

Міністерство освіти і науки, молоді та спорту України

Запорізька державна інженерна академія

В.Р. Румянцев

О.В. Новокщона

ГІДРОЛОГІЯ

Навчально-методичний посібник

для студентів спеціальності 6.040601

«Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване
природокористування»

Запоріжжя

2011

Міністерство освіти і науки, молоді та спорту України
Запорізька державна інженерна академія

Затверджено до друку
Рішенням науково -
методичної ради ЗДІА,
протокол
№ ____ від _____ 2011

ГІДРОЛОГІЯ

Навчально-методичний посібник
для студентів спеціальності 6.040601
«Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване
природокористування»

Рекомендовано до видання
на засіданні кафедри ОНС,
протокол № 9 від 19.04.2011 р.

Запоріжжя

2011

Гідрологія. Навчально-методичний посібник для студентів спеціальності 6.040601 «Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування»/ Укл. В.Р. Румянцев, О.В. Новокщонава. Запоріжжя: Видавництво ЗДІА, 2011. - 130 с.

Укладачі:

В.Р. Румянцев – канд. техн. наук, доцент

О.В. Новокщонава – асистент

Відповідальний за випуск –

завідувач кафедри охорони

навколишнього середовища к. т. н., доц. Г.Б. Кожемякін

Рецензенти:

1. Доц., канд.біол.наук, доцент кафедри

загальної та прикладної екології

Запорізького національного університету

О. Ф. Рильський

2. Проф., к.т.н., зав. кафедрою

водопостачання та водовідведення

Запорізької державної інженерної академії

В. І. Сокольник

ЗМІСТ

	с.
ВСТУП	6
Розділ 1 ЛЕКЦІЙНИЙ МАТЕРІАЛ	8
1.1 МЕТА І ЗАВДАННЯ ГІДРОЛОГІЇ. СУЧАСНІ НАПРЯМКИ РОЗВИТКУ ВОДНОГО ГОСПОДАРСТВА	8
1.1.1 Поширення води на земній кулі	8
1.1.2 Кругообіг води в природі	12
1.2 ОСНОВНІ ФІЗИЧНІ І ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ	17
1.2.1 Будова води, її аномалії й найважливіші фізичні властивості	17
1.2.2 Хімічний склад природних вод і умови його формування	23
1.3 РІКА, ЇЇ ПРИТОКИ, РІЧКОВА СИСТЕМА	27
1.3.1 Річковий басейн. Водозбір	29
1.3.2 Фізико-географічні характеристики річкових басейнів	30
1.3.3 Енергія і робота рік	31
1.4 ОЗЕРНІ УЛОГОВИНИ, ЇХНЄ ПЕРЕТВОРЕННЯ Й ЕЛЕМЕНТИ	32
1.4.1 Загальні поняття	32
1.4.2 Походження озер, типи озерних улоговин та їхнє перетворення	33
1.4.3 Основні морфометричні характеристики озера	37
1.4.4 Термічний і льодовий режим озер	38
1.4.5 Хімічний склад озерних вод	39
1.5 ВОДОЙМИЩА Й ОСНОВНІ ОСОБЛИВОСТІ ЇХНЬОГО ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ	43
1.5.1 Основні поняття	43
1.5.2 Особливості термічного і льодового режиму	45

1.5.3 Особливості гідрохімічного режиму	48
1.5.4 Замулення водоймищ	48
1.6 ПОХОДЖЕННЯ БОЛІТ, ЇХНЯ МОРФОЛОГІЯ І ТИПИ	50
1.6.1 Походження боліт	50
1.6.2 Морфологія боліт	54
1.6.3 Типи боліт і болотних мікроландшафтів	56
1.7 УМОВИ ЗАЛЯГАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД У ЗЕМНІЙ КОРИ	57
1.7.1 Основні поняття	57
1.7.2 Вода у ґрунті	59
1.7.3 Ґрунтові та міжпластові безнапірні води	60
1.7.4 Напірні води	62
1.8 СКЛАД МОРСЬКОЇ ВОДИ ТА ЇЇ СОЛОНІСТЬ	63
1.8.1 Склад морської води	63
1.8.2 Водний і сольовий баланс	64
1.9 ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ОКЕАНІВ І МОРІВ	66
1.9.1 Розподіл температури води на поверхні Світового океану і морів	66
1.9.2 Процеси нагрівання й охолодження морської води	72
1.10 ХВИЛІ В ОКЕАНАХ І МОРЯХ	74
1.10.1 Класифікація хвиль	74
1.10.2 Вітрові хвилі в океанах і морях	77
1.10.3 Хвилі, що викликані землетрусами (цунамі)	79
1.10.4 Сейші	80
1.11 ТЕЧІЇ	82
1.11.1 Походження морських течій та їхня класифікація	82
1.11.2 Течії, що виникають при участі сил тертя	85
1.11.3 Схема течій у Світовому океані	88
1.11.4 Вплив течій на режим океанів і морів та на клімат Землі	92

Розділ 2 ПРАКТИЧНІ ЗАНЯТТЯ	96
2.1 РІЧКИ. МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧКОВИХ БАСЕЙНІВ	96
2.1.1 Звивистість і розгалуженість річок	96
2.1.2 Розрахунок морфометричних характеристик басейну	96
2.1.3 Графік наростання площі басейну річки	98
2.1.4 Приклад розрахунку	98
2.1.5 Визначення густини річної мережі	101
2.1.6 Поздовжній профіль річки	102
2.1.7 Приклад розрахунку	103
2.1.8 Контрольні завдання	104
2.2 РІЧКОВИЙ СТІК, РОБОТА РІК І РІЧКОВІ НАНОСИ	105
2.2.1 Одиниці виміру стоку. Приклад розрахунку	105
2.2.2 Робота і потужність річок	108
2.2.3 Приклад побудови водноенергетичного графіку	110
2.2.4 Стік зважених наносів. Донні насоси. Приклад розрахунку	113
2.2.5 Розрахунки замулення водосховищ	115
2.2.6 Контрольні завдання	117
2.3 ВОДНОБАЛАНСОВІ РОЗРАХУНКИ	118
2.3.1 Рівняння водного балансу	118
2.3.2 Контрольне завдання	120
ПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ	121
ПЕРЕЛІК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ	124
ДОДАТКИ	125

ВСТУП

Предметом гідрології є характеристика загальної гідрологічної ситуації в світі, в Україні і в м. Запоріжжі, а також визначення основних напрямків природоохоронної роботи і організаційних заходів, що забезпечують раціональне використання водних ресурсів.

Метою гідрології є ознайомлення студентів-екологів з системою основних наукових знань та методів дослідження в області гідрології.

В посібнику викладено основи загальної гідрології; розкриваються взаємозв'язки між водами земної кулі; викладаються загальні закономірності формування гідрологічних процесів в океанах і морях, ріках, підземних водах, озерах і водоймищах, болотах і льодовиках. Посібник являє собою підручник з курсу гідрології, призначений для студентів вузів. Він може бути використаний як навчальний посібник студентами технічних вузів.

Гідрологія розглядається як одна з географічних дисциплін. Із цієї причини виклад матеріалу в посібнику ведеться таким чином, щоб студенти, ґрунтуючись на знанні законів фізики, гідродинаміки та хімії, змогли одержати уяву про гідрологічні явища і процеси, нерозривно пов'язані з географічним середовищем, щоб вони навчилися розглядати природні води як невід'ємну частину географічного ландшафту, що перебуває з ним у безперервній взаємодії.

Основним завданням посібника, на думку авторів, є ознайомлення студентів із процесами, що відбуваються у гідросфері, з особливостями водних об'єктів та їх взаємодією з навколишнім середовищем. При цьому автори прагнули вести виклад таким чином, щоб студенти могли не тільки отримати відповідні знання з гідрології, але й звикнути до наукового аналізу. Інакше кажучи, студенти одержать можливість довідатися не тільки, як відбуваються ті або інші явища, якими особливостями володіють ті або інші водні об'єкти, але й чому вони мають ці властивості, чому дані процеси протікають таким чином.

Основними законами, якими автори користувалися при викладі матеріалу, є закони збереження речовини й енергії. От чому в посібнику приділяється необхідна увага методам водного й теплового балансу водних об'єктів.

Практикум даного посібника містить основні розрахунки морфометричних характеристик водних басейнів, енергетичних характеристик рухливих потоків, водно-балансові розрахунки.

В результаті вивчення даної дисципліни студенти повинні знати структуру та склад гідросфери; розуміти взаємозв'язок гідросфери з атмосферою, літосферою, біосферою; знати закономірності географічного розподілу водних об'єктів: озер, рік, підземних вод, водосховищ, боліт, океанів та морів; розуміти плин основних гідрологічних процесів у водному середовищі; знати методи вивчення водних об'єктів; показати практичну важливість еколого-гідрологічного вивчення водних об'єктів та гідрологічних процесів для вирішення завдань охорони природи.

Розділ 1 ЛЕКЦІЙНИЙ МАТЕРІАЛ

1.1 МЕТА І ЗАВДАННЯ ГІДРОЛОГІЇ. СУЧАСНІ НАПРЯМКИ РОЗВИТКУ ВОДНОГО ГОСПОДАРСТВА

1.1.1 Поширення води на земній кулі

Загальна кількість води на земній кулі, крім хімічно й фізично зв'язаної води земної кори й мантії, по наближених підрахунках, становить 1,5 млрд. км³. На частку океанів і морів доводиться приблизно 1,37 млрд. км³ води, тобто близько 94% цієї кількості. Поверхневі води суші: рік, озер, боліт, сніжників і льодовиків у горах, материкових льодів, включаючи льоди Антарктиди й Гренландії, - становлять менш 2% загальної кількості води на земній кулі.

Води Світового океану й води суші в рідкому й твердому стані утворюють гідросферу - переривчасту водну оболонку Землі. Верхньою межею її умовно можна вважати поверхню розділу з атмосферою, практично із тропосферою; нижня частина гідросфери проникає в літосферу й чітку межу з нею не має. Між атмосферою, гідросферою й літосферою відбувається постійна взаємодія й обмін кількістю енергії й речовини.

У літосфері більша частина води утримується у фізично й хімічно зв'язаному стані. По В. І. Вернадському, загальний її обсяг у земній корі до глибини 20—25 км дорівнює приблизно 1,3 млрд. км³, що приблизно відповідає обсягу води в океані.

У мантії Землі, за даними А. П. Виноградова, перебуває не менш 13—15 млрд. км³ хімічно зв'язані води, тобто приблизно в 13—15 разів більше, ніж у Світовому океані й на суші.

Гідрологія займається вивченням властивостей гідросфери і її складових - океанів і морів, рік, льодовиків, озер - і взаємодії гідросфери з навколишнім середовищем, а також процесів, що в ній відбуваються. Океани й моря, ріки,

льодовики, озера й води боліт зуться водними об'єктами. Кожний з них має свої типові властивості, притаманні саме даному об'єктові.

Гідрологія - наука комплексна й відноситься до циклу географічних наук.

На ранній стадії розвитку гідрології як науки її підрозділяли на дві частини - гідрологію моря й гідрологію суші. У даний час гідрологія моря виділилася в самостійну науку - океанологію. У завдання океанології входить комплексне вивчення процесів, що протікають у Світовому океані, вивчення властивостей води як середовища перебування живих організмів, установлення взаємозв'язку між процесами у водах океану й процесами, що протікають в атмосфері, літосфері й біосфері. Сучасна фізична океанологія поєднує конкретні дисципліни, з яких основними є: загальна океанологія, фізика моря, регіональна океанологія й морські прогнози.

Гідрологія суші підрозділяється на власне гідрологію суші (загальну) і гідрографію. Власне гідрологія суші ставить своїм завданням вивчення загальних властивостей водних об'єктів суші, законів, керуючих процесами, що відбуваються в них, і загальної взаємодії цих вод з навколишнім середовищем, включаючи й ті зміни, які відбуваються під впливом діяльності людини. Гідрографія суші займається вивченням конкретних водних об'єктів і вод окремих територій, ґрунтуючись на загальних закономірностях, установлених власне гідрологією.

Підземні води, що перебувають у земній корі, тобто в середовищі, де води не являють собою основну масу речовини, а входять у неї як складова частина, є предметом вивчення гідрогеології - розділу геології. Аналогічно вивчення ґрунтових вод є одним із завдань ґрунтознавства, а вивчення води атмосфери - одним із завдань метеорології й кліматології. Однак ґрунтові й підземні води, так само як і води атмосфери, особливо атмосферні опади, вивчаються й у гідрології при дослідженні взаємодії гідросфери з іншими сферами, кругообігу води в природі й формування гідрологічного режиму. Таким чином, гідрологія

тісно пов'язана з метеорологією й кліматологією, ґрунтознавством і гідрогеологією.

Однією з важливих властивостей води як рідини є її рухливість. Вивчення законів руху й рівноваги рідини - завдання гідромеханіки і її прикладного розділу - гідравліки, що розробляє способи застосування загальних законів руху й рівноваги рідини до рішення практичних завдань у конкретних умовах, створюваних природою або людиною.

Вивченням фізичних властивостей природної води як рідини й фізичних процесів, що відбуваються у водній оболонці Землі і її об'єктів, займається гідрофізика - розділ геофізики. Вивчення складу й хімічних властивостей природних вод й їхньої зміни в часі й у просторі є змістом розділу геохімії - гідрохімії.

Природні води являють собою середовище, досить сприятливе для існування рослинних і тваринних організмів. Біологічні процеси, що протікають у воді, тісно пов'язані з її властивостями й гідрологічними умовами. У той же час ці процеси впливають на хімічний і газовий склад водної маси. Залишки рослин, що відмирають, і тварин утворюють намули, що покривають значну частину дна озер і морів. У болотах органічні залишки утворюють торф. Тому природно, що гідрологам нерідко доводиться мати справу з явищами й утвореннями, пов'язаними з біологічними процесами. Наука, що вивчає водні організми й їхню взаємодію з навколишнім середовищем, називається гідробіологією.

У гідрології застосовуються різні методи дослідження, з яких основні експедиційний, стаціонарний і лабораторний.

Експедиційний метод являє собою комплексне обстеження вод великих районів або гідрологічних об'єктів по спеціально розроблювальних програмах. Цей метод дозволяє досліджувати переважно ті явища, які, розрізняючись у просторі, повільно міняються в часі.

У цей час в експедиційних дослідженнях широко застосовуються сучасні способи виміру гідрологічних елементів: рівня, течії, хвилювання, температури води, льодових явищ й ін. Результати таких досліджень не тільки використовуються для регіональних описів водних об'єктів, але й дозволяють судити про гідрологічні процеси, їхню структуру й причинні зв'язки.

Метод стаціонарних спостережень служить для вивчення динаміки елементів гідрологічного режиму водних об'єктів у часі. Систематичні спостереження за коливаннями рівня й витратами води, хвилюванням, течіями, температурою, рухом наносів, льодовими й іншими явищами виконуються гідрометеорологічними станціями й обсерваторіями. Ці спостереження ведуться по єдиній програмі, що відповідає завданням науки й практики.

Гідрологічний режим - закономірні зміни стану водного об'єкта в часі, обумовлені впливом фізико-географічних факторів й у першу чергу кліматичних. Гідрологічний режим проявляється у вигляді добових, сезонних і багаторічних коливань рівня й витрат води, температури води, льодових явищ, хвилювання, течії, солоності, кількості й складу твердого матеріалу, що переноситься потоком, й ін.

Величезний матеріал, зібраний гідрометеорологічними станціями, обсерваторіями й експедиціями, зосереджений у спеціальному науковому центрі зберігання гідрометеорологічної інформації. Матеріали спостережень обробляються (частково) за допомогою ЕОМ і широко використовуються для географічних узагальнень, складання довідників, атласів, карт, гідрологічних прогнозів і рішення інших теоретичних і практичних завдань. У стаціонарних польових й експедиційних умовах широке застосування знаходять експериментальні дослідження.

Лабораторний метод дозволяє визначати фізичні й хімічні властивості води, моделювати гідродинамічні процеси, для того щоб вивчити їхнє виникнення, розвиток і загасання. У штучних умовах на моделях, задаючи зовнішні умови, можна вивчити й самі явища й вплив на них різних сил. Так,

наприклад, за допомогою моделювання досліджувався дрейф льодів у Північному Льодовитому океані, виникнення вітрових і внутрішніх хвиль, сейш у морях й озерах; на моделях русел рік у лабораторних умовах вивчається вплив течій, витрат води, складу донних відкладень на руслові процеси й т.д.

З перших років організаційного оформлення гідрологічних досліджень у країні основними практичними завданнями гідрології стали наступні: оцінка сучасного стану водних ресурсів країни й гідрологічне обґрунтування їхнього використання.

Для сучасного етапу розвитку гідрологічних досліджень характерне об'єднання зусиль гідрологів усього миру для рішення глобальних проблем гідрології, основними з яких є дослідження кругообігу води в природі й впливу на нього діяльності людини, взаємозв'язку природних основ керування водним режимом великих територій суші й морів і прогноз майбутнього стану водних ресурсів Землі, конструктивні рішення проблеми водної компоненти середовища, що оточує людину.

1.1.2 Кругообіг води в природі

Води земної кулі перебувають у постійній взаємодії й у процесі кругообігу зв'язані воедино. Під впливом сонячної радіації з поверхні океанів, морів, рік, озер, льодовиків, сніжного покриву й льоду, ґрунту й рослинності щорічно випаровується 525 тис. км³ води. Випар з поверхні океанів і морів - основне джерело надходження вологи в атмосферу. Більша частина цієї вологи випадає у вигляді атмосферних опадів безпосередньо на поверхню океанів і морів, роблячи так званий малий кругообіг. Менша її частка бере участь у великому кругообігові, вступаючи в складні взаємодії із земною поверхнею. Великий кругообіг містить у собі ряд місцевих, внутрішніх вологооборотів й являє собою різноманітний процес переміщення, витрати й поновлення вологи на земній поверхні, у надрах землі й в атмосфері. Атмосферні опади, зрошуючи

поверхню материків, частково просочуються в ґрунт, частково стікають по схилах й утворюють струмки, ріки, озера, болота. Поглинена ґрунтом вода частиною випаровується безпосередньо або засвоюється рослинами, частиною просочується вглиб, формуючи підземні води. Останні беруть участь у живленні рік, озер або досягають моря підземними шляхами.

Волога, що надійшла в атмосферу в результаті випару з поверхні суші і її водою, доповнює ту кількість її, що надходить із океану. Повітряними потоками вона переноситься в глиб материка й, випадаючи у вигляді дощу й снігу, зрошує території, більш-менш вилучені від океану. опади, що випали, знову випаровуються, просочуються, стікають по земній поверхні. Стік води рік, що впадають в океан, завершує великий кругообіг води на земній кулі.

Розглянутий процес кругообігу - лише спрощена схема.

Кругообіг води складається з декількох ланок, головні з котрих атмосферна, океанічна, материкова.

М. І. Львович увів поняття «активність водообміну», що характеризує тривалість зміни всього обсягу води даної частини гідросфери в процесі кругообігу води.

В атмосферній ланці відбувається перенос вологи в процесі атмосферної циркуляції й утворення атмосферних опадів. Одноразовий запас вологи в атмосфері невеликий, усього 14 тис. км³, але при постійному поновленні цієї вологи в процесі випару з поверхні Землі обсяг опадів, що випадають на цю поверхню, дорівнює 525 тис. км³. Таким чином, у середньому кожні 10 доби волога атмосфери відновлюється.

Для океанічної ланки кругообігу характерно безперервне відновлення запасів вологи в атмосфері шляхом випару. З поверхні океанів в атмосферу надходить 86,0% загальної кількості вологи, що випарувалася на земній кулі. Стосовно обсягу води в океані ця кількість невелика; загальна тривалість зміни води океану в процесі кругообігу, очевидно, близько 3000 років.

Материкова ланка по активності участі її вод у кругообігові відрізняється більшою розмаїтістю. У цій ланці М. І. Львович у свою чергу виділяє ґрунтову, літогенну, річкову, озерну, льодовикову й біологічну ланки.

Ґрунт здійснює обмін вологою як з атмосферою, ріками й озерами, так і з надрами землі - літогенною ланкою. Обмін цей відбувається шляхом просочування, стікання по поверхні, випару й транспірації порівняно швидко, у межах одного року.

Ступінь рухливості води в літогенній ланці неоднакова. Найбільше беруть активну участь у загальному кругообігові води підземні води, що залягають поблизу земної поверхні до рівня дренажу їхньою річковою мережею й живлять ріки. Тривалість їхнього обміну - від місяця до декількох років. З віддаленням від земної поверхні, на більших глибинах, підземні води стають усе менш рухливими і період їх водообміну, по Г. П. Калініну, досягає декількох мільйонів років, що свідчить про вкрай уповільнений водообмін, практично про його відсутність. Це в основному відноситься до розсолів.

Ріки повертають в океан води, які надійшли в процесі кругообігу на сушу. Обмін води, що втримується в руслах рік, відбувається досить швидко: у середньому, за даними різних авторів, за 12-25 доби. Але якщо до обсягу руслових вод додати обсяг проточних озер, то активність водообміну значно зменшиться і його тривалість зросте до трьох років.

У льодовиках ніби законсервовані великі маси води у вигляді льоду. Рух льоду повільний, тому тривалість обміну води (льоду) у льодовиках коливається, за різними даними, від 8300 до 15 000 років.

Аналіз активності водообміну розкриває досить цікаву й важливу рису ресурсів прісних вод - їх відносно швидке поновлення. Порівняльна оцінка активності характеризується наступними даними (табл. 1.1).

Таким чином, кругообіг води в природі, що відбувається під впливом сонячного тепла й сили ваги, поєднує кілька геофізичних процесів, що відбуваються в його ланках, - це випар, перенос вологи в атмосфері, її

конденсація й випадання опадів, просочування їх у ґрунт і гірські породи, стік поверхневих і підземних вод.

Таблиця 1.1 – Поновлення ресурсів прісних вод

Повне поновлення запасів	Кількість років
Світовий океан	3000
Підземні води	5000
Льодовики	8300—15 000
Ґрунтова волога	1,0
Ріки й озера	3
Ріки	0,033—0,069
Пари атмосфери	0,027
Вся гідросфера	2700

Води, що стікають по земній поверхні, не всі попадають в океани й моря. Спадаючі до океанів похилості, стік з яких спрямований в океан, називаються стічними або периферійними областями стоку. Замкнуті простори, що не мають зв'язку з океанами, стік з яких не досягає океану, називаються областями внутрішнього стоку або безстічними (стосовно океану). Води цих областей витрачаються на випар або по шляху стоку, або з поверхні кінцевих замкнутих водойм, куди вони стікають. Області внутрішнього стоку обмінюються вологою з периферійними областями тільки шляхом переносу її повітряними потоками в атмосфері або в незначній мері підземними шляхами.

Загальна площа периферійних областей земної кулі становить 117 млн. км² і майже в 4 рази перевищує площу областей внутрішнього стоку, рівну 32 млн. км². Величезні периферійні області спрямовані до Атлантичного океану, з

них стікають найбільші ріки світу: Амазонка, Міссісіпі, Нігер, Конго, і багато рік Європи: Нева, Західна Двіна, Вісла, Одра, Ельба, Рейн, Луара й ін.

У процесі щорічного кругообігу вологи бере участь порівняно невелика частина загального обсягу гідросфери, а саме 525 тис. км³, або тільки близько 0,036% запасів води на Землі.

З деяким наближенням можна прийняти, що обсяг води, що приймає участь у кругообігові, у середньому (за рік) не змінюється. Отже, існує стійке співвідношення між прибутковою (атмосферні опади) і видатковою (випар, стік) частинами кругообігу води на земній кулі. Ці співвідношення можна представити простими рівняннями водного балансу земної кулі і його окремих частин у середньому для річного періоду, запропонованими ще в 1905 р. нашим співвітчизником Е. Я. Брікнером:

для малого кругообігу (у межах океану)

$$Z_o = X_o + Y_c,$$

для великого кругообігу води

$$Z_c + Y_c = X_c,$$

для областей внутрішнього стоку

$$Z_v = X_v,$$

для земної кулі в цілому

$$Z_o + Z_c + Z_v = X_o + X_c + X_v \text{ або } Z_3 = X_3,$$

де X — річна сума опадів; Z — випар; Y — стік річкових вод. Індекси при буквених вирази позначають: «о» - океан, «с» - периферійну частину суші, «в» - області внутрішнього стоку, «з» - земля в цілому.

1.2 ОСНОВНІ ФІЗИЧНІ І ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ

1.2.1 Будова води, її аномалії й найважливіші фізичні властивості

Хімічно чиста вода складається по вазі з 11,19% водню й 88,81% кисню. Вивчення структури води тісно пов'язане з вивченням трьох агрегатних станів, у яких вона зустрічається на Землі. Будова води визначається розташуванням ядер водню щодо ядра кисню. Дослідження молекули води показали, що атоми кисню й водню розташовуються по кутах рівнобедреного трикутника, на вершині якого перебуває атом кисню (рис. 1.1). Кут при вершині дорівнює приблизно 106° , а сторони трикутника мають довжину 0,096 нм; відстань між ядрами водню HH — 0,150 нм. Трикутник HON перебуває усередині сфери, по якій рухаються електрони. Центр інерції сфери C не збігається із центром атома кисню O і перебуває від нього на відстані 0,013 нм.

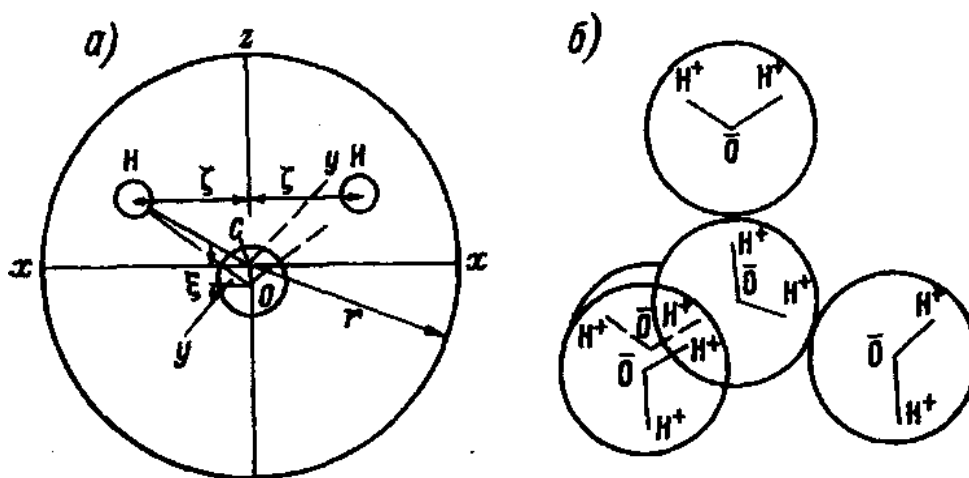


Рисунок 1.1 - Будова молекул води (а) і тетраедральне розташування її молекул (б)

При утворенні води кисень віднімає від атомів водню їхні електрони й стає негативно зарядженим іоном, а атоми водню - позитивно зарядженими

іонами. Тому що атоми водню розташовані не на одній прямій з атомом кисню, а під кутом, тобто несиметрично, внутрішньомолекулярні сили компенсуються неповністю. З'являються залишкові сили. Молекула води утворює електричний диполь, тобто сукупність рівних по величині й протилежних за знаком електричних зарядів, що перебувають на малій відстані. Диполь молекули води характеризується дипольним моментом, тобто вектором, спрямованим від негативного до позитивного заряду. Він дорівнює добутку зарядів на відстань між ними. Значний дипольний момент визначає здатність молекули води асоціюватися в різні комплекси, що представляють собою сполучення двох-восьми окремих молекул.

У пароподібному стані (при температурі 100°C) вода складається головним чином із простих молекул, званих гідролями й відповідними формулі H_2O . У рідкій фазі вода являє суміш: простих молекул гідролей (H_2O), подвійних — дигідролей (H_2O)₂ і потрійних молекул — тригідролей (H_2O)₃. У твердій фазі (лід) у воді переважають тригідролі (H_2O)₃. При зміні температури й тиску співвідношення між кількістю гідролей, дигідролей і тригідролей змінюється. Вода в різних фазах має й різну структуру, тобто характер розташування й упакування молекул відносно один одного. Рентгенографічний аналіз указує на подібність структури води до кристалічної моделі. Найбільш імовірним виявилось тетрадральне розташування молекул, при якому чотири молекули, що займають вершини тетраедра, оточують п'яту (рис. 1.1, б). Позитивні іони водню при цьому спрямовані убік негативних іонів кисню сусідніх молекул. Виникаючі водневі зв'язки, тобто стягнення водню однієї молекули води з киснем інших, приводять до асоціації молекул H_2O в численні комплекси. У рідкій фазі структура молекул води ототожнюється із кристалічною решіткою кварцу; у твердій фазі (лід) вона ідентична решітці тридиміту, що є алотропною зміною кремнезему. Лід у порівнянні з водою має менш щільне впакування молекул. Поряд з асоційованими молекулами існують і безладно розташовані, упакування яких більш щільне.

