



Ю.С. Ющенко

# ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ

Міністерство освіти і науки України  
Чернівецький національний університет  
імені Юрія Федьковича

**Ю.С. Ющенко**

# **ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ**

**Підручник**  
для студентів вищих навчальних закладів



Чернівці  
Чернівецький національний університет  
2017

УДК 556.06+551.49+28.081

ББК 86.75

Ю 985

*Рекомендовано вченою радою Чернівецького  
національного університету імені Юрія Федьковича  
(протокол № 12 від 28.11.2016 р.)*

Рецензенти:

**Мольчак Я. О.**, доктор географічних наук, професор, заслужений діяч науки і техніки України, академік УЕАН, професор кафедри екології Луцького національного технічного університету;

**Масікевич Ю. Г.**, доктор біологічних наук, професор, заслужений працівник освіти України, завідувач кафедри екології і права Чернівецького факультету НТУ ХПІ;

**Круль В. П.**, доктор географічних наук, професор, завідувач кафедри фізичної географії, геоморфології та палеогеографії Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича.

**Ющенко Ю. С.**

Ю 985 Загальна гідрологія : підручник / Ю. С. Ющенко. – Чернівці : Чернівецький нац. ун-т, 2017. – 591 с.

ISBN 978-966-423-394-8

У виданні викладено матеріал, що стосується предмета та змісту загальної гідрології – навчальної і наукової дисципліни, яка розкриває закономірності функціонування земних вод як складової географічної оболонки й еволюційної системи Землі. Розглянуто історію розвитку, предмет, методи досліджень гідрологічних наук. Висвітлено параметри і властивості гідросфери Землі, процеси, що в ній відбуваються. Описано характеристики різних типів водних об'єктів та процеси, що в них відбуваються. Придільено увагу ролі й місцю земних вод у глобальних процесах; стадіям їх розвитку, включаючи біогенну та антропогенну.

Для студентів та аспірантів, що навчаються за спеціальностями екологічного, географічного та водогосподарського спрямування.

УДК 556.06+551.49+28.081

ББК 86.75

ISBN 978-966-423-394-8

© Чернівецький національний  
університет, 2017

© Ющенко Ю. С., 2017

## Передмова

Типова навчальна програма дисципліни «Загальна гідрологія» (або «Гідрологія») включає вступні розділи, що стосуються даної науки, гідросфери Землі, фізичних та хімічних властивостей природних вод і розділи з гідрології основних типів об'єктів. У підручниках з гідрології також дедалі більшу увагу приділяють питанням проблем використання вод, антропогенних змін водних об'єктів та гідросфери загалом.

При підготовці даного підручника було поставлено за мету послідовне висвітлення питань «життя води на земній кулі» та основного змісту відповідних досліджень. Із цим пов'язане введення частин третьої та четвертої, присвячених розгляду участі вод у глобальних процесах, біогенної та антропогенної стадії геоеволюції. Цим пояснюється заміна терміна «природні води» терміном «земні води». В антропогенних умовах другий термін більш доречний. Зміст другої та третьої частин відображає сучасний стан гідросфери, участь вод у глобальних процесах, а також основні, типові риси режиму водних об'єктів, гідрологічні закономірності. Тут же розглянуто відповідні питання антропогенного впливу, узагальнені в шістнадцятому розділі.

Очевидно, що достатньо повне висвітлення зазначених аспектів гідрологічної науки не могло бути завданням даного підручника. Автор зробив спробу надати читачеві концентровану, деколи тезову, інформацію, яка дозволяє зорієнтуватися в гідрологічних дослідженнях, термінології, основних поняттях і, за необхідності, самостійно поглибити знання, користуючись іншими джерелами. Водночас даний підхід і увага до проблем та перспектив досліджень покликані стимулювати інтерес до вивчення гідрології.

Структура та зміст підручника дозволяють цілісно представити класичні гідрологічні та гідроекологічні аспекти науки про земні води. Отже, підручник буде корисним для

студентів спеціальностей «Науки про Землю», «Географія», «Екологія».

Окрім наведених основних особливостей формування змісту підручника, відмітимо також специфіку подання матеріалу деяких розділів та підрозділів. Зокрема, у четвертому розділі наведено базову інформацію для сприйняття та засвоєння всіх наступних питань, пов'язаних із фізичними процесами у гідросфері, у водних об'єктах. Розділ шостий присвячено не лише льодовикам, а й кріосфері Землі в цілому. Так само у восьмому розділі розглянуто не тільки річки, але й інші поверхневі водотоки суходолу. Крім того, тут зроблено наголос на функціонуванні систем потік – русло. На думку автора, саме вона є фундаментальним об'єктом відповідних досліджень. У підручнику звернуто увагу на обґрунтування як його структури загалом, так і структури частин та розділів. Наприклад, на початку розділів другої частини дається характеристика даного типу водних об'єктів з поясненням причин формування характерних рис їх режиму. Відповідно побудована структура цих розділів.

До списку рекомендованої літератури увійшли як найбільш відомі підручники та монографії минулих десятиліть, так і сучасні. Звернуто увагу на їх доступність, зокрема в мережі *Internet*. Очевидно, що список можна значно розширювати. Але це віднесено на розсуд та ініціативу самого читача.

Автор висловлює подяку за допомогу в підготовці підручника Н.В. Курасвій та Л.В. Майданській.

## Вступ

*Гідрологія – це наука, яка вивчає життя води на земній кулі.*

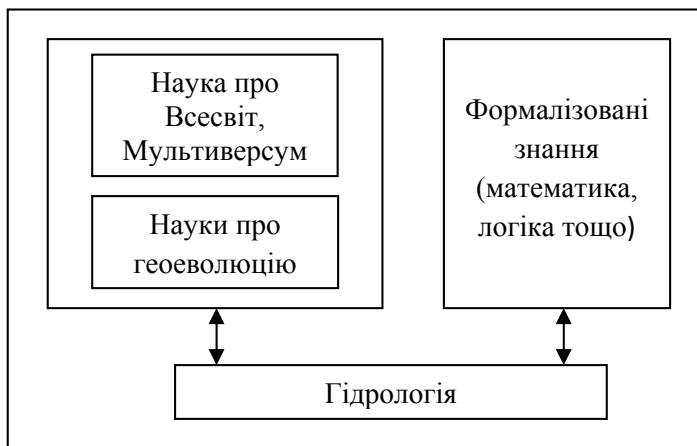
*В.Г. Глушков*

Унікальна земна еволюція тісно пов'язана із земними водами, гідросферою Землі. У тонкій приповерхневій плівці планети сформувалась особлива геосистема, де, завдяки поєднанню дії зовнішніх та внутрішніх чинників, вже протягом приблизно 4 млрд років підтримуються відносно стабільні оптимальні умови, необхідні для розгортання еволюції. Цю тонку активну плівкову геосистему можна назвати географічною оболонкою, або материнською геосистемою, або геоеволюційною системою. Її стабільність, унікальність, зокрема, виражаються в оптимумі термодинамічних умов, у яких постійно зберігається вода в рідкому стані. Враховуючи центральне місце водної підсистеми в геоеволюційній системі, земну еволюцію можна визначити як акваеволюцію. Отже, наука про життя води на Землі – це невід'ємна складова наук про Землю та еволюцію на ній. Водночас вона є складовою науки загалом і підкорюється загальним законам її розвитку.

Положення гідрології в системі наук загалом можна відобразити нижченаведеною схемою.

Перші відомості про водні об'єкти сягають доісторичних часів. Розбудовуючи поселення, ведучи господарство, торгівлю, люди вступали у взаємодію з водними об'єктами. Археологічними дослідженнями виявлено давні захисні насипи, системи каналів, інші споруди. У науці та філософії Давнього Світу значна увага приділялася природним водам, воді як стихії, одній з першооснов світу. З розвитком науки сучасного типу фундаментальний вплив здійснювали математика, фізика, технічні науки. Водночас розгортались дослідження земного простору – географічної оболонки, природи, господарства,

людських суспільств. Пізніше фундаментального значення набули хімія, біологія, соціальні науки. Все це впливало і на розвиток гідрології.



Від початку XX століття гідрологія, як і вся наука, вступає у новітню – складну та динамічну – стадію розвитку, котра включає різні етапи, пов’язані з формуванням сучасних фундаментальних теоретичних основ, науково-технічною революцією, екологізацією, застосуванням інформаційних та інших новітніх технологій.

Як бачимо, розвиток гідрології тісно пов’язаний як із розвитком науки загалом, так і з розвитком суспільства. Науці властиві дві основні тенденції: спеціалізація й інтеграція. Це особливо актуально для гідрології у зв’язку з великим різноманіттям природних вод, водних об’єктів, їх досліджень, а також роллю води в житті та господарстві. Стосовно природних вод історично формувалися такі напрямки або галузі їх досліджень: вивчення океанів та морів; поверхневих вод суходолу; підземних вод; гідрологічного циклу і вод атмосфери; льодовиків, озер, боліт тощо. Існують власне гідрологічні аспекти досліджень складових гідросфери та комплексні науки про водні об’єкти. Межа між ними досить умовна. У зв’язку з

розвитком фундаментальних наук виокремилися гідрофізика, гідромеханіка, гідрохімія, гідробіологія. Склалася також система технічних наук, пов'язаних з водою, соціально-економічні, юридичні, екологічні аспекти досліджень. У такій складній системі загальне поняття «гідрологія» виступає як позначення інтеграційних тенденцій, відображення тісного взаємозв'язку, цілісності земних вод.

У цьому розумінні доречно застосувати термін «загальна гідрологія». Він може позначати як теоретичні основи науки (тобто «теоретична гідрологія»), так і навчальну дисципліну, покликану надати необхідну інформацію про дослідження земних вод, закони їх розвитку.

З урахуванням наведених загальних відомостей вважаємо доцільною таку структуру підручника:

- частина перша – наука про земні води (включно із загальними відомостями про об'єкт);
- частина друга – гідрологія головних типів водних об'єктів гідросфери Землі;
- частина третя – глобальні гідрологічні явища та процеси;
- частина четверта – земні води і земна еволюція.



# Частина I

## НАУКА ПРО ВОДИ ЗЕМЛІ

### Розділ 1

#### ІСТОРІЯ ГІДРОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

##### 1.1. Розвиток знань про земні води в період до Нового часу

Усвідомлення Людиною ролі води у її житті та в оточуючому світі відбулось поступово, відповідно до розвитку суспільств, науки. У період виникнення виробляючого типу господарства, під час неолітичної революції, з'являються перші гідротехнічні споруди: дамби, канали, колодязі тощо. Гідротехнічні роботи значно посилюються у період розвитку давніх цивілізацій. Відомо, що в Давньому Єгипті існувала мережа спостережень за рівнями води р. Ніл. Такі «гідрологічні» пости були розташовані на Нижньому Нілі. Тепер їх називають ніломірами. Зберігся ряд спостережень по одному з них, розташованому на острові Рода біля м. Каїр.

У період середньовіччя знання про води, як і наука загалом, не отримали значного розвитку. Нові досягнення у науці та техніці відносять до періоду розквіту арабського світу, пізнього середньовіччя та епохи Відродження у Європі. Зокрема, це стосується гідравліки, гідрометеорології, гідротехніки.

Загалом до епохи Відродження та Нового часу знання про земні води склалися з різнорідних фрагментів, деколи суперечливих. Вони розвивалися фрагментарно, непослідовно та неспадково. Не було створено достатньо розвинутих систем спостережень, накопичення й обробки відповідної інформації. Більш послідовно, ґрунтовно розвивались лише знання з гідротехніки та гідравліки. У XV–XVII століттях в Європі сформувалися умови для розвитку техніки, точних та експериментальних наук, перш за все математики і фізики. Були

створені прилади та пристрої для проведення вимірювань, спостережень. Розвиток індустріальних суспільств поєднувався з розвитком науки нового типу. Все це вплинуло й на формування наукової гідрології. Важливими чинниками стали географічні відкриття, опис та освоєння нових земель, водних об'єктів пізнання природи Землі загалом.

## **1.2. Розвиток океанології**

Починаючи від плавань Х. Колумба та Ф. Магеллана формуються сучасні уявлення про єдиний Світовий Океан. Але пройшло понад двісті років до виходу у світ праці Л. Марсільї «Фізична історія моря» (1725 р.), яку вважають першим океанографічним виданням. У ній було наведено перший опис ґрунтів дна Середземного моря, інформацію про розподіл температури води по глибині, густину та склад морської води. У наступний період, протягом ще майже 150 років, відбувався поступовий розвиток океанологічних досліджень, які були підпорядковані практичним (переважно торгівля, освоєння земель) та військовим потребам, а також були пов'язані з географічними відкриттями.

Загалом повільний розвиток досліджень океанів та морів зумовлений великими розмірами останніх, складністю і великою вартістю робіт. Вважають, що досі глибини океану вивчені менше, ніж навколоземний простір.

Ці дослідження також були тісно взаємопов'язані з розвитком фізики, хімії, метеорології, гідрології, біології, технічних та військових наук, тобто зі становленням океанологічних знань від розвитку науки загалом.

Основними публікаціями у другій половині XVIII – першій половині XIX ст. були систематизовані матеріали експедицій та розробки з окремих питань. Лише у 1859 році з'явилась ще одна комплексна праця американського військового гідрографа М. Морі «Фізична географія моря».

До середини XVIII століття спостереження за течіями, вітрами та глибинами переважно проводились у прибережній зоні, що визначалось потребами мореплавства. Водночас, ще у 1664 році А. Кірхер опублікував першу загальну карту відомих на той час течій Світового океану.

Від середини XVIII до середини XIX століття поступово розвиваються морські метеорологічні спостереження. Така потреба стала важливою причиною створення державних метеорологічних служб загалом (1853 р., Великобританія).

У період XVIII–XIX століть розпочалися спостереження за рівнями води на берегах морів. Океанологічні спостереження за рівнем моря були важливі для розвитку геодезичних робіт. У методичному (гідрометричному) відношенні вони взаємопов'язані зі спостереженнями за рівнями води річок, озер.

У XIX столітті проведено значну кількість морських експедицій, зокрема навколосвітніх. Важливою їх складовою були наукові дослідження. У зв'язку із цим поступово створювались і вдосконалювались відповідні прилади. Так було закладено початки морської гідрометрії. У середині XIX століття активізувались роботи з вивчення морського дна (глибини, рельєф, донні ґрунти). Зокрема, це пов'язано із прокладанням телеграфних кабелів. У зв'язку із цим виявлено життя у глибинах океану, у зоні, куди не проникає сонячне світло.

Накопичення інформації про океани та моря дозволяло розвивати географічні знання (поділ та будова Світового океану, нові карти, клімат Землі, гідрологічний цикл тощо).

Поступово формувались фундаментальні основи океанологічних досліджень, пов'язані з розвитком фізики, хімії, біології. Для вивчення динаміки морських вод важливими були праці з теорії припливів (І. Ньютон, Л. Ейлер, Д. Бернуллі, П. Лаплас та ін.) і теорії хвиль (Ф. Герстнер, О. Коши, С. Пуассон та ін.). Була побудована й система рівнянь руху рідини.

Першою власне науковою океанологічною експедицією вважають навколосвітню експедицію на англійському військовому вітрильно-паровому корветі «Челленджер» у 1872–1876 роках. Починаючи від цього часу, такі експедиції стають важливою основою розвитку океанології.

На початку ХХ століття організовуються національні та міжнародні океанографічні установи. У 1902 році створено Міжнародну раду з вивчення моря. Вона запровадила уніфікацію методик океанографічних вимірювань, стандартні горизонти і розрізи для повторних спостережень. У цей період були запропоновані методи розрахунку та аналізу дрейфу морського льоду, морських течій, морських вітрових хвиль, TS-кривих (із метою вивчення структури океану, водних мас, процесів перемішування), льодових явищ (В. Екман, Й. Сандстрем, Б. Хелланд-Хансен, Джефферіс, Ф. Мальмгрен).

Отже, на початку ХХ століття було закладено основи сучасної океанології як науки. Її також почали вивчати у вищих навчальних закладах. (Поряд із терміном «океанологія» використовують термін «океанографія» та інші). У теперішній час – це складна система наук, що продовжує динамічно розвиватися.

### **1.3. Розвиток наук про поверхневі води суходолу**

Формування власне наукової гідрології суходолу тісно пов'язане з вивченням глобальних процесів, гідрологічного циклу. Водночас поступово формувалися знання про основні типи водних об'єктів суходолу.

#### **1.3.1. Розвиток наук про поверхневі водотоки суходолу**

Серед поверхневих водотоків суходолу основна увага людини приділена річкам. Спостереження за течією води в них, їх описи мають давню історію. Зокрема, зафіксовані тривалі спостереження за рівнями води р. Ніл. У XVI–XVII століттях у

Європі розпочинаються кількісні дослідження: вимірювання швидкостей течії, ширини та глибини, оцінки витрат води. Грунтовні відомості про це наведені у праці А.К. Бісваса. У цей період і пізніше вивчення річок тісно пов'язане з розвитком гідравліки, гідродинаміки. Але загалом такі дослідження приблизно до середини XIX століття просувалися досить повільно. Систематичні спостереження за рівнями води в річках на окремих постах розпочалися лише у XVIII столітті. Перші серії спостережень за витратами води проведені у першій половині XVIII століття. Гідрологічні мережі сучасного типу, достатньо масові, були закладені у другій половині XIX століття. До цього переважали оцінні, первинні кількісні дослідження, що поєднувалися з якісними (описи, зйомки тощо). Не менш давню історію мають відомості про канали. Для їх будівництва потрібні були принаймні первинні знання про розміри, похили, ґрунти тощо.

До кінця XIX – початку XX століття були сформовані важливі положення про різні складові гідрологічного режиму річок, їх гідравліку, розвиток русел, переміщення та характеристики наносів. Досить розвинутою була гідрографія (зокрема, гідрографія річок). У 1898 р. видатний німецький географ А. Пенк запропонував використовувати термін «потамологія» (від грец. *potamos* – річка) – розділ гідрології, що вивчає річки. Поряд із ним використовують такі терміни, як вчення про річки, вчення про стік. У підручниках з гідрології виділяють розділ «гідрологія річок».

Особливою складовою досліджень річок завжди були дослідження їх гирл. Вони привертали увагу географів та геологів, як складні, динамічні, важливі у теоретичному та практичному відношенні об'єкти (перша половина – середина XIX століття, частини загальних праць з географії та геології: Гумбольдт, Ріттер, Пешель, Бомон, Лайсль). У середині XIX століття запроваджені методи детального опису дельт:

крупномасштабні зйомки, характеристика відкладів алювію, органічних решток, історичні та археологічні відомості, відомості про гідрологічні чинники. Це призвело до створення у другій половині XIX століття перших комплексних наукових праць, присвячених гирлам річок (М. Данилевський, Г. Креднер та ін.).

Дослідження тимчасових поверхневих водотоків суходолу та ерозії також мають досить тривалу історію. Перш за все це стосується селевих потоків, що в Європі мають назву «мур». Боротьба з їх негативним впливом вимагала накопичення досвіду гідротехнічного будівництва, первинних геоморфологічних знань. У 1779 році Ж.А. де Люк зробив перший ґрунтовний опис селевих потоків. У 1841 р. з'явилась праця Сюрреля про динаміку гірських струмків Альп. Наприкінці XIX та в першій третині XX століття дослідження селей проводили переважно геоморфологи. Було організовано кілька міжнародних конференцій.

Від 30–40-х років XX століття починають формуватися гідрологічні основи вивчення селей. Від останньої чверті XIX століття розпочалися також дослідження ярів, яркової ерозії (Докучаєв, Ріхтгофен та ін.). Гідрологічні закономірності цих процесів як складової первинної гідрографічної мережі та схилового стоку води почали активно виявляти, вивчати від 30–40-х років XX століття.

### **1.3.2. Розвиток наук про поверхневі водойми суходолу**

Історично перші знання про поверхневі водойми суходолу пов'язані з гідротехнічною діяльністю людини, розпочатою ще в давні часи. Пізніше водосховища почали використовувати і для водопостачання, риборозведення та в інших цілях (наприклад у садово-паркових комплексах). Але тривалий час водойми вивчали не комплексно, а тільки в окремих відношеннях, зокрема, у гідробіологічному та рибогосподарському, географо-гідрологічному. З другої половини XIX століття розпочалися

гідрохімічні дослідження на соляних озерах. Перші водомірні спостереження на озерах розпочалися ще у XVIII столітті. Але більш масовими вони стали у другій половині XIX ст. Тоді ж з'явилися гідрографічні описи багатьох озер, а також монографії з описами озер.

У 1895 році на VI географічному конгресі у Лондоні Ф. Форель запропонував виділяти лімнологію як окрему комплексну науку (від грец. *limnē* – озеро). До неї він включав: гідрографію, геологію, петрографію (донні відклади), гідрологію, кліматологію, хімію, термічні умови, оптику та біологію. Як бачимо, власне гідрологічні аспекти досліджень є лише частиною даної комплексної науки. Протягом 1892–1904 років Форель опублікував цілий ряд праць з лімнології. Від 1922 року діє Міжнародне лімнологічне товариство. Загалом у період від кінця XIX до середини XX століття лімнологія сформувалась як наука, було опубліковано велику кількість наукових праць. Зокрема, з динаміки озерних вод у 1910–1916 роках з'явилися розробки американського дослідника Е. Берджа, у 1915–1928 роках – австрійського метеоролога та лімнолога В. Шмідта. З гідробіології озер відомі виклади А. Тінемана та Е. Наумана (20–30-ті роки), дещо пізніше – Ф. Руттнера та П. Велча. У 1923 році побачили світ «Основи порівняльного озерознавства» В. Хальбфасса. У 50-х роках О. Хатчісон здійснив аналіз елементів режиму озер і запропонував власну класифікацію. Тоді ж написано праці Ф. Руттнера. Серед російських та радянських учених слід відмітити значний внесок у розвиток лімнології Д. Анучіна, Л. Берга, О. Воєйкова, Л. Россолімо, Б. Богословського та ін.

У другій половині XX століття з лімнології почали виокремлювати гідрологію водосховищ, у зв'язку зі значною їх специфікою.

### 1.3.3. Розвиток наук про болота

Болота, заболочені землі здавна виділяли як особливі природні об'єкти. У практичному відношенні важливим питанням був видобуток і використання торфу. Інтерес до нього значно зріс з розвитком промисловості у XVIII–XIX столітті. У Росії у працях М.В. Ломоносова міститься багато висловлювань стосовно його цінності як палива. У книзі І.Г. Лемана «Про торф та перепалювання його на вугілля» описано 5 його сортів. Наукове вивчення боліт у Європі розпочалося у середині – другій половині XIX століття. Найбільш ранніми були праці французьких та голландських болотознавців. Пізніше отримали потужний розвиток німецька, скандинавська та російська наукові школи.

Важливими основами наукових досліджень була організація роботи болотних станцій та спеціалізованих експедицій. Зокрема, у Німеччині Бременська дослідна болотна станція створена у 1877 році. У Росії ряд болотних станцій споруджено у період 1910–1916 років (на Україні – Сарненська). У 1873 році розпочала роботу спеціалізована експедиція Жилінського – Августиновича з досліджень боліт західних регіонів європейської частини Росії. У 1874 році опублікована праця В.В. Докучаєва «До питання про осушення боліт загалом і зокрема про осушення Полісся». У 1888–1889 рр. Г.І. Танфільєв публікує свою першу монографію про болота Петербурзької губернії, 1895 р. – про болота Полісся. У 1885 році ботанік І. Кліге вперше в Росії прочитав курс лекцій з болотознавства (Юр'ївський університет, тепер м. Тарту, Естонія).

Пізніше на світовому рівні теоретичні основи болотознавства розвинули: Н. Кац, 1936; С. Тюрємов, 1949; Z. Dohnal, 1965; K. Gottlich, 1980; A. Heathwaite, 1993; E. Lappalaine, 1996; H. Okruszko, 1990; M. Succow, 1988; H. Vasander, 1996.

Українське болотознавство зароджене наприкінці XIX ст. під впливом прагматичних ідей по використанню болотних угідь у



сільськогосподарських або торфовидобувних цілях. В історії становлення болотознавства як самостійного міждисциплінарного напрямку в Україні виділяються три головні етапи, які охоплюють часовий інтервал від кінця XIX століття до сьогодення. Для першого етапу (кінець XIX – початок XX ст.) характерне накопичення первинних знань та інформації про болота і передумови їх формування. Уже тоді В. Докучаєв у праці «Осушение болот вообще и в частности болот Полесья» попереджав про можливі негативні наслідки масштабних осушувальних робіт для гідрологічних умов території. Відомості про болота Полісся, зібрані у ході Західної експедиції, були узагальнені Г.І. Танфільєвим у фундаментальній розвідці «Болота и торфяники Полесья» (1895).

Другий етап (середина XX ст.) – становлення теоретичних і методологічних підвалин болотознавства. Відбувалося накопичення значного фактичного матеріалу щодо поширення і будови боліт Українського Полісся, зібраного впродовж великомасштабних меліорацій цієї території, та синтез перших науково-методичних основ болотознавства. Це, передусім, праці Г.Ф. Бачуріної, М.С. Боч, Є.М. Брадіс, Г.І. Григори, Д.К. Зерова, С. Кульчинського, Н.І. Пьявченко та ін.

Третій етап (від кінця XX ст. і до сьогодення) – становлення і розвиток теорії болотогенезу та вузькоспеціальних напрямів болотознавства, зокрема гідрології боліт (І.А. Запольський), гідрохімії боліт (Д.В. Закревский), географії боліт (Н.Б. Блажко, Л.В. Ільїн, О.В. Ільїна), педології і стратиграфії боліт (С.Т. Вознюк, Р.С. Трускавецький), ботаніки та екології боліт (Т.Л. Андрієнко, І.М. Григора, В.В. Коніщук, Г.Б. Марушевський, Л.М. Фельбаба-Клушина, І.І. Чорней).

#### **1.3.4. Розвиток наук про кріосферу Землі**

Кріосфера Землі – досить складне утворення, що розвивається як складова гідросфери, кліматичної системи

Землі, географічної оболонки. Найбільш важливими її складовими є льодовики та об'єкти в умовах багаторічної мерзлоти. Відповідно можна розрізняти дві науки: гляціологію та геокріологію. Історично першою виникла гляціологія. Інтерес науковців до льодовиків проявився ще у XVI–XVIII століттях. Важливою є праця О. Сосюра «Мандрівка в Альпи» (1779–1796). У XIX столітті дослідження льодовиків виділяються в окремий напрямок природознавства, наук про Землю. Але, на жаль, первинна інформація мала ще описовий характер. Питання утворення, розвитку, динаміки льодовиків були тільки намічені.

У другій половині XIX століття для становлення гляціології як науки велике значення мали праці Л. Агассіса, Д. Форбса, Дж. Тіндала, С. Фінстервальдера, А. Гейма, Р. Клеббельсберга, Х. Рейда, Н. Буша, В. Ліпського, В. Ошаніна, М. Тронова, Б. Федченка, П. Кропоткіна та інших вчених. П. Кропоткіним була розроблена перша гіпотеза розвитку материкового зледеніння.

Протягом XX століття гляціологія оформилась у самостійну науку й отримала значний розвиток як і більшість наук про Землю.

Були розроблені такі питання, як: фізичні властивості льоду, гідрофізичні процеси у сніговому покриві та товщі льодовиків, теорія руху льодовиків, теорія режиму льодовиків, материкових зледенінь, методи палеогеографічного аналізу, дистанційних досліджень, дослідження приполярних районів, високогір'їв тощо.

Значна увага приділялася вивченню полярних зледенінь, теорії материкових зледенінь. Розвитку гляціології загалом значно сприяла координація гляціологічних досліджень у періоди Першого (1882–1883 рр.) та Другого (1932–1933 рр.) Міжнародного полярного року та особливо під час Міжнародного геофізичного року (1957–1959 рр.). Важливу роль також відіграло комплексне дослідження льоду та

льодовиків, проведене за програмою Міжнародного гідрологічного десятиліття (1965–1975 рр.). Було накопичено і систематизовано великі обсяги фактичної інформації, завершено облік та опис льодовиків, сніжно-льодових ресурсів світу.

У 20-х роках минулого століття як окрема наука сформувалася геокріологія. Це міждисциплінарні дослідження, що мають стосунок до геологічних, географічних, геофізичних та інженерно-технічних дисциплін. Об'єктом геокріології виступає кріолітозона. Окремо виділяють інженерну геокріологію.

#### **1.4. Розвиток гідрогеології**

Історія гідрогеології у практичному відношенні настільки ж давня, як і історія гідрології загалом. Відомо, що за п'ять століть до нашої ери будували глибокі колодязі вздовж караванних шляхів, споруджували системи підземних водозбірних галерей із метою водопостачання (Іран, Афганістан, Єгипет). Підземні води розрізняли за якістю, знали про їх лікувальні властивості.

Для спорудження колодязів використовували різні технології, зокрема, колонкове ручне буріння у твердих породах (Давній Єгипет) або ударно-канатний спосіб (Давній Китай).

У середні віки значний внесок у вивчення підземних вод зробили вчені арабського світу. Аль-Біруні в XI столітті правильно характеризував природу фонтануючих джерел як таку, що пов'язана з тиском води з вищерозташованих ділянок. Відома також праця перського дослідника Караді «Пошуки захованих підземних вод», у якій правильно описано кругообіг води, її напір, якість, зазначено методи пошуку, включаючи буріння.

Формування основ наукової гідрології завдяки працям П. Перро, Е. Маріотта та Е. Галлея вважається принципово важливим кроком і для становлення гідрогеології, оскільки це дало змогу відмовитися від поглядів на проникнення морських

вод у надра суходолу. На межі XVIII–XIX століть дискусія між плутоністами та нептуністами в геології вплинула й на формування знань про підземні води. Ж.Б. Ламарк у 1802 році запропонував термін «гідрогеологія». Її предметом він вважав закономірності руйнації гірських порід водою та формування відкладів. Надалі зміст цього терміна змінився.

У середині XIX століття були відкриті закони руху підземних вод (А. Дарсі, Ж. Дюпюї). У 1870 році німецький учений А. Тім удосконалив формулу Дюпюї. У 1886 р. австрійський вчений Ф. Форхгеймер уперше широко застосував методи вищої математики для вивчення руху підземних вод.

Протягом XIX століття досить активно розвивались також інші напрямки досліджень підземних вод, удосконалювалася практика їх використання. Це стосувалося складу та розповсюдження, регіональних особливостей, умов залягання, властивостей, перших класифікацій тощо. Отже, до другої половини XIX століття можна віднести закладання основ наукової гідрогеології. Пізніше вона перетворюється на складний комплекс досліджень.

### **1.5. Розвиток і структура гідрології**

На початку нагадаємо, що земні води є основною умовою земної еволюції. Можливо, її слід було б назвати акваеволюцією. Це пояснює інтерес багатьох науковців до питань, пов'язаних з водою, та велике різноманіття галузей науки, котрі досліджують ці питання. Властивості води та її роль в еволюції досі повністю не розкриті. Гідрологія розвивається спільно з усією системою наук, що відображається на її структурі (структурі гідрологічних наук, досліджень). Водночас вона має власну історію з конкретними рисами для кожного етапу.

Термін «гідрологія» застосовують від XVII століття. Але ще протягом XVII–XVIII століть він не був розповсюдженим і міг

вживатися з різними значеннями. Більш розповсюджений термін «гідрографія», який застосовували для опису водних об'єктів. Навіть у другій половині XIX століття гідрологію часто відносили до предмета фізичної географії, або гідравліки, або гідротехніки.

Ідея об'єднання науки про воду (природні води), як і перші теоретичні основи та узагальнення, виникли на початку XX століття. Тоді ж її почали викладати у вищих навчальних закладах. З'явилися і перші схеми внутрішньої структури гідрології. (Цікаво, що у цей же період активно формуються наукові уявлення про географічну оболонку, біосферу, важливою складовою яких є земні води).

В. Глушков у 1915 році запропонував вважати предметом гідрології «життя води на земній кулі». Гідрологічні дослідження він поділяв на чотири основні частини: гідронімію, власне гідрологію, гідрографію і гідрометрію. Перша частина включала гідрофізику, гідромеханіку та гідрохімію. Останні три частини розбивались по відношенню до основних типів водних об'єктів, включаючи води атмосфери (гідрометеорологія), океани (океанологія), льодовики (гляціологія), підземні води (гідрогіологія), ґрунтові води (гідропедологія), а також річки (потамологія) та озера (лімнологія).

Уже у середині – другій половині XX століття гідрологію розглядають як комплекс достатньо сформованих, розвинутих наук з власною теоретичною основою, арсеналом методів досліджень, інформаційною базою, колом практичних задач. Досить розповсюдженими були підручники з «гідрології суходолу». Поряд із ними від 50-х років з'являються підручники під назвою «Загальна гідрологія». Як окрему дисципліну розглядають «Інженерну гідрологію». Загальноприйнятої схеми поділу гідрології так і не сформовано.

Очевидно, що система гідрологічних досліджень відображає розвиток науки і практики загалом та наук про Землю зокрема.

У такому зв'язку виникають певні структури, що узагальнено можна назвати основними напрямками (або сферами) досліджень. Історично першими виникли географо-гідрографічний і прикладний, технічний напрямки. Імовірно, давню історію має також правовий (суспільний) напрямок, пов'язаний із законами використання вод.

У зв'язку з розвитком науки сучасного типу виникають такі потужні напрямки, як фізико-математичний (гідромеханічний, гідрофізичний, геофізичний), гідрохімічний, гідробіологічний. Поряд із ними зароджуються сучасні складові гідрометрії, моніторингу вод, обслуговуючі їх галузі приладобудування тощо. У теперішній час активно розвиваються гідроекологічні дослідження.

У системі наук про Землю гідрологія тісно взаємодіє з геофізикою, геохімією, геологією, географією, геоморфологією, ландшафтознавством, палеогеографією, метеорологією тощо.

У прикладному, інженерному відношенні можна розрізнити розрахунки, експеримент, моделювання та прогнозування по відношенню до різних галузей практичної діяльності людини (облік водних ресурсів, прогноз гідрологічних явищ та процесів у природних та антропогенно змінених умовах, розвиток штучних водних об'єктів, аналіз розвитку водних геосистем, водоресурсний менеджмент тощо).

Конкретні гідрологічні науки мають власну історію. Але їх розвиток підкорюється законам розвитку науки і суспільства загалом. У такому відношенні можемо виділити такі загальні етапи:

1) етап первинного накопичення знань про земні води та їх використання;

2) етап становлення наукової гідрології (початок прийнято пов'язувати з працею П. П'єрро «Про походження джерел», 1674 рік);

3) етап становлення сучасної гідрології (від початку XX століття);

4) етап новітньої гідрології, пов'язаний з актуалізацією екологічних проблем та відповідних досліджень, активним розвитком моніторингу, сучасних дослідницьких методів і технологій (від 70-х років XX століття).

Очевидно, наступним важливим кроком у розвитку гідрології буде створення інтегрованих знань про гідрологічні основи геоеволюції. У даному відношенні слід зауважити, що для розвитку гідрології, як і науки загалом, властиве поєднання двох тенденцій (процесів) – диференціації та інтеграції. Причому вони відбуваються на різних ієрархічних рівнях, згідно з діалектичним розвитком складної системи. Стосовно конкретних проблем розглядають так звані точки, або ядра зростання. Вони також можуть бути пов'язані із застосуванням нових методів, технологій досліджень, отриманням нової важливої інформації. Поряд із цим необхідна загальна інтеграція, формування найбільш загальних знань теоретичного і методичного характеру. Це завдання розвитку теоретичної гідрології, яка повинна бути невід'ємною складовою наук про Землю, земну еволюцію. Її ж можна назвати загальною гідрологією. Водночас загальна гідрологія існує як навчальна дисципліна. Її завданням також є розвиток знань про гідрологію і земні води. Під терміном «гідрологія» тепер розуміємо всю систему гідрологічних наук.

Нарешті, як і багато наук про Землю, гідрологія поступово виходить за рамки нашої планети і стає «космічною» наукою. Цю галузь можна назвати планетарною гідрологією або гідрологією Всесвіту.

## Розділ 2

### ГІДРОЛОГІЧНІ ПОНЯТТЯ ТА ТЕРМІНИ

Наукові поняття є елементами наукового пізнання, наукового мислення. Терміни – це слова чи словосполучення, які застосовують для позначення понять. У кожній галузі досліджень, разом з її розвитком формується, оновлюється система відповідних понять та термінів. Існують також загальнонаукові поняття і терміни. Отже, загалом такі системи побудовані ієрархічно, знаходяться у взаємозв'язку та постійному розвитку. Поступово виділяються основні, більш загальні, які найглибше відображають сутність явищ та процесів. Поряд із ними існують більш вузькі, конкретні. Терміни, пов'язані з менш дослідженими, складними питаннями, з окресленням перспектив розвитку досліджень, більш варіативні, менш сформовані, деколи дискусійні.

Нарешті, значна частина термінології закріплюється нормативно, що має величезне практичне значення. Перелік термінів знаходимо також у словниках, енциклопедіях, глосаріях тощо (паперові та електронні джерела інформації).

До введення і використання термінів існують певні вимоги. Вони повинні найбільш адекватно і глибоко відобразити сутність явищ та процесів, а також бути зручними, вдалими. Вони є складовими систем термінів і тому повинні бути ув'язані з іншими. Поступово формується мова науки, культура наукової мови. Деякі терміни використовують у різних значеннях, в залежності від контексту питання, що розглядається.

У першому розділі ми показали, що науки про земні води різноманітні й тісно взаємопов'язані з багатьма галузями науки загалом. Тому і понятійно-термінологічний апарат дуже широкий. Він може дещо відрізнитися в різних країнах.

Разом із розвитком наук, термінологія удосконалюється, поглиблюється, видозмінюється. Зокрема, розвиток



гідрологічних наук пов'язаний на перших етапах із використанням фізичної та географічної термінології, надалі хімічної, екологічної та інших галузей.

Завдання даного розділу – характеристика найбільш загальних гідрологічних понять та термінів, котрі мають стосунок до загальної гідрології, інтеграції гідрологічних знань, загалом земних вод. Найвищим рангом такого роду термінології є поняття про геоеволюцію та акваеволюцію. Еволюція полягає у прогресивному, послідовному розвитку процесів самоорганізації і відповідних систем, в яких ці процеси реалізуються. Фактично, це цілісний процес прогресивної самоорганізації. В існуючій системі знань земна еволюція поки що унікальна. Унікальна й гідросфера Землі. Поки що немає даних про форми чи стадії еволюції, які б відбувалися без фундаментальної ролі води. Тому природно цей аспект еволюційних процесів назвати аквагеоеволюцією. Під нею слід розуміти сукупність еволюційних процесів, генетично пов'язаних з водою, яка зберігається на постійній основі у приповерхневій планетарній оболонці у вигляді рідкої та газоподібної складових гідросфери.

Геоеволюція відбувається в приповерхневій, плівковій, активній материнській глобальній геосистемі. Вона включає певні підсистеми, системи нижчого рангу. Їх загалом називають геосистемами. Відповідно до поняття аквагеоеволюції, всі геосистеми пов'язані з живою речовиною або з діяльністю людини водночас пов'язані з водою. У широкому розумінні їх також можна називати аквагеосистемами. Зокрема, це і екосистеми, ландшафти. Поряд із цим існують системи, центральною складовою яких є певні скупчення або потоки води. Це аквагеосистеми в більш вузькому, конкретному розумінні. Їх вивчення потребує спеціальних методів, підходів. Вони характеризуються власною структурою. Наприклад, басейнові системи фактично покривають усю поверхню

суходолу. Тому вони невід’ємні від природи і природних ресурсів суходолу загалом. Існує, розвивається басейновий принцип управління водними ресурсами та організації сталого розвитку. Так само наземні ландшафти є результатом комплексної взаємодії компонентів і водночас це стокоформуючі комплекси, в яких зароджуються водні ресурси. Існує досить велике різноманіття термінів, пов’язаних із поняттям аквагеосистеми. Це водні екосистеми, водно-болотні угіддя, земноводні ландшафти, акваландшафти та інші. Їх активно використовують у відповідних дослідженнях.

Поняття геосистем, екосистем виникли пізніше, ніж поняття про водні об’єкти. Поняття про водні об’єкти також розвиваються, трансформуються. Вони виникали на спрощеній, наочній основі завдяки значним відмінностям у вигляді та характеристиках водних об’єктів різного типу. Але поступово, з накопиченням інформації і розвитком знань уявлення про систему водних об’єктів ускладнювалися. (Цю систему більш детально буде розглянуто в наступному розділі). Важливим питанням є правильне визначення водного об’єкта. Часто це впливає на розв’язання практичних проблем. Нечіткість або помилки у визначенні призводять до неправильних господарських чи природоохоронних рішень.

Наприклад, згідно із законодавством України (Водний кодекс), «прибережні захисні смуги встановлюються по обидва береги річок та навколо водойм уздовж урізу води (у меженний період) шириною...». Очевидне протиріччя між поняттями «уріз» та «берег», на практиці це призводить до надмірних антропогенних навантажень на річки. Так само існують розбіжності й недоречності у визначеннях гірських, малих річок, тимчасових водотоків тощо.

У сучасних підручниках гідрології водні об’єкти визначають як скупчення природних вод на земній поверхні та у верхніх шарах земної кори, яким властивий певний гідрологічний режим

[5; 6]. Водні об'єкти характеризують певними характеристиками, параметрами та межами. Вони можуть бути антропогенно зміненими або штучними. Поряд із поняттям «водний об'єкт» використовують поняття: гідрологічний об'єкт, водна маса, водне тіло та інші. Можна також розглядати складові гідросфери Землі (як сукупності об'єктів): океан, води суходолу, води атмосфери; кристалічну, рідку та газоподібну. Нарешті, будь-які складні об'єкти можна розглядати як об'єкти-системи (у даному випадку геосистеми).

Глобальним водним об'єктом є гідросфера Землі. Близькі до даного поняття «природні води» і «земні води». Термін «гідросфера» має просторовий відтінок (сфера, простір розповсюдження, впливу). Поняття про води носять еволюційно-функціональний відтінок. Зокрема, природні води – такі, які більше пов'язані з природними процесами, ніж з антропогенними процесами. Поняття «гідросфера» характеризується також множинністю трактувань від вузьких (сукупність приповерхневих рідких і кристалічних, льодових водних об'єктів) до найбільш широкого – всі земні води. Поряд із цим використовують часткові подібні поняття: підземна гідросфера, океаносфера та інші. Гідросфера є невід'ємною складовою еволюційної системи Землі (географічної оболонки, біосфери), розвивається в системі геосфер.

