому ж Білому морі існує район, де на відстані 50 км величина припливів змінюється від 3 до 8 м.

У відкритому океані енергія припливної хвилі витрачається на внутрішнє тертя, тертя об дно, біля берегів – на руйнування дна і берегів, у морі, покритому льодом – на торосіння, розламування льоду, тертя об нижню поверхню льоду, згинання льодового покриву відповідно до профілю припливної хвилі. Під впливом зазначених факторів зменшується швидкість припливної течії, а відповідно зменшується і величина припливів. Наприклад, в гирлі р. Північна Дві-

на величина припливу влітку приблизно в два рази більша, ніж взимку. Наявність рідкого плавучого льоду не призводить до суттєвого гасіння енергії припливної хвилі.

Практичне значення вивчення припливів. Відомості про режим припливно-відпливних коливань рівня необхідні для забезпечення безпеки плавання біля берегів та в мілководних районах відкритого моря. З цією метою випускаються "Таблиці припливів", які є необхідним посібником для всіх мореплавців.

Припливи супроводжуються припливними течіями, швидкості яких досягають 15-20 км/год. Це зумовлює знесення судна, відхилення від курсу, втрату швидкості. Для найбільш важливих районів Світового океану складаються таблиці припливних течій, в яких указано час зміни напрямку течії, а також величину і час максимальних швидкостей течії.

Важливе значення мають припливні явища в річках. У такі порти, як Лондон, Ліверпуль, Роттердам, Гавр, Гамбург, судна з великою осадкою можуть заходити лише в період припливу. В гирлах річок доводиться рахуватися з можливістю появи бора – крутої припливної хвилі висотою 2-3 м, яка рухається вверх по річці зі швидкістю 10-25 км/год. Малі судна, зненацька застигнуті бором, можуть зазнати аварії, а великі – тимчасово втратити управління.

Людей здавна турбувала думка про використання енергії припливів. 1000 років тому в Англії та Франції були влаштовані примітивні млини, які працювали на енергії припливу. В першій половині XX століття стали споруджуватись маленькі електростанції. Більш великі електростанції не будували через труднощі, пов'язані з нерівномірністю потужності установок на різних стадіях припливу. Пізніше були сконструйовані турбіни двохсторонньої дії (зворотні), які працюють при прямому і зворотному русі води. Почали застосовувати підкачку води насосами в накопичувальні басейни під час сизигійних припливів, коли станція має максимальну (інколи надлишкову) потужність.

Найбільш ефективним є спорудження припливних станцій в районах поширення значних припливів і за умови підключення потужностей станції до загальнодержавної електричної мережі з усім необхідним комплексом регулюючих пристроїв.

Досить потужні припливні електростанції споруджено в Росії, Франції, Англії, США, але їх частка в загальному виробітку електроенергії вказаних країн незначна. Застосування припливів для виробництва електроенергії – це перспектива на майбутнє, оскільки таке виробництво є екологічно чистим і не потребує безповоротного використання природних ресурсів.

10. ЛІД В ОКЕАНАХ І МОРЯХ

10.1. Утворення, розвиток та класифікації морського льоду

Необхідними передумовами для початку утворення морського (як і прісноводного) льоду є: невелике попереднє переохолодження води відносно точки замерзання і наявність так званих *ядер кристалізації,* тобто завислих у воді часток або сніжинок.

При замерзанні морської води велику роль відіграє її солоність. Як уже зазначалося раніше (див. розділи 4-5), для морської води з солоністю більше 24,7$^{o}/_{oo}$ температура найбільшої густини нижча, ніж температура замерзання. Тому до самого моменту замерзання поверхневий шар води завдяки охолодженню робиться все важчим, що викликає інтенсивне перемішування і підйом більш теплих вод на поверхню. Перемішування морської води і низька температура її замерзання, яка при солоності 24,7$^{o}/_{oo}$ становить -1,33^{o}С, а при солоності 35$^{o}/_{oo}$ – -1,9^{o}С, значно сповільнюють утворення морського льоду.

Під час льодоутворення лише невелика частина солей залишається вмерзлою в лід у вигляді дрібних вкраплень сольового розчину. Більша ж їх частина випадає в поверхневий шар морської води. Внаслідок цього відбувається осолонення поверхневого шару і виникає нове перемішування з нижніми шарами, яке дещо сповільнює наростання товщини льоду.

За віком морський лід поділяють на декілька категорій: *початковий, ніласовий, молодий, однорічний* і *старий*.

Спочатку навколо ядер кристалізації утворюються невеликі частки льоду у вигляді дисків, які, зростаючись між собою, перетворюються на продовгуваті голки. Розміри цих кристалів складають від 0,5-2 см (при вітровому хвилюванні) до 10 см (в штильову погоду). Накопичуючись на поверхні моря, льодяні голки змерзаються і

утворюють льодяне *сало*. Воно має вигляд плям сіро-свинцевого кольору, що плавають на поверхні моря.

Сніг, що випадає на охолоджену поверхню моря не тане, а насичується водою, ущільнюється і перетворюється на в'язку кашоподібну масу, яка називається *сніжурою.* Під час вітрового хвилювання сало і сніжура збиваються в смуги чи плями – утворюється *шуга.*

За умови інтенсивного турбулентного перемішування і при певному переохолодженні води кристали льоду утворюються не тільки на поверхні, а й по всій товщі води і навіть на дні. При цьому виникає *внутріводний лід*. Його поділяють на *глибинний* і *донний***.** Останній утворюється переважно на скелястому дні і досягає значної товщини (до 1 м). Внутріводний лід (як глибинний, так і донний) спливає на поверхню у вигляді крихких шматків, які долучаються до утворення шуги. Інколи спливаючі брили льоду мають досить великі розміри. Вони можуть піднімати з дна вмерзле каміння, суднові якорі, тощо.

В безвітряну погоду, із сала утворюється суцільний льодовий покрив завтовшки до 5 см. В солоних водах він еластичний, легко згинається хвилями, має матову поверхню і називається *ніласом*. У розпріснених водах аналогом ніласу є *шклянка* – прозора, крихка льодяна кірка.

При слабкому хвилюванні утворення льоду відбувається із багатьох центрів і тоді утворюються невеликі (діаметром близько 30-50 см) округлої форми крижини, які нагадують млинці. Це – так званий *млинчастий лід.*

Характерною особливістю морського льоду є його солоність. На початку процесу льодоутворення, коли наростання льоду відбувається найбільш інтенсивно, у льоду залишається найбільша кількість солей. Після утворення суцільного льодового покриву, процес льодоутворення сповільнюється і вже більша кількість розчинених солей встигає стікати до поверхневого шару моря. Солі, що залишилися, розташовуються між кристалами льоду у вигляді так званих *сольових комірок.* Концентрація розсолу в комірках залежить від температури льоду. При зниженні температури у розсолі утворюються нові кристалики льоду, а концентрація солей збільшується. По досягненні температури -55°C увесь розсіл замерзає і утворюється суміш кристалів і солей – *кріогідрат***.**

При подальшому наростанні шклянки і ніласу чи змерзанні сніжури, шуги і млинчастого льоду утворюється *молодий лід*, який поділяється на *сірий* (товщиною 10-15 см) і *сіро-білий* (товщиною 15-30 см) лід. Молодий лід менш еластичний, ламається хвилями.

Збільшення товщини льодового покриву відбувається не тільки в результаті тепловіддачі шляхом наростання знизу. Часто під вагою снігового покриву лід згинається і його верхня межа опускається нижче рівня води, яка при наявності тріщин виступає на поверхню льоду і замерзає.

Лід, який проіснував одну зиму, називають *однорічним*. В Арктиці лід часто зберігається до осені і вступає в другий річний цикл наростання. Такий лід називається *двохрічним*. До кінця другої зими він досягає 2 м товщини. Лід, який існує більше двох років, називається *багаторічним* (*арктичним паком*). Він має товщину понад 2,5 м, сильно опріснений.

Окрім поділу льоду за віковими стадіями розвитку існує цілий ряд класифікацій за генетичними, морфологічними і динамічними ознаками.

За походженням лід поділяється на: *морський, річковий* і *материковий* (табл.10.1). Процес утворення власне морського льоду описаний вище. Річковий лід виноситься з гирл річок під час льодоходу. Основна маса річкового льоду надходить до Північного Льодовитого океану з сибірських річок. Цей лід прісний, забруднений мінеральними та органічними частками.

Таблиця10.1. **Запаси льоду на земній кулі (за В.Н. Малініним, 1998)**

Вид льоду	**Площа, 10^6 км^2**	**Об'єм, км^3**
Льодовиковий покрив Антарктиди	14	$28 \cdot 10^6$
Льодовиковий покрив Гренландії	1,8	$2,7 \cdot 10^6$
Гірські льодовики	0,35	$0,24 \cdot 10^6$
Вічна мерзлота	8	$0,35 \cdot 10^6$
Морський лід (мінімум – максимум):		
у південній півкулі	2,5-19	$5 \cdot 10^3$-$5 \cdot 10^4$
у північній півкулі	8-14	$1,7 \cdot 10^4$-$3,7 \cdot 10^4$

Лід материкового походження утворюється в океані при відламуванні льодових масивів від шельфового льоду або при сповзанні у воду розміщених на суші льодовиків-глетчерів. У першому випадку утворюються *льодові острови* – потужні поля материкового (шельфового) льоду, які мають кілька десятків кілометрів у поперечнику і десятки метрів у товщину; у другому – *айсберги* (льодяні гори), що являють собою крупні уламки льодовиків.

Найчастіше зустрічаються *столоподібні* і *пірамідальні* айсберги. Столоподібні – відколюються від великих льодових язиків, які мають рівну поверхню. Пірамідальні – характерні для льодовиків, що швидко рухаються. Вони менші за розмірами, мають неправильну форму. Відношення висоти надводної частини до висоти підводної для столоподібних айсбергів складає 1:7, для пірамідальних – 1:3.

Більшість антарктичних айсбергів порівняно невеликі (менше 1,5 км у поперечнику), але деякі з них можуть досягати величезних розмірів. У різні роки зустрічалися айсберги десятки кілометрів завдовжки і десятки метрів висотою. Так, у 1953 р. китобійне судно "Балена" зустріло айсберг довжиною близько 145 км, а дослідницьке судно "Вільям Скоресбі" спостерігало айсберг довжиною 280 км.

Головний центр зледеніння Арктики – Гренландія (див.табл.10.1). Вона дає 90% глетчерного льоду усієї північної півкулі. Крім Гренландії глетчерний лід у Північному Льодовитому океані зустрічається на островах: Землі Франца-Йосифа (97% її площі покрито льодовиками), Шпіцберґені, Новій Землі, Північній Землі, Білому, Вікторії, Ушакова, Шмідта, Бенета, Мельвілла, Принца Патріка та ін.

За розмірами арктичні айсберги набагато менші, ніж антарктичні. Найбільші з них (завдовжки 10-13 км і заввишки до 20 м) утворюються біля західного узбережжя Гренландії.

Зустріч з айсбергами становить велику небезпеку для суден. В 1911 р. внаслідок зіткнення з айсбергом в Атлантичному океані затонуло найбільше на той час пасажирське судно "Титанік". При цьому загинуло близько 1500 чоловік.

За динамічними ознаками виділяють *нерухомий* і *плавучий (дрейфуючий)* лід. Нерухомий лід перш за все пов'язаний з береговою лінією. Початковою формою такого льоду є *забереги*, які з часом збільшуються за товщиною і шириною і стають *припаєм.* Найбільш сприятливі умови для розвитку припаю виникають в мілководних

районах зі значною порізаністю берегів і великою кількістю островів, захищених від хвилювання і опріснених річками. З боку моря до припаю можуть примерзати плавучі крижини. Максимального розвитку припай досягає в кінці зими. Влітку він, як правило, руйнується, але інколи може зберігатися до наступної зими або й протягом десятків років. Багаторічний припай зустрічається біля берегів Гренландії.

Товщина однорічного припаю у Північному Льодовитому океані досягає 2-3 м, у морях помірних широт – 1,0-1,5 м, у Чорному та Азовському морях – 0,5-1,0 м.

У мілководних районах арктичних морів поширені *стамухи* – окремі льодові торосисті утворення, що осіли на мілині. Вони мають великі вертикальні розміри. Висота надводної частини стамух може досягати 10-15 м, а підводної – 20-25 м.

Плавучий лід не зв'язаний з берегом і звичайно рухається під дією вітру і течій, тому його часто називають *дрейфуючим льодом*. Плавучий лід у Світовому океані є переважаючою категорією льоду. До нього відносяться різні вікові категорії льоду – від первинних форм до багаторічного льоду. Плавучі крижини можуть утворюватися самостійно або в результаті розлому припаю.

За розмірами плавучий лід розділяється на дві основні групи: *битий лід* (складається з крижин розміром до 100 м у поперечнику) і *льодяні поля* (крижини від 100 м до 10 км і більше).

У результаті зіткнення крижин, які рухаються з різною швидкістю, гострі краї їх ламаються і округлюються, а також відбувається торосіння льоду. В результаті утворюються нагромадження льоду, які називаються *торосами.*

Для уніфікації існуючих підходів до класифікації морського льоду Всесвітня Метеорологічна Організація в 50-х роках XX століття розробила і прийняла міжнародну льодову номенклатуру, яка призначена для використання моряками всіх країн.

10.2. Танення морського льоду

Танення морського льоду відбувається при підвищенні його температури, починаючи з -55°С. Частина льоду при цьому тане, а концентрація розсолу у сольових згустках пристосовується до нової те-

мператури. Відбувається випадання солей у воду поверхневого шару моря.

Подальше ослаблення льоду викликане процесами випаровування і власне танення льоду. У першому випадку лід перетворюється на пару, в другому – на воду. Танення льоду відбувається в результаті поглинання ним сонячної радіації, а також тепла з атмосфери і прилеглої до льоду води.

З підвищенням температури повітря верхній шар снігу на льоду просякає водою. При похолоданні на поверхні снігу утворюється льодова кірка, яка створює "парниковий ефект", тобто не пропускає назад в атмосферу теплові довгохвильові промені. Таким чином, сніг і лід поступово накопичують тепло.

З часом на льоду утворюються невеликі озерця талої прісної води – *сніжниці.* Оскільки вода дуже добре поглинає тепло, то наявність сніжниць прискорює процес танення морського льоду. Поступово збільшуючись, сніжниці зливаються між собою. На плавучому льоду часто тала вода покриває крижини, які з країв оточені торосами. Ця вода буває настільки прісною, що в Арктиці у літні місяці вона використовується на суднах як питна. На припаї сніжниці зливаються у безперервну смугу води, яка витягнута вздовж берега (*водяні забереги).* Інколи вони досягають ширини 5 км. Лід під водяними заберегами тане наскрізь, тала вода стікає вниз і поверхня льоду висихає.

В цілому процес ослаблення і руйнування морського льоду можна розділити на такі стадії (за М.М.Зубовим):

1) ослаблення льоду в результаті внутрішнього танення кристалів чистого льоду при підвищенні його температури;
2) танення снігового покриву і утворення сніжниць на кризі;
3) утворення наскрізних проталин, стікання талої води, висихання льоду;
4) частковий розлом льодяного покриву на окремі частини під дією вітру, хвилювання, коливання рівнів, початок зрушення льоду;
5) повний розлом припаю на частини, заокруглення крижин;
6) прогресуюче зменшення вертикальних (у результаті танення) і горизонтальних (в результаті торосіння) розмірів крижин;
7) скорочення площі плавучих крижин та їх щільності при збільшенні руйнівної ролі хвилювання;

8) знищення старих торосів на льоду, різке зменшення товщини і міцності льоду;
9) розпадання льоду спочатку на окремі шматки, а потім на окремі кристали.

Розроблені заходи по штучному ослабленню і руйнуванню льоду з метою покращення умов плавання суден. Окрім криголамів та вибухів, використовуються так званий радіаційний метод, який ґрунтується на зменшенні альбедо льоду. Поверхня льоду покривається пластом подрібненого матеріалу темного кольору: шлаком, вугільним пилом, чорним піском. Але цей пласт не повинен бути занадто товстим, бо тоді він стане теплоізолятором і затримає танення льоду.

10.3. Структура і основні властивості морського льоду

Кристали льоду мають тетраедричну структуру розташування молекул, що відноситься до найбільш "крихких" і найменш щільних кристалічних решіток. Цим пояснюється збільшення об'єму води майже на 10% при її замерзанні та інші аномалії води і льоду.

Розміри, форма кристалів та їхня орієнтація в просторі залежать від умов утворення льоду. Коли замерзання починається на поверхні чистої води у штильову погоду, то першими з'являються призматичні кристали, які розміщенні оптичними осями паралельно поверхні моря. У подальшому переважає ріст вертикально направлених кристалів. Чим сприятливіші умови утворення льоду, тим менші розміри кристалів і тим більш вони однорідні.

Розчинені у воді солі переходять у прошарки між кристалами у вигляді розсолу, який частково стікає вниз у поверхневий шар води, частково залишається захованим у льоду.

При спокійному і повільному процесі замерзання утворюється так званий *голчастий лід.* При цьому значна частина розсолу встигає стекти униз. Бульбашки повітря, що утворилися між кристалами, частково витісняються нагору, частково залишаються в льоду. Чим більше бульбашок залишилося, тим білястіший колір льоду. Голчастий лід порівняно чистий від домішок і прозорий.

Інша структура льоду виникає при збуреній поверхні моря. У цьому випадку кристали орієнтуються безсистемно і часто ламаються. Такий лід називають *губчатим*.

Якщо лід утворився із снігу чи льоду при його механічному стиранні під дією крижин одна на іншу, він має зернисту структуру і називається *зернистим*. Цей лід непрозорий, крихкий, зовні нагадує матове скло.

Структура льоду змінюється при його таненні. Перші ознаки крихкості морського льоду з'являються на поверхні. З підвищенням температури повітря відбувається стікання розсолу униз, в результаті в льоду утворюється багато маленьких канальчиків. Морський лід, який уже просякнутий талою водою, стає крихким і легко руйнується.

Солоність морського льоду – це кількість солей в 1 кг талої води. Вона залежить від:

1) солоності морської води, з якої лід утворився (солоність льоду завжди менша, ніж солоність води, оскільки частина розсолу встигає витекти з льоду);

2) швидкості утворення льоду, яка залежить від температури повітря і товщини льоду (чим нижча температура повітря і тонший лід, тим швидше йде процес утворення льоду і тим менше розсолу встигає просочитися вниз);

3) віку льоду (чим старший лід, тим менша його солоність).

Абсолютні значення солоності морського льоду коливаються в межах 0-18$^{o}/_{oo}$ (в середньому 3-8$^{o}/_{oo}$).

Густина льоду залежить від його температури, солоності і пористості. Густина чистого (прісного) без повітряних бульбашок льоду становить 917,6 кг/м^3, а питомий об'єм – 1,08980. Питомий об'єм прісної води при 0°С складає 1,00013. Отже, при переході води із рідкої в тверду фазу питомий об'єм збільшується приблизно на 9%. Тому близько 1/10 частини такого льоду буде над водою, а 9/10 буде занурено у воду.

Густина морського льоду, як і густина морської води, збільшується із збільшенням солоності – приблизно на 0,8 кг/м^3 при підвищенні солоності на 1$^{o}/_{oo}$.

Значно більший вплив на густину льоду має його пористість, тобто включення бульбашок повітря. Пористість льоду виражається в процентах і характеризує відношення об'єму бульбашок повітря до загального об'єму льоду. Величина пористості морського льоду ко-

ливається від 4 до 13%. У айсбергах вона досягає 15%, тому вони мають порівняно невелику осадку.

Важливою характеристикою морського льоду є його температура. На нижній поверхні льоду температура близька до температури замерзання води даної солоності і приблизно постійна. Температура поверхневого шару при відсутності снігу близька до температури повітря і коливається разом з нею.

Механічні властивості (*пружність*, *твердість* та *пластичність*) морського льоду характеризують його властивість протистояти впливу зовнішніх сил. Вони залежать від солоності, температури і густини льоду. Взагалі морський лід менш міцний, ніж річковий. Цікавою з практичної точки зору є ілюстрація прохідності морського льоду, наведена в табл. 10.2.

Таблиця 10.2. **Прохідність морського льоду**

Навантаження	**Мінімальна товщина льоду, см**	
	Переправа на межі міцності	**нормальна переправа**
Окрема людина	4	6
Автомобіль (3 т)	20	25
Трактор (10 т)	30	40

Міцність льоду підвищується із зниженням температури. Наприклад у Балтійському морі 30 см “холодного” осінньо-зимового льоду рівна за міцністю 40 см “теплого” весняного льоду.

Морський лід є серйозною перепоною для судноплавства. Він легше ламається суднами, ніж річковий, але в прісному льоду судно йде легше, ніж у в’язкому морському. Найбільша в’язкість характерна для сніжури. Корпусом судна вона стискується, а не розколюється, тому судно втрачає швидкість.

10.4. Деформація та дрейф льоду

Деформація морського льоду – це широке коло явищ, серед яких найбільше значення мають утворення торосів (торосіння), розламування окремих крижин, полів і припаю.

При утворенні торосів відбуваються такі деформації:

1) зімкнення крижин і знищення проміжків між битими крижинами;
2) розламування і подрібнення крижин на уламки;
3) утворення торосів в результаті насування уламків льоду на материнський лід, а також набивання уламків під лід;
4) ущільнення льоду, яке полягає у витискуванні з нього бульбашок повітря і розсолу.

Утворення торосів залежно від причин, що його викликали, поділяється на: *термічне* – найслабкіше, *припливно-відпливне* і *вітрове* – найбільш потужне. В Арктиці одночасно відбувається утворення торосів усіх трьох видів.

При натиску льоду безпосередньо на берег відбувається висування крупних монолітів льоду на сушу, далеко за берегову лінію. А при наявності прибою берег покривається обкатаними уламками льоду різних розмірів, які називають *льодяними валунами*.

Тороси є основною перепоною для судноплавства. Вони змушують судна петляти у льодовому полі, що значно збільшує шлях. Криголами, при роботі в торосах, отримують бокові удари , збиваються з курсу і канал виходить викривленим.

Плавучий лід у морі дуже рідко знаходиться у стані повного спокою, а звичайно пересувається під впливом вітру і течій. Сумарний переніс льоду під впливом цих факторів називається *дрейфом льоду.* Такий дрейф визначається приладами, встановленими на супутниках Землі, берегових гідрометеостанціях або безпосередньо на крижинах за допомогою дрейфуючих станцій.

Досліджуючи дрейф “Фрама” в Північному Льодовитому океані (1893-1896 рр.), Ф.Нансен виявив, що у відкритому морі напрямок руху льодів відхиляється від напрямку руху вітру із-за сили Коріоліса вправо на 28°, а швидкість дрейфу складає 1/50 швидкості вітру.

Висновки Ф.Нанесена пізніше підтвердив М.М.Зубов, проаналізувавши дрейф судна “Сєдов”. М.М.Зубов встановив такі правила дрейфу льоду:

1) дрейф відбувається за ізобарами так, що область зниженого атмосферного тиску знаходиться зліва від лінії дрейфу, а область підвищеного тиску – справа;

2) швидкість дрейфу пропорційна градієнту атмосферного тиску, тобто віддалі між ізобарами.

Своє перше правило М.М.Зубов обґрунтував наступним чином. У вільній атмосфері діє градієнтний вітер, який дме за ізобарами. Наближаючись до Землі вітер завдяки тертю відхиляється вліво від ізобари в середньому на 28°, а кут відхилення дрейфу льоду від вітру (за Ф.Нансеном) – 28° вправо. Отже, лід дрейфує за ізобарами.

Правила М.М.Зубова при розрахунках дрейфу льоду дозволяють обмежитися аналізом щоденних синоптичних карт, на яких проведені ізобари, замість трудомісткого вивчення дуже мінливих напрямків і швидкостей вітру. Але в районах, де сильно виражені постійні течії, їх треба враховувати, особливо при дрейфі айсбергів, які мають велику осадку.

Більш повна теорія дрейфу льодів була розроблена В.В.Шулейкіним (1938), який врахував тертя льоду об воду.

10.5 Поширення льоду у Світовому океані

Площа льодового покриву і, відповідно, об’єм морського льоду коливаються у північній та південній півкулях у значних межах (див.табл.10.1 і рис.10.1) і залежать від сезону року. За тривалістю збереження льодового покриву і його походженням В.С.Назаров поділив акваторію Світового океану на шість зон:

1) зона з епізодичним льодовим покривом (Північне, Адріатичне, Мармурове, Чорне моря), де лід буває не щорічно, може з’являтися і зникати кілька разів протягом зими;
2) зона з сезонним льодовим покривом (Охотське, Японське, Балтійське, Біле моря), де лід взимку буває щорічно, але літом повністю зникає;
3) зона, де протягом року можна завжди зустріти лід (моря Арктичного басейну і Антарктичного континенту);
4) зона, де лід щороку змінюється, але дрейфуючі льоди присутні постійно (Баренцове, Карське моря);
5) зона, де буває тільки дрейфуючий лід (Гренландське море, південні частини Тихого, Атлантичного та Індійського океанів);
6) решта Світового океану, де морського льоду не буває;

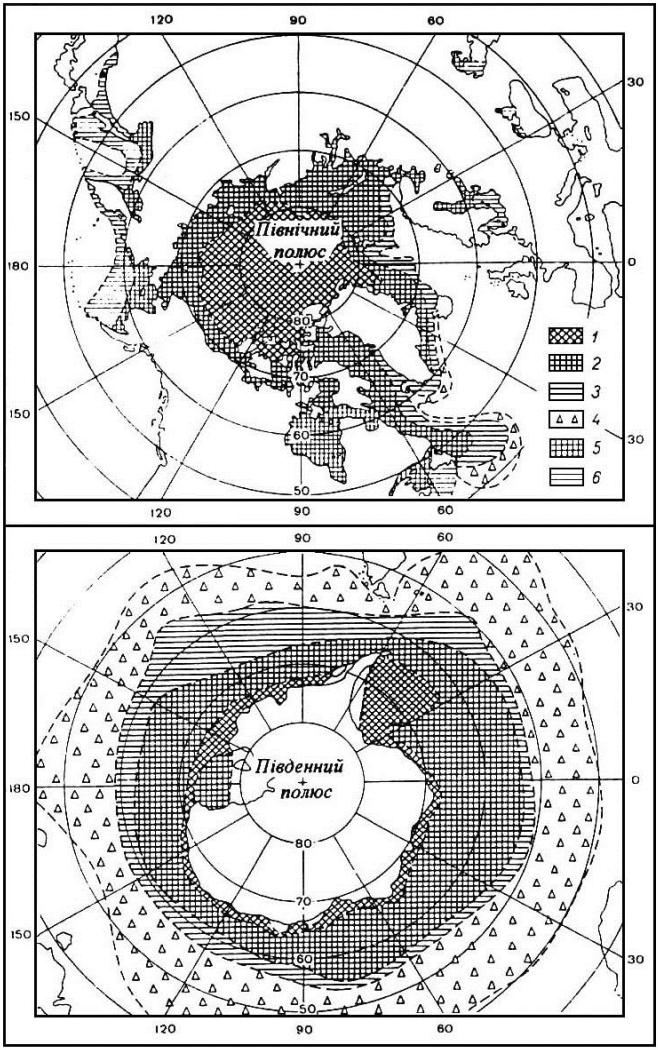

Рис. 10.1. Поширення морського льоду в північній і південній півкулях (за Бюделем і Нуссером): *1* – постійно протягом усього року; *2* – завжди або часто протягом року; *3* – епізодично взимку та навесні; *4* – райони можливої появи айсбергів; *5* – постійно взимку в морях; *6* – епізодично взимку в морях

Айсберги через свою більшу масу довше зберігаються в океані порівняно з морським льодом, тому, підхоплені морськими течіями, вони проникають у більш низькі широти, ніж льодові поля. Наприклад, айсберги від західних берегів Гренландії виносяться далеко на південь – до Ньюфаундлендської банки, а морський лід не проникає далі південного краю Гренландії.

У Північному Льодовитому океані лід тримається протягом усього року (рис.10.1) і знаходиться у постійному дрейфі. В північній частині Тихого океану лід зустрічається лише в його північно-західній частині: взимку він дрейфує на південь уздовж східних берегів Камчатки, поступово руйнуючись.

У південній півкулі межа поширення льоду морського походження на заході Атлантичного океану проходить південніше мису Горн, а в центральній і східній частинах цього океану – опускається до 50° пд.ш. В Індійському і Тихому океанах ця межа тримається близько 55-60° пд.ш. Антарктичні айсберги проникають на північ до 33° пд.ш.

Льодовий режим морів помірного поясу залежить від географічної широти, солоності вод моря, його глибини, системи течій, припливів. Так, середня і південна частини Берингового моря, не зважаючи на розміщення у високих широтах, вільні від льоду. Пояснюється це великими глибинами, значною солоністю та іншими факторами.

11. МОРСЬКІ БЕРЕГИ

11.1. Основні поняття і типізація морських берегів

В результаті майже 150-річного вивчення морфології і динаміки берегів та океанів виникла самостійна наукова галузь – вчення про морські береги. Основними поняттями цієї науки є поняття: “берег”, “берегова лінія”, “берегова зона” та інші.

Берегова лінія являє собою лінію перетину поверхні суші і поверхні океану (моря). Вона безперервно мігрує внаслідок вітрового хвилювання, припливно-відпливних та згінно-нагінних процесів. Тому можна говорити про зону міграції берегової лінії від найвищого положення, якого досягає вода в результаті захлюпування (накату) хвиль при максимальному рівні води, до найнижчого положення

– лінії найбільшого скату хвиль при найнижчому рівні води. Для позначення берегової лінії в кожний конкретний момент часу за відсутності хвилювання застосовують поняття *урізу* води. Середнє багаторічне положення урізу води визначає контури материків і островів на дрібномасштабних географічних картах.

Берегом називають смугу прилеглої до берегової лінії суші, на якій під впливом моря сформувались сучасні форми рельєфу (рис.11.1). Межі берега збігаються з межами зони міграції берегової лінії.

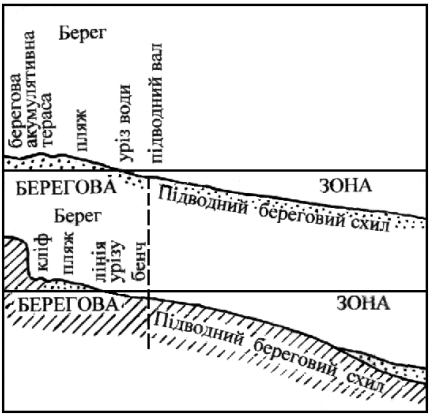

Рис. 11.1. Поділ берегової зони на основні елементи берега. Верхній рисунок – акумулятивний берег, нижній – абразійний берег

В океанологічній літературі також користуються терміном *узбережжя*, який об'єднує берег і ту частину суші, де збереглися форми рельєфу, створені морем при древніх більш високих рівнях води (надводні тераси, пляжі, тощо).

