

Міністерство освіти і науки України
Вінницький державний педагогічний університет
імені Михайла Коцюбинського
Кафедра географії
Уманський державний педагогічний університет імені Павла Тичини
Кафедра географії та методики її навчання

ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ

Навчальний посібник
для студентів природничо-географічних факультетів

Укладачі: Вальчук-Оркуша О.М., Ситник О.І.

Умань
«Візаві»
2014

УДК 556
ББК 26.22
З-14

*Ухвалено рішенням Вченої ради природничо-географічного факультету
Уманського державного педагогічного університету імені Павла Тичини
(протокол № 8 від 25 лютого 2014 р.)*

Рецензенти:

А. В. Гудзевич – доктор географічних наук, професор Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського.

О. В. Браславська – доктор педагогічних наук, професор Уманського державного педагогічного університету імені Павла Тичини.

І. В. Кравцова – кандидат географічних наук, доцент кафедри географії та методики її навчання Уманського державного педагогічного університету імені Павла Тичини.

З-14 Загальна гідрологія: навч. посіб. / уклад. Вальчук-Оркуша О. М., Ситник О. І. – Умань : Видавничо-поліграфічний центр «Візаві», 2014. – 236 с.

У навчальному посібнику наведено відомості із загальної гідрології, океанології, гідрології та гідрології суші; розглянуто сучасні методи вивчення властивостей води, її значення в природних процесах та господарській діяльності людини.

Посібник розрахований на студентів географічних та екологічних спеціальностей, вчителів географії.

Загальна гідрологія

Навчальний посібник для студентів природничо-географічних факультетів

Укладачі: Оксана Миколаївна Вальчук-Оркуша, Олексій Іванович Ситник

З М І С Т

Тема 1. Гідрологія як наука. Місце її у вивченні географічної оболонки.	4
1.1. Предмет вивчення гідрології, поділ її на розділи та значення.....	4
1.2. Походження води.....	9
1.3. Види водних об'єктів та їхній гідрологічний режим.....	10
1.4. Методи гідрологічних досліджень.....	11
1.5. Становлення і розвиток гідрології як науки.....	13
Тема 2. Загальна характеристика природних вод.	22
2.1. Загальна характеристика.....	22
2.2. Кругообіг води.....	24
2.3. Хімічний склад води.....	27
2.4. Основні фізичні властивості води.....	31
2.5. Ізотопи води та деякі особливі її властивості.....	35
2.6. Значення води у фізико-географічних, геофізичних, геохімічних і біологічних процесах, у житті і господарській діяльності людини.....	38
Тема 3. Гідрологічні особливості океанів та морів	41
3.1. Світовий океан та його частини.....	41
3.2. Рельєф дна Світового океану.....	44
3.3. Фізико-хімічні властивості океанської води.....	59
3.4. Динаміка океанських вод.....	74
3.4.1. Хвилі у Світовому океані.....	75
3.4.2. Течії у Світовому океані.....	85
3.5. Водні маси та структурні зони.....	97
3.6. Життя в океанах і морях, використання їхніх ресурсів.....	98
Тема 4. Води суші	101
4.1. Підземні води.....	101
4.2. Річки.....	110
4.3. Озера та водосховища.....	128
4.4. Болота.....	150
4.5. Льодовики.....	159
Тема 5. Гідрологічні прилади	167
Словник термінів	184
Список літератури	193
Додатки	194

Тема 1. ГІДРОЛОГІЯ ЯК НАУКА. МІСЦЕ ЇЇ У ВИВЧЕННІ ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ

1.1. Предмет вивчення гідрології, поділ її на розділи та значення

Земна куля як складна матеріальна система, складається з декількох оболонок, або сфер, які називаються *геосферами*. Є зовнішні та внутрішні геосфери. Основними зовнішніми геосферами є *повітряна (атмосфера)*, *водна (гідросфера)* і *тверда оболонка (літосфера)*. Кожна з них має свій поділ. Всі основні оболонки та їхні частини перебувають у складних взаємозв'язках і в сукупності утворюють *географічну (ландшафтну) оболонку*.

Кожну з численних форм руху матерії, які утворюють географічну оболонку, вивчає певна природнича наука — *фізика, хімія, біологія та ін.* Географічну ж оболонку як єдине природне утворення вивчає *фізична географія*, а окремі компоненти (складові частини) її — літосферу, атмосферу, гідросферу, біосферу — відповідні галузеві науки, які входять до географічних наук. Вивченням води, земної кулі, займається наука *гідрологія*. Термін "гідрологія" походить від сполучення двох грецьких слів: *гідро*— вода, *логос*— наука; у перекладі на українську мову воно означає "наука про воду".

Вода є однією з найпоширеніших речовин на земній кулі. Вона займає більшу частину земної поверхні і зосереджена в океанах, морях, озерах, річках, льодовиках, болотах, ґрунтах і гірських породах. Усі ці водні утворення (водні об'єкти) характеризуються певними типовими властивостями і в сукупності утворюють єдину безперервну водну оболонку земної кулі — *гідросферу*.

Верхня межа гідросфери (поверхня океанів і морів, річок, озер, льодовиків і боліт) збігається з поверхнею земної кулі і нижньою межею атмосфери. Вона виражена досить чітко. Нижня межа гідросфери чітко не виділяється, тому що гідросфера в ряді випадків проникає в літосферу (земну кору).

Предметом вивчення гідрології є не вода як фізична речовина, а гідросфера загалом. Вона вивчає властивості гідросфери та її складових частин, процеси і явища, які в них відбуваються, закономірності, за якими ці явища і процеси розвиваються, а також взаємозв'язок і взаємодію природних вод із земною корою й атмосферою.

Сучасна гідрологія як наука про гідросферу об'єднує в собі окремі науки про складові частини гідросфери. До них, перш за все, відноситься загальна гідрологія, предметом вивчення якої є розподіл та круговорот води на земній кулі, окремі частини гідросфери, взаємозв'язок між ними, найбільш загальні закономірності гідрологічних процесів і явищ, що в них відбуваються у взаємодії з атмосферою, літосферою і біосферою та під впливом господарської діяльності. Термін "загальна" вказує на те, що

розглядаються найбільш загальні питання гідрології і що мова йде про всі водні об'єкти Землі.

Основна маса природних вод, як відомо, зосереджена в океанах і морях, значно менша — на суші. Процеси і явища, які відбуваються в океанах і морях, дуже відрізняються від процесів і явищ, що відбуваються у водних утвореннях суші. Тому різні й методи вивчення їх. Через це загальна гідрологія за об'єктами вивчення поділяється на дві великі самостійні частини: *гідрологію моря* і *гідрологію суші*.

Гідрологія моря виділилася в самостійну науку, яка вивчає процеси і явища, що відбуваються у Світовому океані, їхню взаємодію з навколишнім середовищем, а також окремі моря та океани. Відповідно до цього гідрологія моря поділяється на *океанологію* й *океанографію*.

Гідрологія суші, або точніше гідрологія поверхневих вод суші (часто її називають просто гідрологією), вивчає водні об'єкти суші. Залежно від об'єкта вивчення вона поділяється на великі розділи, яких нараховується понад 30.

Всі розділи гідрології мають свою специфіку, багато з них уже є самостійними науками, інші ще тільки розвиваються в цьому напрямку. Зокрема, до самостійних розділів належать гідрологія підземних вод, гідрологія річок, гідрологія озер, гідрологія боліт, гідрологія льодовиків і повітряна гідрологія. Вони мають свій предмет досліджень і вивчення, яким не займаються інші науки.

Гідрологія підземних вод, або гідрогеологія (геогідрологія), вивчає походження, поширення, режим, динаміку, ресурси і фізико-хімічні властивості підземних вод та розробляє методи розвідування і добування їх для народногосподарського використання. *Гідрологія річок* (застаріла назва — *потамологія*) вивчає формування їхнього стоку, водний режим, характеристики річкового стоку, термічний і льодовий режим річок, хімізм води, річкові наноси, руслові процеси тощо. *Гідрологія боліт* вивчає походження, поширення, розвиток і гідрологічний режим боліт, а *гідрологія озер* (лімнологія) — ці ж характеристики озер.

Гідрологія льодовиків, або гляціологія, вивчає умови й особливості походження, існування та розвитку льодовиків, їхній склад, будову, фізичні властивості, геологічну і геоморфологічну діяльність, географічне поширення та різні форми взаємодії з оточуючим середовищем. *Повітряна гідрологія*, або гідроаерологія, вивчає водні процесії в атмосфері (аеросфері) — утворення опадів, випаровування, конденсацію, вологість у зв'язку з повітряними течіями, теплообміном, сонячною радіацією тощо.

Останнім часом у самостійні науки виділилися *гідрологія водосховищ* і *екогідрологія морських гирл річок*, сформувався новий напрямок у гідрології, метою якого є розробка наукових основ раціонального використання та охорони водних ресурсів; формується як самостійний розділ гідрології — *біологічна гідрологія*, предметом вивчення якої є сукупність зв'язків між біологічними процесами і явищами та живими організмами у водоймах.

Залежно від мети і способів вивчення водних об'єктів, а також видів

використання водних ресурсів, у гідрології виділилися окремі наукові дисципліни, які належать або до всіх, або до окремих частин чи розділів гідрології. Так, вивчення водних об'єктів завжди пов'язане з проведенням різних спостережень і вимірювань — рівнів і витрат води, глибин, температури та хімічного складу води, льодових явищ, швидкостей протікання води, хвилювання, течій тощо. Ці вимірювання, незважаючи на деяку специфічність у проведенні їх на різних водних об'єктах, мають багато спільного. Методи всіх вимірювань і спостережень з метою вивчення гідрологічного режиму водних об'єктів і методи обробки результатів спостережень та вимірювань розглядаються в такій науковій дисципліні, як *гідрометрія*. Вона поділяється на *гідрометрію річкову, морську, озерну, гідрометрію боліт, підземних вод, льодовиків*.

Окрема самостійна дисципліна *гідрографія* займається вивченням і описом конкретних водних об'єктів, а також встановленням закономірностей географічного розподілу вод на земній кулі і особливостей їхнього режиму та господарського значення. Вона поділяється на *гідрографію океанів і морів (океанографію)* і *гідрографію водних об'єктів суші*.

Дуже важливою дисципліною, котра об'єднує декілька розділів гідрології суші, є *інженерна гідрологія* (гідрологічні розрахунки), завданням якої є розробка методів визначення характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів, необхідних для проектування гідротехнічних споруд і планування водогосподарських заходів. На даних інженерної гідрології ґрунтуються проекти використання водних об'єктів з певною метою (гідроенергетики, зрошення, осушення, промислового і комунального водопостачання, водного транспорту, лісосплаву тощо) і заходи щодо боротьби зі шкідливою дією вод (повеннями, водною ерозією, заболочуванням і засоленням ґрунтів, підтопленням, селями тощо). Без гідрологічних розрахунків неможливе будівництво на річках і навіть на невеликих водотоках будь-яких споруд — гребель, мостів, водозаборів, труб у насипах доріг для пропускання весняних снігових та зливових вод.

Вода, як будь-яке природне тіло, має ряд фізичних властивостей. Пізнання і розуміння суті процесів, котрі відбуваються в гідросфері та окремих частинах, неможливі без знання властивостей води. Вони вивчаються окремими науковими дисциплінами. Однією з характерних властивостей води є її рухомість. Вивченням законів руху і рівноваги рідин, зокрема води, та їхньої взаємодії з твердими тілами займається *гідромеханіка* та її прикладний розділ *гідравліка*. Фізичні властивості води як речовини і процеси, що відбуваються у водній масі, вивчає *гідрофізика*, а хімічний склад і процеси — *гідрохімія*.

Гідрохімія в буквальному розумінні цього слова — хімія природної води. Остання відрізняється від штучних водних розчинів специфікою якісного і кількісного складу, одночасною присутністю в розчинах іонів, газів, колоїдів, наявністю органічної речовини і залежністю складу не лише від фізичних умов навколишнього середовища, але і від біологічних (у тому числі і мікробіологічних) процесів.

Від хімічного складу води залежать її фізичні властивості — температура замерзання, величина випаровування, прозорість, характер протікання реакції. Тому визначення хімічного складу води має важливе практичне значення для водопостачання, гідротехнічного будівництва, зрошення, ведення рибного господарства.

Особливо важливою в сучасних умовах зростаючого антропогенного впливу є проблема забруднення природних вод. Джерелами забруднення їх є промислові і господарсько-побутові стічні води, та води, які надходять з сільгоспугідь. Вирішення цієї проблеми вимагає гідрохімічного вивчення водойм і водотоків, необхідного контролю їх стану, дослідження процесів самоочищення.

Гідрохімія поділяється на кілька розділів. Вивчення хімічного складу вод річок, озер і водосховищ базується на методах і висновках *гідрології*, органічного життя у водах — *гідробіології*. Дослідження хімічного складу вод океанів і морів пов'язані з *океанологією*, підземних вод — з методами *гідрогелогії та геохімії*.

Таким чином, гідрохімія в системі наук про Землю має подвійний характер. З одного боку, вивчаючи хімічний склад води різних водних об'єктів суші, вона є частиною гідрології; з іншого боку, вивчаючи хімію гідросфери, гідрохімія є частиною науки про хімію земної кори — *геохімії*.

В цілому гідрохімія з гідрологією, гідробіологією та іншими суміжними дисциплінами в найближчій перспективі буде формувати гідроекологію.

Гідроекологія — вчення про взаємозв'язки між гідрологічними, гідрохімічними і гідробіологічними процесами у водах, які містяться у різних компонентах навколишнього середовища та впливають на життєдіяльність організмів і мають склад і властивості, сформовані під дією природних і антропогенних факторів (В.К. Хільчевський та ін., 1995).

Гідрологія, вивчаючи води гідросфери, тісно пов'язана з іншими науками, які вивчають географічну оболонку і, зокрема, діяльність води на Землі. Серед них найближче до гідрології стоять *метеорологія* і *кліматологія*, *геологія*, *геоморфологія*, *фізична географія*, *картографія* та інші науки. Так, загальними для гідрології і метеорології є питання вивчення круговороту води на Землі, утворення, випадання та розподілу по земній поверхні атмосферних опадів, випаровування води з поверхні річок, озер і водосховищ, випаровування вологи з ґрунту і рослинного покриву.

Загальними питаннями для гідрології, геоморфології і *грунтознавства* є процеси розмиву (ерозія) та відкладання (аккумуляція) продуктів руйнування гірських порід, що мають місце на земній поверхні. Питання вивчення режиму підземних вод та їхнього зв'язку з поверхневими водами є спільним для гідрології суші й гідрогелогії. Гідрохімія як частина гідрології пов'язана з хімією, гідробіологія — з біологією тощо. Гідрологія взагалі і загальна гідрологія зокрема не можуть успішно розвиватися без використання досягнень таких фундаментальних наук, як фізика, хімія, математика. Математичні методи в гідрології застосовується у двох напрямках: по-перше, при обробці матеріалів спостережень (математичні методи з елементами

математичної статистики); по-друге, застосування в гідрології фізичних законів вимагає чітких математичних обґрунтувань і методів математичного моделювання.

Гідрологія широко використовує досягнення техніки, особливо для проведення вимірювань і спостережень та обробці одержаних даних.

Гідрологія відноситься до тих наук, практичні запити до яких історично завжди передували їхньому розвитку. Вода, водні джерела завжди відігравали дуже важливу і велику роль у житті людини. Особливо широке практичне застосування має гідрологія в наш час. Відомості про водні об'єкти, їхній режим, гідрологічні розрахунки і прогнозування елементів водного режиму, кількість та якість води необхідні для задоволення потреб морського і річкового флоту, гідроенергетики, осушувальних і зрошувальних меліорацій, промислового, комунального міського та сільськогосподарського водопостачання, будівництва населених пунктів, промислових підприємств, мостів і доріг, рибного господарства, організації відпочинку населення та водного спорту, боротьби зі шкідливою дією вод, планування й проведення інших заходів щодо використання водних об'єктів і водних ресурсів.

У нашій країні водні об'єкти, як правило, використовуються комплексно, тобто так, щоб одночасно задовольняти потреби у воді всіх зацікавлених галузей господарства, віддаючи перевагу задоволенню потреб у воді населення. Прикладом комплексного використання водних об'єктів є використання вод Дніпра. Так, у результаті завершення будівництва каскаду гідроелектростанцій на Дніпрі створено штучні водосховища корисним об'ємом близько 19 км³, на гідроелектростанціях виробляється в середньому за рік до 10 млрд.квт./год електроенергії. Дніпро став судноплавним для великих суден, його вода використовується для промислового і комунального водопостачання багатьох як прилеглих, так і віддалених від річки населених пунктів, для зрошення, обводнення та водопостачання південних посушливих районів і великих промислових центрів (Донецького, Криворізького, Харківського); водосховища використовуються для риборозведення, боротьби з повеннями, в рекреаційних та інших цілях. Через це водні об'єкти вивчаються таким чином, щоб максимально задовольнити запити всіх галузей народного господарства.

На території України нараховується понад 73000 річок і струмків різної довжини і близько 20000 озер. Незначну частину її площі займають болота. Правильне використання водних ресурсів цих водних об'єктів в інтересах народного господарства значною мірою залежить від вивченості їхнього гідрологічного режиму.

Будівництво гідротехнічних споруд, а також проведення меліоративних заходів істотно змінюють природний режим багатьох водних об'єктів. Це ставить перед гідрологією нові і складні завдання з вивчення режиму зарегульованих річок, каналів, водосховищ, водотоків на осушених та зрошуваних територіях.

Гідрологія має велике значення і для оборони країни, кордони якої частково проходять по морях та річках. Оборона морських рубежів вимагає

знання глибини, режиму течій, хвилювання, коливання рівнів, прозорості морської води тощо. На суші водні об'єкти є природними рубежами, і тому необхідні дані про глибину і режим річок та озер, а для зимового періоду — ще й відомості про товщину і міцність льоду. Дуже важливими є дані щодо прохідності боліт. Досвід Другої світової та інших воєн дав багато прикладів того, як хід військових операцій і, особливо, пересування військових частин залежали від вивченості річок, переходи через які були передбачені планами проведення операцій. Інколи переходи збігалися в часі з періодами водопіль чи паводків на річках. У таких випадках дуже важливе значення мали прогнози щодо підвищення і тривалості стояння високих рівнів води.

Без знань з гідрології неможливе й вирішення актуальної проблеми сучасності — проблеми водозабезпечення, пов'язаної не стільки з кількісним, скільки з якісним виснаженням водних ресурсів, до якого спричинилося широкомасштабне використання їх різними галузями народного господарства і наступне скидання у водні об'єкти великої кількості стічних вод, котрі забруднюють природні води.

1.2. Походження води

Вода — це не випадкова речовина на Землі, вона була активним її творцем й одним з основних "будівельних матеріалів".

Існує декілька гіпотез, які пояснюють походження води на земній кулі. Всі вони певною мірою спираються на різні космогонічні теорії утворення Сонячної системи і нашої планети. В даний час однією з найбільш визнаних є теорія утворення Землі з холодної газопилової хмари галактичної речовини. (Цю гіпотезу свого часу висунув і математично обґрунтував академік О.Ю.Шмідт.) Дана теорія припускає, що в цій хмарі була й вода, переважно у вигляді льодового пилу.

Теорію виникнення гідросфери детально розробив академік О.П.Виноградов. Він виходив з припущення про поступове розігрівання маси Землі на початковій стадії її розвитку і виплавлення при цьому більш легких елементів, які вміщували також воду. Основними джерелами тепла, згідно з теорією Виноградова, була енергія радіоактивного розпаду та енергія, яка вивільнилася при ущільненні первинної речовини, котра складала планету. Цього тепла було достатньо для глибоких фізико-хімічних процесів, які спричинили розшарування Землі на концентричні внутрішні оболонки (або геосфери), що мають різні властивості.

Беручи за основу принцип так званого зонного плавлення, Виноградов появу первинної, або ювенільної, води пояснює так. Зонне плавлення полягає в тому, що при повільному нагріванні порід мантії Землі відбувається плавлення порід і поділ їх на легкоплавку і тугоплавку фази. Леткі хімічні сполуки, у тому числі й вода, що є складовою частиною мантії, переходять при цьому в легкоплавку фазу. Завдяки різниці в щільності під впливом гравітаційної сили легкоплавкі елементи, в яких розчинена вода, безперервно піднімаються (відтискуються) догори, ближче до земної поверхні, ще більше збагачуючись на воду, а тугоплавка фаза, кристалізуючись й утворюючи базальтові породи, лишається внизу. Нарешті, на певній глибині, де

температура вже не перевищує критичної точки (тобто температури, вище якої вода може існувати лише у вигляді пари), відбувається охолодження, дегазація та кристалізація цього розплаву (утворюються гранітні породи), а вода вперше з'являється у вигляді пари і вступає у вічний кругообіг та поповнює гідросферу Землі. Дегазація надр планети не була рівномірною і пов'язувалась з етапами інтенсивного гороутворення та вулканізму.

Процеси дегазації порід мантиї, а отже, й утворення основних мас води і зародження Світового океану відбувалися на початку геологічної історії Землі, коли вік її становив лише кілька сотень мільйонів років. Спочатку води було мало. В процесі подальшої еволюції об'єм Світового океану збільшувався за рахунок виділення ювенільної води при масових вулканічних виверженнях у період інтенсивного гороутворення.

Близько двох з половиною мільярдів років тому, коли земна кора поділилась на відносно стабільні, або платформенні, області та області підвищеної рухливості й інтенсивного гороутворення, виникли порівняно неглибокі внутрішні моря (прообрази майбутніх океанів), завдяки яким збільшилось випаровування з водної поверхні і зародився регулярний круговорот води.

У подальшому, внаслідок розплавлення та виділення водяної пари з легкоплавкої фази, мантия Землі зменшувалась, а вода поповнювала гідросферу. З часом надходження ювенільних вод теж зменшувалось, і об'єм Світового океану, який в основному сформувався понад 500 мільйонів років тому, змінювався незначно.

Проведені останнім часом дослідження Всесвіту за допомогою точної апаратури, котра встановлювалася на супутниках і космічних кораблях, підтвердили, що вихідні елементи для утворення води — водень і кисень — у нашій Галактиці належать до шести найпоширеніших речовин космосу. Тому мільярди років тому в холодній газопиловій хмарі, яка з часом згущувалася, ущільнювалася і стала Землею, вже була вода.

Подальше перетворення і взаємодію різних речовин можна прослідкувати за геохімічною моделлю нашої планети, розробленою М.П.Семененком. Модель дає уявлення, що земна кора, яка складається з окислених порід, є своєрідним кисневим каркасом, а ядро планети складають гідрати декількох металів та частково карбід заліза. В зонах найвищих тисків і температур виділяються переважно водень і вуглеводень. Далі від центра планети ці речовини взаємодіють з окисленими породами, внаслідок чого утворюються водяна пара і вуглекислий газ. Ці сполуки постійно виходять на поверхню Землі через жерла вулканів та всілякі наземні й підводні тріщини і розломи земної кори.

За підрахунками Семененка, за час існування Землі на її поверхню виділилось близько $3,4 \cdot 10^9$ км³ води. Третина цієї кількості в пароподібному стані залишила поверхню планети; під дією Сонця значна частина її фотодисоціювалася на водень і кисень. Решта маси води поступово сформувала гідросферу.

1.3. Види водних об'єктів та їхній гідрологічний режим

Вода, яка знаходиться на земній кулі, зосереджена у водних об'єктах

(водних утвореннях), що характеризуються певним, властивим тільки їм, водним режимом. Вони діляться на три види: *водотоки, водойми та особливі водні об'єкти*.

До водотоків відносяться водні об'єкти на земній поверхні з поступальним рухом води в руслах у напрямку похилу; це — *річки, струмки, канали*. До водойм відносяться водні об'єкти, які знаходяться в зниженнях земної поверхні і мають уповільнений рух води; це — *океани, моря, озера, ставки, водосховища, болота*. Особливим видом водних об'єктів є *льодовики та підземні води*.

Водні об'єкти можуть бути постійними і тимчасовими (пересихаючими).

Водним об'єктам властивий певний *гідрологічний режим*, під яким розуміють закономірні зміни стану водного об'єкта в часі, що склалися під впливом фізико-географічних умов басейну, насамперед кліматичних. Гідрологічний режим проявляється у вигляді багаторічних, річних, сезонних і добових коливань рівнів води (режим рівнів), витрат води (режим стоку), льодових явищ (льодовий режим), температури води (термічний режим), кількості та складу твердого матеріалу, що переноситься потоком (режим наносів), складу і концентрації розчинених речовин (гідрохімічний режим), змін русла водотоку (режим руслового процесу) тощо.

Колівання рівнів і витрат води водних об'єктів у часі часто об'єднують під однією загальною назвою "*водний або гідрологічний режим*". Залежно від виду водного об'єкта розрізняють гідрологічний режим океану, моря, річки, озера, підземних вод, болота. Окремі явища і процеси, які характеризують гідрологічний режим водного об'єкта (наприклад, коливання рівня, витрат, температури води тощо), називаються *елементами гідрологічного режиму*.

Елементи гідрологічного режиму описуються за допомогою певного набору *гідрологічних характеристик*. Наприклад, режим стоку описується такими характеристиками, як витрати води за одну секунду, в середньому за добу, декаду, місяць, сезон, рік, багаторіччя, максимальні та мінімальні витрати тощо. Сукупність гідрологічних характеристик даного водного об'єкта в даному місці і в даний момент часу визначає *гідрологічний стан* водного об'єкта.

Під *гідрологічними явищами* розуміють форми прояву окремих складових гідрологічного режиму, наприклад виникнення різних видів льоду, його накопичення в руслі (затори, зажори), накопичення води в заглибленнях на поверхні водозборів та на заплавах під час весняного сніготанення, сейші в озерах, цунамі біля узбережжя океанів і морів тощо, а під *гідрологічними процесами* — послідовний розвиток у часі і просторі окремих гідрологічних характеристик.

1.4. Методи гідрологічних досліджень

У сучасній гідрології застосовуються різні методи досліджень елементів гідрологічного режиму водних об'єктів. Основними серед них є методи польових досліджень — *експедиційний, стаціонарний та напівстаціонарний*.

Експедиційний метод полягає в збиранні матеріалів про водні об'єкти шляхом порівняно короткочасного обстеження за спеціально розробленими програмами певної території або окремих водних об'єктів. Використання такого методу дослідження дає в основному якісні матеріали і опис вод певних територій з проведенням лише окремих вимірювань. Ці матеріали одержують, як правило, в експедиціях, тривалість яких може бути від кількох днів до кількох років.

Щоб мати уявлення про зміни (динаміку) елементів гідрологічного режиму протягом тривалого періоду, застосовують *стаціонарний метод досліджень*. Він полягає у проведенні в певних пунктах спостережень над коливанням рівнів води, швидкістю течії, хвилюванням, льодовими явищами, температурою, хімічним складом води тощо. Ці спостереження теж проводять за спеціальними програмами. Пункти спостережень на водних об'єктах називаються *гідрологічними постами*. Стаціонарні спостереження ведуться безперервно з року в рік і дають цінний матеріал для гідрологічних і географічних узагальнень, складання довідників, водного кадастру, гідрологічних прогнозів, проведення гідрологічних розрахунків та вирішення інших теоретичних і практичних задач.

Згідно даних спостережень великої кількості гідрологічних постів, використовуючи загальногеографічні методи (аналогії, інтерполяції, картографування), роблять узагальнення гідрологічних характеристик у вигляді карт, типізації, класифікації, районування тощо. Стаціонарні спостереження проводять у разі необхідності і під час експедиційних досліджень.

Останнім часом в гідрології почали застосовувати новітні методи досліджень. Серед них — дистанційні вимірювання за допомогою локаторів, аерокосмічні зйомки і спостереження, автономні реєструючі системи (автоматичні гідрологічні пости на річках, буйкові станції в океанах).

Завданням гідрології є не тільки опис і кількісна характеристика особливостей водних об'єктів, але й встановлення законів, яким підпорядковані процеси в гідросфері. Виконати такі завдання можна лише із застосуванням *генетичного методу*, який дає можливість досліджувати закономірності розвитку гідрологічних процесів і явищ на основі узагальнення емпіричного матеріалу та фізичного аналізу отриманих залежностей для з'ясування причин і умов виникнення процесів і явищ, які розглядаються. Залежності між елементами гідрологічного режиму і чинниками, що на них впливають, можна одержати внаслідок побудови теоретичних моделей, які ґрунтуються на основних законах фізики, механіки і хімії. Проте в ряді випадків гідрологічні процеси такі складні, що встановлення точних залежностей між їхніми елементами і чинниками, що на них впливають, вимагає складної і кропіткої роботи.

Складність гідрологічних процесів, велика кількість чинників, що впливають на них, нерідко ускладнюють розв'язання питань щодо впливу тих або інших факторів на розвиток і особливості гідрологічних процесів. Тоді на допомогу гідрологу приходять дослід — *активний експериментальний метод*

досліджень, коли або відтворюється явище чи процес у лабораторних умовах, або відшукуються в природних умовах такі поєднання основних елементів даного явища чи процесу, що спостереження за ними і вимірювання їх може привести до одержання відповідних залежностей. Так, у лабораторіях вивчають рух води і наносів за умов різних похилів, руслові процеси, виникнення вітрових і внутрішніх хвиль, сейш у морях та озерах, фізичні й хімічні властивості води тощо. В польових умовах на спеціально обладнаних експериментальних майданчиках або невеликих водозборах вивчають формування стоку, поглинання води ґрунтом, випаровування з водної поверхні і суші, вплив агротехнічних заходів, які проводяться на водозборах, на стік та ін.

Завершальним етапом гідрологічних досліджень, які проводяться будь-яким із вказаних методів, є *теоретичний аналіз* одержаних результатів. Він базується, з одного боку, на використанні законів фізики, а з другого — на географічних закономірностях просторово-часових змін гідрологічних характеристик. Нині для цього широко використовуються методи математичного й імітаційного моделювання, системного аналізу, гідролого-географічних узагальнень.

Проектування гідротехнічних споруд, меліоративних систем, систем водопостачання тощо, будівництво їх та експлуатація вимагають знань кількісних характеристик елементів водного режиму водотоків — середніх і екстремальних (найбільших і найменших) величин рівнів води, витрат води, величин випаровування з водної поверхні, ерозійної діяльності тощо. Матеріали спостережень дають можливість одержати ці величини лише за період спостережень, чого часто не досить для встановлення необхідних характеристик, особливо екстремальних значень. Отримати можливі екстремальні значення елементів водного режиму, визначити ступінь ймовірності очікування цих величин, встановити типові риси режиму для водотоків певних територій можна за допомогою методів математичної статистики і теорії ймовірності, які дуже широко застосовуються в гідрології.

1.5. Становлення і розвиток гідрології як науки

Гідрологія як самостійна наука порівняно молода. Вона сформувалась наприкінці XIX — початку XX ст., однак зародження її відноситься до найранішого періоду існування людського суспільства. Води суші (річки, озера, підземні води) завжди мали велике значення в житті людини. Відшукування водних джерел, біля яких створювалися поселення, вже включало в зародковій формі ту дослідницьку роботу, яка, поступово розвиваючись, привела спочатку до використання річок як шляхів сполучення, а потім і прокладання від них примітивних зрошувальних каналів.

Звичайно, і в початковий період свого існування людство накопичувало знання про водні об'єкти. Люди повинні були стежити за їхнім режимом, відзначати певні залежності тощо. До найраніших гідрологічних спостережень відносяться спостереження древніх єгиптян за коливаннями рівнів води р.Нілу за допомогою "ніломірів" — перших гідрологічних постів.

Деякі гідрологічні уявлення й відомості викладені в працях старогрецьких і староримських мислителів та філософів (Фалеса, Геродота, Платона, Аристотеля, Вітрувія та ін.). Розвиток гідрології завжди стимулювався потребами практики.

Перші відомості про річки та озера на території колишнього СРСР, до складу якого входила Україна, належать до першого тисячоліття до нашої ери, коли велись водомірні спостереження на деяких річках Середньої Азії в районах зрошення. Перші описи Нижнього Дніпра до порогів були зроблені в V ст. до н.е. Починаючи з XII ст. описи водних шляхів наводилися в давньоруських літописах. Подальша історія дослідження вод тісно пов'язана з культурним і економічним розвитком країн, з розвитком таких галузей господарства, як водний транспорт, лісосплав, водопостачання, гідроенергетика, водна меліорація (зрошення, обводнення, осушення).

В XV-XVI ст. гідрологія набуває дальшого розвитку. В ці часи — часи Великих географічних відкриттів — проводяться систематичні океанографічні спостереження (експедиції Колумба, Магеллана та ін.). Леонардо да Вінчі (1452-1519) одним з перших правильно тлумачив походження річок, відзначив при цьому роль і дощових, і підземних вод; ним же були проведені перші спостереження за динамікою водного потоку.

В XVII ст. гідрологічні знання ще більше поглиблюються. Гідрологічними явищами цікавився Декарт, а перші кількісні оцінки зробив П'єр Перро, який розрахував, що дощових вод цілком вистачає для підтримання стоку річок. Подібні обчислення продовжив і розвинув Маріотт. Оцінку ролі випаровування в гідрологічних процесах вперше дав Галлей; ним же чітко описаний кругообіг води в природі та його кількісні показники. В 1694 р. в книзі, яка була видана Мельхіором у Франкфурті-на-Майні і містила початки вчення про води, вперше з'явився термін "гідрологія".

В історії досліджень водних об'єктів Росії значне місце займає період царювання Петра I, коли почалося більш-менш систематичне вивчення їх. Відновлення виходу до Балтійського моря, розвиток промисловості, розширення торгівлі, створення морського флоту, необхідність постачання нової столиці (Петербурга) продуктами і сировиною вимагали поліпшення внутрішніх водних шляхів і будівництва сполучних каналів. У цей період були описані найбільші річки з метою використання їх для судноплавства, в 1700 р. вперше в Росії виміряно витрату води Волги поблизу Камишина, а в 1715 р. відкрито перший водомірний пост на Неві біля Петропавлівської фортеці. Дослідження на вододілах між Волгою і Доном, Окою і Доном, Москвою-рікою і Верхньою Волгою та в інших місцях дали змогу виявити можливості сполучення цих річок каналами і розпочати будівництво штучних водних систем (Вишневолоцької, Марійської, між Волгою і Доном, в обхід порогів на Середньому Дніпрі).

У вивченні природних вод значний внесок зробив видатний російський вчений М.В. Ломоносов. За його ініціативою було проведено анкетне обстеження характеристик весняних водопіль, скресання і замерзання річок. Ідеї Ломоносова про взаємозв'язок підземних і поверхневих вод, про режим

вод і фактори, що його зумовлюють, позначилися на дальшому планомірному вивченні водних об'єктів.

Вивченням річок певною мірою займалися російські землепроходці та географи XVIII ст.

У XVIII-XIX ст. проводилися значні експедиційні дослідження Світового океану (експедиції В.Берінга, О.І.Чирикова, Х.П.Лаптева, С.І.Челюскіна, Дж.Кука, І.Ф.Крузенштерна і Ю.Ф.Лисянського, Ф.Ф.Беллінсгаузена та М.П.Лазарева, О.Є.Коцебу і Е.Х.Ленца, Ф.П.Літке та багатьох інших), в результаті яких уточнювались карти і накопичувались відомості про властивості морських вод. Першою по-справжньому науковою океанологічною експедицією вважають кругосвітню експедицію на англійському корветі "Челленджер" (1872-1876 рр.), під час якої був проведений весь комплекс океанологічних досліджень у Світовому океані.

Великий внесок у розвиток океанології в цей період зробили С.О.Макаров, В. Б'єркнес, В. Екман, М. Кнудсен, Ф. Нансен. Перші широкі узагальнення зробили в Німеччині О. Крюммель, в Росії Й.Б. Шпіндлер та Ю.М. Шокальський.

В 70-х роках XIX ст. почалися великомасштабні водні дослідження в Росії, коли для перевезення вантажів стало потрібно поряд із залізницями і гужовими дорогами розвивати водні шляхи. У зв'язку з цим була створена навігаційно-описова комісія тодішнього Міністерства шляхів сполучення, котра за 20 років своєї діяльності (1875-1894) виконала велику роботу по дослідженню вод країни. Було складено і видано навігаційні атласи і альбоми, а також створено водомірну сітку на судноплавних річках, закладено основи методики водних досліджень, видано монографії по великих річках.

Для використання заболочених земель і боліт у західних та північно-західних районах Росії під сіножаті і пасовища, а також для поліпшення росту державних лісів та оздоровлення місцевості в 1873-1889 рр. проведені роботи по осушенню боліт, особливо на Поліссі.

Посуха і неврожай 1880 р. і наступних років змусили розпочати зрошення і обводнення земель на півдні європейської частини Росії, в Поволжі, Криму, на Кавказі. Необхідні дослідження для здійснення цих заходів проводили спеціальні експедиції. Так, під керівництвом Й.І.Жилінського в 1873-1898 рр. працювала Західна експедиція по осушенню Полісся, а в 1880-1891 рр. — по зрошенню на півдні Росії і Північному Кавказі. В 1894-1903 рр. під керівництвом О.А. Тілло працювала експедиція по дослідженню витоків найголовніших річок європейської частини Росії. Було зібрано значний матеріал про річки і виконано дослідження з метеорології та гідрології обстежуваних районів. Значні дослідження проводилися в цей період і в інших країнах.

Матеріали гідрологічних досліджень дали можливість виконати цікаві узагальнення щодо режиму річок, озер і боліт. Для розвитку гідрології особливо важливе значення мали праці О.І. Воєйкова, М.О. Рикачова, М.С.Литовського, В.М. Лохтіна, Є.А. Гейнца, Є.В. Оппокова, В.В.Докучаєва,

Е.М. Ольдекопа, А. Пенка, Г. Келлера, Ф. Ньюелля та ін. У цей час проведені зйомочно-описові роботи майже по всіх великих річках, створено стаціонарну водомірну мережу, чим було покладено початок гідрометричних робіт, видано велику кількість матеріалів з описами водних об'єктів і ряд цінних праць по узагальненню гідрологічних характеристик, встановлено основні залежності між стоком і кліматичними чинниками, закладено основи наукових досліджень руслових процесів і зимового режиму водних об'єктів. Ці досягнення поклали початок виділенню гідрології в самостійну галузь знань, а згодом і в самостійну науку.

Наукові уявлення про закономірності розвитку гідрологічних процесів формувалися спочатку в фізичній географії, геології та гідротехніці. У фізичній географії і геології розглядалися питання про закономірності формування рельєфу річкових водозборів і будови річкової сітки, утворення озерних улоговин, поширення водотоків і водойм на земній поверхні; встановлювалися закономірності формування долин, терас, систематизувалися початкові відомості про водний баланс водойм і водотоків та їхніх басейнів, про водний режим поверхневих і підземних вод. У гідротехніці вивчалися закономірності розподілу швидкостей течії по поперечному перерізу русел річок, пульсація і циркуляційні течії, утворення руслових форм, перенесення часток ґрунту потоком та інші питання.

Проте обсяг знань, накопичених на початок ХХ ст., був ще невеликий. Це зумовлювалося не тільки складністю гідрологічних процесів і явищ, а й малим водогосподарським будівництвом, яке не ставило перед гідрологією складних наукових проблем.

Ставлення до досліджень і освоєння водних об'єктів та водних ресурсів докорінно змінилося на початку ХХ ст., коли розвиток промисловості, транспорту, сільського господарства вимагав переходу від дослідження їх у вузьковідомчих цілях (в основному у зв'язку з запитами водного транспорту і сільського господарства) до комплексних для задоволення інтересів усіх зацікавлених у воді галузей народного господарства.

У колишньому СРСР були проведені важливі організаційні заходи, досягнуто певних здобутків у розвитку гідрології, в основному гідрології суші.

Зокрема, у 1919 р. у м. Петрограді створений Державний гідрологічний інститут (ДГІ) для наукового керівництва всіма роботами з вивчення водних ресурсів країни, який став провідною науковою установою в галузі гідрології. В ДГІ вирішувалися найважливіші проблеми гідрології суші, узагальнювались і публікувались результати гідрологічних спостережень і досліджень, розроблялись методичні вказівки, настанови та інструкції для проведення гідрологічних робіт.

Велике значення в організації планомірних досліджень водних об'єктів і розвитку гідрології як науки мав план ГОЕЛРО (1920), що передбачав поряд з іншими заходами широке комплексне використання водних ресурсів країни і будівництво гідроелектростанцій. Здійснення плану вимагало не тільки всебічного вивчення природного режиму водних об'єктів, а й оцінки

майбутнього, штучно зміненого режиму їх.

В 1921 р. створена перша наукова океанологічна установа — Плавучий морський науковий інститут, завданням якого було планове комплексне вивчення морів та їхнього узбережжя.

Розвиток народного господарства країни, розширення водогосподарських заходів і зростання запитів на гідрологічну та метеорологічну інформацію вимагали об'єднання й впорядкування гідрометеорологічних досліджень і спостережень, що проводилися в широких масштабах різними відомствами. З цією метою в 1929 р. створено Гідрометеорологічний комітет при Раді Народних Комісарів СРСР, якому передали мережу гідрометеорологічних станцій і постів. У 1933 р. Комітет реорганізувався в Центральне управління єдиної гідрометеорологічної служби СРСР, а в 1936 р. — в Головне управління гідрометеорологічної служби при Раді Міністрів СРСР (ГУГМС). Керівництво гідрометеорологічними роботами в Україні здійснювали відповідні республіканські органи.

На гідрометеорологічну службу було покладене вивчення гідрометеорологічних умов з метою задоволення відповідних запитів народного господарства. Для цього ГУГМС створює опорну мережу гідрологічних (та інших) станцій і постів, збирає, обробляє і видає результати спостережень. В його підпорядкуванні знаходилися республіканські і територіальні (міжобласні) управління гідрометеорологічної служби, які здійснювали оперативне обслуговування різних галузей народного господарства гідрометеорологічними матеріалами, інформацією й прогнозами, а також керували роботою гідрометеорологічних обсерваторій і мережею станцій та постів.

До складу ГУГМС входили науково-дослідні інститути (ДГІ, Гідрометцентр СРСР, Державний океанографічний інститут, Гідрохімічний інститут тощо), котрі вели наукові дослідження в галузі гідрології.

Поряд з опорною гідрометеорологічною мережею станцій і постів гідрометеорологічної служби, на окремих водних об'єктах різні міністерства і відомства відкривали тимчасові гідрологічні пости на період експедиційних досліджень, проектування й будівництва гідротехнічних споруд, для обслуговування цих споруд та виконання певних наукових досліджень. Матеріали спостережень відомчої мережі доповнювали результати стаціонарної державної опорної мережі і використовувались для розв'язання завдань, поставлених наукою і практикою.

Значним був внесок у розвиток гідрологічних досліджень і гідрології загалом й інших науково-дослідних і проектних інститутів та установою водогосподарського профілю. Серед них особливо слід відмітити Гідропроєкт, Діпроводгосп, Водоканалпроект тощо.

Визначною подією, яка склала епоху в розвитку гідрології, стали роботи по складанню Водного кадастру (1931) — систематизованого зведення даних про режим річок, озер, морів, льодовиків, підземних вод. Значні матеріали про режим цих водних об'єктів нагромаджувалися в різних організаціях, однак часто вони були необроблені, через що використання їх утруднювалося. Тому постала необхідність насамперед привести в єдину

систему всі основні матеріали і організувати подальше вивчення вод за єдиним планом і єдиною методикою. В результаті проведеної роботи було складено й опубліковано "Справочники по водным ресурсам", "Материалы по режиму рек СССР", "Материалы наблюдений над испарением". До Водного кадастру ввійшли матеріали за 60 років спостережень (1875-1935). Як продовження кадастру з 1936 р. виходили "Гидрологические ежегодники" та інші довідкові матеріали.

Узагальнюючи викладене вище, можна констатувати, що у 20-30 роки ХХ ст. гідрологія суші сформувалась як самостійна наука, в розробці теоретичних основ якої є вагомий внесок визначних учених-гідрологів В.Г.Глушкова, Д.І. Кочеріна, М.А. Великанова, Б.В. Полякова, Є.В. Близняка та багатьох інших.

Особливо значного розвитку як самостійна наука гідрологія досягла в повоєнний час. Відбудова зруйнованого війною народного господарства, подальший розвиток промисловості і сільського господарства, проведення агролісомеліоративних заходів, велике гідротехнічне будівництво (на Дніпрі, Волзі, річках Сибіру, Середньої Азії та Кавказу), інтенсифікація сільськогосподарського виробництва шляхом широкого впровадження водних видів меліорації (осушення, зрошення) вимагали від гідрології розв'язання багатьох важливих і складних завдань. І вона з честю їх виконувала.

В 1960-1970 рр. здійснене нове видання водного кадастру, складовими частинами якого є такі серійні узагальнення: "Гидрологическая изученность", "Основные гидрологические характеристики" та монографії "Ресурси поверхностных вод". Відомості про поверхневі води України вміщені в шостому томі цих видань (випуски 1-4). Новий водний кадастр став цінним посібником для проектних, науково-дослідних, водогосподарських та інших підприємств, установ і організацій; він дав можливість більш оперативно і науково-обґрунтовано розв'язувати питання раціонального використання й охорони водних ресурсів.

Державний водний кадастр – це систематизоване, щорічно поповнюване зведення відомостей про води, які складають єдиний державний водний фонд, їхній режим і використання та систему доведення цих відомостей до споживачів. Цей кадастр є основою для обліку, охорони і планування використання водних ресурсів. Продовженням "Гидрологических ежегодников" з 1978 р. стали "Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши". Головне управління гідрометеорологічної служби в 1979 р. було перетворене в Державний комітет СРСР по гідрометеорології і контролю природного середовища, а в 1988 р. — в Державний комітет по гідрометеорології.

Характерною особливістю останнього періоду розвитку гідрології є не тільки різке зростання обсягу гідрометеорологічних спостережень і удосконалення методики проведення їх, а й виконання широких та ґрунтовних наукових узагальнень. Крім раніше згаданих учених-гідрологів, значний внесок у розвиток гідрології суші зробили Б.О. Апполов, П.С. Кузін, Л.К.Давидов, Г.В. Лопатін, А.В. Огієвський, Д.І. Соколовський, Г.П. Калінін,

О.І. Чеботарьов, М.І. Львович (гідрологія річок); Д.М. Анучин, Л.С. Берг, Г.Ю. Верещагін, Л.Л. Россолімо, Б.Б. Богословський, О.І. Тихомиров (гідрологія озер); С.В. Калесник, Г.К. Тушинський, В.М. Котляков (гідрологія льодовиків); О.Ф. Лебедев, О.К. Ланге, Б.І. Куделін, О.В. Попов (гідрологія підземних вод), О.Д. Дубах, К.Є. Іванов (гідрологія боліт) та ін. Досягнення гідрологічної науки і практики обговорювалися на Всесоюзних гідрологічних з'їздах, яких проведено п'ять (у 1924, 1928, 1957, 1973 і 1986 рр.). Вони узагальнювали досягнення та визначали основні напрямки гідрологічних досліджень і розвиток гідрологічної науки на перспективу.

В 60-ті роки значного розвитку набуло міжнародне співробітництво в галузі гідрології суші. Так, у 1965-1974 рр. здійснювалась Міжнародна гідрологічна десятирічка, а з 1975 р. працює постійно діюча Міжнародна гідрологічна програма, в якій беруть участь учені-гідрологи різних країн. Вагомим внеском гідрологів колишнього СРСР у міжнародне співробітництво з гідрології стала капітальна монографія "Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли" (1974), в якій наведені результати вітчизняних і зарубіжних досліджень вологообороту, водного балансу та водних ресурсів земної кулі; в монографії в тій чи іншій мірі відображена багаторічна праця гідрологів та метеорологів усього світу.

Значний внесок у розвиток гідрології робили і роблять учені та спеціалісти багатьох країн світу. З метою ознайомлення з їхніми досягненнями та використання у вітчизняній практиці було перекладено ряд праць зарубіжних науковців на російську мову. Серед них загальний курс американських авторів Р.К. Лінслея, М.А. Колера і Д.Л.Х. Паулюса "Прикладная гидрология"(1962), в якому висвітлюються не тільки основні проблеми гідрології суші, розрахунків та прогнозів стоку, а й питання метеорології, фізики ґрунтів, гідрофізики, гідрогелогії тощо.

Французькими вченими розроблений ряд оригінальних методів гідрологічних досліджень, головним чином для посушливих і напівпустельних зон, а також методика розрахунків максимального і мінімального стоку. Викладені вони в учбовому курсі М. Роша "Гидрология суши" (1971).

Нові досягнення в різних розділах гідрології наведені в книзі "Грани гидрологии" (1980), в підготовці якої взяли участь провідні в галузі гідрології вчені США, Англії, Австралії, Канади і Швейцарії (під редакцією Дж. К. Родда). В ній, зокрема, описані нові методи гідрологічних досліджень і розрахунків (дистанційний, радіоізотопний, ультразвуковий, електромагнітний, моделювання та ін.).

Значним внеском у розвиток гідрології є також періодичні видання Всесвітньої метеорологічної організації у вигляді керівництва з гідрологічної практики (прикладної гідрології), п'яте видання якого здійснене у 1994 р. В цих капітальних працях узагальнюється світовий досвід проведення досліджень різних елементів гідрометеорологічного режиму та обробки результатів спостережень; аналізується формування різних характеристик стоку; пропонуються підходи до моделювання гідрологічних систем, гідрологічного прогнозування, оцінки водних ресурсів, якості води,

використання водних ресурсів окремими галузями господарства; наводяться рекомендації щодо розрахунків окремих характеристик водних ресурсів, об'єму водосховищ, паводків, меліоративних систем, дренажу, оцінки стоку з урбанізованих територій тощо.

Океанологічні дослідження в колишньому СРСР проводили Інститут океанології, Морський гідрофізичний інститут, Державний океанографічний інститут, Арктичний і антарктичний науково-дослідний інститут, Всесоюзний науково-дослідний інститут морського рибного господарства й океанографії тощо. Ними підготовлені і видані капітальні праці з океанології: "Морской атлас", "Атласы океанов", десяти томне видання "Океанология", семи томне видання "География Мирового океана". Океанологи брали участь у міжнародному співробітництві — проведенні Міжнародного геофізичного року і Року міжнародного геофізичного співробітництва (1957-1959), у програмах вивчення глобальних атмосферних процесів, загальної циркуляції океану та ін.

Вагомий внесок у розвиток і становлення гідрологічної науки зробили й українські вчені. Основоположником гідрології в Україні був академік АН України Є.В. Оппоков (1869-1937), деякі праці якого мають великий науковий і практичний інтерес і в наш час. Ним, зокрема, зроблена гідрологічна оцінка боліт і можливого впливу осушення боліт на режим судноплавних річок; досліджений режим стоку в басейні Верхнього Дніпра та залежність висоти рівнів води у річках від атмосферних опадів (з метою прогнозування рівнів); уточнене рівняння водного балансу введенням в нього додаткового члена $\pm z\backslash W$ (зміна запасів вологи в басейні).

Доповнене цим членом рівняння водного балансу набуло вигляду

$$X = Y + Z \pm AW$$

(опади дорівнюють стоку плюс втрати вологи на випаровування і плюс-мінус зміни запасів вологи в басейні); воно одержало загальне визнання і стало називатися рівнянням Пенка-Оппокова.

Є. В. Оппоков вивчав також інші проблеми гідрології: режим підземних вод, водні ресурси України, процеси утворення річкових долин, проведення гідрометричних робіт на річках тощо. За його ініціативою в Києві в 1926 р. був створений Науково-дослідний інститут водного господарства, який Оппоков очолював до кінця свого життя і в якому він виконав понад 450 наукових робіт.

Наукові дослідження з гідрології в довоєнні роки проводились також у Гідрометеорологічному інституті, Інституті гідрології і гідротехніки, Київській науково-дослідній гідрологічній обсерваторії та інших установах, а результати гідрологічних спостережень і досліджень публікувались у різних виданнях.

Серед учених, що зробили визначний внесок у розвиток гідрології в Україні, був учень Оппокова А.В. Огієвський (1894-1952), котрий проводив наукові дослідження режиму річкового стоку, прогнозування елементів водного режиму річок України; ним розроблена макрогенетична теорія формування стоку і методика визначення розрахункових максимальних

витрат води річок при наявності та відсутності спостережень за стоком; вивчав питання сезонного та багаторічного регулювання стоку, впливу водосховищ на паводковий стік, залежність річкового стоку від формуючих його факторів тощо. Огієвським написаний підручник "Гідрологія суші", який тричі перевидавався (останній раз у 1952 р.).

Розвиток гідрології, крім А.В. Огієвського і Є.В. Оппокова, значною мірою забезпечували й такі українські вчені-гідрологи, як В.О. Назаров, Б.А. Пишкін, Г.І. Швець, В.І. Мокляк, Н.Й. Дрозд, Л.Г. Онуфрієнко, А.М. Бефані, Й.А. Железняк, П.Ф. Вишневський, С.М. Перехрест та ін.

В Україні керівництво гідрометричною мережею станцій і постів здійснює зараз Центральна геофізична обсерваторія (ЦГО), метеорологічним і гідрологічним прогнозуванням — Гідрометцентр України; наукові дослідження проводять Морський гідрофізичний інститут, Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут, спеціалізовані кафедри деяких ВНЗ (Одеського державного екологічного університету, Київського і Чернівецького національних університетів) та ін.

Сучасна гідрологія розробляє й досліджує ряд нових питань, які раніше перед нею не ставилися., Серед них: дослідження формування гідрологічного, гідрохімічного та гідробіологічного режимів водосховищ; замерзання й скресання річок у зонах гідротехнічних споруд; розроблення методів гідрологічних розрахунків елементів режиму річок, озер, водосховищ та морів з використанням сучасних досягнень математики і кібернетики. Важливими проблемами є вивчення водних ресурсів і водних балансів окремих регіонів та країн, оцінка впливу господарської діяльності на режим водних об'єктів і водні ресурси, раціоналізація використання, охорони та відтворення водних ресурсів тощо.

Контрольні запитання

1. Що є предметом вивчення гідрології взагалі і загальної гідрології зокрема?
2. На які самостійні частини поділяється загальна гідрологія залежно від об'єкта вивчення?
3. Які розділи включає в себе гідрологія суші і що є предметом їхнього вивчення?
4. Яке наукове та прикладне значення має гідрологія?
5. В чому суть теорії виникнення гідросфери?
6. Що таке гідрологічний режим водного об'єкта?
7. Які методи використовують при гідрологічних дослідженнях?
8. Коли гідрологія виділилась у самостійну науку?
9. Які основні досягнення гідрології в довоєнні та повоєнні роки?

Тема 2. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНИХ ВОД

2.1. Загальна характеристика

Природні води Землі формують її гідросферу. Вона включає в себе Світовий океан, води суші (ріки, озера, сніговий покрив і льодовики), підземні і атмосферні води, а також воду живих організмів. Таке трактування гідросфери є найбільш правильним, бо воно включає в себе не тільки накопичення самої води (снігу, льоду) на земній поверхні, а і взаємопов'язані з ними води у верхній частині літосфери і нижній частині атмосфери. Зауважимо, що під гідросферою інколи розуміють переривчасту водну оболонку земної кулі, розташовану на поверхні земної кори та в її товщі, яка представлена сукупністю океанів, морів і водних об'єктів суші. Але таке розуміння гідросфери є неповним, воно значно звужує справжні межі водної оболонки як однієї з найважливіших геосфер Землі.

Загальний об'єм води в гідросфері становить близько 1390 млн.км³ при цьому на долю Світового океану припадає 96,4 % (табл. 1). Із загальної кількості прісних вод на Землі на рідку фазу припадає лише 29 %, решта — це, головним чином, тверда фаза (лід).

Звертає на себе увагу асиметричність у розташуванні вод і суші на земній кулі: водами Світового океану вкрито 361 млн.км², тобто майже 3/4 поверхні нашої планети. Найбільш суттєво вода переважає над сушею в Південній півкулі. Характерно, що і на кожному з материків, обжитих людьми, водні ресурси розподілені також вкрай нерівномірно. Наприклад, в Азії одні райони дуже добре забезпечені водою (Східний Сибір, Далекий Схід, Південно-Східна Азія), а інші відчувають у ній гостру потребу (Центральна Азія, Казахстан, Аравійський півострів).

Таблиця 1

Запаси води на земній кулі

Види природних вод	Площа		Об'єм, тис. км ³	Частка у світових запасах	
	млн км ²	% площі суші		від загальних запасів води	від запасів прісних вод
<i>Вода на поверхні літосфери</i>					
Світовий океан	361	—	1338000	96,4	—
Льодовики та постійний сніговий покрив	16,3	11	25800	1,86	70,3
Озера	2,1	1,4	176	0,013	—
в тому числі прісні	1,2	0,8	91	0,007	0,25
Водосховища	0,4	0,3	6	0,0004	0,016
Вода в ріках	—	—	2	0,0002	0,005
Вода в болотах	2,7	1,8	11	0,0008	0,03
<i>Вода у верхній частині літосфери (на глибині до 2000 м)</i>					
Підземні води	—	—	23400	1,68	—
в тому числі прісні	—	—	10530	0,76	28,7
Підземний лід	—	—	—	—	—

Зони багаторічної мерзлоти	2,1	14	300	0,022	0,82
<i>Вода в атмосфері і в організмах</i>					
Вода в атмосфері	—	—	13	0,001	0,04
Вода в організмах	—	—	1	0,0001	0,003
<i>Загальні запаси води</i>					
Загальні запаси води	—	—	1388000	100	—
в тому числі прісної	—	—	36700	2,64	100

Встановлено, що з плином часу відбувається перерозподіл води в гідросфері, причому головними елементами в цій системі виступають Світовий океан і льодовики. Наприклад, у міжльодовикові періоди льодовики танули і збільшувалися об'єм води в океанах. У льодовикові періоди відбувався зворотний процес: атмосферні опади нагромаджувалися в льодовиках, зменшуючи об'єм Світового океану. Ці зміни в агрегатному стані води суттєво позначилися не тільки на морфології морських узбережь, а й значно вплинули на еволюцію природи Землі загалом та її окремих регіонів.

Характерною властивістю гідросфери є її єдність і безперервність. Це зумовлено спільністю походження всіх видів природної води, тісним взаємозв'язком між її окремими ланками, постійним переходом кожного з її видів у інший. Вода в географічній оболонці знаходиться в рідкому, газоподібному і твердому стані, що є однією із суттєвих причин регіональних особливостей природи. Вода на Землі є універсальним розчинником, вона взаємодіє з абсолютною більшістю речовин, не вступаючи з ними в хімічні реакції. Це забезпечує постійний обмін речовин, наприклад між організмами і навколишнім середовищем, між сушею і океаном.

Вода — це не тільки елемент природного середовища, а й активний геологічний та географічний фактор: вона є носієм механічної і теплової енергії, транспортує речовини, здійснює ерозійно-акумулятивну роботу. Вода внаслідок своєї рухомості відіграє найважливішу роль в обміні речовиною і енергією між геосферами і різними географічними районами. По-справжньому універсальна роль води в природі пояснюється її своєрідними і здебільшого аномальними фізичними і хімічними властивостями. Завдяки цим властивостям вода визначає не тільки всі процеси у водних об'єктах, а і багато особливостей кліматичних, метеорологічних і геоморфологічних процесів на Землі.

Вода як один з найважливіших природоформуючих чинників має певні специфічні особливості. Так, усі тіла при переході з рідкого стану в твердий ущільнюються, а лід, навпаки, стає легшим. Ця властивість має виняткове значення для живих організмів, що населяють гідросферу: лід через меншу питому вагу залишається на поверхні і, маючи погану теплопровідність, перешкоджає промерзанню водної товщі. Так само й сніг захищає ґрунт від промерзання, а посіви озимих — від вимерзання.

Максимальну густину прісна вода має при +4 °С. Тому у водоймах на великих глибинах нагромаджується вода саме з такою температурою. Але

температура, за якої вона досягає найбільшої густини, залежить від солоності: чим солоність більша, тим нижча температура води з найбільшою густиною. При збільшенні солоності сповільнюється замерзання води. Температура води найбільшої густини зменшується із збільшенням солоності повільніше, ніж температура її замерзання, і тільки при солоності 24,7 ‰ вони збігаються. При подальшому збільшенні солоності температура води з найбільшою густиною завжди нижча від температури замерзання води. Це означає, що така вода, охолоджуючись, стає важчою і опускається, а з дна на поверхню піднімається вода більш легка і тепла. Внаслідок цього озера з високою солоністю довго не замерзають навіть при дуже низькій температурі, тоді як прісні озера швидко покриваються льодом.

Замерзаючи, вода збільшується в об'ємі на 10-11 %. При цьому вона розширюється з такою силою, що розриваються навіть металеві труби, якщо вони були заповнені водою. У цьому полягає одна з причин інтенсивного фізичного вивітрювання гірських порід, що призводить до утворення в них тріщин і поступового дроблення матеріалу.

Вода має найбільший (за винятком ртуті) поверхневий натяг з усіх відомих рідин. Ця властивість дає можливість руху води в рослинах і розчинених у ній поживних речовинах на значну висоту.

Теплоємність води з усіх відомих у природі тіл теж найбільша (за винятком водню і рідкого аміаку). При цьому теплоємність води з підвищенням температури спочатку зменшується і досягає мінімуму при 30°C, а потім знову зростає.

Водне середовище зіграло дуже важливу роль у виникненні і розвитку життя на Землі.

2.2. Кругообіг води

Серед численних рис і особливостей гідросфери слід особливо виділити рух. Гідросфера дуже динамічна. Рух є основою кругообігу води — грандіозного процесу обертання води в географічній оболонці, який зв'язує всі природні води, розподіляє їх на планеті, забезпечує прісними водами рослин, тварин і людей. З кругообігом води пов'язаний розвиток ерозійних процесів і розчленування поверхні Землі.

Суть кругообігу така. Вода, випаровуючись із поверхні океану і суші, поповнює атмосферу вологою. Внаслідок підняття повітря угору воно охолоджується, а водяна пара конденсується, утворюються атмосферні опади, які випадають переважно у вигляді дощу і снігу. Дощові і снігові опади частково поглинаються ґрунтами, а вода, яка не встигає просочитися крізь землю, утворює поверхневий стік. Вона стікає зі схилів, збирається у вимоїнах, балках і ярах в потоки, і за допомогою їхньої розгалуженої мережі потрапляє до річок. Але це лише частина материкового стоку — поверхневого. Річки живлять підземні води внаслідок просочування ґрунтових вод через товщу осадових порід. Частина підземних вод виходить на поверхню у вигляді джерел або дренується річками. Річки найчастіше одержують постійний притік саме завдяки стійкому живленню підземними водами. Води озер і морів, як і Світового океану загалом, поповнюються

також атмосферними опадами і річковими водами. Таким чином відбувається безперервне відновлення вод, що були втрачені внаслідок випаровування з поверхні океану або суходолу.

Рушійними силами кругообігу води є сонячна енергія і сила тяжіння. Під впливом тепла відбуваються випаровування і активні висхідні переміщення водяної пари. Затрачена на випаровування енергія звільняється при конденсації вологи в атмосфері. Сила тяжіння є причиною падіння крапель дощу, течії річок, руху ґрунтових і підземних вод.

Залежно від географічних просторів, які охоплює кругообіг води, його особливостей формування, розрізняють малий і великий кругообіги (рис.1). Малий кругообіг відбувається за схемою: випаровування води з поверхні океану — перенесення водяної пари над океаном та її конденсація — опади на поверхню океану. Великий кругообіг також бере свій початок від випаровування води з поверхні Світового океану, але далі водяна пара і хмари переміщуються вітрами над акваторією у повітряний басейн суходолу, де і відбувається конденсація вологи і випадання атмосферних опадів. Цей процес є основним джерелом відновлення прісних водних ресурсів на Землі — найбільш цінних для життя людини. З часом перенесена з океану на сушу вода повертається поступово назад з материковим стоком, при цьому значні її обсяги витрачаються на випаровування і транспірацію рослин. Так завершується великий кругообіг води.

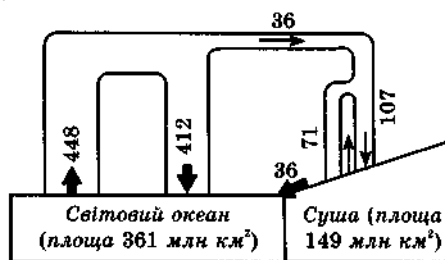


Рис.1. Малий і великий кругообіги води

Кругообіги води в атмосфері розпочинаються не лише над океанами, а й над сушею. Якщо випаровування води відбувається із поверхні суходолу, а з утворених хмар опади падають назад на сушу, тоді такі переміщення вологи утворюють внутрішньоматериковий кругообіг. Протягом року внутрішньоматериковий кругообіг води може повторюватися багато разів, завдяки чому опади в окремих регіонах суходолу формуються переважно за рахунок континентальних вод. Деяка частина атмосферної вологи, що має материкове походження, переноситься повітряними течіями із суші на океан, тобто у зворотному до великого кругообігу напрямі.

З річного водного балансу (табл. 2) видно, що малий кругообіг охоплює майже в чотири рази більшу кількість води, ніж великий. Кількість випаровування й опадів однакова тільки для планети в цілому — близько 900—1000 мм.

У середньому за рік на суші опади становлять 700—750 мм, випаровування — 460—500 мм, над океанами випадає більш 1000 мм, але вимірювання опадів тут дуже нерегулярні.

Потужна теплова машина, що приводиться в дію енергією Сонця, щороку піднімає з поверхні планети в атмосферу понад 500 тис. км³ води, долаючи силу земного тяжіння. За приблизними підрахунками взимку в атмосфері знаходиться в середньому 13 080 км³ води, а влітку — близько 14 540 км³. Це в сім разів більше, ніж міститься води в усіх ріках світу.

Таблиця 2

Річний водний баланс Землі (за М.І. Львович, 1986 р.)

Елементи водного балансу	Об'єм, км ³	Шар, мм
Периферійна частина суші:		
опади	106 000	910
річний стік	44230	380
випаровування	61770	530
Замкнена ("безстічна") частина суші:		
опади	7500	238
випаровування	7500	238
Світовий океан:		
опади	411 600	1140
притік річних вод	44230	120
випаровування	455 830	1260
Земна куля:		
опади	525 100	1030
випаровування	525 100	1030

Якщо порівняти кількість опадів за рік (525 тис. км³) і загальну кількість води в атмосфері (13 тис. км³), то річна кількість опадів майже в 40 разів перевищує кількість води в атмосфері. А це означає, що 40 разів на рік, або в середньому кожні 9 діб, вода в атмосфері повністю оновлюється, тобто кругообіг води в атмосфері є дуже динамічним. Так само визначають активність водообміну і в інших частинах гідросфери. На основі проведених розрахунків можна зробити такі висновки. Досить висока поновлюваність вод властива не тільки для атмосфери, а й для річок – вони змінюються в середньому через 19 днів.

Особливо швидко водообмін відбувається в тілах живих організмів – лише за кілька годин. Разом з тим зміна вод у поверхневих шарах суходолу потребує десятків і навіть сотень років. Для повного водообміну в океанах необхідно близько 3000 років. Ще повільнішим є обмін підземних вод, що знаходяться на великих глибинах літосфери. Дуже мала активність властива і полярним льодовикам, де водообмін здійснюється в середньому за 10 000 років. Чим менш активний водообмін, тим вища мінералізація вод (за винятком льодовиків, які віками зберігають прісні води в "законсервованому" морозами твердому стані). Найяскравіше це проявляється в глибинних підземних водах, які здебільшого мають високу солоність і часто є навіть розсолами.

Кругообіг води на земній кулі – надзвичайно важлива особливість гідросфери і природних умов у цілому. Він створює в глобальному, регіональному і місцевому масштабі основний механізм перерозподілу на Землі речовини та енергії, об'єднує в єдине ціле всі водні об'єкти. Кругообіг охоплює не тільки окремі ланки води, а і, взаємодіючи з літосферою, атмосферою і біосферою, тісно пов'язує їх між собою у складі географічної оболонки в єдине ціле. З усієї сукупності вод гідросфери, що беруть участь в малому і великому кругообігах, найрухливішою є водяна пара в атмосфері. Утворені з неї опади очищують повітря від пилу і є досить чистими за хімічним складом. Характерно, що саме ними найчастіше "вмивається" вся природа Землі, вони відіграють вирішальну екологічну роль у дотриманні санітарного стану і чистоти на поверхні планети. Кругообіг води робить можливим життя на суші, відновлює на ній запаси прісних вод і забезпечує живлення більшості рік. У цьому кругообігу атмосфера виконує основну роль. Вона поглинає водяну пару, переносить її в повітряних потоках і знову перетворює у воду, поливаючи земну поверхню дощами чи покриваючи снігом.

2.3. Хімічний склад води

Хімічно чиста вода являє собою найпростішу стійку сполуку водню з киснем, має хімічну формулу H_2O і є однією з найважливіших сполук на Землі. Її молекула за масою складається з 11,11% водню і 88,89% кисню. При утворенні води з одним атомом кисню сполучаються два атоми водню.

Багато фізичних властивостей і особливостей води обумовлені будовою її молекули. Згідно із сучасними уявленнями, молекула води побудована у вигляді тетраедра, в центрі якого знаходиться ядро атома кисню. На кінцях одного з ребер тетраедра розташовуються два позитивних заряди, що відповідають ядрам атомів водню (рис.2).

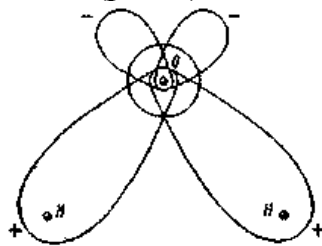


Рис.2. Гіпотетична модель молекули води. Орбіти двох атомів водню дуже витягнуті

Характерною особливістю молекул води є їхня властивість об'єднуватися в агрегати-сполуки кількох молекул. Це явище спричинене значною полярністю молекул, котра є наслідком нерівномірного розподілу електричних зарядів у самій молекулі води. Молекула в точці знаходження атома кисню має деякий надлишок від'ємного заряду, а на протилежному боці, де розташовані атоми водню, — надлишок додатнього заряду. При достатньому зближенні між собою під впливом сил електростатичного притягання молекули можуть з'єднуватися в агрегати. У пароподібному стані (при $t > 100$ °C) вода складається головним чином з однорідних простих

молекул, які називаються *гідролями* відповідають формулі H_2O . Агрегат з двох простих молекул $(H_2O)_2$ називається *дигідролем*. а сполучення трьох молекул $(H_2O)_3$ — *тригідродем*. Рідка вода – це суміш молекул: гідролів, дигідролів і тригідролів. У воді в твердому стані (лід) переважають трійчасті молекули (тригідролі), які мають найбільший об'єм. Із зміною температури води, співвідношення між кількістю простих і складних молекул у ній також змінюється (табл. 3). Змінюються й відстані між молекулами. Цим і пояснюються деякі аномалії фізичних властивостей води.

Хімічно чиста вода в природі майже ніколи не зустрічається, її можна одержати тільки лабораторним шляхом. Така вода не має запаху і кольору вода є добрим розчинником і завжди містить у собі завислі й розчинені речовини.

Таблиця 3

Зміна співвідношень молекул у воді при зміні температури (%)

Молекули	Температура води, ° С				
	лід	0	4	38	98
H_2O_2	0	19	20	29	36
$(H_2O)_2$	41	58	59	50	51
$(H_2O)_3$	59	23	21	21	13
Всього:	100	100	100	100	100

Залежно від розмірів часток розчинених речовин розчини бувають справжніми і колоїдними. У *справжніх розчинах* речовина перебуває в дуже розсіяному стані, у вигляді молекул та іонів. Такі розчини називаються ще *молекулярно-іонними*, розміри розчинених у них часток не перевищують 10^{-7} мм. *Колоїдні розчини* поряд з окремими молекулами та іонами містять у собі їх групи; розміри розчинених речовин становлять від 10^{-7} до 10^{-5} мм. У природних водах колоїди зустрічаються дуже часто, але в малих кількостях. Частки речовин розміром більше 10^{-5} мм називаються *суспензіями* або *зависями*; їх видно неозброєним оком і вони бувають як органічного, так і неорганічного походження. Вода з домішкою таких часток каламутна.

Природні води дуже складні хімічні розчини і містять певну кількість суспензій. Хімічний склад їх весь час змінюється з проходженням через атмосферу й літосферу. В атмосфері у воду потрапляють азот і кисень, частки солей, окиси азоту та інші речовини. Вода, що випала на поверхню Землі у вигляді атмосферних опадів, розчиняє речовини, які тут знаходяться, і збагачується солями, органічними речовинами, газами. Ще більше змінюється хімічний склад води при проникненні її в ґрунт і корінні породи. Значну роль у зміні хімічного складу води відіграє господарська діяльність людини.

Хімічний склад природних вод поділяється на шість груп: *головні іони*,

розчинені гази, біогенні речовини, мікроелементи, органічні речовини і забруднювальні речовини. Гази і органічні речовини бувають у воді у вигляді молекул, солі — у вигляді іонів і частково комплексів, а деякі біогенні й органічні сполуки — у вигляді колоїдів.

До головних іонів солей відносяться негативно заряджені іони (аніони): хлоридний Cl^- , сульфатний SO_4^{2-} , гідрокарбонатний HCO_3^- , карбонатний CO_3^{2-} ; позитивно заряджені іони (катиони): магнію Mg^{2+} , кальцію Ca^{2+} , натрію Na^+ і калію K^+ . Сумарний вміст у воді розчинених солей (концентрація солей) характеризується або мінералізацією M (мг/л), або солоністю S (г/кг). В проміле (‰) показують, як правило солоність морської води; вона становить в середньому 35‰ (35 г/кг). Проміле — одна тисячна частина якої-небудь речовини.

За вмістом солей (мінералізацією чи солоністю) природні води поділяються на чотири групи: прісні — менше 1‰, солоноваті — 1-25‰, солоні (морської солоності) — 25-50‰, високосолоні (розсоли) — понад 50‰.

За переважанням аніону природні води поділяються на три класи: *гідрокарбонатний, сульфатний, хлоридний*; за переважанням катіону — на три групи: *кальцієву, магнієву, натрієву*.

Річкові води переважно відносяться до гідрокарбонатного класу і кальцієвої групи: підземні води часто відносяться до сульфатного класу і магнієвої групи; води океанів та морів належать до хлоридного класу і натрієвої групи (табл. 4).

Концентрація найпоширеніших двовалентних катіонів Ca^{2+} і Mg^{2+} обумовлює загальну твердість води.

Жорсткість води характеризується сумою міліграмів-еквівалентів іонів кальцію і магнію, які містяться в 1 л води (1 мг-екв відповідає вмісту 20,04 мг/л Ca^{2+} або 12,16 мг/л Mg^{2+}). Розрізняють загальну жорсткість води, яка зумовлюється загальною кількістю наявного у воді кальцію і магнію, усунену жорсткість яка характеризується ступенем її зменшення при тривалому кип'ятінні, і постійну, яка залишається після випадання карбонатних солей в результаті кип'ятіння води. Залежно від загальної жорсткості розрізняють воду: дуже м'яку (до 1,5 мг-екв), м'яку (1,5-3,0 мг-екв), помірно жорстку (3-6 мг-екв), жорстку (7-9 мг-екв) і дуже жорстку (понад 9 мг-екв). До 1952 р. жорсткість води вимірювалася в градусах жорсткості, які показували, скільки грамів окису кальцію міститься в 100 л води. Відносно сучасних одиниць вимірювання 1 градус жорсткості дорівнює 0.35663 мг екв іонів кальцію.

Велике значення для біологічних, біохімічних та інших процесів, які відбуваються в материкових і океанічних водах, мають розчинені у воді гази. Це — кисень O_2 , азот N_2 , двоокис вуглецю CO_2 , сірководень H_2S , водень H та ін.

Із розчинених газів найбільше значення мають кисень і двоокис вуглецю (вуглекислий газ). Природні води збагачуються на кисень як за рахунок

надходження його з атмосфери, так і в результаті виділення водною рослинністю в процесі фотосинтезу. Втрата кисню у воді пов'язана з процесом окислення органічних речовин (дихання водних організмів, бродіння, гниття органічних решток), а також виділенням його в атмосферу.

Двоокис вуглецю знаходиться в воді переважно у вигляді розчинених молекул газу CO_2 і вугільної кислоти HCO_2 . У воду він переважно надходить під час окислення органічних речовин і виділяється з гірських порід, з якими контактує вода. При перенасиченні води CO_2 він виділяється в атмосферу, а також витрачається на засвоєння рослинними організмами під час фотосинтезу.

Особливе місце займає іон водню, який має велике значення в хімічних і біологічних процесах, що відбуваються у воді.

Іонів водню у воді дуже мало. Утворюються вони в результаті дисоціації вугільної кислоти ($\text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{HCO}_3 + \text{H}^+$) і самої води ($\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$). Іон водню є носієм кислотних властивостей у розчині, а гідроксильний іон OH^- — лужних. У хімічно чистій воді обидва іони знаходяться в однаковій кількості, тому така вода нейтральна, концентрація іонів водню в ній дорівнює 10^{-7} г/л. Стан іонної рівноваги природних вод характеризують так званним *водневим показником рН*, котрий являє собою логарифм концентрацій водневих іонів (моль/л), взятий з оберненим знаком:

$$\text{pH} = -\lg [\text{H}^+] \quad (1)$$

Отже, вода з нейтральною реакцією має $\text{pH} = 7$. При pH менше 7 реакція кисла, при pH більше 7 — лужна. Більшість природних вод мають pH від 6,5 до 8,5.

Розчинність газів у воді залежить від їхніх властивостей, тиску газу на поверхню води (парціальний тиск), температури і мінералізації води. Розчинність газів у воді зменшується зі збільшенням її мінералізації та підвищенням температури.

До групи біогенних речовин відносяться сполуки азоту N, фосфору P, заліза Fe і кремнію Si. Це перш за все, іони нітратного NO_3^- і нітритного NO_2^- , іони амонію NH_4^+ і фосфорної кислоти H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} . Ці речовини потрапляють у воду з атмосфери, ґрунту, а також при розкладанні органічних сполук, при скиданні у водні об'єкти промислових, сільськогосподарських і побутових вод. Хоча в природних водах їх дуже мало (від тисячних до десятих долей міліграма в 1 м^3), проте вони мають важливе значення для розвитку життєвих процесів.

Мікроелементами називають речовини, які знаходяться у воді в малих кількостях (менше 1 мг/л). Багато з них необхідні для життєдіяльності організмів, але підвищена концентрація деяких з них у воді може перетворити воду на отруту. До мікроелементів відносяться: бром В, йод І, фтор F, літій Li, барій Ва, так звані важкі метали (залізо Fe, нікель Ni, цинк Zn, кобальт Со, мідь Cu, кадмій Cd, свинець Рв, ртуть Hg та ін.). Радіоактивні елементи як природного (калій ^{40}K , рубідій ^{87}Rb , уран ^{238}U , радій — ^{226}Ra та ін.),

так і антропогенного (стронцій ^{90}Sr , цезій ^{137}Cs та ін.) походження, у воді В.К. Хільчевський (1997) виділяє з мікроелементів в окрему групу, враховуючи специфіку їх впливу на живі організми.

В природних водах завжди є *органічні речовини*, котрі є продуктами розпаду різних організмів (рослин і тварин). Вони надають воді жовтуватого забарвлення.

Таблиця 4

Склад солей в океанічній і річковій водах

Основні сполучення	Океанічна вода, %	Річкова вода, %
1. Хлориди	88,7	5,2
2. Сульфати	10,8	9,9
3. Карбонати	0,3	60,1
4. Решта речовин	0,2	24,8

2.4. Основні фізичні властивості води

Вода в природі буває в трьох агрегатних станах – *рідкому, твердому, газоподібному*. Кожен з цих станів води характеризується певними фізичними властивостями. Перехід води з одного агрегатного стану в інший зумовлюється температурою і тиском. При постійному тиску та зниженні температури цей перехід відбувається послідовно (пара – вода – лід) і в зворотному порядку — при підвищенні температури. Проте за певних умов можливі переходи з одного стану в інший без проміжної фази — з пароподібного в твердий і з твердого в пароподібний. *Температура замерзання* дистильованої води і танення льоду за нормального атмосферного тиску (1 атм — 760 мм = 1.013 бар = $1.013 \cdot 10^5$ Па) прийнята за 0°C , а *температура кипіння* — за 100°C . Температура замерзання і кипіння води залежить від її солоності й атмосферного тиску. Чим більша солоність води, тим нижча її температура замерзання і вища температура кипіння. Морська вода замерзає при $-1,0 \dots -2,0^\circ\text{C}$, а кипить при температурі $100,08 \dots -100,64^\circ\text{C}$ (за нормального тиску). Із підвищенням тиску лід плавиться вже не при 0°C , а за від'ємних температур.