Земні води перебувають у постійному русі, розвитку. Через це реалізується цілісність гідросфери та географічної оболонки загалом. Динаміка виникає під дією певних сил, взаємодій, які також можна розглядати як причинність, а реалізується у вигляді процесів. Під гідрологічними процесами розуміють розвиток, послідовність гідрологічних явищ, а також сукупність часткових (фізичних, хімічних, біологічних та інших) процесів, котрі визначають закономірності формування гідрологічного стану, режиму водних об'єктів. Це також стосується і станів аквагеосистем. Використовують і гідроекологічні процеси.

Загалом гідрологічні та гідроекологічні процеси – результат комплексних взаємодій, характерних для географічної оболонки. До процесів найвищого рангу, глобальних, можна віднести: надходження ювенільних вод, гідрологічний цикл та його складові, загальну циркуляцію вод Світового океану, зледеніння та інші. Знання про них поглиблюються в ході розвитку гідрології, наук про Землю. Відповідно змінюється і термінологія.

Розвиток гідрологічних процесів проявляється у змінах характеристик водних об'єктів, аквагеосистем. Системи можуть знаходитись у певних станах, пов'язаних з їх функціонуванням. Стан об'єктів описують сукупностями їх характеристик. Для опису певних закономірних сукупностей і станів використовують поняття «гідрологічний режим». Поняття станів і режиму в гідрології подібні до понять погоди і клімату у кліматології. Клімат визначають як статистичний ансамбль станів, що проходить кліматична система за кілька десятиліть. Подібне можна сказати й про гідрологічний режим. Водночас на фоні неперервно-стохастичних змін характеристик існують і якісно відмінні, характерні стани – фази режиму. Вони пов'язані із закономірними складовими змін станів, з особливостями самоорганізації та функціонування геосистем.

Система гідрологічних процесів і відповідних змін станів водних об'єктів надзвичайно складна, ієрархічно побудована. Тому для різних об'єктів поняття «режим» буде характеризуватися різними часово-просторовими масштабами. Для більшості об'єктів суходолу – це режим загалом або характерних частин, що включає добові та сезонні зміни. Для вод океану чи атмосфери режим пов'язаний зі станами кліматичної системи, тобто з кліматом. Під режимом льодовиків розуміють сукупності фаз їх наступання та відступання. Режим снігового покриву – сукупність станів його накопичення, трансформації і танення.

Гідрологічний режим як загальне поняття включає певні характерні складові (згідно з різновидами характеристик об'єктів). Зокрема, це: водний режим, термічний, льодовий, морфологічний, режим домішок (гідрологічний, режим наносів), гідробіологічний, гідроекологічний та інші. Водночас режим пов'язаний зі змінами кількості води, з динамічними явищами (динамікою вод). Кількість і динаміка вод тісно взаємопов'язані. Тому його можна також назвати водно-динамічним. Кількість води описують через водний баланс і відповідні результуючі характеристики: об'єми, рівні, витрати. Зі змінами кількості води змінюються параметри водних об'єктів – глибини, ширини та інші. Найбільш тісний зв'язок кількості води (витрат) та динамічних (гідравлічних) характеристик спостерігається в річках. Це відображається у визначенні їх водного режиму.

Гідрологічна характеристика основних типів водних об'єктів, що розглядається у другій частині підручника, включає опис закономірностей складових гідрологічного режиму. Послідовність тут залежить від значення певного роду процесів, відображаючих систему чинників. Наприклад, у річках динамічні явища залежать від надходження води з водозбору, у водоймах – більшою мірою від термічних процесів та взаємодії з атмосферою, в океанах – ще й від припливів. У болотах значну роль відіграє розвиток рослинності. Для льодовиків важливий клімат, багаторічний режим погоди. Головні чинники режиму підземних вод змінюються з глибиною, з гідрологічними і тектонічними умовами.

Особлива частина гідрологічної термінології пов'язана з антропогенною діяльністю, антропогенною стадією акваеволюції. Вона знаходиться у стадії розвитку, становлення. Це питання буде розглянуте в четвертій частині підручника.

## Розділ 3 ГІДРОСФЕРА ЗЕМЛІ

### 3.1. Історія розвитку гідросфери Землі

Знання про походження та розвиток гідросфери Землі формуються як невід’ємна частина знань про розвиток планети загалом, її геосфер, глобальної приповерхневої геосистеми.

Завданням даного розділу є характеристика основних рис та етапів розвитку гідросфери з урахуванням специфіки такого роду знань.

Вивчення розвитку Землі як складової Сонячної системи базується як на накопиченні відповідного фактичного матеріалу, так і на висуванні та перевірці гіпотез, моделюванні основних явищ та процесів. Поступово відбувається систематизація, ув’язка на несуперечливість різних елементів картини («мозаїки») розвитку нашої планети. Але існують і протиріччя, різні погляди, підходи, теорії. Тому ми зупинимось тільки на основних подіях та рисах розвитку.

Почнемо з геохронології. Період від зародження планети близько 4,6 млрд років тому до 4,0 млрд років тому часто називають догеологічним, оскільки з тих часів не збереглося навіть решток гірських порід. Тепер його іменують Катархей або Гадей. (Раніше цю назву використовували для перехідного часу – 4,0–3,8 млрд р. т.). Термін «період» тут ужитий не в сенсі геохронологічної таксономії, а загально. Його також можна назвати еоном або ерою. Наступні ери – це Архей (4,0–2,5) та Протерозой (2,5–0,57). Усі ці ери разом складають еон – Докембрій (або Кріптозой – час прихованого життя, тобто без яскраво виражених викопних форм).

Стосовно формування запасів води на Землі існують різні погляди, котрі можуть взаємодоповнюватися. Вода могла бути присутня й у планетезімалях. З неї могли утворитися первісні океани в період до 4,0 млрд р. т. Вона могла надійти з частиною

речовини Місяця після того, як він зіткнувся із Землею (зіткнення Геї і Теї сталося приблизно 4,36 млрд р. т.).

У Еоархеї (4,0–3,6 млрд р. т.) відбулося пізнє тяжке бомбардування Землі, яке тепер пов'язують із впливом нестаціонарності орбіти Юпітера на рух комет та астероїдів. За вмістом цирконію води океану близькі (подібні) до вод комет. Пізнє бомбардування призвело до чергового перегріву й розплавлення приповерхневих шарів молодї Землі. Існували лише крихкі первинні елементи земної кори серед потужних лавових морів. І лише після цього умови розвитку первинних геосфер почали стабілізуватися.

Головною складовою гідросфери сучасного типу є Світовий океан. Він відображає унікальну властивість гідросфери Землі – наявність води в рідкому стані. Тому історію розвитку гідросфери сучасного типу добре простежувати через історію Світового океану. Вважають, що в Еоархеї єдиного Світового океану ще не було. Існували відокремлені відносно неглибокі частини. Температура води в них могла сягати +90 °С. У цей час та у Палеоархеї (3,6–3,2 млрд р. т.) існував суперконтинент Ваальбара. Але він був пов'язаний із більш ранніми формами земної кори, літосфери, ніж літосферні плити.

Земля оберталася значно швидше, ніж тепер. Доба складалася приблизно з 15 годин. Місяць був розташований ближче до Землі. У зв'язку із цим у первинних океанах виникали катастрофічно великі припливи. Наприкінці Палеоархею завершилося формування земного ядра. Із цим пов'язане виникнення магнітного поля з напруженістю близько половини від сучасної. Магнітне поле, магнітосфера Землі почали захищати атмосферу та поверхню від Сонячного вітру. Маса гідросфери поступово зростала завдяки розвитку процесів дегазації мантії. Завдяки цьому збільшувались площі океанічних басейнів.

Вже в Мезоархеї (3,2–2,8 млрд р. т.) констатують виникнення (сформованість) Світового океану, що займав навіть більшу

частину поверхні планети, ніж сучасний. Тектоніка літосферних плит ще не розвинута. Існують маленькі зародки континентів. Активність мантії проявляється в локально-регіональних формах вулканізму та магматизму. Водночас вважають, що вже від середини Мезоархею, завдяки змінам процесів у мантії, почала формуватися тектоніка літосферних плит. Повного розвитку й переважання вона досягла вже у Протерозої (приблизно 2,0 млрд р. т.). Це означало перехід до сучасного типу океанів і материків.

Приблизно до середини Протерозою була накопичена також основна частина водної маси Світового океану. Накопичення відбувалося завдяки процесам дегазації мантії Землі, формуванню та підйому ювенільних вод. При цьому зростали середні глибини океану. Найбільш інтенсивно цей процес відбувався в Археї. На початку Протерозою, у період 2,6–2,2 млрд р. т., він дещо загальмувався у зв'язку із затопленням серединно-океанічних хребтів і значними витратами води на гідратацію новоутворених порід у рифтових долинах. Пізніше інтенсивність поповнення океану ювенільними водами знову зростає. У теперішній час баланс стабілізувався.

Особливості розвитку умов та процесів у приповерхневій частині Землі впливали на склад вод океанів (сольову масу). Більшість дослідників вважають, що прадавні океани мали значну солоність. Формування складу аніонів та катіонів було пов'язане із взаємодією ювенільних вод з гірськими породами та атмосферою. Значно впливали сильні кислоти:  $HCl$ ,  $HBr$ ,  $HF$ . Вода була насичена й іонами  $HCO_3^-$  та  $CO_3^{2-}$ . Нітроген надходив у вигляді  $NH_3$ . Оксигену було мало. Важливу роль відіграло розчинене двовалентне залізо. Воно надавало воді зеленкуватого кольору.

Із розвитком біосфери у Протерозої, зменшенням інтенсивності вулканічної та магматичної діяльності верхньої



мантії, заповненням океанів відбувалася докорінна перебудова основних геохімічних процесів, геохімічних умов. Розвиток живих організмів, процесу фотосинтезу призвів до стабілізації карбонатної системи. Під впливом кисню змінили свою міграційну форму нітроген, залізо, сірка. Замість  $NH_3$  стали переважати  $N_2$  та  $NO^{3-}$ , замість  $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ , замість  $S^{2-} - SO_4^{2-}$ .

До періоду 1,5–0,7 млрд р. т. відбувається стабілізація геохімічної обстановки загалом і сольового складу океану зокрема.

Особливості розвитку земної кори, океану, атмосфери визначали характер гідрологічного циклу, вод континентів, суходолу. Він поступово наближався до сучасного. Важливими явищами в географічній оболонці, гідросфері були зледеніння. Є дані, що перші з них відбулися близько 2,9 млрд р. т. Це означало достатнє охолодження земної кори та атмосфери. Цікава сучасна гіпотеза «Земля – сніжка» (Snowball Earth). Згідно з нею, Земля могла кілька разів значною мірою або повністю вкриватися льодом. (Модель «білої Землі» обґрунтована ще в 50–60-х роках ХХ століття М.І. Будико). У геохронології виділяють період криогеній (0,85–0,63 млрд р. т.). Пізніше відбулася більша стабілізація кліматичної системи Землі, географічної оболонки і такі умови не виникали. Хоча материкові зледеніння повторюються, проте вони не переважають у часі умови теплого глобального клімату.

Приблизно 0,4 млрд р. т. відбулося заселення суходолу розвинутими рослинами і тваринами. Від цього часу можна вважати, що і води суходолу набули приблизно сучасного характеру.

### **3.2. Основні параметри і властивості сучасної гідросфери**

Визначення параметрів геосфер – це складний комплекс досліджень, що проводяться вже кілька століть. Достатньо точні, повні результати отримані лише у ХХ столітті. Загальна

маса Землі оцінюється у  $6 \cdot 10^{24}$  кг, земної кори –  $2,8 \cdot 10^{22}$  кг, наземної гідросфери –  $1,4 \cdot 10^{21}$  кг, атмосфери –  $5,15 \cdot 10^{18}$  кг, живої речовини –  $6,4 \cdot 10^{15}$  кг. Обсяги води у підземній гідросфері визначити досить складно. Тому існують різні їх оцінки. Як бачимо, за масою гідросфера найближча до земної кори (особливо, якщо розглядати приповерхневу її частину), так як і за густиною (густина приповерхневих відкладів порід може становити  $2\text{--}2,5$  г/см<sup>3</sup>). Але за динамічними властивостями гідросфера ближча до атмосфери й утворює разом з нею рухому, активну приповерхневу оболонку Землі. Отже, гідросферу можна вважати сполучною ланкою в системі геосфер.

Критична температура, вище якої чиста вода не може знаходитися в рідкому стані, становить  $+374$  °С. Підземні води – це складний хімічний розчин, тому критична точка може сягати  $+450$  °С. Такі умови в літосфері спостерігаються переважно на глибинах  $16\text{--}20$  км. Але в зонах активної вулканічної діяльності ці глибини можуть зменшуватися до кількох сотень метрів. Термічна дисоціація води стає значимою при температурах понад  $+2000$  °С. Тому пароподібна вода може бути розповсюджена на значних глибинах у земних надрах. Водночас там розповсюджені певні поєднання води з газами та розчиненими мінералами – флюїди. Вода може знаходитися також у складі певних мінералів.

В атмосфері вода скупчується у вигляді хмар. Найвищі хмари – сріблясті – спостерігаються на висотах до  $80$  км. У верхніх шарах атмосфери молекули води можуть дисоціювати за рахунок впливу сонячного вітру або космічних випромінювань.

Гідросфера є важливою складовою кліматичної системи Землі (КСЗ). Перш за все розглядають роль і параметри океану та кріосфери. Важливим є і власне гідрологічний цикл, оскільки разом із водою переносяться великі обсяги енергії. Океан володіє значною теплоємністю, що також значно впливає на енергетичні процеси. Велику роль відіграють циркуляція

океану, його взаємодія з атмосферою. Сніг, морська крига, льодовики мають велике альbedo. Материкові льодовики істотно впливають на клімат.

Окрім участі у функціонуванні КСЗ, природні води є найактивнішим агентом екзогенних геологічних, геоморфологічних процесів. Важко переоцінити їх роль у розвитку біосфери. Завдяки аномальним, особливим властивостям води як речовини природні води відіграють неабияку роль у кругообігах речовини, формуванні розчинів, у розвитку живих організмів та людини. Такі властивості, як і роль води, повністю ще не вивчені.

Якщо врахувати разом площу Світового океану, озер, річок, льодовиків та інших водних утворень, то вона буде становити понад три чверті площі поверхні нашої планети. Природні води значною мірою визначають вигляд Землі з космосу. Основні риси структури гідросфери можна відобразити схематично (рис. 3.1).

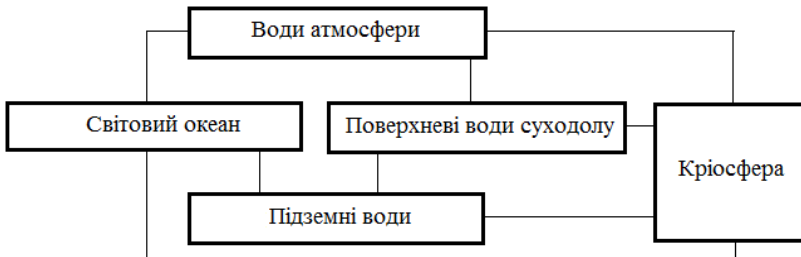


Рис. 3.1. Основна структура гідросфери Землі

Більш детальна інформація про обсяги води в різних складових гідросфери Землі наведена в табл. 3.1 [5; 6].

Поняття періоду умовного водообміну пов'язане з тим, що природні води постійно знаходяться в русі (включаючи фазові переходи). Відносно водних об'єктів, складових гідросфери проявляються витратні (від'ємні) або прихідні (додатні) потоки

води. Сумарно вони мають певну інтенсивність. Якщо об'єм води об'єкта поділити на інтенсивність водообміну, отримаємо умовний період водообміну. Умовність полягає в тому, що різні частини об'єкта можуть замінюватися швидше або повільніше. Із даним поняттям також пов'язані поняття статичних і динамічних запасів води. Наприклад, льодовики дуже інерційні, змінюються повільно, тому запаси прісної води в них відносять до статичних. Найбільш динамічні води атмосфери й річок. Тому їх вважають основним ресурсом прісної води. Наведені в табл. 3.1 параметри запасів води також у певний спосіб розподіляються по поверхні Землі та змінюються в часі.

Таблиця 3.1

№ п/п	Види природних вод	Площа		Об'єм, тис. км <sup>3</sup>	Частка у світових запасах, %		Середній період умовного водообміну
		млн км <sup>2</sup>	% від площі суходолу		від загальних	від прісних вод	
1	2	3	4	5	6	7	8
Вода на поверхні літосфери							
1	Світовий океан	361	-	1338000	96,4	-	2650 років
2	Льодовики і постійний сніговий покрив	16,3	11	25800	1,86	70,3	9700 років
3	Озера всі	2,1	1,4	176	0,013	-	17 років
	Озера прісні	1,2	0,8	91	0,007	0,25	
4	Водосховища	0,4	0,3	6	0,0004	0,016	52 доби
5	Вода в річках	-	-	2	0,0002	0,0005	19 діб
6	Вода в болотах	2,7	1,8	11	0,0008	0,03	5 років
Вода у верхній частині літосфери							
7	Підземні води всі	-	-	23400	1,68	-	1400 років
8	Прісні підземні води	-	-	10530	0,76	28,7	-
9	Підземні льоди	2,1	1,4	300	0,022	0,82	10000 років

<i>Продовження табл. 3.1</i>							
Вода в атмосфері та в організмах							
10	Води атмосфери	-	-	13	0,001	0,04	8 діб
11	Вода в організмах	-	-	1	0,0001	0,003	години
Загальні запаси води							
12	Всього	-	-	1388000	100	-	-
13	Прісної	-	-	36700	2,64	100	-

До основних видів динаміки природних вод відносять кругообіги (цикли) та циркуляції. Останні являють собою відносно замкнені системи механічних рухів, зумовлені певними причинами. Основним прикладом тут є загальна циркуляція вод Світового океану. Розглядають також циркуляції в окремих океанах, морях, водоймах. Особливим видом є поперечна циркуляція в руслових потоках.

Цикли природних вод включають не тільки механічні рухи, але і фазові перетворення. Їх схематично розглядають відносно певних складових гідросфери в її взаємодії з атмосферою та суходолом. До основних схематизованих різновидів відносять малий і великий кругообіги води та кругообіг в межах безстічних територій (таких, з яких не відбувається стік у Світовий океан). Відносно них розглядаються основні потоки води, баланс між якими називають світовим водним балансом. (Подібні схеми можна розглядати і відносно певних континентів чи океанів).

Як бачимо, найбільші обсяги вод беруть участь у малому циклі, а найменші – у циклі безстічних областей. Він корелює з внутрішніми, більш посушливими частинами континентів. З іншого боку, зовнішні частини континентів достатньо зволожені. Особливості світового водного балансу можна також розглянути за допомогою карт випаровування, опадів і стоку.

Випаровування зумовлюють постійне поповнення вологи в атмосфері та збільшення опадів. Якщо розглянути територію, обмежену певним контуром, то в атмосфері будуть

поєднуватися волога, принесена ззовні (адвективна), та місцевого походження. Так само можна поділити й опади – на адвективні й місцеві.

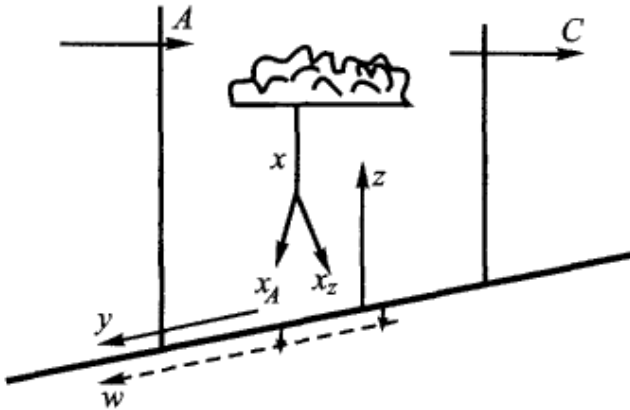


Рис. 3.2. Схема внутрішньоматерикового вологообігу:

$x$  – опади;  $x_A$  – адвективні опади;  
 $x_z$  – місцеві опади;  $z$  – випаровування;  
 $A$  – адвекція вологи;  $C$  – атмосферний стік вологи;  
 $y$  – поверхневий стік води;  $W$  – підземний стік води

Такі процеси особливо важливі для континентів. Тому в гідрометеорології розроблено поняття про внутрішньоматериковий вологообіг. У кількісному відношенні його відображає коефіцієнт вологообігу  $K_B$ :

$$K_B = \frac{x}{x_A}, \quad (3.1)$$

де  $x$  – загальні опади,  $x_A$  – адвективні опади. Він показує, наскільки загальні опади над заданою територією збільшуються за рахунок місцевих. Оцінювання коефіцієнта внутрішньоматерикового вологообігу становить важливу наукову задачу. На цей коефіцієнт перш за все впливають такі чинники: 1 – інтенсивність випаровування й утворення опадів; 2 – довжина

шляху вологоносної маси повітря;  $Z$  – швидкість руху повітря. Для Європи цей коефіцієнт становить 1,42; Азії – 1,62; Африки – 1,42; Австралії – 1,14; Північної Америки – 1,54; Південної Америки – 1,68.

Гідросфера відрізняється від атмосфери та літосфери тим, що вона не суцільна (хоча океан і становить основну її частину), а також характеризується фазовими переходами, знаходиться в різних фазах. Водяна пара може бути водночас складовою і гідросфери, і атмосфери. Лід можна розглядати як гірську породу. У зоні багаторічної мерзлоти крига є частиною літосфери. Таким чином, якщо поняття «атмосфера» чи «літосфера» значною мірою означають певний консолідований простір, то поняття «гідросфера» більш умовне, непряме і враховує єдність природних вод в їх постійному русі. Нагадаємо, що гідросфера – це особлива геосфера, що включає води атмосфери, підземні і наземні води як єдине ціле; це основна підсистема складної відкритої динамічної приповерхневої глобальної еволюційної системи Землі.

### **3.3. Водні об'єкти та водні геосистеми**

Відповідно до зазначених у попередньому підрозділі основних властивостей і особливостей гідросфери Землі, вона характеризується складною просторовою, територіальною будовою і поділяється на безліч різноманітних водних об'єктів, специфіка яких залежить від умов їх розвитку. Найбільшою цілісністю відрізняється Світовий океан, хоча і він має складну структуру. Загалом водні об'єкти характеризуються абсолютно різними розмірами. Тому їх можна розглядати за просторовою ієрархією, таксонами. Особливе питання – визначення меж водних об'єктів, не завжди чітко виражених, мінливих у часі та просторі, ускладнених об'єктами меншого масштабу.

Важливою особливістю водних об'єктів є також постійна заміна (рух) основної речовини – води – та домішок. Про це ми

вже зазначали вище. Ці процеси подібні до відкритих динамічних самоорганізованих живих систем. Отже, водні об'єкти також повинні бути певним способом самоорганізовані. Зокрема, при стабільності зовнішніх умов устанавлюються різні види багаторічних балансів, виробляються параметри, характерна будова об'єктів.

Водні об'єкти можуть утворювати певні системи, комплекси, які також слід розглядати ієрархічно. Об'єкти різного типу можуть бути з'єднані, виникають об'єкти перехідного типу. Нарешті на основі водних об'єктів, навколо них утворюються певні геосистеми, які також можна називати водними, аквальними. Причому це системи не тільки природні, але й природно-соціальні. По суті, будь-які екосистеми включають водну компоненту. У даному відношенні біосфера – це освоєна живим частина гідросфери. Геосистеми – більш широке поняття. Але і вони на нашій планеті значно пов'язані з водою.

За особливостями механічних рухів води водні об'єкти можна поділити на водотоки та водойми. Перші характеризуються лінійно сконцентрованим, переважно односпрямованим рухом, другі – складнішими і більш повільними рухами, уповільненим водообміном. Значною специфікою володіють водні об'єкти з природної криги, перш за все льодовики. У болотах значну роль відіграють болотні відклади, рослинність. Підземні води переважно залягають у пористому геологічному середовищі й тісно взаємопов'язані з ним. Серед водойм особливе місце займає Світовий океан. Враховуючи таку специфіку, виділяють основні типи водних об'єктів. Власне, щодо Світового океану прийнято говорити не про водні об'єкти, а про поділ його на особливі частини, а також про водні маси.

На поверхні суходолу поряд з річками, озерами, болотами, льодовиками існують: лінійні тимчасові водотоки, зокрема селі,



тимчасові озера, заболочені землі, об'єкти зони багаторічної мерзлоти та сніговий покрив.

Об'єкти підземної гідросфери можуть мати власну класифікацію. Існують також підземно-поверхневі об'єкти. Наприклад, гейзери, наледі, бугри пучення, ділянки річок у карстових масивах тощо. Ще однією категорією перехідних об'єктів є об'єкти на межі суходолу та морів. Тут виділяють гирлові області річок, прибережні озера-лимани, мангрові ділянки, марші та ін.

Кожний із виділених типів водних об'єктів: а) характеризується значним різноманіттям підтипів, різновидів; б) має внутрішню структуру; в) може розглядатися як першооснова (генетичне ядро) деякої екосистеми, геосистеми, яка охоплює і прилеглі до нього частини суходолу та атмосфери; г) характеризується ієрархією розмірів.

У зв'язку з діяльністю людини водні об'єкти також можна поділити на дві групи: 1 – природні; 2 – природно-технічні; 3 – технічні, штучні. До другої групи можна віднести водосховища, каналізовані ділянки річок, меліоровані болота, польдери тощо, до третьої – канали, зрошувальні системи, штучні водойми, системи перекидання стоку, водоводи, водогони, системи водопостачання та водовідведення тощо. Як і природні об'єкти, вони характеризуються різноманіттям, структурою, є основою певних природно-антропогенних систем.

Різнманітні водні об'єкти в певний спосіб поєднуються, взаємодіють на ділянках (поверхні) суходолу. Точніше вони, власне, і виникають, існують тільки як складові загальних гідрологічних процесів, ланки гідрологічного циклу в межах суходолу. Системи водних об'єктів певної території називають гідрографічною мережею. Її складовою є система руслових поверхневих водотоків – руслова мережа, основною частиною якої є річкова мережа. Існують різновиди гідрографічної мережі, які характеризуються значною специфікою. Це гідрографічна

мережа льодовиків, боліт, частин кріолітозони, карстових масивів, вулканогенних масивів, приморських територій тощо. Особливо відмітимо, що на деяких ділянках розвинулися складні поєднання озер та річок. Їх називають озерно-річковими системами. Існує й природно-антропогенна гідрографічна мережа.

На фоні описаного різноманіття виділяються річкові басейни. Загалом власними басейнами характеризуються також озера, моря. Але генезис басейнів тісно пов'язаний з ерозійною діяльністю поверхневих водотоків. Водотоки, річки поєднуються в цілісні системи з певною специфікою і власними закономірностями розвитку. Отже, контури систем є водночас контурами басейнів – вододілами.

Гідромережа може включати сучасні й реліктові елементи (реліктова мережа). Реліктами можуть бути власне водні об'єкти або русла, улоговини, сліди діяльності. Особливими видами гідромережі є системи відносно невеликих і часто специфічних водних об'єктів у межах льодовиків, боліт, карстових масивів, районів мерзлоти, дельт та ін. Можна також розрізнити мережі мікрооб'єктів (наприклад, мережу схилового стікання та ін.). Мережі природних об'єктів значно змінюються людиною, доповнюються штучними об'єктами.

Принципи класифікації водних об'єктів не повністю розроблені. Можуть існувати різні підходи та критерії. Наприклад:

- 1) за геопросторовим розподілом:
  - а) по горизонталі (води суходолу та океану),
  - б) по вертикалі (води атмосфери, поверхневі води суходолу, води океану, води літосфери);
- 2) в еволюційному відношенні, історично: абіогенні, біогенні, антропогенні (змінені та штучні);
- 3) за рівнями будови системи: молекули, надмолекулярні структури, мікро-, мезо-, макрооб'єкти, гідросфера в цілому;

4) за єдністю та взаємодією: різновиди гідромереж та складних об'єктів (найбільш з'єднані в океані);

5) основні, перехідні, змішані водні об'єкти та об'єкти у воді, тобто виділення за визначеними характеристиками і специфікою законів функціонування;

6) постійні та тимчасові;

7) молоді, розвинуті (зрілі), старі (реліктові);

8) з чітко вираженими та розпливчатими межами;

9) за комплексними, географічними характеристиками режиму (наприклад, зональні, азональні, полізональні та ін.).

Не претендуючи на повноту, для підтвердження думки про різноманітність об'єктів, наведемо деякі приклади. Згрупуємо їх по відношенню до основних водних об'єктів.

1. Атмосферні та атмосферного походження водні об'єкти: краплі дощу, сніжинки, сніжна крупа, градини, паморозь, іній та ін.

2. Поверхневі води суходолу (рідка фаза): озера, водотоки різних видів, водоспади, антирічки, гирла річок, флювіогляціальні потоки, води боліт, водосховища, мігруючі озера, тимчасові озера, селі, мікрооб'єкти, заболочені землі, озерно-річкові системи, плавні.

3. Сніговий покрив: постійний і тимчасовий, різновиди лавин, мікромережа рідких об'єктів під час танення, сніг-пливун.

4. Льодові утворення й пов'язані з ними об'єкти: гірські та покривні льодовики різних типів, льодові утворення в ході розвитку та руйнування льодового покриву, замерзлі річки та водоспади, льодові утворення зони багаторічної мерзлоти (наледі, жили та ін.), озера в межах льодовиків, тимчасові водотоки в межах льодовиків та ін.

5. Води океану (рідка фаза): моря, затоки, протоки, течії різних видів, частини акваторій, перекриті шельфовими льодовиками, підводні гроти та печери, атолові лагуни, намулові потоки.

6. Підземні води (рідка фаза, водяна пара): ґрунтові води, верховодка, капілярні води, волога ґрунтів, артезіанські води, водні об'єкти карстових порожнин, джерела, флюїди, грязеві вулкани, опливини, гейзери, підруслові потоки.

7. Біологічні та антропогенні води та водні об'єкти.

Гідрологічні, водні об'єкти проходять певні стадії розвитку, еволюції. Змінюються їх будова, основні характеристики, особливості функціонування. Розглянемо деякі основні приклади змін водних об'єктів. Зміни гідрологічних об'єктів бувають: односпрямовані, довготривалі, однонаправлені катастрофічні, однонаправлені антропогенні, циклічні (періодичні), тимчасові (епізодичні), часткові, загальні, кількісні, якісні та інші.

Природні води, водні об'єкти беруть участь у довготривалих процесах розвитку Землі, географічної оболонки (див. 3.1). Прикладом відносно менш довготривалих циклів є льодовикові періоди (десятки і сотні тисяч років), пов'язані з функціонуванням кліматичної системи Землі. Вважають, що ми живемо наприкінці чергового міжльодовиков'я останнього льодовикового періоду. Накопичення льоду відбувається за рахунок вод Світового океану. Тому його рівень може періодично значно понижуватися. При цьому осушуються значні частини шельфу, де відбуваються процеси, характерні для суходолу.

Режим океану та вод суходолу тісно пов'язаний із загальним кліматом. Певним способом взаємопов'язані циклічні зміни водних об'єктів та клімату. За даними сучасних досліджень, межа короткочасних (багаторічних) і вікових та геологічних його змін складає приблизно 20–30 років. Цей критерій можна віднести і до водних об'єктів. Охопивши один або кілька таких періодів (циклів), можна судити про їх основні, стійкі характеристики.

## Розділ 4

# НАУКОВІ ОСНОВИ ТА МЕТОДИ ГІДРОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Як ми вже зазначали в першому розділі, земні води є невід'ємною частиною земної еволюції і гідрологічні дослідження тісно вплетені в загальнонаукові. Неможливо пізнати закони розвитку земних вод, не використовуючи здобутки та методи інших наук. У даному відношенні слід виділити такі основи розвитку гідрологічних знань як фізика та хімія води; взаємозв'язок гідросфери з іншими геосферами; взаємозв'язок гідрологічних та біологічних процесів; особливості антропогенного етапу розвитку земних вод. Гідрологія спирається на загальнонаукову методологію, різні методи досліджень, знаходячи шляхи їх конкретного застосування.

### 4.1. Історія розвитку та групи методів гідрологічних досліджень

Вода завжди була важливою складовою філософської та наукової картини світу. У давнину зародилися й різні методи дослідження вод. Це стосується методу спостережень, картування, геодезичних вимірювань, а також перших знань при розв'язанні гідротехнічних, гідромеліоративних задач. Пізніше розвинулися географічні методи: описовий, порівняльний, аналітичний, картографічний, районування тощо. Ще пізніше було закладено основи гідравліки, використання математичних методів у гідротехніці, відтак відбулося зародження експериментального методу.

Здобутки давніх науки та філософії почали примножувати в арабському світі та у Європі в епоху Відродження. До другої половини XVII століття було створено підґрунтя для виникнення наукової, кількісної гідрології, що проявилось в

застосуванні методу водного балансу. Загалом балансові методи базуються на принципах збереження, які відносять до фундаментальних законів природи. Група балансових методів у гідрології розвивалася поступово. У XVIII–XIX століттях це переважно не стосувалось водного балансу. Лише у 1905 р. Е. Брікнер запропонував систему рівнянь світового водного балансу і вперше виконав оцінки його складових. Протягом XX століття накопичено достатньо інформації для значного уточнення та деталізації цих даних (стосовно континентів, океанів тощо).

Загальний вигляд рівняння водного балансу для певної території такий:

$$x + k + y_1 + \omega_1 - z - y_2 - \omega_2 = \pm\Delta U \pm H, \quad (4.1)$$

де  $x$  – опади;  $k$  – конденсація на поверхню;  $y_1$  – поверхневий притік (через контур);  $\omega_1$  – підземний притік;  $z$  – випаровування;  $y_2$  – поверхневий стік;  $\omega_2$  – підземний стік;  $\pm\Delta U$  – зміни закону поверхневих та підземних вод (у зоні активного водообміну);  $\pm H$  – нев’язка розрахунку балансу. (Всі члени рівняння повинні бути виражені в однакових одиницях, наприклад у шарах, мм). Рівняння складається за певний період часу  $\Delta t$ .

Для оцінок, розрахунку складових балансу розроблено відповідні методи. Вони враховують і точність оцінок. Складові рівняння можуть бути деталізовані або, навпаки, не розглядатися, в залежності від задачі.

Якщо ми розглянемо водозбірний басейн, в межах якого немає поверхневого притоку, і знехтуємо конденсацією та нев’язкою, то отримаємо рівняння

$$x + \omega_1 - z - y - \omega_2 = \pm\Delta U. \quad (4.2)$$

Через контури, вододіли малих басейнів підземні води можуть рухатися, перетинаючи їх. Для великих басейнів такі рухи відносно збалансовані й незначні. Тому

$$x - z - y = \pm\Delta U. \quad (4.3)$$

Якщо тепер розглянути рівняння за багаторічний період зі стаціонарними умовами формування складових, то поповнення й витрати запасів води в басейні також будуть збалансовані, тобто  $\pm\Delta U \rightarrow 0$ . Тоді

$$\bar{x} = \bar{y} + \bar{z}, \quad (4.4)$$

де  $\bar{x}$ ,  $\bar{y}$ ,  $\bar{z}$  – осереднені в часі значення.

Нарешті, щодо безстічного басейну

$$\bar{x} = \bar{z}. \quad (4.5)$$

Формулювання закону збереження різних видів енергії у фізиці відбувалося поступово. Це вплинуло й на особливості розвитку методів енергетичних балансів у гідрології, океанології, метеорології. Необхідною була також відповідна інформація; дані вимірювань, спостережень. Для цього потрібні були відповідні прилади. Окрім вимірювання температур, треба фіксувати потоки теплової, променистої енергії, оцінювати енергетику фазових переходів тощо. Такого роду дослідження почали активно розвиватися на межі XIX–XX століть. У гідрології переважно розглядають тепловий баланс водних об'єктів або їх частин, ділянок. Це дозволяє аналізувати чинники термічного режиму, його особливості, моделювати явища та процеси.

Рівняння теплового балансу складають для водного об'єкта або для його частини, або для певного контуру (об'єму). Оскільки основним джерелом енергії у приповерхневій частині Землі є сонячне випромінювання (радіація), то найважливішою складовою теплового балансу є результуюча радіаційного балансу (радіаційний баланс):

$$R = (Q + q)(1 - r) - I, \quad (4.6)$$

де  $R$  – радіаційний баланс;  $Q+q$  – пряма та розсіяна радіація (що поступає на поверхню об'єкту);  $r$  – альbedo поверхні об'єкта (показник здатності відбивати промені);  $I$  – ефективне випромінювання самого об'єкта. Рівняння теплового балансу можна записати так:

$$R + \theta_{\text{пр.}} + \theta_{\text{обм.}}^+ + \theta_{\text{ф.п.}}^+ + \theta_x + \theta_m = \theta_{\text{витр.}} + \theta_{\text{обм.}}^- + \theta_{\text{ф.п.}}^- \pm \Delta\theta, \quad (4.7)$$

де 1) прихід тепла:

$R$  – з радіаційним балансом;

$\theta_{\text{пр.}}$  – з притоком води;

$\theta_{\text{обм.}}^+$  – за рахунок теплообміну з атмосферою;

$\theta_{\text{ф.п.}}^+$  – за рахунок фазових переходів води;

$\theta_x$  – з атмосферними опадами;

$\theta_m$  – за рахунок внутрішнього тертя (дисипація механічної енергії);

2) витрати тепла:

$\theta_{\text{витр.}}$  – з відтоком води;

$\theta_{\text{обм.}}^-$  – за рахунок теплообміну з атмосферою;

$\theta_{\text{ф.п.}}^-$  – за рахунок фазових переходів;

3)  $\pm\Delta\theta$  – зміна запасу тепла.

У воді у зваженому, захопленому або розчиненому вигляді можуть знаходитись різноманітні домішки – наноси (тверді, нерозчинні частинки), розчинені солі (іони), гази, мікроелементи, колоїди, суспензії та інші. При їх дослідженнях застосовують закон збереження речовин (маси). Основні джерела надходження та витрат таких домішок пов'язані з рухами води. Тому їх баланс, у разі необхідності, розглядають спільно з водним балансом. Особливими факторами є хімічні та біохімічні процеси всередині досліджуваного об'єкта (контур), внаслідок яких відбуваються перетворення, споживання, біологічна міграція, осадження речовини та інші зміни. Розглянемо приклад балансу хімічних речовин водного об'єкта:

$$\Phi + X + П + Г + Д + О + К - (C + V_a + V_d + З + V_n + Ж) = \pm A, \quad (4.8)$$

де 1) надходження речовин:

$\Phi$ ;  $X$  – за рахунок фотосинтезу або хемосинтезу;

$П$  – разом з притоком води;

$Г$  – разом з підземними (грунтовими) водами;

$Д$  – з донних відкладів;



- $O$  – з атмосферними опадами;  
 $K$  – за рахунок господарської діяльності людини;
- 2) витрати речовин:  
 $C$  – за рахунок стікання (відтоку) води;  
 $B_a$  – за рахунок розсіювання в атмосферу;  
 $B_d$  – за рахунок деструкції (руйнування, перетворення);  
 $Z$  – на захоронення в донних відкладах;  
 $B_n$  – за рахунок видалення в підземні води;  
 $J$  – на використання живими організмами;
- 3)  $\pm A$  – зміни запасу (акумуляція).

З метою аналізу та моделювання гідрологічних процесів на певних територіях, процесів формування стоку води розроблено також методи водно-теплого балансу.

Гідрохімія як наука сформувалась у першій половині ХХ століття. У 20–30-х роках розпочалися спостереження за хімічним складом вод, дослідження балансів розчинених речовин. В океанології широко застосовують метод сольового балансу.

До групи балансових методів відносять також метод балансу наносів.

Наступна важлива група методів гідрологічних досліджень стосується отримання основної частини вихідної інформації про води, водні об'єкти. Це методи експедиційних досліджень, стаціонарних спостережень, моніторингу, ведення кадастру тощо. Експедиційні дослідження відіграли важливу роль на етапі первинного вивчення природних вод. У теперішній час вони доповнюють інші методи, дозволяють отримувати більш детальну інформацію. Метод стаціонарних спостережень включає в себе велику кількість різновидів. Це окремі пункти, центри організації спостережень та первинної обробки інформації, спеціалізовані станції, стаціонари, мережа океанологічних спостережень тощо. Усі види відстежування стану екосистем, геосистем об'єднуються в комплексному

понятті – моніторинг. Він включає й облік використання вод. Систематизація первинної інформації та представлення її користувачам відбувається в системах водних кадастрів або інших інформаційних системах.

У науці сучасного типу чільне місце серед методів досліджень займають експеримент та моделювання. Експериментальні дослідження сучасного типу в галузі вивчення вод перш за все можемо пов'язати із розвитком гідростатики та гідравліки. Встановлені фізичні закони застосовували при описах природних об'єктів, аналізі гідрологічних явищ та процесів. Перші власне гідрологічні експерименти стосувалися руху річкових наносів. Вони розпочалися переважно наприкінці XIX століття. Протягом XX століття експериментальні дослідження в гідрологічних науках набули значного розмаху.

У теперішній час розрізняють польовий і лабораторний експерименти, а також комплексні експериментальні спостереження.

Лабораторний проводиться в лабораторних умовах із застосуванням типових приладів, спеціальних моделюючих установок, стендів, спеціального обладнання і т. д. Тут найбільш часто вивчають не самий об'єкт, а його зразок. Позитивними рисами лабораторного експерименту є можливість необхідної кількості повторень, поступової заміни характеристик та факторів, оптимальні витрати часу й засобів. Але він не завжди достатньо відповідає реальному об'єкту.

Польовий (натурний) експеримент проводять на спеціально виділених і обладнаних ділянках. Якщо ж мова йде про гідротехнічні або водогосподарські системи, то говорять також про серію натурних випробувань. Цей вид експерименту потребує детальної підготовки та планування, підбору методів дослідження. Його прикладами можуть бути стокові й випарні

площадки, штучне дощування, зміни характеру діяльної поверхні тощо.

Експериментальні спостереження – це спеціально організовані уніфіковані спостереження, що охоплюють об'єкти значних розмірів. Цей вид експерименту використовується, наприклад, в океанології (часто спільно з метеорологією). Вивчити основні закономірності розвитку та властивості досліджуваних крупних процесів іншими методами дуже важко або й неможливо. Це можуть бути процеси взаємодії океану та атмосфери, системи течій та вихорів в океані, поля океанологічних характеристик та інше.

Прикладами комплексних експериментальних спостережень, досліджень можуть бути: міжнародний геофізичний рік (МГР), підготовлений і проведений у 50-х роках; тропічний експеримент (ТРОПЕКС – 1974); полярний експеримент (ПОЛЕКС, 80-ті роки) та ін.