При охолодженні води кількість асоційованих молекул зростає, але тому що при зниженні температури решітка води безупинно деформується, наближаючись до решітки льоду, то до моменту замерзання повна перебудова молекул завершується збільшенням об'єму. Для більшості тіл при переході з рідкої фази у тверду характерно зменшення питомого об'єму й збільшення щільності. При замерзанні води питомий об'єм збільшується приблизно на 10%. Щільність чистого льоду при температурі 0°C дорівнює 916,7 кг/м³, тобто менше, ніж води. Тому лід тримається на поверхні, охороняючи водойми від промерзання до дна. Утворений внутрішньоводний і донний лід спливає до поверхні. Складною структурою молекул води й перебудовою їхніх решіток можна пояснити збільшення щільності води з підвищенням температури від 0 до 4°C, аномальну зміну її питомої теплоємності зі зміною температури, високу теплоту плавлення, паротворення, діелектричну постійну й деякі інші особливості.

Відповідно до кінетичної теорії газів і рідини, питомий об'єм всіх тіл при підвищенні температури збільшується, тобто зменшується щільність. Вода відрізняється від інших тіл і щодо цього: в інтервалі від 0 до +4°C її щільність збільшується у зв'язку із частковим руйнуванням тетраедральної структури, а при подальшому підвищенні температури щільність зменшується (питомий об'єм збільшується) внаслідок збільшення відстані між молекулами. У морської води температура найбільшої щільності залежить і від солоності. З підвищенням температури й зниженням солоності щільність зменшується, а зі зниженням температури й збільшенням солоності збільшується.

Вода має найбільшу із всіх речовин питому теплоємність, яка дорівнює 4,19 кДж/(кг·К), за винятком водню (14,2 кДж/(кг·К)) та рідкого аміаку (5,02 кДж/(кг·К)). Питомою теплоємністю речовини називається кількість теплоти, необхідна для нагрівання 1 кг речовини на 1 К. Теплоємність морської води трохи нижче, ніж прісної, тому що присутні в її розчині речовини мають незначну теплоємність. Звичайно теплоємність всіх тіл, як рідких, так і твердих,

збільшується з підвищенням температури. Теплоємність води з підвищенням температури від 0 до 40°C падає, а потім починає підвищуватися. Питома теплоємність повітря й порід земної кори значно менше питомої теплоємності води - 993 Дж/(кг·К), кварцу 796 Дж/(кг·К) і граніту 838 Дж/(кг·К). Більша теплоємність води в порівнянні з теплоємністю повітря й порід суши має величезне кліматичне значення, впливає на теплові й динамічні процеси, що протікають на Землі.

Теплопровідність води досить незначна. Теплопровідність хімічно чистої води при температурі 293 К (20°C) дорівнює 0,557 Вт/(м·К). Це значить, що в одиницю часу (1 с) через одиницю поверхні (1 м²) по напрямку, перпендикулярному до неї, протікає кількість тепла, рівна 0,557 Дж, за умови, що температура води по цьому ж напрямку знижується на відстані 1 м на 1 К. У морської води при температурі 291 К теплопровідність становить 0,561 Вт/(м·К), повітря при тій же температурі всього лише 0,023 Вт/(м·К), морського льоду 1,173 Вт/(м·К).

Вода, лід і повітря погано проводять тепло, тому в природних водоймах передача тепла в глибини відбувається надзвичайно повільно. Обігрівання ж глибинних вод пов'язане із процесами вертикального перемішування. Для Світового океану важливу роль грає теплопровідність, пов'язана з турбулентністю, коефіцієнт якої в тисячі разів перевершує коефіцієнт молекулярної теплопровідності. Для оцінки швидкості переносу тепла визначають температуропровідність. Вона дорівнює відношенню коефіцієнта теплопровідності води до її щільності й теплоємності при постійному тиску. Досить мала теплопровідність води, льоду й снігу та висока теплоємність сприяють розвитку життя у водоймах.

Прихована теплота випару й льодоутворення. При переході води з рідкої фази в пароподібний стан процес випару відбувається повільно, а з підвищенням температури більш інтенсивно. Коли пружність водяної пари стає рівною зовнішньому тиску, вода закипає. Температура кипіння хімічно чистої

води при нормальному тиску (760 мм рт. ст.) відповідає 100°C. При випарі й при конденсації 1 кг води витрачається й виділяється певна кількість тепла, що має назву прихована питома теплота паротворення (випару), величина якої при 273 К дорівнює 2,5 кДж/кг. З підвищенням температури вона знижується й при 373 К дорівнює 2,26 кДж/кг. Прихована теплота паротворення чистого льоду або снігу при 273 К більше, ніж води, на величину теплоти плавлення 335 кДж/кг.

Температура замерзання й плавлення льоду при нормальному тиску дорівнює 273 К. Кількість тепла (в Дж), витрачану на перетворення 1 кг льоду у воду, називають прихованою теплотою плавлення; рівну їй кількість тепла, витрачану на перетворення 1 кг води в лід, — прихованою питоною теплотою льодоутворення. Для прісного льоду й води вона дорівнює 3,35-10⁵ Дж/кг.

Для морської води, що замерзає при різній температурі залежно від кількості розчинених речовин, тобто від солоності, теплота плавлення змінюється. Висока теплота випару води й плавлення льоду має важливе значення для теплового балансу Землі.

Діелектрична постійна води (ϵ) досить висока - вона дорівнює 81. У більшості тіл вона перебуває в межах 2-8. Високий дипольний момент при незначному молекулярному об'ємі води обумовлює високе значення ϵ . Тільки деякі з'єднання володіють високою діелектричною постійною (нітробензол 36, спирти - метиловий 33, етиловий 26 і рутил 170). Внаслідок великої діелектричної постійної вода відрізняється великою іонізуючою здатністю (здатністю розщеплювати молекули розчинених речовин на іони) і високою розчинністю різних елементів, що входять до складу ґрунтів і гірських порід.

Поверхневий натяг. Внутрішньомолекулярні сили проявляються усередині води у вигляді сил зчеплення, а на вільній поверхні — у вигляді сил прилипання. Перші обумовлюють в'язкість, другі — поверхневий натяг. На вільній поверхні міжмолекулярні сили прагнуть втягти всі молекули в усередину рідини й зменшити вільну поверхню. У результаті цього виникає

сила поверхневого натягу, спрямована нормально до поверхні води. Коефіцієнт поверхневого натягу змінюється від $7,13 \cdot 10^{-2}$ до $7,65 \cdot 10^{-2}$ Н/м залежно від температури й солоності. З ним зв'язане утворення первинних капілярних хвиль на поверхні озер, морів й океанів.

В'язкість. Вода має в'язкість, або внутрішнє тертя. Сила внутрішнього тертя для води

$$F_{\eta} = (du/dz) \eta,$$

де η - коефіцієнт турбулентної в'язкості (тертя); du/dz - градієнт швидкості.

Для ламінарних рухів з малими швидкостями, коли шари води, не змішуються, як би ковзають друг по другу, характерна молекулярна в'язкість. Коефіцієнт молекулярної в'язкості чистої води при 0°C дорівнює $0,01795 \cdot 10^{-5}$ кг·м/с.

Вода відрізняється великою рухливістю. Під впливом різних зовнішніх і внутрішніх сил води природних водойм починають рухатися. Поряд з такими великомасштабними рухами, як припливи, сейсмічні хвилі, течії, а також хвилювання, коливання рівня, вертикальне переміщення, рух води може відбуватися під впливом молекулярних сил. Сили взаємного притягання й відштовхування між частками води й речовин, з якими вони взаємодіють, визначають рух води в капілярах ґрунтів. Дослідження фізичних властивостей води показують, що в прісної води ці сили залежать головним чином від змін температури й тиску, а в морської, крім того, і від солоності. Так, наприклад, морська вода, являючи собою високоіонізований розчин різних солей, добре проводить електричний струм.

Електропровідність морської води залежить від температури й солоності. При зміні температури від 0 до 24°C й солоності від 6 до 40% електропровідність збільшується від $0,6$ до $6,11/(\text{Ом}\cdot\text{м})$. Прісна вода погано проводить електричний струм.

1.2.2 Хімічний склад природних вод і умови його формування

Природні води майже ніколи не бувають хімічно чистими, тому що містять різні речовини в розчиненому й зваженому стані. У процесі взаємодії гідросфери з атмосферою, літосферою й біосферою вода впливає на різні речовини, створюючи істинні й колоїдні розчини. істинні розчини — це такі, в яких розчинені речовини перебувають у вигляді молекул й іонів з розмірами часток, що не перевищують 10^{-7} мм. Колоїдні ж розчини містять у собі не окремі молекули, а групи молекул й іонів з розмірами розчинених часток 10^{-1} - 10^{-5} мм. Колоїдні розчини більш стійкі, але в природних водах вони зустрічаються в незначних кількостях.

Природні води розрізняються між собою по хімічному складу, концентрації, співвідношенню й формі з'єднань між хімічними елементами, що перебувають у розчині.

З відомих у цей час хімічних елементів періодичної системи Д. І. Менделєєва більше половини виявлені в материкових і морських водах. Отже, по хімічному складу природні води являють собою складний комплексний розчин. Хімічний склад природних вод, по О. А. Алекіну, умовно можна підрозділити на п'ять груп:

- 1) найголовніші іони (хлоридні Cl^- , сульфатні SO_4^{2-} , гідрокарбонатні HCO_3^- , карбонатні CO_3^{2-} , іони натрію Na^+ , калію K^+ , магнію Mg^{2+} і кальцію Ca^{2+});
- 2) розчинені гази (кисень O_2 , азот N_2 , двоокис вуглецю CO_2 , водень H_2 , сірководень H_2S й ін.);
- 3) біогенні речовини (з'єднання азоту, фосфору, кремнію);
- 4) мікроелементи;
- 5) органічна речовина.

Гази й органічна речовина присутні у вигляді молекул, солі - у вигляді іонів і частково у вигляді комплексів, а деякі мінеральні й органічні сполуки - у вигляді колоїдів.

У процесі вологообігу, випаровуючись із поверхні Землі, конденсуючись і випадаючи у вигляді атмосферних опадів, вода стикається з поверхневим покривом земної кори й проникає в ґрунт. Проникаючи в ґрунт, вона розчиняє різні речовини, збагачуючись солями, органічними залишками й змінюючи свій газовий склад. Нижче ґрунтового шару вода стикається із ґрунтами й корінними породами, у результаті чого ще більше змінює свій хімічний склад. Серед порід земної кори виділяють три джерела мінералізації природних вод:

- 1) вивержені породи, що утворюють розчинні солі в процесі хімічного вивітрювання;
- 2) відкладення солей (карбонати, сульфати, хлориди й ін.) морського походження, пов'язані із взаємодією океанів і материків;
- 3) солі, адсорбовані в різних осадових породах і ґрунтовому покриві.

Крім цих джерел мінералізації природних вод, величезне значення мають продукти виділення з надр Землі при вулканічних виверженнях, з гейзерів і мінеральних джерел. Великий вплив на формування й режим природних вод роблять фізико-географічні й кліматичні умови, морфологічні й інші особливості водойми.

На хімічний склад природних вод впливає й діяльність людей. Бурхливий ріст міст, промислових об'єктів, спорудження каналів, водоймищ і т.д. порушують природний гідрохімічний режим і змінюють склад природних вод.

По хімічному складу материкові й океанічні води розрізняються за кількісними співвідношеннями між найголовнішими іонами. У материкових водах мають місце $\text{HCO}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$ і $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+$, а в океанічних спостерігаються $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$; $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$. Зіставлення іонного складу материкових й океанічних вод свідчить про велику інертність вод Світового океану та їхню однорідність, пов'язану з потужною вертикальною й

горизонтальною циркуляцією, а також з вільним водообігом між окремими частинами океанів і морів.

Води Світового океану відрізняються сталістю сольового складу, тобто сталістю кількісних співвідношень між найголовнішими іонами, що не залежать від концентрації розчину .

Велике значення для біологічних, біохімічних й інших процесів, що відбуваються в материкових й океанічних водах, мають розчинені у воді гази. З розчинених газів найбільше значення мають кисень O_2 і двоокис вуглецю CO_2 . Особливе положення займає іон водню H^+ хоча й міститься в природних водах у невеликих кількостях, але він має велике значення для біологічних процесів. Розчинність газів у воді залежить від тиску газу на поверхню води (парціального тиску), температури й ступеню мінералізації води. Залежність розчинності газів від парціального тиску визначається законом Генрі-Дальтона й може бути виражена формулою

$$C=10^4 \cdot k \cdot p,$$

де C — розчинність газу, мг/л; k — коефіцієнт, що виражає розчинність газу при тиску 1 атм; p — парціальний тиск, атм.

Парціальний тиск кисню, що міститься в повітрі, дорівнює 0,2099 атм, азоту - 0,7804 атм і двоокису вуглецю 0,0003 атм. Розчинність газів у воді зменшується зі збільшенням її мінералізації й з підвищенням температури.

Збагачення води киснем відбувається за рахунок надходження кисню з атмосфери й у результаті виділення кисню рослинами в процесі фотосинтезу. Зменшення кількості кисню у воді відбувається у зв'язку зі споживанням кисню на окислювання органічної речовини (подих водних організмів, бродіння, гниття органічних залишків), а також у результаті виділення кисню в атмосферу. Вміст розчиненого кисню в природних водах коливається як у часі, так й у просторі.

Двоокис вуглецю перебуває у воді переважно у вигляді розчинених молекул газу. Частина цих молекул, вступаючи у взаємодію з водою, утворює вугільну кислоту H_2CO_3 . Зазвичай не розділяють CO_2 і H_2CO_3 і під двоокисом вуглецю мають на увазі їхню суму ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$). Майже у всіх природних водах у тій або іншій кількості міститься двоокис вуглецю. Він зобов'язаний своїм походженням різним процесам, пов'язаним з окислюванням органічних речовин і виділенням CO_2 , що відбувається як безпосередньо у воді, так й у ґрунтах, з якими вона стикається. Крім того, збагачення природних вод двоокисом вуглецю відбувається в результаті складних геохімічних реакцій, що мають місце в глибоких шарах Землі у зв'язку із процесами в осадових породах.

Витрата CO_2 відбувається головним чином шляхом переходу в атмосферу внаслідок пересиченості води CO_2 , у результаті переводу карбонатних порід у розчин і шляхом споживання CO_2 рослинними організмами при фотосинтезі.

Як ми вже відзначали, іони водню містяться у воді зазвичай в досить малих кількостях. У хімічно чистій воді іони водню з'являються в результаті її часткової дисоціації:



У природних водах концентрація водневих іонів значною мірою залежить від дисоціації вугільної кислоти:



Іон водню H^+ — це носій кислотних властивостей у розчині, гідроксильний іон OH^- — лужних властивостей. У хімічно чистій воді обидва іони перебувають у рівних кількостях, тому хімічно чиста вода нейтральна. При нейтральній реакції концентрація іонів водню дорівнює 10^{-7} г/л. Зазвичай концентрацію іонів водню у воді виражають у вигляді статечного показника

(десятьового логарифма), узятого зі зворотним знаком, і позначають величину концентрації символом рН:

$$pH = -\lg[H^+].$$

Таким чином, вода з нейтральною реакцією має рН = 7. При рН < 7 реакція буде кисла, при рН > 7 - лужна. Більшість природних вод характеризується рН = 6,5 ... 8,5.

У природних водах, крім неорганічних з'єднань, завжди є органічні речовини, що представляють собою продукти розпаду різних організмів - рослин і тварин. Вони потрапляють у природні води й ззовні, а також утворюються в самих водоймах. У водойми надходять речовини, що вимиваються водою із ґрунту, торфовищ, а також залишки рослин, змивані з поверхні землі. Сполука цих речовин складна. Їхня присутність у воді надає їй жовтувате фарбування. Іншим зовнішнім джерелом надходження органічних речовин у водойми є стічні й промислові води, що скидаються у них. У самих водоймах органічні речовини з'являються в результаті життєдіяльності й відмирання живих організмів.

Вивчення хімічного складу природних вод суши й Світового океану має величезне значення для дослідження кругообігу хімічних елементів, з'ясування еволюції життя на Землі, використання продукції океанів, морів, озер і рік. У воді присутні всі елементи, необхідні для розвитку тваринного й рослинного життя, зосереджені колосальні харчові й сировинні ресурси Землі.

1.3 РІКА, ЇЇ ПРИТОКИ, РІЧКОВА СИСТЕМА

Рікою називається водний потік, що протікає в природному руслі й живиться за рахунок поверхневого й підземного стоку річкового басейну.

Атмосферні опади не відразу попадають у ріки. Стік їх здійснюється спочатку у вигляді тимчасових потоків, що виникають у період танення або випадання дощів. Зливаючись разом, вони дають початок постійним потокам - спочатку струмкам, малим річкам, а потім рікам. Водність рік збільшується припливом підземних вод, які дренуються річковими руслами. Ріки виносять свої води в океани, моря або озера. Ріка, що впадає в одну з таких водойм, називається головною рікою, а ріки, що впадають у неї, її притоками. Сукупність всіх рік, що скидають свої води через головну ріку в море або озеро, називається річковою системою або річковою мережею.

Ріки, озера, болота, балки, яри даної території становлять гідрографічну мережу цієї території. Таким чином, річкова мережа є частиною гідрографічної мережі.

Розрізняють притоки різних порядків. Ріки, що впадають безпосередньо в головну ріку, називаються притоками першого порядку, притоки цих притоків - притоками другого порядку й т.д.

Річкова система характеризується довжиною рік, їхньою звивистістю й густотою річкової мережі.

Під *довжиною* розуміється сумарна довжина всіх рік, що складають дану систему. Довжина рік виміряється по карті як можна більшого масштабу.

Звивистість ріки характеризується коефіцієнтом звивистості. Цей коефіцієнт визначається для окремих ділянок ріки і являє собою відношення відстані по прямій лінії між початковим і кінцевим пунктами ділянки до довжини ріки на цій ділянці.

Густота річкової мережі характеризується коефіцієнтом густоти, що представляє собою відношення сумарної довжини річкової мережі на даній площі до величини цієї площі. Коефіцієнт густоти річкової мережі виражається в км/км².

Густота річкової мережі залежить від ряду природних факторів: рельєфу, геологічної будови місцевості, властивостей ґрунтів, клімату, особливо від

кількості опадів й умов їхнього стоку. Немаловажна роль належить також історико-геоморфологічним факторам. Густота річкової мережі міняється в широких межах. На півночі вона зазвичай більше, ніж на півдні, у горах більше, ніж на рівнинах. Так, наприклад, на рівнинах Передкавказзя коефіцієнт густоти річкової мережі дорівнює всього лише $0,05 \text{ км/км}^2$, а в найбільш зрошуваних опадами районах північних схилів Головного Кавказького хребта він досягає $1,49 \text{ км/км}^2$.

1.3.1 Річковий басейн. Водозбір

Частина земної поверхні, що включає в себе дану річкову систему й відділена від інших річкових систем вододілами, називається річковим басейном цієї системи. Поверхня суші, з якої річкова система збирає свої води, називається водозбором або водозбірною площею басейну. У більшості випадків площі басейну ріки й водозбору збігаються. Але іноді водозбірна площа буває менше площі басейну. Це спостерігається в тих випадках, коли усередині басейну є або площі внутрішнього стоку, або площі, з яких стоку не відбувається зовсім. Площа басейну Обі, наприклад, більше площі її водозбору, тому що включає області внутрішнього стоку між Об'ю й Іртишем, між Іртишем й Ішимом і між Ішимом і Тоболом, стік з яких не попадає в Об.

Річкові басейни відрізняються друг від друга розмірами й формою. Основною морфометричною характеристикою річкового басейну є його площа, що виражається зазвичай у квадратних кілометрах.

Басейни рік нерідко відрізняються значною асиметрією, що має велике значення для формування водного режиму ріки. При асиметрії басейну в головну ріку буде надходити за інших рівних умов різна кількість води із правої й лівої частин водозбору. Характеристикою асиметрії басейну служить коефіцієнт асиметрії K_a , який визначається за формулою:

$$K_a = (f_l - f_{np})/F,$$

де f_l - площа лівобережної й f_{np} - площа правобережної частини басейну; F - площа всього річкового басейну.

Багато природних властивостей різних областей, у тому числі й річкових басейнів, міняються з висотою місцевості. Добре відома, наприклад, вертикальна поясність кліматичних умов у горах. От чому велике значення мають висотні характеристики річкових басейнів. Користуючись гіпсометричною картою, можна одержати одну із суттєвіших характеристик річкового басейну - його середню висоту. Її можна визначити по гіпсографічній кривій, що представляє собою графічне зображення розподілу площ басейну (в %) по висотних поясах. Висота, що відповідає 50% площі басейну, і є його середньою висотою.

На земній кулі поширені ріки з найрізноманітнішими по величині площами басейнів і різною довжиною.

1.3.2 Фізико-географічні характеристики річкових басейнів

До числа фізико-географічних характеристик річкових басейнів відноситься насамперед їхнє географічне положення, що дається у вигляді географічних координат крайніх точок басейну (крайні західні й східні, крайні південні й північні точки).

Для судження про ряд гідрологічних властивостей басейну (живлення рік, формування режиму стоку) важливо знати кліматичні умови басейну, рельєф місцевості, геологічну будову, характер ґрунтового й рослинного покриву, а також мати дані про наявність і характер озер, боліт, льодовиків. Із кліматичних елементів при вивченні їхнього впливу на гідрологічний режим, зокрема режим стоку, виділяються атмосферні опади (їхня кількість, розподіл, інтенсивність дощів), сніжний покрив (потужність і запас води в ньому), температура й

нестача насичення вологою повітря, радіаційний баланс. Кількісні характеристики всіх перерахованих кліматичних елементів визначаються методами, прийнятими в кліматології й викладають у відповідних курсах.

1.3.3 Енергія і робота рік

Вода, що стікає по поверхні землі й переноситься ріками, має енергію, тобто здатність виконувати роботу. Потужність ріки N (кВт) на ділянці довжиною L (км), дорівнює

$$N=9,81 \cdot 10^3 \cdot Q_m \cdot h,$$

де h – падіння ріки на даній ділянці, м;

Q_m - середня витрата на цій же ділянці, кг/с.

Якщо величину N розділити на довжину ділянки L , то вийде питома кілометрова потужність ріки:

$$N_{num} = N / L.$$

Сума потужностей ділянок ріки на всьому її протязі називається повною потужністю ріки, кВт:

$$\Sigma N = \Sigma 9,81 \cdot Q \cdot h.$$

Потенційна потужність рік СНД становить близько 500 млн. кВт. У даний час водна енергія потоку широко використовується для виробництва електричної енергії на гідроелектричних станціях (ГЕС). Для цієї мети за допомогою гребель енергію рік зосереджують у певних місцях ріки. Потужність ГЕС визначається по формулі:

$$N_{ГЕС} = 9,81 \cdot Q_p \cdot h_p \cdot \eta,$$

де $N_{ГЕС}$ - потужність ГЕС, кВт; Q_p - розрахункова витрата, що пропускається через турбіни, м³/с; h_p - напір, тобто зосереджене падіння води в турбіни, м; η - коефіцієнт корисної дії ГЕС, що зазвичай буває високим і досягає 0,98.

Величини Q_p й h_p визначаються на підставі гідрологічних й енерго-економічних розрахунків. Виробіток електроенергії на ГЕС прийнято виражати в кіловат-годинах. Річний виробіток на великих ГЕС виражається в мільярдах кіловат-годин.

У природних умовах енергія, якою володіє вода, що стікає по поверхні землі й по руслах рік, витрачається на подолання тертя між частками води, тертя об земну поверхню й об дно та береги русел, на перенос наносів у зваженому й вабленому стані, перенос розчинених речовин і стирання твердих часток. У результаті цієї роботи відбуваються процеси ерозії й акумуляції наносів, що приводить до зміни форм земної поверхні, обрисів і глибин річкових русел.

1.4 ОЗЕРНІ УЛОГОВИНИ, ЇХНЄ ПЕРЕТВОРЕННЯ Й ЕЛЕМЕНТИ

1.4.1 Загальні поняття

Озера - природні водойми з уповільненим водообміном. До водойм уповільненого водообміну належать також і штучні водойми - водоймища.

За характером водообміну озера діляться на дві великі групи: стічні й безстічні. Стічними називаються озера, що скидають частину своїх вод у вигляді річкового стоку, безстічними - озера, позбавлені стоку води. До стічних

озер належить більшість озер районів вологого й помірного клімату. Безстічні озера характерні для посушливих районів.

Окремим випадком стічних озер є проточні озера, у яких одна з рік, що впадають в озеро, приносить приблизно стільки ж води, скільки виносить ріка, що випливає з озера. Прикладами проточних озер служать оз. Зайсан, Кубенське, Чудське.

Іноді стік з озер спостерігається періодично, під час найбільшого припливу вод в озеро. Такі озера називаються тимчасово стічними або озерами з перемежованим стоком.

Стічні озера мають різну інтенсивність водообміну, або проточності, що грає велику роль у всіх процесах - гідрологічних, біологічних і хімічних, що протікають в озері. По Б. Б. Богословському, інтенсивність водообміну D характеризується відношенням:

$$D = V/W,$$

де V - обсяг води в озері, м³; W - обсяг води, що випливає з нього, м³.

Чим менше D , тим швидше обмінюється вода в озері.

1.4.2 Походження озер, типи озерних улоговин та їхнє перетворення

У понятті «озеро» улоговина й водна маса, що її заповнює, являють собою нерозривне ціле. Для виникнення озера необхідне утворення улоговини й заповнення її водою на тривалий час. Улоговина заповнюється частіше річковими й підземними водами, атмосферними опадами, рідше водами морського походження.

Утворення озерних улоговин відбувається під впливом ендегенних (внутрішніх) і екзогенних (зовнішніх) процесів. Зазвичай у формуванні

сучасного вигляду озерних улоговин бере участь кілька процесів, однак один або група цих процесів є ведучими.

Найбільш відома генетична класифікація озерних улоговин, запропонована М. А. Первухіним (1937 р.).

Основні генетичні типи озерних улоговин, або, інакше озер, за характером їхнього походження наступні.

Тектонічні - утворюються в прогинах земної кори на рівнинах (Ладожське, Онезьке, Ільмень, Верхнє в Північній Америці), у прогинах у горах (Маркаколь, Сонкель, Іссик-Куль, Алаколь), у передгірних западинах (Балхаш), у рифтових западинах (Байкал, Танганьїка). Більшість тектонічних озер великі по площі й глибині.

Вулканічні - виникають у кратерах і кальдерах погаслих вулканів (озера на о. Ява, озера Больсена, Альбено, Авернське в Італії, Кроноцьке на Камчатці), у поглибленнях лавових покривів (оз. Комарине в Ісландії).

Метеоритні - утворюються в поглибленнях, що виникли при падінні метеоритів (оз. Каалі в Естонії).

Льодовикові - їхнє виникнення пов'язане з екзараційно-акумулятивною діяльністю древніх і сучасних льодовиків. Екзараційній діяльності льодовика зобов'язані своїм походженням численні озера Карелії, Фінляндії. Вони часто витягнуті по напрямку руху льодовика. До цієї ж групи належать карові й трогові озера. Карові виникли в карах і цирках - нішоподібних поглибленнях на верхніх схилах гір, трогові - у трогових долинах (оз. Женевське). Поширені в Альпах, на Кавказі, Тянь-Шані й в інших гірських країнах.

Водно-ерозійні й водно-акумулятивні - це озера річкових долин, дельт, морських узбереж. До них відносяться:

а) озера-стариці, що часто розташовуються в заплавах рік, чому й одержали найменування заплавлених;

б) пльосові - озероподібні розширення річкових русел і роз'єднані в межень пльоси рік, що пересихають;

в) кінцево-стічні (оз. Лобнор);

г) озера, припасовані до балок стоку льодовикових вод (озера Лаче, Боже);

д) дельтові - поширені в дельтах великих рік (озера Кубанських плавнів, Ільмені у Волзькій дельті);

е) лагуни й лимани - озера морських узбереж, що виникли на місці колишніх мілководних заток і затоплених усть рік, відрізаних від моря наливними перемичками, а також внаслідок трансгресії моря і його наступної роботи;

ж) фіордові озера, що виникли у ділянках фіордів, відділених від моря завалами або наносами.