Вода може перебувати в переохолодженому стані, тобто бути рідкою при температурі нижче точки замерзання. Дистильовану воду в лабораторних умовах охолоджують до -72°C , однак при струшуванні її, або внесенні кристалів льоду чи яких-небудь сторонніх твердих часток починається бурхлива кристалізація і вода швидко замерзає.

В природних водоймах і водотоках переохолодження води буває незначним і досягає $-0,005 \dots -0,01^\circ\text{C}$. Ґрунтові води через підвищену мінералізацію можуть переохолоджуватись значно більше.

Густина води — маса однорідної речовини, яка знаходиться в одиниці її об'єму, визначається в $\text{кг}/\text{м}^3$. Вона непостійна і змінюється залежно від температури, солоності й тиску. Причому ці зміни порівняно з іншими рідинами мають аномальний характер. Хімічно чиста вода найбільшу густішу

має при температурі 4°C. Ця густина приймається за одиницю. При температурах вище і нижче 4°C густина води зменшується, що пов'язано із збільшенням відстані між молекулами при збільшенні температури понад 4°C і зменшенні її від 4°C до 0°C. Властива воді густина аномалія має велике значення для природних вод. Унаслідок цієї аномалії водойми і водотоки навіть в умовах суворого клімату не промерзають до дна (при достатній глибині), бо при охолодженні до 4°C вода стає більш щільною і опускається на дно, а при подальшому охолодженні верхні шари її стають менш щільними і залягають на поверхні.

Густина льоду при температурі 0°C дорівнює 916,7 кг/м³, тобто менша, ніж густина води. Отже, лід легший за воду. Тому при замерзанні водних об'єктів, крига спливає на поверхню і оберігає від замерзання глибші шари води. Ще менша густина снігу — від 80-140 кг/м³ свіжого, до 600-700 кг/м³ мокрого під час танення. Запас води в льоду або снігу залежно від густини визначається за формулою:

$$h_B = h_L \cdot \frac{\rho_L}{\rho} \quad (2)$$

де h_B — запас води в мм,

h_L — товщина льоду чи висота снігового покриву, мм,

ρ_L, ρ — відповідно густина льоду (снігу) і води. Отже, внаслідок густинної аномалії в прісних і солонуватих водних об'єктах зимою температура води в придонних шарах завжди вища, ніж на поверхні. Ця закономірність має величезне значення для збереження життя у водоймах та водотоках на глибині.

При замерзанні і перетворенні на лід, внаслідок зменшення густини об'єм води збільшується, причому це збільшення становить близько 10% і більше початкового об'єму. Збільшення об'єму відбувається з великою силою, чим і пояснюється процес руйнування (морозного вивітрювання) гірських порід.

Із збільшенням солоності температура найбільшої густини знижується. Так, при солоності 5‰ температура найбільшої густини становить 2,9°C, при солоності 10‰ — 1,9°C, при солоності 35‰ — (-3,4°C).

Певний вплив на густину води має також і тиск. Хоч стисливість води дуже мала, проте на великих глибинах вона все ж позначається на густині води. Встановлено, що на кожні 1000 м глибини густина води, внаслідок впливу тиску стовпа води, збільшується на 4,5-4,9 кг/м⁵.

Для води характерні деякі аномальні особливості теплових властивостей. Так, аномально висока порівняно з іншими рідинами і твердими речовинами її *питома теплоємність* (кількість теплоти, необхідної для нагрівання одиниці маси води на один градус). При 15°C вона дорівнює 4190 Дж (кг°C). Теплоємність чистого льоду майже вдвічі менша теплоємності води, а чистого сухого снігу (з густиною 280 кг/м⁵) в 7,1 раза менша теплоємності води, але в 450 разів більша теплоємності повітря. Із зміною температури теплоємність води змінюється дуже мало. Внаслідок великої теплоємності вода нагрівається й охолоджується повільніше, ніж повітря. Води океанів,

морів, озер та річок поглинають (акумуляують) при нагріванні величезну кількість тепла, яке із зниженням температури повітря виділяється в атмосферу.

Здатність води накопичувати великі запаси теплової енергії дозволяє згладжувати різкі температурні коливання на земній поверхні в різні пори року і протягом доби, нагрівати прилеглі до великих водних об'єктів території.

Питома теплота пароутворення (випаровування) води (кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси води в пару) залежить від температури: при 0°C вона дорівнює $2,5 \cdot 10^6$, а при 100°C — $2,26 \cdot 10^6$ Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при конденсації водяної пари.

Питома теплота плавлення льоду (кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси льоду при температурі плавлення і нормальному атмосферному тиску в воду) дорівнює 333000 Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється під час замерзання (кристалізації) води.

Дуже висока питома теплота плавлення (замерзання) і випаровування разом з великою теплоємністю води мають величезний регулюючий вплив на теплові процеси не тільки у водних об'єктах, а й на всій планеті. При нагріванні земної поверхні величезна кількість тепла витрачається на танення льоду, нагрівання і випаровування води. Через це нагрівання земної поверхні уповільнюється. І навпаки, в процесі охолодження земної поверхні при конденсації водяної пари та замерзанні води виділяється величезна кількість тепла, яка стримує процес охолодження.

З інших теплових властивостей води важливе значення має *теплопровідність*. Молекулярна теплопровідність води незначна, і для хімічно чистої води вона становить $0,6$ Вт/м $\cdot^{\circ}\text{C}$, для льоду — $2,24$ Вт/м $\cdot^{\circ}\text{C}$, для снігу — $1,8$ Вт/м $\cdot^{\circ}\text{C}$. Меншу молекулярну теплопровідність має повітря.

У зв'язку з тим, що теплопровідність води низька, водні маси у водних об'єктах нагріваються в переважно внаслідок перемішування води, яке виникає через різну густину або під дією вітру. Через малу теплопровідність крижаний покрив, який утворився на поверхні водойм і водотоків, послаблює подальше охолодження води, а зростання його товщини теж уповільнюється. Ще більше уповільнення зростання товщини криги викликає сніговий покрив на ній.

Вода порівняно з іншими рідинами має великий *поверхневий натяг*, який з підвищенням температури дещо зменшується. Коефіцієнт поверхневого натягу води змінюється від $7,55 \cdot 10^{-2}$ Н/м при 0°C до $5,71 \cdot 10^{-2}$ Н/м при 100°C .

Із всіх рідин більш високий поверхневий натяг має тільки ртуть. Ця властивість проявляється в тому, що вода постійно намагається стягнути, зменшити свою поверхню, хоч вона завжди приймає форму посудини, в якій знаходиться. Сила поверхневого натягу примушує молекули її зовнішнього шару зчіплюватись, створюючи зовнішню пружну плівку. Саме через цю плівку деякі предмети, будучи важчими за воду, не занурюються в неї (наприклад, обережно покладена сталева голка). Багато комах (водомірки,

ногохвостики тощо) не тільки пересуваються по поверхні води, але й злітають і сідають на неї, як на тверду опору. Деякі живі істоти пристосувались використовувати навіть внутрішній бік плівки. Так, личинки комарів повисають на ній за допомогою незмочуваних щетинок, а маленькі слимаки, ставковики і катушки повзають по ній в пошуках здобичі.

Великий поверхневий натяг надає воді кулеподібної форми при вільному падінні або в стані невагомості. Така геометрична форма має мінімальну для певного об'єму поверхню.

Струмина хімічно чистої води перерізом 1 см^2 за міцністю на розрив не поступається сталі такого ж перерізу. Водну струмину начебто цементує сила поверхневого натягу.

Ще однією характерною властивістю води є здатність *змочувати поверхню більшості твердих тіл*. Завдяки поверхневому натягу і здатності до змочування вода може підніматися у вузьких вертикальних щілинах та порах на висоту значно більшу, ніж та, яка зумовлюється силою тяжіння, тобто вода має ще властивість капілярності.

Капілярність відіграє важливу роль у багатьох процесах, які відбуваються на Землі. Саме через це вода піднімається по порах і змочує ґрунти, які лежать значно вище рівня ґрунтових вод, забезпечуючи коріння рослин розчиненими у воді поживними речовинами.

Однією з характерних властивостей води є її *рухомість*. Основними причинами, які викликають рух води, є сила земного тяжіння, сили взаємного притягання мас Землі, Сонця і Місяця, вітер, зміни густини води, молекулярні сили тощо. Внаслідок дії цих сил маси води переміщуються з більш високих місць у низовини, утворюють течії у річках, озерах, морях і океанах, проникають у ґрунти і гірські породи та переміщуються в них. Через свою рухомість вода легко набирає форми посуду, в який вона налита.

Воді властива *в'язкість*, або *внутрішнє тертя* (властивість води чинити опір при переміщенні однієї частини її щодо іншої). Порівняно з в'язкістю інших рідин в'язкість води невелика, що також відноситься до специфічних властивостей води.

В'язкість рідин характеризується кінематичним коефіцієнтом в'язкості, який для води при температурі 0°C дорівнює $1,78 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$, а при температурі 50°C — $0,55 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$, тобто він дуже незначний і зменшується з підвищенням температури.

Вода чинить дуже великий опір стискувальним зусиллям і вигримує значний тиск, зменшуючись у своєму об'ємі при цьому дуже мало.

Світло проникає у воду на невелику глибину. Так, у чистій воді на глибині 1 м інтенсивність світла становить лише 90% інтенсивності світла на поверхні, на глибині 2 м — 81%, на глибині 3 м — 73%, а на глибині 100 м зберігається лише біля 1% інтенсивності світла на поверхні.

Вода — добрий провідник звуку. Швидкість поширення звуку у воді становить 1400-1600 м/с, тобто в 4-5 разів більша від швидкості поширення звуку в повітрі. Швидкість звуку у воді збільшується з підвищенням температури (приблизно на 3-3.5 м/с на 1°C), збільшенням солоності (приблизно

на 1,0 1,3 м/с на 1‰) і зростанням тиску (приблизно на 1,5-1,8 м/с на 100 м глибини).

Хімічно чиста вода майже не проводить електричного струму. Електропровідність води трохи збільшується з підвищенням температури і значно зростає зі збільшенням солоності.

Звичайна природна вода в тонких шарах безбарвна, а при потовщенні її набуває блакитно-зеленого відтінку. Прозорість води у водоймах і водотоках сильно змінюється залежно від вмісту в ній суспензій, їхньої кількості й хімічного складу.

Порівняльна характеристика аномальних фізичних властивостей води наведена в таблиці 5.

2.5. Ізотопи води та деякі особливі її властивості

До початку XIX ст. воду вважали звичайним хімічним елементом. Тільки у 1805 р. німецький вчений А. Гумбольт і французький фізик Ж.Л.Ген-Люссак встановили, що вода складається з молекул, які мають два атоми водню і один кисню. Таке уявлення про воду панувало понад 100 років. У 1932 р. американські фізики Г. Юрі і Е. Осборн відкрили наявність у природі, крім звичайної, ще й *важкої води*. В молекулах останньої місце водню займає його важкий ізотоп *дейтерій*.

Дослідженнями було встановлено, що не всі молекули води мають однакову атомну масу. Поряд із звичайними молекулами з атомною масою 18 є значна частіша молекул з атомною масою 19, 20, 21 і навіть 22. Це пояснюється тим, що, крім атомів кисню з атомною масою 16, зустрічаються атоми з атомною масою 17 і 18, а крім атомів водню з атомною масою 1, є атоми з атомною масою 2 і 3. Такі більш важкі атоми одного і того ж елемента називаються *ізотопами*.

Одним із ізотопів водню саме і є *дейтерій*, атомна маса якого дорівнює 2. Важка вода – це ізотопна різновидність води, в якій звичайний водень ^1H (протій) заміщений його ізотопом дейтерієм ^2D . Хімічна формула важкої води — D_2O . У невеликих кількостях вона постійно присутня в природних водах. Зовні така вода нічим не відрізняється від звичайної, а фізичні властивості її інші. Так, густина важкої води на 10% більша, ніж у звичайної, — 1104 кг/м^3 , в'язкість більша на 23%; кипить вона при температурі $101,42^\circ\text{C}$, замерзає при $+3,8^\circ\text{C}$, а температура найбільшої густини $11,6^\circ\text{C}$.

Таблиця 5

Аномальні фізичні властивості води

Властивості	Порівняльна характеристика
Питома теплоємність	Найвища серед всіх твердих і рідких речовин, за винятком H_3 (аміаку)
Питома теплота плавлення льоду	Найвища, за винятком H_3 (аміаку)
Питома теплота випаровування	Найвища серед всіх речовин

Теплове розширення (температура максимальної густини для чистої води 4 °С)	Температура максимальної густини зменшується із збільшенням солоності. Із зниженням температури до 0°С або підвищенням її до 100°С густина зменшується
Поверхневий натяг	Найвищий серед всіх рідин (крім ртуті в рідкому стані)
Розчинна здатність	Вода має найвищу діелектричну проникливість, що дозволяє розчиняти в ній більшість речовин і в більших кількостях, ніж в інших рідинах.
Діелектрична стала	Для чистої води – найвища серед всіх рідин, що визначає дисоціацію розчинених речовин
Електролітична дисоціація	Дуже мала (10^{-7} г/моль від іонів H^+ і OH^-).
Теплопровідність	Найвища серед всіх рідин
Прозорість	Відносно велика
Густина	Зі збільшенням солоності води густина збільшується: від 1 г/см ³ при М=1 г/кг до 1,262 г/см ³ при М = 300 г/кг

Важка вода — дуже важлива промислова сировина, ефективний і відносно доступний уповільнювач швидких нейтронів. Тому її широко застосовують у різних реакторних установках. Вважають, що в майбутньому важка вода стане основною сировиною для термоядерної енергетики: при термоядерному розпаді 1 г дейтерію вивільнюється в 10 млн. разів більше енергії, ніж при згоранні 1 г вугілля. Ця вода відіграє чималу роль у різних біологічних процесах. Зокрема, вона негативно впливає на багато життєвих функцій людини, тварин і рослин, пригнічуючи їхній розвиток. Наприклад, риба в ній не може прожити навіть короткий час. Зниження вмісту дейтерію у воді, навпаки, стимулює життєві процеси. Важка вода не вгамовує спраги.

Одержують важку воду шляхом електролізу, фракційної перегонки, дифузії, термодифузії і хімічного заміщення.

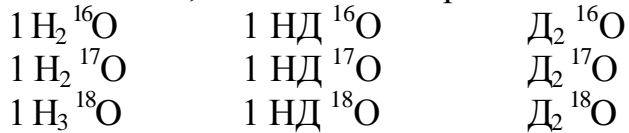
Виявлені й інші ізотопи води. В її складі місце водню може займати ще важчий, ніж дейтерій, його природний ізотоп тритій (Т). Він радіоактивний, атомна вага дорівнює 3. Утворюється надважка вода (тритієва). В невеликих кількостях вона потрапляє на Землю в складі опадів. За своїми властивостями така вода ще більше відрізняється від звичайної: кипить при 104°С, замерзає при +9°С, має густину 1330 кг/м³. Застосовують надважку воду в термоядерних реакціях. Вона краща за дейтерієву, тому що чутливіша у визначенні.

У природі, крім, напевно, відомого кисню ¹⁶O, існують також його ізотопи ¹⁷O і ¹⁸O. При сполученні їх з воднем і дейтерієм утворюється важкокиснева вода, котра за фізичними властивостями менше відрізняється від звичайної, ніж важководнева. Одержують її переважно перегонкою природної води.

Крім природних, існують і штучно створені ізотопи водню та кисню, але вони недовговічні і радіоактивні.

Ізотопи водню й кисню в комбінаціях утворюють багато різних за ізотопним складом молекул води, які різняться фізико-хімічними

властивостями; з них найпоширенішими в природі є:



Всього існує 135 ізотопних різновидів води. Серед них основну масу природних вод (понад 99%) складає протієва вода $1\text{H}_2^{16}\text{O}$. Важкокисневих вод набагато менше: $1\text{H}_2^{18}\text{O}$ — десяті частки відсотка, $1\text{H}_2^{17}\text{O}$ — соті частки відсотка загальної кількості природних вод. Тільки мільйонні частки відсотка припадають на важку воду D_2O , а важкої води у формі $1\text{H}_2\text{O}$ в природних водах вже значно більше.

Відомо, що потрапляння у воду різних домішок спричинює зміну її властивостей. Виявилось також, що властивості води змінюються і під впливом певних фізичних факторів, і така вода використовується з великим позитивним ефектом у практичній діяльності людини.

Останнім часом широке застосування знаходить так звана магнітна вода. Навіть після короткочасної дії на воду магнітного поля в ній прискорюється протікання багатьох хімічних процесів і кристалізація розчинених речовин, інтенсифікуються процеси адсорбції, покращується коагуляція домішок і випадання їх в осад. Магнітна обробка води виявилась дуже ефективною у боротьбі з накипом, опрісненні морської та солоної води. Вона допомагає запобігти випаданню неорганічних солей з води та значно зменшує відкладання органічних речовин, наприклад парафінів. Така обробка стала дуже корисною при добуванні і перекачуванні нафти з високим вмістом парафіну, причому дія магнітного поля зростає, якщо нафта обводнена. Навіть уже утворені відклади солей і парафінів руйнуються під час контакту з магнітною водою.

В будівництві застосування магнітної води для приготування цементних сумішей скорочує строки затвердіння, а дрібнокристалічна структура, яка при цьому утворюється, надає виробам більшу міцність та підвищує їхню стійкість до агресивних впливів.

Для видалення з води важкоосадних завислих часток використовується така властивість магнітної води, як здатність прискорювати їх коагуляцію (злипання та осідання) з подальшим утворенням великих пластівців. Намагнічування води успішно застосовується на водопровідних станціях при значній каламутності природних вод. Аналогічна обробка промислових стоків дозволяє швидко осаджувати дрібнодисперсні забруднення і цим попереджати попадання їх у водотоки та водойми.

Магнітна вода застосовується також у сільському господарстві. Наприклад, п'ятигодинне замочування насіння буряків у магнітній воді помітно підвищує урожай; полив магнітною водою стимулює ріст і врожайність деяких культур (сої, соняшника, кукурудзи, томатів).

Магнітна вода знаходить застосування і в медицині — вона допомагає видаляти ниркові камені, має бактерицидну дію.

Практичне застосування знаходить і активована вода. Дослідженнями встановлено, що обезсолена вода або водні розчини внаслідок нагрівання до

високих температур під великим тиском змінюють свої властивості. Після повернення до звичайних умов така вода перебуває деякий час в особливому (так званому метастабільному) стані, що проявляється в підвищеній здатності розчиняти карбонати, сульфати, силікати та інші їхні сполуки, утримувати в своєму стані аномальну кількість розчинених речовин і значно підвищувати кислотність. Активована вода знаходить застосування при підготовці глинистого бурового розчину для проходки нафтових свердловин (стабілізує розчин без спеціальних добавок), у сільському господарстві (поливи лужною активованою водою посівів бавовнику прискорюють ріст рослин), в медицині (прискорюється загоювання ран і порізів).

Нещодавно була виявлена можливість одержання так званої ковзкої води. Встановлено, що звичайна вода перетворюється в ковзку із введенням в неї невеликої кількості полімерних сполук (поліетиленоксиду, полі-оксиду, поліакриламізу). Швидкість протікання такої води збільшується в 2,5 рази, так само швидко заповнює вона будь-які ємкості. Ковзку воду почали застосовувати там, де потрібно швидко подати її у великій (гасінні пожеж). У будівництві, наприклад, при замішуванні бетонних розчинів на ковзкій воді суміш не розшаровується, швидко перекачується по трубопроводах, а міцність бетонних споруд значно підвищується.

Розглядаючи воду з особливими властивостями, згадаємо ще і так звану суху воду, в яку перетворюється звичайна вода при введенні в неї малих доз деяких сполук, котрі містять кремній. Є ще *гумова* вода, яка не виливається з нахиленої посудини, а витягується вгору щільним джгутом.

Дуже цінних якостей надає воді срібло. Сріблена вода одержала широке практичне застосування. Встановлено, що срібло має вищий антимікробний ефект, ніж пеніцилін, біоміцин та інші антибіотики, і згубно діє на антибіотикостійкі штами бактерій. Вода, яка містить срібло в кількості 1 мг/л, добре інактивує віруси грипу різних штамів. Навіть при значно менших концентраціях (0,1-0,4 мг/л) вона здатна вбивати багато патогенних організмів, котрі спричиняють небезпечні водні епідемії. При цьому наявність у воді незначної кількості срібла не змінює її кольору, смаку, запаху й агрегатного етапу.

Дослідження води тривають і не виключено, що будуть виявлені нові, поки що невідомі її властивості.

2.6. Значення води у фізико-географічних, геофізичних, геохімічних і біологічних процесах, у житті і господарській діяльності людини

Вода відіграє важливу роль в усіх природних процесах, які відбуваються на Землі. Безперервний круговорот вологи зумовлює надходження води на континенти; тут вона розчиняє і механічно руйнує ґрунти і гірські породи, формує зовнішній вигляд земної поверхні.

Більшу частину поверхні земної кулі займає Світовий океан, котрий є основним збирачем і акумулятором тепла на Землі. Відомо, що 1 см³ води, температура якої підвищується на 1°C, може цим теплом підвищити на 1°C

температуру повітря об'ємом 2744 см³. Звідси стає зрозумілим вплив океанів і морів на клімат прилеглої території, яка виявляється в пом'якшенні його. Частини ж материків, віддалені від морів, мають континентальний клімат з холодною зимою та жарким літом.

Маси океанічної й морської води, переміщуючись у вигляді теплих або холодних течій з одних місць в інші, теплюють або охолоджують певні території. Океани і моря є також основним джерелом надходження вологи в атмосферу, яка оберігає Землю від надмірного охолодження в періоди зменшення притоку сонячної радіації, утворює опади і цим сприяє пом'якшенню клімату.

Атмосферні опади формують на поверхні суші стік — утворюють струмки та річки. Текучі води розмивають земну поверхню (водна ерозія) захоплюють продукти розмиву і руйнування гірських порід та переносять їх у зниження в рельєфі. Текучі води не можуть переносити на значні відстані важчі частки продуктів руйнування, і вони відкладаються (відбувається акумуляція). Більшу частину продуктів розмиву річки виносять у моря й озера, де утворюються донні відклади. Ерозійна діяльність текучих вод іноді виражена дуже різко: в гірських районах формуються селеві потоки, на рівнинах з пересіченим рельєфом — яри. Це призводить до втрат значної площі орних земель.

Великої шкоди завдає площинний змив, унаслідок якого ґрунт не тільки збіднюється на вологу, а й втрачає родючий шар. У районах з почленованим рельєфом щорічний змив ґрунту становить 2-40 т з 1 га; іноді досягає 50-80 т, а при катастрофічних зливах — 250 т з 1 га і більше. До цього слід додати, що великі маси наносів, які річки приносять в озера, ставки і водосховища, викликають швидке замулення їх, заростання й перетворення на болота. Отже, в результаті діяльності текучих вод збільшується почленованість і змінюється загальний вигляд суші.

Надмірне, застійне або слабопроточне зволоження ділянок земної поверхні спричиняється до виникнення процесів заболочування. На таких ділянках з'являється характерна для боліт рослинність і починає відкладатися торф.

Винятково велика роль води як розчинника. Розчиняючись у воді, хімічні речовини земної кори отримують значно більші можливості для утворення різних сполук. У водних розчинах вони можуть вільно переміщуватись на значні відстані і за сприятливих умов утворювати велике скупчення однорідних за хімічним складом відкладів.

Дуже багато води в земній корі. Вода, що знаходиться у верхніх шарах, впливає на процеси формування ґрунтів, їхню родючість та інші властивості.

Підземні води беруть участь у різних фізико-географічних процесах, що відбуваються на Землі. Насамперед вони є одним із джерел живлення річок. Разом з цими водами в річки потрапляє велика кількість розчинених речовин, які виносяться в океани і моря і там накопичуються переважно у вигляді хлористих солей. У місцях виходу підземних вод на поверхню, на схилах розвиваються такі негативні фізико-географічні процеси, як зсуви та заболочування.

Особливо велике значення води у виникненні й розвитку органічного життя на Землі. В біологічних процесах вода є основним середовищем, яке забезпечує обмін речовин і розвиток організмів. Так, ґрунтові води і наявні в них розчинені мінеральні речовини є одним із джерел живлення рослин. Крім того, вода значною мірою регулює температуру рослин: випаровуючись із поверхні листків, вона оберігає їх від перегрівання в літню спеку. Так само вода необхідна для підтримання життя й усіх інших організмів. Поширення в гідросфері великої кількості різноманітних організмів та їхній розвиток тісно пов'язані з фізичними й хімічними властивостями води і процесами, які відбуваються в гідросфері.

Отже, у формуванні географічної оболонки Землі й обрису її поверхні роль води винятково велика. Вода — важливий компонент багатьох ландшафтів. Вона — носій механічної і теплової енергії, транспортує речовини, здійснює роботу, відіграючи таким чином важливу роль в обміні речовинами та енергією між геосферами і різними географічними регіонами.

Велику роль відіграє вода й у житті людини. З нею пов'язаний розвиток промисловості, сільського господарства, тепло- та гідроенергетики, водного транспорту й інших галузей народного господарства.

Найдавніші цивілізації виникли і розвивались в річкових долинах Північної Африки та Середнього Сходу, тобто там, де була прісна вода. Ще до нашої ери в Месопотамії, Єгипті, Китаї було збудовано великі гідротехнічні споруди, меліоративні системи, велася боротьба з повенями на річках. Спеціальними законодавчими актами встановлювались порядок і правила користування водою річок та зрошувальних каналів.

Не меншу роль у давні часи річки відігравали і в нашій країні. Особливості гідрографічної сітки та зручність географічного положення визначали в минулому характер розселення людей. Річки використовувались як джерело питної води, зручні шляхи сполучення, місця для вилову риби, а їхні заплави — під городи, луки, пасовища. По Дніпру, а далі по Волхову та Неві пролягав відомий водний шлях "із варяг у греки", що сполучав Балтійське море з Чорним. Цей шлях мав важливе значення для розвитку торговельних і культурних зв'язків Русі з заморськими державами Європи й Азії. Пізніше малі річки почали використовувати і як джерела дешевої енергії: на них будували водяні млини, гідросилові установки та різні підприємства.

Неоціненне значення в господарській діяльності людини річки мають і в наш час. Вони живлять водою міста і села, промислові підприємства, гідравлічні, теплові й атомні електростанції, зрошувальні та обводнювальні системи.

Вода, як прісна, так і солоня, є цінною промисловою сировиною, необхідною складовою частиною технологічних процесів багатьох виробництв. Загальновідоме значення води річок, озер, океанів і морів для розвитку судноплавства, риболовства, добування цінних хімічних речовин, солей, водоростей тощо. Донні відклади (грязі) багатьох водойм мають цілющі властивості.

Підземні води з високою мінералізацією використовуються з лікувальною метою, прісні або слабомінералізовані — для водопостачання, зрошення, обводнення.

Контрольні запитання

1. Як розподілена вода на земній кулі по окремих частинах гідросфери?
2. Що являє собою кругообіг води на Землі, які його рушійні сили та види?
3. Якими кількісними показниками характеризуються елементи водного балансу Земної кулі та окремих її частин?
4. Що таке внутрішньоматериковий вологообіг і яке практичне значення має його вивчення?
5. Які основні фізичні властивості та хімічний склад води? Які аномальні властивості має вода?
6. Яке значення води у фізико-географічних процесах?
7. Яка роль води у житті та господарській діяльності людини?

Тема 3. ГІДРОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ОКЕАНІВ І МОРІВ

3.1. Світовий океан та його частини

Для вивчення обрисів морів та океанів людству потрібно було багато століть. Вірогідні дані про розміри Світового океану і найголовніших його частин добуто тільки наприкінці XIX ст. Пізніше вони лише уточнювались.

За розрахунками І. Суєтової, які вона провела на географічному факультеті Московського державного університету ш. М. В. Ломоносова у 1970 р., загальна площа Землі становить 510,08 млн. кв. км, при цьому на Світовий океан припадає 361,06 млн. кв. км, а на сушу— 149,02 млн. кв. км. Ці характеристики вважаються тепер найточнішими. Таким чином, на Світовий океан припадає 71% поверхні планети, а на сушу — 29%. Інакше кажучи, на кожен квадратний кілометр суші припадає 2,4 кв. км води. У північній півкулі на океан припадає 60,7% всієї поверхні Землі, в південній — 80,9%; обидві півкулі, особливо південна, є переважно океанічними. Ще різкіше переважання океану над сушею виступає, якщо розділити поверхню Землі на материкову (з центром у Франції, поблизу гирла річки Луари, на 47°15' пн. ш. і 2°30' з. д.) і океанічну (з центром на південний схід від Нової Зеландії в точці 47°15' пд. ш. і 1177°30' с. д.) півкулі. У материкову півкулю увійдуть всі материки, крім Австралії та Антарктиди, та й у ній на океан припадає більше половини поверхні (51%). А в океанічній півкулі вона займає 90,6% усієї площі.

Світовий океан, хоч він і єдиний, проте ділиться на більш-менш самостійні частини, що має істотне значення для розв'язання наукових і практичних завдань. Однак систематизувати поділ водної оболонки земної кулі стало можливим тільки у другій половині XVII ст. в результаті узагальнення зібраного на той час матеріалу.

У 1650 р. голландський географ Бернгард Вареніус у своїх працях вперше запропонував поділити Світовий океан на п'ять океанів: Тихий, Індійський, Атлантичний, Північний Льодовитий, Південний Льодовитий. У

1845 р. Британське королівське географічне товариство прийняло той самий поділ. Зазначений поділ був суто формальним. Він ґрунтувався на зовнішніх географічних ознаках, на обрисах материків, які порушують неперервність водної оболонки. Пізніше, з розвитком науки про океан — передусім океанографії, а потім і науки про процеси в океан — океанології, почали висувати нові принципи поділу океану. В основу поділу Світового океану на частини було покладено основні океанологічні характеристики: температура, солоність і густина води, течії тощо.

Видатний океанограф Ю.М. Шокальський в класичній праці «Океанографія», яка вийшла в 1917 р., пропонував виділити три океани: Тихий, Атлантичний та Індійський. Північний Льодовитий океан він відносив до Атлантичного як море. Радянські географи М.М. Зубов та В.Еверлінг ще в довоєнні роки створили логічну систему поділу Світового океану, яка вийшла у вигляді додатку до Великого радянського атласу світу. Як визначальний чинник для поділу Світового океану на менші частини вони взяли особливості рельєфу дна й проводили межі між водоймами по підводних вододілах (гребенях, підняттях дна). Класифікація, запропонована М.М. Зубовим та В. Еверлінгом, у принципі правильна, хоч і потребує детальнішого врахування всього комплексу океанологічних особливостей.

Питання про межі океанів і морів не раз розглядалося на спеціальних міжнародних гідрографічних конференціях. Остання, шоста, відбулася в 1952 р. в Монако.

У свій час гідрографічна служба СРСР виступала з обґрунтованими пропозиціями щодо поділу Світового океану на частини з урахуванням зручності створення морських карт. У 1967 р. цей проект було прийнято за основу і через ЮНЕСКО розіслано всім зацікавленим організаціям світу. Основні елементи цього поділу показано на схемі (рис. 3, 3.1.). За цим проектом Світовий океан поділяється на чотири частини: Атлантичний, Індійський, Тихий та Північний Льодовитий океани.

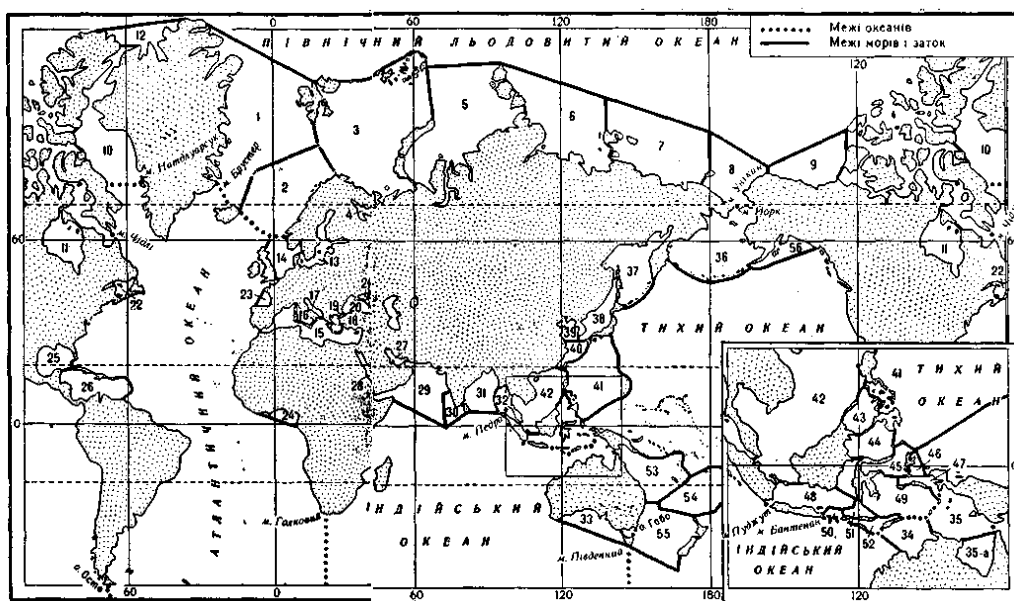


Рис.3. Межі океанів, морів та деяких заток (за С.Д. Осокіним)

Північний Льодовитий океан:

1 — Гренландське море, 2 — Норвезьке море, 3 — Баренцове море, 4 — Біле море, 5 — Карське море, 6 — море Лаптевих, 7 — Східно-Сибірське, 8 — Чукотське море, 9 — море Бофорта, 10 — море Баффіна, 11 — Гудзонова затока, 12 — море Лінкольна;

Атлантичний океан:

13 — Балтійське море, 14 — Північне море, 15 — Середземне море, 16 — Тірренське море, 17 — Адріатичне море, 18 — Пегейське море, 19 — Мармурове море, 20 — Чорне море, 21 — Азойське море, 22 — зат.Св. Лаврентія, 23 — Біскайська затока, 24 — Гвінейська затока, 25 — Мексиканська затока, 26 — Карибське море;

Індійський океан:

27 — Перська затока, 28 — Червоне море, 29 — Аравійське море, 30 — Лаккадівське море, 31 — Бенгальська затока, 32 — Андаманське море, 33 — Вел. Австралійська затока, 34 — Тиморське море, 35 — Арафурське море, 35-а — затока Карпентарія;

Тихий океан:

36 — Берінгове море, 37 — Охотське море, 38 — Японське море, 39 — Жовте море, 40 — Східно-Китайське море, 41 — Філіппінське море, 42 — Швенно-Китайське море, 43 — море Сулу, 44 — море Сулавесі, 45 — Молуккське море, 46 — море Хальмахера, 47 — море Серм, 48 — Яванське море, 49 — море Банда, 50 — море Балі, 51 — море Флорес, 52 — море Саву, 53 — Коралове море, 54 — море Фіджі, 55 — Тасмано-ве море, 56 — затока Аляска.

В результаті тривалих досліджень встановлено великі відмінності антарктичних вод від інших океанів. Через те пропонується виділити п'ятий океан — Південний Льодовитий. Хоча деякі фахівці не підтримують цих суджень, виходячи з того, що «справжній» океан з усіх боків мають оточувати материки. Відповідні райони Південного Льодовитого океану вони відносять до тихоокеанського, атлантичного та індійського секторів. Що ж до меж океанів, то й тепер ще через них ідуть суперечки між науковцями. Найбільш обґрунтовано межу Північного Льодовитого океану — по підводних порогах Девісової, Датської, Фареро-Шетландської та Берінгової протоки (майже по Північному полярному колу, яке іноді вважають межею океану). Менш обґрунтовано межі між Тихим, Атлантичним та Індійським океанами, оскільки проведення їх по рельєфу дна порушує прийнятну систему «нарізки» карт. У зв'язку з цим межі між названими океанами проводять по меридіанах південних мисів материків (47° з. д., 20° і 147° с. д.). Ще важча справа з межею Південного Льодовитого океану, її проводять по лінії антарктичної конвергенції, яка має складну й мінливу в часі конфігурацію (приблизно поблизу паралелей 55° - 60° пд. ш.). Це лежить в основі заперечення морських картографів проти виділення Південного Льодовитого океану в самостійний, бо тоді ускладнюється «нарізка» його карт.

Якщо так важко прийти до єдиної думки щодо поділу Світового океану на окремі океани, то ще складнішою є справа з «нарізкою» морів, заток і протоки. Виділено 140 морів, заток і протоки як самостійних географічних

одиниць, з них 44 належать до Атлантичного, 29 – до Північного Льодовитого, 50 – до Тихого і 17 – до Індійського океанів.

Але ці показники дуже й дуже відносні, бо, наприклад, до складу Середземного моря входять моря, які мають свої назви — Лігурійське, Тірренське, Адріатичне, Іонічне та Егейське. Однак у тому самому Середземномор'ї свого часу виділялись моря, назви яких мало відомі широкому колу читачів, хоча вони досить часто трапляються в старій морській літературі. Це Альборанове (займає найбільш західну частину Середземного моря), Балеарське (на північний захід від однойменних островів), Галльське (біля західного узбережжя Франції), Іберійське (на південь від Балеарських островів), Сардинське (на захід від однойменного острова), Сіцилійське (на південний захід від Сіцилії), Сірта, або Лівійське (біля лівійського узбережжя), Левантське (на південь між Критом і Кіпром), Єгипетське та Фінікійське моря (біля східного узбережжя Середземного моря). Приблизно так само стоїть справа з виділенням морів Філіппінського та Зондського архіпелагів.

За площею моря Світового океану досить різні. Середня ж площа морів Світового океану 966 тис. кв. км.

Найширшими протоками Світового океану можна вважати безіменні протокові зони між Африкою і Антарктидою та між островами Тасманією і Антарктидою. З тих, що мають назви, найширшою є протока Дрейка, найменша ширина якої 890 км, а найвужчою — протока Босфор, ширина якої близько 700 м. Найдовшою протокою вважається Мозамбікська, завдовжки 1670 км.

Щоб по-справжньому оцінити роль Світового океану на нашій планеті, не досить лише його площі. Величезне значення мають глибини.

3.2. Рельєф дна Світового океану

Вивчення глибин Світового океану — особлива, найважча проблема океанографії. Найпростішим пристроєм для їх визначення є *лот* — трос (лотлінь) з прив'язаним вантажем. Момент, коли вантаж досягне дна, визначається по зменшенню ваги й ослабленню натягу лотліня. Для кращого фіксування моменту доходження лота до дна потрібно, щоб власна вага вантажу перевищувала вагу троса, на якому він опускається. Таким пристроєм легко вимірювати невеликі глибини.

А для вимірювання великих глибин використовувати ручний лот майже неможливо. Якщо взяти тягар вагою близько 5 кг, то приблизно стільки ж важать 100 м намоклого тросу. Через те, з глибин 500—600 м відчутти момент, коли навіть важкий лот досягне дна, неможливо. Для вимірювання великих глибин довгий час інших пристроїв не було. У зв'язку з цим уявлення про глибини багато століть залишалося помилковим. Нерідко висловлювалась думка, що в океанах взагалі немає дна. Наприклад, думка Арістотеля, який вважав океан бездонною прірвою, була непохитною до кінця середніх віків. Навіть наприкінці XVIII ст. італійський вчений Марсілі в своїй праці «Історія моря» вважав Середземне море бездонною пучиною.

Хоч і не було потрібних пристроїв, проте спроби виміряти великі глибини почалися, мабуть, з перших плавань у відкритому морі. Про це свідчать документи далекого минулого. Так, римський учений і мореплавець Пліній Старший писав: «Найбільша глибина Чорного моря, за словами Фабіана, досягає 15 стадій (близько 2700 м), інші вважають, що за 300 стадій від берега землі племені кораксів Чорне море виміряти неможливо, і там ще ніхто не досягав його дна. Ці місця називаються безодні Понту».

Мореплавці епохи Великих географічних відкриттів навіть не мали уявлень про океанські глибини, їх знання обмежувалися лише прибережними водами. Вперше виміряти глибину Тихого океану спробував Магеллан у 1521 р., опустивши близько 800 м лотліня, для якого були використані всі вільні триси корабля, і не діставши дна, він вирішив, що опинився в найглибшому місці океану. Тепер відомо, що глибина в тому місці, де приблизно вимірював її великий мореплавець, далеко не найбільша в Світовому океані.

Звичайним ручним лотом вимірювали глибини аж до початку XVIII ст. Правда, лот було дещо вдосконалено. До основного лота у вигляді трубки для взяття проби ґрунту почали прикріплювати додатковий тягар, який автоматично відокремлювався, досягаючи дна. Довгий час честь цього винаходу приписували американцеві Дж. М. Бруку. Проте безпосередній начальник Брука відомий американський дослідник М. Ф. Морі пише, що честь першої спроби дістати зразки морського дна з великих глибин належить Петрові І. Саме Петро І придумав особливий пристрій для промірювання глибин у Каспійському морі. Він складався з пари гачків з грузилом, припасованих так, що при першому ударі об морське дно грузило зіскакувало, а гачки піднімалися із грудками захопленої землі.

Пізніше з'явився механічний лот. Щоб він міг вимірювати глибину до 3000 м, потрібно було зупиняти судно приблизно на годину. Але найголовніше в тому, що й цей пристрій також не дає точних відомостей, бо із зростанням глибини, важче відчути момент досягнення дна. Наприклад, ще в XIX ст. французький капітан Денгам знайшов дно, як він запевняв, на глибині 46 000 футів (14 тис. м), а англійський лейтенант Дж. Паркер спустив лот на тому самому місці й побачив, що лотлінь і після 50 000 футів (понад 15 тис. м) розмотується з такою силою, ніби дна ще не досягнуто. А насправді в обох випадках, як тепер відомо, глибина була значно меншою.

Великий поштовх для вивчення океанських глибин поклав розвиток підводної трансокеанської телеграфії. До цього до глибин океану і будови його дна проявлявся лише теоретичний інтерес. А з будівництвом підводних телеграфних ліній виникла практична потреба їх вивчення. Першу телеграфну лінію було проведено через протоку Па-де-Кале в 1850 р. Але кабель уже наступного дня обірвали рибалки. У серпні 1858 р. до ладу став перший підводний кабель, що сполучив Америку та Ірландію, протяжністю 3700 км. Але й він прослужив усього 27 днів (по ньому встигли передати тільки 400 телеграм). Потім пошкодилась ізоляція кабелю, і зв'язок обірвався. Через вісім років між Ірландією і Ньюфаундлендом по дну океану проклали новий кабель. 29 липня 1866 р. розпочався регулярний телеграфний зв'язок

по дну Атлантичного океану. Відтоді мережа підводних кабелів значно розширилась. За сто років було прокладено лінії завдовжки понад 600 тис. км.

Наприкінці XIX ст. людство мало вже стільки даних про глибини, що виникла можливість скласти батиметричні карти. Першою з них була карта Тихого океану, яку склав у 1877 р. німецький географ Август Петерманн. На ній позначились відомі тоді найбільші глибини цього океану. Через чотири роки відомий російський учений, директор Головної геофізичної обсерваторії М. О. Рикачов склав першу батиметричну карту всього Світового океану.

Враховуючи велике значення батиметричних карт, їх складанню почали приділяти дедалі більше уваги. У 1902 р. виникла Міжнародна рада по вивченню моря. В її складі було створено спеціальну комісію підводних досліджень, яка в 1904 р. підготувала «Загальну батиметричну карту океанів». Через двадцять три роки вийшло друге видання цієї карти, для її складання використано 17800 вимірів глибин. Та все ж це було «краплею в морі», якщо врахувати величезні простори Світового океану.

Вивчення глибин океану прискорилося, починаючи з двадцятих років нашого століття, з виникненням «звукового ока» — ехолота. Вимірювання з його допомогою зводиться до визначення часу між моментом посилення звуку з судна і моментом повернення луни, відбитої від дна. Завдяки простоті й швидкості процесу вже можна було вимірювати глибину з будь-якого судна на ходу. Про ефективність промірювання ехолотом свідчить хоча б такий приклад. За два роки плавання німецької експедиції на «Метеорі» були виміряні глибини в 67 400 точках. Неважко підрахувати, що для виконання таких робіт звичайним лотом пішли б десятиліття або навіть і століття безперервних робіт.

Завдяки ехолотам доступними стали недосяжні раніше глибини океану. Виявилось, що дно океанів, яке ще на початку XX ст. здавалося рівним і відносно плоским, насправді розчленоване не менше, ніж суходіл. Там є величезні підводні хребти, жолоби, окремі гори та піки, також дуже розвинута вулканічна діяльність. Наближені підрахунки показали, що тільки в Тихому океані близько десяти тисяч вулканічних гір під водою (рис. 4).

Найбільші глибини (понад 5000 м) — глибоководні жолоби — знаходяться не в центрі океанів, як можна було б гадати і як вважали протягом століть, а на окраїнах, поблизу материків. Найбільші глибини розташовані в своєрідних глибоководних жолобах — цікавих утвореннях океанського дна. І хоч їх загальна площа не перевищує 1,2% всієї площі океанів, вони привертають особливу увагу вчених, бо подібних утворень на суші нема. Знаменитий Гранд-Каньйон у штаті Арізона (США) здається карликом проти глибоководних жолобів, виявлених по окраїнах Тихого океану. Тепер відомо 30 глибоководних жолобів, з них 25 — у Тихому океані.



Цифрами на карті позначені:

1. Алеутський жолоб; 2. Курило-Камчатський жолоб; 3. Японський жолоб; 4. Ідзу-Бонінський жолоб;
5. жолоб Нансей (Рюкю); 6. жолоб Волкано; 7. Маріанський жолоб; 8. жолоб Яп; 9. жолоб Палау;
10. Філіппінський жолоб; 11. Філіппінська угловина; 12. жолоб моря Банда; 13. Північно-Західна угловина; 14. Північно-Східна угловина; 15. Східно-Маріанська угловина; 16. западина Бугенвіль;
17. жолоб Витязя; 18. жолоб Тонга; 19. жолоб Кермадек; 20. Південна угловина; 21. Новогербрідська угловина; 22. Перуансько-Чилійський (Атакамський) жолоб; 23. Яванський жолоб; 24. Північно-Австралійська угловина; 25. Західно-Австралійська угловина; 26. Кокосова угловина; 27. Центральна угловина; 28. Мадагаскарська угловина; 29. Австрало-Антарктична угловина; 30. Африкансько-Антарктична угловина; 31. Північно-Американська угловина; 32. жолоб Пуерто-Ріко; 33. Канарська угловина; 34. угловина Зеленого Мису; 35. угловина Сьєрра-Леоне; 36. Бразильська угловина; 37. Аргентинська угловина; 38. Південно-Сандвічів жолоб.

Рис.4. Розподіл глибин понад 6000 м (за С.Д. Осокіним)

У результаті детальних досліджень останнього часу встановлено, що жолоби мають своєрідну клиноподібну форму. Це звужена вниз щілина із східчастими схилами і плоским рівним дном у найглибших місцях. Усі вони мають невелику ширину, але довжина їх дорівнює сотням і навіть тисячам кілометрів. З зовнішнього боку гігантських жолобів розміщені острівні дуги, а з ними зв'язані діючі вулкани. Вважають, що жолоби — це втиснуті всередину ділянки земної кори. Саме поблизу цих розломів земної кори зароджуються землетруси; там, очевидно, є великі поклади корисних копалин.

Найбільші глибини Світового океану знаходяться в Тихому океані. Ще в 1951 р. англійське дослідницьке судно «Челленджер-ІІ» виявило на південь від острова Гуам у Маріанському жолобі глибину 10 860 м. Через шість років радянська експедиція на «Витязе» під керівництвом відомих радянських океанологів Д. Добровольського та Г. Б. Удінцева під час детального обстеження того самого жолоба виявила ще більшу глибину. Ехолот показав 10 600 м. Слід зауважити, що в покази ехолотів, особливо при вимірюванні дуже великих глибин, вноситься поправка, яка максимально точно враховує відхилення швидкості звуку від розрахункових даних, на яких працює прилад. Ця поправка залежить від багатьох чинників – температури води, її солоності, глибини. Відомо, що у воді швидкість звуку змінюється приблизно від 1420 до 1520 м/сек. Спочатку до показів ехолотів «Витязя»

було одержано поправку плюс 360 м, і глибина становила 10960 м. Через деякий час вчені точніше врахували й визначили швидкість звуку. У зв'язку з цим нова поправка вже дорівнювала плюс 434 м, а потім вона ще раз була уточнена і сягнула 422 м. Отже, встановлена тепер глибина Маріанського жолоба, 11 022 м. Вона і є в наш час максимальною глибиною не тільки Тихого, а й усього Світового океану. Ця глибина зветься «Витязь».

З глибинами тихоокеанських жолобів не можуть конкурувати глибини всіх інших океанів. Найбільша з відомих тепер глибин Атлантики — 8440 м. Її виявила в 1965 р. експедиція на радянському науково-дослідному судні «Михаил Ломоносов» у жолобі Пуерто-Ріко, за кілька десятків кілометрів від однойменного острова. Максимальна глибина Індійського океану в Яванському жолобі — 7450 м, а Північного Льодовитого океану — 5449 м — в ущелині Літке. З морів найбільшу глибину знайдено в Кораловому морі. Вона досягає 9140 м. Тепер у Світовому океані виявлено 51 район з глибинами понад 6000 м.

Материки й материкові острови оточені материковою обмілиною, яку називають *континентальним шельфом* або просто *шельфом* (рис.5). Останнім часом шельф пропонують називати підводною окраїною материків; це найбільш підходящий термін для позначення суті материкових типів рельєфу дна океану. Шельф охоплює материки безперервною, порівняно мілководною смугою, своєрідною сходинкою. Деякі моря повністю або більшою частиною знаходяться у межах материкової обмілини. У бік океану вона закінчується більш-менш різким прогином (бровкою), який є верхньою межею (початком) материкового схилу. Ширина підводної окраїни материків у різних місцях різна. Найбільшу (1200—1300 км) виявлено в Північному Льодовитому океані (Баренцове море), уздовж північного й західного узбережжя Тихого океану — від Берінгового моря до Австралії, а найвужча — уздовж молодого гірського узбережжя.

На основі наявних батиметричних карт Є. Коссіна в 1933 р. встановив середню глибину шельфу — 200 м, а площу під материковою обмілиною — 60 млн. км². Радянський океанолог В.М. Степанов провів перерахунок цих показників використовуючи дані останніх досліджень і встановив, що загальна площа шельфу становить 27,5 млн. км².

Раніше припускали, що більшість материкових шельфів — плоскі, трохи похилі рівнини, проте це не завжди так. Шельфи мають різноманітну будову. Часто на них можна виявити горби, банки, улоговини. За порівняно рівною смугою шельфу досить різко знижується дно океану. Цю частину рельєфу дна називають *материковим схилом*. Похил материкового схилу в середньому дорівнює 4°87', а в деяких місцях досягає 45°. З боку суходолу межу материкового схилу простежити неважко. Досить різкий перелом поверхні дна, який обмежує материковий шельф, одночасно є й верхньою межею крутого материкового схилу (як правило відлік проводиться від ізобати 200 м). Нижня межа материкового схилу виявлена менш чітко, її умовно проводять по глибинах 2500 м. За підрахунками Є. Коссіна, який брав за межі материкового схилу 200 і 2450 м, площа материкового схилу

становить 38,7 млн. км². В результаті останніх підрахунків В.О.Степанова, який обмежував материковий схил ізобатами 200 і 3000 м, він займає 54,9 млн.км².

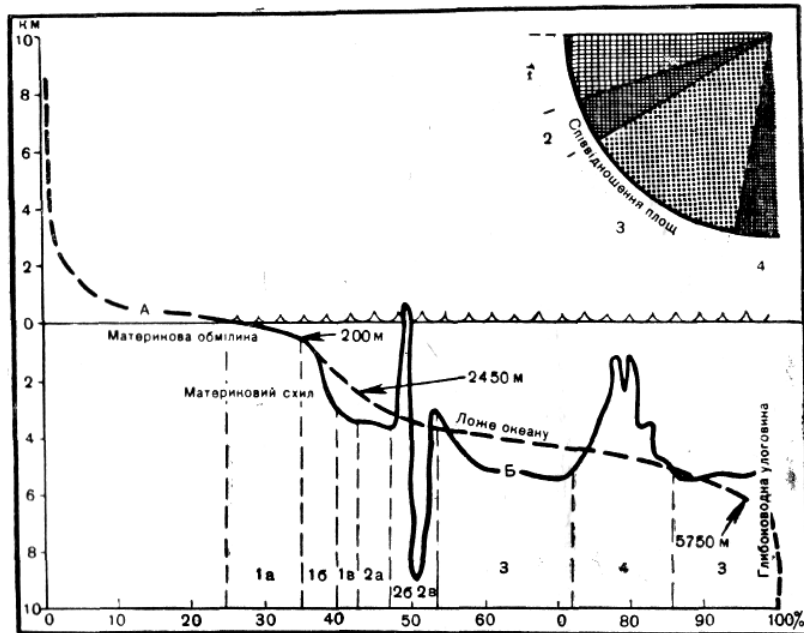


Рис.5. Гіпсографічна крива (А) і узагальнений профіль дна (Б)

У верхньому правому куті малюнка подано діаграму, яка показує співвідношення площ країни материків (1), перехідної зони (2), ложа океану (3), серединних океанічних хребтів (4). Материкова обмілина (1а), материковий схил (1б), материкове підніжжя (1в). Дно крайових улоговин (2а), острівна дуга (2б), глибоководний жолоб (2в). (за О. К. Леонт'євим)

Особливий інтерес на материковому схилі викликають жолоби. Як правило, вони поглиблюються від берега в море і здебільшого продовжують на материковому схилі міжгірні улоговини суші. Деякі жолоби простежуються і на материковій обмілині у вигляді підводних річкових долин та фіордів. Великий інтерес у вчених викликають підводні каньйони, їх виявлено майже по всьому периметру Світового океану. Так, материковий схил уздовж північно-східного узбережжя США порізаний каньйонами завглибшки до 2000 м. Близько п'ятдесяти з них починаються безпосередньо на материковій обмілині. Останнім часом досить добре вивчено каньйони біля берегів південної Каліфорнії, біля берегів Французької Рів'єри та Корсіки, а також поблизу гирла Конго та біля берегів Японії.

За материковим схилом (на глибинах, що перевищують 2500—3000 м) простягаються простори океанського ложа, порізаного підводними хребтами, улоговинами, глибоководними жолобами й горами. Ложе Світового океану, за яке Коссіна брав глибини понад 2450 м, займало, за його розрахунками, 294,9 млн.км². За даними В. М. Степанова, який бере за верхню межу ложа океану ізобату 3000 м, площа ложа Світового океану становить 277,2 млн.км².

Досягнення науковців у вивченні глибин Світового океану, в пізнанні рельєфу його дна такі великі, що виклад їх у повному обсязі неможливий. Розглянемо основні характеристики дна кожного океану.

Тихий океан – унікальний об'єкт нашої планети. Це найбільший з елементів поверхні Землі, який займає близько третини її поверхні і перевищує за площею всі континенти, разом узяті. Площа океану 179,679 млн. км², що становить майже половину всієї площі Світового океану. Водночас Тихий океан і найглибший. Саме тут знаходяться максимальні глибини Світового океану. Середня глибина океану 4282 м, що також значно більше за середню глибину інших океанів. Рельєф дна дуже складний; це виявляється в значних контрастах глибин і висот островів над дном. Перевищення Маріанських островів над дном прилеглого жолоба становить 11 500 м, а Гавайських островів — близько 10500 м (рис. 6).

Центр акваторії Тихого океану міститься приблизно поблизу о.Пасхи (Різдва). Океан обмежений материками: на заході — Євразією і Австралією, на сході — Північною і Південною Америкою, а на півдні — Антарктидою. Обриси його на сході та на півдні порівняно прості, на півночі та на заході ускладнені системами острівних дуг, що відокремлюють від океану ряд окраїнних морів. У межах відкритої частини океану розкидані численні, але невеликі за площею острови, згруповані здебільшого у витягнуті ланцюжки. Більшість островів відкритої частини Тихого океану лежить на захід від уявної лінії, що тягнеться від Гавайського архіпелагу до островів Туамоту і ділить океан приблизно навпіл.

Якби вдалося осушити Тихий океан, то перед нами постала б дивовижна країна. Насамперед вразила б величезна територія, зайнята порівняно рівним ложем, що проходить на глибинах від 4000 до 6000 м. Добре розвинутий шельф — підводні окраїни Азії, Австралії, Антарктиди, Південної і Північної Америки. Проте біля східних берегів шельфу або немає, або він являє І собою дуже вузьку смугу. На західному боці океану багато острівних гирлянд і невеликих морів з глибокими крайовими жолобами, які утворюють широку зону, що простяглася від Камчатки до Нової Зеландії.

Ланцюжок глибоководних жолобів, який супроводить гирлянду острівних дуг, по суті такий же безперервний, як і пасма гірських споруд острівних дуг, але морфологічний обрис жолобів у ряді місць не такий чіткий, як у гірських спорудах. Найчіткіше окреслені глибоководні жолоби: Алеутський (7 822 м), Курило-Камчатський (10 524 м), Японський (8 412 м), Ідзу-Бонінський (10 544 м), Маріанський (11 022 м), Яп (8 527 м), Палау (8 138 м), Нансей (7 507 м), Філіппінський (10 497 м), Бугенвіль (9 140 м), Ново-Гебрідський (7 570 м), Тонга (10 882 м) і Кермадек (10 047 м).

Ложе океану перетинає система кількох високих підводних гірських хребтів, які частково виступають своїми вершинами з води, утворюючи ланцюги островів.

Підводними хребтами ложе Тихого океану поділене на ряд улоговин: Північно-Західну, Північно-Східну, Східно-Маріанську, Західно-Каролінську, Східно-Каролінську, Меланезійську, Центральну, Беллінсгаузена, Чілійську, Перуанську, Панамську і Гватемальську. Дно улоговин має складний рельєф, який характеризується широким розвитком вулканічних

горбів та гір, зокрема плосковершинних (грайотів), вузьких жолобів-розломів, до яких приурочені максимальні глибини улоговин. У східній частині океану є маловивчені зони розломів, які простяглися на кілька тисяч кілометрів при ширині 100—200 км. Дно океану в межах розломів більш гористе, ніж у сусідніх районах, нерідко уздовж них тягнуться пасма великих вулканів. Вчені вважають, що в південній частині Тихого океану, де дно вивчене ще недостатньо, можливо будуть відкриті нові розломи.

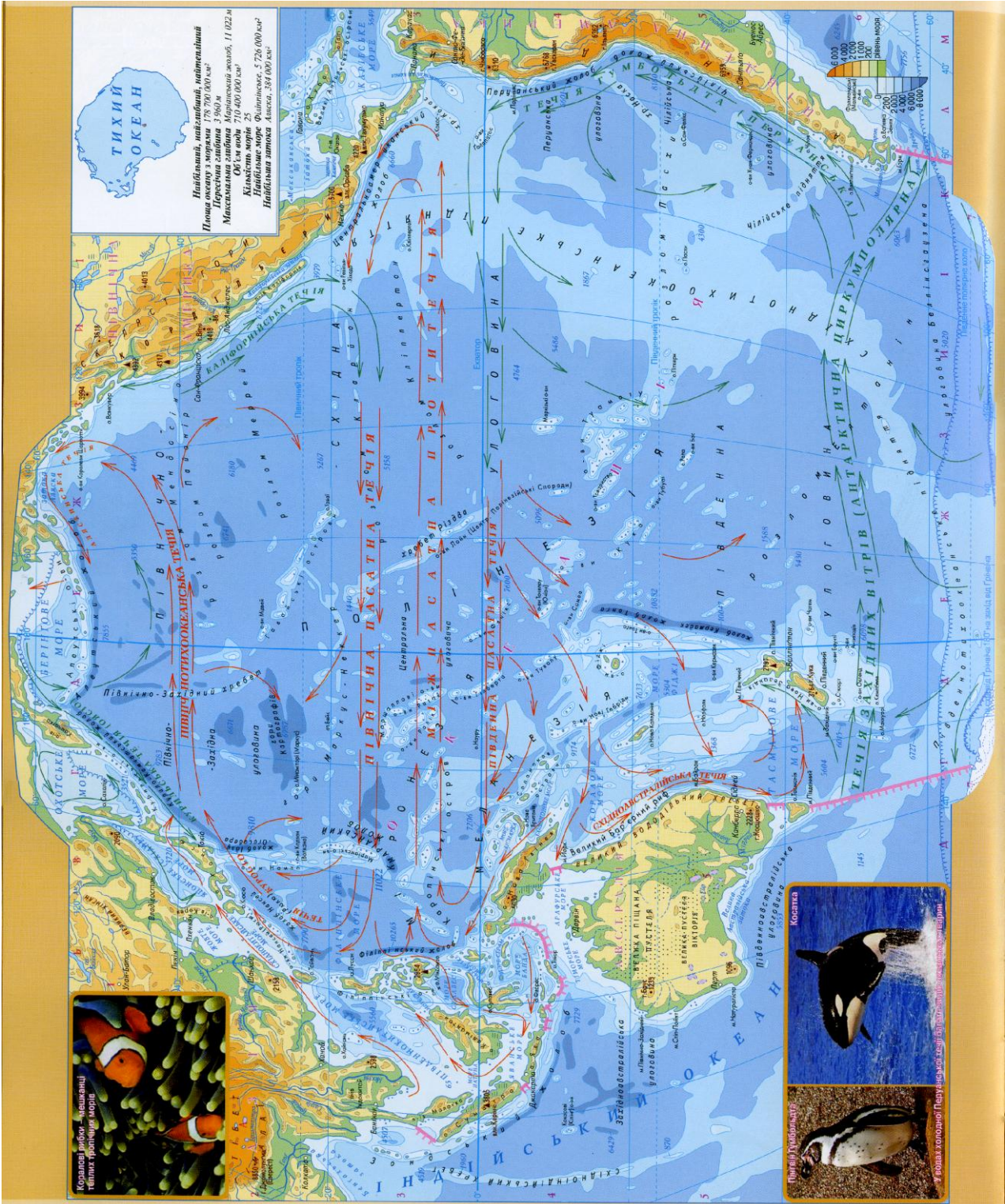


Рис.6. Тихий океан

Атлантичний океан — другий за величиною водний басейн нашої планети, його площа становить 93 363 млн.км² (25,9% від усієї площі Світового океану), з них 921 тис.км² припадає на моря. Так назвали океан стародавні греки по гірській країні Атлас, яку в той час вважали краєм Землі, де стояв міфічний титан Атлант, який підтримував плечима небесне склепіння. Середньовічні географи називали відому їм частину Атлантичного океану Північним морем. У XVI ст. голландський учений, творець морської карти Меркатор запропонував назву Атлантичний океан для його північної частини і Ефіопське море — для південної. Для всього океану назву запропонував голландський географ Б. Вареніус.

Атлантичний океан витягнувся гігантською S-подібною долиною, яка відокремлює Євразію і Африку від Північної та Південної Америки. Він найдовший — 15 тис. км — по 30° з. д. Ширина океану між Норвегією і Лабрадором — 2621 км, між Мексікою і Гібралтарською протокою — 9450 км, а від Південної Америки до Африки — 2834 км (рис. 7).

Береги Атлантики мають дуже характерну особливість, причина якої ще й досі остаточно не з'ясована. В обрисах західного і східного узбережжя океану чітко спостерігається збіг (гомологія): виступам Південної Америки відповідають виїмки Африки, і навпаки. Це особливо помітне в екваторіальній зоні.

На основі численних вимірювань глибин складено батиметричні карти океану, що дають докладне уявлення про рельєф його дна. Посередині океану від Ісландії до 55° пд. ш. тягнеться гігантська гірська система. Підводний хребет займає близько третини всієї поверхні дна океану. Щодо протяжності він не має собі рівних на материках. Ця підводна споруда така велика, що якби її прибрати, то рівень Світового океану знизився б на кілька десятків метрів. Цікаво відзначити, що вісь хребта майже на всій протяжності проходить на однаковій відстані від материкових схилів обох боків океану. Через те він і дістав назву «Серединно-Атлантичного хребта». Складається хребет з безлічі лінійно витягнутих вулканічних плато, великих підводних гір і вулканів. На екваторі Серединно-Атлантичний хребет розірваний вузьким серповидним жолобом Романш з найбільшою виявленою глибиною 8840 м. Ширина хребта коливається від 500 до 1400 км при висоті над навколишнім ложем океану 3500-4000 м. В окремих місцях він виходить на поверхню у вигляді островів: Азорських, Вознесіння, Тристан-да-Кунья, Буве тощо.

Вчені зазначають, що в межах хребта є активний центр тектонічної діяльності, який супроводиться сильним вулканізмом. Результатом активної вулканічної діяльності, очевидно, є бокові відгалуження хребта. Таким є Бермудське підняття, плато Ріо-Гранде. Тепер ці підняття сейсмічне малоактивні.

Хребет ділить ложе океану на дві великі улоговини — Західну і Східну. Перша — глибша — поділяється в свою чергу на чотири улоговини з глибинами понад 5000 м: Північно-Американську, Гвіанську, Бразильську та

Аргентинську. Як уже вказувалося, найбільша глибина Атлантичного океану (8440 м) знаходиться в південній частині, в жолобі Пуерто-Ріко. Крім цього жолоба, в океані є глибоководна депресія вздовж Південних Сандвічевих островів з найбільшою глибиною 8264 м, виміряною ще в 1926 р.



Рис. 7. Атлантичний океан

З Західною улоговиною Атлантики пов'язана найбільша катастрофа сучасного підводного флоту. 10 квітня 1963 р. в 400 км на схід від Бостона пішов на дно американський атомний підводний човен «Трешер», забравши з собою в пучини океану 129 моряків і робітників судноремонтного заводу.

Менш глибока Східна улоговина поділяється ще на вісім улоговин: Західно-Європейську, Іберійську, Канарську, Зеленого Мису, Гвінейську, Ангельську, Капську та Агульяс (більша частина останньої лежить у Індійському океані). У південній частині Атлантичного океану розміщені Південно-Антільська та Африкано-Антарктична улоговини.

На дні ложа океану виявлено багато підводних гір.

Значний інтерес становить зона між ложем океану і материковим схилом. Це хвиляста рівнина з незначним похилом у бік океану. Останнім часом тут геофізичними методами дослідження виявлено зниження, що нагадують глибоководні жолоби, які обмежують острівні дуги в Тихому та Індійському океанах. Материкова обмілина в Атлантиці найбільша в північно-східній, північно-західній та південно-західній частинах. Всього вона займає не менше 6% загальної площі дна. В її межах переважають рівнинні ділянки. Проте є і значні нерівності біля Лабрадору, Гренландії, Норвегії, Антарктиди. Тут поверхня шельфу розчленована великими виступами дна, глибокими долинами. Очевидно, це результат впливу льодовикових епох минулого. У тропічній частині Атлантики, в межах материкової обмілини, нерідко трапляються нерівності дна, утворені кораловими рифами.

Індійський океан посідає третє місце серед водойм нашої планети, його площа 74 917 млн.км² (20,7% всього Світового океану), в тому числі 1 474 млн. км² припадає на моря. Берегова лінія має незначну порізаність.

Ще відносно недавно про Індійський океан говорили, що його дно люди знають гірше, ніж поверхню Місяця. В останні роки встановлено що рельєф дна цього океану має складну будову. Численні гірські хребти й підняття різної довжини та ширини займають дно Індійського океану (рис.8). Багато з них мають рифтові долини, у їх межах часто виявлені епіцентри землетрусів. Гребені деяких хребтів місцями дуже близько (до 18 м) піднімаються до поверхні океану, а іноді виступають з води, утворюючи масиви островів (Лаккадівські, Мальдівські, Сейшельські, Кергелен, Чагос тощо). Ложе океану поділене системою цих хребтів на кілька великих улоговин: Оманську, Аравійську, Сомалійську, Маскаренську, Центральну, Мозамбікську, Африкано-Антарктичну Мадагаскарську, Північно-Австралійську, Західне Австралійську, Південно-Австралійську, Австрало-Антарктичну та ін. З них найбільші – Центральна, Сомалійська, Аравійська, Західно-Австралійська. Максимальна глибина Індійського океану – 7450 м. її виявлено в Яванському жолобі приблизне 111° сх. д. та 11° пд. ш.

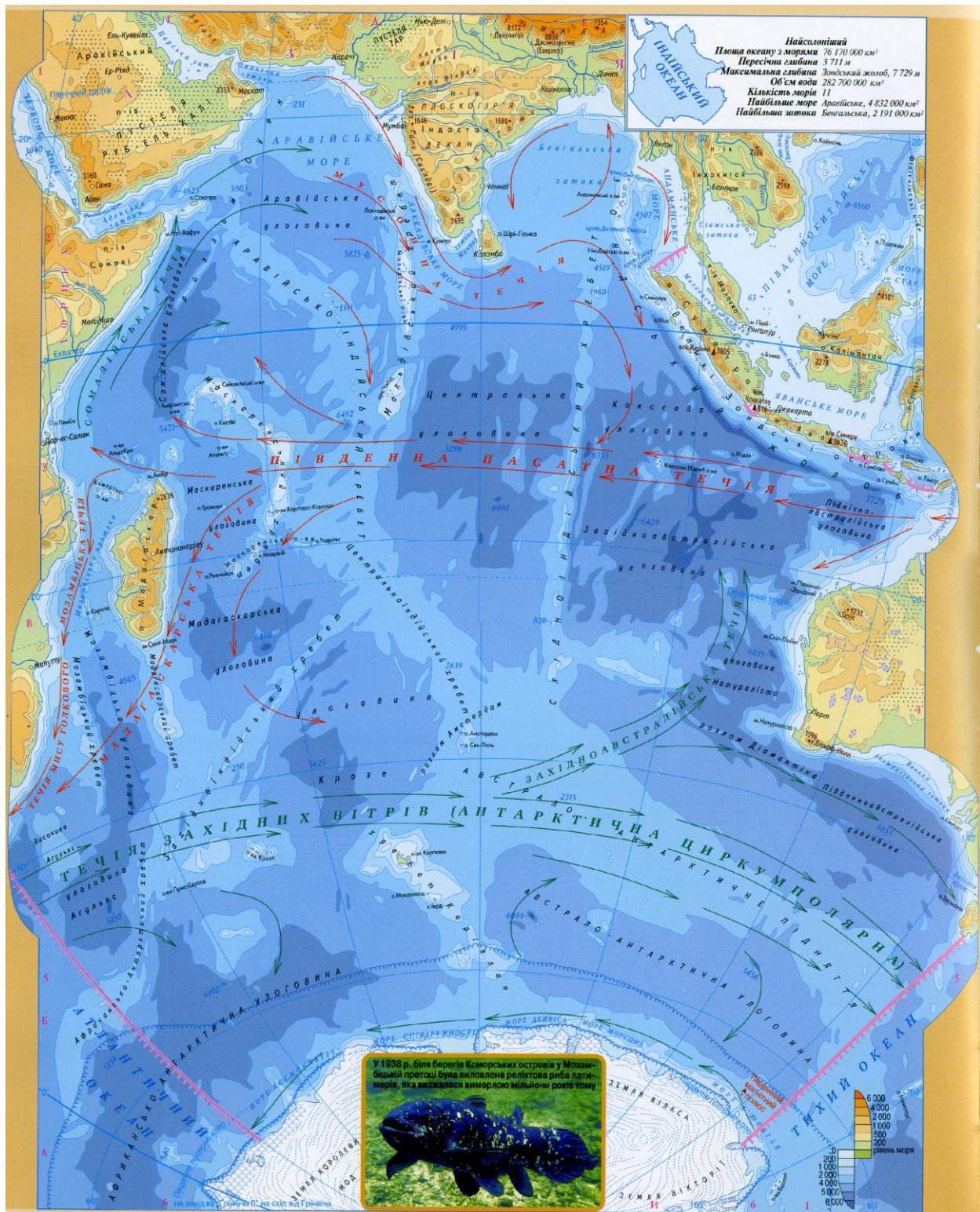


Рис.8. Індійський океан

Північний-Льодовитий океан — найменший з усіх океанів. Його площа трохи перевищує 13 млн.км², з них на моря припадає 8,065 млн.км². Цей океан найменш глибокий. Глибини до 200 м у ньому займають 37,4% всієї його території а більші глибини (понад 3000 м) становлять лише 13,5% площі. Берегова лінія дуже порізана. В океані багато островів загальна площа яких близько 4 млн. кв. км. Цікаво, що всі острови материкового походження і лежать на материковій обміліні (рис. 9).

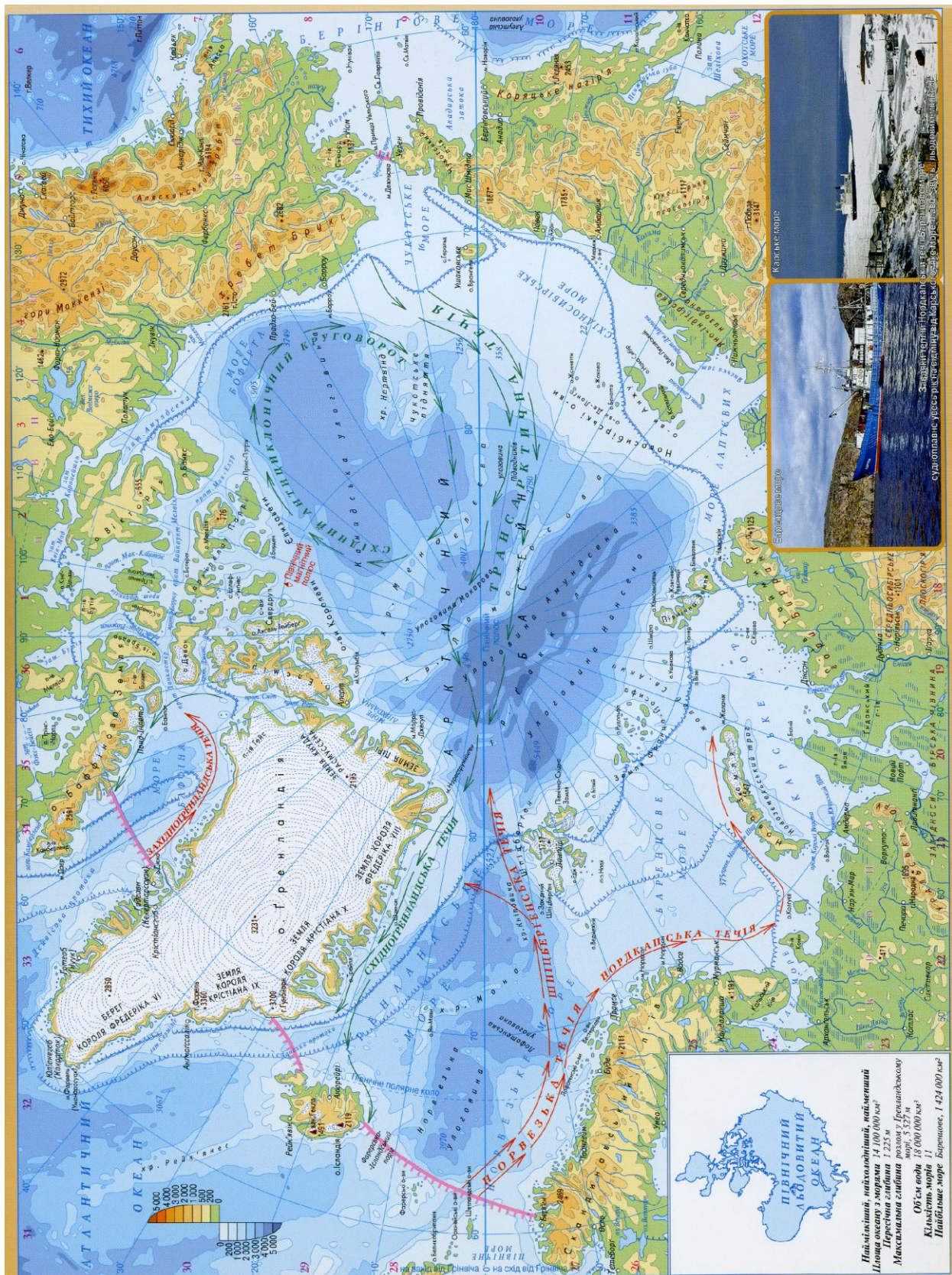


Рис.9. Північний-Льодовитий океан

Довгий час про рельєф дна цього океану панувала точка зору Нансена, згідно з якою його басейн уявляли глибоководною улоговиною, що нагадує велику чашу з крутими схилами й плоским дном. Однак пізніші вимірювання глибин радянськими дослідниками спростували це твердження. Початок

глибоководним дослідженням у Північному Льодовитому океані поклала відважна четвірка папанінців у 1937-1938 рр. під час першого в світі дрейфу наукової станції Північний полюс. Слідом за ними, але в ширших масштабах глибоководні вимірювання в Арктичному басейні виконали учасники героїчного дрейфу криголамного пароплава «Георгий Седов» (1937-1940 рр.). Вимірювання седовців виявило глибину океану 5220 м, яка в науковій літературі дістала назву улоговини «Седова». Принципово новий етап в картографії Арктичного басейну розпочався з 1948 р. з часу початку робіт радянських високоширотних повітряних експедицій, які здійснювали посадки літаків на пакову кригу. У місцях таких посадок велися наукові спостереження, зокрема й вимірювання глибин. Одним із загонів цих експедицій у квітні 1948 р. в приполюсному районі несподівано було виявлено малу для центральної частини океану глибину — 1290 м. Це та інші вимірювання свідчили про значні підняття океанічного дна.

Аналізуючи всі дані про глибини океану, дослідники на чолі з відомим вченим-полярником Я. Я. Гаккелем дійшли висновку, що малі глибини свідчать про наявність підводного хребта. Здогади вчених з часом блискуче підтвердилися. Так, було відкрито підводний трансарктичний хребет, що простягнувся між Євразією і Північною Америкою, його названо ім'ям російського ученого М. В. Ломоносова. Подальші вимірювання, проведені радянськими дрейфуючими станціями та високоширотними експедиціями, дедалі більше уточнювали напрям, межі та характер будови хребта. Значний внесок в його вивчення зробили і вчені США.

Інтенсивні дослідження Арктичного басейну швидко збагатили знання про рельєф дна Північного Льодовитого океану. При цьому відкриття відбувались в такому темпі, що відомості про них не встигали своєчасно поширюватись. Внаслідок цього деякі підводні хребти й улоговини отримали різні назви: російську і американську. Для їх уніфікації в СРСР і США були створені спеціальні групи вчених і було вироблено єдину думку про класифікацію назв окремих частин рельєфу дна Арктичного басейну, під якою відносять навколополюсний район, обмежений материковим схилом.

Хребет Ломоносова простягається на 1800 км і має ширину від 60 до 200 км, є найбільш грандіозною гірською спорудою Північного Льодовитого океану. Він має круті схили, але порівняно вирівняну вершинну поверхню з мінімальними глибинами над нею — від 1650 до 960 м. Хребет ділить океан на два різні за будовою земної кори та іншими ознаками суббасейни: Амеразійський та Євразійський.