Експеримент у широкому розумінні, як набуття досвіду, отримання необхідної інформації на основі проведення дослідів включає й моделювання. Але останнє є вищою формою експерименту. Воно дозволяє вивчати цілісні, складні об'єкти, складні процеси. Моделювання тісно пов'язане з об'єктивними властивостями світу – подібністю, відображенням, упорядкованістю. Тому воно знаходить найширше застосування в сучасній науці. Людина, завдяки розвинутому мисленню, моделювала й передбачала різноманітні життєві ситуації, використовувала сили природи, створювала знаряддя праці, набувалася досвіду, передаючи знання з покоління в покоління. Знання, досвід – це теж певні системи моделей.

Моделювання можна визначити як метод практичного або теоретичного непрямого оперування об'єктом, тобто відтворення характеристик основного об'єкта на іншому, подібному (спеціально створеному) об'єкті. При цьому важлива допомога, яку надає моделювання для вивчення складних явищ і

процесів. Закони природи можуть бути подібними при розгляді різнорідних явищ та процесів або однорідних, але спрощених та інших за часово-просторовим масштабом. Тому найважливішим інструментом і принципом моделювання є теорія подібності. Фактично вона має глибоке пізнавальне (гносеологічне) значення, оскільки прямо сприяє виявленню найбільш загальних закономірностей розвитку явищ та процесів. Крім того, модель може давати нову інформацію про об'єкти. Теорії також є своєрідними моделями і відомо, що вдала теорія може передбачити нові явища та процеси, які ще не були виявлені в дослідженні.

У теперішній час існує велика кількість видів моделювання. У гідрологічних науках широко використовують фізичне (зокрема гідравлічне, руслознавче, гідродинамічне), математичне, аналогове, імітаційне, комп'ютерне та інші види моделювання.

Математичне моделювання тісно пов'язане з використанням кількісних (або кількісно-якісних) методів загалом, з яких, власне, і розпочиналась наукова гідрологія. Фізичні, фізико-математичні основи гідрології формувались поступово і стосуються надзвичайно великого різноманіття явищ та процесів. Найважливіші складові цих основ будуть розглянуті в наступних розділах. Тут відмітимо, що найбільш широко фізико-математичні методи застосовують в океанології, оскільки для умов океанів та морів розроблено відповідні методи аналізу та моделювання, що базуються на знанні законів геофізичної гідродинаміки, фізики моря. Математичний опис поверхневих та підземних вод суходолу стикається з труднощами, пов'язаними зі значним різноманіттям їх параметрів, характеристик, умов розвитку.

Сучасні математичні моделі базуються на використанні електронної обчислювальної техніки. Процес математичного моделювання можна поділити на чотири етапи. На першому

формулюються основні закони, за якими розвивається об'єкт. На другому здійснюється дослідження математичних задач, що виникають при створенні моделі. На третьому відбувається зіставлення результатів розрахунків з даними спостережень (дійсністю). На четвертому етапі модель модернізують, удосконалюють. Моделі поступово накопичуються, взаємодіють, розвиваються, що створює особливу систему знань про реальний світ. У гідрології використовують математичне моделювання в дослідженнях термодинаміки водних об'єктів, процесів формування стоку води та наносів, розвитку льодовиків, процесів формування якості вод, розвитку русел річок, переробки берегів водойм і багатьох інших. Математичне моделювання і перевірка його результатів потребують достатньої та якісної інформації.

Аналогове моделювання застосовують, якщо явища у двох зіставлених системах мають різну природу, але основні процеси в них описуються однаковими системами диференціальних рівнянь. Застосування прямих моделей-аналогів обмежено. Їх можна замінити структурними (поелементними) моделями. Прикладом аналогового моделювання в гідрології може служити метод ЕГДА (електрогідродинамічної аналогії). Це метод електричного моделювання поля швидкостей при фільтрації підземних вод у товщі ґрунтів та порід. Він також використовується для моделювання хвиль попусків води через гідровузли, хвиль паводків та інших явищ.

Особливими видами моделювання в географії та гідрології є математико-картографічне та ГІС-моделювання. Методи складання карт із застосуванням географічних координат та математичного обґрунтування проекцій були запропоновані ще в період Давніх Греції та Риму. У теперішній час застосовують картографічні та просторові моделі з широким використанням комп'ютерних технологій, геоінформаційних систем. Важливим прикладом використання карт у гідрології є карти ізоліній

певних характеристик (наприклад стоку води). Картуванню підлягають тільки такі характеристики, які достатньо плавно, континуально розподілені по території, мають однаковий фізичний зміст; однакову й достатню точність визначення тощо.

Протягом ХХ століття важливою групою методів наукового дослідження стали системні. Від 70-х років інтенсивно розвиваються знання про процеси самоорганізації у відкритих динамічних системах, виникнення порядку з хаосу. Системний підхід, як важливий методологічний принцип формування наукової картини світу, передбачає розгляд об'єктів як складних систем. В основі поняття «система» лежить взаємодія її частин, елементів, що призводить до виникнення певного роду цілісності, організованості. Фактично, водні об'єкти – це також певні види цілісності, вони характеризуються власними особливостями, процесами саморегуляції. Тим більше це стосується аквальних екосистем, геосистем.

Серед загальнонаукових методів, які досить широко застосовують у гідрології, можна також назвати такі: історичний (у формах геологічних, палеогеографічних та інших методів), аналізу та синтезу, порівняльний, типізація і класифікація, прогнозування тощо. У конкретних галузях гідрології використовують методи споріднених наук: геофізичні, хімічного аналізу та геохімічні, досліджень живих організмів та екосистем, гідролого-географічні; методи соціально-економічних, технічних досліджень тощо. Розроблено й власні методи, прийоми та способи з розв'язання конкретних гідрологічних задач. У теперішній час швидко формуються новітні дослідницькі технології.

Завдяки різноманіттю поверхневих і підземних водних об'єктів суходолу, складності умов їх існування гідрологія суходолу та гідрогеологія значною мірою оперують емпіричними даними та закономірностями. Методи обробки, аналізу та представлення емпіричної інформації також досить

різноманітні. Узагальнення і перехід до теоретичного рівня знаходять вираз у схемах діючих чинників, класифікаціях і типізаціях, законах розвитку основних процесів, закономірностях просторового розподілу і змін у часі, гідрологічного режиму, моделях процесів та об'єктів-систем, їх будови та функціонування.

Більш розвинуті теоретичні основи сформовані в океанології. Цим вона близька до метеорології. Перш за все це стосується фізики моря, законів геофізичної гідродинаміки.

На глобальному рівні закони функціонування гідросфери пов'язані з законами функціонування кліматичної системи Землі, геофізичної оболонки, біосфери, законами геології, геофізики, геохімії. На антропогенному етапі розвитку вступають в силу закони розвитку суспільства як складової земної еволюції. Загалом закони геоеволюції, акваеволюції поки що не пізнані.

## **4.2. Фізичні властивості води**

### **4.2.1. Молекули та надмолекулярні структури води**

Вода ( $H_2O$ ) – найпростіша стійка сполука водню (11,19 %) та кисню (88,81 %). Молекулярна вага звичайної води 18,01629. При нормальних температурі та тиску і відсутності каталізаторів вода з елементів не утворюється. При 300 °C реакція протікає повільно, а при 550 °C – з вибухом. Молекула води термічно стійка. Термічна дисоціація розпочинається при температурах понад 2000 °C, а при 4000–6000 °C стає повною. Водень втрачає здатність з'єднуватися з киснем. Отже, в земних умовах вода може утворюватися в межах верхньої мантії і, мігруючи до поверхні, залишається термічно стійкою речовиною.

Спрощену модель молекули води зображують у вигляді рівнобедреного трикутника. Для водяної пари вона має вигляд, показаний на рис. 4.1.

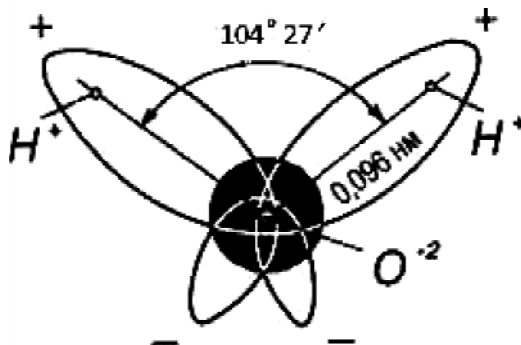


Рис. 4.1. Схематичний вигляд молекули води [2; 7]

Відстань між атомами водню становить  $0,151 \text{ nm} = 1,51 \text{ \AA}$  (ангстрем)  $= 1,51 \cdot 10^{-7} \text{ мм}$ . Згідно з квантово-хімічними розрахунками, в молекулах, близьких за хімічним складом до води ( $H_2S$ ;  $H_2Se$ ;  $H_2Te$ ), валентний кут дорівнює приблизно  $90^\circ$  і визначає нормальний ковалентний зв'язок між протоном (ядром водню) і ядром елементу кисневої групи. Але вода не підкоряється загальним правилам. Її властивості особливі і досі не повністю вивчені. Таку значну різницю валентного кута ( $105\text{--}90^\circ$ ) важко пояснити. Існує теорія гібридизації, відповідно до якої  $S$ - та  $P$ -орбіталі атомів кисню та водню, змішуючись, дають нові гібридні орбіталі. Це призводить до утворення більш міцних ковалентних зв'язків за рахунок  $Sp^3$ -гібридизації атома кисню (рис. 4.2). Осі чотирьох гібридних орбіталей розташовані по тетраедру. Кут між ними становить  $109^\circ$ . Дві з них перекриваються атомними орбіталями водню, утворюючи з атомом кисню ковалентний зв'язок. Це дуже міцні зв'язки. (Ось чому аж до XVIII століття воду вважали простою речовиною). Неподілені пари електронів кисню впливають на електрони в ковалентних зв'язках, відштовхують їх і сприяють зменшенню валентного кута від  $109^\circ$  до  $105^\circ$ . Найкраще вивчена структура молекул льоду та водяної пари. Найгірше – рідкої води.



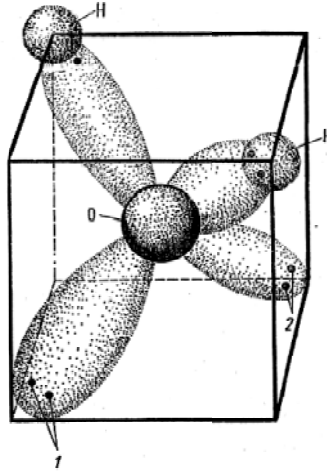


Рис. 4.2. Електронна модель молекули води [35]

Атом кисню в молекулі води притягає до себе електрони і стає від'ємно зарядженим. Атоми водню, віддаючи електрони, перетворюються на позитивно заряджені. Тому молекула води виступає електричним диполем. Вода має велику діелектричну проникність, що сприяє розщепленню молекул інших речовин, створює велику розчинну здатність води.

Згідно із сучасними поглядами, при взаємодії атомів водню однієї молекули з атомами кисню іншої (сусідньої) виникають так звані водневі (міжмолекулярні) зв'язки (Дж. Бернал, Р. Фаулер, 1933 р.). Це пояснюється тим, що ядро водню не зазнає відштовхування від електронної оболонки кисню сусідньої молекули, а, навпаки, притягається нею і може вступити з нею у взаємодію. Існує думка, що водневі зв'язки утворюються за рахунок дисперсійних сил, ковалентного зв'язку та електростатичної взаємодії. На думку інших, вони мають виключно електростатичну природу.

Водневі зв'язки дуже міцні, приблизно у десять разів міцніші, ніж міжмолекулярна взаємодія у більшості рідин. Вони

приводять до утворення специфічних надмолекулярних структур. Наявність їх у воді робить її особливою і складною для вивчення речовиною. Вона характеризується аномальними фізичними та хімічними властивостями.

Кожна молекула води вступає в чотири міжмолекулярні зв'язки. З одного боку до атома кисню притягаються ядра атомів водню двох інших молекул, а з другого – ядра атомів водню даної молекули притягаються до атомів кисню ще двох інших (рис. 4.3). Отже, кожна молекула взаємодіє з чотирма оточуючими. Структура, що виникає, називається тетраедричною (рис. 4.4).

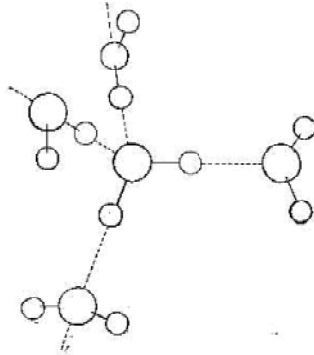


Рис. 4.3. Міжмолекулярні зв'язки у воді [2]

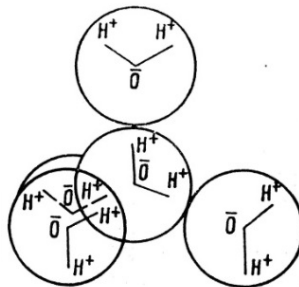


Рис. 4.4. Тетраедрична надмолекулярна структура у воді [2]

Надмолекулярні структури у водяній парі не утворюються. У рідкій воді вони різноманітні й динамічні. Міжмолекулярні структури льоду – це кристалічні структури. Існують різновиди льоду за структурою. Характерна відкрита кристалічна структура гексагональної симетрії так званого льоду I (рис. 4.5). Вона має «порожнини-канали» і її щільність менша, ніж у рідкій воді. Це одна з аномалій фізичних властивостей води у порівнянні з більшістю речовин. (Нагадаємо, що тверда, кристалічна фаза завжди має більшу густину, ніж рідка). Аномалії води пов'язані саме з її надмолекулярними структурами.

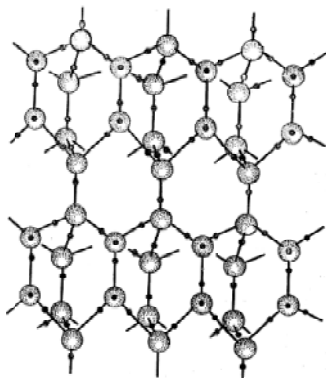


Рис. 4.5. Гексагональна структура льоду [2]

Наявність таких структур певного виду зумовлює те, що найбільша густина прісної води спостерігається приблизно при 3,98 °С. Пояснення цієї аномалії полягає в тому, що на густину впливають два протидіючих процеси. Структура води після танення льоду ущільнюється за рахунок руйнування нещільних кристалічних структур і утворення та переважання тетраедричних (причому процес іде відносно поступово). Водночас при підвищенні температури збільшується кінетична енергія молекул, що впливає на потенційне збільшення

середньої відстані між ними. При переході через температуру найбільшої густини другий процес починає переважати за своїм впливом на неї.

Найбільш важливими аномаліями властивостей води вважають такі:

1. З кінетичної теорії речовини випливає, що при підвищенні температури густина тіла повинна зменшуватися. У води в інтервалі 0–3,98 °С вона збільшується.

2. При замерзанні вода не зменшує, а збільшує свій об'єм (майже на 10 %). Лід плаває (має плавучість).

3. Вода характеризується надзвичайно великою питомою теплоємністю. Зв'язок її з температурою неоднорідний, різноспрямований.

Лід має приблизно вдвічі меншу питому теплоємність, ніж рідка вода. Далі приблизно до 37 °С вона зменшується, а потім знову (поступово) зростає. Природні води є найбільшим енергоносієм біосфери та географічної оболонки.

4. Питома теплота плавлення й пароутворення також надзвичайно велика завдяки необхідності утворення та руйнування водневих зв'язків. Виникає так звана «захована» енергія, що забирається з оточуючого середовища або виділяється у нього під час фазових переходів води.

5. Температури замерзання та кипіння води надзвичайно високі, порівняно з аналогічними речовинами. З іншого боку, вода здатна до значного переохолодження. Крім того, температура замерзання при збільшенні тиску не підвищується, а понижується.

6. Велика діелектрична проникність (81), в інших речовинах – 2–8, у спиртів – до 27–35. Унаслідок цього велика розчинна та дисоціююча здатність.

7. Питома теплоємність водяної пари до температури 500 °С від'ємна. Тобто при стисненні вона залишається прозорою, а при розрідженні конденсується у дрібні краплі (туман).

8. Коефіцієнт заломлення світла при  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$  для хвиль довжиною  $580\text{ нм}$  становить  $n = 1,333$  замість розрахункового  $n = 9$ .

9. Коефіцієнт поверхневого натягу найбільший серед рідин (окрім ртуті).

Природні води характеризуються певним різноманіттям ізотопного складу. Воду з дейтерієм ( $D_2O$ ) називають важкою, воду з тритієм ( $T_2O$ ) – надважкою. Деколи розрізняють воднево-та киснево-важку воду. Масу  $T_2O$  на всій Землі оцінюють у  $13\text{--}20\text{ кг}$ . За Дітрихом, уміст молекул із різними ізотопами у природних водах такий:

$$\begin{aligned} H_2^1O^{16} &- 99,73\%; & H_2^1O^{18} &- 0,20\%; & H_2^1O^{17} &- 0,04\%; \\ H^1O^{16}H^2 &- 0,032\%; & H^1O^{18}H^2 &- 0,00006\%; \\ H^1O^{17}H^2 &- 0,00001\%; & H_2^2O^{16} &- 0,000003\%. \end{aligned}$$

Фізичні властивості  $D_2O$  відрізняються від звичайної води. Наприклад, для неї температура найбільшої густини  $11,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , температура замерзання  $3,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

#### 4.2.2. Агрегатні стани та фазові переходи води

Вода може знаходитися у трьох агрегатних станах (фазах) – твердому (лід), рідкому (власне вода) та газоподібному (водяна пара). Всі вони представлені в умовах приповерхневої частини Землі. Це має велике значення для розвитку географічних процесів та біосфери.

Зміни агрегатного стану речовини називають фазовими переходами. При цьому стрибкоподібно змінюються деякі її властивості. При здійсненні фазових переходів відбувається виділення або поглинання енергії речовиною.

Існує шість фазових переходів. Для води вони такі:

1. Лід – рідка вода (плавлення, танення).
2. Рідка вода – лід (кристалізація, замерзання).
3. Рідка вода – водяна пара (випаровування).
4. Водяна пара – рідка вода (конденсація).



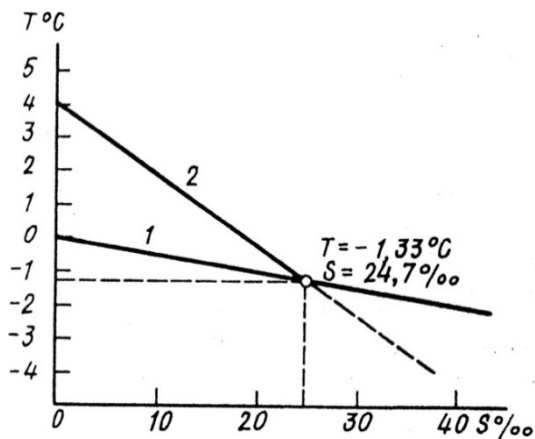


Рис. 4.7. Графік Хелланд-Хансена: залежність температури замерзання (1) та температури найбільшої густини (2) від солоності води [7]

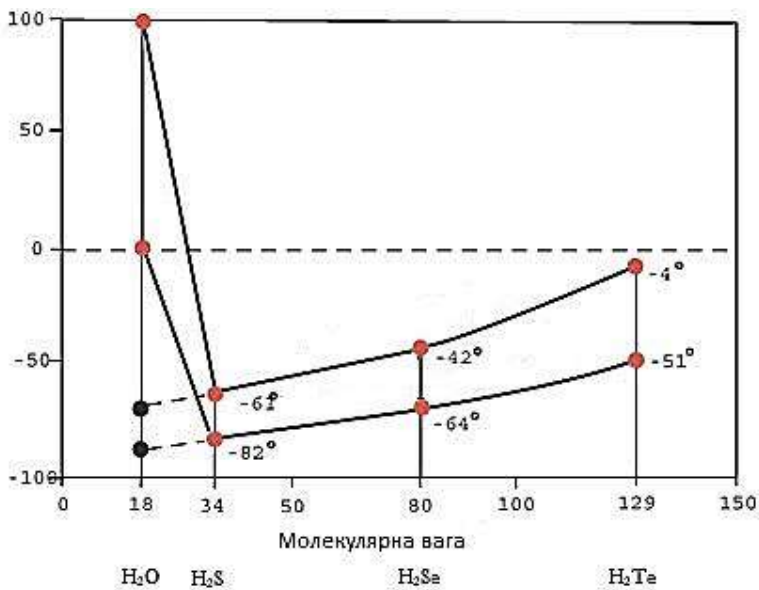


Рис. 4.8. Точки кипіння та замерзання води в порівнянні з іншими сполуками водню [35]

Процеси замерзання води у природі досить складні й залежать від ряду чинників. Важливим явищем, що спостерігається в різних водних об'єктах, є переохолодження води. Це перехід температури нижче точки замерзання при збереженні рідкого агрегатного стану. В дійсності замерзання – це складна система процесів, для реалізації яких потрібні певні умови. Основними умовами є: 1) наявність так званих ядер (центрів) кристалізації; 2) можливості досить інтенсивного відведення тепла (за рахунок перемішування, дифузії), яке виділяється при кристалізації.

Вони не завжди добре розвинуті, тому й відбувається переохолодження. З точки зору фізики, будь-які аморфні тіла можна розглядати як переохоложені рідини. Але вони дуже в'язкі (певною мірою сюди відносять також лід). Отже, явище переохолодження пов'язане і з в'язкістю. У річках переохолодження становить від  $-0,03$  °C до  $-0,06$  °C (рідко до  $-0,1$  °C). Але в озерах й особливо у морях воно проявляється більше й може сягати  $-1$  °C. Для мікроскопічних крапельок у повітрі (туман, хмари), води в мікрокапілярах переохолодження може досягати  $-30$  °C. У лабораторних умовах досягнуто значення  $-70$  °C. Знання про переохолодження застосовують при вивченні льодотермічних процесів у природі.

Не менш важливе для природи Землі випаровування води. З фізичної (молекулярної) точки зору воно полягає в тому, що рідку фазу покидає більше молекул, ніж повертається назад. Такий процес можливий, коли пара речовини не насичена. Зворотний процес (конденсація) відбувається при повному насиченні. Пружність (тиск) насичення, насамперед, залежить від температури випаровуючої поверхні. Так, при  $0$  °C для води вона становить 6,1 мб, а при  $30$  °C вже 42,5 мб. Тобто, щоб її досягти при вищих температурах, необхідна набагато більша кількість (концентрація) молекул води. Отже, основним фактором випаровування є недостача (дефіцит) пружності



водяної пари над випаровуючою поверхнею. На дефіцит пружності (вологості) впливає, у свою чергу, досить багато чинників. Основні з них – температура та швидкість віднесення пари, тобто швидкість вітру та інтенсивність перемішування повітря. Розрізняють деякі основні типи випаровування у природі: з водної поверхні, з поверхні ґрунтів, з поверхні снігу та льоду, випаровування рослинами (транспірація) та інші.

### 4.2.3. Густина води

Густиною речовини називають відношення маси речовини до її об'єму:

$$\rho = \frac{m}{V} \left[ \frac{\text{г}}{\text{см}^3}; \frac{\text{кг}}{\text{м}^3} \right]. \quad (4.9)$$

Для чистої води при 3,98 °С  $\rho = 1 \text{ г/см}^3$ . Це еталон густини. При інших температурах густина води зменшується. Густина прісного льоду становить 0,917 г/см<sup>3</sup>. Тому ще однією важливою аномалією фізичних властивостей води є те, що при плавленні твердої фази густина не зменшується (і, тим більше, не стрибкоподібно), а зростає. Вільні від кристалічних зв'язків молекули частково створюють більш щільну упаковку, тому лід плаває в рідкій воді. Завдяки цьому при пониженні температур атмосферного повітря водойми перемерзають не до дна, а тільки біля поверхні. Утворюється льодовий покрив, який, завдяки малій теплопровідності, захищає іншу частину водойми.

Густина води збільшується також при збільшенні мінералізації (солоності). Це пов'язано з тим, що питома вага основних домішок більша, ніж води, а також з тим, що вони зменшують вплив нещільних надмолекулярних структур. Спільний вплив температури та солоності на густина води в умовах нормального атмосферного тиску виражають за допомогою рівняння стану морської води. Його спрощений вигляд такий:

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha_1 t^\circ + \alpha_2 S), \quad (4.10)$$

де  $\rho_0$  – густина води при  $t^\circ=0$  та  $S = 0$ ;  $t^\circ$  – температура ( $^\circ\text{C}$ );  $S$  – солоність (%);  $\alpha_1$  та  $\alpha_2$  – параметри. Нагадаємо, що за графіком Хелланд-Хансена при змінах цих характеристик змінюється температура найбільшої густини та замерзання (рис. 4.9).

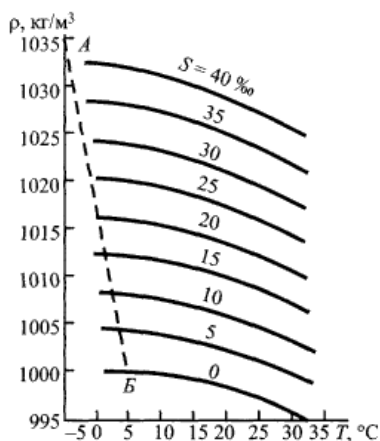


Рис. 4.9. Залежність густини води (при нормальному тиску) від температури та солоності [7]

Фізичні особливості солоних вод впливають на характер розвитку в них практично всіх гідрологічних процесів.

Величиною, оберненою до густини, є питомий об'єм:

$$\alpha = V_0 = \frac{V}{m} \left[ \frac{\text{см}^3}{\text{г}}; \frac{\text{м}^3}{\text{кг}} \right]. \quad (4.11)$$

Цю величину використовують, зокрема, при розгляді стисливості води. Останню в кількісному відношенні виражають через відповідний коефіцієнт (коефіцієнт об'ємної стисливості):

$$\beta_V = -\frac{dV}{V} \frac{1}{dP} = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dP}, \quad (4.12)$$

де  $V$  – об'єм;  $P$  – тиск;  $\rho$  – густина. Знак мінус показує, що збільшенню тиску відповідає зменшення об'єму.

Величина, зворотна до коефіцієнта об'ємної стисливості, називається модулем об'ємної пружності:

$$K_{\text{пруж.}} = \frac{1}{\beta_v}. \quad (4.13)$$

При нормальних умовах  $K_{\text{пруж.}} \approx 220 \frac{\text{кН}}{\text{см}^2} = 22 \cdot 10^5 \text{ кПа}$ . Пружність води збільшується при підвищенні температури, тиску та солоності.

Зміни густини води, відповідно до рівняння стану (4.10), залежать не тільки від тиску, а й від температури та солоності. Для характеристики впливу цих факторів використовують також відповідні коефіцієнти – соленисного стиснення та теплового розширення. Найбільше використовують останній:

$$\beta_{t^\circ} = \frac{1}{v} \frac{dv}{dt^\circ} \left[ \frac{1}{\text{град.}} \right]. \quad (4.14)$$

Якщо під дією якихось чинників відбувається стиснення або розширення об'єму води, то воно супроводжується змінами температури, пропорційними даному коефіцієнту. Ці явища спостерігаються при опусканні та підніманні води (наприклад в океані). Нагадаємо, що у фізиці такі процеси називають адіабатичними, тобто такими, за яких притоком та віддачею тепла можна знехтувати (від грец. *adiabatos* – непрохідний). У них речовина (об'єм) змінює свою внутрішню енергію, або витрачаючи її проти зовнішніх сил тиску (температура зменшується), або отримуючи за рахунок стискання ними (температура підвищується). Вплив таких змін в океанах і морях враховують за допомогою адіабатичного градієнта температури. Температура, якої набуває вода при підйомі з глибини на поверхню, називається потенційною (відповідна густина – також потенційна). Цю величину практично використовують в океанологічних дослідженнях. Наприклад, у випадку придонної течії над нерівною поверхнею (рис. 4.10) реальна температура води змінюється, але потенційна залишається однаковою. Її розрахунок та аналіз дає можливість ідентифікувати

(розпізнавати) воду, що рухається по змінних глибинах (з вертикальними складовими швидкості).

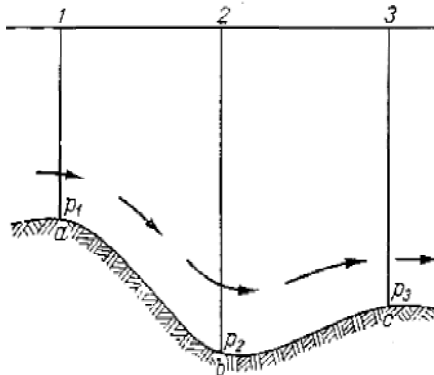


Рис. 4.10. Схема течії з незмінною потенційною температурою [4]

Процеси змін густини води (залежно від діючих чинників) важливі для формування стійкості та перемішування шарів по вертикалі.

#### 4.2.4. Теплові властивості води

Теплові процеси в гідросфері мають важливе значення. Це невід’ємна складова загальних гідрологічних процесів, що сама впливає на них, а також на клімат, природні системи, екосистеми. При відсутності теплової регуляції гідросфери біосфера не могла б існувати. Прикладами можуть служити: течії в океанах, перемішування вод, розвиток снігового та льодового покриву, льодовиків, живлення річок талими водами тощо. Теплові процеси вивчає розділ гідрофізики – гідротерміка.

До основних теплових властивостей води можна віднести, зокрема, теплоємність, теплопровідність, теплоту фазових переходів.

Теплоємність – це кількість тепла, яку необхідно надати певному тілу для того, щоб нагріти його на  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ :

$$C = \frac{Q}{\Delta t^{\circ}} \left[ \frac{\text{кал}}{\text{град}} \right], \quad (4.15)$$

де  $Q$  – кількість теплової енергії;  $\Delta t^{\circ}$  – зміна температури тіла. Теплоємність залежить від маси тіла та речовини, з якої воно складається. Теплова енергія може бути отримана з інших видів енергії.

Для порівняння теплових властивостей різних речовин вводять показник питомої теплоємності (на одиницю маси):

$$c = \frac{Q}{\Delta t^{\circ} \cdot m} \left[ \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}} \right]. \quad (4.16)$$

Вода є еталоном питомої теплоємності ( $c_{\text{води}} = 1 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}} = 4,19 \cdot 10^3 \frac{\text{Дж}}{\text{кг}} \cdot \text{град}$  при нагріванні прісної води в інтервалі  $19,5\text{--}20,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Це дуже високий показник. Вищу питому теплоємність мають лише аміак ( $1,20 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}}$ ) і водень ( $3,41 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}}$ ). Для ґрунтів і порід питома теплоємність становить переважно  $0,2 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}}$ .

Таким чином водні об'єкти – це природні акумулятори тепла та регулятори змін температур. Вони сприймають, перетворюють і розповсюджують перетворену сонячну енергію, пом'якшують клімат. Особливо це стосується Світового океану, який значною мірою визначає клімат планети.

Зі збільшенням вмісту солей у воді її питома теплоємність слабо зменшується. Це також відбувається при збільшенні тиску. Питома теплоємність чистого льоду майже вдвічі менша, ніж у води, а свіжого сухого снігу – у сім разів. Найбільша питома теплоємність спостерігається при температурі  $+3,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а найменша – при  $+37\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Якщо теплоємність є показником накопичення тепла, то показником його передачі є теплопровідність. Молекулярна

теплопровідність рідкої води надзвичайно мала. Тобто цей шлях передачі тепла у воді неефективний. Цей процес у загальному випадку залежить від різниці температур та від речовини тіла. Для того, щоб характеризувати його кількісно і порівнювати для різних матеріалів, користуються поняттям коефіцієнта теплопровідності:

$$\lambda = \frac{Q}{\Delta t \cdot F \cdot \frac{dt^\circ}{dt}} \left[ \frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}}; \frac{\text{Дж}}{\text{м} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}} \right], \quad (4.17)$$

де  $Q$  – передана кількість тепла (кал, Дж);  $\Delta t$  – час передачі тепла (с);  $F$  – площа перетину нормального до загального напрямку передачі тепла ( $\text{см}^2$ ,  $\text{м}^2$ );  $\frac{dt^\circ}{dt}$  – градієнт температур  $\left( \frac{\text{град}}{\text{см}}; \frac{^\circ\text{C}}{\text{м}} \right)$ . Для хімічно чистої води  $\lambda$  становить  $0,001412 \frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}} \approx 0,6 \frac{\text{Дж}}{\text{м} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}} = 0,6 \frac{\text{Вт}}{\text{м} \cdot ^\circ\text{C}}$ . Для щільного льоду  $\lambda \approx 0,0053 \frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}} = 2,24 \frac{\text{Вт}}{\text{м} \cdot ^\circ\text{C}}$ .

Окрім цього, застосовують коефіцієнт температуропровідності:

$$E = \frac{\lambda}{c \cdot \rho} \left[ \frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}}; \left( \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}} \cdot \frac{\text{г}}{\text{см}^3} \right) = \frac{\text{см}^2}{\text{с}} \right], \quad (4.18)$$

де  $c$  – питома теплоємність;  $\rho$  – густина.

Зі зменшенням температури та тиску і збільшенням солоності теплопровідність води повільно зменшується. Це також стосується снігу та льоду при пониженні температур. Їх мала молекулярна теплопровідність запобігає переохолодженню ґрунтів і внутрішніх частин водойм. Більш ефективним процесом передачі тепла в рідкій та газоподібній фазі є турбулентне перемішування.

Надзвичайно важлива для природних процесів характеристика води – теплота фазових переходів. Питома теплота випаровування ( $L_{\text{вип}}$ ) – це кількість тепла, необхідна для перетворення одиниці маси рідкої води в пару при нормальному тиску і заданій температурі. При температурі  $0^\circ\text{C}$

$L_{\text{вип}} = 597 \frac{\text{кал}}{\text{г}} = 2,5 \cdot 10^6 \frac{\text{Дж}}{\text{кг}}$ . Якщо враховувати залежність від температури, то

$$L_{\text{вип}} = 2,5 \cdot 10^6 - 2,4 \cdot 10^3 t^\circ \left[ \frac{\text{Дж}}{\text{кг}} \right]. \quad (4.19)$$

При конденсації така ж кількість тепла виділяється. Теплота пароутворення витрачається на два основних види роботи:

1) робота, що виконується при руйнуванні міжмолекулярних (водневих) зв'язків усередині даного об'єму води і на проходження плівки поверхневого натягу – внутрішня (захована) теплота пароутворення ( $L_1$ );

2) робота, пов'язана зі збільшенням кінетичної енергії молекул, об'єму води, тобто виконана проти сил зовнішнього тиску ( $L_2$ ).

$$L_{\text{вип}} = L_1 + L_2, \quad (4.20)$$

Їх співвідношення при  $10^\circ\text{C}$  таке:  $L_1 = 95\%$ ;  $L_2 = 5\%$ .

Питома теплота плавлення льоду становить  $79,9 \frac{\text{кал}}{\text{г}} = 333 \cdot 10^3 \frac{\text{Дж}}{\text{кг}}$ . Стільки ж тепла виділяється при замерзанні (кристалізації) води.

Питома теплота возгонки:

$$L_{\text{возг}} = L_{\text{вип}} + L_{\text{пл}}, \quad (4.21)$$

Для визначення загальної кількості тепла (енергії), що бере участь у фазових переходах води, використовують такі формули:

$$Q_{\text{крист}} = Q_{\text{пл}} = m \cdot L_{\text{пл}} [\text{кал}, \text{Дж}], \quad (4.22)$$

$$Q_{\text{конд}} = Q_{\text{вип}} = m \cdot L_{\text{вип}}, \quad (4.23)$$

$$Q_{\text{субл}} = Q_{\text{возг}} = m \cdot (L_{\text{пл}} + L_{\text{вип}}), \quad (4.24)$$

де  $m$  – маса води (льоду), задіяної у процесі.

#### 4.2.5. В'язкість води

Під час руху всередині рідини чи газу виникають сили, що протидіють йому і перетворюють механічну енергію у теплову. Це сили внутрішнього тертя, або в'язкості. Після припинення

руху в'язкість як правило зникає. Механізми в'язкості відрізняються для рідин та газів, а також у залежності від особливостей руху (перш за все швидкостей), від величини потоку, наявності різного роду хвиль та інших чинників. Основною схемою пояснення в'язкості та внутрішнього тертя є розгляд двох шарів рідини, що дотикаються і рухаються з різною швидкістю. Такий підхід запропонував І. Ньютон. Він вважав, що при не дуже великих швидкостях руху сила внутрішнього тертя пропорційна площі дотику шарів рідини або газу й модуля поперечного градієнта швидкості. Формально це записують так:

$$F_{\text{в.тер.}} = \mu \cdot S \cdot \left| \frac{du}{dn} \right|, \quad (4.25)$$

де  $F_{\text{в.тер.}}$  – сила внутрішнього тертя;  $\mu$  – коефіцієнт динамічної в'язкості (або коефіцієнт внутрішнього тертя, або динамічний коефіцієнт в'язкості);  $S$  – площа дотику шарів;  $\left| \frac{du}{dn} \right|$  – модуль градієнта швидкості. Дана схема виявилася принципово правильною й використовується для різних умов руху.

Зрушення одних частин рідини відносно інших може відбуватися в різних напрямках та умовах. Тому, узагальнено, в'язкість визначають як здатність рідин чинити опір деформаціям. Розрізняють об'ємну й тангенційну в'язкості. Перша з них – це властивість чинити опір розтягуючим зусиллям, друга – зрушуючим зусиллям. У більшості задач опису руху рідини розглядають власне тангенційну в'язкість.

Якщо віднести силу тертя шарів до одиниці площі їх дотику, отримаємо питому силу, котру називають дотичною напругою:

$$\tau_{\text{в.тер.}} = \frac{F_{\text{в.тер.}}}{S} = \mu \cdot \left| \frac{du}{dn} \right|. \quad (4.26)$$

Поряд із коефіцієнтом динамічної в'язкості при розв'язанні задач гідродинаміки та гідравліки використовують коефіцієнт кінематичної в'язкості:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho}. \quad (4.27)$$



Одиниці вимірювання  $\mu$ : а)  $\frac{\text{г}}{\text{см} \cdot \text{с}} = \frac{\text{дін.} \cdot \text{с}}{\text{см}^2} = \text{пуаз (пз)}$ ; б)  $\frac{\text{Н} \cdot \text{с}}{\text{м}^2} = \text{Па} \cdot \text{с}$  (система СІ). Одиниці вимірювання  $\nu$ : а)  $\frac{\text{см}^2}{\text{с}} = \text{стокс (Ст)}$ ; б)  $\frac{\text{м}^2}{\text{с}}$  (система СІ). Використовують і такі одиниці, як мікропуаз (мкпз) і сантістокс (сСт).

Для рідин коефіцієнти  $\mu$  та  $\nu$  із підвищенням температур зменшуються, а для газів – навпаки. Це вказує на різницю в механізмах формування в'язкості. Для води в умовах нормального атмосферного тиску Пуазейлем було запропоновано формулу:

$$\nu = \frac{0,000183}{1+0,0337 t^{\circ}+0,00022 t^2}. \quad (4.28)$$

Значення коефіцієнта кінематичної в'язкості у сантістоксах ( $10^{-2}$  Ст) наведені у табл. 4.2.

Таблиця 4.2

Значення коефіцієнта кінематичної в'язкості води ( $\frac{\text{мм}^2}{\text{с}}$ )

$t^{\circ}$	0	5	10	12	15	20	30	40	50
$\nu$	1,78	1,52	1,31	1,24	1,14	1,01	0,81	0,66	0,55

Для порівняння, значення  $\nu$  (при  $t^{\circ} = 20^{\circ}\text{C}$ ) для інших рідин такі: анілін – 4,30; бензол – 0,74; гліцерин – 410; спирт етиловий – 1,51; ртуть – 0,111 (сСт).

Коефіцієнти в'язкості залежать від домішок у рідині. Наприклад, при температурі  $+20^{\circ}\text{C}$  динамічна в'язкість прісної води становить  $1,003 \cdot 10^{-3} \text{ Па} \cdot \text{с}$ , а солоної (при солоності 25 ‰) –  $1,052 \cdot 10^{-3} \text{ Па} \cdot \text{с}$ .

В'язкість можна визначити експериментально. Для цього використовують віскозіметри. У них реєструють час витікання заданого об'єму досліджуваної рідини при температурі  $+20^{\circ}\text{C}$  і порівнюють з даними для дистильованої води. Співвідношення часу  $\frac{t}{t_0}$  називають відносною в'язкістю.

Наведена інформація про в'язкість стосується молекулярних механізмів для більшості рідин (так званих ньютонівських). Водночас існують рідини з особливими властивостями (аномальні), для яких залежність внутрішніх дотичних напруг від коефіцієнта в'язкості та градієнта швидкості дещо відрізняється від схеми Ньютона. Зокрема, в них можуть існувати внутрішні напруги у стані спокою. Відомо також, що граничним випадком прояву в'язкості і внутрішнього тертя є аморфні (скловидні) тверді речовини. Існують оцінки, що переходу речовин з рідкого у склоподібний стан відповідають значення в'язкості  $10^{11}$ – $10^{12}$  Па · с. Прикладом перехідного стану можуть слугувати деякі бітуми, для яких  $\mu = 10^8$ – $10^9$  Па · с. Рух льоду також характеризують як в'язку течію. Оцінки в'язкості для нього становлять  $10^{11}$ – $10^{14}$  Па · с.

Поряд з молекулярними (дифузними) механізмами в'язкості в рідинах можуть функціонувати механізми, пов'язані з перемішуванням об'ємів різної величини. Це відбувається при відносному підвищенні швидкостей і переході до турбулентного режиму руху. Для таких випадків також застосовують схему (гіпотезу) Ньютона. Але вона вже носить дещо умовний характер. Коефіцієнт пропорційності при цьому називають коефіцієнтом турбулентності або віртуальної в'язкості, а також коефіцієнтом турбулентного обміну. Він у десятки і сотні тисяч разів більший, ніж коефіцієнт молекулярної в'язкості.

Із в'язкістю, внутрішнім тертям пов'язані процеси гідравлічного опору. Механізми опору залежать від конкретних умов руху і включають як механізми в'язкості, так і інші процеси.

#### **4.2.6. Поверхневий натяг води і капілярні явища**

Відомо, що характер взаємодії між молекулами всередині твердих, рідких тіл і газів значно відрізняється. На межі рідини та газу у плівці, що дорівнює радіусу молекулярної взаємодії,

рівнодіюча сил взаємодії спрямована всередину рідини. (Для води радіус взаємодії у нормальних умовах становить приблизно  $5 \cdot 10^{-8}$  м). Унаслідок цього утворюється ущільнена приповерхнева плівка, в якій молекули рідини втрачають частину кінетичної енергії, але набувають певної потенційної енергії (порівняно з молекулами всередині рідини). Щоби дія всіх сил у приповерхневій плівці була збалансованою і система знаходилась у стані рівноваги, її потенційна енергія повинна бути мінімальною. Процесу мінімізації потенційної енергії плівки відповідає процес стягування, зменшення її поверхні. У зв'язку із цим весь даний комплекс явищ прийнято називати поверхневим натягом.