Провальні - озера, улоговини яких виникли в результаті вилугування ґрунтів і гірських порід поверхневими й головним чином підземними водами, а також при протаванні багатолітньомерзлого ґрунту або витаванні льоду в ньому. До провальних озер належать: карстові, суфозійні й термокарстові озера. Останні поширені в тундровій і тайговій зонах області багаторічної мерзлоти. Улоговини суфозійних і термокарстових озер часто мають овальну форму, мало порізані береги й незначні глибини.

Еолові - озера, що виникли в улоговинах видування, а також між дюнами й барханами. За рідкісним винятком вони невеликі по розмірах і неглибокі (озера Селети, Теке в Казахстані).

Підставкові - виникнення цих озер пов'язане з гірськими обвалами, зсувами, що перегороджують річкові долини, підставкуванням рік потоками лави, моренами льодовиків. Таким чином, підставкові озера утворюються при дії декількох процесів. Так, у результаті обвалів, викликаних землетрусом, виникло оз. Сарезьке в долині р. Мургаб на Памірі, оз. Гекгель - у долині р. Аксу в Азербайджані, оз. Севан, що виникло в тектонічній западині, підставкованій лавовим потоком.

Органогенні - внутріболотні озера й озера-лагуни серед коралових будівель (атоли).

Широке поширення мають озера, створені діяльністю людини. Це озера-водоймища й озера, що виникли на місці старих кар'єрів, соляних копалень і т.п. (оз. Розвал на Уралі).

З моменту виникнення озера між його водною масою, улоговиною, басейном, що оточує його, й організмами, що заселяють озеро, відбувається взаємодія, що обумовлює нормальний цикл розвитку озера. Зовнішній вигляд первісної улоговини міняється: формується озерне ложе з характерними рисами його обрису в плані й у розрізі. Найбільш сильний вплив на улоговину чинить водна маса. Удари хвиль прибою руйнують береги улоговини. Продукти руйнування - кам'янисті розсипи, валуни, галька, гравій, пісок - відкладаються в основному поблизу місць руйнування й утворюють підводну берегову терасу. Дрібні фракції у зваженому стані переносяться течією і хвилюванням у глиб озера й осідають на дні. Досить часто при вітрах, що постійно дують, і при переважаючому напрямку прибою відбувається підмивання й руйнування одних частин берега й утворення обмілин, берегових валів і пляжів в інших його частинах.

Улоговина перетворюється також під впливом вод, принесених ззовні. Припливи вносять в озеро деяку кількість наносів. Частина їх осаджується поблизу усть рік, створюючи «конуси нагромадження», що перетворюються в дельту. Іноді течії, спрямовані уздовж берега, утворюють в озері обмілини вдалині від місця впадання ріки. Тонкий річковий мул проникає у відкриту частину озера й осаджується звичайно по всьому дну, при складному ж рельєфі дна - переважно в глибоких западинах, які є свого роду відстійниками.

Залежно від конфігурації берегів і характеру порід, що їх складають, у прибережній частині озера розрізняють розмивні й намивні ділянки. Перші представлені ділянками скель або валунного узбережжя, другі - піщаними або гравійними пляжами.

Одночасно з утворенням озера починається заселення його організмами. В еволюції озер рослинні й тваринні організми відіграють видатну роль. Відмираючи, ці організми на різних стадіях руйнування й розкладання осідають на дно, змішуючись із неорганічними частками. Формуються мули, відбувається поступове вирівнювання дна улоговини озера і його обміління й заростання .

Нагромадження опадів в озерах й їхнє заростання є нормальними процесами розвитку озер, що відбуваються безупинно, але темп заростання й «умирання» озер різний, тому що проходить на тлі внутрішньовікової мінливості компонентів загальної зволоженості. При обводнюванні озера (підвищенні рівня) або при його «усиханні» площі, зайняті прибережною рослинністю, або скорочуються, або збільшуються. У зв'язку з цим інтенсивність заповнення улоговини органічними залишками міняється.

1.4.3 Основні морфометричні характеристики озера

Озера відрізняються друг від друга по величині й формі. Кількісне вираження розмірів озер й їхньої форми називається морфометричними характеристиками озера. Основні морфометричні характеристики озера наступні: площа озера, довжина й пересіченість його берегової лінії, глибина, обсяг водної маси й форма озерної улоговини.

Для визначення морфометричних характеристик озера потрібна наявність батиметричної карти, складеної на підставі топографічної зйомки й промірів глибин.

Площа водної поверхні (дзеркала) озера - розрізняють площу без островів і площу озера з островами.

Довжина озера - найкоротша відстань між двома найбільш віддаленими друг від друга точками його берегової лінії, обмірювана по поверхні водойми.

Ширина озера: максимальна B_{\max} - відстань між найбільш віддаленими точками берегової лінії по напрямку, перпендикулярному довжині озера, і середня $B_{\text{сеп}}$ - відношення площі озера до його довжини, тобто

$$B_{\text{сеп}} = F_o / L,$$

де F_o - площа водної поверхні озера, км²; L - довжина озера, км.

Довжина берегової лінії L вимірюється по нульовій ізобаті. Пересіченість берегової лінії K - характеризується відношенням довжини берегової лінії L до довжини окружності кола, площа якого дорівнює площі озера.

1.4.4 Термічний і льодовий режим озер

Основними складовими теплового балансу озера, так само як моря й ріки, є: радіаційний баланс, теплообмін з атмосферою й теплообмін із дном водойми. Додаткові складові балансу (тепловий стік рік, тепло, що виділяється при льодоутворенні й затрачуване при таненні льоду, тепло, яке виділяється й витрачається при біологічних і біохімічних процесах, і т.д.) по питомій вазі малі й ними часто можна зневажити.

Питома вага основних елементів теплового балансу водойми також неоднакова. Значення кожної з них міняються в часі й різні як для озер, розташованих у різних географічних зонах, так і для озер однієї зони, але різних по розмірах.

У замерзаючих озерах у тепле півріччя тепло надходить через відкриту водну поверхню. Основним джерелом тепла в цьому випадку є поглинена пряма й розсіяна сонячна радіація. Вона становить у тепле півріччя 90-98% прибуткової частини теплового балансу. Тепло, що надходить у водойму при безпосередньому теплообміні з атмосферою, невелике й досягає 8-10% лише у весняні місяці, коли температура води нижче температури повітря. Конденсація

у водоймах рідко переважає над випаром, у зв'язку із цим роль тепла, виділюваного при конденсації, мала. В окремі місяці в таких великих озерах, як Байкал, Ладозьке, цей потік тепла оцінюється частками відсотка.

Основними втратами тепла у відносно неглибоких водоймах, що добре прогріваються, є втрати на випаровування. Втрати тепла на випромінювання змінюються в межах 25-35%. У процесі турбулентності теплообміну з атмосферою водойми витрачають від 2 до 18% тепла, що надійшло від Сонця. Малі втрати тепла на турбулентний теплообмін властиві озерам південних районів через малі розходження між температурами поверхні води й повітря, особливо влітку.

У великих озерах, що акумулюють значні запаси тепла, структура теплового балансу відрізняється своїми особливостями. Характерним щодо цього є оз. Байкал. Так, у період, вільний від льоду, тепло, отримане озером від поглиненої радіації, витрачається наступним чином:

<i>Ефективне випромінювання</i>	43,5%
<i>Випаровування</i>	31,5%
<i>Турбулентний теплообмін</i>	24,0%

Узимку, при наявності снігокрижаного покриву, інтенсивність теплообміну між атмосферою й водною поверхнею різко скорочується. Зміни запасів тепла, що відбуваються на границі вода-нижня поверхня льоду, викликають, як й у ріках, зміну товщини крижаного покриву.

Узимку в неглибоких озерах збільшується відносне значення в тепловому балансі теплообміну із дном водойми.

1.4.5 Хімічний склад озерних вод

Води озер по своєму хімічному складу й мінералізації досить різноманітні. На противагу морській воді в озерних водах немає сталості

співвідношень між основними іонами. Серед озер світу зустрічаються озера з досить малою мінералізацією (30 мг/л, оз. Онезьке) і дуже великою солоністю, що значно перевищує солоність морських вод (понад 300 г/л).

Хімічний склад озерних вод тісно пов'язаний із складом живлячих озеро поверхневих і підземних вод й, отже, залежить від комплексу фізико-географічних умов, властивих тому або іншому водозбору озера, а також від геологічної будови водозбору й улоговини озера. Первинний склад вод, що надходять із водозбору, під впливом біохімічних процесів, що протікають в озері, піддається зміні. У результаті формується гідрохімічний комплекс, властивий або тільки даному озеру, або групі озер, типових для того або іншого ландшафту.

Ступінь зміни хімічного складу й мінералізації вод, що поступають ззовні, у сильному ступені залежить від водно-сольового балансу, проточності й водообмінності озера.

У кожному озері існує деяка рівновага (баланс) між надходженням хімічних елементів й їхнім видаленням. Рівняння хімічного (сольового) балансу в загальному вигляді може бути виражене так:

$$V_k C_k - V_n C_n = V_n C_n - V_y C_y,$$

де V_n й V_k - обсяги води в озері на початковий і кінцевий відрізок часу; C_n і C_k - відповідні цим моментам концентрації іонів в озері; V_n й V_y - обсяги води, що поступає та видаляється з озера; C_n і C_y - концентрації іонів у цих обсягах води.

У кожному окремому випадку при складанні балансу повинні бути враховані всі можливі основні елементи надходження й витрати хімічних елементів в озері. Зіставлення сольового балансу з водним дозволяє судити про сольовий обіг в озері й зміну мінералізації його вод.

Для більшості озер у прибутковій частині балансу найбільша роль належить надходженню хімічних елементів з водозбору разом з водами припливів.

У стічних озерах видалення розчинених речовин здійснюється разом зі стоком води з озера, але у зв'язку з уповільненим водообміном можливо деяке нагромадження солей й їх метаморфізація, особливо під впливом біохімічних процесів. Це більшою мірою стосується невеликих мало мінералізованих озер, що добре прогриваються.

У безстічних озерах у силу витрати води тільки на випар відбувається акумуляція солей. Озеро осолонюється й може перетворитися в мінеральне.

По ступеню солоності води озер діляться на наступні типи: прісні (до 1%), солонуваті (від 1 до 24,7%), солоні (від 24,7 до 47%), мінеральні або соляні (понад 47%).

У хімічному складі озерних вод, як й інших водних об'єктах, виділяються: основні іони, біогенні речовини, мікроелементи, розчинені гази й органічні речовини. Присутність у воді основних іонів HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ і K^+ у тих або інших кількостях визначає мінералізацію води й її типовий склад.

Вміст у воді біогенних елементів (з'єднань азоту й фосфору, кремнію й заліза) і зміна їхніх концентрацій тісно пов'язані із кругообігом речовин в озері і є предметом спеціального вивчення. Те ж відноситься й до органічних сполук, що перебувають в озері на різних стадіях розпаду.

Мінералізація більшості прісних озер зони постійного зволоження не перевищує 200-300 мг/л. У великих, добре зарегульованих озерах цієї зони мінералізація вод знижується до 60-100 мг/л (озера Байкал, Ладозьке, Телецьке) і навіть до 20-40 мг/л (Онезьке). Цьому сприяє акумуляція у великих озерах на більший строк, чим у малих, мало мінералізованих поталих і дощових вод припливів, що є основним джерелом живлення цих озер. З переходом до зон нестійкого й недостатнього зволоження в міру збільшення ролі випару у

видатковій частині водного балансу солоність озерних вод збільшується, незважаючи на те, що живлячі озеро припливи несуть води порівняно малої мінералізації. Так, мінералізація вод припливів оз. Севан невелика, порядку 140 мг/л, а мінералізація вод самого озера досягає 718 мг/л. Води, що стікають із хребтів Кунгей-Алатау та Терскей-Алатау й живлячі оз. Іссик-Куль, мають досить малу мінералізацію, у той час як саме озеро належить до солонуватого (5-8%).

Солоність і сольовий склад озерних вод не залишаються постійними. Вони міняються по площі озера, по глибині й зазнають коливання в часі.

Основною причиною хімічної неоднорідності в озері є невідповідність між складом і мінералізацією вод озера й живлячих його поверхневих і підземних вод. Сприяє неоднорідності вповільнений водообмін, розміри, розчленованість улоговини, пересіченість берегової лінії, а також щільніше розшарування озера. Класичним прикладом хімічної неоднорідності вод є оз. Балхаш. Солоність вод східної половини Балхашу більше солоності західної (поблизу устя р. Або) майже в 4 рази. У міру просування до східної частини озера відбувається зміна складу за рахунок збільшення (по вазі) іонів Na^+ і Cl^- .

В озерах морських узбереж, що утворилися при піднятті ділянок дна морських заток, наприклад в оз. Могильному, на о. Кильдин, у деяких озерах Японії, у ряді норвезьких фіордів, описаних у науковій літературі, спостерігаються різкі зміни в солоності води по глибині. Розходження в солоності, а, отже, і в щільності може бути настільки великим, що весняна й осіння циркуляції охоплюють не всю водну масу, а лише поверхневі розпріснені шари. На глибині створюється застійна зона, позбавлена кисню.

Солоність і сольовий склад води в озерах зазнають сезонні й багаторічні коливання. У стічних озерах ці коливання тим помітніше, чим більше водообмінність озера. У сильно проточних озерах гідрохімічний режим близький до річкового. Безстічні озера посушливих областей помірного клімату

навесні сильно опрісняються при заповненні поталими сніговими водами, улітку відбувається осолонення.

Значні зміни в складі вод озер спостерігаються під впливом господарської діяльності, особливо при скиданні в озеро стічних вод промислових підприємств. При відсутності очищення цих вод озера забруднюються.

1.5 ВОДОЙМИЩА Й ОСНОВНІ ОСОБЛИВОСТІ ЇХНЬОГО ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ

1.5.1 Основні поняття

Водоймища - штучні водойми. Вони призначені для затримки, нагромадження, зберігання й перерозподілу в часі води - регулювання річкового стоку з метою використання його для задоволення потреб народного господарства: виробітку електричної енергії, зрошення, водопостачання, водного транспорту. Великі водоймища звичайно обслуговують кілька галузей народного господарства.

Водоймища створюються шляхом зведення гребель, що перегороджують долину ріки, шляхом обвалування річкової заплави. У водоймища перетворені деякі озера шляхом штучного підвищення їхнього рівня за допомогою гребель, побудованих поблизу витоків рік, що витікають із них. На великих ріках створюються каскади водоймищ. Малі водоймища, створювані на дрібних ланках гідрографічної мережі, називають ставками, а в земляних виїмках - копанями.

Площа водоймищ різна: від декількох гектарів до декількох тисяч квадратних кілометрів. Розміри деяких водоймищ не уступають великим озерам світу. У СНД найбільшими водоймищами (по площі), не вважаючи Іркутського й Верхнє-Свирського, утворених шляхом підпору рівня Байкалу й Онезького

озера, є Куйбишевське (5900 км²) і Братське (5500 км²). За рубежем до великих водоймищ належать: Кариба - на р. Замбезі, Мид - на р. Колорадо, Гаррісон - на р. Міссурі й ін.

Розміри площ водоймищ й інші морфометричні елементи сильно міняються при коливанні рівнів. Так, площі Рибінського, Цимлянського, Куйбишевського водоймищ скорочуються в 1,5-2 рази при максимальному зниженні рівнів у порівнянні з найвищим проектним рівнем, що не може не відбитися на зміні їхнього гідрологічного режиму, перетворенні берегів і дна улоговини.

За формою в плані й будові улоговини водоймища ділять на річкові й озерні. Річкові водоймища (іноді їх підрозділяють на руслові і долинні) утворюються в результаті затоплення русел і долин рік (Горьківське, Волгоградське, Усть-Каменогорське й ін.). Форма їх витягнута, обриси урізу повторюють обриси русла або долини. Довжина в багато разів перевищує ширину. Найбільші глибини розташовуються в місцях затоплених русел і збільшуються в напрямку до греблі.

Водоймища озерного типу виникають у випадку підпору озер, а також при затопленні не тільки русел і річкових долин, але й приводороздільних просторів і межиріч (Рибінське), безстічних улоговин (Куюмазарське водоймище в басейні Зеравшану).

Водоймища, створені в долинах рік, сполучають у собі ознаки озера й ріки. З озером їх зближає вповільнений водообмін й як наслідок розшарування водної маси. Подібність із рікою полягає в сталості поступального руху води, спостережуваного в їхніх верхніх ділянках і по осі колишніх затоплених русел. Це створює більшу проточність (водообмінність) у водоймищах у порівнянні з озерами й тенденцію до порушення стратифікації.

Таким чином, двоїста природа водоймища й штучне регулювання стоку його вод створюють своєрідність в рівневому, термічному, хіміко-біологічному, льодовому режимі й динаміку його водної маси. У великих річкових й озерно-

річкових водоймищах по морфометричних особливостях улоговини й по ступеню відповідності режиму річковому або озерному типу виділяються характерні ділянки: нижній - пригребельний, завжди глибокий, з перевагою режиму озерного типу; середній - проміжний, глибоководний тільки при високих рівнях; верхній - мілководний, розташований головним чином у межах підтопленого русла й заплави, де в режимі переважає річковий тип і ділянка виклинцювання підпору. Границі цих ділянок умовні. Іноді їх намічають за характером режиму хвилювання, що міняється у зв'язку зі зміною глибини й амплітуди коливання рівнів.

1.5.2 Особливості термічного і льодового режиму

По термічному режиму водоймища відрізняються від рік неоднорідністю температури, а від глибоководних озер нестійкою стратифікацією й відносно високими температурами придонних шарів у літній сезон. У температурному режимі водоймищ багато загального з температурним режимом мілководних озер. Однак у період весняного нагрівання проявляються деякі особливості, властиві, зокрема, Рибінському водоймищу. У Рибінському водоймищі підвищення температури, що починається ще під льодом, припиняється; температура води у водоймищі тимчасово знижується через заповнення його улоговини сніговими водами припливів, температура яких близька до 0°C. Надалі, у другу половину весни, температура води у водоймищі зв'язана також із припливом річкових вод, але вже щодо більш теплих. Інтенсивне прогрівання водоймища відбувається спочатку поблизу усть припливів, у губах і на мілководдях. У цей період у різних частинах водоймища можна спостерігати одночасно температуру від 0 до 10°C, зворотну, пряму стратифікації й гомотермію. Для періоду осіннього охолодження характерна гомотермія аж до появи льоду, коли температура приймає значення, близькі до 0°C, по всій глибині, що пов'язане з вітровим перемішуванням водної маси мілководного

водоймища. Узимку при льодоставі в проточних районах гомотермія, яка виникла з осені, зберігається при температурі, близькій до 0°C; у мало проточних відбувається поступове прогрівання придонних шарів води й установа зворотної стратифікації. У нижніх б'єсах прогрів води навесні й охолодження восени відстають по строках від природних умов на 5-10 днів. У зв'язку зі скиданням з водоймища вод, більш теплих восени й більш холодних навесні, річна амплітуда коливань температури менше в порівнянні з амплітудою коливань температури води рік у природному стані.

У водоймищах, так само як й у природних водоймах, восени спостерігаються всі форми льодових утворень. Поява первинних форм льодових утворень спостерігається одночасно з появою їх на ріках даної кліматичної зони. Строки ж утворення суцільного крижаного покриву можуть наступати раніше або пізніше в порівнянні з ріками залежно від розмірів водоймища, швидкісного режиму й запасів тепла в ньому.

Великі водоймища замерзають неодноразово. Льодостав утворюється спочатку в затоках на мілководдях і на цих ділянках установається раніше в порівнянні зі строками настання льодоставу на ріці. Глибоководні ділянки замерзають пізніше, ніж ріки даної кліматичної зони.

На широких ділянках водоймищ перед льодоставом у великій кількості утворюється внутрішньоводний лід, шуга, крижини. Під впливом вітру маси льоду прибиваються до навітряного берегу. У зв'язку із цим у навітряного берега льодостав утворюється раніше й характер його інший (поверхня торосиста, під льодом накопичується шуга), чим у підвітряного берега (поверхня льоду рівна). У період льодоставу бувають ополонки. Вони виникають у звуженнях водоймищ у зв'язку зі збільшенням швидкостей течії й турбулентним перемішуванням водних мас, тепло яких, накопичене в літній період, витрачається на підтавання крижаного покриву знизу. Ополонки також часто пристосовані до зони водоприймачів ГЕС, де швидкості течії великі. На

Куйбишевському водоймищі, наприклад, вплив роботи ГЕС простежується на відстані 4км від греблі.

Товщина льоду на водоймищах неоднакова. Найбільша товщина спостерігається біля берегів й у зоні виклинцювання підпору, де в період льодоставу утворюються накопичення льоду, принесеного рікою. У середньому на одних водоймищах, наприклад Цимлянському, товщина льоду більше, ніж на ріках, на 15-20%, на інших (Новосибірському) розходжень у товщині льоду рік і водоймищ не виявлено.

Особливістю льодового режиму водоймищ, як, втім, і деяких озер, є осідання льоду на дно мілководь. Це відбувається взимку в міру зниження рівня води. Лід деформується, з'являються тріщини, місцями вода виступає на поверхню й утворюється наслуз. Крижані поля, що опустилися на дно, в окремих водоймищах займають площі в десятки й сотні квадратних кілометрів.

Розкриття водоймищ й очищення від льоду відбувається по-різному. У верхній частині річкових водоймищ у руйнуванні льоду велику участь приймають динамічні фактори. У міру просування до пригребельної ділянки роль динамічних факторів слабшає. Льодохід, характерний для рік, тут не буває, але спостерігається вітровий дрейф льоду, почасти під впливом течій. На малих водоймищах лід тане на місці. Очищення водоймищ від льоду відбувається пізніше, ніж рік даної кліматичної зони (Новосибірського на 10-15 дів). Характерне явище при розкритті - формування заторів льоду в зоні виклинцювання підпору й накопичення льоду в навітряних берегів і на обмілинах часом потужністю до 6 м (Цимлянське водоймище).

Льодовий режим у нижніх б'єфах водоймищ у значній мірі залежить від кількості води, що скидається, і її температури. Поблизу греблі вода не замерзає зовсім або замерзає на короткі строки. Крижаний покрив формується на відстані іноді кілька десятків кілометрів нижче греблі. Положення крайки крижаного покриву міняється: при похолоданні й зменшенні попусків води з водоймища вона наближається до греблі, при потеплінні й збільшенні попусків

віддаляється від неї. В окремі періоди при припиненні роботи ГЕС на ніч або у святкові дні можливе замерзання ополонки. Ранком наступного дня при пуску станції лід зламуються й ділянка ріки знову очищається від льоду. Таким чином, в окремих місцях спостерігається добова (тижнева) періодичність замерзання й розкриття. У період льодоставу в нижніх б'єфах бувають зажори.

1.5.3 Особливості гідрохімічного режиму

За гідрохімічним й гідробіологічним режимом водоймища ближче до озер, чим до рік.

Затоплення території з родючими ґрунтами, торфовищами, деревиною, чагарниковою й трав'янистою рослинністю веде до зміни гідрохімічного й гідробіологічного режиму вод, що надходять у водоймище. У перші роки існування водоймищ відбувається деяке збільшення мінералізації за рахунок солей, що вимиваються із ґрунтів затоплених територій. Це збільшення більш помітно в посушливих областях й у малих водоймищах. Міняється й хімічний склад. Збільшується вміст з'єднань азоту, фосфору, заліза. Створюються умови для інтенсивного розвитку рослинних і тваринних організмів, а, отже, і збагачення водойми органічними речовинами. У результаті міняється газовий режим, особливо в придонних шарах: зменшується вміст кисню й збільшується вміст вуглекислого газу.

1.5.4 Замулення водоймищ

Замулення водоймищ є результатом відкладення наносів, принесених припливами й утворених руйнуванням берегів; відкладення залишків водної рослинності й організмів, що населяють водойму, мають менше значення в процесі замулення, особливо в перші роки експлуатації водоймищ.

Очевидно, що процес замулення великих водоймищ рівнинних рік тривалий і виміряється багатьма сотнями років. Малі водоймища, побудовані на гірських ріках, що мають високий твердий стік, замулюються швидко, протягом декількох років. Відомі випадки, коли тривалість замулення обмежувалася одним-трьома роками. Прикладом швидкого замулення може служити Фархадське водоймище на р. Сирдар'є, що було повністю замулене за 13-15 років. Ємність Ташкепринського водоймища (р. Мургаб) за 44 роки скоротилася майже на $\frac{2}{3}$.

Значні коливання рівня, змінний підпір, різна проточність і мінливий швидкісний режим створюють специфічні особливості в переміщенні й відкладенні наносів у водоймищах, відмінні від озер і рік. Ці особливості можуть мати індивідуальний характер для окремих водоймищ, що ускладнює вивчення формування, руху й відкладення наносів у них.

У водоймищах руслового типу відкладення наносів розподіляються більш-менш рівномірно або здобувають вид гряди, що поступово пересувається з верхньої частини водоймища до греблі. Відкладення й переміщення наносів до греблі то підсилюється, то слабшає. У подібній циклічності явища значна роль належить рівневому режимові. При зимовій спрацьовці рівня перед повіддям місце виклинцювання кривої підпору наближається до греблі, внаслідок чого відбувається розмив поверхні відкладень і переміщення раніше осілих наносів ближче до греблі. У міру заповнення водоймища місце виклинцювання підпору віддаляється від греблі й у верхній ділянці підпірного б'єфа знову створюються сприятливі умови для відкладення наносів. Явище це знайшло підтвердження при вивченні режиму мутності в Кайраккумському водоймищі.

1.6 ПОХОДЖЕННЯ БОЛІТ, ЇХНЯ МОРФОЛОГІЯ І ТИПИ

Болото - природне утворення, що представляє собою рясно зволожену ділянку земної поверхні, що має шар торфу й характеризується розвитком специфічних форм рослинності, пристосованих до умов надлишку вологи й недоліку кисню, процесами торфоутворення й торфонакопичування. Розвиток болотних форм рослинності відбувається при застійному й слабкопроточному зволоженні верхніх об'єктів ґрунтів. До болотних утворень належать й заболочені землі. Вони відрізняються від власне боліт лише меншою товщиною торф'яного покладу й іншим характером рослинності, внаслідок того, що живлення кореневої системи основних видів рослин на заболочених землях відбувається при наявності водно-сольового обміну між мінеральним ґрунтом, що підстилає торф, і тонким шаром торф'яного покладу.

Ділянка земної поверхні, зайнята болотом у межах одного замкнутого контуру, проведеного по границі покладу торфу, називається болотним масивом. По периферії болотний масив часто переходить у заболочені землі. Болотні масиви розділяються на прості, що утворилися з одного первинного джерела заболочування, і складні, що утворюються в результаті розширення й злиття простих болотних масивів у процесі їх торфонакопичування.

1.6.1 Походження боліт

Болота утворюються як шляхом заболочування водойм, так і шляхом заболочування суші. Переважним є останній процес.

Заболочування суші - наслідок певного сполучення фізико-географічних умов, що сприяють уповільненому стоку вод за умови насичення вологою поверхневих шарів ґрунтів і часткової акумуляції її на земній поверхні. Внаслідок цього у верхніх шарах ґрунтів створюється постійне або періодичне, але тривале перезволоження, що приводить до погіршення кисневого й

мінерального живлення рослин. У нових умовах розвивається специфічна болотна рослинність. Брак кисню погіршує не тільки живлення рослин, але й порушує нормальні біохімічні процеси розкладання відмерлих частин рослин. Напіврозкладені залишки рослин, накопичуючись й ущільнюючись, перетворюються в особливу органічну породу - торф. Поява торфу перетворює поверхню суші спочатку в заболочену ділянку, а потім, при подальшому росту товщини торф'яного шару, у болото.

У надлишково зволоженій зоні помірного клімату перезволоження ґрунтів і заболочування мають місце як у замкнутих улоговинах, так і при рівнинному характері рельєфу на вододілах. У цій зоні процес заболочування починається в місцях зі слабким відтоком надлишку вологи з поверхневих шарів ґрунтів, звичайно в зниженнях на плоских й навіть слабо опуклих формах рельєфу. Потім, коли шар торфу в негативних формах рельєфу досягає значної товщини, а поверхня болота - позначок навколишньої місцевості, болотні масиви розвиваються вшир, поступово захоплюючи й більш високі ділянки місцевості. Спочатку ізольовані болотні масиви, що утворилися в депресіях, поступово зливаються в один болотний масив. Таким шляхом утворилися, наприклад, болота на великих плоских вододілах Західносибірської рівнини й північної частини Європейської рівнини.