Крім хребта Ломоносова, на дні Північного Льодовитого океану виявлено й інші підняття. Важливим елементом рельєфу Євразійського суббасейну, наприклад, є хребет Гаккеля, що поділяє суббасейн на улоговини Нансена і Амундсена. Цікавою є історія відкриття цього підводного хребта, довжина якого перевищує 1000 км. Євразійську частину Арктичного басейну ще зовсім недавно уявляли як однорідну западину з середніми глибинами до 4000 м. У 1957 р. радянські дослідники відкрили в улоговині Нансена кілька конусоподібних гір вулканічного походження з глибинами над ними від 1027

до 2988 м. А через деякий час радянський географ Я. Я. Гаккель висловив припущення про існування в Північному Льодовитому океані серединно-океанічного хребта, що йде з Атлантики. Цю заяву було зроблено на підставі аналізу даних геофізичних досліджень та вимірювання глибини. Окремі характерні глибини Я.Я. Гаккель пов'язував з типовими для серединно-океанічних хребтів вершинами гір та глибокими долинами. Пізніше до цієї ідеї прийшли й американські дослідники.

Хребет Гаккеля, як назвали його учені, має вулканічну природу з типовим для утворень такого роду поздовжньою розчленованістю і так званою осью рифтовою зоною. Ця зона являє собою дуже глибоку долину, і гори навколо неї мають яскраво виявлений характер. Подекуди глибини від кількох сотень метрів над вершинами гір різко падають до 5000 м у рифтовій долині.

Для Північного Льодовитого океану характерним є розвиток материкової обмілини (від горла Білого моря до шельфу Землі Франца-Йосифа приблизно 1750 км). Вона звужується до півострова Таймир і знову ширшає до Чукотського моря, досягаючи на північ від Берінгової протоки 1450 км. Широкі шельфи та окраїнні моря (Баренцове, Карське, Лаптевих, Східно-Сибірське та Чукотське) свідчать про недавній повільний прогин суші. Сейсмічні дослідження підтверджують, що дно всіх цих ділянок має континентальну структуру. Водночас ложе глибоководних районів океану, морів Бофорта, Норвезького і Гренландського складене океанічною корою.

Іноді як окремий океан виділяється Південний Льодовитий. Межі океану встановлювалися умовно по лінії, що сполучає південні кінці материків Південної Америки, Африки, Австралії та островів Тасманії й Нової Зеландії, по Південному полярному колу, по паралелі 60° або 55° пд. ш. і його площа визначається приблизно у 70 млн. кв. км.

Тепер стали добре відомі контури материкової обмілини довкола Антарктиди. В деяких місцях над значною частиною шельфу виявлені льодовики, які носять назву шельфових. Подекуди вони вкривають більшу частину материкової обмілини, а в районі між бельгійською станцією Король Бодуен і радянською Лазарев шельфовий льодовик нависає над верхньою частиною материкового схилу. Антарктичний шельф опущений до 500 м — більш ніж удвічі глибше від інших материків. Таке глибоке положення материкової обмілини зумовлене тривалим опусканням Антарктичного континенту внаслідок гігантського льодового навантаження. Підраховано, що Антарктида від ваги криги опустилася майже на 700 м.

Материковий схил Антарктиди крутіший, ніж в інших місцях Світового океану. Він має дуже складний характер і поки що мало вивчений. За уточненими даними визначено контури підводних хребтів, гір і улоговин, розташованих на дні вод, що омивають Антарктиду, Так, у окремих районах, у центрі улоговини поблизу мису Голкового, наприклад, серед глибин понад 5000 м відкрито височину завширшки від 55 до 240 км з двома вулканічними горами. Вони мають назви радянських кораблів — банка «Обь» і банка «Лена».

Південна полярна область є гігантським холодильником, а антарктичні води — постачальником холодних водних мас, які заходять проникають на північ, їх виявлено на великих глибинах в Атлантиці та в Тихому океані на північ від екватора. Ці води далеко проникають і в Індійський океан.

Завдяки останнім спостереженням вдалося виявити основні риси циркуляції вод Антарктичного басейну. Давно відомо про існування потужної колової антарктичної течії — Великого східного дрейфу, або Течії західних вітрів. Вважалось, що вона зумовлена західними вітрами. Але, можливо, ця течія виникла від похилу рівня дна океану, що залежить від сил тяжіння, оскільки вітер не може створити досить потужної і стійкої за глибиною течії по всій товщі океану.

Плаваючі крижані гори – айсберги – характерна ознака Антарктичного басейну. Вони утворюються з материкового льоду і заходять на північ значно далі, ніж морська крига. У грудні 1965 р. на рейді станції Молодіжної виявили гігантський айсберг довжиною 160 км і шириною 72 км. Очевидно, такі великі айсберги відламуються від шельфових льодовиків, коли проходять особливо потужні циклони.

Відомості про загальну площу Світового океану та його окремих частин досить точні. Щоб мати дані про об'єм океанських вод, необхідно знати, крім характеристик площ, середню глибину Світового океану та окремих його частин. Уперше достовірні дані про середню глибину Світового океану та його окремих частин, а також про об'єм води добув Д. Меррей. Пізніше підрахунки робили й інші вчені.

3.3. Фізико-хімічні властивості океанічної води

Солоність. Океанічна вода складається за вагою із 96,5% чистої води і менше ніж на 4% із розчиненої в ній солей, газів і зважених нерозчинених частинок. Присутність порівняно невеликої кількості різних речовин надає їй істотні відмінності від інших природних вод.

Всього в воді Океану виявлено в розчиненому стані 77 хімічних елементів. Вважають, що в ній розчиненні всі наявні в природі речовини, але через дуже незначну концентрацію вони не можуть бути виявлені. Відрізняють основні компоненти солоності океанської води (Cl, Na, Mg, Ca, K і ін.) і другорядні, які містяться в малих кількостях (серед них золото, срібло, мідь, фосфор, йод і ін.).

Дивна особливість вод Океану – її постійний сольовий склад. Причиною цього може бути безперервне перемішування вод Світового океану, але не можна вважати це пояснення вичерпним.

Загальна кількість солі, яка міститься в воді Світового океану, $48 \cdot 10^{15}$ т. Цієї кількості солі достатньо, щоб покрити нею всю поверхню Землі шаром у 45 м, а поверхню суходолу – шаром у 153 м.

При дуже малому вмісті срібла (0,3 мг в 1 м^3) загальна його кількість в воді Океану в 20000 разів більша, ніж кількість срібла, яка видобута людьми за весь історичний період. Золото міститься в океанічній воді в кількості 0,006 мг в 1 м^3 , при цьому загальна його кількість досягає 10 млрд. т.

За складом солей океанічна вода значно відрізняється від річкової води (табл. 6)

Таблиця 6

Склад солей в океанічній і річковій водах

Складові частини	Вміст солей в відсотках від їх загальної маси	
	в океанській воді	в річковій воді
Хлориди	88,7	5,2
Сульфати	10,8	9,9
Карбонати	0,3	60,1
Поєднання азоту, фосфору, кремнію і органічні речовини	0,2	24,8

В океанічній воді найбільше (27 г на 1 л води) кухонної солі (NaCl), тому вода Океану солоніша на смак; солі магнію (MgCl₂, MgSO₄) надають їй гірко-присмаку.

Суттєва відмінність співвідношення солей у воді Океану і в річковій воді не можуть не здаватися дивними, тому що річки безперервно виносять солі в Океан.

Вважається, що сольовий склад вод Океану, які виділились із надр землі, пов'язаний з їх походженням. Океанські води виділились вже з певною солоністю, і в подальшому збалансувався певний сольовий склад. Кількість солей, що виносяться річками певною мірою врівноважується їх витратами. Певне значення у витратах солей мають залізо-марганцеві конкреції, винесення солей вітром і, звичайно, діяльність організмів, які отримують солі (перш за все солі кальцію) із води Океану на формування скелетів і раковин. Скелети і раковини відмерлих організмів частково розчиняються в воді, а частково формують донні відклади, випадаючи таким чином із кругообігу речовини.

Рослинні і тваринні організми, що мешкають в Океані, поглинають і концентрують в своєму тілі різноманітні речовини, які знаходяться в воді, зокрема такі, які людина ще не може виявити. Особливо енергійно поглинається кальцій та кремній.

Водорості щорічно поглинають мільярди тонн вуглецю і виділяють мільярди тонн кисню. Вода проходить через зябра риб під час дихання, багато тварин, відфільтровуючи їжу, пропускають через шлунково-кишковий тракт велику кількість води, всі тварини захоплюють воду разом з їжею. Вода Океану так чи інакше проходить через організми тварин і рослин, і цим в значній мірі визначається її сучасний сольовий склад.

Середня солоність вод Світового океану становить 35‰ (35 г солей на 1 л води). Зміни солоності викликані змінами в приходно-витратному балансі солей та прісної води.

Солі надходять в Океан разом з водою, що стікає з суходолу, надходить або втрачається внаслідок водообміну з сусідніми ділянками Океану, виділяються або витрачаються внаслідок різноманітних процесів, що відбуваються в воді.

Постійне надходження в Океан солей із суходолу повинно було б викликати поступове збільшення солоності його води. Якщо це дійсно відбувається, то так повільно, що залишається непоміченим.

Солоність вод Світового океану неоднакова, головною причиною є зміна балансу прісної води. Опади на поверхні Океану, стік із суходолу, танення льодів викликають зменшення солоності; випаровування, утворення льоду, навпаки, підвищують її. Надходження води із суходолу помітно впливає на солоність біля берегів і особливо поблизу впадання річок.

Оскільки солоність на поверхні Океану в його відкритій частині залежить загалом від співвідношення опадів і випаровування (тобто від кліматичних умов), то в її розподілі простежується широтна зональність, що видно на карті *ізогалін* – ліній, що з'єднують точки з однаковою солоністю. В екваторіальних широтах поверхневі шари води дещо опріснені (34-35‰), що пояснюється незначним переважанням кількості опадів над випаровуванням. В тропічних і субтропічних широтах солоність поверхневих шарів підвищена і досягає максимуму для поверхні відкритого Океану (36-37‰). Це пояснюється тим, що витрати води на випаровування не компенсуються опадами. Океан при цьому втрачає вологу, а солі залишаються. На північ і на південь від тропічних широт солоність океанічних вод поступово зменшується до 33-32‰, що пояснюється зменшенням випаровування і збільшенням кількості опадів. Зменшення солоності на поверхні Океану сприяє таненню плавучого льоду. Широтну зональність в розподілі солоності поверхневих вод Океану порушують течії. Теплі течії підвищують солоність, холодні, навпаки, знижують її (рис. 10).

СЕРЕДНЬОРІЧНА СОЛОНІСТЬ ВОДИ НА ПОВЕРХНІ СВІТОВОГО ОКЕАНУ

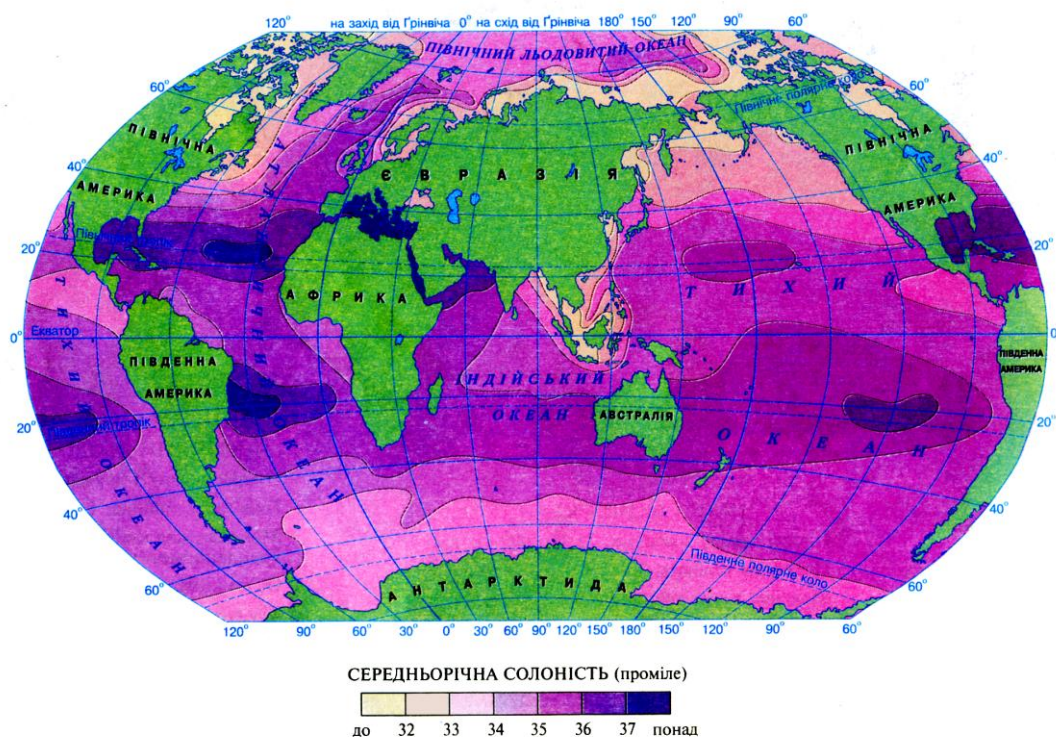


Рис.10. Солоність поверхневих вод Світового океану, ‰

Середня солоність поверхневих вод океанів різна. Найбільшу середню солоність має Атлантичний океан (35,4‰), найменшу – Північний Льодовитий (32‰). Підвищена солоність Атлантичного океану пояснюється впливом материків та його відносною звуженістю. В Північному Льодовитому океані знижена солоність пояснюється опріснюючою дією сибірських річок (біля берегів Азії солоність до 20‰) (табл. 7).

Таблиця 7

Середня солоність на поверхні океанів, ‰.

Океан	Північна півкуля	Південна півкуля
Атлантичний	35,8	35,0
Тихий	34,6	35,1
Індійський	35,0	34,7

Так як зміни солоності пов'язані загалом з приходно-витратним балансом води, вони добре виражені тільки в поверхневих шарах, які безпосередньо отримують (опаді) і витрачають (випаровування) воду, а також в шарі перемішування. Перемішування охоплює товщу води потужністю до 1500 м. На більших глибинах солоність вод Світового океану залишається незмінною (34,7-34,9‰). Характер змін солоності залежить від умов, що визначають солоність на поверхні. Виділяють чотири зміни солоності в Океані по вертикалі: I – екваторіальний, II – субтропічний, III – помірний, IV – полярний.

I. В екваторіальних широтах поверхневі шари води дещо опріснені, солоність з глибиною зростає, досягаючи максимуму на глибині 100 м, де до екватора із тропічної частини Океану надходять більш солоні води. Глибше 100 м солоність знижується, і з глибини 1000-1500 м стає майже постійною.

II. В субтропічних широтах солоність швидко зменшується до глибини 1000 м і потім залишається постійною.

III. В помірних широтах солоність з глибиною залишається практично незмінною.

IV. В полярних широтах солоність на поверхні Океану найнижча, з глибиною вона спочатку швидко збільшується, а потім, приблизно з глибини 200 м, майже незмінна.

Солоність води на поверхні морів може значно відрізнятись від солоності води у відкритій частині Океану. Вона також визначається перш за все балансом прісної води і, відповідно, залежить від кліматичних умов. Моря зазнають істотного впливу суходолу, який омивається ними, значно більшою мірою ніж Океан. Чим глибше море врізається в суходіл, тим менше воно пов'язане з Океаном і його солоність буде більше відрізнятись від середньої океанської.

Моря в полярних і помірних широтах мають позитивний баланс води, і тому солоність на їхній поверхні знижена, особливо біля гирл річок. Моря в субтропічних і тропічних широтах, оточені суходолом з малою кількістю річок, мають підвищену солоність. Велика солоність Червоного моря (до 42‰) пояснюється його положенням серед суходолу, в умовах жаркого,

посушливого клімату. Опадів на поверхню моря випадає всього 100 мм на рік, стік із суходолу відсутній, а випаровування становить 3000 мм на рік. Водобмін з Океаном відбувається через вузьку Баб-ель-Мандебську протоку.

Підвищена солоність Середземного моря (до 39‰) є результатом того, що стік із суходолу і опади не компенсують випаровування, водобмін з Океаном обмежений. В Чорному морі (18‰), навпаки, випаровування майже компенсується стоком (річний шар стоку 800 мм), і опади роблять баланс води позитивним. Відсутність вільного водобміну з Мармуровим морем сприяє збереженню зниженої солоності Чорного моря.

У Північному морі, яке знаходиться з одного боку під впливом Океану, з іншого – сильно опрісненого Балтійського моря, солоність зростає з південного сходу на північний захід з 31 до 35‰. Всі окраїнні моря, тісно пов'язані з Океаном, мають солоність наближену до прилеглої частини Океану. В прибережних частинах морів, особливо біля гирл річок, вода в значній мірі опріснена і часто має солоність всього декілька проміле.

Таблиця 8

Середні величини солоності води в Світовому океані за типами змін її по вертикалі в ‰ (за В.М. Степановим)

Назва типу	Глибина							
	0	50	100	150	200	300	400	500
Полярний	32,3	32,9	33,9	34,3	34,5	34,7	34,7	34,8
Субполярний	33,5	33,6	33,7	33,9	34,0	34,1	34,2	34,2
Помірно тропічний	35,6	35,5	35,4	35,3	35,5	34,9	34,7	34,6
Тропічний	35,4	35,4	35,6	35,6	35,1	35,2	34,9	34,8
Екваторіальний	34,3	34,8	35,1	35,1	35,0	35,1	35,0	34,8
Індомалайський	33,7	34,0	34,7	34,9	35,9	35,0	35,0	35,0
Присередземно-морський	36,3	36,2	36,1	35,9	35,7	35,8	35,8	35,8
Північноатлантичний	35,5	35,7	35,7	35,7		35,6	35,5	35,4
Назва типу	Глибина							
	600	800	1000	1500	2000	3000	4000	5000
Полярний	34,8	34,8	34,8	34,8	34,8	34,8	34,8	34,8
Субтропічний	34,3	34,4	34,4	34,6	34,6	34,7	34,7	34,7
Помірно тропічний	34,5	34,4	34,4	34,6	34,6	34,7	34,7	34,7
Тропічний	34,6	34,6	34,6	34,6	34,7	34,8	34,7	34,7
Екваторіальний	34,7	34,6	34,6	34,7	34,8	34,8	34,8	34,8
Індомалайський	34,9	34,9	34,9	34,8	34,8	34,8	34,8	34,8
Присередземно-морський	35,7	35,5	35,4	35,2	35,0	34,9	34,8	34,8
Північноатлантичний	35,3	35,1	35,0	35,0	35,0	34,9	34,9	34,8

Зміна солоності з глибиною в морях залежить від солоності поверхневих шарів і пов'язаного з нею водообміну з Океаном (або сусіднім морем) (табл. 8).

Якщо солоність моря менша, ніж солоність Океану (сусіднього моря) біля протоки, що з'єднує їх, океанська вода з більшою густиною проникає через протоку в море і опускається, заповнюючи його улоговину. В цьому випадку солоність в морі з глибиною зростає. Якщо море солоніше, ніж сусідня частина Океану (моря), вода протокою рухається в придонних шарах в напрямку Океану, по поверхні в напрямку моря. Поверхневі шари набувають солоності і температури, властиві морю в цих фізико-географічних умовах. Солоність придонних вод відповідає солоності поверхневих шарів в період найбільш низьких температур.

Різні випадки зміни солоності з глибиною можна побачити на прикладі Середземного, Мармурового і Чорного морів. Середземне море має більшу солоність, ніж Атлантичний океан. В Гібралтарській протоці (глибина 360 м) існує глибинна течія з моря в Океан. Середземноморська вода від порога протоки опускається, створюючи на певній глибині в Океані поблизу порогу область підвищеної солоності. По поверхні в протоці океанська вода рухається в напрямку моря.

Солоність води біля дна Середземного моря на всій його протяжності становить 38,6‰, в той час як на поверхні вона змінюється від 39,6‰ в східній частині до 37‰ – в західній. Відповідно в східній частині солоність з глибиною зменшується, в західній – збільшується.

Мармурове море розташоване між двома морями, більш солоним Середземним і менш солоним Чорним. Солоність середземноморська вода, проникаючи через Дарданелльську протоку, заповнює глибини моря, і тому солоність біля дна становить 38‰. Чорноморська вода, рухаючись по поверхні, надходить в Мармурове море через протоку Босфор і опріснює воду поверхневих шарів до 25‰.

Чорне море порівняно сильно опріснене. Тому вода середземноморського походження надходить з Мармурового моря в Чорне по дну Босфору і, опускаючись, заповнює його глибини. Солоність води в Чорному морі з глибиною збільшується від 17-16 до 22,3‰.

У водах Світового океану міститься величезна кількість цінної хімічної сировини, використання якої ще досить обмежене.

Гази в воді Океану. В воді Океану розчинені гази. Це головним чином кисень, азот, вуглекислий газ, а також сірководень, аміак, метан. Вода розчиняє гази атмосфери, гази виділяються внаслідок хімічних і біологічних процесів, приносяться водами суші, надходять в воду Океану під час підводних вивержень вулканів. Перерозподіл газів в воді відбувається внаслідок перемішування. Завдяки високій розчинній здатності води, Океан впливає на хімічний склад атмосфери.

Азот присутній в Океані всюди, причому його вміст майже не змінюється, так як він погано вступає в сполуки і мало використовується. Деякі інфільтруючі бактерії перетворюють його в нітрати і аміак.

Кисень надходить в Океан із атмосфери і виділяється під час процесів фотосинтезу. Витрачається він в процесі дихання, на окислення різних речовин, виділяється в атмосферу. Розчинність кисню в воді визначається його температурою і солоністю. Внаслідок нагрівання поверхні Океану (весна, літо) вода віддає кисень атмосфері, при охолодженні (осінь, зима) поглинає його із атмосфери. В океанічній воді кисню менше, ніж в прісній (табл. 9).

Так як інтенсивність процесів фотосинтезу залежить від ступеня освітлення води сонячними променями, кількість кисню в воді коливається протягом доби, зменшуючись з глибиною. Глибше 200 м світла дуже мало, але потім, на великих глибинах (> 1800 м), в результаті циркуляції океанічних вод знову збільшується.

Вміст кисню в поверхневих шарах води (100-300 м) від екватора до полюсів зростає: на широті 0°–5 см³/л, на широті 50°-8 см³/л. вода теплих течій бідніша на кисень, ніж вода холодних течій.

Наявність кисню в воді Океану – необхідна умова розвитку в ньому життя.

Таблиця 9

Вміст кисню в океанічній воді за різної температури і солоності (см³/л).

Температура, °С	Солоність, ‰					
	0	10	20	30	35	40
-2	10,88	10,19	9,50	8,81	8,47	8,12
0	10,29	9,65	9,00	8,36	8,04	7,72
10	8,02	7,56	7,09	6,63	6,41	6 18
20	6,57	6,22	5,88	5,52	5,35	5,17
30	5,57	5,27	4,95	4,95	4,50	4,34

Вуглекислий газ, на відміну від кисню і азоту, знаходиться в воді Океану головним чином в зв'язаному стані – в вигляді вуглекислих поєднань (карбонатів і бікарбонатів). Він потрапляє в воду із атмосфери, виділяється під час дихання організмів і розкладанні органічних речовин, надходить із земної кори внаслідок підводних вивержень. Як і кисень, вуглекислий газ розчиняється в холодній воді. З підвищенням температури вода виділяє вуглекислий газ в атмосферу, а із зниженням температури вона поглинає його. В воді Океану розчиняється значна частина вуглекислого газу атмосфери. Запаси вуглекислого газу в Океані складають 45-50 см³ на 1 л води. Достатня його кількість – обов'язкова умова життєдіяльності організмів.

В воді морів наявність газів може істотно відрізнятись, ніж у воді океанів. В морях, глибини яких не збагачуються киснем, накопичується сірководень. Це відбувається в результаті діяльності бактерій, які використовують для окислення поживних речовин в анаеробних умовах кисень сульфатів. Нормальне органічне життя в сірководному середовищі не розвивається.

Прикладом моря, глибини якого заражені сірководнем, може бути Чорне море. Збільшення густини води з глибиною забезпечує в Чорному морі рівновагу водної маси. Повного перемішування води в ньому не відбувається, кисень з глибиною поступово зникає, вміст сірководню збільшується, досягаючи біля дна $6,5 \text{ см}^3$ на 1 л води.

Неорганічні і органічні сполуки, які містять необхідні організмам елементи, називаються поживними речовинами. Розміщення в Океані поживних речовин і енергії (сонячного випромінювання) визначає розміщення і продуктивність живих речовин.

Густина води Океану¹ з збільшенням солоності завжди підвищується, оскільки зростає вміст речовин, які мають більшу, ніж вода, питому вагу. Збільшенню густини поверхневих вод Океану сприяє охолодження, випаровування і утворення льоду. Із збільшенням густини води виникає явище конвекція. Внаслідок нагрівання, а також змішування солоної води з водою атмосферних опадів і талою водою густина її знижується.

На поверхні Океану спостерігається зміна густини в межах від 0,996 до 1,083. В відкритому Океані густина, як правило, залежить від температури і тому від екватора до полюсів зростає. З глибиною густина води в Океані також збільшується.

Тиск. На кожний квадратний сантиметр поверхні Океану атмосфера тисне приблизно з силою 1 кг (одна атмосфера). Такий самий тиск на таку саму площу чинить стовп води висотою всього 10,06 м. Можна вважати, що на кожні 10 м глибини тиск збільшується на 1 атмосферу. Якщо врахувати, що вода з глибиною ущільнюється, виявиться, що тиск на глибині 10000 м дорівнює 1119 атмосферам. Всі процеси на великій глибині, відбуваються під сильним тиском, але це не заважає розвитку життя в глибинах Океану.

Прозорість води Океану². Променева енергія Сонця, яка проникає в товщу води, розсіюється і поглинається. Від ступеня її розсіювання і поглинання, залежить прозорість води. Так як кількість суміші, яка міститься в воді, не завжди однакова і змінюється в часі, прозорість також не залишається постійною (табл. 10).

Найменша прозорість спостерігається біля берегів на мілководді, особливо після шторму. Значно зменшується прозорість води в період масового розвитку планктону. Зменшення прозорості викликається таненням льоду (лід завжди містить суміші, крім того, маса повітряних бульбашок, які є в льоді, переходить в воду). Помічено, що прозорість води збільшується в місцях підйому на поверхню глибинних вод.

Зараз виміри прозорості на різних глибинах проводять за допомогою універсального гідрофотометра.

¹ Густина води Океану – відношення маси одиниці об'єму води Океану при даній температурі до маси дистильованої води того ж об'єму при температурі 4°.

² Білий диск для визначення прозорості води називають диском Секки. Секки вперше визначив прозорість води за допомогою білого диску в 1865 р. При визначенні кольору води білий диск опускають в воду в тіні до глибини, на якій прозорість води дорівнює половині, і колір товщі води над білим диском порівнюють з кольором розчину в пробірці (набору пробірок стандартних розчинів різних кольорів від коричневого до синього), яка покладена на білий папір.

Таблиця 10

Відносна прозорість води в різних частинах Світового океану, виміряна за допомогою білого диску² (діаметром 30 см)

Район вимірів	Глибина зникнення білого диску (м)
Біле море (середня частина)	біля 8
Чорне	28
Середземне	50-60
Індійський океан (в смузі південно-східних пасатів)	40-50
Тихий океан	до 59
в південній частині	45
Саргасове море	66,5 (максимальна прозорість для Світового океану)

Колір води океанів і морів. Товща чистої води Океану (моря) в результаті поглинання і розсіювання світла має блакитний або синій колір. Цей колір води називають „кольором морської пустелі”. Наявність планктону і неорганічних сумішей змінює колір води, і вона набуває зеленуватого відтінку. Велика кількість сумішей робить воду жовтувато-зеленою, біля гирл річок вона може бути навіть коричневою.

Для визначення кольору води Океану користуються шкалою кольору моря (шкалою Фореля-Уле), яка включає 21 пробірку з рідиною різного кольору – від синього до коричневого.

В екваторіальних і тропічних широтах переважає темно-синій колір води Океану і навіть синій. Таку воду мають, наприклад, Бенгальська затока, Аравійське море, південна частина Китайського моря, Червоне море. Синя вода в Середземному морі, подібна до неї за кольором вода Чорного моря. В помірних широтах в багатьох місцях вода зеленувата (особливо біля берегів), помітно вона зеленіє в районах танення льоду. В полярних широтах зеленуватий колір переважає.

Терміка Світового океану. Основне джерело тепла, яке отримує Океан, - сонячна радіація (пряма і розсіяна). Вода Океану також отримує тепло, поглинаючи довгохвильове випромінення атмосфери, теплоту, яка звільняється внаслідок конденсації вологи, льодоутворенні і хіміко-біологічних процесах, які супроводжуються виділенням тепла. В Океан надходить тепло, яке приносять опади, річкові води, повітря, і теплі течії. На температуру глибинних шарів Океану впливає внутрішнє тепло Землі і адіабатичне нагрівання води, що опускається.

Океан витрачає тепло головним чином на випаровування, на нагрівання повітря, холодної води річок і океанських течій, на танення льоду і на інші процеси, які відбуваються з витратами тепла.

Температура води залежить від теплового балансу, в якому для всього Океану вирішальне значення належить поглинанню водою сонячної радіації і витратам тепла на випаровування. В конкретних умовах значення статей балансу може змінитися, і тоді його другорядні статті стають провідними.

Зміни в ході елементів теплового балансу визначають хід температури води.

Добові амплітуди температури води на поверхні Океану значно менші добових амплітуд температур повітря над водою. Вдень тепло надходить за рахунок сонячної радіації, але і витрачається в результаті посиленого випаровування води. Вночі волога випромінює тепло в атмосферу і отримує його внаслідок конденсації вологи на поверхні води, яка охолоджується. Коливання температури згладжується також завдяки великій теплоємності води.

Добові амплітуди температури води на поверхні Океану не перевищують в середньому $0,5^{\circ}\text{C}$. Найбільша добова амплітуда в низьких широтах (до 1°C), найменша – в високих (до $0,1^{\circ}\text{C}$). Добові коливання температури в Океані відіграють підпорядковану роль, але вони є коротким циклом розміщення тепла в верхньому шарі води.

Річні амплітуди температур на поверхні Океану перевищують добові. Вони залежать від річного ходу радіаційного балансу, від морських течій, від переважаючих вітрів і на різних широтах різні.

Зміни температури води упродовж року невеликі. В низьких широтах вони складають 1°C , в високих 2°C . В першому випадку велика кількість тепла рівномірно розподіляється протягом року, в другому – за коротке літо вода не встигає сильно нагріватися. Найбільші річні амплітуди ($> 10^{\circ}\text{C}$) зафіксовані у помірних широтах.

В морях під впливом суходолу річні амплітуди температури більші, ніж на тій же широті в відкритому Океані. Найбільшою річною амплітудою відрізняються моря в помірних широтах (Чорне – $17-24^{\circ}\text{C}$, Середземне – 14°C , Балтійське – 17°C).

Добові і річні коливання температури істотно впливають на хімічні і біологічні процеси в Океані.

Поширення тепла на поверхні океану зональне. Зональність порушується океанськими течіями, постійними вітрами і впливом суходолу.

Найбільші середні річні температури води ($27-28^{\circ}$) спостерігаються в екваторіальних широтах. Зміни в розміщенні температури води від серпня до лютого виражаються на картах в загальному зміщенні всієї системи ізотерм до півдня. В тропічних широтах під дією течій на одній і тій же широті температура води на поверхні Океану біля західних берегів вища, ніж біля східних (табл. 11).

Цьому допомагають пасати, які відганяють води від східних берегів. На їх місце піднімаються нижчі, більш холодні води. В помірних широтах північної півкулі, завдяки течіям, біля східних берегів температура Океану, навпаки, вища, ніж біля західних. В південній півкулі, на південь від 40° , площа суходолу порівняно незначна і широтне розміщення температури по поверхні Океану майже не порушується.

Найвища температура ($+32^{\circ}\text{C}$) спостерігається в серпні на поверхні Тихого океану; найнижча ($-1,7^{\circ}\text{C}$) – в лютому на поверхні Північного Льодовитого океану.

В середньому за рік поверхня Океану в північній півкулі тепліша, ніж в південному, що пояснюється впливом холодних антарктичних вод.

Середня річна температура поверхні Світового океану 17,4°C (середня річна температура повітря 14,4°C). Середня річна температура поверхні Тихого океану 19,1°C (більша частина поверхні цього океану знаходиться в тропічних широтах), Індійського – 17,1°C, Атлантичного – 16,9°C, 54% поверхні Океану має середню річну температуру вище 20°C і тільки 14% – нижче 4°C (табл. 12).

Таблиця 11

Річні коливання температури (А) поверхневих вод Світового океану в залежності від широти місяця

Широта	50° пн.ш.	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50° пд.ш.
А (річні)	8,4	10,2	6,7	6,7	2,2	2,3	2,6	3,6	5,1	4,8	2,3

Таблиця 12

Середні річні температури поверхневих вод Світового океану

Широта	Середні річні т-ри, °С		Широта	Середні річні т-ри, °С	
	північна півкуля	південна півкуля		північна півкуля	південна півкуля
0	27,1	27,1	50	7,9	6,4
10	27,2	25,8	60	4,8	0,0
20	25,4	24,0	70	0,7	-1,3
30	21,3	19,5	80	-1,7	-1,7
40	14,1	13,3	90	-1,7	—

Як правило, температура в Океані з глибиною знижується. Тепло сонячної радіації, яке нагріває верхній шар води, дуже повільно передається вглиб. Перерозподіл тепла в товщі океанської води відбувається завдяки конвекції та перемішуванню хвилюванням і течіями. В екваторіальних і тропічних широтах верхні шари води нагріваються особливо сильно і тому температура з глибиною знижується швидко. В помірних і полярних широтах зміни температури з глибиною менш значні. В полярних широтах температура води до глибини 50-100 м знижується, а потім починає зростати, досягаючи максимуму на глибині 200-600 м. Таке підвищення температури викликане проникненням із помірних широт теплих, але більш солоних вод, ніж опріснені талими водами верхні шари. Під теплим шаром температура знову знижується, і на глибині 800 м вона становить 0°C (рис.11).

Значні зміни температури води спостерігаються тільки в верхніх шарах (200-1000 м) Океану. На великих глибинах температура не перевищує 4-5°C і змінюється дуже мало. Біля дна в високих широтах вона складає 1-2°C, в помірних 3°C. Середня температура води Світового океану загалом становить 3,8°C. Існуючий розподіл температури в Океані пояснюється циркуляцією

океанських вод. За відсутності циркуляції океанських вод постійне поширення тепла зверху донизу (конвенція, теплопровідність) призвело б в кінцевому рахунку до вирівнювання температури в усій товщі води (табл. 13).

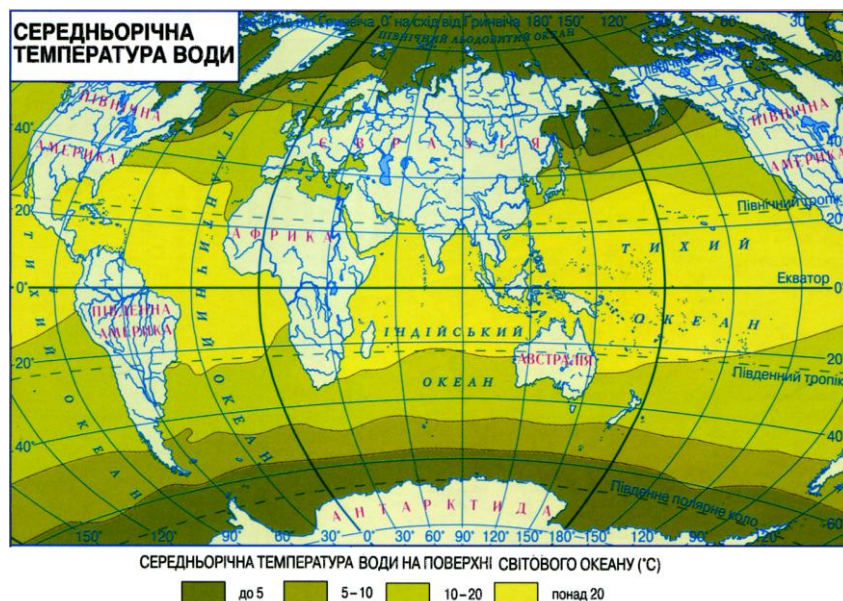


Рис.11. Середньорічна температура води

Таблиця 13

Середні широтні температури води на різних глибинах

Глибина, м	Географічна широта, градусів							
	0-10 пн. ш.	0-10 пд. ш.	20-30 пн. ш.	20-30 пд. ш.	40-50 пн. ш.	40-519 пд. ш.	60-70 пд. ш.	
Атлантичний океан								
0	27,2	26,1	23,3	19,7	13,1	8,7	-0,3	
50	23,8	23,3	22,8	19,4	11,4	8,1	-1,0	
100	18,2	18,6	21,0	18,0	10,7	7,2	-1,1	
200	13,0	12,6	18,3	14,4	10,4	5,9	0,2	
500	7,6	7,0	13,7	9,0	8,8	3,3	—	
1000	4,6	4,1	6,6	5,3	6,6	2,6	0,3	
1500	4,1	3,8	5,2	3,4	5,0	2,3	0,3	
2000	3,4	3,4	3,8	3,0	3,4	2,4	-0,1	
3000	2,7	2,7	2,8	2,6	3,0	1,6	-0,3	
Тихий океан								
0	26,0	27,0	22,8	22,8	12,4	12(6	-0,2	
50	24,1	25,1	21,4	21,1	11,0	7,6	-0,6	
100	22,0	21,2	20,2	20,3	9,6	5,8	-0,8	
200	17,0	13,7	18,0	16,1	8,6	5,0	-1,1	
500	8,4	8,1	10,4	8,8	7,1	3,8	-1,8	
1000	4,6	4,8	5,3	4,9	4,2	2,9	-1,6	
1500	3,1	3,3	3,3	3,6	2,9	2,3	-1,3	
2000	2,5	2,3	2,6	2,2	2,3	1,9	0,9	
3000	2,0	1,8	1,9	1,6	1,7	1,6	0,5	

Температура на поверхні морів під впливом суші, водообміну з Океаном, притоком річкових вод та з інших причин може значно відрізнятись від температури Океану на тій же широті. Але залежність температури від широти виявляється і на морях. Найвища температура (до 32°C) – на поверхні Червоного моря. В середній частині Чорного моря влітку вода нагрівається до 26°C, взимку на північному заході моря утворюється лід. В Азовському морі влітку температура досягає 24-30°C, взимку знижується до 0°C. У Балтійському морі в Фінській затоці температура води влітку піднімається до 17°C, в Ботнічній затоці – до 10-12°C, взимку затоки замерзають. На поверхні Білого моря найвища температура 14°C. З жовтня до травня це море вкрите льодом. В морях зміни температури з глибиною залежать від низки причин, і в першу чергу від водообміну з сусідніми частинами Океану. Моря, вільно з'єднані з Океаном, наприклад Берингове, Охотське, за характером розподілу температури мало відрізняються від сусідніх частин Океану. Деякі особливості розподілу температури, які виникають під впливом стоку з суходолу, танення льоду і інших причин, виявлені тільки у верхньому шарі води.

Моря, відокремлені від Океану порогом, мають різний розподіл температури залежно від глибини протоки, солоності моря, температури на його поверхні. Котловини морів теплих і менш солоних, ніж сусідні частини Океану на глибині порогу, заповнені водою, яка переливається через поріг із Океану. Ця вода зберігає температуру, яку вона мала в Океані на висоті порогу. Глибини моря, більш солоного, ніж Океан, заповнені водою, яка має температуру поверхневого шару в найхолоднішу пору року. Так, в Середземному морі (глибина моря – 4400 м, глибина протоки – 460 м) біля дна температура води становить 13°C. Це найнижча температура поверхневого шару. В морях з неоднаковою солоністю поверхневих і глибинних шарів води (наприклад, в Чорному) розподіл температури залежить від розподілу солоності. Охолоджуючись взимку, менш солоні вода опускається тільки до шару з підвищеною солоністю і зміни температури упродовж року обмежуються її верхнім шаром. В нижніх, більш солоних шарах температура води залежить від температури сусіднього океану (моря) на висоті порогу. В Чорному морі вона становить упродовж всього року 9°C.

Лід в Світовому океані. Температура замерзання води в Світовому океані залежить від її солоності. Чим вищою буває солоність, тим нижча температура замерзання. Замерзання солонуватої води (з солоністю меншою 24,7‰) відбувається так, як і замерзання прісної води, але при більш низьких температурах. Замерзання солоної води (з солоністю понад 24,7‰) гальмується конвекцією, яка виникає внаслідок охолодження.

Утворення льоду починається з виникнення прісних кристалів, які потім змерзаються. При цьому в просторі між кристалами льоду залишаються краплі міцного розсолу, який робить лід солоним. Чим нижча температура, за якої відбувалось льодоутворення, тим солоніший лід. Розсіл поступово стікає між кристалами вниз, тому протягом певного часу лід опріснюється.

Під час утворення льоду в спокійній воді замерзаючі кристали орієнтовані майже однаково: їх оптичні осі перпендикулярні поверхні води і паралельні одна одній. Структуру утвореного в цих умовах льоду називають *голчастою*. За вітряної погоди і хвилюванні води (при перемішуванні води) льодяні кристали ламаються і розміщуються безладно, виникає лід *губчастої* структури. Звичайно він більш солоний, ніж голковий. Найчастіше лід має змішану структуру.

Густина солоного льоду меча за густину прісного (0,916-0,86). Це пояснюється наявністю великої кількості крапельок повітря. Залежно від густини льоду знаходиться глибина його занурення в воду. В середньому лід занурений у воду на $\frac{9}{10}$ свого об'єму і тільки $\frac{1}{10}$ його частина знаходиться над водою.

Вміст солей робить солоний лід менш щільним, ніж прісний, але більш пластичним і в'язким. Тонкий солоний лід не ламається під час брижів, а лише піднімається і опускається.

Чистий прісний лід має блакитний колір, солоний – набуває зеленуватого відтінку, включення снігу і крапельок повітря надає льоду білий відтінок. Морський лід, опріснений і ущільнений стисканням, набуває з часом синього відтінку.

Льодяні кристали – початкова стадія формування морського льоду. Внаслідок їх накопичення в штильову погоду утворюється тонка льодяна плівка – *сало*. Процес утворення льоду прискорюється випаданням снігу на охолоджену поверхню води. Сніг намокає, ущільнюється і виникає кашоподібна маса – *сніжура*. Біля берега з'являється нерухомо прикріплена до нього смуга льоду – *забереги*. Поступово наростаючи і стаючи ширшими, забереги перетворюються в *береговий припай*. В спокійному стані поверхні води внаслідок змерзання сала виникає прозорий тонкий лід – крихкий в опрісненій воді (*склянка*), еластичний – в солоній (*нілас*). Під час хвилювання води з'являються окремі льодові диски („млинці”, „тарілки”) – млинчастий лід. З подальшим наростанням склянки і ніласа і при змерзанні млинчастого льоду утворюється *молодий лід* товщиною 7-10 см (*молодик*). Постійно потовщуючись, молодик стає *дорослим льодом* потужністю 30-70 см і більше.

У високих широтах північної півкулі утворений за зиму лід не встигає розтанути протягом літа, тому серед полярних льодів є льоди різного віку – від однорічних до багаторічних. Товщина однорічного льоду в Арктиці досягає 2-2,5 м, в Антарктиці – 1-1,5 м. Потужність багаторічних льодів може перевищувати 3-4 м.

Простір суцільного рівного льоду пересікається тріщинами. Стискуючись лід по краям тріщин ламається, крижини стають на ребро і вмерзають, утворюючи тороси. Під час руйнування великих площ дрейфуючого льоду виникають великі крижані поля (до 10 км в поперечнику), залишки крижаних полів (від 100 до 500 м), крупнобитий (20-100 м) і дрібнобитий (менше 20 м) лід. Битий лід може знову змерзатися в крижані поля.

За походженням льоди, які зустрічаються в океанах і морях, різні. Серед них, крім морських льодів, можна знайти льоди прісноводні (річкові) і

материкові (глетчерні), які перемістилися з суходолу. Річкові льоди прісні, часто жовтуватого і навіть коричневого кольору від того, що в них містяться гумінові речовини. Вони виносяться річками під час весняного льодоходу і літом тануть або вкраплюються в льоди морського походження. Їх порівняно багато на початку літа в Арктиці у витoku сибірських річок і зовсім немає в Антарктиді. Материкові льоди прісні, блакитного кольору, звичайно великої потужності. Уламки материкових льодів утворюють плаваючі льодяні гори – *айсберги*. Широко поширені материкові льоди в Антарктиді.

За рухомістю лід поділяється на нерухомий і плавучий. Нерухомий лід – суцільний льодовий покрив, пов'язаний з сушею або мілиною. Як правило – це береговий припай. Плавучий лід (дрейфуючий) не пов'язаний з берегом і рухається під дією вітру і течій. Іноді він може зберігати нерухомість. Багаторічні, потужні (3-5 м) плаваючі льоди, які займають центральні частини Північного Льодовитого океану, називають *паковими* льодами. Вони набувають великої потужності як за рахунок наростання, так і за рахунок нагромадження крижин. Постійна зміна температури (результат зміни пір року) викликає зміну структури льоду. Танення і снігопади призводять до деякого вирівнювання поверхні льоду, торошення створюють льодяні нагромадження.

Пакові льоди майже не містять солей і крапельок повітря і тому мають блакитний колір. В Північному Льодовитому океані пак займає 70-80% загальної площі льодів, в південній півкулі його взагалі немає. Для суден пакові льоди непрохідні.

Танення льоду відбувається під впливом на його поверхню сонячної радіації і теплого повітря і починається з забруднених ділянок (звичайно від берегів). При температурі повітря вище 0°C в результаті інтенсивного танення снігу на поверхні льоду утворюються озера – *сніжниці*. В прибережній смузі виникають суцільні смуги чистої води, які досягають ширини 5 км – водяні забереги, які постійно перетворюються в ополонки.

В результаті нагрівання безпосередньо сонячними променями лід швидко тоне, втрачає міцність і під дією хвиль і течій розпадається на окремі крижини. Крижини ламаються, біля кромки льоду утворюється льодяна каша, і лід розпадається на кристали.

Поширення льоду в Світовому океані нерівномірне. Виділяють ділянки завжди вкриті льодом, *замерзаючі* (покриті льодом в окремі частини року) і *безлідні*.

Лід покриває близько 15% площі Світового океану (що складає 55 млн. км², з них 38 млн. км² в південній півкулі).

Межі поширення океанського льоду зазнають значних сезонних змін. В Арктиці найбільшого поширення лід досягає до квітня-травня, найменшого – до кінця серпня.

В Антарктиці взимку лід щільним широким кільцем оточує материк. Літом береговий припай руйнується і лід рухається до півночі. Середня межа полярного льоду в південній частині Тихого і Індійського океанів проходить біля 55-60° пд. ш., в Атлантичному океані вона доходить до 50° пд. ш. Далеко

за межі поширення плавучого льоду заходять айсберги. Вони утворюються головним чином біля Антарктиди, Гренландії і островів Канадського Арктичного архіпелагу. Велика маса і глибока осадка в воді дозволяють айсбергам досягати в північній півкулі 40-50° пн. ш., а в південній, де айсберги більшого розміру, 30-40° пд. ш. В морі Уеделла моряки бачили „стовпоподібні” айсберги (плоскі, великої площі) висотою до 100 м, довжиною до 170 км, об’ємом близько 500 км³. Біля Гренландії спостерігали „гороподібні” айсберги висотою до 157 м і об’ємом до 31 км³. Історичні дані свідчать про столітні коливання льодовитості Океану. Відомо, що в X ст. нормани вільно плавали до Ісландії і Гренландії, де ними були засновані колонії. В XIII ст. в результаті важкої льодової обстановки зв'язок між Європою і Гренландією порушився (льодова блокада Гренландії), що призвело до занепаду, а потім і до зникнення колоній. Столітні коливання льодовитості відповідають віковим коливанням клімату.

Льодовий покрив Океану, його утворення і танення впливають на процеси, які відбуваються в географічній оболонці.

Утворення і танення льоду видозмінюють сольовий склад Океану. Льоди створюють в одних районах сприятливі, в інших несприятливі біологічні умови, причому в деяких місцях перехід від одних умов до інших носить сезонний характер. Дуже великий вплив льоду на клімат. Вода під льодом захищена взимку від охолодження, а влітку – від прогрівання. Тепло, яке виділяється під час льодоутворення, пом'якшує зимові температури повітря, а тепло, яке поглинається під час танення льоду, знижує літні температури. При цьому велике значення має винесення льоду із більш високих широт в більш низькі. Кількість льоду, яка утворилася і розтанула на місці і кількість льоду, яка винесена із полярних районів, не залишається постійною, і це дається взнаки під час формування погоди на великих просторах.

Лід в океанах і особливо в морі помітно впливає на практичну діяльність людей: він утруднює судноплавство і морський промисел. Для спостереження за льодом і для вивчення їх режиму організовані як в окремих країнах, так і міжнародні спеціальні служби для спостереження за станом льоду в морях та океанах.

Зокрема, Росія забезпечує спостереження за льодом і вивчення його режиму на всьому шляху Північного морського шляху і на прилеглих до нього просторах. Потужні криголами прокладають шляхи в льодах, які блокують вузькі протоки, проводять каравани суден. Льодова служба діє в Балтійському морі, в східній частині Північного Льодовитого океану. Після загибелі в 1912 р. «Титаніка» в результаті зіткнення його з айсбергом на південь від Ньюфаундлендської банки була організована Міжнародна служба для спостереження за станом льоду в Північній Атлантиці.

3.4. Динаміка океанських вод

Рух води в океанах і морях може бути коливальним і поступальним. Під час коливального руху частинки води, які переміщуються в певних

межах, повертаються у вихідне положення, при поступальних рухах вони переміщуються все далі від вихідного пункту. До першої форми руху відносять хвилювання, до другої – течії, незалежно від причин.

Характер руху води ускладнюється тим, що він може зазнавати взаємодії сил, які викликають коливальний рух, і дії сил, які викликають поступальний рух. Коливальні і поступальні рухи води завжди супроводжуються її переміщеннями.

3.4.1. Хвилі в Світовому океані

Хвилювання води – періодичні коливання її частинок навколо стану їх рівноваги, що пояснює порушенням рівноваги водної поверхні і здатністю води відновлювати порушену рівновагу.

Головна причина виникнення хвиль на поверхні Океану – вітер. Велике значення в окремих випадках мають і інші причини: землетруси, виверження вулканів, різкі зміни атмосферного тиску тощо.

Хвилі, які існують під безпосереднім впливом сили, що їх викликали носять назву *вимушених*; хвилі, які продовжують існувати після того, як сили, що їх викликали, припинили свою дію, називають *вільними*.

Під час правильного хвильового руху частинки води переміщуються по колоподібним орбітам, розміщених перпендикулярно до гребнів хвиль. В верхній частині орбіти частинки рухаються в напрямі руху хвилі, в нижній – в зворотному напрямі. Горизонтальні і вертикальні зміщення частинок при цьому рівні.

Видимий поступальний рух хвиль – рух її форми, який не супроводжується яким-небудь суттєвим поступальним переміщенням частинок. Це можна бачити, спостерігаючи в безвітрену погоду за предметом, який плаває на водній поверхні: предмет почергово піднімається і опускається; піднімаючись, він дещо зміщується в напрямі руху хвиль, опускаючись, переміщується в зворотному напрямі.

Елементи хвилі. В поперечному розрізі хвилі бачимо її форму. Верхню частину хвилі, яка виступає над рівнем водної поверхні, називають *гребенем*. Найбільш заглиблена частина хвилі – її підніжжя. Між гребенем і підніжжям знаходяться схили хвилі.

Хвиля характеризується довжиною, висотою, крутизною, періодом і швидкістю (елементи хвилі). *Довжина хвилі* (λ) – горизонтальна відстань між гребнями або підніжжями двох сусідніх хвиль. *Висота хвилі* (h) – вертикальна відстань гребеня хвилі над її підніжжям. *Крутизна* (a) – відношення висоти хвилі до половини її довжини – $h : \frac{\lambda}{2}$. *Період хвилі* (τ) – проміжок часу, протягом якого кожна точка хвилі проходить відстань, яка дорівнює її довжині. *Швидкість* (V) – відстань, яку проходить гребінь хвилі одиницю часу (в секунду). Амплітуда (a) хвилі – максимальна висота гребеня глибина западини хвилі.

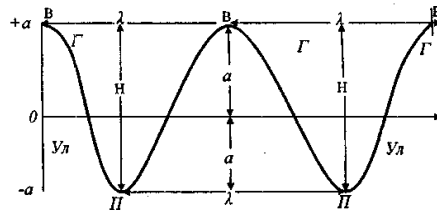


Рис.12. Схема елементів хвилі: λ – довжина, H – висота, a – амплітуда, $Г$ – гребінь, $В$ – вершина гребня, $Ул$ – улоговина, $П$ – підніжжя

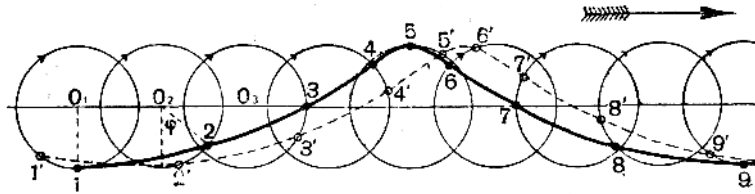


Рис.13. Рух частинок у хвилі

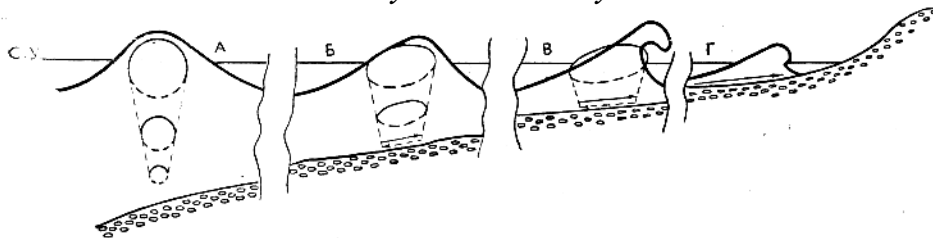


Рис.14. Деформація хвилі на мілководді (А, Б) і утворення прибою (В, Г)

Залежно від значення елементів, які характеризують хвилі, вони поділяються на короткі і довгі, правильні і неправильні. *Короткими* називають хвилі, довжина яких значно менша глибини в місці їх поширення. Відповідно хвилі, довжина яких переважає за глибину, називають *довгими*. До довгих відносять хвилі сейсмічні і припливно-відпливні хвилі, до коротких – вітрові.

Вітрові хвилі. Під час виникнення вітрових хвиль вітер взаємодіє з поверхнею води і виводить її частинки із стану рівноваги, примушуючи їх рухатися по орбіті (за годинниковою стрілкою) з однаковою швидкістю. При цьому, якщо уявити собі, що вітер дме зліва направо, частинки води, які знаходяться зліва, починають коливатися раніше, ніж частинки, які розміщені правіше них (рис.13). В результаті кожна частинка буде відставати в своєму русі від частинки, яка лежить справа від неї, і всі вони будуть знаходитися в різних фазах. Нехай частинка 1 знаходиться в самій низькій точці орбіти. В цей час частинка 2 відстає в своєму русі від частинки 1 на кут ϕ , частинка 3 відстає на такий же кут від частинки 2 тощо. Поєднавши одночасне положення всіх частинок плавною кривою, отримаємо троходиду. Тобто слід, що залишає точка, яка знаходиться на радіусі кола, яке котиться (але не в його центрі).

Якщо розглянути положення частинок через деякий проміжок часу, то буде видно, що всі вони перемістились на орбіті на одну і ту ж відстань і зайняли положення 1', 2', 3' і ін. Форма хвилі зміщується вправо – за напрямком вітру. Частинки, які знаходяться на навітренному схилі хвилі, опустилися, в той час, як частинки, які знаходилися на підвітряному схилі, піднялися.

Поглинаючи енергію вітру, хвилі „розвиваються”. Впливаючи на гребінь хвилі, вітер прискорює рух частинок, які переміщуються по орбітам в напрямку вітру. Вплив вітру на підніжжя хвилі має зворотній ефект. В результаті вітер перекидає гребні, утворюючи „баранці”.

Під впливом вітру хвилі зростають одночасно в висоту і в довжину, при цьому збільшуються і період і швидкість. Чим більша швидкість хвилі, тим слабший тиск вітру на її навітрену схилі. Тому інтенсивність зростання хвилі визначається відношенням її швидкості до швидкості вітру. Коли швидкість вітру і швидкість хвилі стають однаковими, хвилі теоретично досягають найбільшої висоти.

З розвитком хвиль змінюється і їх зовнішній вигляд. Спочатку вони утворюють паралельні ряди, із збільшенням швидкості вітру і зростанням хвиль, останні розбиваються на окремі «горби», тобто із двовірних перетворюються в трьохвірні, які характеризуються не тільки довжиною і висотою, але і шириною. При подальшому посиленні вітру на поверхні Океану знову з'являються паралельні ряди дуже високих хвиль, які ускладненні трьохвірними хвилями. Із зміною напрямку і швидкості вітру можуть утворюватися різні системи хвиль.

Коли швидкість вітру зменшується, хвилювання починає затухати. Спочатку зникають дрібні хвилі, потім більші, і залишаються тільки дуже довгі пологі хвилі – *мертві брижі*. Хвилі брижів розтягуються в довжину на декілька сотень метрів (до 840 м) при висоті всього декілька метрів (не більше 4), тому в відкритому Океані вони майже не помітні. Хвилі брижів віддаляються на тисячі кілометрів від місця виникнення і можуть з'являтися при повному штилі там, де їх не чекають. Пробігаючи великі відстані швидше самого швидкохідного судна, вони зненацька виходять на берег.

Енергія вітрових хвиль. Вітрові хвилі отримують енергію, яка передається їм вітром.

Енергія хвиль складається з двох частин: енергії частинок, яка рухається по орбітам (кінетична енергія), і енергія маси води, піднята над рівнем моря (потенціальна енергія). Кінетична енергія при достатній глибині залишається на місці, потенціальна переміщується разом з формою хвилі. Енергія хвилі прямо пропорційна квадрату її висоти і довжини. З глибиною висота хвилі швидко зменшується, зменшується і енергія хвилі, яка, таким чином, концентрується в верхніх шарах Океану.

При висоті хвилі 5 м і довжині її 100 м (середні розміри штормових хвиль) на кожний квадратний кілометр хвильової поверхні припадає 3 млрд. квт енергії. Так як простір, охоплений хвилюванням, має площу в сотні квадратних кілометрів, запаси енергії вітрових хвиль величезні. Під час удару об перешкоду руйнівна сила хвилі збільшується за рахунок обрушення маси гребня хвилі, яка досягає сотень тон. На малих глибинах велика частина енергії переходить в гребінь хвилі, тому хвилі обрушуються на берег з великою силою. Тиск, який створює хвиля висотою 3,5 м, становить 7,8 т/м². Хвильоломи, які вберігають берег від руйнування, проектуються з урахуванням конкретних умов. Так, для Балтійського моря вони розраховані

на тиск 11 т/м^2 , в Біскайській затоці – 21 т/м^2 , а на Марокканському березі Африки – 25 т/м^2 .

Хвилі руйнують гірські породи і одночасно переносять і відкладають продукти руйнування, формуючи береги. Дуже велика роль хвильового руху в формуванні рельєфу.

Розміри вітрових хвиль. Висота більшості океанських хвиль становить 4-4,5 м. Хвилі вище 6 – 7 м виникають порівняно рідко. Максимальна висота вітрових хвиль в Атлантичному океані – 16 м, в Тихому – 18 м. Довжина штормових хвиль не перевищує 250 м, довжина хвиль брижів – до 840 м. В морях вітрових хвиль менше, ніж в Океані: їх висота не більша 3 м, довжина – до 150 м (табл. 14).

Таблиця 14

Шкала ступеня хвилювання (за Л.О. Жуковим, 1976)

Висота хвилі, м	Хвилювання, бали	Характеристики хвилювання
0	0	Хвилювання відсутнє, штиль
До 0,25	I	Слабке
0,25-0,75	II	Помірне
0,75-1,25	III	Значне
1,25-2,0	IV	Значне
2,0-3,5	V	Сильне
3,5-6,0	VI	Дуже сильне
6,0-8,5	VII	Дуже сильне
8,5-11,0	VIII	Дуже сильне
11,0 і більше	IX	Виключне

Зміна вітрових хвиль з глибиною. З глибиною хвилювання швидко затухає, так як діаметри орбіти, по яким рухається частинка води, швидко зменшуються, а разом з тим зменшується і висота хвилі. Довжина хвилі, її швидкість і період з глибиною не змінюються. Підраховано, що з збільшенням глибини в арифметичній прогресії висота хвиль зменшується в геометричній прогресії.

На глибині, яка дорівнює довжині хвилі, остання має висоту в 500 разів меншу, ніж на поверхні, тобто практично на цій глибині хвилювання затухає.

Штормові хвилі в Океані досягають висоти 8 м і довжини 180 м; на глибині 150 м їх висота становить всього 16 мм. Найбільша глибина, на якій знайдена піщана ряб, утворена хвилями, - 180 м. Цю глибину вважають максимальною глибиною поширення хвилі.

Таблиця 15

Глибина (в частинках від довжини хвилі γ)	0	$\frac{1}{9}$	$\frac{2}{9}$	$\frac{3}{9}$	$\frac{4}{9}$	$\frac{5}{9}$	$\frac{6}{9}$	$\frac{7}{9}$	$\frac{8}{9}$	$\frac{9}{9}$
Висота хвилі (H)	H	$\frac{H}{2}$	$\frac{H}{4}$	$\frac{H}{8}$	$\frac{H}{16}$	$\frac{H}{32}$	$\frac{H}{64}$	$\frac{H}{128}$	$\frac{H}{256}$	$\frac{H}{512}$

Деформація хвиль на мілководді. З переходом хвилі на мілководдя рух частинок води сповільнюється. Правильні колові орбіти стають еліптичними, ніби сплющуються. Із зменшенням глибини еліпси все більше витягуються вздовж горизонтальної осі, і біля дна частинки починають рухатися прямолінійно – від берега при проходженні гребня і до берега при проходженні улоговини. При цьому швидкість переміщення частинок стає нерівномірною: вони рухаються швидше до берега і повільніше від берега. В результаті порушується симетрія хвилі; гребні ніби зсуваються вперед, а потім обрушуються. Біля берега на відміліні, на рифах виникає прибій і буруни.

Із зменшенням глибини енергія хвильового руху концентрується у меншому перерізі, головним чином в гребнях. Кількість енергії, яка переноситься за одиницю часу через одиницю площі перерізу, зростає до самого моменту обрушення гребня, коли вся енергія або її частина (в залежності від схилу дна) гаситься. Висота хвилі на мілководді виростає і стає найбільшою перед обрушенням. Довжина хвилі і її швидкість, навпаки, зменшується, відповідно зростає крутизна хвилі (рис.14).

На підході до берега хвилі змінюють свій напрям. Яким би не був напрям хвилі в відкритому Океані, до берега вона підходить майже перпендикулярно. Це відбувається тому, що, рухаючись під кутом до берега, хвиля в тій частині, яка раніше досягає мілководдя, починає зазнавати впливу тертя, яке гальмує рух, в той час як інша частина хвилі продовжує рухатися з такою ж швидкістю. Таким чином, хвиля поступово розвертається „фронтом” до берега. Це явище називають рефракцією хвилі (заломленням). Чим більша швидкість хвилі, тим менша їх рефракція.

Так як при рефракції фронт хвилі розтягується, енергія, яка є в гребнях хвилі, зменшується, що відображається на її висоті. Якщо берег хвилястий, хвилі заломлюються неоднаково на різних ділянках, і в результаті їх висота також різна.

Сейсмічні хвилі. Сейсмічні хвилі утворюються внаслідок землетрусів і підводних вивержень, при цьому хвилювання охоплює всю товщу води. В залежності від поштовхів виникає одна хвиля (одиначна) або серія хвиль, які рухаються одна за одною. Ці хвилі отримали японську назву цунамі, що в перекладі означає надзвичайно велика хвиля в бухті. Велике цунамі – явище порівняно рідкісне, але дуже страшне. Особливо великих розмірів досягають цунамі, викликані землетрусами, які супроводжуються зрушеннями і розломами дна. Так, наприклад, у вересні 1923 р. в затоці Сагамі (поблизу Токіо) землетрус викликав різку зміну глибини. В деяких місцях дно опустилося на 400 м, а навколо, всього на відстані 2 км, піднялося на 230 м. В результаті цих переміщень близько 22,6 км³ води були витіснені вище спокійного рівня Океану. Утворилася хвиля (цунамі) висотою майже 7 м, яка частково була винесена в Океан, а частково обрушилась на берег затоки і викликала дуже великі руйнування.

Цунамі поширюються в напрямку, перпендикулярному лінії виниклого скидання, зі швидкістю, пропорційною глибині океану. $V=360 \sqrt{H}$, де V –

швидкість поширення цунамі в км/сек, H – середня глибина в км.

Швидкість поширення цунамі коливається від 150 км/год (при $H=250$ м) до 900 км/год (при $H=6$ км). Над глибокими частинами океану вона збільшується, над мілководдям зменшується до 50 км/год.

Висота цунамі, яка рухається на берег, визначається особливостями конфігурації останнього, досягаючи максимуму (до 20-30 м) в клиноподібних бухтах і в вузьких затоках. Високо піднімаються цунамі в місцях різких переходів з великих глибин на вузьку смугу пляжу. На низьких узбережжях висота цунамі незначна.

Перед появою цунамі упродовж декількох хвилин (10-15) вода відступає від берега на сотні метрів, а іноді (при малій глибині) і на кілометри. Чим далі відступила вода від берега, тим більшої висоти цунамі потрібно очікувати.

За останнє тисячоліття зареєстровано до 400 великих цунамі. При цьому одна їх третина припадає на північно-західну частину Тихоокеанського сейсмічного поясу.

З цунамі пов'язані великі руйнування і людські жертви. Цунамі, викликане чилійським землетрусом 22 травня 1960 р., обрушились на узбережжя Чилі, на західні береги Америки до Каліфорнії, на береги Нової Зеландії, Австралії, Філіппінських, Гавайських і Курильських островів, Японії. До берегів південно-східної частини Камчатки цунамі прийшли майже рівно через добу після землетрусу. Японія постраждала, якщо не вважати Чилі, особливо сильно, висота хвилі досягала 10 м, було затоплено майже 50000 будинків.

Про наближення цунамі можна дізнатись раніше не тільки по відступанню води, але і за допомогою реєстрації сейсмічних хвиль і хвиль опору, які виникають під час землетрусів і поширюються в воді зі швидкістю, в багато разів переважаючих швидкість цунамі. В країнах, які найбільше від інших відчувають вплив цунамі, організована спеціальна Служба передбачення цунамі і повідомлення про них.

Одинокі хвилі, які також завдають шкоди жителям узбережжя, можуть виникати під впливом метеорологічних (баричних) причин. Їх викликають тропічні циклони. При різкій зміні тиску і відповідному розміщенні вітру рівень Океану в передній частині тропічного циклону знижується, а в тилівій – підвищується. Крім того, завдяки зниженому тиску в центрі циклону поверхня Океану дуже спучується, і це може вплинути на утворення одинокої хвилі. В вересні 1959 р. ураганні хвилі затопили і зруйнували третє за величиною місто Японії – Нагоя.

Сейші. За неоднакового атмосферного тиску на різні частини поверхні моря, затоки, озера або згонах і нагонах води вітром, рідше ніж при сейсмічних явищах поверхня моря набуває похилого положення. З припиненням дії сили, яка викликає циклон, поверхня прагне повернутися в положення рівноваги. Передусім рівновага встановлюється, маса води зазнає коливань, які поступово затухають під впливом тертя. Коливання маси води відбуваються поблизу однієї або декількох горизонтальних осей (вузлів), які

залишаються нерухомими, і утворюють так звані стоячі хвилі – *сейші*.

Сейші можуть бути одно- або двовузловими, можливі сейші з трьома вузлами і більше. На розміри сейшів впливають рельєф дна і конфігурація берегів. Звичайно висота сейшів – декілька дециметрів, у виняткових випадках – 2-2,5 м. Якщо густина води з глибиною змінюється, можуть виникнути внутрішні сейші. Сейші здатні викликати ритмічні течії, які охоплюють всю товщу води, що бере участь в коливаннях.

Припливні хвилі (припливи). Припливоутворюючі сили викликають коливальні рухи всієї маси води Світового океану. Утворюються поверхневі і внутрішні припливні хвилі. Поверхневі припливні хвилі в відкритому Океані мають висоту до 1 м. Обходячи Землю, припливна хвиля викликає підняття рівня до найвищого положення (повна вода) і його опускання до найнижчого (мала вода). Проміжок часу, протягом якого рівень піднімається, називають *тривалістю зростання рівня*, проміжок часу, упродовж якого рівень знижується, – *тривалістю падіння рівня*. Відстань по вертикалі між рівнями повної і малої води становить *величину припливу*, а половина величини припливу – *амплітуду припливу*. Проміжок часу між двома найближчими моментами наступу повної (або малої) води – *період припливу*.

Якщо протягом доби спостерігаються дві повні і дві малі води з однаковою амплітудою припливу і з однаковою тривалістю росту і падіння рівня, приплив називають *правильним*. В дійсності, правильні припливи майже ніколи не спостерігаються. Виникають нерівності припливів за висотою (відхилення амплітуди припливів від середньої величини) і за часом (відхилення тривалості росту і падіння рівня від середнього).

Висота припливів змінюється з зміною відстані Місяця і Сонця від Землі. При положенні Місяця в перигеї його припливоутворююча сила на 40% більша, ніж при положенні в апогеї. В результаті створюється паралактична нерівність висоти місячних припливів з періодом $27\frac{1}{3}$ середньої доби (повний місяць). Паралактична нерівність висоти сонячних припливів має період 365,25 діб (рік). Припливоутворююча сила Сонця в перигеї на 10% більша, ніж в апогеї. Період зміни паралактичних нерівностей для єдиних припливів – близько 2 років.

До цих пір, розглядаючи припливи, згідно статичної теорії припливів, створеної Ньютоном, припускали, що Океан покриває Землю суцільним шаром, який знаходиться у будь-який момент часу в рівновазі під впливом сили тяжіння і припливоутворюючих сил Місяця і Сонця і утворює припливний еліпсоїд. За статичною теорією не приймається до уваги сили зчеплення, інерції, тертя, які діють в масі води. В ній не враховано вплив рельєфу дна Океану. Тому, хоча статична теорія і пояснює причини припливів, їх періодичність і нерівність, але деякі важливі особливості припливів не узгоджуються з її висновками.

Відповідно з статичною теорією момент наступу повної води повинен співпадати з моментом проходження Місяця через меридіан місця. В дійсності під впливом тертя повна вода завжди запізнюється відносно моменту кульмінації Місяця на деякий проміжок часу, який називають

місячним проміжком. Місячні проміжки періодично змінюються упродовж 15 діб, причому відхилення від середнього значення не перевищують ± 1 год. Середня величина із місячних проміжків складає середній прикладний час.

Найбільша величина припливів, згідно статичної теорії, повинна спостерігатися в моменти сизигій, фактично ж вона запізнюється (також під впливом тертя) на 2-3 доби. Проміжок часу між моментом сизигії і наступом найбільш високої повної води називають *віком припливу*.

Згідно висновків статичної теорії добові нерівності для всіх місць, які лежать на одній і тій же паралелі, однакові, а на екваторі вони будуть відсутні. Отже, все так.

Деякі особливості припливів, які не пояснені статичною теорією, розкриває динамічна теорія припливів (Лаплас, 1775). За цією теорією припливоутворюючі сили, впливаючи на водяну оболонку Землі, безперервно викликають її коливальні рухи хвилеподібного характеру, при яких частинки води переміщуються за деякими орбітами. Гребінь припливної хвилі витягнутий вздовж меридіану, на якому знаходиться в той час світило (Місяць, Сонце). Припливні хвилі рухаються за світилом з тією ж швидкістю, з якою воно рухається по небосхилу, тобто вони є вимушеними (зв'язаними) хвилями.

Коли дія припливоутворюючої сили на даному меридіані припиняється (коли світило пройшло через меридіан), коливальні рухи частинок по інерції продовжуються і утворена припливна хвиля поширюється далі як *вільна* до тієї пори, поки її енергія не буде витрачена на переборювання сили тертя. Швидкість переміщення вільної хвилі зростає з глибиною Океану. Для того, щоб вільна хвиля поширювалась зі швидкістю вимушеної припливної хвилі (тобто щоб вона не відставала від неї), глибина Океану на екваторі повинна досягати 22 000 м, на 60° ш. – 5 000 м. Середня вільна хвиля поширюється всюди, крім високих широт (вище 70°), з меншою швидкістю, ніж вимушена. В високих широтах швидкість вільної хвилі гаситься льодовим покривом.

Припливно-відпливні коливання рівня Океану розглядають як результат сукупної дії вільних припливних хвиль, які приходять з інших районів, і вимушеної припливної хвилі, утвореної в даному місці.

Із теорії вимушених коливань відомо: якщо період сил, викликаючи вимушені хвилі, менший періоду вільних хвиль, коливання, які є результатом їх додавання, прямо протилежні напрямку дії сили, і навпаки, якщо періоди сил, викликаючи вимушені хвилі, сумарні коливання співпадають з дією сил. На екваторі, де період припливоутворюючої сили менший періоду вільних коливань, виникають „зворотні” припливи, тобто приплив наступає тоді, коли повинен наступати відлив, і навпаки. Біля полюсів період припливоутворюючих сил більший за період вільних коливань, тому припливи прямі, тобто вони рухаються за проходженням світила через меридіан місяця. Очевидно, на деяких просторах між полюсом і екватором припливи не виражені.

Динамічна теорія не пояснює місцевих особливостей припливів. Поширення припливної хвилі в умовах кінцевої глибини і заданих обрисів

басейну пояснює «каналова» теорія. Із входженням у вузьку затоку, припливна хвиля поводить себе, як в каналі. Амплітуда зростає обернено пропорційно певного ступеню глибини і ширини каналу. Так, наприклад, якщо при незмінній ширині глибина каналу зменшиться в 10 разів, амплітуда припливної хвилі зростає, наприклад, в 3 рази. При незмінній ширині, але із зменшенням глибини в 10 разів амплітуда хвилі збільшиться вдвоє. Біля берегів висота припливу особливо зростає в тому випадку, якщо припливна хвиля, яка йде до берега, «складається» з припливною хвилею, «відбитої» від берега. Цим пояснюються припливи з дуже великими амплітудами в затоці Фанді (18 м), в Пенжинській затоці (13 м), в гирлі Білого моря (10 м). Завдяки відбиванню припливної хвилі у берегів Англії (між островами Уайт і Уеймут) іноді виникають не два, а чотири припливи за добу (табл. 16).

В деяких затоках і морях в результаті відбивання утворюються стоячі припливні хвилі. Наприклад, в Червоному морі вся маса води коливається так, що, коли в західній частині рівень підвищується, в східній він знижується, а в середній залишається майже незмінним.

При значній ширині материкової відмілини енергія припливів витрачається на переборення тертя. Тому, наприклад в Східносибірському морі біля берегів материка висота припливів не перевищує 30 см, тоді як біля острова Де-Лонга – до 2 м.

Явище припливів на річках. Поширюючись вгору по течії деяких річок, припливна хвиля викликає коливання рівня, помітні на великій відстані від гирла. ця відстань залежить від схилу дна річки і від швидкості її течії.

На Амазонці припливи поширюються на відстань до 1400 км від гирла, на річці Св. Лаврентія – до 700 км, по Північній Двині – до 120 км, на Печорі – до 88 км. Припливна хвиля, яка піднімається вгору по річці, деформується в результаті відмінностей швидкості руху гребеня і підніжжя. Виникає вал, який досягає висоти 1 м і більше (на Амазонці – 5 м). Це явище, частіше відоме під назвою бор, носить різні місцеві назви: маскаре (річки Франції), поророко (Амазонка). На деяких річках (Сена, Шаранта, Северн) бори, загрозові для судноплавства, були ліквідовані за допомогою спеціальних гідротехнічних споруд.

Уявлення про рух припливної хвилі дають спеціальні карти.

Поширення припливів може бути зображене за допомогою кодальних ліній, які показують одночасний наступ повної води в сизигію. Момент наступу повної води прийнято позначати місячним часом за Грінвічським меридіаном.

Кодальною називають карту, на якій нанесена система кодальних ліній для кожної години місячного часу. На такій карті добре видно напрям руху припливної хвилі і зміна швидкості її поширення. Дані для визначення зміни рівня під час припливу і наступ повної і малої води в різних пунктах можна отримати із спеціальних таблиць припливів, які необхідні для судноплавства.

Енергія припливів. Припливи мають величезну енергію, яка складає

приблизно в $8 \cdot 10^{12}$ Квт. На енергію припливів люди звернули увагу дуже давно. Першими установками для використання енергії були млини. В середині XII ст. стали з'являтися проекти більш удосконалених установок. Найбільший інтерес до припливних гідроелектростанцій проявляється в країнах, бідних на мінеральне паливо і річкові гідроресурси (Франція, Англія). Але висока вартість невеликих припливних гідроелектростанцій заважає їх створення, побудова ж великих централізованих систем, які об'єднують ряд гідроелектростанцій вимагає потужних капіталовкладень. Проте, ряд припливних електростанцій побудовані і функціонують в окремих країнах (Франція, Росія, США).

Таблиця 16

Райони припливів на земній кулі

Райони	Максимальна висота припливів
Затока Фанді (Канада-США)	18,0
Затока Фробишер (Канада)	15,6
Ріо-Гальєгос (Аргентина)	16,8
Річка Северн (Англія)	16,5
Затока Сен-Мшю (Нормандія)	15,0
Річка Коксоак (Канада)	15,0
Річка Фіцрой (Австралія)	14,0
Річка Сеул (Корейський п-ів)	13,2
Пенжинська губа (Росія)	12,9
Річка Колорадо (Мексика)	12,3
Затока Кука (Аляска)	12,0
Мезенська губа (Росія)	11,0

Внутрішні хвилі виникають на межі прошарків води з різною густиною. Висота внутрішніх хвиль може перевищувати в десятки разів висоту поверхневих хвиль, швидкість їх переміщень, навпаки, значно менша. Внутрішні хвилі поширені всюди, але так як на поверхні вони проявляються дуже рідко, спостерігати їх візуально майже неможливо. Коливальні рухи на глибині виявляються тільки завдяки вимірами змін в розподілі температури, солоності і густини на глибині. Внутрішні хвилі бувають довгими і короткими, стоячими і поступальними.

Причини виникнення внутрішніх хвиль різні і ще недостатньо зрозумілі. Це можуть бути припливні явища, різкі зміни атмосферного тиску, поверхневі хвилювання і навіть рух суден (там, де межа шару води з різною густиною знаходиться на меншій глибині).

Велике значення припливоутворюючих сил пояснюється збігом їх проходження з фазами Місяця. Припливні внутрішні хвилі викликають періодичні коливання температури, солоності і густини води в багатьох районах Океану. Під час утворення внутрішніх припливних хвиль потужні маси океанських вод піднімаються з глибини до поверхні, викликаючи її охолодження, впливаючи на морські льоди, на температуру прилеглому шару повітря, а отже, і на клімат. Впливу внутрішніх припливних хвиль на

процеси, які відбуваються в географічній оболонці, вчені надають великого значення.

Хвильові рухи різного походження забезпечують перемішування океанських вод, впливають на проникнення кисню на глибину і винесення поживних речовин у верхні шари.

Маючи величезну енергію, хвилі постійно виконують роботу з формування рельєфу земної поверхні.

3.4.2. Течії у Світовому океані

В Світовому океані течії виникають внаслідок взаємодії вітру з водною поверхнею, дією сили тяги і припливоутворюючих сил. Незалежно від причини виникнення на течію впливає внутрішнє тертя води і дія обертання Землі. Перша гальмує течію і викликає завихрення межі шарів з різною густиною, друга змінює її напрям, відхиляючи вправо в північній і вліво в південній півкулі.