У кількісному відношенні поверхневий натяг можна описати двома способами: як питому роботу (енергію) по «витягуванню» молекул із рідини і збільшенню площі поверхні, або як питому силу, прикладену до одиниці довжини певного контуру, що також збільшується або зменшується. Питома енергія, необхідна для виконання роботи по збільшенню площі поверхні рідини на одиницю, становитиме

$$\sigma = \frac{A}{\Delta S}, \quad (4.29)$$

де  $A$  – виконана робота;  $\Delta S$  – зміна площі поверхні рідини;  $\sigma$  – коефіцієнт поверхневого натягу (вимірюється у  $\frac{\text{Дж}}{\text{м}^2}$  або  $\frac{\text{ерг}}{\text{см}^2}$ ).  $\sigma$  можна визначити, намітивши довільний контур на поверхні рідини. Елементарна сила поверхневого натягу на елементарній ділянці контуру ( $\Delta l$ ) буде діяти по дотичній до поверхні і нормально до ділянки контуру. Нормальний напрямок пов'язаний із тим, що сили натягу рівномірно діють у різних напрямках і їх рівнодіюча може бути тільки нормальною. Ця властивість подібна до властивості гідростатичного тиску діяти нормально на обрану елементарну площадку. Отже, можемо також записати:

$$\sigma = \frac{F_{\text{пов.}}}{\Delta l} \left[ \frac{\text{Н}}{\text{м}}; \frac{\text{дин}}{\text{см}} \right]. \quad (4.30)$$

Коефіцієнт поверхневого натягу даної рідини (води) залежить від її температури (енергії молекул), наявності домішок, властивостей тих тіл (середовища), з якими вона контактує. Для вільної поверхні прісної води (що контактує з повітрям) у діапазоні температур 0–35 °С можна використовувати формулу [2]

$$\sigma = (75,64 - 0,15t^\circ) \cdot 10^{-3}, \left[ \frac{\text{Н}}{\text{м}} \right]. \quad (4.31)$$

При зростанні мінералізації, солоності (зокрема, за рахунок  $\text{NaCl}$ ), коефіцієнт поверхневого натягу води дещо збільшується.

Якщо розглянути межу двох напівсфер довільної сфери поверхневого натягу, то вони притягаються із силою

$$F_{\text{пов.}} = \sigma l = \sigma 2\pi R. \quad (4.32)$$

Ця сила притискає обидві півсфери по поверхні  $\pi R^2$  (рис. 4.11).

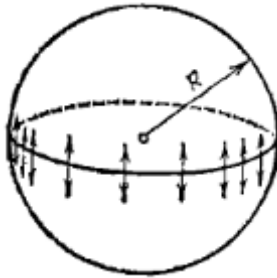


Рис. 4.11. Взаємодія двох напівсфер у сфері поверхневого натягу

Таким чином, усередині сфери створюється додатковий тиск

$$\Delta p = \frac{F_{\text{пов.}}}{S} = \frac{\sigma 2\pi R}{\pi R^2} = \frac{2\sigma}{R}. \quad (4.33)$$

Якщо перейти до розгляду поверхонь більш складної форми, з різною кривизною, то додатковий тиск можна визначити за формулою Лапласа:

$$\Delta p = \sigma \left( \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right), \quad (4.34)$$

де  $R_1$  та  $R_2$  – радіуси кривизни взаємно перпендикулярних нормальних січень. (У геометрії  $\frac{1}{2} \left( \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$  – це середня кривизна поверхні у заданій точці). Для циліндричної трубки  $R_1 \rightarrow \infty, R_2 = R$ . Тоді:

$$\Delta p = \frac{\sigma}{R}. \quad (4.35)$$

У фізиці також показано, що сила, пов'язана з додатковим тиском, завжди спрямована всередину ввігнутої частини поверхні розділу.

На межі рідини, твердого тіла і газу (трифазна поверхня розділу) поверхня рідини набуває форми, що також відповідає найменшій потенційній енергії всієї системи. Зокрема, у розрізі, нормальному до контуру межі рідини та твердого тіла, виникає крайовий кут – кут усередині рідини між дотичними до поверхонь твердого тіла та рідини:

$$\cos \theta = \frac{\sigma_{т.г.} - \sigma_{т.р.}}{\sigma_{р.г.}}, \quad (4.36)$$

де  $\sigma_{т.г.}$  – коефіцієнт поверхневого натягу на межі твердого тіла та газу;  $\sigma_{т.р.}$  – на межі твердого тіла та рідини;  $\sigma_{р.г.}$  – на межі рідини та газу. В залежності від особливостей взаємодії молекул дана рідина може змочувати або не змочувати дане тверде тіло. У випадку часткового змочування  $\cos \theta > 0$ , у випадку часткового незмочування  $\cos \theta < 0$ .

У вузьких трубках (капілярах) або між двома близько розташованими твердими поверхнями (пластинами) трифазні поверхні розділу з різних боків з'єднуються між собою, утворюючи цілісні ввігнуті або опуклі поверхні. Їх називають менісками. Додаткові сили, спрямовані в увігнуту частину поверхні розділу рідина – газ, називають менісковими. Якщо капіляр і рідина в ньому з'єднані з певним об'ємом рідини (великим рідким тілом), то в залежності від змочування чи

незмочування капілярний тиск буде відрізнятися від тиску під плоскою поверхнею в більший чи менший бік. У зв'язку із цим дія меніскової сили зміщує рідину в капілярі. У випадку вертикального підняття рідини стають врівноваженими додатковий і гідростатичний тиск:

$$\rho gh = \frac{2\sigma}{R}, \quad (4.37)$$

де  $R$  – радіус кривизни меніска;

$$R = \frac{r}{\cos \theta}, \quad (4.38)$$

де  $r$  – радіус капіляра (рис. 4.12);

$$\rho gh = \frac{2\sigma \cos \theta}{r}, \quad (4.39)$$

звідки:

$$h = \frac{2\sigma \cos \theta}{\rho gr}. \quad (4.40)$$

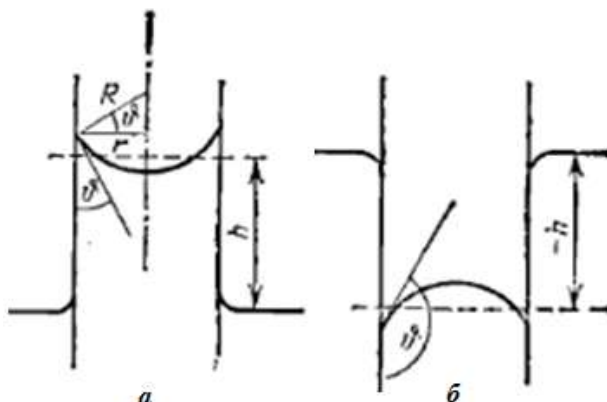


Рис. 4.12. Розташування менісків і дія меніскової сили у випадку змочування (а) та незмочування (б)

Закон прямої пропорційності висоти підняття рідини в капілярі до коефіцієнта її поверхневого натягу та зворотної пропорційності до радіусу каналу і густини рідини називають законом Жюрена, а залежність (4.40) – формулою Жюрена.

Відірвана, підвішена частина рідини у капілярі підлягає дії меніскових сил верхнього та нижнього менісків. Ці сили діють у протилежних напрямках. У таких випадках необхідно розглядати баланс усіх сил, що діють на дану частину рідини. Якщо рівнодіюча  $F_{\text{рівн.}} \neq 0$ , рідина буде рухатися.

Явища, пов'язані з поверхневим натягом, змочуванням, капілярністю, досить розповсюджені у природі. Тому їх вивченню та виявленню їх ролі у природних процесах приділяють значну увагу. До системи цих явищ належать капілярне підняття ґрунтових вод, капілярна волога зони аерації, рух води в капілярах рослин, капілярні хвилі, флотація дрібних твердих частинок на поверхні води тощо.

#### **4.2.7. Фізичні властивості льоду та снігу**

У фізичному відношенні в географічній оболонці представлений так званий лід I, натомість, форми існування кристалічної води дуже різноманітні, включаючи сніг. До власне льодових утворень відносять льодовики, багаторічну мерзлоту, утворення сезонного промерзання ґрунтів, льодові явища на водотоках та водоймах, морську кригу тощо. Кристалічна вода, що утворюється в атмосфері, може залишатися там у вигляді особливих хмар або випадати на поверхню землі у вигляді твердих атмосферних опадів (вертикальних та горизонтальних). Основним видом вертикальних твердих опадів є сніг. Сніжинки – це особливі кристалики води. Вони можуть випадати й у вигляді скупчень («лапатий» сніг). Сніжинки характеризуються великим різноманіттям форм. Існують колекції сніжинок, що нараховують тисячі видів. Але переважають гексагональні та шестипроменеві форми. Основні форми частинок твердих атмосферних опадів та види сніжинок зображені на рис. 4.13.

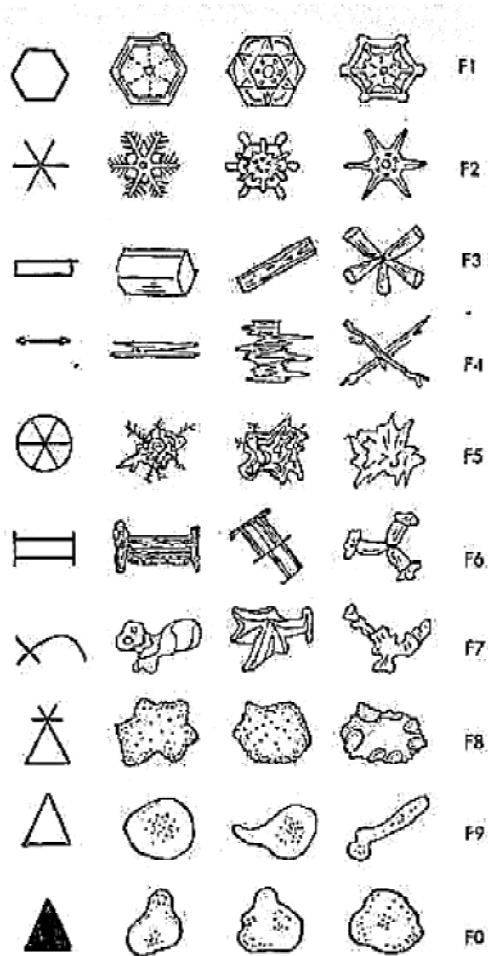


Рис. 4.13. Форми твердих опадів за міжнародною класифікацією [2]

Сніг, що випав на холодну поверхню, утворює скупчення – сніговий покрив. Спочатку це переважно пухка, пориста маса, яка згодом ущільнюється. Густина снігового покриву змінюється від 10 до 700 кг/м<sup>3</sup>.



Густина білого глетчерного льоду становить 800–850 кг/м<sup>3</sup>, а блакитного – 900–917 кг/м<sup>3</sup>. У глибинах льодовиків, під тиском кілометрових товщ, густина льоду може сягати 925 кг/м<sup>3</sup>.

У механічному відношенні, крім густини, лід характеризується коефіцієнтами стисливості, в'язкості, модулем пружності, зсуву та іншими параметрами. Коефіцієнт в'язкості льоду можна оцінити за такими формулами [2]:

при  $t^\circ \geq -20^\circ \text{C}$

$$\mu = [11,6 - 0,978t^\circ + 0,293(t^\circ)] \cdot 10^{11}, \text{Па} \cdot \text{с}; \quad (4.41)$$

при  $t^\circ < -20^\circ \text{C}$

$$\mu = (11,6 - 6,54t^\circ) \cdot 10^{11}, \text{Па} \cdot \text{с}. \quad (4.42)$$

Сніг також володіє певними механічними властивостями: граничним опором зрушенню, силами зчеплення частинок, опором стисненню, розтягуючим зусиллям та іншими.

До теплових властивостей льоду відносять: теплоємність, теплопровідність, теплоту фазових переходів, коефіцієнти об'ємного та лінійного розширення тощо. Питома теплоємність льоду майже у два рази менша, ніж у рідкої води, і може бути розрахована за формулою Б. Вейнберга:

$$c = 2 \cdot 12 (1 + 0,0037t^\circ), \frac{\text{кДж}}{\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}}. \quad (4.43)$$

Теплопровідність і температуропровідність льоду значно вищі, ніж у рідкої води. Коефіцієнт температуропровідності льоду в нормальних умовах становить:

$$a = \frac{\lambda}{c \cdot \rho} = 4,1 \cdot 10^{-3}, \frac{\text{м}^3}{\text{год}}, \quad (4.44)$$

де  $\lambda$  – коефіцієнт теплопровідності. (Для води  $a \approx 0,5 \cdot 10^{-3} \frac{\text{м}^3}{\text{год}}$ ). Теплові характеристики снігу значно змінюються залежно від його стану (виду). Загалом можна відмітити малу теплоємність і дуже малу температуропровідність.

За рахунок пористості сніг характеризується особливими фізичними та водно-фізичними властивостями: пористістю, повітропроникністю, водопроникністю, коефіцієнтом фільтрації,

водоутримуючою здатністю, вологістю. Ці характеристики також значно змінюються у зв'язку зі станом снігу та температурними умовами. Орієнтовно коефіцієнти фільтрації можуть становити  $1-6 \cdot 10^{-3}$  м/с. Водоутримуюча здатність залежить від структури та щільності. Під вологістю снігу розуміють вміст рідкої фази.

До основних гідрофізичних процесів, що відбуваються у сніговому покриві, відносять рекристалізацію, режеляцію та конжеляцію. Рекристалізація являє собою фізичний процес, при якому атоми молекул перестрибують із кристалічної ґратки одного кристала на іншу, що зумовлює поступове зростання кристалів (сніжинок). Режеляція (повторне замерзання) полягає у плавленні та повторному замерзанні кристалів льоду (снігу, фірну), що відбувається під впливом питомого тиску всередині снігу та льоду. Режеляція снігу відбувається лише при температурах, що не вимагають великого питомого тиску, тобто близько  $0^\circ\text{C}$ . Додатковий тиск може створюватися висотою снігового покриву, на кутах сніжинок або при їх падінні. Частинки рідкої води при цьому замерзають на інших кристалах. Конжеляція – повторне замерзання талої води на поверхні льоду або фірну. Додатково на зміну кристалів можуть впливати возгонка і сублімація. Вони сприяють загальному процесу фірнізації та утворення льоду.

Важливий також комплексний процес фірнізації снігу. Він полягає у зміні форм кристаликів снігу, їх руйнуванні, об'єднанні під дією ваги вищерозташованих шарів снігу, термічних та інших чинників. Спочатку утворюється зернистий сніг, а потім зернистий лід. Загалом фірн – це ущільнений, старий, зернистий, частково перекристалізований сніг, що перетворюється на лід. Він складається зі сніжно-льодових або пористо-льодових зерен, зв'язаних між собою. Їх величина (крупність) становить 0,5–5 мм. Густина фірну –  $450-800$  кг/м<sup>3</sup>.

### **4.3. Гідромеханіка і вивчення земних вод**

Пізнання законів функціонування земних вод неможливе без розвитку знань про закони їх руху та спокою. В океанології, гідрології суходолу, гідрогеології сформувалися відповідні наукові дисципліни або напрямки досліджень. У даному підрозділі буде розглянуто основні положення, схеми явищ і процесів, які дають можливість описувати динаміку і статику земних вод. Такого роду дослідження ґрунтуються на досягненнях гідромеханіки, фізики суцільних середовищ. Вода належить до рідин. Рідини характеризуються текучістю, тобто значною рухомістю одних мікрооб'ємів відносно інших. Оскільки гідродинаміка описує закони руху і рідин, і газів, ці два поняття в ній інколи об'єднують. Щоби підкреслити відмінність власне рідин від газів їх називають крапельними. На відміну від газів, вони характеризуються малою стисливістю та малими значеннями температурного розширення.

#### **4.3.1. Гідростатичний тиск і статика водних об'єктів**

Основи гідростатики розвивалися, починаючи від праці Архімеда «Про плавання тіл». Архімед увів поняття про тиск і його властивості. Для опису спокою рідини використовують диференціальні рівняння Л. Ейлера. Їх інтегрування для випадку дії лише сили земного тяжіння дає основне рівняння гідростатики.

Тиском на даній ділянці поверхні називають відношення загальної сили тиску, що діє на дану ділянку, до площі ділянки:

$$P = \frac{F}{S}. \quad (4.45)$$

Бувають випадки, що сили тиску розподілені по поверхні нерівномірно. Це означає, що змінюється тиск (рис. 4.14).

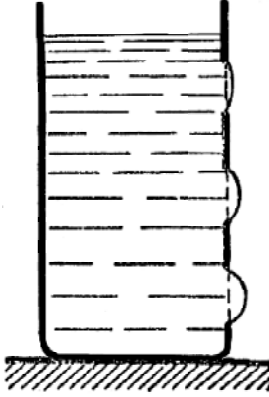


Рис. 4.14. Приклад змін тиску

Тиск можна вимірювати, якщо реєструвати дію сил тиску на відносно невеликі поверхні. Так влаштовані барометри. При цьому виявлено, що тиск не залежить від розташування таких поверхонь, тобто він залежить тільки від ступеня стиснення рідини (газу) в даному місці.

Одиниці тиску такі:

- 1) система СІ: Па (паскаль) =  $1 \frac{\text{Н}}{\text{м}^2}$ ;
- 2) метеорологія: 1 бар =  $10^5$  Па = 1000 мбар;
- 3) технічна атмосфера (ат.) =  $1 \frac{\text{кгс}}{\text{см}^2} \approx 9,81 \cdot 10^4$  Па;
- 4) фізична атмосфера (атм.) =  $10,1325 \cdot 10^4$  Па.

Знаючи тиск, можна розраховувати сили тиску. Для плоскої поверхні

$$F = p \cdot S. \quad (4.46)$$

Для інших поверхонь (неплоских) їх розбивають на елементарні плоскі ділянки, а відповідні сили тиску додають як вектори.

Найбільш важлива для гідрології рівновага води, що знаходиться під впливом атмосферного тиску та сили тяжіння Землі. Розглянемо це на прикладі (рис. 4.15).

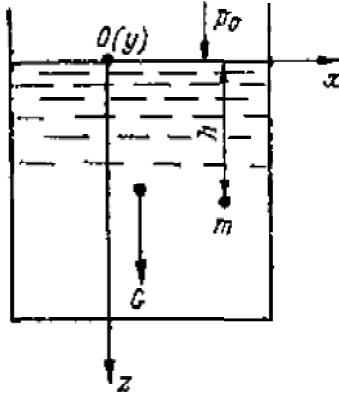


Рис. 4.15. Гідростатична рівновага води під дією атмосферного тиску та сили тяжіння

Для одиниці маси води записують співвідношення:

$$dp = \rho g dz. \quad (4.47)$$

Після інтегрування

$$p = \rho g z + c. \quad (4.48)$$

На вільній поверхні  $z = 0$ ;  $c = p_0$  – зовнішній тиск. Отже

$$p = p_0 + \rho g z = p_0 + p_{Г/с}, \quad (4.49)$$

де  $p_{Г/с}$  – надлишковий, або гідростатичний, тиск. Цей вираз називають основним рівнянням (законом) гідростатичного тиску. Зовнішній тиск діє однаково в будь-якій точці. Це явище відоме як закон Паскаля: зовнішній тиск, що діє на вільну поверхню рідини у стані спокою в замкненій посудині, передається всім частинкам рідини з однаковою силою (без змін).

Рівноважена рідина характеризується певною потенційною енергією. Вона залежить не тільки від положення заданого об'єму над площиною порівняння ( $z_1$ ), а й від надлишкового тиску  $p_{Г/с}$  (оскільки він може виконати роботу по підняттю рідини на висоту  $h_1$  – відстань до вільної поверхні)

$$E_{п} = mgz_1 + mgh_1. \quad (4.50)$$

Якщо її віднести до одиниці ваги, то

$$E_{\Pi}^1 = z_1 + h, \quad (4.51)$$

де  $E_{\Pi}^1$  – питома потенційна енергія. Для будь-яких інших точок  $E_{\Pi}^1 = z_2 + h_2$ , тобто

$$E_{\Pi}^1 = \text{const}. \quad (4.52)$$

Оскільки  $pgh = p_{\Gamma}/c$ , можемо також записати:

$$E_{\Pi}^1 = Z + \frac{P_{\Gamma}/c}{\rho g} = z + \frac{P_{\Gamma}/c}{\gamma}, \quad (4.53)$$

де  $\gamma$  – питома вага.

Таким чином, загальна питома потенційна енергія складається з питомої потенційної енергії положення і питомої потенційної енергії гідростатичного тиску.

Із гідростатичним тиском пов'язана також архімедова сила (плавучість тіл). На нижню поверхню будь-якого тіла діє більша загальна сила тиску, ніж на верхню. Тому їх результуюча спрямована вверх. (У водних потоках, що мають нахил поверхні, вона діє від шарів з більшим тиском до шарів з меншим, тобто приповерхневих). Розглянемо приклад (рис. 4.16).

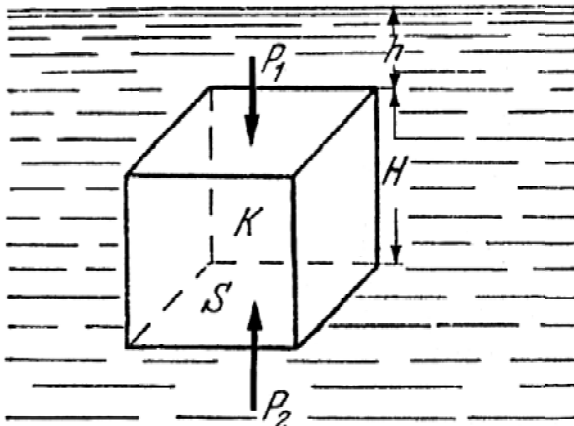


Рис. 4.16. Схема виведення закону Архімеда

Сили тиску на бічні грані врівноважені. На верхню грань діє сила  $P_1 = \rho ghS$ , на нижню –  $P_2 = \rho g(h + H)S$ . Їх різниця становить:

$$P = P_2 - P_1 = \rho ghS + \rho gHS - \rho ghS = \rho gHS. \quad (4.54)$$

Це вага води (рідини), витиснутої (заміненої) об'ємом даного тіла. Закон Архімеда можна сформулювати так: тіло, занурене в рідину, втрачає у своїй вазі стільки, скільки важить витиснута ним рідина. Тіло, що має меншу осереднену густину, ніж вода, плаває.

Закони гідростатики використовують у дослідженнях стійкості природних вод у водоймах, плавучості льодових утворень та в інших питаннях. Зокрема, для водойм розглядають стратифікацію вод і стійкість водних мас. Стратифікація (розшарування) пов'язана з особливостями розподілу густини води. Основними чинниками, що впливають на неї, є температура й солоність. Для морських вод такий вплив прийнято відображати за допомогою рівняння стану (див. 4.2.3). Така залежність справедлива й для солоних озер. В океанах, на значних глибинах на густину може також впливати тиск. Загалом вплив гідростатичного тиску такий, що при середній глибині Світового океану 3800 м його рівень вважають пониженим на 30,4 м (порівняно з абсолютно нестисливою рідиною).

Закони гідростатики використовують й у дослідженнях підземних вод. З глибиною зростає гідростатичний напір. Для артезіанських вод він поєднується з літостатичним, а також може доповнюватися напорами, пов'язаними з криогенними явищами та змінами пористості середовища.

### 4.3.2. Види руху й опис потоків рідини

Рідина відрізняється від твердих тіл тим, що легко змінює свою форму. Тому до двох основних абстрагованих видів руху будь-яких фізичних тіл, поступального та обертового, додається

третій – деформаційний. Очевидно, це значно ускладнює систему рухів. Ще одним формалізованим описом руху рідини є виділення вихрового і безвихрового руху. Останній пов'язують із відсутністю обертання головних осей деформацій.

Наступний підхід до виділення типів руху, згідно з їх основною специфікою, полягає у розгляді поступальних потоків рідини, хвиль та процесів перемішування. Особливим динамічним явищем також є припливи. Дійсні рухи вод у природі та техніці значно складніші, комплексні. Їх описують засобами сучасної гідродинаміки, зокрема геофізичної гідродинаміки.

Окрім видів чи типів руху рідини, розглядають два режими руху: ламінарний і турбулентний.

Для потоків рідини застосовують такі класифікації видів їх руху:

1. В залежності від загальних умов та характеру діючих сил:  
а) напірний; б) безнапірний; в) вільні струмені.

2. В залежності від стану потоку та особливостей динамічних процесів усередині нього: а) спокійний; б) бурхливий.

3. В залежності від характеру змін елементів поперечного перерізу та гідравлічних характеристик уздовж потоку: а) рівномірний; б) нерівномірний (різкозмінний); в) плавномірний.

4. В залежності від зміни характеристик руху в часі: а) усталений (стаціонарний); б) неусталений (нестационарний); в) повільнозмінний (квазістаціонарний).

5. В залежності від схематизованого розгляду основних рис поля швидкостей: а) плоскопаралельний; б) осесиметричний; в) лінійний.

6. В залежності від співвідношення ширин і глибин потоку: а) концентрований потік; б) плоский потік ( $B \gg h$ ).

Гідродинаміка оперує деякими первинними (загальними) поняттями, без яких неможливе пізнання закономірностей руху



рідин. Частинки рідин рухаються певними траєкторіями, але вони досить складні, тому говорять також про уявні лінії току. Система ліній току виражає миттєву картину руху. Пучки ліній току через елементарні площадки ( $d\omega$ ) називають елементарними струменями. Потік складається з елементарних струменів.

Поверхню в межах потоку, скрізь нормальну до ліній току, називають живим перерізом. На практиці складний живий переріз замінюють плоским. В усіх його точках повинні існувати значущі поздовжні швидкості, спрямовані в загальному напрямку течії.

Мінливі місцеві швидкості при розв'язанні багатьох задач замінюють на середні, які є фіктивними, розрахунковими. Осереднені швидкості та розміри живого перетину впливають на характеристику величини потоку. Нею є витрата – кількість води, що проходить через живий переріз потоку за одиницю часу. Витрати можуть бути масовими (кг/с) або об'ємними ( $\text{м}^3/\text{с}$ ; л/с). Найбільше використовують останні.

$$Q = \omega \cdot v, \quad (4.55)$$

де  $Q$  – витрата;  $\omega$  – площа живого перерізу;  $v$  – середня в перерізі швидкість. Витрату також можна визначити, вимірявши час наповнення потоком певної ємності:

$$Q = \frac{V}{t}. \quad (4.56)$$

Розподіл реальних швидкостей у просторі і часі характеризують через поняття поля швидкостей (швидкісного поля). Можна розглядати поле миттєвих, або осереднених у часі швидкостей. Це векторне поле, яке аналізують за допомогою спеціальних методів. Його спрощені графічні відображення можна представити як епюри швидкостей (розподіл вздовж певних ліній), за допомогою ліній однакових швидкостей – ізотях, а також за допомогою інших графіків (наприклад, годографів).

Якщо потік має вільну поверхню, то довжину лінії контакту з твердими стінками в поперечному перерізі називають змоченим периметром ( $\chi$ ). Відношення площі перерізу до змоченого периметру називають гідравлічним радіусом:

$$R = \frac{\omega}{\chi}. \quad (4.57)$$

Він показує, яка частина площі перерізу припадає на одиницю довжини лінії контакту з твердою поверхнею або наскільки в середньому віддалені частинки потоку від цієї поверхні. Оскільки тут формується основне тертя, гідравлічний радіус також характеризує ступінь гальмування потоку від твердих стінок.

На рух води впливає також поздовжній похил потоку. В загальному випадку розрізняють похил дна та поверхні.

$$I = \frac{\Delta Z}{L}, \quad (4.58)$$

де  $I$  – поздовжній похил;  $\Delta Z$  – перепад висот на ділянці потоку;  $L$  – довжина ділянки. Одиниці вимірювання:  $\frac{\text{м}}{\text{км}} = \text{‰}$  (промиле).

За рахунок дії сили гравітації більшість природних водних потоків досить розпластані. Тобто в них спостерігається велике співвідношення  $B/h$ , де  $B$  – ширина;  $h$  – середня глибина. Такі потоки називають плоскими. У деяких випадках  $B/h$  може сягати кількох сотень. Переріз плоского потоку можна схематизувати у вигляді видовженого прямокутника. Тому

$$\omega = B \cdot h. \quad (4.59)$$

З іншого боку, оскільки  $h$  набагато менше, ніж  $B$ , змочений периметр буде:

$$\chi = B + 2h \rightarrow B. \quad (4.60)$$

Отже,

$$R = \frac{\omega}{\chi} \approx \frac{\omega}{B} = h, \quad (4.61)$$

або  $R \rightarrow h$ .

Диференціальні рівняння руху ідеальної рідини запропонував Л. Ейлер. Їх можна отримати з диференціальних рівнянь спокою, застосувавши принцип Д'Аламбера про врахування сил інерції. Прискорення інерції приймають:

$$I_x = -\frac{dUx}{dt}, I_y = -\frac{dUy}{dt}, I_z = -\frac{dUz}{dt}. \quad (4.62)$$

Знак мінус означає, що сила інерції спрямована в інший бік, ніж прискорення тіла. Разом отримуємо рівняння у прискореннях (на одиницю маси):

$$\left. \begin{aligned} X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} &= \frac{dUx}{dt} \\ Y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} &= \frac{dUy}{dt} \\ Z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} &= \frac{dUz}{dt} \end{aligned} \right\}, \quad (4.63)$$

де  $x, y, z$  – проекції об'ємної сили.

Для реальної (в'язкої) рідини у XIX столітті були запропоновані рівняння, що пізніше отримали назву Нав'є – Стокса. У правій частині цих рівнянь враховано дію сил інерції та в'язкості.

### 4.3.3. Основні сили, що діють на природні води й енергія вод

Рух і спокій тіл у географічній оболонці загалом визначаються дією певних потоків енергії та сил. Рух і спокій описують через аналіз фізичних (геофізичних) полів. Вважають, що джерела енергії можна поділити на зовнішні та внутрішні. До зовнішніх відносять енергію, що випромінюється Сонцем, енергію інших космічних променів, енергію гравітаційної взаємодії Землі з космічними тілами, енергію космічних тіл, що падають на Землю. Безумовно переважаюча сонячна енергія. Внутріземна енергія проявляється, перш за все, у тепловому потоці з надр, а також через рух літосферних плит, магматизм, вулканізм, надходження ювенільних вод тощо. У теперішній час ці види енергії значно поступаються сонячній. Але під час

глобальних катастроф, пов'язаних із падінням космічних тіл або потужними виверженнями такого роду, енергія визначає стан географічної оболонки і кліматичної системи Землі. Частина сонячної і теплової енергії може переходити в хімічну, біохімічну та накопичуватися. Людина активно використовує накопичену за геологічний час біохімічну енергію органічного палива і значно впливає на стан географічної оболонки та земні води. Енергія земних рухів може накопичуватися у вигляді внутрішніх напруг, які періодично скидаються, розвантажуються у вигляді землетрусів. Подібним явищем є посування льодовиків та різке їх руйнування.

Важливим енергетичним процесом є перехід теплової енергії в заховану енергію фазових переходів води і навпаки. При цьому, внаслідок функціонування кругообігів води, виникає й реалізується механічна (потенційна та кінетична) енергія потоків води, виконуються різні види роботи по взаємодії з літосферою. Загалом усі води володіють певною потенційною енергією в полі тяжіння Землі. Врешті будь-яка механічна енергія внаслідок тертя переходить у теплову. Цей процес називають дисипацією (розсіюванням).

Енергія – це скалярна величина, потенціал дії. Вона відображає основні рухи матерії, переходи одних її видів в інші, певні види взаємодії. Сили – це конкретна реалізація дії, взаємодії – векторна величина. Аналіз руху та спокою фізичних тіл виконують із використанням даних про діючі сили. До основних геофізичних сил, що діють на природні води, відносять сили тиску, гравітаційні, інерційні та сили тертя. Додатково розглядають дію сили Архімеда, сил поверхневого натягу та інших.

Сили тиску у стані спокою рідини врівноважуються силами нормальної реакції твердих обмежень. Якщо ж виникає горизонтальний баричний градієнт, то сили тиску призводять до виникнення певних видів руху, течій.

Гравітаційні сили пов'язані з гравітаційним полем. Їх можна описати через закон всесвітнього тяжіння І. Ньютона. Силу притягання тіла до Землі визначають так:

$$F_{\text{т.з.}} = mg = \gamma \frac{M_3 \cdot m}{R_3^2}, \quad (4.64)$$

де  $\gamma$  – гравітаційна стала;  $g$  – прискорення вільного падіння на поверхні Землі. Для значних висот записують:

$$F'_{\text{т.з.}} = \gamma \frac{M_3 \cdot m}{(R_3 + h)^2}. \quad (4.65)$$

Від сили притягання Землі відрізняють повну силу тяжіння:

$$\vec{G} = \vec{F}_{\text{т.з.}} + \vec{I} + \vec{F}', \quad (4.66)$$

де  $\vec{I}$  – сума відцентрових сил;  $\vec{F}'$  – сума сил взаємодії з небесними тілами.

Сили інерції діють при змінах руху тіл. Важливими прикладами є відцентрова сила і сила Коріоліса. Перша з них виникає в умовах криволінійності траєкторій руху і залежить від швидкості та радіуса заокруглення:

$$F_{\text{в.ц.}} = \frac{m \cdot v^2}{R}. \quad (4.67)$$

Сила Коріоліса діє при русі тіл по поверхні кулі, що обертається навколо власної осі. Загальний вираз для її визначення такий:

$$K = 2\rho[\vec{C} \cdot \vec{\omega}], \quad (4.68)$$

де  $\vec{C}$  – вектор швидкості руху тіла;  $\vec{\omega}$  – вектор кутової швидкості осьового обертання Землі. Спрощений вираз:

$$K = 2 \cdot v \cdot \omega \cdot \sin \varphi, \quad (4.69)$$

де  $\varphi$  – широта місцевості;  $v$  – лінійна швидкість руху тіла;  $\omega$  – кутова швидкість осьового обертання Землі. Добуток  $f = 2\omega \cdot \sin \varphi$  називається параметром Коріоліса. Прискорення Коріоліса обчислюють так:

$$a_x = 2v \cdot \omega \sin \varphi. \quad (4.70)$$

Оскільки  $\omega$  – постійна величина, то деколи записують

$$a_x = 1,5 \cdot 10^{-4} \cdot v \cdot \sin \varphi \left( \frac{\text{м}}{\text{с}^2} \right). \quad (4.71)$$

На полюсі  $\sin \varphi = 1$ , а на екваторі – 0. Отже, прискорення поступово зменшується при переміщенні в сторону екватора від  $2v\omega$  до нуля.

Сили тертя пов'язані з внутрішнім опором, в'язкістю води. Їх відображають через внутрішні напруги. Розрізняють напруги молекулярного й турбулентного тертя.

Спільна дія систем сил визначає особливості руху та спокою земних вод.

Енергію поверхневих водних потоків визначає перепад висот на ділянках їх течії. Розглянемо деяку ділянку довжиною  $L$  (км), на якій відмітки дна потоку зменшуються від  $H_1$  (м) до  $H_2$  (м). За певний період  $\Delta t$  по ній протікає об'єм води  $W$  (м<sup>3</sup>). Його вага становить  $\gamma W$  (кг), де  $\gamma$  – питома вага води ( $\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$ ). Для прісної води її значення можна прийняти  $\gamma = 1000 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$ . Отже, робота, що виконується силою тяжіння, або енергія потоку на даній ділянці за період часу  $\Delta t$  становитиме

$$A = E = \gamma W \cdot (H_1 - H_2). \quad (4.72)$$

Одиниці вимірювання будуть такі:

$$\left[ \frac{\text{кг}}{\text{м}^3} \right] \cdot [\text{м}^3] \cdot [\text{м}] = [\text{кг} \cdot \text{м}]. \quad (4.73)$$

Якщо підставити значення  $\lambda$ , то отримаємо:

$$A = 1000 W (H_1 - H_2). \quad (4.74)$$

Перейдемо від роботи до потужності потоку:

$$N = \frac{A}{\Delta t} = 1000 \frac{W}{\Delta t} (H_1 - H_2) = 1000 Q (H_1 - H_2), \quad (4.75)$$

де  $Q$  – середня витрата потоку. Якщо тепер перейти до потужності на 1 км довжини, то отримаємо:

$$N' = 1000 Q \frac{H_1 - H_2}{L} = 1000 Q \cdot J_0, \quad (4.76)$$

де  $N'$  – питома (кілометрова) потужність;  $J_0$  – середній поздовжній похил дна, що виражається в м/км або ‰. Величину  $N'$  називають живою силою потоку. Вона відіграє надзвичайно велику роль у транспортуванні наносів і розвитку річкових

русел та заплав (тобто в усьому комплексі ерозійно-аккумулятивних процесів).

#### 4.3.4. Рівняння нерозривності

Рівняння нерозривності базується на законі збереження речовини та припущенні суцільності потоку рідини.

Якщо розглядати ділянку сталого потоку, на якій відсутній бічний притік або відтік рідини і немає розривів чи стискання, то об'єм, що надійшов через верхній переріз за певний проміжок часу, повинен дорівнювати об'єму, що вийшов через нижній за цей же проміжок часу:

$$dt = Q_2 dt, \quad (4.77)$$

або

$$Q_1 = Q_2. \quad (4.78)$$

Це саме можна припустити і для інших перерізів. Тобто

$$Q_1 = Q_2 = \dots = Q_i = \text{const}. \quad (4.79)$$

При сталому русі й відсутності бічного обміну витрата води в усіх перетинах зберігається однаковою. Тому рівняння нерозривності має вигляд:

$$\frac{dQ}{dS} = 0, \quad (4.80)$$

де  $S$  – шлях поздовж потоку. Якщо у (4.80) підставити  $Q = \omega \cdot v$ , то отримуємо:

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{\omega_1}{\omega_2}. \quad (4.81)$$

Тобто середні швидкості потоку зворотно пропорційні площам живих перетинів.

Описані закономірності базуються на припущенні нестисливості та нерозривності рідини. Тому правильна назва рівняння нерозривності – рівняння нестисливості та нерозривності (суцільності) руху рідини. Але історично закріпилася перша.

Рівняння нерозривності для нестисливої рідини, записане в диференціальній формі, має такий вигляд:

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0. \quad (4.82)$$

Це рівняння є одним із фундаментальних у гідромеханіці. У строгой формі воно виводиться і для стисливої рідини (газу), і для несталоного руху. У першому випадку враховують зміни густини всередині заданого об'єму (рідкого тіла), а у другому – зміну об'єму за період часу  $dt$ .

### 4.3.5. Рівняння Бернуллі

Потік рідини володіє певною потенційною та кінетичною енергією. Для елементарного струменя ідеальної рідини загальна енергія повинна зберігатися. Для того, щоб вивести рівняння Бернуллі, використовують таку теорему механіки: зміна кінетичної енергії тіла, що розглядається, на деякому його переміщенні дорівнює сумі робіт усіх сил (зовнішніх та внутрішніх), прикладених до даного тіла на цьому ж переміщенні. Отже, слід розглядати роботу всіх видів сил над ділянкою елементарного струменя і зміну його кінетичної енергії від початкового та кінцевого живого перерізу. В даному випадку діють: сила тяжіння, сили гідродинамічного тиску та сили зовнішнього тиску. Зміни потенційної енергії враховані роботою сили тяжіння. В результаті отримують рівняння

$$H = Z + \frac{P}{\rho g} + \frac{u^2}{2g} = \text{const} \text{ (поздовж струменя)}, \quad (4.83)$$

де  $H$  – повний напір (повна питома енергія);  $Z$  – висота положення (відмітка);  $P$  – гідродинамічний тиск;  $u$  – швидкість течії. Це рівняння розкриває найбільш загальний зв'язок між тиском та швидкістю руху частинок у потоках рідини. Його на якісному рівні вперше описав Даниїл Бернуллі у 1738 році. Воно стосується сталого руху. Для несталоного руху всі величини змінюються в часі.

При переході до реальної рідини слід врахувати додатково роботу сил тертя. Їх дія призводить до переходу частини



механічної енергії в теплову. Ця частина називається втратами енергії. Їм відповідає зменшення загального напору  $H$ . Унаслідок цього рівняння Бернуллі набуває вигляду:

$$Z_1 + \frac{P_1}{\rho g} + \frac{u_1^2}{2g} = Z_2 + \frac{P_2}{\rho g} + \frac{u_2^2}{2g} + h_f \quad (4.84)$$

або

$$H_1 = H_2 + h_f. \quad (4.85)$$

Нагадаємо, що напір – це енергія, віднесена до одиниці ваги. Він має геометричний (висота) та енергетичний аспекти. Тому, відповідно, говорять про геометричну та енергетичну трактовки (інтерпретації) рівняння Бернуллі. У геометричному трактуванні  $Z$  – це перевищення над певною площиною порівняння (рис. 4.17);  $\frac{P}{\rho g}$  – п'єзометрична висота, що відповідає гідродинамічному тиску  $P$  у точці;  $\frac{u^2}{2g}$  – швидкісний напір (деколи його називають живою силою). Це висота, на яку може бути припіднятий стовпчик води завдяки кінетичній енергії набігаючого потоку. Її вимірюють за допомогою так званих трубок Піто. За рахунок прямого зрізу отвору потік створює тиск на воду у трубці і «наганяє» її до висоти  $\frac{u^2}{2g}$ .

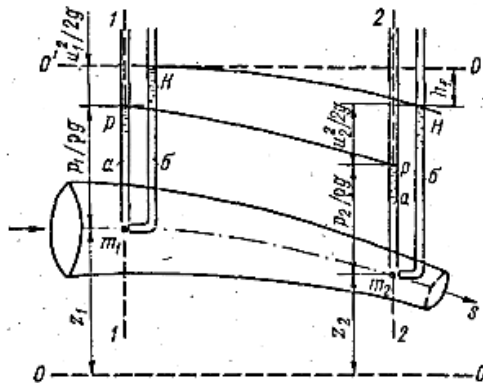


Рис. 4.17. Геометрична інтерпретація рівняння Бернуллі

Якщо ж увести замість такої трубки обтічний, спеціально сконструйований зонд, то він не буде показувати додатковий тиск (рис. 4.18).