Велике значення в процесі розвитку боліт має положення рівня ґрунтових вод у торф'яному покладі й прилягаючих суходолах. З ростом торф'яного покладу й підвищенням рівня ґрунтових вод у болоті, що займає знижені простори, зменшуються ухили поверхні ґрунтових вод й у болотному масиві, і на прилягаючих суходолах. Це приводить до уповільнення потоку ґрунтових вод, спрямованого до болота, і загального підвищення їхнього рівня в навколишній місцевості. У результаті процеси заболочування поширюються на великі простори .

На рис. 1.2 наведено схему заболочування вододілів. Стрілками показаний напрямок ґрунтового потоку.

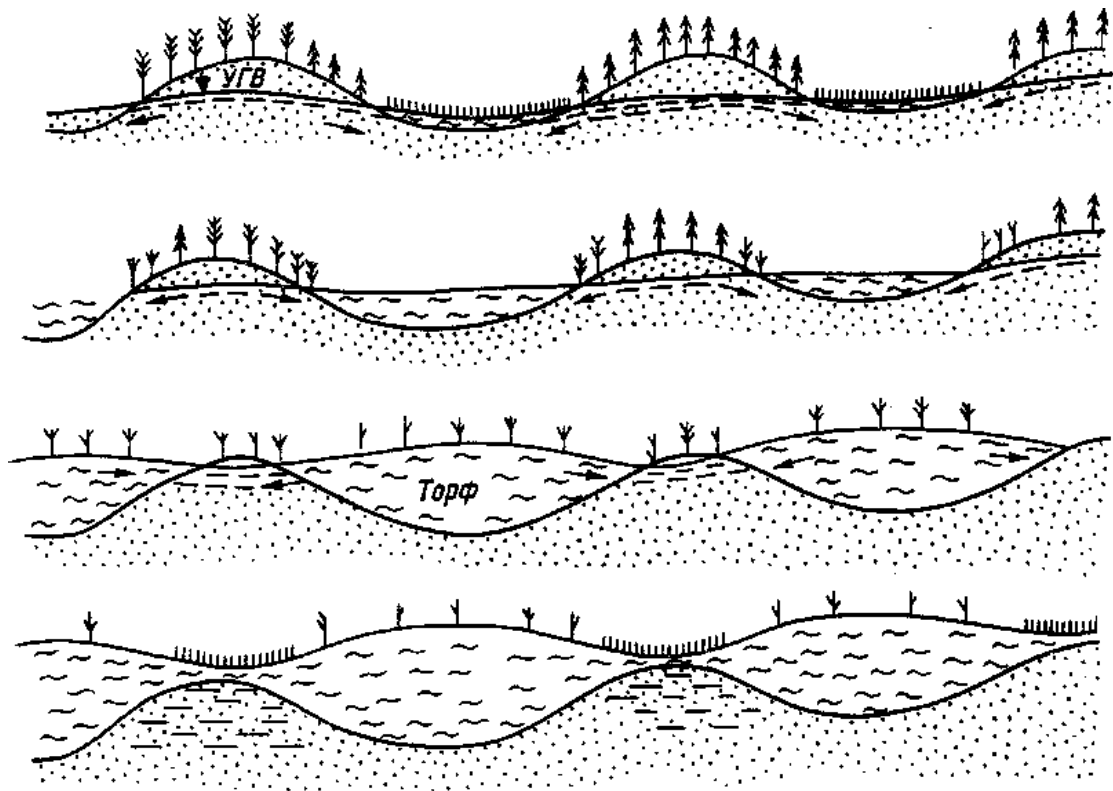


Рисунок 1.2 - Заболочування вододілів

Значна частина торф'яних боліт Півночі виникла на місці колишніх соснових й ялинових лісів. На деякій стадії вилуджування лісових ґрунтів деревній рослинності починає не вистачати живильних речовин. З'являється не вимоглива до умов живлення мохова рослинність, що поступово витісняє деревину. Порушується водно-повітряний режим у поверхневих шарах ґрунту. У результаті під пологом лісу, особливо при рівному рельєфі, близькому заляганні водопідпору й вологоємних ґрунтах, створюються сприятливі для заболочування умови. Провісниками заболочування лісів часто є зелені мохи, зокрема зозулин льон. Їх змінюють різні види сфагнових мохів - типового представника болотних мохів. Виникає процес торфонакопичування. Старі покоління дерев поступово відмирають, на зміну їм приходить типова болотна деревна рослинність.

Нерідко заболочування починається в місцях, де був вирубаний ліс, і на лісових пожарищах. У цих випадках зведення лісового пологу зменшує в перші

роки втрати на транспірацію. Трав'яний покрив, що розростається, створює щільну дернину; погіршуються умови для інфільтрації. Виникає перезволоження, що спричиняє появу вологолюбної рослинності. Сприяє заболочуванню, крім того, підвищення рівня ґрунтових вод, що часто спостерігається в цьому випадку.

Болота можуть утворитися на місці заплавл, зайнятих природною луговою рослинністю. При заболочуванні луків велику роль грає природна еволюція самої рослинності. Інтенсивний розвиток цієї рослинності приводить до створення щільної дернини, що ускладнює доступ кисню до ґрунту, особливо на сильно зволжених ділянках. Лугова рослинність гине, її змінюють менш вимогливі до умов живлення осоки й мохи. Починається процес торфоутворення, у результаті чого виникає трав'яне болото.

Невеликі болотні масиви й заболочені землі утворюються нерідко на гірських схилах або в їхнього підніжжя, а також на схилах річкових долин у місцях виходу на поверхню підземних вод.

У зоні багаторічної мерзлоти мерзлий ґрунт служить водопідпором, над яким у ґрунті, що відтає на незначну глибину, накопичуються ґрунтові води, що сприяють заболочуванню.

У зоні недостатнього зволоження утворення боліт, як правило, можливо лише в долинах і заплавах рік, у замкнутих улоговинах, де постійне або періодичне застійне зволоження створюється внаслідок припливу річкових, озерних або підземних вод у кількості, що перевищує можливу витрату на випар.

Заболочування, як правило, нерозривно пов'язане з торфонакопичуванням. Торфонакопичування являє собою результат процесу щорічного приросту органічної маси в рослинному покриві й процесу розкладання відмерлих частин рослин. Інтенсивне зростання торф'яного покладу відбувається при перевазі щорічного приросту нової органічної маси над кількістю рослинного матеріалу, що щорічно розкладається. Найбільш

сприятливі умови для болотоутворення й нагромадження торфу створюються в зоні надлишкового зволоження помірного клімату. Товщина торф'яного покладу в болотах цієї зони найбільша. Так, у болотах центральної й південної смуги лісової зони максимальна товщина торфу досягає 8-9 м, а в деяких западинах й у безстічних зниженнях - ще більших величин. До півночі й півдня від цієї зони потужність торф'яного покладу зменшується: до півночі - внаслідок зниження приросту рослинної маси в умовах холодного клімату, до півдня - внаслідок більш інтенсивного розпаду органічних залишків рослин у порівнянні зі збільшенням річного приросту рослинного матеріалу. Не має широкого поширення процес торфоутворення й в умовах тропічного клімату. Тут інтенсивний приріст рослинної маси компенсується інтенсивним процесом розпаду тканин відмерлих частин рослин.

Таким чином, для розвитку процесів заболочування й торфонакопичування необхідні сприятливі сполучення водного й теплового режиму. От чому серед різноманітних причин болотоутворення провідне місце належить кліматичним і гідрологічним особливостям території, що створює сприятливі для заболочування сполучення тепла й вологи.

1.6.2 Морфологія боліт

З морфологічної сторони болота характеризуються формою своєї поверхні, розмірами масивів, ухилами поверхні й глибинами торф'яного покладу. Загальний характер форми поверхні, різний ступінь її розчленованості й ухили визначають напрямок та інтенсивність фільтраційного потоку в болотах.

Болота можуть мати плоску, увігнуту або опуклу поверхню. Рельєф поверхні болота не залишається постійним й у процесі розвитку міняється. Характерними елементами мікрорельєфу поверхні болота є: гряди й мочажини, купини й міжкупинні зниження, бугри.

Гряди - окремі витягнуті в довжину підвищені ділянки на болоті, що чергуються з такими ж витягнутими зниженнями - сильно обводненими мочажинами. Чергування цих елементів мікрорельєфу найбільш часто відбувається через кожні 4-6 м, іноді через 3-4 м. Гряди й мочажини представляють єдиний комплекс у мікрорельєфі болотних масивів. Характерною рисою цього комплексу є те, що гряди й мочажини витягнуті перпендикулярно напрямку найбільшого ухилу поверхні болота й розташовуються концентрично щодо точок максимальної висоти масивів. Розчленовування поверхні болота в грядово-мочажинні комплекси спостерігається при пізній стадії розвитку болотних масивів й є наслідком підвищення рівня води в болоті, наприклад, при сполажуванні рельєфу й затримання швидкості фільтрації. Гряди й мочажини зайняті різними рослинними асоціаціями.

Бугри - спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане з морозним витріщанням. Складені вони торфом, під яким перебуває вічномерзле «ядро» із суглинних і глинистих ґрунтів, що підстилають торфовище. Висота бугрів іноді досягає декількох метрів.

Утворення купин пов'язане з нерівномірною щільністю й усадкою рослинної дернини, обумовлених складом рослин у даній рослинній асоціації й водно-тепловими умовами їхнього виростання.

Для болотних масивів характерна наявність внутрішньоболотних водних об'єктів: струмків, річок, озерець, мікроозерець і драговин. Сукупність цих водних об'єктів на болотах являє собою внутрішньоболотну гідрографічну мережу.

Болотні озера можуть бути значними по обсягу й площі. Площі їх часто вимірюються декількома, іноді десятками квадратних кілометрів, а глибини досягають 10 м і більше. Поверхня їх або чиста, або покрита сплавинами. Озерця й мікроозерця зустрічаються на болотних масивах звичайно великими групами: десятки, іноді сотні озерець. Розташовуються вони на схилах

болотних масивів - у місцях зміни ухилу поверхні болота, де приплив води зі схилів ділянок болота, що розташовані вище, не компенсується відтоком при низьких обріях, а також у зниженнях рельєфу.

Болотні водотоки являють собою річки й струмки, що заторфовуються та заростають, або існуючі до утворення болотного масиву, або що виникли в процесі розвитку масиву й виробили власний рельєф. Останні пов'язані з переобводненими ділянками боліт і зустрічаються, зокрема, на деяких типах грядово-мочажинних комплексів. Струмки й річки часто випливають із болотних озер і драговин. Глибина русла їх не перевершує 1,5-2,0 м, у рідких випадках вона досягає 3,0-3,5 м; ширина русла звичайно не більше 10 м. Іноді струмки течуть під моховим покривом і лише місцями виходять на денну поверхню.

Драговинами називають сильно перезволожені ділянки болотних масивів, що характеризуються розрідженим торф'яним покладом, неміцною дерниною рослинного покриву й високим стоянням рівня води, періодично або постійно виступаючої на поверхню.

1.6.3 Типи боліт і болотних мікроландшафтів

За характером переважного водно-мінерального живлення, умовами залягання по відношенню до рельєфу й переважним складом рослинності болота підрозділяють на три основних екологічних типа: евтрофні (низинні), мезотрофні (перехідні) і оліготрофні (верхівкові). Ця класифікація одержала широке поширення.

Низинні, або евтрофні, болота розташовуються в знижених частинах рельєфу. Поверхня низинних боліт звичайно ввігнута або плоска. У живленні цього типу боліт, крім атмосферних опадів і стоку поверхневих вод з навколишніх суходолів, велику роль грають ґрунтові води й води річкових розливів, відносно багаті мінеральними солями. Збагаченість живильних вод

солями дозволяє виростати на низинних болотах відносно вимогливої до умов живлення евтрофної болотної рослинності, представниками якої є вільха чорна, береза, зелені мохи й деякі види трав'яної рослинності: осоки, хвощі, очерети й ін.

Верхівкові, або оліготрофні, болота живляться головним чином атмосферними опадами, у зв'язку із цим вони найменш багаті живильними мінеральними солями. У складі рослинності переважають не вимогливі до їжі представники оліготрофної рослинності: сфагнові мохи, чагарнички, верес, водянка, касандра, журавлина, пухівка, шейхцерія, з деревних порід - пригноблена сосна. Суцільний потужний килим зі сфагнових мохів є характерною рисою для більшої частини верхівкових боліт. Наростання мохів і нагромадження торфу йдуть швидше в центрі болота, чим на його периферії, де процеси розкладання відбуваються швидше у зв'язку з більш інтенсивним водообміном. Із цієї причини поверхня верхівкових боліт здобуває опуклий характер. У деяких випадках центральні частини болота піднімаються над периферійними до 7-8 м.

Перехідні, або мезотрофні, болота за характером рослинності й ступенем мінералізації живильних вод займають проміжне положення між низинними й верхівковими.

1.7 УМОВИ ЗАЛЯГАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД У ЗЕМНІЙ КОРИ

1.7.1 Основні поняття

При наявності джерел живлення залягання підземних вод у земній корі значною мірою визначається геологічною будовою місцевості: структурою й літологічним складом гірських порід. Чергування водопроникних і водотривких порід у земній корі створює умови для нагромадження вільних вод у товщі

водопроникних гірських порід, що залягають на водопідпорах. У цих умовах на різних глибинах від поверхні землі формуються водоносні шари, або водоносні обрії, під якими розуміють насичені водою водопроникні шари гірських порід. Вода може заповнювати не всю товщу водопроникного шару породи, а лише до певної поверхні. Якщо при розкритті водоносного обрію колодязем, шурфом або свердловиною вода в них установлюється на тім же рівні, на якому вона перебуває в породі, то ця рівнева поверхня є вільною (безнапірною) і зветься дзеркалом або рівнем підземних вод. Водоносні обрії, що мають вільну поверхню, зветься водоносними обріями з вільною поверхнею.

Вільна поверхня підземних вод не може бути ідеально рівною. Над нею піднімаються капілярні води, що звожують до деякої висоти вище розташований шар водоносної породи, називаний капілярною облямівкою, що гідравлічно зв'язана з усією іншою водною масою водоносного шару й випробовує такі ж коливання, як і рівень підземної води. Висота капілярної облямівки над дзеркалом підземних вод залежить від властивостей водоносної породи.

Верхню частину земної кори відносно розподілу в ній підземних вод прийнято ділити на дві зони: зону аерації й зону насичення. У зоні аерації вода звичайно не заповнює повністю пори й порожнечі породи, а якщо й заповнює, то тимчасово й не скрізь. У цій зоні безпосередньо в поверхні землі в ґрунтах залягають ґрунтові води. У зоні насичення пори породи заповнені водою й на різних глибинах у ній залягають ґрунтові, міжпластові безнапірні й напірні води. Підземні води за ступенем рухливості й інтенсивності водообміну з поверхневими водами (рік, озер, боліт) різні. Найбільш рухливі води так названої зони активного водообміну. Нижня границя цієї зони намічується гідрогеологами на рівні базису ерозії малих і середніх рік. У цій зоні формуються ґрунтові й міжпластові води, безнапірні або з місцевим напором. Ці води, що дрениуються річковими долинами й озерними улоговинами, є

джерелом живлення рік й озер та являють собою найбільш стійку, зрегульовану частину річкового стоку.

Глибше розташовані води вповільненого й досить уповільненого водообміну. У них формуються, як правило, напірні (артезіанські) води. Зв'язок їх з поверхневими водами ускладнений і природний вихід на земну поверхню, особливо вод зони досить уповільненого водообміну, являє собою рідке явище.

1.7.2 Вода у ґрунті

Вода в ґрунті перебуває в основному у зв'язаному стані. Вона втримується на поверхні ґрунтових часток і переміщається в ґрунті під впливом молекулярних і капілярних сил. У місцях надлишкового зволоження в ґрунті може перебувати й вільна гравітаційна вода, що просочується. Зустрівши на своєму шляху водотривкий або відносно водотривкий шар у межах ґрунтового розрізу або в підґрунтовому шарі нижче границі корненаселеного шару, вода накопичується, заповнює поровий простір вищележачого шару й утворює так званій обрій гравітаційної підпертої вологи. Якщо ці води перебувають цілком у ґрунтовому шарі й не мають гідравлічного зв'язку з нижче розташованими ґрунтовими водами, вони називаються ґрунтовими водами. Якщо ці води гідравлічно пов'язані із ґрунтовими водами (постійно або тимчасово), вони називаються ґрунтово-ґрунтовими. Іноді ґрунтові й ґрунтово-ґрунтові води називають верховодкою. До верховодки також відносять тимчасові, зазвичай сезонні скупчення ґрунтових вод у зоні аерації, розташовані у вигляді окремих лінз.

ґрунтові води здобувають властивість гідростатичної суцільності, здатні передавати гідростатичний тиск і впливати зі стінки природного або штучного розрізу, а також стікати по ухилі водотривкого шару. Такий рух у ґрунтовому шарі називають внутрішньо-ґрунтовим стоком.

Ґрунтові води майже завжди є тимчасовими. Вони утворюються зазвичай навесні, в окремих місцях восени, при просочуванні поталих або дощових вод. У степових районах вони поширені не повсюдно, частіше зустрічаються під «степовими блюдцями», лісосмугами й у заплавах рік. Ґрунтово-ґрунтові води широко поширені в зоні надлишкового зволоження, де рівень ґрунтових вод розташований близько до поверхні й іноді досягає її, сприяючи процесу заболочування.

У теплу пору року, особливо в період вегетації, вода із ґрунту інтенсивно витрачається на випаровування і головним чином на транспірацію рослинами. До кінця літа запаси вологи в ґрунті стають обмеженими, а сама волога часом недоступною для рослин.

1.7.3 Ґрунтові та міжпластові безнапірні води

Ґрунтовими водами у вузькому розумінні цього визначення називають вільні гравітаційні води водоносного обр'ю, що залягає на першому водотривкому шарі. Залежно від характеру залягання гірських порід розрізняють ґрунтовий потік і ґрунтовий басейн. У природі спостерігаються різні сполучення цих різновидів залягання.

Води, що залягають у водопроникній товщі порід, укладеної між двома водотривкими шарами, називають міжпластовими водами. Верхній водотривкий шар у цьому випадку називається водотривкою покрівлею, а нижній - водотривким ложем. Ґрунтові води мають звичайно вільну рівневу поверхню (тиск на цій поверхні дорівнює атмосферному). Вільну поверхню мають і міжпластові води, у тому випадку, якщо вони безнапірні або якщо водоносна порода насичена водою неповністю.

Площа поширення ґрунтових вод, за рідкісним винятком, збігається із площею їхнього живлення, тобто з областю, у межах якої води атмосферних опадів проникають у ґрунт і можуть поповнювати запаси ґрунтових вод. Площа

поширення міжпластових вод не збігається з областю їхнього живлення. Основні області живлення цих вод пристосовані до місць виходів водоносної породи на земну поверхню. Додаткове живлення міжпластові води одержують за рахунок просочування вод з вищерозташованих водоносних обривів через відносні водопідпори.

Ґрунтові води формуються на межирічних масивах, в алювіальних відкладеннях річкових долин, у передгірних конусах виносу; потужні скупчення їх спостерігаються в областях льодовикових відкладень, у міжгірних западинах й улоговинах, у місцях нагромадження піщано-галькових відкладень гірських рік, в областях поширення карсту.

У природних умовах дзеркало ґрунтових вод являє собою звичайно не горизонтальну поверхню, а хвилясту й досить часто в згладженій формі повторює наземний рельєф. Це пояснюється різними причинами: неоднорідністю порід відносно проникності як у зоні аерації, так й у зоні насичення, різною швидкістю просочування й різними умовами живлення ґрунтових вод і виходу їх на поверхню в місцях перетинання водоносного шару долинами рік, ярів і т.п. До місця виходу ґрунтових вод на поверхню рівень їх знижується. Таке зниження рівня спостерігається й у міжпластових безнапірних вод.

Глибина залягання ґрунтових вод може бути різною: від десятків метрів до 1-2 м. В останньому випадку вони зазвичай у весняний період замикаються із ґрунтовими водами й утворюють, як говорилося вище, ґрунтово-ґрунтові води.

Безнапірні міжпластові води зазвичай пристосовані до водоносних товщ значної потужності, прорізуваних гідрографічною мережею. Ці води залягають, як правило, неглибоко. Річкові долини іноді прорізають кілька ярусів міжпластових вод. У цьому випадку в місцях дренажу на різних рівнях схилу долини (улоговини) води виходять на поверхню і є стійкими джерелами живлення поверхневих водотоків і водойм.

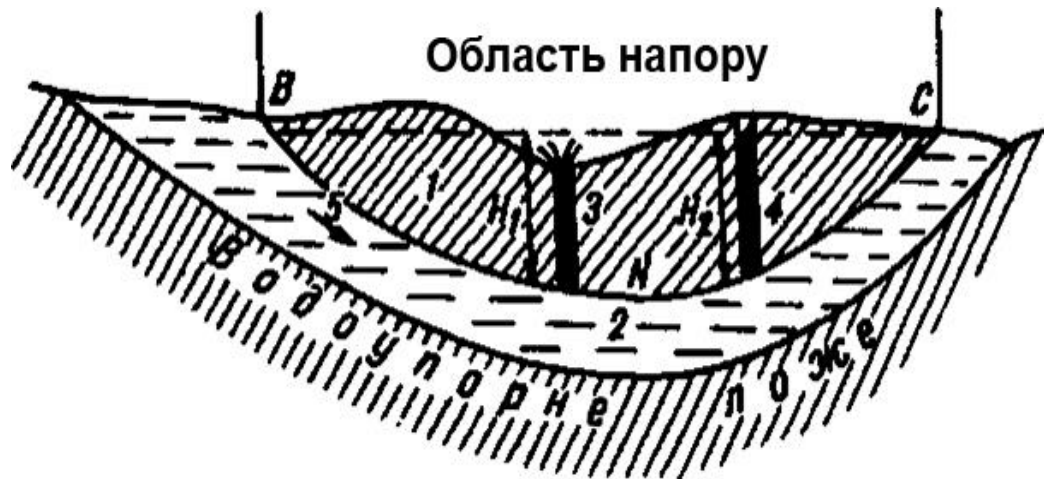
1.7.4 Напірні води

Води, що насичують водопроникний шар, укладений між водотривкими породами, і що володіють гідростатичним напором, називаються напірними, або артезіанськими, підземними водами. Напірні води зазвичай пристосовані до геологічних структур осадових порід при відповідному нашаруванні водопроникних і водотривких шарів або до складної системи тектонічних тріщин і скидань. Геологічна структура (западина, мульда, синкліналь, монокліналь і т.п.), що містить один або кілька водоносних обріїв й що забезпечує напір у них, називається артезіанським басейном. В артезіанському басейні зазвичай виділяють область живлення, область напору й у деяких випадках область стоку (розвантаження) напірних вод. Площі, займані артезіанськими басейнами, коливаються в дуже широких межах.

При розкритті покрівлі напірного водоносного обрію свердловиною вода під гідростатичним тиском піднімається вище покрівлі водоносного шару й іноді досягає поверхні землі або навіть фонтанує (рис.1.3). У напірному водоносному обрії, таким чином, виділяють геометричний рівень, що збігається з нижньою поверхнею водотривкої покрівлі водоносного шару, і гідростатичний, або п'єзометричний рівень, що збігається з рівнем підйому води в свердловинах.

Напір у кожній точці водоносної породи виміряється висотою, на яку піднімається вода в свердловині над нижньою поверхнею водотривкої покрівлі при розкритті водоносного шару. У міру занурення шару напір зазвичай збільшується.

У Європі найбільш відомий Паризький артезіанський басейн. Великі артезіанські басейни є в Північній Африці й в Австралії.



1 - водонепроникні породи; 2 - напірний водоносний шар;
 3, 4 - свердловини; 5 - напрямок потоку; BC - п'єзометричний рівень;
 BNC - нижня поверхня водотривкої покрівлі, H_1 , H_2 - висота напору

Рисунок 1.3 - Схема будови артезіанського басейну

1.8 СКЛАД МОРСЬКОЇ ВОДИ ТА ЇЇ СОЛОНІСТЬ

1.8.1 Склад морської води

Морська вода являє собою універсальний розчин, до складу якого входять всі відомі хімічні елементи. У морській воді в розчині перебувають тверді мінеральні речовини, гази, мікроелементи, колоїди й суспензії органічного й неорганічного походження.

Загальна кількість розчинених мінеральних речовин, тобто солей, в 1кг морської води, узяті по вазі (у грамах), називається солоністю морської води. Середня солоність морської води 35 г солей, розчинених в 1кг морської води.

Вміст основних іонів у морській воді характеризується даними табл.1.2

Таблиця 1.2 - Вміст основних іонів у морській воді (г/кг морської води)

Назва іону	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Br^-	$H_3BO_3^-$	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+	Sr^{3+}
Вміст іону, г/кг	19,3	2,70	0,14	0,07	0,03	10,76	1,30	0,41	0,39	0,01

Сума іонів 35,11

Склад морської води різко відрізняється від складу річкових вод. У морській воді переважають хлориди, значна кількість сульфатів і мало карбонатів. У річковій воді хлориди містяться в дуже малих кількостях, сульфатів трохи менше, ніж у морській воді, багато карбонатів й інших речовин.

У Світовому океані безупинно протікають фізичні, хімічні, біологічні й інші процеси, що змінюють солоність, тобто що зменшують або збільшують концентрацію розчину. Однак незалежно від абсолютної концентрації розчину кількісні співвідношення між головними іонами залишаються постійними. Тому досить знати концентрацію одного з компонентів, щоб визначити інші. Для визначення солоності користуються сумою іонів $Cl^- + Br^- + I^-$, що називається хлорністю, концентрація яких у морській воді найбільша.

1.8.2 Водний і сольовий баланс

Зміни солоності в різних районах Світового океану залежать від фізико-географічних, гідрометеорологічних й океанологічних факторів. Найбільше значення мають: випар з поверхні моря, випадання опадів, приплив материкових вод, процеси льодоутворення й танення льодів. Крім того, велике значення мають і динамічні фактори - вертикальне перемішування шарів і горизонтальний перенос водних мас течіями (адвекція солей).

Приплив прісних вод з материків, випадання опадів, приплив менш солоних вод із сусіднього району океану або моря, а також процес танення

льодів опрісняють морські води, знижуючи їхню солоність. Процеси випаровування й льодоутворення, що супроводжуються випаданням солей у розсіл, а також приплив більше солоних вод, внесених течіями, підвищують солоність.

Зміни всього комплексу цих процесів у часі й у просторі визначають просторовий і вертикальний розподіл солоності, сезонні, багаторічні й інші її зміни. Сольовий баланс морів й океанів пов'язаний зі зміною компонентів водного балансу.

Прибуткову частину водного балансу становлять атмосферні опади, що випадають на поверхню моря, прісні води, принесені ріками, води від танення морського льоду й, нарешті, приплив води із сусідньої водойми. Видаткову частину водного балансу цього ж обсягу води становлять втрати води на випар, на утворення льоду й відтік води в сусідні водойми. Для деяких морів ураховується витрата води на просочування через дно.

Всі перераховані фактори визначають режим і зміни солоності вод океанів і морів. Тому що солоність - найбільш консервативна, стала властивість вод Світового океану, то можна говорити й про баланс солей. Прибуткова частина сольового балансу складається з надходження солей: а) з материковим стоком⁴ б) з атмосферними опадами; в) з надр Землі у вигляді продуктів дегазації мантії; г) при розчиненні порід на дні океанів і морів.

Річний стік розчинених речовин, що надходять із материковими водами в океан, приблизно дорівнює 3200 млн. т.

Продукти дегазації мантії надходять в океан при виверженні підводних вулканів і з гарячими джерелами.

Якщо прийняти, що на поверхню океану випадає атмосферних опадів 324 тис. км³ у рік, то в океан потрапляє приблизно 1,0-1,3 млрд. т солей.

Витрата солей відбувається при: а) випаданні солей в осад; б) викристалізуванні солей з розсолу сольових осередків льоду при низьких температурах (до —55°C); в) випаровуванні морської води в районах з жарким

кліматом у закритих і напівзакритих морях; г) виносі солей при розбризуванні води вітром й інших менш ефективних процесах.