З боку моря до берега прилягає смуга морського дна, яка поширюється в бік акваторії до глибини, де при найнижчих рівнях води дно впливає на параметри хвиль і течій. Ця смуга називається *підводним береговим схилом* (рис.11.1).

Берег і підводний береговий схил разом утворюють *берегову зону*. Це – зона сучасної постійної взаємодії суші і моря, одна з найважливіших і найбільш яскраво виражених контактних зон в океані.

Слід зазначити, що в науковій літературі досить часто для скорочення термін "берег" вживають у значенні "берегової зони".

Морський берег знаходиться в процесі безперервних змін. Основними факторами, які викликають ці зміни, є:

1) морські хвилі, які можуть руйнувати корінні породи (абразія), чи переміщувати і відкладати (акумуляція) наноси, викликаючи наростання берега;
2) твердий стік річок, який поставляє матеріал для формування дельт, гирлових барів та прибережних відмілин;
3) вертикальні рухи суші (підняття та опускання), які призводять до поступових (протягом століть) змін берегової лінії;
4) трансгресії і регресії моря, викликані тривалими (протягом тисячоліть) змінами ємностей океанічних басейнів при утворенні або таненні льодовиків.

Існує багато типізацій берегів, в основу яких покладено різні ознаки: конфігурацію берегової лінії; походження берегів; характер рельєфу узбережжя і прибережної ділянки моря; матеріал, яким складено берег; особливості берегового обриву; характер процесів формування берега (динамічна типізація).

За конфігурацією берегової лінії виділяють наступні типи берегів:

- *Прямолінійний* берег, який не має крупних звивистих ділянок.
- *Дугоподібний* берег являє собою ряд дугоподібних звивистих ділянок. Частина берега, яка врізається в сушу, чергується з ділянками, які опукло виступають у море.
- *Звивистий* берег має близьке розміщення бухт і заток, які глибоко врізаються в сушу. Якщо відстань між сусідніми бухтами менше, ніж в 10 разів перевищує ширину їхніх гирл (відстань між вхідними мисами), то такі береги відносяться до *бухтових.* Класичний приклад бухтового берега – чорноморський берег мису Херсонес.
- *Подвійний* берег утворюється косами та відмілинами, які простягаються паралельно або під гострим кутом до корінного берега.
- *Острівний* берег характеризується розміщенням уздовж основного берега островів та окремих скель.

За походженням розрізняють:

- *Дельтовий* берег – результат виносу твердих наносів річками. Він утворений дельтами річок, що впадають у море і має рівнинний вигляд. Характерні приклади такого берега – дельти Дунаю, Волги.

• *Лагунний* берег являє собою ряд неглибоких лагун та лиманів, які відокремлені від моря косами. Оскільки у верхів'я лагун та лиманів впадають річки, то солоність води цих басейнів знижена порівняно із прилеглими ділянками моря. Інколи вода лагун зовсім прісна. Прикладом лагунного берега є північно-західна частина Чорного моря (межиріччя Дунаю та Південного Бугу).

• *Фіордовий* берег має довгі, вузькі та глибокі затоки (фіорди) з високими і дуже крутими берегами. Фіорди вироблені льодовиками протягом четвертинного періоду і затоплені морем у результаті наступного підняття рівня. Яскравим прикладом такого берега є берег Норвегії.

• *Шхерний* берег оточений численними невеликими скелястими островами і окремими скелями. Ці острови, як правило, мають сліди льодовикового шліфування: згладжену округлу поверхню типу "баранячих лобів". Прикладом є береги Швеції та Фінляндії.

• *Ріасові* береги утворилися в результаті затоплення морем гірських долин. Для них характерні воронкоподібні та розгалужені бухти і затоки. Прикладом є південно-східні береги Китаю і далекосхідні береги Росії.

За характером рельєфу узбережжя береги діляться на *гористі* та *рівнинні,* а залежно від рельєфу прибережної ділянки моря – на *відмілі* і *приглибі*. Похил відмілого берега в середньому менше 0.01, приглибого – більше 0.03. За характером берегового обриву розрізняють *похилі, обривисті* та *круті* береги.

Залежно від матеріалу, яким складений берег, розрізняють *піщані, мулисто-піщані, глинисто-піщані, кам'янисті, скелясті, мерзлотні* та *льодовикові* береги.

Найбільш загальною є так звана динамічна типізація берегів за характером берегоформуючих процесів, запропонована О.К. Леонтьєвим і В.П. Зенковичем. Тому подальший матеріал цього розділу будемо розглядати згідно цієї типізації.

11.2. Абразійні береги

Процес механічного руйнування порід берега під впливом хвиль і течій називається *абразією*. В результаті абразії формуються два основних елементи берегового профілю: *кліф* – надводний обрив з

крутими схилами; *бенч* – похила поверхня сточених морем корінних кам'янистих порід (див. рис.11.1). При розмиві пухких порід замість кліфу утворюється береговий укіс.

Вплив хвиль на кам'янистий берег складається з горизонтального удару хвиль об стінку берега і сплеску, направленого вгору уздовж поверхні стінки. Сила сплеску може перевищувати силу горизонтального удару в кілька разів.

Процес руйнування берега посилюється, якщо біля підніжжя кліфу є уламковий матеріал. У цьому випадку піщинки та каміння, які захоплюються хвилями, ударяються об поверхню породи і відколюють від неї окремі шматки та уламки різної величини.

Процеси абразії відбуваються і під водою, на підводній частині берегового схилу, але тут вони менш інтенсивні, ніж на кліфі.

Розглянемо типову схему розвитку профілю абразійного берега (рис.11.2). Нехай з якихось причин рівень моря зайняв нове положення біля крутого схилу корінної породи (штрихова лінія на рис.11.2). Хвилі розбиваються безпосередньо біля урізу води, створюючи тут, у зоні свого максимального впливу, *хвилеприбійну нішу* (перша стадія абразії). В процесі заглиблення ніші карниз втрачає підтримку знизу і падає. Площина обриву утворює стінку кліфу, а скупчення уламків біля його підніжжя є початковою формою пляжу (друга стадія).

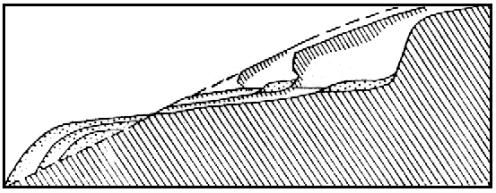

Рис.11.2. Стадії розвитку абразійного берега

Надалі відбувається утворення нових хвилеприбійних ніш, опадання їхніх карнизів, збільшення висоти кліфу і безперервний відступ берега в бік суші (третя стадія). На останній (четвертій) стадії бенч починає розширюватися в бік моря, за його зовнішнім краєм утворюється підводна тераса. Хвилі, які проходять над широким бенчем, втрачають свою енергію, хвилеприбійні ніші не утворюються, кліф стає похилим і поступово відмирає. Тривалість розвитку абра-

зійного берега залежить від складу гірських порід і сили хвилювання.

У процесі абразії на прямолінійному чи звивистому березі можуть утворюватися бухти. Це відбувається, коли породи, що складають берег, мають неоднакову стійкість до розмиву, або якщо при однаковому складі порід берег має різну висоту. Ділянки берега, складені з менш стійких порід і менші за висотою, руйнуються швидше. В цих місцях процес відступу берега в бік суші відбувається значно швидше (рис.11.3).

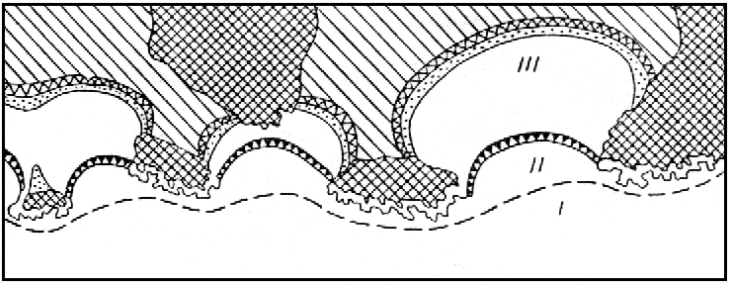

Рис.11.3. Схема абразії берега, складеного породами з різною стійкістю до розмиву. *I, II, III* – зміни положення берегової лінії з часом

11.3. Акумулятивні береги

У прибережній зоні моря під дією вітрових хвиль, а також припливно-відпливних та неперіодичних течій відбувається розмивання пухких порід дна і берегів в одних місцях і їх перенесення (транспорт наносів) та відкладання (акумуляція наносів) – в інших.

Під *наносами* розуміють увесь рухливий матеріал, який переміщується в прибережній зоні, незалежно від його розмірів. В цю категорію не входить уламковий матеріал, який уже відклався на дні моря і не переміщується. Він утворює постійні структури дна (заповнення захищених акваторій, відносно глибоководні акумулятивні форми). Цей матеріал є "пасивним" і дуже рідко приводиться в рух (наприклад, при підводних виверженнях вулканів, хвилях цунамі, тощо).

Залучення наносів до руху визначається ступенем хвилювання і розмірами часток наносів. Залежно від механічного складу прибере-

жні наноси бувають піщаними, глинистими, гальковими та ін. Піщаний матеріал (крупніше 0.05 мм) переходить у завислий стан при інтенсивному хвилюванні і, як правило, не виноситься за межі зони руйнування хвиль, тому В.П.Зенкович (1962) запропонував називати його “наносами хвильового поля”. Більш дрібний матеріал (глина, піщаний пил-алеврит) знаходиться в завислому стані навіть при незначному хвилюванні і може бути винесений за межі берегової зони. Найкрупніший матеріал (галька, гравій) переміщується перекочуванням по дну і лише на короткий час може переходити в завислий стан.

Якщо хвилі підходять перпендикулярно до берега, то вони викликають поперечний (перпендикулярно до берега) рух наносів. При цьому відбувається переформування поперечного профілю дна на підводному схилі. Біля приглибих берегів маса наносів відкладається біля підніжжя підводного схилу, а на мілководді відбувається розмив порід дна. Біля відмілих берегів наноси викидаються на мілководдя, утворюючи смугу берегового бару, а інколи і надводну акумулятивну терасу.

Якщо рухи наносів до берега і від берега зрівноважуються, то вважається, що такий берег знаходиться у стані динамічної рівноваги, а профіль дна, який при цьому утворюється, називається *профілем рівноваги.* Слід зауважити, що стан динамічної рівноваги не є завершальним етапом розвитку берега, а лише відображує рівновагу факторів берегового процесу на певний момент часу.

Отже, результатом поперечного руху наносів є утворення таких акумулятивних форм берега, як бари і акумулятивні тераси. *Береговий бар* являє собою піщаний вал, розташований на деякій віддалі від берега. Він розвивається в кілька стадій: спочатку утворюється підводний бар, потім – острівний (не приєднаний до берега) бар і насамкінець – надводний береговий бар. Прикладом надводного бару може бути Арабатська стрілка в Азовському морі, за якою історично закріпилась невірна з наукової точки зору назва – коса. Інколи можливі випадки консервації барів на початкових стадіях (наприклад, Євпаторійська банка).

Акумулятивні тераси утворюються на березі у вигляді акумулятивного валу з викинутих на берег наносів. Також це може бути первинний бар, який у процесі свого росту з’єднався з берегом.

Якщо хвилі підходять до берега під гострим кутом, то утворюються вздовжберегові течії, які обумовлюють *вздовжбереговий потік наносів.* При цьому виникають різноманітні акумулятивні форми берега, серед яких найбільш поширеними є *коси*. Вони формуються в результаті відкладання наносів біля виступів берега. В процесі надходження нових порцій наносів коса все далі віддаляється від корінного берега. На північному узбережжі Азовського моря розташовані Білосарайська, Бердянська та інші коси.

При заповненні наносами вогнутостей берега (заток, бухт, тощо) утворюються акумулятивні тераси, які називають *формами заповнення*.

Якщо берег захищений від хвилювання островом чи відмілиною, то на захищеному відрізку відбувається відкладання наносів і утворення приєднаної акумулятивної форми у вигляді *наволока*, який безперервно росте в бік острова чи відмілини. При досягненні наволоком острова виникає *перейма.*

Характерні акумулятивні форми утворюються у вузьких затоках і бухтах зі значними глибинами. У цьому випадку у місці різкого зменшення швидкості вздовжберегового потоку (на лінії, яка з'єднує вхідні миси затоки) за рахунок збільшення глибини і, відповідно – збільшення поперечного перерізу потоку починають відкладатися наноси. Акумулятивні виступи, які утворюються з обох боків затоки називаються *пересипами*. З часом вони можуть зростатися між собою і повністю перекривати затоку. Акваторія затоки, розташована за пересипом, являє собою лагуну або лиман. При рівнях води у лимані (лагуні) вищих, ніж на прилеглій ділянці моря, суцільні пересипи промиваються так званими *прорвами*. Типові пересипи з прорвами утворилися в гирлах причорноморських і приазовських лиманів.

11.4. Вплив гідрометеорологічних факторів та живих організмів на формування берегів

Окрім хвилювання – основного берегоутворюючого фактора, існує дуже багато інших чинників, які в тій чи іншій формі впливають на динаміку берегів. Серед них найбільш важливими є припливно-

відпливні явища, неперіодичні течії (згінно-нагінні, стокові), вітер, льодові явища та життєдіяльність рослинних і тваринних організмів.

Припливно-відпливні течії, які досягають в деяких районах Світового океану значних швидкостей, впливають на береги в два способи. По-перше, вони розносять мулисті частки всюди, куди проникають. Принесений течіями мул відкладається в захищених ділянках, в результаті чого дно наростає. При цьому утворюються великі мулисті відмілини (*ватти*), які можуть потім перетворитися в надводну терасу. Типовим прикладом такого типу берегів є берег Північного моря, який знаходиться під прикриттям ланцюга Фризьких островів. Тут похилий берег повністю висихає у малу воду, відкриваючи мулисті поверхні дна.

По-друге, сильні припливні течії в деяких районах моря чинять розмив (ерозію) морського дна і берегів. У протоках дно буває вимите такими течіями до корінних порід (Берінгова протока, Ла-Манш).

Вплив неперіодичних течій на формування берегів значно менший. Він полягає, головним чином, у перенесенні дрібнозернистого матеріалу. Більше значення мають згінно-нагінні коливання рівня. В деяких районах Світового океану (Північне море, море Лаптєвих) найбільш катастрофічні руйнування берегів відбуваються саме при сильних нагонах, які супроводжуються штормовими вітрами і хвилюванням.

Суттєву роль у формуванні морських берегів відіграє вітер. Він, як і припливні течії, впливає на берег подвійно: руйнує берег у процесі вітрової ерозії і спричинює прибережну еолову акумуляцію. Еолове перенесення піску з суші сприяє занесенню лагун, які згодом можуть перетворитися в плоску сушу. Вітри, які дмуть з моря, здувають з пляжу сухий пісок і відкладають його на тиловому боці пляжу, а на низьких берегах – навіть на прилеглій смузі суші, утворюючи прибережні *дюни*.

Вплив льоду на формування берегів полягає в наступному. Крижини, які виштовхуються на берег вітрами і течіями, утворюють борозни на верхній частині підводного схилу і на самому пляжі. Захоплюючи деяку кількість матеріалу своєю передньою частиною, крижини переміщують його в бік берега. Там, де берег покритий древ-

нім льодом (море Лаптєвих), в результаті танення льоду відбуваються обвали і переміщення берега в бік суші.

В Гренландії, Антарктиді, на арктичних островах сам берег є кінцем сповзаючого в море льодовика, від якого час від часу відколюються айсберги, які вітрами виносяться в море.

В тропічних районах Світового активну участь у формуванні берегів беруть *рифоутворюючі корали*. Це – колонії безхребетних тварин типу кишковопорожнинних, які мають міцний вапняковий скелет. Вони кріпляться до дна і мають різноманітну форму (кулеподібну, деревоподібну, грибоподібну, тощо). Корали зустрічаються до глибин 50 м при середньорічній температурі води не нижче 20°С, нормальній солоності і достатньому насиченні киснем.

Разом з вапняковими водоростями та молюсками корали утворюють потужні скупчення, які називаються *кораловими рифами*. Рифи можуть розташовуватися безпосередньо біля берега і утворювати широку мілководну терасу (*берегові рифи*) або формувати коралову гряду (чи кілька гряд), яка знаходиться на значній відстані від берега, але йде паралельно йому (*бар'єрні рифи*).

Корали різко змінюють звичайне протікання берегових процесів. Їхні споруди (особливо коралові рифи) служать надійним захистом берега від руйнівної дії океанічних хвиль. Таку роль відіграє, наприклад, Великий Бар'єрний риф, який простягнувся на 2300 км уздовж північно-східного узбережжя Австралії на відстані 30-140 км від берега.

11.5. Захист берегів, морських каналів і портів від розмиву та занесення

Захист берегів. За певних обставин може виникати необхідність зберегти лінію берега непорушною з часом, тобто уникнути відступання або нарощування берега, на якому знаходяться важливі господарські чи соціальні об'єкти. Заходи з консервації берегової лінії називаються *захистом берега*. Склад цих заходів залежить від особливостей берегоформуючих процесів і важливості об'єктів, що захищаються. Наукові та інженерно-технічні обґрунтування захисних споруд виконуються спеціалістами з *берегової гідротехніки*, одним з основоположників якої був відомий український вчений Б.А. Пишкін (1963, 1973).

Руйнування морських берегів з інженерно-технічної точки зору спричинюються ударною дією хвиль, розмивом порід течіями, дефіцитом або надлишком наносів у вздовжберегових і поперечних потоках. Дію цих факторів і враховують при обґрунтуванні відповідних систем захисту берега.

Використовують *активні* і *пасивні засоби* берегозахисту. Активні засоби – це ті, які видозмінюють в корисному напрямку (ослаблюють, змінюють градієнти дії, тощо) вплив основних руйнівних факторів. Пасивні засоби направлені на захист (консервацію) берега. Способи і конструкції захисту морських берегів на сьогодні відзначаються великою різноманітністю, тому розглянемо тільки основні типи споруд.

Для захисту берегів від розмиву хвилями і течіями використовуються такі пасивні споруди: вертикальні берегові *захисні стінки* із каменю, бетону, залізобетону і сталі; *облицювання* берегових схилів бетонними і залізобетонними плитами; *банкети* і *відсипки* на берегових схилах із каменю, бетону, залізобетону і асфальту. Всі ці види захисту розраховуються на нейтралізацію (гасіння) ударів хвиль об берег та викликаних руйнуванням хвиль течій накату і скату води. Деформація профілю пасивних берегозахисних споруд практично неприпустима і може викликати їх руйнування.

До активних способів захисту морських берегів від розмиву хвилями і течіями належать: піщані і галечникові пляжі; кам'яно-накидні банкети в приурізовій частині акваторії, *хвилеломи* (підводні і надводні), *пляжеві примиви*. Загальною особливістю цих споруд є їх обов'язкова деформація під впливом хвильових навантажень і течій. Залежно від потужності хвилювання змінюється крутизна і потужність захисних пляжів, банкетів, примивів, а також крутизна і висота хвилеломів, які зрізають піки максимальних хвиль. Конструкції активних споруд вибираються так, щоб залежно від потужності хвилювання вони набирали оптимальних компенсаторних властивостей, гасячи дію хвиль і течій.

Різновидністю незатоплюваного хвилелому є *мол*, який захищає порт або гавань від дії хвиль. Між хвилеломом (молом) і берегом відбувається акумуляція наносів, яка сприяє захисту берега. Функції хвилелому може також виконувати штучно намитий паралельно берегу острів і утворена ним перейма.

Значну шкоду стійкості берега може завдати дефіцит або надлишок наносів, що переміщуються вздовж нього. Для регулювання потоку наносів будують наносоутримуючі споруди – *прорізі*, *ловушки*, або ж системи *бун*. Прорізі (канави) і ловушки (ями) влаштовують в місцях надлишку наносів для їх перехоплення і консервації. В місцях дефіциту наносів і розмиву берега будують розташовані під певним кутом до берега споруди (буни) із каменю, щебеню, металевих або дерев'яних паль. Довжина, висота і ширина бун, а також відстань між ними розраховуються так, щоб затримати певну частину наносів, необхідну для захисту берега. Решта наносів обминають буни і рухаються далі. Цим забезпечується нерозмивання берега поза ділянкою бун.

Ю.М. Сокольніковим (1965, 1967) обґрунтовано і впроваджено на берегах Чорного і Азовського морів штучне створення бухтового берега, яке отримало назву *переривчасте кріплення берегів*. При цьому закріплюються від дії хвиль і течій лише певні ділянки берега, а незахищені між ними ділянки розмиваються і утворюється стійкий до розмиву бухтовий берег. Модифікаціями цього типу захисту є *переривчасті буни-перейми* і *переривчасті хвилеломи*.

Береги, які опускаються (наприклад, в Санкт-Петербурзі, Венеції, Роттердамі), доводиться захищати від затоплення і підтоплення дамбами і дренажними каналами із станціями перекачування води.

Для гасіння хвиль і захисту від еолової ерозії використовують *біологічне кріплення* – насадження рослинності на піщаних берегах.

Захист морських каналів і портів від занесення. Відкриті морські канали являють собою підводні заглиблення дна, які мають підводні бокові укоси, але не мають надводних берегів. Вони відкриті дії хвилювання і течій, тому сильно страждають від занесення.

Занесення каналів відбувається внаслідок перерозподілу власних ґрунтових мас в межах каналу (внутрішнє занесення) та надходження з боку відкритого моря як завислих, так і донних наносів (зовнішнє занесення). На практиці використовуються в основному два способи боротьби із цими явищами: а) створення в каналах спеціальних запасів глибини і ширини та підтримування їх за допомогою земснарядів; б) огородження каналу наносозахисними спорудами у вигляді дамб високого рівня.

Аналогічні підходи використовуються і в боротьбі із занесенням портів. Для цього в портах створюються спеціальні споруди (набережні, портові стінки та ін.), які перешкоджають обвалюванню берегів і надходженню на дно портової акваторії нових порцій ґрунту.

12. ГИРЛОВІ ОБЛАСТІ РІЧОК, ЩО ВПАДАЮТЬ В ОКЕАНИ І МОРЯ

12.1. Основні поняття. Типізація гирлових областей річок

Гирлова область річки, що впадає в океан або море, являє собою перехідну зону, в якій гідрологічний режим, властивий річці, поступово переходить в морський. В межах гирлової області виділяється три ділянки: *пригирлова та гирлова ділянки річки і гирлове узмор'я* (рис.12.1).

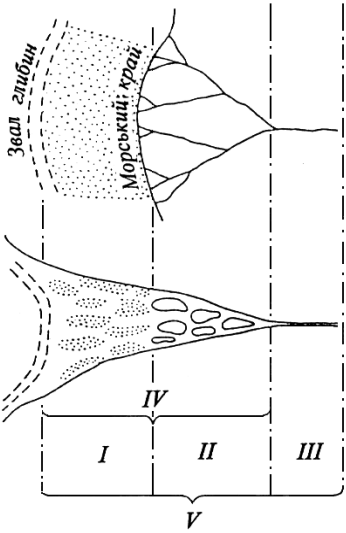

Рис.12.1. Районування гирлової області річки (за І.В. Самойловим). *I* – гирлове узмор'я, *II* – гирлова ділянка, дельта річки, *III* – пригирлова ділянка річки, *IV* – естуарій, *V* – гирлова область

Пригирлова ділянка починається від створу нижньої течії річки, куди навіть в період межені не проникають згінно-нагінні та припливні коливання рівня моря. Межею між пригирловою і гирловою ділянками є вершина надводної чи підводної дельти, тобто місце, в

якому відбувається розчленування русла річки на рукави. Нижня межа гирлової ділянки збігається з морським краєм дельти. Гирлове узмор'я обмежено з боку суші морським краєм дельти, а з боку моря – зоною найбільших горизонтальних градієнтів характеристик води (солоності та ін.). Зовнішня межа узмор'я мігрує залежно від величини стоку річок, під впливом припливів, згонів і пагонів. Середнє положення цієї зони, як правило, співпадає з так званим звалом глибин на зовнішньому краю берегової відмілини (див. рис.12.1).

На пригирловій ділянці річки потік зосереджений в одному руслі, на гирловій – основне русло розгалужується на рукави: від двох-трьох у вершині дельти до кількох десятків і навіть сотень на морській частині. У багатьох дельтах поширені лагуни (лимани) і прісноводні озера. В підводних дельтах розгалуження річки не таке подрібнене, оскільки невеликі борозни на дні періодично знищуються хвилями.

Гирлове узмор'я являє собою прибережний, як правило, мілководний і опріснений район моря, який безпосередньо прилягає до морського краю дельти. Дно узмор'я складено річковим алювієм і частково морськими наносами.

Існують типізації гирлових областей за різними ознаками, зокрема типізації І.В. Самойлова (1952), О.К. Леонтьєва (1955) та ін. Найбільш детально розробленою є типізація Державного океанографічного інституту (1965), в основу якої покладені гідролого-морфологічні ознаки (табл.12.1). Вона враховує, з одного боку, основну особливість гідрологічного режиму гирла (з припливами, без припливів), а з іншого – особливості морфології гирлової ділянки річки (однорукавна, багаторукавна) і узмор'я (відкрите: відміле або приглибе; закрите: естуарій, затока чи лиман). Згідно наведеної типізації, гирлові області найбільших річок України – Дніпра, Дністра, Південного Бугу мають різні характеристики гирлового узмор'я та гирлової ділянки річки.

Слід зазначити, що не в усіх типізаціях естуарії та лимани відносять до різновидів гирлового узмор'я. Наприклад, у В.І. Самойлова (див. рис.12.1) естуарій об'єднує гирлову ділянку і гирлове узмор'я, в інших роботах його розглядають як різновид гирлової ділянки. Такі розбіжності пояснюються великим різноманіттям гирлових областей і, як наслідок, складністю їх поділу за єдиною схемою.

Таблиця 12.1. **Типізація гирлових областей річок за гідрологічними і морфологічними ознаками**

Основна гідрологічна характеристика гирлової області	З припливами (гирла річок узбереж океанів і морів)					
Характеристика гирлового узмор'я	Приглибе відкрите		Відміле відкрите		Естуарій або відносно вузька затока	
Характеристика гирлової ділянки річки	Одно-рукавна	Багато-рукавна	Одно-рукавна	Бага-то-рукавна	Одно-рукавна	Багато-рукавна
Приклади	Камчатка		Гирла малих річок	Лена, Яна, Колима, Індигірка	Мезень, Кулой	Єнісей, Печора, Північна Двіна, Об
Основна гідрологічна характеристика області	Без припливів (гирла річок внутрішніх морів)					
Характеристика гирлового узмор'я	Приглибе відкрите		Відміле відкрите		Лиман або відносно вузька затока	
Характеристика гирлової ділянки річки	Одно-рукавна	Бага-торукавна	Одно-рукавна	Бага-торукавна	Однорукавна	Багато-рукавна
Приклади	Західна Двіна, гирла малих річок	Кубань, Дунай, Кура, Селенга, Амударʼя	Гирла малих річок	Волга, Урал, Терек	Дністер, Південний Буг, гирла малих річок	Дніпро, Нева, Дон

Гирлові області річок мають велике практичне значення для різних галузей господарства. Це зумовлюється їх географічним положенням на важливій ділянці водного шляху з морів вглиб материка, а також великими природними багатствами: родючими ґрунтами, промисловими скупченнями риби, великими запасами тростини, яка використовується в целюлозній промисловості.

Необхідність раціонального використання гирл річок вимагає їх комплексного дослідження. В системі Гідрометеослужби України існують спеціальні гирлові підрозділи спостережень. В останні десятиліття в Україні проводилися інтенсивні гідрологічні, гідрохімічні, гідробіологічні та інші наукові дослідження гирлових областей Дніпра, Дунаю, Дністра, Південного Бугу (Михайлов та ін., 1981, Тімченко, 1990, Хільчевський, 1990 та ін.). Подібні роботи виконувалися в Росії (в гирлах Волги, Тереку, Кубані, Західної Двіни, Неви, Північної Двіни) та інших приморських країнах.

В деяких державах для регулювання в гирлових областях водогосподарських і соціально-економічних заходів створені спеціальні владні структури. Наприклад, у Румунії існує Міністерство з проблем господарського розвитку в дельті Дунаю.

12.2. Особливості гідрологічного режиму річкових дельт

Водний режим та іонний стік. В межах гирла річка, як правило не має значних приток, що визначає відносну стабільність витрат води по її довжині. Але площа живого перерізу потоку збільшується вниз за течією, тому для гирлових областей є характерним процес розпластування хвилі водопілля, тобто зменшення його висоти і розтягування в часі. Пересічно висота підйому рівня під час водопілля зменшується від 6-12 м у пригирловій ділянці річки до 2-5 м у вершині дельти і менше 1 м на її морському краю при майже незмінній висоті рівня на узмор'ї. При цьому максимальні поздовжні похили водної поверхні досягають 5-10 см/км. В період межені похил водної поверхні в дельті звичайно не перевищує 1-2 см/км.

Великі поздовжні похили в гирлових областях виникають також при інтенсивному розвитку згону чи при різкому припиненні нагінного вітру. В цих випадках рівень на узмор'ї швидко опускається (до кількох десятків сантиметрів за годину), а зниження рівня в руслі річки відбувається не так інтенсивно і запізнюється в часі тим біль-

ше, чим вище за течією. Тому похил водної поверхні в гирлі річки збільшується (до 15-20 см/км у районі морського краю дельти), а швидкості течій можуть перевищувати 1,5-2,0 м/с.

Відносний розподіл стоку води рукавами дельти під час водопілля і в межень різний. На річках з великим стоком наносів характерні прориви берегових валів у період водопілля і затоплення дельтової рівнини. А це, в свою чергу, призводить до появи нових рукавів та відмирання старих, і, відповідно, до суттєвого перерозподілу стоку в дельті. Великий вплив на пропускну здатність рукавів і розподіл стоку в них має утворення заторів і зажорів, промерзання рукавів до дна. При припливах і нагонах, які створюють підпір для річкового стоку, можливе переливання води з однієї системи рукавів дельти в іншу. Значний вплив на режим стоку і рівня води, а тому і на розподіл стоку рукавами дельти, можуть мати гідротехнічні споруди в басейнах річок.