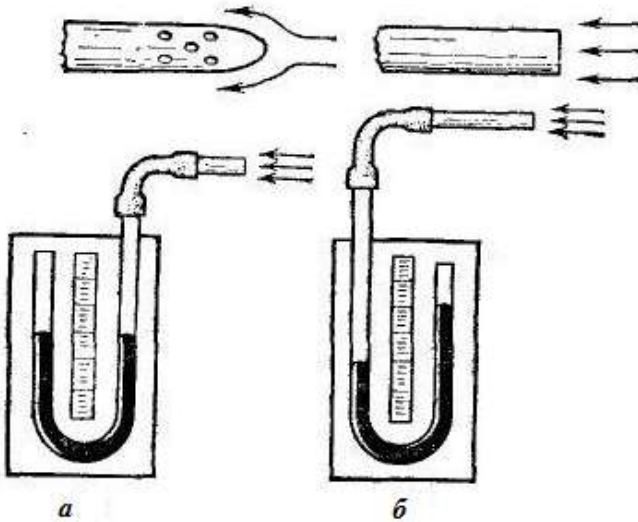


Рис. 4.18. Схема зонда (а) та трубки Піто (б)

Зонд можна замінити п'езометричною трубкою, в якій площа отвору горизонтальна. Плавна лінія, що з'єднує рівні води (рідини) в п'езометричних трубках, називається п'езометричною. Її елементарне падіння, віднесене до елементарної довжини ( $dS$ ), називається п'езометричним похилом:

$$I_p = \pm \frac{d\left(z + \frac{p}{\rho g}\right)}{dS}. \quad (4.86)$$

На звужених ділянках потоку частина п'езометричного напору переходить у швидкісний напір і тому п'езометри будуть показувати занижені відліки (рис. 4.19). Звернемо також увагу на те, що вісь потоку горизонтальна, тобто між швидкісним та п'езометричним напором існує зворотна залежність.

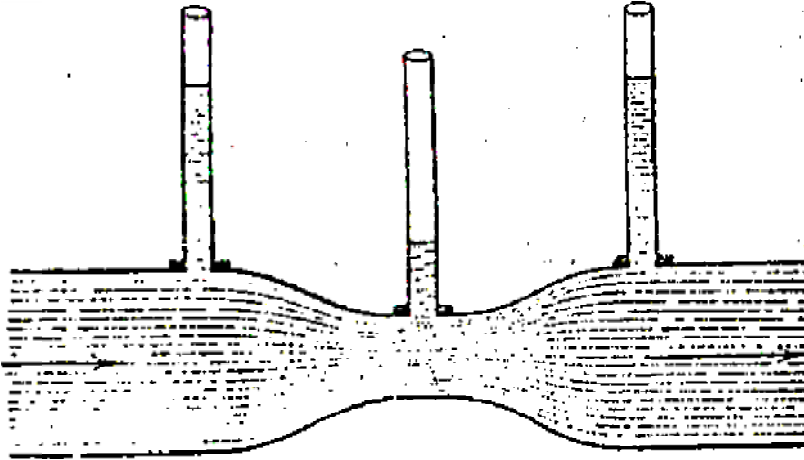


Рис. 4.19. Зміни статичного тиску при змінах живого перерізу потоку

Отже, тиск рідини менший там, де швидкості течії більші, і навпаки. Ця залежність відома як закон Бернуллі. Ефекти, пов'язані з нею, використовують у водострумних насосах та пульверизаторах. Загальну суму напорів (висот) у потоці рідини називають повним напором:

$$H = Z + \frac{P}{\rho g} + \frac{u^2}{2g}. \quad (4.87)$$

Плавна лінія, що з'єднує рівні води в трубках Піто, називається напірною. Її питоме падіння іменують гідравлічним похилом:

$$I = \frac{dH}{ds}. \quad (4.88)$$

У рівномірних потоках з вільною поверхнею він збігається з геометричним похилом дна  $I$ .

Енергетичне трактування рівняння Бернуллі розглядає різні види енергії. Питомі енергії гідродинамічного тиску  $E_p$  та положення  $E_z$  разом складають питому потенційну енергію:

$$E_n = E_p + E_z = Z + \frac{P}{\rho g}. \quad (4.89)$$

Енергетичний вираз для повного напору можна представити так:

$$H = E_n + E_k = E_z + E_k, \quad (4.90)$$

де  $E_k = \frac{u^2}{2g}$  – питома кінетична енергія. Для втрат енергії на тертя вводять позначення  $\Delta E$ .

Перехід від елементарного струменя до всього потоку при аналізі рівняння Бернуллі пов'язаний із дослідженнями нерівномірності розподілу швидкостей у живому перерізі. Для цілого потоку рівняння набуває такого вигляду:

$$Z_1 + \frac{P_1}{\rho g} + \frac{\alpha v_1^2}{2g} = Z_2 + \frac{P_2}{\rho g} + \frac{\alpha v_2^2}{2g} + h_f, \quad (4.91)$$

де  $v$  – середня швидкість потоку в живому перерізі;  $h_f$  – загальні втрати напору всім потоком на даній ділянці;  $\alpha$  – коефіцієнт Коріоліса. Цей коефіцієнт називають корективом кінетичної енергії потоку, корективом швидкості, коефіцієнтом нерівномірності розподілу швидкості по перерізу потоку. Якщо ж розглядають коректив кількості руху, то говорять про коефіцієнт Буссінеска ( $\alpha_0$ ). Обидва вони дещо більші одиниці, і тим більші, чим нерівномірніший розподіл швидкостей. На практиці часто вважають, що  $\alpha \approx 1,1$ .

Рівняння Бернуллі широко застосовують у гідравліці, річковій гідравліці, в деяких інших галузях. Але при дослідженнях рухів в океані використовують більш загальні рівняння.

#### 4.3.6. Режими руху рідини

Формування поняття про режими руху рідини тісно пов'язані з розвитком уявлень про її в'язкість, внутрішній опір. Два режими почали виділяти у ХІХ столітті. Класичні дослідження виконав англійський фізик та інженер О. Рейнольдс у 1881–1883 роках.

Рейнольдсом була створена спеціальна дослідна установка (рис. 4.20), в якій зафарбовану рідину випускали з тонкої трубки в потік основної рідини.

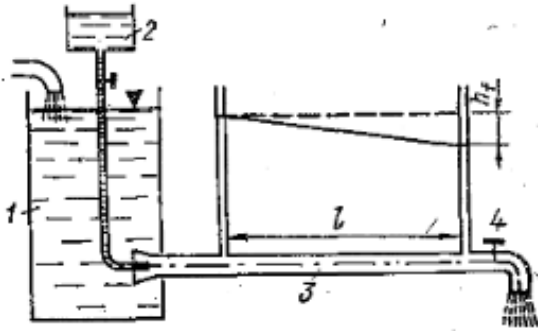


Рис. 4.20. Дослідна установка Рейнольдса

Унаслідок дослідів установлено, що при малих швидкостях потоку ( $v < v_k$ , де  $v_k$  – критична швидкість) фарба тече тонким прямолінійним струменем. При швидкостях  $v > v_k$  вона спочатку розпливається, а потім (при збільшенні швидкостей) одразу зафарбовує весь потік. Отже, у першому випадку рідина тече паралельними шарами (струменями), а у другому – хаотично перемішується. Перший тип руху називають ламінарним (лат. *lamina* – пластинка), тобто шаруватим, плоским. Другий тип руху називають турбулентним (лат. *turbulentus* – безладний, невпорядкований), тобто вихровий, хаотичний. Надалі поступово розвивались уявлення про структурованість, організованість турбулентного руху.

Рейнольдс провів також перші теоретичні дослідження турбулентності.

Він проаналізував чинники зміни режиму руху й запропонував формулу для оцінок критичної швидкості потоку рідини:

$$V_k = K \frac{v}{l} = K \frac{\mu}{\rho \cdot l}, \quad (4.92)$$

де  $l$  – характерний лінійний розмір живого перерізу потоку. (Пізніше, у 1908 році Зоммерфельд запропонував називати критерій режиму руху рідини числом Рейнольдса  $Re = \frac{v \cdot l}{\nu}$ ).

У ході дослідів Рейнольдсом виявлено, що при зменшенні швидкостей течії перехід до ламінарного руху відбувається при менших  $V_k$ , ніж при збільшенні. У зв'язку із цим доцільно розглядати верхню та нижню критичні швидкості ( $V_{к.в.}$  та  $V_{к.н.}$ ). Відтак аналогічно виокремили верхнє та нижнє критичні значення чисел Рейнольдса. Загалом після праць О. Рейнольдса розпочався стрімкий розвиток досліджень турбулентності. Тепер це потужна галузь науки загалом.

Рейнольдс при виведенні залежності для критичної швидкості використав метод розмірностей. Зробивши припущення, що  $v_k$  залежить від трьох величин:  $\rho$  – густини рідини,  $\mu$  – динамічного коефіцієнта в'язкості та  $D$  – діаметра труби, можна записати:

$$v_k = a \cdot \rho^x \cdot \mu^y \cdot D^z, \quad (4.93)$$

де  $a$  – невідомий постійний безрозмірний коефіцієнт. Запишемо розмірності величини:

$$[v_k] = \frac{L}{t}; \quad [\mu] = \frac{M}{L \cdot t}; \quad [\rho] = \frac{M}{L^3}; \quad [D] = L, \quad (4.94)$$

де  $L$  – довжина;  $t$  – час;  $M$  – маса.

Отже,

$$\frac{L}{t} = \left(\frac{M}{L^3}\right)^x \cdot \left(\frac{M}{L \cdot t}\right)^y \cdot (L)^z. \quad (4.95)$$

Перепишемо:

$$L t^{-1} = M^{x+y} \cdot L^{-3x-y+z} \cdot t^{-y}. \quad (4.96)$$

Для того, щоби рівність виконувалася, показники степеня у лівій та правій частинах мають бути рівними. Тоді виникає система рівнянь:

$$\begin{cases} x + y = 0, \\ -3x - y + z = 1, \\ -y = -1. \end{cases} \quad (4.97)$$

Звідки  $y = 1$ ;  $x = -1$ ;  $z = -1$ . Таким чином,

$$v_k = \alpha \cdot \rho^{-1} \cdot \mu^1 \cdot D^{-1} = \frac{\alpha \mu}{\rho D}. \quad (4.98)$$

Якщо замінити  $\alpha$  на  $Re_k$ ,  $\frac{\mu}{\rho} = \nu$  і  $D$  – на  $R$ , то приходимо до визначення:

$$v_k = \frac{\nu Re_k}{R}. \quad (4.99)$$

Дослідження Рейнольдса також показали, що різним режимам руху відповідають і різні залежності втрат енергії (напору) від швидкості течії. Це можна відобразити графічно (рис. 4.21):

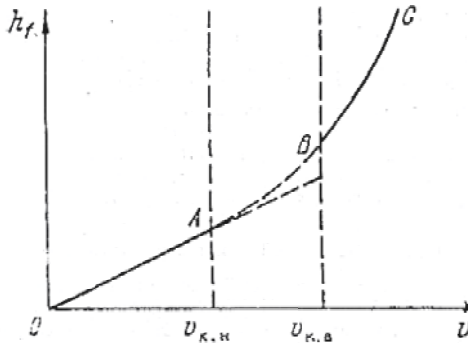


Рис. 4.21. Залежність втрат енергії при різних швидкостях течії потоку

На ділянці  $OA$  залежність для втрат має лінійний характер:

$$h_f = k_d \cdot v, \quad (4.100)$$

де  $h_f$  – втрати на внутрішнє тертя в рідині;  $k_d$  – коефіцієнт пропорційності для ламінарного руху. На ділянці  $BC$  закон такий:

$$h_f = k_T \cdot v^n, \quad (4.101)$$

де  $k_T$  – коефіцієнт пропорційності для турбулентного руху,  $n \rightarrow 2$ . На ділянці  $AB$  діє змішаний закон

$$h_f = k_L \cdot v + k_T \cdot v^n. \quad (4.102)$$

У цій області особливо нестійкий ламінарний режим. При найменшій дії додаткових зовнішніх факторів він переходить у турбулентний. Зауважимо, що  $k_T$  набагато більший, ніж  $k_L$ .

Із турбулентним (звичайним для поверхневих водотоків і течій) рухом пов'язане явище пульсації місцевих швидкостей потоку (рис. 4.22).

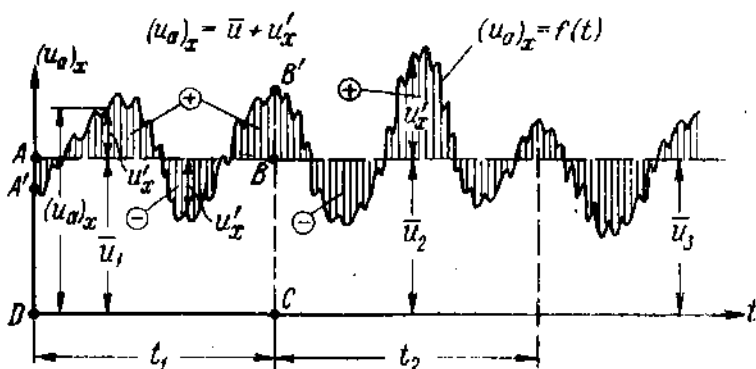


Рис. 4.22. Графік пульсацій швидкостей течії

Причому швидкості пульсують як за величиною, так і за напрямком (але говорять про пульсації трьох ортогональних компонентів). Якщо неперервно вимірювати миттєві швидкості в точці потоку, то можна побудувати графік змін компонент швидкості. Вивченням пульсацій швидкостей займається теорія турбулентності. Вони супроводжуються також пульсаціями тиску. Для розрахунків турбулентного потоку О. Рейнольдс (у 1895 р.) і Ж. Буссінеск (у 1897 р.) запропонували замінити його на деякий уявний, умовний (фіктивний) потік рідини, частинки якої рухаються зі швидкостями, що дорівнюють усередненим



швидкостям, а місцевий гідродинамічний тиск також дорівнює усередненому в даній точці. Цей потік називають усередненим, або моделлю Рейнольдса – Буссінеска. В ній поперечні актуальні (миттєві місцеві) швидкості виключені з розгляду, тобто не відбувається поперечний обмін.

Щоби врахувати його вплив у реальних умовах, запропоновано ввести у модель поздовжні дотичні напруги. Їх величини повинні бути такими, щоби вплив на розподіл поздовжніх швидкостей максимально відповідав впливу виключеного з розгляду поперечного обміну (поперечних швидкостей). Отже, це уявні напруги, і за аналогією до ламінарного руху для них вводять (на пропозицію Буссінеска) закон, подібний до закону тертя Ньютона:

$$\tau_T = A \cdot \frac{du}{dn}, \quad (4.103)$$

де  $A$  – коефіцієнт турбулентного обміну, який часто називають динамічним коефіцієнтом турбулентної в'язкості. Для його визначення розроблено різні емпіричні та напівемпіричні залежності, але це досить складна і мінлива величина, яку ув'язують із глибиною, швидкістю течії, її пульсаціями та ін.



Рис. 4.23. Розподіл швидкостей

У ламінарному потоці епюра швидкостей на вертикалі може бути описана формулою параболи з горизонтальною віссю,

розташованою на поверхні потоку. Для турбулентних потоків розподіл швидкостей точно не встановлений (логарифмічна крива, частина еліпсу, парабола та ін.). Але однозначно встановлено, що його специфікою є те, що на дні швидкість не дорівнює нулю і форма більш плавна, ніж при ламінарному русі (рис. 4.23) течії по глибині.

Зокрема, із цим пов'язана розмивна та транспортуюча здатність турбулентних потоків.

### 4.3.7. Приклади ламінарного руху

У гідравліці виведені залежності для швидкості ламінарного руху частинок рідини. Для труб

$$u = \frac{gI_p}{4\nu} \cdot (r_0^2 - r^2), \quad (4.104)$$

де  $I_p$  – п'єзометричний похил;  $\nu$  – кінематичний коефіцієнт в'язкості (молекулярної);  $r_0$  – радіус труби;  $r$  – відстань від осі труби до даної точки (частинки води). При цьому

$$u_{max} = \frac{gI_p \cdot d^2}{16\nu}, \quad (4.105)$$

де  $u_{max}$  – швидкість частинок, що рухаються по осі потоку;  $d = 2r_0$ .

Для широкого прямокутного русла

$$u = \frac{gI}{2\nu} \cdot (h^2 - z^2), \quad (4.106)$$

де  $I$  – похил вільної поверхні;  $h$  – глибина потоку;  $z$  – відстань від поверхні до заданої точки. Для поверхні  $z = 0$ , тобто

$$u = \frac{gIh^2}{2\nu}. \quad (4.107)$$

Якщо розглядати середню швидкість для всієї труби, то вона становить половину від  $u_{max}$ :

$$v = \frac{1}{2} u_{max} = \frac{gI\pi \cdot d^2}{32\nu}. \quad (4.108)$$

Основним прикладом ламінарного руху в природі є фільтрація підземних вод у пористому середовищі. Уявімо собі трубку, заповнену піском (рис. 4.24).

Площа її перерізу становить:

$$\omega_{\text{геом.}} = \frac{\pi D^2}{4} = \omega_{\text{пор.}} + \omega_{\text{част.}}, \quad (4.109)$$

де  $\omega_{\text{пор.}}$  – сумарна площа перетину пор;  $\omega_{\text{част.}}$  – сумарна площа перерізу частинок. Якщо розглядати дійсну середню поступальну швидкість руху води, то вона може бути розрахована через відповідну витрату ( $Q$ ):

$$u' = \frac{Q}{\omega_{\text{пор.}}}. \quad (4.110)$$

Поряд з цим говорять про швидкість фільтрації

$$u = \frac{Q}{\omega_{\text{пор.}} + \omega_{\text{част.}}}. \quad (4.111)$$

Як бачимо,  $u$  – фіктивна (уявна) швидкість, яка буде завжди менша за дійсну. Можна показати, що

$$u = n \cdot u', \quad (4.112)$$

де  $n$  – пористість ґрунту в безрозмірних одиницях.

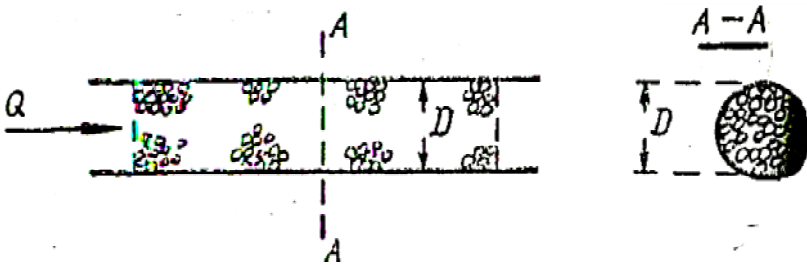


Рис. 4.24. Ламінарний рух води у пористому середовищі

У середині XIX століття були проведені дослідження з фільтрацією в пісках та глинах. Була встановлена формула, яку називають формулою Дарсі:

$$u = K \cdot I_p, \quad (4.113)$$

де  $K$  – коефіцієнт фільтрації;  $I_p$  – гідродинамічний похил у даній точці. Він має розмірність швидкості й дорівнює швидкості фільтрації при  $I_p = 1$ . При визначеній (сталій) температурі води  $\nu = \text{const}$ , а  $K$  залежить тільки від характеристик ґрунту. Якщо

порівнювати формулу Дарсі з формулами ламінарного руху води в трубах, то бачимо, що в ній немає величини  $d^2$ . Це пов'язано з тим, що для даного ґрунту  $d \rightarrow const$ , а коефіцієнт фільтрації враховується автоматично.

Оскільки  $Q = u \cdot (\omega_{пор.} + \omega_{част.})$ , маємо:

$$Q = (\omega_{пор.} + \omega_{част.}) \cdot K \cdot I_n = \omega \cdot K \cdot I_p. \quad (4.114)$$

Це також формула Дарсі. Вона має певні межі застосування.

Вважають, що, якщо прийняти  $v = 0,01 \frac{см^2}{с}$ , то формулу можна застосовувати в межах:

$$ud < 0,01 \div 0,07, \quad (4.115)$$

де  $d$  – середній діаметр частинок ґрунту в см;  $u$  – швидкість фільтрації в см/с. Якщо добуток  $ud$  перевищує дані значення, то фільтрація стає турбулентною.

Формулу Дарсі можна застосувати для аналізу сталого рівномірного руху ґрунтових вод. Якщо це безнапірний потік, то  $J_p = J$ , де  $J$  – поздовжній похил вільної поверхні. Оскільки  $\frac{\omega}{B} = h_c$ , де  $B$  – ширина потоку, а  $h_c$  – середня глибина, отримуємо:

$$q = \frac{Q}{B} = \frac{\omega}{B} \cdot K \cdot J = h_c \cdot K \cdot J, \quad (4.116)$$

де  $q$  – так звана одинична витрата, тобто витрата на одиницю ширини потоку (витрата через вертикаль або на вертикалі). Одиниці вимірювання  $q$  – м<sup>2</sup>/с.

Можна записати, що

$$h_c = \frac{q}{K \cdot J}. \quad (4.117)$$

Аналогічні до розглянутих вище закономірності руху води використовуються в дослідженнях боліт.

Цікавим прикладом ламінарного руху є рух льодовиків. Перші спроби виміряти відповідні швидкості зроблені ще у другій половині XVIII століття. Але дослідження можливості

застосування законів ламінарного руху рідини здійснені в першій половині XX століття. Можна записати:

$$v_{\text{л}} = K \cdot h_{\text{л}}^2 \cdot J_{\text{л}}, \quad (4.118)$$

де  $v_{\text{л}}$  – швидкість руху льодовика;  $h_{\text{л}}$  – його потужність (у метрах);  $J_{\text{л}}$  – поздовжній похил поверхні;  $K$  – емпіричний коефіцієнт. При такому підході найбільші швидкості руху спостерігаються в приповерхневих шарах. Нагадаємо також, що ламінарний рух льоду характеризується значними коефіцієнтами в'язкості (4.2.6).

Насправді рух льодовиків більш складний, тому, з одного боку, дослідження застосування законів ламінарного руху для них потребували значних зусиль і були суперечливими, а з іншого боку, ці закони мають певні обмеження щодо застосування.

#### 4.3.8. Рух поверхневих водотоків

Як видно з рівняння Бернуллі для потоку реальної рідини, на ділянці між обраними перерізами, потік поступово витрачає енергію на подолання опору руху. Цей опір прийнято називати гідравлічним. Розрізняють два його види:

1) втрати напору по довжині потоку (рівномірні), викликані тертям усередині рідини та між рідиною і твердими стінками;

2) місцеві втрати напору, що проявляються лише в окремих місцях, де існують різні зміни (особливості) умов протікання. У загальному вигляді для ділянки потоку можна записати:

$$h_f = h_l + \sum h_i, \quad (4.119)$$

де  $h_f$  – загальні втрати напору;  $h_l$  – втрати по довжині;  $\sum h_i$  – сума місцевих втрат. Втрачена механічна енергія переходить у теплову  $h_f$  і відображає також роботу сил тертя. Між ними існує певна залежність. Розглянемо її на простому прикладі сталого рівномірного руху при наявності лише втрат по довжині (рис. 4.25).

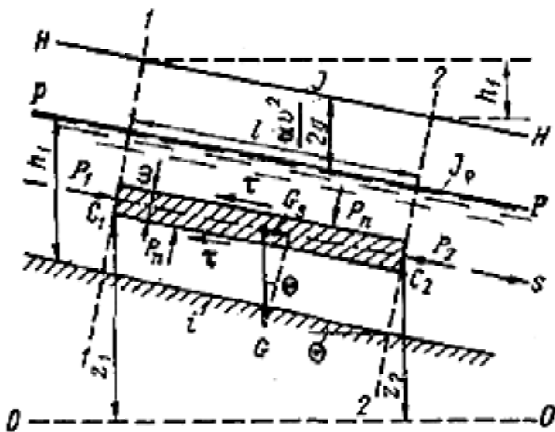


Рис. 4.25. Схема до аналізу рівномірного руху поверхневого водотоку

Виділяємо в потоці перерізи 1-1 та 2-2. Між ними розташована ділянка довжиною  $l$ . Знаходимо центри перерізів  $C_1$  та  $C_2$ . Проводимо через них вісь потоку  $S$ . Навколо неї виділяємо об'єм призматичної форми, з постійним по довжині перерізом  $\omega$ . Намічаємо горизонтальну площину порівняння  $OO$ . Позначаємо перевищення над нею (висоти, положення) центрів тяжіння перерізів  $Z_1$  та  $Z_2$ .

Із механіки відомо, що прямолінійний рівномірний рух відбувається за умови врівноваженості всіх діючих сил. Розглянемо їх.

1. Сила тяжіння.

$$G = \rho g \cdot (l \cdot \omega). \quad (4.120)$$

Її проекція на вісь  $S$  буде:

$$G_s = \rho g \cdot (l \cdot \omega) \cdot \sin \theta, \quad (4.121)$$

де  $\theta$  – кут нахилу вісі потоку (а також при рівномірному русі лінії дна) до горизонту.

З рисунка бачимо, що:

$$l \cdot \sin \theta = Z_1 - Z_2. \quad (4.122)$$

Отже,

$$G_s = \rho g \omega (Z_1 - Z_2). \quad (4.123)$$

2. Сили тиску на торцеві грані.

На верхній та нижній перерізи виділеного об'єму (торцеві площини) вони, відповідно, складають:

$$P_1 = p_1 \omega \text{ та } P_2 = p_2 \omega, \quad (4.124)$$

де  $P_1$  та  $P_2$  – гідродинамічний тиск у центрах перерізів 1–1 та 2–2. Вектори цих сил діють поздовж осі  $S$ , але в різних напрямках.

3. Проекції нормальних (перпендикулярних) сил гідродинамічного тиску  $p_n$  на бічну поверхню виділеного об'єму в сумі дорівнюють нулю.

4. Сили тертя  $T$ .

Створюються рівномірно на всій бічній поверхні виділеного об'єму відповідно до характерних значень дотичних напруг:

$$T = \tau(\chi \cdot l), \quad (4.125)$$

де  $\chi$  – змочений периметр.

Сили тертя слід розглянути детальніше. Їх можна поділити на дві групи. Перша включає взаємодію між частинками всередині виділеного об'єму. Оскільки вони рухаються з різними швидкостями, між ними виникають парні сили внутрішнього тертя. Але їх загальна, для всього об'єму, рівнодіюча дорівнює нулю. Друга група – це тертя на межах потоку (або його частини). Саме тут формується сила, що діє проти течії.

Розглядаємо суму всіх діючих сил:

$$\rho g \omega (Z_1 - Z_2) + p_1 \omega - p_2 \omega - \tau \chi l = 0. \quad (4.126)$$

Розділимо весь вираз на  $\rho g \omega$  і врахуємо, що  $v_1 = v_2$ :

$$Z_1 - Z_2 + \frac{P_1}{\rho g} - \frac{P_2}{\rho g} = \frac{\tau \chi l}{\rho g \omega}. \quad (4.127)$$

Якщо скласти рівняння Бернуллі для виділеного об'єму потоку і також врахувати, що  $v_1 = v_2$ , отримаємо:

$$Z_1 - Z_2 + \frac{P_1}{\rho g} - \frac{P_2}{\rho g} = h_f. \quad (4.128)$$

Порівнюючи рівняння (4.122) і (4.123), бачимо, що:

$$\frac{\tau \chi l}{\rho g \omega} = h_f \quad (4.129)$$

або

$$\frac{\tau}{\rho g} = \frac{h_f}{l} \cdot \frac{\omega}{\chi}. \quad (4.130)$$

Відношення  $\frac{h_f}{l}$  показує втрати напору на одиницю довжини потоку і є гідравлічним похилом  $I_\Gamma$ . Відношення  $\frac{\omega}{\chi}$  – це гідравлічний радіус  $R$ . Після спрощення отримуємо:

$$\frac{\tau}{\rho} = gRI. \quad (4.131)$$

Цей вираз називають основним рівнянням рівномірного руху потоків рідини.

З наведених даних також видно, що при безнапірному (вільному) рівномірному русі гідравлічний похил ( $I_\Gamma$ ), п'езометричний похил ( $J_p$ ), геометричний похил дна та вільної поверхні ( $J_0$ ) рівні між собою:

$$I_\Gamma = J_p = J_0. \quad (4.132)$$

При напірному русі  $I_\Gamma$  замінюють на  $J_p$ :

$$\frac{\tau}{\rho} = g \cdot R \cdot J_p. \quad (4.133)$$

При розгляді ламінарного та турбулентного рухів ми розглядали залежність між  $\tau$  та  $h_f$ . Оскільки рух води в річках завжди турбулентний, то для них можемо записати:

$$\frac{\tau}{\rho} = K \cdot v^2, \quad (4.134)$$

де  $K$  – певний безрозмірний коефіцієнт пропорційності. Підставляємо цей вираз в основне рівняння рівномірного руху:

$$K \cdot v^2 = gRI_\Gamma = gR \frac{h_f}{l}. \quad (4.135)$$

Оскільки ми одразу вважали, що діють лише втрати по довжині, то  $h_f = h_l$ . Отже,

$$h_f = h_l = \frac{K \cdot v^2 \cdot l}{gR} = 2K \frac{l}{R} \cdot \frac{v^2}{2g}. \quad (4.136)$$



Позначимо  $2K = \lambda_R$ , де  $\lambda_R$  – коефіцієнт гідравлічного тертя. Отримаємо:

$$h_l = \lambda_R \frac{l}{R} \cdot \frac{v^2}{2g}. \quad (4.137)$$

Ця формула широко використовується в гідравліці. Якщо повернутися до (4.114), то бачимо, що

$$v = \sqrt{\frac{g}{K}} \cdot \sqrt{R \cdot J}. \quad (4.138)$$

Позначимо  $\sqrt{\frac{g}{K}} = C$ :

$$v = \sqrt{R \cdot J} \approx C \cdot \sqrt{h \cdot J}, \quad (4.139)$$

де  $h$  – середня глибина плоского потоку.

Вищенаведена формула вперше отримана у 1775 році Шезі, який вважав коефіцієнт  $C$  сталим. Потім її почали називати формулою Шезі, а  $C$  – коефіцієнтом Шезі. Виянилось, що він досить сильно змінюється, що вказує на досить складну його природу. Коефіцієнт Шезі залежить від величини та шорсткості русла потоку. Для його визначення запропоновано багато формул. Величину русла (перерізу) прийнято відображати через гідравлічний радіус або середню глибину. Шорсткість відображають через середній діаметр донних відкладів (величину виступів шорсткості) або через коефіцієнт шорсткості. Для визначення (призначення) останнього запропоновано відповідні таблиці з описами умов протікання водного потоку на ділянці (наведено словесні, якісні описи різних твердих поверхонь). Зокрема, існує шкала для русел річок.

Різноманітність поверхневих потоків суходолу та характеристик їх руху надзвичайно велика. Це можуть бути і тонкі, плівкові ламінарні потоки, і перехідні, і турбулентні мікропотоки на схилах, потоки в межах льодових та сніжних утворень, бурхливі потоки в ярах, потоки складного характеру в гирлових областях річок тощо. Їх дослідження проводяться з використанням як методів гідравліки, так і методів теоретичної

гідромеханіки, теорії турбулентності та інших підходів. Знання закономірностей руху водних потоків допомагає вивчати гідрологічні явища та процеси.

Особливим питанням є транспортування водними потоками суходолу твердих частинок – наносів, виникнення яких пов'язане з ерозією ґрунтів та порід (лат. *erosio* – роз'їдання). Вона відбувається практично скрізь на поверхні суходолу (навіть у пустелях деколи бувають зливи й утворюються тимчасові водотоки). Ерозія залежить від енергії (потужності) потоку, його концентрації у струмені та інших параметрів.

#### **4.3.9. Спокійні, бурхливі та швидкісні потоки води**

Дослідження нерівномірного руху потоків рідини показали, що вони можуть знаходитися у спокійному, критичному або бурхливому станах. Переходи між двома крайніми станами можуть бути стрибкоподібними. Тому їх дослідження (як різко нерівномірного руху й у зв'язку зі значними особливостями руху в різних станах) важливі в теоретичному та практичному відношенні. Важливе також вивчення високошвидкісних потоків, що можуть існувати у технічних, штучних та природних умовах. Зокрема, цікавим прикладом є потоки прориву, які також трактують як хвилі (паводки) прориву.

Спокійні потоки характеризуються плавною формою водної поверхні. Перепони вони обтікають спокійно, без різких збурень, утворюючи перед ними плавну лінію підйому рівнів. Такий характер течії, як правило, властивий рівнинним річкам.

Вільна поверхня бурхливих потоків відрізняється значною нерівністю, мінливістю, наявністю різких збурених гребенів (підвищень) перед перепоною і відповідними пониженнями за ними. Різкі підвищення (підкидання води) називають гідравлічним стрибком. Вони утворюються у стрімких (бурхливих) потоках перед перешкодами або при різкому

переході від стрімкого до спокійного потоку (різке зменшення похилу дна) (рис. 4.26).

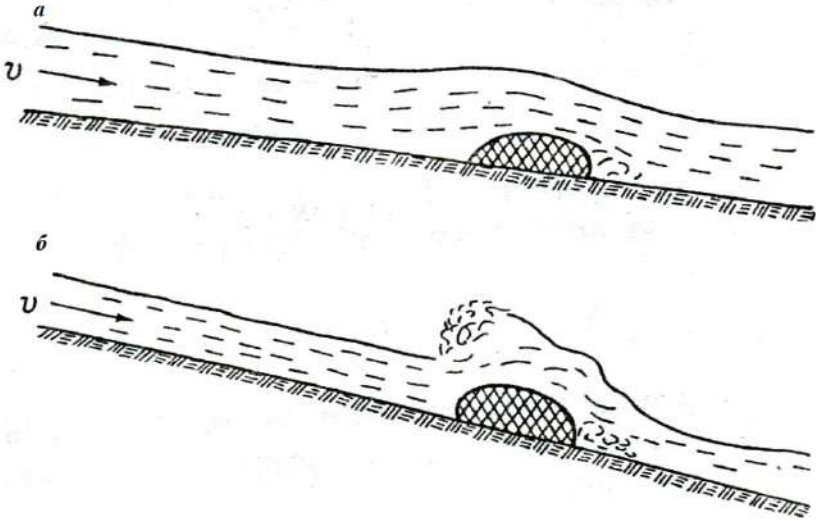


Рис. 4.26. Характер течії спокійних і бурхливих потоків

Дослідження спокійної та бурхливої течії прийнято вести через розгляд питомої енергії перерізу потоку (рис. 4.27).

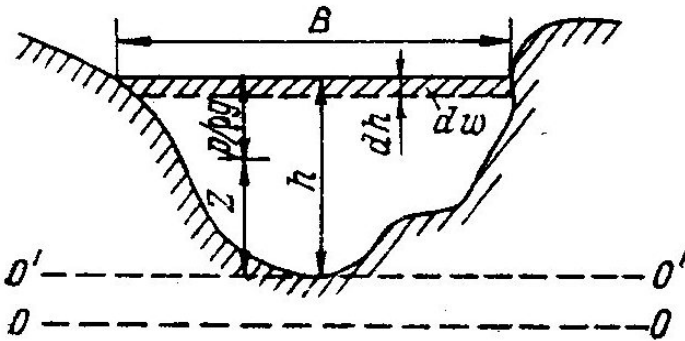


Рис. 4.27. Поперечний переріз потоку

Загальну питому енергію можна визначати за допомогою рівняння Бернуллі:

$$E = Z + \frac{p}{\rho g} + \frac{\alpha v^2}{2g}. \quad (4.140)$$

Питома енергія положення  $Z$  визначається відносно площини порівняння  $OO$ .

Питоною енергією січення називають часткове значення повної питомої енергії, яке розраховується відносно площини  $O'O'$ . Тоді

$$E = h + \frac{\alpha v^2}{2g} = h + \frac{\alpha Q^2}{2g\omega^2}, \quad (4.141)$$

де

$$h = z + \frac{p}{\rho g}. \quad (4.142)$$

Тобто енергія гідростатичного тиску виражається просто через потенційну енергію.

При заданій витраті води  $Q$  потік може протікати через заданий переріз з різними глибинами (і, відповідно, швидкостями). Оскільки глибини і швидкості однозначно взаємопов'язані, то можемо для  $E$  вибрати тільки один аргумент і записати:

$$E = f(h). \quad (4.143)$$

Якщо дослідити цю функцію при  $Q = const$ , то, з використанням (4.141), бачимо, що при  $h \rightarrow 0$ ,  $\frac{\alpha v^2}{2g} \rightarrow \infty$ . Тобто  $E \rightarrow \infty$ .

Якщо  $h \rightarrow \infty$ , то  $E \rightarrow \infty$ , а рівняння (4.141) гранично прямує до рівності  $E = h$ .

Таким умовам відповідає функція, графік якої зображений на рис. 4.28.

Як бачимо, існує точка функції, де  $E = \min$  при певному  $h_k$  (критична глибина). Графік вище критичної точки відповідає спокійній течії, а нижче – бурхливій. При  $h = h_k$  потік знаходиться у критичному (нестійкому) стані.

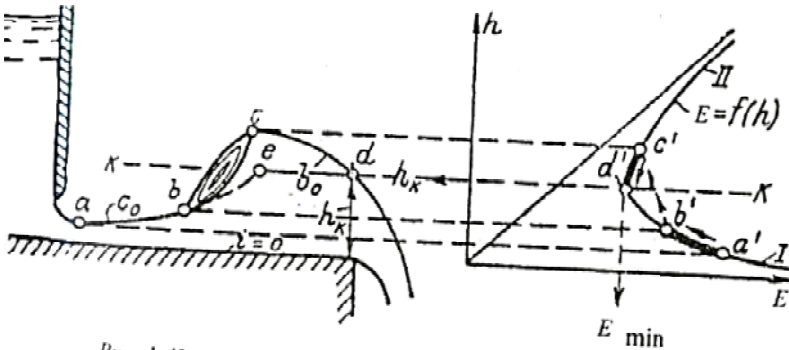


Рис. 4.28. Зміни питомої енергії перетину потоку

Можна встановити залежність, якою слід користуватися для визначення критичних характеристик потоку. У критичній точці  $\frac{dE}{dh} = 0$ .

При  $Q = const$  можемо отримати:

$$\frac{dE}{dh} = 1 - \frac{\alpha Q^2}{g \omega^3} \cdot \frac{d\omega}{dh} = 0. \quad (4.144)$$

Врахувавши, що  $d\omega = B \cdot dh$ , перепишемо рівняння:

$$1 - \frac{\alpha Q^2}{g} \cdot \frac{B_k}{\omega_k^3} = 0, \quad (4.145)$$

де  $B_k$  – ширина критичного потоку;  $\omega_k$  – площа його перерізу. Відповідно:

$$\frac{\alpha Q^2}{g} = \frac{\omega_k^3}{B_k}. \quad (4.146)$$

Це рівняння критичного стану потоку. За його допомогою можна отримати критерії переходу від спокійного до бурхливого стану:

$$1 = \frac{\alpha v_k^2 \omega_k^2 B_k}{g \omega_k^3} = \frac{\alpha v_k^2 B_k}{g B_k h_k} = \frac{\alpha v_k^2}{g h_k}. \quad (4.147)$$

Вираз у правій частині при  $\alpha = 1$  прийнято називати числом Фруда:

$$Fr = \frac{v^2}{gh} \quad \text{або} \quad Fr = \frac{v^2}{gR}. \quad (4.148)$$

Для бурхливих потоків  $Fr > 1$ , а для спокійних  $Fr < 1$ . Це число можна інтерпретувати як співвідношення між показниками кінетичної та потенційної енергії в перетині потоку. З іншого боку, існують трактовки, пов'язані з наявністю так званих стоячих хвиль у потоці. Відомо, що швидкості розповсюдження хвиль на мілкій воді, до якої відносять руслові потоки, становлять  $c = \sqrt{gh}$ . Тоді при  $v > \sqrt{gh}$  утворюються збудені стоячі хвилі. Відповідно можна записати новий (інший) критерій збудення:

$$Fr' = \frac{v}{\sqrt{gh}} \quad (4.149)$$

У критичній точці  $Fr = Fr' = 1$ .

Зауважимо, що в реальних умовах поперечні перерізи потоків самоформуються і розвиваються. Тому при вивченні бурхливості течії слід враховувати цей аспект.

Самі бурхливі потоки також можуть бути не однаковими. При подальшому наростанні швидкостей і поздовжніх похилів русел настають умови, коли у потоці утворюються специфічні системи хвиль і мають місце специфічні явища (аерація, кавітація та ін.). У природних умовах розвиток таких потоків зустрічається не часто. Але у штучних водних об'єктах (гідротехнічних системах) має досить велике значення. Прикладами можуть послужити водозливи висотних гребель, швидкотоки, стрімкі водоскидні гідротехнічні тунелі тощо. Кути їх нахилу можуть досягти 40–50°, швидкості течії – 30–40 м/с.

Принциповою особливістю відкритих високошвидкісних потоків є виникнення нових, додаткових сил, що пов'язано зі збуденнями вільної поверхні. Ці збудення призводять до локальних викривлень поверхні, викликають аерацію, утворення біжучих хвиль та інші супутні явища. Це супроводжується дією додаткових сил гравітації, поверхневого натягу, сил аеродинамічного опору. Біжучі хвилі можуть самовільно виникати при  $Fr > 2$ . Аерація, при збільшенні швидкостей,

поступово охоплює чимраз більшу товщину потоку. Повна аерація має місце при дуже великих числах Фруда. У високошвидкісних потоках спостерігається ще одне цікаве явище – кавітація. Умови її виникнення можна знайти з рівняння Бернуллі, з аналізу якого відомо, що збільшення швидкості потоку при  $h = const$  призводить до зменшення гідродинамічного тиску. При певній швидкості воно досягає значення тиску (пружності) насиченої пари. Тому всередині потоку можуть утворюватися парогазові бульбашки, які порушують нерозривність (суцільність) потоку. Вони можуть самі руйнуватися (захлопуватися) в місцях локального підвищення тиску. Рух оточуючої води до центру бульбашки, при їх руйнуванні, призводить до значного миттєвого збільшення тиску. Він може перевищувати тиск у потоці у 1300 разів. Це сприяє руйнуванню матеріалів технічних пристроїв і споруд (залізо, бетон та інші).

Найбільш інтенсивним видом руху є водоспади. При відповідних умовах тут спостерігається не тільки аерація, але і значне розпилення (руйнування, знищення цілісності) потоку.