Із всіх компонентів приходу й витрати солей найбільше значення мають приплив з материковим стоком і з надр Землі за рахунок дегазації мантиї, а також випадання солей з морської води в осад, що компенсують один одного. Загальна кількість солей, розчинених у морській воді, настільки велика, що зміни, пов'язані із приходом і витратою, а також впливом різних факторів, не відбиваються на загальному сольовому складі морської води.

Протягом тривалих відрізків часу - геологічних епох - сольовий склад вод Світового океану можна вважати сталим. Це пов'язане з тим, що прихід солей балансується витратою й, крім того, кількість солей, що надходять або випадають із складу морської води, настільки незначна в порівнянні із сольовою масою, перебуваючої в її розчині, що потрібні дуже великі проміжки часу (200000-160 000 років) для того, щоб солоність змінилася на 0,02-0,01%.

1.9 ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ОКЕАНІВ І МОРІВ

1.9.1 Розподіл температури води на поверхні Світового океану і морів

Розподіл температури поверхневих вод тісно пов'язаний з розподілом сонячної радіації й витратою тепла на випар і відповідно до цього носить значною мірою зональний характер. Але ця зональність під впливом місцевих причин (океанічних течій, вітрів, близькості материків) у багатьох районах значно порушується.

Наочне зображення розподілу температури на поверхні Світового океану дають карти ізотерм - ліній, що з'єднують точки з однаковими значеннями температури (середньорічними, сезонними, середніми місячними). Розходження в ході ізотерм на обох картах полягає головним чином у тім, що

вся система ізотерм на карті лютого трохи зміщена до півдня в порівнянні з картою серпня. Система ізотерм середніх річних температур займає проміжне положення. Пояс найвищих температур (вище 26°C) охоплює на обох картах широку смугу північніше екватора. У цій смугі лежить термічний екватор (лінія найвищих температур), положення якого незначно міняється від сезону до сезону. Термічний екватор то віддаляється, то наближається до географічного екватора в межах 7-10° північної й в окремих місцях південної широти.

У тропічному поясі широтний розподіл температури води порушується під впливом пасатних течій, що йдуть уздовж екватора зі сходу на захід. Води цих течій, проходячи уздовж екватора, устигають нагрітися й, зустрівши на заході берега материків, відхиляються до півночі й півдня. Переміщення теплих вод у помірні широти відбивається на картах у відхиленні ізотерм до півночі й півдня від екватора. У східні ж частинах тропічного пояса течії, що спускаються з півночі в північній півкулі й з півдня в південному, приносять холодні води.

Таким чином, у тропічному поясі на одній і тій же широті температура поверхневих вод у західних берегів вище, ніж у східних. Охолодженню поверхневих вод у цій частині океану сприяють, крім того, холодні води, що піднімаються із глибин під впливом згону поверхневих вод пасатними вітрами. У результаті аномалії температури, або відхилення від середньої для даної широти, досягають —8°C.

У південній півкулі до півдня від 40° південної широти ізотерми розташовуються майже паралельно широтам. Тут земна куля з 58° південної широти оперезана суцільним кільцем води, не розділеної материками.

В північній же півкулі північніше 35° північної широти зональний розподіл температури різко порушується. У цій частині земної кулі зосереджені основні маси суши. Крім того, тут у західних берегів на 35-40° північної широти зустрічаються теплі й холодні течії: Гольфстрім, Лабрадорське й Східно-Гренландське в Атлантичному океані, Куросіо й Камчатсько-

Курильське в Тихому океані. У зв'язку із цим ізотерми в цих районах різко відхиляються від паралелей, а в Атлантичному океані спостерігаються аномалії температури до 5°C.

Найвищі температури на поверхні Світового океану спостерігаються в серпні. Вони досягають 32°C біля берегів Америки й Азії в Тихому океані. У лютому в південній півкулі такі високі температури не спостерігаються. На цей місяць доводяться найнижчі температури (—1,8°C), що спостерігаються в Північному Льодовитому океані до півночі від Америки й Азії, в Атлантичному океані біля Ньюфаундленду й у південних полярних водах поблизу берегів Антарктиди.

Поверхневі води Світового океану в північній півкулі тепліше, ніж у південній, внаслідок більшої ізоляції вод помірних і низьких широт від холодних полярних вод у порівнянні з південною півкулею. Під впливом холодних повітряних мас, що надходять із континентів, узимку значно знижується поверхнева температура в північно-західних районах Тихого й Атлантичного океанів. Річні коливання температури води на поверхні досягають тут 18°C.

Середня річна температура поверхневих вод у різних океанах неоднакова: в Атлантичному 16,9°C, у Тихому 19,1°C и Індійському 17,1° С. Самий теплий океан Тихий, значно холодніше Атлантичний, тому що в Тихому океані площа, укладена між тропіками й щонайбільш сильно нагрівається, становить більшу частину площі всього океану, чим в Атлантичному, де до того ж сильний вплив холодних вод Північного Льодовитого океану.

Середня річна температура поверхневих вод Світового океану 17,4°C, тобто на 3° вище середньої річної температури повітря. Звідси ясно, яке величезне значення має тепло, накопичене водами Світового океану, у тепловому балансі системи атмосфера-океан.

Температура поверхневих вод морів може значно відрізнятись від температури вод океанів у тих же широтах, що пояснюється впливом місцевих

причин - близькістю материків, характером водообміну з океаном, припливом річкових вод і т.д.

Найбільш низькі температури поверхневих вод у північних морях. На Білому морі протягом тривалого часу - з жовтня по травень - зустрічаються льоди. Температура поверхневих вод цього моря в середній частині досягає 15°C , при вході в море не піднімається вище 8°C . У Баренцовому морі середня температура влітку близько 3°C (на півночі до $-1,8^{\circ}\text{C}$). У районі теплої Нордканської течії за рік вона змінюється від 2 до 12°C .

Води Балтійського моря значно тепліші, особливо в південній і центральній частинах, де вони влітку (у серпні) прогріваються до $20-18^{\circ}\text{C}$ на півдні, $17-14^{\circ}\text{C}$ у центральній частині, у Фінській затоці температура на поверхні $15-17^{\circ}\text{C}$, у Ботнічній вона знижується до 10°C у північній частині затоки.

В окраїнних морях узбережжя Сибіру температура влітку не перевищує 6°C и тільки в затоках під впливом річкових вод зростає до 8°C .

Південні моря відрізняються значно більш високими температурами. У Чорному морі найвища температура води влітку до 26°C , найнижча в середній частині моря $7-8^{\circ}\text{C}$. В Азовському морі влітку температура води підвищується до 24°C , а на мілководдях до 30°C , узимку падає нижче 0°C , так само як у північно-західній частині Чорного моря.

Зміни температури води в прибережній зоні морів під впливом динамічних факторів (згінно-нагонні вітри, урагани) можуть відбуватися за короткі проміжки часу. Під впливом згону вод під дією вітрів температура води біля берегів може понизитися на $10-12^{\circ}\text{C}$ за кілька годин, внаслідок підйому глибинних вод, що компенсують відтік. Такі явища часто спостерігаються на Чорному, Балтійському й інших морях.

У середземних морях і затоках великий вплив на зміни температури чинять прогріті повітряні маси, що поширюються із прилеглих районів з жарким кліматом. Так, наприклад, у південній частині Червоного моря

поверхневі води в серпні нагріваються до 32°C; у Перській затоці температура доходить до 35,6°C, знижуючись до 15-20° С у лютому.

Температура океанічних вод, як правило, із глибиною знижується, але це зниження неоднакове в різних широтах. Істотні зміни температури відбуваються тільки до глибини 1000 м (у різних районах від 200 до 2000 м). У цьому шарі вертикальні градієнти температури води, тобто зміни температури на одиницю довжини (одиницю відстані між обр'ями), швидко ростуть, а нижче зазначеної границі різко знижуються й стають мізерно малими (табл. 1.3).

Нерівномірний розподіл температури, а також і солоності в основному створюється процесами перемішування й морськими течіями. У поверхневих шарах, у межах діяльного шару моря, перешарованість водних мас зв'язана головним чином із процесами вертикального обміну, а на глибині неоднорідність океанологічних характеристик пов'язана із загальною циркуляцією вод Світового океану.

Таблиця 1.3 – Зміни температури води й градієнтів температури із глибиною між 50° північної широти й 50° південної широти

Глибина, м	Температура, °С	Градієнт температури $dt/100$ м	Глибина, м	Температура, °С	Градієнт температури $dt/100$ м
0	16,0	0,25	1000	3,8	0,07
200	15,5	0,90	2000	3,1	0,03
400	13,7	1,90	3000	2,8	0,02
600	9,9	2,40	4000	2,6	0,01
800	5,1	0,65	5000	2,5	

Неоднорідність вод океанів і морів, пов'язана із процесами вертикального й горизонтального обміну, визначає наявність проміжних холодних або теплих шарів зі зниженими або підвищеними температурами. Ці шари можуть бути конвективного (за рахунок перемішування) і адвективного походження.

Останні пов'язані з доставкою (advectos), тобто горизонтальним вторгненням, водних мас, що переносяться із зовні течіями. Прикладом може служити наявність теплих атлантичних вод у всій центральній частині Північного Льодовитого океану, які простежуються на глибинах від 150-250 до 800-900 м. При переході від поверхневих вод до проміжних, глибинним на границях їхнього зіткнення виникають вертикальні градієнти океанологічних характеристик. Перехідний шар, у якому великі градієнти температури, солоності, щільності й інших властивостей, називають шаром стрибка. Ці шари можуть бути тимчасовими, сезонними й постійними в діяльному шарі й на границі його з водами глибин. Глибоководні спостереження в різних районах Світового океану показують, що у відкритих районах, крім полярних областей, температура помітно змінюється від поверхні до глибини 300-400 м, потім до 1500 м зміни досить незначні, а з 1500 м вона майже не змінюється. На 400-450 м температура 10-12°C, на 1000 м - 4-7°C, на 2000 м - 2,5-4°C і с глибини 3000 м вона близько 1-2°C.

В полярних областях розподіл температури по вертикалі носить трохи інший характер. Тут на поверхні розташовується холодний і відносно опріснений шар: в Антарктиці внаслідок поповнення прісної води таненням материкових льодів, в Арктиці в результаті виносу річкових вод. Температура цього шару близько 0°C, а в південних широтах навіть до —1,8°C. До 200 м температура води підвищується: у південній півкулі до 0,5°C, у північній до 2°C. Глибше температура падає й на обрії 800 м досягає 0°C. Температура води океанів у дна в межах 45° північної широти - 45° південної широти тримається між 0 й +2°C, у помірних широтах знижується до 0°C, у полярних басейнах стає негативною, досягаючи —1°C і навіть —2°C. Нижні, глибинні шари Світового океану одержують деяку, досить невелику кількість тепла від внутрішньої теплоти Землі. Це тепло викликає підвищення температури води в застійних ділянках океанічних западин і ринв на десяті частки градуса.

Розподіл температури води в окраїнних, середземних і міжострівних морях залежить від місцевих фізико-географічних умов. Велике значення має водообмін із сусіднім морем або океаном, приплив прісних вод, інтенсивність вертикальної циркуляції й льодовий режим моря. Великий вплив на стратифікацію (перешарованість) вод у морях чинять також приливні процеси. У мілководних протоках і затоках у результаті перемішування води приливними течіями температура, солоність, вміст газів на поверхні й у дна майже не міняються. Так, наприклад, у Горлі Білого моря температура води на поверхні й у дна 6-7°C, узимку - від —1 до —1,8°C.

У цілому Світовий океан, що має середню температуру 3,8°C, являє собою холодну сферу. Однак, поглинаючи величезну кількість тепла в низьких широтах, він поступово віддає його атмосфері в середніх і високих широтах у холодний час. Міжширотний теплообмін й обмін теплом між океаном і материками визначають особливості клімату й погодних умов на Землі. У тепловому балансі Землі Світовий океан має велике регулююче значення.

1.9.2 Процеси нагрівання й охолодження морської води

Основне джерело тепла, одержуваного поверхнею Світового океану, - це пряма й розсіяна сонячна радіація. Частина її відбивається водною поверхнею, частина випромінюється в атмосферу й міжпланетний простір.

Морські води, стикаючись із атмосферою, обмінюються з нею теплом. Якщо вода тепліше повітря, то відбувається віддача тепла в атмосферу, якщо ж вода холодніше, вона одержує деяку кількість тепла в процесі теплообміну.

Велику кількість тепла море губить на випар. Відомо, що на випар кожного грама води затрачається понад $2,43 \cdot 10^5$ Дж/кг. Звідси неважко представити, яку кількість тепла втрачають поверхневі шари океану, наприклад, в області пасатів, де випар дуже великий.

У високих широтах нагрівання й охолодження морської води пов'язане з льодовими явищами. В осінньо-зимовий період при утворенні льоду завжди виділяється схована теплота льодоутворення, що затрачається на нагрівання води й повітря над нею. Навесні при таненні льоду відбувається, навпаки, охолодження води й повітря.

Додатковим джерелом тепла можуть служити річкові води. Нарешті, велика роль у розподілі й зміні температури вод океанів і морів належить материкам, пануючим вітрам й особливо течіям.

Тепло, що надходить від Сонця, поглинається тонким поверхневим шаром і йде на нагрівання води, але завдяки малій теплопровідності води майже не передається на глибину. Проникнення тепла від поверхні до нижче лежачих шарів відбувається головним чином шляхом вертикального перемішування, а також за рахунок адвекції тепла глибинними течіями. У результаті вертикального перемішування в літню пору до поверхні піднімаються більш холодні води й знижують температуру поверхневих шарів, а глибинні води отеплюються. У зимовий час, коли поверхневі води охолоджені, із глибин у процесі вертикального обміну відбувається підтік більш теплих вод, що затримують початок льодоутворення. Вивчення теплових процесів, змін температури води в часі, у просторі й по глибині засновано на безпосередніх спостереженнях. Виміри температури води в різних районах океанів і морів здійснюються на гідрологічних станціях за допомогою глибоководних перекидних термометрів.

1.10 ХВИЛІ В ОКЕАНАХ І МОРЯХ

1.10.1 Класифікація хвиль

Коливальні рухи, при яких частки описують замкнуті або майже замкнуті орбіти, роблячи вертикальні й горизонтальні переміщення, зветься хвилями. Хвилі, спостережувані в морях й океанах, різноманітні за формою, характером коливань, розмірам й іншим особливостям. По походженню, тобто залежно від сил, що збуджують їх, хвилі підрозділяють на вітрові (хвилі тертя), приливні, анемобаричні, сейсмічні (цунамі), корабельні.

Вітрові хвилі виникають під дією тангенціального тертя й нормального тиску повітряних мас, що рухаються над водною поверхнею.

Приливні хвилі збуджуються приливностворюючими силами Місяця й Сонця. Ці хвилі характерні тим, що вертикальні зсуви часток води, що описують довгі еліптичні орбіти, проявляються в періодичних коливаннях рівня океанів і морів, а горизонтальні зсуви визначають поступальні періодичні рухи води у формі приливних течій.

Анемобаричні хвилі - довгі хвилі, пов'язані із проходженням баричних систем (циклонів, тайфунів); виникають у зв'язку зі змінами тиску атмосфери й вітрових умов.

Сейсмічні хвилі створюються різкими вертикальними й горизонтальними рухами земної кори при землетрусах, зсувах і підводних виверженнях. На поверхні океанів і морів ці коливання збуджують серію вільних хвиль, що поширюються з великою швидкістю й створюють у берегів явище цунамі.

Корабельні хвилі виникають при русі корабля або іншого твердого тіла у воді.

Хвильові процеси розвиваються при участі не тільки цих зовнішніх збудливих сил, але й інших фізичних факторів, що супроводжують або протидіють основним силам. Хвилі, розвиток яких визначається силою ваги,

називають *гравітаційними*. Під впливом пульсацій тиску вітру в тонкому поверхневому шарі виникають капілярні хвилі (брижі), яким протидіють капілярні сили, тобто сили поверхневого натягу води. Це первинна стадія розвитку вітрових хвиль, які при подальшому впливі вітру перетворюються в гравітаційні. На їхніх навітряних схилах можуть знову з'являтися первинні капілярні хвилі.

Хвилі класифікують і по інших ознаках. Всі хвилі, які існують у результаті дії зовнішніх сил, називаються *змушеними*, а ті, що залишаються після припинення впливу сили - *вільними*. Період змушених хвиль близький до періоду збудливої сили, а амплітуда коливань залежить від амплітуди зовнішньої сили, розмірів, форми й глибини басейну. По фазі змушені коливання зміщені щодо фази зовнішньої сили. Вільні хвилі мають період й амплітуду коливань, що залежать від морфометричних умов басейну, його розмірів, змін глибин й обрисів. У реальних умовах змушені й вільні вітрові, приливні, баричні й сейсмічні хвилі можуть мати різний профіль, залежно від якого їх підрозділяють на поступальні, стоячі й поступальні-стоячі.

Поступальні - це змушені або вільні прогресивні хвилі, у яких спостерігається переміщення профілю хвилі в просторі.

Стоячі хвилі виникають у результаті інтерференції прогресивних хвиль, що біжать із різних напрямків й, зокрема, відбитих берегами.

У поступальних хвиль частки води виконують коливання по кругових або еліптичних орбітах; у правильних стоячих хвиль коливання відбуваються по орбітах, вертикальним у пучностях, горизонтальним у вузлах і нахиленим у проміжках між пучностями й вузлами (рис. 1.4, а).

У стоячих хвиль найбільші вертикальні коливання відзначаються в пучностях, а найменші - у вузлах (рис. 1.4, б).

Іноді в результаті неповного відбиття прогресивних хвиль у басейнах зі змінним поперечним перерізом виникають складні *поступальні-стоячі* хвилі.

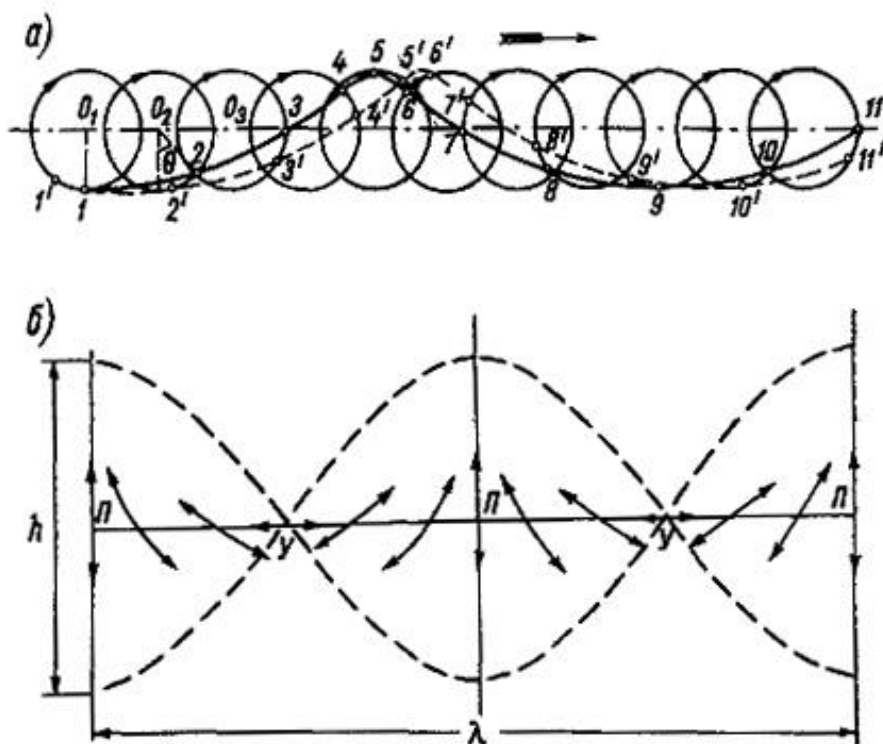


Рисунок 1.4 – Поступальна (а) та стояча (б) хвилі

За формою виділяють двомірні хвилі, що мають велику довжину гребеня, і тривимірні, довжина гребеня яких порівнянна з довжиною хвилі (рис. 1.5).

По розмірах хвилі ділять на короткі, хвилі кінцевої глибини й довгі. Цей підрозділ визначається відношенням довжини хвилі λ до глибини моря H . Якщо відношення $\lambda/H < 2$, хвилі короткі; якщо $\lambda/H = 2$, хвилі кінцевої глибини, й при $\lambda/H > 2$ хвилі довгі. Короткі хвилі зазвичай короткоперіодні, а довгі - довгоперіодні. По розташуванню розрізняють поверхневі й внутрішні хвилі. Поверхневі виникають на поверхні океану, внутрішні - у товщі води, на поверхні розділу шарів води з різною густиною.

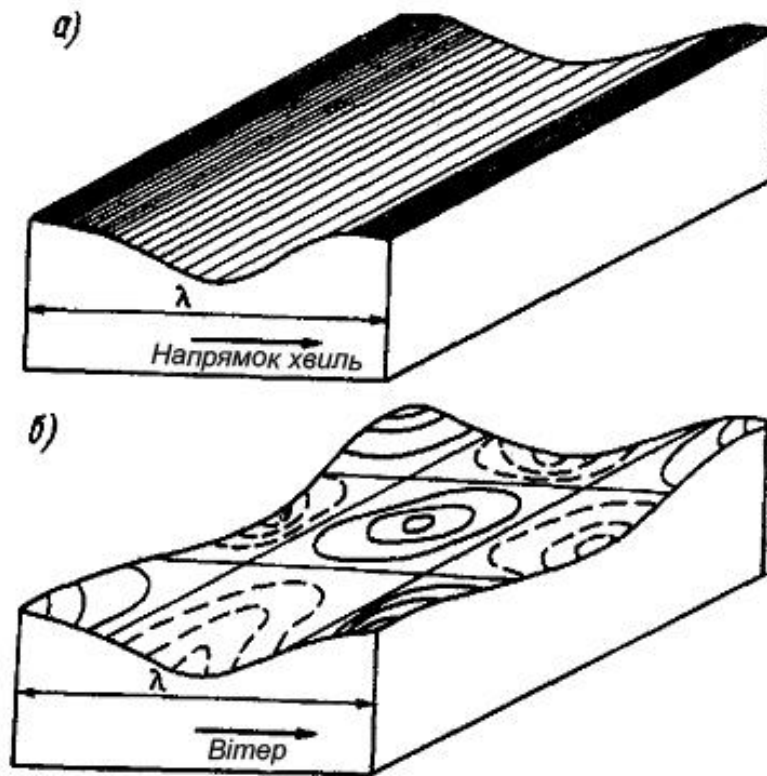


Рисунок 1.5 – Форми хвилі: а – двомірні, б - тривимірні

1.10.2 Вітрові хвилі в океанах і морях

Вітрові хвилі й брижі змінюються в часі й у просторі залежно від фізико-географічних, синоптичних і гідрометеорологічних умов.

Вітрові хвилі висотою 18 м відзначені в північній частині Тихого океану під час тривалого шторму ураганної сили. В антарктичних водах з дизельелектроходу «Об» в 1958 р. була зареєстрована хвиля висотою 24,5 м. Найбільша довжина океанічних хвиль може досягати 400 м. Звичайні штормові хвилі мають висоту до 8 м, довжину до 150 м, період до 8 секунд, швидкість до 18 м/с.

За даними численних судових спостережень, найбільшу повторюваність у всіх частинах Світового океану мають хвилі висотою менш 2,1 м (66%).

Повторюваність хвиль висотою 6 м і більше невелика й у середньому становить усього лише 8%. Поширення високих хвиль на поверхні Світового океану пов'язане з поширенням штормів. Штормовими областями є північні частини Антарктичного й Тихого океанів, а також весь простір Світового океану до півдня від 40° південної широти. Тропічні урагани спостерігаються біля південної й північної границь екваторіальної області. У більшості районів Світового океану високі хвилі відзначаються переважно в певні сезони року, і тільки в південному суцільному водному кільці Світового океану (особливо в Індійському океані) протягом усього року висота хвиль перевищує 3 м. У північній частині Атлантичного океану найбільша повторюваність таких хвиль доводиться на лютий, у центральній, відкритій частині Індійського океану й у найбільш північних частинах Атлантичного й Тихого океанів - на серпень.

В морях розміри хвиль менші. Висота їх звичайно не перевершує 9 м, довжина - до 150 м. Менші розміри хвиль у морях пов'язані з меншими розмірами морів у порівнянні з океанами й меншою стійкістю вітрів. По цій же причині ймовірність появи значних брижів на морях менше, ніж в океанах. Великий вплив на хвильовий режим морів чинять розчленованість басейну, рельєф дна, умови проникнення хвиль із відкритого океану або із сусідніх морів, розвиток крижаного покриву, особливості вітрового режиму. Так, узимку Червоне море належить до одного із самих «тихих» морів, тому що воно вузьке й витягнуте в напрямку, що не збігається з напрямком пануючих вітрів. Баренцове море, навпаки, одне із самих бурхливих. Це море на заході безпосередньо переходить у відкриті простори Норвезького моря, звідки приходять високі хвилі. Крім того, над Баренцовим морем часто проходять великі й інтенсивні циклони.

1.10.3 Хвилі, що викликані землетрусами (цунамі)

При різких вертикальних і горизонтальних зсувах дна, викликаних тектонічними процесами, у товщі океанів і морів виникають хвильові коливання, які на поверхні води створюють серію довгих хвиль, відомих під японською назвою цунамі. Більша частина хвиль цунамі пов'язана із землетрусами й менша створюється підводними вулканічними виверженнями й зсувами. Не всі спостережувані підводні землетруси супроводжуються цунамі: слабкі землетруси їх не викликають, але й сильні викликають не завжди. Наприклад, у Тихому океані зі ста сильних землетрусів тільки одне створює цунамі. Установлено, що цунамі виникають при силі підземних поштовхів більше 6 балів і розташуванні фокусів (осередків) на глибині до 40 км. При більш глибокому розташуванні осередків цунамі проявляються слабо, а при глибині їх 75-80 км цунамі майже не спостерігаються.

Катастрофічні цунамі трапляються при силі землетрусів $M > 6,3 + 0,01N$ (де M - магнітуда, тобто величина, прийнята для оцінки інтенсивності землетрусів, пропорційна логарифму максимальної амплітуди горизонтального зсуву ґрунту на відстані 100 км від осередку землетрусу, N - глибина осередку). Крім сили землетрусу й положення осередку, велике значення у формуванні хвиль цунамі мають рельєф дна й обрис берегів. У відкритому океані або морі хвилі цунамі не помітні, тому що вони дуже довгі й пологі. Довжина їх приблизно дорівнює довжині зони їхнього зародження й коливається від 20 до 400-600 км.

Висота хвиль цунамі досягає біля берегів 5-10 м, доходючи у виняткових випадках до 35 м. Хвилі висотою більше 10 м рідкі й спостерігаються у вузьких бухтах і затоках, що звужуються. Звичайно до узбережжя підходить група хвиль цунамі (дві-три й більше), причому найчастіше вони поширюються від епіцентру концентрично, а не в одному напрямку, зі швидкістю 400-800 км/год. Найбільш активні зони зародження цунамі пов'язані із сейсмічним поясом

Тихого океану. Це райони Алеутської, Курі-Камчатської, Японської, Філіппінської, Маріанської западин й узбережжя Чилі. Цунамі спостерігаються й у морях Середземнім, Мармуровому, Чорному, навіть Каспійському. У середньому в рік проходить п'ять цунамі, відзначених приладами, але не руйнівних. Сильні цунамі трапляються у Світовому океані в середньому один раз у рік. У межах усього Світового океану, за неповним даними, за 2500 років зафіксовано 368 випадків цунамі. У берегів Японії з 99 цунамі тільки 17 були катастрофічними, на Камчатці з 16 - 4, на Гавайських островах з 49 - 5. На Чорному морі епіцентри сильних землетрусів розташовані в Південного берега Криму й у кавказького узбережжя від Анапи до Сочі. Кримські й кавказькі землетруси, яких у середньому в рік налічується 50, не всі супроводжуються цунамі. Їхні епіцентри розташовані в морі. Останні цунамі, відзначені біля берегів Криму, зафіксовані 26 червня й 12 вересня 1927р. У кавказького узбережжя останнє цунамі зафіксоване 12 червня 1966 р. Епіцентр землетрусу, що викликав це цунамі, перебував на відстані 10 км від м. Анапи. Глибина залягання осередку 36 км від поверхні дна. Швидкість поширення хвиль цунамі була в Теодозії 120км/год., у Ялти 200 км/год., у Геленджика 180 км/год., довжина 86-120 км.

Величезний збиток, принесений хвилями цунамі, визначає необхідність організації спеціальних служб попередження.