Об'єм водного стоку і його розподіл за рукавами дельти зумовлює і величину іонного стоку. Наприклад, розрахунки, виконані спільно з румунськими вченими, по трьох рукавах дельти Дунаю показали, що найбільший об'єм водного стоку за рік у Чорне море надходить через Кілійський рукав – 61%. Через Георгієвський і Сулинський рукави надходить відповідно 20 і 19 %. В період весняного водопілля Дунай виносить 41% водного стоку, в літню межень – 26%, у зимову межень – 23%. В середньому за рік Дунай виносить $76231 \cdot 10^3$ т солей. Розподіл іонного стоку по гирлах і за сезонами відповідає пропорціям водного стоку (табл.12.2).

Твердий стік. Продукти ерозії, які річки частково виносять в моря і океани, поділяються на *завислі і рухомі наноси*. Загальна кількість завислих і рухомих наносів (*твердий стік*) збільшується на ділянках верхньої та середньої течії переважно за рахунок збільшення витрат води. В гирлових областях стік води по довжині річки практично не збільшується, а швидкість течії падає. Тому тут відбувається акумуляція наносів (переважно в районі дельти) і, відповідно, зменшення каламутності води з наближенням до моря. За рахунок стирання наносів під час руху вниз по річці діаметр їх часток у гирлових областях звичайно стає меншим, ніж у річці. Найбільше наносів у гирлах річок проходить під час водопілля (70-90% річного стоку).

Таблиця 12.2. **Об'єм водного (км^3) та іонного (10^3 т) стоку р. Дунай у Чорне море (за В.К.Хільчевським, 1990)**

Рукав, територія країни	**Весняне водопілля**		**Літня межень**		**Зимова межень**		**За рік**	
	км^3	**10^3 т**	**км^3**	**10^3 т**	**км^3**	**10^3 т**	**км^3**	**10^3 т**
Кілійський (Україна, Румунія)	52,8	19034	45,1	16472	29,7	10833	127,1	46339
Сулинський (Румунія)	16,8	6108	14,5	5307	9,0	3300	40,3	14715
Георгієвський (Румунія)	16,9	6171	15,1	5490	9,6	3516	41,6	15177
Дунай в цілому	86,0	31313	74,7	27269	48,9	17649	209,0	76231

Інтенсивне відкладання наносів відбувається на так званих барових ділянках узмор'я. Тут формується значна за площею відмілина, що створює перешкоди для судноплавства. Для покращення судноплавних умов у гирлах через бари прокладають канали, в яких необхідно регулярно підтримувати потрібні глибини за допомогою земснарядів.

12.3. Формування дельт річок

Процес утворення річкової дельти зумовлюють багато факторів: стік наносів річки; активність морського хвилювання і течій на узмор'ї; глибина моря в районі впадіння річки; наявність тектонічних рухів у гирловій області. Кожен з цих факторів може відігравати більшу або меншу роль залежно від конкретних географічних умов. Тому в природі існує велика різноманітність дельт.

Дельти виповнення утворюються при впадінні річки з великим стоком наносів у мілководну затоку. При розвитку такої дельти відбувається відмежування від моря окремих ділянок затоки хвилеприбійними косами і заповнення утворених лагун річковими наносами. Таким чином формувалися дельти Дунаю і Кубані.

Висунуті дельти формуються на відкритому узбережжі. Необхідною умовою утворення такої дельти є великий стік наносів річки, достатній, щоб протистояти розвиваючій дії морських хвиль і течій. Якщо ж стік наносів не достатній для швидкого формування бару, з наступним перетворенням його в осередок і острів, то, як відзначає О.К.Леонтьєв (1982), формується *дзьобоподібна* дельта, яка складається з двох коротких і широких пригирлових кіс (Тібр, річки південного узбережжя Байкалу).

Розподіл стоку води і наносів вздовж морського краю дельти буває нерівномірним. За таких умов ділянки дельти, де впадають найбільші рукави, інтенсивно висуваються в море, а ділянки з невеликим стоком відстають у своєму розвитку. Таку висунуту дельту називають *лопатною* (Кура, Міссісіпі, По). На відкритих берегах при порівняно невеликому стоку наносів формується дельта з вирівняним морським краєм, оскільки хвилювання зрізає ділянки, що виступають і переносять продукти розмиву в затоки між лопатями дельти (Лена, Юкон, Нігер). При невеликому стоку наносів на приглибому узмор'ї дельта може блокуватися косою, складеною з морських наносів (річки Сенегал, Камчатка).

Як відзначалося вище, великий вплив на природу гирлових областей і, зокрема, дельт має діяльність людини. Створення водосховищ і вилучення частини стоку річок на зрошення призводить до зменшення стоку води і наносів. Значна частина завислих часток осідає у водосховищах, що проявляється у зменшенні швидкості росту дельт (Дніпро, Дон).

В окремих випадках зменшення стоку у гирлових областях може призвести до розмиву дельт під впливом руйнівної діяльності морського хвилювання. Крім того, водогосподарські заходи обумовлюють суттєвий перерозподіл стоку води і наносів за сезонами року – зрізування піків водопілля і збільшення меженного стоку. За таких умов стає можливим формування нових типів гирл.

12.4. Особливості гідрологічного режиму гирлового узмор'я

Режим течій. Розподіл течій у живому перерізі річки характеризується збільшенням швидкостей течії від дна до поверхні і від берегів до середини потоку. В гирлах річок під дією припливів, згонів та

нагонів і нерівномірності густини розподіл швидкостей течії в потоці суттєво ускладнюється.

При попаданні на узмор'я потоків води з рукавів дельти виникають стокові течії, під впливом яких утворюються підводні русла (борозни). Далі в бік моря по мірі виснаження сили річкових струменів провідними стають вітрові течії. При згонах і нагонах у прибережній зоні виникає похил водної поверхні, а відповідно, і градієнт гідростатичного тиску, під впливом якого утворюються градієнтні течії. Характерними для узмор'я є також густинні течії, які виникають через нерівномірність густини в зоні перемішування морських і річкових вод. На морях з припливами на узмор'ї переважають припливні течії.

Характер стокових течій залежить від типу узмор'я. При впадінні на приглибе узмор'я річковий потік не може задіяти рухом усю масу води від поверхні до дна, тому одразу за гребенем бару прісні річкові води розтікаються по поверхні більш важких солоних вод. На відмілому узмор'ї зосереджені потоки крупних рукавів дельти і вироблені ними підводні русла добре проявляються на порівняно великих віддалях дна барової відмілини. Тим самим намічається рисунок гідрографічної мережі майбутньої частини дельти. Стік річкових вод переважно відбувається по підводних борознах і частково по відмілинах бару. В першому випадку течія має характер зосередженого потоку, який поступово затихає, в другому – відбувається площинний стік, коли річкові води розтікаються широким фронтом. Далі в морі обидва види течій об'єднуються і рухаються зі швидкістю не більше кількох сантиметрів на секунду, охоплюючи увесь шар води узмор'я від поверхні до дна.

Солоність води. На гирловому узмор'ї відбувається трансформація річкових вод у морські. У порівняно вузькій смузі (кілька кілометрів) солоність води збільшується від 0 до 10-15$^{o}/_{oo}$, інколи – до 30$^{o}/_{oo}$. Але це збільшення відбувається нерівномірно. Там, де переважають стокові течії, води сильно опріснені. По мірі просування води в море горизонтальний градієнт солоності збільшується і на звалі глибин досягає максимуму (кілька проміле на 1 км). Далі осолонення поступово продовжується до солоності морської води. При нагоні і припливі зона найбільших градієнтів солоності може зміщуватися в гирлову ділянку.

На приглибому узмор'ї в місцях концентрації стоку річкових вод "язики" сильно опріснених вод поширюються далеко в море, а на ділянках між крупними рукавами дельти солоні морські води підходять близько до берега. Більш легкі опріснені води поступово виклинюються і поширюються по узмор'ю тонким поверхневим шаром по солоних водах моря. Тому вертикальні градієнти на приглибому узмор'ї досить великі, а шар стрибка солоності знаходиться близько до поверхні (1-3 м). Під час водопілля область опріснення поверхневих вод розширюється, а вертикальні градієнти солоності досягають кількох проміле на 1 м.

На відмілому узмор'ї вся прибережна зона заповнена прісною водою. Просуваючись у море річкові води осолонюються. При цьому диференціація солоності води по вертикалі незначна, оскільки вітрове перемішування на мілководді проникає до дна.

Температура води. Розподіл температури на узмор'ї зумовлюється особливостями нагрівання і охолодження морських вод. Взимку найбільше охолоджується поверхневий шар узмор'я, а до дна температура підвищується. Навесні внаслідок прогрівання поверхневих вод формується холодний проміжний шар. Пізніше під дією вітрового перемішування та літнього прогрівання поверхневий шар стає теплішим, ніж придонний, і виникає шар стрибка. У міру нагрівання поверхневих вод вертикальний градієнт температури збільшується, а шар стрибка опускається нижче. Осіннє охолодження вод і збільшення густини поверхневих шарів викликає конвективне перемішування, встановлюється гомотермія.

На відмілому узмор'ї суттєві відмінності температури поверхневих і придонних вод спостерігаються тільки під час штилю.

Льодові явища. В гирлових областях річок створюються специфічні умови для утворення і танення льоду. Опріснені води узмор'я замерзають при вищій температурі, ніж більш солоні морські. Крім того, під час осіннього охолодження опрісненого поверхневого шару води нижче температури найбільшої густини на узмор'ї встановлюється обернена температурна стратифікація (коли верхні більш легкі шари води мають нижчу температуру) і конвективне перемішування припиняється. Це призводить до інтенсивного охолоджування поверхневого шару. Тому гирлові області швидше покриваються льодом, ніж прилеглі ділянки моря.

При великих згінно-нагінних коливаннях рівня і сильних вітрах льодовий покрив на узмор'ї руйнується і виноситься в море. На звільненій поверхні знову утворюється лід. Протягом зими такі процеси можуть повторюватися багато разів.

Навесні руйнування льоду в гирловій області може відбуватися не лише за рахунок танення, але і під дією механічного зламування весняними водами річки. В результаті узмор'я звільняється від льоду раніше прилеглих районів моря та інтенсивно нагрівається за рахунок поглинання сонячної радіації. Від узмор'я процес скресання криги поширюється по всій зоні морського припаю.

12.5. Поширення припливних та згінно-нагінних хвиль у гилах річок

Сформувавшись на гирловому узмор'ї, припливна хвиля проникає у руслову систему річки. У міру просування уверх по річці швидкість її падає. З початком підйому рівня на морському краї гирла похил водної поверхні і швидкість течії річки зменшуються. Річкові води накопичуються в гирлі. Із збільшенням інтенсивності припливного підйому рівня похил на морському краї спочатку стає нульовим, а потім і від'ємним. При цьому солона вода узмор'я починає входити в річку спочатку біля дна і берегів, де швидкість річкової течії найменша, а потім по всьому живому перерізу русла.

В подальшому гребінь припливної хвилі входить у руслову систему гирла і рухається вгору по річці. В цей період в гирлі виділяється три райони: нижній на задньому схилі хвилі, де уже встановився похил з річки в море, а припливна течія змінилася відпливною, верхній – куди припливна хвиля ще не проникла і середній – на передньому схилі хвилі, де похил і течія направлені з моря в річку. Межі цих районів зміщуються уверх по річці одночасно з поширенням припливної хвилі. З часом і на передньому схилі затухаючої припливної хвилі похил стає позитивним (в бік моря). Тоді відпливна течія встановлюється на всій морській ділянці річки.

Найбільш суттєво припливи позначаються на режимі гирлової області за відсутності льодового покриву, при мінімальному стоку річки і великих глибинах над баром. Проникнення морських вод у дельту при припливі відбувається неодночасно в усіх рукавах. Починається воно перш за все з рукавів, які мають порівняно невели-

кий стік і великі глибини на барі. При цьому у великих рукавах певний час може зберігатися течія з річки в море. Відповідно і зміна припливної течії на відпливну відбувається неодночасно на рукавах різної водності. Тому в періоди зміни напрямку течій в дельті можливий суттєвий перерозподіл стоку.

Згінно-нагінні явища також мають суттєвий вплив на режим гирлових областей річок. Згінна (нагінна) хвиля на узмор'ї є вимушеною. Але в гирлі безпосередній вплив вітру на водну поверхню річки через малу її площу стає незначним. В русловій системі згінна або нагінна хвиля, як і припливна, поширюється вверх за течією як вільна хвиля. Тому згінно-нагінні явища за своїм впливом на режим гирла дуже схожі на припливні.

Слід зазначити, що згінно-нагінні явища не мають систематичності і масштабності припливів. На ділянках гирла, де безпосередній вплив вітру на водну поверхню потоку значний (поблизу впадіння річки в море), зміна напрямку течій при нагоні, на відміну від припливу, відбувається не від дна до поверхні, а спочатку у верхньому шарі (від берегів до стрижня), і лише потім процес поширюється в придонні шари потоку.

При сильних припливах в гирлах утворюється бор (див. розд.9). На Атлантичному узбережжі Франції це явище називається маскаре, на Амазонці – пороpока. Найбільш потужний бор формується на р. Фучуньцзян в Китаї.

13. МІНЕРАЛЬНІ РЕСУРСИ СВІТОВОГО ОКЕАНУ ТА ЇХ ВИКОРИСТАННЯ

Про наявність на дні океанів і морів різноманітних корисних копалин було відомо давно, але дістатися до них було надзвичайно важко. Уже в другій половині XX століття людство приступило до вивчення та освоєння ресурсів Світового океану, після чого почали стрімко зростати темпи залучення мінерально-сировинних ресурсів морів і океанів у сферу господарської діяльності людини.

За орієнтовними підрахунками зараз понад 40% доходів у морському господарстві приносить видобуток мінеральної сировини і палива, 30-35% доходів отримують від торгового судноплавства, понад 10% – від рибного промислу, близько 15% – від морського туризму,

використання гідрохімічних, гідроенергетичних ресурсів тощо. Але у вартості загального щорічного видобутку корисних копалин на вилучені з морів і океанів припадає поки що невелика частка – близько 10%.

13.1. Вилучення солей та інших цінних елементів з морської води

Вилучення солей з морської води. Людство щорічно споживає 22 млн. т кухонної солі. Близько третини цієї кількості видобувається з морської води. Зокрема, в Японії близько 50% потреби в кухонній солі забезпечує море.

Морська сіль – це комплекс різних солей, які містяться в морській воді. З 10 т морської солі можна отримати 1,73 тис. кг сирого гіпсу, 370 кг калійних добрив, 26 кг брому та ряд інших хімічних речовин. Англія щорічно вилучає 4 млн. т морської солі, США – понад 2, Іспанія – 0,8, Італія та Франція – по 0,5 млн. т.

Близько двох третин видобутку морської солі зосереджено в соляних копальнях і солоних озерах, третина видобувається безпосередньо з морської води. В країнах з жарким і сухим кліматом сіль з морської води вилучають випарюванням в природних умовах, користуючись енергією сонця і вітру. Але ефективність такого видобутку невелика. З 30-40 т солей, які містяться в морській воді, вдається вилучити всього 1,3 т. Вигідніше добувати морську сіль у природних концентраторах, розташованих у районах із сухим та жарким кліматом. До числа найбільш відомих належать затоки Кара-Богаз-Гол, Сиваш і Мертве море.

Затока Кара-Богаз-Гол (Каспійське море) – це величезний випарювальний басейн у пустелі. Його площа близько 18 тис. км^2, максимальна глибина – 3,5 м. Солоність води досягає місцями 300$^o/_{oo}$, концентрація солей у 21 раз вища, ніж у водах Каспію. Кара-Богаз-Гол розташований на 3-4 м нижче рівня Каспійського моря. Через вузьку і довгу протоку в затоку протягом багатьох років надходила морська вода, яка містить значну кількість солей. За час існування затоки в ній накопичилися мільярди тонн солей, які містять багато цінних промислових компонентів: сульфат натрію (Na_2SO_4), сульфат калію (K_2SO_4),сульфат магнію ($MgSO_4$) та багато інших.

Затока Сиваш (Азовське море) – ще одне природне сховище хімічної сировини. За підрахунками вчених, при переробці 125 $м^3$ ропи Сиваша можна отримати 1 т оксиду магнію (до 30 кг на 1 $м^3$). Щорічно з Сиваша може бути вилучено 190 млн. т різних солей, у тому числі 146 млн. т кухонної солі, мільйони тонн сірчанокислого магнію, 4 млн. т хлористого калію, а також бром, кальцій, хлор та ін.

Від Чонгарського півострова до Перекопського перешийка простягається західна гілка Сиваша. Ця частина затоки (завдовжки 80 км і завширшки 5-9 км) відділена від Азовського моря двома дамбами і перетворена на закритий басейн. Для забору морської води в Біюк-Найманській дамбі споруджено шлюз. З цього величезного басейну, де концентрація солей дуже велика (близько $250^o/_{oo}$), ропа подається для переробки на бромний завод у Красноперекопську та на Кримський содовий завод.

Південний Сиваш – сировинна база для отримання магнію. Ряд цінних видів сировини вилучається з вод цієї частини затоки, користуючись природними силами (енергією сонця і вітру), поряд із застосуванням сучасних механізмів і технологій.

Під дном Сиваша виявлені значні запаси мінеральних вод. Так, у межах акваторії Азовського моря розвідано Північно-Сивашське родовище йодобромних вод. Глибина залягання водоносного горизонту 1000-1700 м. Бурінням під дном затоки виявлені також і термальні води (з температурою на виливі до 78°, солоністю $13\text{-}77^o/_{oo}$). У районах Західного і Східного Сиваша зосереджені великі запаси високоякісних лікувальних грязей. Все це говорить про необхідність комплексного використання природних багатств Сиваша.

У Мертвому морі вміст солей надзвичайно високий (близько $270^o/_{oo}$) і перевищує солоність Сиваша. Його води мають таку густину, що людина тримається на поверхні води без будь-яких зусиль. Площа цієї найбільшої водойми півдня Азії, яка не має стоку в океан, дорівнює 950 $км^2$; найбільша глибина 356 м; рівень води на 392 м нижче середнього рівня Світового океану. Річки, що впадають у Мертве море, приносять щорічно понад 3,5 $км^3$ прісної води, з яких ¾ припадає на р. Йордан. Жаркий посушливий клімат сприяє інтенсивному випаровуванню і, як наслідок – високій концентрації солей, запаси яких тут становлять: 22 млрд. т хлористого кальцію, 2 млрд. т

хлористого калію, 0,95 млрд. т бромистого магнію. Цієї кількості солей хватило б для задоволення світової потреби на сотні років.

Цінні елементи з моря. Бром та йод належать до числа розсіяних елементів земної кори. У надзвичайно малих кількостях їх різноманітні солі містяться у морській воді та ропі соляних озер, у бурових водах нафтоносних пластів та ін. Багато йоду накопичується в тканинах морських водоростей. Багаті на йод морська капуста і червона філофора. В 1000 л морської води міститься всього 20-30 мг йоду, а в такій же кількості висушеної морської капусти – 1,5-2 кг, тобто в 75-100 тис. разів більше. Бром переважно накопичується в морських та океанічних водах. Найбільші його скупчення формуються в так званих соляних маточниках, які залишаються після випадіння в осад гіпсу і солей при випаровуванні морської води.

Ефективне виробництво магнію з морської води налагоджено у багатьох країнах світу. Так, в Англії з моря отримують 4/5 загальної кількості магнію, в США – до 50%.

Набагато складнішою є проблема отримання з морської води рідкісних елементів. Неодноразово здійснювалися спроби видобутку з морської води золота та урану. Розроблені численні методи їх вилучення, але промислове виробництво не налагоджено в жодній країні. Труднощі реалізації таких проектів пов'язані з дуже малими кількостями цих речовин в одиниці об'єму морської води. Так, урану міститься всього 0,003 мг/л води, золота – в кілька тисяч разів менше. Але в перерахунку на загальний обсяг води у Світовому океані кількість урану становить близько 4 млрд. т, золота – більше 5 млн. т. Ці цифри надихали і надихають дослідників на пошуки.

13.2. Розробка морських розсипних родовищ

В наш час розвідані та експлуатуються багато великих і дрібних прибережно-морських і підводних розсипних родовищ. Вони різноманітні за формою, розташуванням стосовно елементів морфології берега і дна, глибиною підводного залягання, розмірами, просторовою конфігурацією, гранулометричним і мінеральним складом і т.п. Умови утворення прибережних і морських розсипів зумовили форму їх залягання (в більшості випадків витягнуту вздовж берега) і малу потужність. Вміст корисних компонентів у них незначний. Наприклад, золота в розроблюваних розсипах в середньому 260 мг/м^3, оло-

ва – 0,3-0,6 кг/м^3, алмазів – 1 карат на 1 м^2 площі покладів (1 карат = 200 мг), заліза – в межах 20% і т.д. Але у зв'язку із значними розмірами цих родовищ запаси металів у них досить великі.

З числа прибережно-морських родовищ, що зараз експлуатуються, найбільш відомі: оловоносні піски біля берегів Індонезії, Таїланду і Малайзії; золотовмісні розсипи біля берегів Північної Америки; алмазовмісні гравійні відклади біля берегів південно-західної Африки; прибережні рідкометалеві та магнетитові розсипи біля берегів Австралії, Індії, Японії; баритові родовища біля берегів США і бурштинові відклади у південно-східній частині Балтійського моря (рис.13.1).

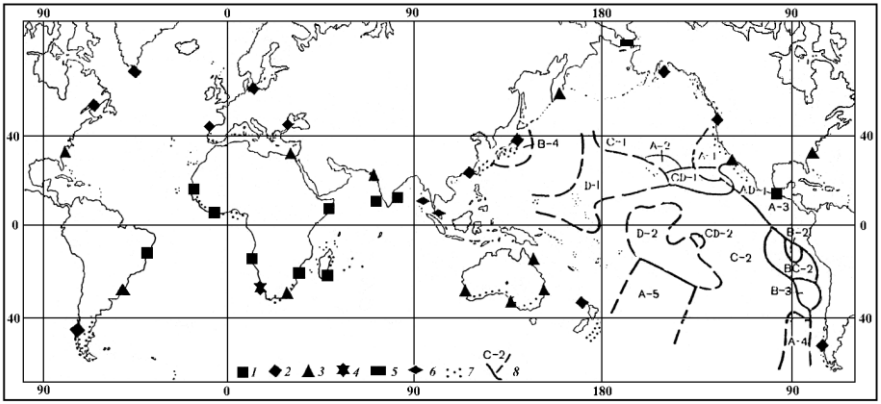

Рис. 13.1. Схема розташування деяких найважливіших корисних копалин у Світовому океані (за Д. Меро, 1962). Зональні розсипи: *1* – екваторіальної і тропічних зон (ільменіт, рутил, циркон, монацит); *2* – помірних і субтропічних зон (великий домішок породоутворюючих темно-кольорових і магнетиту); *3* – розсипи перехідного типу з провідною роллю ільменіту. Азональні розсипи: *4* – алмази; *5* – золото; *6* – каситерит. Інші корисні копалини: *7*- фосфорити і глауконітові піски. *8* – районування Тихого океану за складом залізо-марганцевих конкрецій. Райони з переважанням: *A* – заліза, *B* – марганцю, *C* – міді і нікелю, *D* – кобальту, *AD, BC* і ін. – перехідні зони

Індонезія займає друге (після Малайзії) місце за видобутком каситериту і друге (після Індії) за видобутком монациту. Згідно дослі-

джень геологів вся зона від архіпелагу Ріау до острова Біллітон перспективна на виявлення підводних оловоносних розсипів. Основні роботи зосереджені в районі островів Банха, Біллітон, Сінкеп. Загальний річний обсяг видобутку становить 6 тис. т олов'яних концентратів, або 40% від загального обсягу олова, яке добувається в Індонезії.

В Таїланді видобувні роботи ведуться в районі острова Пукет на глибинах близько 30-40 м на відстані до 5-9 км від берега. Таким чином видобувається близько 3 тис. т олов'яних концентратів, або близько 10% від загального обсягу отримуваного в цій країні олова.

Різні американські компанії періодично підключаються до пошуків золота практично вздовж усього західного узбережжя США. Найбільшого розвитку ці роботи отримали біля м. Ном, на узбережжі Нортон-Саунд, у затоці Якутат у Беринговому морі та на півострові С'юард. Виконана детальна розвідка підводної частини розсипу Голд Біг.

На атлантичному узбережжі США проводяться розробки морських розсипів, які містять ільменіт і циркон. В результаті США забезпечують власні потреби в ільменіті на 50% і в цирконі на 100%. Найбільш значними є розсипи вздовж східного берега півострова Флорида.

Широко відомі алмазовмісні кімберлітові трубки південної частини Африканського материка. За передбаченнями геологів, річки, які перетинають ці родовища, мали сприяти виносу алмазів у прибережно-морську частину і утворювати так звані вторинні розсипні родовища алмазів. Типовий їх представник – унікальне алмазовмісне розсипне родовище на морській терасі вздовж атлантичного узбережжя в районі між затокою Людеріц-Бей і р. Оранжева. Особливістю складу цих розсипів є переважний вміст ювелірних алмазів із середньою вагою каменів близько 0,2-0,5 карата.

Прибережно-морські розсипи важких мінералів відомі вздовж майже всього узбережжя Австралії. Основний склад розсипів представлений досить дрібним кварцовим піском з включенням зерен важких мінералів з питомою вагою близько 3 г/см^3. Їх розробку ведуть різними технічними засобами залежно від гірничо-технічних умов, але переважно землесосними снарядами. Щорічно обробляється площа 7-8 км^2. Середній вміст мінералів у важких фракціях

орієнтовно становить: циркону – 38%, рутилу – 28%, монациту – 0,7%, ільменіту – 32%. Більша частина продукції експортується.

Прибережно-морські розсипи Індії, які мають промислову цінність, розповсюджені як на західному, так і на східному узбережжях півострова Індостан. Найбільш відомі – район Траванкура в штаті Карала та узбережжя Тіневіллі в штаті Мадрас. В основному розсипи приурочені до дюн, пляжів і ділянок мілководдя (до глибини 5-10 м). У важкій фракції міститься 50-70% цінних компонентів: 65% ільменіту, 8% циркону, 2% монациту. Частку Індії в світовому виробництві ільменіту оцінюють орієнтовно в 25%.

В Японії широко поширені прибережно-морські розсипи, які представлені так званими залізистими пісками. Основними мінералами є титано-магнетит, магнетит, ільменіт та ін. Вони формуються за рахунок сортування в прибережній зоні продуктів вулканічного походження. Вміст заліза у важкій фракції коливається в межах від 23 до 60%, оксиду титану – до 12%. Ці піски використовуються в металургійній промисловості при отриманні сталі, титану, ванадію.

Своєрідним видом корисної сировини є бурштин. Археологічні розкопки свідчать, що інтерес до цього каменю проявляли греки, фінікійці, єгиптяни і мексиканці. Майстри виготовляли з легкого в обробці каменю прикраси і предмети домашнього вжитку. Зараз значення бурштину зросло в зв’язку із застосуванням його в електротехнічній промисловості (ізолятори, каніфоль), хімічному виробництві (лаки, фарби), сільському господарстві (біостимулятори рослин), медицині (антисептики) і космонавтиці (для поглинання шкідливих часток).

Найбільш відомі родовища цього каменю розташовані в південно-східній частині Балтійського моря, де працює потужний Янтарний комбінат (Калінінградська область, Росія).

13.3. Розробка корисних копалин у зоні шельфу

Видобуток нафти і газу. Серед розроблюваних корисних копалин Світового океану майже 90% у грошовому виразі становлять нафта і газ, які видобуваються переважно в зоні шельфу. На кінець 80-х – початок 90-х років з моря вилучалося понад 23% всієї видобутої на Землі нафти і близько 12% природного газу.

Зараз більше ніж у сотні країн ведуться пошуки нафти і газу у морських родовищах. Основними районами видобутку нафти і газу з морського дна є Мексиканська і Перська затоки, Каспійське море, Карибське море (поблизу берегів Панами, Гватемали і Нікарагуа), Яванське море (поблизу острова Ява), Північне море (поблизу берегів ФРН), Східно-Китайське та Південно-Китайське моря. Виявлене на дні Перської затоки родовище нафти Сафанія є найбільшим у світі серед морських родовищ нафти.

Родовища мілководної зони розбурюються свердловинами, пройденими з берега, з насипних штучних островів чи пальових основ (рис.13.2). Але основна кількість свердловин для розвідки і експлуатації родовищ проходиться з морських плавучих бурових установок, яких зараз у світі кілька сотень. До морських установок належать бурові судна і баржі, напівзанурені і самопідйомні установки (рис.13.3). В наш час виділилися райони найбільшого зосередження морських бурових установок – це Північне море, моря Північно-Східної Азії, узбережжя Північної Америки та ін.

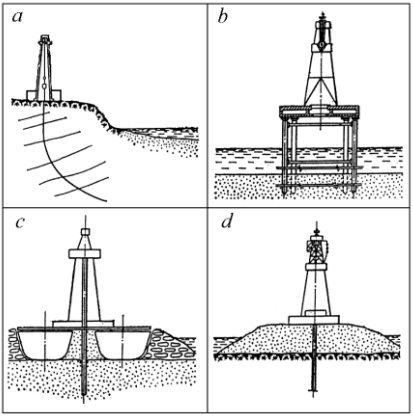

Рис. 13.2 Схеми стаціонарних основ для буріння розвідувальних і експлуатаційних свердловин: *a* – з берега; *b* – зі стаціонарної основи; *c* – з затоплених барж; *d* – з насипного острова

Відносно більш дешевими є самопідйомні основи, але область їх застосування обмежується глибинами до 110 м. На більших глибинах застосовуються напівзанурені платформи і бурові судна. Перші стійкі проти шторму, другі більш мобільні і мають більшу корисну вантажопідйомність. Напівзанурені основи працюють, як правило,

на глибинах до 300 м. Бурові судна розраховані для роботи на глибинах до 1100 м. Спеціалізоване судно “Гломар Челенджер” може виконувати бурові роботи на глибині до 6100 м.