За походженням течії поділяють на *фрикційні* (головна причина – тертя повітря по поверхні води), *гравітаційно-градієнтні* (причина – намагання сили тяжіння вирівняти поверхню і ліквідувати нерівномірне розміщення густини) і *припливно-відпливні* (причина – зміна рівня, яка обумовлена припливоутворюючими силами).

В фрикційних течіях можна виділити вітрові, викликані тимчасовими вітрами, і дрейфові, викликані постійними вітрами (або пануючими). В циркуляції вод Світового океану дрейфові течії відіграють найбільше значення.

Гравітаційно-градієнтні течії поділяються на стічні (стокові) і густинні. Стічні течії виникають в випадку стійкого підняття рівня води, викликане її притоком і наявністю опадів, або, навпаки, в випадку опускання рівня, обумовленого відтоком води і витратами її на випаровування. Прикладом стічної течії, пов'язаної з підвищенням рівня в результаті притоку води із сусіднього моря (Карибського), може бути Флоридська течія, яка забезпечує стік із Мексиканської затоки в Атлантичний океан. Стічна течія, яка обумовлена підвищенням рівня в зв'язку зі стоком річок, спостерігається в морях Карському і Лаптевих. Стічну течію може викликати вітер (згони і нагони води).

Густинні течії – результат неоднакової густини води на одній і тій же глибині. Вони виникають, наприклад, в протоках, які з'єднують моря з різною солоністю (Гібралтарська протока, Босфор тощо). Також відмінності густини води можуть спричинитись неоднаковим атмосферним тиском на різні ділянки Океану. Виниклі при цьому густинні течії отримали назву *бароградієнтних*.

Припливно-відпливні течії формуються горизонтальною складовою припливоутворюючих сил. Ці течії охоплюють всю товщу води. Швидкість припливних течій прямо пропорційна висоті припливу. В протоках і затоках вона залежить від їх поперечного перерізу. Якщо в відкритому океані швидкість припливної течії становить всього близько 1 км/год, то в вузьких протоках вона досягає 22 км/год. З глибиною припливна течія дуже повільно

(повільніше будь-якої іншої) втрачає швидкість. Період припливно-відливних течій залежить від періоду припливу (напівдобовий, добовий). Припливно-відливні течії зберігають прямолінійний напрям руху (туди і звідти) тільки в протоках. В відкритому Океані припливна течія відхиляється від прямолінійного руху і набуває обертового характеру, здійснюючи повний оборот (за годинниковою стрілкою в північній півкулі і проти неї – в південній півкулі) за 12 год. 25 хв. або за 24 год.50 хв.

Так як чинники виникнення течій можуть проявлятися одночасно, течії часто є комплексними.

Течії можуть існувати як інерційні деякий час після того, як дія її утворюючої сили припинилась.

Залежно від розміщення в товщі океанської води виділяють течії *поверхневі, глибинні, придонні*.

За тривалістю існування можна виділити течії *постійні, періодичні і тимчасові (випадкові)*. Належність течії до тієї або іншої групи визначається характером дії викликаючих її сил. Постійні течії із року в рік зберігають напрям і середню швидкість. Їх можуть викликати постійні вітри (наприклад, пасати). Напрямок і швидкість періодичних течій змінюється відповідно з характером зміни причин (наприклад, мусонні вітри, припливи). Виникнення тимчасових течій залежить від випадкових причин і в зміні їх характеристик немає закономірності.

За температурними характеристиками течії поділяються на *теплі, холодні і нейтральні*. Перші тепліші, ніж вода в тому районі Океану, по якому вони проходять; другі, навпаки, холодніші навколишньої води; треті не відрізняються за температурою від вод, серед яких протікають. Температура холодної Перуанської течії біля Галапагоських островів досягає 22°C, але вона на 5-6°C нижча температури поверхневих вод в районі екватора. Температура теплої течії, проникаючої на деякій глибині із Атлантичного океану в Північний Льодовитий, становить всього 2°C (і навіть нижче), але над нею і під нею знаходиться вода з температурою близько 0°C.

Як правило, течії, що рухаються від екватора, теплі; течії, які рухаються в напрямі до екватора, холодні.

Холодні течії звичайно менш солоні, ніж теплі. Це пояснюється тим, що вони рухаються із областей з великою кількістю опадів і меншим випаровуванням або із областей, де вода опріснена таненням льоду. Внаслідок взаємодії теплих і холодних течій холодні течії, якщо вони не менш солоні, занурюються під теплі. Але поєднання солоності і температури може призвести до того, що холодна вода буде над теплою (наприклад, в Північному Льодовитому океані).

Вивчення дрейфових течій дозволило вивести ряд закономірностей, за яким ці течії відповідають:

1) швидкість дрейфової течії збільшується з посиленням вітру і зменшується з збільшенням широти:

$$v = A \frac{W}{\sqrt{\sin \varphi}} \quad (3)$$

де A – вітровий коефіцієнт = 0,013,

W – швидкість вітру;

φ - широта місця;

2) напрям течії не співпадає з напрямом вітру: він відхиляється вправо в північній півкулі і вліво в південній. За умови достатньої глибини і віддаленості від берега величина відхилення теоретично становить 45° . Спостереження показують, що в реальних умовах величина відхилення на всіх широтах дещо менша 45° ;

3) в результаті тертя повітря об поверхню води, поступово передається до нижчих шарів. Швидкість течії при цьому зменшується в геометричній прогресії, а напрям течії (під впливом обертання Землі) все більше і більше відхиляється і на певній глибині є протилежним поверхневому. Швидкість противотечії складає $1/23$ поверхневої швидкості (4%). Глибину, на якій течія повертає на 180° , називають глибиною тертя. На цій глибині вплив дрейфової течії практично закінчується. Спостереження показують, що дрейфові течії припиняються на всіх широтах на глибині близько 200 м.

Таблиця 17

Класифікація океанічних течій

За силами, що їх утворюють	Глибинні, за розташуванням	За характером руху	За ступенем стійкості	За фізико-хімічними властивостями
Вітрові і дрейфові	Поверхневі	Прямолінійні	Постійні	Теплі
Градентні	Глибинні	Криволінійні	Періодичні	Холодні
Гравітаційні	Придонні	Циклонічні	Тимчасові	Солоні
Припливні	Прибережні течії від прибою моря	Антициклонічні		Опріснені
				Нейтральні

Течії Атлантичного океану. В циркуляції вод Світового океану найбільша роль належить течіям, які завдячують своїм виникненням переважно дії постійних вітрів. Інші фактори в них, порівняно з вітром, відступають на задній план, через що течії ці і зветься дрейфовими. Очевидно, початок дрейфових течій слід шукати в тих районах океану, де постійні або пануючі вітри виявлені особливо добре й правильно, тобто насамперед в зоні розвитку пасатів.

У цій зоні Атлантичного океану є дві пасатних екваторіальних течій. Відхилені від напрямку відповідних пасатів на $30-40^\circ$, обидві вони переносять воду з сходу на захід.

На південь від екватора своєю основною масою розміщується Південна Екваторіальна течія. Край її, обернений до полярних широт, не має виразних меж; другий край, обернений до екватора, виявлений виразніше, але положення його, у зв'язку з переміщенням самих пасатів, трохи змінюється; так, в лютому північна межа Південної Екваторіальної течії лежить приблизно на 2° пн.ш., а в серпні — на 5° пн.ш., тобто ще далі на північ.

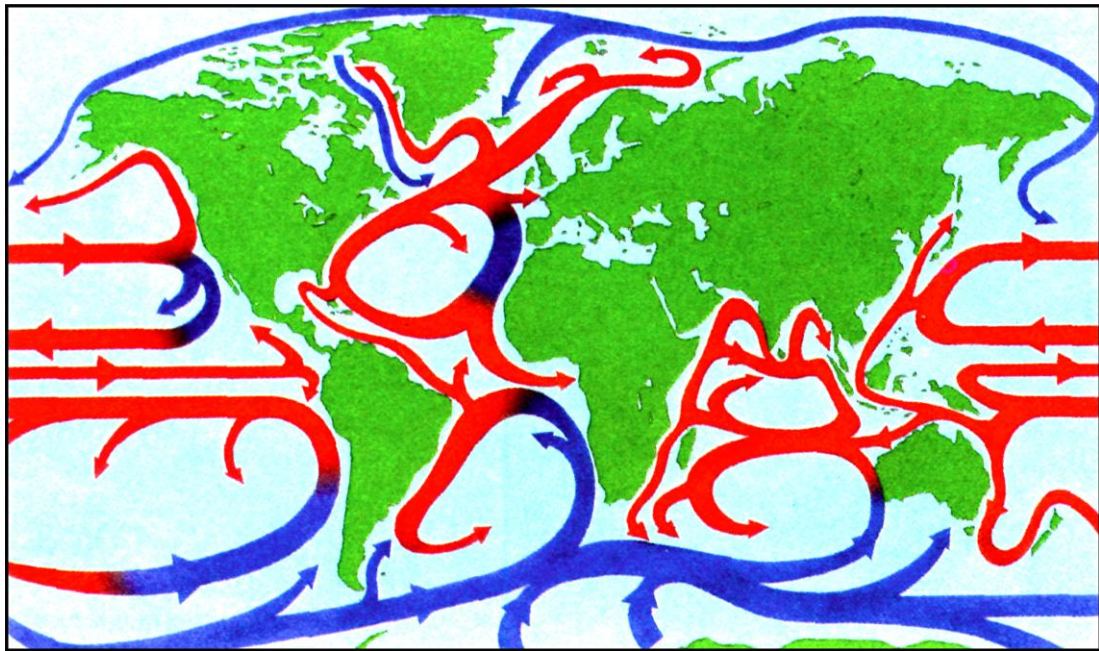


Рис.15. Схематична карта течій у Світовому океані

Таблиця 18

Поверхневі течії Світового океану

Течія	Стійкість, %	Переважна швидкість, км/год	Солоність, ‰	Термічна характеристика, °С	Температура, °С
1	2	3	4	5	6
Атлантичний та Північний Льодовитий океани					
Північна пасатна (Північна Екваторіальна)	20-50	0,9-1,9	35-36	Нейтральна	24-28
Антильська	50-75	0,9-1,5	0,9-1,9	Нейтральна	24-27
Південна пасатна (Південна Екваторіальна)	75	0,9-2,5	34-36	Нейтральна	24-27
Гвіанська	50-75	0,9-2,8	35-36	Нейтральна	25-27
Карибська	50	0,9-2,8	35	Нейтральна	25-27
Флоридська	2,8	2,8 і більше	33-34	Нейтральна	24-28
Гольфстрім	75	0,9-2,8	34-36	Тепла	25
Північно-Атлантична	50-75	0,9-1,9	35-36	Тепла	7-15
Португальська	25	0,9-1,9	35-36	Холодна	20-24
Канарська	25-50	0,9-1,9	35-36	Холодна	20-24
Ірмінгера	25	0,9	33-35	Тепла	6-10
Лабрадорська	25-50	0,9-1,9	32-34	Холодна	0-7
Бразильська	25-65	0,9-1,9	36	Тепла	22-28
Фолклендська	25-50	0,9-1,9	33-35	Холодна	15-25
Бенгельська	50-75	0,9-1,9	35,5-36	Холодна	15-25
Гвінейська	75	0,9-3,0	35-34	Нейтральна	24-28
Міжпасатна (Екваторіальна протитечія)	50	0,9-2,8	34-35	Тепла, сезонна	25-28
Норвезька	25-75	0,9-1,9	34-35	Тепла	4-12
Нордкапська	до 25	0,9-1,9	33-34	Тепла	4-3,8

Шпіцбергенська	25-75	0,9-1,9	34,5	Тепла	1-3
Східногренландська	25-75	0,9-1,9	33-34	Холодна	1-6
Західногренландська	25-75	0,9-1,9	33-34	Нейтральна	0-4
Арктичного дрейфу				Холодна	
Течія Західних вітрів		0,9-1,9		Холодна	
Течія мису Горн		до 0,9		Холодна	
Індійський океан					
Південна пасатна (Південна Екваторіальна)	25-75	0,9-2,8	35-36	Нейтральна	22-28
Сомалійська	0,9-1,9	до 0,3	Літом -0,9-2,8; Зимою 0,9-1,9	Взимку тепла, влітку холодна	21-29
Міжпасатна (Екваторіальна протитечія)	0,9-1,9	0,9-1,9	35-35,5	Нейтральна, сезонна	27-28
Мусонна	0,9-0	0,9-2,8	33-35	Нейтральна влітку, взимку-тепла	4-28
Західно-Австралійська	25-75	до 0,9	35-36	Холодна, сезонна	24-28
Мозамбіцька	25-75	Літом 0,9-1,9; Зимою 0,9-2,8	35	Тепла	24-27
Мадагаскарська	25-75	0,9-1,9	35	Тепла	24-27
Голкового мису	25-75	0,9-2,8	35	Тепла	16-20
Тихий океан					
Північна пасатна (Північна Екваторіальна)	25-75	0,9-1,9	34-35,5	Нейтральна	25-28
Куросіо	25-75	На півдні до 6	34,5	Тепла	12-28
Північно-Тихоокеанська (Гавайська)	25-75	0,9-1,0	33-35	Тепла	12-23
Каліфорнійська	25-75	1,0-2,0	32,5-34	Холодна	12-20
Аляскінська	25-75	0,9-2,2	32-33	Тепла	2-13
Камчатська	25-75	1,0	31-32	Холодна	0-10
Оясіо (Курильська)	25-50	1,0	32-33	Холодна	1-10
Міжпасатна (Екваторіальна протитечія)	25-75	0,9-3,0	34-34,5	Нейтральна	25-28
Південна пасатна (Південна Екваторіальна)	25-75	0,9-2,8	35-35	Нейтральна	20-28
Східно-Австралійська	25-75	2,0-3,5	35-35,5	Тепла	10-26
Перуанська	-	1,2	31-33	Холодна	15-22

Північна пасатна течія бере початок біля Островів Зеленого мису, пересікає океан і підходить до Антильських островів. Частина течії заходить

в Карибське море (Карибська течія) і звідти проникає в Мексиканську затоку. Частина води рухається вздовж Антильських островів (Антильські течія) і зливається із стічною Флоридською течією, яка виходить з Мексиканської затоки.

Від злиття Флоридської (більш потужної) та Антильської (менш потужної) течій, утворюється Гольфстрім, потужна система теплих течій, що простягнулась на 10 тис.км від мису Гаттерас до Великої Ньюфаундлендської банки.

Гольфстрім являє собою порівняно вузьку смугу (75-120 км) води із значними швидкостями руху (до 3-10 км/год.), яка відділяє теплі води Саргасового моря від холодних вод, що рухаються з півночі. На глибині 1350-1800 м течія дуже слабка, а з глибини 2800 м спостерігається рух води, протилежний поверхневому.

На південний схід від Великої Ньюфаундлендської банки (близько 40° пн.ш. і 40° зх.д.) Гольфстрім розпадається на декілька потоків, які рухаються на південь і південний схід і включаються в загальну антициклональну циркуляцію від цієї частини Атлантичного океану.

Біля східної частини Великої Ньюфаундлендської банки під впливом західних вітрів виникає Північно-Атлантична течія, яка є продовженням Гольфстріму на північний схід. Поблизу 50° пн.ш. течія розгалужується на два потоки: північну і південну. Південний потік утворює Португальську течію, яка зливається з водами Канарської течії, Канарська течія, в свою чергу, вливається в Північну Пасатну течію, замикаючи субтропічне кільце течій в північній частині Атлантичного океану.

Північний (головний) потік Північно-Атлантичної течії рухається до берегів Європи і вже під назвою Норвезької течії потрапляє в Північний Льодовитий океан. Поблизу 60° пн.ш. від Північно-Атлантичної течії під впливом рельєфу дна відгалужується Ірмінська течія, більша частина якої рухається в західному напрямі, і приєднавшись до Східно-Гренландської течії, формує Західно-Гренландську течію. Незначна частина вод Ірмінської течії вливається у Східно-Ірландську течію.

Частина вод Західно-Гренландської течії, рухаючись поблизу берегів Гренландії потрапляє в Баффінову затоку і Північний Льодовитий океан, а більша частина маси води, посилюючись водами Арктики, формує Лабрадорську течію, що рухається вздовж узбережжя на південь, утворюючи бар'єр з холодної води між берегом і Гольфстрімом.

Південна Пасатна течія в Атлантичному океані найбільш постійна із усіх течій Світового океану. Рухаючись вздовж екватора біля берегів Південної Америки поділяється на Гвіанську і Бразильську течії. Гвіанська течія разом з Північною пасатною течією несе води в Карибське море і Мексиканську затоку.

Бразильська течія рухається на південь і відхиляючись поблизу 40° пд.ш. на схід приєднується до течії Західних вітрів. Лише невелике відгалуження Бразильської течії продовжує рухатись на південь вздовж берегів материка. Назустріч Бразильській течії, проникаючи між двома її

розгалуженнями, рухається холодна Фолклендські течія, яка після з'єднання з Бразильською, повертає на схід. Біля берегів Африки від течії Західних вітрів на північ відділяється Бенгальська течія. Нею замикається південне субтропічне кільце в Атлантичному океані.

Екваторіальна протитечія в Атлантичному океані на всій своїй протяжності виражена влітку, з грудня до березня вона зберігається лише на сході. Продовження протитечії – Гвінейська течія, з'єднується з Південною екваторіальною течією.

Течії Тихого океану. Схема циркуляції води Тихого океану майже точно повторює схему циркуляції в Атлантиці: тут ми не тільки знаходимо ті самі два кола по обидва боки від екватора — один з рухом води за годинниковою стрілкою, а другий — у зворотний бік,— але і аналог Гольфстріму, представлений течією Куро-Сіо. Відмінності між обома океанами щодо цього зводяться переважно до деталей.

Південна Екваторіальна течія починається в районі Галапагоських островів у вигляді кількох теплих (від 25 до 28°) струменів; в усі сезони швидкість її тут перевищує 40 км на добу, а іноді зростає і до 185 км. Течія, загальний напрям якої із сходу на захід, найкраще виявлена між 5° пд. ш. і 3° пн. ш. Всупереч своєму призначенню, вона має найбільшу швидкість саме у тій частині, яка лежить на північ від екватора (між 0 і 3° пн.ш.). В усі пори року вона переходить за екватор на північ і завжди, навіть у періоди свого послаблення, потужніша Північної Екваторіальної течії.

На заході, в Океанії, Південна Екваторіальна течія розгалужується між островами, трохи послаблюється, а втім біля Нової Гвінеї і Соломонових островів швидкість її досягає до 70 км на добу. Приблизно в цьому районі, відхиляючись ліворуч, вона спускається на південь у вигляді Східно-австралійської течії вздовж берегів Австралії, ще раз відхиляється ліворуч через обертання Землі і, обігнувши з півночі Нову Зеландію, рине назад на схід пересікаючи океан, притримуючись смуги між 40-ю і 45-ю паралелями. Досягнувши західного узбережжя Південної Америки, водні маси утворюють тур холодну Перуанську течію (або течію Гумбольдта), що рухається з півдня на північ від острова Моча (38°30' пд. ш.) до мису Бланко (4°27' пд. ш.) з середньою швидкістю близько 25 км на добу.

Північна Екваторіальна течія (35 км на добу) спрямовується на захід, розташовуючись, в основному, у смузі між 10 і 20° пн. ш. Північна і Південна течія відокремлені екваторіальною протитечією (з заходу на схід), особливо добре виявленою зимової (для північної півкулі) пори. Як і всі протитечії, вона компенсаційна.

Між Філіппінськими і Каролінськими островами води Північної Екваторіальної течії відхиляються на північ і дають початок течії Куро-Сіо. На відміну від Гольфстріму, далеко не всі екваторіальні води беруть цей північний напрям; частина їх проходить у Китайське море між Філіппінами і Формозою, частина — в Жовте море і Корейську протоку. Отже, головна течія, що йде потім на північний схід, незважаючи на її швидкість від 90 до 100 км на добу, яка зберігається до 35° пн. ш., менш визначена, ніж

Флорідська течія. Східні межі Куро-Сіо установити важко: то вона заповнює весь простір між островами Рю-Кю та Огасавара, то майже відрізнити її в цій зоні не можна. Влітку Куро-Сіо поширюється на північ далі, ніж взимку, однак ніколи не заходить (поблизу Японії) північніше 40-ї паралелі. Вода її тепла, але є й холодні струмені, що ніколи не спостерігалось у Флорідській течії. Коротко кажучи, Куро-Сіо — це мінлива течія.

Від берегів Японії вона повертає на схід і утворює нерегулярний дрейф до 145° зх.д., де і поділяється: меншої сили відгалуження завертає на північ, рухаючись проти стрілки годинника, — це Аляскінська течія; друге розгалуження повертає на південь вздовж берегів Каліфорнії і утворює холодну Каліфорнійську течію. Остання зливається з Північною Екваторіальною течією.

У північній частині Тихого океану вздовж берегів Камчатки та Курільського архіпелагу спускається на південь холодна Камчатська течія, яка формується у вигляді більш-менш певної течії в районі, що лежить дещо далі на північ Командорських островів.

Течії інших районів Світового океану. Північний Льодовитий океан — це осередок багатьох причин, здатних породити течії. До однієї з них належать переважаючі північні і північно-східні вітри, які повинні «штовхати» полярні води до Атлантики через широку протоку між Гренландією і Скандинавією. Через незначне випаровування, зумовлене низькими температурами, і опріснюючу дію талих льодів густина води в Льодовитому океані менша, а, отже, рівень вищий, ніж в океані Атлантичному. Це повинно бути імпульсом до виникнення конвекційних течій між Полярним басейном і північною Атлантикою. Нарешті, величезні ріки, що течуть з материків Євразії та Америки (Об, Єнісей, Лена, Яна, Колима, Мекензі та ін.), повинні підвищувати до якоїсь міри припливом своєї води рівень Льодовитого океану, тобто сприяти утворенню стокових течій.

І дійсно, всі ці причини, об'єднуючись разом, зумовлюють стік води з усієї площі Льодовитого океану в бік Атлантичного. Через відхилення водних мас (під впливом обертання Землі) праворуч, їх рух може набути більш визначеного характеру, у вигляді виразно оформлених течій, там, де водні маси притиснуті цим відхиленням до якоїсь перепони, до берега материка або великого острова. Так воно й є насправді, бо обидві холодні течії, які виходять з полярної області — Східно-Гренландська і Лабрадорська — безпосередньо обмивають: перша — східний берег Гренландії на, всій його протяжності, друга — східні береги Баффінової Землі, Лабрадору і Ньюфаундленду. Морські течії виносять з Північного Льодовитого океану щороку близько 20 тис.км³ плавучих льодів. Середня добова швидкість Східно-Гренландської течії становить 15-20 км, Лабрадорської — 15-60 км.

Очевидно, винесення вод Полярного басейну холодними течіями потребує компенсації. І тому що самим лише припливом річкових вод Євразії вона ще не досягається, то є підстави гадати, що описана Атлантична течія, дрейфова в основі, має також і риси компенсаційної.

Дещо особливу область розвитку морських течій являють собою південні частини Атлантичного, Індійського і Тихого океанів, що безпосередньо прилягають до Антарктики. У смузі між 40-ю і 50-ю південними паралелями панують західні вітри, що своєю сталістю і правильністю мало поступаються перед пасатами. І тому що у цій смузі майже зовсім немає суші, тут утворюється могутня течія, яка йде з заходу на схід і безперешкодно обмиває у цьому напрямі усю земну кулю. В літературі течія ця зветься по-різному, то Південною, бо вона розміщається на півдні південної півкулі, то Східним дрейфом, бо має напрям на схід, то Західною, що викликана західними вітрами. Останнім часом її звать, і це, може, найбільш правильно, течією Західних Вітрів.

В Індійському океані, на відміну від Тихого і Атлантичного, добре розвинене тільки південне кільце океанічної циркуляції, — насамперед через те, що Індійський океан майже весь лежить на південь від екватора. Південна Екваторіальна течія виявляється в зоні між 10° пд. ш. і тропіком Козерога. Біля Мадагаскару вона розбивається на два розгалуження, одна з них спускається на південь вздовж східного берега острова (Мадагаскарська течія), друге входить у Мозамбікську протоку і йде теж на південь вздовж африканського берега спочатку під назвою Мозамбіцької течії, а потім під назвою течії мису Ігольного, якає прямим продовженням Мозамбіцької.

Середні добові швидкості Південно-Екваторіальної, Мадагаскарської, Мозамбіцької та мису Ігольного течій досягають, відповідно, 60 км, 18 — 45 км, 70-90 км і 90-180 км.

Теплі води обох південних розгалужень упираються в течію Західних Вітрів, і у місці злиття спостерігається чергування теплих і холодних струменів. Біля берегів Австралії частина течії Західних Вітрів підіймається на північ у вигляді Західно-Австралійської течії і, зливаючись з Південною Екваторіальною, замикає коло течій Індійського океану.

На північ від екватора, як зазначалось, кільце океанічної циркуляції в Індійському океані не виявлене, та й не може бути виявлене через те, що не має місця для свого розвитку: площа Аравійського моря і Бенгальської затоки порівняно невелика (для виявлення океанічної циркуляції) і, крім того, роз'єднана виступом Індостанського півострова. Різко позначається також і заміна в цьому районі пасатного режиму мусонним. Саме останній характерно відбивається на течіях північної частини Індійського океану, вони періодично змінюють свій напрям на зворотний.

Влітку, коли дмуть південно-західні мусони, від Південної Екваторіальної течії, крім Мозамбікського розгалуження, яке рухається на південь, відчленовується і спрямовується на північ вздовж берегів Сомалійського півострова друге розгалуження, що має назву Сомалійської течії. Розгалуження це потім відхиляється на схід в бік Індостану, огинає з півдня о.Шрі-Ланку і входить у Бенгальську затоку, а окремі струмені прямують на південний схід паралельно берега Суматри, на сполучення з Південною Екваторіальною течією. Таким чином, під час літнього мусону

циркуляція води у північній частині Індійського океану відбувається взагалі в напрямі руху стрілки годинника.

Взимку, коли панує північно-східний мусон, циркуляція набуває зворотного напрямку — проти стрілки годинника: течія йде з Бенгальської затоки на південний захід, огинає з півдня о.Шрі-Ланку, спрямовується до Сомалійського півострова, прямує на південь вздовж африканського берега приблизно до екватора і потім повертає вздовж екватора на схід до Суматри у вигляді досить виразної екваторіальної протитечії (яка влітку зовсім не виявлена).

Значення морських течій для географічної оболонки. Рух води в океанах, що набрав форми морських течій, виконує в географічній оболонці найрізноманітніші функції. Найменше впливають течії на морське дно — навіть і тоді, коли вони поширюються до дна. Тільки течії, що мають значну швидкість, близьку до швидкостей річок, можуть переносити (і відкладати) грубозернисті осади, а іноді й «вимітати» на своєму шляху морське дно від осадів. Набагато вища транспортна роль течій щодо тонкозернистих осадів і до тонкої муті, завислої у морській воді. Обчислено, що у відкритому океані в стовпі води основою 1 кв. м і заввишки 5000 м загальна кількість муті становить близько 750 г : Але і в цьому разі можливість перенесення течіями тонких частинок на далеку віддаль дуже послаблена тим, що останні, якщо вони мають розміри колоїдних частинок, у морській воді швидко коагулюються і осідають.

Цілком безперечна величезна роль морських течій у перенесенні планктону — найдрібніших організмів, які, не маючи плавальних пристосувань, пасивно захоплюються рухом води і проводять життя у суспендованому стані: будь-яка течія — це не тільки потік води, а й потік невидимої органічної речовини, що має при цьому в житті океану першорядне і вирішальне для більших організмів значення.

Перелічені впливи морських течій можна все ж віднести до категорії окремих. Найбільший інтерес становлять для географа взаємозв'язки між морськими течіями і кліматом, бо ці взаємозв'язки виявляють загальні риси зв'язку між географічними процесами і надзвичайно глибоке їх взаємне проникнення. Справді, клімат впливає на розподіл тварин і рослин, на хід ґрунтоутворення, визначає багатство чи бідність країни на проточні, ґрунтові і стоячі води, керує процесами ерозії, змиву, вивітрювання (тобто потужно тисне на формування рельєфу), відбивається на господарській діяльності людини. Отже, все, що так або інакше впливає на клімат, впливає і на всі явища, що залежать від клімату. Кліматичне значення морських течій важко переоцінити. Близько половини перенесення тепла з низьких широт у високі здійснюється морськими течіями, а інша половина — через обмін повітряними масами. Морські течії, як уже велась мова, створюють термічні аномалії, тобто впливають на клімат — охолоджують або нагрівають його. Західні узбережжя Каліфорнії, Південної Америки, Африки та Австралії, що омиваються холодними течіями, холодніші, ніж внутрішні частини материків, розміщені на таких самих широтах. Навпаки, клімат на

узбережжях, які омиваються теплими течіями, тепліший і м'якший, ніж всередині материка. Особливо яскраво це позначається там, де теплі течії глибоко проникають у помірні і приполярні області, бо контраст між місцевим кліматом і рисами клімату, які приносяться течією, є винятково різким. У цьому відношенні роль Атлантичної течії набагато значніша, ніж роль аналогічної їй Куро-Сіо, бо перша проходить майже на 40° далі на північ, ніж друга. Ще більш різкий контраст між двома берегами якогонебудь материка або океану, що лежить в одних і тих же широтах, але зазнають впливу протилежних за своїм тепловим ефектом течій. Надзвичайно показове тут порівняння, яке можна зробити для східного узбережжя Канади і західного узбережжя Європи в зоні між 55-ю і 70-ю паралелями. Канадське узбережжя лежить між річними ізотермами 0 і — 10°C, європейське — між +10 і 0°C; тривалість безморозного періоду на канадському узбережжі становить менше 60 днів на рік, на європейському — від 150 до 210; на Лабрадорі і в Канадському архіпелазі — тундри, в Європі — хвойні і мішані ліси. Такий вплив здійснює на канадське узбережжя холодна Лабрадорська, а на європейське — тепла Північноатлантична течії.

Різна доступність західного і східного берегів Гренландії зумовлена наявністю теплої Західно-Гренландської і холодної Східно-Гренландської течій; майже всі ескімоські поселення зосереджені на західному узбережжі острова.

Загальна закономірність розподілу льодовиків в Арктиці полягає в тому, що найсильніше зледеніння пов'язано з північною частиною Атлантичного океану: найпотужніше скупчення континентальних льодів у Гренландії, і тільки у близькому сусідстві з нею площі льодів займають значні простори (на землях Баффіновій, Грінеля і Гранта — з одного боку, і на Шпіцбергені і Землі Франца-Йосифа — з іншого). А далі на захід до моря Бофорта і на схід до Берінгової протоки вони стають дедалі менші. Пояснюється це саме тим, що ця частина Атлантичного океану, у зв'язку з відгалуженнями Північноатлантичної течії, що доходять сюди, найтепліша і найбагатша на атмосферні опади.

Океан, що займає 71 % всієї площі Землі, лише через розміри своєї площі є головним приймачем сонячної енергії. Висока теплоємність води робить його також і головним акумулятором цієї енергії. Температура, океану безперервно підвищувалася б, коли б не витрачалось накопичене ним тепло випромінюванням у простір, випаровуванням (по 600 калорій на випаровування одного грама води) і конвекцією повітря (бо нагріті морем маси повітря підіймаються вгору, а на їх місце приходить холодне повітря, яке знову віднімає тепло в океану на своє нагрівання). Тому водні маси при охолодженні віддають повітрю, а при нагріванні беруть у нього дуже значну кількість тепла, — у цьому й полягає великий вплив моря на клімат взагалі й морських течій — зокрема.

Немає сумніву щодо впливу морських течій на розподіл атмосферних опадів. Теплі течії рухаються з тепліших місць у місця холодніші, тому водяна пара, що є в повітрі над ними, конденсується. У тропіках і

субтропіках біля східних берегів материків, які омиваються Гольфстрімом, Куро-Сіо, Бразильською, Мозамбікською, Східно-Австралійською теплими течіями, багато опадів. Холодні течії рухаються з холодних в теплі області, і водяна пара, яка приноситься з ними, не конденсується. Тому на західних берегах материків, що омиваються холодними течіями, опадів часом так мало, що ці береги — справжні пустині.

Течії нерідко стають ніби великими шляхами, по яких переважно переміщуються баричні депресії. Так, антільські тропічні циклони проходять звичайно над Флорідською течією і Гольфстрімом і в тому ж напрямі, що й останній; рідкі циклони відхиляються від Гольфстріму і прориваються на материк.

Зустріч двох різнорідних течій має численні географічні наслідки, хоч і місцевого значення. Район Ньюфаундленду, де зустрічаються Лабрадорська течія з Гольфстрімом, відомий своїми туманами. У місцях переміщення теплих і холодних вод масово гинуть мікроскопічні організми як через потрапляння їх в незвичне температурне середовище, так і через перехід в середовище незвичної (відповідно, більшої чи меншої) солоності, бо води холодних течій завжди прісніші, ніж води теплих. Але в зв'язку з цим, наприклад, водні маси й ґрунти в районі ньюфаундлендських мілин надзвичайно багаті на поживні органічні речовини, що приваблює значні маси риби і тим самим стимулює широкий розвиток тут рибного промислу.

Варто зазначити, що стан атмосфери впливає й на вертикальну циркуляцію води, — на підняття її з глибин і занурення на глибину. Антициклони є основними областями опускання поверхневих вод океану на глибину. У низьких широтах в антициклонах відбувається велике нагрівання і велике випаровування, що сприяє збільшенню густини води (через підвищення її солоності); а у високих широтах в антициклоні спостерігається велике випромінювання, а значить, і охолодження, тобто знов-таки збільшення густини води. У циклонах, де повітря вологе (що зменшує радіацію та випаровування) і багато опадів, що опріснюють море, переважає підняття морських вод. У місцях, де сходяться морські течії (Лабрадорська і Гольфстрім) і панують нагінні вітри, морські води опускаються; навпаки, там, де течії розходяться або переважають згінні вітри,—морські води підіймаються.

Товща води у Світовому океані фізично неоднорідна як в горизонтальному, так і у вертикальному напрямі. Неоднорідність ця раз у раз вирівнюється, але разом з тим знову й знову виникає. Таким чином, всю гідросферу за аналогією з атмосферою та її повітряними масами можна розбити на ряд тривалоіснуючих однорідних мас, які згодом трансформуються. Водні маси, що відрізняються одна від одної за температурою, солоністю, вмістом кисню, карбонатної кислоти, кальцій-карбонату, формуються, в основному, біля поверхні океану у тому верхньому шарі (потужністю 500—600 м), який Дефант запропонував називати «тропосферою» океану а потім морськими течіями переносяться на глибину (в океанічну «стратосферу») і в інші райони океану. Виходить, морські течії

— це наслідок фізичної неоднорідності водних мас, причина вирівнювання цієї неоднорідності, регулятор трансформації водних мас і тому — нова причина відновлення їх неоднорідності.

3.5. Водні маси та структурні зони

Одним із найважливіших завдань у дослідженні гідрологічних умов \ океанів та морів є визначення основних та другорядних водних мас, їхньої структури, взаємодії між собою і просторового розподілу.

Водними масами називаються достатньо великі об'єми води, сформовані в певних фізико-географічних умовах за певний термін, які відрізняються характерними фізичними, хімічними та біологічними властивостями, зокрема температурою, солоністю та ін. За аналогією з атмосферою у Світовому океані водні маси об'єднують у дві основні групи: поверхневі та глибинні. Між ними існують проміжки води, шар яких складає 600 - 1400 м.

Поверхневі води — шар води завтовшки 100-400 м, що характеризується великою динамічністю, значним проникненням світла та коливанням температури, солоності, густини, вмісту гаю, живих організмів. Цей шар ще називають *океанічною тропосферою*. Поверхневі водні маси поділяються на екваторіальні, тропічні, субтропічні, помірні (субполярні) та полярні (табл. 19).

Таблиця 19

Класифікація поверхневих водних мас та їх характеристики

Водні маси	Товщина, м	Температура, °С	Солоність, ‰	Густина (умовна)	Вміст кисню, 'МЛ/Л
1. Екваторіальні	150-300	26-28	33-35	22-23	3-4
2. Тропічні	300-400	18-27	34,5-35,5	24-26	2-4
3. Субтропічні	400-500	15-28	35-37	23-26	4-5
4. Субполярні	300-400	15-20	34-35	25-27	4,6-6,0
5. Полярні	100-200	5-18	32-34	27,28	5-7

Глибинні і донні води, які складають основну масу океану, характеризуються більшою однорідністю температури, солоності, густини та інших властивостей. Шар цих вод називають *океанічною стратосферою*.

Глибинні води Світового океану формуються головним чином у високих широтах, в областях циклонічних кругообігів. Товщина цих вод досягає в середньому 2000-2500 м. Найбільша товщина - 3000 м глибинних вод спостерігається в екваторіальній зоні та в районі субантарктичних улоговин.

Придонні води утворюються внаслідок опускання поверхневих вод. Товщина придонних вод у середньому складає 1000-1500 м, за винятком глибоководних западин, де глибина перевищує 6000 м.

Водні маси розмежовуються гідрологічними фронтами. *Гідрологічним фронтом* називається вузька смуга розмежування різних водних мас або

океанічних течій, в яких спостерігаються найбільші горизонтальні градієнти температури, солоності, густини та інших океанографічних характеристик.

Гідрологічні фронти мають ширину від 20 м до 100 км і супроводжуються контрастами кольору води, скупченням сміття, піни.

Зони, в яких сходяться поверхневі води, називаються *зонами конвергенції*. У зонах конвергенції поверхневі води, опускаються вниз. Зони, в яких розходяться поверхневі води, називаються *зонами дивергенції*. У цих зонах води піднімаються на поверхню.

Коли підняття глибинних вод сягає десятків сантиметрів на Добу, це явище називають *апвелінгом*.

На формування, розподіл і взаємодію водних мас впливають кліматичні та динамічні процеси, положення материків та інше.

3.6. Життя в океанах і морях, використання їхніх ресурсів

Морська вода є середовищем, яке сприяє розвитку життя. Вчені вважають, що життя на нашій планеті почалось саме в океані. Води океанів і морів населені величезною кількістю живих організмів, які характеризуються надзвичайною різноманітністю.

Життя в океані залежить від умов середовища, з яких досить важливими є гідрометеорологічні фактори. Проникнення світла в товщу води пов'язане з її прозорістю, а від цього залежить життєдіяльність рослинних організмів. Для життя рослин необхідні також деякі поживні солі — сполуки азоту, фосфору і калію, які містяться у морській воді в малій кількості. Ці солі надходять у поверхневі шари океану частково з береговим стоком, але головна маса їх піднімається на поверхню разом з глибинними водами в результаті осінньо-зимової конвекції і турбулентних рухів у гідросфері (апвелінг).

В той же час життєдіяльність живих організмів дуже впливає на фізико-хімічні властивості води океанів і морів. Ці організми поглинають з морської води велику кількість діоксиду вуглецю, кальцію, кремнію, які витрачаються на побудову їхніх скелетів.

Живі організми Світового океану поділяються на три великі групи: *планктон, нектон і бентос*.

Планктон — це одноклітинні водорості (фітопланктон), одноклітинні або дрібні багатоклітинні тварини-інфузорії, дрібні ракоподібні (зоопланктон).

Нектон – мешканці пелагіальної зони, здатні до активного пересування на значні відстані за допомогою м'язових зусиль (від дрібних ракоподібних до китоподібних).

Бентос – сукупність організмів, поширених на дні водойм.

Із 33 класів рослин, відомих на земній кулі, у Світовому океані живуть 5 класів, а ще 10 класів живуть як у морських, так і в прісних водах. Серед морських рослин основна роль належить одноклітинним. З багатоклітинних рослин в океані поширені великі за розмірами ламінарії (морська капуста),

фукуси, саргасуми, нереоцистуси, лесонії. Бурі водорості переважають у помірних і холодних морях.

Тваринні організми, що живуть на Землі, поділяться на 11 типів і 65 класів. Більшість із них є корінними жителями моря. Тільки 8 класів живуть виключно на суші.

З найпростіших тваринних організмів найпоширеніші корененіжки, форамініфери та радіолярії. Серед багатоклітинних організмів нашчисленнішими є молюски (більше 62000 видів). З двостулкових молюсків промислове значення мають устриці, морські гребінці та мідії. У теплих водах досить поширені головоногі молюски, представлені кальмара(*и, каракатицями, восьминогами, аргонавтами. Широко представлений клас ракоподібних (до 20000 видів), до яких належать і краби.

До вищих хордових належать риби. Найбільшою рибою в океані є китова акула (довжина її — 16 м). Довжина акулподібного ската — 15 м, маса — 2 т. В цілому, в Світовому океані налічується 16000 видів риб.

З класу ссавців в океані зустрічаються китоподібні і ластоногі. Кити поділяються на вусатих (беззубих), які живляться зоопланктоном (переважно ракоподібними) і дрібною рибою (гренландський кит, синій кит, фінвал, сейвал), і зубастих (кашалот). До зубастих китів належать дельфіни, в тому числі білуха і касатка. Кити, які живляться планктоном, досягають гігантських розмірів, деякі з них мають довжину 34 м і масу 1 50 т. Це найбільші тварини на Землі. У водах високих і помірних широт поширені представники загону ластоногих: морський лев, тюлень, морж, морський котик.

Продукція (П) океану характеризує продуктивність групи організмів, біомаса (Б) — кількість живих організмів (за масою чи об'ємом) в 1 м³ води (для планктону чи нектону) або ж в 1 м² площі (для бентосу). П/Б — відношення продукції до біомаси — величина, що характеризує активність організмів. Під *біологічними ресурсами* океану розуміють потенціальну продукцію корисних організмів, яка завжди більша можливого вилучення біологічних продуктів. Ці ресурси необхідно знати, щоб вести промисел раціонально, не підриваючи продуктивної бази об'єктів промислу.

Загальний річний вилов морських організмів зараз становить 90-92 млн.т. Промисли розподілені по Світовому океану нерівномірно: більше 60% його площі має дуже низьку промислову цінність, подібну пустелям на суші. Головну промислову цінність має область шельфу, на яку припадає біля 90% усієї здобичі.

Продуктивність, якщо під нею розуміти отримання органічних ресурсів з одиниці поверхні Світового океану, в середньому дорівнює 184 кг/км², на материковому схилі — 65, у відкритому океані — 7 і на шельфі — 2504 кг/км².

На думку вчених, можливе подальше збільшення вилову морських організмів до 90-100 млн.т/рік. Але потрібно вживати й заходи по регулюванню і обмеженню промислу. Цього досягають шляхом укладення різних міжнародних конвенцій.

Другий захід по обмеженню промислу — введення економічних зон —

районів відкритого моря, які прилягають до територіальних вод держави, де остання має суверенні права на розвідку, розробку і збереження природних ресурсів (як живих, так і всіх інших), що знаходяться на дні, в його надрах і у воді.

Економічні зони завширшки 200 морських миль (1 морська миля дорівнює 1852 м) встановили в себе вже понад 100 держав. Промисел у цих зонах і навіть дослідницькі роботи можна вести тільки за погодженням з державою — сувереном. Встановлення зон вимагає розвитку промислів у відкритому океані, а отже, й розширення океанологічних досліджень.

Світовий океан багатий і на корисні копалини, які ще недостатньо розвідані і які лише починають розробляти. Вони містяться в донних відкладах, підстилаючих породах, берегових розсипах.

У розсипах добувають титан, цирконій, золото, платину, срібло, цинк, алмази, фосфорити. Шахтним способом (з берега) добувають кам'яне вугілля, залізни, мідні, нікелеві, ртутні руди. Особливо цінні залізомарганцеві руди.

Широке поширення на дні моря мають нафтогазоносні родовища, з яких вже експлуатується 350, переважно на шельфі. Найбільші з них знаходяться в Перській затоці, Карібському морі (Венесуельська затока) і Мексиканській затоці. Нині з дна моря добувається понад 20% загальної кількості нафти.

Енергетичні ресурси океану представлені енергією хвилювання, різницею температури води на різних горизонтах, енергією припливів. На практиці реально існують лише припливні електростанції (ПЕС). Перша така станція (потужністю 240000 квт) була збудована в 1967 р. у Франції в гирлі р. Ранс, яка впадає в протоку Ла-Манш. У Росії працює дослідна ПЕС в губі Кислій на Кольському півострові та розглядається питання будівництва ПЕС у гирлі р. Мезені в Пенжинській затоці.

Людина все більше впливає на природні ресурси океану, втручається в його серидовщце. І якщо раніше негативні наслідки цього втручання проявлялись лише в прибережних районах океану, то зараз вони відчужаються й у відкритих його частинах. Несприятливий вплив людини на океан полягає перш за все в забрудненні його вод і надто великому вилову промислових морських організмів.

Головна небезпека для морських екосистем полягає в забрудненні вод нафтою. Щорічно в океан потрапляє не менше 10 млн. т нафти. Головне джерело цього забруднення — морський транспорт, промислові і комунально-побутові стоки, які надходять із суші; витікання в результаті аварій при добуванні нафти на морському дні. Великий громадський резонанс викликала аварія танкера «Амоко Кадіс» в 1978 р. біля берегів Бретані (Франція). Нафта, яка вилася, утворила пляму розміром 50x7 км, нафта потрапила на пляжі. Відомі своїми негативними наслідками аварія на нафтовому родовищі Екофіск (1975 р.) у Північному морі. Значної шкоди було завдано екосистемі Перської затоки в 1991 р. під час агресії Іраку проти Кувейту, коли нафта з багатьох свердловин іракською стороною була спрямована в затоку.

Нафта, яка розливається по поверхні моря (1 т нафти може покрити 12

км² морської поверхні), утворює плівку, яка утруднює газообмін води з атмосферою.

Завдають шкоди морським організмам й інші забруднювальні речовини — отрутохімікати, детергенти, важкі метали тощо. Деякі риби накопичують у собі отруйні речовини, що створює загрозу вже і для людини.

До величезних втрат морської фауни спричинився неконтрольований вилов промислових риб і деяких тварин. Майже повністю винищені морські корови на Командорських островах, скоротилась чисельність китів.

Уникнути глобальної загрози, яка нависла над океанами і морями в результаті антропогенного впливу, можна, лише уклавши міжнародні угоди про контроль за скиданням забруднювальних речовин, регулювання промислу морських організмів, заборону вилову деяких видів їх.

Контрольні запитання

1. Що розуміють під Світовим океаном?
2. Які характерні основні елементи рельєфу дна океану?
3. Які типи донних відкладів є в океанах і морях?
4. На які групи поділяються речовини, що входять до складу морської води? Що таке солоність морської води?
5. Як формується тепловий баланс океанів та морів?
6. Як змінюється густина морської води з глибиною?
7. Що таке водна маса?
8. Які основні оптичні характеристики води використовуються в океанологічній практиці?
9. Які є види льоду в океанах і морях?
10. Що таке рівень моря?
11. На які типи поділяються морські хвилі та які основні причини виникнення їх?
12. Які є теорії походження припливів і відпливів?
13. Як класифікуються течії в океанах і морях?
14. На які групи поділяються живі організми Світового океану?
15. Що розуміють під продуктивністю океанів і морів?
16. Які види ресурсів розрізняють у Світовому океані?
17. У чому полягає негативний вплив людини на океани і моря?

4. ВОДИ СУШІ

Вода надходить на поверхню суші в результаті випаровування з Океану і переносу в атмосферу.

Атмосферні опади, які випали на поверхню, заповнюють заглибини, просочуються у ґрунт і тільки тоді, коли їх інтенсивність є більшою за інтенсивність випаровування і просочування, починають стікати відповідно по схилу поверхні, утворюючи схиловий стік. Вода стікає по схилам багатьма тонкими струменями, які поступово зливаються в струмки, і не мають чітко виражених русел. Струмки, об'єднуючись, формують русла постійних або

тимчасових потоків, утворюючи таким чином русловий стік.

В формуванні руслового стоку беруть участь дві його складові: стік поверхневий і стік підземний стік.

4.1. Підземні води

Вода, яка просочується в верхні шари земної кори, утворює підземні води суходолу.

Обов'язкова умова наявності води в ґрунті і гірських породах – вільний простір: пори, тріщини, пустоти. Найбільше значення мають пори. Відношення сумарного об'єму пор (V_n) до об'єму всієї породи (V) називають *пористістю* (n) і виражають в відсотках:

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100\% \quad (4)$$

Пористість залежить від величини частинок породи, її відсортированості і розміщення. Найбільшу пористість мають дрібнозернисті породи з однаковою величиною їх частинок. Найменша пористість – у порід, які складаються з зерен різної величини; в цьому випадку дрібні частинки заповнюють пори між великими і вільного простору залишається дуже мало. Пористість глини складає 40-50%, лесів – 40-55%, піску – 30-40%, піщаників – 4-25%, вапняків – 0,6-16%. Середня пористість осадових порід на поверхні Землі становить 35-45%.

За допомогою пористості визначають водо- або вологомісткість породи, тобто здатність вміщувати воду. Кількість води, яка міститься в ґрунті або в породі, називають її вологістю. Вологість не може бути більшою вологомісткості.

Види води в порах і її переміщення. Вода, що міститься в породі, знаходиться під впливом сили тяжіння, яка «тягне» її донизу, а дія молекулярних сил намагається втримати її в породі. Сила тяжіння діє у всій порі, і, так як величина її залежить від розміщення частинки відносно центру Землі, можна вважати, що в межах пори вона не змінюється. Молекулярні сили в порах дуже великі, але радіус їх дії обмежений. Співвідношення між силою тяжіння і молекулярними силами в напрямку від центру пори змінюється. На відстані, яка називається радіусом ефективної дії молекулярних сил (ρ), дія цих сил переважає над дією сили тяжіння. Якщо пори невеликого розміру ($d < 2\rho$, де d – діаметр пори), ефективна дія молекулярних сил може охоплювати їх повністю і вода, яка в них знаходиться буде утримуватись. Якщо ж пора велика ($d > 2\rho$), молекулярні сили в центральній її частині діють слабше, ніж сила тяжіння, яка і примушує воду стікати із пори. В першому випадку порода водонепроникна, в другому – водопроникна. Водопроникність породи не залежить від її пористості, так як вона визначається не об'ємом пор, а їх розмірами. Глина, яка має велику пористість, водонепроникна, тоді як пісок водопроникний.

Вода, яка утримується в порах молекулярними силами, утворює навколо частинок породи плівку і називається *плівковою*. Молекули води, які безпосередньо контактують з породою і особливо сильно нею утримуються,

утворюють *гігроскопічну воду*. Для виникнення гігроскопічної води не обов'язково просочування вологи: порода здатна притягувати до себе воду із повітря. Видалити гігроскопічну воду із породи можна тільки випарюванням при високій температурі. Під впливом тяжіння частинок породи молекули води, які знаходяться на поверхні плівки, можуть переміщуватися від плівки до плівки вгору, вниз і в різні боки. Плівкову воду можна виявити за допомогою зважування породи до і після безпосереднього контакту з водою. Пісок, який набуває плівкової води, втрачає сипучість і стає темнішим на вигляд.

Вода, яка рухається в порах породи під впливом сили тяжіння, називається *гравітаційною водою*. Досягаючи водонепроникних шарів, гравітаційна вода формує водоносний горизонт і продовжує рухатися відповідно нахилу його поверхні. Рух гравітаційної води переважно має характер ламінарного. Швидкість залежить від ухилу (i) і від водопроникності породи (K).

$$V = Ki \text{ (формула Дарсі)} \quad (5)$$

Здатність гравітаційної води витікати під впливом сили тяжіння із насиченої водою породи називається *водовіддачею*.

Над водоносним горизонтом (над рівнем гравітаційної води) може підніматися капілярна вода. Вона заповнює пори і дрібні тріщини і утримується в них силами поверхневого натягу. Висота капілярного підняття визначається діаметром капілярів, який залежить від гранулометричного складу гірської породи: в породах дрібнозернистих вона більша, в породах крупнозернистих – менша (наприклад, в піску дрібнозернистому – від 35 до 120 см, в піску крупнозернистому – від 2 до 3,5 см). В лесах і глинах капілярна вода піднімається на декілька метрів і більше, наприклад, в глині – до 12 м.

Так як капілярна вода часто гідравлічно пов'язана з рівнем підземних вод, верхня межа капілярного підняття («бахрома») відчуває вертикальні коливання відповідно до коливань рівня гравітаційних вод. Капілярна вода вільно всмоктується кореневими волосинками рослин. В посушливому кліматі з капілярним підняттям пов'язані процеси засолення ґрунту.

Простір в порах породи, які не заповнені водою, займає повітря і водяна пара. Її наявність викликана, з одного боку, процесами випаровування води, яка знаходиться в порах, в з іншого – процесом проникнення водяної пари із атмосфери. Водяна пара рухається в порах породи незалежно від циркуляції повітря під впливом різниці пружності. Так як пружність пари зростає з підвищенням температури, рух пари направлений від більш нагрітого шару ґрунту до менш нагрітого. В результаті надходження нової кількості водяної пари в менш нагрітому шарі може відбутись її конденсація. Прихована теплота, яка виділяється при цьому, призводить до вирівнювання температури в ґрунті.

Гірські породи містять так звану зв'язану воду, яка входить до складу мінералів: наприклад, в гіпсі більше 20% зв'язаної води, в мірабіліті – 55%. Зв'язана вода може виділятися тільки при повному руйнуванні мінералів

внаслідок нагрівання (часто до дуже високих температур – вище 400°C). Загальна кількість зв'язаної води в земній корі дуже велика.

Класифікація підземних вод за умовами залягання. Підземні води, які знаходяться в земній корі, за умовами залягання можна розділити на води зони аерації, які знаходяться безпосередньо біля поверхні Землі, *грунтові води* – води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, не прикриті водонепроникним шаром (як правило, ненапорні), і води *міжпластові* (напорні і ненапорні), які залягають між двома водонепроникними шарами.

Води зони аерації включають *грунтові води і верховодку*.

Верховодка – підземна вода, яка залягає на невеликій глибині і має обмежене поширення і тимчасове існування. Режим верховодки залежить від режиму атмосферних опадів. Неглибоке її залягання, недостатня фільтрація пояснює сильне забруднення верховодки, тому використання її з побутовою метою обмежене.

Грунтові води поширені майже скрізь і існують тривалий час. Шари гірських порід з існуючими в них ґрунтовими водами називають водоносними шарами або водоносними горизонтами, а їх поверхня – дзеркалом ґрунтових вод. Потужність водоносного горизонту – відстань від поверхні водотривкого шару до дзеркала ґрунтових вод.

Грунтові води живляться головним чином атмосферними опадами. Найбільше значення мають неінтенсивні тривалі обложні дощі. Сніг є джерелом живлення ґрунтових вод весною. Так як просочування атмосферної вологи – процес тривалий, підвищення рівня ґрунтових вод відбувається не відразу, а через значний проміжок часу після випадання великих опадів або танення снігу. Тільки в тріщиноватих і закарстованих породах зміна рівня ґрунтових вод відбувається порівняно швидко (іноді через декілька годин).

В пустелях певного значення набуває конденсаційне живлення ґрунтових вод.

Коливання рівня ґрунтових вод носить сезонний характер. В умовах континентального клімату помірних широт найвищий рівень пов'язаний з таненням снігу і припадає на весну. В морському кліматі найвищий рівень ґрунтових вод взимку, коли випаровування найменше, а опадів випадає достатньо.

Поверхня дзеркала ґрунтових вод, як правило, дещо хвиляста, з нахилом у бік зниження рельєфу (річкові долини, балки тощо). Залежно від нахилу дзеркала ґрунтові води фільтруються з тією або іншою швидкістю в напрямку зниження, утворюючи ґрунтові потоки. Рідше, звичайно там, де поверхня водонепроникного шару має заглиблення, виникають ґрунтові басейни.

Швидкість переміщення ґрунтових вод в крупнозернистих пісках складає 1,5-2,0 м/добу, в дрібнозернистих пісках і супісках – 0,5-1,0, в суглинках і лесах – 0,1-0,3 м/добу.

Виходи ґрунтових вод на поверхню утворюють *джерела*. Поширеним

місцем виходу ґрунтових вод є річкові долини і яри.

Як правило, рівень ґрунтових вод у напрямку річки або озера знижується; ґрунтові води живлять річку (озеро). Але під час повеней і паводків рівень в річці перевищує рівень ґрунтових вод, які отримують в цей час річкову воду. Після зниження рівня річки значна частина води повертається знову в річку.

На рівень ґрунтових вод впливає ліс. В лісі менші, ніж на відкритому місці, втрати вологи з поверхні на випаровування. Завдяки високій інфільтраційній здатності ґрунту весною більше, ніж в інші пори року, волога встигає просочуватися вглиб. Це сприяє збільшенню кількості ґрунтових вод і підвищенню їх рівня. Але в той же час ліс випаровує дуже багато вологи, забираючи її в горизонті розміщення кореневої системи дерев, і це може викликати зниження рівня ґрунтових вод. Питання впливу лісу на рівень ґрунтових вод потрібно розглядати в конкретних умовах. Залежно від поєднання умов, ліс може як підвищувати, так і знижувати рівень дзеркала ґрунтових вод.

Температура ґрунтових вод, як правило, змінюється залежно від температури повітря. Ця залежність проявляється тим більше, чим ближче до поверхні залягають ґрунтові води. Коливання температури ґрунтових вод повторюють (в згладженому вигляді) коливання температури повітря. Моменти наступання максимуму і мінімуму температури запізнюються відповідно із збільшенням глибини залягання ґрунтових вод. В тих випадках, коли ґрунтові води пов'язані з водами річок або озер, помітний зв'язок коливань їх температури.

Хімічний склад і рівень мінералізації ґрунтових вод залежить від складу порід, ґрунту, через які просочується вода, живлення, від глибини їх залягання і від кліматичних умов місцевості.

Велику роль в мінералізації ґрунтових вод відіграє загальне зволоження території. При збитковому зволоженні ґрунтові води прісні або зниженої мінералізації, при недостатньому зволоженні мінералізація їх підвищується. Тому чим сухіший клімат, тим вищий рівень мінералізації ґрунтових вод. В зв'язку з розподілом опадів і випаровування протягом року, а також у зв'язку з таненням снігу відмічаються сезонні коливання мінералізації ґрунтових вод. Особливо помітне опріснення ґрунтових вод поблизу річок або під час паводків і повеней.

Оскільки режим і мінералізація ґрунтових вод залежать в значній мірі від клімату, характеру ґрунтового і рослинного покриву, які підпорядковані географічній зональності, то ґрунтові води мають певні зональні особливості:

1) в зонах надмірного зволоження (коефіцієнт зволоження 1,5) – тундра, вологі тропічні ліси – ґрунтові води ультрапрісні і дуже близько розміщені до поверхні;

2) в вологих зонах (коефіцієнт зволоження 1,5-1) – лісова зона помірних широт і межа вологих тропічних лісів з саванами – ґрунтові води прісні, високозалягаючі;

3) в зонах помірного зволоження (коефіцієнт зволоження 1-0,3) –

лісостеп, степ, савана – ґрунтові води слабкомінералізовані, залягають досить глибоко;

4) в посушливих зонах (коефіцієнт зволоження $< 0,3$) – напівпустелі – ґрунтові води мінералізовані і глибокозалягаючі. Для цих зон характерна наявність лінз прісної води, які недостатньо участь в сучасному кругообігу води недостатньо.

В кожній із зазначених зон спостерігається велика різноманітність ґрунтових вод, що пов'язано з рельєфом, геологічною будовою, літологічним складом порід тощо.

Природні виходи ґрунтових вод на поверхню – джерела, як правило, безнапірні. Їх поділяють на *ерозійні, контактні і переливаючі*. Ерозійні джерела виникають в ярах і в річкових долинах. Контактні джерела розміщені там, де водоносний горизонт змінюється водотривким. Переливаючі джерела пов'язані з нерівностями водотривкого шару, викликані різними причинами. Вода долає перешкоду і потім виливається, утворюючи джерело.

Міжпластові підземні води можуть бути *ненапірними і напірними (артезіанськими)*. Ненапірні води не повністю насичують водоносний шар. Живлення міжпластових вод відбувається на ділянках, де верхній водотривкий шар відсутній. Із збільшенням кількості води ненапірні води можуть стати напірними.

Напірні міжпластові води (артезіанські) залягають в відповідних геологічних умовах, утворюючи артезіанські басейни. Під час буріння води під напором піднімаються вище перекриваючого їх водотривкого шару. В артезіанському басейні виділяють області живлення, напору і розвантаження. В області живлення водоносні шари не перекриваються водотривким шаром. Тут можуть бути і ненапірні води. В області напору за наявності свердловин вода піднімається і може фонтанувати. В області розвантаження вода витікає на поверхню, переходить в ґрунтові води або безпосередньо живить річки.

Артезіанські води не могли утворюватися виключно за рахунок просочування атмосферних опадів; вірогідно, вони виникли одночасно з накопиченням осадового матеріалу (седиментація). Під час морських трансгресій вода проникла в породи і залишилася в них, пройшовши постійні зміни.

Хімічний склад артезіанських вод дуже різноманітний. Кількість розчинних солей: верхні шари (на глибині 100-600 м) прісні (до 1 г/л) або слабкомінералізовані, гідрокарбонатні, на них відчувається відповідний вплив атмосферних, поверхневих і ґрунтових вод. Глибоко залягаючі води являють собою розсоли (мінералізацій більше 50 г/л), переважно хлоридні. Походження солей пов'язане з походженням цих вод (в основному седиментаційних). В проміжних горизонтах артезіанських вод відбувається зміщення слабо- і високомінералізованих вод, які супроводжуються змінами мінералізації. Великий інтерес складають мінеральні води, які мають лікувальні властивості: вуглекислі, сірководні, радонові, залізисті і ін.

У артезіанських вод в деяких випадках дуже висока температура.

Вважається, що на платформених ділянках земної кори на глибині 10 км температура води повинна бути вищою за 300°C. В умовах високого тиску вода кипить при температурі, що значно перевищує 100°C, і тому в рідкому стані може зустрічатися до глибини 10-12 км, глибше можлива наявність тільки водяної пари. Таким чином, температура артезіанських вод залежить від глибини їх залягання, також велику роль відіграють кліматичні умови.

Вода, яка має температуру від 20 до 37°C називається теплою, від 37 до 42°C – термальною і вище 42°C – гарячою (гіпертермальною). Гарячі підземні води знаходять своє застосування, наприклад в Рейк'явіку («бухта пари») всі будинки і промислові підприємства обігріваються природними гарячими водами. Використовується тепло підземних вод і для виробництва дешевої електроенергії (вона в 10-12 разів дешевша за енергію теплових станцій).

Запаси міжпластових підземних вод дуже великі. Особливо важлива наявність їх в посушливих, бідних водою районах. В пустелях Центральної Азії на значних площах на глибині від 10 до 200 м і більше залягають солоні підземні води. Вони частково живляться водами, які стікають з віддалених гір. На шляху ці води розчиняють солі в ґрунті і в водоносних породах та засолюються. На поверхні солоної води плавають лінзи прісної води місцевого походження. Їх виникнення пояснюється просочуванням зрідка випавших в цих місцях опадів. В західній частині низовини Каракуми, в Чільмамедкумі, накопичення води визначається сотнями мільярдів кубічних метрів.

Потужні водоносні шари виявлені на Західносибірській низовині. Вони простягаються приблизно по лінії Кустанай – Семипалатинськ – Бійськ – Красноярськ на північ і займають весь простір між Єнісеєм і східними передгір'ями Уралу; на півночі вони, вірогідно, опускаються під дно Карського моря. Поступово з півдня на північ глибина залягання вод збільшується від декількох десятків метрів до 1500 м і глибше, температура підвищується від 5 до 70° і вище.

Природні виходи міжпластових вод на поверхню виникають в місцях найбільш сприятливого поєднання геологічної структури і рельєфу і утворюють, як правило, висхідні джерела.

Багаторічна мерзлота. На значній частині суходолу – на 25% площі, де середні річні температури від'ємні, на певній глибині від поверхні гірські породи упродовж багатьох років мають від'ємну температуру. Шари порід з від'ємною температурою називають багаторічномерзлими шарами – багаторічною („вічною”) мерзлотою. Багаторічна мерзлота може бути сухою, яка не містить води, але значно частіше вона містить замерзлу воду, а іноді в ній наявні і рідка вода.

Південна межа багаторічної мерзлоти в Євразії поділяє Кольський півострів на північну (велику) і південну (меншу) частину і від гирла Білого моря за полярним колом направлене до Уралу. На Уральських горах вона різко повертає на південь, а потім виходить на Західносибірську рівнину і пересікає її від р.Об (м. Тобольськ) до р.Єнісей (гирло Підкам'яної

Тунгуски). На правому березі Єнисею межа опускається на південь, охоплюючи частину території Монголії, знову виходить на територію Росії біля м. Благовіщенська і, роблячи невеликий вигин на південь, повертає до Татарської протоки. Лінія багаторічної мерзлоти проходить по Камчатці таким чином, що за її межею залишається тільки смуга південної половини півострова. В Північній Америці багаторічна мерзлота займає басейни річок Юкону, Макензі, Гудзонової затоки і північну половину півострова Лабрадор.

Багаторічна мерзлота зустрічається на арктичних і антарктичних островах. Питання про наявність багаторічної мерзлоти на суші, яка покрита материковим льодом (Гренландія, Антарктида), поки що не можна вважати з'ясованим.

Межа багаторічної мерзлоти мінлива. Зараз спостерігається деякий відступ її до півночі.

На території, яка розміщена в межах поширення багаторічної мерзлоти, виділяють області зі суцільною мерзлотою, області з таліками і острівна багаторічна мерзлота.

Температура багаторічної мерзлоти на глибині 15-20 м змінюється в межах від $-0,1$ до $1,2^{\circ}\text{C}$ залежно від комплексу умов (рельєфу, рослинності, висоти снігового покриву тощо). Під «смугами стоку» (річки або ґрунтові потоки) температура підвищується і часто багаторічної мерзлоти немає взагалі або вона залягає глибше, ніж на сусідніх ділянках.

Потужність багаторічної мерзлоти різна (від декількох метрів до 600-800 м) і збільшується в напрямку від середніх до високих широт. Найбільша потужність багаторічної мерзлоти – 800 м – виявлена на узбережжі Хатангської затоки. Нижня межа багаторічної мерзлоти залежить від надходження тепла із більш глибоких шарів.

Вище багаторічної мерзлоти, на поверхні, розміщений шар сезонної мерзлоти, який відтає протягом теплого періоду року. Потужність цього шару досягає 5 м і визначається кліматичними умовами. При глибокому заляганні багаторічної мерзлоти від сезонної її відділяє прошарок, який взагалі не замерзає.

Підземні води в умовах багаторічної мерзлоти відрізняються великою своєрідністю. Лід, який утворюється при замерзанні води в порах, цементує породу, робить її вононепроникною. Місцями зустрічається накопичення підземного льоду («кам'яний лід»): лінзи, кулі, жили, які виявляються в товщі гірської породи або які вклинюються в породу. В багаторічній мерзлоті виділяють *надмерзлотні, міжмерзлотні і підмерзлотні підземні води*.

Надмерзлотні води – води сезонної мерзлоти. Вони живляться атмосферними опадами, водою ґрунтового льоду. Звичайно ці води слабко мінералізовані, виключення мають сильно мінералізовані води, які накопичуються в безстокових котловинах. Із зниженням температури нижче 0°C надмерзлотні води накопичуються в місцях з найменшим тиском і, замерзаючи, піднімають вже замерзлі верхні шари, утворюючи *гідролаколіти і пагорби (булгуняхи)*. Вода, що прорвалася на поверхню, перетворюється в

льодяні пагорби. Надмерзлотні води в теплу пору року виходять на поверхню багатьма джерелами.

Міжмерзлотні води знаходяться в самій товщі мерзлоти і можуть бути в незамерзлому стані тільки в тому випадку, якщо знаходяться в русі. Частіше їх можна спостерігати на ділянках таликів. Міжмерзлотні води здійснюють зв'язок надмерзлотних вод з підмерзлотними; при цьому їх рух може бути низхідним і висхідним. В першому випадку вони живляться надмерзлотними водами і їх якість (температура, солоність) залежить від зовнішніх умов; в іншому – живляться підмерзлотними водами і мають загальні з ними властивості.

Підмерзлотні води ніколи не замерзають і знаходяться під тиском. Їх мінералізація різна, температура з глибиною підвищується. Від підземних вод територій, де не поширена багаторічна мерзлота, підмерзлотні води відрізняються умовами живлення і розвантаження. Живляться ці води через таліки, а виходячи на поверхню, утворюють висхідні джерела. Всі три типи вод взаємодіють під долинами великих річок і в котловинах озер, тобто там, де відсутня багаторічна мерзлота.

Виникнення багаторічної мерзлоти можливе в умовах низьких температур і малій потужності снігового покриву, нездатного вберегти гірські породи від промерзання. Такі умови існували в льодовикову епоху на територіях, які зараз не покриті льодом, і існують зараз там, де зима сувора і малосніжна, а літо коротке, протягом якого промерзлий взимку шар не встигає відтанути (наприклад, в Якутії). Багаторічна мерзлота змогла зберегтися як релікт останньої епохи зледеніння, але вона може виникати і в сучасних умовах. Виникнення багаторічної мерзлоти спостерігається на знову утворених островах в дельтах річок, впадаючих в Північний Льодовий океан.

Утворення підземних вод. Підземні води утворюються за рахунок проникнення в земну кору атмосферних опадів, води океанів, озер, річок, розталого снігу і льоду. Кількість підземних вод, яка виділяється із магми, дуже незначна. Також невелика і кількість води, яка утворюється внаслідок переходу зв'язної води в вільну, що відбувається біля магматичних вивержень (ювенільні води).

З проникненням вологи з поверхні в ґрунт головну роль відіграє її просочування. Менше значення має проникнення водяної пари, яке супроводжується її конденсацією в порах породи. Але за відповідних умов цей процес може стати головним. На думку А.Ф. Лебедева, найбільш сприятливі умови для конденсації вологи є в шарі постійної річної температури. Важливе значення конденсація водяної пари набуває в межах поширення багаторічної мерзлоти. За рахунок конденсації вологи, яка проникла із атмосфери, виникають горизонти вологого піску в пустельних барханах.

Інтенсивність і величина просочування визначаються поєднанням кліматичних умов (зволоження), розчленованості рельєфу, водопроникності ґрунтів і характеру залягання гірських порід.

Фізико-географічне значення підземних вод дуже велике і багатостороннє. Підземні води поповнюють річки і озера. Вони розчиняють різні речовини в породах, з якими поєднуються, і переносять їх (водна міграція елементів). З діяльністю підземних вод пов'язані сповзання шару породи вздовж схилу (зсуви), винесення дрібних частинок породи і осідання поверхні ґрунту (суфозія), розчинення породи (солей, гіпсу, вапняку, доломіту), яке супроводжується утворенням своєрідних форм рельєфу (карст). Ґрунтові води, затримуючись біля поверхні, викликають її заболочення.

Велика роль підземних вод (особливо ґрунтових) в постачанні рослин вологою і поживними речовинами.

Підземні води використовують в містах і в сільській місцевості. Особливо сприятливі в цьому відношенні міжпластові води (особливо, артезіанські), які захищені від забруднення водонепроникним шаром.

Далеко від річок, в пустелях і напівпустелях підземні води – єдине джерело водопостачання. Вони застосовуються не тільки для водопостачання, а також і для зрошення. В Індії, наприклад, 15% території зрошується підземними водами. На пасовищах в пустельній, напівпустельній і степовій зоні і в зоні саван підземні води забезпечують водопій тварин. Мінеральні води застосовують з лікувальною метою. На підприємствах хімічної промисловості із підземних вод вилучають багато хімічних елементів. Все ширше використовуються гарячі підземні води на теплостанціях, для обігрівання тощо.

4.2. Річки

Річка – постійний водний потік, який протікає в сформованому ним поглибленні (руслі).

В кожній річці виділяють *гирло*, *верхню*, *середню*, *нижню течію* і *виток*. *Виток* – початок річки. Річки беруть початок у місцях злиття джерел, які виникають на місці виходу підземних вод або збирають воду атмосферних опадів, які випали на поверхню. Вони витікають із боліт (наприклад, Волга), озер і льодовиків, живлячись накопиченою водою. В більшості випадків визначити виток річки можна тільки умовно.

Від витоку річки починається її *верхня* течія. В верхній течії річковий потік звичайно менш багатоводний, ніж в середній і нижній течіях, ухил поверхні, навпаки, більший, і це позначається на швидкості течії і на ерозійній діяльності потоку. В *середній* течії річка стає багатоводнішою, швидкість течії зменшується, і потік переносить головним чином продукти розмивання русла в верхній течії. В *нижній* течії з подальшим уповільненням руху потоку переважає відкладення наносів (аккумуляція). Нижня течія річки закінчується гирлом.

Гирло річки – місце її впадання в море, озеро, в іншу річку. В умовах сухого клімату, річки витрачають багато води на випаровування, зрошення, фільтрацію, і можуть не доносити свої води до моря або іншої річки. Гирло таких річок називають „сліпими”. Всі річки, які протікають по тій або іншій

території, утворюють її річкову сітку, яка разом з озерами, болотами і льодовиками формують гідрографічну сітку території.

Річкова сітка складається із річкових систем.

Річкова система включає головну річку (назву якої вона носить) і притоки. В багатьох річкових системах головна річка чітко виділяється тільки в нижній течії, в середній і особливо в верхній течії визначити її дуже важко. Серед ознак головної річки можна прийняти довжину, водність, осьове положення в річковій системі, відносний вік річкової долини (долина більш стара, ніж у приток). Головні річки більшості великих річкових систем не відповідають зразу всім цим ознакам, наприклад: Міссурі довша і повноводніша за Міссісіпі; Кама приносить в Волгу не менше води, ніж Волга несе до гирла Ками; Іртиш довший за Об і його розміщення більше відповідає положенню головної річки річкової системи. Головною річкою річкової системи історично стає та, яку раніше виявили і краще освоїли за інші річки цієї системи люди.

Притоки головної річки називаються притоками першого порядку, їх притоки – притоками другого порядку тощо.

Річкова система характеризується протяжністю її складових річок, їх звивистістю і густотою річкової сітки. Протяжність річок – сумарна довжина всіх річок системи, яка вимірюється за картою великого масштабу. Ступінь звивистості річки визначається коефіцієнтом звивистості – відношенням довжини річки до довжини прямої лінії, яка з'єднує гирло і витік. Густота річкової сітки – відношення сумарної протяжності всіх річок річкової сітки до зайнятої нею площі ($\text{км}/\text{км}^2$). На карті, навіть не дуже великого масштабу, видно, що густота річкової сітки в різних природних зонах неоднакова.

В горах густота річкової сітки більша, ніж на рівнинах, наприклад: на північних схилах Кавказького хребта вона складає $1,49 \text{ км}/\text{км}^2$, а на рівнинах Передкавказзя – $0,05 \text{ км}/\text{км}^2$, в Карпатах – $0,5-2 \text{ км}/\text{км}^2$.

Ділянка поверхні, з якої стікає вода в ту ж річкову систему, називається *басейном* цієї річкової системи або ж її *водозбором*. Басейн річкової системи складається із басейнів приток першого порядку, які в свою чергу складаються із басейнів приток другого порядку тощо. Басейни річок входять в басейни моря і океану. Всі води суші поділяються між головними басейнами: 1) Атлантичного і Північного Льодовитого океанів (площа 67359 тис. км^2), 2) Тихого і Індійського океанів (площа 49419 тис. км^2), 3) областю внутрішнього стоку (площа 32035 тис. км^2).

Річкові басейни мають різні розміри і форму. Виділяються басейни симетричні (наприклад, басейн Волги) і асиметричні (наприклад, басейн Єнісею).

Розміри і форма басейну в значній мірі визначають величину і режим стоку річки. Важливе значення має також положення річкового басейну, якій може знаходитися в різних кліматичних поясах і простягатися в широтному напрямку в межах одного і того ж поясу (табл. 20).

Басейни обмежені *водорозділами*. В гірських країнах вони можуть являти собою лінії, які в загальному співпадають з гребенями хребтів. На

рівнинах, особливо плоских і заболочених, водорозділи чітко не виражені.

В деяких місцях водорозділи провести взагалі неможливо, так як маса води однієї річки поділяється на дві частини, які направляються в різні системи. Таке явище називають біфуркацією річки (її поділом на дві). Яскравий приклад біфуркації – поділ верхньої течії Оріноко на дві річки. Одна із них, за якою зберігається назва Оріноко, тече в Атлантичний океан, інша – Касикьяре – впадає в притоку Амазонки Ріу-Негру.

Водорозділи обмежують басейни річок, морів, океанів. Головні басейни: Атлантичного і Північного Льодовитого океану (Атлантико-Арктичний), з одного боку, і Тихого і Індійського – з іншого – обмежені головним (світовим) водорозділом Землі.

Положення водорозділу не залишається постійним. Його переміщення пов'язане з повільним врізанням верхів'їв річок в результаті розвитку річкової системи і з перебудовою річкової сітки, що викликано, наприклад тектонічними рухами земної кори.

Таблиця 20

Площі басейнів найбільших річок світу

Назва річки	Площа басейну тис.км ²	Назва річки	Площа басейну тис.км ²
Янцзи	1808,5	Конго	3691
Амазонка (з Мараньоном)	7180	Єнісей (з Ангарою і Селенгою)	2580
Міссісіпі (з Міссурі)	3238	Нігер	2092
Парана	3100	Волга	1360
Об (з Іртишем)	2975	Муррей	1160
Лева	2940	Ганг	1125
Ніл	2870	Дніпро	504
Оріноко	1086	Св. Лаврентія	1269
Дунай	817	Амур (з Аргунью)	1855

Русло річки. Водні потоки протікають по земній поверхні в створених ними поздовжніх заглибленнях – *руслах*. Без русла не може бути і річки. Поняття „річка” включає і потік і русло. У більшості річок русло врізане в поверхню, по якій річка протікає. Але є чимало річок, русла яких підвищуються над рівниною. Ці річки проклали свої русла в відкладених ними наносах. Прикладом можуть бути річки Хуанхе, Міссісіпі і По в нижній течії. Такі русла легко переміщуються, часто спостерігаються прориви їх бокового валу, що загрожує паводками.

Поперечний переріз русла, заповнений водою, називають водним перерізом річки. Якщо весь водний переріз являє собою переріз потоку, він співпадає з так званим живим перерізом. Якщо ж в водному перерізу є ділянки нерухомі (зі швидкістю руху, яка не вловлюється приладами), їх

називають мертвим простором. В цьому випадку живий переріз буде менший за водний на величину, яка дорівнює площі мертвого простору. Поперечний переріз русла характеризується площею, гідравлічним радіусом, шириною, середньою і максимальною глибиною.

Площа поперечного перерізу (F) визначається в результаті промірів глибини по всьому поперечному розрізі через відповідні інтервали, які прийняті в залежності від ширини річки. За В.А. Аполовим площа живого перерізу пов'язана з шириною (B) і найбільшою глибиною (H) рівнянням:

$$F = \frac{2}{3} BH \quad (6)$$

Гідравлічний радіус (R) - відношення площі поперекового перерізу до змоченого периметра (P), тобто до довжини лінії контакту потоку з його ложем:

$$R = \frac{F}{P} \quad (7)$$

Гідравлічний радіус характеризує форму русла в поперечному перерізу, так як залежить від співвідношення його ширини і глибини. У дрібних і широких річок змочений периметр майже дорівнює ширині, і в цьому випадку гідравлічний радіус майже дорівнює середній глибині.

Середня глибина ($H_{ср}$) поперечного перерізу річки визначається поділом його площі на ширину (B):

$$H_{ср} = \frac{S}{B} \quad (8)$$

Ширину і максимальну глибину отримують шляхом безпосередніх їх вимірів.

Всі елементи поперечного перерізу змінюються разом з зміною положення рівня річки, і на спеціальних водомірних постах проводяться систематичні спостереження за коливаннями рівня річки.

Поздовжній профіль річкового русла характеризується падінням і ухилом. *Падіння* (Δh) – різниця висоти двох точок ($h_1 - h_2$). Відношення падіння до довжини ділянки (l) називають *ухилом* (i):

$$i = \frac{\Delta h}{l} \quad (9)$$

Падіння виражається в метрах, ухил позначається десятковим дробом в метрах на кілометр падіння, або тисячними долями (промиле – ‰).