1.10.4 Сейші

Сейшами називають, стоячі вільні хвилі, що виникають у напівзакритих і закритих басейнах під впливом різких порушень рівноваги вод. Причинами цих коливань можуть бути різкі зміни тиску атмосфери над басейном і за його межами, згінно-нагінні явища при швидкій зміні або загасанні вітру, рясне випадання опадів в одному з районів моря, що створює нахил рівневої поверхні й прагнення вод відновити порушену рівновагу. Сейші можуть виникати й під

впливом приливних процесів. Виникаючі у відкритому океані або морі приливні коливання можуть створювати в затоках і напівзакритих морях індукований рух приливних періодів, що представляє собою коливання всієї маси цього басейну.

Сейші можуть виникати й внаслідок сейсмічних явищ. Вони охоплюють басейни в цілому або їхні окремі ділянки, затоки й бухти. При сейшах відсутній поступальний рух у формі хвилі, а спостерігаються лише вертикальні коливання, при яких в одному місці відбувається підйом, в іншому - опускання рівня. Найпростіший вид сейш, коли рівень води біля одного краю басейну піднімається, біля іншого - опускається. При цьому в середній частині басейну спостерігається лінія, уздовж якої не відбувається коливань рівня, але існують горизонтальні переміщення вод (течії). Така лінія називається вузловою.

Іноді спостерігаються сейші із двома вузловими лініями. У першому випадку сейша називається одновузловою, у другому - двохвузловою. При одновузловій сейші частки води в придонному шарі рухаються уздовж дна в одному й іншому напрямку. Можливе утворення сейш із трьома, чотирма вузловими лініями й більше (багатовузлові сейші).

Періоди сейш різноманітні: від 5-10 хв. до декількох годин і навіть доби (24, 48 год. и т. п.). Величини їх невеликі - від декількох сантиметрів до 1 м. Важливі елементи сейш - це вузлові лінії, уздовж яких вертикальні коливання рівня дорівнюють нулю, а швидкість горизонтальних зсувів максимальна.

Елементи сейш залежать від морфометричних особливостей басейнів: розмірів, обрисів, рельєфу дна, а також стратифікації вод. У басейнах, де води різко стратифіковані, можуть виникати внутрішні сейші.

Сейші вивчалися на озерах, у затоках, бухтах і морях шляхом безпосередніх вимірів коливань рівня, а також шляхом розрахунку й моделювання цього процесу. Внаслідок розходжень в обрисах берегів й у рельєфі дна сейші в морях й окремих їхніх частинах можуть значно відрізнятися друг від друга. Так, в Алжирській бухті в Середземному морі

відзначені сейші з періодами від 1,2 до 75 хв. і з величинами до 1 м. На Азовському морі (у Темрюці) спостерігалися сейші з періодами до 23 год. й з найбільшою величиною 80 см.

У природних умовах сейші сполучаються з іншими періодичними й неперіодичними коливаннями. Тому виявлення їх у складному реальному спектрі коливальних рухів водних мас утрудняється тим, що в деяких басейнах періоди сейш й інерційних або приливних коливань бувають близькі, як, наприклад, у Балтійському морі. Для рішення цього завдання в сучасній океанології широко використовуються чисельні методи, апарат дослідження випадкових процесів і ймовірно-статистичні методи розрахунку,

Сейші являють собою вільні коливання, тому їхнє вивчення необхідно для розуміння резонансних явищ, що виникають у тих випадках, коли період змушених коливань близький до періоду вільних коливань у даному морі або озері, затоці, бухті. Резонансні явища можуть створювати коливання вод з величезними амплітудами.

1.11 ТЕЧІЇ

1.11.1 Походження морських течій та їхня класифікація

Поступальні горизонтальні рухи водних мас, пов'язані з переміщенням значних обсягів води на великі відстані, називають *течіями*. Течії виникають під дією різних факторів, таких, як вітер (тобто тертя й тиск повітряних мас, що рухаються, на водну поверхню), зміни в розподілі атмосферного тиску, нерівномірність у розподілі густини морської води (тобто горизонтальний градієнт тиску вод різної густини на однакових глибинах), припливостворюючі сили Місяця й Сонця. На характер руху мас води істотний вплив чинять також вторинні сили, які самі не викликають його, а проявляються лише при наявності руху. До цих сил належать сила, що виникає завдяки обертанню

Землі - сила Коріоліса, відцентрові сили, тертя вод об дно й береги материків, внутрішнє тертя. Великий вплив на морські течії чинять розподіл суші й моря, рельєф дна й обрису берегів. Класифікують течії головним чином по походженню. Залежно від збудливих сил, течії поєднують у чотири групи:

- 1) фрикційні (вітрові й дрейфові)⁴
- 2) градієнтно-гравітаційні;
- 3) приливні;
- 4) інерційні.

Течії, що виникають при участі сил тертя, - це вітрові течії, викликані тимчасовими й нетривалими вітрами, і дрейфові, викликані сталими, діючими тривалий час вітрами. У вітрових течіях не створюється нахилу рівня, дрейфові ж течії приводять до нахилу рівня й появи градієнта тиску, які визначають виникнення в прибережних районах глибинної градієнтної течії.

Градієнтно-гравітаційні течії виникають внаслідок нахилу фізичної поверхні моря, викликаного різними факторами, - це щільнісні, бароградієнтні й стокові течії. Перші створюються горизонтальним градієнтом щільності, що виникає внаслідок перерозподілу поля щільності. Бароградієнтні течії викликаються змінами в розподілі атмосферного тиску, які приводять до нахилу рівня в областях підвищеного тиску й підвищенню його в області зниженого тиску. Стокові течії створюються в результаті нахилу поверхні моря, викликаного припливом берегових вод, атмосферними опадами, випаровуванням, припливом вод з іншого басейну або відтоком вод в інші райони. Нарешті, можуть виникати компенсаційні течії внаслідок порушення рівноваги за рахунок збитку або відтоку вод з одного басейну в іншій під впливом змінно-нагінної циркуляції й інших факторів.

Приливні течії виникають під дією припливностворюючих сил Місяця й Сонця.

Інерційні течії - це залишкові течії, що спостерігаються після припинення дії всіх збудливих рух факторів. На частки води в інерційних

течіях діють тільки дві сили, що урівноважують одна іншу, - Коріоліса й відцентрова.

Вплив сил внутрішнього тертя, турбулентності й ін. приводить до розриву орбіт і формуванню складних траєкторій з перевагою обігу часток води по годинниковій стрілці в північному й проти годинної стрілки в південній півкулі. Інерційні течії спостерігалися в Балтійському морі, у Чорному, Середземнім й ін.

Течії підрозділяються по ступеню стійкості, розташуванню, фізико-хімічним властивостям, характеру руху.

По стійкості виділяють постійні, періодичні й тимчасові (випадкові) течії. *Постійні* - це течії, що зберігають середні значення швидкості й напрямку тривалий час. Вони помітно змінюють свої характеристики від сезону до сезону, але майже не змінюють їх від року до року. До них належать Гольфстрім, Куросіо, пасатні й ін.

Періодичні - течії, що міняють свої елементи в часі з певним періодом (мусонні, приливні).

Тимчасові течії виникають під впливом тимчасових інтенсивних вітрів, різких раптових змін тиску атмосфери, випадання опадів.

По розташуванню виділяють течії поверхневого, глибинного, придонного, прибережні, відкритого моря.

По фізико-хімічним властивостям течії можуть бути теплі, холодні, опріснені, осолоненні, нейтральні. Вплив теплих і холодних течій на хід багатьох фізичних явищ, особливо на клімат Землі, величезний. Підрозділ течій по фізико-хімічним властивостям відносний. Теплі й осолоненні течії мають температуру й солоність вище, ніж місцеві, навколишні їхні води, холодні й опріснені - нижче.

За характером руху течії підрозділяють на прямолінійні, криволінійні, циклонічні й антициклонічні.

У природних умовах не існує течії якого-небудь одного походження, а має місце комплексний потік, що сполучає одночасно різні типи течій. Цей реальний потік створюється одночасною дією декількох сил, роль яких у його формуванні різна.

1.11.2 Течії, що виникають при участі сил тертя

Фізичні умови виникнення й розвитку дрейфових течій досліджувалися багатьма вченими, але основи теорії цих течій були закладені Екманом в 1903-1905 р. Припускаючи море нескінченно глибоким, однорідним по щільності (гомогенним), вітер сталим по напрямку й швидкості, він використав рівняння руху в'язкої рідини й математично вирішив задачу про виникнення поверхневої течії під впливом тертя при наявності відхиляючої сили обертання Землі (сили Коріоліса).

Основні положення теорії Екмана можна сформулювати в такий спосіб.

1. Вітер, створюючи тангенціальне тертя між повітрям і водою, й тиск на навітряні схили хвиль, надають руху поверхневим шарам води. Енергія цього руху передається нижче лежачим шарам силами внутрішнього тертя. У своєму русі нижче лежачі шари відстають від поверхневих, внаслідок чого з'являються розходження у швидкості усередині потоку, тобто наявність градієнтів швидкості.

2. Швидкість поверхневої течії пропорційна тангенціальному тертю й обернено пропорційна синусу широти місця й коефіцієнту внутрішнього тертя.

3. Під впливом сили Коріоліса течія відхиляється від напрямку вітру вправо в північній й уліво в південній півкулі; кут відхилення течії від вітру на поверхні дорівнює 45° (рис. 1.6).

4. У міру проникнення течії в товщу води вектор швидкості, усе більше повертаючи вправо (у північній півкулі), на деякій глибині стає протилежним вектору поверхневої течії.

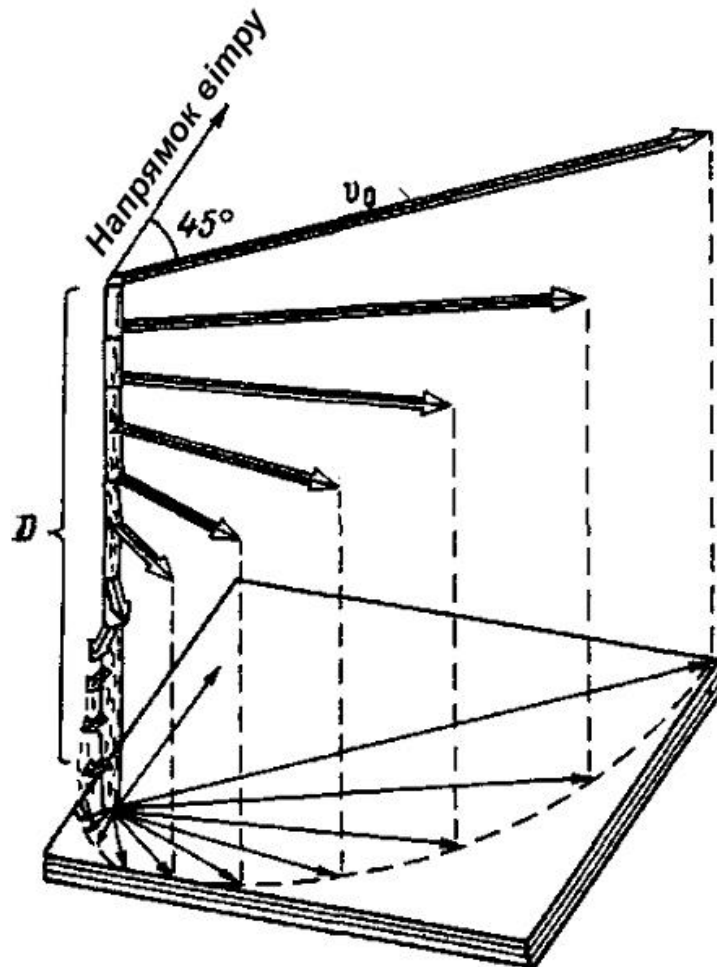


Рисунок 1.6 – Зміна швидкості (v_0) й напрямку дрейфової течії в залежності від глибини (D)

Тому що кутова швидкість обертання Землі величина постійна, а щільність можна прийняти рівною одиниці, то можна зробити висновок, що глибина тертя залежить від коефіцієнта в'язкості й широти місця. Коефіцієнт в'язкості має велике значення для оцінки динамічного стану середовища.

Якщо море має глибину менше глибини тертя, то кут α змінюється від 0-5 до 45°. Причому спостереженнями встановлено, що при малих глибинах і при

певному напрямку вітру щодо обрисів берега моря він може мати й ліве, і праве відхилення.

Для розрахунку швидкості поверхневої, викликаного вітром, течії протягом багатьох років застосовувалися емпіричні формули, що зв'язують швидкість вітру й швидкість течії.

Шляхом статистичної обробки безпосередніх спостережень для окремих пунктів визначається й кут відхилення течії від напрямку вітру α .

У прибережній зоні біля прямолінійного берега товща води розбивається як би на три шари (рис. 1.7). Поверхневий шар обмежений глибиною тертя. У ньому векторно складаються поверхнева і дрейфова течії. Нижній шар від дна до глибини зветься придонним. Тут тертя об дно грає якоюсь мірою ту ж роль, що й тангенціальне тертя на поверхні.

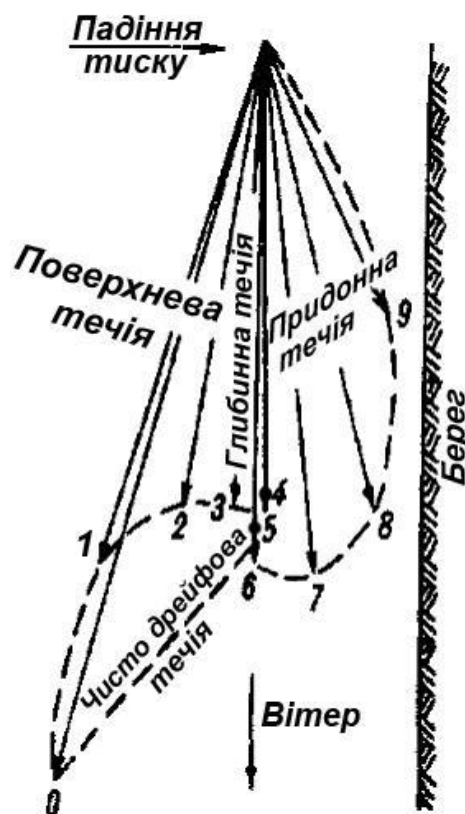


Рисунок 1.7 – Циркуляція води під дією вітру

В області подальшого розвитку теорії морських течій за останні десятиліття зроблений значний крок уперед. Велике значення мали роботи радянського вченого В. Б. Штокмана, що уперше в 1946 р. запропонував модель осередненого по глибині стаціонарного переносу вод у неоднорідному по щільності океані, обумовленого дією вітру й турбулентного бічного обміну. Ця й інша теорії дозволили підійти до пояснення великомасштабної горизонтальної циркуляції й деяких особливостей у режимі течій Світового океану. Теоретичні моделі океанічної циркуляції, запропоновані сучасними дослідниками, ураховують розподіл дотичного напруження вітру зміни параметра Коріоліса із широтою, глибиною моря й просторовим розподілом густини.

Досягнуто певні успіхи в розрахунку поля течії по полю вітру, поверхневих і глибинних течій з урахуванням змін поля щільності. Однак недостатнє знання реальних параметрів (наприклад, коефіцієнта в'язкості) не дозволяє проблему вітрових течій уважати вирішеною. Тому поряд з теоретичними розрахунками поля течій для рішення прикладних задач до останнього часу широко використовуються напівемпіричні методи.

1.11.3 Схема течій у Світовому океані

Загальна схема течій у Світовому океані формується головним чином під впливом складних процесів взаємодії океану й атмосфери. Найважливіша причина руху повітряних і водних мас - нерівномірний розподіл сонячної радіації по поверхні Землі. Розходження в кількостях тепла, одержуваного в низьких і високих широтах, створює розходження в щільності й приводить до утворення щільнісних повітряних і морських течій. Під впливом атмосферної циркуляції виникають вітрові, дрейфові течії, які сполучаються із щільнісними

й періодичними. На рис. 1.8 приводиться загальна схема течій Світового океану.

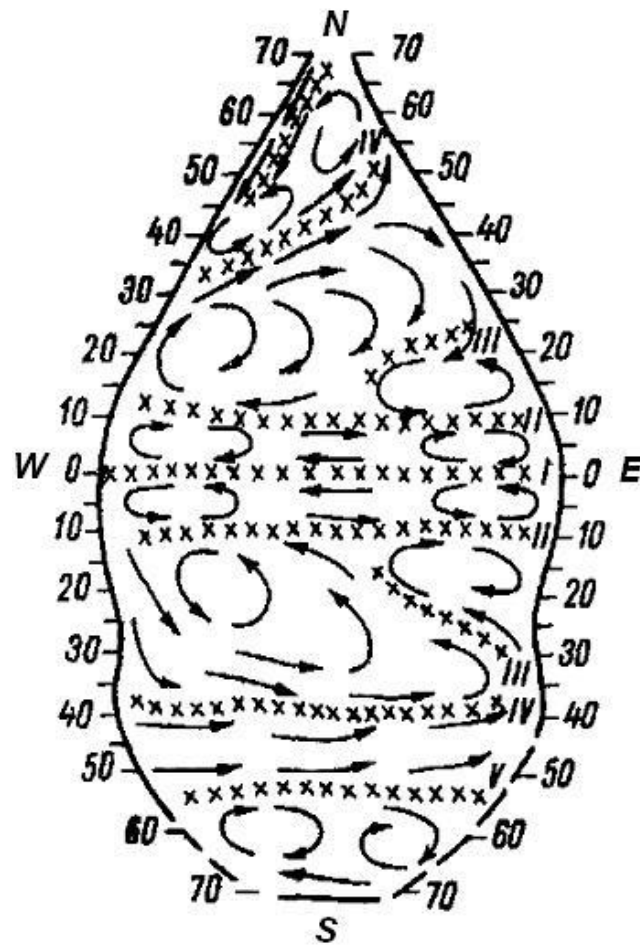


Рисунок 1.8 – Загальна схема циркуляції поверхневих вод Світового океану

Ця схема характеризується наявністю антициклонічних і циклонічних кругообігів у північній і південній півкулях і змінюючих одна одну малих циркуляцій по годинниковій і проти годинникової стрілки.

До півночі й півдня від екватора під впливом пасатів формується система північних і південних пасатних течій, спрямованих зі сходу на захід, і екваторіальних протитечій.

Ці потоки на рис. 1.8 являють собою складну систему, обмежену північним і південним тропічними фронтами й місцевими циклонічними й

антициклонічними циркуляціями, розташованими до півночі й півдня від екватора. Складна структура пасатів, їхня поперечна нерівномірність, а також взаємодія пасатних течій з водами поверхневого й глибинного водообміну визначають основні риси течій приекваторіальної зони. Від пасатних течій, які переносять значні маси води й створюють нагін її біля східних берегів материків, відокремлюються парости течій, спрямовані на схід і північний схід під впливом циркуляції атмосфери, змін рельєфу дна й обертання Землі. Далі ці парости повертають на південь у північній й на північ у південній півкулі, замикаючи круговорот між 10 та 40° північної широти й 10 та 40° південної широти. У північній півкулі течія усередині круговороту спрямована по годинниковій, у південній - проти годинникової стрілки. У північній півкулі на широтах 40-45° від великомасштабного круговороту відокремлюються парости, що замикають циркуляцію помірних широт проти годинникової стрілки; у південній півкулі циклонічний круговорот, обмежений субантарктичним фронтом, не відокремлює другого антициклонічного круговороту, як у північній півкулі. Тут під дією стійких західних вітрів між 40-45 й 60° південної широти виникає течія, що йде на схід, називана Західним дрейфом, назустріч якій на захід, уздовж берегів Антарктиди, проходить циркумполярна прибережна течія. Між цими потоками виникають місцеві циркуляції вод по годинниковій стрілці.

Описана схема течій у Світовому океані тісно зв'язана зі схемою циркуляції атмосфери, розташуванням баричних максимумів і мінімумів та розподілом щільності вод Світового океану. Вона є наближеною, тому що місцеві фізико-географічні умови значно видозмінюють її.

На рис. 1.8 намічені зони розділу водних мас різного походження, що переносяться течіями, називаними фронтами.

Зони збіжності течій називають конвергенціями, а розбіжності - дивергенціями. У зонах конвергенції відбувається опускання поверхневих вод, а в зонах дивергенції - підйом вод із глибин. Останні більш чітко виражені в

берегів континентів, як, наприклад, Перуанська течія у Тихому океані (уздовж берегів Чилі й Перу) і ін.

Великий вплив на течії чинять материки й рельєф дна. Проходячи уздовж, материків, течії обгинають півострови, миси та виступи й, відходячи від берега, міняють напрямок. Течії, що йдуть уздовж берегів, супроводжуються протитечіями в затоках і застійних зонах водойм (наприклад, Камчатська течія). Якщо течія спрямована нормально до берега, то поблизу його вона розгалужується на два потоки, що йдуть уздовж берега в протилежних напрямках. Як показав В. Б. Штокман, у поперечних перерізах мілководних морів виникають протитечії, причому не тільки під впливом поперечної нерівномірності вітру, але й у результаті змінної глибини моря. Протитечії збільшуються зі зростанням глибини, тому вони більш інтенсивні над ринвами дна мілководних морів.

Особливе значення у водообміні Світового океану мають опускання й підйом глибинних вод, пов'язані з конвективними й динамічними процесами. З полярних областей більш щільні антарктичні й арктичні води опускаючись переносяться глибинними течіями в напрямку до екватора. Води низьких широт, як, наприклад, переносимі Північною Атлантичною течією, надходячи в Арктичний басейн у вигляді відгалуження Шпицбергенської течії, опускаються на глибину внаслідок підвищення густини. Вони переносяться уздовж материкового схилу на схід теплою проміжною течією, відгалуження якої відокремлюються в арктичні моря, випливаючи з півночі на південь по глибоководних ринвах.

У загальній циркуляції вод велика роль глибинних тропіко-екваторіальних течій, таких, як, екваторіальна під поверхнева течія Ломоносова в Атлантичному океані й Кромвела в Тихому. Течія Ломоносова простежується уздовж екватора від устя Амазонки до грінвічського меридіана протягом 2600 миль й являє собою двошаровий потік товщиною від 25 до 210 м. Верхній шар - це трансформовані високосолоні води антициклональних круговоротів

північної й південної Атлантики, нижній (приблизно з 115 до 210 м) представлений субтропічними трансформованими водами південної тропічної зони. Води цієї течії високосолоні, багаті киснем, фосфатами й іншими елементами, переміщуються зі швидкістю 0,90-1,15 м/с і розташовуються в термоклинні.

Потужна підповерхнева екваторіальна протитечія Кромвела в Тихому океані перетинає його із заходу на схід від 132° східної довжини до 92° західної довжини. Вона має ширину до 240 миль у шарі від 45 до 200 м і більше й досягає швидкостей більше 0,60 м/с.

1.11.4 Вплив течій на режим океанів і морів та на клімат Землі

Циркуляція вод Світового океану визначає обмін кількістю речовини, тепла й механічної енергії між океаном й атмосферою, поверхневими й глибинними, тропічними й полярними водами. Морські течії переносять великі маси води з одних областей в інші, часто досить у віддалені райони. Течії порушують широтну зональність у розподілі температури. У всіх трьох океанах - Атлантичному, Індійському і Тихому - під впливом течій виникають температурні аномалії: позитивні аномалії пов'язані з переносом теплих вод від екватора в більш високі широти течіями, що мають близький до меридіонального напрямку; негативні аномалії викликані протилежно спрямованими (від високих широт до екватора) холодними течіями. Негативні аномалії температури підсилюються, крім того, підйомом глибинних вод у західних берегах континентів, викликаним згінами вод пасатними вітрами.

Вплив течій позначається не тільки на величині й розподілі середніх річних значень температури, але й на її річних амплітудах. Це особливо чітко проявляється в районах зіткнення теплих і холодних течій, там, де границі їх зміщуються протягом року, як, наприклад, в Атлантичному океані в районі

зіткнення Гольфстріму й Лабрадорської течій, у Тихому океані в районі зіткнення течій Куросію й Курильського (Ойясію).

Течії впливають на розподіл й інші океанологічні характеристики: солоності, вмісту кисню, біогенних речовин, кольору, прозорості й ін. Розподіл цих характеристик впливає на розвиток біологічних процесів, рослинний і тваринний світ морів й океанів. Мінливість морських течій у часі й просторі, зсув їхніх фронтальних зон впливають на біологічну продуктивність океанів і морів.

Великий вплив чинять течії на клімат Землі. Наприклад, у тропічних областях, де переважає східний перенос, на західних берегах океанів спостерігаються значні хмарність, опади, вологість, а в східних, де вітри дують із материків, - дещо сухий клімат. Течії істотно впливають на розподіл тиску й циркуляцію атмосфери. Над осями теплих течій, як, наприклад, Гольфстрім, Північноатлантична, Куросію, Північно-Тихоокеанське, рухаються серії циклонів, які визначають погодні умови прибережних районів материків. Тепла Північноатлантична течія сприяє посиленню ісландського мінімуму тиску, а отже, і інтенсивній циклонічній діяльності в Північній Атлантиці, Північному й Балтійському морях. Аналогічний вплив Куросію на область алеутського мінімуму тиску в північно-східному районі Тихого океану.

З теплими течіями, що проникають у високі широти, зв'язана циклонічна циркуляція атмосфери, що сприяє випаданню рясних атмосферних опадів. Над холодними течіями, навпроти, розвиваються відроги високого тиску, що викликає зменшення кількості опадів.

У районах зустрічі теплих і холодних течій часто відзначаються тумани й суцільна хмарність.

Там, де теплі течії глибоко проникають у помірні й приполярні широти, їхній вплив на клімат позначається особливо яскраво. Добре відомо зм'якшуючий вплив Гольфстріму, Північноатлантичної течії і її відгалужень на клімат Європи, течії Куросію - на кліматичні умови північної частини Тихого

океану. Слід зазначити більше значення стосовно цього Північноатлантичної течії, чим Куросію, тому що Північноатлантична течія проникає майже на 40° північніше Куросію.

Різкі розходження в кліматі створюються в тому випадку, якщо берега континентів або океанів обмиваються холодними й теплими течіями. Так, наприклад, східне узбережжя Канади перебуває під впливом холодної Лабрадорської течії, західне ж узбережжя Європи обмивається теплими водами Північноатлантичної течії. У результаті в зоні між 55 й 70° північної широти тривалість безморозного періоду на узбережжі Канади менше 60 днів, на європейському – 150-210 днів. Яскравим прикладом впливу течій на кліматичні й погодні умови служить Чилійсько-Перуанська холодна течія, температура вод якої на 8-10° нижче навколишніх вод Тихого океану. Над холодними водами цієї течії повітряні маси, прохолоджуючись, утворюють суцільний покрив шарувато-купчастих хмар, у результаті на узбережжі Чилі й Перу спостерігаються суцільна хмарність і відсутність опадів. Південно-східний пасат створює в цьому районі згін, тобто відхід від берега поверхневих вод і підйом холодних глибинних вод. Коли узбережжя Перу перебуває тільки під впливом цієї холодної течії, цей період характеризується відсутністю тропічних штормів, дощів і гроз, а влітку, особливо при посиленні прибережної течії, що йде назустріч теплій, Ель-Ніньо, тут спостерігаються тропічні шторми, руйнівної сили грози, зливи, що розмивають ґрунт, житлові будівлі, дамби, насипи.

Пульсації океанічних течій, зсув їхніх осей до півдня або півночі впливають на клімат прибережних районів. Одночасними спостереженнями за розподілом температури в межах таких великомасштабних потоків, як Гольфстрім і Куросію, виявлені звивини (меандри), що мають хвилеподібний характер. Вони нагадують меандри рік й у вигляді згущення ізотерм в осі головного потоку переміщаються разом із течією. Наприклад, зсув осі Куросію до півдня й півночі досягає 350 миль між 34 й 40° північної широти. Положення

фронтів Куросіо-Ойясіо, Гольфстрім-Лабрадорська й інших течій випробовує півмісячні, місячні, піврічні, річні й багаторічні коливання. У зв'язку із цим спостерігаються коливання кліматологічних і метеорологічних факторів на узбережжях прилеглих материків. Погодні умови Японії зв'язують із коливаннями фронту Куросіо, кліматичні умови Курильської гряди, о. Хоккайдо й півночі о. Хонсю перебувають під впливом холодної течії Ойясіо.

Розділ 2 ПРАКТИЧНІ ЗАНЯТТЯ

2.1 РІЧКИ. МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧКОВИХ БАСЕЙНІВ

2.1.1 Звивистість і розгалуженість річок

Звивистість річки характеризується коефіцієнтом звивистості і визначається відношенням

$$k_{\zeta\hat{a}} = \frac{L}{l},$$

де L - довжина ділянки річки, виміряна по карті, км; l - довжина прямої, що з'єднує початок і кінець ділянки, км.