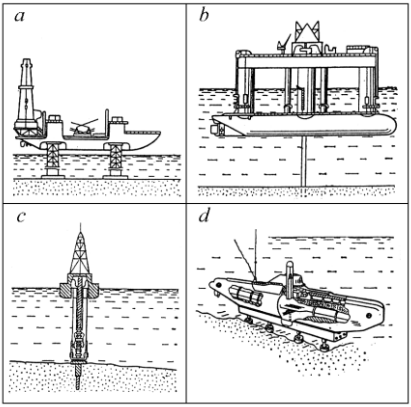

Рис. 13.3. Схеми плавучих бурових установок: *a* – самопідйомна основа; *b* – напівзанурена основа; *c* – бурове судно; *d* – підводний буровий човен

Гірничо-видобувна промисловість у зоні шельфу. Материковий схил – це підводна окраїна континентів, природне продовження гранітних платформ під сучасним рівнем Світового океану. Закономірним є припущення, що родовища твердих корисних копалин у надрах морського дна можуть залягати з тією ж частотою, що і на континентах. Серйозною перешкодою на шляху розвитку гірничо-видобувної промисловості в зоні шельфу є складність виконання комплексу необхідних розвідувальних робіт, особливо бурових.

У наш час відомо понад 100 шахт і рудників, які експлуатуються із системи підводних виробок, пройдених з берега, природних чи штучних островів. В основному в них добуваються залізна і мідно-нікелева руди, олово, ртуть та інші копалини. Такі розробки ведуться біля берегів Канади, Англії, Японії, Австралії, Чилі, Фінляндії, Франції, Греції, Польщі, Іспанії, Туреччини та США. На деяких з цих шахт і рудників гірські виробки йдуть під дно моря на 10-20 км від берега до глибин 120 м (при заглибленні в корінні породи дна до 2 км).

Деякі країни, які мають острівне розташування та обмежені мінерально-сировинні ресурси, мають значний обсяг видобутку вугілля з

надр морського дна. Так, в Японії з вугільних пластів, які простягаються за межі берегової лінії, добувають близько 30%, а в Англії – 10% від загального видобутку в цих країнах.

Одним з найбільших гірничих підприємств під дном моря є канадський рудник Вабана із запасами близько 2 млрд. т руди, яка містить 52% заліза. Рудник, розташований на невеликому (завдовжки 7 і завширшки 3 км) острові Бел-Айленд і виробляє 3 млн. т руди на рік.

Існують різні схеми гірничо-морських розробок залежно від конкретних умов родовища (рис. 13.4).

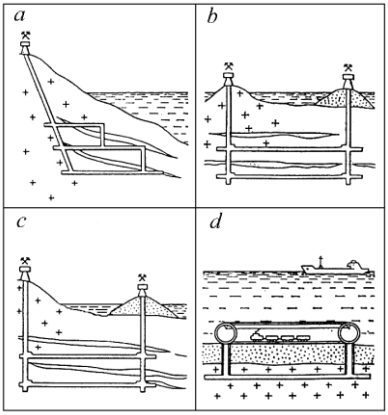

Рис. 13.4. Схеми розробки родовищ під дном моря: *a* – похилими стволами з берега; *b* – вертикальними стволами з природного чи насипного острова; *c* – вертикальним стволом з берега і допоміжним з насипного острова; *d* – з підводних тунелів, закладених на дні моря

Застосовується також *безшахтний спосіб розробки родовищ,* під яким розуміють розробку родовищ через свердловини. Спеціалісти пов’язують з цим способом значні перспективи освоєння підводних родовищ твердих корисних копалин. Для безшахтної розробки використовують різні геотехнологічні методи: гідравлічні, теплофізичні, гідрохімічні, біохімічні, пірохімічні, органохімічні та їх поєднання (комбіновані). В основі цих методів лежать різні фізико-хімічні процеси, в результаті яких цінні елементи на місці залягання переводяться в *пульпу* (в’язку рідину), газоподібний стан або в хімічний розчин.

Зараз у багатьох країнах через свердловини успішно добувають: фосфорити і уранові руди (гідророзпушуванням гірських порід); сір-

ку та озокерит (підземною виплавкою); солі (підземним розчиненням); мідь та уран (вилуговуванням металу з рудовмісних порід); вугілля (підземною газифікацією); сланці (підземною перегонкою); нафту (термічними методами); сульфідні мінерали (підземним випалюванням).

Свердловини в породах дна проходять з основ (упорів). До них належать основи, які використовуються для розвідки та розробки нафтогазових родовищ. Це природні та штучні острови, стаціонарні та напівзанурені основи (див. рис.13.2, 13.3), а також природний і наморожений лід.

13.4. Глибоководний видобуток корисних копалин з морського дна

Дивні мінеральні утворення були виявлені в пробах ґрунту, піднятих з дна океану в останній чверті минулого століття співробітниками англійської океанографічної експедиції на корветі "Ченджер". За формою вони нагадували картоплини, мали темне забарвлення, шарувату будову, малу міцність. Хімічними аналізами було встановлено в них підвищений вміст заліза, марганцю, а також міді, нікелю, кобальту і багатьох інших рідкісних і розсіяних елементів. Високий вміст заліза і марганцю зумовили назву цих утворень – *залізо-марганцеві конкреції*.

Особливу увагу привернули до себе конкреції в другій половині XX століття в зв'язку з широким розвитком океанографічних досліджень та загостренням дефіциту мінерально-сировинних ресурсів у багатьох країнах. Дослідники вияснили загальні закономірності розташування конкрецій, їх орієнтовні запаси, вміст у них корисних компонентів залежно від району залягання. Було встановлено, що конкреції у вигляді зерен, жовен, кірок, окремих брил зустрічаються в осадах океанів майже всюди. Характерна особливість – приуроченість конкрецій певної форми і величини з рівномірним мінеральним складом до певної ділянки дна.

Дрібні зерна конкрецій (0,25-0,5 мм) є складовою частиною глибоководних відкладів – червоних глин і карбонатних мулів. Марганцеві кірки часто покривають на дні океану залишки відмерлих організмів, плити вулканічного матеріалу, виходи корінних порід дна. Товщина кірок коливається від десятих часток міліметра до кількох

сантиметрів. Найбільш поширений вид конкрецій – округлої форми з розміром від 1 до 5 см. Інколи зустрічаються окремі брили. Так, в одному з рейсів “Витязя” тралом була піднята зі схилу гори з глибини понад 3 км унікальна брила діаметром 1,5 м і вагою понад 1 т.

На океанічних глибинах переважають крихкі утворення. Об’єм пор у конкрецій становить 40-60%, питома вага – 2-2,4 г/см^3. Для порівняння скажемо, що питома вага залізо-марганцевих руд аналогічного складу становить 4-4,9 г/см^3.

Вміст окремих компонентів у конкреціях не постійний. Наприклад, у Тихому океані вміст марганцю коливається від 8 до 50% (в середньому – 25%). Максимальний вміст нікелю досягає 2% (в середньому близько 1%). Кобальту в конкреціях менше 1%. Континентальні руди такого складу є високоякісною сировиною для металургійної промисловості. Конкреції Атлантичного океану бідніші. Середній вміст у них різних компонентів становить: марганцю – 18%, міді – 0,4%, нікелю – 0,6%, кобальту – 0,4%. В Індійському океані зустрічаються конкреції, близькі за складом як до тихоокеанських, так і до атлантичних.

Глибини, на яких виявлені конкреції, складають кілька тисяч метрів. Найбільш багаті ділянки знайдені на глибинах 4-6 тис. м як у Тихому, так і в Атлантичному та Індійському океанах. На мілководних ділянках конкреції зустрічаються рідше і мають невисокий вміст цінних компонентів-домішок. Американські дослідники виявили поклади конкрецій в Атлантичному океані поблизу берегів США (біля штатів Флорида, Джорджія та Південна Кароліна) на глибині лише 0,5-1,0 тис м, але ці конкреції бідні за складом.

Кількість конкрецій на одиницю площі дна коливається в широких межах (від кількох грамів до кількох десятків кілограмів на 1 м^2). Вміст у покладах, перспективних для розробки, становить в середньому 10 кг/м^2.

Як перспективна сировина для промисловості можуть розглядатися глибоководні відклади, які представлені *металоносними мулами.* В 1964-1965 рр. у Червоному морі між Суданом і Аравією дослідними суднами “Діскавері” (Англія), “Атлантик-ІІ” (США) і “Метеор” (ФРН) були виявлені та досліджені високотемпературні аномалії (22-60°С) на глибинах 2,0-2,2 тис. м. Проби, взяті на цих глибинах, показали підвищений вміст лугів. Склад мулів виявився дрібнодис-

персним, аморфним, надзвичайно водонасиченим (у верхніх шарах – до 85%). Висушені мули максимально вміщали: міді – до 3%, цинку – до 10%, а також сліди срібла і золота. Середній склад металоносних мулів за вмістом міді і цинку відповідає вмісту цих металів у родовищах, які розробляються в багатьох районах світу на континентах.

Виникнення цих незвичайних відкладів у розломах земної кори на дні морів вчені пояснюють активною вулканічною діяльністю. Виходи термальних лугів виявлені також у багатьох інших районах Світового океану, наприклад у Середземному морі, на Східно-Тихоокеанському піднятті, в Центрально-Індійському і Серединно-Атлантичному хребтах.

Розробка родовищ дна океану. Принципові технічні рішення по створенню установок для добування конкрецій були запропоновані в 60-х роках спеціалістами різних країн. Пізніше з'явилися пропозиції по установках для розробки металоносних мулів.

Механічна система передбачала опускання на тросі драги-волокуші (трала), черпання з дна океану конкрецій і підйом заповненого ковша на поверхню. Гідравлічна система вимагала наявності придонного збирального пристрою з насосами, який збирає конкреції, всмоктує їх в суміші з водою і перекачує по трубопроводах на добувне судно. Добування конкрецій за задумом конструкторів можна було також вести з автономних апаратів (типу підводних човнів). Металоносні мули передбачалося добувати установками *ерліфтного* (з подачею повітря на глибину під великим тиском) і насосного типів. На даний час у морських умовах випробувані установки трьох видів: ерліфтна, з вертикальним пустотілим елементом і канатно-черпакова. Всі вони призначені для добування конкрецій.

Гірничотехнічні фактори залягання металоносних мулів у глибоководних западинах у цілому більш сприятливі для розробки, по-перше, через меншу (в 2-3 рази) глибину залягання і, по-друге, завдяки досить потужному шару продуктивних відкладів при мулистій консистенції. Тут можуть працювати установки практично тих же типів, що і при добуванні конкрецій.

Переробка конкрецій. Загальноприйняті способи переробки мінеральної сировини, яка включає такі метали, як нікель, кобальт і мідь, не придатні для конкрецій у зв'язку із специфічними особли-

востями їх речовинного складу. Тому були розроблені нові способи, серед яких найбільш придатними виявилися гідрометалургійний і пірометалургійний. Вони забезпечують досить високий коефіцієнт вилучення основних металів – нікелю, кобальту та міді (до 80-90%).

У зв'язку з високою пористістю конкрецій (50% від загального об'єму), в них міститься значна кількість морської води, а відповідно, і солей, для усунення яких необхідна попередня промивка. Саме ця обставина і визначає переважне застосування гідрометалургійних способів переробки конкрецій. Серед них: вилуговування в середовищі сірчаної кислоти, сульфатизуюче обпалення з наступним сірчанокислим вилуговуванням.

Головна мета застосування пірометалургійних способів переробки конкрецій – вибіркове відновлення з наступним виділенням металів-домішок у металічну фазу і переведенням основної частини марганцю і заліза в шлак. Суттєвим недоліком пірометалургійних способів є необхідність попереднього просушування конкрецій у зв'язку з високою їх вологістю.

Розроблені в дослідно-промисловому масштабі способи переробки конкрецій дозволять у найближчому майбутньому розпочати промислову експлуатацію їх родовищ.

14. БІОЛОГІЧНІ РЕСУРСИ ОКЕАНІВ І МОРІВ

14.1. Біологічні процеси у Світовому океані

Вся сукупність організмів, які існують у Світовому океані, поділяється на три основні групи в залежності від способу побудови органічної речовини: рослини, тварини і бактерії.

Рослини – це організми, які утворюють органічні сполуки з неорганічних речовин за рахунок *фотосинтезу*. Вони являють собою первинну продукцію Світового океану. Рослини поділяються на найпростіші *одноклітинні* організми (діатомові, джгутикові водорості), *багатоклітинні* (бурі, червоні водорості) і *квіткові* рослини. Перші дві групи називають *нижчими* рослинами, останню групу – *вищими* рослинами.

Тварини – це організми, які для свого існування споживають уже готову органічну речовину. Морських тварин нараховується 11 типів, серед них: *одноклітинні* (форамініфери, радіолярії), *багатоклі-*

тинні (губки), *кишковопорожнинні* (медузи, сифонофори, поліпи), *червоподібні*, *молюски* (черевоногі – равлик, двохстулкові; головоногі – кальмари, восьминоги, каракатиці), *членистоногі* (рачки, краби, омари), *голкошкірі* (морські зірки, їжаки), *хордові* (ланцетники, риби, рептилії, ссавці).

Бактерії – одноклітинні організми, які не мають ядра і оточені щільною напівпроникною оболонкою. Бактерії в залежності від споживання кисню поділяються на *аеробні* (споживають кисень) і *анаеробні* (не споживають кисню).

Залежно від способу проживання в Світовому океані виділяються три групи організмів: планктон, нектон, бентос. *Планктон* – це дрібні організми: бактерії та одноклітинні рослини (*фітопланктон*) і одноклітинні тварини (*зоопланктон*). *Нектон* – це вищі хордові тварини і головоногі молюски, які можуть плавати. *Бентос* – організми, які живуть на морському дні, на днищах суден, гідротехнічних підводних спорудах (голкошкірі, ракоподібні, молюски, тощо).

Біологічні процеси – це всі прояви життя на різних стадіях: зародження, розвитку і відмирання. Суттєвою особливістю життєдіяльності організмів є постійний *обмін речовин* з навколишнім середовищем, котрий проявляється в двох аспектах. З одного боку – це використання організмом зовнішніх речовин або умов (*асиміляція*). Процес асиміляції в рослин зводиться в основному до синтезу органічних сполук. Зелені рослини на світлі асимілюють вуглеводи з вуглекислоти за допомогою хлорофілу. Потім, використовуючи вуглеводи і солі азотної кислоти, вони синтезують органічні сполуки – білки. Ці ж властивості мають деякі бактерії, які синтезують вуглеводи з вуглекислоти і води. Замість енергії світла бактерії використовують окиснення різних хімічних речовин (азоту, сірки і т.ін.). За рахунок організмів, що синтезують органічні сполуки з неорганічних, існують тварини, які використовують перших як їжу.

Іншим проявом біологічного обміну речовин є руйнування органічних сполук (*дисиміляція*). Основною формою дисиміляції є дихання з кінцевими продуктами – водою, вуглекислим газом та аміаком, які виділяються з організму в міру їх накопичення. Обидва прояви процесу нерозривно зв’язані між собою.

Завдяки обміну речовин здійснюється безперервне оновлення організму і надходить енергія, необхідна для всіх його життєвих про-

цесів. У зовнішньому середовищі організми знаходять необхідні для їх існування речовини та умови, і в зовнішнє середовище виділяють побічні продукти своєї життєдіяльності. Цикл кругообігу органічних речовин, початий в процесі фотосинтезу, закінчується розкладом морських рослин і трупів тварин бактеріями, в результаті якого органічні сполуки знову переходять в неорганічні.

Серед зовнішніх для організму умов середовища суттєве значення мають гідрометеорологічні фактори, в першу чергу глибина, прозорість, солоність і температура води, гідродинамічні процеси. Так, проникнення світла у товщу води пов'язане з прозорістю морської води, а від цього фактору залежить життєдіяльність рослинних організмів. Для життя рослин необхідні деякі поживні солі – нітрати (сполуки азотної кислоти), нітрити (солі азотистої кислоти) і фосфати (солі фосфорної кислоти), яких відносно мало у поверхневих шарах води. В глибоких шарах цих солей більше, тому важливим є надходження солей з береговим стоком, а головним чином внаслідок винесення на поверхню глибинних вод, яке відбувається в результаті осінньо-зимової конвекції, турбулентних рухів та процесів *апвелінгу*. Під останнім розуміють потужне підіймання глибинних водних мас до поверхні в шар фотосинтезу, при якому вертикальна конвекція їх збільшується на 2-3 порядки, а поверхневий шар води збагачується поживними солями. Біологічна продуктивність в районах апвелінгу підвищується в десятки, а вилов риби – в сотні разів порівняно з іншими районами.

Солоність морської води впливає на осмотичний тиск рідини всередині живого організму. Тварини, які можуть регулювати сольовий склад за рахунок роботи внутрішніх органів і таким чином підтримувати постійний внутрішній осмотичний тиск (риби, вищі ракоподібні), називаються *евріхалинними*. Вони спроможні жити в умовах широкого діапазону солоності води. Більшість безхребетних (найпростіші, губки, кишковопорожнинні, молюски, черви, голкошкірі та ін.) відносяться до *стенохалинних*. Ці тварини не здатні зберігати постійний осмотичний тиск, але і в них він завжди дещо більший ніж у навколишній воді. Критичне значення солоності, що розділяє прісноводні і морські організми, складає 5-8‰.

Температура води впливає на процеси обміну речовин в організмі, на поведінку і поширення організмів, їх різноманіття і чисель-

ність. Високі температури поверхневих вод у тропіках і біля екватора обумовлюють значне видове різноманіття. Так, наприклад, у водах Малайського архіпелагу проживає понад 2000 видів риб, в помірній зоні Тихого океану – 300 видів, а в Північному Льодовитому океані – лише 30-40 видів. Але *біомаса* (загальна маса живих організмів) в тропічному поясі Світового океану набагато менша, ніж в помірному. Наприклад, біомаса зоопланктону на глибинах до 100 м в середньому за рік складає в тропіках 25-60 мг/м^3, а в Норвезькому морі – 1000 мг/м^3. Але в окремих місцях тропічної зони, в екваторіальній зоні в цілому (за винятком екваторіальної протитечії) біомаса планктону, а разом з ним і інших організмів різко зростає. Це пов'язано з областями дивергенції (апвелінгу) глибинних вод з більш холодною температурою у верхній прогрітий шар океану. При цьому з глибин виносяться біогенні речовини, що різко посилює біологічну продуктивність.

У помірних і полярних областях Світового океану в періоди охолодження води розвивається інтенсивне конвективне перемішування, яке збагачує поверхневий пласт води біогенними речовинами. Особливо сприятливі гідрологічні умови для розвитку життя складаються у фронтальних зонах, що відзначаються інтенсивними вертикальними рухами води, різноманітними умовами полів солоності, температури і інших характеристик.

Окремо слід відзначити вплив забруднень на біологічні процеси у Світовому океані. Для ікри, молоді риб і ракоподібних згубною є навіть незначна (0,1-0,01 мг/л) концентрація нафти. При концентрації пестицидів 0,5-1,0 мг/л у морській воді повністю гине фауна. Особливо токсичними для морських організмів є сполуки свинцю, міді, ртуті, миш'яку, ціаніди, деякі сполуки азоту. Гранично допустимі концентрації цих речовин у воді становлять 0,25-100 мг/л. До радіаційних забруднень океану дуже чутливі риби і ссавці. Наприклад, концентрації стронцію-90 10^{-10}-10^{-4} кюрі/л спричинюють втрату життєздатності мальків і личинок риб.

Життєдіяльність організмів в свою чергу має великий вплив на фізико-хімічні властивості вод океанів і морів. Організми вилучають з морської води велику кількість вуглекислого кальцію та кремнію для побудови власних скелетів. В результаті ці речовини, що надходять у морську воду з річковим стоком, знаходяться у стійкій рівно-

вазі. В.І.Вернадський дійшов висновку, що склад води Світового океану, в тому вигляді, яким він є зараз, утворився під впливом живих істот.

Біогенна міграція хімічних елементів відзначається дуже великими темпами, Так, організми біосфери Землі за один рік пропускають через себе таку кількість вуглецю, яка дорівнює його вмісту в земній корі. За рік біосфера переміщує масу газів в декілька разів більшу маси всієї атмосфери.

Величезну роль відіграють біологічні процеси в очищенні морської води (поряд з фізико-хімічними процесами самоочищення води). Особливо велике значення біологічних процесів при органічному забрудненні вод. Основну роль тут відіграють мікроорганізми флори і фауни. Наприклад деякі мікроорганізми повністю руйнують нафту до CO_2 і H_2O. Багато видів бактерій, грибки, дріжджі окислюють феноли, ціаніди, формальдегід. Завдяки інтенсивному обміну речовин найпростіші організми також беруть активну участь у процесах самоочищення вод, інколи поїдаючи до 30 тисяч бактеріальних клітин за годину. Двостулкові молюски в процесі живлення профільтровують за добу до 70 л води.

Однак здатність природних вод океану до самоочищення має певні межі, що необхідно враховувати при визначенні об’ємів і концентрації скидів забруднювальних речовин, об’ємів і складу видобутку морепродуктів.

14.2. Походження та еволюція життя в межах Світового океану

Виникнення і розвиток Світового океану і основних його елементів (дна, води, солей) нерозривно пов’язані з виникненням і еволюцією життя як в межах власне океану, так і на Землі взагалі. Визначальними при цьому були три передумови:

1. Наявність *первісного ювенільного середовища*, тобто насиченого теплом і неорганічними сполуками, пронизаного сонячною радіацією водного простору.

2. Поглинання енергії світла пігментами, в першу чергу, зеленим *хлорофілом* шляхом *фотосинтезу*, тобто утворення органічної речовини із вуглецевої кислоти (H_2CO_3) і води (H_2O), внаслідок чого кисень виділяється в атмосферу, а водень разом з вуглецевою кисло-

тою витрачається на утворення первинного органічного продукту – фосфоргліцеринової кислоти.

3. Виникнення первинних фотосинтезуючих рослин – мікроскопічних *синьо-зелених водоростей – ціанофітів* на дні мілких і теплих морів катархею, які існують і до сьогодні у вигляді одноклітинних форм, розмножуючись шляхом поділу кожні 2-3 доби. Продукція водоростей складає майже 550 млрд. т/рік, що є провідною частиною продукції біомаси на Землі в цілому. Але загальна біомаса водоростей за рахунок їх короткого життєвого циклу становить лише 1,7 млрд. т.

Безсумнівні сліди найперших рослин на Землі – псилофітів (рослини без коріння і листя) виявлені в першій половині палеозою (рис.14.1). Дещо пізніше, в девоні, з'явилися хвощі і папороті (голонасінні рослини). В карбоні і пермі суходіл покривали величезні ліси деревоподібних хвощів і папоротей. В юрі і крейді з'являються спочатку дводольні, а потім і однодольні, покритонасінні квіткові рослини – переважно листяні дерева.

Найпростіші одноклітинні організми тварин, з яких пішли губки і кишковопорожнинні теж з'явилися ще в протерозої. В роботах Л.А. Зенкевича (1971), А.С.Моніна (1977), А.І. Опаріна (1965) та інших підкреслюється, що всі 23 наявних типи тварин на Землі з'явились ще в докембрії. До типово морських тварин належать кишковопорожнинні, які еволюціонували до членистоногих. Перші наземні тварини з'явилися в девоні, коли риби почали вибиратися на суходіл (амфібії, рептилії).

Серед *членистоногих* вже в кембрії утворились трилобіти, які жили на відмілинах морів і океанів до кінця палеозою. В середині палеозою (девоні) від *кільчатих червів* утворились *комахи*. На сьогодні членистоногі є найчисленнішими – з 1,5 млн. видів тварин 1 млн. членистоногих, а з них 90% – це комахи. Сумарна маса океанічного зоопланктону, що складається переважно з ракоподібних, складає 21,5 млрд.т, або близько 70% всієї біомаси Світового океану.

Перші представники *хребетних* з'явилися в ордовіку, можливо – в кембрії. Це *панцерні риби* – великі рибоподібні донні тварини без щелеп і плавців (несправжні риби). В силурі з'явилися вже справжні риби – *хрящові* (акули) і *кісткові,* які займають панівне становище серед риб і сьогодні.

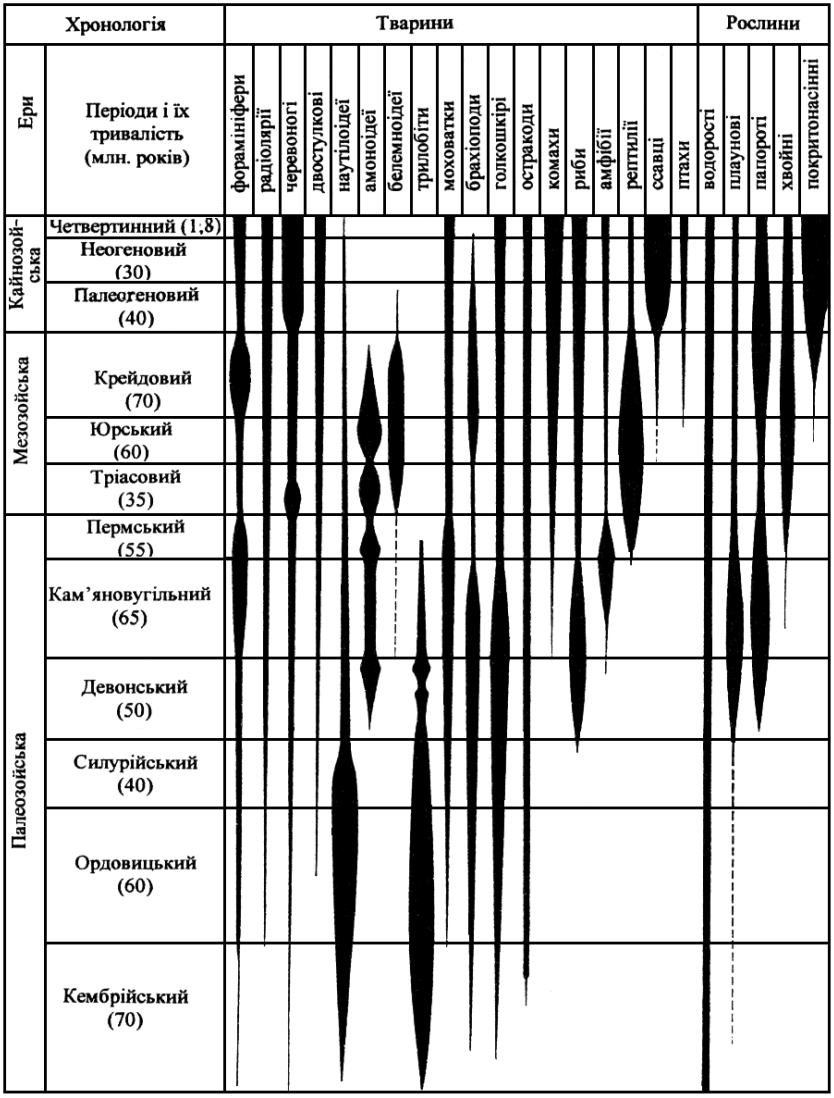

Рис. 14.1. Схема філогенетичного розвитку тварин і рослин за періодами історії Землі

В девоні риби почали вибиратися на суходіл – від кистеперих риб утворились перші земноводні – *амфібії*, які вимерли в пермі і тріасі. Але вже в юрі сформувались *безхвості амфібії* (жаби), а в крейді – *хвостаті амфібії* (тритони і саламандри).

Перші справжні наземні тварини – це *плазуни (рептилії)*. Вони з'явилися наприкінці палеозою і досягли розвитку в мезозої. Знамениті динозаври вимерли наприкінці мезозою в крейдовому періоді, але ще в пермі від них виникли черепахи, а протягом юри і крейди – крокодили, птахи і змії.

Ссавці виникли в тріасі від рептилій. Першими були щурі, потім єхидни і качкодзьоби, в крейді відмежувались сумчасті і *плацентарні*. В палеогені від останніх сформувалось усе різноманіття сучасних ссавців, включаючи людиноподібну мавпу. На початку палеогену частина ссавців перебралася в океан, повністю пристосувавшись до життя у воді (кити і дельфіни) або зберігаючи зв'язок з сушею (ластоногі).

Одним з часто вживаних показників еволюції життя в Світовому океані є еволюція біологічної маси. Водорості з'явилися в катархеї і вже в часи архею і протерозою їх біомаса була близька до сучасної (до 1 млрд. т). Морські тварини з'явилися в середньому протерозої, а їх біомаса неухильно зростала і в кембрії досягла близької до сьогодення (20-30 млрд. т) величини (Ю.Д.Шуйський, 1999).

14.3. Біологічна продуктивність і використання біологічних ресурсів Світового океану

Кількість органічної речовини, яка створюється протягом року (або іншого проміжку часу) живими організмами, називається *загальною біологічною продуктивністю*.

Для характеристики продуктивності використовують такі поняття:

- *Біомаса (Б)* – кількість (маса) живих організмів в одиниці об'єму води (планктон, нектон), або ж на одиницю площі дна (бентос). Біомасу інколи подають в енергетичних одиницях, наприклад, в кількості сонячної енергії, спожитої організмами на перетворення вугільної кислоти в органіку.

- *Продукція (П)* – загальний приріст біомаси всіх організмів за певний час, тобто відтворення живої речовини даного виду, виражене у вагових чи енергетичних одиницях.
- *Коефіцієнт продуктивності (П/Б)* – відношення продукції до біомаси, що характеризує активність (продуктивність) організмів.

Продукція за походженням буває трьох видів:

1. *Первинна продукція,* яка продукується рослинними організмами і обчислюється у вагових одиницях асимільованого на одиницю площі вуглецю (мгС/м^2), або в енергетичних одиницях. Первинна продукція дуже відрізняється в різних районах океану (рис.14.2). Так, в тропічних водах первинна продукція складає менше 100 мгС/м^2 за добу, в зонах екваторіальної дивергенції і в субполярних областях – 200 мгС/м^2 за добу, а зонах апвелінгу, шельфу – до 1000 мгС/м^2 за добу. В основному первинна продукція залежить від величини водообміну.