Рівнинні річки мають невеликі ухили, ухили гірських річок значні.

Відповідно, чим більший ухил, тим швидша течія річки (табл. 21).

Таблиця 21

Ухил окремих річок

Річки	Ухил, в %	Річки	Ухил, в %
Об	0,04	Амур	0,11
Нева	0,06	Єнісей	0,37
Волга	0,07	Кубань	1,46
Дніпро	0,09	Терек	4,77

Поздовжній профіль дна русла і поздовжній профіль водної поверхні

відрізняється: перший являє собою завжди хвилясту лінію, а другий – плавну лінію.

Швидкість руху річкового потоку. Для водного потоку характерний турбулентний рух. Швидкість його в кожній точці безперервно змінюється за величиною і напрямом, що забезпечує постійне перемішування води і впливає на розмивання поверхні.

Швидкість течії річкового потоку неоднакова в різних частинах живого перерізу. Численні зміни показують, що найбільша швидкість, як правило, спостерігається біля поверхні, а з наближенням до дна і до стінок русла, швидкість течії плавно зменшується, і в придонному шарі води товщиною всього декілька десятків міліметрів вона різко зменшується, досягаючи біля самого дна величини, яка дорівнює майже нулю. Лінії розміщення різної швидкості по живому перерізу річки називають *ізотами*. Вітер, який дме за течією, збільшує швидкість води поверхневого шару; вітер, що дме проти течії, навпаки, уповільнює її. Зменшує швидкість руху води на поверхні і льодовий покрив води. Струмінь в потоці, який має найбільшу швидкість, називається його динамічною віссю, струмінь найбільшої швидкості на поверхні потоку – *стрижень*. За деяких умов, наприклад попутного течії вітру, динамічна вісь потоку буде на поверхні і співпадає із стержнем.

Середня швидкість в живому перерізі (V_{cp}) вираховується за формулою Шезі:

$$V = C\sqrt{Ri} \quad (10)$$

де R – гідравлічний радіус, i – ухил водної поверхні на ділянці спостереження, C – коефіцієнт, який залежить від шороховатості і форми русла (остання визначається за допомогою спеціальних таблиць).

Характер руху потоку. Частинки води в потоці переміщуються по схилу під дією сили тяжіння, їх переміщення затримується впливом сили тертя. Крім сили тяжіння і тертя, на характер руху водного потоку впливають відцентрова сила, яка виникає на поворотах русла, і відхиляюча сила обертання Землі. Ці сили викликають поперечні і колові течії в потоці.

Під дією відцентрової сили на повороті потік притискається до ввігнутого берега, при цьому чим більша швидкість течії, тим більша сила інерції, яка заважає потоку змінити напрям руху і відхилитися від ввігнутого берега. Швидкість течії біля дна менша, ніж на поверхні, тому відхилення придонного шару у напрямку ввігнутого берега менша, ніж поверхневого шару. Це впливає на виникнення поперечної руслової течії. Так як вода притискається до ввігнутого берега, поверхня потоку має вищий рівень біля ввігнутого берега ніж біля опуклого. Але переміщення води по поверхні потоку від одного берега до іншого не відбувається. Цьому заважає відцентрова сила, яка примушує частинки води рухатись в бік ввігнутого берега. В придонному шарі в зв'язку з меншою швидкістю течії, вплив відцентрової сили не такий відчутний, і тому вода переміщується відповідно від ввігнутого до опуклого берега. Частинки води, які переміщуються поперек річки, зносяться одночасно вниз за течією, і їх траєкторія нагадує спіраль.

В північній півкулі відхилена сила обертання Землі примушує потік притискатись до правого берега, від чого поверхня його (так як і на повороті під впливом відцентрової сили) набуває поперечного нахилу. Нахил і різна ступінь взаємодії сил на частинки води на поверхні і біля дна призводять до виникнення призводять до виникнення внутрішньої протитечії, направленої за годинниковою стрілкою, якщо дивитися вниз за течією. Так як і цей рух складається з поступальним рухом частинок, вони рухаються біля русла по спіралі.

На прямолінійній ділянці русла, де відцентрові сили відсутні, характер поперечного перерізу визначається загалом дією відхиляючої сили обертання Землі. На вигинах русла сила відхиляючої дії обертання землі і відцентрова сила або додаються, або віднімаються залежно від того, куди повертає річка, і, відповідно, поперечна циркуляція посилюється або послаблюється.

Поперечна циркуляція може виникати також під впливом різної температури (неоднакової густини) води в різних частинках поперечного перерізу, під впливом рельєфу дна та інших причин. Тому вона складна і різна. Вплив поперечної циркуляції на формування русла, дуже великий.

Річковий стік і його характеристики. Кількість води, яка проходить через живий переріз річки за 1 секунду, складає її *витрати*. Витрати води (Q) дорівнює добутку площі живого перерізу (F) на середню швидкість (V_{ср}):

$$Q = FV_{ср} \text{ м}^3/\text{сек.} \quad (11)$$

Витрати води в річках дуже мінлива. Більш стійкі вони на річках, які зарегульовані озерами і водосховищами. На річках помірного поясу найбільша витрата води припадає на період весіннього водопілля, найменша – на літні місяці. За даними добових витрат будують графіки зміни витрат – *гідрографи*.

Кількість води, яка проходить через живий переріз річки за більш або менш тривалий час, називають *стоком річки*, і визначається сумуванням витрат води за певний проміжок часу (доба, місяць, сезон, рік), визначається в кубічних метрах, або в кубічних кілометрах. Вирахування стоку протягом ряду років дозволяє отримати його середню багаторічну величину (табл. 22).

Таблиця 22

Середня річна витрата і стік деяких річок

Річки	Витрата (м ³ /сек.)	Стік (км ³ /год)	Річки	Витрата (м ³ /сек.)	Стік (км ³ /год)
Амазонка	100000	3160	Єнісей	17400	548
Конго	43000	1260	Амур	11500	350
Ганг	38000	1120	Волга	8000	252
Янцзи	22000	690	Дунай	5500	203
Міссісіпі	19100	600	Ніл	3100	98
			Дніпро	1700	33

Стоком води характеризується *водоносність річки*. Річковий стік залежить від кількості води, яка надходить в річку з площі її басейну. Для характеристики стоку, крім витрати, служать модуль стоку, шар стоку,

коефіцієнт стоку.

Модуль стоку (M) – кількість літрів води, яка стікає з одиниці площі басейну (1 км²) за одиницю часу (в сек.). Якщо середня витрата води в річці за деякий проміжок часу Q м³/сек., а площа басейну F км², то середній модуль стоку за той же проміжок часу становить:

$$M = 1000 \frac{Q}{F} \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2 \quad (12)$$

(множник 1000 необхідний, так як Q виражається в м³, а M – в л). M Неви 10 л/сек., Дону – 9 л/сек., Амазонки – 17 л/сек., Дніпра – 3,5 л/сек..

Шар стоку – шар води в міліметрах, який покрив би площу водозбору при рівномірному розміщенні по ній всього об'єму стоку.

Коефіцієнт стоку (h) – відношення величини шару стоку до величини шару опадів, які випали на тій же площі за той же проміжок часу, і виражається в відсотках або в частці одиниці, наприклад: коефіцієнт стоку Неви складає 65%, Дону – 16%, Нілу – 4%, Амазонки – 28%, Дніпра – %.

Стік залежить від всього комплексу фізико-географічних умов: від клімату, ґрунту, геологічної будови, активного водообміну, рослинності, наявності озер і боліт, а також від антропогенного впливу.

Клімат відноситься до головних чинників формування стоку. Він визначає величину зволоження, яка залежить від кількості атмосферних опадів (основний елемент прибуткової частини водного балансу) і від випаровуваності (основний показник витратної частини балансу). Чим більша кількість опадів і чим менша випаровуваність, тим більше повинно бути зволоження і тим значніший може бути стік. Опади і випаровуваність визначають потенціальні можливості стоку. Дійсний стік залежить від всього комплексу умов.

Клімат впливає на стік не тільки безпосередньо (через опади і випаровуваність), але і через інші компоненти географічного комплексу – через ґрунти, рослинність, рельєф, які в тій чи іншій мірі залежать від клімату. Вплив клімату на стік як безпосередньо, так і безпосередньо через інші чинники проявляється в зональних відмінностях величини і характеру стоку. Відхилення величин фактичного стоку від зонального спричинені місцевими, внутрізональними фізико-географічними умовами.

Дуже важливе місце серед чинників, що визначають річний стік, його поверхневу і підземну складові, займає ґрунтовий покрив, який відіграє роль посередника між кліматом і стоком. Від властивостей ґрунтового покриву залежать величина поверхневого стоку, витрата води на випаровування, транспірацію і живлення підземних вод. Якщо ґрунт недостатньо вбирає вологу, поверхневий стік значний, в ґрунті акумулюється мало вологи, витрати води на випаровування і транспірацію порівняно незначні, обмежене живлення підземних вод. При тих же кліматичних умовах, але при більшій інфільтраційній здатності ґрунту, поверхневий стік, навпаки, малий, в ґрунті акумулюється багато вологи, витрати на випаровування і транспірацію значні, інтенсивне живлення підземних вод. За умов, випадку, коли величина поверхневого стоку менша, за рахунок підземного живлення вона більш

рівномірна. Грунт, вбираючи воду атмосферних опадів, може втримувати її і пропускати за межі зони, яка доступна випаровуванню. Від водоутримуючої здатності ґрунту залежить співвідношення витрати води на випаровування із ґрунту і на живлення підземних вод. Грунт, який добре утримує воду, витрачає більше води на випаровування і менше пропускає її всередину. В результаті перезволоження ґрунту, який має високу водоутримуючу здатність, поверхневий стік збільшується. Властивості ґрунту комбінуються по-різному, і це впливає на характер стоку.

Вплив геологічної будови на річковий стік визначається в основному водопроникністю гірських порід і загалом схожа на вплив ґрунтового покриву. Має значення також залягання водотривкого шару відносно денної поверхні. Глибоке залягання водупорних горизонтів впливає на зберігання просоченої води від витрат на випаровування. Геологічна будова впливає на рівень зарегульованості стоку, на умови живлення підземних вод.

Вплив геологічних чинників має незначну залежність від зональних умов, а в деяких випадках, навпаки, відіграє головну роль.

Рослинність впливає на величину стоку безпосередньо, і через ґрунтовий покрив. Її безпосередній вплив полягає в транспірації. Річковий стік залежить від транспірації також, як і від випаровування з ґрунту. Чим більша транспірація, тим менші її обидві складові річкового стоку. Крони дерев затримують до 50% опадів, які потім випаровуються. Зимом ліс вберігає ґрунт від вимерзання, весною зменшує інтенсивність сніготанення, що впливає на просочування талої води в ґрунт і поповнення запасів підземних вод. Вплив рослинності на стік безпосередньо через ґрунт зумовлений тим, що рослинність є одним із чинників ґрунтоутворення. Від характеру рослинності у значній мірі залежать інфільтраційні і водоутримуючі властивості. Виключно велика інфільтраційна здатність ґрунту в лісі.

Стік в лісі і в полі загалом відрізняється мало, але структура його суттєво різна. В лісі менший поверхневий стік і більші запаси ґрунтових вод (підземний стік), які більш цінні для господарства.

В лісі в співвідношеннях між складовими стоку (поверхневий і підземний) спостерігається зональна закономірність. В лісах лісової зони поверхневий стік значний (більш висока зволоженість), хоча і менша, ніж в полі. В лісостеповій і степовій зонах в лісі поверхневий стік практично відсутній і вся вода, засвоєна ґрунтом, витрачається на випаровування і живлення підземних вод. Загалом вплив лісу на поверхневий стік водорегулюючий і водоохоронний.

Вплив рельєфу на стік залежить від його розмірів і форм. Особливо значний вплив гір. З висотою змінюється весь комплекс фізико-географічних умов (висотна поясність). В зв'язку з цим змінюється і стік. Так як зміна комплексу умов з висотою може відбуватись дуже швидко, загальна картина формування стоку в високих горах ускладнюється. З висотою кількість опадів до певної межі збільшується, і стік, відповідно, загалом виростає. Особливо помітне збільшення стоку на навітрених схилах, наприклад модуль

стоку на західних схилах Скандинавських гір складає $200 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$. У внутрішніх частинах гірських областей стік менший, ніж в периферійних. Важливе значення має рельєф для формування стоку у зв'язку з розподілом снігового покриву. Істотно впливає на стік і мікрорельєф. Дрібні западини рельєфу, в яких збирається вода, впливають на її інфільтрацію і випаровування.

Експозиція схилів місцевості і крутизна схилів впливають на інтенсивність стоку, на його коливання, але не впливають істотно на величину стоку.

Озера, з яких випаровується накопичена в них вода, зменшують стік і разом з тим є його регуляторами. Особливо велика в цьому відношенні роль великих проточних озер. Кількість води в річках, які витікають із таких озер, майже не змінюється протягом року. Наприклад, витрати Неви – $1000\text{-}5000 \text{ м}^3/\text{сек}$., тоді як витрата Волги біля Ярославля до її зарегулювання коливається протягом року від 200 до $11000 \text{ м}^3/\text{сек}$., витрати Дніпра

Істотний вплив на стік має антропогенний вплив, що призводить до значних змін в природні комплекси. Велике значення взаємодії людей і на ґрунтовий покрив. Чим більше розораного простору, тим більша частина атмосферних опадів просочується в ґрунт, зволожує землю і живить підземні води, тим менша їх частина стікає по поверхні. Примітивне землеробство викликає порушення структури ґрунту, зниження його здатності засвоювати вологу і відповідно, збільшення поверхневого стоку і послаблення підземного живлення. При раціональному землеробстві зростає інфільтраційна здатність ґрунту із всіма відповідними наслідками.

Також впливають на поверхневий стік заходи по снігозатриманню, які направлені на збільшення вологи, яка надходить в ґрунт.

Регулюючий вплив на річковий стік мають штучні водосховища. Зменшують стік витрати води на зрошення і водопостачання.

Прогноз водоносності і режиму річок важливий для планування використання водних ресурсів. Розроблені спеціальні методи прогнозування, які базуються на експериментальному вивченні різних прийомів господарської взаємодії на елементі водного балансу.

Розміщення стоку на території можна показати за допомогою спеціальних карт, на яких нанесені ізолінії величин стоку – модулів або річкового стоку. На карті видно прояв широтної зональності в розміщенні стоку, особливо добре вираженої на рівнинах. Чітко видно також вплив рельєфу на стік.

Живлення річок. Виділяють чотири основних джерела живлення річок: *дощове, снігове, льодовикове, підземне*. Роль того або іншого джерела живлення, їх поєднання і розміщення в часі залежать головним чином від кліматичних умов. Так, наприклад, в країнах з жарким кліматом снігове живлення відсутнє, але живлять річки і глибокі ґрунтові води, і одним із джерел живлення є дощове. В холодному кліматі головне значення в живленні річок набувають талі води, а зимою ґрунтові. В помірному кліматі поєднуються різні джерела живлення.

Залежно від живлення, кількість води в річці змінюється. Ці зміни проявляються в коливаннях рівня річки (висоти стоянні поверхні води). Систематичні спостереження за рівнем річок дозволяють з'ясувати закономірності в змінах кількості води в річках в часі, їх режим.

В режимі річок помірно-холодного клімату, в живленні яких важливу роль відіграють талі снігові води, чітко виділяються чотири фази, або гідрологічні сезони: *весняне водопілля, літня межень, осінні паводки і зимова межень*. Водопілля, паводки і межень властиві режиму річок, які знаходяться і в інших кліматичних умовах.

Водопілля – це відносно тривале і значне збільшення кількості води в річці, яке щорічно повторюється в один і той же сезон і супроводжується підняття її рівня. Воно викликане весняним таненням снігу на рівнинах, літнім таненням снігу і льоду в горах, великими дощами. Час настання і тривалість водопілля в різних умовах різні. Водопілля, викликане таненням снігу на рівнинах, в умовах помірного клімату настає весною, в холодному кліматі – влітку, в горах затягується на весну і літо. Водопілля, викликане дощами, в мусонному кліматі охоплює весну і літо, в екваторіальному кліматі воно припадає на осінь, а в середземноморському кліматі настає взимку. Стік деяких річок за період водопілля складає 90% річного стоку.

Межень – найбільш низький рівень води в річці при переважанні підземного живлення. Літня межень настає в результаті високої інфільтраційної здатності ґрунту і сильного випаровування, зимова – в результаті відсутності поверхневого живлення.

Паводки – відносно короточасні і неперіодичні підйоми рівня води в річці, які викликають надходженням в річку дощових і талих вод, а також спусканням води із водосховищ. Висота паводку залежить від інтенсивності дощу або сніготанення і його можна розглядати як хвилю, що викликана швидким надходженням води в русло.

А.І. Воейков, який розглядав річку як «продукт клімату» їх басейну, створив в 1884 р. класифікацію річок за умовами живлення.

Ідеї, покладені в основу класифікації річок Воейкова, були враховані в ряді інших класифікацій. Найбільш повна і чітка класифікація розроблена М.І. Львовичем. Львович класифікує річки залежно від джерела живлення і від характеру розміщення стоку упродовж року. Кожний із чотирьох джерел живлення (дощове, снігове, льодовикове, підземне) в відомих умовах може бути майже єдиним (майже виключним), складаючи більше 80% всього живлення, може мати переважаюче значення в живленні річки (від 50 до 80%) і може переважати (> 50%) серед інших джерел, які також відіграють помітну роль. В останньому випадку живлення річки називають змішаним.

Стік буває весняним, літнім, осіннім і зимовим. При цьому він може зосереджуватися майже виключно (>80%) або переважно (від 50 до 80%) в одне із чотирьох сезонів року або відбуватися у всі пори року, переважаючи (> 50%) в одній з них.

Природні поєднання різних комбінацій джерел живлення з різними варіантами розміщення стоку на протязі року дозволили Львовичу виділити

типи водного режиму річок. На базі головних закономірностей режиму виділяють основні зональні його типи: полярний, субарктичний, помірний, субтропічний, тропічний і екваторіальний.

Річки полярного типу короткий період живляться талими водами полярного льоду і снігу, більшу частину року вони перемерзають. Річки субарктичного типу живляться талими сніговими водами, їх підземне живлення дуже незначне. Взимку навіть великі річки перемерзають. Найвищий рівень річки цього типу мають влітку (літнє водопілля). Причина – пізня весна і літні дощі.

Річки помірному типу поділяють на чотири підтипи: 1) з переважанням живлення за рахунок весняного танення снігового покриву; 2) з переважанням дощового живлення з незначним стоком весною (як за наявності дощів, так і під впливом танення снігу) 3) з переважанням дощового живлення взимку при більш або менш рівномірному розподілі опадів упродовж року; 4) з переважанням дощового живлення в літній період за рахунок обложних дощів мусонного походження.

Річки субтропічного типу живляться головним чином в зимовий період дощовими водами.

Річки тропічного типу відрізняються малим стоком. Переважає літнє дощове живлення, зимою опадів мало.

Річки екваторіального типу мають значне дощове живлення упродовж всього року; найбільший стік припадає на осінній період відповідної півкулі.

Для річок гірських областей характерні закономірності вертикальної поясності.

Тепловий режим річок. Тепловий режим річки визначається поглинанням тепла прямої сонячної радіації, ефективним випроміненням водної поверхні, витратами тепла на випаровування і на його виділення під час конденсації, теплообміну з атмосферою і ложем русла. Від співвідношення прибуткової і витратної частин балансу тепла залежать температура води і її зміни.

Відповідно до теплового режиму річок їх можна поділити на три типи: 1) річки дуже теплі, без сезонних коливань температури; 2) річки теплі, з помітним сезонним коливанням температури, які не замерзають взимку; 3) річки з великими сезонними коливаннями температури, які замерзають в зимовий період.

Так як тепловий режим річок визначається передусім кліматом, великі річки, які протікають через різні кліматичні області, мають неоднаковий режим в різних частинах. Найбільш складний тепловий режим мають річки помірних широт. В зимовий період, під час охолодження води дещо нижче температури її промерзання, починається процес льодоутворення. В спокійній річці передусім виникають *забереги*. Одночасно з ними або дещо пізніше на поверхні води утворюється тонкий шар дрібних кристаликів льоду – *сало*. Сало і забереги змерзаються в суцільний льодовий покрив річки.

На річках із швидким рухом води процес замерзання затримується внаслідок її перемішування і вода може перехолодитися на декілька сотень

частин градусу. За таких умов кристали льоду виникають у всій товщі води і утворюється внутрішньоводний і донний лід. Внутрішньоводний і донний лід, який спливає на поверхню води називають *шугою*. Накопичуючись під льодом, шуга створює *зажори*. Шуга, яка пливе по річці, мокрий сніг, битий лід утворюють осінній льодохід. На поворотах річки, у звуженнях русла під час льодоходу виникають *затори*. Встановлення суцільного стійкого льодового покриву на річці називають *льодоставом*. Малі річки замерзають, як правило, раніше великих. Льодовий покрив і сніг, який на ньому, запобігають подальшому охолодженню води. Якщо втрати тепла продовжуються, лід наростає знизу. В результаті замерзання води живий переріз річки зменшується, вода під тиском може вилитися на поверхню льоду і замерзати, збільшуючи його потужність. Товщина льодового покриву на рівнинних річках північної півкулі становить від 0,25 до 1,5 м і більше.

Час замерзання річки і тривалість періоду, на протязі якого на річці зберігається льодовий покрив дуже різні: Лена в середньому покрита льодом 270 днів на рік, Мезень – 200, Ока – 139, Дніпро – 98, Вісла біля Варшави – 60, Ельба біля Гамбурга до 30 днів.

Під впливом потужних виходів ґрунтових вод або в результаті надходження більш теплої озерної води на деяких річках протягом всієї зими можуть зберегтися ополонки (наприклад, на Ангари).

Скресання (звільнення від льоду) річок починається біля берегів під впливом сонячного тепла і талих вод річки. Надходження талих вод викликає підняття рівня води, лід спливає, відриваючись від берегів, і біля берегів простягається смуга води без льоду – *закраїни*. Лід всією масою починає зміщуватись по течії і зупиняється: спочатку відбуваються так звані подвиги льоду, а вже потім починається весняний льодохід. На річках, які течуть з півночі на південь, льодохід проходить більш спокійно, ніж на річках, які течуть з півдня на північ. В останньому випадку скресання починається з верхів'їв, в той час як середня і нижня течія річки покрита льодом. Хвиля весняного водопілля рухається вниз по річці, при цьому утворюються затори, виникають підйоми рівня води, лід, ще не починаючи танути, ламається і викидається на берег, створюються міцні льодоходи, порушуються береги. На річках, які витікають з озера, часто спостерігається два весняних льодоходи: спочатку йде річковий лід, потім озерний.

Хімізм річкових вод. Річкова вода – розчин з дуже малою концентрацією солей. Хімічні особливості води в річці залежать від джерел живлення і від гідрологічного режиму. За розчиненими мінеральними речовинами (по еквівалентному переважанню головних аніонів) річкові води поділяються на (за А.О. Алекиним) три класи: гідрокарбонатні (CO_3), сульфатні (SO_4) і хлоридні (Cl). Класи, в свою чергу поділяються за переважанням одного із катіонів (Ca , Mg або сума $\text{Na}+\text{K}$) на три групи. В кожній групі виділяється три типи вод за відношенням між загальною твердістю і лужністю. Більшість річок відноситься до гідрокарбонатного класу, до групи кальцієвих вод. Гідрокарбонатні води натрієвої групи зустрічаються рідко, на території СНД переважно в Центральній Азії і

Сибіру. Серед карбонатних вод переважають води слабо мінералізовані (менше 200 мг/л), менш поширені води середньої мінералізації (200-500 мг/л) – в середній смузі Європейської частини Росії. На Південному Кавказі і частково в Центральній Азії. Сильно мінералізовані гідрокарбонатні води (>1000 мг/л) – явище дуже рідкісне. Річки сульфатного класу зустрічаються порівняно рідко. Як приклад можна навести річки Приазов'я, деякі річки Північного Кавказу, Казахстану і Центральної Азії. Ще рідше зустрічаються хлоридні річки. Вони протікають на просторах між нижньою течією Волги і верховьями Обі. Води річок цього класу сильно мінералізовані, наприклад в р. Тургай мінералізація води досягає 19000 мг/л.

Протягом року в зв'язку з змінами водоносності річок хімічний склад води дещо змінюється і деякі річки „переходять” із одного гідрохімічного класу в інший (наприклад, р. Теджен взимку відноситься до сульфатного класу, влітку – до гідрокарбонатного).

В зонах надмірного зволоження мінералізація річкових вод незначна (наприклад, Печора – 40 мг/л), в зонах недостатнього зволоження – висока (наприклад, Емба – 1641 мг/л, Калаус – 7904 мг/л). Із переходом від зони надмірного до зони недостатнього зволоження змінюється склад солей, збільшується кількість хлору і натрію.

Таким чином, хімічні властивості річкової води мають зональний характер. Наявність легко розчинених порід (вапняку, солі, гіпс) може призвести до значних місцевих особливостей в мінералізації води річок.

Кількість розчинених речовин, яка проходить за 1 секунду через живий переріз річки, складає витрати розчинених речовин. Із суми витрат складається стік розчинених речовин, який вимірюється тоннами (табл. 23).

Таблиця 23

*Середньорічний стік розчинених речовин в гирлі деяких річок
(за О.А. Алекінім)*

Річки	Стік розчинених речовин (100 т/рік)	Річки	Стік розчинених речовин (100 т/рік)
Волга	46,5	Амудар'я	17,7
Об	29,5	Печора	5,5
Амур	18,7	Нева	2,9
Дніпро	8,8	Дунай	6,2

Загальна кількість розчинених речовин, яка виноситься річками з території СНД, складає біля $335 \cdot 10^6$ т в рік. Близько 73,7% розчинених речовин виноситься в Океан, в водойми області внутрішнього стоку – близько 26,3% .

Твердий стік. Тверді мінеральні частинки, які переносяться річковим потоком, називаються *річковими наносами*. Вони утворюються за рахунок зносу частинок породи з поверхні басейну і розмивання русла. Їх кількість залежить від енергії води і від фізичних властивостей порід, що розмиваються.

Річкові наноси поділяють на зважені і донні. Поділ цей умовний, так як

із зміною швидкості течії одна категорія наносів швидко переходить в іншу. Чим більша швидкість потоку, тим більших розмірів можуть бути зважені частинки. Із зменшенням швидкості більші частинки опускаються на дно (які рухаються стрибкоподібно) носять назву зважених наносів.

Кількість зважених наносів, які проносяться потоком через живий переріз річки за одиницю часу (секунду), складає витрату зважених наносів (R кг/м³). Кількість зважених наносів, яка проходить через живий переріз річки за великий проміжок часу, формує *стік зважених наносів* (табл. 24).

Знаючи витрату зважених наносів і витрату води в річці, можна визначити її мутність – кількість грамів речовини, що знаходиться у зваженому стані в 1 м³ води:

$$\rho = 1000 \frac{R}{Q} \text{ г/м}^3 \quad (13)$$

Чим потужніше розмивання і чим більше частинок зноситься в річку, тим більша її мутність. Найбільшою мутністю серед річок країн СНД відрізняються річки басейну Амудар'ї – від 2500 до 4000 г/м³. Незначна мутність характерна для північних річок – 50 г/м³.

Таблиця 24

Середній річковий стік зважених наносів деяких річок

Річки	Річний стік зважених наносів (млн. т)	Річки	Річний стік зважених наносів (млн. т)
Хуанхе	до 1500	Волга	18
Інд	450	Печора	6,5
Міссісіпі	211	Дністер	4,9
Ніл	62	Об	0,15
Амудар'я	94	Пд.Буг	0,83

Упродовж року стік зважених наносів залежить від режиму стоку води і буває максимальним на великих річках території СНД в період весняного водопілля. Для річок північної частини СНД весняний стік зважених наносів складає 70-75% річного стоку, а для річок центральної частини Російської рівнини – 90%.

Донні наноси складають всього 1-5% кількості зважених наносів.

За законом Ери маса частинок, які переміщуються водою по дну (M), пропорційна швидкості (V) в шостому ступені:

$$M = AV^6 \quad (A - \text{коефіцієнт}) \quad (14)$$

Якщо швидкість збільшилася в 3 рази, маса частинок, які річка здатна переносити, збільшилася в 729 разів. Звідси зрозуміло, чому спокійні рівнинні річки переміщують тільки пісок, тоді як гірські перекачують валуни.

При більшій швидкості донні наноси можуть рухатися у вигляді шару потужністю до декількох десятків сантиметрів. Їх рух проходить дуже нерівномірно, так як швидкість біля дна різко змінюється, тому на дні річки утворюються піщані хвилі.

Загальна кількість наносів (зважених і донних), які проходять через

живий переріз річки, називають її *твердим стоком*.

Річкові наноси, постійно рухаючись, зазнають змін: оброблюються (втираються, дробляться, заокруглюються, сортуються за вагою і за розмірами), і в результаті утворюється алювій.

Енергія потоку. Потік води, який рухається в руслі, має певну енергію і здатний виконувати роботу. Ця здатність залежить від маси води і від її швидкості. Енергія (А) річки на ділянці довжиною L км при падінні Нм і при витраті Q м³/сек. дорівнює 1000 Q · Н кгм/сек.. Так як один кіловат дорівнює 103 кгм/сек., потужність річки на окремій ділянці складає:

$$\frac{1000QH}{103} = 9,7 QH \text{ кВт} \quad (15)$$

Річки Землі несуть кожний рік в Океан 36000 км³ води. При середній висоті суші 875 м енергія всіх річок (А) становить 31,40 · 1000⁶ кгм. Енергія річок витрачається на подолання тертя, на розмивання, на перенесення матеріалу в розчиненому, зваженому і влекомому станах.

В результаті процесів розмивання (ерозії), перенесення (транспортування) і відкладення (аккумуляції) наносів формується русло річки.

Формування річкового русла. Потік постійно і безпосередньо врізається в породи, по яким він протікає, намагаючись виробити поздовжній профіль, при якому його кінетична сила ($\frac{mv^2}{2}$) на всій річці буде однаковою, і між розмиванням, перенесенням і відкладанням наносів в руслі настає рівновага. Такий профіль русла носить назву *профілю рівноваги*. При рівномірному збільшенні кількості води в річці вниз за течією профіль рівноваги набуває вигляду ввігнутої кривої. Найбільший нахил він має в верхній частині течії, де маса води найменша; вниз за течією, із збільшенням кількості води, нахил зменшується. У річок посушливих територій, що живляться переважно за рахунок танення льодовиків і снігу в горах, а в нижній течії витрачають багато води на випаровування і фільтрацію, формується профіль рівноваги, який опуклий в нижній частині. В результаті того, що кількість води, кількість і характер наносів, швидкість вздовж течії річки змінюється (наприклад, під впливом приток), профіль рівноваги річок має на різних відрізках неоднакову криву, він може бути вигнутим, ступінчастим залежно від конкретних умов.

Виробити профіль рівноваги річка може тільки в умовах довгого тектонічного спокою і незмінного положення базису ерозії. Будь-яке порушення цих умов призводить до порушення профілю рівноваги і до відновлення роботи над його формуванням. Тому практично профіль рівноваги річкою не досяжний.

Невироблені поздовжні профілі річки мають багато нерівностей. Річка посилено розмиває уступи, заповнює наносами заглиблення в руслі, намагаючись їх вирівняти. Одночасно відбувається врізання русла відповідно положення базису ерозії, який поширюється вгору за течією (зادкуюча регресивна ерозія). В зв'язку з нерівностями поздовжнього профілю річки в

ньому досить часто виникають *водоспади і пороги*.

Водоспад – падіння річкового потоку з різко вираженого виступу або з декількох виступів (каскад водоспадів). Відрізняють два типи водоспадів: ніагарський і йосемитський. Ширина водоспадів ніагарського типу більша за їх висоту. Ніагарський водоспад поділяється островом на дві частини: ширина канадської частини – близько 800 м, висота – 40 м; ширина американської частини – близько 300 м, висота – понад 50 м. Водоспади йосемитського типу характеризуються значною висотою при порівняно невеликій ширині. Йосемитський водоспад (р. Мерсед) – вузький струмінь води, який падає з висоти 727,5 м. До цього типу відноситься найвищий на земній кулі водоспад – Анхель (Енджела) – 1054 м (Південна Америка, р. Чурун).

Виступ водоспаду безперервно порушується і відступає вгору по річці. У верхній частині його розмиває вода, яка стікає, в нижній він енергійно руйнується падаючою згори водою. Особливо швидко відступають водоспади в тих випадках, коли виступ складений легко розмивними породами, покритими шаром стійких порід. Саме таку будову має виступ Ніагари, який відступає зі швидкістю 0,08 м за рік в американській частині і 1,5 м за рік – в канадській.

В деяких районах існують «лінії водоспадів», які пов'язані з виступами, які простягаються на значні відстані. Часто «лінії водоспадів» пов'язані з лінією розломів. Біля підніжжів Апалаччів з переходом від гір до рівнини всі річки утворюють водоспади і пороги. Лінія водоспадів проходить в Прибалтиці (обрив силурійського плато).

Пороги – ділянки поздовжнього русла річки, на яких падіння річки збільшується і відповідно зростає швидкість течії річки. Пороги утворюються з тих причин, що і водоспади, але за меншої висоти виступу. Вони також можуть виникати на місці водоспаду.

Виробляючи поздовжній профіль, річка врізається верхів'ями, відсовуючи водорозділ. Її басейн збільшується, в річку починає надходити додаткова кількість води, що знову ж впливає на її врізання. В результаті цього верхів'я однієї річки можуть впритул підійти до іншої річки і, якщо остання розміщена вище, захопити її, включити в свою систему. Включення нової річки в річкову систему змінить довжину річки, її стік і вплине на процес формування русла.

Перехоплення річок – явище, яке досить часто спостерігається, наприклад: р. Пінега (права притока Північної Двіни) була самостійною річкою і складала одне ціле з р. Кулем, що впадає в Мезенську затоку. Одна із приток Північної Двіни перехопила велику частину Пінеги і відвела її води в Північну Двіну. Річка Псел (притока Дніпра) перехопила іншу притоку Дніпра – Хорол, р. Мерти – верхню течію р. Мозель (яка належить р. Маас), Рона і Рейн – частини верхнього Дунаю. Передбачається перехоплення Дунаю річками Неккаром і Рутахом тощо.

До тих пір, поки річка не виробить профіль рівноваги, вона посилено розмиває дно русла (глибинна ерозія). Чим менше затрачується енергія на

глибинну ерозію дна, тим активніше річка розмиває береги русла, активізується бічна ерозія. Обидва ці процеси, які зумовлюють формування русла, відбуваються одночасно, але провідним кожний із них стає на різних етапах.

Річка дуже рідко тече прямо. Причиною першочергового відхилення можуть стати місцеві перешкоди, обумовлені геологічною будовою і рельєфом місцевості. Звивини, утворені річкою, залишаються незмінними упродовж тривалого часу, тільки за відповідних умов, серед яких домінують важкорозмивні породи, мала кількість наносів.

Як правило, звивини незалежно від причини їх виникнення безперервно змінюються і зміщуються вниз за течією. Цей процес називають *меандруванням*, а звивини, які утворюються в результаті цього процесу – відповідно, *меандрами* (рис.16).

Водний потік, характер якого змінюється за певних причин (наприклад, із-за виходу корінних порід на його шляху) напрям руху, відбувається під кутом до стінки русла, що призводить до її посиленого розмивання і постійного відступу. Відбиваючись при цьому нижче за течією, потік рухається до протилежного берега, розмиває його, знову відбивається тощо. В результаті цього підмиті ділянки „переходять” з одного боку русла до іншого. Між двома ввігнутими (розмитими) ділянками берега знаходиться опукла ділянка – місце, де придонна поперечна течія направлена від протилежного берега, відкладає продукти розмивання.

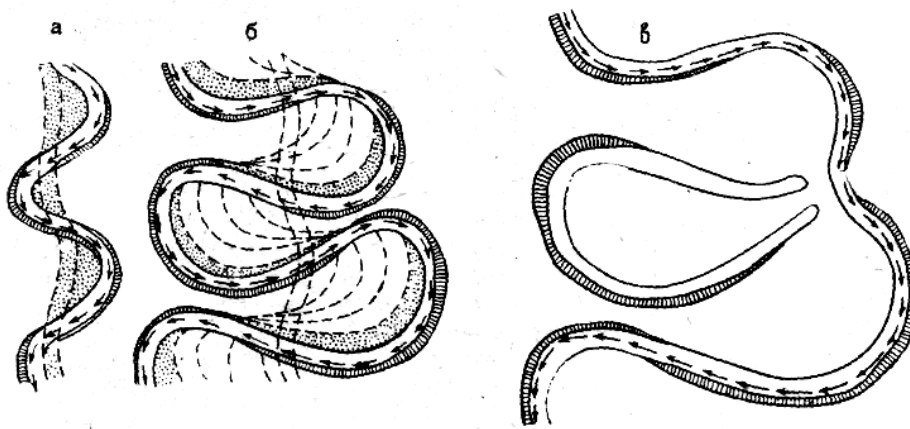


Рис.16. Меандри річок: а) початкова стадія; б) збільшення і зміщення меандра; в) утворення стариці

Із збільшенням звивистості процес меандрування посилюється, правда, до певної межі. Збільшення звивистості означає збільшення довжини річки і зменшення ухилу, а відповідно, і зменшення швидкості течії, що призводить до втрати річкою енергії і вона вже не може розмити береги.

Ввігнутість меандрів може бути настільки великою, що виникає прорив перешийка а краї звивин, що відділились, заповнюються пухкими наносами, і вона перетворюється в старицю.

Смуга, в межах якої річка меандрує, носить назву *меандрового поясу*. Великі річки, звиваючись, утворюють великі меандри, і меандровий пояс в

них ширший, ніж у маленьких річок.

У зв'язку з тим, що потік, розмиваючи берег, підходить до нього під кутом, меандри не просто збільшуються, а зміщуються поступово вниз по течії і за довгий проміжок часу вони можуть переміститися настільки, що ввігнута ділянка русла буде на місці опуклої і навпаки.

Переміщуючись в смузї меандрового поясу, річка розмиває породи і відкладає наноси, в результаті чого створюється плоске зниження, встелене алювієм, по якому звивається русло річки. Під час водопілля вода переповнює русло і заливає зниження, і утворюється *заплава* – частина річкової долини, яка затоплюється під час розливів річки.

У водопілля річка стає менш звивистою, ухил глибини її збільшується, швидкість зростає, розмивна діяльність посилюється, формуються великі меандри, які не відповідають меандрам, утворених під час межені. Причин, що впливають на звивистість річки, багато, і тому меандри часто мають дуже складну форму.

Рельєф дна русла меандруючої річки визначається розподілом течії. Поздовжня течія, обумовлена силою тяжіння, є основним чинником розмивання дна, поперечна – визначає перенесення продуктів її розмиву. З підмитого ввігнутого берега потік вимиває заглиблення – *плес*, а поперечна течія відносить мінеральні частинки до протилежного опуклого берега, формуючи *відмілину*. Тому поперечний профіль русла в місці вигину річки несиметричний, а на прямій ділянці русла, розміщені між двома плесами, яка носить назву *перекату*, глибини порівняно невеликі, і в поперечному профілі русла немає різких коливань глибини.

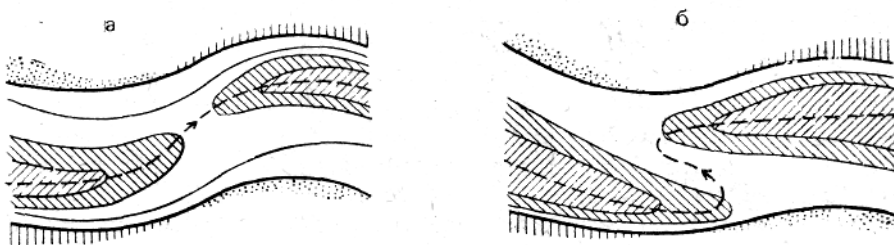


Рис.17. Перекат: а – нормальний, б – зсунутий

Лінія, яка з'єднує найбільш глибокі місця вздовж русла, – *фарватер* – проходить від плеса до плеса через середню частину перекату. Якщо перекат пересікається фарватером, який не відхиляється від основного напрямку, і його лінія йде плавно, він називається нормальним; перекат, на якому фарватер робить різкий вигин, буде зсунутим (рис.17). Зсунуті перекати ускладнюють судноплавство.

Формування рельєфу русла (утворення плесів і перекатів) проходить, як правило, навесні під час водопілля.

Життя в річках. Умови життя в прісних водах істотно відрізняються від умов життя в океанах і морях. В річці велике значення для життя має прісна вода, постійне турбулентне перемішування води і порівняно невеликі глибини, які досяжні для сонячного проміння. Течія механічно впливає на організми, забезпечує надходження розчинених газів і видалення продуктів

розпаду організмів.

За умовами життя річка може бути розділена на три ділянки, які відповідають верхній, середній і нижній її течії. В верхній течії гірських річок вода рухається з найбільшою швидкістю. Тут нерідко зустрічаються водоспади, пороги, дно звичайно кам'янисте, мулисті відклади майже відсутні. Температура води завдяки абсолютній висоті місця низька, загалом умови для життя організмів менш сприятливі, ніж в інших частинах річки. Водна рослинність практично відсутня, планктон бідний, фауна безхребетних дуже мізерна, живлення риби не забезпечене. Верхня течія річки бідна рибою як за кількістю видів риб, так і за кількістю особин. В таких умовах можуть жити тільки деякі види риб, наприклад форелі, харіуси, маринки.

В середній течії гірських річок, а також в верхній і середній течії рівнинних річок швидкість течії води менша, ніж в верхів'ях гірських річок. Температура води підвищується. На дні з'являється пісок і галька, в заводях – мул. Умови життя стають більш сприятливі, але не оптимальні. Кількість особин і видів риб збільшується, ніж в верхній течії, в горах; поширені такі риби, як йорш, вугор, налим, вусач, плотва тощо.

Найбільш сприятливі умови життя в нижній течії річок: мала швидкість течії, мулисте дно, велика кількість поживних речовин. Тут водяться головним чином такі риби, як корюшка, колюшка, річкова камбала, осетр, лящ, карась, короп. Проникають риби, які живуть в морі, в яке впадають річки: морська камбала, акуліві тощо. Далеко не всі риби знаходять умови для всіх стадій свого розвитку в одному місці, місця розмноження і проживання багатьох риб не співпадають, і риби мігрують (нерестові, кормові і зимувальні міграції).

Канали. Канали являють собою штучні річки із своєрідним регульованим режимом, створені для зрошення, водопостачання та судноплавства. Особливість режиму каналів – малі коливання рівня, але в випадку необхідності вода із каналу може бути вся спущена.

Рух води в каналі має ті ж закономірності, що і рух води в річці. Вода каналу в значній мірі (до 60% від всієї витраченої води) йде на інфільтрацію через його дно. Тому велике значення має створення протivoінфільтраційних умов.

Можливі середні швидкості потоку і донні швидкості не повинні перевищувати відповідної межі, яка знаходиться в залежності від стійкості ґрунту до розмиву. Для руху по каналу суден середня швидкість течії, що перевищує 1,5 м/сек., неприпустима.

Глибина каналів повинна бути більша за осадку суден на 0,5 м, ширина – не менша ширини двох суден +6 м.

4.3. Озера та водосховища

Загальна характеристика озер. Озера складаються із маси води і котловини – водойми уповільненого водообміну, які не мають зв'язку із Океаном. Від річки озеро відрізняється, як правило, відсутністю течії, яка викликана ухилом русла, від моря – відсутністю безпосереднього зв'язку з

Океаном.

Озерна улоговина – заглиблення поверхні суходолу, яке не має одностороннього ухилу, заповнене до певного рівня водою. Частина улоговини, зайнята водою, називається озерним ложем.

Утворення озера починається з утворення улоговини і її походження улоговини в значній мірі визначає розміри і форму озер, за походженням улоговини озера поділяють на декілька генетичних типів:

1) *тектонічні озера* виникають в зв'язку з утворенням тріщин, викидів, грабенів; відрізняються значною глибиною і крутизною схилів; до тектонічних відноситься, наприклад, найбільше озеро на Землі – Каспійське і найглибше – Байкал;

2) *вулканічні озера* займають кратери вулканів, маари (воронки вибухів), які знаходяться серед лавових полів, наприклад Кроноцьке озеро (Камчатка);

3) утворення *льодовикових озер* пов'язане з екзараційною і акумулятивною діяльністю льодовика (сучасного або давнього), наприклад: озера Кольського півострова, Прибалтики, Альп, Уралу, Кавказу тощо;

4) *водно-акумулятивні і водно-ерозійні озера* утворюються внаслідок діяльності річок (стариці) або являють собою затоплені морем ділянки річкових долин (лимани, лагуни), які відділені від моря накопиченням наносів, наприклад: озера Кубанських плавнів, лимани на Чорноморському узбережжі;

5) *провальні озера* з'являються в результаті просадок і провалів внаслідок розчинення (*карстові*) або розмивання (*суфозійні*) підземними водами гірських порід і винесення частинок; до типу провальних відносяться також термокарстові озера, які виникають в результаті просідання поверхні, що викликано таненням багаторічної мерзлоти, наприклад багаточисленні озера, розміщені між Онежським озером і Білим морем. Суфозійні озера типові для півдня Західного Сибіру, термокарстові – для області поширення багаторічної мерзлоти;

б) *еолові озера* розміщуються в улоговинах видування і утворені вітром за участі інших чинників. Еолові озера зустрічаються, наприклад, в Центральній Азії;

7) *загатні озера* з'являються в результаті перегородження русла річки глинами порід, лавою, льодовиком, наприклад Сарезьке озеро (Памір). Нерідко утворення озерних улоговин викликане низкою причин, серед яких важко визначити головну.

З моменту заповнення улоговини водою починається формування озерного ложа. Течії і хвилі, викликані головним чином вітром, руйнують береги, вода переносить, сортує і відкладає продукти руйнування. Дрібні частинки переносяться далі від берега, ніж крупніші, і там утворюють донні відклади.

В озерному ложі виділяються дві області: берегова і глибинна. В береговій області переважає руйнування, в глибинній – відкладання продуктів руйнування.

Берегова область складається з трьох частин:

1) *береговий схил* – смуга суходолу, яка не зазнає безпосереднього впливу води. Нижче основи схилу прибій порушує породу, тому берег відступає;

2) *узбережжя* – прибійна смуга – зона найбільш інтенсивного руйнування і часткового відкладання наносів. Узбережжя поділяється на підводне, затоплене і сухе (на яке впливає тільки дія хвилювання);

3) *берегова відмілина* – нахилена підводна ділянка, обмежена з боку озерної западини відкосом. Відмілина створюється як в результаті розмивання, так і в результаті відкладання наносів.

Узбережжя і берегову відмілину разом називають *літораллю*. Глибина літоралі не перевищує декількох метрів. На літоралі поселяється рослинність, звідки вона наступає на озеро. Іноді за межу літоралі приймають глибину проникнення сонячного проміння, глибину поширення зелених рослин.

В глибинній області озерного ложа відкладаються продукти руйнування берегової області, до них приєднується осадовий матеріал, який зноситься в озеро з поверхні його басейну, а також залишки рослин і тварин, що населяють озеро. Змішуючись і набуваючи змін, неорганічні і органічні спади формують товщу мулових відкладів, які поступово заповнюють заглиблення дна і вирівнюють його. Дно глибинної області майже не зазнає впливу хвиль. Глибинну область дна називають *профундаллю*; область, яка переходить від профундалі до літоралі, – *сублітораллю*.

З накопиченням осадового матеріалу літораль розширюється, глибини профундалі зменшуються, і вона поступово може зовсім зникнути. Рослинність, яка населяє літораль, поширюється на все озеро. За рахунок залишків відмерлої рослинності інтенсивність і потужність накопичення відкладів на дні озера збільшується.

Заповнення озера наносами – природний процес його розвитку. Чим менше озеро, тим інтенсивніше воно заноситься і заростає, і швидше перетвориться в болото і стане сушею. Зміни кількості води в озері можуть прискорити або загальмувати цей процес.

У розвитку озера можна виділити три стадії: 1) стадію юності, коли формування ложа тільки починається, початковий рельєф дна не покритий наносами, рослинності майже немає або вона селиться біля самого берега; 2) стадію зрілості – в котловині озера добре виражений поділ на літораль і профундаль; 3) стадію старості всього озера – глибинна частина заповнена наносами, літораль, яка наступає на озеро з усіх боків, зімкнулася, рослинність займає все озеро. В результаті подальшого заповнення озера наносами воно перетворюється в болото.

Водна маса озера. Більшість озер утворилася внаслідок заповнення котловин водою, що стікає з поверхні суші. Деякі озера з'явилися в результаті накопичення підземних вод. Озера, які виникли на місці відступившого моря (реліктові озера), першочергово були заповнені солоною морською водою. З моменту виникнення озера кількість і якість озерної води, незалежно від її походження, безперервно змінюється внаслідок сукупної дії

низки причин, із яких істотно значення має водний баланс озера.

Озеро отримує воду (живиться) за рахунок стоку: схилового, річкового і підземного і за рахунок атмосферних опадів, які випадають безпосередньо на його поверхню. Основна роль в живленні озера належить річковому стоку і атмосферним опадам. Значно меншу роль відіграють підземний стік, який надходить безпосередньо в озеро, і конденсація вологи на його поверхню, які набувають помітного значення тільки за особливо сприятливих умов. Значення підземного живлення посилюється в карстових областях, конденсація вологи може дати помітні результати на великих озерах, коли температура їх поверхні значно нижча температури повітря.

Більшість витрат озерної води припадає на випаровування. Поверхневий стік виникає в тому випадку, якщо надходження води переважає за випаровування.

Залежно від балансу води, озера можуть бути стічними і безстічними. Проміжне положення займають озера із змінним стоком. Стічні озера, які приймають річки, називають проточними. Безстічні озера, які не мають приток, називаються глухими. Водний баланс стокового озера виражається формулою:

$$X + Y_1 + U_1 + K - Y_2 - U_2 - Z = \pm \Delta V \quad (16)$$

де X – опади на поверхні озера,

Y_1 – поверхневий притік води;

U_1 – підземний притік води;

K – конденсація на поверхні води;

Y_2 – поверхневий стік із озера;

U_2 – фільтрація і підземний стік із озера;

Z – випаровування;

ΔV – зміна об'єму води в озері.

Водний баланс безстічного озера виражається формулою:

$$X + Y_1 + U_1 + K - Z = \pm \Delta V \quad (17)$$

Відповідно, до озер з змінним стоком в стічний період застосовується перша формула, а до безстічного – друга.

Стан водного балансу визначає коливання рівня озера. Якщо витрата води переважає над надходженням, рівень знижується, а переважання надходження води викликає підвищення рівня. Чим більша різниця між надходженням і витратами, тим інтенсивніші і значніші коливання рівня.

Підвищення рівня озера супроводжується збільшенням випаровувальної поверхні, а отже, збільшенням витрат води; зниження рівня відповідно призводить до скорочення витрат води на випаровування. При збільшенні надходження води в безстічних озерах рівень піднімається і, якщо зростання витрат на випаровування не відповідає надходженню, виникає стік із озера: безстічне озеро стає стічним. Із зменшенням надходження води, рівень озера знижується, його площа скорочується, випаровування зменшується і озеро може перетворитися в безстічне.

В безстічних озерах, при від'ємному балансі води, зниження рівня і зменшення площі його буде продовжуватися до тих пір, доки надходження

води не зрівноважить витрати на випаровування. Озеро, яке має притік води, із збільшенням витрат зменшиться в розмірах, але не висохне. Озеро без притоку води і від'ємному балансі може висохнути.

Коливання рівня озера носить періодичний і неперіодичний характер і залежить від періодичної або випадкової зміни елементів водного балансу. Особливо чітко виражені сезонні періодичні коливання рівня, які типові для різних кліматичних поясів.

Рівень озера в *арктичному і субарктичному* кліматичних поясах визначається режимом атмосферних опадів і стоком талих вод. Випаровування істотного впливу на рівень озер в цих умовах не відіграє. Характерне низьке положення рівня взимку і навесні, різке його підняття влітку і зниження восени.

Озера *помірного* поясу в умовах континентального клімату з надмірним зволоженням отримують найбільшу кількість води весною від танення снігу (весінній максимум). Сильне випаровування призводить наприкінці літа до зменшення кількості води в озері (літньо-осінній мінімум). Восени спостерігається підвищення рівня, пов'язане із зменшенням випаровування і збільшенням кількості опадів (осінній максимум). Упродовж зими рівень знижується і до весни (до моменту скресання) буває найменшим (зимньо-весінній мінімум). Амплітуда коливання рівня таких озер рідко перевищує 1 м. Озера областей мусонного клімату помірних широт відрізняються найбільш високим рівнем влітку і восени в зв'язку з дощами.

В посушливому кліматі помірних широт (степи і напівпустелі) снігові води є часто основним джерелом живлення озера, тому їх рівень підвищується весною, проте влітку в результаті сильного випаровування спостерігається зниження рівня, деякі озера цієї зони влітку пересихають. В пустелях помірних широт озера живляться водою, яка приноситься річками з гір, і її рівень залежить від режиму річок.

В *субтропічному* поясі максимальна кількість води в озерах в зимовий період, мінімальна – влітку. Схожий режим мають озера *тропічної* зони, але вони мають обмежені запаси води і влітку можуть пересихати.

В *екваторіальному* поясі зміни рівня озера визначаються головним чином режимом річок, які живлять озера, і режимом атмосферних опадів. Спостерігається два максимуми (травень – червень і грудень) і два мінімуми (лютий – березень і жовтень – листопад) положення рівня. В напрямку від екватора до тропіків два максимуми зливаються в один, те саме відбувається і з мінімумами.

Коливання рівня озера однієї зони упродовж року може бути різним і залежить від місцевих причин.

Рівень озер зазнає вікових і внутрішньовікових коливань, які мають періодичність відповідно періодичності коливань клімату. Особливо чітко вікові коливання прослідковуються на озерах, розміщених в районах з недостатнім зволоженням. Вивчення внутрішньовікових коливань рівня степових озер (Північний Казахстан) дозволило А.В. Шнитникову встановити, що за період з кінця XVII до середини XX ст. (приблизно за 200

років) озера сім разів сильно зменшувались (деякі повністю висихали і знову наповнювалися водою). Тривалість кожного із семи встановлених циклів становила від 29 до 45 років. Цикли коливання рівня озер синхронні циклам коливання сучасного зледеніння. І ті і інші цикли пов'язані з періодичними коливаннями клімату.

Озера мають певні морфометричні характеристики – абсолютні і відносні величини, що характеризують його розміри, форму і об'єм: довжина і ширина, довжина берегової лінії, її порізаність, площа поверхні озера, глибина.

Довжина озера (l) – найкоротша відстань між двома найбільш віддаленими точками берегової лінії, яка вимірюється по поверхні озера.

Ширина озера – В, середня ширина (V_{cp}) – відношення площі озера до довжини ($\frac{F}{l}$); максимальна (V_{max}) – найбільша відстань між берегами по перпендикулярно довжині озера.

Довжина берегової лінії (L) – довжина урізу води (лінії дотику з сушею).

Порізаність берегової лінії – відношення довжини берегової лінії озера до довжини кола, площа якого дорівнює площі озера:

$$(K = \frac{L}{2\pi R}) \quad (18)$$

Площа поверхні озера (F) – площа водної поверхні без островів.

Глибина максимальна (H_{max}) визначається безпосередньо вимірами.

Середня глибина (H_p) визначається відношенням об'єму водної маси до площі поверхні ($\frac{W}{F}$).

Об'єм водної маси (W) визначається як сума об'ємів окремих геометричних фігур, які утворені двома суміжними горизонтальними площинами, проведеними по ізобатам і розглядаються як зрізані конуси або як призми.

Всі морфологічні характеристики змінюються із зміною рівня озера.

Хімізм озерних вод. В воді озер немає постійного співвідношення між основними іонами, які характерні для вод Океану. На відміну від річкових і підземних вод хімічний режим озер формується при дуже активній участі біологічних процесів.

В озерній воді знайдено більшість елементів таблиці Менделєєва, як правило, у великих кількостях зустрічаються:



Такі біогенні елементи (визначають інтенсивність життєвих процесів), як поєднання азоту, фосфору, кремнію і заліза, містяться в воді озер в обмеженій кількості.

Органічні речовини утворюються в самих озерах в результаті життєдіяльності організмів, а також приносяться в нього. До принесених органічних речовин відносять продукти розкладання наземної рослинності – гумінові сполуки. Особливо багато гумінових речовин в озерах заболочених

районів тайги, і високий вміст цих сполук згубно впливає на розвиток водної рослинності і багатьох тварин в озері.

Основний шлях надходження в озера хімічних елементів – стік поверхневих і підземних вод. Частина хімічних елементів утворюється в результаті процесів, які відбуваються в самих озерах: розчинення порід дна, розкладання мулу, органічні виділення тощо. Деякі речовини (O_2 і частково CO_2) потрапляють із атмосфери. Витрачаються хімічні елементи в результаті винесення із озер стікаючими водами, випадання у вигляді осаду, споживання організмами, винесення в атмосферу. Хімічний баланс озер загалом залежить від надходження і виносу розчинених речовин річками. Тому вода в безстічних озерах засолюється. При сильній мінералізації безстічних озер, витрати солей відбувається за рахунок їх кристалізації.

Кількість розчинених в озері речовин визначається їх балансом, концентрація ж їх в розчині (солоність) залежить також від кількості води в озері. Зміни кількості води визначаються загалом коливанням солоності озер в часі. В вологі періоди солоність озер зменшується, в посушливі – збільшується. Нерівномірність інтенсивності обміну води в різних частинах озера може викликати відмінності в солоності. Як правило, зменшеною солоністю відрізняються частини озера, де впадають річки.

Залежно від рівня солоності, озера поділяють на чотири типи: 1) прісні – від 0 до 1‰ (межа смакового сприймання); 2) солонуваті – від 1 до $24,7\text{‰}$ (точка співпадання темепартури найбільшої густини з температурою замерзання); 3) солоні – від $24,7$ до 47‰ (47‰ – максимальна солоність морської води); 4) мінеральні – вище 47‰ . Солоні і мінеральні озера досить часто поєднують в один тип. Найвищу солоність мають озера: Велике солоне – $266,5\text{‰}$, Гюсгундак (Мала Азія) – 374‰ .

Солоність озера визначається комплексом природних умов, із зміною яких прісне озеро може стати солонуватим, солонувате солоним, і навпаки. Хімічний склад і вміст солей в озері в момент його утворення залежить від хімізму води, яка заповнює улоговину. В процесі розвитку озера первинний хімічний склад зазнає змін, зумовлені передусім біохімічними процесами та інтенсивністю водообміну. Тому сольовий склад озерних вод, які знаходяться в різних природних зонах, різний. В зоні тундри в воді озер переважають іони Si і HCO_3 , в зоні лісів – іони HCO_3 і Ca , в зоні степу – іони SO_4 , Na , а іноді HCO_3 (в содових озерах), в зоні пустель і напівпустель – іони Cl і Na ; сольовий склад води гірських озер різний у різних вертикальних поясах.

Одночасно із зміною переважаючих іонів відбуваються зміни рівня солоності. В зоні тундри, де надлишкове зволоження, формуються проточні прісні озера. В пустелях, де зволоження недостатнє, озера не мають стоку і солі, які надходять, поступово накопичуються, засолюючи озеро.

Залежно від місцевих умов виникають значні відхилення якості озерної води від типових озерних вод певної природної зони. Як правило, азональні за сольовим складом озера карстових областей. В районах з поверхневим заляганням солевмісних шарів озера солоні незалежно від природної зони. Те саме стосується і озер, які живляться мінералізованими підземними водами

(наприклад, оз. Солоне біля Сольвичегодська).

Озера, отримуючи воду від річок, які протікають в інших зонах, можуть мати нехарактерний для своєї зони мінеральний склад. Наприклад, для деяких прикаспійських озер, які розміщені в напівпустелі, характерне переважає іону HCO_3 (надходить з водою Уралу, Волги, Емби), а для оз. Вінніпег, що знаходиться в лісовій зоні, - переважає іона SO_4 (приносить р. Ред-Рівер). Підземний стік забезпечує винесення солі із безстічного озера Чад, яке має частково опріснену воду.

Мінеральні озера заповнені розсолем – ропою. Вміст солі в ропі наблизений до насиченості, тому зміна кількості солі і температура ропи може викликати їх кристалізацію. Із зміною умов кристали солі можуть частково розчинитися. З часом нерозчинені кристали ущільнені під впливом накопиченого верхнього шару перетворюється в корінну сіль. Озера, в яких відкладаються пластичні тонкодисперсні мули (лікувальні грязі) відомі як «грязеві».

За переважанням в складі ропи аніонів озера поділяються на три типи: гідрокарбонатні і карбонатні (содові), сульфатні (гірко-солоні) і хлоридні (солоні). Із зміною умов один тип може переходити в інший.

Збільшення посушливості викликає передусім осідання найменш розчинених карбонатів і переважає в воді сульфатів, потім осідають і сульфати і переважають стають хлориди. Із зволоженням клімату процес розвивається в зворотному порядку – в хлоридних озерах починається розчинення спочатку сульфатів, потім карбонатів:

карбонатний тип ↔ сульфатний тип ↔ хлоридний тип.

За походженням сольової маси мінеральні озера поділяються на морські і континентальні. Перші відокремилися від моря і спочатку мали воду, схожу за мінеральним сольовим складом до морської води; фізико-хімічні процеси, які проходять в озерах, поступово призвели до змін і виникнення значних відмінностей в складі ропи різних озер морського походження. В континентальних мінеральних озерах накопичуються солі, які приносяться поверхневими і підземними водами, в їх формуванні велику роль відіграють місцеві природні умови. Мінеральні озера є джерелом цінних корисних копалин: кухонної солі, калійних солей, сульфату натрію, соди, хлористого магнію, бору, броду, йоду. Багато мінеральних озер використовуються з лікувальною метою.

Газовий режим озер. В озерній воді розчинені різні гази: O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 , H_2 , NH_3 . Особливо важлива наявність кисню, вуглекислого газу і сірководню, тісно пов'язаних з життєдіяльністю організмів.

Кисень в поверхневий шар надходить із атмосфери; в зоні освітлення, яка населена рослинами, він виділяється в процесі фотосинтезу. Із верхнього шару води кисень потрапляє в атмосферу; у всій товщі води (особливо в придонному шарі) він витрачається на окисні процеси. В зоні фотосинтезу в денний час кисень може бути в значному надлишку, в придонному шарі його взагалі мало і нерідко спостерігається значний дефіцит.

Вуглекислий газ, навпаки, найбільш інтенсивно утворюється в

придонному шарі (внаслідок окислення органічних речовин в воді і мулі), а витрачається в зоні фотосинтезу. Надлишок вуглекислого газу в придонному шарі може в багато разів переважати його нормальний вміст (спостерігались випадки вмісту вуглекислого газу до 2057% норми).

Сірководень виділяється під час розкладання білкових речовин і відновних процесах без кисню. Так як сірководень надходить в атмосферу, його тривала наявність в верхньому шарі води неможлива, при поганому перемішуванні води сірководень може накопичуватися в придонному шарі.

Газовий режим озера і кількість газів залежать від температурного режиму озера і від біологічних процесів, які в ньому відбуваються, тому вони неоднакові в різних озерах. В великих і глибоких озерах з відносно холодною водою вміст кисню близький до насичення і мало змінюється з глибиною.

В мілких, добре прогрітих озерах, які багаті життям у всій товщі води, газовий режим залежить від інтенсивності біологічних процесів. Літом, внаслідок недостатнього перемішування води, кількість кисню в ній з глибиною зменшується до повного зникнення. Кількість вуглекислого газу з глибиною, навпаки, виростає. Зимою під льодом, без доступу кисню і значному його споживанні в придонному шарі, спостерігаються замори – масова загибель живих організмів, головним чином, риби.

Колір води озера зумовлений вибірковим поглинанням і розсіюванням світлових променів. Оптично чиста вода поглинає довгохвильові червоні промені і відбиває прониклі в глибину короткохвильові сині промені. Відбиті сині промені повертають до поверхні, і вода набуває блакитного кольору. Найбільш сині – чисті гірські озера. Надзвичайно яскравий синій колір характерний, наприклад, для оз. Ісик-Куль. Але вода озер, як правило, містить завислі зважені частки, то вона рідко буває синього кольору. Завислі частки поглинають значну частину променів і відбивають зелені, тому вода набуває синьо-зеленого і зеленого кольору. Дуже каламутна вода може розсіювати і червоні промені. Тоді колір її набуває жовтого і бурого відтінку.

Зважені частки і планктон, які містяться в воді, надають їй той або інший колір залежно від власного кольору. Значно змінюють колір води гумінові сполуки. Завдяки вмісту гумінових речовин і органічних завислих часток для води озер, розміщених серед боліт і в лісі, характерні жовто-бурий і бурий кольори. Різні відтінки набуває вода озер під час цвітіння (масового розвитку планктону).

Прозорість води залежить від освітленості її поверхні, від географічної широти місцевості і від кількості завислих речовин і планктону. Річний хід прозорості озерної води пов'язаний з режимом стоку і з розвитком планктону. Найбільша прозорість взимку під льодом, найменша – весною під час водопілля і влітку в період цвітіння.

Тепловий режим озер тісно пов'язаний з балансом тепла. Водна маса завжди отримує і віддає або витрачає тепло.

Рівняння теплового балансу

$$\pm q = (I - I_0) + (C_t + C_d) + S_g \quad (19)$$

де $\pm q$ – зміна запасу тепла в озері; $(I - I_0)$ – радіаційний баланс $(I -$

поглинена водою пряма сонячна радіація, I_s – ефективне випромінювання); $(C_t + C_d)$ – теплообмін з атмосферою (C_t – турбулентний теплообмін, C_d – прихована теплота пароутворення); S_g – теплообмін з дном озера.

Допоміжні статті надходження і витрат тепла, зумовлені впливом води, яка надходить в озеро, біохімічними процесами, льодоутворенням і таненням, істотного значення не мають. Співвідношення між елементами теплового балансу не залишається постійним. Поглинання водою сонячної радіації плавно змінюється протягом року, досягаючи максимуму в червні і мінімуму в грудні. Витрати тепла на випаровування максимальні в осінній період – період найбільшого прогріву маси озерної води; мінімальна кількість тепла затрачується на випаровування (коли водна поверхня відкрита) весною. Озеро віддає тепло в атмосферу, коли температура водної поверхні вища за температуру повітря. Цей стан існує (коли поверхні озера відкриті) у всі місяці року, крім весняних (квітень, травень).

Найбільш інтенсивно поглинає сонячну радіацію поверхневий шар води. В озерах з прозорою водою верхній шар потужністю 1 м затримує 43-59% сонячної радіації, в озерах з підвищеним помутнінням води відсоток поглиненої верхнім шаром радіації досягає 80. Як відомо, теплопровідність води дуже мала, і тому в нерухомій воді добові коливання температури можуть поширюватися всього до глибини 40 см, річні – до глибини близько 8 м. В дійсності добові коливання температури простежуються в озерах на глибині декількох метрів, а річні охоплюють всю масу озерної води (крім дуже глибоких озер). Це можливо завдяки перемішуванню, яке виникає як в результаті відмінності в щільності на різній глибині (конвективне перемішування), так і в результаті взаємодії динамічних причин, наприклад вітру (турбулентне перемішування).

В результаті безпосереднього нагрівання і охолодження поверхневого шару і перерозподілу тепла в озерах виникають різні типи теплового режиму. Тепловий режим прісних озер помірної зони поділяється на декілька періодів залежно від пори року.

Весняний період. Весною нагрівання і перемішування води призводить до виникнення в озері весінньої гомотермії – вирівнювання температури до однакової (близької до 4°C) у всій масі води. При гомотермії вода легко перемішується вітром і стає однорідною не тільки за температурою, але і за рівнем мінералізації, мутності, насиченню газами. В цей період кисень надходить в глибинні частини озера. На мілких озерах внаслідок сильного вітрового перемішування гомотермія може зберігатися весь безльодовий період.

Внаслідок нагрівання верхнього шару води виникають і посилюються відмінності в її температурі і щільності. Верхні шари, які нагріті до температури вищої за 4°C, легші нижніх, які мають температуру 4°C. Поступове проникнення тепла в глибину озера призводить до виникнення прямої температурної стратифікації – до такого положення, при якому температура нижнього шару води нижча, ніж температура шару, який знаходиться над ним.

В глибоких озерах прогрівання охоплює певний шар, глибше якого може зберігатися гомотермія. В менш глибоких озерах температура з глибиною знижується у всій товщі води.

Літній період. Температура з глибиною загалом знижується. Перемішування вітром води на поверхні сприяє формуванню шару незначної потужності з однаковою температурою, більш високою, ніж в глибинному шару. Нагрітий поверхневий шар відділяється від холодного глибинного порівняно тонким прошарком (від декількох десятків сантиметрів до декількох метрів) з різкими змінами температури, і носить назву шару температурного стрибка. Вертикальний градієнт температури в цьому шарі може досягати 8-10° на 1 м. В озері чітко розмежуються три зони: верхня, найбільш тепла, характеризується дуже повільним зниженням температури з глибиною, або *епілімніон*, середня – шар температурного стрибка, або *металімніон*, і нижня, відносно холодна, з дуже незначним зниженням температури з глибиною – *гіполімніон*.

Зміна вітрової погоди і тихої може привести до виникнення декількох дуже нестійких шарів температурного стрибка. Сильний вітер викликає занурення шару стрибка на велику глибину. Поширення температури в озері літом в значній мірі залежить від характеру весни. Якщо весна дружна, тепла, в верхніх шарах озера швидко встановлюється пряма стратифікація, шар стрибка розміщується високо, глибинні шари не встигають прогрітися і літом в гіполімніоні зберігається порівняно низька температура. Коли весна затяжна, гіполімніон має більш високу температуру, так як пряма температурна стратифікація в верхньому шарі встановлюється повільно, гомотермія зберігається довше і на глибину встигає проникнути більше тепла.

Шар температурного стрибка розмежовує гіполімніон і епілімніон. Теплообмін озера з атмосферою літом практично обмежується епілімніоном. Епілімніон отримує кисень із атмосфери, і при достатній кількості світла, яке проникає в цю зону, в ній створюються сприятливі умови для життя. В гіполімніоні кисень витрачається на розкладання органічних решток і на дихання організмів, проникненню ж його з верхніх шарів заважає шар скачка; тому відчувається нестача кисню.

Наприкінці літа починається охолодження озера, відбувається перемішування і перерозподіл тепла.

Осінній період характеризується поступовим охолодженням води, починаючи з верхнього шару. Охолоджена вода опускається до глибини, яка має таку саму температуру, а на її місце піднімається більш тепла вода тощо. Виникає конвективне перемішування. В результаті шар епілімніонів поступово охолоджується, різниця в температурі між ним і шаром гіполімніону зменшується, а при сприянні вітру, який перемішує воду, зовсім зникає. Встановлюється осіння гомотермія, яка продовжується до тих пір, доки температура не досягне 4°C.

З охолодженням поверхневого шару води нижче 4°C конвекція припиняється. Верхні шари, охолоджуючись, стають легшими за нижні і

залишаються на поверхні. Охолодження повільно передається вниз. В результаті верхні шари води мають нижчу температуру, ніж шари, які розміщені під ними. Таке розміщення температури в озері носить назву *зворотної температурної стратифікації*.

Зимовий період. При зворотній температурній стратифікації в результаті охолодження поверхневого шару нижче температури замерзання (на декілька десятих градусів) відбувається замерзання озера. Чим більша мінералізація води, тим нижча температура замерзання. В озерах з солоністю води вищою 24,7‰ зворотна температурна стратифікація неможлива, так як температура найбільшої густини води нижче температури її промерзання. Охолоджуючись на поверхні, вода, як більш важка, опускається донизу. При цьому створюються сприятливі умови для утворення донного льоду.

Процес льодоутворення на озерах починається також, як і на річках, з виникнення заберегів і сала. На невеликих озерах забереги і сало швидко змерзаються, і всі озера покриваються льодом. На поверхнях великих і глибоких озер, які підпорядковані впливу вітру, утворення суцільного льодового покриву затримується. Хвилі ламають краї заберегів і лід, який утворюється місцями в відкритій частині озера, виникають плавучі льоди в навіть значні льодові поля. Суцільний покрив з'являється в результаті змерзання всіх льодових утворень, включаючи донний лід. Процес замерзання великих озер продовжується 30-45 днів. Льодостав на озерах загалом настає на 8-10 днів раніше, ніж на річках.

Наростання льоду відбувається знизу і згори, причому інтенсивність наростання знизу найбільша в перші дні льодоставу (5-7 см за добу). Маючи малу плавучість, лід під масою снігу легко занурюється в воду, яка, піднімаючись по тріщинам, змочує сніг і замерзає. Відбувається наростання льоду згори. В результаті лід може складатися із нижнього «озерного» льоду, чистого і прозорого, і верхнього «наслузу», каламутного і білого, який утворюється із снігу. Товщина льоду на озерах досягає 200 см. Біля берегів озера лід звичайно товщий, ніж в його середній частині. Лід і особливо покритий його сніг роблять практично неможливим теплообмін між водною масою і атмосферою.

Скресують озера в результаті поступового танення спочатку снігу, потім льоду, що знаходиться під ним. Лід стає пористим і дробиться, по краях озера утворюються забереги. В безстічних озерах лід тоне на місці, в стічних – частина льоду виноситься річками. Скресання озер відбувається на 8-15 днів пізніше, ніж скресання річок.

В незамерзлих озерах помірних широт охолодження продовжується упродовж всієї зими і мінімальною температура води буває перед початком весіннього нагрівання. Охолодження звичайно проходить в умовах сильного вітрового перемішування, тому температура в всій товщі води знижується до 2-3°C і нижче.

В дуже глибоких озерах повного перемішування води не відбувається, наприклад в оз. Байкал зворотна стратифікація встановлюється в шарі 200-250 м, глибше – завжди пряма стратифікація, і на глибині 1600 м вода має

температуру найбільшої густини. Із збільшенням тиску температура найбільшої густини води знижується, тому на великій глибині в Байкалі вона складає 3°C.

Великою різноманітністю відрізняється термічний режим солоних озер. При високій солоності конвективне перемішування зумовлене в значній мірі сольовими відмінностями в густині, ніж температурними. Вітрове перемішування утруднене підвищеною густиною води. Влітку вода прогрівається до 50-60°C, зимою охолоджується до 20°C і нижче. Річні амплітуди коливання температури можуть досягати 80-95°C. Залежно від температури найбільш мінералізованої (найбільш щільної) води, яка опускається на дно, в озері в будь-яку пору року може виникнути тільки пряма або тільки зворотна стратифікація. Глибокі солоні озера помірної зони мають на дні воду з температурою, яка відповідає зимовим температурам на поверхні.

Термічна класифікація озер. На основі вивчення термічного режиму озер різних кліматичних зон всі озера поділено на три групи: тропічні, полярні і помірні.

Тропічні (теплі) озера мають високу температуру і незначні її коливання упродовж року. Характерна постійна пряма стратифікація. Таких озер багато в Африці, в Південній Америці. В Європі до них відноситься Женевське озеро.

Полярні (холодні) озера характеризуються зворотною температурною стратифікацією протягом тривалого терміну. Період літнього термічного режиму короткий. До полярних відносяться озера півночі Канади і Сибіру, а також озера високих гір.

Помірним (змішаним) озерам властива пряма (літо) і зворотна (зима) стратифікації. До цієї групи відносяться численні озера в помірних широтах Європи, Азії, Північної Америки.

Рух озерної води. Рух води в озері може бути як коливальним (хвилювання), так і поступальним (течії).

Хвилі на озерах виникають головним чином під впливом вітру. Від хвиль на морях і океанах вони відрізняються розмірами і формою. Максимальна висота хвилі на великих озерах досягає 3-4 м; на малих не більше 0,5 м. Озерні хвилі крутіші і звичайно мають неправильну форму. Вітрові хвилі на озерах порівняно швидко розвиваються і швидко згасають після припинення вітру. Їх глибина поширення обмежена декількома метрами. На озерах більше, ніж на морях, відчувається вплив місцевих умов: розмірів водойми, її глибини і рельєфу дна. Внаслідок хвилювання перемішуються маси води, що впливає на температурну і хімічну однорідність озерної води.

Течії в озері виникають під впливом вітру (вітрові течії) або горизонтальної складової сили тяжіння (градієнтні течії), які з'являються в тому випадку, якщо водна поверхня має нахил, також на швидкість і на напрям течії в озері великий вплив мають його розміри і обриси.

Вітрова течія добре виражена на певному віддаленні від берегу.

Переносячи воду від піддвітренного берега до надвітреного, вітер створює нахил водної поверхні, при цьому виникає стік води в напрямку, протилежному вітру – стокова течія. Нахил поверхні озера і виникнення стокової течії може бути викликане також надходженням води в озеро або її відтоком, що пов'язано з річками, які впадають або витікають з озера. Якщо об'єм води невеликий порівняно з об'ємом води в озері, течія виражена слабо, і тільки біля витоку (або гирла) річки. Притік або відтік великої кількості води може призвести до виникнення течії на всій протяжності озера, аналогічного річковій течії, але з малими швидкостями. Така течія існує, наприклад, в озері Зайсан, а також у водосховищах. Залежно від співвідношення густини річкових і озерних вод течії можуть бути поверхневими і глибинними.

На будь-яку течію в озері впливають сили тертя, інерції, відхиляюча дію обертання Землі. Сила інерції має значення тільки при значній швидкості руху, відхиляюча дія обертання Землі в неглибоких озерах перекривається силою тертя, в великих озерах вона впливає на виникнення колових течій проти часової стрілки (в північній півкулі). В кожному озері течія має свої особливості.

Гідробіологічні особливості озера. В будь-якому озері є організми. Відсутність життя в водоймі – явище рідкісне і короткочасне. Водні організми пристосовуються до умов життя і формують типові для цих умов комплекси. В результаті життєдіяльності організмів в навколишньому середовищі відбуваються безперервні зміни, тому зрозуміти процеси, які відбуваються в озерах, можна тільки з врахуванням ролі організмів, що їх населяють.

Органічний світ дуже різноманітний. Так як і в Океані, в ньому виділяються три групи: бентос, планктон і нектон.

За умовами проживання в озері відрізняють літораль (прибережну частину), профундаль (глибоководну) і пелагіаль (товщу води). Води літоралі достатньо освітлені сонячними променями для того, щоб в них розвивалася рослинність (характерні вищі рослини). Кисень розміщується рівномірно в всьому шарі води. Температура по вертикалі змінюється мало. Залежно від клімату можуть спостерігатись різні коливання температури протягом доби і року. В межах літоралі умови сильно змінюються, і це викликає значну диференціацію її населення.

Води профундалі отримують недостатню для фотосинтезу кількість світла, і тому донна рослинність розвиватися в ній не може. Населення профундалі численне, але не відрізняється різноманіттям. Переважають мулолюбиві тварини, бактерії, грибки.

Пелагіаль характеризується великими відмінностями в розміщенні життя по вертикалі, переважає планктон, дуже розвинений в озерах. Верхній шар пелагіалі (епілімніон), який освітлений сонячними променями і багатий киснем, найбільш населений. В перехідному шарі (в металімніоні) переважають бактерії, в нижньому шарі (в гіполімніоні), з малим вмістом кисню і порівняно низькими температурами, оселяються невимогливі до

кисню форми планктону.

Процеси життєдіяльності організмів в відповідному середовищі викликають в озері безперервний кругообіг речовин. В одних озерах в процесі кругообігу органічні речовини майже повністю мінералізуються і донні відклади не містять їх зовсім або містять дуже мало; в інших – процеси мінералізації відстають від процесів накопичення органічних речовин в на дні озера утворюються багаті органічними речовинами відклади.