Стрімкість природних потоків не може не впливати на характер транспортування наносів. Це також вносить певну специфіку у процеси розвитку русел і заплав. При переході  $Fr$  через одиницю в потоці можуть з'являтися специфічні утворення, пов'язані з рухом наносів – антидюни. Як правило, вони розташовані ланцюгами вздовж найінтенсивніших струменів потоку. Закономірності їх розвитку досліджують при вивченні динаміки руслових потоків і руслового процесу. Антидюни (як форми) рухаються проти течії певний час, а потім можуть бути зруйновані. При цьому частинки наносів рухаються тільки вздовж течії.

Ще більш інтенсивним рухом характеризуються потоки, що являють собою суцільну суміш води та наносів. Вони формуються при значних поздовжніх похилах водотоків. Це

можуть бути селі (в межах суходолу) або намулові потоки (в межах океану). Намулові потоки досить специфічні. Вони можуть мати швидкості до 25–30 м/с. При цьому в них немає вільної поверхні. Динаміка таких потоків ще вивчається.

#### **4.3.10. Потоки води з домішками**

Закони гідродинаміки вивчали переважно для потоків однорідної рідини, що володіє певними властивостями та характеристиками. Але у природі та техніці досить часто зустрічаються потоки, для руху яких важлива роль домішок. Домішками можуть бути тверді мінеральні або органічні частинки, бульбашки газу, кристали льоду та їх скупчення. У гідравліці та гідродинаміці такі потоки називають двофазними або багатофазними. Можна виділити два характерних процеси (випадки) переходу потоку води у двофазний стан: 1) перехід частини води у кристалічну або газоподібну фазу; 2) приєднання до потоку газоподібних або твердих частинок (тіл). При цьому можуть змінюватися властивості потоку. В одних випадках його вже не можна розглядати як суцільний (ускладнюється застосування рівняння нерозривності та нестисливості). В інших випадках (значна кількість домішок, що впливають на в'язкість) саму рідину відносять до категорії неньютонівських, тобто таких, у яких внутрішні поздовжні дотичні напруги залежать від нормального градієнта швидкостей нелінійно або характеризуються наявністю напруг спокою. Такі властивості можуть виникати, наприклад, в умовах гідротранспорту.

Механічну суміш частинок ґрунтів із водою називають гідросумішшю, а при значному вмісті дрібних частинок – пульпою. У природних потоках домішки твердих частинок іменують наносами. Вивчення механізмів їх транспорту – це важливий розділ гідрології. (А дослідження законів руху двофазних та багатофазних потоків є важливим напрямком гідродинаміки та гідравліки). Відповідні питання будуть



розглянуті в розділі 8. Тут зазначимо, що при поступовому збільшенні швидкостей течії потоку води, починаючи від нерозмиваючих, спочатку рухаються окремі частинки, що лежать на дні (перша гладка фаза), потім формуються різні види донних гряд, потім вони руйнуються (друга гладка фаза), далі потік переходить у бурхливий стан. При найбільших інтенсивностях руху в деяких випадках утворюються селі – суцільна суміш потоку води з наносами. Описана схема стосується порівняно великих частинок наносів. На відміну від них, найдрібніші частинки можуть майже постійно переноситись у товщі потоку завдяки впливу вертикальних турбулентних пульсацій швидкостей.

#### **4.3.11. Течії у Світовому океані**

Методи досліджень динаміки океану дещо відрізняються від досліджень водотоків суходолу. Це пов'язано як із системою діючих сил, так і з тим, що рухи відбуваються часто без значного впливу твердих поверхонь (обмежень). Історично і методологічно ці дослідження більше пов'язані з метеорологічними (фізика, динаміка атмосфери). Хоча ця особливість, з іншого боку, може бути розглянута як прояв єдності й багатогранності вивчення всієї газОВО-рідинної оболонки Землі.

Зупинимось на деяких основних уявленнях про закони формування течій. Для цього треба виділити найголовніші випадки співвідношень діючих чинників і відкинути другорядні. Так сформувались теорії двох основних видів течій: градієнтних та дрейфових.

Основний підтип градієнтних течій – густинні. Їх теорія розроблялась у першій половині ХХ століття В. Сандстремом та В. Хелланд-Хансеном на основі теорії циркуляції В. Б'єркнеса. Значний внесок у її розвиток зробив також М. Зубов.

Тиск в океані (морі, водоймі) збільшується з глибиною. Можна виділити уявні поверхні з однаковим його значенням – ізобаричні. Аналогічно можна виділити поверхні рівного значення густини – ізопікнічні, а також питомого об'єму – ізостеричні. Шар води (область простору), де ізобаричні та ізопікнічні (ізостеричні) поверхні паралельні, називається баротропним, а якщо вони перетинаються – барокліним. Розглянемо схему (модель) барокліного простору (рис. 4.29).

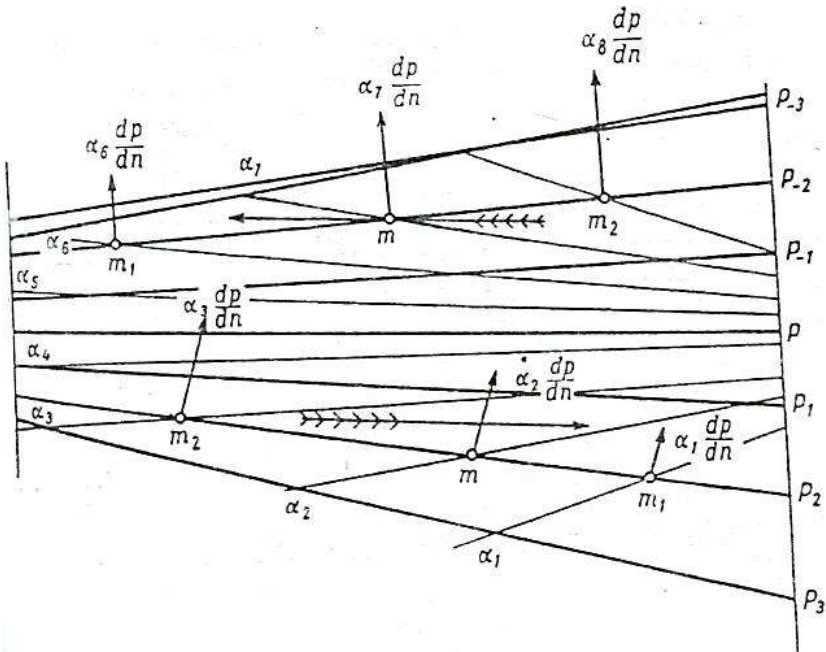


Рис. 4.29. Схема барокліного простору

Нехай питомий об'єм наростає від  $\alpha_1$  до  $\alpha_8$ . Оберемо три частки:  $m_1$ ,  $m$  та  $m_2$ , що знаходяться на ізобаричних поверхнях  $p_{-2}$  та  $p_{+2}$ . На кожен з них буде діяти сила градієнта гідростатичного тиску, направлена вгору, перпендикулярно до ізобаричної поверхні:

$$F = \alpha \frac{dP}{dn}, \quad (4.150)$$

де  $\alpha$  – питомий об'єм;  $\frac{dP}{dn}$  – градієнт гідростатичного тиску.

Вважатимемо градієнт гідростатичного тиску для  $m_1$ ,  $m$  та  $m_2$  однаковим. Тоді сила буде залежати тільки від  $\alpha$ . Відповідні вектори сили показані на рис. 4.28. Їх нерівність призводить до бічного зміщення частинок (показано стрілками) вище поверхні  $p$  вліво, а нижче – вправо. Відтік і притік води при цьому повинен компенсуватися відповідним опусканням та підніманням вод. У такий спосіб створюється комірка замкненої циркуляції. Інтенсивність циркуляції (її швидкість) залежить від кута перетину ізобаричних та ізостеричних (ізопікнічних) поверхонь, а також від їх щільності, тобто від вертикальних градієнтів відповідних характеристик. У реальних умовах кути перетину надзвичайно малі, тому необхідно дуже точно (до 0,02 %) вимірювати солоність та температуру (від яких залежать густина і, відповідно, питомий об'єм).

Ми розглянули принцип виникнення поперечної циркуляції. Перейдемо до механізму утворення власне густинної течії. Для цього введемо поняття про ізопотенційні поверхні. Під ними розуміють поверхні рівного значення потенціалу сили тяжіння. Вільна поверхня водойми (океану), якщо на неї не діють ніякі сили, крім сили тяжіння, є ізопотенційною, або рівневою.

Розглянемо взаємне розташування ізобаричних та ізопотенційних поверхонь (рис. 4.30).

При відсутності однонаправлених рухів вони повинні бути взаємно паралельні. Але при наявності течії вони розташовуються під кутом. Це відповідає умовам, розглянутим вище. Мінливість, нерівномірність горизонтального розподілу гідростатичного тиску та густини здебільшого характерні для приповерхневих шарів води. З глибиною нахили ізопотенційних зменшуються і вони наближаються до ізопотенційних.

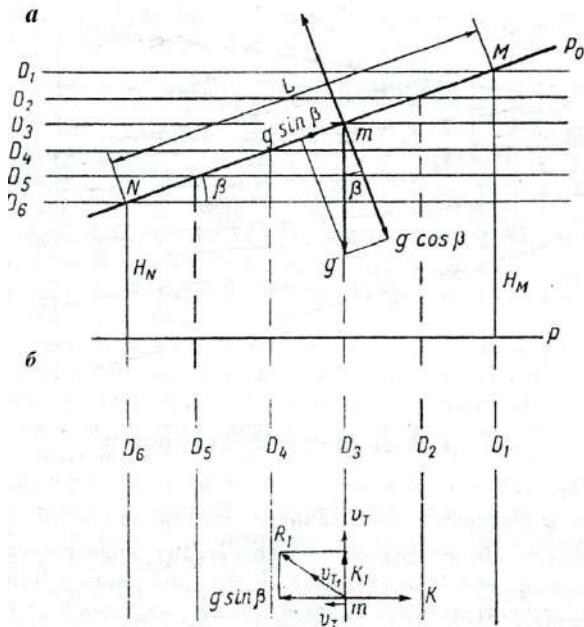


Рис. 4.30. Схема взаємного розташування ізобаричних та ізопотенційних поверхонь

Тому на певній глибині ми можемо провести горизонтальну ізобаричну поверхню  $p$ . Проведемо також ізопотенційні поверхні  $D_1$ – $D_6$ . Розглянемо сили, що діють на точку  $m$ . Це сила градієнта гідростатичного тиску  $\propto \frac{dP}{dn}$  та сила тяжіння  $g$ . Як бачимо, перша врівноважується складовою другої –  $g \cos \beta$ , а складова  $g \sin \beta$  залишається неврівноваженою. Частинка  $m$  починає зміщуватися, рухатися. У цей же момент на неї починає діяти сила Коріоліса.

У північній півкулі вона відхиляє її вправо. Але зі зміною напрямку вектора руху змінюється і напрямок дії сили Коріоліса. Отже, баланс сил може встановитися тільки у вигляді

$$g \sin \beta = K. \quad (4.151)$$

Якщо врахувати, що  $K = 2\omega \cdot v_T \cdot \sin \varphi$ , то

$$g \sin \beta = 2\omega \cdot v_T \cdot \sin \varphi, \quad (4.152)$$

де  $v_T$  – швидкість точки  $m$  або всієї густинної течії;  $\omega$  – кутова швидкість обертання Землі;  $\varphi$  – широта місцевості. Звідси отримуємо:

$$v_T = \frac{g \sin \beta}{2\omega \cdot \sin \varphi}. \quad (4.153)$$

Враховуємо, що  $\sin \beta = \frac{H_M - H_N}{L}$ , де  $H_M$  та  $H_N$  – перевищення над ізобаричною поверхнею  $p$ ;  $L$  – відстань між точками  $M$  та  $N$ . Підставляємо ці значення у формулу (4.153):

$$v_T = \frac{gH_M - gH_N}{2\omega L \cdot \sin \varphi}. \quad (4.154)$$

Добутки  $gH_M$  і  $gH_N$  дорівнюють різницям значень потенціалу сили тяжіння на ізобаричних поверхнях  $p$  та  $p_0$ . Їх називають динамічною висотою. Позначимо її  $D_M$  та  $D_N$ . Тоді

$$v_T = \frac{D_M - D_N}{2\omega L \cdot \sin \varphi}. \quad (4.155)$$

Динамічна висота характеризує роботу, яку необхідно виконати, щоб перемістити одиницю маси води по вертикалі проти сили тяжіння від ізобаричної поверхні  $p$  до  $p_0$ . Ці висоти вимірюють у так званих динамічних дециметрах або міліметрах. Співвідношення між динамічними дециметрами та лінійними метрами таке:

$$D = 0,1gh. \quad (4.156)$$

За допомогою такого показника зручно описувати топографію (рельєф) ізобаричних поверхонь відносно ізопотенційних. Їх перетини називають динамічними горизонталями (рис. 4.31).

Як бачимо, вони являють собою лінії току, а при сталому русі – траєкторії водних частинок. Для дослідження густинних течій будують карти акваторій з динамічними горизонталями. Їх розглядають також як характеристику постійних (базових) течій, що формуються без участі сил тертя та під дією сталих (довготривалих) факторів: середнього приходу й витрат тепла,

випаровування, опадів, притоку вод із суходолу, пануючих вітрів. Такого роду течії називають геострофічними, вони дають генеральну картину стаціонарної геострофічної циркуляції Світового океану.

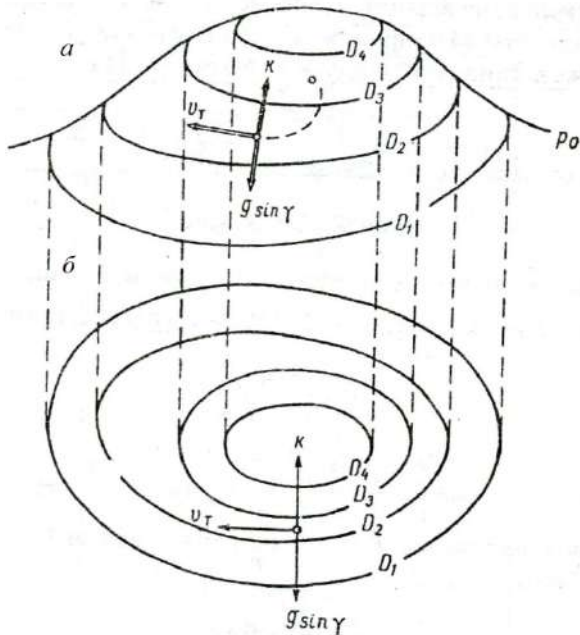


Рис. 4.31. Динамічні горизонталі

Густинні течії розкривають принциповий механізм формування градієнтних (або гравітаційних, за іншою термінологією), які можуть виникати також під дією вітру, атмосферного тиску, притоку вод із суходолу.

Іншим важливим типом течій є дрейфові (вітрові, фрикційні). Вчені здавна вважали вітер основною причиною морських течій. Однак Ф. Нансен під час дрейфу на «Фрамі» у 1893–1896 роках помітив закономірне відхилення дрейфової течії вправо від напрямку вітру. Він також правильно пояснив це впливом

відхиляючої сили добового обертання Землі. Науковець поділився спостереженнями з геофізиком В. Екманом, який у 1903–1905 роках створив відповідну теорію. Вона базується на врахуванні дії двох основних сил: сили тертя та сили Коріоліса. Зважаючи на це, Екман з систем рівнянь гідродинаміки залишив тільки два:

$$\left. \begin{aligned} \frac{A_T}{\rho} \frac{d^2 u}{dz^2} + 2\omega v \cdot \sin \varphi &= 0 \\ \frac{A_T}{\rho} \frac{d^2 v}{dz^2} + 2\omega u \cdot \sin \varphi &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (4.157)$$

де  $A_T$  – коефіцієнт турбулентного тертя;  $u$  та  $v$  – компоненти швидкості по осях координат  $x$  та  $y$ ; вісь  $z$  направлена вниз. Таке спрощення відповідало наступним припущенням:

- 1) море без берегів і дуже глибоке, що виключає з розгляду вплив тертя від твердих поверхонь;
- 2) вітер та течія сталі, тобто не змінюються в часі;
- 3) поля швидкостей вітру і течій у горизонтальній площині також сталі (не змінюються в просторі, бездивергентні);
- 4) унаслідок горизонтальності й бездивергентності руху вертикальна складова швидкості відсутня;
- 5) море однорідне за густиною (щоб виключити густинну течію), вода нестислива;
- 6) поверхня моря горизонтальна (щоб виключити градієнтну складову);
- 7) коефіцієнт турбулентного тертя не змінюється залежно від глибини.

Швидкості суто дрейфової течії описують за допомогою таких формул:

$$v = V_0 \cdot e^{-\alpha z} \cdot \sin\left(\frac{\pi}{4} - \alpha z\right), \quad (4.158)$$

де  $V_0$  – швидкість течії на поверхні океану;

$$\alpha = \sqrt{\frac{\rho \omega \cdot \sin \varphi}{A_T}}. \quad (4.159)$$

Ці рівняння показують, що течія на поверхні відхиляється від напрямку вітру: у північній півкулі вправо, у південній – вліво. Під поверхнею течія поступово зменшується з глибиною й чимраз більше відхиляється від напрямку вітру (рис. 4.32).

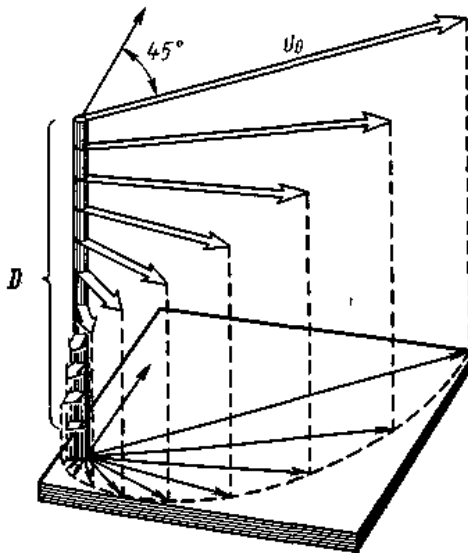


Рис. 4.32. Розподіл швидкостей дрейфової течії по вертикалі у північній півкулі (за Екманом)

Проекція на поверхню океану просторової кривої, що проходить через кінці векторів швидкості (огинаюча), виражається логарифмічною спіраллю – спіраллю Екмана.

На глибині (горизонті)  $Z = \frac{\pi}{\alpha}$  течія має напрямок, протилежний до поверхневого, а швидкість дорівнює  $1/23 u_0$ . Цей горизонт,  $Z = D$ , називають глибиною тертя. Вважають, що течія тут практично затухає. Оскільки  $\alpha$  залежить від  $\varphi$  (широти місцевості), то і  $D$  – також. Вона змінюється від мінімального значення біля полюсів до нескінченності на екваторі. Але



насправді потужність вітрової течії не перевищує десятків метрів.

У теорії Екмана визначено також куди переноситься вода течії в цілому. Цей перенос названо повним потоком. Він направлений перпендикулярно до вектора вітру (аналогічно до градієнтних, густинних течій).

Надалі теорія була застосована Екманом до моря кінцевої глибини. Вона розвивається й у теперішній час. З'ясували, наприклад, що під впливом короточасного вітру виникає чисто вітрова (чисто дрейфова) течія, при якій поле густини води не змінюється. Якщо ж вітер тривалий, то поле густини варіює. У таких, дрейфових, течіях менш щільна вода знаходиться на правому боці потоку, а більш щільна – на лівому. Це породжує поперечний нахил рівня моря і густинну течію.

Градієнтні та дрейфові течії спостерігаються в океанах не окремо. Вони разом утворюють сумарні неперіодичні течії, які коротко називають просто сумарними. Особливо це стосується прибережних акваторій.

Окрім описаних основних видів течій, існують інші, різноманітні і, як правило, періодичні (тимчасові). Тимчасові течії переважають у водоймах суходолу, хоча розглянуті вище принципіві схеми їх розвитку такі самі.

З часом виявилась певна обмеженість класичних гідродинамічних підходів до вивчення течій. Тому почав розвиватися напрямок, пов'язаний із застосуванням досягнень теорії ймовірностей. Виведені рівняння, що включають у себе ймовірності, стохастичні характеристики, як невід'ємні складові.

Всі основні течії океану створюють глобальну систему. Загальна циркуляція вод Світового океану та атмосфери Землі тісно взаємопов'язані. Дослідження й опис їх ведуться за допомогою складних сучасних математичних моделей.

#### 4.3.12. Хвилі у воді

Серед великої різноманітності рухів природних вод виділяють особливу групу – хвилі. У фізиці розгляд хвиль починають з простих їх видів – поздовжніх і поперечних. Але більшість хвиль у воді поєднують ці дві ознаки. Вони просторові, складно організовані. Крім того, їх розвиток часто ускладнений турбулентними рухами.

Хвилі у водних об'єктах можна розрізняти (класифікувати) за певними ознаками. В дійсності ці ознаки і, відповідно, характеристики хвиль, можуть поєднуватись і складно взаємодіяти.

За походженням виділяють такі види хвиль: вітрові, припливні, анемобаричні (пов'язані з одночасною дією вітру та атмосферного тиску), сейсмічні (цунамі), корабельні та ін.

За силами, що намагаються повернути частки води до стану рівноваги, розрізняють капілярні та гравітаційні хвилі. У першому випадку основною є сила поверхневого натягу, а в другому – сила тяжіння. Капілярні хвилі малі за розмірами. При дії вітру – це брижі або вторинні хвилі на поверхні основних.

За часом дії фактору, що створює хвилі, розрізняють хвилі вимушені (фактор ще діє) та вільні (фактор діяв у минулому, хвиля зберігається за інерцією).

За сталістю параметрів хвиль виділяють сталі та несталі (розвиваються на початку утворення хвилювання або затухають після припинення дії основного фактору).

За положенням виділяють поверхневі та внутрішні хвилі (існують на глибині і майже не проявляються на поверхні).

За формою розрізняють двовимірні (середня довжина гребеня яких набагато більша за середній крок), тривимірні та усамітнені хвилі (мають тільки куполоподібний гребінь і не мають підшви). Останній вид дуже специфічний і складно організований, його ще називають переносною хвилюю.

За співвідношенням довжини хвилі та глибини моря розрізняють короткі (значно коротші, ніж глибина) та довгі (з кроком, більшим, ніж глибина) хвилі.

За переміщенням форми виділяють поступальні та стоячі хвилі.

Можна також розглядати хвилі прибою, прямі та відбиті хвилі та ін. Приклади видів хвиль показані на рис. 4.33.

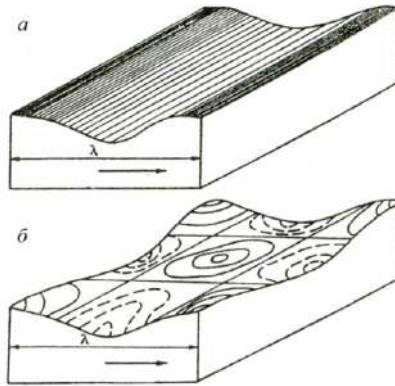


Рис. 4.33. Приклади видів хвиль  
*a* – двовимірна; *б* – просторова

Кожна хвиля характеризується певними елементами.

Хвильовий профіль – крива, яку можна отримати шляхом перетину хвильової поверхні площиною в певному напрямку (за напрямком розповсюдження).

Гребінь – частина хвилі, що розташована над середньою лінією хвильового профілю, площі вище та нижче якої рівні.

Улоговина – частина, що розташована нижче середнього хвильового рівня.

Підшва – найнижча точка улоговини.

Висота хвилі ( $h$ ) – перевищення гребеня над сусідньою підшвою. Вона дорівнює подвійній амплітуді ( $h = 2A$ ).

Довжина (крок) хвилі ( $\lambda$ ) – горизонтальна відстань між вершинами двох суміжних гребенів.

Крутизна хвилі ( $\frac{h}{0,5\lambda}$  або  $\frac{h}{\lambda}$ ) – ступінь нахилу поверхні (різна в різних частинах хвильового профілю).

Для поступальних хвиль, окрім геометричних характеристик, використовують також кінематичні. Період хвилі  $\tau$  – період часу між проходженням суміжних вершин через задану вертикаль (точку). Швидкість хвилі ( $C_\Phi$ ) – швидкість розповсюдження гребеня в напрямку загального руху. Оскільки розповсюджується лише форма хвилі, цю швидкість називають фазовою (фаза – стадія руху частинок або частина хвилі):

$$C_\Phi = \frac{\lambda}{\tau}. \quad (4.160)$$

Для стоячих хвиль говорять про період коливань.

Дані про елементи хвиль використовують при їх дослідженнях. Для поступальних хвиль перші основи теорії були закладені ще у 1802 році чеським ученим Герстнером. Це була теорія трохоїдальних хвиль. Вона застосовується для ідеального розвинутого (сталого) хвилювання у глибокому морі. Рідина також вважається ідеальною. Трохоїдальна – це двовимірна хвиля, частинки якої обертаються по правильних колах. Їх хвильовий профіль можна отримати, якщо розглядати коло, що котиться по рівній поверхні (рис. 4.34).

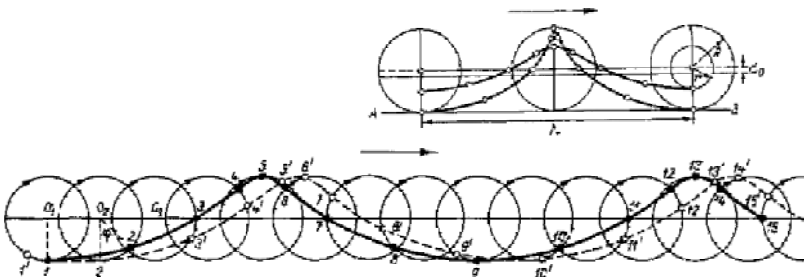


Рис. 4.34. Схема виникнення циклоїди та трохоїди [7]



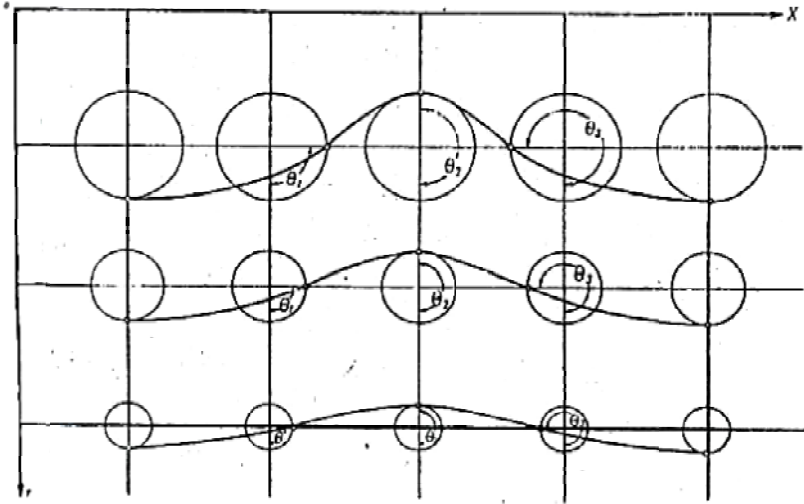


Рис. 4.36. Зміни орбіт частинок води у хвилі з глибиною

Радіуси орбіт при цьому зменшуються:

$$r = r_0 \cdot e^{-\frac{2\pi Z}{\lambda}}, \quad (4.163)$$

де  $Z$  – відстань по вертикалі від поверхні води (глибина). З цієї формули видно, що зменшення радіусів залежить від співвідношення глибини ( $Z$ ) та довжини хвилі ( $\lambda$ ). Чим менша глибина водойми і більша довжина хвилі, тим менше повинен зменшуватися радіус орбіт частинок. Але дно перешкоджає розвитку вертикальних складових руху, тому орбіти стають еліптичними (рис. 4.37).

Усе це впливає також на фазову швидкість. Співвідношення глибини моря та довжини хвилі ( $H/\lambda$ ) покладено в основу поділу хвиль на короткі та довгі. Короткі характеризуються значенням ( $H/\lambda$ )  $> 0,5$ , для довгих – ( $H/\lambda$ )  $< 0,1$ . Їх фазова швидкість залежить тільки від глибини водойми:

$$C_\phi = \sqrt{gH}. \quad (4.164)$$

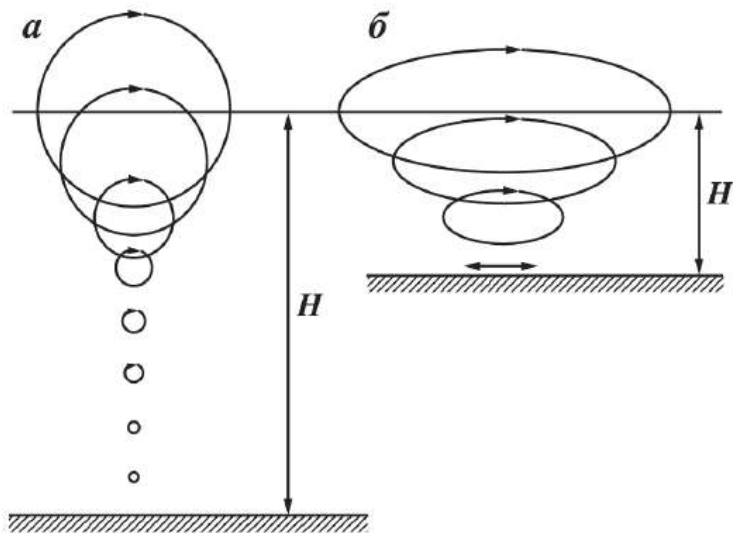


Рис. 4.37. Зміни орбіт частинок води при виході хвилі на мілководдя

При  $H/\lambda = 0,1 - 0,5$  спостерігається перехідний тип, який називають хвилями мілководдя.

Питання поділу хвиль на короткі та довгі має практичне значення. На мілководді багато хвиль переходять у категорію довгих. Вони інтенсивно розмивають дно, береги, переносять наноси, створюють прибіж.

У реальних умовах розміри і швидкості руху окремих хвиль досить різноманітні. Тому відбувається їх інтерференція (накладання), яка призводить до виникнення періодичних груп. Таке явище відоме як «дев'ятий вал», хоча номер максимальної хвилі може бути й іншим. Огинаюча група (хвиля вищого рангу) також має власну фазову швидкість.

Трохоїдальні хвилі характеризуються певною енергією. Вона складається з кінетичної та потенційної енергії частинок.

Загальна енергія одиничного стовпчика води залежить тільки від висоти хвилі. Частинки з більшими радіусами орбіт (ближчі до поверхні) мають більшу енергію, тому вона сконцентрована у верхніх частинах хвиль. Якщо відійти від ідеальних уявлень, то реальна швидкість руху частинок води по орбіті змінна. Вона найбільша на передньому схилі гребеня. Це призводить до випереджаючого руху приповерхневого шару, який називають хвильовою течією. Це також робить орбіти частинок незамкненими, профіль хвилі – асиметричним, а вершину – загостреною. Для крупних океанічних хвиль швидкість такої течії може досягати 0,5 м/с.

На поверхні водойм найбільш розповсюджені вітрові хвилі. Тому їм присвячена велика кількість досліджень. Вітрове хвилювання проходить певний шлях розвитку. Перші хвилі (брижі) капілярні і виникають унаслідок пульсацій тиску турбулентного потоку повітря (вітру). Їх довжини не більші за 4–5 см, а висоти – за 3–4 мм. При збільшенні швидкостей вітру ( $\omega > 1$  м/с) капілярні хвилі переходять у гравітаційні, які далі розвиваються за власними законами. Їх висоти та довжини зростають за різними закономірностями й нелінійно. Тому спочатку їх крутизна збільшується (до 0,08–0,12), а потім зменшується. Водночас збільшується фазова швидкість хвиль. Вона може навіть перевищити швидкість вітру ( $C_\phi > \omega$ ).

Якщо вітрові хвилі розповсюджуються з даного району хвилеутворення на інші акваторії, то їх називають зибом. Такі хвилі, що залишились після дії вітру, називають мертвим зибом. Частина найбільш довгих хвиль зибу має надзвичайно велику фазову швидкість. Вони настільки пологі, що не помітні на поверхні моря. Вони першими досягають берегів (або інших акваторій) і називаються хвилями – передвісниками зибу (шторму).

Однорідний (створюючий хвилі) вітер може діяти над різними за величиною акваторіями. Довжина (відстань) пробігу



поздовж основного напрямку називається розгоном. Чим він більший, тим швидше розвиваються хвилі, стають вищими. Розгін пов'язаний із тривалістю дії вітру. Після її припинення енергія, накопичена хвилями, частково концентрується в хвилях зибу, а частково втрачається на турбулентне перемішування і тертя. Завдяки турбулентній в'язкості насамперед зникають (затухають) короткі та круті хвилі.

При підході до глибокого відвісного (стрімкого) берега відбувається відбиття хвиль без їх руйнування. Перед ним завдяки інтерференції прямих та відбитих утворюється система стоячих хвиль.

Якщо ж берег відносно пологий, хвилі деформуються і потім руйнуються. Утворюється прибій (рис. 4.38).

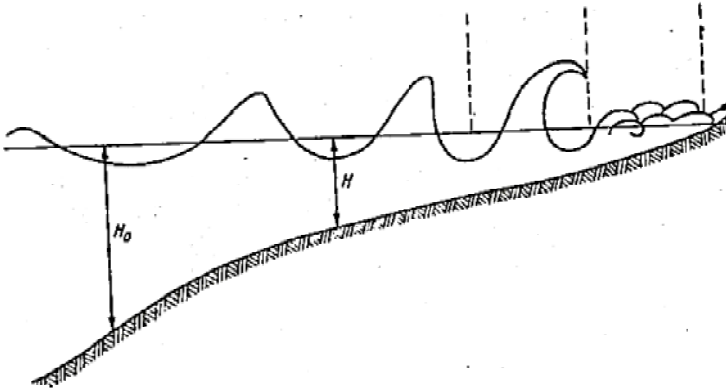


Рис. 4.38. Схема утворення прибою

Із переходом на менші глибини хвиля передає свою енергію чимраз меншій масі води. Завдяки цьому збільшується висота хвиль (енергія пропорційна  $h^2$ ). Енергія концентрується у верхній їх частині і в основному у формі збільшення поступальних швидкостей частинок води. Крута асиметрична хвиля втрачає стійкість (збалансованість) і обвалюється, створюючи прибій.

Дослідження хвиль проводяться вже більше трьохсот років. Ними займалися і займаються провідні фізики та математики. Сучасні теорії хвиль базуються на використанні досягнень цих наук, включаючи розгляд стохастичних процесів, обчислювальні методи, геофізичну гідродинаміку та інше.

Окрім вітрових хвиль, важливими видами є: стоячі довгі хвилі в замкнених (напівзамкнених) басейнах; довгі хвилі, пов'язані з підводними землетрусами або виверженнями вулканів; внутрішні хвилі та ін. Якщо вся маса певного, відносно замкненого, басейну виведена зі стану рівноваги якоюсь силою, то після її дії вода намагається повернутися в цей стан шляхом вільних затухаючих коливань. Відповідні стоячі затухаючі вільні хвилі називають сейшами. Цей термін походить від латинського «*siccus*» – сухий. Його використовують протягом століть для опису періодичного осушення дна у вузькому мілкому кінці Женевського озера. Причинами сейшів можуть бути різкі зміни атмосферного тиску над басейном, згінно-нагінні явища при швидкій зміні або припиненні вітру, рясні опади над однією (локальною) акваторією. У напівзамкнених басейнах вони можуть бути індуковані припливами та відпливами моря або океану. Деколи сейші виникають під впливом підводних землетрусів. Сейші мають вузли та пучності (рис. 4.39).

Вони можуть бути одновузлові, двовузлові та багатовузлові. В коливаннях бере участь уся маса води. Вузли насправді є вузловими лініями (рис. 4.40).

Основи теорії сейшів розроблені Меріаном у 1828 році. Період багатовузлової сейші визначають так:

$$\tau = \frac{2L}{m\sqrt{gH}}, \quad (4.165)$$

де  $L$  – довжина;  $H$  – середня глибина басейну;  $m$  – кількість вузлів. Насправді сейшеві коливання рівнів води досить складні, що пов'язано зі складною морфологією котловин та дією інших

факторів. Біля відмілілих берегів і, особливо, у мілких затоках і протоках можуть виникати значні сейшеві течії. Їх швидкості можуть досягати 2 м/с.

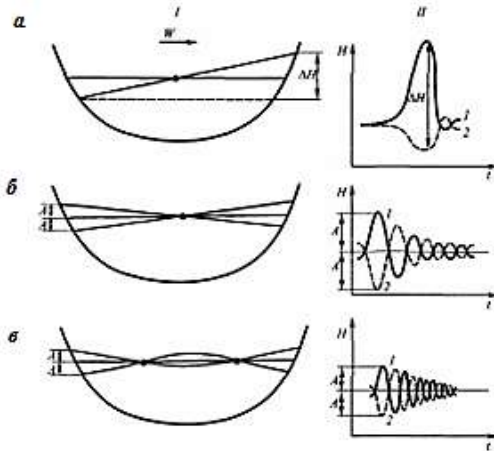


Рис. 4.39. Сейші в поперечному розрізі [7]:  
*а, б – одновузлова; в – двовузлова*

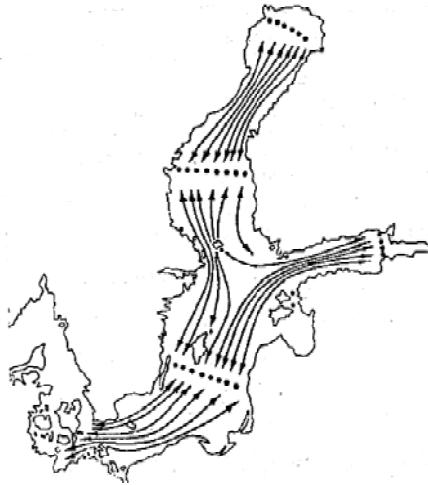


Рис. 4.40. Просторова схема сейші у Балтійському морі  
 (за В. Дубовим) [4]

Підводні землетруси, вулканічні виверження, великі зсуви спричиняють коливання товщі води. Вони розповсюджуються від місця зародження (осередку, центру) або концентрично, або у певному секторі. Це довгі поступальні хвилі. При зустрічі з узбережжям (на мілководді) збільшується їх висота і створюються катастрофічні хвилі прибою. Ці хвилі в Японії отримали назву цунамі. Вони можуть бути поодинокими або груповими. Сейсмічність окремих ділянок дна Світового океану дуже висока, тому цунамі виникають по кілька разів на рік (хоча сила їх може бути й не велика). Довжини (крок) цунамі варіюють від 15–20 км до 300–400 км. Період – хвилини. Висоти у відкритому океані 30–60 см, а при підході до берега – від 1–2 м до понад 30 м.

Швидкості розповсюдження – 400–800 км/год (у відкритому океані). При підводних землетрусах утворюються три види хвиль: цунамі, сейсмічні хвилі у земній корі та акустичні хвилі в океані. Цунамі – найповільніші з них. Тому, спостерігаючи за ними, можна передбачити їх і своєчасно вжити відповідних заходів. На поверхнях розділу шарів з різною густиною також можуть розвиватися хвилі. Їх називають внутрішніми. Вони спричинені поверхневими, припливними хвилями, імпульсами короточасних посилень вітру, різницею швидкостей течії в шарах, швидкими змінами атмосферного тиску та ін.

У зв'язку з відносно малими змінами густини внутрішні хвилі відрізняються великою амплітудою (висотою). Завдяки гідростатичній рівновазі вони знаходяться у противазі до поверхневих (рис. 4.41).

З умови постійності тиску на рівні  $Z_0$  можемо записати:

$$\rho_1 Z_1 g + \rho_2 Z_2 g = \rho_1 (Z_1 + h_1 + h_2) g + \rho_2 (Z_2 - h_2) g, \quad (4.166)$$

де  $\rho_1$  та  $\rho_2$  – густина шарів;  $h_1$  та  $h_2$  – висоти поверхневих та внутрішніх хвиль;  $Z_1$  та  $Z_2$  – відстані по вертикалі. Звідси отримуємо:

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \quad (4.167)$$

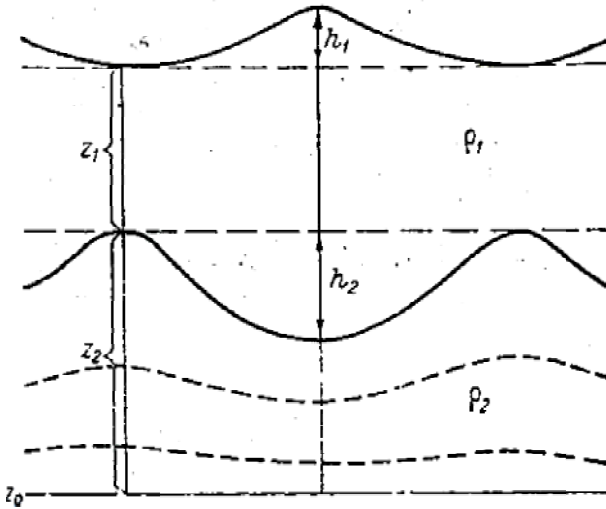


Рис. 4.41. Внутрішні хвилі

Отже, висота внутрішньої хвилі тим більша, чим менша різниця густин ( $\rho_2 - \rho_1$ ). В океані амплітуди внутрішніх хвиль досягають сотень метрів. Однак при малій стратифікованості води вони так розростаються у висоту, що стають нестійкими й руйнуються, спричиняючи турбулентне перемішування шарів. Мала різниця густин також призводить до малих фазових швидкостей цих хвиль (кілька метрів на секунду).

Внутрішні хвилі мають велике значення для процесів у глибинах океанів та морів. Вони відображають більшість поверхневих хвиль і передають вплив діючих на них факторів у нижчерозташовані шари води.

Крім описаних видів хвиль, у воді розповсюджуються звукові та світлові. Їх вивченням займаються особливі розділи науки, зокрема акустика та оптика океану.

### 4.3.13. Стратифікація, стійкість та перемішування природних вод

У полі тяжіння Землі (як і інших небесних тіл) речовина створює горизонтальні шари, що характеризуються певними особливостями і певним ступенем єдності. Розподіл таких шарів по вертикалі називають шаруватістю або стратифікацією (лат. *stratum* – настил, шар + *facere* – робити). По суті, стратифікація – це не тільки результат (стан), але й сам процес розвитку шарів. Вона пов'язана з багатьма іншими природними процесами, впливає на них.

Стратифікація природних вод розглядається в основному для водойм, хоча існує і в потоках. В умовах відносно повільних рухів води (малого впливу однонаправлених рухів, потоків) вона пов'язана з розподілом густини, який, в свою чергу, зумовлений дією інших факторів. Стійкий стан води спостерігається тоді, коли шари з більшою густиною розташовані нижче. Основним фактором розподілу є температура (в океанах і морях важливу роль відіграють солоність і тиск). До основних видів температурної стратифікації слід віднести пряму, обернену та нейтральну (гомотермію). Їх приклади для прісних озерних вод показані на рис. 4.42.