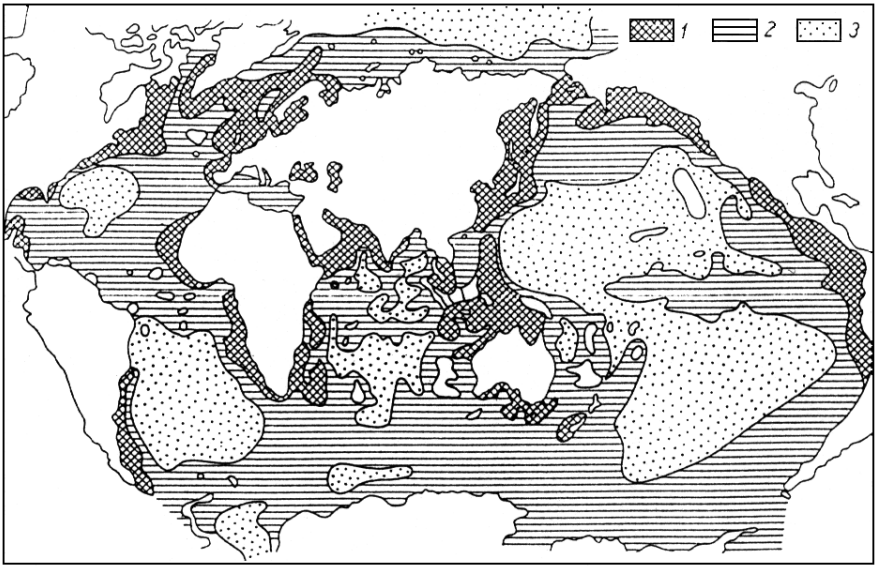

Рис. 14.2. Розподіл первинної продукції (в мгС/м2 за добу) в Світовому океані (за Коблєнц-Мішке та ін.). *1* – більше 250, *2* – від 100 до 250, *3* – менше 100

2. *Вторинна (* проміжна*) продукція* створюється безхребетними.

3. *Кінцева* продукція – це риби і морські ссавці.

За оцінками В.Г.Богорова (1974) характеристики біологічної продуктивності Світового океану мають наступний вигляд (табл.14.1).

Таблиця 14.1. **Біомаса і продукція провідних груп водних організмів (в сирій масі)**

№	**Назва групи організмів**	**Біомаса, млрд. т**	**Продукція, млрд. т/рік**	**Коефіцієнт продуктивності**
I. Продуценти (первинна продукція)				
I.1.	Фітопланктон	1,5	550	336
I.2.	Фітобентос	0,2	0,2	1
	Всього для рослин:	1,7	550,2	324
II. Консументи				
II.1	Зоопланктон (проміжна продукція)	21,5	53,0	2,5
II.2	Зообентос (проміжна продукція)	10,0	3,0	0,33
II.3	Нектон (кінцева продукція)	1,0	0,2	0,2
	Всього для тварин	32,5	56,2	1,7
III. Редуценти				
III.1	Бактерії	0,07	70,0	1000

З табл.14.1 видно, що водорості, маючи в 20 разів меншу масу, ніж тварини, можуть на сьогодні нагодувати тваринний світ океану і створити майже 90 %-й запас продукції. Останнє свідчить як про стійкість сучасної екосистеми Світового океану, так і про можливості використання біологічних ресурсів океану для задоволення харчових потреб населення Землі.

Населення нашої планети, за статистичними даними ООН щороку збільшується на 1,9% і вже досягло 6 млрд. чоловік. Кожна друга людина на Землі голодує, особливо в країнах “третього Світу”, де зосереджено більше половини населення. І це притому, що три чверті придатних для посівів площ орних земель уже освоєно. Де ж шу-

кати джерела поповнення продовольчих ресурсів? В останню чверть XX століття людство з надією звертає свої погляди до Світового океану, що відобразила Генеральна асамблея ООН в Ріо-де-Жанейро (1992 р.), яка розглянула порядок денний на XXI вік – вік сталого розвитку. В зв'язку з цим виникає проблема оцінки біологічної продуктивності Світового океану.

Вважається, що біологічні ресурси Світового океану і внутрішніх морів в 4 рази перевищують ресурси суші. Однак, потреби людства в їжі на 90% забезпечуються сільським господарством і тільки 10% дає морський промисел.

За даними В.Г.Богорова (1974) в Світовому океані проживає 36 млрд. т планктону, 18 млрд. т нектону і 8 млрд. т бентосу. Основну частку морського промислу складає риба – 60-70 млн.т за рік. На другому місці знаходиться добування молюсків та ракоподібних (в основному – кріля), на останньому – видобуток морських водоростей і ссавців.

Річна продукція нектону (див. табл.14.1) складає лише 200 млн.т за рік, причому тут враховано всі види риб, а не лише промислові. Порівнюючи цю цифру з річним виловом риби, можна зробити висновок, що подальше розширення рибного промислу може порушити процеси відтворення рибних ресурсів. Внаслідок загрози підриву популяції окремих видів риб, а також китів, тюленів, молюсків, деяких ракоподібних довелося припинити частково, або повністю їх видобування. Якщо ж врахувати зростаюче забруднення океану, стане очевидно, що збільшення видобутку морепродуктів тільки шляхом удосконалення придатних для цього технічних засобів призведе до вичерпання біологічних ресурсів океану. На зміну чисто екстенсивним методам морського промислу, як і в сільському господарстві, приходять інтенсивні методи, які враховують екосистемні підходи до природокористування і новітні біотехнології. Основні з цих методів такі:

1. Встановлення міжнародних квот і угод промислу.
2. Розширення промислу поза традиційні межі (риба, ссавці, ракоподібні, молюски) на основу харчової піраміди – фітопланктон (водорості) і зоопланктон (кріль), щорічне відтворення яких має гігантські масштаби (див. табл.14.1).

3. Організація нових видів промислу, в першу чергу, глибоководних риб.

4. Науково і технічно обґрунтована оптимізація методів і засобів ловлі, її строків, місць проведення і об'ємів.

5. Повна утилізація біомаси океану, яку використовує людство.

6. Розвиток *аквакультури* – перехід від збирання морепродуктів до їх культурного планового вирощування, що включає акліматизацію нових видів, промислове відтворення молоді, розробку кормів, штучне розведення (садкове господарство, підводні ферми тощо). Позитивні приклади розвитку аквакультури – вирощування креветок в Японії, США, Франції; омарів і лангустів в США і Франції; камбали й морського язика у Великобританії; риби жовтохвоста (серіоли) в Японії; морських гребінців і устриць в Японії, Франції, США.

Сучасні промисли, як і біомаса та продукція в Світовому океані розподілені дуже нерівномірно. Так, біомаса планктону на половині площі Світового океану низька і не перевищує 50 мг/м^3. Райони з високою біомасою зоопланктону, більше 200 мг/м^3, займають чверть площі Світового океану. Порівнюючи рис.14.2 із схемами циркуляції вод (течіями), полями температури і солоності, приведеними в попередніх главах, можна зробити висновок, що райони найбільшої продукції або співпадають з зонами апвелінгу, або знаходяться на межі теплих і холодних течій (північна Атлантика). З областями високої продуктивності співпадають найбільш ефективні промислові райони.

Більше 60% площі Світового океану подібні до пустель на суші. Головну промислову цінність має область шельфу, на яку припадає близько 90% всього видобутку. Промисел ведеться, як правило, до глибини 500 м, рідше до 1000 м.

Продуктивність, якщо під нею розуміти видобуток органічних ресурсів з одиниці поверхні Світового океану, в середньому дорівнює 184 кг/км^2, у відкритому океані – 7, на материковому схилі –65, на шельфі – 2054 кг/км^2.

На першому місці в світовому рибному промислі знаходяться оселедцеві. Вони широко розповсюджені в Атлантичному і Тихому океанах та їх морях, де виловлюються у величезній кількості (третина всього улову риб). В Азовському і Чорному морях ловиться хамса-анчоус. Сардину успішно ловлять біля західних берегів Африки.

У північній частині Атлантичного океану добувають тріскові: тріска, пікша, навага. Донна риба тріска – один з основних об'єктів промислу Північної Атлантики і Баренцового моря, багато її і на Далекому сході. Широко розповсюджені у Світовому океані камбалові. Особливо багато їх у північній частині Тихого океану. Промисел камбали і палтуса ведеться також у Баренцовому морі та в Північній Атлантиці.

В північних частинах Атлантичного і Тихого океанів ловляться лососеві: сьомга, кумжа, сіг, ряпушка, балтійський лосось (в басейні Атлантичного океану); чавича, кета, горбуша, кижуч, нерка (в басейні Тихого океану). В морях Північного Льодовитого океану ловляться нельма, голець, омуль, муксун, ряпушка. Багатством південних морів є осетрові – осетер, білуга, севрюга. Ще на початку XX століття виловлювали окремих білуг масою понад 1 т і довжиною 4-5 м. Зараз промислова маса білуги складає 50-100 кг.

У відкритому океані важливим об'єктом промислу є сайра (в північній частині Тихого океану), морський окунь, вугільна риба в Аляскинській затоці, хек, окунь у західній частині Атлантичного океану (банка Джорджес), окунь, тріска на Ньюфаундлендській банці, тунець і макрель у тропічних зонах всіх океанів. До недавнього часу проводився інтенсивний промисел морських ссавців у районах їх мешкання: кити в антарктичних водах і в північній частині Тихого океану, тюлені – в Північному Льодовитому океані, в Білому і Каспійському морях.

На думку вчених, можливе подальше збільшення вилову морських організмів до 90-100 млн. т/рік. Але потрібні заходи щодо регулювання і обмеження промислу. Це робиться шляхом укладання різних міжнародних договорів і конвенцій. Інший захід з обмеження промислу – введення "економічних зон" – районів відкритого моря, які прилягають до територіальних вод держави, де ця держава має суверенні права на розвідку, розробку і збереження природних ресурсів, що знаходяться на дні, в його надрах і воді. Економічні зони шириною 200 морських миль ввели в себе вже понад 100 держав. Промисел у цих зонах і навіть дослідницькі роботи можна вести лише за погодженням держави-суверена. Введення економічних зон вимагає розвитку промислів у відкритому океані, а відповідно і розширення океанологічних досліджень.

14.4. Шкідлива дія морських організмів

Деякі морські організми наносять значну шкоду господарству. Серед них одне з перших місць займає деревоточець двостулковий тередо. В епоху парусного флоту, його називали корабельним черв'яком. Тередо – довгий, білий, схожий на черв'яка молюск. Він має в головній частині маленьку черепашку, яку використовує як свердло, проробляючи в дереві численні ходи. Лише за одне літо один молюск дає до 5 млн. яєць. Більшість з них гине. Ті ж, які залишаються, перетворюються на личинки, прикріплюються до дерева, а ставши дорослими – вгризаються в нього. В сучасних умовах тередо небезпечний для дерев'яних будівель у морі, причалів і паль. Живе тередо в солоних і солонуватих водах тропічних і помірних широт. Таку ж руйнівну роботу ведуть і деякі рачки-деревоточці: лімнорія, сферома і хелюра.

Інші організми є руйнівниками каменю (каменеточці). Це різноманітні молюски, черв'яки, водорості, губки і навіть морські їжаки. Вапнякові каменеточці руйнують коралові споруди. Молюски фоладі і барнеа, як і тередо, використовують стулки своїх черепашок, всвердлюючись в каміння чи твердий грунт. У Чорному морі за рік вони руйнують великі площі мергелю, який потім зноситься хвилями і течіями. Відомий випадок сповзання молу, встановленого на плитах мергелю, внаслідок розпушення його фоладами.

Залізобетонні споруди руйнуються сірководневими бактеріями, які розчиняють цемент і утворюють сірчанистий кальцій, що легко вимивається водою з утворенням порожнин.

Великих збитків завдає процес обростання суден і гідротехнічних споруд живими організмами. На будь-якому предметі, вміщеному у морську воду, поселяються спочатку бактерії, потім одноклітинні водорості, личинки і, насамкінець, мідії, устриці, донні водорості, губки, черв'яки, молюски.

Біля Гавайських островів судна за кілька годин обростають липанками, утворюючи шар товщиною 2 мм. На баржах і плавучих маяках, які роками стоять у морі, обростання досягають 10 кг на 1 $м^2$ поверхні, а на затоплених у Чорному морі суднах – до 100 кг на 1 $м^2$. Найбільш інтенсивним є обростання суден у тропічних водах. В результаті вони втрачають від 5 до 50% свого ходу, а витрата пального відповідно зростає до 40%.

Обростають і часто зовсім забиваються водопровідні труби, грати водозабірних систем електростанцій і труби для скиду стічних вод, каналізаційні пристрої.

Заходами боротьби з обростанням є фарбування бортів суден спеціальними фарбами та захід суден у прісні води – частина організмів при цьому відмирає.

15. МОНІТОРИНГ ЗАБРУДНЕННЯ ВОД ОКЕАНІВ І МОРІВ ТА ЇХ ОХОРОНА

15.1. Поняття про забруднення та основні забруднювальні речовини в океані

Об'єднана група експертів з наукових аспектів глобального забруднення морів (ГЕЗАМП, 1969) запропонувала визначення поняття "забруднення", як "внесення людиною прямо або опосередковано речовин чи енергії в морське середовище (включаючи естуарії), яке викликає такі шкідливі наслідки, як збитки живим ресурсам, небезпеку для здоров'я людей, ускладнення морської діяльності, включаючи рибальство, погіршення якості морської води та зменшення її корисних властивостей". Це визначення охоплює забруднювальні речовини з токсичними властивостями, теплове забруднення, патогенні мікроби, тверді відходи, завислі речовини, біогенні сполуки та ін.

Стосовно водного середовища *джерелом забруднення (забруднювачем)* вважається джерело, яке вносить в океани і моря забруднювальні речовини, мікроорганізми чи тепло. *Забруднювальною речовиною* називається речовина, яка викликає порушення норми якості води. До джерел забруднення відносяться підприємства нафтовидобувної і нафтопереробної промисловості, відходи морського транспорту, промислові та господарсько-побутові стічні води, сільськогосподарське виробництво. В морське середовище забруднювальні речовини можуть проникати водним, підземним та еоловим шляхом. Групи токсичних компонентів, які забруднюють морське середовище наведені в табл. 15.1.

Нафта і нафтопродукти є найбільш поширеними забруднювальними речовинами у Світовому океані. В наш час в океан щорічно надходить така кількість нафтових вуглеводнів, що становить 0,25 %

світового видобутку нафти за рік. Найбільші втрати нафти пов'язані з її транспортуванням з районів видобутку. Аварійні ситуації, зливання за борт танкерами промивних і баластних вод – все це зумовлює наявність постійних полів забруднення на трасах морських шляхів (рис.15.1). У зв'язку з швидким розвитком видобутку нафти на шельфі не зменшуються втрати при бурінні та скиданні нафти в резервуари. Значним джерелом забруднення є винесення в океан материкових вод, які містять нафтопродукти у відходах промисловості та судноплавства. Кількісна оцінка різних джерел нафтового забруднення вод Світового океану на середину 70-х років наведена в табл. 15.2. За сучасними даними, у Світовий океан надходить вже понад 10 млн.т нафти і нафтопродуктів.

Таблиця 15.1. **Найбільш поширені токсичні компоненти забруднення Світового океану (за С.О. Патіним, 1989)**

Групи та компоненти забруднення	**Ступінь біологічної небезпеки***	**Поширення**	**Групи та компоненти забруднення**	**Ступінь біологічної небезпеки**	**Поширення**
Радіонукліди:			Метали:		
- стронцій-90	++	Глобальне	- метилова гр.	+ +	Глобальне
- цезій-137	++	Глобальне	- кадмій	(+)	Глобальне
- плутоній-238	++	Глобальне	- ртуть	+ +	Глобальне
- тритій	++	Глобальне	- свинець	(+)	Глобальне
- церій-144	++	Глобальне	- цинк	+	Локальне
			- мідь	+	Регіональне
Хлорорганічні токсиканти:			- арсен	(+)	Регіональне
- ДДТ і його метаболіти	+ +	Глобальне	- хром	(+)	Локальне
- поліхлоровані біфеніли	+ +	Глобальне	- марганець	-	Локальне
- альдрин	+ +	Глобальне	Нафта і нафтопродукти	+	Глобальне
- дільдрин	+ +	Локальне	Детергенти	?	Регіональне
- ліндан	+ +	“			

*Примітка.** Ступінь небезпеки для морських організмів: “++” – сильна, “+” – значна, “(+)” – слабка, “?” – невизначена, “-“ – незначна.

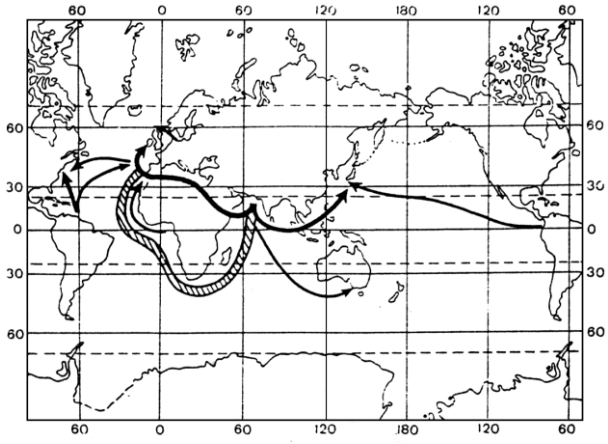

Рис. 15.1. Картосхема основних напрямків транспортування нафти морськими шляхами. Ширина стрілок пропорційна тоннажу перевезень. Штриховкою наведені перевезення за період з 1967 до 1976 р.

Таблиця 15.2. **Джерела забруднення вод Світового океану нафтою і нафтопродуктами (за Е.Д. Гольдбергом, 1975)**

Джерела	10^6 т/рік
Морські перевезення	2,2
Видобуток нафти у відкритому морі	0,1
Прибережні нафтопереробні підприємства	0,2
Промислові відходи	0,3
Міські стічні води	0,3
Материковий стік	1,6
Природні надходження з підводних родовищ	0,6
Надходження з атмосферними опадами	0,6
Сума	5,9

Нафта являє собою в'язку масляну рідину, як правило темно-коричневого кольору із слабкою флюоресценцією, котра містить 80-85 % C, 10-14 % H, 0,01-7 % S, 0,01 % N і 0-7 % O_2.

Сира нафта, як основний вантаж нафтоналивних суден, становить близько 80 % всього нафтового забруднення океанів.

Надійшовши в морське середовище, нафта спочатку розтікається у вигляді поверхневої плівки, утворюючи нафтові плями – "*сліки*" різної потужності. При цьому відбувається випаровування легких фракцій: нафта втрачає до 50 % свого складу, дизельне пальне - до

75 %, дуже ефективно йде усунення бензинових і керосинових фракцій. Близько 5 % розлитої нафти розчиняється у воді. Через кілька днів (до 10) після розлиття в сліку залишаються важкі фракції з температурою кипіння вище 370˚С. Паралельно йде *сорбція* (вибіркове поглинання) вуглеводнів на завислих частках, *емульгування* (утворення емульсій) нафтових залишків, а в подальшому – ущільнення і осідання в донні відклади. Емульсії "нафта у воді", характерні для нафт, які містять багато поверхнево-активних речовин, нестійкі в часі. Для важких високомолекулярних фракцій властиве утворення стійких емульсій "вода в нафті", з яких виникають і довго плавають на поверхні океану смоляні кульки та грудочки.

Сильно забруднені нафтою і нафтопродуктами Ірландське, Північне, Середземне, Аравійське, Південно-Китайське, Жовте моря, а також Мексиканська, Венесуельська, Біскайська та Перська затоки.

В цілому доля нафти в морі визначається сумою таких процесів: випаровування, емульгування, розчинення, окиснення, седиментація та *біодеградація* (розкладання нафти під дією мікроорганізмів). Співвідношення між цими процесами вимагає детального вивчення. Самоочищення моря від нафтопродуктів переважно зумовлюється хімічним і мікробіологічним окисненням до простих сполук, інші процеси сприяють лише видозміненню та перерозподілу нафти із сліку. Хімічне окиснення нафтових компонентів можливе під впливом деяких каталізаторів (ванадій та ін.) та ультрафіолетової радіації. Але швидкість біодеградації суттєво вища. Відомо понад 200 видів морських бактерій і грибів, які з різною швидкістю і вибірковістю утилізують вуглеводні.

Важкі метали (ртуть, свинець, кадмій, цинк, мідь, арсен та ін.) належать до числа розповсюджених і досить токсичних забруднювальних речовин. Вони широко застосовуються в різних промислових виробництвах, тому промислові стічні води, не зважаючи на очисні заходи, містять сполуки важких металів. Певна кількість цих сполук надходить в океан через атмосферу.

Так, близько половини річного виробництва ртуті різними шляхами потрапляє в океан (9-10 тис.т), з них близько 3 тис.т – через атмосферу. В океан через атмосферу щорічно надходить 3,6 тис.т свинцю від спалювання кам'яного вугілля і нафти, близько 200 тис.т від роботи двигунів внутрішнього згорання, в пальному яких тетрае-

тилсвинець використовується як антидетонатор (О.О. Алекін, Ю.І. Ляхін, 1984).

Значна частина металів вилучається з води, акумулюючись в морських організмах і сорбуючись завислими частками, але в багатьох випадках концентрації металів перевищують фонові значення.

Хлоровані вуглеводні та фосфорорганічні сполуки становлять велику групу штучно створених речовин (ксенобіотиків), які застосовуються в промисловості і сільському господарстві для боротьби з шкідниками рослин і тварин. Ці речовини називаються *пестицидами*. Вони поділяються на *гербіциди* (для боротьби з бур'янами), *інсектициди* (для боротьби з комахами), *фунгіциди* (для боротьби з грибами) та багато інших.

У світовій практиці застосовується близько 100 тисяч препаратів на основі 900 хімічних сполук. Понад 250 тис.т пестицидів надходять щорічно на світовий ринок, близько 1,5 млн.т уже ввійшло до складу водних і наземних екосистем водним та еоловим шляхом.

Всі пестициди токсичні і викликають швидке отруєння організмів, для яких вони призначені. Пестициди слабко розчиняються у воді, але добре розчиняються в органічних розчинниках і жирових тканинах тварин.

Хлорорганічні сполуки (ХОС) отримують шляхом хлорування ароматичних або гетероциклічних рідких вуглеводнів. До них належать ДДТ (дихлордифенілтрихлоретан та його похідні), різноманітні похідні циклодієна (елдрин, ендрин, гептахлор) і ліндан – один з численних ізомерів ГХЦГ (гексахлорциклогексану). ХОС дуже стійкі, існують до кількох десятків років.

Фосфорорганічні сполуки (ФОС) – це складні ефіри різних спиртів ортофосфорної кислоти або однієї з її похідних, тіофосфорної. В цю групу входять кращі з сучасних інсектицидів, для яких характерна вибірковість стосовно комах. Більшість органофосфатів піддається досить швидкому розпаду в грунті і воді. Синтезовано понад 50 тисяч активних речовин, з них особливо відомими стали малатіон, фозалон, дурсбан, діазінон та ін.

Детергенти – синтетичні поверхнево-активні речовини (СПАР). Вони входять до складу численних і різноманітних миючих засобів, широко застосовуються в промисловості та побуті і є

обов'язковою складовою частиною стічних вод, які потрапляють у морське середовище.

Загальна властивість СПАР полягає в здатності адсорбуватися (*адсорбція* – процес поглинання певного компонента у поверхневому шарі речовини) на поверхні розділу фаз і знижувати їх поверхневу енергію.

В усіх промислово розвинутих країнах інтенсивне зростання виробництва детергентів почалося з 70-х років. Так, у США в 1964р. виробництво синтетичних миючих засобів становило 1% від виробництва мила, а в 1974р. зросло до 54 %.

Як виявлено дослідженнями, багато хімічних сполук у морському середовищі проявляють *канцерогенні та мутагенні властивості.*

15.2. Екологічні наслідки забруднення морського середовища

Практично всі забруднювальні речовини є токсичними і здатні концентруватися в організмах з підвищенням трофічного рівня в морських екосистемах.

Найбільш токсичними із складу *нафти* є легкі та ароматичні низькомолекулярні фракції. Але низькомолекулярні фракції швидко випаровуються із сліків, тому їх роль незначна. Найбільшу небезпеку являють *поліароматичні вуглеводні*.

Початковий етап впливу нафтового забруднення викликає збільшення первинної продукції органічних речовин, яке змінюється різким його зниженням. Живлення насиченим нафтою планктоном призводить до зниження товарної якості риби. Катастрофічні розливи нафти у прибережних районах викликають масову загибель водної та донної фауни і флори, а особливо вражають птахів. Так, у Північній Атлантиці і Північному морі від забруднення оперення і нафтової інтоксикації щорічно гине 150-450 тисяч птахів. Нафта впливає на структуру популяцій морських організмів і призводить до зниження стабільності екосистем. Це проявляється в зміні співвідношення видів і родів, зменшенні видової різноманітності, появі індикаторних видів, значним розвитком вуглеводневоокиснюючої мікрофлори, біомаса якої токсична для багатьох гідробіонтів.

Нафтове забруднення утруднює газообмін води з атмосферою, зменшує запас розчиненого кисню, необхідного для живих організ-

мів. Так, на повне окиснення 1л нафти витрачається стільки кисню, скільки розчинено в середньому в 400000 л морської води.

Тяжчими бувають наслідки нафтового забруднення у високих широтах океану. Якщо в помірній зоні океану 50 % нафти окиснюється повністю через тиждень, то в арктичних морях розлита нафта може зберігатися близько 50 років.

Дизельне пальне набагато токсичніше, ніж сира нафта, і може призводити до масової загибелі риб у районах забруднення.

Крім екологічного, нафтова плівка на поверхні океану може мати вплив на деякі важливі фізичні процеси. Поверхневий натяг у нафти в 3-4 рази менший, ніж у чистої води, тому 1 т нафти може покрити плівкою 12 км^2 поверхні океану; теплопровідність (молекулярна) набагато вища, ніж у води; обмін газами через нафтову плівку на 50% слабший, ніж через водну поверхню. Звідси очевидно, що покриття нафтою плівкою значних просторів океану буде впливати на випаровування, теплообмін між океаном і атмосферою, а це може призвести до зміни клімату.

В деяких місцях, особливо в портах, кількість нафти і нафтопродуктів у донних відкладах перевищує 20 % від їх сирої ваги. При хвильовому перемішуванні накопичена в донних відкладах нафта знову надходить у поверхневі пласти і слугує джерелом вторинного забруднення морського середовища.

Підраховано, що при очищенні танкерів втрачається близько 1 % нафти від загального обсягу перевезень. Такий захід, як дозвіл на відкачування баластних вод не ближче 30-100 миль від берега, не вирішує проблеми ліквідації забруднення моря, а лише дещо зменшує небезпеку надходження нафти і нафтопродуктів до берегової лінії.

У зв’язку із зростанням тоннажу танкерів та інших морських суден зростає ймовірність раптового надходження нафти в морську воду при їх пошкодженні, що викликає особливо тяжкі наслідки для морського середовища. Так, в результаті аварії танкера “Амоко Кадіз” (табл. 15.3) поблизу північно-західного узбережжя Франції було забруднено 360 км берега. Гинули риба і птахи, стали отруйними їстівні молюски, які розводилися в місцевих затоках. Було завдано втрат на 2,2 млрд. доларів.

Таблиця 15.3. **Найбільші катастрофи танкерів у Світовому океані**

Назва танкера	Рік	Місце катастрофи	Кіль-кість вилитої нафти, тис. т
Атлантік Емпрес	1979	Поблизу о. Тобаго	280
АБТ Саммер	1991	700 миль від узбережжя Анголи	260
Кастілло де Белвер	1983	Біля узбережжя Південної Африки	257
Амоко Кадіз	1978	Біля п-ва Бретань	227
Гавен	1991	Біля м. Генуя, Італія	140
Одіссей	1988	700 миль від Нової Шотландії	132
Торрі Каньйон	1967	Біля узбережжя Великобританії	119
Уркійола	1976	Біля узбережжя Іспанії	108
Гавайан Петріот	1977	300 миль від Гонолулу	99
Індепендента	1979	Протока Босфор	93
Браєр	1993	Поблизу Шетландських островів	85
Харк 5	1989	120 миль від узбережжя Марокко	80
Джакоб Маєрск	1975	Португальське узбережжя	80
Сі Емпрес	1996	Узбережжя Великобританії	75
Катіна П.	1992	Поблизу узбережжя Мозамбіку	72
Уафра	1971	Поблизу Південної Африки	65
Ассімі	1983	55 миль від Маската, Оман	53
Метула	1974	Біля узбережжя Чилі	53
Ексон Валдез	1989	Поблизу узбережжя Аляски	37

Для багатьох важких металів і пестицидів характерні високі коефіцієнти накопичення в морських організмах при передачі енергії їжі з одного трофічного рівня на інший. Накопичення важких металів (ртуть, свинець, кадмій) в організмах і тканинах риб викликає патологію кров'яної плазми, вражає зяброву мембрану, безпосередньо впливає на хромосоми. Відзначалися численні випадки отруєння людей після харчування рибою, забрудненою метил-ртуттю (хвороба Мінамата).

При отруєнні живих клітин пестицидами відбувається сорбція отрути, розчинення жирів і ліпоїдів, порушуються окиснювально-відновні та осмотичні процеси, поверхнево-молекулярні та біоелектричні явища. Накопичення пестицидів у живих організмах призводить до різкого зниження їх репродуктивної здатності.

Токсична дія детергентів проявляється при порівняно малих концентраціях. При концентраціях СПАР 1мг/дм^3 спостерігається загибель деяких видів планктону, а при 5 мг/дм^3 – заморні явища.

Присутні у морських і прісних водах СПАР спільно з вуглеводнями нафти здійснюють руйнівну дію на тканини зябер і кишечника риб, оскільки СПАР розчиняють слизисту оболонку, а ароматичні вуглеводні викликають значне виділення слизу.

Більшість забруднювальних речовин (нафтопродукти, пестициди, детергенти, сполуки токсичних металів, радіоізотопи) мають малу розчинність і перш ніж перейти у водну масу, накопичуються безпосередньо на поверхні океану, вступаючи в близький контакт з нейстонним біоценозом. *Нейстон* складається переважно з ікринок, личинок і мальків риб, яєць і личинок багатьох безхребетних, які тяжіють до дуже тонкого поверхневого пласта води. В нейстоні багато видів (наприклад, устриці, мідії, краби, креветки, омари, лангусти, камбала, тріска, кефаль, бички та ін.) представлені лише яйцями, личинками і молоддю, а дорослі особини живуть на дні чи поблизу нього. Отже, у нейстоні представлені найбільш вразливі живі істоти, для яких виявляються смертельними дози забруднювальних речовин, при яких існування дорослих особин тих же видів досить безпечне.

Екологічні наслідки забруднення морського середовища за Ю.А. Ізраелем та О.В. Цибань (1981) можуть проявлятися в наступних ефектах:

1. Біологічні ефекти забруднення, серед яких виділяються фізіологічні наслідки, що викликають в організмах зміни адаптивного характеру або зміни окремих функцій організму – дихання, росту, розмноження, виживання та ін. Генетичні перебудови (мутації) можуть сприяти пристосуванню організмів до нових хімічних умов. З іншого боку доведено, що мутації нерідко пов’язані з початковим етапом концерогенезу (виникненням злоякісних пухлин);

2. Популяційно-біоценотичні ефекти забруднення включають зміну середньої біомаси популяцій, зміну числа родів або сімейств морських організмів, зміну співвідношення між чисельністю окремих таксономічних груп гідробіонтів і значний розвиток індикаторних видів.