Озера, які розміщені в кристалічних, важко розмивних породах, бідні на біогенні елементи (головним чином поєднаннями азоту і фосфору), і тому життя в них розвинуте недостатньо. Вода прозора. Донні відклади мінералізовані і не поглинають із води кисень, вміст якого навіть в придонних не нижче 60-70% насичення, колір води – від синього до зеленого. Такі озера називають малопоживними – *оліготрофними* (від грец. *oligos* – мало, *trofe* – живить). Але малопоживні вони не для всіх організмів: в оліготрофних озерах часто зустрічається багато ракоподібних – найкращий корм для риби. В цих озерах живуть найбільш цінні види сигів і лососевих риб. До оліготрофних озер відносять багато гірських озер земної кулі, наприклад глибокі і недостатньо прогріті Телецьке, Женевське тощо.

Озера, які отримують із стоком багато біогенних і органічних речовин, багаті поживними речовинами для водоростей і вищих рослин. Рослинність, яка активно розвивається, не може бути вся споживатись тваринами і, відмираючи, утворює донні відклади, які поглинають кисень, у зв'язку з чим кисневий режим придонного шару погіршується. Прозорість води незначна, колір – від зеленого до бурого. Озера неглибокі, добре прогріті, такі озера називають поживними – *евтрофними* (*eu* – добре, багато). «Поживні» вони для рослин і деяких мешканців мулу. Для багатьох риб умови існування в цих озерах несприятливі. Характерними донними відкладами евтрофних озер є гнильні мули – *сапронели* (від грец. *sapros* – гнилий, *pelos* – мул). В цьому мулі переважає відмерлий планктон. При нестачі кисню органічна речовина не розкладається до кінця, і перетворюється в колоїдальну аморфну масу, багату на жирові і білкові елементи. Евтрофні озера порівняно швидко заповнюються відкладами і переходять із однієї стадії розвитку в іншу. Поширені вони в лісовій зоні і в зоні тундри.

Озера, які лежать серед боліт, отримують багато органічних речовин, що важко піддаються розкладу. Переважають гумінові сполуки. Вода бідна на кальцій і має кислу реакцію. Колір води жовтий або бурий. Прозорість дуже незначна. На дні накопичується гумусний торфовий мул. Гниття викликає різку нестачу кисню. Розвиток фітопланктону і вищих рослин недостатній, умови існування риб обмежені. Озера, які мають перераховані якості, називають непоживними – *дистрофними* (*dis* – тяжко, недостатньо). При заростанні дистрофні озера перетворюються в торф'яники.

У процесі розвитку озера можливий перехід його від одного типу в інший: оліготрофні → евтрофні → дистрофні. Але послідовна зміна типів зовсім не обов'язкова: кожний із них може виникнути як самотійний.

У процесі розвитку озера провідна роль належить рослинності. В її

поширенні спостерігається закономірність, яка виражена в існуванні декількох рослинних зон. Вище врізу води, в смузї, яка затоплюється під час розливання, розміщуються вологолюбиві рослини, здатні жити і в воді і на суші: осоки, незабудки, лютики, підмаренники тощо. Нижче урізу води до глибини не більше 1 м знаходиться зона земноводних рослин (які не мають спеціальних пристосувань для життя в воді): хвощ, осоки вузьколисті, рогіз, жовтий ірис, стрілолист, частуха. В цій зоні нереститься більшість риб, які відкладають ікру в більш прогрітій воді мілководдя. Далі від берега (до глибини 2 м) розміщена зона надводних рослин: очерет, комиш, рогіз. Ці рослини протистоять ударам хвиль і вберігають берег від розмивання. Відмираючи, вони дають грубі донні відклади. Зона напівзанурених рослин: біле і жовте латаття, водяна греча, рдест плаваючий – простягається до глибини 2,5-3 м. Плаваючі на поверхні листки рослин, створюючи тінь, обмежують обмін газами між водою і атмосферою. До глибини 3-4 м поширюється зона занурених рослин (зона рдестів): рдести, роголистник, уруть, елодея. Ця зона відрізняється густим переплетенням листків і стебел. Вдень вода може перенасичуватися киснем, вночі виникає його дефіцит. Риби знаходять в цій зоні корм, що створює сприятливі умови для розвитку і росту мальків. Найглибша зона рослинності – зона підводних луків і водних мохів, ніжних рослин, які невимогливі до світла.

Деякі рослини, наприклад очерет, кубішки, зустрічаються в сусідніх зонах; плаваючі рослини (ряску, лягушатник, роголистник) можна зустріти в будь-якій зоні.

Відмираючи, рослини заповнюють озерну котловину відкладами, що створює умови для поступового переміщення всіх рослинних зон від берега до глибокої частини озера. Із зменшенням глибини в озері найбільш глибоководні зони починають зникати зовсім, і в результаті озерна рослинність змінюється болотною.

Глибокі озера з крутим підводним схилом, зі слабкомінералізованою водою і несильним прибоєм може заростати згори – затягуватися *сплавиною* (зибуном). Сплавина – шар на поверхні озера із живих і відмерлих рослин. Основу сплавини утворюють рослини з довгими, простеленими по воді кореневищами (білокрильник, шабельник), на сітці із кореневищ проростають мохи і інші рослини. Сплавина поступово потовщується і насувається на озеро. Шматки відірваної сплавини утворюють острови. Від сплавини на дно падають залишки рослин, які сприяють заповненню котловини відкладами. Так як сплавина характерна для глибоких озер, вона може затягнути поверхню озера, ще не заповнену відкладами. Окремі ділянки сплавини тонуть, заливаються водою, в результаті чого утворюються „вікна” і навіть торфові озера.

Заростання озера і перетворення його в болото – природний процес його розвитку. Одночасно з заростанням відбувається відкладання в озері наносів, які надходять в нього разом з водою. Іноді певну роль відіграє засипання озера під дією вітру, але ці процеси мають другорядне значення в заповненні його порівняно з заростанням.

Розміщення озер по земній поверхні. Озера займають приблизно 2,7 млн.км² – площа, дещо більша, ніж площа Середземного моря. Це складає всього 1,8% від площі всієї суші. Найбільше велике озеро на земній кулі – Каспійське – займає 393,2 тис.км², тобто близько 15% загальної площі озер. Загальний об'єм озерних вод – приблизно 250 тис.км³. Середня глибина озер – менша 100 м; глибини понад 500 м мають лише чотири озера: із них тільки два (Байкал – 1620 м і Тангаїнка – 1435 м) глибше 1000 м.

В розміщенні озер на поверхні Землі (і по кількості, і по якісним особливостям) можна спостерігати відповідні закономірності. В зонах тундри і лісів помірного поясу багато озер. Вони прісні, часто проточні. Їх утворенню сприяє надлишкове зволоження і характер поверхні. В тундровій зоні – в умовах молодого (післяльодовикового) рельєфу з малою ерозійною відокремленістю – багато неглибоких і невеликих озер. В лісовій зоні рельєф має різний вік і походження. Тому озерні котловини різні і розміщуються групами, утворюючи озерні області.

В степовій зоні озер менше, ніж в двох попередніх зонах; багато озер солоні, зволоження недостатнє, ерозійне розчленування значне. Там, де розчленування невелике (Західний Сибір), виникають неглибокі, часто солоні озера.

В зоні напівпустель озер мало і вони безстічні і солоні. Зволоження недостатнє, воду приносять річки, які закінчуються озерами. В зоні пустель озер майже немає.

В зонах саван і вологих тропічних лісів озер небагато в результаті великого розвитку річкової мережі. Утворенню великих африканських озер сприяли глибокі тектонічні улоговини. Озера цих зон прісні, проточні.

Водосховища й особливості їхнього гідрологічного режиму.

Водосховище — це штучна водойма, створена для накопичення, зберігання та подальшого використання води, регулювання стоку річки.

Створення водосховищ та їх типи. Водосховища утворюються після перегороджування русла та заплави річки греблею. Вони поєднують у собі ознаки озера і річки. До озера їх наближує уповільнений водообмін і, як наслідок, термічне, хімічне й біологічне розшарування водної маси, а до річки — поступальний рух води. Останнє забезпечує більшу проточність вод у водосховищі, ніж в озері та інтенсивніший водообмін.

Залежно від природних умов і способу утворення водосховища поділяються на декілька типів.

Так, за морфологією ложа виділяються *долинні, руслові й улоговинні* водосховища. До перших відносять такі, в яких ложем є частина річкової долини. Головна відмінність їх полягає в наявності похилу дна і збільшенні глибин від верхньої частини водойми до греблі. Прикладом долинних водосховищ можуть бути дніпровські. До улоговинних відносять підперті озера та водосховища, що розташовані в ізольованих западинах, у відгороджених від моря затоках, а також штучних кар'єрах. Невеликі водосховища, площа яких не перевищує 1 км², називаються *ставками*.

За способом заповнення водою водосховища можуть бути *загатними*

(коли водосховище заповнюється водою водотоку, на якому вони розташовані) та *намивними* (коли вода в них подається з іншого водотоку чи водойми).

За місцем розташування водосховища бувають *гірські, передгірські, рівнинні та приморські*. Характерною особливістю їх є величина напору, тобто перевищення рівня води у водосховищі над рівнем у річці. Напір може варіювати від 300 м (Нурецьке водосховище на р.Вахш) до 10 м і менше на рівнинних річках (Київське водосховище на Дніпрі). На приморських водосховищах напір не перевищує декількох метрів.

За місцем у річковому басейні водосховища поділяють на *верхові та низові*. Кілька водосховищ на річці утворюють каскад.

За ступенем регулювання річкового стоку водосховища можуть бути *багаторічного, сезонного, тижневого та добового* регулювання.

Характеристики водосховищ. Основними морфометричними характеристиками водосховищ є *площа їхньої поверхні та об'єм*. Форма водосховища залежить значною мірою від його типу. Так, улоговинні водосховища мають здебільшого округлу форму, долинні — витягнену.

Кожне водосховище розраховується на накопичення певного об'єму води в період заповнення. Накопичення необхідного об'єму води супроводжується підвищенням рівня води до деякої (оптимальної) величини. Такий рівень, як правило, спостерігається наприкінці заповнення і має назву ННР — *нормального підпертого* рівня. Під час водопілля та високих паводків може спостерігатися перевищення ННР на деяку величину, як правило, до 1 м. Такий рівень називається *форсованим підпертим* рівнем (ФПР). Для водосховища встановлюється і такий рівень, нижче якого спорожнення вже не відбувається. Це — *рівень мертвого об'єму* (РМО). Об'єм водосховища, що знаходиться нижче РМО, називається *мертвим об'ємом* (МО). Найбільш корисним з точки зору регулювання і використання стоку є об'єм водосховища, що знаходиться між ННР і РМО. Цей об'єм отримав назву *корисного об'єму водосховища* (КО).

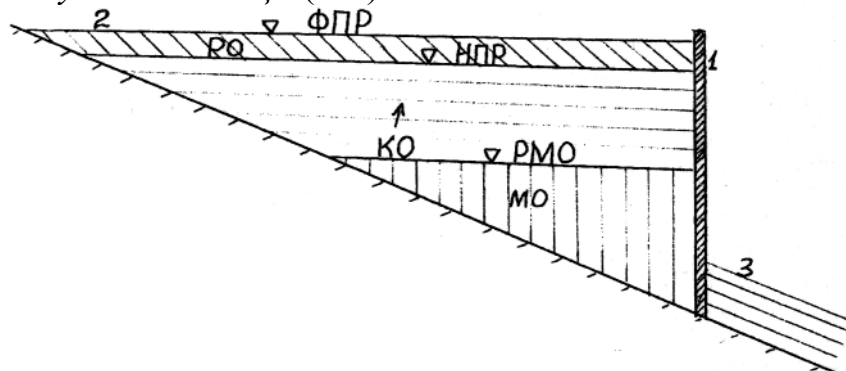


Рис.18. Основні елементи водосховища: 1 – гребля, 2 – верхній б'єф, 3 – нижній б'єф, ФПР – рівень, ННР – рівень, РМО – рівень робочий об'єму, КО – форсований підпертий нормальний підпертий мертвого об'єму, РО – корисний об'єм, МО – мертвий об'єм

Основні характеристики водосховищ і ГЕС Дніпровського каскаду

Характеристики	Гідроелектростанції					
	Київська	Канівська	Кременчуцька	Дніпродзержинська	Дніпровська	Каховська
Рік спорудження	1964	1974	1961	1964	1933/50	1956
Напір, м	11,5	10,5	17,0	12,6	35,4	16,5
Довжина водосховища, км	110	123	149	114	129	230
Площа водосховища при НПР, км ²	922	675	2252	567	410	2156
Об'єм водосховища, км ³ :						
повний	3,73	2,62	13,52	2,45	3,30	18,20
корисний	1,20	0,30	9,00	0,30	0,80	6,80
Максимальна глибина при НПР, м	15,5	21,0	20,0	16,0	53,0	24,0
Встановлена потужність, тис. квт	350	420	625	350	1478	351
Середньорічне виробництво електроенергії, млн. квт. г	600	823	1506	1250	4080	1419
Характер регулювання стоку	Сезонний	Добовий	Річний	Добовий	Добовий	Річний

Сума корисного та мертвого об'ємів водосховища дає *повний об'єм*, або *ємність, водосховища*. Об'єм води, що розташований між **НПР** та **ФПР**, називається *резервним об'ємом*.

У межах водосховища виділяють кілька зон. Безпосередньо до греблі підходить *глибоководна (нижня) зона*. Далі йде *проміжна (середня) зона*, або зона середніх глибин, котра залежно від рівня води може бути *глибоководною (при НПР)* або *мілководною*. *Верхня (мілководна) зона* займає значну частину рівнинних водосховищ. У місці впадання річки знаходиться *зона змінного підпору*.

Гідрологічний режим водосховищ. Найхарактернішим показником, що визначає гідрологічний режим водосховища, є його водний баланс. Рівняння водного балансу має таку ж структуру, як і дня озера, але з тією лише різницею, що в прибутковій частині провідну роль відіграє притік річкових вод, а у видатковій — стік води.

На опади припадає лише 2-3% прибуткової частини, на випаровування — не більше 10% видаткової (хоча на півдні останній показник може збільшуватися).

Водосховища відрізняються від озер ще й тим, що в них спостерігається більш інтенсивний водообмін завдяки більшій проточності. Проточність водосховища в загальному випадку тим більша, чим більший його корисний об'єм.

Залежно від зміни кількісних характеристик складових частин водного балансу відбуваються й коливання рівнів води у водосховищах. У період зимової межени водосховище, як правило, спорожнюється, що спричинює

зниження рівнів води. Цей процес продовжується до початку водопілля; в цей час і спостерігаються найнижчі рівні води за весь рік. З настанням водопілля починається накопичення води, тобто відбувається заповнення водосховища. Найвищі рівні води бувають під час (або трохи пізніше) максимальних витрат води в річці. Після цього й аж до наступного паводку чи водопілля водосховище поступово спорожнюється.

Здебільшого на рівнинних водосховищах режим протікання води мало відрізняється від озерного. Найбільші швидкості течії спостерігаються, як правило, над затопленими річковими руслами, а в прибережних смугах і затоках рух води практично відсутній.

Велику роль у гідрологічному режимі водосховищ відіграє хвилювання, з яким пов'язане й руйнування його берегів.

Береги водосховищ за своєю еволюцією поділяють на три групи: *абразивні*, які зазнають постійного руйнування; *стабільні*, які не руйнуються; та *аккумулятивні*, які нарощуються за рахунок перевідкладення наносів. На рівнинних річках (Волга, Дніпро, Дон) абразивними є 40-50% берегів, стабільними – 40-50% і аккумулятивними – 5-15% (Б.А. Пишкін, 1974). Такий розподіл можна пояснити тим, що більшість водосховищ на цих річках достатньо «молоді» і їхня берегова зона зараз активно формується.

Від географічного положення, типів водосховищ та еволюційних процесів у них залежить їхній гідробіологічний режим. Чим менший коефіцієнт водообміну водосховища, тобто чим повільніше буде відбуватися зміна водних мас, тим чіткіше буде виражена трансформація річкового гідробіологічного та гідрохімічного режимів у режим, характерний для озер. Після спорудження водосховища річкові організми поступово замінюються на озерні. В теплий період року можливе «цвітіння» води. Це явище характерне, наприклад, для водосховищ Дніпровського каскаду.

У перші роки експлуатації водосховищ на їхній гідрохімічний і гідробіологічний режими суттєво впливає затоплений рослинний та ґрунтовий покрив. Розпад решток затопленої рослинності може негативно позначитись на якості води, оскільки внаслідок цього процесу зменшується вміст кисню у воді, що обумовлює задухи риби та інших організмів.

Вплив водосховищ на природне середовище. Штучні водойми створювалися людиною здавна, але прискорений темп будівництва їх припадає на останнє півстоліття. Так, до 1950 р. на річках України, наприклад, загальна площа штучних водойм не перевищувала 100000 га, а повний об'єм їх становив 1,4 км³, а нині водосховища та стави займають 11782 км² і вміщують 58,2 км³ води, тобто у водосховищах накопичений об'єм води, який перевищує середньорічний стік Дніпра і загалом водні ресурси України, що формуються на її території в середні за водністю роки.

Водосховища в більшості випадків використовуються комплексно. Вони дають можливість вирішувати питання гідроенергетики, водного транспорту, зрошення, обводнення, осушення, водопостачання, рибного господарства, каналізації, благоустрою.

Разом з тим водосховища змінюють оточуюче природне середовище.

Так, спорудження водосховищ призвело до збільшення об'єму зарегульованих вод суші майже на 6000 км³ й уповільнення водообміну приблизно в 5 разів. Щодо Дніпра, то його водообмін уповільнився в 7-11 разів.

Спорудження гребель водосховищ веде до зменшення стоку води в річках. Разом з тим штучні водойми змінюють внутрішньочинний розподіл стоку, збільшуючи при цьому його меженну складову. За даними М.І. Львовича, водосховища обумовлюють збільшення меженного річкового стоку на Землі на 27%.

У результаті спорудження гребель водосховищ та акумуляції в них наносів суттєво зменшується також і стік наносів річок. Так, каскад водосховищ на Міссісіпі зменшив у середньому стік завислих наносів із 450 до 295 млн.т, тобто більше як на третину.

Водосховища можуть змінювати й термічний режим річок, спричинювати затоплення і підтоплення земель та «цвітіння» води, погіршувати умови проходу на нерест риби, тощо.

Значення озер та водосховищ у народному господарстві. Озера та водосховища мають велике господарське значення. Види їх використання різноманітні. Так, великі озера (Байкал, Каспійське море, Ладозьке, Онезьке в Євразії, група Великих північноамериканських озер та ін.) використовуються для судноплавства і рибальства. Цінними є озерні відклади, особливо органогенні й хімічні. Зокрема, з відкладів сапропелевої групи (бітумінозних сланцевих глин і вапняків, нафтомістких сланців) при відповідній обробці можна одержувати бензин, гас, мастильні масла, а з відкладів діатомітів — будівельний матеріал (трепел). Деякі види сапропелю використовуються як корм для худоби.

До хімічних відкладів озер відносяться різні мінеральні солі та хімічні елементи (кухонна сіль, мірабіліт, сода, калій, натрій, бром тощо), які використовуються як цінна сировина для хімічної, фармацевтичної, електрометалургійної промисловості, а також як добрива. Наприклад, кухонну сіль одержують із відкладів озер Ельтон і Баскунчак, глауберову — із солоного озера Кара-Богаз-Гол.

Залізисті відклади, які концентруються переважно в озерах Кольського півострова, Карелії та Норвегії і утворюють озерні залізні руди, використовуються для виплавки металу. Мули мінеральних озер мають високі лікувальні якості і широко використовуються в бальнеологічних закладах, зокрема в Євпаторії, на Кавказьких Мінеральних водах, у Старій Русі, Естонії тощо. Води озер використовуються для водопостачання і зрошення, а також для одержання гідроелектроенергії (наприклад, оз.Севан).

Озера широко використовуються в рекреаційних цілях (для відпочинку, туризму). Дуже велике значення для народного господарства мають водосховища і стави, котрі саме й створюються з метою комплексного використання водних ресурсів річок, тобто для одночасового вирішення кількох народногосподарських завдань. Класичним прикладом регулювання стоку річки водосховищами з метою комплексного його використання може

слугувати Дніпро.

Дніпровські гідровузли і водосховища біля них дозволяють вирішувати питання гідроенергетики, водного транспорту, зрошення, обводнення, осушення, водопостачання, рибного господарства, боротьби з повенями, відпочинку тощо. Так, на дніпровських електростанціях у середній за водністю рік виробляється близько 10 млрд. квт./год. електроенергії. Оскільки енергетичний потенціал Дніпра майже вичерпаний, в умовах дефіциту паливно-енергетичних ресурсів сьогодення вивчають можливість створення та відновлення водосховищ на середніх та малих річках і використання їхніх енергоресурсів.

Завдяки водосховищам дніпровською водою зрошується понад 1,3 млн. га земель. Для порівняння відзначимо, що без цих водосховищ можна було б зрошувати не більше 0,1-0,12 млн. га.

Значна кількість води забирається з водосховищ для водопостачання населених пунктів і промислових підприємств, які розташовані не тільки вздовж Дніпра, а й на значній відстані від нього (Криворіжжя, Донбас, Крим, Харківщина). Всього на різні потреби безповоротно забирається майже 10 км³ води щорічно.

Зі створенням водосховищ значно поліпшилися умови судноплавства на Дніпрі, оскільки суттєво збільшились судноплавні глибини (до 3,65 м), що забезпечує проходження по ньому суден з осадкою до 3,4 м.

Важливе значення мають водосховища для розвитку рибного господарства; в них є умови для застосування прогресивних технологій риборозведення з направленим формуванням промислових риб (лящ, судак, сазан) та акліматизації нових видів (товстолобик, білий амур). У водосховищах Дніпра, наприклад, нині щорічно виловлюється близько 18000 т риби, а до створення їх виловлювали лише 5000 т.

Зарегульованість стоку Дніпра дала можливість вирішити проблему боротьби із затопленням значних площ під час високих весняних водопіль, що раніше завдавало значної шкоди народному господарству.

Водосховища на Дніпрі сприяють організації масового відпочинку населення, туризму і спорту: відкрито п'ять водних маршрутів для іноземних туристів, працює понад 20 будинків відпочинку та санаторіїв, 15 туристських спортивних баз, близько 100 культурних пляжів, 23 мисливських господарства тощо.

Проте не можна не відзначити, що створення водосховищ має й негативні наслідки. Так, у Подніпров'ї було затоплено і відведено під інженерні споруди близько 718000 га земель, з них 242000 га сільськогосподарських угідь. У водосховищах має місце «цвітіння» води, від чого погіршується її якість у зоні водосховищ, підтоплюються землі (близько 30000 га) відбувається хвильова переробка (руйнування) берегів, в донних осадах накопичуються забруднюючі та радіоактивні речовини, різко зменшується кількість прохідних і напівпрохідних риб (лососеві, осетрові), а в деяких випадках вони взагалі зникають.

Дуже різноманітне використання малих водосховищ — *ставків*, яких

лише в Україні налічується понад 23000. Це й водопостачання, зрошення, риборозведення, вирощування водоплавної птиці, водопій худоби, місця відпочинку населення, запаси води на випадок пожеж тощо.

4.4. Болота

Походження боліт. Одним із водних об'єктів суші є болота, називається природне утворення, яке постійно перебуває в стані застійного або слабопроточного зволоження і в якому відбувається накопичення органічної речовини у вигляді торфу. До цієї ж категорії природник утворень відносяться й заболочені землі.

Походження боліт пов'язане з заростанням водойм (озер, водосховищ, ставків) або з заболочуванням суші (головний вид утворення боліт) (рис.19).



Рис.19. Заболочування суші

Виникнення боліт шляхом заболочування суші обумовлене співвідношенням на її території складових водного балансу (опадів, випаровування, стік) та сприятливій геоморфологічній будові місцевості (западини, низовини), які створюють умови для застійного або слабопроточного водного режиму й акумуляції на поверхні суші надмірної вологи (рис. 19). Заболочування ділянок суші відбувається під впливом певних гідрологічних чинників (наприклад, наявність водонепроникних порід і виклинювання підземних вод).

Виділяють два основних види заболочування суші: *затоплення* і *підтоплення* території. *Затоплення* пов'язане з переважанням атмосферних опадів над випаровуванням за відсутності дренажу, або з незначним поверхневим стоком в умовах зниженого рельєфу місцевості.

Підтоплення території пов'язане з підвищенням рівня ґрунтових вод (після спорудження, наприклад, гребель на річках або внаслідок надмірного зрошення значних територій).

Утворення боліт супроводжується накопиченням органічного матеріалу на поверхні ґрунту. Надлишок вологи в ґрунті спричинює погіршення кисневого і мінерального живлення рослин, внаслідок чого порушуються процеси розкладання відмерлих органічних решток рослин, відбувається виділення гумінових кислот і консервація органічного матеріалу. Останній ущільнюється, деформується і поступово перетворюється в органічну породу — *торф*, який характеризується значною водопроникністю і вмістом води (88-97% за об'ємом).

Болото можна ототожнити з торфовищем, котре має шар торфу не менше 30 см і вкрите специфічною рослинністю. Надмірно зволожені ділянки земної поверхні з шаром торфу завтовшки менше 30 см називають *заболоченими землями*.

Процеси утворення боліт характерні для умов холодного та теплого клімату на рівнинах і гірських схилах, але інтенсивність їх у різних кліматичних й орографічних умовах залежить від двох основних чинників: зволоженості території та кількості тепла.

Поширення боліт на земній кулі. Болота поширені на земній кулі в різних кліматичних зонах на більшості континентів.

У зоні надмірного зволоження, де кількість атмосферних опадів перевищує випаровування, болота можуть виникати на будь-яких елементах та формах рельєфу: вододілах, схилах і терасах річкових долин, у заплавах річок. Утворення боліт на підвищеннях та западинах у зоні надмірного зволоження є їхньою зональною ознакою. Найбільш поширені такі болота в Західному Сибіру (РФ) та Поліссі.

За типами рослинного покриву, особливостями болотних утворень і товщиною торфу в зоні надмірного зволоження виділяються три основні болотні зони: *арктичних мінеральних осокових боліт, горбистих боліт, опуклих оліготрофних боліт*.

Перехідна зона нестійкого зволоження (зона Лісостепу) відповідає болотній зоні *евтрофних і оліготрофних боліт*. Найбільша кількість боліт тут приурочена до від'ємних форм рельєфу — ярів, балок, западин.

У зоні недостатнього зволоження (зона Степу) розташована зона *евтрофних гнилово-осокових та осокових боліт і зона засолених очеретяних боліт*. Зустрічаються вони в заплавах річок і на заростаючих водоймах. У місцях, де виходять на поверхню підземні води, болота можна зустріти в будь-якій географічній зоні, а також у горах і на гірських схилах.

Болото може з'явитись у найрізноманітніших умовах. Часто воно утворюється в *ялинковому лісі*, де внаслідок вилуговування ґрунтів з'являється мохова рослинність, яка спричиняє відмирання лісу і розвиток типової болотної рослинності. Заболочування території може відбуватися на *лісових вирубках і лісових згарящах*. На цих площах рослинний покрив утворює щільну дернину, яка погіршує умови *інфільтрації*. Виникає надлишок вологи, яка сприяє появі вологолюбної рослинності. Болото може також утворитися на місці *луків*. Унаслідок збільшення вологості ґрунту лучна рослинність замінюється осоками і мохом; починається процес торфоутворення і як наслідок виникає *трав'яне болото*.

Таким чином, орографічні особливості місцевості впливають на процеси болотоутворення як через кліматичні відмінності, так і безпосередньо через форми рельєфу, що, в свою чергу, створює різні джерела водного живлення боліт.

Болота поширені на земній кулі повсюдно. Загальна площа торфових боліт становить приблизно 2,7 млн.км², або біля 2% площі суші, в них зосереджено біля 11,5 тис.км³ води, або 0,03% прісних вод гідросфери.

Площа ж боліт усіх типів на земній кулі біля 3,5 млн.км². Найбільше боліт на території Росії, де болота різних типів займають приблизно 9% її площі. Найбільш заболочені північно-західна частина Росії, де болота займають в середньому 40% площі, та північна частина Західного Сибіру, де на них припадає до 50-70%.

В Україні болота найбільш поширені в Поліссі, в заплавах Дніпра і Прип'яті.

По окремих географічних зонах болота розподілені таким чином: у зонах тундри й лісотундри вони займають близько 70%, у зоні лісів — до 30%, у зоні мішаних лісів — 10%, у лісостеповій — 4%, а в степовій — лише 2% території.

Отже, в окремих місцевостях болота відіграють значну роль у формуванні ландшафтів з певною формою поверхні, складом рослинності, внутрішньоболотною гідрографічною сіткою.

Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія. Болота прийнято ділити на дві великі групи — заболочені землі (із незначним шаром торфу) і торфові болота. До заболочених земель відносяться такі типи боліт: торфові болота арктичної тундри, очеретяні та осокові болота лісостепу, засолені болота напівпустелі та пустелі (солончаки), заболочені тропічні ліси тощо.

За характером водно-мінерального живлення, формою поверхні і складом рослинності торфові болота поділяються, у свою чергу, на три типи: низинні, перехідні і верхові (рис. 20).

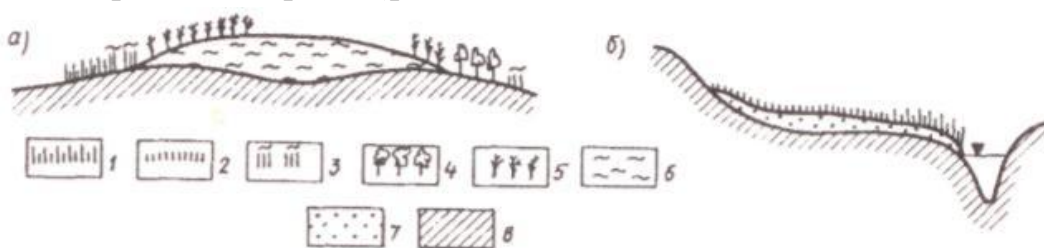


Рис.20. Схема верхового (а) та низинного (б) торф'яного болота мікроландшафти: 1 — осокові; осоково-очеретяні осоково-гіпнові; 2 — сфагново-осокові; 3 — сфагново-пухівкові; 4 — вільшаники; 5 — сосново-сфагнові; 6 — поклади сфагнового торфу; 7 — поклади очеретяного та осокового торфу; 8 — мінеральний ґрунт

Низинні болота розповсюджені у знижених формах рельєфу, на місцях колишніх озер або в заплавах річок. Поверхня цих боліт ввігнута або плоска, що обумовлює застійний характер водного режиму. Живляться болота за рахунок атмосферних опадів, стоку поверхневих вод з оточуючої території, річкових вод під час водопілля і паводків, ґрунтових вод. Важливою гідрологічною особливістю низинних боліт є надходження в них зі стоком поверхневих і ґрунтових вод мінеральних біогенних речовин, завдяки чому створюються сприятливі умови для розвитку *евтрофної рослинності* (чорна вільха, береза, гіпновий зелений мох, осока, очерет, хвощ тощо). Торф низинних боліт багатий на

мінеральні солі (його зольність — 6-7%), що дає можливість використовувати його як добриво. В Україні низинні болота знаходяться в Поліссі, в заплавах і дельтах великих річок. Останнім часом низинні болота почали утворюватися в зонах підтоплення водосховищ.

Верхові болота зустрічаються лише у вологому кліматі і розташовуються на плоских вододілах. їхня поверхня опукла або плоска, тому живляться такі болота лише за рахунок атмосферних опадів. Верхові болота бідні на мінеральні біогенні речовини, тому до них приурочена невибаглива до умов життя *оліготрофна рослинність* (сфагновий білий мох, пухівка, журавлина тощо). Торф накопичується в центральній частині болота швидше, ніж на краях, тому болота мають переважно опуклу форму. Торф верхових боліт бідний на мінеральні солі (його зольність менше 4%), використовується він як паливо та в хімічній промисловості.

Перехідні болота за характером рослинності і ступенем мінералізації вод, які їх живлять, є проміжними між низинними і верховими. Поверхня їх слабоопукла або плоска, мінеральне живлення помірне, яке відповідає вимогам *мезотрофних рослин* (береза, осоки, сфагнові білі мохи).

Для кожного з трьох типів боліт характерне певне сполучення видів рослинності (біоценозів), з геоморфологічними особливостями окремих частин боліт, відповідно до чого створюються специфічні болотні мікроландшафти.

Стадії розвитку боліт найкраще простежити на прикладі водойми, яка після заростання перетворюється на болото (рис. 21).

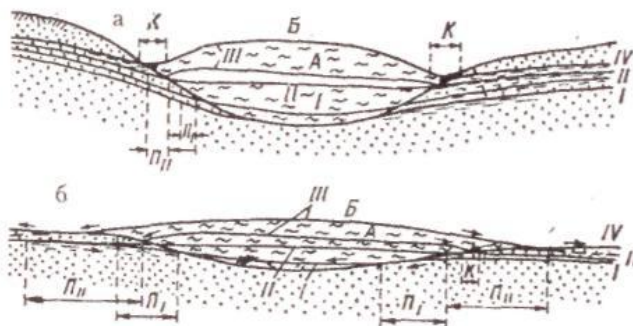


Рис.21. Схема розвитку болотного масиву (за К.Є.Івановим):

а) в глибоких западинах; б) в пологих депресіях

Спочатку утворюється низинне болото, багате на мінеральні солі, що сприяє розвитку рослинності. В міру відмирання рослин поверхня болота підвищується, доступ вод, багатих на мінеральні солі, скорочується, і попередня рослинність замінюється на менш вибагливу до умов живлення. З'являється сфагновий мох, характерний для верхового болота, який живиться атмосферними опадами, бідними на мінеральні солі.

З морфологічного боку болота характеризуються формою поверхні, розмірами масивів, похилами поверхні і потужністю торфового шару. Поверхня болота може бути плоскою, ввігнутою або опуклою. Характерними елементами рельєфу поверхні болота (точніше мікрорельєфу) є

пасма і мочарі, купини та між купинні зниження, горби.

Пасма — це окремі витягнуті в довжину підвищені ділянки болота, відокремлені одна від одної такими ж витягнутими в довжину значно обводненими зниженнями (*мочарами*). Пасма та мочарі бувають витягнуті вздовж горизонталей, розташовані концентрично навколо найвищих відміток болота і перпендикулярно до максимального похилу поверхні болота. Пасма на мочарі змінюються через кожні 4-6 м, іноді через 3-4 м. Пасма та мочарі з'являються на болотних масивах у кінцевій стадії їхнього розвитку і є наслідком підвищення рівня води в болоті. На їхній поверхні розвинена різна болотна рослинність. Таким чином, вони являють єдиний комплекс у мікрорельєфі болотних масивів.

Утворення *купин та міжкупинних знижень* пов'язане з нерівномірною густиною рослинного покриву і накопиченням торфу.

Горби спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане з морозним випаранням. Складені вони з торфу, під яким знаходиться вічна мерзлота. Висота горбів досягає декількох метрів.

Для болотних масивів характерна наявність *внутрішньоболотних водних об'єктів* (струмків, річок, озер, мікроозер і трясовин), поєднання яких утворює *внутрішньоболотну гідрографічну сітку*.

До болотних водотоків відносяться *струмки та річки*. Вони утворилися або до заболочування території, або є вторинними водотоками, котрі сформувалися в процесі болотоутворення. Всі водотоки покращують дренаж боліт. Струмки та річки витікають з болотних озер або трясовин. Швидкість течії у вторинних водотоків незначна, а витрати води малі. Глибина їх не перевищує 1,5-2,0 м, ширина русла — не більше 10 м.

До болотних водойм відносяться *озера й мікроозера*. Болотні озера — це відносно значні за площею та об'ємом води утворення. Площа їх може перевищувати 10 км², а глибини досягати 10 м і більше. Поверхня озер чиста або вкрита *сплавинами*. Мікроозера — це водойми менших розмірів, які зустрічаються великими групами серед заболоченої території. Вони розташовані на схилах болотних масивів, а також у пониженнях рельєфу. Водойми боліт за своїм походженням бувають *первинними та вторинними*. Перші існували ще до початку утворення болота, інші виникли в процесі заболочування суші та еволюції болота.

Своєрідними водними об'єктами боліт є *трясовини* — перезволожені ділянки болотних масивів, що характеризуються розрідженою торфовою масою, слабою дерниною рослинного покриву та високим рівнем води, яка періодично або постійно знаходиться на поверхні. Трясовини розташовуються на плоских ділянках у центральній частині або на схилах болотних масивів. Серед трясовини спостерігаються ділянки відкритої води. Трясовини бувають *застійними, з фільтраційним рухом води та проточні*.

Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах. Болота живляться атмосферними опадами у вигляді дощу або снігу, поверхневими та ґрунтовими водами, а також водами річок і озер. Залежно від кліматичних факторів, рельєфу території, типу болота, форми його поверхні переважає

той або інший вид живлення.

Атмосферні опади випадають безпосередньо на поверхню болота, тому верхові болота живляться в основному за їхній рахунок. *Поверхневі води*, які стікають з підвищених ділянок, живлять низинні та перехідні болота. *Грунтові води* відіграють велику роль у живленні торф'яних відкладів і є основним джерелом живлення боліт усіх типів. *Річкові та озерні води* надходять на болота в період стояння високих вод. Цими водами живляться заплавні та притерасові болотні масиви.

Атмосферні, поверхневі й ґрунтові води є складовими прибуткової частини водного балансу боліт. У видатковій частині його значна доля припадає на сумарне випаровування, менша — на стік з боліт.

Охарактеризувати співвідношення елементів водного балансу верхових боліт можна такими показниками. Живлення боліт в основному складається з атмосферних опадів (100%). У теплу пору року (травень – жовтень) у видатковій частині водного балансу на стік припадає близько 20%, а на випаровування — 80%. Більша частина вологи випаровується в травні – липні, коли опадів мало, тому зменшується запас вологи в болоті і стік з боліт в цей час становить близько 5% величини випаровування. Стік з боліт переважає (близько 75% річної суми) в зимово-весняний період. Запаси вологи в болотах поповнюються восени до замерзання боліт. Сумарне випаровування та режим його з різних типів боліт залежить від транспіруючої здатності мохової, трав'яної і деревної рослинності, висоти стояння рівня води відносно поверхні болота та кліматичних особливостей місцевості.

Якщо позначити елементи прибуткової частини водного балансу боліт через X – атмосферні опади, Y_n – притік поверхневих вод, W_r – притік підземних (ґрунтових) вод, а елементи видаткової частини через Z – випаровування, Y'_n – поверхневий, W'_r – підземний відтік, то рівняння водного балансу можна записати в такому вигляді:

$$X + Y_n + W_r = Z + Y'_n + W'_r \pm \Delta u, \quad (20)$$

де за інтервал часу Δt у болоті може відбутися накопичення вологи або її витрачання ($\pm \Delta u$). Для різних типів боліт кількість членів рівняння водного балансу може змінюватись. Наприклад, для верхових боліт члени рівняння Y_n , Y'_n та W_r , W'_r (болото живиться лише атмосферними опадами) дорівнюють нулю.

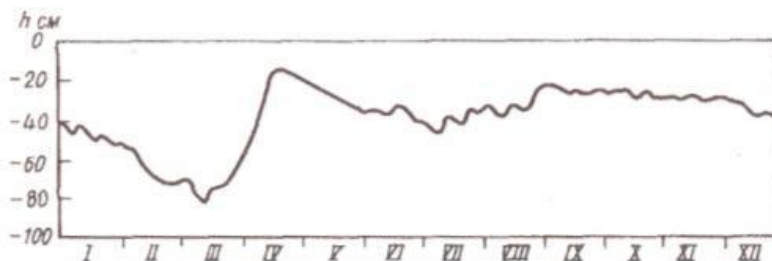


Рис.22. Сезонні коливання рівня ґрунтових вод болота в умовах помірного клімату (за К.Є.Івановим)

Співвідношення складових водного балансу боліт змінюється в часі. Зміна умов живлення боліт спричиняється до коливання рівня ґрунтових вод,

який знаходиться біля поверхні болота і реагує на зміну складових водного балансу, що визначає водний режим боліт (рис. 22).

Рух води в болотах відбувається залежно від стану, в якому вона знаходиться. Переважна частина води перебуває у зв'язаному стані у вигляді внутрішньоклітинної, адсорбованої, хімічно зв'язаної та капілярної вологи. Вільна вода знаходиться у великих капілярах, порах торфу, а також у руслах болотних струмків, озерцях, трясовинах.

Рух вільної води здійснюється або шляхом фільтрації в рослинному покриві і торфовій масі, або шляхом вільних потоків по поверхні болота. За водопровідністю болотний масив являє собою дуже неоднорідну масу. Верхній його шар, складений живим рослинним покривом і мохами, має набагато вищу водопровідність, ніж основна торфова маса, особливо її нижні шари.

За своїми фізичними властивостями (водопроникність, фільтрація тощо), гідрологічними, гідрохімічними та біохімічними процесами верхній шар болотних масивів істотно відрізняється від усього торфового відкладу. Це дає можливість виділити в болотному масиві два основних шари (горизонти): верхній — *активний, діяльний* та нижній — *інертний* (рис. 23).

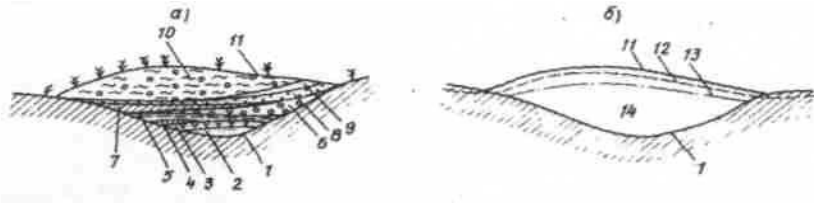


Рис.23. Схема будови торф'яного відкладу: (а) та діяльного і інертного шарів (б) верхового болота

1 — мінеральне дно, 2 — сапропель, 3 — очеретяний торф, 4 — хвощовий торф, 5 — осоковий торф, 6 — лісовий торф, 7 — гілновий торф, 8 — шейхцерівво-сфагновий торф, 9 — пухівково-сфагновий торф, 10 — сфагновий торф, 11 — поверхня болота, 12 — рівень ґрунтових вод, 13 — нижній горизонт діяльного шару, 14 — інертний шар

Діяльний шар болота характеризується інтенсивним вологообміном з атмосферою та оточуючими болото територіями; періодичними коливаннями в його межах рівнів ґрунтових (болотних) вод і змінним вмістом вологи; високою водопроникністю та водовіддачею і швидкою зміною (зменшенням) їх з глибиною; періодичним доступом повітря в пори, які звільнились від води при зниженні рівня ґрунтових вод; великою кількістю аеробних бактерій та мікроорганізмів, котрі сприяють процесам торфоутворення; наявністю рослинного покриву, що складає верхній шар діяльного горизонту.

На відміну від діяльного горизонту, *інертний горизонт* характеризується постійною кількістю води протягом року; повільним вологообміном з підстильною поверхнею, яка складена торф'яними відкладами; низькою водопроникністю торфу; відсутністю доступу повітря в пори торфу; відсутністю аеробних бактерій і загальним зменшенням кількості мікроорганізмів.

Межею між діяльним та інертним горизонтами є середнє положення

мінімального рівня ґрунтових вод у болоті.

Швидкість руху води у торфовій масі залежить від її водопровідності, показником чого є коефіцієнт фільтрації, який, у свою чергу, залежить від ступеня розкладання торфу. Швидкість фільтрації у верхніх шарах болота може досягати кількох десятків і навіть сотень метрів за добу, тимчасом як в інертному шарі вона становить максимум 6 м за рік. Отже, швидкість стікання води з болотних масивів шляхом фільтрації визначається в основному водопрпускнуою здатністю верхнього шару.

Внаслідок значних величин коефіцієнта фільтрації в діяльному горизонті, дощові води, які випадають на болото, не затримуються на його поверхні, а швидко просочуються до рівня ґрунтових вод. Тому вода по поверхні болота, як правило, не стікає. Мала водопроникність торфу, котра зумовлює повільний рух в ньому води, спричиняє до того, що деякі типи боліт поглинають воду і витрачають її значною мірою на випаровування, віддаючи на живлення річок незначну частину.

Висота рівня ґрунтових вод та його коливання залежать від типу болотних мікроландшафтів і рельєфу поверхні болота. Найнижчий рівень ґрунтових вод у лісових болотних мікроландшафтах. Середній рівень ґрунтових вод у знижених елементах рельєфу на 30-40 см нижче поверхні болота. Зі зменшенням висоти та густоти дерев середній рівень ґрунтових вод підвищується, а амплітуда коливань зменшується. На мохових болотах (без деревної рослинності) рівень ґрунтових вод найвищий, а амплітуда коливань протягом року найменша.

Термічний режим боліт. Термічний режим боліт визначається не тільки кліматичними чинниками, але й залежить від водно-теплових властивостей торфу та його верхнього діяльного шару. Торф у природному стані складається з органічного скелета з незначним вмістом мінеральних речовин, води та повітря, тому особливо важливу роль відіграють теплоємність і теплопровідність торфу. Вони залежать від об'ємного співвідношення органічної речовини, води і повітря та їхньої теплоємності. Теплоємність повітря незначна, об'єм сухої речовини у торфі становить лише 7%, і теплоємність її порівняно з теплоємністю води теж невелика. Отже, теплоємність торфу визначається наявністю води в ньому. Чим більший вміст води в торфі, тим більша його теплоємність і тим повільніше він нагрівається й охолоджується.

З глибиною амплітуда коливання температури торфового відкладу зменшується. В умовах помірного клімату добовий хід температури в діяльному шарі торфового болота помітний лише до глибини 15-25 см, а сезонні коливання температури спостерігаються до глибини 3,0-3,5 м. На глибинах, що перевищують 35-40 см і 4-5 м, відповідно добова і сезонна зміна температури відсутня.

Добові і сезонні коливання температури в торфовому болоті менші, ніж у мінеральному ґрунті, вони зменшуються зі збільшенням вологості ґрунту. Безпосередньо на поверхні болота добові коливання температури значні через те, що тут майже відсутня передача тепла на глибину. Максимальні

літні температури на поверхні мохових боліт можуть досягати 50°C, що сприяє підвищеному випаровуванню.

В умовах холодного та помірнього клімату болота замерзають через 15-17 днів після переходу температури повітря через нуль, тобто пізніше озер і річок. Болота перехідного типу починають замерзати одночасно з замерзанням мінеральних ґрунтів. Сфагнові болота замерзають пізніше. Глибина промерзання торфво-болотної маси — 19-42 см, тобто менша, ніж глибина промерзання мінеральних ґрунтів. Максимальна глибина промерзання торф'яників — 60-65 см.

Відтавання боліт залежить від кліматичних умов, товщини мерзлого ґрунту і снігового покриву, тому його строки будуть різні в окремих болотних мікроландшафтах.

Вплив боліт на стік річок. Вплив боліт на стік річок має принципове значення для оцінки гідрологічної ролі боліт у природних комплексах та оцінки можливих змін стоку річок при осушувальній меліорації.

По-різному оцінювались чинники, що впливають на зміну стоку річок. Частина гідрологів вважала, що болота збільшують весняний стік, інші дотримувались протилежної думки.

Для з'ясування ролі боліт у формуванні стоку річок необхідно виходити як із загальних характеристик гідрологічних властивостей боліт, так і зі специфічних особливостей окремих типів їх. При цьому необхідно враховувати, в якій кліматичній зоні знаходиться болото.

Загальними властивостями, які характерні для боліт і які впливають на стік, є: підвищена здатність випаровування й транспірації порівняно з навколишньою сушею; порівняно малий об'єм води, який бере участь у внутрішньорічному вологообороті, відносно загальної, кількості води в болоті; незначна водовіддача в межень, як результат різної водопропускної здатності діяльного та інертного шарів торфу. Крім того, на формування стоку з боліт впливають види живлення, неоднакові для різних типів боліт, і різне за величиною випаровування.

У зв'язку зі значним випаровуванням і транспірацією з поверхні, на болотах зменшується середня величина стоку: із заболочених територій в річки стікає менше води, ніж із незаболочених земель. Зниження загальної зволоженості території приводить до збільшення відмінностей у випаровуванні з поверхні боліт і незаболочених земель.

В зоні тундри випаровування з боліт і незаболочених земель в умовах надмірного зволоження майже однакове. Різниця у випаровуванні (особливо із заболочених заплав і дельт річок) збільшується в лісовій зоні і досягає найбільшого значення в зоні степу.

Отже, загалом наслідком осушення боліт є зменшення випаровування і відповідно збільшення стоку річок (ця різниця тим більша, чим південніше розташований осушений болотний масив).

У зоні достатнього зволоження збільшення середнього стоку після осушення боліт відбувається внаслідок спрацювання вікових запасів підземних вод, що впливає на зниження рівня ґрунтових вод. Весняний стік після осу-

шення боліт в одних випадках збільшується, в інших зменшується. Болота в цілому не сприяють збільшенню меженного стоку, тому що влітку з них випаровується багато вологи, а при цьому поверхневий стік зменшується.

Таким чином, вплив боліт на стік річок не однозначний. У зоні достатнього та надмірного зволоження болота практично не впливають на норму річного стоку і знижують максимальний стік річок. Болотні масиви, де значні площі зайняті озерами та мікроозерами, сприяють регулюванню стоку річок. За наявності болотних масивів у районах недостатнього зволоження річковий стік зменшується порівняно з незаболоченими водозборами. Значне осушення боліт негативно впливає на малі водотоки.

Отже, в цілому осушення боліт сприяє вирівнюванню коливання стоку протягом року (І.О. Шикломанов, 1989).

Вивчення та практичне значення боліт. Різнобічне вивчення боліт з метою їх освоєння проводять багато науково-дослідних інститутів, болотних станцій та інших установ. Однак, порівняно з річками в гідрологічному відношенні болота вивчені ще недостатньо.

При вивченні боліт застосовують як *стаціонарні*, так і *польові (експедиційні)* дослідження. В останніх широко використовують аерофотозйомку, що дає можливість досить детально вивчати різні види болотних мікроландшафтів, спостерігати напрямки стоку тощо. На спеціальних болотних станціях вивчають елементи водного балансу боліт, водні властивості торфу, термічний режим боліт, режим рівнів ґрунтових вод тощо. Матеріали цих досліджень використовують при різних водогосподарських розрахунках, насамперед при проектуванні осушувальних систем.

Осушення боліт полягає в штучному зниженні рівня ґрунтових вод на болотах, що спричиняється до зміни співвідношення елементів водного балансу та перерозподілу стоку. В Україні основні осушувальні роботи проводяться в Поліссі.

Осушені болота мають велику господарську цінність. На осушених низинних болотах розвивається високопродуктивне сільське господарство (вирощують кормові, зернові, овочеві культури).

Крім того, болота містять великий запас теплової енергії у вигляді торфової маси. Перші електростанції в Росії (Шатурська, Каширська та ін.) були збудовані на базі використання торфу як палива. Торф також широко застосовується в хімічній промисловості (з нього виробляють ряд хімічних продуктів, таких, як бітум, аміак тощо), сільському господарстві (як добриво), будівництві (як будівельний матеріал). Промислове скупчення торфу називають *торфовим родовищем*. Найбільші промислові родовища торфу мають Росія, Канада, Фінляндія та США.

Добувають торф за допомогою спеціальних фрезерних та екскаваторних машин.

4.5. Льодовики

Утворення льодовиків. На певних ділянках земної кулі складається таке співвідношення між кліматичними елементами, за якого середньорічна кількість твердих опадів дорівнює витраті їх на танення та випаровування.

Це ділянки рівноваги, або нульового балансу прибутку — витрат снігу. Лінія, яка поділяє ділянки (області) з додатнім та від'ємним балансом снігу називається *сніговою лінією*. Коли снігова лінія визначається кліматичними умовами місцевості, вона називається *кліматичною*, а коли ще й місцевими особливостями рельєфу (експозицією та крутістю схилів) — *орографічною*. Нижче снігової лінії витрати снігу перевищують надходження, тому сніговий покрив там буває періодично. Вище ж снігової лінії надходження снігу перевищує витрати, тому відбувається безперервне накопичення його. Сніг накопичується до певної висоти, нижче якої знову встановлюється рівновага.

У полярних районах снігова лінія розміщена дуже низько, що пояснюється низькими температурами повітря. У південній півкулі, для якої характерний океанічний (морський) клімат, снігова лінія скрізь розташована нижче, ніж у тих самих широтах північної півкулі, а починаючи з 62° пд. ш. вона лежить на рівні моря. Найвище снігова лінія розміщена в субтропіках, що пов'язано з сухістю повітря в цих широтах. На екваторі вона лежить на висоті 4900 м, а в субтропіках — на висоті 6500 м. У гірських районах північної півкулі снігова лінія на схилах північної експозиції розміщена нижче, ніж на схилах південної експозиції (наприклад, у Джунгарському Алатау вона лежить на висоті 3000 м і 3500 м відповідно).

Великою мірою на висоту снігової лінії впливає розміщення хребтів відносно руху повітряних мас. Так, на навітряних схилах Великого Кавказу вона лежить на висоті 2800-3000 м, а на підвітряних (східних) — на 3300-3500 м.

Розміщення снігової лінії залежить також від форм рельєфу. На крутих схилах сніг легко здувається вітром або сповзає, а на плоских та ввігнутих формах рельєфу він, навпаки, лежить протягом багатьох років. Крім того, на накопичення снігу впливає взаємне розташування схилів. Периферійні частини гірських масивів одержують більше опадів, ніж центральні, куди повітряні маси надходять уже сухими. Внаслідок цього в центральних частинах гірських масивів снігова лінія лежить вище, ніж на їхніх околицях.

Розвантаження накопиченого снігу відбувається постійно шляхом сповзання утворених льодовиків або сходом лавин.

Лавина — це снігові маси, які сповзають з похилої підстильної поверхні гірських схилів, захоплюючи з собою нові маси снігу. Лавини характерні для гірських масивів, де крутість схилів понад 15°, а потужність снігу перевищує 0,5 м. Лавини можуть утворюватися як у теплу, так і в холодну пору року.

Зимові лавини, або лавини холодного періоду, утворюються тоді, коли свіжий сніг випадає на промерзлу поверхню старого снігу, накопичується на ньому у великій кількості і починає сповзати внаслідок того, що між свіжим і мерзлим снігом майже не діють сили зчеплення. В місцях, де кут похилу поверхні великий (понад 45°), снігова маса зривається від найменшого струсу повітря чи підстильної поверхні (постріл, порив вітру, різкі звуки). Такі лавини називаються *сухими*. Швидкість їх руху — до 80-100 м/с.

Для теплої пори року більш характерні *мокри, або ґрунтові, лавини*. Вони рухаються по змоченій талою водою поверхні ґрунту або снігу.

Рухаються ці лавини перекочуванням, на своєму шляху вони обростають новими масами снігу, захоплюють каміння, землю, дерева тощо. Дуже часто мокрі лавини мають постійні шляхи руху, які називаються *лотками*. Іноді при падінні лавина світиться в темряві ночі блакитним або жовтуватим кольором, що відзначалося на льодовику Федченка. Причиною цього явища є електричні розряди, які виникають внаслідок тертя часток снігу. Багато лавин буває в Альпах (500-600 за зиму), на Кавказі та Памірі. Зустрічаються вони і в Карпатах.

Лавини — дуже небезпечне явище, яке завдає великих матеріальних збитків, а інколи й забирають життя людей. Запобігти виникненню лавин можна залісненням схилів, спорудженням терас; захиститися від них можна за допомогою лавинорізів, щитів та дамб, які відводять лавини від споруд.

Льодовик — це маса льоду з постійним закономірним рухом, розміщений в основному на суші, він має певну форму і значні розміри. Утворюються льодовики внаслідок накопичення та перекристалізації атмосферних опадів. Головне джерело живлення льодовиків — тверді опади, які нагромадилися на дні та схилах западин, з яких і починаються льодовики. Накопичення снігу у від'ємних формах рельєфу відбувається в тому разі, коли кількості тепла, що надходить на земну поверхню на даній території, недостатня для того, щоб увесь сніг, який випав, міг розтанути.

Отже, для існування льодовиків потрібний вологий клімат з від'ємними температурами взимку та влітку. Влітку можуть спостерігатися і плюсові температури, але період з теплою погодою має бути коротким, щоб сніг, який випав, не встиг розтанути.

Тверді атмосферні опади, які накопичуються в увігнутих формах рельєфу, з часом змінюють свій первісний вигляд. Під дією сонячних променів свіжий сніг у поверхневому шарі розтає. Тала вода просочується в глиб снігу і, замерзаючи, утворює льодяні кристали. Вночі поверхня талого снігу вкривається льодяною кіркою, яка називається *настом*. Одночасно з цим сніг осідає й ущільнюється. З подальшим накопиченням снігу його нижні шари під тиском верхніх ще більше ущільнюються, і перетворюються у пухирчасту сіро-білу масу, котра складається з деформованих льодяних зерен. Ця маса (її називають *фірном*) має щільність 0,3-0,5.

Періодичне випадання снігу зумовлює шарувату будову фірну. Потужність його окремих прошарків різна: від кількох міліметрів до десятків сантиметрів. Продовжуючи ущільнюватись, фірн перетворюється у білий фірновий лід (зі щільністю 0,85), а далі в чистий прозорий лід блакитного кольору (зі щільністю 0,88-0,94), який називається *льодовиком* або *глетчерним льодом*.

Зміна кольору та щільності льоду під час утворення льодовиків спричинена елімінуванням (видаленням) з маси льоду пухирців повітря. Зокрема, пухкий (свіжий) сніг містить до 90% повітря, фірн – 60%, фірновий лід 30%, глетчерний – 15%, а маса 1 м³ складає відповідно 92 кг, 367, 642 та 917 кг.

Важливе значення при утворенні льодовиків має *режеляція* (змерзання

окремих брил льоду під час зіткнення). При температурі 0°C режеляція відбувається за нормального тиску, а при більш низьких температурах – за підвищеного. Важливою властивістю льоду є його *пластичність*, тобто здатність текти під дією сили ваги. Пластичність льоду також залежить від температури і тиску. Чим температура ближча до 0°C і, чим більшого тиску зазнає лід, тим пластичнішим він стає. Під дією сили ваги та пластичності льодовики рухаються.

Рух льодовиків починається тоді, коли товщина їх досягне певної критичної пружності, яка, у свою чергу, залежить від похилів схилів. Звичайно критична товщина льоду становить 15-30 м. Швидкість руху льодовика тим більша, чим більша його потужність, більший похил поверхні та ложа льодовика.

Швидкість руху льодовика збільшується з підвищенням температури повітря, у звуженнях долини. Середня швидкість руху льодовика — 0,5 м/добу. Найбільшу швидкість руху мають льодовики Гренландії — 40 м/добу. Середня частіша льодовика та його поверхневі шари рухаються швидше, ніж окраїнні та глибинні. Вдень та влітку швидкість руху більша, ніж уночі та взимку.

Під час руху льодовика в ньому утворюються *поперечні та поздовжні тріщини*. Поперечні тріщини виникають при наявності в ложі льодовика різних поперечних уступів. На дуже крутих уступах можуть утворюватися льодопади. Ширина, глибина і довжина тріщин різні. В центральних частинах льодовика поперечні тріщини можуть досягати глибини 250 м (при середніх глибинах до 50 м). Знизу тріщини звужуються і змикаються. Після того, як льодовик перейшов різкий уступ, поперечні тріщини змикаються, змерзаються й утворюють на поверхні льоду шви. Подібно до річок, льодовики при зустрічі можуть зливатися в один великий льодовик. Іноді трапляються двохярусні льодовики, які утворюються шляхом натікання одного льодовика на інший.

Робота льодовиків. Стікаючи по схилах гір, льодовики за допомогою вмерзлого в них каміння та через нерівність дна виконують велику руйнівну роботу — спричиняють льодовикову ерозію. Наслідком цієї ерозії є утворення специфічного ландшафту "кучерявих скель" (куполоподібних горбів) та «баранячих лобів» (яйцеподібних горбів). Такі форми рельєфу характерні для Скандинавії, Кольського півострова, північної частини Північноамериканського материка, тобто для шляхів руху давніх льодовиків. Змінена льодовиком місцевість характеризується наявністю борозен-жолобів з глибиною до 1 м і більше, шрамами на твердих породах, полірованими скелями тощо. На гірських схилах утворюються карі (плоскі заглиблення на крутих схилах) та льодовикові цирки (чашоподібні крутостінні ніші).

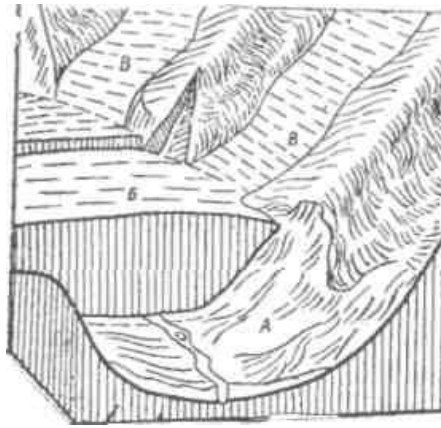


Рис.24. Схема льодовика: А – трог; Б – льодовик; В – бокові льодовики

Для льодовикових долин характерна значна зміна похилів і навіть наявність ділянок із зворотним похилом. Долини мають коритоподібну форму з широким плоским дном та крутими схилами. Такі долини називаються *трогами* (рис. 24).

Усі продукти руйнування гірських порід (від найдрібніших часточок пилу до великих кам'яних брил), які потрапили в тіло льодовика, називаються *моренами*. Морени, котрі рухаються разом з льодовиком, називаються *рухомими*, а ті, що припинили рух, — *відкладеними*. Моренії в тілі рухомого льодовика поділяються на *поверхневі, внутрішні та донні*.

Поверхневі морени виникають у результаті накопичення на поверхні льодовика уламків гірських порід зі схилів долини, пилу, принесеного з оточуючої місцевості, тощо.

Внутрішня морена формується з поверхневого матеріалу, який поглинається тілом льодовика. *Донна морена* — це матеріал, який льодовик вибрав з дна, а також частково поглинені внутрішня і поверхнева морени. Для цієї морени характерний окатаний матеріал, валуни, подряпані та вкриті штрихами.

Матеріал, який льодовик відкладає у своїй кінцевій частині у вигляді поперечного валу, називається *кінцевою мореною*, а вали, які утворилися по боках льодовика, — *боковою мореною*.

Танення льодовиків. Льодовик зароджується в зоні позитивного снігового балансу. З утворенням льодовика починається його рух і він виходить за межі снігової лінії, нижче якої відбувається танення. Отже, в льодовиках можна виділити зону живлення (додатній баланс снігу), або *фірнову зону*, і зону стоку (від'ємний баланс снігу), або *язик льодовика*. Межа між цими двома зонами називається *фірною лінією*. Найкраще ці зони простежуються в гірських льодовиках. Зменшення льодовика відбувається як унаслідок механічних причин (видування, обвали), так і шляхом танення та випаровування з його поверхні (*абляції*).

За нормального тиску (1 атм) лід тоне при температурі 0°C. При збільшенні тиску на 1 атм температура танення льоду знижується на 0,0073°C, тобто лід може танути за від'ємних температур. Ось чому навіть узимку з-під льоду витікає вода.

Основні причини, які спричиняють абляцію, – сонячна радіація; теплове випромінювання скель, вільних від снігу; тепле повітря, рідкі опади. Величина абляції великою мірою залежить від експозиції схилів. Наприклад, на льодовиках Центральної Азії абляція на північному схилі значно менше, ніж на південному. Величина абляції зменшується із збільшенням висоти, на якій знаходиться льодовик у горах, що пов'язано зі зниженням температури повітря.

Розрізняють абляцію *поверхневу*, *внутрішню* та *підльодовикову*. *Поверхневу абляцію* спричиняє безпосереднє нагрівання льоду сонячним промінням, теплим повітрям, а також дощами, які випадають на поверхню льоду. *Внутрішня абляція* відбувається за рахунок внутрішнього тертя окремих часток льоду, циркуляції повітря та води в товщі льодовика. *Підльодовикова абляція* виникає внаслідок надходження тепла від поверхні гірських порід, які мають вищу температуру, ніж льодовик, а також при підвищенні тиску на нижній межі льодовика. Найбільше значення в гідрологічних процесах має поверхнева абляція. Внутрішня абляція на стік льодовика та живлення річок практично не впливає.

Хід танення льодовиків повторює хід температури повітря, тобто він буває добовий, сезонний та річний. Ось чому стік у річках, які живляться талими водами льодовиків, характеризується збільшенням витрат води в другій половині дня, навесні, влітку і зменшенням уночі, восени, взимку.

Водність річок з льодовиковим живленням значно збільшується в липні-серпні, коли температура повітря досягає максимальних значень. Ця особливість водного режиму річок гірських районів має велике значення, бо саме в цей період сільське господарство потребує найбільшої кількості води для зрошення. Прискорене танення льодовиків спричиняється забрудненням їхньої поверхні. Досліди, проведені на льодовику Федченка, показали, що забруднений сніг танув у 2-4 рази швидше, ніж чистий. Вода, яка утворилася внаслідок абляції, на поверхні льодовика при стіканні сприяє утворенню на ньому тріщин, порожнин, провалів.

Розміри льодовиків змінюються внаслідок зміни інтенсивності абляції. Так, у сучасну епоху льодовики знаходяться в стані *регресії*, тобто відступання. Вони відступають майже в усіх районах північної півкулі, що пов'язано із загальним потеплінням клімату. На Кавказі, наприклад, максимальне зледеніння спостерігалось в середині XIX століття. З того часу, за даними О.О. Соколова, снігова лінія підвищилася на 70-75 м, тобто зменшилася зона живлення, а разом з нею і площа льодовиків. Кавказькі льодовики відступають із швидкістю 7,2-27,9 м/рік. Ще швидше зменшуються льодовики в горах Центральної Азії.

Типи льодовиків. Розрізняють два основних типи льодовиків — *материкові* (льодовикові *щити*) та *гірські*. *Материкові льодовики* характеризуються великими розмірами та плоскоопуклою формою, яка не залежить від рельєфу місцевості. Напрямок руху льодовикового щита зумовлений розподілом тиску і похилом його поверхні незалежно від похилу ложа. Абляція в цих льодовиках незначна. Зменшення площі льодовика

відбувається за рахунок обламування кінцевих частин льодовика, котрі сповзають в море. Ці уламки утворюють айсберги різної величини.

Айсбергом вважається льодова гора, яка піднімається над рівнем моря не менше, як на 5 м; при меншій висоті це буде уламок айсберга. Внаслідок того, що щільність льоду менша за густину морської води, айсберги на 4/5 свого об'єму занурені у воду.

Особливістю гірських льодовиків є відносно невеликі розміри, залежність форми льодовика від форми трогів, чітка різниця між зоною живлення і зоною стоку, спрямований лінійний рух. Швидкість руху льодовика значна, температура льоду наближається до температури його танення.

Є багато типів гірських льодовиків. Найбільші з них *кальдерні* (в кратерах згаслих вулканів), *зіркоподібні* (кілька язиків з одного фірнового басейну, розташованого на вершині гори), *карові* (невеликі льодовики, розміщені в заглибленні на схилі), *висячі* (на крутих схилах, у неглибоких западинах, які не мають чіткого обмеження з боків).

Складна будова *долинних льодовиків*. Вони поділяються на *прості*, або *альпійські* (це льодовики, які складаються з одного потоку; у живленні річок вони відіграють незначну роль, найчастіше зустрічаються в Альпах); *складні*, або *кавказькі* (льодовикові потоки з притоками; поширені на Кавказі; значною мірою впливають на водність річок); *деревоподібні*, або *тянь-шаньські* (за зовнішнім виглядом вони нагадують дерево; мають велику зону живлення, характеризуються значними запасами води і складають переважну частку живлення річок); *туркестанські* (поширені в Центральній Азії; мають малу площу живлення і велику площу стоку).

Поширення та значення льодовиків. Льодовики вкривають близько 10% поверхні Землі. В межах Євразійського материка льодовиковий покрив найбільш поширений на островах Північного Льодовитого океану і займає близько 54000 км², або 80% усієї площі його зледеніння. Основні райони зледеніння знаходяться в Західній Арктиці, це, зокрема, острови Нова Земля, Земля Франца-Йосифа, що вкриті льодом на 87-90%. З просуванням на схід площа зледеніння на островах Арктики зменшується і в архіпелазі Де-Лонга льодовий покрив зустрічається тільки на трьох північних островах.

Найактивнішими є льодовики середньої частини Нової Землі, які мають більше живлення, ніж льодовики Землі Франца-Йосифа, Північної Землі та архіпелагу Де-Лонга, де інтенсивність процесів акумуляції і абляції менша. Серед гірських районів за площею зледеніння перше місце посідає Центральна Азія, де нараховується близько 2500 льодовиків загальною площею понад 17000 км². Друге місце займає Кавказ, де знаходиться майже 1400 льодовиків загальною площею 1970 км². Значне зледеніння характерне для Камчатки, Алтаю, північного та північно-східного Сибіру тощо.

Хоча площа зледеніння в гірських районах набагато менша, ніж в Арктиці, в живленні річок льодовики мають велике значення. Тільки в Центральній Азії запас води, накопичений у льодовиках, визначається 2000-2200 км³. Льодовикові води складають близько 15% стоку річок Центральної

Азії та 6% стоку річок, які беруть початок зі схилів Великого Кавказу. Для деяких річок високогірних районів льодовиковий стік досягає 20-30% загальної величини, а подекуди навіть 50-60% (верхів'я Вахшу, Карадар'ї та ін.).

Акумулюючи велику кількість твердих опадів у холодну пору року, льодовики віддають цю законсервовану воду річкам лише влітку. Внаслідок цього річки, в басейнах яких льодовики мають значний розвиток, в теплу пору року відзначаються високою водністю, тимчасом як інші гірські річки, басейни яких не розташовані вище снігової лінії, дуже міліють або зовсім пересихають.

У холодні (вологі) роки льодовиковий матеріал накопичується, а в жаркі (посушливі) — витрачається внаслідок підвищення інтенсивності сніготанення.

Річки з льодовиковим живленням характеризуються літнім водопіллям, яке триває 4,5-6 місяців. Гідрограф стоку цих річок розтягнутий, водопілля ускладнене великими хвилями, які утворюються під час різкого підвищення температури повітря.

Льодовики є важливим джерелом водних ресурсів, особливо в районах зрошуваного землеробства. Об'єм талих вод льодовиків Середньої Азії, наприклад, достатній для зрошення половини посівних площ усього регіону.

Льодовики — є сховищами найчистіших прісних вод. У французьких та швейцарських Альпах талі води збираються в спеціальні дериваційні канали ще під льодовиками і подаються до ГЕС.

Однак, крім користі, льодовики можуть спричиняти великі катастрофи. Зокрема, повені та селі, що утворюються при таненні льодовиків, досягають долини, руйнують будівлі і часто призводять до загибелі тварин і людей.

Це вказує на необхідність вивчення гідрологічного режиму льодовиків і прогнозування їхнього танення.

Контрольні запитання

1. Які водні утворення відносяться до озер?
2. Якого походження бувають озерні улоговини і як вони класифікуються?
3. В чому суть еволюції озера?
4. Якими основними морфометричними характеристиками описуються озера?
5. Які особливості термічного режиму озер?
6. Як типізуються озера за хімічним складом води?
7. На які типи поділяються озерні відклади?
8. Які оптичні явища спостерігаються в озерах?
9. Які водойми називаються водосховищами та яких типів вони бувають?
10. Які особливості гідрологічного режиму властиві водосховищам?
11. Яке значення для народного господарства мають озера і водосховища?
12. Що називається болотом і якого походження бувають болота?
13. Де поширені болота та яка заболоченість окремих регіонів земної

- кулі?
14. Яких типів бувають болота та які особливості їхньої будови, морфології та гідрографії?
 15. Що розуміють під водним балансом боліт?
 16. Що таке діяльний та інертний шари боліт?
 17. Чим характеризується термічний режим боліт?
 18. Як болота впливають на стік річок?
 19. Яке народногосподарське значення мають болота?
 20. Як відбувається перетворення снігу в глетчерний лід та утворення льодовика?
 21. Що таке лавини, які їхні різновидності і де вони виникають?
 22. Що таке абляція та яких видів вона буває?
 23. На які типи поділяються льодовики і де вони поширені?

Тема 5. ГІДРОЛОГІЧНІ ПРИЛАДИ



ТЕРМОМЕТР ГЛИБИННИЙ ТГ

Термометр глибинний ТГ призначений для вимірювання температури води на різних глибинах морів, озер та інших водойм.

Під час виконання робіт глибинні термометри закріплюють в гільзах спеціальної перекидної рами, або в гільзах рами батометра.

Глибинні термометри виготовляють із шкалами у межах:

від -2° до $+10^{\circ}$ С з ціною поділки шкали $0,05^{\circ}$;

від -2° до $+18^{\circ}$ С з ціною поділки шкали $0,1^{\circ}$;

від -2° до $+30^{\circ}$ С з ціною поділки шкали $0,1^{\circ}$.

Розміри термометра - 20×320 мм. Маса - 165 г.



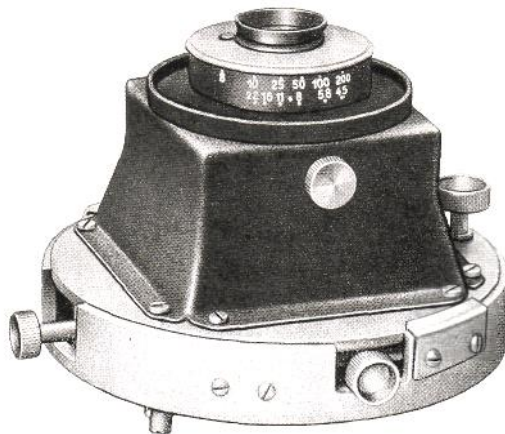
РАМА ДЛЯ ГЛИБИННИХ ТЕРМОМЕТРІВ РОТ-48

Рама використовується як оправа для глибинних термометрів під

час визначення ними температури води у водоймах на різних глибинах.

Рама перекидається на заданій глибині за допомогою спеціальних вантажів. Конструкція рам дозволяє застосовувати їх серією на одному тросі.

Розміри - 380 × 85 × 70 мм. Маса - 1,1 кг.



ТЕРМОБАТИГРАФ ТБ-52

Корабельний термобатиграф ТБ-52 призначений для автоматичного запису розподілу глибини і температури в товщі води до 200 м. Вимірником глибини занурення в приладі є тарована пружина, яка розміщена у герметичному блоці і зменшує свою довжину відповідно із збільшенням глибини. Температура вимірюється за допомогою термометричної системи, заповненої толуолом, який змінює свій об'єм пропорційно зміні температур. Глибина занурення приладу і температура на цій глибині записуються одночасно у вигляді лінії, яка прокреслюється реєструючою стрілкою приладу на склі, з нанесеним спеціальним покриттям. Термобатиграф розрахований на застосування його з корабля під час дрейфу, на якорній стоянці і під час руху корабля із швидкістю до 12 вузлів.

Межі вимірювання температури від -2° до $+30^{\circ}$ С. Найбільша глибина занурення приладу - 200 м. Найменша ціна поділки шкали температури - $0,2^{\circ}$ С і шкали глибини - 2 м.

Розміри - 130 × 960 мм. Маса - 15 кг.



ТЕРМОМЕТР-ГЛИБИНОМІР ТГМ

Термометр-глибиномір ТГМ призначений для визначення глибини занурення гідрологічних приладів під час виконання гідрологічних

досліджень у морях та озерах.

Під час виконання робіт термометр-глибиномір разом з глибинним термометром розміщують у гільзі гідрологічного приладу або спеціальної перекидної рами.

Термометри-глибиноміри виготовляють із шкалами у межах: від -2° до $+10^{\circ}$ С з найменшою ціною поділки шкали $0,05^{\circ}$ (для вимірювання глибин до 350-800 м при температурі води на граничних глибинах від $+5^{\circ}$ до -2° С); від -2° до $+20^{\circ}$ С з найменшою ціною поділки шкали $0,1^{\circ}$ (для вимірювання глибин до 450-1500 м при температурі на граничних глибинах від $+13^{\circ}$ до -2° С); від 0° до $+30^{\circ}$ С з найменшою ціною поділки шкали $0,1^{\circ}$ (для вимірювання глибин до 1800-2000 м при температурі на граничних глибинах від $+3^{\circ}$ до -2° С).

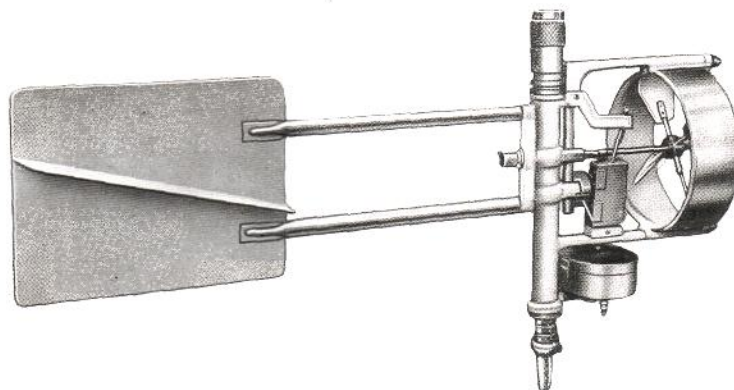


ОПРАВА ДО ТЕРМОМЕТРІВ ДЛЯ ВОДИ ОТ-51

Оправа ОТ-51 призначена для збереження показників температури, вимірюної термометром під час перебування його у воді, а також для запобігання механічних пошкоджень під час роботи.

Термометр вкладається в оправу через верхній отвір основної трубки, яка закривається регулюючою пробкою. Оправа до термометра виготовляється з латуні.

Розміри: 62×455 мм. Маса - 0,4 кг.



ВЕРТУШКА МОРСЬКА ВМ-М

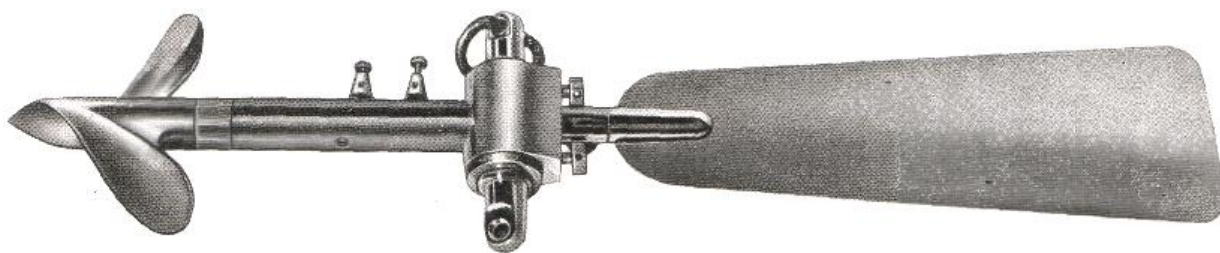
Вертушка ВМ-М використовується для вимірювання швидкості і напрямку течії води в морі на будь-яких глибинах.

Швидкість течії визначається за кількістю обертів гвинта вертушки, які фіксуються механічним лічильником. Напрямок течії фіксується за допомогою магнітної стрілки, по жолобку якої через певну кількість обертів гвинта скочуються латунні кульки і потрапляють у коробку з 36 відсіками, орієнтовану за течією. Вмикання і вимикання приладу здійснюється за допомогою спеціальних вантажів. Конструкція вертушки дозволяє застосовувати її на металевому тросі діаметром 2,0-3,5 мм.

Межі вимірювання швидкостей - від 0,045 до 3,0 м/сек. Вертушка може комплектуватись гвинтом з органічного скла, що дає можливість вимірювати швидкості від 0,02 м / сек.

Розміри - 775 × 420 × 175 мм. Маса вертушки - 7 кг.

Вертушка постачається комплектом із спеціальними вантажами в ящику-футлярі.



ВЕРТУШКА ЖОСТОВСЬКОГО Ж-3

Гідрометрична вертушка Ж-3 призначена для вимірювання швидкості течії води у водотоках в межах від 0,04 до 5,0 м/сек. Вертушка відноситься до розряду приладів з електросигналізацією для виконання робіт із використанням штанги на глибині до 3 м і з тросом на глибинах до 25 м, як у чистій, так і в забрудненій домішками воді при температурах від 0 ° до +30 °С.