При визначенні звивистості річки її розбивають на окремі ділянки за характером звивистості і для кожної ділянки окремо встановлюють коефіцієнт звивистості. Коефіцієнт звивистості завжди більше одиниці. Нерідко річкове русло розгалужується на кілька проток, рукавів, що утворюють острів. Ступінь розгалуженості річки виражається відношенням суми довжин всіх без винятку проток, в тому числі і ділянки головного русла $l_1 + l_2 + L$, до довжини відповідної ділянки головного русла. Така характеристика називається коефіцієнтом розгалуженості і обчислюється за формулою

$$k_{\text{розг}} = \frac{l_1 + l_2 + \dots + l_n + L}{L}.$$

2.1.2 Розрахунок морфометричних характеристик басейну

До основних морфометричних характеристик річкового басейну відносять: площу, довжину, найбільшу і середню ширину, коефіцієнт асиметрії.

Площа басейну (F, км²). Для визначення площі басейну річки застосовується ряд методів: вимірювання планіметром, визначення за допомогою геодезичних таблиць, вимір палеткою, графічним методом.

Довжина площі басейну (L, км) визначається відстанню по прямій від гирла річки до найбільш віддаленої точки басейну.

Найбільша ширина басейну (км) проводиться перпендикулярно його довжині в найбільш широкому місці.

Середня ширина басейну (V_{сер}, км) визначається шляхом ділення площі басейну на його довжину, тобто

$$V_{сер} = \frac{F}{L}.$$

Коефіцієнт асиметрії басейну (а). Головна річка може займати симетричне положення (посеред басейну) або бокове, тобто підходити до одного з вододілів. Зазвичай положення головної річки буває асиметричним. Мірою асиметрії є коефіцієнт, який визначається за формулою:

$$a = \frac{F_l - F_n}{\frac{F_l + F_n}{2}},$$

де **F_л** - площа лівобережної частини басейну, км², **F_п** - площа правобережної частини басейну, км².

Конфігурація річкового басейну. Річкові басейни в більшості випадків мають грушовидну форму і характеризуються звуженням у верхів'ях і низинах і розширенням в середній частині. Конфігурація басейну характеризується коефіцієнтом розвитку довжини вододільної лінії басейну - г, що є відношенням довжини вододільної лінії (**S**) до довжини окружності кола (**S'**), площа якого дорівнює площі басейну, тобто

$$r = \frac{S}{S'} = \frac{S}{2\sqrt{\pi F}} = 0.282 \frac{S}{\sqrt{F}},$$

де S - довжина вододільної лінії, км; F - площа басейну, км².

Найменше можливе значення коефіцієнта r дорівнює одиниці, з його збільшенням форма річкового басейну більше відрізняється від форми кола.

2.1.3 Графік наростання площі басейну річки

Графік наростання площі басейну річки характеризує поступове збільшення (наростання) площі басейну річки по довжині від витoku до гирла. Для побудови цього графіка на топографічній карті проводять вододільні лінії басейнів приток головної річки, визначають площі басейна притоків, міжприточних ділянок і відстані від гирла головної річки до місць впадання приток і складають таблицю зміни площ по довжині річки для правого і лівого берегів. На підставі даних таблиці будується графік, на якому відкладається по горизонтальній осі довжина головної річки в прийнятому масштабі, а по вертикальній - площі міжприточних ділянок та площі басейнів приток в місцях впадання їх у головну річку.

2.1.4 Приклад розрахунку

Визначити морфометричні характеристики басейну ріки до гирла. Дано: вивчення з топографічної карти масштабу 1:25000 (Додаток А). Вододіли головної річки та її приток нанесені пунктиром.

Рішення

У даному випадку басейн ріки ділиться на три басейна приток и п'ять міжприточних ділянок. Визначаємо площі басейнів приток та міжприточних ділянок, дані про які поміщаємо в табл. 2.1

- а) довжина басейну ріки становить 3,75 км,
- б) найбільша ширина басейну ріки - 2,25 км,
- в) середня ширина басейну

$$B_{\text{сер}} = \frac{F}{L} = \frac{5,66}{3,75} = 1,51(\text{км})$$

- г) коефіцієнт асиметрії басейну

$$a = \frac{\frac{F_n - F_n}{F_n + F_n}}{2} = \frac{3,08 - 2,58}{5,66/2} = 0,18$$

- д) коефіцієнт розвитку довжини вододільної лінії

$$r = 0,282 \frac{S}{\sqrt{F}} = \frac{9,16}{\sqrt{5,66}} = 1,08.$$

Для побудови графіка наростання площі басейну по довжині ріки отримані дані вносимо в табл. 2.1. Далі будується графік (рис. 2.1).

Таблиця 2.1 - Дані до побудови графіка наростання площі басейну ріки

Площа	Відстань від гирла, км	Площа, км ²		Площа	Відстань від гирла, км	Площа, км ²	
		F	ΣF			F	ΣF
Правий берег				Лівий берег			
Міжприточна ділянка 1	-	1,04	1,04	Міжприточна ділянка 3	-	0,31	0,31
Притока 3	1,11	1,70	2,74	Притока 1	3,66	0,37	0,68
Міжприточна ділянка 2	-	0,34	3,08	Міжприточна ділянка 4	-	0,40	1,08
				Притока 2	1,82	0,89	1,97
				Міжприточна ділянка 5	-	0,61	2,58

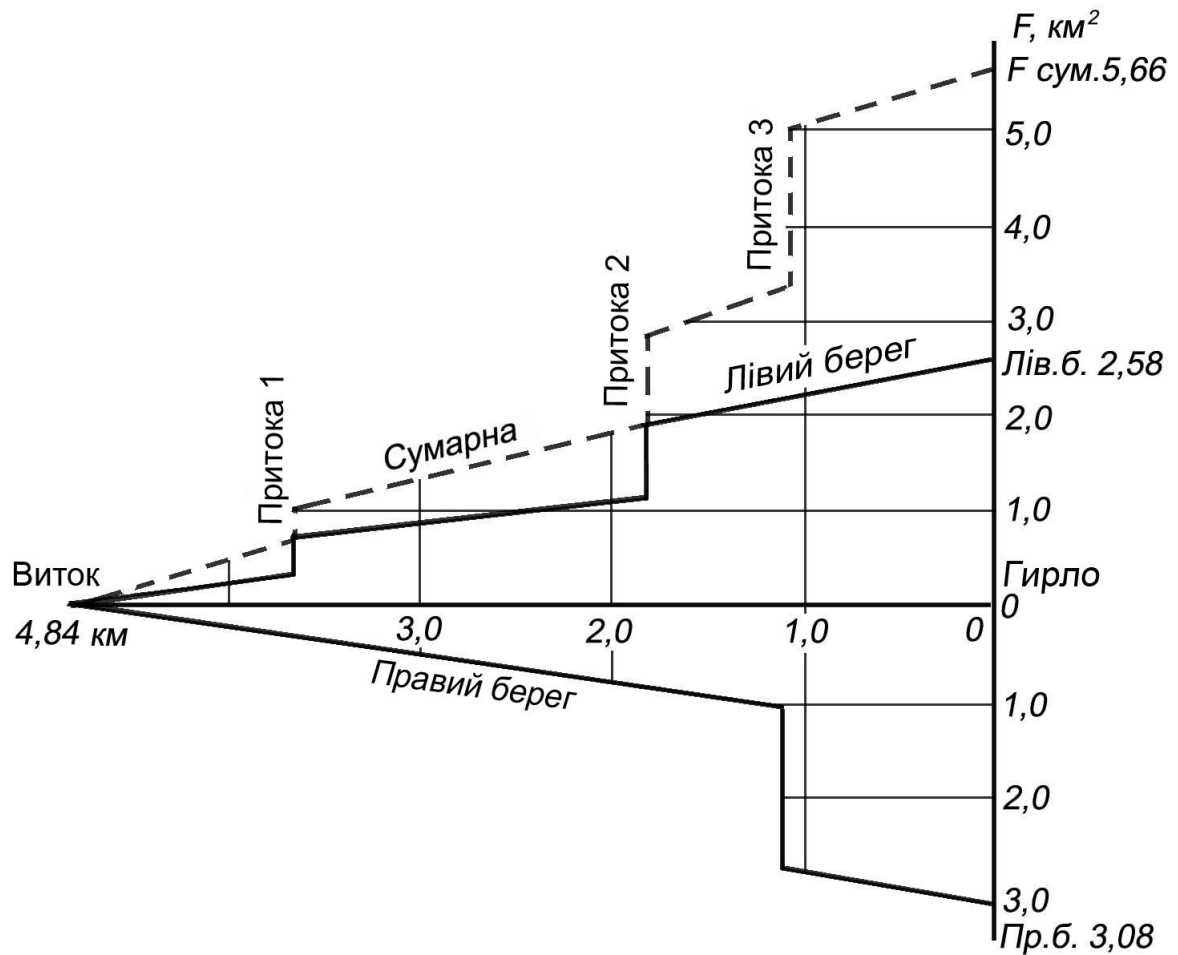


Рисунок 2.1 – Графік наростання площі басейну ріки

2.1.5 Визначення густини річної мережі

Визначення густини річної мережі виконують кількома способами.

Підраховується сумарна довжина $\sum L$ (км) всіх річок, що знаходяться на даній площі, та ділиться на величину цієї площі $F(\text{км}^2)$, тобто

$$D = \frac{\sum L}{F}.$$

Це відношення дає коефіцієнт густини річної мережі. Розглянутий спосіб рекомендують застосовувати в тих випадках, коли густина річної мережі рівномірна для даної площі, а також для невеликих площ.

Другий метод полягає в тому, що досліджувана площа на карті великого масштабу ділиться на квадрати зі стороною 2 км і сума довжин всіх річок кожного квадрата ділиться на його площу - 4 км². Цей метод дає детальну характеристику густини річної мережі для різних частин досліджуваної площі. Розподіл густини річної мережі по даній території може бути представлено лініями рівної густини - ізоденсами.

По третьому способу вся площа басейну даної річки, включаючи і її притоки, ділиться на окремі площадки, обмежені водотоками і вододільною лінією. Чим густіше річна мережа, тим менше площадка. Якщо між двома сусідніми річками таких площадок буде **n**, а площа досліджуваної території **F**, то густина річної мережі (**D**) буде дорівнювати

$$D = \frac{F}{n}.$$

У цьому способі немає потреби вимірювати довжину річок.

Визначені тим чи іншим способом характеристики густоти річкової мережі є в деякій мірі умовними, оскільки залежать від масштабу карт, за якими вони визначалися.

2.1.6 Поздовжній профіль річки

При виробленні профілю рівноваги, крім усього іншого, велику роль грає ухил річкової долини. Різниця відміток (Δh) водної поверхні витоку (**H₁**) і гирла - **H₂** (або будь-яких двох точок по довжині річки) називають *падінням річки*. Відношення величини падіння (Δh) до довжини річки (або довжини цієї ділянки річки) називається *ухилом річки*, тобто

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta h}{L} = \operatorname{tg} \alpha.$$

Ухил річки являє собою величину безрозмірну і виражається у вигляді десяткового дроби або у проміле (‰). Наприклад, середній ухил ріки, виражений десятковим дробом дорівнює

$$i = \frac{159,5\text{м}}{1477\text{км}} = 0,00011,$$

що відповідає в проміле 0,11‰, тобто на 1 км протягу річки падіння в середньому становить 0,11 м.

2.1.7 Приклад розрахунку

Побудувати поздовжній профіль ріки на ділянці 385-370 км від гирла. Дано: відомість відміток дна, брівок правого і лівого берегів, рівнів води і відстані від гирла ріки (Додаток Б).

Рішення

Масштаби для поздовжнього профілю вибираються з таким розрахунком, щоб усі характеристики по довжині ділянки ріки були чітко видні на кресленні. У даному прикладі приймаємо горизонтальний масштаб 1 см - 1000 м, вертикальний - 1 см - 1 м. Побудову поздовжнього профілю зручно виконувати на міліметровому папері. Готовий профіль наведено на рис. 2.2.

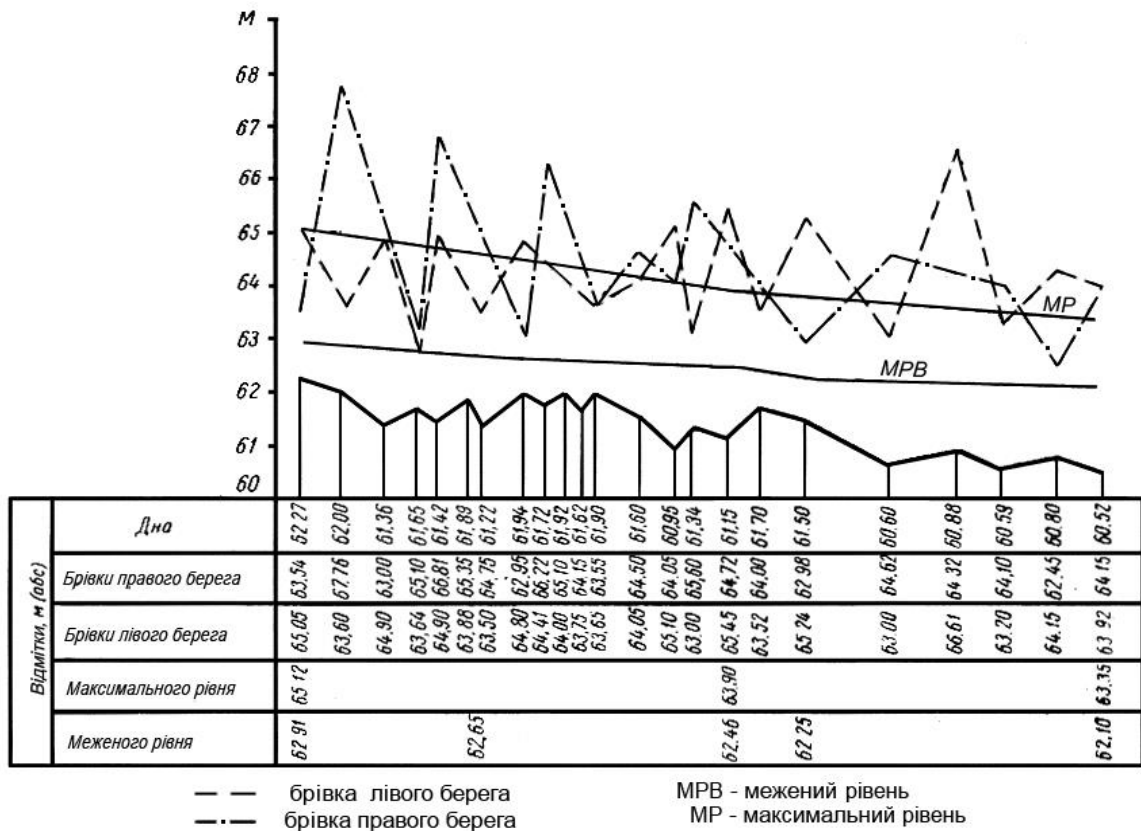


Рисунок 2.2 - Поздовжній профіль ріки на ділянці 385-370 км від гирла

2.1.8 Контрольні завдання

Завдання 1. Визначити поздовжній ухил водної поверхні на ділянці річки довжиною 1,5 км, якщо відмітки рівня води на початку і наприкінці розглянутої ділянки дорівнюють $H_1 = 73,240$ м и $H_2 = 72,952$ м.

Завдання 2. Визначити середній ухил ріки у вигляді десяткового дробу. Довжина річки дорівнює 74 км, а загальне падіння 4,3 м.

Завдання 3. Обчислити середній ухил ріки в промілі. Відмітка витoku 2713 м, відмітка устя - 28 м. Довжина ріки 591 км.

Завдання 4. Побудувати поздовжній профіль ріки на ділянці 70 - 60 км від гирла. Довідкові дані для побудови наведені в Додатку В. Потрібно побудувати поздовжній профіль річки з нанесенням відміток дна, брівок берегів, максимального і меженного рівнів води. Обчислити ухил меженного рівня води на ділянці річки 70 - 60 км від гирла. Визначити ухил поверхні води для ділянок з характерними переломами лінії меженного рівня води.

2.2 РІЧКОВИЙ СТІК, РОБОТА РІК І РІЧКОВІ НАНОСИ

2.2.1 Одиниці виміру стоку. Приклад розрахунку

У практиці гідрологічних розрахунків з метою обліку і зіставлення стоку для різних річок або для різних створів на одній річці вироблені особливі характеристики стоку, з яких найбільш поширені наводяться нижче.

Об'єм стоку річки, що протікає через даний створ річки за будь-який період часу (за рік, місяць, добу), виражається в м³ або км³.

Витрата води (Q, м³/с) характеризує водність річки у даного створу (пункту) у будь-який момент часу. Для зіставлення водності річки в різних створів або для різних річок користуються значенням середньої витрати річки за будь-якої тривалий період (багаторічний, за рік, за місяць). Значення середньої витрати річки за будь-який період можна визначити шляхом ділення обсягу стоку за цей період на число секунд у ньому, тобто

$$Q_{\text{сеп}} = \frac{W}{T},$$

звідки

$$W = Q_{\text{сеп}} \cdot T .$$

Модуль стоку (M) - витрата води, що стікає за одну секунду з одиниці площі басейну річки. У практиці гідрологічних розрахунків модуль стоку виражають у літрах за секунду з 1 км² площі басейну. Знаючи для будь-якого пункту на річці витрату води (**Q**) і площу басейну (**F**), модуль стоку визначають зі співвідношення, л/с:

$$M = \frac{1000 \cdot Q}{F}.$$

Висота шару стоку (h) являє собою виражену в міліметрах висоту шару води, який вийде, якщо обсяг стоку річки розподілити рівномірно по площі басейну. Якщо відомі об'єм стоку за будь-який період (**W**) і площа басейну (**F**), то висота шару стоку (мм) визначається з виразу:

$$h = \frac{W \cdot 10^3}{F \cdot 10^6} = \frac{W}{1000 \cdot F}$$

або

$$h = \frac{Q_{\text{сер}} \cdot T}{100 \cdot F}.$$

Коефіцієнт стоку (η) являє собою відношення шару стоку (**h**) з даної площі за якийсь проміжок часу до величини шару опадів (**x**), які випали на цю площу за той же проміжок часу

$$\eta = \frac{h}{x}.$$

Коефіцієнт стоку є безрозмірною величиною, яка завжди менше одиниці. Величина його показує, яка частка опадів, що випали в басейні, стікає в річку. Значення коефіцієнта стоку можна обчислити точно тільки для тривалого багаторічного періоду.

Модульні коефіцієнти являють собою відношення стоку даного року або будь-якого періоду до їх середньобогаторічних значень. Модульні коефіцієнти характеризують водність даного року. Так, роки з модульним коефіцієнтом більше 1,0 є багатоводні, а роки з модульним коефіцієнтом менше одиниці - маловодними.

Приклад. Потрібно визначити багаторічні характеристики стоку для ріки, якщо відомі: площа басейну $F = 24\,600 \text{ км}^2$, середня річна висота опадів $x = 892 \text{ мм}$ і середні річні витрати (Додаток Г).

Обчислюємо суму середніх річних витрат за весь період років ($\sum Q_i = 8282 \text{ м}^3/\text{с}$) і діленням її на кількість років у періоді ($n = 34$ роки) визначаємо першу характеристику середнього багаторічного стоку:

а) середня річна витрата

$$Q_{\text{ср}} = \frac{\sum Q_i}{n} = \frac{8282}{34} = 243,6 \text{ м}^3/\text{с},$$

потім, користуючись обчисленими значенням ($Q_{\text{ср}} = 243,6 \text{ м}^3/\text{с}$ та $T=365,28 \cdot 24 \cdot 3600 = 31,56 \cdot 10^6 \text{ с}$), визначаємо і всі інші характеристики;

б) сумарний об'єм стоку

$$W = 243,6 \cdot 31,56 \cdot 10^6 = 7,68 \cdot 10^9 = 7,68 \text{ км}^3$$

в) висота шару стоку

$$h = \frac{31560 \cdot Q_{\text{ср}}}{F} = \frac{31560 \cdot 243,6}{24600} = 312 \text{ мм}$$

г) модуль стоку (з 1 км^2)

$$M = \frac{Q_{\text{ср}} \cdot 1000}{F} = \frac{243,6 \cdot 1000}{24600} = 9,9 \text{ л/с}$$

д) коефіцієнт стоку

$$\eta = \frac{h}{x} = \frac{312}{892} = 0,35.$$

Модульні коефіцієнти стоку для кожного року визначаються шляхом ділення значення витрати цього року на середній багаторічний і вписуються у відповідну графу в таблиці. Зауважимо, що сума модульних коефіцієнтів за розрахунковий ряд років повинна дорівнювати числу років (в нашому прикладі $n = 34$).

2.2.2 Робота і потужність річок

Вода річок, що стікає по земній поверхні під дією сили тяжіння, безперервно виконує значну роботу, яка залежить від швидкості руху та від мас води, що переносяться. Величина роботи дорівнює добутку ваги стікаючої води на висоту падіння річки, тобто

$$A = \gamma \cdot P \cdot H,$$

де **A** - робота річки (кг·м або т·м); **γ** - вага одиниці об'єму (т/м³); **P** - вага стікаючої води (кг або т); **H** - падіння річки, м.

Робота річки, що виконується в одиницю часу, називається *потужністю*, тобто

$$N = \gamma \cdot \frac{P}{t} \cdot H.$$

Так як $\gamma = 1000$ кг/м³, а $P/t = Q$ м³/с, то $N = 1000 \cdot QH$ кг·м/с.

Потужність водотоку (кВт), якщо відома його середня багаторічна витрата Q (м³/с) і величина природного падіння - H (м), може бути виражена формулою:

$$N = 9,81QH.$$

Якщо величину потужності (N) даної ділянки річки розділити на її довжину (L), виражену в кілометрах, отримаємо питому кілометрову потужність річки, кВт/км:

$$N_{\text{пит}} = \frac{N}{L}.$$

Сума потужностей ділянок річки на всьому її протязі називається *повною потужністю* річки

$$\sum N = \sum (9,8 \cdot Q H).$$

Частка від ділення повної потужності річки на площу водозбору F називається *питомою потужністю* басейну річки, кВт/км²:

$$n = \frac{\sum N}{F}.$$

Для наочної характеристики річки в енергетичному відношенні будують так званий кадастровий водноенергетичний графік, на якому наводяться суміщені графіки поздовжнього профілю, наростання середньої річної витрати, наростання площі басейну, сумарних та питомих потужностей річки. Основними розрахунковими даними, що визначають енергетичні ресурси кожної окремої ділянки річки, є падіння і витрата води на ділянці річки. При наявності цих даних водноенергетичні ресурси окремих водотоків

підраховуються шляхом поділянкового підсумовування за розрахунковою формулою:

$$N = 9,8 \cdot \sum_{i=1}^n \frac{Q_{1n} + Q_{1k}}{2} \cdot H_i,$$

де Q_{1n} та Q_{1k} - відповідно середня багаторічна витрата води на початку й наприкінці ділянки ріки; H_i – падіння ріки на ділянці; n – кількість ділянок.

Метод поділянкового підсумовування потужності дозволяє оцінити енергетичні ресурси по окремих ділянках річки, що особливо важливо для практичних цілей. Запаси водної енергії підраховуються зазвичай в табличній формі для всієї річки з підсумовуванням по ділянках, крім цього, робляться підрахунки питомої потужності на 1 км довжини річки. Поряд з табличними матеріалами істотною частиною водноенергетичного кадастру є наочні графічні додатки, побудова яких починається з нанесення на графік поздовжнього профілю річки, потім на той же графік наносяться графіки наростання витрат води і площ по довжині річки, графіки сумарної та питомої потужності.

2.2.3 Приклад побудови водноенергетичного графіку

Розглянемо послідовність обчислення табл. 2.2, за даними якої буде побудований кадастровий водноенергетичний графік ріки Х. Спочатку обчислюють осереднену на ділянці ріки витрату води в м³/с (графа 7 таблиці 2.2), наприклад, на ділянці устя ріки У – селище А осереднена витрата дорівнює

$$Q_{\text{сер}} = (3,7 + 5,8)/2 = 4,8 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Потім визначають падіння на кожній ділянці (графа 8) шляхом обчислення відміток послідовно розташованих пунктів по довжині ріки; падіння на ділянці від джерела ріки Х до устя ріки У становить

$$\Delta h = 760 - 290 = 470 \text{ м.}$$

Середня річна потужність (графа 9) визначається множенням осередненої на ділянці витрати води в м³/с (графа 7) на падіння ріки цієї ділянки в метрах (графа 8) і на коефіцієнт переходу у кВт - 9,8; так, для ділянки від джерела до устя ріки У потужність ріки дорівнює

$$N = 1,2 \cdot 470 \cdot 9,8 = 5,5 \text{ тис. кВт.}$$

Річний виробіток енергії (графа 11) обчислюється множенням потужності на кількість годин у році (8760 годин), тобто

$$N_{\text{річн.}} = 5,5 \cdot 8760 = 48 \text{ млн. кВт-год.}$$

Величина питомої потужності (графа 13) визначається як частка від розподілу середньої річної потужності (графа 9) на довжину ділянки ріки в км (графа 12); наприклад

$$N_{\text{пит.}} = 5500 / 30 = 183 \text{ кВт/км.}$$

На рис. 2.3 наведено побудування кадастрового водноенергетичного графіку. Виходячи з отриманих даних (табл. 2.2) будуються: 1 – повздовжній профіль ріки; 2 – графік наростання площі басейну; 3 – графік наростання середньої річної витрати; 4 – графік сумарної потужності; 5 – графік питомої потужності.

Таблиця 2.2 - Підрахунок гідроенергетичних ресурсів ріки

Назва створів (пунктів)	Відстань від устя, км	Відмітки,	Площа водозбору		Середній річний витрата води, м ³ /сек		Осереднена на ділянці витрата води, м ³ /с	Падіння ріки на ділянці, м	Середня річна потужність, тис. кВт	Сумарна потужність, тис. кВт	Річний виробіток енергії, млн. кВт-год	Довжина ділянки, км	Питома потужність на 1 км, кВт
			Без припливу	Із припливом	Без припливу	Із припливом							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Джерело ріки X	163	760	-	0	-		1,2	47	5,5	0		30	183
Устя ріки Y	133	290	351	566	2,3	3,7	4,8	78	3,7	5,5	48	22	168
Селище А	111	212	898	898	5,8	5,8	7,1	49	3,4	9,2	80	28	121
Селище В	83	163	1288	1288	8,4	8,4	8,7	10	0,8	12,6	110	17	47
Устя ріки Z	66	153	1386	1562	9,0	10,2	11,4	72	8,0	13,4	117	54	148
Селище С	12	81	2070	2070	12,5	12,5	13,0	11	1,4	21,4	187	12	117
Устя ріки X	0	70	2285		13,5					22,8	200		

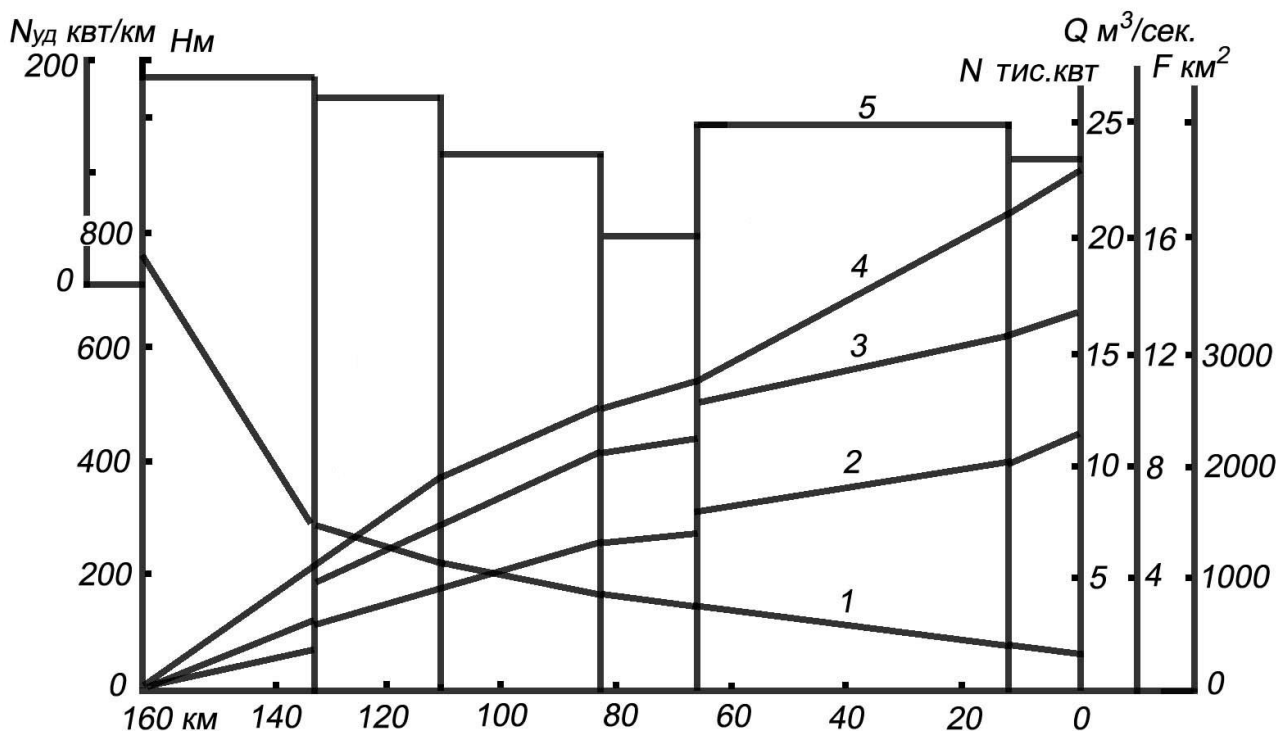


Рисунок 2.3 – Водноенергетичний кадастровий графік ріки

2.2.4 Стік зважених наносів. Донні насоси. Приклад розрахунку

Кількість наносів, що містяться в одиниці об'єму води, визначає її каламутність, яку виражають у $г/м^3$. Зважені наноси є найбільш вивченою частиною твердого стоку річок. Основна маса їх надходить в річки шляхом змиву з поверхні басейну. Встановлення норми стоку завислих наносів проводиться різними способами залежно від ступеня вивченості річки щодо стоку наносів. При наявності тривалого ряду спостережень по стоку зважених наносів (10 років і більше) норма стоку наносів обчислюється аналогічно обчисленню норми рідкого стоку. При дуже короткому ряді спостережень (1-2 роки) норма стоку завислих наносів може бути визначена одним із зазначених нижче способів.