Евтрофування морських водойм супроводжується змінами співвідношень між процесами продукції та деструкції органічної речовини.

15.3. Моніторинг морського середовища

Негативні прояви антропогенного впливу на навколишнє середовище зумовили необхідність отримання інформації про зміни, що відбуваються, та їх причини. Тому на доповнення до існуючих геофізичних служб почали створювати спеціальну систему спостережень, яку назвали *системою моніторингу* антропогенних змін стану природного середовища.

Вперше створення такої системи було обґрунтовано в 1971р. Науковим комітетом з проблем навколишнього середовища (СКОПЕ) Міжнародної ради наукових асоціацій.

Треба зазначити, що спочатку моніторингом вважали систему повторних спостережень за елементами навколишнього природного середовища в просторі і часі з певною метою відповідно до складеної раніше програми. Надалі загальновживаним стало визначення моніторингу, зроблене Ю.А. Ізраелем (1974): *моніторингом* називається система спостережень, оцінки і прогнозу стану навколишнього природного середовища, яка дозволяє виділити зміни стану біосфери на природному фоні під впливом людської діяльності.

Згідно даного визначення, перед системою моніторингу і геофізичними службами стоять такі завдання:

1) спостереження за станом зміни біосфери, виділення змін, зумовлених діяльністю людини, узагальнення результатів спостережень;

2) визначення тенденцій і прогноз можливих змін стану біосфери;

3) оцінка змін та їх тенденцій у стані біосфери шляхом порівняння з критеріями (ГДК – гранично допустимі концентрації, ГДН – гранично допустимі навантаження), які встановлюють межу можливих екологічних збитків.

Дослідження з моніторингу, які тривалий час здійснюються в рамках Програми ООН з навколишнього середовища (ЮНЕП), розділяються на такі види: моніторинг кліматичних умов, моніторинг великомасштабного переносу і седиментації забруднювальних речовин, моніторинг для цілей охорони здоров'я, моніторинг відновлюваних природних ресурсів, моніторинг океану.

В області моніторингу океану першочергова увага надається моніторингу забруднення відкритого моря. Дані збираються спеціальними суднами і літаками, виконується хімічний аналіз проб води. Найбільш розробленою є програма регіонального моніторингу Середземного моря, в якій беруть участь 16 середземноморських країн. Успішно розвиваються дослідження Балтійського моря за міжнародним проектом "Балтика", Чорного моря – за міжнародним проектом причорноморських країн, в якому бере участь Україна.

Моніторинг забруднення морських водойм має свої особливості і направлений на вивчення важливих з практичної точки зору питань (Ю.А. Ізраель, Н.К. Гасиліна та ін., 1978): 1) контроль за рівнем забруднення вод і донних відкладів за фізичними, хімічними і біологічними показниками, особливо в курортно-оздоровчих і рибогосподарських зонах; 2) вивчення балансу забруднювальних речовин у морях та їх затоках з урахуванням процесів на межі розділу вода – атмосфера і вода – дно; 3) вивчення закономірності просторових і часових змін концентрацій забруднювальних речовин, встановлення зв'язку цих змін з природними циркуляційними процесами, з гідрометеорологічним режимом і особливостями господарської діяльності.

Основна мета вирішення проблеми забруднення для океанології полягає в розробці обґрунтованих пропозицій щодо скорочення скидання відходів у морське середовище до такої міри, щоб процеси утилізації забруднювальних речовин постійно превалювали над процесами забруднення і призводили до усунення порушень в екологічних системах Світового океану і Землі в цілому. Ця мета досягається вирішенням наступних головних завдань: 1) спостереження за динамікою рівнів забруднення вод океану і визначення тенденцій у змінах рівня забруднення; 2) прогноз динаміки рівнів забруднення океанічних вод; 3) розробка пропозицій з попередження скидання забруднювальних речовин у морське середовище.

На рис. 15.2. наведена схема геохімічного моніторингу морського середовища (за Ю.А. Ізраелем, 1981).

Рис. 15.2. Схема геохімічного моніторингу морського середовища

Основними принципами організації моніторингу є: 1) комплексність виконання хімічних визначень (у воді, завислих частках, грунтах і атмосфері) і метеорологічних спостережень, особливо на станціях I категорії – в місцях скидання забруднювальних речовин і II категорії – в забруднених районах морів і океанів; 2) контроль динаміки рівнів забруднення морських вод шляхом проведення тривалих систематичних спостережень за фоновими концентраціями забруднювальних речовин у найбільш віддалених від джерел забруднення районах на базових станціях III категорії; 3) контроль переносу забруднювальних речовин шляхом організації спостережень на океанографічних розрізах в основних циркуляційних системах Світового океану; 4) узгодженість моніторингу хімічного забруднення вод океану як підсистеми моніторингу навколишнього природного середовища з моніторингом впливу на морські організми.

15.4. Оцінка якості гідрохімічних спостережень в океані

Основними особливостями морської води як об'єкта хімічного аналізу є: висока мінералізація (до 35 г/дм^3 і більше), зумовлена великими концентраціями головних іонів; слаболужна реакція середовища (pH близько 7,6-8,4); незначний вміст завислих часток; порівняно малий вміст біогенних речовин; дуже низькі концентрації мікроелементів і забруднювальних речовин. Ці особливості висувають специфічні вимоги до хімічного аналізу морських вод.

Значна солоність морських вод значно ускладнює застосування *методів аналітичної хімії* при аналізі гідрохімічних показників. Для врахування солоності при колориметричних визначеннях, наприклад, біогенних речовин готують стандартні розчини не на дистильованій воді, а на морській воді з солоністю, яка близька до солоності аналізованих проб. При визначенні мікроелементів і забруднювальних речовин йдуть шляхом їх вилучення з води з наступним концентруванням.

Надзвичайно малі концентрації забруднювальних речовин і мікроелементів викликають найбільші хіміко-аналітичні труднощі. Як відзначають О.О. Алекін і Ю.І. Ляхін (1984), аналіз цих компонентів за складністю можна порівняти з аналізом напівпровідникових матеріалів і особливо чистих речовин. Для виділення і концентрування

мікрокомпонентів застосовуються різні методи екстракції, щоб забезпечити достатню точність аналізу.

Методики хіміко-аналітичних робіт, які застосовуються в океанології викладені в спеціальних посібниках “Керівництво з методів хімічного аналізу морських вод” за редакцією С.Г.Орадовського (1977) і “Методи гідрохімічних досліджень океану” за редакцією О.К.Бордовського і В.М.Іваненкова (1978).

Результати всіх гідрохімічних визначень, як правило, містять *похибки,* що виникають через суб’єктивні та об’єктивні причини і розділяються на *випадкові, систематичні та грубі*. Випадкові похибки методів є об’єктивними, вони не супроводжуються великими відхиленнями від істинного значення параметру, який вимірюється і оцінюється чутливістю методу. Систематичні похибки з’являються через несправність або невірне градуювання приладів, через забруднення реактивів, а також через недотримання певних положень методик. Грубі похибки бувають наслідком грубих прорахунків або упущень. Завдання дослідника полягає в тому, щоб своєчасно виявити і усунути помилкові дані. Для цього існують системи критеріїв, які досить повно викладені В.М. Іваненковим (1978).

Сучасні океанологічні прилади і методики за умови їх належного застосування забезпечують високу точність гідрохімічних визначень: солоність – до ±0,002-0,005 ‰; кисень – до 0,02 % за об’ємом; pH – до 0,01; лужність – до 0,005; біогенні речовини – до 1 % із застосуванням фотоелектроколориметрів і до 0,1-0,2 % із застосуванням спектрофотометрів. Але на практиці внаслідок систематичних і грубих помилок, похибки зростають. Звідси витікає обов’язкове для всіх дослідників правило: перед початком експедиційних робіт необхідно вивчити наукову літературу, щоб попередньо отримати вичерпне уявлення про виявлені закономірності просторового розподілу і межі мінливості відповідних гідрохімічних інгредієнтів у районі досліджень.

15.5. Технічні засоби захисту морського середовища від забруднення

Технічні засоби захисту призначені для усунення забруднювальних і токсичних речовин з суднових вод, боротьби з розлитою наф-

тою, очистки господарського-побутових і промислових стічних вод.

Захист морського середовища при експлуатації суден. Внаслідок неповного згорання пального, окиснення домішок і введення присадок у пальне і мастила у складі відпрацьованих газів може знаходиться до 1% токсичних речовин. Вони складаються в основному з CO, оксидів азоту N_zO_y, SO_2, незгорілих вуглеводнів C_zH_y, твердого фільтрату вільного вуглецю (сажа), високотоксичного бенз(а)пірена, сполук свинцю.

Для очистки і нейтралізації газових викидів суднових енергетичних установок застосовуються такі пристрої:

1) каталітичні нейтралізатори. Їх дія основана на безполум'яному окисненні продуктів неповного згорання пального CO і C_zH_y в CO_2 і H_2O, а також на розкладанні NO_z в O_2 і N_2. Нейтралізатори розміщують, як правило, у випускних колекторах або трубопроводах;

2) полум'яні нейтралізатори – спеціальні камери, в яких відбувається доспалювання горючих елементів відпрацьованих газів при 700-850˚С, для чого в камеру підводять додаткове пальне або підключають електродвигун. CO, альдегіди, завислі частки пального і мастил окиснюються до CO_2 і H_2O, але негорючі речовини залишаються незмінними;

3) рідинні нейтралізатори – пристрої, в яких відпрацьовані гази пропускаються через шар рідини (як правило води). При цьому знешкоджуються розчинні речовини (альдегіди, оксиди сірки, вищі оксиди азоту), вловлюється сажа, рідкі аерозолі мастила і пального, гасяться розпечені частки пального. Без змін залишаються CO і NO;

4) комбіновані системи, які складаються з названих вище пристроїв.

Для вилучення забруднених речовин (нафтопродуктів) із скидних вод частіше всього застосовують системи грубої і тонкої очистки. Груба очистка здійснюється в пристроях для сепарації відстійного типу, в яких з води виокремлюються грубодисперні частки нафтопродуктів. Тонка очистка здійснюється в спеціальних фільтрах. Ступінь очистки досягає 99%.

Заходи по боротьбі з розлитою нафтою. Якщо значна кількість нафти в результаті непередбачених розливів потрапила на поверхню моря, то перш за все необхідно зупинити чи зменшити її розповсюдження. З цією метою застосовуються різні *механічні методи,* з яких

треба відзначити відстійно-вловлювальні, всмоктуючі та адсорбційні.

В доках чи закритих водоймах затримання сліків досягається застосуванням звичайних бонових загород, які робляться у вигляді трубчатих камер. Надійним засобом стримування розлитої нафти при незначних швидкостях течії є пневматичний бар'єр. Повітря під тиском подається в перфорований трубопровід, який укладений на дні. Бульбашки повітря, що виділяються, створюють потік води, направлений вгору. В результаті утворюється водяний бар'єр. Вода відтікає по обидва боки бар'єру і перешкоджає руху нафти. Для концентрування і відкачування нафти застосовують різні сепаратори. Як правило, це воронкоподібні ємності, обладнані пристроями для підтримування їх на плаву і насосами для всмоктування нафтової плівки з тонким шаром води. Продуктивність плавучих сепараторів досягає 100 т нафти за годину.

В основі деяких способів збирання нафти лежить розбризкування по поверхні нафтової плями розплавленого парафіну або розчину полівінілового пластика. Затверділі шматки матеріалу потім усуваються разом з нафтою.

У сучасному морському флоті елементи суднового обладнання конструюються так, щоб забезпечити повне згорання пального і усунення протікання.

Складніші проблеми виникають при експлуатації нафтоналивного флоту, оскільки після вивантаження нафти на зворотному шляху танки необхідно заповнити водою, вимагається також періодична очистка танків від залишків нафти.

Емульсійний метод, розроблений М.П.Нестеровою і О.Б.Таубман (1973) дозволяє забезпечити повне відмивання танків і виключити надходження нафтопродуктів у море. Використовується властивість препаратів "МЛ" (миючий лабораторний) утворювати малостійкі емульсії, які самочинно розділяються на нафтопродукт і миючий розчин. При обробці танків миючим розчином залишки нафти диспергуються, змиваються з поверхні металу і в складі рухливої емульсії відкачуються насосом у танк-відстійник, в якому емульсія швидко руйнується і розшаровується. Відмиті нафтопродукти можуть бути використані як пальне без додаткової очистки, а миючий розчин знову надходить на відмивання танкерів.

Розлиту нафту, розповсюдження якої зупинили загородженнями, можна вилучати за допомогою деяких синтетичних або природних сорбентів. Ефективним засобом є пінополіуретан, отриманий на основі складних поліефірів. Він поглинає нафти у 18 разів більше, ніж його власна маса. Поліуретанову піну розкидають на поверхні моря, через 5 хв збирають і віджимають нафту. В Англії виготовляють високоефективний адсорбційний поліуретановий матеріал біббіоніл, який здатний абсорбувати нафти в 100 разів більше власної маси. З природних матеріалів корисна солома, яка утримує нафти в 10-30 разів більше власної маси. Деревна стружка і торф адсорбують нафту в 4-5- кратній кількості.

Емульгатори і диспергуючі речовини застосовуються, як правило, щоб здрібнити залишки сліку, перевести їх в емульсії і цим прискорити біохімічне руйнування нафти. Застосування високої поверхневої активності неіногенних СПАР призводить до утворення високодисперних і стабілізованих емульсій типу “нафта у воді”. Широко застосовуються вітчизняні емульгатори (марки ДН і ЕПН-5), зарубіжні – “Корексит-7664” і “Берол-198”.

Усування нафти біологічними методами. В природних умовах фізичні процеси забезпечують перенесення (дрейф) нафти, а її руйнування зумовлене хімічними і біологічними процесами. Так, один індивідуум копеподи *Calanus* може споживати до 150 мкг нафти на добу, а для повної популяції це споживання може становити 0,3 г/(м^{3}добу). Організми-фільтратори, наприклад чорноморські мідії, здатні усувати через зябра до 20 мг/дм^3 нафти у вигляді псевдофекалій, які складаються із слизу з нафтовими крапельками. Всі ці тварини не засвоюють спожиту нафту, а роблять її доступною для мікроорганізмів. Відомо понад 100 видів бактерій, які окиснюють нафтопродукти.

Кожен з багатьох охарактеризованих методів усунення нафти з водної поверхні має певні переваги і недоліки. На думку вчених і практиків, найбільш перспективним є застосування комбінації методів у такій послідовності: механічні – сорбуючі – диспергуючі – біологічні.

Очистка господарсько-побутових і виробничих стічних вод. *Для* очистки *господарсько-побутових стічних вод* широко використовується *біохімічний* метод, який також застосовується і для очист-

ки виробничих стічних вод. В основу методу покладено створення аеробних умов, при яких патогенні мікроорганізми відмирають, аеробні бактерії та найпростіші організми мінералізують розчинні та завислі органічні частки, а також окиснюють відновлені органічні сполуки (NH_3, H_2S, CH_4, NO_2^- та ін.). Всі ці процеси протікають у ставках-відстійниках, на полях зрошення, в аеротенах з пневматичною чи механічною аерацією, в біофільтрах, окиснювальних ставках і водоймах. Після біохімічної очистки у воді залишаються мінеральні речовини, не повністю зруйновані органічні речовини і тонкодисперні завислі частки. Доочищення води відбувається в біологічних ставках або піщаних фільтрах. Для найбільш повної очистки стічних вод від органічних речовин застосовують багатоступінчасті біологічні системи. Можливість біологічного окиснення встановлюють за показниками біхроматної окиснюваності (БО) чи хімічного споживання кисню (ХСК, БО = ХСК) і за повним біохімічним споживанням кисню ($БСК_{повн}$). При відношенні $(БСК_{повн}/ХСК)\cdot 100\% \geq 50\%$ органічні речовини стічних вод піддаються біохімічному окисненню.

Для очистки *виробничих стічних вод* застосовуються механічні, хімічні, фізико-хімічні, термічні та комбіновані методи.

Механічні методи застосовуються для очистки води від грубодисперсних домішок і масел за допомогою спеціальних апаратів: грат, фільтрів, відстійників, гідроциклонів, центрифуг та ін.

Хімічні методи мають за мету зміну форми сполуки у стічній воді в результаті реакцій окиснення та відновлення (озонування, хлорування). Самостійне використання хімічних методів часто не дає повної очистки стічних вод від органічних і неорганічних домішок. Тому їх комбінують з фізико-хімічними і біологічними методами.

До *фізико-хімічних* належать флотаційні, екстракційні, електрохімічні та сорбційні методи.

Процес флотації складається з дії молекулярних сил, які сприяють злипанню органічної речовини (наприклад, нафти) з бульбашками диспергованого у стічній воді повітря і спливання утвореної системи на поверхню.

Процес рідинної екстракції – спосіб вилучення із стічних вод фенолів, жирних кислот та інших органічних речовин. Він, як правило,

багатоступінчастий і складається з низки послідовних процесів змішування початкової стічної води з розчинником (екстрагентом) і розділення рідких фаз, які не змішуються.

Електрохімічні методи використовують електричний струм для окиснення і відновлення речовин, які знаходяться в стічних водах. Ці методи застосовуються найчастіше у поєднанні з механічними і сорбційними методами очистки.

Сорбційні методи використовують дешеві сорбенти (торф, глину, стружку), а також активоване вугілля та іоніти для усунення токсичних речовин стічних вод.

Термічні методи залежно від умов режиму і складу стічних вод розділяються на дві групи: 1) окиснення органічних речовин киснем повітря при температурі 800°С і тиску нижче $2 \cdot 10^5$Па (вогневе спалювання); 2) окиснення органічних речовин при тиску вище $2 \cdot 10^5$ Па, температурі 200-300°С і неповному випаровуванні води (рідиннофазне окиснення).

Слід зазначити, що роздільна система каналізації та очистки стічних вод (господарсько-побутових і виробничих) застосовується в населених пунктах дуже рідко. Частіше обидва види стічних вод потрапляють в загальноміський колектор (виробничі після попередньої очистки від специфічних забруднювальних речовин) і надходять на очисні споруди, на яких застосовується комбінація перерахованих вище методів очистки.

Найбільш ефективною з точки зору економії засобів і раціонального використання водних ресурсів є очистка стічних вод до нормативів, які висуваються до води в *системах оборотного водопостачання.* Багато виробництв обладнані власним циклом водообороту, коли певний об’єм води, пройшовши багатоступеневу систему очистки, багаторазово циркулює у виробництві, а скидання стічних вод мінімальне або не відбувається зовсім.

15.6. Міжнародне співробітництво в галузі охорони Світового океану

Принципи міжнародного права, які регулюють охорону морського середовища:

а) принцип охорони екологічної рівноваги – один з основних принципів міжнародного права, з якого витікають певні права і

обов'язки держав (заборона захоронення шкідливих речовин на дні, скидання їх з суден у море і річки і т.д.);

б) держава своєю діяльністю в межах своєї юрисдикції не повинна шкодити морському середовищу інших держав. Цей принцип фігурує майже в кожній угоді з охорони навколишнього середовища. Учасники Наради з безпеки і співробітництва в Європі включили його в заключний акт Наради від 1 серпня 1975 р. (Хельсінкі, Фінляндія);

в) принцип неприпустимості забруднення вод відкритого моря в результаті будь-якого виду діяльності;

г) принцип обов'язкового дотримання міжнародних стандартів всіма без виключення державами. Єдині вимоги до конструкції суден, їх обладнання, якості матеріалів та інші вимоги необхідні для єднання зусиль усіх країн у захисті морського середовища;

д) принцип обов'язковості консультацій, якщо морському середовищу відкритого чи територіального моря загрожує небезпека забруднення;

е) проблеми навколишнього середовища внесли новий екологічний зміст у такий міжнародно-правовий інститут, як права людини. Міжнародний пакт про економічні, соціальні і культурні права, прийнятий у 1966 р., підтверджує зобов'язання держав застосовувати заходи, спрямовані на покращення всіх аспектів гігієни зовнішнього середовища;

є) забруднення Світового океану, який регулює газовий склад атмосфери і тепловий баланс планети, повинно розглядатися як порушення екологічної безпеки планети. В результаті війни в Індокитаї виникло поняття "екоцид" (знищення екосистеми), з метою позбавити населення країни нормальних умов існування. У В'єтнамі американська армія розбризкувала гербіцид 2,4-Д ("оранж") над джунглями для боротьби з партизанами, що мало катастрофічні наслідки для флори і фауни країни. Під час війни Іраку проти Кувейту в січні – лютому 1991 р. величезні об'єми нафти з кувейтських промислів були спрямовані іракською стороною в Перську затоку, що призвело до значних екологічних збитків у регіоні.

Масове застосування гербіцидів і дефоліантів призводить до отруєння суміжного морського середовища (марецид). До марециду можна віднести і деякі дії мирного часу: випробування ядерної

зброї, захоронення радіоактивних відходів і отруйних речовин, скидання в море небезпечних промислових відходів. Ці дії заборонені міжнародним правом.

Міжнародні організації з проблем навколишнього середовища. Протягом останніх десятиліть при ООН і ЮНЕСКО створені міжнародні спеціалізовані установи, діяльність яких направлена на вирішення проблем навколишнього середовища.

На XXVII сесії Генеральної асамблеї ООН була прийнята широка програма досліджень в області навколишнього середовища, яку очолює Рада управляючих (ЮНЕП). ЮНЕСКО вже багато років здійснює програму досліджень за темою "Людина і біосфера" в тісному зв'язку з міжнародними науковими союзами і міжурядовими організаціями.

Міжурядова океанологічна комісія (МОК) займається питаннями наукових досліджень Світового океану. Комісія реалізує довгострокову програму океанологічних досліджень, моніторинг океану та інші заходи.

Всесвітня метеорологічна організація (ВМО) поклала початок діяльності всесвітньої служби погоди, мета якої – покращення умов збору метеорологічних даних і дослідження забрудненості атмосфери над сушею і океаном.

Всесвітня організація охорони здоров'я (ВОЗ) займається розробкою гігієнічних норм і критеріїв якості середовища в тому числі морського, готує міжнародні програми із спостереження за умовами середовища, вирішує проблеми подолання недоліків навколишнього середовища, які приносять шкоду здоров'ю людей.

Продовольча і сільськогосподарська організація ООН (ФАО) займається питаннями ерозії та забруднення грунтів отрутохімікатами, охорони і раціонального використання біологічних ресурсів суші і моря.

Міжурядова морська консультативна організація (ІМКО) розробляє і впроваджує в життя міжнародні правила з попередження забруднення морів і океанів нафтою та іншими шкідливими і токсичними речовинами.

Міжнародне агентство з атомної енергії (МАГАТЕ) займається проблемою забруднення навколишнього середовища радіоактивними речовинами.

Різними аспектами проблем навколишнього середовища займаються Міжнародний союз охорони природи і Міжнародна рада наукових союзів.

Міжнародні угоди з попередження забруднення Світового океану нафтою та іншими небезпечними і шкідливими речовинами. Першою міжнародною угодою, яка встановила певні зобов'язання держав у цій галузі, була Лондонська конвенція з попередження забруднення моря нафтою 1954 р. з поправками 1962 р. Конвенція заборонила зливання нафти із суден, встановила заборонені зони, зобов'язала кожну державу, яка підписала конвенцію, застосувати необхідні заходи для обладнання окремих портів пристроями для приймання нафтових залишків. У 1969 р. сесія ІМКО прийняла нові поправки до конвенції, за якими були відмінені всі заборонені для зливання нафти зони, а замість них забороненим був оголошений весь Світовий океан. Як виключення, судна можуть зливати лише 60 л нафти на 1 милю шляху, причому як можна далі від берега.

Після катастрофи танкера "Торрі Каньйон" і величезних збитків, яких зазнала Великобританія, на конференції ІМКО в Брюсселі (листопад 1969 р.) були розроблені два документи: Міжнародна конвенція про право втручання у відкритому морі у випадку аварій, які викликають забруднення моря нафтою, і Міжнародна конвенція про цивільну відповідальність за збитки, викликані забрудненням нафтою. Конвенції вступили в дію в 1975р.

Восени 1972 р. у Лондоні на міжурядовій конференції представники 80 держав розробили Конвенцію з попередження забруднення моря скидами відходів та інших матеріалів (вступила в дію в 1975 р.). Додаток І Конвенції містить так званий "чорний перелік" речовин, повністю заборонених до скидання: хлорорганічні сполуки, ртуть і кадмій та їх сполуки, нафта і нафтопродукти, речовини для ведення хімічної та біологічної війни. Додаток ІІ містить "сірий перелік" речовин, які швидко знезаражуються хімічними або біологічними процесами в морі. Ці речовини скидаються за спеціальними дозволами. Додаток ІІІ містить правила, що регулюють скидання. Конвенція передбачає заборону захоронення на дні взагалі всіх відомих небезпечних речовин і матеріалів.

Під егідою ІМКО восени 1973 р. в Лондоні відбулася конференція, на якій була прийнята нова Міжнародна конвенція з попередження забруднення із суден. Всі шкідливі речовини за ступенем шкідливості розділені на 4 категорії. Встановлюється заборона скидання речовин всіх категорій, а виключення, що допускаються, знаходяться у суворій залежності від категорій. В усіх дозволених випадках скидання може здійснюватися на відстані не менше 12 миль від берега і на глибині не менше 2,5 м з дотриманням установленої швидкості. Додатки до Конвенції регулюють правила скидання стічних вод з суден (після попередньої очистки на судні), правила скидання сміття, всіх видів пластмас (певна відстань від берега, швидкість судна, подрібнення і дезінфекція відходів). В особливих районах (Середземне море із затоками, Балтійське море із затоками, Чорне, Червоне із затоками, Перська і Оманська затоки) забороняється всяке скидання. Судна повинні зберігати всі нафтові залишки і брудний баласт, а потім здавати їх лише в приймальні пристрої.

Асамблея ІМКО в 1973 р. створила Комітет із захисту морського середовища, в обов'язки якого входить координація діяльності з попередження забруднення і контролю за забрудненням із суден, сприяння здійсненню положень Конвенції.

Міжнародні угоди з попередження радіоактивного забруднення Світового океану. В 1963 р. було підписано Московський договір про заборону випробувань ядерної зброї в атмосфері, космічному просторі та під водою.

Велике значення для попередження радіоактивного забруднення Світового океану має Договір про заборону розміщення на дні океанів і морів та в їх надрах ядерної зброї та інших видів зброї масового знищення.

Значну небезпеку радіоактивного забруднення морського середовища являє занурення радіоактивних відходів на дно морів і океанів, яке досягло таких масштабів, що цим питанням зайнялося МАГАТЕ. Так, США в період 1946-1970 рр. захоронили 86758 контейнерів з радіоактивними відходами. Вченими багатьох країн доведена небезпечність подібних дій, тому суворі обмеження на захоронення радіоактивних матеріалів знайшли відображення в Лондонській конвенції 1972 р.

Суттєву шкоду являє забруднення скиданням відходів суднами з ядерними енергетичними установками. Тому Брюссельська конвенція 1962 р. про відповідальність операторів ядерних суден, Брюссельська конвенція 1971р. про цивільну відповідальність у справі морських перевезень матеріалів, які розщеплюються, були присвячені проблемі відповідальності за нанесення збитків у результаті використання ядерної енергії.

Недопустимим є випробування ядерної зброї на островах, оскільки це наносить значну шкоду екологічному стану Світового океану. Так, після вибухів атомних бомб на атолі Бікіні радіоактивність води на поверхні океану в районі випробувань зросла в мільйон разів. Навіть через 4 місяці після вибуху вона залишалася в три рази більшою, ніж природна, на відстані 6500 миль.

Регіональне співробітництво. Окремі райони Світового океану мають певну специфіку, врахувати яку з метою охорони морського середовища можуть лише держави відповідного регіону.

Наприклад, Балтійське море – велика напівізольована водойма з інтенсивним судноплавством і високим ступенем забрудненості. В березні 1974 р. на конференції в Хельсінкі, в якій брали участь всі прибалтійські держави, спостерігачі від колишньої Чехословаччини, Норвегії та багатьох міжнародних організацій (ЮНЕП, ФАО, ІМКО, ВОЗ, МОК, ЮНЕСКО та ін.), було прийнято Заключний акт, Конвенцію із захисту морського середовища Балтійського моря, шість додатків і сім резолюцій з різних питань. Ця Конвенція конкретизує всі положення Лондонської конвенції 1973 р. стосовно “особливих районів”, яким є Балтика.

Для Північного моря найбільш небезпечним є забруднення нафтою в результаті інтенсивного судноплавства та видобутку нафти на материковому шельфі. Заходи з попередження забруднення нафтою містяться в Угоді про співробітництво з питань боротьби проти забруднення вод Північного моря вуглеводневими сполуками від 1969 р., підписаній у Бонні. Угода ділить все море на вісім зон. Шість зон закріплені за державами: Данією, ФРН, Нідерландами, Норвегією, Швецією і Великобританією, дві інші зони – групові. Відповідальність учасників зводиться до спостереження за подіями, які загрожують розливами нафти. Північне море включене в сферу дії і іншої угоди – Конвенції з попередження забруднень морського середови-

ща скиданням речовин із суден і літальних апаратів, підписаної в 1972 р. в Осло дванадцятьма прибережними державами. Конвенція охоплює величезний район північно-східної Атлантики, Північного Льодовитого океану і Баренцового моря до острова Колгуєв. В 1974 р. в Парижі була скликана конференція п'ятнадцяти держав, які прийняли і відкрили для підписання Конвенцію з попередження забруднення морського середовища наземними джерелами, поширену на ті ж райони.

Середземне і Червоне моря та Перська затока займають одне з перших місць за ступенем забрудненості. На Середземне море, як "особливий район", розповсюджуються положення всіх міжнародних конвенцій, присвячених охороні океану від забруднень. Тому в 1976 р. в Барселоні під егідою ЮНЕП відбулася конференція держав середземноморського регіону, яка виробила Конвенцію про захист Середземного моря від забруднень. Конвенцією створена система моніторингу Середземного моря. На конференції в Спліті (1977 р.) п'ятнадцять середземноморських держав прийняли "голубий план" – програму досліджень басейну Середземного моря і охорони його від забруднень, розраховану до 2000 р.