Вертушка складається з лопатевого гвинта на нерухомій осі з контактним механізмом, корпуса з кермом і пристосуваннями для роботи із штанги та троса.

Контактний пристрій вертушки замикає електричне коло через один повний оборот зубчастого колеса з 20 зубцями, що відповідає 20 оборотам лопатевого гвинта.

Конструкція вертушки Ж-3 виключає можливість проникнення води до контактної механізми і шарикопідшипників, розміщених у внутрішній порожнині трубки лопатевого гвинта, заповненої мастилом.

Вертушка постачається в комплекті з сигнальним пристроєм, гальванічними елементами, дротом і запасними частинами.

Розміри приладу - $360 \times 160 \times 180$ мм. Довжина штанги в зібраному вигляді - 3,1 м. Довжина штанги в розібраному вигляді - 1,65 м. Маса штанги - 5,2 кг. Маса приладу з ящиком без штанги - 7,5 кг.



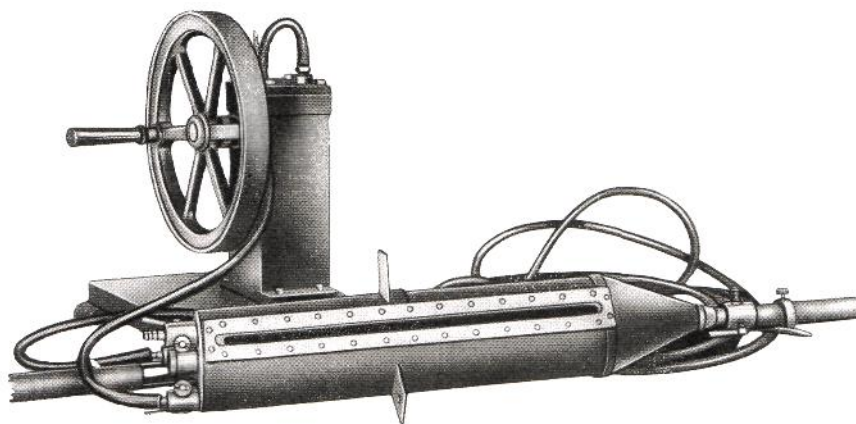
БАТОМЕТР МОРСЬКИЙ БМ-48

Батометр БМ-48 призначений для взяття проб води в морі з різних глибин. Прилад циліндричної форми, забезпечений поворотними крановими затворами і пристроєм, що перекидає його на заданій глибині з одночасним закриттям кранових затворів.

Імпульс для перекидання приладу отримує від спеціального вантажу, що опускається по тросу. Для зливу проби батометр забезпечений краном і повітряним вентиляем. Конструкція батометрів дозволяє застосовувати їх серією на одному тросі діаметром 2-4 мм. На корпусі батометра встановлена рама, до якої можуть кріпитись два глибинні термометри для визначення температури води на глибині взяття проби.

Ємність батометра - 1,0 л.

Розміри - $110 \times 150 \times 650$ мм. Маса - 4,3 кг.



БАТОМЕТР ВАКУУМНИЙ ГР- 4, ГР-5

Батометр вакуумний призначений для взяття проб води із зваженими наносами і складається з вакуумної камери, насоса подвійної дії і забірного наконечника. Камера вздовж циліндричної частини має оглядове вікно.

Ціна поділки шкали трилітрової камери відповідає 20 мл, а шестилітрової камери - 40 мл. Числові позначення на шкалах обох камер наноситься через 25 поділок.

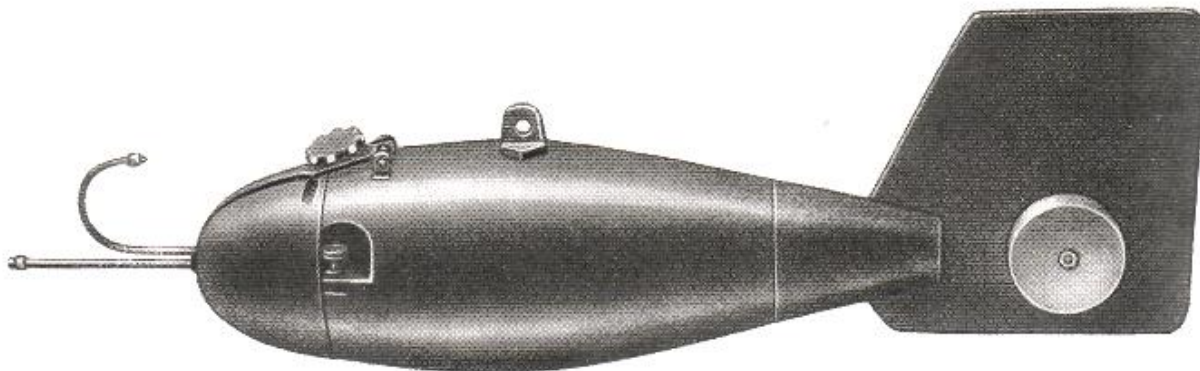
Забірний наконечник має вигляд вигнутої металевої трубки із пристосуванням для кріплення до вантажу та до штанги. Насос, що входить в комплектацію приладу, стандартний, подвійної дії, системи Камовського.

Дія приладу заснована на засмоктуванні проби через забірний наконечник шляхом створення у вакуумній камері за допомогою насоса розрідження.

Глибина взяття проби води залежить від довжини шланга(23м). Використовуються вакуумні батометри двох типів: ГР-4 - ємністю 3 л та ГР-5 - ємністю 5 л.

Розміри: ГР-4 - 650 × 220 × 224 мм; ГР-5 - 780 × 240 × 244 мм.

Маса комплекту батометра з насосом: ГР-4 - 20кг; ГР-5 - 22кг.



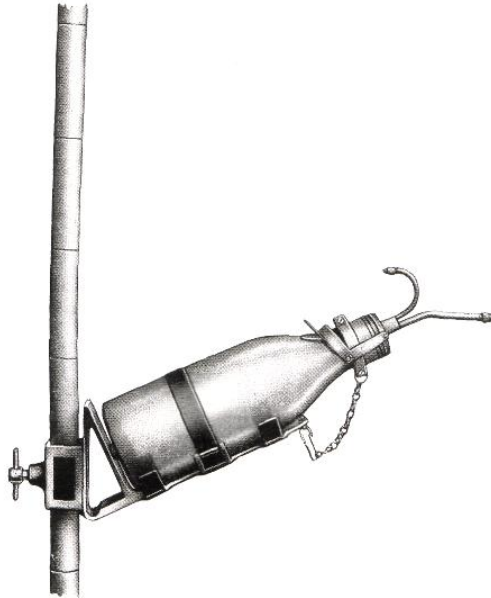
БАТОМЕТР-ПЛЯШКА У ВАНТАЖІ ГР-15

Батометр-пляшка у вантажі ГР-15 використовується для взяття проб води із зваженими наносами під час тривалого наповнення.

Батометр-пляшка складається з літрової пляшки і вантажу рибоподібної форми.

Пляшка забезпечена металевою головою, через яку проходять дві трубки - водозабірна та повітряновивідна. Для регулювання часу заповнення пляшки водою, до комплекту приладу додаються насадки з різними отворами. Пляшка закріплюється в корпусі вантажу. Вантаж має хвостове оперення з балансуєчим пристроєм і відкидну голівку з вертикальним пазом, через яку назовні виводяться обидві трубки.

Розміри - 210 × 250 × 170 мм. Маса – 4,0 кг.



БАТОМЕТР-ПЛЯШКА НА ШТАНЗІ ГР-16

Батометр-пляшка на штанзі ГР-16 використовується для взяття проб води із зваженими насосами під час тривалого наповнення.

Батометр ГР-16 складається з однолітрової пляшки з металевою обіймою і штанги. Пляшка з обіймою може встановлюватися на будь-якому місці штанги за допомогою муфти і гвинта. Пляшка забезпечена металевою головкою, через яку проходять дві трубки - водозабірна і повітряновивідна.

Для регулювання часу заповнення пляшки до комплекту приладу додаються три насадки з різними отворами.

Розміри в ящику $550 \times 145 \times 150$ мм. Вага з ящиком - 4,5 кг.



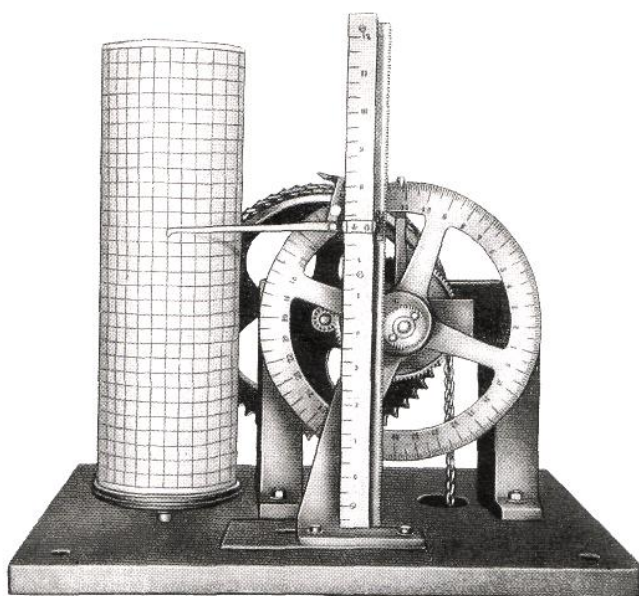
ХВИЛЕМІР БЕРЕГОВИЙ СБ-49

Хвилемір береговий СБ-49 призначений для вимірювання елементів морських хвиль: періоду, висоти, довжини, швидкості і напрямку руху, а

також для вимірювання відстані на морі. Користуючись цим приладом, можна проводити також вимірювання швидкості та напрямку течій і дрейфу криги.

Прилад є монокуляром-половиною призматичного бінокля Б8 з вмонтованою в нього перспективною сіткою (відповідно до висоти установки над рівнем моря - 3, 5, 10, 15 і 20м). Монокуляр закріплений на теодолітній підставці.

Розміри - 240 × 285 мм. Маса - 6,5 кг.

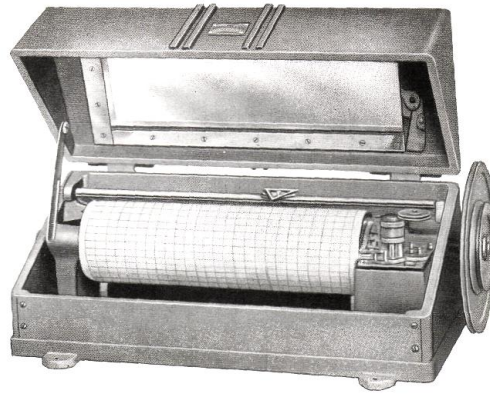


САМОПИСЕЦЬ РІВНЯ МОРЯ (МАРЕОГРАФ) СУМ

Самописець рівня моря СУМ призначений для реєстрації в часі змін висоти рівня моря біля берегів. Прилад дозволяє визначати висоти рівня моря як по запису на стрічці, закріпленою на барабані годинникового механізму (тривалість дії 180 годин, повний оборот барабана 26 годин), так і шляхом візуального відліку по лімбу і знаходженню індекса рухомої рейки щодо шкали. Для установки самописця необхідно спорудження спеціального колодязя з будкою над ним. Прилад забезпечує реєстрацію змін рівня моря в межах крайніх амплітуд 3 м, 6 м і 12 м. Прилади випускаються трьох моделей з відповідними масштабами записів рівнів на стрічці 1:10; 1:20; 1: 40.

Масштаб запису часу постійний - 12 мм / год.

Розміри приладу без поплавка - 405 × 380 × 355 мм. Маса - 36,0 кг.



САМОПИСЕЦЬ РІВНЯ ВОДИ «ВАЛДАЙ» СУВ-М

Самописець рівня води «Валдай» призначений для реєстрації в часі змін рівня води в водоймах і водотоках.

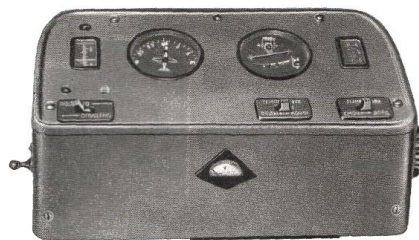
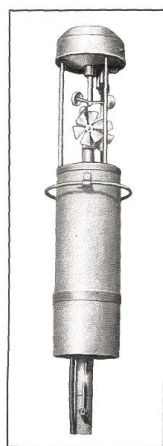
Для установки самописця необхідно спорудження спеціального колодязя з будкою над ним.

Залежності від амплітуди коливання рівня води в водоймах і водотоках, прилад може забезпечувати реєстрацію зміни рівня в масштабах: 1: 1, 1: 2, 1: 5, 1: 10. Межа реєстрації приладом зміни рівня води 6 м.

Масштаб запису рівня змінюється шляхом перестановки поплавкового колеса на одну з двох осей приладу з натягуванням троса з поплавками на відповідну ступінь поплавкового колеса.

Запис часу проводиться в двох масштабах: 1год. - 12 мм стрічки і 1 год. - 24 мм стрічки. Часовий механізм працює від гирьового приводу. Точність ходу годинника при масштабі запису часу 1год. - 12 мм стрічки ± 5 хв./добу і при масштабі запису 1год.- 24 мм стрічки ± 3 хв./12год.

Розміри - 550 × 262 × 206 мм. Маса - 18,5 кг.



СУДОВА ДИСТАНЦІЙНА СТАНЦІЯ СДС

Судова станція СДС призначена для дистанційного вимірювання на кораблі середніх значень швидкості і напрямку вітру, температури і вологості повітря та температури забортної води.

Станція працює за принципом перетворення відповідним датчиком

вимірюваної ним гідрометеорологічної величини в електричну, і переданої за допомогою дротів на вимірювальний пульт в штурманську рубку.

Дистанційна станція складається з блоку метеорологічних приладів (анемометр, анеморумбометр і психрометр), укладеного в загальний захист, вимірювального пульта, джерел живлення, сполучного кабелю, щогли для установки метеорологічного блоку і кронштейну для кріплення пульта.

Швидкість вітру визначається за допомогою трьохчашкового контактного анемометра, який через певну кількість обертів передає електричні імпульси на лічильний механізм пульта, автоматично показує середню швидкість вітру за 100 сек.

Для вимірювання напрямку вітру використовується колесо Солейрона, положення якого щодо сторін корабля за допомогою потенціометричної схеми передається на покажчик.

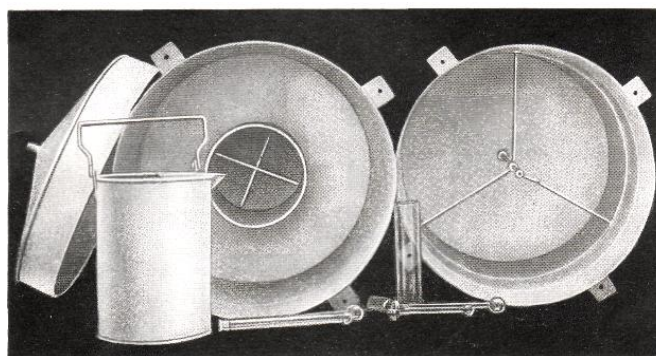
Температура повітря і води визначається електричними термометрами опору.

Вологість повітря визначається психрометричним методом. Метеорологічні прилади розміщені в спеціальному захисному корпусі, який уберігає їх від пошкодження і обмерзання. Під час спостережень прилади за допомогою підйомного пристрою піднімаються на робочу висоту і звільняються від захисного корпусу. Управління захистом проводиться дистанційно з вимірювального пульта.

Батист «змоченого» термометра захищений від забруднення, і змочування термометра здійснюється автоматично.

Межі вимірювання: середньої швидкості вітру від 1,5 до 40 м/с; напрямку вітру - по 16 румбах; відносної вологості повітря - від 20 до 100%; температури повітря - від - 25 ° до +35 °С; температури води - від -2 ° до +30 ° С.

Розміри: вимірювального пульта _ 240 × 210 × 410мм; блоку метеорологічних приладів із захистом _ 0450 х 2000 мм; термометра для вимірювання температури води _ 30 × 150 мм; щогли-040 × 40 × 2000 мм.



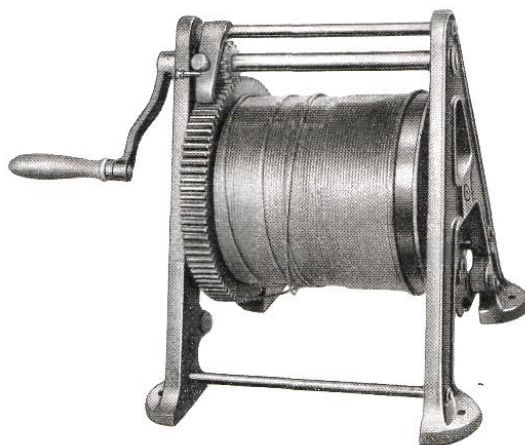
ВИПАРОВУВАЧ ГГИ-3000

Випаровувач ГГИ-3000 призначений для вимірювання випаровування з водної поверхні, застосовується в комплексі із спеціальними дощомірами і може бути встановлений у водоймі або закопаний в землю.

Випаровувач – це циліндричний бак з площею 3000 см², на його осі закріплена трубка, на яку під час спостережень встановлюється об'ємна бюретка з площею перерізу 20 см².

Розміри випаровувача _ 0757 × 685 мм, дощоміра _ 0770 × 890 мм.

Маса повного комплекту - 42 кг.

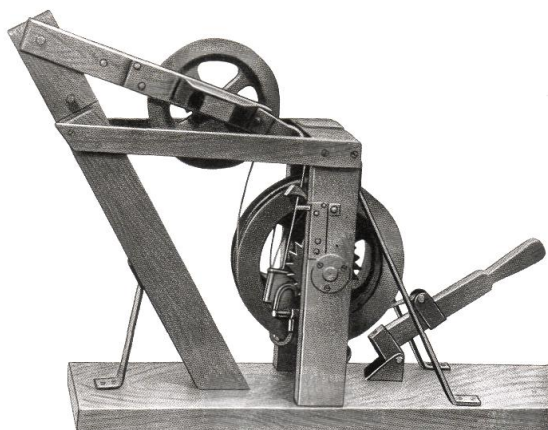


ЛЕБІДКА МОРСЬКА З КРАНБАЛКОЮ ЛМ-046

Лебідка морська з кранбалкою ЛМ-046 призначена для опускання і підйому гідрологічних приладів і застосовується під час здійснення гідрологічних вимірювань на глибинах до 60 м. Вантажопідйомність лебідки - до 50 кг. Лебідка встановлюється на суднах, понтонах і мостах.

Довжина витравленого троса реєструється блок-лічильником типу 0-17, закріпленим на опорі. Гальмування барабана під час опускання вантажу забезпечується стрічковим гальмом. Під час підйому вантажу зворотне обертання барабана виключене.

Розміри лебідки - 400 × 400 × 450 мм. Маса лебідки - 35 кг, опори - 20 кг.



ЛЕБІДКА МОРСЬКА ЛМ-006

Лебідка морська призначена для опускання і підйому гідрологічних приладів і застосовується під час здійснення гідрологічних вимірювань на глибинах до 50 м. Вантажопідйомність лебідки - 15 кг.

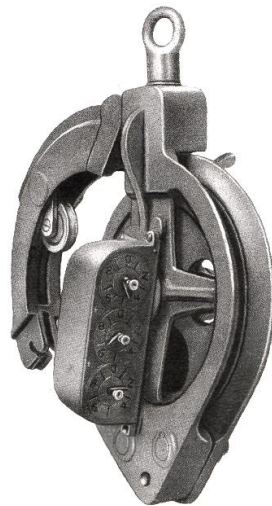
Лебідка використовується на дрібних плавзасобах (шлюпках, човнах,

понтоні).

Витравлення довжина троса реєструється показниками лічильника лебідки. Лічильник має три шкали - десяті метра, метри і десятки метрів.

Гальмування барабана під час опускання вантажу забезпечується стрічковим гальмом. Під час підйому вантажу зворотне обертання барабана виключене.

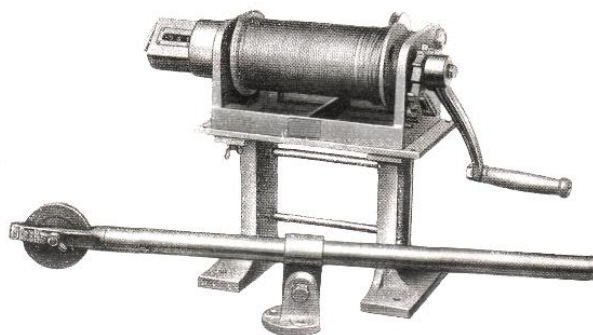
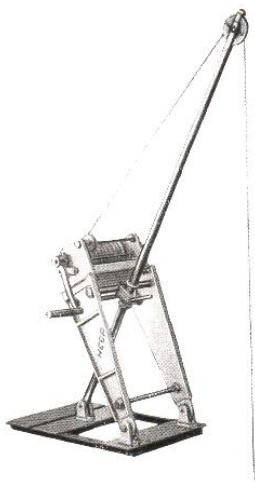
Розміри - 600 × 170 × 400 мм. Маса - 30 кг.



БЛОК-ЛІЧИЛЬНИК 017

Блок-лічильник 017 застосовується для визначення довжини витравленого троса на глибинах до 100 м під час роботи з морськими та річковими гідрологічними приладами. Лічильник має три шкали - десяті метра, метри і десятки метрів.

Розміри - 230 × 100 × 360 мм. Маса - 8 кг.



ГІДРОМЕТРИЧНІ ЛЕБІДКИ «НЕВА» И «ЛУГА»

Лебідки «НЕВА» і «ЛУГА» використовуються для вимірювання глибини і дослідницької роботи за допомогою гідрологічних приладів.

Лебідки мають спеціальні троси для приєднання електроприладів без використання проводів і кабелю.

Намотувальні пристосування і лічильник однакові на обох лебідках. Лічильники на лебідках, що вказують довжину розмотаної частини троса, мають три шкали: десятки метрів, метри і десяті частини метра.

ОСНОВНІ ДАНІ

	«НЕВА»	«ЛУГА»
Кут стріли	от 30 до 60°	от 15 до 30°
Радіус стріли	до 800 мм	от 500 до 800 мм
Довжина тросу	22 м	22 м
Діаметр тросу	2,5 мм	2,5 мм
Вантажопідйомність .	50 кг	30 кг
Габаритні розміри.....		550 × 200 × 380 мм
Вага.....	55 кг	35 кг



РЕЙКА ВОДОМІРНА ПЕРЕНОСНА РВП-3-49

Рейка водомірна переносна РВП-3-49 призначена для вимірювання рівня води річок, озер та інших водойм. Для проведення вимірювань рейка встановлюється на палю водомірного поста.

На зовнішній поверхні рейки від нижнього її кінця нанесена шкала, що має 100 поділок. Ціна кожної поділки дорівнює 10 мм. Числові показники шкали нанесені через кожні 100 мм. Нульова поділка рейки збігається з початком її торцевої поверхні.

Вимірювання висоти рівня води переносний рейкою забезпечується від 0 до 1 м.

Розміри - 0 25 × 1135 мм. Маса - 0,5 кг.



БУР ЛЬОДОВИЙ БЛ-ГГИ-47

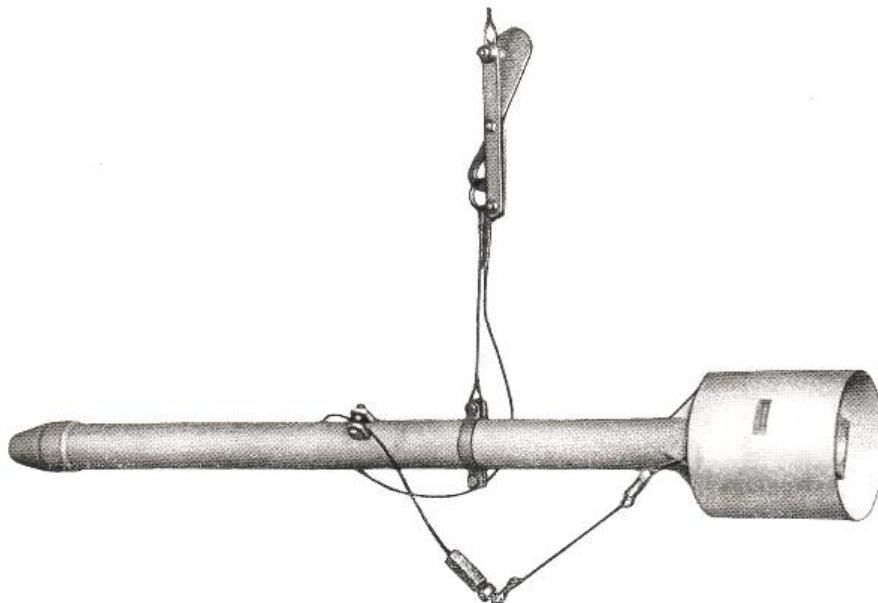
Бур льодовий БЛ-ГГИ-47 призначений для буріння льодового покриву водойм для виконання льдомірних зйомок і промірів глибин з льоду.

Для вимірювання товщини льоду бур комплектується льдомірною рейкою.

Швидкість буріння льоду в середньому 0,3 до 0,4 м/хв. Діаметр лунки _ 40 мм.

Бур розрахований на товщину крижаного покриву до 1 м.

Розміри бура _ 70 × 225 × 1460 мм. Маса комплекту _ 5,2 кг.

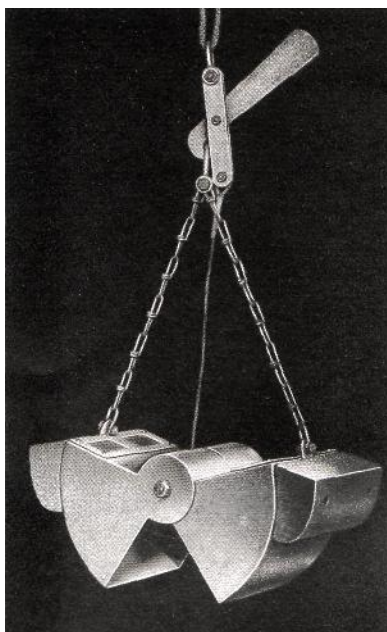


ТРУБКА ДЛЯ ВЗЯТТЯ ГРУНТУ НА ХОДУ СУДНА ТНХ-Л І ТНХ-Т (ЛЕГКОГО І ВАЖКОГО ТИПУ)

Трубки ТНХ-Л і ТНХ-Т призначені для отримання проб ґрунту з дна водойм під час руху судна із швидкостями до 13-15 вузлів. Трубною можна користуватися і на стоянках судна (на якорі і в дрейфі).

Трубка ТНХ-Т (маса 27 кг) призначена для роботи на великих глибинах і для лебідок з механічною тягою.

Трубка ТНХ-Л (маса 19 кг) призначена для роботи на менших глибинах і для лебідок з ручним приводом.



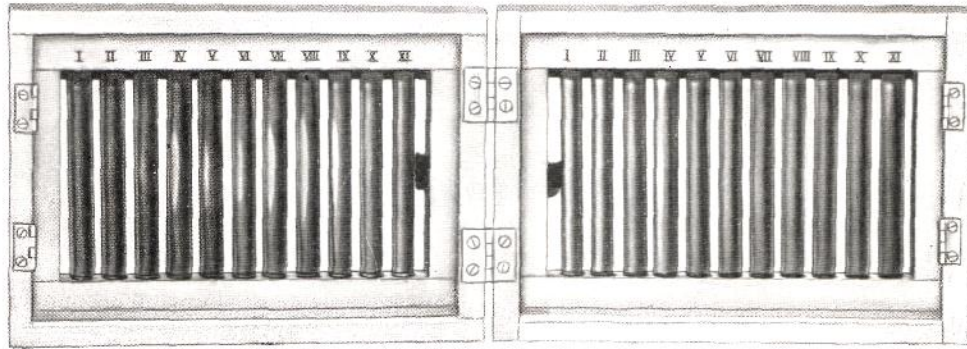
ДНОЧЕРПАЧ ДЧ-0, 025

Дночерпач ДЧ-0, 025 призначений для отримання проб ґрунту з дна водойм.

Площа, яка захоплюється дночерпачем - 0,025 м². Дночерпач цієї

моделі завдяки його легкості (13,2 кг) використовується для роботи як з механічними, так і з ручними лебідками.

Розміри дночерпача _ 400 × 200 × 186 мм.



ШКАЛА КОЛЬОРОВОСТІ ВОДИ ШЦВ

Шкала кольору ШЦВ використовується для визначення кольору води морів, озер та інших водойм і складається з двадцяти двох скляних запаяних пробірок, наповнених кольоровими розчинами з поступовим переходом від синього до коричневого кольору.

Пробірки вмонтовані в відкидних рамках футляра.

Розміри приладу в футлярі - 208 × 145 × 45 мм. Маса - 0,8 кг.



ДИСК БІЛИЙ ДБ

Диск білий ДБ призначений для визначення прозорості води і застосовується також як фон для визначення кольору води в морях і озерах.

Це металевий круглий диск із втулкою в центрі, в яку вставляється трубка, що надає диску стійке горизонтальне положення під час його зануренні за допомогою троса у воду.

Діаметр диска 300 мм. Маса - 5,9 кг.



ЛОТ ПРОМІРНИЙ РУЧНИЙ ЛПР-48

Лот промірний ОПР-48 використовується для вимірювання глибин річок та інших водойм.

За допомогою промірного лота можуть вимірюватись глибини в річках до 25 м та інших водоймах без течії до 100 м.

Лот промірний може бути також використаний для взяття проб донних відкладів.

Для здійснення вимірів лот прив'язується до розміченого на дециметри лотліня.

Розміри промірного лота _ 56×335 мм. Маса _ 4,5 кг.

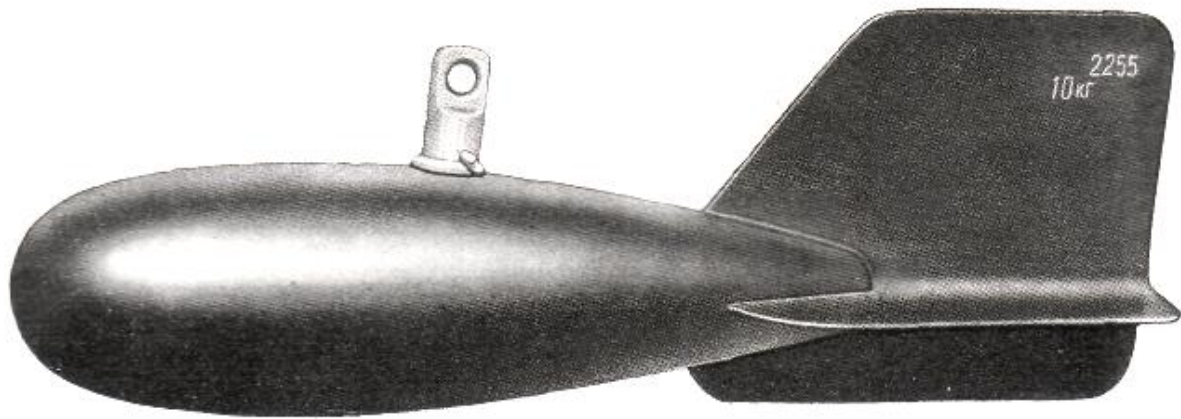


ВІТРОРАХУВАЛЬНИК КСМО

Вітторахувальник призначений для обчислення істинного напрямку і справжньої швидкості вітру з рухомого корабля.

Принцип роботи вітторахувальника полягає на графічній обробці даних курсу корабля, швидкості його руху і удаваного вітру за допомогою таблиці, розміщеної на одній зі сторін вітторахувальника, і шкали, розміщеної на обертовому колі.

Розміри приладу - $321 \times 201 \times 25$ мм. Маса - 300 г.



ВАНТАЖІ ГІДРОМЕТРИЧНІ РИБОВИДНІ ГГР

Вантажі ГГР призначені для зменшення відхилення троса від вертикалі під час промірювання глибин водойм, визначенні витрат води та виконанні інших гідрометричних робіт.

Вантаж гідрометричний _ тіло обтічної форми з малим коефіцієнтом лобового опору, має хвостове оперення, що складається з вертикальної і горизонтальної площин.

Вантаж підвішується до троса на вертлюзі, що забезпечує вільне обертання вантажу в горизонтальній площині і розміщення вздовж течії.

Вантажі гідрометричні можуть мати різні розмірів і вагу.

ВАГА ТА ДОВЖИНА ВАНТАЖІВ

№	Вага вантажа, кг	Довжина, мм	
		загальна	лобового корпусу
1	5	342	250
2	10	425	315
3	15	550	410
4	25	630	460
5	50	840	640

СЛОВНИК ТЕРМІНІВ

Абляція (<лат.ablatio – віднімання) – зменшення маси льодовика внаслідок танення, випаровування та механічного руйнування (в тому числі обламування айсбергів). Розрізняють А. внутрішню, підльодовикову, поверхневу та механічну. На розвиток процесу А. впливають: температура повітря, кількість опадів, вологість повітря, швидкість вітру, орографічні умови та інші чинники.

Айсберги – великі брили материкового льоду, що плавають або знаходяться на міліні в океані, у морі. Утворюються при сповзанні та обламуванні кінців льодовиків у воду. Товщина А. може сягати 600 – 700 м, причому надводна частина становить лише 1/6 підводної. Головними місцями їх утворення є шельфові льодовики Антарктиди, Гренландії, островів Канадського Арктичного архіпелагу та деяких інших островів Північного Льодовитого океану. Течії відносять А. далеко від місця їх утворення, й у тепліших водах вони поступово тануть. А. дуже небезпечні для мореплавання.

Артезіанські води – напірні підземні води, що залягають нижче ґрунтових, не мають вільного рівня й завжди містяться між двома водотривкими пластами. Залягання А. в. визначається геологічною будовою й залежить від літологічного складу гірських порід, від послідовності чергування водотривких і водоносних горизонтів і від тектонічних структур, що визначають положення пластів у просторі. При закритті свердловинами А. в. починають вилитися на поверхню як фонтани. Найменування одержали від провінції Артуа у Франції, де в XII ст. був викопаний перший у Європі артезіанський колодязь, хоча в інших країнах використовували артезіанську воду з найдавніших часів(у Єгипті ще за 2000 років до н.е. бурили артезіанські свердловини).

Архіпелаг (<грец. arche – панування, pelagos - море) – група островів, які лежать на порівняно невеликих відстанях один від одного. Острови, що входять в один А., зазвичай мають спільну основу, однакове походження та подібну геологічну будову. Найбільші А. – Канадський Арктичний архіпелаг, Курильські острови, Великі Антильські острови тощо.

Атлантичний океан – другий за розміром фрагмент Світового океану, витягнутий у меридіональному напрямі. Його площа становить 91,6млн. км²(25%площі Світового океану); солоність коливається в межах 32,0 – 37,0‰; середня величина припливів у різних частинах змінюється від 1,5м до 8,0м, досягаючи максимальної величини — 18 м (затока Фанді). Береги океану майже рівнобіжні один одному та Серединно-Атлантичному хребту, що розділяє А. о. на західну та східну частини. Серединний хребет здіймається над дном на 3500—4000 м і завширшки становить 550—900 км. Для рельєфу дна характерні численні банки, а також значні площі, зайняті материковою мілиною (шельфом). Середня глибина океану — 4350 м, максимальна — 9212 м.

Атоли – коралові острови у відкритому морі, низинна суцільна або переривчаста смуга суші кільцеподібної форми з лагуною усередині. Основою коралів зазвичай є вершина підводного вулкана. А. піднімаються над водою лише на кілька метрів, поперечник їх сягає від 2 до 90 км. Утворюють А. вапняні колонії коралів у тропічних морях на невеликих глибинах. Поширені переважно в Тихому і Індійському океанах між 30⁰ пд. ш. і 30⁰ пн. ш.

Багаторічна мерзлота (багаторічна кріолітозона) – шар мерзлої землі, що постійно зберігає температуру нижчу від 0°С. Б. м. займає близько ¼ суші

земної кулі. Особливо велика її площа в Північно – Східній Азії. В деяких місцях глибина шару Б. м. у Якутії(нижня межа знаходиться на глибині 1370м). Там, де в районах Б.м. земля влітку зверху відтає, розвивається рослинність. У шарах Б.м. знаходять залишки вимерлих тварин (мамонтів тощо), тому час утворення Б.м. відносять до льодовикового періоду. Б.м. завдає великих труднощів при земляних роботах, прокладанні доріг, спорудженні будинків і в землеробстві.

Балка – суха або з тимчасовим водотоком долина з пологоувігнутих дном і опуклими задернованими схилами, що зазвичай поросли чагарником або лісом. Б. – кінцева стадія розвитку ярів.

Банка – локальна, підвищена частина морського дна, над якою глибина значно менша за навколишні глибини. Б. дуже не безпечні для судноплавства й часто стають районами багатого рибного промислу.

Бар – підводний вал, який здіймається вище за уріз води, і являє собою вузьку, витягнуту уздовж берега смугу суші. Формується за рахунок переміщення наносів із підводного берегового схилу до берега й складається переважно з піску або черепашнику. Б. може пересунути до берега та відокремити від моря водойму – лагуну.

Бентос – сукупність організмів, які живуть на донному підґрунті океанів і морів. Вони або ведуть придонний спосіб життя (водорості, коралові поліпи, губки), або зариваються в підґрунтя (морські хробаки, молюски), або плазують по дну (морські зірки, краби). Максимальна кількість Б. концентрується біля узбережжя та з їжею для багатьох риб.

Брижі – порівняно невеликі хвилі зазвичай неправильної форми, що з'являються на поверхні водойм при перших поривах вітру. При припиненні вітру можуть швидко затихати, а при посиленні – розвиватися в більші вітрові хвилі.

Бухта – невелика затока океану, моря або озера, захищена від вітрів і хвиль виступами берега або островами. Глибокі Б. є зручним місцем для будівництва портів і стоянки суден.

Ваді (уаді) – сухі долини з крутими схилами в пустелях Північної Африки й Аравії. Являють собою ерозійні долини тимчасових, зазвичай зливових потоків, які завершуються безстічними западинами з дуже крутими схилами. Для них характерна відсутність давніх річкових терас. Довжина В. може сягати кількох сотень кілометрів.

Витік – початок ріки, з якого з'являється постійний плин води в річищі. В. можуть бути джерела, краї льодовиків, болота, озера, а також місце злиття двох річок із різними назвами.

Витрата води – об'єм води, що протікає через поперечний переріз потоку за одиницю часу ($\text{м}^3/\text{сек}$). Середнім багаторічним значенням В.в. та річного стоку зазвичай виражають її водність. Найбагатоводніша ріка Землі – Амазонка; її середня витрата становить $220000 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Вода – мінерал, хімічна сполука водню з киснем. У природі існує в трьох агрегатних станах: рідкому, твердому й газоподібному. В. є головною складовою частиною гідросфери й міститься в океанах, ґрунтах, повітрі, входить до складу тканин живих організмів і мінералів. Фізично й хімічно діє на гірські породи темної кори, чим зумовлює основні геологічні процеси.

Води суші – води, що проносяться річками, зосереджені в озерах, болотах,

водосховищах, каналах, містяться в льодовиках, у пустотах і порах ґрунту, її гірських породах (підземні води). Об'єм усіх поверхневих вод суші становить близько 25 млн. км³, тобто в 55 разів менше об'єму вод Світового океану. Наприклад, в озерах зосереджено близько 280 тис. км³ води; запаси ґрунтової вологи — 85 тис. км³; у річках — 1,2 тис. км³. За В. І. Вернадським, у земній корі міститься 1,3 млрд. км³ води, але значна її частина хімічно зв'язана з мінералами.

Водна маса – великі об'єми океанічної води, що відрізняються постійним і безупинним розподілом фізичних, хімічних і біологічних характеристик (температура, густина, солоність, вміст кисню тощо), що набуті в певних районах Світового океану та зберігаються в межах усього простору, який вони займають. В. м. поділяються на поверхневі, проміжні, глибинні та придонні. Поверхневі В. м. мають товщину шару 200-250 м і є найрухливішими та наймінливішими за своїми властивостями, оскільки весь час перебувають у безпосередньому контакті з атмосферою. Проміжні В. м. формуються за рахунок трансформації поверхневих вод, які опускаються, і поширюються до глибин 1000-2000 м. нижче утворюються глибинні В.м., що мають низьку температуру і високу густина. Їх нижня межа проходить на глибині 4000-4500 м. Придонні В.м. вирізняються найнижчими температурами та найбільшою густиною. Всі В.м. перебувають в постійному русі, основними джерелами енергії якого є приплив енергії з атмосфери та сила обертання Землі.

Водні ресурси – всі придатні для господарського використання води морів, річок, озер, штучних водойм, а також підземні води, ґрунтова волога, лід полярних і гірських льодовиків, водяні пари атмосфери. Загальний одноразовий запас В. р. становить близько 1460 млн. км³, із них майже 1370 млн. км³ – води Світового океану, 13 тис. км³ – води атмосфери та близько 90 млн. км³ – води суші. Найбільшу цінність мають чисті прісні води. Теоретично В. р. належать до невичерпних, оскільки при раціональному використанні вони безупинно відновлюються в процесі вологообігу. Значною загрозою для В. р. є техногенне забруднення.

Вододіл – лінія, що розділяє стік атмосферних опадів по двох схилах, спрямованих у різні боки. Лінія поділу басейнів двох рік або морів. У рівнинній місцевості може пролягати по високій рівнині.

Водопілля – щорічно повторювана фаза водного режиму, за якою відбувається значний підйом рівня води в річці: може супроводжуватись затопленням заплави, повеннями. Час настання В. у річок різний і залежить від переважної типу живлення річок і особливостей клімату територій, по яких протікають ріки. Дніпро, наприклад, розливається навесні, коли на рівнинах масово тане сніг.

Водопроникні породи – гірські породи, здатні пропускати крізь себе воду. Водопроникність залежить від характеру та розміру пор, тріщин та інших пустот усередині гірських порід. До В. п. належать галечники, гравій, пісок і тріщинуваті гірські породи.

Водоспад – круте падіння води з прямовисного уступу в річищі ріки. Якщо уступ досить крутий, В. перетворюється на каскад або поріг. Найвищий у світі В. – Сальто-Анхель у Південній Америці (Венесуела, р. Чурун; має загальну висоту 1054 м).

Водосховище – штучна водойма, зазвичай створювана в річищі ріки або в зниженні земної поверхні з допомогою греблі, затоплювальних поглиблень. Служать для регулювання стоку й накопичення запасів прісної води для господарських потреб. В Україні створено каскад значних за площею В. на Дніпрі, найбільше серед них – Кременчутське (2250 км²).

Водотривкі породи – гірські породи, що майже не пропускають воду (глини, позбавлені тріщин, щільні породи, мерзлі породи).

Гейзери – джерела, що періодично викидають фонтани гарячої води й пари, один з проявів вулканізму. Відомі в Ісландії, США, Новій Зеландії, на Камчатці. Нерідко пару й гарячу воду використовують для опалення будинків, теплиць і роботи енергетичних установок.

Губа – стара російська назва заток, поширена на півночі Росії. Г. являє собою затоку, що глибоко врізається в сушу, до якої зазвичай впадає річка. Утворюється за рахунок опускання нижньої частини річкової долини нижче рівня моря.

Дельта – особлива форма гирла річки, характеризується наявністю численних проток, які зазвичай розташовуються віялоподібно. Утворюється на мілководних ділянках моря. Найбільша в світі дельта намита річками Ган і Брахмапутра (Бангладеш та Індія), її площа 75 тис. км².

Естуарій – гирло річки, що затоплюється, лійкоподібне гирло, що розширюється в бік моря. Утворюється тоді, коли принесені потоком наноси постійно відносяться морськими течіями та не можуть відкладатися у гирловій ділянці річища. Найдовший Е. у світі (885 км) у річки Об (Обська губа). Його ширина становить 64 км, а глибина 24 м, більшу частину року він укритий льодом.

Єрик – протока, яка з'єднує річку або окремі її рукави з заплавленим озером або заплавленим озером одне з одним.

Живлення річки – постійне поповнення русла річки поверхневими та підземними водами. Річки живляться дощовими, талими, підземними водами. Залежно від того, які води надходять до річки, вирізняють основні типи живлення річок – дощовий, сніговий, льодовиковий та підземний, змішаний. Більшість річок земної кулі живляться за змішаним типом з переважанням одного з джерел живлення. Наприклад, Дніпро взимку, коли вкривається кригою, має підземне живлення, навесні його живлять талі води, а влітку й восени – дощові та підземні. Ж. р. тісно пов'язане з кліматичними умовами регіону і в свою чергу дуже впливає на режим річки протягом року.

Заплава – нижня частина дна річкової долини, вкрита рослинністю, яка періодично затоплюється під час повені. В більшості рівнинних річок З. може досягати ширини до 40 км.

Затока – частина океану, моря або озера, що глибоко врізається в сушу та має водообмін з основною частиною водойми, що поступово зменшується по ширині та глибині.

Індійський океан – третій за розміром океан (площа — 76,17 млн. км²), на який припадає 21% площі Світового океану. Центральньо-індійським підводним хребтом ділиться на дві річні частини. Рельєф дна західної частини більш розчленований, у східній переважають глибоководні рівнини з окремими горами. Загалом для рельєфу І. о. характерні різноманітні вулканічні форми. Максимальна глибина, зазначена в Західно-Австралійському жолобі — 8047 м;

солоність 33,0— 36,5%, сягаючи 42% у Червоному морі; найбільші припливи спостерігаються в Камбейській бухті (11,9 м).

Канал – штучна водна артерія, споруджена для перекидання води або з'єднання водойм. Розрізняють К. судноплавні, енергетичні, зрошувальні, осушувальні, лісосплавні тощо. Найбільшими судноплавними К. у світі, що з'єднують акваторії двох океанів, є Суецький (довжина 160 км) і Панамський каньйон.

Каптаж – споруда для збирання й виведення підземних вод на поверхню для їх виміру, дослідження або використання. Найпростішими видами К. є колодязі та свердловини.

Каньйон (<ісп. Canon – труба) – ущелина, глибока річкова долина з дуже крутими схилами й відносно вузьким дном, зазвичай зайнятим річищем ріки. Найглибший К. на Землі – Ель-Каньйон-де-Колка в Перу, його глибина 3223 м, а найдовший – Великий Каньйон ріки Колорадо в США: довжина 349 км, ширина 6-20 км, глибина 1645 м.

Коса – низька й порівняно вузька смуга суші з піску, гравію, черепашнику, з'єднана одним кінцем із берегом моря або озера. Утворюється в результаті накопичення наносів, що переміщуються хвилями та хвильовими течіями вздовж берега. Найбільшою піщаною косою України є Арабатська Стрілка, що відокремлює від Азовського моря затоку Сиваш, її довжина близько 115 км, ширина від 270 м до 8 км.

Кратерне озеро – озеро, що утворилося в результаті заповнення водою кратера вулкана. Характеризується округлою формою, невеликими розмірами та порівняно великими глибинами.

Крики – річки, які пересихають, і тимчасові водотоки у внутрішніх частинах Австралії. К. наповнюються водою лише після дощів, а в суху пору року зазвичай розпадаються на низку роз'єднаних водойм.

Лагуна – мілководна морська затока, відділена від моря наносними валами або з'єднана з ним вузькою протокою. Лагуною також називають внутрішню водойму кільцеподібних коралових островів (атолів). Найбільшою Л. в Україні є Сиваш в Азовському морі.

Лиман – затоплене водами моря розширене гирло річки або балки, що перетворилося на мілководну затоку. На півдні України в межах Причорноморської низовини утворилося 22 великих лимани, відокремлених від моря піщаними косами. Найбільшим прісноводним лиманом нашої країни є Дністровський, площа якою становить 360 км², а максимальна глибина 2,7 м. Лимани України є об'єктами рибною промислу, базою для розвитку курортних закладів на основі використання лікувальної грязі, містять великі запаси мінеральних речовин.

Межень – період, протягом якого в річці спостерігається стійкий низький рівень води. Основним джерелом живлення річок у М. є підземні води.

Межиріччя – вододільний простір, розташований між схилами суміжних річкових долин. Термін вживається для рівнинних територій, де М. може досягати значної протяжності, бути відносно рівним, характеризуватися різноманітним рельєфом, включаючи низку дрібніших долин і озер.

Мис – невелика частина берега, що врізається в океан, море, озеро або іншу водойму та омивається водами з трьох боків. На півночі Росії М. називається носом (наприклад, м. Канін Нос). Деякі миси є крайніми точками частин світу, материків, островів і приморських країн. Наприклад, крайньою південною

точкою України є мис Сарич у Криму.

Міжпластові води – води, які знаходяться у водоносних шарах, що залягають між водотривкими породами.

Мінеральні води – води (зазвичай підземні), що містять розчинені солі та гази. Межею між прісними та М. в. вважають загальну мінералізацію 1 г/л. Води з мінералізацією понад 50 г/л належать до розсолів. М. в. виходять на поверхню у вигляді джерела або виводяться штучно свердловинами. Деякі корисні для людського організму елементи (йод, бром, барій, літій, натрій тощо) й гази (сірководень, радон, вуглекислота) справляють цілющий вплив М.в. на людський організм.

Море – більш-менш відокремлена частина Світового океану, відділена від нього сушею, островами або підвищенням рельєфу дна і має значною мірою самостійний, відмінний від океану гідрологічний режим. Обмежений зв'язок М. із відкритою частиною океану виявляється в сильному впливі прилеглої суші та в уповільненому водообміні. Умовно до М. відносять деякі великі озера (Каспійське, Аральське), а деякі М. називають затоками (Гудзонова, Перська, Мексиканська). За мірою виокремлення та особливостями гідрологічного режиму виділяють внутрішні М. (що заходять далеко в сушу та з'єднуються з океанами протоками, наприклад, Чорне, Балтійське, Середземне, Азовське), окраїнні М. (що недалеко заходять в сушу, Баренцеве, Чукотське, Карське) та міжострівні М. (Яванське, Коралове, Банда, Сулавесі).

Нектон – сукупність водних тварин, здатних до активного самостійного пересування на значні відстані (риби, кити, дельфіни, головоногі молюски тощо).

Озеро – замкнута природна заглибина суші, заповнена водою із сповільненим водообміном. Найбільші озера іноді називають морями (Каспійське море). За способом утворення поділяють на кілька типів: загачені, текто-нічні, заплавні, карстові, лиманні, льодовикові, та льодовиково-тектонічні, вулканічні.

Океани – найбільші частини Світового океану, водної оболонки земної кулі. Виділяють: Тихий океан (площа 179,6 млн. км²), Атлантичний (93,9 млн. км²), Індійський (74,9 млн. км²), Пн. Льодовитий (13,1 млн. км²).

Океанологія – наука про Світовий океан як частину гідросфери Землі. О. є синонімом терміна «океанографія», яким у більшості країн світу позначається дослідження Світового океану. О. вивчає різні фізичні, хімічні, геологічні та біологічні процеси, що відбуваються в Світовому океані, його біологічну структуру, геологічну будову дна, поділ на природні фізико-географічні райони та інші питання.

Острови – порівняно невеликі ділянки суші, оточені з усіх боків водою. Розміри дуже різні, найбільший О. – Гренландія, 2,2 млн. км². За походженням поділяються на континентальні й самостійні. Самостійні О. утворюються в районах вулканічних вивержень або в результаті діяльності коралів.

Паводок – швидке, раптове підняття рівня води в річках і розлив їх унаслідок різкого сніготанення або сильних дощів. Настання П., на відміну від водопілля, не є строго сезонним, може відбуватися в будь-яку пору року.

Падіння річки – різниця висот рівневої поверхні води між двома точками, розташованими на певній відстані по довжині річки. П. р. може обчислюватися як для окремих ділянок, так і для всієї річки між витоком і її гирлом.

Переekat – форма рельєфу дна річки, широке пасмо з положистим схилом, яке

перетинає річище під певним кутом до його загального напрямку. П. формуються внаслідок відкладення річкових наносів і характерні переважно для рівнинних рік.

Перешийок – порівняно вузька смуга суші, що розділяє водні басейни та з'єднує дві ширші ділянки суходолу. П. може з'єднувати материки (Суецький, Панамський) і півострови з материком (Перекопський на півночі Криму).

Північний Льодовитий океан – найменший з океанів (4% площі Світового океану) та єдиний повністю розташований у полярних широтах. Його пересікають хребет Ломоносова, хребет Менделєєва. Хребти поділяють П. Л. о. на кілька котловин (Нансена, Макарова тощо). Глибоководні жолоби відсутні. Найбільша глибина — 5200 м. Особливість океану — широка смуга материкового мілководдя (місцями до 800 м) з успадованими формами рельєфу суші.

Півострів – ділянка суші, оточена з трьох боків водою, а з четвертого — з'єднана з масивом суші. Найбільший у світі півострів — Аравійський (площа – 3,3 млн. км²).

Підземні води – сукупність вод, які знаходяться у верхній частині земної кори (до глибини 12-16 км). Заповнюють шпарини, тріщини та пустоти в гірських породах. Поділяються на фунтові (безнапірні), міжпластові, прісні, мінеральні та розсоли, термальні й радіоактивні.

Плавні – заболочені, вкриті заростями комишу або очерету пониззя заплави або дельти річки. Дуже часто П. затопляються водою, для них характерні численні протоки й стариці.

Планктон (<грец. Planets – блукаючий) – сукупність водних організмів (зазвичай дуже дрібних), позбавлених органів пересування, які пасивно переносяться течіями в товщі води. Служить їжею для багатьох риб, моллюсків і китоподібних.

Плесо – найглибша ділянка річки, розташована зазвичай між двома перекатами. На судноплавних річках П. використовують як основні фарватери.

Полій – крижані бугри, що утворюються внаслідок замерзання річкової води, яка виступила поверх крижаного покриву ріки, або підземної води, яка виступила на поверхню землі. П. поширені в Східному Сибіру й на Далекому Сході, в районах багаторічної мерзлоти. П. займають іноді великі площі – до кількох квадратних кілометрів. У місцях, де є споруди, П. спричинюють руйнування та перекид будинків, залізничної колії, шосейних доріг тощо.

Пороги – мілководні скелясті ділянки в річищі річки, утворюються у місцях перетину річкою міцних гірських порід. Дуже ускладнюють судноплавство та сплав лісу, тому часто на річках, які мають багато порогів, споруджують обвідні канали і водосховища. Великі П., наприклад, були в річищі Дніпра в районі перетинання ним Українського кристалічного щита. Після будівництва великих водосховищ П. затопили, й Дніпро став судноплавним по всій своїй протяжності.

Припливи й відпливи – періодичні коливання рівня води в океані (морі), спричинені силами тяжіння Сонця й Місяця. Припливоутворювальна сила Місяця приблизно вдвічі більша за припливоутворювальну силу Сонця. У відкритому морі різниця рівня води становить до 1 м, у вузьких затоках і бухтах до 18 м (Канадський Арктичний архіпелаг, затока Фанді).

Притока – водотік, який впадає в більший водотік або озеро.

Проміле (‰) (<лат. Pro mile – на тисячу) – величина, що показує, скільки грамів солей міститься в 1 кг води, показник солоності води. Наприклад, середня солоність вод Світового океану становить 35‰, а Чорного моря – 18‰.

Протока – відносно вузька смуга води, що розділяє ділянки суші та з'єднує водні басейни або їх частини. Найпротяжнішою в світі протокою вважається Мозамбікська, що відокремлює о. Мадагаскар від Африки.

Русло (річище) – ложе річки, по якому зазвичай тече водний потік. Під час водопілля річка виходить із свого Р. і затоплює дно долини.

Ропа – насичена солями вода солоних озер і лиманів. Є цінною сировиною для хімічної промисловості, широко використовується з лікувальною метою. В Україні основним районом видобутку Р. є затока Азовського моря – Сиваш.

Стариці – частини старого річища рік, заболочені або заповнені водою та відділені від нового річища річковими наносами. С. утворюються внаслідок відчленування ділянки річища, що існувало раніше, або його рукава, а також при прориві річища в місцях розвинутих закрутів і його випрямлення. В Україні С. характерні для долин Дунаю, Дніпра, Десни та деяких інших рівнинних рік.

Стрижень – умовна лінія, що з'єднує точки з максимальними швидкостями річкового потоку. Зазвичай С. розміщується в середині водного потоку, але іноді, внаслідок впливу вигинів річища, острівців і кіс, може зміщуватися до одного з берегів.

Стрілка – акумулятивна форма рельєфу, що являє собою порівняно вузьку намивну смугу суші, складену переважно піщаними відкладеннями, виступає в бік моря.

Струмок – постійний або тимчасовий водотік невеликих розмірів, який утворюється внаслідок стікання дощових, талих або підземних вод, які вийшли на поверхню по виробленому ними річищу.

Термальні води (<грец. therme – тепло, жар) – підземні води та джерела, що піднімаються з великих глибин і мають температуру не нижчу 20°C. Т. в. поділяються на теплі (20-37°C), гарячі (37-42°C) та дуже гарячі (вище 42°C). Вони виходять на поверхню у вигляді гарячих джерел або гейзерів. Т. в. поширені в зоні альпійської складчастості та в районах сучасного вулканізму (напр., на о. Ісландія, на Кавказі, в Криму, в Центральній Азії, на Тихоокеанському узбережжі тощо).

Течії морські (океанічні) – переміщення води в океанах і морях, можуть бути постійними, періодичними та короткочасними. Утворюються внаслідок тертя вітру об водну поверхню або як скупчення води в якійсь частині океану, захоплюють більший або менший шар води на поверхні або глибині. Теплі Т. несуть воду з вищою температурою, ніж навколишні, холодні – з нижчою.

Тихий океан – найбільша частина Світового океану, що становить 50% його площі. Йому належить першість не лише за площею (178,7 млн. км²), а й за глибинами – як середніми (4280 м), так і максимальною (Маріанський жолоб, 11022 м). Глибини понад 5 км займають близько 30% площі океану. Рельєф дна вирізняється складністю. Підводні хребти не утворюють єдиного серединного хребта. Дно представлене чергуванням значних піднятих і глибоководних жолобів. Солоність становить 30,0-36,5‰; середній розмір припливів – 2,0-3,5 м, максимальний досягає 12 м (в затоці Кука).

Ухил річки – співвідношення падіння річки на якійсь її ділянці до довжини русла на цій же ділянці. У. р. виражається відносною величиною у

відсотках. Зазвичай У. р. поступово зменшується від витoku до гирла, хоча на окремих річках залежно від рельєфу, характеру порід, по яких пролягає річище, зміни ухилу по довжині річки можуть бути різними. Для рівнинних річок характерні малі ухили річищ і спокійна течія, тоді як для гірських великі ухили річища, швидка течія, часті пороги та водоспади.

Фіорди – вузькі глибокі морські затоки на гористому узбережжі. Мають високі, круті скелясті береги. Виникли внаслідок затоплення морем давніх долин, вироблених льодовиками, річкових долин і тектонічних западин. Розміри Ф. досягають іноді понад 200 км у довжину (Согне-Фьорд завдовжки 220 км, завглибшки 1200 м). Найбільше їх у Норвегії та Гренландії.

Фірн – грубозернистий ущільнений сніг. Ф. утворюється в полярних областях і гірських районах, розташованих вище снігової лінії. Вдень сніг підтає, а вночі змерзається та стає грубозернистим. Згодом він вкривається новими шарами снігу, під їх тиском ущільнюється та поступово перетворюється на Ф. Продовжуючи спресовуватися, Ф. переходить у фірновий лід – крижану масу білого кольору, а потім у чистий прозорий лід блакитного кольору.

Хвиля – коливальні рухи водного середовища в морях і океанах, спричинені тиском атмосфери, вітром, землетрусами, припливами. Утворюються у вигляді валів, які йдуть один за одним із поглибленнями між ними. Відстань від гребеня до гребеня називають довжиною хвилі, від гребеня до западини – висотою. Найбільша висота Х. в океані – до 15 м.

Цунамі – гігантські хвилі, що виникають на поверхні океану внаслідок сильних підводних землетрусів. Швидкість поширення Ц. досягає 800 км/год, а висота хвилі біля берегів може сягати 30 м. Спостерігаються переважно біля берегів Тихого океану. На узбережжях завжди призводять до величезних руйнувань і жертв.

Шельф – материкова обмілина, підводна мілководна (до 200 м) рівнина, що оточує береги морів і океанів, завширшки від кількох кілометрів до 1300 км. На глибині переходить у материковий схил. Ш. є областю інтенсивного накопичення морських відкладень, характеризується різноманітним органічним життям, у межах Ш. знаходяться численні родовища нафти та газу, найважливіші рибпромислові райони світу.

Шельфовий льодовик – велика плитоподібна (завтовшки до 300-500 м) маса льоду, розташована в зоні материкової обмілини (шельфу). Є продовженням материкового льодовикового щита, частково спирається на підводні скелі, частково плаває. Трапляються виключно в Антарктиці, де займають приблизно 1380 тис. км². При розломі Ш.л. утворюються айсберги.

Шхери – наполовину затоплені водами морів або озер скелі з округлою, гладкою поверхнею. Утворюють численні скупчення невисоких, витягнутих скелястих острівців різного розміру та форми. Зустрічаються в областях давнього зледеніння, переважно біля берегів Фінляндії, Швеції, Норвегії, характерні для озер Карелії (Росія). Зазвичай мають сліди льодовикової шліфовки та складені кристалічними породами.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Атлас світу. – К.: НВП «Картографія», 1999. – 216 с.
2. Богданов Д.В. Региональная физическая география Мирового океана: [учебное пособие для студ. вузов] / Богданов Д.В. – М.: Высшая школа, 1985. – 176 с.
3. Вальчук-Оркуша О.М. Загальне землезнавство (гідрологія): Навчальний посібник / О.М.Вальчук-Оркуша. – Вінниця: ПП «Едельвейс і К», 2010. – 172 с.
4. Вишневецький В.І. Річки і водойми України. Стан і використання: Монографія / В.І. Вишневецький. – К.: Віпол, 2000. - 376 с.
5. Талант Т.Г. Практические занятия по землеведению и краеведению: [учеб. пособие для студентов пед. ин-тов.] / Т.Г. Талант, Е.М. Гурвич – М.: Просвещение, 1988. – 112 с.
6. Загальна гідрологія: навчальний посібник / [Ющенко Ю.С., Гринь Г.І., Масікевич Ю.Г., Моїсеєв В.Ф., Солодкий В.Д., Змарада А.О., Байрачний В.Б.]. – Чернівці: Зелена Буковина, 2005. – 368 с.
7. Загальна гідрологія: підручник / [Левківський С.С., Хільчевський В.К., Ободовський О.Г., Будкіна Л.Г., Гребінь В.В., Закревський Д.В., Лисогор С.М., Падун М.М., Пелешенко В.І.]. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264 с.
8. Загальне землезнавстві: практикум / [ред: І.Ю. Кулаковської, П.О. Шкрябія] – К.: Вища школа, 1981.- 235 с.
9. Львович Ж.И. Вода и жизнь / Ж.И. Львович. – М.: Мысль, 1986,-253с.
10. Неклюкова Н.П. Практикум по общему землеведению: [учебное пособие для студентов пед. ин-тов.] / Н.П. Неклюкова. – М.: Просвещение, 1977. – 143 с.
11. Осокін С.Д. Світовий океан: [посібник для вчителів] / С.Д. Осокін. – К.: Радянська школа, 1975. - 216 с.
12. Пашканг К.В. Практикум по общему землеведению: [учеб, пособие для студентов географов педин-тов.] / К.В. Пашканг – М.: Высшая школа, 1982. – 223 с.
13. Ситник О.І. Основи гідрології: навч. посіб. / уклад. Ситник О. І., Самойленко Н. А., Білецький К. В. – 2-е вид. виправ. і допов. – Умань : Видавничо-поліграфічний центр «Візаві», 2012. – 235 с.
14. Степанов В.Н. Мировой океан / В.Н. Степанов – М.: Знание, 1974. – 378 с.
15. Степанов В.Н. Океаносфера / В.Н. Степанов – М.: Знание, 1983. – 270 с.

ДОДАТКИ

Додаток 1

ЗАПАСИ ВОДИ НА ЗЕМЛІ

Види води	Площа розповсюдження, млн. км	Об'єм, 10 ³ км	Шар, м
Світовий океан	361,3	1340740	3711
Підземні води (гравітаційні і капілярні)	134,8	23400	174
Прісні підземні води	134,8	10530	78
Ґрунтова волога	82,0	16,5	0,2
Льодовики і постійно залягаючий сніговий покрив, в тому числі:	16,2	24870	1532
Антарктида	14,0	22410	1603
Ґренландія	1,8	2340	1300
Арктичні острови	0,2	83,5	348
гірські райони	0,2	40,6	181
Підземний лід зони багаторічних порід	21,0	300	14
Запаси води в озерах, в т.ч.:	2,0	176,4	87
прісні	1,2	91	73
Солоні	0,8	85,4	110
Види боліт	2,7	11,5	3,73
Води в руслах річок	148,8	2,1	0,13
Біологічна вода	510,0	1,1	0,002
Вода в атмосфері	510,0	12,9	0,025
Загальні запаси води	510,0	1389530	2724
Прісні води	148,8	35830	241

Додаток 2

СПИСОК ГЕОГРАФІЧНИХ НАЗВ

Європа

Моря	Затоки	Протоки	Озера
Адріатичне	Біскайська	Боніфачо	Балатон
Азовське	Ботнічна	Босфор	Бавскунчак
Балтійське	Бохус	Великий Бельт	Боденське
Баренцове	Брістольська	Ґібралтарська	Венерн
Біле	Кадіська	Дарданелли	Веттерн
Егейське	Корінфська	Ересунн (Зунд)	Гарда
Іонічне	Ризька	Каттегат	Ельтон
Ірландське	Саронікос	Керченська	Женевське
Лігурійське	Сен-Мало	Ла-Манш	Ільмень

Мармурове	Согне-фьорд	Малий Бельт	Імандра
Норвезьке	Таранто	Мессінська	Інарі (Інаріярві)
Північне	Термаїкос	Маточкін Шар	Комо
Середземне	Фінська	Отранто	Ладозьке
Тірренське		Па-де-Кале	Лох-Ней
Чорне		Скагеррак	Меларен
Річки		Туніська	Онезьке
Вісла		Миси	Охридське
Волга (притоки: Кама, Ока, Самара)		Баба	Преспа
Гаронна		Дежньова	Ріца
Гвадалквівір		Канін Нос	Сайма
Гвадіана		Лопатка	Шкодер (Скадарське)
Гломма		Маррокі	
Дніпро		Нордкап	
Дністер		Нордкін	
Дон		Піай	
Дрін		Рока	
Дунай (притоки: Драва, Морава, Прут, Раба, Сава, Тиса)		Челюскін	
Дору (Дуеро)			
Ебро			
Ельба			
Жем (кол. Емба)			
Західна Двіна			
Кубань			
Кура (притока: Аракас)			
Луара			
Маріца			
Мезень			
Німан (Нямунас)			
Одер			
Печора			
Південний Буг			
Північна Двіна			

По			
Рейн			
Рона (притока: Сона)			
Сена			
Тежу (Тахо)			
Темза			
Терек			
Тібр			
Урал (Яік)			

Азія

Моря	Затоки	Протоки	Озера
Андам анське	Аденська	Баб-ель-Мандебська	Алаколь
Аравійське	Анадирська	Берінгова	Аральське
Аральське	Аніва	Десятого Градуса	Байкал
Балі	Анталья	Зондська	Балхаш
Банда	Бакбо (Тонкійська)	Карімата	Біва
Баренцове	Бенгальська	Карські Ворота	Буйр-Нуур
Берінгове	Бохай	Корейська	Ван
Жовте	Західнокорейська	Лаперуза	Далайнор (Хулун-Нур)
Карське	Іскендерун	Макасарська	Зайсан
Лаптевих	Камбейська	Малаккська	Ісик-Куль
Молуккське	Кара-Богаз-Гол	Маточкін Шар	Каспійське
Охотське	Перська	Ормурзька	Лобнор
Південнокитайське	Ляодунська	Полкська	Мертве море Кукунор
Сулавесі	Перська	Татарська	На-Цо (Тенгір-Нур)
Сулу	Пенжинська	Річки	Севан
Східнокитайське	Оманська	Амноккан	Таймир
Східносибірське	Сіамська	Амудар'я	ТоПлосШ
Філіппінське	Східнокорейська	Амур (притоки: Сунгарі, Уссурі, Шилка)	Туз
Флорес	Шеліхова	Атрек	Убінське
Червоне	Річки	Брахмапутра	Увсу-Нур

Чукотське	Іясіна	Великий уіендерес	Урмія
Яванське	Салуїн	Ганг з притокою Джамна	Ханка
Японське	Сарису	Гільменд	Хар-Нуур
	Селенга (Селенге)	Годаварі	Хубсуіул Хувсгел- Нуур)
	Сирдар'я	Євфрат	Хяргас-Нуур
	Газ	Єнісей притоки: Ангара, Нижня Тунгуска, Підкам'яна Тунгуска)	Цінхай
	Тарім	Зеравшан	
	Теджен	Ілі	
	Тігр	Інд (притоки: Раві, Сатледж)	
	Хатанга	Індігірка	
	Хоноса	Іраваді	
	Хуанхе	Йордан	
	Черчен	Керулен	
	Яна	Кизилірмак	
	Янцзи (Чанцзян)	Колима	
		Крішна	
		Лена (притоки: Алдан, Вілюй, Вітім)	
		Меконг	
		Менам	
		Мургаб	
		Об (притоки: Іртиш, Тобол з Турою, Катунь)	
		Пенжина	

Африка

Моря і затоки	Озера	Річки	Миси
Аденська	Алберт	Вольта	Альмаді
Бенін	Ассаль (-155 м)	Гамбія	Гвардафуй
Біафра	Бангвеулу	Замбезі (притока Кафуе, вдсп. Вікторія 120 м)	Голковий

Габес	Вікторія	Кванза	Доброї Надії
Гвінейська	Едвард	Конго (вдсп. Лівінгстона та Стенді, притоки: Арувімі, Касаї, Ломамі, Луалаба, Убангі)	Рас-Енгела
Середземне	Ківу	Лімпопо	Рас-Хафун
Сідра (Великий Сірт)	Кйюга	Мулуя	Водосховища
Червоне	Маї-Ндомбе	Нігер (притоки Бані і Бенуе)	Каріба
Протоки	Макгадікаді	Ніл (притоки: Атбара, голубий Ніл, Собат)	Косу
Баб-ель-Мавдебська	Мверу	Окаванго	Насер
Гібралтарська	Ньяса (Малаві)	Сенегал	
Мозамбіцька	Рудольф (Туркана)	Огове	
Туніська	Тана	Оранжева (притоки: Вааль, Руфіджі, Рувума, Шарі)	
Суецький канал	Танганьїка		
	Чад		

Північна Америка

Моря	Затоки	Протоки	Озера
Баффінна	Аляска	Берінгова	Атабаска
Берінгове	Амундсена	Гудзонова	Велике Ведмеже
Бофорта	Брістольська	Датська	Велике ієвільниче
Гренландське	Гондураська	Дейвісова	Велике Солоне
Карібське	Гудзонова	Кабота	Великі (Верхнє, Гурон, Ері, Мічіган, Онтаріо, Сент-Клер)
Саргасове	Каліфорнійська	Флорідська	Вінніпег
Річки	Кампече	Шеліхова	Вінніпегосіс
Атабаска	Коцебу	Юкатанська	Лісове
Бальсас	Кука	Панамський канал	Манагуа
Бразос	Мексиканська	Миси	Нікарагуа

Гудзон	Москітос	Канаверал	Окічобі
Колорадо (2 річки)	Мен	Мар'яго	Оленяче
Колумбія	Москітос	Мерчісон	Солтон-Сі
Кускокуїм	Нортонон	Морріс-Джесеп	
Маккензі з притокою Ліард	Панамська	Принца Уельського	
Міссісіпі з Міссурі (притоки Міссісіпі: Арканзас, Огайо Ре-Рівер)	Святого Лаврентія	Сент-Чарлз	
Невільнича	Теуантепек		
Нелсон	Унгава		
Ніагара	Фанді		
Олбані	Чесапікська		
Піс			
Потомак			
Ріо-Гранде (Ріо-Браво-дель-Норте)			
Саванна			
Саскачеван			
Святого Лаврентія			
Фрейзер			
Черчілл			
Юкон			

Південна Америка

Затоки	Протоки	Озера	Річки
Баїя-Гранде	Дрейка	Буенос-Айрес	Амазонка (притоки: Жапура, Журуа, Мадейра з притокою Маморе, Мараньйон, Пурус, Ріу-Негру, Пару, Тапажос, Укаялі)
Баїя-Бланка	Магелланова	В'єдма	Магдалена
Венесуельська	Миси	Лаго-Архентіно	Оріноко (притоки: Мета, Касік'яре, Кароні з притокою Чурун, на якій вдсп. Анхель, 1054м)
Ґуаякіль	Гальїнас		Парагвай

Дар'єнська	Горн	Лагоа-Мірін	Парана з притокою Ігуасу, на якій знаходиться однойменний вдсп. 72 м Ріо-Негру
Ла-Плата	Кабу-Бранку	Маракайбо	Ріо-Колорадо
Панамська	Паріньяс	Мар-Чікіта	Ріо-Саладо
Пеньяс	Фроуерд	Патус	Сан-Франсіску, вдсп. Сеті-Кедас
Сан-Матіас		Поопо	Уругвай
Сан-Хорхе		Тітікака	Чубут
			Сан-Франсіску, вдсп. Сеті-Кедас

Австралія і Океанія

Моря	Затоки	Протоки	Озера
Арафурське	Велика Австралійська	Бассова	Амадіус
Коралове	Географа	Торресова	Барлі
Тасманове	Жозеф-Бонапарт	Річки	Герднер
Тіморське	Карпентарія	Вікторія	Дісаппойнтмент
Миси	Спенсер	Дайамантіна	Еверард
Байрон		Дарлінг	Ейр
Йорк		Купер-Крік	Карнегі
Натураліста		Мітчелл	Маккай
Південний		Муррей, або Маррі (притоки: Лаклан, Маррамбіджі)	Торренс
Південно-Східний		Рупер	Фром
Швнічно-Західний		Фіцрой	
Стіп-Пойнт			

Антарктида

Моря		
Амундсена	Дейвіса	Росса
Беллінсгаузена	Космонавтів	Співдружності
Веддела		

ОКЕАНИ ТА МОРЯ ІНДІЙСЬКИЙ ОКЕАН

ІНДІЙСЬКИЙ ОКЕАН

Індійський океан

РОЗТАШУВАННЯ Між Африкою й Австралією, Південною Азією й Південним океаном



площа 69 млн км²
НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 7258 м
ПРИТОКИ ВОД Річки Ганг, Інд, Тигр, Євфрат, Замбезі, Лімпопо, Муррей

ІНДІЙСЬКИЙ ОКЕАН північний захід

Червоне море

РОЗТАШУВАННЯ Між північно-східним узбережжям Африки й Аравійським п-овом



ПЛОЩА 450 000 км²
НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 3040 м
ПРИТОКИ ВОД Аравійське море (через Аденську затоку)

ІНДІЙСЬКИЙ ОКЕАН північний захід

Перська затока

РОЗТАШУВАННЯ Утворює рукав Аравійського моря на захід від Ірану й на схід від Аравійського п-ова



ПЛОЩА 241 000 км²
НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 110 м
ПРИТОКИ ВОД Річки Тигр, Євфрат, Карун

ІНДІЙСЬКИЙ ОКЕАН захід

Мозамбіцька протока

РОЗТАШУВАННЯ Між Мозамбіком (Африканський континент) на заході й Мадагаскаром на сході



ПЛОЩА 1 млн км²
НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 3000 м
ПРИТОКИ ВОД Річки Замбезі, Луріо

ІНДІЙСЬКИЙ ОКЕАН північ

Аравійське море

РОЗТАШУВАННЯ На схід від Аравійського п-ова і на південний захід від п-ова Індостан



ПЛОЩА 3,9 млн км²
НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 5803 м
ПРИТОКИ ВОД Річки Інд, Нармада

ІНДІЙСЬКИЙ ОКЕАН північ

Бенгальська затока

РОЗТАШУВАННЯ На схід від п-ова Індостан і на захід від М'янми (Бірма) та п-ова Малакка



ПЛОЩА 2,9 млн км²
НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 4695 м
ПРИТОКИ ВОД Річки Ганг, Маханаді, Годаварі, Крішна, Кавері, Іраваді

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *захід*

Карибське море



РОЗТАШУВАННЯ На північ від Південної і на схід від Центральної Америки



АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *північний схід*

Норвезьке море



РОЗТАШУВАННЯ На захід від Норвегії й на північ від Північного моря; межує з Гренландським морем



ПЛОЩА 1,4 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 3970 м

ПРИТОКИ ВОД Центр Північної Атлантики; численні норвезькі фіорди

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *північний схід*

Північне море



РОЗТАШУВАННЯ Від східного узбережжя Великої Британії до північно-західного краю континентальної Європи



ПЛОЩА 570 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 700 м

ПРИТОКИ ВОД Центр Північної Атлантики; річки Ельба, Везер, Емс, Рейн, Шельда, Темза, Хамбер

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *північний схід*

Біскайська затока



РОЗТАШУВАННЯ В угні берегової лінії Західної Європи, на північ від Іспанії й на захід від Франції



ПЛОЩА 223 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 4735 м

ПРИТОКИ ВОД Річки Луара, Дордонь, Гаронна, Адур

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *північний схід*

Балтійське море



РОЗТАШУВАННЯ Відділяє Скандинавський п-ів від континентальної Європи



ПЛОЩА 386 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 449 м

ПРИТОКИ ВОД Річки Вісла, Одер, Західна Двіна

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *північний схід*

Чорне море



РОЗТАШУВАННЯ Між Південно-Східною Європою і Західною Азією



ПЛОЩА 422 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 2200 м

ПРИТОКИ ВОД Середземне море, Азовське море; річки Дунай, Дністер, Дніпро, Кизилирмак

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *північний схід*

Середземне море



РОЗТАШУВАННЯ На південь від Європи, на захід від Туреччини й на північ від Північної Африки



ПЛОЩА 2,5 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 4900 м

ПРИТОКИ ВОД Атлантичний океан; Чорне море; річки Ніл, Рона, По, Ебро

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *захід*

Мексиканська затока



РОЗТАШУВАННЯ Між південним узбережжям США на півночі, Флоридою на сході й Мексикою на заході



ПЛОЩА 1,6 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 5203 м

ПРИТОКИ ВОД Карибське море; річки Міссісіпі, Бразос, Колорадо, Алабама, Апалачікола, Ріо-Гранде

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *північний захід*

Гудзонова затока



РОЗТАШУВАННЯ Велика затока Атлантичного океану, що врізається в східну і центральну частину Канади



ПЛОЩА 819 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 270 м

ПРИТОКИ ВОД Річки Олбані, Черчілл, Мус, Нельсон, Северн, Гранд-Бален

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *північний захід*

Затока Св. Лаврентія



РОЗТАШУВАННЯ Між гирлом річки Св. Лаврентія на сході Канади і західним берегом Ньюфаундленду



ПЛОЩА 155 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 2300 м

ПРИТОКИ ВОД Атлантичний океан; річка Св. Лаврентія

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *північний захід*

Затока Фанді



РОЗТАШУВАННЯ Між канадськими провінціями Нова Шотландія і Нью-Брансвік



ПЛОЩА 9300 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 365 м

ПРИТОКИ ВОД Атлантичний океан; річка Сент-Джон

АТЛАНТИЧНИЙ ОКЕАН *захід*

Саргасове море



РОЗТАШУВАННЯ У західній частині Північної Атлантики, на південний схід від Бермудських о-вів



ПЛОЩА 5,2 млн км²

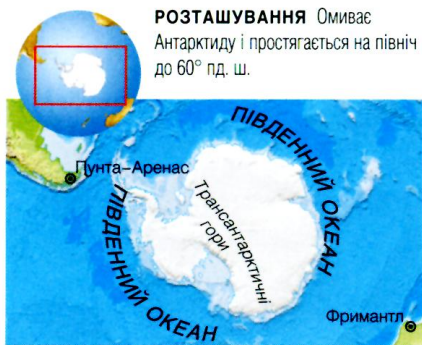
МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 7000 м

ПРИТОКИ ВОД Немає

ПІВДЕННИЙ ОКЕАН

ПІВДЕННИЙ ОКЕАН

Південний океан



РОЗТАШУВАННЯ Омиває Антарктиду і простягається на північ до 60° пд. ш.