Перший спосіб ґрунтується на припущенні, що річна величина зважених наносів прямо пропорційна річному стоку води, тобто що

$$\frac{R_i}{Q_i} = \frac{R_0}{Q_0},$$

звідки, знаючи стік наносів за роки спостережень і відповідно за ті ж роки стік води Q_i , а також норму річного стоку води Q_0 , можна визначити норму зважених наносів із співвідношення

$$R_0 = \frac{Q_0}{Q} \cdot R_i.$$

Визначення для невивченої річки середньої річної витрати зважених наносів (норми наносів, кг/с) проводиться за формулою:

$$R_0 = \frac{\rho_{\text{сер}} \cdot Q_0}{1000}.$$

де R_0 - норма зважених наносів; $\rho_{\text{сер}}$ - середня мутність, визначена по карті; Q_0 - середня багаторічна витрата води (норма стоку води).

Донні наноси. Методи обчислення стоку донних наносів розроблені ще дуже слабо, що пояснюється як недосконалістю польових вимірювань, так і складністю самого руху донних наносів. При розрахунках твердого стоку (в якості першого наближення) величину середнього стоку донних наносів приймають у частках від величини середнього стоку завислих наносів

$$S_0 = K \cdot R_0,$$

де S_0 - середня багаторічна величина стоку донних наносів, кг/с; R_0 - середня багаторічна величина стоку завислих наносів, кг/с; K - коефіцієнт, який приймається для рівнинних річок рівним 0,05-0,10 і для гірських річок 0,10-0,50.

Приклад. Потрібно визначити норму стоку завислих наносів ріки, для якої підраховані середня річна витрата зважених наносів $R_i = 24,8$ кг/с і середня річна витрата води $Q_i = 53,2$ м³/с. Норма стоку води для цього пункту становить $Q_0 = 34,0$ м³/с.

Підставляючи відомі значення у формулу, будемо мати:

$$R_0 = \frac{Q_0}{Q} \cdot R_i = \frac{34}{53,2} \cdot 24,8 = 15,9 \text{ кг / с.}$$

Середня каламутність визначається з формули

$$\rho_{\text{сеп}} = \frac{R_0 \cdot 1000}{Q_0} = \frac{15,9 \cdot 1000}{34} = 469 \text{ г / м}^3.$$

2.2.5 Розрахунки замулення водосховищ

Для визначення тривалості замулення водосховища в першу чергу необхідно знати середню річну кількість наносів, що надходять у водосховищі, яку можна встановити за даними спостережень або за їх відсутності по карті розподілу наносів.

Зазвичай кількість наносів, принесених річкою, виражається у вагових одиницях. Для переходу від ваги наносів до об'єму необхідно визначити їх об'ємну вагу, яка залежить від крупності частинок і їх ущільнення. Питома вага досить ущільнених мулистих відкладень складає 0,5-0,8 т/м³, піщаних відкладень 1,3-1,6 т/м³ і гравелістих 1,8-2,0 т/м³.

Середня річна кількість наносів, що надходять у водосховищі, можна визначити за формулою, м³:

$$R_0 = \frac{\rho_{\text{сер}} \cdot W_0 \cdot (1 + r)}{\gamma \cdot 10^6},$$

де $\rho_{\text{сер}}$ - середня мутність річки, визначена за даними спостережень або по карті каламутності в г/м³; W_0 - середній річний обсяг припливу води ($W_0 = Q_{\text{сер}} \cdot 31,56 \cdot 10^6$); γ - об'ємна вага наносів та r - величина донних наносів у частках від обсягу зважених наносів, яка приймається від 0,01 до 0,10 (в середньому 0,05) для рівнинних річок і від 0,10 до 0,80 - для гірських річок.

Знаючи об'єм водосховища $W_{\text{в}}$ і річну кількість наносів, що поступають у нього - R_0 , можна визначити тривалість замулення водосховища за таким співвідношенням:

$$n = \frac{W_{\text{в}}}{R_0 \cdot (1 - \alpha)},$$

де n - число років замулення водосховища; $W_{\text{в}}$ - об'єм водосховища, м³; R_0 - річний об'єм наносів, що надходять у водосховище, м³; α - частка дрібних фракцій наносів, які транзитом проходять через водосховище і скидаються в нижній б'єф; для рівнинних річок її можна орієнтовно прийняти рівною 0,30 - 0,40 загального обсягу наносів.

Приклад. Потрібно визначити середній річний об'єм наносів і тривалість замулення водосховища. Площа водозбору $F = 250$ км². Середня річна витрата води $Q_{\text{сер}} = 0,82$ м³/с, об'єм водосховища $W_{\text{в}} = 115$ тис. м³.

По карті для зони, в межах якої протікає ріка, середня мутність становить від 50 до 150 г/м³. Враховуючи рельєф і ґрунти басейну, як розрахункову приймаємо середню каламутність $\rho_{\text{сер}} = 100$ г/м³. Як для рівнинної річки приймаємо частку донних наносів $r = 0,05$ і об'ємну вагу наносів $\gamma = 0,80$.

Річний приплив річки

$$W_0 = 0,82 \cdot 31,56 \cdot 10 = 25,9 \text{ млн. м}^3.$$

Загальна кількість наносів, що надходить за рік у водосховище

$$R_0 = \frac{100 \cdot 25,9 \cdot 10^6 \cdot (1 + 0,05)}{0,8 \cdot 10^6} = 3400 \text{ м}^3.$$

Транзитну частину наносів дрібних фракцій, що скидаються у нижній б'єф, приймаємо $\alpha = 0,30$ загального обсягу наносів. Тривалість замулення водосховища визначиться зі співвідношення:

$$n = \frac{115000}{3400 \cdot (1 - 0,3)} = 48 \text{ років.}$$

2.2.6 Контрольні завдання

Завдання 1. Визначити багаторічні характеристики ріки, для якої площа водозбору 10300 км^2 , середня річна кількість опадів 524 мм . Є стокові дані за 26 років, середньорічні значення витрат води наводяться в Додатку Д.

Завдання 2. Потрібно визначити норму стоку завислих наносів річки, для якої є такі дані: середня річна витрата зважених наносів за 1990 р. $2,93 \text{ кг/с}$, середня річна витрата води за 1990 г. $23,8 \text{ м}^3/\text{с}$ і середня багаторічна витрата води (норма) $16,3 \text{ м}^3/\text{с}$.

Завдання 3. Потрібно визначити середній річний об'єм наносів і тривалість замулення водосховища на рівнинній річці при наступних даних: площа водозбору 720 км², середній річний приток річки 1,56 м³/с, середня мутність річки 320 г/м³, об'єм водосховища 820 тис. м³.

2.3 ВОДНОБАЛАНСОВІ РОЗРАХУНКИ

2.3.1 Рівняння водного балансу

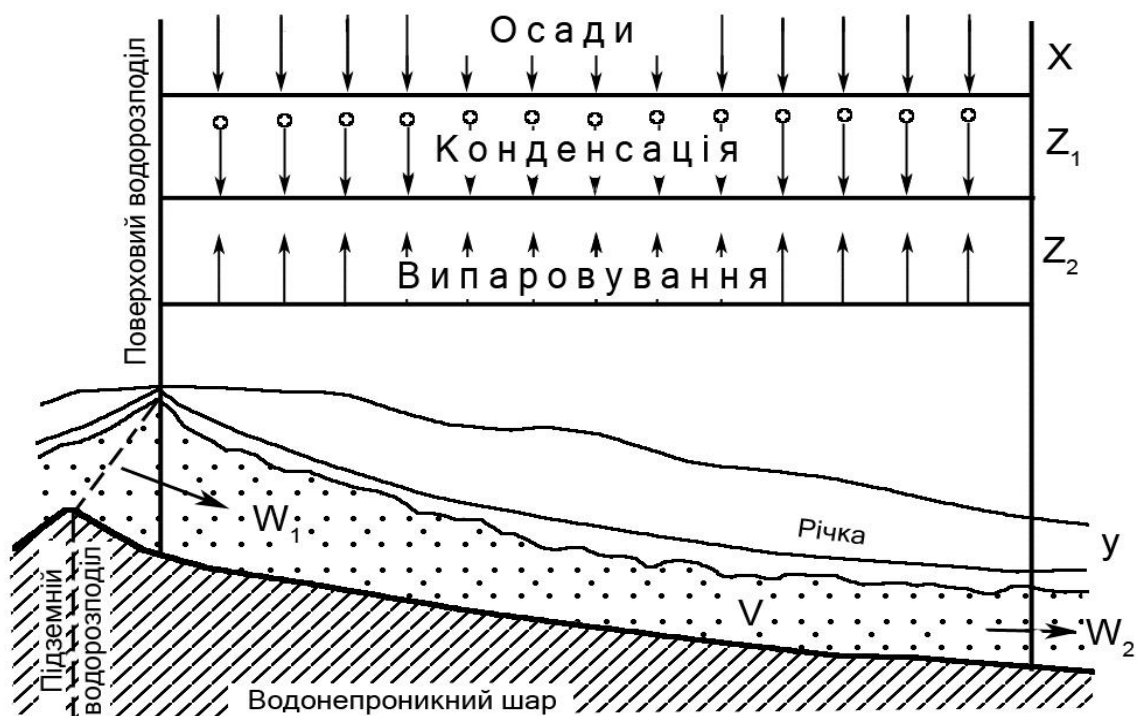
Для дослідження кількісних співвідношень між окремими елементами водного режиму будь-якої території застосовується метод водного балансу, сутність якого полягає в тому, що за будь-який проміжок часу можна для досліджуваної території встановити прихід і витрату вологи, і зміну її запасів.

Для розрахунку водного балансу на карті виділяється замкнутий басейн річки, обмежений вододільною лінією, площа якого є водозбірною для поверхневого стоку. Для такого басейну за аналізований період часу прибуткову частину водного балансу будуть складати (рис. 2.4): опади (X), що випали на поверхню басейну, конденсація парів повітря (Z₁) і кількість води, що надійшла шляхом підземного стоку (W₁) з сусідніх басейнів.

Видаткову частину водного балансу складуть: поверхневий русловий стік (Y), випаровування з поверхні води, снігу, ґрунту, рослинності і транспірація (Z₂), підземний відтік води в сусідні басейни (W₂).

Крім зазначених елементів прибуткової і видаткової частин водного балансу, необхідно врахувати, що в басейні на кожен розглянутий момент часу є запаси вологи (U), які знаходяться як на поверхні басейну (у заглибинах рельєфу, в руслах річкової мережі, в озерах та ін), так і в підземному шарі. Ці запаси вологи у посушливий період зменшуються, і тоді видаткова частина

водного балансу буде перевищувати прибуткову частину на величину ΔU , а у вологий період буде спостерігатися зворотне явище.



W_1 - кількість води, що надійшла шляхом підземного стоку з сусідніх басейнів; W_2 - підземний відтік води в сусідні басейни; Y - поверхневий русловий стік

Рисунок 2.4 - Схема елементів водного балансу

Таким чином, рівняння водного балансу для замкнутого басейну за довільний відрізок часу буде мати такий загальний вигляд:

$$X + Z_1 + W_1 = Y + Z_2 + W_2 \pm \Delta U.$$

У цьому рівнянні всі елементи водного балансу дані в одних величинах, у вигляді шару води (у мм), тобто обсягу води, поділеного на площу розглянутої території.

Прибуткову частину водного балансу складають не тільки опади і приплив підземних вод з боку, але і конденсація вологи на площі басейну, яка для посушливих районів може становити до 50% по відношенню до річних опадів. Якщо позначити різницю між випаровуванням (Z_2) і конденсацією (Z_1) через Z т. е. $Z = Z_2 - Z_1$. Ця різниця буде завжди позитивною. Для великих басейнів можна приблизно вважати, що приплив підземних вод із сусідніх басейнів компенсується такою ж кількістю підземних вод, що йдуть за межі басейну, тобто що $W_1 = W_2$.

З урахуванням цих припущень рівняння водного балансу візьме спрощений вигляд:

$$X = Y + Z \pm \Delta U.$$

Таким чином, водний баланс для замкнутого басейну за будь-який період часу складається з таких основних елементів:

- а) припливу вологи у вигляді опадів, що випали на поверхню басейну;
- б) витрачання вологи на поверхневий стік і на випаровування (точніше, випаровування мінус конденсація);
- в) накопичення або убутку запасів вологи, що були до початку періоду на поверхні басейну і в підземному шарі.

2.3.2 Контрольне завдання

Розрахувати водні баланси (дефіцит або надлишок вологи) для площ водозбору річок з даними, наведеними в Додатку Е. Звернути увагу на приведення величин до одного виду.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ

1. Мета та задачі гідрології.
2. Яка загальна кількість води міститься на земній кулі?
3. Які розділи містить в собі наука гідрологія?
4. Проаналізуйте основні методи досліджень гідрології.
5. Що таке гідрологічний режим?
6. Поясніть явище кругообігу води у природі.
7. З яких ланок складається кругообіг води?
8. Які геофізичні процеси обумовлюють можливість кругообігу води у природі?
9. Рівняння водного балансу земної кулі.
10. З яких елементів та в якому співвідношенні складається вода як хімічна сполука?
11. Що таке гідролі?
12. Яку кількість алотропних модифікацій має вода?
13. Чи має якась речовина теплоємність більшу ніж вода.
14. На які групи діляться природні води згідно свого хімічного складу?
15. Дайте визначення поняттю «ріка».
16. Чим характеризується річна система?
17. Дайте визначення річному басейну.
18. Який основна риса асиметрії річкового басейну?
19. Як розраховується енергія ріки?
20. Дайте визначення річкових наносів.
21. Які бувають річкові наноси?
22. Що таке меандри?
23. Класифікація озер в залежності від типу водообміну
24. Визначення інтенсивності водообміну в озерах.
25. Класифікація озер згідно походження озерних котловин
26. Основні морфометричні характеристики озер.

27. Рівняння водного балансу озера.
28. Як витрачається тепло, отримане озером при відсутності льоду.
29. Хімічний склад озерної води.
30. Призначення водосховищ.
31. Особливості гідрохімічного режиму водосховищ.
32. Що є джерелами замулення водосховищ?
33. Визначення боліт.
34. Як утворюються болота?
35. Що являє собою торф?
36. За якими ознаками визначається морфологія боліт?
37. Яку поверхню може мати болоту?
38. Що входить у гідрографічну сітку боліт?
39. Визначення артезіанського басейну.
40. Які джерела поповнення сольового балансу?
41. Які особливості має Льодовитий океан?
42. Чинники розподілу температури на поверхні океану.
43. До якого рівня глибини відбувається відчутна зміна температури океану?
44. Що є основним чинником збільшення температури океану?
45. Який передній рівень солоності морської води?
46. Які процеси визначають рівень солоності морської води?
47. Який з океанів має найвищу солоність води?
48. Чому Атлантичний океан має підвищену солоність?
49. Що є основним джерелом тепла для Світового океану?
50. Які чинники викликають зміни рівня Світового океану?
51. На які групи можна поділити неперіодичні коливання рівня океану?
52. Що таке «нуль глибини»?
53. Які бувають хвилі за своїм походженням?
54. Що таке вимушені хвилі?

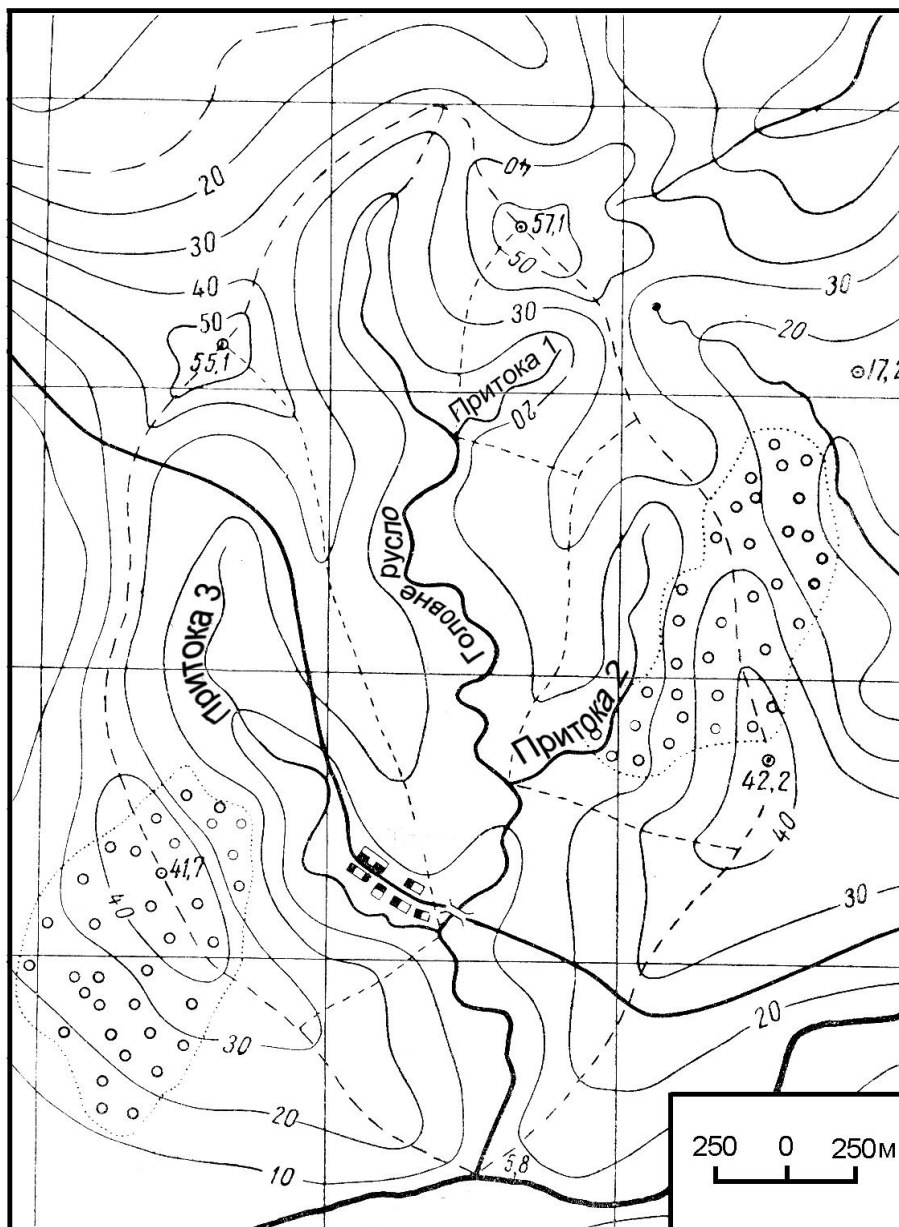
55. Які типи хвиль виникають завдяки різким зміщенням морського дна?
56. У якому діапазоні швидкостей знаходиться швидкість цунамі?
57. Дайте визначення сейшам?
58. Що таке течії?

ПЕРЕЛІК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Готлиб Я.Л., Донченко Р.В., Пехович А.И., Соколов И.Н. Лед в водохранилищах и нижних бьефах ГЭС. Л.: Гидрометеиздат, 1983, 200с.
2. Козлов Д.В. Лед пресноводных водоемов и водотоков. М.: Изд-во МГУП, 2000, 263с.
3. Козлов Д.В. Волновые процессы в водоемах и водотоках с ледяным покровом. М.: Изд-во МГУП, 2001, 225с.
4. Богословський Б.Б., Самохин А.А., Иванов К.Е., Соколов Д.П. Общая гидрология.-Л. Гидрометиздат ,1988- 420с. ;
5. Загальна гідрологія. Підручник \ Левківський С.С., Хільчевський В.К., Ободовський О.Г., Будкіна О.А. Львів. Фітосоціоцентр, 2000 – 264 с.;
6. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій. – К, 1994. -295с.
7. Белоус Г. М. Вплив господарської діяльності на водні ресурси України. – К.: Наукова думка, 1999. – 250с.
8. Владимиров А.М. Гидрологические расчеты . – Л.,1990. -365с.
9. Залепухин В.В. Гидрология: Методические указания к практическим занятиям для студентов, обучающихся по специальности «Геоэкология». – Волгоград: Изд-во Волгоградского государственного университета, 2001. – 48 с.
10. Михайлов В.Н. Гидрология: учебник для вузов. – М.: Высшая школа, 2005. – 463 с.
11. Эдельштейн К.К. Гидрология материков: учебное пособие для вузов. – М.: Academia, 2005. – 303 с.

ДОДАТКИ

Додаток А - Викопіровка топографічної карти басейну ріки



Додаток Б - Дані до побудови поздовжнього профілю ріки на ділянці
385-370 км від гирла

Відстань від гирла, км	Відмітки дна, м, абс.	Відмітки брівок берегів, м, абс.		Відмітки рівнів води, м, абс		Падіння на ділянці, м	Довжина ділянки, км	Ухил‰, м / км				
		правого	лівого	max	min							
385,0	62,27	63,54	65,05	65,12	62,91	0,26	3,4	0,08				
384,2	62,00	67,76	63,60									
383,4	61,36	63,00	64,90									
382,8	61,65	65,10	63,64									
382,4	61,42	66,81	64,90									
381,8	61,89	65,35	63,88									
381,6	61,22	64,75	63,50	62,65	0,19	3,6	0,05					
380,8	61,94	62,95	64,80									
380,4	61,72	66,22	64,41									
380,0	61,92	65,10	64,00									
379,7	61,62	64,15	63,75									
379,5	61,90	63,55	63,65									
378,7	61,60	64,50	64,05	63,90	62,46	0,21	1,6	0,13				
378,0	60,95	64,05	65,10									
377,7	61,34	65,00	63,00									
377,0	61,15	64,72	65,45									
376,4	61,70	64,00	63,52									
375,6	61,50	62,98	65,24									
374,0	60,60	64,62	63,00	62,25	0,15	6,4	0,02					
372,7	60,88	64,32	66,61									
371,9	60,59	64,10	63,20									
370,9	60,80	62,45	64,15									
370,0	60,52	64,15	63,92					63,35	62,10			

Додаток В - Дані до побудови поздовжнього профілю річки

Відстань від гирла, км	Відмітки дна, м	Відмітки брівок берегів, м		Відмітки рівнів води, м		Падіння на ділянці, м	Довжина ділянки, км	Уклон, ‰
		правого	лівого	max	min			
70,0	226,52	232,75	235,1	230,05	228,64			
69,1	226,9	228,80	229,7					
68,6	228,08	234,0	231,61					
67,7	226,41	232,67	228,92					
67,5	227,4	232,35	232,18					
67,1	225,56	231,77	230,65	229,70	228,52			
66,6	227,82	234,3	228,9					
66,4	226,94	234,45	228,75					
65,8	227,35	234,85	231,98	229,5	228,10			
65,5	226,0	235,05	231,0					
65,0	227,12	235,40	228,95					
64,4	226,29	228,71	234,05	229,19	228,0			
63,9	227,32	233,95	228,73					
63,3	226,64	233,38	232,3					
62,6	226,9	235,1	236,01					
62,4	226,25	235,72	234,58					
61,8	226,72	232,3	231,79					
61,2	226,65	233,05	235,78					
60,4	224,92	236,02	229,1					
60,0	225,15	234,55	232,45	227,92	226,82			

Додаток Г - Середні річні витрати ріки

№ п/п.	Рік	Середня витрата, м ³ /с	Модульний коефіцієнт	№ п/п.	Рік	Середня витрата, м ³ /с	Модульний коефіцієнт
1	1896	218	0,89	18	1913	459	1,88
2	1897	309	1,29	19	1914	308	1,27
3	1898	180	0,74	20	1915	270	1,11
4	1899	190	0,78	21	1916	271	1,11
5	1900	197	0,81	22	1917	134	0,55
6	1901	236	0,97	23	1918	173	0,71
7	1902	222	0,91	24	1919	385	1,58
8	1903	239	0,98	25	1920	210	0,86
9	1904	130	0,53	26	1921	165	0,68
10	1905	153	0,63	27	1922	360	1,48
11	1906	282	1,16	28	1923	227	0,93
12	1907	247	1,02	29	1924	212	0,87
13	1908	260	1,07	30	1925	269	1,10
14	1909	225	0,92	31	1926	257	1,06
15	1910	148	0,61	32	1927	254	1,04
16	1911	243	0,99	33	1928	186	0,76
17	1912	408	1,68	34	1929	255	1,05
Сума за 34 роки						8282	243,6
Середнє						34,0С	1,00

Додаток Д - Середньорічні значення витрат води

№ п/п	Рік	Витрата, м ³ /с	№ п/п	Рік	Витрата, м ³ /с
1	1928	98,8	14	1941	278
2	1929	131	15	1944	39,1
3	1930	105	16	1945	109
4	1931	84,4	17	1946	141
5	1932	166	18	1947	132
6	1933	78,5	19	1948	50,1
7	1934	66,9	20	1949	51,0
8	1935	37,7	21	1950	46,9
9	1936	66,5	22	1951	121
10	1937	135	23	1952	124
11	1938	37,7	24	1953	125
12	1939	118	25	1954	41,0
13	1940	161	26	1955	170

Додаток Е – Дані для розрахунку водного балансу

Річка	Площа водозбору, км ²	Середньорічні величини			
		Підземний стік (об'єм, млн. м ³)	Річковий стік, мм	Опади, мм	Сумарне випаровування, мм
р. Лемеза, п. Ниж. Лемезы	1130	155	488	805	462
р. Инзер, п. Калышта	1950	107	303	690	468
р. Зилим, п. Таишево	2260	82	496	682	475
р. Юрюзань, п.Екатериновка	418	18	329	628	441
р. Нугуш, п. Андреевка	2680	126	336	845	479
р. Большой Ик, п. Мраково	1950	66	281	600	450
р. Зилаир, п. Акьюлово	1190	32	146	628	470
р. Сакмара, п. Акьюлово	4640	72	60	552	420
р. Уфа между п. Янбай - Верх. Суян	600	177	353	710	440
р. Уфа между п. Верх. Суян - Шафеево	750	44	386	710	440
р. Уфа между п. Шафеево - Кр. Ключ	4200	549	144	710	440
р. Уфа между п. Кр. Ключ - Дудкинский	4900	536	289	710	440
р. Юрюзань между п. Чул- пан - Атяш	2700	208	94	779	440
р. Юрюзань между п. Атяш -Бурунгут	551	88	114	779	440
р. Бирь, п. Мал. Сухоязово	1280	175	72	672	440