15.7. Міжнародно-правовий режим використання морського середовища

Міжнародно-правове регулювання рибальства та інших морських промислів в океані встановлюється з метою раціонального промислу, що не порушує відтворення біомаси океану. Прибережні держави в риболовних зонах, які прилягають до їхніх територіальних вод, резервують за своїми громадянами переважні або виключні права на ведення рибного чи інших морських промислів. Є значна кількість багатосторонніх і двосторонніх угод, які регулюють рибний та інші промисли у відкритому морі. Наприклад, Конвенція 1949 р. з рибальства у північно-західній частині Атлантичного океану, Конвенція 1946 р. з регулювання китобійного промислу, Конвенція 1957 р. із збереження морських котиків північної частини Тихого океану та ін.

Міжнародно-правовий режим дна і надр – мало розроблена галузь сучасного морського права. Промислова діяльність на дні океану, на відміну, наприклад, від торгового і військового мореплавства,

є ще “нетрадиційним” видом морекористування, яке почало розвиватися в 60-х – на початку 70-х рр. Найбільш чітко урегульовані питання правового режиму шельфу.

Згідно Женевської конвенції 1958 р. з континентального шельфу під терміном “*континентальний шельф”* розуміють: а) поверхню і надра морського дна підводних районів, які прилягають до берега, але знаходяться за межами зони територіальних вод, до глибини 200 м чи за цією межею до того місця, до якого глибина вод дозволяє розробку природних багатств; б) поверхню і надра подібних підводних районів, які прилягають до берегів островів.

Конвенція визнає за прибережними державами суверенні права на розвідку і розробку їхніх природних багатств: мінеральних та інших неживих ресурсів поверхні та надр морського дна, живих організмів. Інші держави не можуть робити це без згоди прибережної держави.

Межа шельфу може визначатися за згодою зацікавлених держав відповідно до правил, які встановлені конвенцією. Наприклад, в колишнього Радянського Союзу такі угоди були з Фінляндією, Польщею, колишньою НДР.

Особливістю правового режиму є те, що він не стосується правового статусу вод відкритого моря, які його вкривають, а також повітряного простору над ними. Згідно конвенції прибережна держава може будувати на шельфі, утримувати і експлуатувати необхідні споруди, а також створювати 600-метрові зони безпеки навколо них. Передбачено, що ці споруди не повинні знаходитися на міжнародних морських шляхах.

В 1982 р., після багаторічної роботи експертів усіх країн, III конференція ООН прийняла нову Конвенцію з морського права, яка створює договірно-правову базу мирного використання просторів і ресурсів Світового океану в інтересах всіх країн і народів. Конвенція містить близько тисячі міжнародно-правових норм, які регламентують всі основні питання використання морських просторів, живих і мінеральних ресурсів моря.

Дно і надра океану за межами шельфу відкриті для використання виключно в мирних цілях всім державам, без будь-якої дискримінації. Причому розвідка і розробка природних ресурсів не повинна су-

перечити принципам свободи судноплавства, рибальства, наукових досліджень та ін.

Міжнародно-правовий режим наукових досліджень має на меті забезпечення сприятливих умов для проведення багатосторонніх досліджень океану, а також атмосфери і космосу з морських акваторій. Діяльність дослідницьких суден у різних акваторіях океану визначається статусом цих акваторій, принципом свободи відкритого моря.

Міжнародно-правовий режим акваторій океану включає правову регламентацію внутрішніх морських вод кожної держави, яка має вихід до моря, територіальних вод та вод відкритого моря.

Внутрішні морські води (ВМВ) – це, в першу чергу, моря, обмежені з усіх боків сушею, яка становить територію лише однієї держави. До ВМВ належать також порти, внутрішні і зовнішні рейди та бухти, береги яких належать одній державі. Затоки вважаються ВМВ, якщо ширина входу в них не перевищує 24 милі, а береги належать одній державі. Режим ВМВ поширюється також і на так звані історичні затоки (наприклад, Біскайська затока). ВМВ повністю входять до юрисдикції прибережної держави, правила судноплавства і рибальства в них встановлюються виключно законами даної держави. Допуск суден іноземних держав у ВМВ дозволяється лише на основі міжнародних угод.

Територіальні води (ТВ) (територіальне море) - це морський пояс, який прилягає до узбережжя чи ВМВ держави і становить частину її території. На ТВ, їх поверхню та надра, повітряний простір над ними розповсюджується суверенітет прибережної держави. Режим ТВ регулюється міжнародною Конвенцією про територіальне море і прилеглу зону 1958 р., а також внутрішнім законодавством окремої держави.

Відлік ТВ здійснюється від лінії найбільшого відпливу або від кордонів внутрішніх вод. Міжнародне право не допускає розширення ТВ за межі 12 миль, хоча деякі держави Південної Америки в односторонньому порядку встановили більш широкі межі ТВ (до 200 миль). Судна всіх держав користуються правом мирного проходу через ТВ за умови дотримання положень Конвенції. Прохід не повинен порушувати безпеку прибережного поясу держави, підводні човни можуть проходити лише у надводному положенні і т.д. Ряд дер-

жав установили, що іноземні військові кораблі можуть проходить через їхні ТВ і заходить у ВМВ лише за умови попереднього дозволу уряду. Морський промисел, гідрографічні роботи та дослідження в ТВ більшості держав (за відсутності спеціальних угод) забороняються.

Відкрите море (ВМ) – це частина Світового океану, яка розташована за межами ТВ будь-якої держави і знаходиться в загальному користуванні всіх держав. Користування водами ВМ здійснюється на основі загальновизнаного у міжнародному праві принципу свободи ВМ, який встановлює, що жодна держава не може поширювати свою владу на ВМ і повітряний простір над ним. Цей принцип закріплений і конкретизований Конвенцією про відкрите море 1958 р. Всі держави мають право на торгове і військове мореплавство у ВМ, на рибальство, морський промисел, прокладання кабелю і трубопроводів, проведення наукових досліджень. Літаки всіх держав можуть вільно літати над ВМ.

Будь-яке судно, яке знаходиться у водах ВМ, підкоряється владі лише тієї держави, під прапором якої воно плаває. Виключенням з цього правила є право іноземного військового корабля за наявності певних підстав зупинити і оглянути судно у ВМ (наприклад, підозра у піратстві, контрабанді та ін.). Існують також спеціальні регламентовані зони, які розташовані в різних акваторіях океану (риболовецькі, зони консервації живих ресурсів ВМ, райони тимчасово небезпечні для плавання у зв’язку з випробуванням зброї та ін.). Розмір цих зон та умови їх встановлення повинні відповідати основним принципам і нормам сучасного міжнародного права, Статуту ООН, женевським конвенціям з морського права 1958 р. та іншим міжнародним угодам.

Важливе значення має правовий режим міжнародних проток і каналів.

Міжнародні протоки – це протоки, що є світовими водними шляхами і використовуються для міжнародного судноплавства. У зв’язку з цим вони є відкритими для проходу суден всіх держав на умовах рівноправ’я незалежно від того, перекриваються вони територіальними водами прибережних держав чи ні. До такої категорії міжнародних проток належать, зокрема Гібралтарська, Ла-Манш (Англійський канал), Па-де-Кале, Баб-ель-Мандебська, Сінгапурсь-

ка, Магелланова та ін. Особливий правовий статус мають міжнародні протоки, які є єдиним виходом із закритих морів у відкриті. Режим судноплавства по таких протоках регламентується спеціальними міжнародними угодами, які в деяких випадках містять обмеження водного доступу в закриті моря військових кораблів неприбережних держав (наприклад, Чорноморські, Балтійські протоки).

Міжнародні канали за правовим статусом треба відрізняти від міжнародних проток, які є природними морськими шляхами. Міжнародні канали як штучні споруди (наприклад, Суецький, Панамський), що розташовані на території відповідної держави, є невід'ємною частиною її території і підлягають її юрисдикції з урахуванням міжнародно-правової регламентації. Міжнародні морські канали можуть здаватися в оренду іншій державі. Так, згідно американсько-панамської угоди 1903 р., США отримали в безстрокову оренду Панамський канал.

Режим плавання через міжнародні канали регулюється міжнародними конвенціями. В основі цього режиму – принцип свободи проходу суден всіх країн; повага з боку держав, що користуються каналом, до суверенних прав держави, по території якої проведено канал; вилучення каналу із сфери військових дій у випадку збройного конфлікту; обов'язкова виплата встановлених зборів за прохід.

Правовий режим повітряного простору над відповідними акваторіями тісно пов'язаний з правовим режимом океану. Так, повітряний простір над внутрішніми морськими водами і територіальними водами даної держави знаходиться під її повним і виключним суверенітетом. Право "мирного прольоту" над цими акваторіями без дозволу прибережної держави не допускається. Регулярні міжнародні рейси авіакомпаній здійснюються за встановленими в міжнародних угодах повітряними трасами, а епізодичні польоти – лише з дозволу відповідної держави. Повітряний простір над відкритим морем знаходиться в загальному користуванні всіх держав і вільний для польотів усіх аеронавігаційних апаратів.

Міжнародно-правовий режим торгівельного судноплавства встановлюється для того, щоб сприяти свободі торгівельного судноплавства всіх країн на основі рівності та взаємної вигоди, забезпечення безпеки торгового мореплавства, перевезення пасажирів і вантажів як у відкритому морі, так і в іноземних водах і портах, імуні-

тету державних торгових суден. Важливе значення мають норми, які встановлюють відповідальність за порушення правил торгового судноплавства.

Міжнародно-правовий режим військового мореплавства призваний сприяти свободі військового мореплавства всіх країн, забезпечувати його безпеку, попереджати інциденти в морі, підтримувати правопорядок на морях і океанах. Він передбачає особливі права військових кораблів у відкритому морі. Це права переслідування правопорушників на морі, боротьби з піратством, работоргівлею і деякими іншими міжнародними злочинами. Військові кораблі користуються імунітетом, привілеями і правами як у відкритому морі, так і в іноземних територіальних водах і портах. Встановлено порядок заходу іноземних військових кораблів у води інших держав, особливе правове положення екіпажу на березі іноземної держави і т.д. Є також норми, які встановлюють правила ведення морської війни, права нейтральних держав у цій війні.

16. ГІДРОЕКОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЧОРНОГО І АЗОВСЬКОГО МОРІВ.

16.1. Чорне море

Загальна характеристика. Чорне море (давня назва грецькою мовою – Понт Евксинський) є внутрішнім морем басейну Атлантичного океану, з яким воно зв‘язане протоками Босфор, Дарданелли і Гібралтар та Мармуровим і Середземним морями. Межа між Чорним і Мармуровим морем проходить по лінії мис Румпелі – мис Анадолу. Керченська протока з’єднує Чорне і Азовське моря. Межею між ними є лінія від мису Такіль до мису Панагія (рис. 16.1). Море омиває береги України, Росії, Греції, Туреччини, Болгарії і Румунії.

Чорне море має такі морфометричні показники: площа – 422 тис.км^2; об‘єм водної маси – 547 тис. км^3; пересічна глибина – 1271 м (максимальна – 2245 м в точці з координатами 43°17' пн.ш., 33°28' сх.д.); максимальна протяжність з півночі на південь – 615 км (по меридіану смт. Южне Одеської області), мінімальна – 268 км (по меридіану мису Сарич, Крим); максимальна протяжність із заходу на схід – 1167 км (між м. Поті, Грузія і м. Бургас, Болгарія), протяж-

ність берегів 4090 км, в межах України – 1540 км.

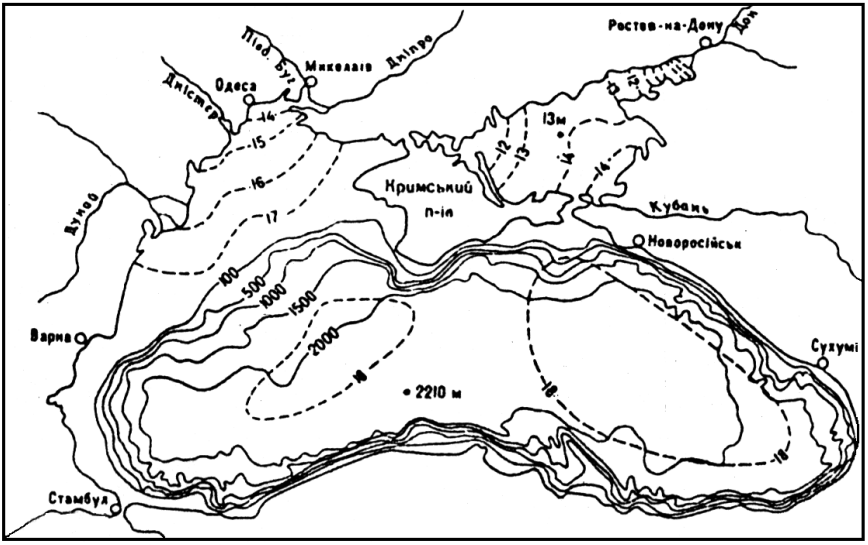

Рис. 16.1. Глибини (суцільні лінії, м) і солоність вод (штрихові лінії, %) Чорного і Азовського морів

Береги Чорного моря слабо порізані, переважно гористі, урвисті, лише в межах Причорноморської низини – низовинні, місцями лагунного, лиманного, дельтового типу з пересипами, косами, барами. Найбільші затоки: Каркінітська, Ягорлицька, Тендрівська, Джарилгачська, Каламітська, Феодосійська (Україна), Новоросійська (Росія), Самсунська, Сінопська (Туреччина), Бургаська (Болгарія). Островів мало: Зміїний, Березань, Тендра, Джарилгач (Україна). Глибоко в море виступає Кримський півострів, який з‘єднаний з материком вузьким Перекопським перешийком. У пониззях річок, які впадають в Чорне море, утворився ряд лиманів: Сасикський (оз. Сасик), Дністровський, Хаджибейський, Куяльницький, Тилігульський, Березанський, Дніпровський, Бузький. Акумулятивні форми: Джарилгачська, Тендрівська, Кінбурська коси; бари північно-західного Причорномор‘я, які відгороджують від моря лагуни-затоки з однойменними назвами. Решта узбережжя Чорного моря

оточена горами: Кримськими, Кавказькими, Понтійськими, Добруджею.

Рельєф дна Чорного моря. У рельєфі дна Чорного моря виділяється глибоководна тектонічна западина глибиною понад 2000 м і навколо неї мілководна обмілина (шельф), ширина якої біля низовинних берегів Північно-Західного Причорномор‘я (вище лінії мис Каліакра – мис Тарханкут) складає 100 км і більше, а на ділянках гористих берегів зменшується до 2,5-15 км. Материковий схил дуже крутий. Біля східного берега його похил досягає 14°-17°, а місцями – 19°-20°. Глибоководне плато рівне. Дно шельфу складено піском, мулом, черепашками, глибоководне плато покрите пелітовими пісками і мулами, які багаті на органічну речовину.

Утворення чорноморської западини зв’язане з розпадом океану Тетіс на ряд окремих морів (Каспійське, Чорне, Середземне та інші) в мезозої та на початку кайнозою (30-40 млн. років тому). Сучасні обриси Чорного моря проступили в ранньочетвертинну епоху – 400-500 тис. років тому. Зв‘язок Чорного моря із Середземним вперше виник 100-150 тис. років тому і остаточно встановився після останнього зледеніння – 7-5 тис. років до н.е.

Глибоководна тектонічна западина моря (як і навколишні гори) – тектонічно активна геологічна структура, зі значними амплітудами неотектонічних рухів, що супроводжуються катастрофічними землетрусами (Крим, 1927 р., Туреччина, 1999 р.). Північно-західний шельф разом з платформенними структурами зазнає повільних піднять і опускань, що обумовлюють трансгресії і регресії моря. Межа (смуга) між платформенними і геосинклінальними структурами охоплює Степовий Крим, Сиваш та смугу узбережжя завширшки 159-200 км і простягається від межиріччя Дунаю – Дністра до межиріччя Дону – Кубані. Ця перехідна смуга є дуже перспективною на нафту і газ. Зараз ведеться її інтенсивна, в першу чергу, морська розвідка, і розпочата експлуатація морських родовищ.

Клімат різних частин Чорного моря відрізняється. Північно-західна частина моря має більш суворий клімат з холодною зимою і жарким посушливим літом. Середня річна температура повітря тут 10°C. Взимку в цьому районі переважають північні вітри, а влітку – нестійкі. На південному березі Криму, захищеному від північних вітрів гірським хребтом, клімат теплий, субтропічний. Зима тепла і

волога, літо посушливе і жарке. В районі Кавказького (Росія, Грузія) і Понтійського (Туреччина) узбереж клімат більш вологий, субтропічний. Західна частина узбережжя (Болгарія, Румунія) відзначається більш холодною зимою і сухим літом.

В зимовий період над морем проходять середземноморські і атлантичні циклони, з якими пов'язана дощова і туманна погода. Між містами Анапою і Туапсе лютують бурі, які називаються "бора". В літній період Чорне море знаходиться під впливом Азорського антициклону, завдяки чому тут переважає безхмарна погода, гроза та смерчі є рідкісними явищами.

Температура повітря над акваторією моря в січні від 0 до 8°С. Біля північного і північно-західного узбережжя вона знижується до -2 ^{0}С, тому тут утворюється льодовий покрив. У серпні температура над морем 22-25°С і вище.

Пересічна кількість опадів за рік із заходу на схід зростає від 200-600 мм до 2000 мм і більше.

Гідрологічний режим. У Чорне море впадають такі великі ріки як Дунай, Дніпро, Ріоні, Чорох, Єшіль-Ірмак, Сакаря, Кизил-Ірмак та багато малих річок. Щороку з цих річок в море надходить близько 310 км^3 прісної води, 200 км^3 дає Дунай, 52 км^3 – Дніпро, а з атмосферними опадами випадає щороку 230 км^3 прісної води (Горєв, Пелешенко, Хільчевський, 1995). Верхньою течією через Керченську протоку з Азовського моря надходить близько 50,6 км^3 води, а глибинною течією через Босфор в Чорне море припливає близько170 км^3 води.

Віддача чорноморської води відбувається через випаровування в атмосферу – 360 км^3 на рік, поверхневий стік через Босфор у Мармурове море – 369 км^3 і нижньою течією в Азовське море – 34,1 км^3.

Отже, протягом року в Чорне море з річковим стоком і опадами надходить 540 км^3, а із Мармурового і Азовського морів притікає 220 км^3 води, в сумі притік становить близько 760 км^3 води. Витрати на випаровування (360 км^3) і стік в Мармурове та Азовське моря (близько 400 км^3) в сумі теж дають 760 км^3 води.

Прозорість води у відкритому морі пересічно складає 15-20 м, у прибережних водах зменшується до 5-7 м і менше внаслідок наявності значної кількості мінеральних і органічних завислих часток.

Найбільша прозорість, яка спостерігається в Чорному морі, становить 30 м.

Завдяки доброму прогріванню поверхні Чорного моря температура води в ньому пересічно складає 8,9°С. Температура поверхневого пласта води влітку досягає 25-26°С, а біля узбережжя – 27-29°С. Розподіл температури по вертикалі протягом більшої частини року характеризується максимальними величинами на поверхні, деяким зниженням до горизонтів 60-75 м, холодним проміжним шаром з температурою 7-8°С на глибині 75-100 м, звідки температура дуже повільно підвищується з глибиною і біля дна на глибинах 2000 м досягає 9,2°С, що пояснюється геотермічними процесами на дні. Сезонні зміни температури проявляються до глибини 150-200 м, але найбільш чітко вони виражені у верхньому 50-60-метровому шарі.

Взимку температура поверхневого шару більшої частини акваторії знижується до 8-9°С. Біля північно-західних берегів вона падає до -1°С, тому в окремі роки тут утворюється лід. В найбільш суворі зими лід уздовж західного берега може поширюватись до Босфору, у м'які зими замерзають лише лимани і деякі бухти. Утворення льоду починається з середини грудня. Протягом зими льодовий покрив нестійкий. Залежно від погоди відбувається тимчасове скресання і замерзання прибережної зони моря. Товщина льоду досягає 14-15 см, біля Одеси – до 55 см. Скресання льоду починається в кінці лютого – на початку березня. В кінці березня лід повністю зникає.

Як і більшість морів північної півкулі, Чорне море має круговий характер циркуляції води (рис.16.2). У 30-50-мильній прибережній зоні рух води відбувається проти годинникової стрілки. В центральній акваторії моря схема циркуляції води більш складна – в західній і східній частинах моря є два окремих циклонічних круговороти. В центрі цих круговоротів розташовуються області спокійних вод, де швидкість течії не перевищує 10 см/с. На периферії швидкість збільшується до 25 см/с. В південно – східній (Батумський район) і північно-західній (Каркінітська затока) частинах моря існують власні кругові рухи вод, які теж ідуть проти годинникової стрілки.

Циркуляція глибинних вод узгоджується, в основному, з поверхневою. На обмін вод Чорного моря істотно впливає двохшарова система течій – поверхнева стічна течія в Мармурове море та глибинна

течія у зворотному напрямку, які вперше були детально вивчені адміралом С.О.Макаровим.

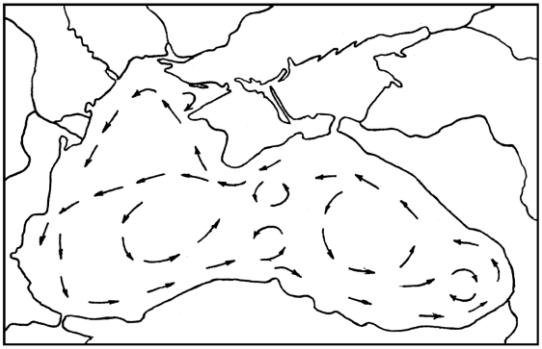

Рис. 16.2. Поверхневі течії у Чорному морі

Припливно-відпливні коливання рівня Чорного моря надзвичайно малі і не перевищують 8 см. Більш суттєвими є згінно-нагінні явища, які можуть викликати коливання рівня 0,4-0,6 м, а біля північно-західних берегів – до 1,5 м.

На зміни рівня моря протягом року і за багатоліття впливають коливання елементів водного балансу (притоку річних вод, водообміну із Мармуровим морем, випаровування). Сезонна амплітуда коливання рівня не перевищує 30 см. Найвищий рівень води спостерігається в червні, найнижчий в жовтні – листопаді. Амплітуда коливання середнього рівня моря з року в рік також невелика – 30-35 см.

Хвильові процеси найбільш поширені при проходженні циклонів. Восени і взимку під час штормів висота морських хвиль досягає 5-6 м, іноді 10-14 м.

Гідрохімічний режим. Ще в 1890 році під час першої експедиції по вивченню Чорного моря, очолюваної М.І. Андрусовим, було встановлено, що, на відміну від інших морів і океанів, у Чорному морі лише у верхньому пласті (до глибини 200 м) вода містить кисень. Решта товщі води (87% від загального об’єму моря) насичена сірководнем і є практично “неживою”, за винятком анаеробних бактерій. Чорне море це єдина водойма на земній кулі, в якій об’єм сірководню має такі велетенські розміри. Основною причиною цього є

слабкий вертикальний водообмін і наявність великої кількості сульфатредукуючих бактерій.

Подібні ситуації із забрудненням сірководнем спостерігаються в норвезьких фіордах, в Аравійському і Карибському морях, в гірських озерах Європи, Японії, Африки, США. Спільним у цих об'єктів є те, що циркуляція води не дістає до їх дна. Основним фактором, який зумовлює слабке вертикальне перемішування водних мас Чорного моря, є велика різниця в густині верхнього опрісненого, а влітку – до того ж і теплого, пласта води, та більш глибоководних пластів.

Велика різниця в густині поверхневих і глибинних пластів моря постійно підтримується опрісненням верхнього пласта за рахунок річкового стоку, винесенням менш солоних вод з Азовського моря і осолоненням глибинних вод низовою Босфорською течією.

Від берегів до центральної частини Чорного моря солоність поверхневих вод змінюється від 16,5-17,5 $^0/_{00}$ до 18 $^0/_{00}$ (рис.16.1). На глибинах від 50 до 200 м солоність зростає на 2,5$^0/_{00}$, глибше змінюється поступово, досягаючи біля дна 22,0 – 22,5 $^0/_{00}$. Значний градієнт солоності, а, отже, і густини води перешкоджає перемішуванню поверхневих та глибинних вод. Як видно з таблиці 16.1, нижня межа вертикальної циркуляції складає близько 200 м, глибше – кисень відсутній, а температура і солоність води стабілізується.

Таблиця 16.1. **Вміст кисню, солоність і температура води у відкритій частині Чорного моря**

Глибина, м	**Кисень**		**Температура, ^oC**	**Солоність, $^0/_{00}$**
	мг/л	**% насичення**		
0	5.60	100	21.93	18.21
15-20	7.76	111	9.51	18.37
50	5.38	71	7.63	18.77
75	1.89	27	7.76	19.56
100	0.81	11	8.05	20.09
150	0.19	3	8.49	20.84
200	0.07	0.3	8.64	21.31
300	0.00	0.0	8.79	21.70

В таблиці 16.2 (Хільчевський, 1997) наведені концентрації іонів, які зумовлюють солоність води Чорного моря. Вони помітно більші, ніж в Азовському морі, але значно менші, ніж в океані.

Таблиця 16.2. **Середні значення вмісту головних іонів у водах Чорного і Азовського морів та Світового океану, ‰**

Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Сума
Чорне море							
5,795	-	0,697	0,253	10,230	1,441	0,198	18,614
Азовське море							
5,795	0,132	0,428	0,172	6,538	0,929	0,169	11,885
Сиваш							
6,260	-	0,770	0,310	11,130	1,650	0,210	20,330
Світовий океан							
10,760	0,390	1,300	0,410	19,350	2,700	0,140	35, 060

Іонний стік найбільших річок України в Чорне море наведено в таблиці 16.3 (Закревський, Пелешенко, Хільчевський, 1988).

Таблиця 16.3. **Іонний стік найбільших річок України в Чорне море, 10^4 т**

Річка	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Сума
Весняне водопілля							
Дніпро	12,9	9,4	18,4	22,4	40,9	111,9	215,0
Дністер	18,5	8,7	28,5	17,6	36,8	96,9	206,0
Південний Буг	6,3	3,0	12,2	7,6	8,1	43,9	81
Літня межень							
Дніпро	18,5	15,5	41,2	26,5	70,9	139,0	308,0
Дністер	28,5	12,9	39,0	33,8	48,3	130,0	290,0
Південний Буг	5,9	3,5	9,1	6,8	9,1	39,0	73,0
Зимова межень							
Дніпро	26,4	13,7	56,4	29,5	72,8	155,0	361,0
Дністер	11,1	5,3	15,8	11,4	21,3	54,7	120,0
Південний Буг	3,9	2,6	7,4	4,8	5,7	30,1	54,5
Середній за рік							
Дніпро	56,0	38,6	116,0	78,4	185,0	405,9	874,0
Дністер	58,2	26,9	83,3	62,8	106,0	280,0	614,0
Південний Буг	16,1	9,1	28,7	19,2	22,9	113,0	208,0

В цілому основні складові формування балансу компонентів хімічного складу води Чорного моря охарактеризовані В.К. Хільчевським (1997) і наведені в таблиці 16.4

Таблиця 16.4. **Баланс деяких компонентів хімічного складу води Чорного моря, 10^6 т/рік**

Стаття надходження і витрат	**Mg^{2+}**	**Ca^{2+}**	**SO_4^{2-}**	**HCO_3^-**	**Cl^-+Br^-**
Надходження					
Річковий стік	3,4	17,5	11,6	54,3	5,6
Приплив з Босфору	229,5	73,2	480,9	25,1	3435
Приплив з Азовського моря	22,9	9,0	50,0	8,9	338,0
Всього:	255,8	99,7	542,5	88,9	3778,6
Витрата					
Стік у Босфор	233,0	84,1	483,6	66,4	3433,0
Стік у Азовське море	21,9	7,9	45,5	6,3	322,0
Всього:	255,7	92,0	529,0	72,7	3755,0

Чорне море багате на біогенні речовини, вміст і розподіл яких змінюється протягом року. Найвища концентрація нітритів і нітратів припадає на осінньо-зимовий період, найменша – на літо і характерна для зон впливу річкового стоку. На відміну від інших морів найвища концентрація нітритів і нітратів спостерігається на глибинах 100-200 м. Нижче 200 м, де кисню практично немає, вміст нітритів і нітратів різко знижується. В інших морях і океанах окислення органічних решток продовжується і глибше 200 м з кінцевим утворенням нітратів, максимум яких, наприклад в Атлантичному океані, спостерігається на глибині близько 1000.

Вертикальний розподіл фосфатів у Чорному морі характеризується мінімумом у верхньому 50-метровому пласті і підвищенням концентрації до дна. Спостерігається порівняно високий вміст фосфатів, особливо в глибинних водах Чорного моря, де він в 4 рази більший, ніж в Атлантичному океані. У верхні пласти води (50-100 м) фосфати над-

ходять у січні-лютому, а з розвитком фітопланктону у травні-червні їх кількість різко зменшується.

Органічні речовини рівномірно розподіляються по вертикалі, їх вміст дещо зменшується з глибиною. Середній вміст органічного вуглецю у воді Чорного моря в 2 рази більший, ніж в Атлантичному океані, що зумовлено, імовірно, значним надходженням органічних речовин з річковим стоком.

Біологічні та мінеральні ресурси. Рослинний і тваринний світ зосереджені, головним чином, у поверхневому пласті води Чорного моря. Всього в Чорному морі налічується понад 660 видів рослин та понад 2000 представників тваринного світу. З рибних ресурсів (понад 160 видів риб) промислове значення мають хамса, ставрида, шпроти, кефаль, оселедець, камбала, осетрові (білуга, осетер, севрюга), водорості (філофора – найбільше скупчення у Світовому океані, цистозира, зостера) та безхребетні (мідії, креветки, устриці). За видовим різноманіттям риби Чорне море вдвічі багатше, ніж Каспій, і на 25% – ніж Баренцове море. Але у валовому підрахунку промисел в Чорному морі значно поступається промислу в цих морях. Найголовнішим об'єктом рибного промислу є хамса (анчоус). Щорічно Чорне море дає до 300 тис.т біологічних ресурсів.