Стратифікація, в умовах збільшення густини шарів з глибиною, сприяє стійкості водних мас, тобто їх здатності чинити опір процесам вертикального обміну речовиною та іншими субстанціями. Додатний градієнт густини (в напрямку заглиблення) складає основу критерія стійкості, запропонованого Хессельбергом та Свєрдрупом. Його спрощений вигляд такий:

$$E = \frac{g}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dz}, \quad (4.168)$$

де  $g$  – прискорення сили тяжіння;  $\rho$  – густина;  $\frac{d\rho}{dz}$  – градієнт густини. Показано, що критерій стійкості  $E$  з фізичної точки зору являє собою прискорення частинки, зміщеної адіабатично з

шару в шар на одиницю відстані. Більш детальний запис критерія враховує вплив змін температури, солоності, а також так звану адіабатичну поправку на стисливість. Вивчення вертикальної стійкості має велике значення в дослідженнях водних мас, їх меж, структури. Стійкість можна розглядати як показник неоднорідності середовища, його стану та стратифікації.

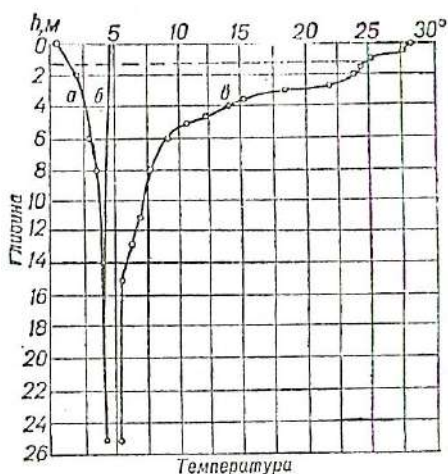


Рис. 4.42. Основні види температурної стратифікації прісних природних вод

Процесом, що протидіє стійкості, є перемішування. Його прийнято розглядати для водойм. У водних потоках також наявне перемішування, але тут це органічна, невід’ємна складова стану об’єкта. Тут воно відбувається не тільки у вертикальному, а й в інших напрямках. Його вивчає теорія турбулентності водних потоків.

У межах водойм перемішування – це окремий відносно самостійний процес, який має свої характеристики та різновиди. Тут він пов’язаний зі змінами основних факторів формування

густини води, а також з дією зовнішніх сил (вітру, течій та ін.). Розрізняють два основних види вертикального перемішування у водоймах: молекулярне (дифузія) та турбулентне. Масштаби (інтенсивність) першого настільки малі, що воно не відіграє значної ролі навіть у дрібних озерах.

Турбулентне перемішування поділяють на два підвиди:

- 1) конвективне (густинне, вільна конвекція);
- 2) фрикційне (вимушене).

Але окремі дослідники розглядають їх як незалежні види. Перший підвид виникає внаслідок збільшення густини (зменшення питомого об'єму) вищерозташованих шарів води (часто приповерхневих). Це може бути пов'язане з підвищенням солоності (при льодоутворенні й виморожуванні ропи з льоду або при випаровуванні значних об'ємів води), а також зі змінами температур у напрямку точки найбільшої густини.

Деколи збільшення густини може спостерігатися внаслідок змішування вод різної солоності та температури. Це явище в океанології називають ущільненням при змішуванні. Воно пов'язане з нелінійністю залежності густини від температури та солоності.

Розгляд фрикційного перемішування у водоймах часто поєднують із розглядом турбулентності взагалі (турбулентного руху). Теорія турбулентності – складна галузь фізики та геофізики, що продовжує розвиватися.

Турбулентне перемішування (обмін) призводить до переміщення та вирівнювання розподілу як певних властивостей води (тепло, кількість руху тощо), так і різноманітних домішок у ній. Його можна описати за допомогою рівняння турбулентної дифузії:

$$F_c = -A_c \frac{d_c}{dz}, \quad (4.169)$$

де  $F_c$  – потік субстанції через одиницю площі за одиницю часу (інтенсивність обміну);  $A_c$  – турбулентний коефіцієнт обміну,



значення якого характерне для даної субстанції, а розмірність  $\text{г/см} \cdot \text{с}$ ;  $\frac{d_c}{dz}$  – градієнт субстанції поздовж певного напрямку. Знак мінус означає, що потік додатний у напрямку зменшення субстанції (від’ємний градієнт).

Наведемо приклади для певних субстанцій:

1) потік кількості тепла ( $\text{кал/см}^2 \cdot \text{с}$ ):

$$Q = -Aq \frac{dq}{dz}, \quad (4.170)$$

2) потік кількості маси (маси домішок) ( $\text{г/см}^2 \cdot \text{с}$ ):

$$M = -A_s \frac{ds}{dz}, \quad (4.171)$$

3) потік кількості руху, що визначає турбулентний опір ( $\text{г/см} \cdot \text{с}^2$ ):

$$F_{\text{тур.}} = -A_6 \frac{dv}{dz}. \quad (4.172)$$

Турбулентні коефіцієнти обміну – це досить складні фізичні параметри, на формування яких впливає значна кількість факторів. Існують різні методи їх визначення.

#### **4.4. Хімічні властивості та склад природних вод**

##### **4.4.1. Природні води як хімічний розчин**

Вода у природі завжди вміщує певні домішки. Частина з них є розчиненими речовинами. Їх концентрації, як правило, невеликі. Тому природні води являють собою слабкий розчин. Він може бути як справжнім, так і колоїдним. Точніше, він поєднує ці різновиди, будучи складним комплексом речовин. Вода – дуже добрий розчинник. У природних водах, завперш морських, зафіксовані практично всі хімічні елементи Землі. Властивості води як розчинника тісно пов’язані з особливостями будови її молекули (електричний диполь). Окрім колоїдів, у природних водах зустрічаються суспензії та зважені частинки (зависі). Вони є основою утворення донних відкладів водоєм, змінюють деякі властивості води. Величина цих частинок така, що окремі можна бачити оком.

Процеси утворення та змін розчинів пов'язані з такими властивостями речовин, як розчинність та дисоціація. Під розчинністю розуміють здатність речовин утворювати з водою однорідну систему, тобто таку, що характеризується новими загальними властивостями. Наприклад: між твердим тілом та розчином відбувається обмін іонами або молекулами. Швидкість розчинення залежить від температури та тиску, а швидкість осадження – від температури та концентрації розчиненої речовини.

Дисоціація, тобто розпад молекул на іони, найбільш характерна для розчинів електролітів. Але чиста вода також характеризується наявністю процесу дисоціації. Його описують рівнянням



Швидкості дисоціації та утворення молекул у діапазоні температур від 0 °С до 50 °С приблизно однакові й дуже малі, а добуток концентрацій іонів є постійною величиною ( $K_w = [H^+] \cdot [OH^-] = 10^{-14} \frac{\text{г}}{\text{дм}^3}$ ). Оскільки концентрації  $H^+$  та  $OH^-$  рівні, то для кожного вони складають  $10^{-7} \frac{\text{г}}{\text{дм}^3}$ . Показник вмісту іона прийнято називати водневим показником і виражати так:

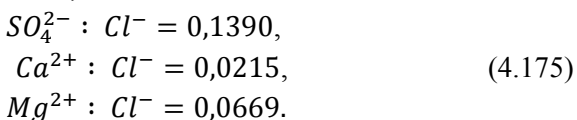
$$pH = -\lg[H^+]. \quad (4.174)$$

Одиниці вимірювання при цьому не записуються. Величина  $pH = 7$  означає нейтральну реакцію або стан розчину. При  $pH < 7$  реакція кисла (концентрація іонів  $H^+$  більша), а при  $pH > 7$  – лужна. Водневий показник у різних умовах залежить від характеристик домішок у воді, а також від термодинамічних характеристик.

Він відіграє значну роль у визначенні якості води. У річкових водах його значення змінюються від 6,5 до 8,5, в атмосферних опадах – від 4,6 до 6,0, в океані – від 7,9 до 8,3, у болотах – від 5,5 до 6,0. У водах копалень та рудників він може досягати 1,0,

содових (карбонатних) озер – 10,0. Водневий показник може змінюватися по порах року. Наприклад, для більшості річок він узимку складає 6,8–7,4, улітку – 7,4–8,2.

У більшості природних вод серед домішок переважають мінеральні речовини і, насамперед, розчинені солі. Тому основними показниками природних розчинів є мінералізація або солоність. Перший термін частіше використовують для вод суходолу й визначають як сумарний вміст усіх знайдених при хімічному аналізі мінеральних речовин ( $M \frac{\text{мг}}{\text{л}}; \frac{\text{г}}{\text{л}}$ ). Термін «солоність» застосовують у дослідженнях морських вод. Це сумарний вміст усіх твердих мінеральних розчинених речовин в 1 кг морської води при умові, що всі тверді речовини висушені до постійної маси при температурі 480 °С, органічні речовини повністю спалені, броміди та йодиди замінені еквівалентною масою хлориду, а усі вуглекислі солі переведені в оксиди. Вона виражається у проміле ( $S \text{ ‰}; 1 \text{ ‰} = \frac{1}{1000}$ ). Завдяки тривалій історії розвитку сольової маси океану кількісні співвідношення між концентраціями головних іонів (сольовий склад морських вод) зберігаються однаковими незалежно від їх абсолютної концентрації. Наприклад, мають місце такі співвідношення:



Відхилення від цієї закономірності спостерігаються лише в районах сильного впливу прісних річкових вод та у деяких внутрішніх морях.

Мінералізація та солоність вод змінюються у значних межах – від 0,01 г/л в атмосферних опадах до 600 г/л в деяких видах ропи (розсолу). Отже, не всякі природні води є лише слабким розчином. Їх поділяють на чотири групи.

1.  $M(S) < 1\text{‰}$ . Це прісні питтєві води.

2.  $M(S) = \frac{1\text{‰}}{24,7\text{‰}}$ . Солонуваті. При  $S = 24,7\text{‰}$  температура найбільшої густини та замерзання води збігаються.

3.  $M(S) = \frac{24,7\text{‰}}{50\text{‰}}$ . Солоні, морської солоності.  $S > 50\text{‰}$  у морях практично не спостерігається.

4.  $M(S) > 50\text{‰}$ . Сильносолоні (розсоли).

Особливим поняттям є «мінеральні води». Це в основному підземні води, що характеризуються наявністю деяких біологічно активних компонентів ( $CO_2, H_2S, As$  та ін.). Часто вони мають підвищену температуру та радіоактивність. Межею з прісною водою вважають  $M = 1\text{‰}$ . Мінеральні води розрізняють (класифікують) за мінералізацією, іонним складом, газовим складом і специфічними елементами. Межі груп (назви), звичайно, дещо умовні.

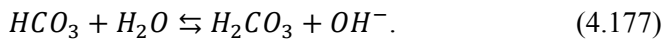
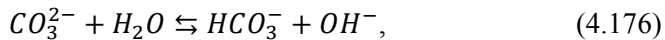
Мінералізація та склад природних вод впливають на їх властивості та процеси, що в них відбуваються. До важливих властивостей належать жорсткість (твердість), агресивність, лужність та ін.

Твердість води пов'язана з присутністю розчинених солей кальцію й магнію. Розрізняють кальцієву, магнієву та загальну (карбонатну та некарбонатну) твердість. При кип'ятінні вона зменшується і досягає постійної величини. Вода з твердістю менше 4 ммоль/л характеризується як м'яка, від 4 до 8 ммоль/л – середньої твердості, від 8 до 12 ммоль/л – тверда, більше 12 ммоль/л – дуже тверда. Тверда вода не придатна до пиття, а дуже тверда – навіть для технічних потреб (на металах з'являються шкідливі накипи та відклади).

Під агресивністю розуміють здатність природних водних розчинів руйнувати шляхом хімічної дії різні матеріали (бетон, конструкції з вапняків, метали). Під впливом скидання у водні об'єкти промислових, побутових та інших стічних вод, особливо таких, що містять соляну, сірчану, інші кислоти та солі амонію, агресивність природної води може значно посилитися.

Розрізняють вилуговуючу, магнезіальну, загальнокислотну, сульфатну та вуглекислу агресивність.

Важливою характеристикою поверхневих та морських вод є їх лужність. За нею можна судити про гідрохімічні та геохімічні процеси: формування хімічного складу води, утворення осадових (зокрема, карбонатних) порід та ін. Лужність пов'язана з наявністю аніонів слабких кислот, головно вугільної (карбонної). Гідроліз аніонів призводить до утворення гідроксильних іонів:



Лужність проявляється також у деяких видах підземних вод. Вона впливає на формування якості води.

Хімічні речовини та елементи в природних водах, біосфері, інших геосферах знаходяться в русі – мігрують. Це відбувається шляхом механічного руху водних мас, випадання в осад, видалення в атмосферу, споживання живими організмами та ін. Можливості переміщень називають міграційною здатністю. Розрізняють внутрішні та зовнішні фактори міграції. До внутрішніх відносять валентність, іонні радіуси, іонні потенціали, до зовнішніх – енергетику Землі (температурні умови, потоки енергії), склад атмосфери, клімат, біогенні умови.

Різноманітність природних та антропогенно змінених водних розчинів і процесів у них надзвичайно велика. Їх вивчають гідрохімія, гідрогеохімія, прикладна екологія та інші науки. Вони впливають на розвиток природних та технічних систем, на формування водних ресурсів.

#### **4.4.2. Основні типи домішок у природних водах**

За О. Альокінім, домішки умовно поділяють на п'ять основних груп:

- 1) головні іони, що вміщуються в найбільшій кількості;
- 2) розчинені гази;

- 3) біогенні речовини;
- 4) мікроелементи;
- 5) органічні речовини.

За іншими поглядами, особливо для підземних вод, прийнято розглядати макрокомпоненти, мікрокомпоненти, а також газовий склад.

Головні іони включають аніони та катіони.

Аніони:  $HCO_3^-$  – гідрокарбонатний;  $CO_3^{2-}$  – карбонатний;  $SO_4^{2-}$  – сульфатний;  $Cl^-$  – хлоридний.

Карбонатні аніони іноді не називають, перераховуючи їх на гідрокарбонатні.

Катіони:  $Ca^{2+}$  – кальцію;  $Mg^{2+}$  – магнію;  $Na^+$  – натрію;  $K^+$  – калію.

В океанічних водах до головних іонів також відносять  $Br^-$  (бромідний),  $F^-$  (фторидний),  $H_3BO_3^-$  (борної кислоти),  $Sr^{2+}$  (стронцію). Їх вміст відображений у таблиці 4.3. Вони разом складають 99,99 % усіх розчинених у Світовому океані речовин.

Таблиця 4.3

Головні іони в океанічних водах (за С. Бруєвичем)

Іони	$Cl^-$	$SO_4^{2-}$	$HCO_3^-$ та $CO_3^{2-}$	$Br^-$	$F^-$	$H_3BO_3^-$	$Na^+$	$Mg^{2+}$	$Ca^{2+}$	$K^+$	$Sr^{2+}$	Сума іонів
Вміст, г/кг при S = 35 ‰	19,3534	2,7007	0,1427	0,0659	0,0013	0,0265	10,7638	1,2970	0,4080	0,3875	0,0136	35,160

Морські та річкові води істотно відрізняються. У морських переважають хлориди (88,65 %) та сульфати (10,79 %), а у

річкових – карбонати (60,1 %) та інші (24,8 %). Це вказує, зокрема, на різне походження домішок. На поверхні суходолу воно пов'язане з контактом із відносно добре промитими породами. В океані – із загальнопланетарними геологічними процесами, що відбувалися впродовж тривалого часу.

Розчинені гази можуть вступати або не вступати в хімічну взаємодію з водою. Їх розчинність – це здатність утворювати з водою однорідну систему. Розчинність газів, що утворюють хімічний зв'язок з нею, набагато більша. Це аміак  $NH_3$ , сірководень  $H_2S$ , сірчанистий газ  $SO_2$  та діоксид вуглецю, або вуглекислий газ  $CO_2$ .

Кількість розчиненого газу вимірюється концентрацією насиченого розчину при даних температурі та тиску. Насиченим називають розчин, що знаходиться в рівновазі з надлишком газу.

Розчинність газів у воді залежить від температури, тиску й загальної мінералізації. При постійній температурі та невисокому тиску, для газів, що не вступають у хімічну взаємодію з водою, вона підкорюється закону Генрі:

$$C = kP, \quad (4.178)$$

де  $C$  – розчинність газу (мг/л);  $P$  – його парціальний тиск в газовій фазі;  $k$  – коефіцієнт Генрі, який також є мірою розчинності газу.

Вплив загальної мінералізації зворотний. Найбільш насиченими можуть бути холодні та прісні води. Слід відрізнити розчинність (як можливість) та фактичний вміст (концентрацію) того чи іншого газу.

На практиці досить часто користуються відносною характеристикою – відсотком насичення ( $A$ ):

$$A = \frac{C_{\phi}}{C_p} \cdot 100\%, \quad (4.179)$$

де  $C_{\phi}$  – фактичний вміст газу;  $C_p$  – вміст, що відповідає рівновазі водного розчину при даній температурі.

Наявність газів у воді пов'язана з такими основними факторами:

- 1) обмін з атмосферою;
- 2) біохімічні процеси у водних об'єктах;
- 3) процеси дегазації мантії і метаморфізація (перетворення) гірських порід у глибинних шарах земної кори при високих температурі та тиску.

У першому випадку у воду потрапляють азот, кисень, диоксид вуглецю, інертні гази. У другому – диоксид вуглецю, метан та інші вуглеводні, сірководень, азот, водень. У третьому – диоксид вуглецю, оксид вуглецю, сірководень, водень, метан, аміак, хлористий водень та ін. Ця група характерна в основному для підземних вод.

У цілому в поверхневих водах переважають кисень, азот і диоксид вуглецю, а у підземних – диоксид вуглецю, сірководень та метан.

Кисень потрапляє у воду шляхом абсорбції з атмосфери разом із дошовими чи талими водами або продукується водними рослинами при фотосинтезі. Концентрація кисню з глибиною понижується, що пов'язано з ослабленням фотосинтезу, диханням та окисненням органічних речовин. Концентрації в поверхневих водах мають значні сезонні та добові коливання. Вони змінюються також для різних водних об'єктів. Основні межі змін концентрації від нуля до 14 мг/л. За рахунок інтенсивного фотосинтезу деколи може спостерігатися перенасичення – до 20 мг/л. На пониження концентрацій впливають також органічне забруднення, або евтрофікація, водойми. (Євтрофікація – підвищена біопродуктивність, що призводить до накопичення органічних решток і погіршення фізико-хімічних властивостей води). Мінімальна концентрація розчиненого кисню, необхідна для нормального розвитку риб, становить 5 мг/л. Якщо вона понижується до 2 мг/л, починається їх масова загибель (замор).



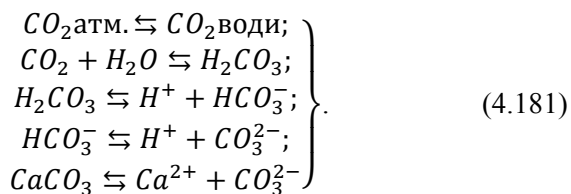
Диоксид вуглецю надходить у воду з атмосфери, внаслідок дихання тварин, при розкладі органічних речовин та іншими шляхами. Має дуже велику розчинність за рахунок хімічної взаємодії з молекулами води. Концентрація  $CO_2$  в природних водах значно залежить від  $pH$  і змінюється від десятих часток до 3–4 мг/л. Інколи концентрація може підвищуватися до 10–20 мг/л. У глибинних підземних водах вона може бути набагато більшою, що пов'язано з виділенням вулканічних газів. При високих значеннях концентрації  $CO_2$  вода стає агресивною по відношенню до бетону та металів.

При взаємодії з водою  $CO_2$  утворює вугільну кислоту. При цьому встановлюється карбонатна рівновага, тісно пов'язана з кальцієвою (кажуть також про карбонатно-кальцієву рівновагу). Це найскладніша система рівноваг у природних водах.

Загальний вміст компонентів карбонатної системи виражають так:

$$\Sigma CO_2 = [CO_2] + [H_2CO_3] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]. \quad (4.180)$$

Із карбонатною системою також безпосередньо пов'язані іони водню та кальцію, а непрямо – фактично весь комплекс розчинених речовин. Систему рівноваг описують такими рівняннями:



У природних водах у більшості випадків співвідношення форм карбонатної рівноваги впливає на значення  $pH$ .

Сірководень надходить у природні води в основному за рахунок відновлювальних процесів, що відбуваються при бактеріальному розкладі та біохімічному окисненні органічних речовин. Іншим джерелом є дегазація мантиї Землі. Сірководень токсичний і має неприємний запах. Його наявність може

вказувати на досить сильне забруднення води органічними речовинами. Як правило, він відсутній в основній частині водних об'єктів і з'являється лише деколи у придонних шарах. Сірководень швидко окиснюється при наявності у воді достатньої кількості кисню, а також деяких видів бактерій. Але він може бути присутній у значних концентраціях у мінеральних (сульфідних, сірководневих) водах. Ці води мають лікувальне значення, що пов'язано з особливими їх загальними властивостями.

Азот (нітроген) надходить у водні об'єкти в основному з атмосфери, частково внаслідок біохімічних процесів. Він має властивості інертного газу, але все ж бере участь у гідрохімічних процесах. Основна форма знаходження азоту як елементу у природних водах – різноманітні біогенні сполуки.

Метан відносять до газів, найбільше розповсюджених у підземних водах. Основним його джерелом є дисперсні органічні сполуки в породах. У невеликих кількостях він спостерігається у придонних шарах озер, де виділяється з деяких відкладів при біохімічному розкладі органічної речовини.

Біогенні речовини – це мінеральні речовини, що найбільш активно приймають участь у життєдіяльності водних організмів. До них відносять сполуки азоту ( $NH_4^+$ ,  $NO_2^-$ ,  $NO_3^-$ ), фосфору ( $H_2PO_4^-$ ,  $HPO_4^{2-}$ ,  $PO_4^{3-}$ ), кремнію ( $HSiO_3^-$ ,  $SiO_3^{2-}$ ), іони заліза ( $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ) та деяких мікроелементів. У природні води потрапляють в основному при розпаді організмів у межах об'єкта, а також із площі водозбору та зі стічними водами. Концентрації їх невеликі, а режим пов'язаний із температурою, що впливає на гідробіологічні процеси.

Мікроелементи – хімічні елементи, сполуки яких зустрічаються у природних водах у дуже малих концентраціях (мікрограми на літр). Різноманітність їх дуже велика. До типових катіонів відносять  $Li^+$ ,  $Rb^+$ ,  $Cs^+$ ,  $Be^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$  та

ін. Іони важких металів –  $Cu^{2+}$ ,  $Ag^+$ ,  $Au^+$ ,  $Pb^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $Co^{2+}$  тощо. Комплексоутворювачі –  $Cr$ ,  $Mo$ ,  $V$ ,  $Mn$ . Типові аніони –  $Br^-$ ,  $I^-$ ,  $F^-$ ,  $B^{3-}$ . У природних водах присутні радіоактивні елементи. Всі ці домішки можуть знаходитися у воді у вигляді завислих речовин, колоїдів (гідроксидів металів), комплексів з гуміновими та іншими органічними кислотами, недисоційованих, напівдисоційованих молекул і вільних іонів. Загальною причиною малих їх концентрацій є низька міграційна здатність. Мікроелементи важливі для живих організмів, вони входять до складу ферментів, вітамінів, гормонів.

Органічні речовини – наслідок функціонування біосфери (як у водах, так і на водозборі). Значна частина органіки – наслідок діяльності людини. Склад цих речовин дуже різноманітний. Вони можуть знаходитися у розчиненому вигляді, в колоїдному та завислому станах. Вони впливають на окиснюваність домішок. Показником їх вмісту може бути органічний вуглець. Мінімальні його концентрації в незабруднених водах складають приблизно  $1 \text{ мг/дм}^3$ , а максимальні –  $10\text{--}20 \text{ мг/дм}^3$ . У болотних водах вони досягають сотень  $\text{мг/дм}^3$ . У забруднених водах концентрації змінюються у діапазоні від  $10 \text{ мг/дм}^3$  до  $100 \text{ мг/дм}^3$  та більше.

У сучасних умовах завдяки антропогенному впливу на природні води, крім описаних основних п'яти груп домішок, дедалі більше значення набувають різноманітні специфічні забруднюючі речовини. Вони впливають на розвиток водних об'єктів, їх екосистеми, а також на якість води.

#### **4.4.3. Гідрохімічна класифікація природних вод та зміни їх складу**

Існують різноманітні класифікації природних вод за хімічним складом та мінералізацією. Однією з найбільш розповсюджених та загальних є класифікація О.О. Альокіна, запропонована у 1948 році. Згідно з нею виділяють класи, групи та типи вод.

Класи: 1) гідрокарбонатних та карбонатних вод (більша частина слабомінералізованих вод річок, озер, водосховищ, деякі підземні води);

2) сульфатних вод (середньомінералізовані, генетично пов'язані);

3) хлоридних вод (високомінералізовані води океанів, морів, деяких озер, закритих підземних структур та ін.).

Класи виділені за переважаючим аніоном. Кожен клас поділяється на три групи за переважаючим катіоном. Виділено такі групи: кальцієву, магнієву і натрієву. Кожна група поділяється на чотири типи, залежно від співвідношень вмісту іонів:

тип I:  $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ;

тип II:  $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ ;

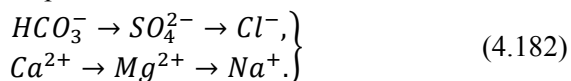
тип III:  $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  або  $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$ ;

тип IV:  $\text{HCO}_3^- = 0$ .

Хімічний склад певних частин природних вод, водних об'єктів може бути відносно стабільним або змінюватися. Якщо зміни не однонаправлені і не дуже значні, то говорять про гідрохімічний режим об'єктів. Він може бути зумовлений природними й антропогенними факторами, проявляється в багаторічних, сезонних та добових коливаннях концентрації компонентів хімічного складу, показників фізичних властивостей води, рівня забрудненості та іншому.

У деяких випадках мінералізація природних вод значно змінюється (в основному однонаправлено, але деколи періодично). Важливим видом процесу таких змін є метаморфізація хімічного складу. Під нею розуміють направлені перетворення в іонному складі вод, які відбуваються під впливом змін зовнішніх умов та чинників, і проявляються в кристалізації мінералів (випадінні солей в осад), катіонному обміні й десульфатизації. Метаморфізація відбувається лише в певних умовах і призводить до зміни гідрохімічного класу.

Якщо процес іде так, що хімічний склад води змінюється від гідрокарбонатного до сульфатного і далі до хлоридного, тобто спочатку відбувається втрата (на осад)  $CO_3^{2-}$  та  $HCO_3^-$ , а потім  $SO_4^{2-}$ , то такий напрямок називається прямим або нормальним (метарморфізація I роду). Збільшення вмісту іонів при цьому можна відобразити так:



Тобто води стають хлоридно-натрієвими. Цей процес пов'язаний зі збільшенням мінералізації вод в умовах посушливого клімату або при заглибленні в надра земної кори (від поверхні до певних глибин).

Зворотний процес (метаморфізація II роду) пов'язаний зі збільшенням зволоженості території, надходженням прісних вод, при підйомі до поверхні Землі. В реальних умовах процеси змін хімічного складу вод набагато складніші. Ми навели лише приклад генералізованої схеми одного з них.

#### 4.4.4. Забруднення та якість природних вод

Ресурси прісних вод досить довго вважалися практично невичерпними. Це призвело до значних промахів в організації їх використання. За прогнозами, у першій чверті XXI століття проблема питної води та водних ресурсів узагалі стане однією з центральних екологічних проблем. Фактично вона існує вже зараз. Більше 20 % населення Землі живе в умовах значного дефіциту води. Питання якості природних вод та екологічного стану водних об'єктів актуальне практично для кожної країни.

На погіршення стану (якості) водних об'єктів впливають різноманітні фактори – зміни водного режиму, морфологічних та динамічних характеристик, донних відкладів, наносів та ін. Але основним є вплив забруднень. Головна їх форма – скид

забруднюючих речовин, що утворюються внаслідок діяльності людини.

З іншого боку, вдосконалюються технології, системи водокористування, докладаються зусилля по відновленню нормального функціонування водних об'єктів, розвивається водне законодавство.

Усі ці фактори впливають на якість природних вод як частини екосистем. Це досить широке поняття, яке тільки формується. Більш розповсюджений термін «якість води». Для різних потреб вимоги до якості різні. Крім того, ці вимоги поступово розвиваються. Очевидно, що вимоги повинні враховувати перспективи розвитку гідроекосистем. І це загальна мета.

З якістю води пов'язане також більш давнє поняття – водні ресурси. Раніше воно використовувалося широко й охоплювало практично всі доступні природні води. Тепер на передній план виступають якісні показники, можливості раціонального використання.

У сучасний період мова йде про якість не тільки прісних вод, а й інших їх видів, розповсюджених у природі (біосфері). Зі станом гідроекосистем пов'язані також інші ресурси. Тому, можливо, доцільно вести мову про гідрокоресурси як потенціал розвитку систем біосфери та ноосфери. Це відповідає загальному екологічному поняттю «якість природного середовища».

Однак реальністю поки що є значне забруднення природних вод і погіршення стану водних об'єктів. У підручниках з екології відповідні розділи часто називаються «Екологічна безпека гідросфери». Існують різноманітні класифікації факторів впливу на природні води та забруднюючих речовин.

Природні води характеризуються також властивостями самоочищення. Це поняття близьке до поняття стійкості екосистем (геосистем). Самоочищення водних об'єктів

зумовлене багатьма факторами: гідродинамічними (турбулентність), біохімічними, енергетичними (насамперед сонячна радіація), біологічними та ін. Їх дія залежить як від режиму водного об'єкта, так і від ступеня забрудненості. Потенційні можливості самоочищення пов'язані з такими процесами, як седиментація, сорбція, розбавлення та розклад складних органічних сполук.

Вивчення процесів самоочищення природних вод проводиться з метою отримання кількісних показників стану водного об'єкта, прогнозу хімічного складу та властивостей води, розрахунку (оцінки) граничнодопустимих навантажень, аналізу балансу хімічних речовин та ін.

Процеси природного самоочищення можуть стимулюватися людиною. Така діяльність є частиною зусиль по забезпеченню якості природних вод.

Загострення екологічних проблем і розвиток комплексу екологічних досліджень (екології в широкому розумінні) не можуть не впливати на інші науки, зокрема й на гідрологію. Цей її аспект потужно розвивається. Існують пропозиції щодо формування екогідрології, гідроекології та ін. Деякі важливі питання цього напрямку будуть розглянуті у третій частині підручника.

#### **4.5. Основи гідробіології та екології вод**

Гідробіологія – живий світ гідросфери. Вона включає дослідження як певних особин, видів, так і угруповань, а також екосистем, біоценозів. У даному відношенні гідроекологія є частиною гідробіології. У зв'язку зі значними особливостями досліджень морських організмів історично склалося так, що біологію моря розглядають як самостійну науку. Виділяють також екологію моря. Перехід від розгляду екосистем, переважно з біологічних позицій, до розгляду більш складних утворень з урахуванням антропогенного чинника породжує

протиріччя у трактуваннях змісту та належності екологічних наук. Біоцентристському підходу протиставляється комплексний геоекологічний, що породжує різноманіття термінології. Для того, щоб підкреслити відмінності у двох підходах з метою упорядкування, можна використовувати два терміни: біогідроекологія та антропогідроекологія. Це ж відповідає назвам основних стадій земної еволюції. За аналогією з терміном «екологія моря» можна використовувати термін «екологія вод».

Гідробиологія як біологічна наука має давню історію розвитку і є частиною сучасної фундаментальної науки. Біологія водних об'єктів суходолу й біологія моря оформились як самостійні науки у другій половині XIX століття. Водні екосистеми, разом з лісовими, становлять основу біосфери, є основними її складовими. (Екосистеми загалом можуть розвиватися без води). Типологія водних екосистем пов'язана з врахуванням як рельєфу дна, так і динаміки, терміки, режиму освітлення, хімічного складу вод та інших чинників. Водні екосистеми більш мінливі, динамічні, ніж екосистеми поверхні суходолу. Особливо це стосується систем Світового океану.

Знання особливостей будови та функціонування водних екосистем дозволяють знаходити рішення таких важливих питань, як збереження біорізноманіття, підвищення біопродуктивності, оптимізація відповідних природно-соціальних систем. Важливі методи біоіндикації стану, якості вод. Біологічні показники якості водних об'єктів – найбільш комплексні, значущі. Інформація про них може бути отримана шляхом організації відповідних складових моніторингу вод.

Перехід до антропогенної стадії еволюції проявляється у змінах процесів у географічній оболонці, умов розвитку екосистем, геосистем, формуванні нової їх сутності. В основі таких змін лежить діяльність людини. Як і для екосистем, водний ресурс необхідний для розвитку людських спільнот.



Свого часу його вважали невичерпним або повністю відновним. Але тепер стало очевидним, що людина несе відповідальність за стан усіх земних систем. У цьому плані предмет і завдання антропогідроекології надзвичайно актуальні.

Схематично антропогенні впливи на земні води можна поділити на дві основні частини: 1) забір води з водних об'єктів у технічні системи та скидання відпрацьованих вод (водопостачання та водовідведення); 2) зміни природних вод, водних об'єктів; створення штучних водних об'єктів; використання водних об'єктів. У водному господарстві це називають спеціальним та загальним водокористуванням.

Основними видами спеціального водокористування є: 1) комунальне; 2) промислове; 3) сільськогосподарське. Загальне водокористування надзвичайно різноманітне й охоплює практично всі види діяльності людини. Але ще більш загальне поняття про вплив людини на земні води, антропогенну стадію їх розвитку, формування якісно нових водних геосистем (природно-соціальних). Їх відмінність від природних – керівне положення людини і, відповідно, нові закономірності будови та функціонування. Перш за все це стосується інформаційних процесів. Водночас змінюються потоки речовини та енергії. Історично інформаційно-матеріальна діяльність людини проявлялася у таких сферах, як технології, право, економічні та управлінські відносини, наука, освіта. У теперішній час вони дедалі більше об'єднуються завдяки інтенсивному зростанню інформаційних технологій, формуванню глобальних інформаційних процесів, інфосфери, глобального інтелекту. Поступово формуються новітні інформаційно-матеріальні природно-соціальні геосистеми. Вони включають комплекси новітніх технологій, моніторингу, правового та економічного регулювання, управління та інтелекту (включаючи підготовку кадрів, фахівців). Це ж стосується і новітніх аквагеосистем різного ієрархічного рівня – від глобального до локального.

Розвиток сучасних технологій взаємодії людини і земних вод тісно поєднується з моніторингом, правовим, економічним та управлінським регулюванням. У розвинутих країнах технологічні процеси використання вод, процеси взаємодії з водними об'єктами значно екологізовані, враховують необхідність відтворення та підвищення якості екосистем, геосистем. Працюють екологічний імператив, екологічні пріоритети. У менш розвинутих країнах поки що зберігаються проблеми забруднення вод, пониження якості середовища, виснаження ресурсів. Зберігається загроза екологічної кризи, спостерігаються прояви локальних екологічних катастроф, значною мірою пов'язаних з водою.

Водне право, водне законодавство також відрізняються в різних країнах. Існують проблеми його ув'язки, розвитку з метою вдосконалення спільного використання вод річкових басейнів, транскордонних об'єктів морів та океанів. Велике значення тут має міжнародна співпраця, реалізація міжнародних угод, конвенцій тощо. Водне право тісно пов'язане з екологічною політикою, екологічним (ресурсним) менеджментом, водоресурсним менеджментом, організацією управління водними ресурсами. Вважають, що водоресурсний менеджмент є складовою менеджменту гідрологічного циклу. Існує також менеджмент ресурсів морів, Світового океану. У сучасних умовах, коли актуальне питання відтворення ресурсів, підвищення якості екосистем, геосистем, важливими підходами водоресурсного менеджменту і загалом управління водними ресурсами є: правильне, перспективне планування управління річковими басейнами; екологічно обґрунтоване визначення плати за водокористування; удосконалення економічного механізму та технологій водокористування загалом; потужний розвиток інтегрованого управління водними ресурсами (ІУВР); міжнародна співпраця й послідовне виконання угод та програм.

#### 4.6. Закони і теорія гідрології

Вважають, що на межі XIX і XX століть було закладено теоретичні основи у науках гідрометеорологічного циклу, розпочалося вивчення процесів, що відбуваються в атмосфері та гідросфері Землі. Перш за все це процеси динаміки повітря і вод. Водночас поглиблювалися знання про їх хімічний склад та режим. Унаслідок специфіки об'єктів суходолу, особливостей процесів стоку в гідрології суходолу теоретичні основи склалися і значною мірою продовжують складатися з дещо відокремлених частин. Оскільки фізико-хімічні процеси лежать в основі всіх інших, вивченню відповідних закономірностей приділялась першочергова увага. Однак вони проявляються в конкретних умовах, тому їх закони стосуються геосистем певного роду. Це, зокрема, означає, що неможливо огульно застосовувати загальні фізичні закони. Вони повинні бути адаптовані до типових умов.

Води, водні об'єкти є невід'ємною складовою геосистем, географічного середовища. Отже, формування теорії гідрології не може зводитися лише до фізико-хімічних процесів. Існують також геологічні, геоморфологічні, біогеографічні, ґрунтознавчі, екологічні, ландшафтознавчі та інші напрямки розвитку гідрологічних знань. Значною мірою сучасна гідрологія прикладна й антропогенна, що також позначається на формуванні її теоретичних основ.

Загалом розвиток теорії гідрології показує поступовий перехід від переважно фізичних схем та підходів до пізнання законів самоорганізації та еволюції складних аквагеосистем, включаючи природно-антропогенні. Важливими атрибутами цього процесу є удосконалення моніторингу та моделювання із застосуванням сучасних дослідницьких технологій.

Щодо характеру гідрологічних законів точаться дискусії. Дехто вважає, що їх взагалі не існує. Хоча, заглянувши у гідрологічні словники, підручники, ми знаходимо масу

прикладів. Очевидно, власне гідрологічні закони відрізняються від законів фізики, математики, логіки ступенем загальності та строгості. Часто їх характеризують як напівелектричні чи емпіричні. Водночас вони об'єктивні, об'єктивно існуючі. Чи можна назвати виключно емпіричними закономірності добових та сезонних змін у режимі водних об'єктів? Адже вони пов'язані з законами функціонування Сонячної системи. В атмосфері та океані проявляються закони геофізичної гідродинаміки. Отже, питання не у відсутності законів, а в пізнанні їх характеру, сутності. Це складна система законів Земної еволюції, що охоплює й еволюцію вод, а також розвивається у нерозривному зв'язку з розвитком науки та філософії, удосконаленням наукової картини світу. У формуванні теоретичного рівня гідрологічних знань поряд із поняттям «закон» використовують поняття «принципи, постулат». Вони також є узагальненнями високого рівня і дозволяють правильно організувати дослідження. До теоретичного рівня знань відносять також провідні ідеї та гіпотези.

# Частина II

## ГІДРОЛОГІЯ

### ОСНОВНИХ ТИПІВ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ

#### Розділ 5

#### ГІДРОЛОГІЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ

##### 5.1. Загальні відомості про Світовий океан та історію його розвитку

У підрозділі 3.1 ми вже зазначали, що історія розвитку Світового океану, гідросфери Землі і всієї планети тісно взаємопов'язані. У тектонічному відношенні за останні приблизно 2 млрд років переважають процеси руху літосферних плит. Очевидно, що геологічна історія океанів та континентів останніх ер вивчена значно краще, ніж перших етапів розвитку Землі. До Фанерозою сформувались основна маса вод океану та основні риси їх сольового складу, тобто Світовий океан сучасного типу. Рухи літосферних плит та інші процеси зумовлювали зміни океанів та морів. У даному розділі будемо розглядати інформацію про сучасний океан.

Світовий океан – це суцільна водна оболонка Землі, над якою виступають елементи суходолу (материки, острови) і яка характеризується єдністю історії розвитку взаємопов'язаних частин, сольового складу, загальною специфікою гідрологічних процесів. Тому його також називають океаносферою. Він вкриває 71 % поверхні планети, вміщує 96,4 % об'єму сучасної приповерхневої гідросфери і пов'язаний із глобальними тектонічними, кліматичними та еволюційними процесами. У цьому відношенні нашу планету доречно було б назвати «Океан».

Частково процеси та явища в океані розглянуті в першій частині підручника. Тут ми більше зупинимось на власне географічному та гідрологічному їх аспектах.

У міру накопичення даних про океани, моря та з розвитком науки змінювалися підходи до питання про поділ Світового океану. Перший крок до офіційного його вирішення зробило Лондонське географічне товариство. Спеціально створена ним комісія розробила класифікацію, прийняту 1845 року. Згідно з нею виділяли п'ять океанів: Північний Льодовитий, Атлантичний, Індійський, Тихий та Південний. Їх межі були проведені по Полярних колах та меридіанах південних точок Південної Америки, Африки та Австралії. Пізніше це питання знову обговорювалось, і, згідно рішень Міжнародного гідрографічного бюро (1923 р.) та Міжнародних гідрографічних конференцій (1937 та 1953 рр.), поділ дещо змінювався. В останньому варіанті вирішено відмовитися від виокремлення Південного океану. Але тепер його знову пропонують виділяти. Міжнародна гідрографічна класифікація будується на встановлених традиціях при іменуванні окремих об'єктів та прагненні проводити морські кордони по прямих лініях.

Традиції та зручності судноплавства вступають у протиріччя з географічними (гідрологічними) ознаками та принципами поділу океану. Тому існує досить велика кількість спроб більш обґрунтовано провести такий поділ. Досить розповсюджені схеми з виділенням семи або восьми океанів (за гідрологічними ознаками). За морфологічними ж ознаками виділяють тільки три океани.

Згідно із сучасними поглядами, океаном можна вважати частину Світового океану, розташовану між материками, що характеризується великими розмірами, самостійною системою циркуляції вод та повітря атмосфери, суттєвими особливостями гідрологічного режиму.

Таблиця 5.1

## Основні характеристики океанів

Океан	Площа, млн км <sup>2</sup>	Об'єм, тис. км <sup>3</sup>	Глибина, м	
			середня	найбільша
Тихий	179,679	723690	4028	11034
Атлантичний	93,363	337699	3926	8385
Індійський	74,917	291945	3897	8047
Північний	13,100	16980	1205	5449
Льодовитий				
Світовий океан	361,059	1370323	3795	11034

Океани у свою чергу поділяються на окремі частини. Існують спроби виділяти океанічні басейни або природні регіони. Але найбільш прийнятне виділення морів, заток і проток.