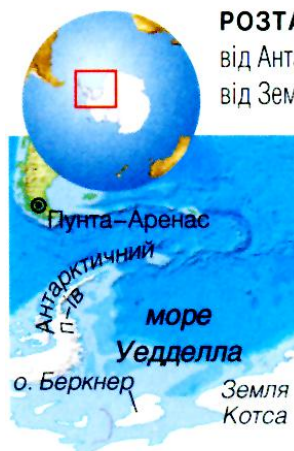
ПЛОЩА 20 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 7235 м

ПРИТОКИ ВОД Морський лід, що тане влітку, й айсберги, які відокремлюються від шельфових льодовиків Антарктиди

ПІВДЕННИЙ ОКЕАН *південь*

Море Уедделла



РОЗТАШУВАННЯ На схід від Антарктичного п-ова і на захід від Землі Котса (Антарктида)

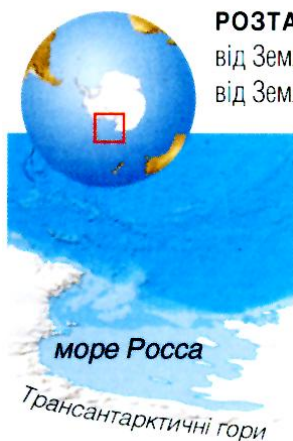
ПЛОЩА 2,8 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 3000 м

ПРИТОКИ ВОД Айсберги, що відокремлюються від шельфового льодовика Ронне-Фільхнера

ПІВДЕННИЙ ОКЕАН *південь*

Море Росса



РОЗТАШУВАННЯ На схід від Землі Вікторії й на захід від Землі Мері Берд (Антарктида)

ПЛОЩА 960 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 2500 м

ПРИТОКИ ВОД Айсберги, що відокремлюються від шельфового льодовика Росса

ПІВДЕННИЙ ОКЕАН *північ*

Море Скоша



РОЗТАШУВАННЯ На північний схід від Антарктичного п-ова і на південний схід від Вогняної Землі (Аргентина)

ПЛОЩА 900 000 км²

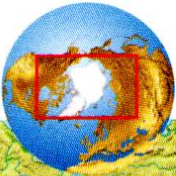
НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 4000 м

ПРИТОКИ ВОД Південний океан — на захід від протоки Дрейка

ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН

ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН

Північний Льодовитий океан



РОЗТАШУВАННЯ На південь від Північного полюса до північних берегів Європи, Північної Америки і Росії



ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН *південь*

Біле море



РОЗТАШУВАННЯ Велика затока Баренцєвого моря на півночі європейської частини Росії



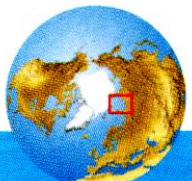
ПЛОЩА 90 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 340 м

ПРИТОКИ ВОД
Баренцєве море; річки Онега, Північна Двіна

ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН *південь*

Карське море



РОЗТАШУВАННЯ Між архіпелагами Нова Земля — на заході й Північна Земля — на сході



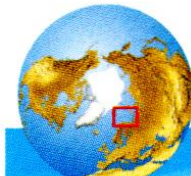
ПЛОЩА 880 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 620 м

ПРИТОКИ ВОД
Баренцєве море, море Лаптєвих; річки Об, Єнісей

ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН *південь*

Баренцєве море



РОЗТАШУВАННЯ На північ від Норвегії та європейської частини Росії, на південь від Свальбарда і Землі Франца-Йосифа



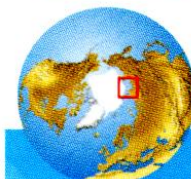
ПЛОЩА 1,4 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 600 м

ПРИТОКИ ВОД
Норвєзьке море, Арктичний басейн

ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН *південь*

Море Лаптєвих



РОЗТАШУВАННЯ Між Північною Землею на заході й Ново-сібірськими о-вами на сході



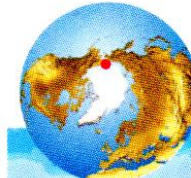
ПЛОЩА 714 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 2980 м

ПРИТОКИ ВОД
Карське море, Арктичний басейн; річки Лена, Хатанга

ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН *південь*

Чукотське море



РОЗТАШУВАННЯ На північний схід від Східного Сибіру і на північний захід від півночі Аляски



ПЛОЩА 582 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 110 м

ПРИТОКИ ВОД
Берингове море (Тихий океан), Східносибірське море, Арктичний басейн

ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН *південь*

Море Баффіна



РОЗТАШУВАННЯ На південний захід від Північної Гренландії та на північний схід від Баффінової Землі (Канадська Арктика)

ПЛОЩА 689 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 2100 м

ПРИТОКИ ВОД
Арктичний басейн, море Лабрадор; льодовики Західної Гренландії

ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН *південь*

Гренландське море



РОЗТАШУВАННЯ Між Арктичним басейном — на півночі, Свальбардом — на північному сході й Ісландією — на півдні

ПЛОЩА 1,2 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 4800 м

ПРИТОКИ ВОД
Арктичний басейн, Норвезьке море (Атлантичний океан)

ПІВНІЧНИЙ ЛЬОДОВИТИЙ ОКЕАН *південь*

Море Бофорта



РОЗТАШУВАННЯ На півночі Аляски, на північному заході Канади, на схід від затоки Амундсена

ПЛОЩА 476 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 4680 м

ПРИТОКИ ВОД
Чукотське море, Арктичний басейн; річки Маккензі, Колвілл

ТИХИЙ ОКЕАН

ТИХИЙ ОКЕАН

Тихий океан



РОЗТАШУВАННЯ Між Азією й Австралією — на заході та Північною і Південною Америкою — на сході

ПЛОЩА 156 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 10 924 м

ПРИТОКИ ВОД Південний океан; річки Юкон, Колумбія, Амур, Хуанхе, Янцзи, Меконг

ТИХИЙ ОКЕАН *північ*

Берингове море



РОЗТАШУВАННЯ Між західною Аляскою (США) і північно-східною країною Азії

ПЛОЩА 2,3 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 4097 м

ПРИТОКИ ВОД Центр і північ Тихого океану; річки Юкон, Анадир

ТИХИЙ ОКЕАН *північний схід*

Затока Аляска



РОЗТАШУВАННЯ На південь від Аляски (США) між о. Кодіак і мисом Спенсер



ПЛОЩА 1,5 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 5000 м

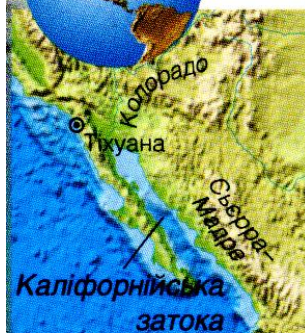
ПРИТОКИ ВОД Річки Сусітна, Коппер; численні айсберги, що беруть початок з гірських льодовиків

ТИХИЙ ОКЕАН *північний схід*

Каліфорнійська затока



РОЗТАШУВАННЯ Між західним узбережжям континентальної Мексики й п-овом Каліфорнія



ПЛОЩА 160 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 3050 м

ПРИТОКИ ВОД Річки Фуерте, Сонора, Які, Колорадо

ТИХИЙ ОКЕАН *північний захід*

Охотське море



РОЗТАШУВАННЯ Біля східного узбережжя Росії, на захід від п-ова Камчатка



ПЛОЩА 1,6 млн км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 3372 м

ПРИТОКИ ВОД Японське море; річки Амур, Уда, Охота, Пенжина

ТИХИЙ ОКЕАН *північний захід*

Японське море



РОЗТАШУВАННЯ На північний захід від Японії, на схід від Кореї й на південний схід від Сибіру



ПЛОЩА 978 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 3742 м

ПРИТОКИ ВОД Східнокитайське море; річки Тумінцзян, Ісікарі, Сінано, Агано, Могамі, Тесіо

ТИХИЙ ОКЕАН *північний захід*

Жовте море



РОЗТАШУВАННЯ На південний захід від Корейського п-ова до узбережжя східно-центрального Китаю



ПЛОЩА 530 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 103 м

ПРИТОКИ ВОД Річки Хуанхе, Янцзи, Ляохе, Луаньхе, Ялуцзян, Ханьшуй

ТИХИЙ ОКЕАН *захід*

Східнокитайське море



РОЗТАШУВАННЯ Між східним Китаєм і о-вами Рюкю, на південь від Тайваню



ПЛОЩА 751 000 км²

НАЙБІЛЬША ГЛИБИНА 2717 м

ПРИТОКИ ВОД Південнокитайське море, Філіппінське море; річка Янцзи

ТИХИЙ ОКЕАН захід

Південнокитайське море



РОЗТАШУВАННЯ Між південним Китаєм, східною країною Південно-Східної Азії, Філіппінами й Індонезією

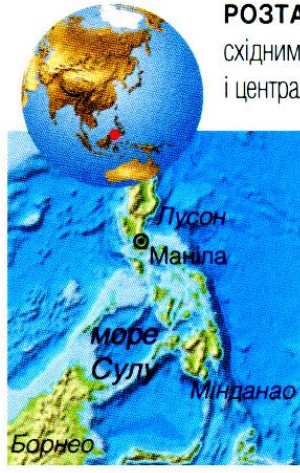
ПЛОЩА 3,7 млн км²

**НАЙБІЛЬША
ГЛИБИНА** 5016 м

ПРИТОКИ ВОД Річки Сіцзян, Меконг, Хонгха, Тачінь, Менам-Чо-Прая

ТИХИЙ ОКЕАН захід

Море Сулу



РОЗТАШУВАННЯ Між північно-східним Калімантаном (Малайзія) і центральними Філіппінськими о-вами

ПЛОЩА 260 000 км²

**НАЙБІЛЬША
ГЛИБИНА** 5600 м

ПРИТОКИ ВОД Море Сулавесі

ТИХИЙ ОКЕАН захід

Море Банда



РОЗТАШУВАННЯ Між о. Сулавесі – на північному заході та центральними й південними

Молуккськими о-вами – на сході

ПЛОЩА 470 000 км²

**НАЙБІЛЬША
ГЛИБИНА** 7440 м

ПРИТОКИ ВОД Молуккське й Арафурське моря

ТИХИЙ ОКЕАН південний захід

Тасманове море



РОЗТАШУВАННЯ Між Новою Зеландією та південно-східним узбережжям Австралії

ПЛОЩА 2,3 млн км²

**НАЙБІЛЬША
ГЛИБИНА** 5945 м

ПРИТОКИ ВОД Південний океан; Коралове море

ТИХИЙ ОКЕАН південний захід

Коралове море



РОЗТАШУВАННЯ На південний схід від Папуа-Нової Гвінеї, на схід від північного сходу Австралії й на захід від Вануату

ПЛОЩА 4,8 млн км²

**НАЙБІЛЬША
ГЛИБИНА** 9165 м

ПРИТОКИ ВОД Захід центральної частини Тихого океану; річки Флай, Пурарі, Кікорі

ОЗЕРА

ПІВНІЧНА АМЕРИКА *північний схід*

Великі Озера



РОЗТАШУВАННЯ На кордоні між США та Канадою; оз. Мічиган знаходиться на території США



ПЛОЩА оз. Верхнє — 82 367 км²; оз. Мічиган — 58 000 км²; оз. Гурон — 59 570 км²; оз. Ері — 25 820 км²; оз. Онтаріо — 19 010 км²;

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА оз. Верхнє — 406 м; оз. Мічиган — 281 м; оз. Гурон — 228 м; оз. Ері — 64 м; оз. Онтаріо — 224 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ оз. Верхнє — 183 м; оз. Мічиган — 177 м; оз. Гурон — 176 м; оз. Ері — 174 м; оз. Онтаріо — 75 м

СТІК Річка Св. Лаврентія

ПІВНІЧНА АМЕРИКА *північний захід*

Велике Невільницьке озеро



РОЗТАШУВАННЯ На Північно-західній території (Канада) на схід від гір Маккензі



ПЛОЩА 28 568 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 614 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 156 м

СТІК Річка Маккензі

ПІВНІЧНА АМЕРИКА *північний захід*

Велике Невільницьке озеро



РОЗТАШУВАННЯ На Північно-західній території (Канада) на схід від гір Маккензі



ПЛОЩА 28 568 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 614 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 156 м

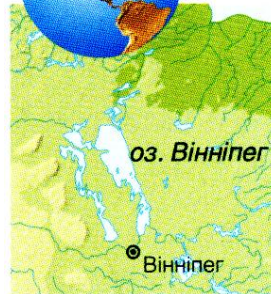
СТІК Річка Маккензі

ПІВНІЧНА АМЕРИКА *північ*

Озеро Вінніпег



РОЗТАШУВАННЯ На півдні Центральної Канади у провінції Манітоба на південний захід від Гудзонової затоки



ПЛОЩА 23 750 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 36 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 217 м

СТІК Річка Нельсон

ПІВНІЧНА АМЕРИКА *схід*

Озеро Сенека



РОЗТАШУВАННЯ У США, у західній частині штату Нью-Йорк на південь від оз. Онтаріо



ПЛОЩА 174 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 198 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 135 м

СТІК Річка Сенека

ПІВНІЧНА АМЕРИКА *північний захід*

Велике Ведмеже озеро



РОЗТАШУВАННЯ На Північно-Західній Території на північному заході Канади неподалік від Полярного кола



ПЛОЩА 31 150 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 446 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 186 м

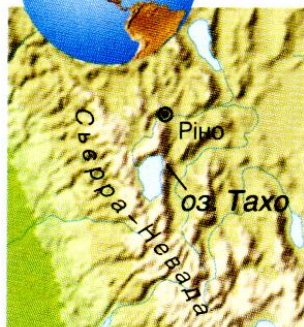
СТІК Велика Ведмежа річка

ПІВНІЧНА АМЕРИКА *захід*

Озеро Тахо



РОЗТАШУВАННЯ У США, в горах Сьєрра-Невада на кордоні між штатами Невада і Каліфорнія



ПЛОЩА 499 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 500 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 1900 м

СТІК Річка Тракі

ПІВНІЧНА АМЕРИКА *південний схід*

Озеро Окічобі



РОЗТАШУВАННЯ У США, біля північного кордону боліт Еверглейдс у Центральній Флориді



ПЛОЩА 1895 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 4,5 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 4 м

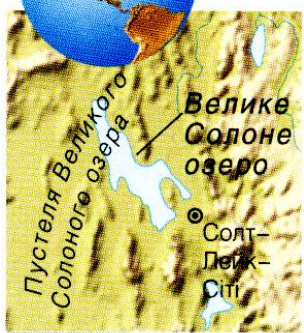
СТІК Розосереджений

ПІВНІЧНА АМЕРИКА *захід*

Велике Солоне озеро



РОЗТАШУВАННЯ У США, на захід від Скелястих гір у північній частині штату Юта



ПЛОЩА 5000 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 12 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 1280 м

СТІК Немає

ПІВДЕННА АМЕРИКА *північний захід*

Озеро Тітікака



РОЗТАШУВАННЯ У Центральних Андах на плато Альтиплано на кордоні між Перу й Болівією



ПЛОЩА 8772 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 281 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 3812 м

СТІК Річка Десагуадеро

ЦЕНТРАЛЬНА АМЕРИКА

Озеро Нікарагуа



РОЗТАШУВАННЯ На південному заході Нікарагуа, лише за 15 км від узбережжя Тихого океану



ПЛОЩА 8150 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 70 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 32 м

СТІК Річка Сан-Хуан

ЄВРОПА *північ*

Ладозьке озеро



РОЗТАШУВАННЯ У Карелії, на північному заході Росії, на схід від Балтійського моря



ПЛОЩА 17675 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 230 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 5 м

СТІК Річка Нєва

ЄВРОПА північний захід

Лох-Несс



РОЗТАШУВАННЯ У графстві Інвернесс (Шотландія), у північно-західній частині Шотландського нагір'я



ПЛОЩА 56 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 230 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 16 м

СТІК Річка Несс

ЄВРОПА північний захід

Озеро Уїндермір



РОЗТАШУВАННЯ В Озерному районі в північно-західній частині Англії, на схід від Ірландського моря



ПЛОЩА 15 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 64 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 39 м

СТІК Річка Левон

ЄВРОПА північний захід

Лох-Дерг



РОЗТАШУВАННЯ На південному заході Ірландії на межі графств Типерері, Голуей та Клер



ПЛОЩА 118 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 36 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 34 м

СТІК Річка Шаннон

ЄВРОПА центр

Боденське озеро



РОЗТАШУВАННЯ У Північних Альпах на кордоні між Австрією, Німеччиною та Швейцарією



ПЛОЩА 541 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 252 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 395 м

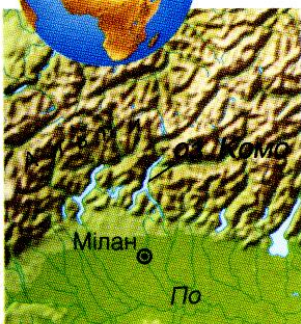
СТІК Річка Рейн

ЄВРОПА центр

Озеро Комо



РОЗТАШУВАННЯ У Ломбардії на півночі Італії, біля південного підніжжя Альп



ПЛОЩА 146 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 410 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 198 м

СТІК Річка Ада

ЄВРОПА центр

Женевськеzero



РОЗТАШУВАННЯ У Північно-Західних Альпах, на кордоні між Францією та Швейцарією



ПЛОЩА 581 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 310 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 372 м

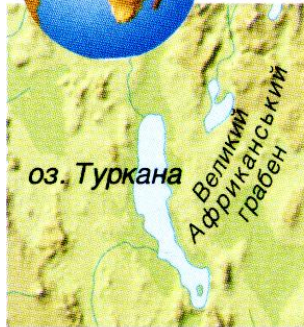
СТІК Річка Рона

АФРИКА схід

Озеро Туркана



РОЗТАШУВАННЯ У зоні Великого Африканського грабена на кордоні між Ефіопією та Кенією



ПЛОЩА 6750 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 110 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 360 м

СТІК Немає

АФРИКА північ

Озеро Чад



РОЗТАШУВАННЯ Біля південної межі пустелі Сахара, на кордоні між Камеруном, Республікою Чад, Нігером та Нігерією



ПЛОЩА Істотно змінюється

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 10 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 280 м

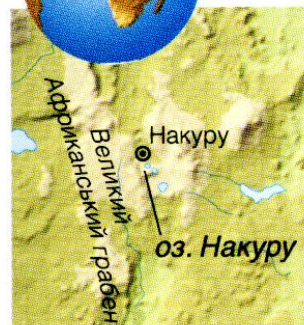
СТІК Бахр-ель-Газаль

АФРИКА схід

Озеро Накуру



РОЗТАШУВАННЯ У Західній Кенії, у східному рифті Великого Африканського грабена



ПЛОЩА 40 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 3 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 1760 м

СТІК Немає

АФРИКА схід

Озеро Маньяра



РОЗТАШУВАННЯ У Танзанії, на південний схід від рівнин Серенгеті і на північний захід від Масайських степів



ПЛОЩА 230 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА Невідома

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 945 м

СТІК Немає

АФРИКА схід

Озеро Ньяса



РОЗТАШУВАННЯ На півдні Великого Африканського грабена, на кордоні між Республікою Малаві, Мозамбіком і Танзанією



ПЛОЩА 6400 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 706 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 500 м

СТІК Річка Шире

АФРИКА схід

Озеро Вікторія



РОЗТАШУВАННЯ На кордоні між Кенією, Танзанією та Угандою, між рифтами в зоні Великого Африканського грабена



ПЛОЩА 68 000 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 84 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 1134 м

СТІК Річка Ніл

АЗІЯ захід

Каспійське море



РОЗТАШУВАННЯ На кордонах Азербайджану, Ірану, Казахстану, Росії та Туркменістану.



ПЛОЩА 371 000 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 950 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 30 м нижче рівня моря

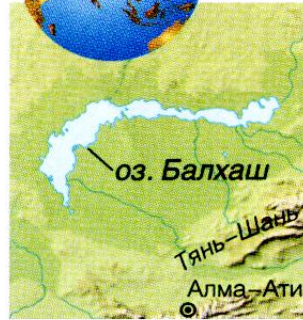
СТІК Немає

АЗІЯ центр

Озеро Балхаш



РОЗТАШУВАННЯ У південно-східній частині Казахстану, на південь від Казахського дрібноспоквику



ПЛОЩА 18 200 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 25 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 340 м

СТІК Немає

АЗІЯ захід

Галілейське море



РОЗТАШУВАННЯ У північній частині Ізраїлю, поблизу кордонів з Сирією та Ліваном



ПЛОЩА 166 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 48 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 212 м нижче рівня моря

СТІК Річка Йордан

АФРИКА схід

Озеро Танганьїка



РОЗТАШУВАННЯ На півдні Великого Африканського грабена, на кордоні між Бурунді, Демократичною Республікою Конго й Танзанією



ПЛОЩА 32 000 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 1471 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 773 м

СТІК Річка Лукуга

АЗІЯ північний схід

Озеро Байкал



РОЗТАШУВАННЯ У Росії, на південь від Середньосибірського плоскогір'я, неподалік від кордону з Монголією



ПЛОЩА 31 500 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 1741 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 456 м

СТІК Річка Ангара

АЗІЯ захід

Аральське море



РОЗТАШУВАННЯ У північній частині пустелі Каракуми, на кордоні між Казахстаном та Узбекистаном



ПЛОЩА 26 000 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 58 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 40 м

СТІК Немає

АЗІЯ захід

Мертве море



РОЗТАШУВАННЯ На північ від Червоного моря, на кордоні між Ізраїлем (на заході) та Йорданією (на сході)



ПЛОЩА 810 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 330 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 405 м нижче рівня моря

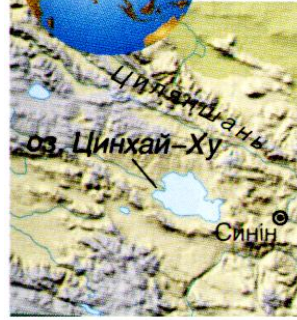
СТІК Немає

АЗІЯ південний схід

Озеро Цинхай-Ху



РОЗТАШУВАННЯ У горах Наньшань, на півночі центральної частини Китаю на схід від Цайдаму



ПЛОЩА 4460 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 38 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 3200 м

СТІК Немає

АЗІЯ південний схід

Озеро Тоба



РОЗТАШУВАННЯ У провінції Північна Суматра на о. Суматра (Індонезія)



ПЛОЩА 1100 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 529 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 905 м

СТІК Річка Асахан

АВСТРАЛАЗІЯ Австралія

Озеро Ейр



РОЗТАШУВАННЯ У штаті Південна Австралія, на південь від пустелі Сімпсона



ПЛОЩА 9700 км²

МАКСИМАЛЬНА ГЛИБИНА 5,5 м

ВИСОТА НАД РІВНЕМ МОРЯ 16 м нижче рівня моря

СТІК Немає

НАЙЦІКАВІШІ ГІДРОЛОГІЧНІ ВІДОМОСТІ

Найбільше і найглибше на планеті море – Філіппінське, що в Тихому океані. Площа цього моря 5,7 млн. км², а найбільша глибина – 10625 метрів у Філіппінському жолобі.

Найбільше море, що омиває береги України – Чорне. Площа його – 422 тис. км², середня глибина – 1256 м, максимальна – 2245 м.

Найменше море – Мармурове, розташоване між Середземним і Чорним морями. Його площа лише 12 тис. км², що в три рази менше від Азовського моря. Довжина моря – 280 км, найбільша ширина – 80 км, найбільша глибина – 1273 м, але воно містить лише 4 тис. км² води, що у 80 разів менше, ніж, наприклад, Азовське море.

Наймілководніше море на Землі – Азовське, середня глибина якого 8 метрів, а найбільша – не перевищує 15 метрів. За площею Азовське море не перевищує 39 тис. км², що в одинадцять разів менше від Чорного моря. Мілководдя та незначні розміри моря забезпечують відносно швидке прогрівання всього об'єму води. Влітку вода прогривається до +25...+28 °С у відкритому морі й до +30...+31 °С біля берегів. Взимку море біля берегів замерзає, а в дуже холодні зими замерзає майже повністю.

Найдовша протока – Мозамбіцька, яка відокремлює острів Мадагаскар від Африки. Довжина цієї протоки 1760 кілометрів. Вона є також однією з найбільш широких проток. Так, найменша її ширина 422 км, а найбільша – 925 кілометрів.

З тих, що мають назви, найширшою та найглибшою протокою є протока Дрейка, яка відокремлює Південну Америку від Антарктиди, її ширина – 1120 км, а максимальна глибина – 5249 м, довжина – 460 км.

Найширшими протоками Світового океану можна вважати безіменні протокові зони між Африкою і Антарктидою та між Тасманією і Антарктидою.

Найвужча міжконтинентальна протока – Босфор, яка з'єднує Чорне море з Мармуровим. Ширина її від 750 до 3700 м, а довжина близько 30 кілометрів.

А найвужчою протокою є Малий Бельт, яка з'єднує Балтійське та Північне моря. Найменша її ширина лише 0,5 кілометра, довжина протоки близько 130 кілометрів, глибина 10-35 метрів.

Наймалішою протокою можна вважати Керченську, що з'єднує Чорне море з Азовським. У суднохідній частині мінімальна глибина – лише 5 метрів, а максимальна – 15 метрів. Для великих суден вона недоступна.

Найцікавіше географічне положення має Берингова протока, яка з'єднує не тільки Берингове й Чукотське моря, а й Тихий та Північний Льодовитий океани; розділяє Азію та Америку, два півострови (Чукотський і Сьюард) і дві держави (Росію та США); окрім того, вздовж протоки проходить лінія зміни дат.

Найкоротший водний шлях, що сполучає Атлантичний і Тихий океани, – це Панамський канал, який проходить через найвужчу частину Американського континенту – Панамським перешийком (найменша глибина 48 км). Найменша ширина на дні (у Кулебрській виїмці) – 91,5 м. Довжина каналу 81,6 км, у тому числі по суші 65,2 км і 16,4 км на дні Панамської та Амонської бухт.

Найглибшим озером у світі є оз. Байкал, розташоване на півдні Східного Сибіру, в Росії. Його довжина 620 км, ширина 32-74 км. У 1974 р. Служба гідрографії Тихоокеанського флоту провела вимірювання найглибшої ділянки озера – донного розлому, розташованого поблизу о. Ольхон, і встановила, що його глибина складає 1637 м. Таким чином, найглибша донна ділянка озера знаходиться на 1181 м нижче за рівень Світового океану.

Найбільше за площею озеро в світі – це Каспійське море, 438 тис. км². Ладозьке та Онезьке озера – найбільші озера в Європі (відповідно 17,7 тис. км² і 9,7 тис. км²).

Волга – найбільша річка Європи (довжина – 3531 км, площа басейну – 1360 тис. км²).

Об – найбільша річка, яка замерзає повністю. Має найдовший у світі естуарій (на півночі Росії його довжина – 885 км, а ширина – близько 80 км).

Група дайверів-спелеологів у ході занурення в печери на півострові Юкатан у Мексиці знайшла підземну річку, яка може виявитися найдовшою з нині відомих. Річка, завдовжки принаймні 154 кілометри, сполучає між собою два комплекси підземних печер. Тим часом, за словами дослідників, річка може бути пов'язана ще з двома підземними системами. В цьому випадку її довжина збільшиться ще на 200 кілометрів. Раніше найдовшою в світі вважалися підземна річка Сен-Пол на філіппінському острові Палаван – 8 кілометрів, і річка Сон Треч у В'єтнамі завдовжки 11,2 кілометрів.

Амазонка все ж таки найдовша річка у світі. Про це повідомив бразильський Національний центр космічних досліджень (ІНПЕ). Експерти центру вивчили водну артерію, що протікає на півночі південноамериканського континенту, за допомогою супутникових даних. У своїх розрахунках вони брали за основу результати експедиції, здійсненої вченими Бразилії та Перу. Тоді дослідники добралися до джерела Амазонки, розташованого в перуанських Андах на висоті 5 тисяч метрів. Вони розкрили одну з найбільших географічних загадок, знайшовши місце, де народжується річка, що перетинає Перу, Колумбію й Бразилію перш, ніж досягти Атлантичного океану. Тепер, за даними Національного центру космічних досліджень, довжина Амазонки – 6992,06 км, у той час як Ніл, що протікає в Африці, на 140 км коротший (6852,15 км). Це робить південноамериканську річку не лише найбільш повноводною, але й найдовшою у світі.

**ГІДРОФІЗИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОКЕАНІВ
(ЗА ДАНИМИ РІЗНИХ АВТОРІВ)**

Океан	Температура поверхні океану, °С			Солоність поверхні океану, ‰			Середня температура води, °С	Середня солоність води, ‰	Умовна густина поверхні океану
	Півкуля		В цілому	Півкуля		В цілому			
	Північна	Південна		Північна	Південна				
Атлантичний	20,7	16,4	18,6	35,45	35,31	34,87	5,6	34,87	25,24
Індійський	28,1	16,8	18,7	35,38	34,84	34,87	6,7	34,58	24,46
Тихий	22,2	19,1	20,6	34,17	35,03	34,58	4,7	34,63	24,33
Світовий	22,3	17,8	19,7	34,71	35,03	34,73	5,0	34,71	24,74

**МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГЛИБОКОВОДНИХ
ЖОЛОБІВ З ГЛИБИНОЮ > 8000 м**

Глибоководний жолоб	Протяжність, км	Середня ширина, км	Максимальна глибина, м	Координати максимальної глибини	
				широта	довгота
Тихий океан					
Маріанський	1340	59	11022	11°19' пн.	142°07' сх.
Тонга	860	78	10882	23° 13' пн.	174°42' зх.
Філіппінський	1330	65	10265	10°24' пн.	126°40' сх.
Кермадек	1270	88	10047	31°58' пд.	177°26' зх.
Ідзу-Бонінський	1030	82	9810	29°06' пн.	142°54' сх.
Курило-Камчатський	2170	59	9717	45°25' пн.	152°45' сх.
Санта-Крус	292	31	9174	12°28' пд.	165°51' сх.
Волкано	820	109	9156	24° 17' пн.	143°23' сх.
Бугенвільський	330	39	9103	6° 18' пн.	153°43' сх.
Яп	460	72	8850	8°25' пн.	137°56' сх.
Сан-Кристоваль	605	28	8487	11°19' пд.	162°50' сх.
Японський	680	59	8412	36°04' пн.	142°4Г' сх.
Новобритансь-кий	510	25	8320	5°52' пд.	152°22' сх.
Палау	350	86	8069	7°47' пн.	134°58' сх.
Чілійський	2690	64	8069	23°27' пд.	71°22' зх.
Атлантичний океан					
Пуерто-Ріко	1070	87	8742	19°36' пн.	68°20' зх.
Південно-Сандвічевий	1380	68	8264	55°07' пд.	26°48' зх.

ХАРАКТЕРИСТИКА НАЙБІЛЬШИХ РІЧОК УКРАЇНИ (ЗА В.І. ВИШНЕВСЬКИМ)

Назва	Площа басейну, км ²	Довжина, км
Західний Буг	73500/10140	772/401
Дунай	817000/32350	2960/174
Тиса	153000/11300	966/201
Латориця	7680/4900	191/144
Сірет	47600/2070	513/100
Прут	27500/17400	967/299
Дністер	72100/52690	1362/925
Стрий	3060	232
Серет	3900	248
Збруч	3395	247
Південний Буг	63700	806
Синюха	16700	111
Інгул	9890	354
Дніпро	504000/292700	2201/1121
Прип'ять	121000/69140	761/290
Стир	12900/12370	494/424
Горинь	27700/27010	659/577
Случ	13800	451
Уборть	5820/3900	292/172
Уж	8080	256
Тетерів	15100	365
Десна	88900/33820	1130/575
Сейм	27500/7400	748/228
Снов	8700/5380	253/200
Рось	12600	346
Тясмин	4540	161
Сула	19600	363
Удай	7030	327
Псел	22800/116270	717/520
Хорол	3870	308
Ворскла	14700/12590	464/317
Оріль	22600	320
Самара	13300	323
Сів.Донець	98900/54540	1053/700
Оскіл	14800/4740	472/185
Каз. Торець	5410	134
Айдар	7420/4680	264/217

дані за косою лінією — в межах України

**ОСНОВНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТОКУ НАЙВАЖЛИВІШИХ РІЧОК
УКРАЇНИ ЗА БАГАТОРІЧНИЙ ПЕРІОД ДО 1997 р.
(ЗА В.І. ВИШНЕВСЬКИМ)**

Річка-пункт	Від-стань від гирла, км	Площа басейну, км ²	Середній бага- торічний стік, м ³ /с	Максимальна витрата		Мінімальна витрата	
				м ³ /с	дата	м ³ /с	дата
Зах.Буг-Літовиж	602	6740	30,3	216	5.06.08	6,21	1.12.88
Полтава-Буськ	0,2	1440	8,79	119	25.02.66	0,33	2.11.53
Рата-Межириччя	3,5	1740	7,88	222	25.02.66	0,33	19-20.02.%
Дунай-Рені	163	811000	6470	16000	25.05.70	1280	28.10.21
Тиса-Вилок	808	9140	207	3650	14.05.70	10,4	17.02.64
Тересва-Усть- Чорна	54	572	18,5	469	14.12.57	0,40	14.01.72
Теребля-Колочава	58	369	14,3	330	2930. 10.92	0,75	23.12.62
Ріка-Міжгір'я	64	550	13,6	735	14.12.57	0,29	9.01.46
Боржава-Шаланки	32	1100	20,8	466	26.02.68	1,19	5.12.62
Латориця-Чоп	56	2870	35,0	653	27.02.68	2,66	20-21.11.63
Уж-Ужгород	33	1970	29,0	1680	14.12.57	0,50	24.10.47 31.12.72
Сірет-Сторожинець	448	672	6,18	816	13.07.69	0,10	19.08.53
Прут-Чернівці	772	6890	73,5	5200	9.06.69	1,90	14.12.61
Дністер-Самбір	1270	850	10,6	702	8.05.89	0,050	15-26.12.51
Дністер-Галич	1117	14700	158	4040	18.07.48	6,53	23.01.58
Дністер-Заліщики	936	24600	225	8040	4.09.41	6,98	7.12.59
Стрий-Верхнє Синьовидне	78	2400	41,9	2610	9.06.69	1,56	17.11.84
Свіча-Зарічне	25	1280	22,6	1970	9.06.69 22.07.74	0,71	23.12.61
Лімниця- Перевозець	16	1490	23,2	1120	23.07.74	0,68	24.12.69
Золота Липа- Задарів	14	1390	8,50	115	13.06.57	0,42	8-9.07.61
Стрипа-Бучач	33	1270	6,82	192	4.04.69	1,02	6.02.64
Серет-Чортків	77	3170	12,6	313	5.04.56	0,23	2.07.60
Збруч-Завалля	22	3240	12,1	185	19.03.79	1,29	15-17.01.74
Смотрич-Цибулівка	21	1790	4,78	243	5.04.32 3.04.69	0,14	12.10.35 11.11.35
Південний Буг- Тростянич	370	17400	47,8	2070	7.04.32	нб	17-20.09.59
Південний Буг- Олександрівка	132	46200	89,0	5320	8.04.32	2,60	24.02.54
Синюха-Синюхин Брід	12	16700	26,9	2390	30.03.40	0,060	11.08.57
Інгул-Новогороже- не	118	6670	8,07	850	20.02.41	нб	30.08- 16.09.57
Дніпро-Недаиичі	1041	103000	552	4150	12.04.79	93,1	18.12.75

Дніпро-Київське ГЕС	903	239000	1050	10700	18.04.70	12,0	1.01-24.02.80
Дніпро-Каховська ГЕС	93	482000	1330	9740	22.05.58	11,8	14.03.65
Стир-Млинок	113	10900	41,4	377	26.03.79	6,60	26.07.61
Горинь-Деражне	280	9160	40,2	716	26.03.79	8,26	24.07.59
Случ-Сарни	42	13300	50,2	2910	7.04.42	1,16	15.01-3.02.28
Уборть-Перга	173	2880	12,4	322	1.03.66	0,14	3.11.61
Тетерів -Іванків	39	12400	31,1	591	9.04.96	7,68	16.01.87
Дрсна-Чернігів	205	81400	326	8090	18.04.17	29,4	17.11.1897
Десна-Літки	36	88500	349	2400	19.04.79	56,1	28.11.75
Сейм-Мутин	111	25600	99,0	3580	25.04.42	8,00	16.09.39
Рось-Корсунь-Шевченківський	65	10300	22,6	1240	24.03.47	0,031	28.06.52
Сула-Лубни	106	14200	30,2	1140	21.04.42	0,38	21.09.39
Псел-Запсілля	36	21800	52,6	1100	18-19.04032	0,80	21-28.09.39
Ворскла-Кобеляки	47	13500	35,2	580	15.04.80	1,61	30,09.75
Оріль-Царичанка	79	9100	11,9	800	2.04.53	0,043	6.12.59
Самара-Кочеріжки	99	19800	13,3	867	25.03.85	0,019	19.75
Вовча-Васильківка	88	11600	8,84	2260	27.03.64	0,00	14-24.08.64
Кінська-Пологи	109	353	0,58	40,5	19.03.64	нб	1953-54,1956
Інгулець-Кривий Ріг	332	8600	7,52	1110	13.03.37	0,17	17.10.46
Сіверський Донець-Зміїв	793	16600	46,2	2020	3-4. 04.53	2,06	11.08.39
Сіверський Донець-Лисичанськ	430	52400	104	3310	23.04.42	3,90	2.10.55
Сіверський Донець-Кружилівка	263	73200	137	2920	28-30.04.63	7,70	7-8.09.72
Оскіл-Червонооскіл. ГЕС	12	14700	39,4	1640	19.04.63	0,40	1.03-25.09.72
Казенний Торець-Слов'янськ	21	5350	11,2	722	21.03.85	0,040	11.08.59
Крив.Торець-Олекс.-Дружківка	13	1530	4,72	229	6.04.29	нб	29.06-8.08.51
Айдар-Новоселівка	107	6370	13,6	1690	6.04.56	нб	28.07-5.08.60
Лугань-Луганськ	22	3510	10,9	266	12.02.70	0,38	16.08.59
Молочна-Терпіння	60	2780	1,65	307	24.03.64	нб	6.07-8.09.84
Кальміус-Сартана (Приморськ)	23	3700	9,91	584	20.03.85	0,055	7.09.34
Кальчик-Маріуполь	8,2	1250	2,11	174	3.03.47	0,016	6.07.46
Міус-Дмитрівка	181	2090	6,41	273	6.02.79	0,050	3.07.57 4.08.60
Альма-Поштове	38	374	0,58	225	22.06.72	0,006	27.05-

							26.08.77
Кача-Суворове	10	525	0,96	49,6	22.06.91	нб	1986,1994
Бельбек-Фруктове	6,5	493	1,89	414	14.12.81	нб	03.07- 20.09.71
Чорна-Хмельницьке	11	342	1,74	105	17.02.55	нб	1954-55
Дерекойка-Ялта	1,0	49,7	0,55	41,3	17.12.62	нб	1.06- 21.10.34
Салгир-Дворіччя	36	3540	2,09	40,2	16.08.97	0,048	5.02.85
Біюк-Карасу-Заріччя	23	1140	0,58	26,7	14-15. 08.97	нб	300 діб у 1995 р.

Скорочення «нб» означає наявність води при відсутності течії

Додаток 9

СПОСТЕРЕЖЕННЯ ЗА РІВНЕМ ВОДИ

Облаштування гідрологічного поста. Рівнем води на водному об'єкті називається висота водної поверхні над умовною горизонтальною площиною порівняння. Цю площину, незмінну за висотою, приймають за нуль графіка гідрологічного поста.

Спостереження за рівнями води на гідрологічних постах повинні бути організовані таким чином, щоб матеріали спостережень на одному посту були співставні за весь період його роботи та давали можливість порівняння результатів спостережень декількох постів, розміщених на одному водному об'єкті.

Рівні води, які вимірюються на гідрологічному пості, приводяться до нуля графіка, відмітка висоти якого залишається постійною для всього періоду роботи поста. Відмітка нуля графіка вибирається під час облаштування поста з таким розрахунком, щоб площина нуля графіка знаходилася не менш ніж на 0,5 м нижче найнижчого рівня води, який можна очікувати в створі поста на визначеному водному об'єкті. На річках з нестійким руслом відмітку нуля графіка поста необхідно обирати з урахуванням можливої донної ерозії (розмивання) русла. При малих глибинах русла відмітка нуля графіка може бути прив'язана до найнижчої відмітки річкового дна у створі поста або дещо нижче за неї. Якщо пости розташовані на короткій ділянці русла річки, яка має незначний похил, доцільно визначити загальний нуль графіка для всіх постів.

Може виникнути необхідність зміни відмітки нуля графіка. Зміна положення висоти площини нуля графіка відбувається у випадках:

- 1) перенесення поста на значну відстань, що є рівнозначним відкриттю нового поста;
- 2) невеликого початкового визначення відмітки нуля графіка вище найнижчого рівня води;
- 3) різкої зміни рівневого режиму, наприклад, внаслідок створення водосховища.

Окрім нуля графіка на постах є один або декілька (занаявності ряду рейок або паль) нулів спостережень. Під поняттям “нуль спостережень”

мається на увазі та висотна площина, від якої здійснюється відлік рівня води у момент спостереження. На рейковому посту це - площина нуля рейки, на пальовому – голівка палі, відносно якої в цей момент ведуть спостереження, на мостовому передавальному- постійна закріплена точка тощо.

Перевищення нулів рейок, голівок паль або постійно закріпленої точки над нулем графіка носить назву *приведення нулів спостережень*.

За конструкцією пристрої для вимірювання рівня води поділяються на такі типи: *рейкові, пальові, рейково-пальові, передавальні, автоматичні дистанційні*. Вибір того чи іншого типу пристрою для вимірювання рівня води визначається величиною річної амплітуди коливання рівня, особливостями будови річкових берегів, наявністю мостів або гідротехнічних споруд та іншими місцевими умовами, а також вимогами до точності результатів спостережень.

Рейкові пристрої для вимірювання рівня застосовуються у випадку коли водойма має круті береги або на стінках гідротехнічних споруд. Для облаштування постів цього типу необхідно, щоб вибрані ділянки річки відповідали умовам, які запобігають від пошкодження рейок хвилями, льодоходом тощо. Рейкові пости доцільно встановлювати на річках, каналах та озерах з невеликими (до 2 – 4 м) річними амплітудами коливання рівнів. На річках зі значними коливаннями рівня води рейкові пости застосовуються лише в тому випадку, якщо є можливість прикріпити рейку до мостової опори або гідротехнічної споруди.

Окрім вертикальних рейок застосовують і похилі, які встановлюють у місцях, де є штучне укріплення берегових відкосів. Рейки бувають металеві, емальовані, чавунні та дерев'яні.

Пальові пристрої для вимірювання рівня води найбільш зручні для рівнинних річок зі значною амплітудою коливання рівнів. Положення паль заздалегідь наноситься на план поперечного профілю берега і лише після цього вони переносяться на місцевість.

У наш час пальові гідрологічні пости устатковують стандартними гвинтовими палями. За відсутності стандартних палі можна виготовляти з дерева міцних порід (дуб, сосна, модрина), для тимчасових – використовувати відрізки труб і балок.

Способи встановлення паль можуть бути різноманітними. Залежно від типу паль та ґрунту, палі забиваються, загвинчуються чи вкопуються.

Палі нумеруються по черзі починаючи з верхньої від репера донизу по течії. При перенесенні поста здійснюється нова порядкова нумерація всіх постових паль. Палям, встановленим замість тих, що стали непридатними чи знищених, присвоюються номери заміненних паль. Тимчасовим палям чи кілкам, встановленим спостерігачем поста, до заміни їх постійними палями присвоюються номери найближчих вищерозташованих постійних паль з додаванням позначки “тм“ (тимчасова) або “к“ (кілок). Палі фарбуються білою фарбою і чорною фарбою з обох сторін наноситься номер палі.

Висота рівня води на пальовому гідрологічному посту вимірюється переносною рейкою. Рейки можуть бути металевими, дерев'яними або із

заспокоювачем.

На водоймах з різкою зміною рівнів води упродовж доби встановлюють самописні водомірні пости, які автоматично і безперервно записують коливання рівнів. Такі пости доцільно облаштовувати також в районах, віддалених від населених пунктів. Основним приладом самописного поста є самописець рівня води, який складається з двох основних елементів: датчика рівня та записуючого пристрою. Датчик рівнів може бути поплавковим, манометричним тощо, причому поплавок датчик найбільш поширений.

Під час зміни рівнів води у водоймі, поплавок самописця піднімається або опускається, і його рух за допомогою тонкого троса (з противагою) передається на записуючий пристрій.

Для запису коливання рівнів використовують барабан з годинниковим механізмом, намотаною на нього паперовою стрічкою, каретку з пером(або олівцем). Перо креслить на стрічці у певному масштабі графік коливання рівнів. Тривалість роботи самописця без заведення годинникового механізму становить від однієї доби до дев'яти місяців.

На водних постах в Україні використовуються самописці різних типів, переважають самописці типу «Валдай» з добовим заводом годинникового механізму.

Самописець рівня води “Валдай” складається з приймально - передавальної системи і механізму для запису. До приймально - передавальної системи належить порожнистий металевий поплавок діаметром 250 мм з важком, що прикріплюється під поплавком. Рух поплавка залежно від коливання рівня води передається на поплавок колесо за допомогою тонкого троса завдовжки 8 м з противагою. Поплавок колесо – це два спарених диски, довжина по колу одного 300 мм, а іншого – 600 мм. Барабан самописця з паперовою стрічкою закріплюють горизонтально на тій самій осі, що й поплавок колесо. Під час обертання барабана перо записує на стрічці рівень води в масштабі 1:1, якщо трос надітий на малий диск, і в масштабі 1:2, якщо трос надітий на великий диск. Модернізована модель “ Валдай” має ще одну вісь, яка дає змогу записувати зміну рівнів у масштабі 1:5 і 1:10.

Перо самописного пристрою рухається вздовж барабана із швидкістю 12 або 24 мм на годину за допомогою важка. Швидкість опускання важка регулює годинниковий механізм, з яким важок з'єднаний сталеву струною. Щоб забезпечити нормальну роботу самописця, необхідно своєчасно заводити його годинниковий механізм і змінювати стрічку.

У конструктивному відношенні установки самописців рівнів поділяють на два типи *острівний*, коли самописець встановлюють в руслі річки, на водосховищі або озері на спеціальній споруді і *береговий*, коли самописець встановлюють на березі водойми (річки, озера, водосховища) над колодязем, який трубою з'єднаний з водоймою. Тип установки вибирають залежно від амплітуди коливання рівнів, характеру та інтенсивності льодових явищ, кількості наносів, форми берегів і складу їх ґрунтів, наявності судноплавства,

лісосплаву, гідротехнічних споруд, а також від економічності будівництва установки.

Система відміток і відліків на водомірному посту. Спостереження за рівнями води на водомірних постах необхідно організовувати таким чином, щоб матеріали спостережень постів за весь період їх роботи можна було б порівнювати. Виконання цієї вимоги можливе лише за умови, якщо спостереження будуть приведені до однієї постійної величини для окремого водного поста (умовної площини порівняння), яку прийнято називати *нулем графіка* водомірного поста. Висотна відмітка нуля графіка залишається незмінною на весь період існування поста.

Висотне положення нуля графіка встановлюють під час відкриття водомірного поста з таким розрахунком, щоб площина нуля графіка знаходилась не нижче ніж 0,5 м від можливого найнижчого рівня води в створі поста. На річках з несталим руслом площину нуля графіка слід вибирати з урахуванням можливого розмивання русла. На малих річках відмітку нуля графіка вибирають на рівні найглибшої точки дна річки в створі поста.

Площину нуля графіка зручно визначати на накресленому профілі поперечного перерізу річки, на якому нанесені всі пристрої поста: репери, палі або рейки тощо. Нуль графіка бажано вибирати так, щоб відмітка його становила цілі метри або дорівнювала нулю.

Висота нуля графіка визначається відстанню h_0 по вертикалі від репера поста. Ця відстань буде умовною відміткою (або перевищенням) репера над нулем графіка водомірного поста. Якщо репер має абсолютну відмітку, то для визначення абсолютної відмітки нуля графіка потрібно від абсолютної відмітки репера відняти перевищення його над нулем графіка.

Перевищення нулів рейок водомірного поста або головок паль (h_1, h_2, h_3) над нулем графіка поста називається *приведенням* цих точок до нуля графіка. Приведення визначається в сантиметрах.

Припустимо, що умовна відмітка репера поста дорівнює 5,000 м і абсолютна – 96,000 м. Оскільки перевищення репера над нулем графіка $h_0 = 5,000$ м, то абсолютна відмітка останнього дорівнюватиме 91,000 мм. Якщо приведення (перевищення) головок паль № 1, 2, 3 над нулем графіка дорівнюють: $h_1 = 4,50$ м, $h_2 = 3,70$ м, $h_3 = 2,95$ м, то абсолютна відмітка цих паль відповідно буде становити 95,500 м, 94,700 м , 93,950 м.

Коли висота рівня води над головою палі № 2 становить 25 см, відмітка рівня над нулем графіка буде: умовна $370 + 25 = 395$ см і абсолютна 94, 95 м.

Крім нуля графіка, на водомірних постах застосовуються й такі поняття, як нуль поста і нуль спостережень.

За *нуль поста* на рейковому посту приймають відмітку нульової поділки рейки (якщо рейок кілька, то останньої), а на пальовому посту – відмітку головки найнижчої палі. Отже, нуль поста, на відміну від нуля графіка, є не умовною, в реальною площиною, яка може змінювати своє

положення над нулем графіка під час ремонту поста або після встановлення додаткових паль чи рейок.

Під поняттям *нуль спостережень* мають на увазі відмітку над нулем графіка тієї умовної площини, від якої проводять відлік рівня води в момент спостережень. На рейковому посту – це нуль рейки, а на пальному – головка палі. Положення нуля спостережень може змінюватися залежно від коливання рівнів води і кількості рейок або паль на водомірному посту. Під час спостережень по найнижчій рейці або палі нуль спостережень збігатиметься з нулем поста.

Додаток 10

**ПЕРЕЛІК ГІДРОЛОГІЧНИХ СТАНЦІЙ І ПОСТІВ УКРАЇНИ
ЗА 2008 РІК**

№ з/п	Річка	Пост	Код поста	Розряд поста	Види спостережень			
					рівні	втрати води	витрати наносів	Температура води
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Волинський центр гідрометеорології								
1.	Вишня	с. Твіржа	79720	I	+	+	-	+
2.	Західний Буг	смт. Сасів	79723	I	+	+	-	.+
3.	Західний Буг	м. Кам'янка-Бузька	79726	I	+	+	+	+
4.	Західний Буг	с. Литовеж	79397	I	+	+	-	+
5.	Полтава	м. Буськ	79747	I	+	+	-	+
6.	Рата	с. Волиця	79753	I	+	+	-	+
7.	Рата	с. Межиріччя	79755	I	+	+	-	+
8.	Свиня	м. Жовква	79757	I	+	+	-	+
9.	Солокія	м. Червоноград	79761		+	+	-	+
10.	Луга	м. Володимир-Воїнський	79763		+	+	-	+
11.	Прип'ять	с. Річиця	79361		+	+	-	+
12.	Прип'ять	с. Любязь	79365		+	+	-	+
13.	Вижівка	С. Руда	79400		+	+	-	+
14.	Вижівка	смт. Стара Вижівка	79403	I	+	+	-	+
15.	Турія	с. Ягідне	79405	I	+	+	-	+
16.	Турія "	м. Ковель	79407	I	+	+	-	+
17.	Стохід	с. Малинівка	79416	I	+	+	-	+
18.	Стохід	смт. Любешів	79424	I	+	+	-	+
19.	Стир	с. Щурівці	79473	I	+	+	+	+
20.	Стир	м. Луцьк	79477	I	+	+	-	+
21.	Стир	смт. Колки	79481	II	+	+	-	+
22.	Стир	с. Млинок	79485	I	+	+	-	+
23.	Радостав-ка	с. Трійця	79491	I	+	+	-	+

24.	Іква	с. Великі Млинівці	79496	I	+	+	+	+
25.	Горинь	сmt. Ямпіль	79513	I	+	+	+	+
26.	Горинь	с. Оженин	79518	I	+	+	-	+
27.	Горинь	с. Деражне	79521	I	+	+	-	+
28.	Горинь	м. Дубровиця	79524	III	+	-	-	+
29.	Устя	с. Корнин	79380	I	+	+	-	+
30.	Вирка	с. Сварині	79538	I	+	+	-	+
Дніпропетровський центр гідрометеорології								
1.	Оріль	с. Степанівка	80598	I	+	+	-	+
2.	Оріль	сmt. Царичанка	80473	I	+	+	+	+
3.	Берестова	м. Красноград	80477	Г	+	+	-	+
4.	Орчик	с. Чернещина	80478	I	+	+	-	+
5.	Самара	с. Коханівка	80483	I	+	+	-	+
6.	Самара	м. Павлоград	80484	II	+	+	-	+
7.	Самара	с. Кочеріжки	80486	I	+	+	+	+
8.	Велика Тернівка	с. Богданівка	80494	I	+	+	+	+
9.	Вовча	сmt. Васильків-ка	80505	I	+	+	-	+
10.	Мокрі Яли	х. Грушівський	80513	I	+	+	-	+
11.	Солона	с. Новопавлівка	80516	I	+	+	-	+
12.	Гаичур	с. Андрійка	80518	I	+	+	-	+
13.	Мала Терса	с. Троїцьке	80522	I	+	+	-	+
14.	Кільчень	с. Олександрів-ка Парша	80524	I	+	+	-	+
15.	Мокра Сура	с. Кринички	80527	I	+	+	-	+
16.	Кінська	м. Пологи	80530	I	+	+	-	+
17.	Інгулець	с. Олександро-Степанівка	80561	I	+	+	-	+
18.	Інгулець	с. Іскрівка	80564	I	+	+	-	+
19.	Інгулець	м. Кривий Ріг	80568	I	+	+	-	+
Донецький центр гідрометеорології								
1.	Молочна	м. Токмак	83006	I	+	+	-	+
2.	Молочна	с. Терпіння	83012	II	+	+	-	+
3.	Лозуватка	с. Ново-олексіївка	83019	I	+	+	+	+
4.	Обитічна	м. Приморськ	83022	I	+	+	-	+
5.	Берда	с. Захарівка	83026	I	+	+	-	+
6.	Берда	с. Осипенко	83027	I	+	+	-	+
7.	Кальміус	м. Донецьк	83028	I	+	+	-	+
8.	Кальміус	с. Роздольне	83035	I	+	+	-	+
9.	Кальміус	сmt. Сартана	83036	I	+	+	-	+
10.	Мокра Волноваха	с. Миколаївка	83040	I	+	+	-	+
11.	Кальчик	с. Кременівка	83045		+	+	+	+
12.	Кальчик	м. Маріуполь	83048		+	+	-	+
13.	Малий Кальчик	с. Кременівка	83050		+	+	-	+
14.	Міус	с. Стрюкове	83056		+	+	+	+
15.	Міус	с. Дмитрівка	83060		+	+	+	+

16.	Нагольна	с. Дякове	83478		+	+	-	+
17.	Кринка	с. Новоселівка	83068		+	+	-	+
18.	Кринка	с. Благодатне	83074		+	+	+	+
19.	Вільхова	сmt. Олексієво-Орловка	83083	I	+	+	-	+
Житомирський центр гідрометеорології								
1.	Південний Буг	с. Пирогівці	81346	I	+	+	+	+
2.	Південний Буг	с. Лелітка	81348	I	+	+	-	+
3.	Південний Буг	с. Селище	81353	I	+	+	+	+
4.	Іква	сmt. Стара Синява	81381	I	+	+	-	+
5.	Згар	сmt. Літин	81386	I	+	+	-	+
6.	Рів	с. Демидівка	81393		+	+	+	+
7.	Соб	с. Зозів	81396		+	+	-	+
8.	Случ	с. Громада	79543		+	+	+	+
9.	Случ	м. Новоград. Волинський	79545		+	+	-	+
10.	Случ	м. Сарни	79549		+	+	+	+
11.	Тня	с. Броники	79555		+	+	-	+
12.	Смілка	с. Сусли	79557		+	+	-	+
13.	Льва	с. Осницьк	79584	I	+	+	-	+
14.	Уборть	с. Рудня-Іванівська	79358	I	+	+	-	+
15.	Уборть	с. Перга	79596	I	+	+	+	-
16.	Уж	м. Коростень	79694	I	+	+	-	+
17.	Норин	с. Славенщина	79701	I	+	+	+	+
18.	Тетерів	с. Троща	80073	I	+	+	-	+
19.	Тетерів	м. Житомир	80077	I	+	+	-	-
20.	Гни-лоп'ять	с. Головенка	80083	I	+	+	-	+
21.	Гуйва	с. Городківка	80084	I	+	+	-	-
22.	Ірша	сmt. Володарськ-Волинський	80088	I	+	+		
Закарпатський центр гідрометеорології								
1.	Тиса	м. Тячів	44013	II	+	-	-	+
2.	Тиса	м. Хуст	44015	II	+	-	-	+
3.	Тиса	^сmt. Вилोक	44019	I	+	+	-	+
4.	Тиса	м. Чоп	44023	II	+	-	+	+
5.	Тересва	сmt. Усть-Чорна	44034	I	+	-	-	+
6.	Тересва	с. Нересниця	44036	II	+	-	-	+
7.	Мокрянка	с. Руська Мокра	44038	II	+	-	-	+
8.	Ріка	с. Нижній Бистрий	44053	II	+	-	-	+
9.	Ріка	м. Хуст	44054	II	+	-	-	+
10.	Боржава	с. Довге	44079	I	+	+	-	+
11.	Боржава	с. Шаланки	44080	II	+	-	-	+
12.	Іршава	сmt. Іршава	44083	II	+	-	-	+
13.	Латориця	с. Піполоззя	44085	I	+	+	+	+
14.	Латориця	м. Свалява	44087	I	+	+	-	+

15.	Латориця	м. Мукачеве	44090	I	+	+	+	+
16.	Латориця	м. Чоп	44093	I	+	+	-	+
17.	Віча	с. Неліпине	44096	I	+	+	+	+
18.	Пиніє	сmt. Поляна	44098	II	+	-	-	+
19.	Стара	с. Зняцеве	44100	I	+	-	-	+
20.	Уж	с. Жорнава	44108	I	+	+	+	+
21.	Уж	сmt. Велкий Березний	44110	II	+	-	-	+
22.	Уж	с. Зарічеве	44113	I	+	-	+	+
23.	Уж	м. Ужгород	44116	I	+	+	-	+
24.	Лютянка	с. Черногорова	44120	II	+	-	-	+
25.	Тур'я	с. Тур'я Поляна	44121	II	+	-	-	+
26.	Тур'я	с. Сімер	44124	I	+	+	+	+
Закарпатська воднобалансова станція								
1.	Теребля	сmt. Колочава	44046	I	+	+	+	+
2.	Ріка	с. Верхній Бистрий	44050	I	+	+	-	+
3.	Ріка	сmt. Міжгір'я	44051	I	+	+	+	+
4.	Голятинка	сmt. Майдан	44062	I	+	+	-	+
5.	Репинка	с. Репіне	44064	II	+	-	-	+
6.	Пилипець	с. Пилипець	44067	I	+	+	+	+
7.	Стулений	с. Верхній Стулений	44072	I	+	+	-	+
8.	Стулений	с. Нижн. Стулений	44073	I	+	+	-	+
9.	Лопушна	с. Лопбушне (в)	44055	I	+	+	-	+
10.	Лопушна	с. Лопушне (н)	44056	I	+	+	+	+
11.	Струм. Бранища	с. Лопушне	44057	I	+	+	+	+
12.	с. Струм. Зубрівці	с. Лопушне	44127	I	+	+	-	+
13.	Струм. Нижній Звір	с. Лопушне	44060	I	+	+		+
14.	Струм. Середній Звір	с. Лопушне	44059	I	+	+		+
15.	Пилипець	с. Подобовець	44066	I	+	+	-	+
16.	Струм. Пилипецький	с. Пилипець	44071	I	+	+		+
17.	Струм. Площанка	с. Пилипець (в)	44069	I	+	+	-	+
18.	Струм. Площанка	с. Пилипець (н)	44070	I	+	+	-	+
Карпатська селестоксова станція								
1.	Тиса	м. Рахів	44006	I	+	+	+	+
2.	Тиса	сmt. Вел. Бичків	44010	II	+	-	-	+
3.	Чорна Тиса	сmt. Ясіня	44025	I	+	+	-	+
4.	Біла Тиса	с. Луги	44028	I	+	+	-	+
5.	Косівська	с. Косівська Поляна	44031	I	+	+	-	+
6.	Прут	сmt. Ворохта	42249	I	+	+	+	+

7.	Прут	с. Татарів	42136	I	+	+	+	+
8.	Прут	м. Яремна	42137	I	+	+	+	+
9.	Жонка	ур. Чепелів	42251	I	+	+	+	+
10.	Жонка	м. Яремна	42174	I	+	+	+	+
11.	струм. Чорногор-чик	ур. Потік	42248	I	+	+	+	+
12.	струм. Чорногор-чик	м. Яремча	42175	I	+	+	+	+
13.	струм. Буярський	с. Боярський	42177	I	+	+	+	+
14.	Кам'янка	с. Дора	42176	I	+	+	+	+
15.	струм. Варетин	с. Ясенів	42203	I	+	+	+	+
Кримський центр гідрометеорології								
1.	Альма	вище вдсх. Партизанське	81562	I	+	+	-	+
2.	Альма	сmt. Поштове	81565	I	+	+	-	+
3.	Кача	с. Баштанівка	81580	I	+		-	
4.	Кача	с. Суворе	81581	I	+		+	
5.	Бельбек	сmt. Куйбишеве	81592	I	+		+	
6.	Бельбек	с. Фруктове	81593	I	+		-	
7.	Біюк-Узеньбаш	с. Щасливе	81597	I	+		-	
8.	Кучук-Узеньбаш	с.Многоріччя	81600	I	+	+	-	+
9.	притока р. Кучук-Узеньбаш	с. Многоріччя	81602	I	+	+		+
10.	Чорна	с. Родниківське	81772	I	+	+	-	+
11.	Чорна	с. Хмельницьке	81616	I	+	+	-	+
12.	Учан-Су	м.Ялта	81640	I	+	+	-	+
13.	Дерекойка	м.Ялта	81648	I	+	+	+	+
14.	Демерджі	м.Алушта	81674	I	+	+	+	+
15.	Улу-Узень	с. Сонячногірське	81677	I	+	+	+	+
16.	Салгир	с. Піонерське	81724	I	+	+	+	+
17.	Ангара	с. Перевальне	81737	I	+	+	-	+
18.	Малий Салгир	м. Сімферополь	81741	I	+	+	-	+
19.	Коккозка	с. Аромат	81604	I	+	+	-	+
Кримська селестоксова станція								
1.	Ускут	с. Привітне	81686	I	+	+	+	+
2.	Ворон	с. Ворон	81691	I	+	+	+	+
3.	Ай-Серез	с. Міжріччя	81692	I	+	+	+	+
4.	б. Скеляста	с. Міжріччя	81771	I	+	+	+	+
5.	Таракташ	с. Судак	81693	I	+	+	+	+
6.	Отуз	сmt. Щебетовка	81694	I	+	+	-	+
7.	струм. Кизилтаський	сmt. Щебетовка	81697	I	+	+		+

8.	Су -Індол	с. Тополівка	81717	I	+	+	-	+
9.	Салгир	с. Дворіччя	81730	I	+	+	-	+
10.	Бурульча	с. Міжгір'я	81745	I	+	+	-	+
11.	Біюк-Карасу	с. Карасівка	81748	I	+	+	-	+
12.	Біюк-Карасу	с. Зибини	81750	I	+	+	-	+
13.	Біюк-Карасу	с. Заріччя	81753	I	+	+	-	+
14.	Тонас	м. Білогірськ	81767	I	+	+	+	+
15.	Кучук-Карасу	с. Багате	81757	I	+	+	-	+
Гідрологічна станція Київ								
1.	Тетерів	сміт. Іванків	80605	I	+	+	+	+
2.	Ірша	с. Українка	80090	I	+	+	-	+
3.	Ірпін	с. Мостище	80099	I	+	+	-	+
4.	Десна	с. Літки	80136	I	+	+	-	+
5.	Стугаа	с. Здорівка	80272	I	+	+	-	+
6.	Рось	с. Круподеринці	80292	I	+	+	-	+
7.	Рось	с. Фесюри	80295	I	+	+	+	+
8.	Рось	м. Корсунь-Шевченківський	80302	I	+	+	-	+
9.	Росава	сміт. Миронівка	80320	I	+	+	.	+
10.	Супій	с. Піщане	80344	I	+	+	-	+
11.	Вільшанка	с. Мліїв	80334	I	+	+	-	+
12.	Золотоношка	м. Золотоноша	80350	I	+	+	-	+
13.	Тясмин	с. Велика Яблунівка	80395	I	+	+	-	+
14.	Трубіж	сміт. Барішівка	80280	I	+	+	-	+
15.	Трубіж	м. Переяслав-Хмельницький	80285	I	+	+	-	+
16.	Недра	м. Березань	80289	I	+	+	-	+
17.	Серебрянка	с.Балаклія	80401	I	+	+	-	+
Луганський центр гідрометеорології								
1.	Сів. Донець	м. Лисичанськ	78309	I	+	+	-	+
2.	Сів. Донець	сип. Станично-Луганське	78324	II	+	-	-	+
3.	Сів. Донець	с. Кружилівка	78326	I	+	+	-	+
4.	Красна	с. Червонопопівка	78439	I	+	+	-	+
5.	Айдар	сміт. Білолуцьк	78443		+	+	-	+
6.	Айдар	с. Новоселівка	78445		+	+	+	+
7.	Євсуг	сміт. Петрівка	78450		+	+	-	+
8.	Лугань	с-ще. Калинове	78453		+	+	+	+
9.	Лугань	м. Зимогір'я	78456		+	+	-	+
10.	Лугань	м. Луганськ	78458	I	+	+	-	+
11.	Вільхова	м. Луганськ	78468	I	+	+	-	+
12.	Деркул	сміт. Біловодськ	78471	I	+	+	-	+
Гідрологічна станція Стрий								
1.	Дністер	с. Стрілки	81015		+	+	+	+
2.	Дністер	м. Самбір	81017		+	+	+	+
3.	Дністер	сміт. Роздол	81028		+	+	+	+
4.	Дністер	сміт. Журавне	81030		+	+	+	+
5.	Стрв'яж	с. Хирів	81078		+	+	-	+

6.	Стрв'яж	с.Луки	81080		+	+	-	+
7.	Верещиця	м. Комарне	81085		+	+	-	+
8.	Бистриця	с. Озимина	81087		+	+	+	+
9.	Тисьмениця	м.Дрогобич	81092		+	+	-	+
10.	Щирець	сmt. Щирець	81097		+	+	-	+
11.	Стрий	с.Матків	81102		+	+	-	+
12.	Стрий	с. Завадівка	81103		+	+	+	+
13.	Стрий	с.Ясениця	81468		+	+	-	+
14.	Стрий	сmt. Верхнє Синьовидне	81108	I	+	+	+	+
15.	Стрий	м. Стрий	81109	III	+	-	-	+
16.	Завадка	с. Риків	81469		+	+	-	+
17.	Яблунька	м. Турка	81113		+	+	-	+
18.	Рибник	с. Майдан	81465		+	+	-	+
19.	Опір	с. Сколе	81120		+	+	+	+
20.	Славська	сmt. Славске	81122		+	+	-	+
21.	Головчан-ка	с. Тухля	81126		+	+	+	+
22.	Орава	х. Святослав	81129	I	+	+	+	+
23.	Свіча	х. Мислівка	81140	I	+	+	-	+
24.	Свіча	с. Зарічне	81147	I	+	+	+	+
25.	Лужанка	с. Гошів	81151	I	+	+	+	+
26.	Сукіяь	с. Тисів	81152	I	+	+	+	+
Гідрологічна станція Первомайськ								
1.	Тилігул	м. Березівка	81338	I	+	+	-	+
2.	Південний Буг	с. Тростяничик	81361	I	+	+	"	+
3.	Південний Буг	с. Підгір'я	81363	I	+	+	+	+
4.	Південний Буг	м. Первомайськ	81365	I	+	+	-	+
5.	Південний Буг	сmt. Олександрівка	81801	I	+	+	+	+
6.	Південний Буг	с. Прибужани	81803	II	+	-	"	+
7.	Савранка	с. Осички	81408	I	+	+	-	+
8.	Кодима	с. Катеринка	81414	I	+	+	-	+
9.	Синюха	с. Синюхин Брід	81417	I	+	+	-	+
10.	Гнилий Тікіч	сmt. Лісянка	81421	I	+	+	"	+
11.	Велика Вись	с. Ямпіль	81430	I	+	+	+	+
12.	Ятрань	с. Покотилове	81433	I	+	+	-	+
13.	Чорний Ташлик	с. Тарасівка	81438	I	+	+	+	+
14.	Мертвовід	с. Крива Пустош	81439	I	+	+	-	+
15.	Інгул	м. Кіровоград	81446	I	+	+	-	+
16.	Інгул	с. Седнівка	81449	I	+	+	+	+
17.	Інгул	с. Новогорожене	81450	I	+	+	-	+
18.	Великий Куяльник	с. Северинівка	81475	I	+	+	-	+
Дунайська гідрометеорологічна обсерваторія								
1.	Дунай	м. Рені	42801	I	+	-	-	+

	Дунай	м. Рені, 54 миля	42802	гідроствор	+	+	+	-
2.	Дунай, Кілійське гирло	м. Ізмаїл	42804	II	+			+
	Дунай, Кілійське гирло	м. Ізмаїл	42803	гідроствор	+	+	+	-
3.	Дунай, Кислицьке гирло	с. Кислиця	42806	II	+	-	-	+
4.	Дунай, Кілійське гирло	м. Кілія	42808	II	+	-	-	+
5.	Дунай, рук. Соломонів	сmt. Ліски	42812	III	+	-	-	+
6.	Дунай, рук. Кілійський	сmt. Вилкове	428014	II	+	-	-	+
7.	Дунай, рук. Прорва	сmt. Прорва	42822	I	+	+	-	+
8.	Сарата	сmt. Сарата	81011	I	+	+	-	+
9.	Дунай, рук. Бистрий	Бистрий	42827	Ворскла	+	+	+	+
10.	Дунай, рук. Страро-стамбульський	с. Велике	42833	II	+			+
Полтавський центр гідрометеорології								
1.	Сула	с. Зеленківка	80354		+	+	+	+
2.	Сула	м. Ромни	80355		+	+	-	+
3.	Сула	м. Лубни	80359		+	+	-	+
4.	Ромен	м. Ромни	80369		+	+	-	+
5.	Удай	м. Прилуки	80372		+	+	-	+
6.	Перевід	с. Сасинівка	80380		+	+	-	+
7.	Сліпорід	с. Олександрівна	80386		+	+	-	+
8.	Оржиця	с. Маяківка	80391		+	+	-	+
9.	Псел	м. Суми	80408		+	+	-	+
10.	Псел	м. Гадяч	80412	I	+	+	+	+
11.	Псел	с. Запсілля	80421	I	+	+	-	+
12.	Хорол	м. Миргород	80432	I	+	+	-	+
13.	Говтва	с. Михнівка	80436	I	+	+	-	+
14.	Ворскла	с. Чернеччина	80447	I	+	+	+	+
15.	Ворскла	м. Полтава	80450	II	+	-	-	+
16.	Ворскла	м. Кобеляки	80453	I	+	+	-	+
17.	Мерла	м. Богодухів	80460	I	+	+	-	+
Гідрологічна станція Чортків								
1.	Дністер	м. Галич	81033	I	+	+	+	+
2.	Дністер	с. Нижній	81036	II	+	-	-	+
3.	Дністер	м. Залішки	81041	I	+	+	+	+
4.	Свіж	сmt. Букачівці	81156	I	+	+	-	+

5.	Лімниця	с. Осмолода	81161	I	+	+		+
6.	ЛІМНИЦЯ	с. Перевозець	81169	I	+	+	+	+
7.	Чечва	с. Спас	81172	I	+	+		+
8.	Луква	с. Бондарів	81178	I	+	+	-	+
9.	Гнила Липа	сміт. Більшівці	81184	I	+	+	-	+
10.	Бистриця-Надвірнянська	с. Пасічна	81191	I	+	+	+	+
11.	Бистриця-Надвірнянська	с. Черніїв	81471	I	+	+	-	+
12.	Ворона	м. Тисмениця	81197	I	+	+	-	+
13.	Бистриця Солотвинська	с. Гута	81199	I	+	+	-	+
14.	Бистриця Солотвинська	м. Івано-Франківськ	81203	I	+	+	-	+
15.	Золота Липа	м. Бережани	81205	I	+	+	+	+
16.	Золота Липа	с. Задарів	81206	I	+	+	-	+
IV.	Коропець	м. Підгайці	81209	I	+	+	-	+
18.	Коропець	сміт. Коропець	81210	I	+	+	+	+
19.	Стрипа	х. Каплішці	81213	I	+	+	-	+
20.	Стрипа	м. Бучач	81215	I	+	+	-	+
21.	Серет	сміт. Велика Березовиця	81219	I	+	+	-	+
22.	Серет	м. Чортків	81225	I	+	+	+	+
23.	Нічлава	с. Сгрільківці	81230	I	+	+	-	+
24.	Збруч	м. Волочинськ	81232	I	+	+	-	+
2Б.	Збруч	с. Завалля	81236	I	+	+	+	+
26.	Жванчик	с. Кугаївці	81241	I	+	+	-	+
27.	Смотрич	с. Купин	81243	I	+	+	+	+
Харківський центр гідрометеорології								
1.	Сів. Донець	м. Чугуїв	78288	I	+	+	-	+
2.	Сів. Донець	м. Зміїв	78289	I	+	+	-	+
3.	Сів. Донець	с. Протопопівка	78291	I	+	+	-	+
4.	Сів. Донець	м. Ізюм	78293	I	+	+	-	+
5.	Сів. Донець	с. Яремівка	78295	I	+	+	-	+
6.	Сів. Донець	с. Райстаро дубівка	78301	I	+	+	-	+
7.	Уди	сміт. Пересічна	78361	I	+	+	-	+
8.	Уди	сміт. Безлюдівка	78365	I	+	+	-	+
9.	Лопань	сміт. Козача Лопань	78371	I	+	+	-	+
10.	Харків	с. Циркуни	78376	I	+	+	-	+
11.	Казений Торець	сміт. Райське	78413	I	+	+	+	+
12.	Кривий Торець	сміт. Олексієво-Дружківка	78421	I	+	+	-	+
13.	Сухий	сміт. Черкаське	78427	I	+	+	-	+

	^Горець							
14.	Бахмут	м. Артемівськ	78430	I	+	+	-	+
15.	Бахмут	м. Сіверськ	78434	I	+	+	-	+
16.	Жеребець	с. Торське	78436	I	+	+	-	+
Озерна станція Печеніги								
1.	Сів. Донець	с. Огірцеве	78281	I	+	+	-	+
2.	Сів. Донець	смт. Печеніги (н.б.)	78285	I	+	+	-	+
3.	Вовча	м. Вовчанськ	78351	I	+	+	+	+
4.	Оскіл	м. Куп'янськ	78397	I	+	+	+	+
5.	Оскіл	Червонооскіль- ськаГЕС (нижній б'єф)	78399	I	+	+	+	+
Чернівецький центр гідрометеорології								
1.	Сирет	м. Сторожинець	42130	I	+	+	+	+
2.	Прут	м. Коллмия	42140	II	+	-	-	+
3.	Прут	м. Чергівці	41148	I	+	+	+	+
4.	Чорнява	с. Любківці	42253	I	+	+	-	+
5.	Черемош	с. Устеріки	42187	I	+	+	+	+
6.	Черемош	смт. Кути	42191	I	+	-	-	+
7.	Білий Черемош	с. Яблуниця	42194	I	+	+	-	+
8.	Чорний Черемош	смт. Верховина	42198	I	+	+	-	+
9.	Ільця	с. Ільці	42201	I	+	+	-	+
10.	Путала	смт. Путала	42202	I	+	+	-	+
Озерна станція Новодністровськ								
1.	Дністер	м. Могилів- Подільський	81052	I	+	+	+	+
2.	Ладова	с. Жеребилівка	81257	I	+	+	+	+
3.	Мурафа	с. Кудіївці	81261	I	+	+	-	+
4.	Мурафа	с. Миронівка	81474	I	+	+	-	+
5.	Марківка	с. Підлісівка	81267	I	+	+	-	+
6.	Жванчик	с. Ластівці	81242	I	+	+	+	+
7.	Смотрич	с. Цибулівка	81244	I	+	+	-	+
8.	Мукша	с. Мала Слобідка	81245	I	+	+	-	+
9.	Студениця	с. Голозубинці	81249	I	+	+	-	+
10.	Ушиця	с. Зіньків	8)250	I	+	+	-	+
11.	Ушиця	с. Тимків	81251	I	+	+	-	+
12.	Калюс	смт. Нова Ушиця	81254	I	+	+	-	+
Чернігівський центр гідрометеорології								
1.	Дніпро	с. Неданчичі	79043	I	+	+	-	+
2.	Десна	м. Новгород- Сіверський	80122	II	+	-	+	+
3.	Десна	с. Розльоти	80123	I	+	+	+	+
4.	Десна	с. Макошине	80127	II	+	-	-	+
5.	Десна	м. Чернігів	80131	I	+	+	+	+
6.	Десна	с. Морівськ	80133	II	+	+	-	+
7.	Івотка	с. Івот	80179	I	+	+	-	+
8.	Убідь	с. Кудрівка	80193	I	+	+	-	+

9.	Сейм	с. Мугин	80209	I	+	+	+	+
10.	Кдевень	с. Шарпівка	80255	I	+	+	-	+
11.	Снов	м. Щорс (с. Носівка)	80259	I	+	+	-	+
12.	Білоус	с. Кошівка	80600	I	+	+	-	+
Придеснянська воднобалансова станція								
1.	Головесня	с. Покошичі	80189	I	+	+	+	+
2.	струм. Вороній Яр	с. Криски	80185	I	+	+	-	+
3.	струм. Петрушш-не	с. Криски	80186	I	+	+	-	+
4.	балка Подладо	с. Криски	80188	I	+	+	-	+
5.	балка Липіно	с. Криски	80187	I	+	+	-	+
6.	Лопця Дослідна	с. Покошичі	80189	I	+	+	-	+
7.	Лощина Придорожні	с. Покошичі	80190	I	+	+		+
Гідрометеорологічна обсерваторія Нова Каховка								
1.	Дніпро	м. Нова Каховка	80802	II	+	-	-	+
2.	Інгулець	с. Калінінське	80575	II	+	-	-	+
	Всього				374	337	103	37 2

На гідрологічних постах ГП-I, ГП-II виконуються спостереження:

- за товщиною льоду, шуги, висотою снігу на льоду;
- за явищами льодового режиму;
- за водною рослинністю;
- за опадами.

Навчальне видання

**Вальчук-Оркуша Оксана Миколаївна
Ситник Олексій Іванович**

ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ

Видається в авторській редакції

Підписано до друку 15.03.2013

Формат 60x84/16

Папір офсет. Ум. арк. 13,65

Тираж 100 прим. Зам. № 1313

Видавничо-поліграфічний центр «Візаві»

20300, м. Умань, вул. Тищика, 18/19

Свідоцтво: серія ДК №2521 від 08.06.2006 р.

тел.: (04744) 4-64-88, 4-67-77

e-mail: vizavi08@mail.ru

vizavi08@mail.ru