З мінеральних ресурсів у Чорному морі видобувають будівельний пісок і гравій, горючий газ, тривають пошуки нафтових родовищ на шельфі. На сьогодні у Чорному морі виявлено сім газоконденсатних родовищ. На балансі "Чорноморнафтогазу" знаходиться 14 газових родовищ (шість в Азовському морі) з розвіданими запасами близько 60 млрд.м^3 і одне нафтове родовище. За вісім місяців 2000 року видобуто 500 млн.м^3 газу і 45 тис.т нафти. Всього в Україні видобувається 18 млрд. м^3 газу при потребі – 75 млрд. м^3

Екологічні проблеми. Водозбірна площа Чорного моря (1864 тис. км^2) в 4,4 рази перевищує площу самого Чорного моря. Проходячи величезні території, води річок збирають і приносять у море велику кількість розчинених речовин як природного, так і антропогенного походження. За рахунок господарської діяльності у воду надходять уже існуючі в морі речовини і штучно синтезовані сполуки. Це є побічним негативним ефектом інтенсифікації сільського господарства (прискорення ерозії грунтів), збільшення стоку добрив і отрутохімікатів з полів, відходів тваринницьких комплексів), розвитку промисло-

вості (газоподібні, рідкі і тверді відходи), збільшення населених пунктів (господарсько-побутові відходи), руйнування природних біотопів, спричинені будівництвом морських портів, прокладанням судноплавних каналів, експлуатацією флоту і портових споруд, а також збільшенням рекреаційного навантаження на прибережну зону.

Усі перераховані антропогенні забруднення надходять у Чорне море основними каналами: з атмосфери, річок, берегів, сусідніх морів. Тому важливим є проведення комплексних природоохоронних заходів усіма країнами, розташованими в басейні Чорного моря. Інтенсивне освоєння морського узбережжя, зарегулювання річкового стоку, скидання дренажних вод із зрошуваних масивів зумовили погіршення екологічної ситуації на прилеглій до кордонів України частині Чорного моря. У північно-західній частині Чорного моря біля берегів України бувають замори, змінюється видовий склад морських організмів, зростає біомаса фітопланктону і окремих видів зоопланктону. Наприклад, спостерігається розмноження медузи аурелії та інфузорії мезодініум, проте різко скоротилось поголів'я дельфінів, практично зникла пеламіда і скумбрія та інші традиційні для Чорного моря риби, потребує охорони філофорне поле Зернова.

Для збереження і відтворення біологічних ресурсів Чорного моря велике значення мають науково обґрунтовані правила рибальства, запровадження сучасних методів очищення морських вод від забруднювальних речовин, акліматизація і штучне розведення цінних промислових видів риб, молюсків. Зараз заборонено вилов всіх трьох видів дельфінів, які є в Чорному морі, малої колючої акули (катран). В Червону книгу України занесені: тюлень монах, білуга, лосось, морський півень (триглав), краби, червоні водорості (філофора).

16.2. Азовське море

Загальна характеристика. Азовське море (Меотійське озеро – грецькою, Сурозьке море – давньоруською) є внутрішнім морем басейну Атлантичного океану, з яким воно з'єднане вузькою (довжина – 41 км, ширина – від 4 до 15 км) і мілкою Керченською протокою, Чорним морем, протоками Босфор, Дарданелли і Гібралтар, Мармуровим і Середземним морями (рис.16.1). Західна частина моря омиває береги України, східна – Росії.

Азовське море найменше за площею і найбільш мілке в світі (рис16.3). Його мілководність – дуже суттєвий фактор, який впливає на гідрологічні процеси в морі, визначаючи малу термічну і динамічну інерцію водних мас. Морфометричні показники Азовського моря наступні: площа 39 тис.км^2, об'єм води 290 км^3, пересічна глибина – 7,4 м, максимальна – 15 м.

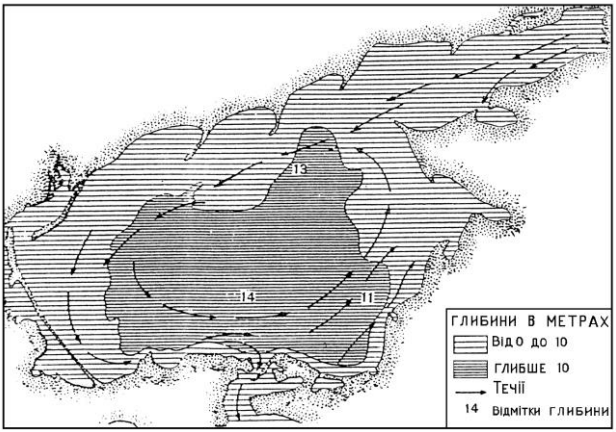

Рис. 16.3. Батиметрична карта і схема течій Азовського моря

Береги та рельєф дна Азовського моря. Із заходу і сходу до Азовського моря виходять Причорноморська і Прикубанська низовини, з півночі – Приазовська височина, що обумовлює низовинний характер та слабу розчленованість берегів моря (див. рис. 16.3). В геологічній будові низовин вище рівня моря беруть участь піщано-глинисті породи, які легко розмиваються, тому береги мають переважно абразійно-акумулятивне походження. Акумулятивні форми досягають значних розмірів: Обитічна, Бердянська, Білосарайська, Крива, Єйська, Довга, Темрюцька, Ясенська коси, коси-бари: Бірючий острів і Арабатська стрілка. Ці коси утворюють Обитічну, Бердянську, Білосарайську, Темрюцьку, Ясенівську, Сивашську затоки. Крім них є Казантипська і Таганрозька затоки. Затоплені водою пониззя річок, що впадають у море, утворюють лимани: Утлюцький, Молочний, Міуський, Єйський, Бейсузький, Ахтарський, Кирпильський, Солодкий, Східний, Курчанський. Островів мало (Черепаха, Довгий, Піщані, Бірючий), вони невеликі за площею, низовинні.

Котловина Азовського моря утворилася за рахунок затоплення морем долини р. Дон і річок, що в нього впадають. Сама ж западина Азовського моря, як тектонічна структура, виникла в зоні зчленування Кримського та Кавказького сегментів Середземноморського рухливого поясу і Східно-Європейської платформи. На сьогодні – це неотектонічна депресія, заповнена відкладами неогену (вапняки, алеврити, піски, глини) і антропогену (вапнякові конгломерати, піски, алеврити, суглинки, мули, а на півдні, біля Керченського півострова, грязьовулканічна брекчія з діючих на дні моря грязевих вулканів).

Сучасні обриси Азовського моря, як і Чорного, встановились після останнього зледеніння в голоцені – 7-5 тисяч років до н.е. Ті частини дна моря, які прилягають до Приазовської височини, зараз повільно піднімаються разом з Українським щитом. Те ж саме спостерігається біля узбережжя на Керченському півострові. Решта ділянок дна моря і його берегів в голоцені переважно опускаються, утворюючи численні лимани і затоки. Азовське море в цілому розташоване в межах перехідної структури між платформою та геосинкліналлю і відноситься до Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної провінції, тому тут з мезозойськими і кайнозойськими відкладами пов’язані поклади нафти і газу, залізної руди.

В Азовському морі, внаслідок його походження, відсутні традиційні елементи рельєфу морського дна: шельф, береговий схил і дно. Абразійно-акумулятивні відмілини поступово переходять в рівне і плоске дно, похилене до центру моря і до Керченської протоки, як долина Пра-Дону.

Дно Азовського моря переважно рівне, у прибережній частині вкрите піском та черепашками, на окремих ділянках поширені мули, в центральній частині – глинисті мули.

Клімат Азовського моря відзначається великою континентальністю, яка особливо добре виражена в північно-східній, північній, та північно-західній частинах моря. Зима тут холодна, а літо сухе й жарке. У південній частині моря зима і літо більш м′які і вологі.

Взимку і восени на клімат Азовського моря вирішальний вплив справляє Сибірський антициклон з сильними північно-східними і східними вітрами. Середні температури січня – від -2 до –5°С, хоча

бувають похолодання до -27°С. Навесні і влітку над Азовським морем панує Азорський антициклон, який зумовлює малохмарну теплу погоду. Влітку середні температури складають 24-26^{0}С. Кількість опадів зменшується із сходу на захід від 500 до 340 мм.

Гідрологічний режим. Формування водної маси Азовського моря відбувається за рахунок водообміну з Чорним морем (за рік в Азовське море надходить 34,1м^3, витікає через Керченську протоку і в Сиваш – 50,6 м^3), річкового стоку – 37 км^3 і опадів – 13,5 км^3. Водний баланс Азовського моря включає також витрати на випаровування – 34,0 км^3 протягом року. Сумарні притік і витрати води приблизно рівні і складають близько 85 км^3 за рік.

Прозорість води Азовського моря невисока внаслідок значної кількості планктону, завислих часток, а також під впливом хвильових процесів. Найвища прозорість (до 8 м) – у південній частині моря, найменша – у Таганрозькій затоці (0,5 м). У відкритому морі прозорість навесні та восени – 2-3 м, взимку і влітку – 1-2 м. Колір води у відкритому морі синьо-зелений, біля берегів та в затоках – від жовто-зеленого до бурого відтінків..

Середня річна температура води становить 11-12°С. В теплий період року вона дуже близька до температури повітря, лише в липні – серпні вона дещо нижча. Пізно восени і взимку вода, звичайно, значно тепліша повітря.

Взимку температура води падає дещо нижче нуля (до -1 °С), в липні досягає у відкритій частині моря 25-26^{0}С, а на прибережних мілководдях –30^{0}С і більше.

Перший лід може з’явитися в Азовському морі (частіше у вершині Таганрозької затоки) на початку листопада. Поява льоду в теплі зими інколи затримується до лютого. Як правило, вздовж усіх берегів моря встановлюється широкий припай, у центральній частині моря залежно від характеру зими спостерігається або чиста вода, або дрейфуючий битий лід та льодові поля.

Нерухомий льодовий покрив встановлюється в середньому з кінця грудня до кінця лютого – початку березня, але тривалість його існування також змінюється в широких межах у різні роки і в різних районах. В суворі зими море замерзає повністю, а товщина льоду досягає 80-90 см.

В Азовському морі спостерігається кругова течія, направлена проти годинникової стрілки (див. рис.16.3). В Таганрозькій затоці течія вздовж північного берега йде на захід, утворюючи подекуди за виступами берега і мисами круговороти, направлені за годинниковою стрілкою. Вздовж західного берега моря течія йде на південь, тут при західних вітрах відбувається надходження в Азовське море солоних вод із Сиваша. Вздовж південного берега течія йде на схід, причому значна частина вод стікає в Чорне море. Біля східного берега течія, посилившись за рахунок кубанських вод, направляється на північ, замикаючи, таким чином, циклонічний кругообіг моря. Швидкість течії в середньому становить 10-20 см/с.

Але така закономірна картина течій різко змінюється при сильних вітрах: маса води спрямовується за напрямком вітру, викликаючи значні згони і нагони. При цьому коливання рівня доходять, наприклад, у Таганрозі до 4,4 м, в Генічеську до 2,5 м, а швидкість течії досягає 125 см/с.

Середній багаторічний рівень води в Азовському морі – 30 см Балтійської системи висот. Протягом року він змінюється від 18 см (у червні) до -14 см (у листопаді). Згінно-нагінні коливання рівня спостерігаються восени і взимку. Загалом коливання рівня не перевищують 0,4 м.

Хвилювання на Азовському морі є важливим елементом його гідрологічного режиму. Через мілководність і малі розміри моря хвилювання швидко змінюється залежно від посилення чи послаблення вітру. Брижі для Азовського моря не характерні. Хвилі відрізняються великою крутизною. Середні розміри хвиль: висота 1,2-1,5 м, довжина 15-16 м. Максимальні хвилі мають висоту до 3 м.

Гідрохімічний режим. Балансові кількості прісних (опади і річковий стік без випаровування) і солоних (різниця між надходженням із Чорного моря і витоком в нього) вод рівні між собою, отже зміни солоності води у морі не повинні відбуватись. Насправді, в зв’язку із зарегулюванням річкового стоку на основних притоках (Дон, Кубань, Берда) солоність води в Азовському морі поступово зростає. Пересічна солоність води становить 13,8 $^0/_{00}$, у Таганрозькій затоці – 2-5 $^0/_{00}$, а в затоці Сиваш – 250 $^0/_{00}$ (рис.16.1). Сезонні коливання солоності не перевищують 1 $^0/_{00}$.

Солоність води у відкритій частині моря близько $11^0/_{00}$, але вона доходить інколи до $13\text{-}14^0/_{00}$ завдяки дії південних вітрів, які наганяють з Чорного моря в Азовське більш солону воду. В бік берегів солоність води дещо зменшується, переважно у східній частині моря і, особливо, в Таганрозькій затоці, у вершині якої вода майже прісна. Максимум солоності спостерігається в грудні, мінімум – в липні.

Весною і на початку літа відзначається деяка різниця між солоністю на поверхні моря і на глибині, тобто води моря відносно солоності стратифіковані. В цей час поверхневі пласти моря дещо розпріснені внаслідок танення льоду і збільшення стоку річок. Восени і взимку, як за солоністю, так і за температурою, вода зовсім одноманітна від поверхні до дна в переважній більшості районів моря.

Середнє значення вмісту головних іонів, які зумовлюють солоність води, наведені в таблиці 16.2, а сольовий баланс Азовського моря подано в таблиці 16.5.

Таблиця 16.5. **Сольовий баланс Азовського моря, тис. т/рік**

Стаття надходження і витрат	**Ca^{2+}**	**Mg^{2+}**	**$Na^+ + K^+$**	**HCO_3^-**	**SO_4^{2-}**	**Cl^-**	**Сума**
I. Надходження							
Річковий стік	1944	660	1595	6088	3504	1482	15273
Атмосферні опади	80	24	104	281	214	62	765
Приплив з Сиваша	93	231	1876	63	495	3339	6099
Приплив з Чорного моря	7488	20904	173160	5928	43056	305760	556296
Всього:	9605	21819	176737	12360	47269	310643	578433
II. Витрата							
Стік у Чорне море	8058	20382	173484	8058	44556	300042	554580
Стік у Сиваш	238	588	4942	224	1274	8568	15834
Всього:	8296	20970	178426	8282	45830	308610	570414
Різниця між I і II	1309	849	1689	4078	1439	2033	8019

Вся товща води Азовського моря, від поверхні до дна, насичена киснем однаково, але влітку в період штилів, коли води стратифіковані, природні пласти насичуються сірководнем, що призводить інколи до масової загибелі цінної риби. Пересічний вміст фосфатів становить 10 мг/м^3, нітратів – 23 мг/м^3.

Біологічні та мінеральні ресурси. Біомаса фітопланктону в Азовському морі досягає 200 г/м^3, зоопланктону – до 1,5 г/м^3. Зообентос представлено молюсками, червами, ракоподібними, його продуктивність – 19 млн. т/рік.

Тваринний світ Азовського моря відрізняється відносно незначним різноманіттям (400 видів) і поряд з цим надзвичайним кількісним багатством. Промислова продуктивність моря досягла на початку 70- х років 80 кг риби з 1 га, але потім відбувся її спад, пов‘язаний з екологічними проблемами моря. Найбільше промислове значення мають судак, лящ, тарань, осетер, севрюга, оселедець, тюлька, хамса, короп, чехоня, кефаль, камбала. Працюють штучні нерестовища і рибницькі заводи.

Мінеральні ресурси Азовського моря представлені покладами нафти і газу і залізних руд та сольовими родовищами Сиваша (див. розд. 13). В морі виявлено шість газових і газоконденсатних родовищ загальною потужністю близько 35 млрд. м^3. Введення їх в експлуатацію дозволить протягом двох років повністю забезпечити Крим газом.

Екологічні проблеми. Після створення на р. Дон Цимлянського гідровузла (1952) гідрологічний, а також гідрохімічний режими Азовського моря почали змінюватися. Після зарегулювання розподіл стоку протягом року став рівномірним, зменшилося весняне водопілля у пониззях Дону. Поряд з цим будівництво зрошувальних систем у басейні Кубані та Дону зменшило загальний приплив прісних вод у море на 14 км^3 і відповідно знизило стік біогенних елементів.

Зменшення весняного стоку і розливів у заплавах Дону і Кубані погіршили умови розмноження цінних видів риб, які приходять сюди на нерест. Зниження сумарного прісного стоку призвело до зменшення кількості поживних солей, особливо фосфатів, які потрібні для розвитку водоростей планктону. Поряд з цим збільшився притік чорноморської води і дещо підвищилася солоність, що викликало

ряд змін у співвідношенні видів і груп планктону моря. При осолоненні з 10 до 14 $^0/_{00}$, яке поширюється від Керченської протоки на північний схід, організми, що проживають у воді з меншою солоністю, почали переміщуватися до Таганрозької затоки і їх популяція почала зменшуватися.

Збільшення притоку чорноморських солоних вод у придонні пласти підсилює густинне розшарування Азовського моря, ускладнює перемішування і, отже, погіршує кисневий режим біля дна. Це призводить до розширення районів заморів водних організмів.

Середня маса рослинного і тваринного планктону і відповідно його продукція скоротилися порівняно з періодом до зарегулювання стоку на 30 - 35%.

Вченими було висунуто дві пропозиції щодо вирішення проблеми регулювання сольового балансу Азовського моря. Насамперед треба збільшити приплив прісних вод, направивши їх у р. Дон і р. Кубань з Волзького басейну (15-20 км^3 щороку). Додатковий приплив прісної води має стабілізувати сольовий баланс моря і знизити солоність до природного рівня – близько 10,0-10,5$^0/_{00}$. Такого результату за прогнозами можна було б досягнути не раніше як через 15 років.

Згідно з другою пропозицією, досягнути таких же результатів можна, якщо збудувати в Керченській протоці греблю. Вона має, по-перше, обмежити стік азовських розпріснених вод у Чорне море, по-друге, допускати лише обмежений, регульований приплив у Азовське море більш солоної чорноморської води. У свій час цій пропозиції надавалася перевага. В 70-і роки з цього приводу проводилися спеціальні дослідження в Керченській протоці, в яких одному з авторів довелося брати участь. За розрахунками відновити попередню солоність моря таким шляхом можна і за короткий строк. Однак, оскільки цей захід не зможе вирішити питання про відновлення потрібного водного режиму на нерестилищах риб, а також збільшення припливу поживних речовин у море, висловлювалися думки про необхідність поєднання обох шляхів регулювання балансу Азовського моря.

У цілому ж висловлені ідеї мають більш теоретичний характер і вимагають значних зусиль для їх багатопланового вивчення зацікав-

леними країнами – Україною і Росією. Окрім проблеми осолонення Азовського моря за рахунок зміни водного балансу, гостро стоїть проблема забруднення його стічними водами промисловості і сільського господарства, наприклад, такого великого промислового центру як м. Маріуполь, а також зрошувальних систем у пониззі р. Кубань, де інтенсивно використовуються агрохімічні засоби.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

ОСНОВНА

1. Атлас океанов. Т. 1-3. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974-1980.
2. Гусев А.М. Основы океанологии. – М.: Изд. МГУ, 1983. – 247 с.
3. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. – М.: Изд. МГУ, 1982. – 190 с.
4. Жуков Л.А. Общая океанология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 376 с.
5. Истошин Ю.В. Океанология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 469 с.
6. Леонтьев О.К. Физическая география Мирового океана. – М.: Изд. МГУ, 1982. – 200 с.
7. Малинин В.Н. Общая океанология. Часть 1. Физические процессы. – С.-П.: Изд. РГГМУ, 1998. – 342 с.
8. Океанографическая энциклопедия /Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 631 с.
9. Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Загальна гідрохімія. – К.: Либідь, 1997. – 384 с.
10. Смирнов Г.Н. Океанология. – М.: Высшая школа, 1987. – 407 с.
11. Шуйський Ю.Д. Походження та історія розвитку Світового океану. – Одеса: Астропринт, 1998. – 198 с.

ДОДАТКОВА

12. Алекин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. –343 с.
13. Атлас океанов. Термины. Понятия. Справочные таблицы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 156 с.
14. Богданов Ю.А., Каплин П.А., Николаев С.Д. Происхождение и развитие океана. – М.: Мысль, 1975. – 175 с.
15. Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 253 с.
16. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. – М.: Наука, 1967. – 215 с.
17. Волошин І.І., Чирка В.Г. Географія Світового океану. – К.: Перун, 1996. – 224 с.
18. Географічна енциклопедія України. Т. 1-3. – К.: “Українська Радянська енциклопедія” ім. М.П.Бажана, 1993.

19. Гершанович Д.Е., Муромцев А.М. Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 319 с.
20. Горєв Л.М., Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Гідрохімія України. – К.: Вища школа, 1995. – 306 с.
21. Дрейф континентов, горизонтальные движения земной коры / Под. ред. С.К. Рапкорна. – М.: Мир, 1966. – 232 с.
22. Дубняк С.С. Эколого-гидрологический подход к определению границ мелководий на водохранилищах / Гидробиол. журн., 1996. – 32. – №5. – С. 102-107.
23. Егоров Н.И. Физическая океанография. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 455 с.
24. Зенкевич Л.А. К вопросу о древности океана и его фауны / История Мирового океана. – М.: Наука, 1971. – С. 77-83.
25. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. – М.: Изд. АН СССР, 1962.
26. Израэль Ю.А. Цыбань А.В. Антропогенная экология океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 528 с.
27. Каган Б.А. Взаимодействие океана и атмосферы. – СПб: Гидрометеоиздат, 1992. – 335 с.
28. Клиге Р.К. Изменение уровня океана. – М: Наука, 1985. – 247 с.
29. Лисицин А.П. Осадкообразование в океанах. – М.: Наука, 1974. – 438 с.
30. Международная хартия географии океанов / Пер. с англ. – М., 2000. – С. 132-136.
31. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. – М.: Мир, 1966. – 272 с.
32. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 438 с.
33. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. – М.: Высшая школа, 1991. – 368 с.
34. Монин А.С. История Земли. – Л.: Наука, 1977. – 228 с.
35. Монин А.С., Озмидов Р.В. Океанская турбулентность. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 320 с.
36. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. – М.: Наука, 1975. – 176 с.
37. Нешиба С. Океанология / Пер. с англ. – М.: Мир, 1991. – 414 с.

38. Орленок В.В. Физика Земли, планет и звезд. – Калининград: Обл. изд., 1980. – 174 с.
39. Перри А., Уокер Д. Система океан – атмосфера. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 195 с.
40. Риффо К. Будущее – океан / Пер. с фр. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 272 с.
41. Степанов В.Н. Океаносфера. – М.: Мысль, 1983. – 270 с.
42. Степанов В.Н. Природа мирового океана. – М.: Просвещение, 1982. – 192 с.
43. Строкина Л.А. Тепловой баланс поверхности океанов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 447 с.
44. Тимофеев Н.А. Радиационный режим океанов. – К.: Наукова думка, 1983. – 247 с.
45. Тимченко В.М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. – К.: Наукова думка, 1990. – 236 с.
46. Федосеев П.А. История изучения основных проблем гидросферы. – М.: Наука, 1975. – 207 с.
47. Физическая география Мирового океана / Под ред. К.К. Маркова. – Л.: Наука, 1980. – 362 с.
48. Филиппов Е.М. О развитии Земли и биосферы. – М.: Знание, 1990. – 48 с.
49. Шепард Ф.П. Морская геология / Пер. с англ. – М.: Мир, 1976. – 448 с.
50. Шнюков Е.Ф., Мельник В.И., Матин Л.И. и др. Геология шельфа УССР: (среда, история и методика изучения). – К.: Наук. Думка, 1982.
51. Штокман В.Б. Избранные труды по физике моря. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 336 с.
52. Шуйський Ю.Д. Основні риси рельєфу дна Світового океану. – Одеса: Астропринт, 1998. – 88 с.
53. Шулейкин В.В. Физика моря. – М.: Наука, 1968. – 1083 с.
54. Білоусов В.В. Геотектоніка. – М.: Изд. МГУ, 1976. – 333 с.
55. Валяшко М.Г. Эволюция химического состава воды океана / История Мирового океана. – М.: Наука, 1971. – с. 97-104.
56. Опарин А.И. Возникновение жизни в океане / Океанография. Под ред. Л.А.Зенкевича. – М.: Прогресс, 1965. – С. 101-108.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА…….....3
ВСТУП……..5
Предмет дослідження океанології, її завдання……5
Історія розвитку знань про океани і моря……6
1. ЄДНІСТЬ ТА ПОДІЛ СВІТОВОГО ОКЕАНУ, РЕЛЬЄФ І ҐРУНТИ ОКЕАНІЧНОГО ДНА……17
1.1. Єдність Світового океану та його поділ……...17
1.2. Моря, затоки, протоки……20
1.3. Рельєф океанічного дна……..25
1.4. Морські ґрунти……29
2. ПОХОДЖЕННЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ……31
2.1. Аналіз основних гіпотез походження океану……..31
2.2. Формування рельєфу дна Світового океану……37
2.3. Утворення і розвиток водної та сольової маси Світового океану……42
3. ОПТИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ, ХІМІЧНИЙ СКЛАД І СОЛОНІСТЬ МОРСЬКОЇ ВОДИ……..46
3.1. Оптичні властивості морської води……46
3.2. Поняття про хімічний склад і солоність морської води….50
3.3. Баланс солей Світового океану…….....55
3.4. Горизонтальний і вертикальний розподіли солоності...…56
3.5. Гази у морській воді……..58
4. ТЕМПЕРАТУРА МОРСЬКОЇ ВОДИ……..60
4.1. Теплові властивості морської води та причини зміни її температури……....60
4.2. Тепловий баланс океану……63
4.3. Горизонтальний та вертикальний розподіли температури води……...65
4.4. Часові зміни температури води……71
4.5. Теплова взаємодія океанів і материків……74
4.6. Практичне значення вивчення температури води океанів і морів……75
5. ГУСТИНА МОРСЬКОЇ ВОДИ……..76
5.1. Основні поняття. Залежність густини від температури і солоності……....76

5.2. Горизонтальний і вертикальний розподіли густини……78
5.3. Перемішування вод та стійкість шарів морської води……81
5.4. Водні маси……84
5.5. Практичне значення даних про густину води……..87
6. ВОДНИЙ БАЛАНС І РІВЕНЬ СВІТОВОГО ОКЕАНУ…….87
6.1. Водний баланс Світового океану……..87
6.2. Поверхня рівня океану……91
6.3. Гідрометеорологічні фактори коливання рівня……..93
6.4. Стоячі хвилі, сейші……96
6.5. Середній рівень моря……98
6.6. Статистична обробка спостережень за рівнями та їх значення……..99
7. ХВИЛЮВАННЯ МОРЯ……..101
7.1. Морські хвилі та їх елементи……...101
7.2. Уявлення про теорію трохоїдальних хвиль та сучасну теорію хвилювання……...104
7.3. Деформація хвиль на мілководді та їх вплив на берег…..108
7.4. Практичне значення вивчення морського вітрового хвилювання……110
7.5. Внутрішні і корабельні хвилі……...112
7.6. Цунамі……113
8. ТЕЧІЇ І ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД СВІТОВОГО ОКЕАНУ……...114
8.1. Основні типи течій і причини їх утворення……114
8.2. Густинні, вітрові та згінно-нагінні течії……116
8.3. Стокові, барогрaдієнтні, припливно-відпливні та глибинні течії……121
8.4. Вплив на течії рельєфу дна і обрисів берегів……123
8.5. Загальна циркуляція вод Світового океану……...125
9. ПРИПЛИВИ……129
9.1. Основні поняття і терміни……129
9.2. Статична теорія припливів……..131
9.3. Динамічна теорія та гармонічний аналіз припливів……..136
9.4. Класифікація припливів, їх поширення у Світовому океані та практичне значення……139
10. ЛІД В ОКЕАНАХ І МОРЯХ……..142
10.1. Утворення, розвиток та класифікації морського льоду...142

10.2. Танення морського льоду……..146
10.3. Структура і основні властивості морського льоду...…..148
10.4. Деформація та дрейф льоду……...150
10.5. Поширення льоду у Світовому океані……..152
11. МОРСЬКІ БЕРЕГИ……154
11.1. Основні поняття і типізація морських берегів……154
11.2. Абразійні береги……..157
11.3. Акумулятивні береги……..159
11.4. Вплив гідрометеорологічних факторів та живих організмів на формування берегів……161
11.5. Захист берегів, морських каналів і портів від розмиву та занесення……163
12. ГИРЛОВІ ОБЛАСТІ РІЧОК, ЩО ВПАДАЮТЬ В ОКЕАНИ І МОРЯ……..166
12.1. Основні поняття. Типізація гирлових областей річок….166
12.2. Особливості гідрологічного режиму річкових дельт…..169
12.3. Формування дельт річок……171
12.4. Особливості гідрологічного режиму гирлового узмор'я……..172
12.5. Поширення припливних та згінно-нагінних хвиль у гирлах річок……175
13. МІНЕРАЛЬНІ РЕСУРСИ СВІТОВОГО ОКЕАНУ ТА ЇХ ВИКОРИСТАННЯ……176
13.1. Вилучення солей та інших цінних елементів з морської води……..177
13.2. Розробка морських розсипних родовищ……...179
13.3. Розробка корисних копалин у зоні шельфу……..182
13.4. Глибоководний видобуток корисних копалин з морського дна……186
14. БІОЛОГІЧНІ РЕСУРСИ ОКЕАНІВ І МОРІВ……..189
14.1. Біологічні процеси у Світовому океані……189
14.2. Походження та еволюція життя в межах Світового океану……..193
14.3. Біологічна продуктивність і використання біологічних ресурсів Світового океану…….....196
14.4. Шкідлива дія морських організмів……...202

15. МОНІТОРИНГ ЗАБРУДНЕННЯ ВОД ОКЕАНІВ
І МОРІВ ТА ЇХ ХОРОНА……..203
15.1. Поняття про забруднення та основні
забруднювальні речовини в океані……203
15.2. Екологічні наслідки забруднення морського
Середовища…….208
15.3. Моніторинг морського середовища……..212
15.4. Оцінка якості гідрохімічних спостережень в океані…...215
15.5. Технічні засоби захисту морського середовища від
Забруднення…….216
15.6. Міжнародне співробітництво в галузі охорони
Світового океану……...221
15.7. Міжнародно-правовий режим використання
морського середовища……227
16. ГІДРОЕКОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЧОРНОГО
І АЗОВСЬКОГО МОРІВ……232
16.1. Чорне море……232
16.2. Азовське море…….242
СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ……..251

Навчальне видання

ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ Валентин Кирилович
ДУБНЯК Сергій Сергійович

ОСНОВИ ОКЕАНОЛОГІЇ

Підручник

Гриф видано Міністерством освіти і науки України
(лист № 1.4/18-Г-474 від 21.02.08)

Редактор І. Нечаєва

Підписано до друку18.03.08. Формат 70х100.
Вид. № 82 Bookman. Папір офсетний. Друк офсетний.
Наклад 200. Ум. Друк. Арк.. 18,20. Зам. 28-4342.
Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет»
01601, Київ б-р Т. Шевченка, 14, кім. 43
Тел. (38044) 239 32 22; 239 31 72
Свідоцтво внесено до державного реєстру ДК №1103 від 31.10.02