Унаслідок історичних обставин та об'єктивної складності питань сучасні назви суперечливі і не завжди відповідають гідрологічним принципам (ознакам). Окремі затоки фактично є морями і навпаки.

У гідрології морем називають порівняно невелику частину океану, врізану в суходіл або відділену від інших частин океану берегами материків, півостровів, островів, підводними порогами. Море характеризується специфічними геологічними, гідрологічними, метеорологічними та іншими рисами.

Існують різні класифікації морів. Найбільш розповсюджений такий поділ:

- 1) внутрішні (середземні);
  - а) міжматерикові;
  - б) внутріматерикові;
- 2) окраїнні;
- 3) міжострівні.

Інколи внутрішніми називають Каспійське та колишнє Аральське море. Але це особливі випадки (об'єкти) – рудименти

(релікти), що колись були з'єднані з океаном. Їх також розглядають як озера. Внутрішні моря глибоко входять у межі суходолу та з'єднані з океаном однією або системою проток. Тому їх гідрологічний режим значно відрізняється від режиму прилеглих районів океану. Окраїнні (крайові) моря мають більшу схожість (пов'язаність) режиму з океаном, ніж внутрішні. Вони відділені від нього великими півостровами, грядами, ланцюгами островів. Міжострівні моря пов'язані з архіпелагами островів.

Фактично розглянутий поділ є типізацією, а не класифікацією. Він допускає існування багатьох перехідних, а також атипічних об'єктів (наприклад, Саргасове море – «без берегів»).

За міжнародним поділом (прийнятий з метою упорядкування міжнародного обміну океанографічними матеріалами) виділяють 59 морів.

Більш дрібними частинами океанів та морів є затоки та протоки. Затока – це частина океану або моря, врізана в суходіл і слабо відокремлена від прилеглої відкритої акваторії, що призводить до невеликої різниці в гідрологічному режимі. Розрізняють просто затоки, бухти, лагуни, фйорди, губи, естуарії, лимани. Останні три різновиди фактично є об'єктами перехідного типу – гирловими областями річок. Лагуни та фйорди також мають свої особливості.

Протока – це водний простір, що відділяє дві ділянки суходолу й з'єднує океани, моря чи їх частини. В океанології існує важливий науковий напрямок – вчення про протоки.

Головною специфікою Світового океану як водного об'єкта є його глобальність. Поряд із цим на особливості океанічних процесів впливають: переважаюча солоність морських вод, великі глибини, потужна взаємодія з атмосферою, кріосферою, дія припливних явищ тощо. У ході досліджень Світового океану сформувалася система наук, що відповідають різним складовим



наук про Землю: геофізиці, геології, геохімії, географії, біології, екології та іншим. Зокрема, важливими науками та напрямками досліджень є: геологія та геоморфологія моря, фізика та хімія моря, біологія та екологія моря, географія Світового океану, включаючи географію ресурсів океану, морська гідрометрія, промислова океанологія та інші. Відповідно побудована й структура даного розділу. Вона відображає основні напрямки досліджень та основні процеси в океанах і морях. Матеріал наведено коротко, концентровано, оскільки океанологія – це самостійна навчальна дисципліна. Питання про участь Світового океану в глобальних процесах буде розглянуто у третій частині підручника.

## **5.2. Основні геологічні та геоморфологічні процеси у Світовому океані**

Морська геологія зародилася ще у XIX столітті, але досі активно розвивається. Вона охоплює практично всі розділи геології загалом і має аналогічну структуру. У даному підрозділі звернемо увагу лише на основні геологічні та геоморфологічні процеси, що відбуваються в межах Світового океану, і дамо їх коротку характеристику. Матеріал стосовно глобальних процесів взаємодії океану та літосфери подамо у третій частині підручника.

Розвиток тектоніки літосферних плит у поєднанні з процесами розвитку геосинкліналей і тектоно-магматичними епохами поступово створили основні риси сучасної конфігурації океанів, континентів, островів, морів і основні структури дна Світового океану. Вважають, що існує відповідність між основними типами земної кори та комплексними планетарними формами рельєфу (рис. 5.1):

- 1) материковий тип – материки (а – надводна частина; б – підводна частина);
- 2) океанічний тип – ложе океану;

3) перехідний (геосинклінальний) тип – геосинклінальні пояси (зони переходу від материків до океанів, перехідні зони);

4) рифтогенний тип – планетарна система серединно-океанічних хребтів і рифтів.

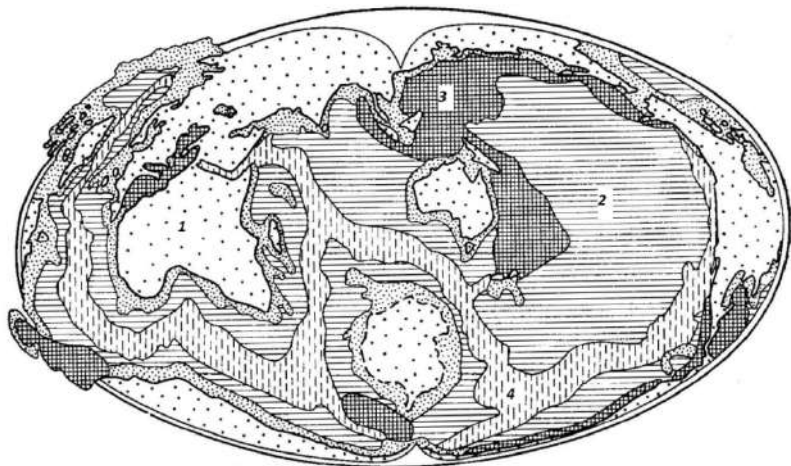


Рис. 5.1. Комплексні планетарні форми рельєфу  
(за О. Леонтьєвим та Г. Ричаговим)

Зони зіткнення літосферних плит або розвитку рифтів характеризуються підвищеною сейсмічністю, вулканізмом і магматизмом. Найбільш активне Тихоокеанське вулканічне кільце. Вулканізм проявляється і в межах ложа океану.

Кожна з основних структур дна океану характеризується комплексом форм, утворень нижчих порядків, які розвинулися внаслідок функціонування відповідних процесів.

Підводну частину материків називають їх підводною країною. Вона включає:

- 1) шельф;
- 2) материковий схил;
- 3) материкове підніжжя;

#### 4) бордерленди та мікроконтиненти.

У межах шельфу можуть існувати затоплені форми континентального походження, підводні продовження річок, акумулятивні та інші форми. В межах материкового схилу існує система підводних каньйонів, що розвинулись під дією намулових (суспензійних) потоків. Тут спостерігаються зсуви, опливини, структурні тераси, плато та інші форми рельєфу.

Материкове підніжжя, як правило, виражене нахиленими, місцями хвилястими та горбастими, рівнинами. Біля материкового схилу вони мають кути нахилу до 2–5°, а в бік ложа океану поступово стають пологішими. Тут розташований прогин земної кори, де сконцентровані найбільш потужні осадові відклади океану (до 3–5 км). Наноси-осади надходять із шельфу та материкового схилу. Потужність кори материкового типу тут значно зменшується.

На деяких ділянках підводна окраїна материка настільки подрібнена тектонічними розривами, що тут практично неможливо розрізнити шельф, схил і підніжжя. Такі ділянки отримали назву «бордерленди». У межах океанів деколи зустрічаються підвищення (надводні та підводні), складені корою материкового типу. Але вони з усіх боків оточені корою океанічного типу й не належать до перехідних зон. Їх називають мікроконтинентами.

Перехідні зони (геосинклінальні області) включають:

- 1) глибокі улоговини окраїнних морів;
- 2) острівні дуги;
- 3) глибоководні западини (жолоби).

Перехідні зони бувають різних генетичних типів, що відображається також в особливостях їх морфології (рис. 5.2). У деяких випадках розвиваються так звані ротаційні структури. Це зони великої тектонічної активності, проявів сейсмічності та вулканізму, що пов'язано з процесами субдукції (піддвигу) літосферних плит.

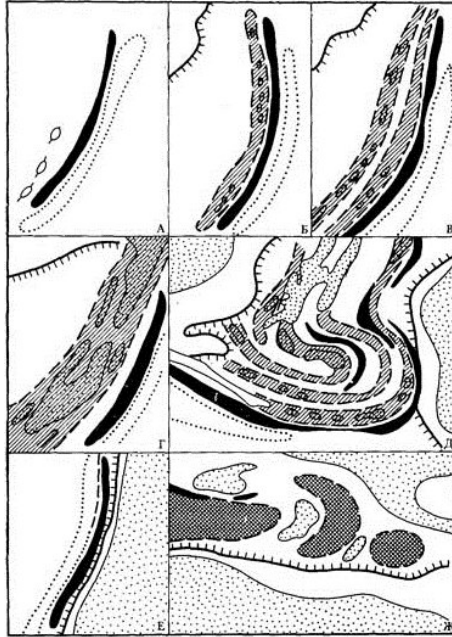


Рис. 5.2. Основні типи перехідних зон  
(за О. Леонтьєвим та Г. Ричаговим)

Між серединно-океанічними хребтами та підводними окраїнами материків і перехідними зонами, на глибинах 3–6 км розташовані величезні ділянки ложа океану. Ця планетарна форма рельєфу в теперішній час активно досліджується. Розвивається також класифікування її складових. До них відносять: океанічні улоговини, хребти різного розміру та будови, вали, височини, розломи, нахилені рівнини острівних шельфів, окремі підняття, вулканічні гори тощо.

Серединно-океанічні хребти утворюють загальнопланетарну систему. Це брилово-виливні, сильно розчленовані розломами гірські споруди. Їх поперечний переріз (рис. 5.3) вказує на наявність осьової рифтової долини, двох рифтових хребтів та смуг розчленованого брилового рельєфу. Вважають, що це зони

спредингу (розсування, розтікання) літосферних плит. Тут виявлені лінійні виливи магми.

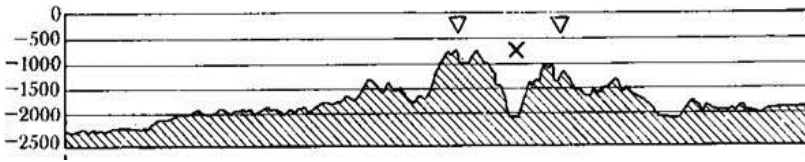


Рис. 5.3. Поперечний переріз Аравійсько-Індійського серединно-океанічного хребта

Рифтогенні зони океанів у ряді випадків мають своє продовження на материках, що вказує на єдиний тектонічний механізм їх виникнення та розвитку. Поряд із власне серединно-океанічними хребтами, вони можуть бути представлені рифтовими морями (Червоне море), тріщинами-западинами й рифтовими озерами на материках.

На океанічному (морському) дні постійно відбуваються процеси накопичення донних відкладів. Але їх інтенсивність змінюється у просторі в значних межах. Найбільше відкладів накопичується в геосинклінальних прогинах та прогині материкового підніжжя. Відповідно до характеру первинного матеріалу, з якого утворюються відклади, їх поділяють на теригенні та органогенні (біогенні). До теригенних відносять продукти розмиву суходолу – наноси річок та продукти абразії (розмиву берегів хвилями та течіями). Вони відкладаються ближче до суходолу і займають майже чверть дна океану. Органогенні відклади формуються з твердих залишків планктону. Особливими є еолові (принесені вітром з суходолу), пірокластичні (вулканогенні), хемогенні (конкреції) та космічні (пил, магнітні кульки тощо) частинки.

Загальний об'єм надходження осадів в океан від зовнішніх джерел у теперішній час оцінюється приблизно в 23 млрд тонн на рік. Із них 16–17 млрд тонн на рік – наноси річок; 2 млрд

тонн – еоловий перенос; 2 млрд тонн – вулканогенні частинки; 1 млрд тонн – абразія берегів; 1 млрд тонн – перенос айсбергами. Об'єм надходження космічного матеріалу оцінюють приблизно в 10 млн тонн на рік. Якщо врахувати також обсяги надходження розчинених речовин та органічних решток, то загальна величина формування океанічних осадів може перевищувати 25 млрд тонн на рік. На основних площах океанічного дна темпи накопичення осаду вимірюються в міліметрах на 1000 років.

Теригенні наноси сортуються за крупністю. Біля берегів відкладаються валуни, галька, гравій, крупний пісок, далі – дрібний пісок. Супіски та намули (алеврит), а також глинисті частинки (пеліт) можуть бути винесені на великі глибини. Основна маса теригенних відкладів представлена намулами різного кольору, який залежить від первинних частинок та умов на дні. Важливими утвореннями з теригенних наносів є підводні частини дельт річок і конуси виносу. Найбільший з останніх конус виносу наносів річок Ганг та Брахмапутра, що займає більшу частину Бенгальської затоки. Крупні наноси можуть також перемішуватися в підводних каньйонах. На виході з них формуються конуси виносу.

Найбільш розповсюдженими органічними відкладами є вапнякові та кремнієві. Перші з них представлені глобігериновими та птероподовими намулами, другі – діатомовими (помірні та полярні широти) та радіолярієвими (екваторіальні широти).

Хемогенні відклади – наслідок біохімічних процесів. Вони представлені залізомарганцевими та фосфоритними конкреціями.

Різні за походженням відклади формуються одночасно, тому загалом відклади мають змішаний склад. Прикладом може бути глибоководна червона глина, що складається з вулканогенних, космогенних частинок, а також з алюмосилікатів органічного походження. Нею вкрито понад 25 % площі дна океану.

Вивчення донних ґрунтів необхідне для вирішення багатьох наукових і практичних питань.

Надзвичайно важливим видом геоморфологічних процесів у морях та океанах є розвиток їх берегів. Існує ціла наука, котру можна назвати вченням про морські береги. Завдяки динамічності контактної лінії моря та суші виникає необхідність введення та аналізу таких понять, як «берегова лінія», «берег», «берегова зона» тощо. До берегової зони входять ділянки (смуги) суші та моря, на яких відбуваються всі основні процеси сучасної їх взаємодії. Переважно осушені ділянки називають власне берегом, переважно затоплені – підводним береговим схилом. У його межах дно впливає на параметри хвиль і течій. До основних чинників розвитку морських берегів можна віднести: хвилі, течії, діяльність річок, зсуви, тектонічні рухи, вулканізм і магматизм, трансгресії та регресії морів, діяльність льодовиків, діяльність людини та ін. Існують різноманітні класифікації берегів. Досить розповсюдженими, характерними генетичними типами берегів є: дельтовий, лагунний, фйордовий, шхерний, ріасовий та інші. Аналогічно до поділу рельєфу загалом, розрізняють абразійні та акумулятивні береги. Під абразією прийнято розуміти руйнування корінних гірських порід, з яких складається берег моря під дією хвиль і течій. Характерною рисою процесу абразії корінного скельного берега є утворення хвилеприбійної ніші – розмитої нижньої частини (виїмки), над якою нависають частини нерозмитої породи (карниз), що періодично обвалюються. Так утворюються: 1) кліф – надводна урвиста частина берега, 2) бенч – похилий навал уламків порід. При розмиві берегів із пухких порід формується береговий укіс. Абразійні береги проходять певні стадії розвитку – від початку розмиву до стабілізації профілю.

Акумулятивні береги (берегові зони) складаються з наносів різного походження та величини. Переважно це теригенні відклади, але такі, що періодично переміщуються,

переформовуються. На рух наносів впливають хвилі та течії. Акумулятивні береги завжди достатньо пологі, часто мають складну конфігурацію і складаються з комплексів форм перевідкладання наносів. До найбільш характерних форм можна віднести: береговий бар, підводний бар, акумулятивні тераси, форми заповнення, коси, пересипи, наволоки, перейми тощо. Кожна з них характеризується власною структурою та закономірностями розвитку.

Особливі частини берегової зони пов'язані з гирлами річок. Тут взаємодіють морські та річкові чинники. Особливості гирлових областей річок будуть розглянуті у восьмому розділі.

### **5.3. Основні властивості морських вод**

Хімічні та фізичні властивості морських вод визначають особливості основних процесів, що в них відбуваються, і значною мірою специфіку Світового океану загалом. Частково цих питань ми вже торкалися у четвертому розділі. Тепер розглянемо їх більш детально. Властивості морських вод пов'язані з геологічною історією їх розвитку, молекулярною будовою води, кількістю і характером домішок та дією інших чинників. Їх описують за допомогою системи кількісних характеристик. Океанологічні характеристики мають особливу форму вираження, зручну для опису й аналізу океанологічних процесів. Такі характеристики, як солоність, температура, густина та інші, певним чином розподіляються в океані. Цей розподіл залежить також від системи чинників і сам впливає на розвиток динамічних та інших процесів.

#### *Солоність і хімічний склад морських вод*

Морські води солоні завдяки вмісту певної кількості розчинених солей – головних компонентів складу вод океану. Вміст різних іонів формувався за тривалі проміжки часу внаслідок геологічних та географічних процесів. Сьогодні



співвідношення між головними іонами (сольовий склад вод) стабільне. Цю закономірність називають законом Дітмара. Води океану хлоридно-натрієві, слабководновлювані. Вісім головних іонів утворюють понад 99,9 % усієї маси розчинених солей.

Вміст солей (% від маси солей)			
	Хлориди (галоїди)		88,7
	Сульфати		10,8
	Карбонати		0,3
	Інші		0,2
	Разом		100
Вміст іонів (‰)			
	$Cl^-$	19,35	$Na^+$ 10,76
	$SO_4^{2-}$	2,70	$Mg^{2+}$ 1,30
	$HCO_3^-$	0,14	$Ca^{2+}$ 0,41
	$Br^-$	0,07	$K^+$ 0,39
	$H_3BO_3^-$	0,03	$Sr^{2+}$ 0,01
	Сума	22,29	Сума 12,87
	Разом	35,16 ‰	

Вміст солей значно впливає на густину води, від якої залежать процеси динаміки вод. Тому визначати солоність необхідно дуже точно. Проведення повного хімічного аналізу – надзвичайно трудомістка і складна процедура. Тому від кінця XIX століття проводились дослідження з розробки методів практичного визначення солоності. Введено також поняття практичної солоності. Важливою групою методів є такі, що пов'язують солоність із хлорністю. Під останньою розуміють сумарний вміст галогенів у воді (хлору, бром, фтору та йоду в перерахунку на еквівалентний вміст хлору). Цю величину виражають у грамах на кілограм морської води, тобто у проміле. Уведено також відповідне визначення солоності ( $S$ , ‰): це вміст усіх мінеральних речовин за умови, що бром та йод заміщені

еквівалентною кількістю хлору, усі вуглекислі солі переведені в оксиди, а вся органічна речовина спалена при температурі 480 °С.

У 1902 році М. Кнудсенем запропоновано співвідношення для практичного визначення солоності морської води:

$$S \text{ ‰} = 0,030 + 1,805 Cl \text{ ‰}. \quad (5.1)$$

У 1967 році було прийнято міжнародну формулу:

$$S \text{ ‰} = 1,80655 Cl \text{ ‰}. \quad (5.2)$$

Аналогічні формули розроблені для окремих морів та частин океанів.

Інша група методів пов'язує показник солоності з електропровідністю проб морської води. Вони дозволяють більш точно визначати цю характеристику (з точністю до 0,002–0,004 ‰). Відповідна залежність, визначена методом найменших квадратів, має такий вигляд:

$$S = a_0 + a_1 R_{15} + a_2 R_{15}^2 + a_3 R_{15}^3 + a_4 R_{15}^4 + a_5 R_{15}^5, \quad (5.3)$$

де  $R_{15} = C_{\text{проби}}/C_{35\text{‰},15^\circ}$  – відносна електропровідність морської води при температурі 15 °С і нормальному атмосферному тиску;  $C_{35\text{‰},15^\circ}$  – електропровідність морської води при температурі 15 °С і солоності 35 ‰. Замість природної води у знаменнику даного виразу використовують розчин хлористого калію. У 1978 році введено Шкалу практичної солоності.

Окрім головних компонентів, води океану вміщують розчинені гази, біогенні речовини, органічну речовину та мікроелементи, включаючи радіоактивні речовини. Існує також певний ізотопний склад різних хімічних елементів. Усі ці характеристики впливають на процеси в океані. Зокрема, можуть брати активну участь у біогеохімічних та інших процесах. Вони несуть важливу інформацію для океанологічних досліджень.

### *Теплові властивості морських вод*

Важливою групою властивостей морських вод є теплові. Основними їх кількісними характеристиками виступають теплоємність, теплопровідність, теплота фазових переходів. Питома теплоємність води понижується зі зростанням солоності (від  $C_p = 4,187 \cdot 10^3$  Дж/кг · град при  $S\text{‰} = 0$  до  $C_p = 3,902 \cdot 10^3$  Дж/кг · град при  $S\text{‰} = 35$ ). Загалом же вона значно більша, ніж у більшості речовин, що визначає роль Світового океану як потужного акумулятора теплової енергії та регулятора теплових процесів у кліматичній системі Землі.

Питому теплоту випаровування морської води можна оцінити за формулою

$$L = (2495 - 2,346T^{\circ}\text{C}), \text{кДж/кг.} \quad (5.4)$$

Питома теплота плавлення (кристалізації) морського льоду (води) менша, ніж у прісної води, завдяки включенню мікрооб'ємів ропи. Для дистильованої води при  $0^{\circ}\text{C}$   $L_{\text{пл}} = 335,65$  кДж/кг, а для морської води вона може зменшуватись до  $209,50$  кДж/кг.

Адіабатичні процеси в океані пов'язані з властивостями солонісного стискання та теплового розширення. Практично використовують коефіцієнт теплового розширення. Наприклад, опускання певного об'єму води вглиб океану призводить до його стискання та адіабатичного підвищення температури і навпаки. Температуру, якою буде характеризуватися вода після її підняття з глибини до поверхні океану, називають потенційною. Густина, що відповідає потенційній температурі, також називається потенційною.

### *Густина і рівняння стану морської води*

На властивості морської води значно впливають різноманітні домішки (розміри іонів, їх хімічний склад, заряд, концентрація). Перш за все це впливає на густину. Тому проста теоретична формула для її визначення відсутня. Результати розрахунків за

емпіричними формулами та відповідні інструкції наводяться в Океанологічних таблицях.

Густину морської води при конкретних значеннях температури й солоності позначають  $\rho_{4^{\circ}\text{C}}^{\text{T}^{\circ}}$ . Це відношення при нормальному атмосферному тиску питомої ваги з її солоністю та температурою ( $\gamma_{\text{M}}$ ) до питомої ваги еталона ( $\gamma_{\text{д}}$  – дистильована вода при  $+4^{\circ}\text{C}$  і атмосферному тиску).

$$\rho_{4^{\circ}\text{C}}^{\text{T}^{\circ}} = \frac{\gamma_{\text{M}}}{\gamma_{\text{д}}} = \frac{\rho_{\text{M}} \cdot g}{\rho_{\text{д}} \cdot g}. \quad (5.5)$$

Наприклад: при солоності 35 ‰ і температурі  $+20^{\circ}\text{C}$   $\rho_{4^{\circ}\text{C}}^{\text{T}^{\circ}} = 1,024781$ .

Для скорочення форми запису вводять поняття умовної густини:

$$\sigma_{\text{T}} = \left( \rho_{4^{\circ}\text{C}}^{\text{T}^{\circ}} - 1 \right) \cdot 10^3. \quad (5.6)$$

Для наведеного прикладу  $\sigma_{\text{T}} = 24,781$ .

Із формул (5.5) та (5.6) реальна густина морської води буде становити:

$$\rho_{\text{M}} = \rho_{4^{\circ}\text{C}}^{\text{T}^{\circ}} \cdot \rho_{\text{д}}, \quad (5.7)$$

$$\rho_{\text{M}} = (\sigma_{\text{T}} \cdot 10^{-3} + 1) \cdot 10^3. \quad (5.8)$$

У нашому прикладі  $\rho_{\text{M}} = 1024,781 \text{ кг/м}^3$ .

Залежність між густиною, температурою, солоністю і тиском (за аналогією до газів) називають рівнянням стану морської води. Для нього запропоновані наближені вирази. Вони менш точні, ніж Океанічні таблиці, і застосовуються переважно в теоретичних дослідженнях. Наприклад, проф. Лінейкін П.С. запропонував рівняння

$$\rho = 1 + 10^{-3}(\varepsilon_1 S + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 ST - \varepsilon_4 T^2 + \varepsilon_5 P). \quad (5.9)$$

Використовують також скорочене рівняння

$$\rho = \rho_0(1 + \alpha_1 S - \alpha_2 T). \quad (5.10)$$

Для грубих оцінок використовують залежність Буссінеска

$$\rho = 1,028 (1 - \beta T), \quad (5.11)$$

де  $\beta = \frac{\partial \rho}{\partial T}$  (наводиться в Океанологічних таблицях).

Особливості змін температури найбільшої густини води й температури замерзання при збільшенні солоності відображено на графіку Хелланд-Хансена (див. рис. 4.7). Відповідні емпіричні залежності запропоновані Кнудсенем і Крюммелем:

$$t_p \text{ } ^\circ\text{C} = 3,95 - 0,2 S - 0,0001 S^2 + 0,00002 S^2 \quad (5.12)$$

та Ганзеном:

$$t_{\text{зам.}} \text{ } ^\circ\text{C} = 0,003 - 0,0527 S - 0,00004 S^2 - 0,0000004 S^3. \quad (5.13)$$

Внаслідок певного характеру нелінійності залежності густини води від температури змішування вод з різною температурою призводить до їх ущільнення. Це можна продемонструвати, розглянувши відповідний графік (рис. 5.4).

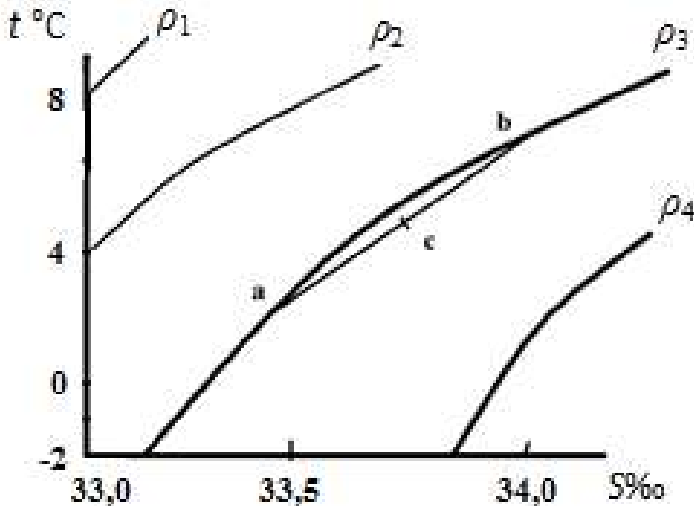


Рис. 5.4. Схема ущільнення при змішуванні вод

Однакові об'єми води *a* та *b* мають різну температуру, але однакову густину. Отримуючи середню температуру після

змішування за лінійним законом (середнє арифметичне), попадаємо на графіку в точку  $c$ , яка характеризується більшою густиною, ніж  $\rho_3$ .

### *Тиск в океані і стисливість морської води*

Тиск на глибині  $h$  становить

$$p_h = \bar{\rho}_m g h, \quad (5.14)$$

де  $\bar{\rho}_m$  – середня густина морської води в шарі  $0-h$ . Для характерного значення  $\bar{\rho}_m = 1,03 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  з формули (5.14) випливає, що збільшенню глибини на 1 м відповідає збільшення тиску:

$$\delta p = 9,8 \cdot 1,03 \cdot 10^3 \cdot 1 = 10,094 \cdot 10^3 \text{ Н/м}^2. \quad (5.15)$$

Достатнім для практики наближенням вважають  $\delta p = 10^4 \text{ Н/м}^2$ . Б'єркнес запропонував як одиницю вимірювання тиску 1 бар =  $10^5 \text{ Н/м}^2$ . Отже, для морів та океанів  $\delta p = 1$  дб (децибар). Формальну відповідність глибини та тиску в децибарах використовують в океанології для заміни цих величин при розв'язанні певних задач. Це використано в Океанологічних таблицях.

Стисливість морської води можна відобразити через зміни питомого об'єму:

$$v_p = v_0(-\mu \cdot p), \quad (5.16)$$

де  $v_0$  – питомий об'єм морської води на поверхні;  $\mu$  – середній коефіцієнт стискаємості в шарі води від 0 до  $p$ . Наприклад, при  $T^\circ = +10 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $S = 35 \text{ ‰}$ ,  $p = \langle h \rangle = 1000 \text{ дб}$ ,  $\mu = 4356 \cdot 10^{-9} \text{ дб}^{-1}$ . Розрахунки показують, що для повністю нестисливої води рівень Світового океану був би вищим на 30,4 м (при сучасній середній глибині 3800 м).

### *Стійкість шарів морської води*

Стратифікацією води називають розподіл її шарів, що визначає умови рівноваги в морі. Стратифікація може бути

нестійкою, стійкою або нейтральною. Неоднорідна за густиною вода намагається в полі сили тяжіння стратифікуватися стійко. Ця стратифікація надалі перешкоджає розвитку перемішування. Чим більший вертикальний градієнт густини води, тим більший опір її перемішуванню – стійкість шарів води. Кількісний опис стійкості шарів пов'язаний з аналізом основних чинників змін густини. Це тиск і температура. Стійкість шарів можна оцінити за формулою Хессельберга – Свердрупа. У скороченому вигляді її записують так:

$$E = \frac{d\rho}{dz} - \frac{\partial\rho}{\partial T} \cdot \frac{dT_a}{dz}, \quad (5.17)$$

де  $\frac{d\rho}{dz}$  – вертикальний градієнт густини (по глибині);  $dT_a$  – адіабатична зміна температури частинки води. Тобто стійкість – це вертикальний градієнт густини з урахуванням адіабатичної поправки на стисливість.

Найбільшою стійкістю в океанах та морях володіють води біля шарів стрибка температур (головного термоклину). Завдяки багатьом чинникам, що впливають на особливості розподілу густини води в океані, а також значній нестисливості води стійкість шарів менша, ніж в атмосфері. Це впливає на особливості реалізації законів гідростатики.

Розподіл густини морської води впливає не тільки на стійкість її шарів та статику, але й на процеси динаміки океану. Зокрема, це стосується процесів перемішування вод. Розрізняють вільне конвективне та вимушене турбулентне перемішування (див. 4.3.13). В океанах і морях конвекція пов'язана з підвищенням густини та зменшенням питомого об'єму вищерозташованих шарів води порівняно з нижчерозташованими. Такі процеси можуть бути пов'язані з охолодженням (температурна конвекція) або з осолоненням (солонісна конвекція). Особливості розвитку вільної конвекції залежать від конкретних умов. Вона характеризується певною

морфологією, інтенсивністю та масштабом (глибиною розповсюдження).

Турбулентне перемішування морських вод відбувається в різних напрямках, площинах. Розрізняють коефіцієнти горизонтальної та вертикальної турбулентної в'язкості. Загалом, такого роду явища та процеси описує теорія океанської турбулентності.

### *Оптичні та акустичні властивості морської води*

До основних оптичних властивостей морської води відносять прозорість, колір, свічення та цвітіння. Прозорість залежить від особливостей процесів поглинання та розсіювання світла у морській воді, що містить домішки. У кількісному відношенні під прозорістю розуміють глибину занурення білого диска діаметром 30 см, на якій він перестає бути видимим з поверхні моря. Прозорість обернено пропорційна коефіцієнту розсіювання. Зі збільшенням висоти спостережень прозорість зростає. На неї також впливає хвилювання моря та інші чинники.

Колір морської води залежить від процесів розсіювання світла домішками, від властивостей самої води. Його визначають за шкалою колірності. Поряд із кольором морської води розрізняють поняття «колір моря». Це забарвлення його поверхні. Воно залежить від кута зору спостерігача, кольору неба, стану поверхні моря та інших чинників.

Колір і прозорість зумовлюються одними чинниками, одною системою процесів, тому між ними можна встановлювати певну залежність.

Свічення моря пов'язане з випромінюванням деяких морських організмів. Залежно від їх особливостей саме свічення може бути рівномірним (розлитим), складатися зі спалахів (іскрове), або складатися зі свічення окремих великих



організмів. Цвітіння моря також пов'язане з біологічними процесами й полягає у зміні забарвлення його поверхні.

Морська вода – це акустично неоднорідне середовище. Розповсюдження звукових коливань тут являє собою складне явище, що залежить від багатьох чинників. Найбільше неоднорідність середовища проявляється у змінах густини з глибиною. Унаслідок цього змінюється швидкість звуку, а розповсюдження звукових коливань відбувається не по прямих, а по складних траєкторіях.

Швидкість розповсюдження звуку у воді у 4–5 разів більша, ніж у повітрі, і становить 1400–1600 м/с. Вона збільшується зі збільшенням температури, солоності та тиску. Узагальнено її можна оцінити за допомогою формули Вільсона:

$$C = C_0 + \Delta C_T + \Delta C_S + \Delta C_P + \Delta C_{TSp}, \quad (5.18)$$

де  $C_0$  – швидкість звуку при  $T = 0$  °C;  $S = 0$  ‰;  $p = 760$  мм рт. ст. ( $C_0 = 1449,14$  м/с). Всі поправки додатні.  $\Delta C_{TSp}$  – сумарна поправка від трьох чинників. Для кожної поправки запропоновано розрахункову формулу.

Звуковий сигнал у воді затухає з віддаленням від джерела хвиль. Це пов'язано з трьома причинами:

- 1) енергія розподіляється по всій сферичній поверхні хвилі, що зростає;
- 2) частина енергії переходить у теплову;
- 3) відбувається розсіювання (дисипація) звукових коливань (коефіцієнт затухання, децибел/км).

На дальність розповсюдження звуку у морській воді, завперш впливає її стратифікація (пошарова зміна основних характеристик). Звук, переходячи з шару в шар, буде заломлюватись, зазнавати рефракції. При цьому перевагу мають менші швидкості розповсюдження. Концентрація відповідних хвиль у певному шарі океану призводить до утворення так званого підводного звукового каналу, який являє собою

особливий тип прояву рефракції. У цьому хвилеводі можливе далеке й наддалеке розповсюдження звуку. Акустика в морі замінює радіо, тому що радіохвилі дуже швидко поглинаються водою.

Існують різноманітні акустичні пристрої: ехолотатори, ехолоти. Глибину, в останньому випадку, розраховують так:

$$H = 1/2 \cdot C \cdot t. \quad (5.19)$$

Саме завдяки ехолотам у середині ХХ століття кардинально змінилися уявлення про будову океанічного дна. Застосування активних та пасивних акустичних пристроїв повинно враховувати наявність звукорозсіюючих шарів (планктон, зависі і т. п.).

#### 5.4. Водний баланс і розподіл солоності морських вод

Водний баланс океанів та морів можна розглядати в різних відношеннях: через обмін з атмосферою й суходолом (гідрологічний цикл, див. 3.2), через горизонтальний обмін між океанами, для окремих акваторій тощо. У першому випадку можна записати рівняння

$$x + y + w = z, \quad (5.20)$$

де  $x$  – опади на поверхню океану;  $y$  – притік поверхневих вод із суходолу (включаючи льодовиковий);  $w$  – підземний притік вод із суходолу;  $z$  – випаровування з поверхні океану.

Також записують:

$$x + y + w - z = \pm \Delta H, \quad (5.21)$$

де  $\Delta H$  – зміни рівня океану. За ХХ ст. зареєстровано середній приріст рівня 0,6–1,0 мм/рік.

Атмосферні опади становлять 90,7 % прихідної частини прісноводного балансу, а випаровування – 100 % витратної частини. Співвідношення між ними можна назвати місцевим або відносним прісноводним балансом. Він впливає на солоність приповерхневих шарів морської води. Мінімум солоності

спостерігається біля екватора, а максимум – у тропіках, поблизу двадцятих широт. У напрямку до полюсів солоність знову зменшується. Мінімуми в субполярних районах пов'язані з таненням прісного льоду (рис. 5.5). У деяких районах цей зв'язок порушується за рахунок впливу течій або значного притоку вод із суходолу.

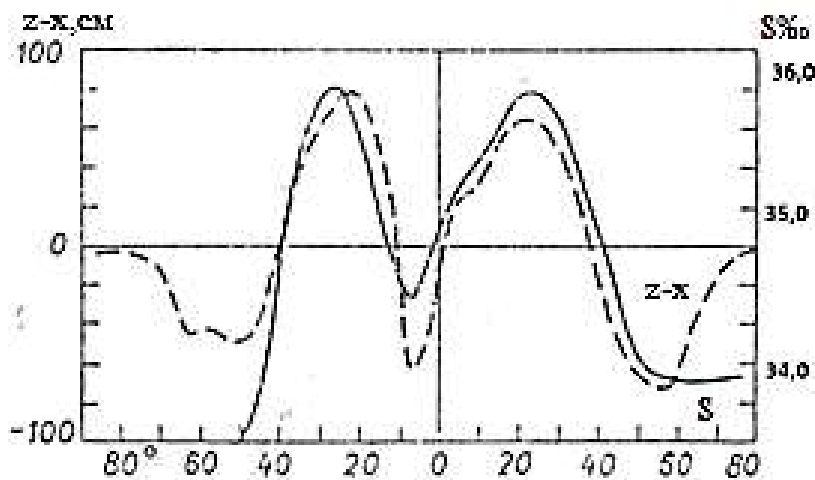


Рис. 5.5. Графік змін солоності приповерхневих вод океану та прісноводного балансу за широтами (за Г. Вюрстом)

Прісноводний баланс може бути змінений завдяки перемішуванню, горизонтальним рухам води, надходженню прісної води із суходолу. (Наприклад, останній чинник важливий для Північного Льодовитого океану). Загалом ефективність таких видів компенсації в океані значно більша, ніж на суходолі. Сумарний горизонтальний перенос урівноважує значний атмосферний винос вологи із тропічних та субтропічних областей. Горизонтальні переміщення води в океані також уможливають відповідні складові переносу

вологи та енергії в атмосфері. У кінцевому результаті формується багаторічний перенос води від одних океанів в інші, зокрема з Тихого в Атлантичний, а також середній багаторічний баланс взаємодії з атмосферою (у кліматичній системі Землі).

У межах відкритих просторів океанів розподіл середньорічної солоності поверхневих вод по широтних зонах відносно рівномірний (рис. 5.6).

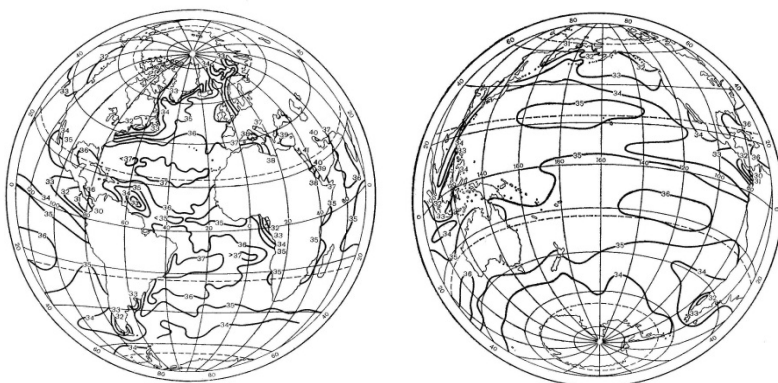


Рис. 5.6. Розподіл солоності поверхневих вод Світового океану

Розподіл солоності у приповерхневих водах необхідно доповнити розглядом розподілу по глибині (рис. 5.7). Він залежить від фізико-географічних умов. Його особливості проявляються до глибин приблизно 1,5–2 км. У найбільш глибоких частинах океану вода зазвичай солоніша й холодніша. Найбільш щільна маса води в океані може залишатися на глибині і зберігати понижену температуру понад 1000 років.

Основні типи стратифікації солоності морських вод відображено на рис. 5.7.

Географія виділених типів вертикального розподілу солоності морських вод відображена на рис. 5.8.

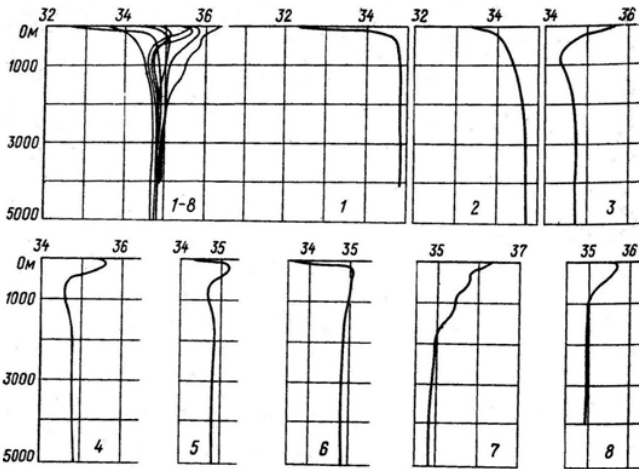


Рис. 5.7. Типи стратифікації солоності морських вод  
(за В. Степановим та В. Некрасовою):

- 1 – полярний; 2 – субполярний; 3 – помірнотропічний;  
4 – тропічний; 5 – екваторіальний; 6 – індо-малайський;  
7 – присередземноморський; 8 – північноатлантичний

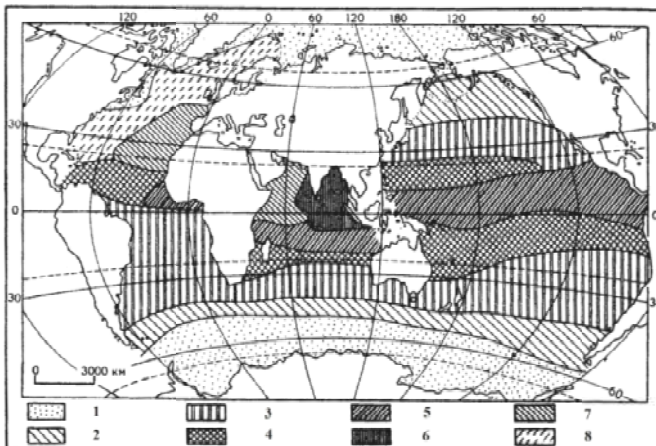


Рис. 5.8. Географічний розподіл основних типів стратифікації солоності морських вод у Світовому океані  
(назви типів див. у поясненні до рис. 5.7)

Коливання солоності по сезонах (у заданій точці), як правило, не перевищують 0,2 ‰. Виняток становлять приполярні райони, де влітку, за рахунок танення льоду, солоність поверхневого шару може змінюватися на 0,7 ‰. Особливими є також райони великого впливу вод річок. Тут, у зв'язку з гідрологічним режимом річок, коливання солоності можуть досягати кількох проміле. Коливання солоності за менші відрізки часу можуть бути порівняно більші (тому що тут враховуються неосереднені величини). Середньодобові значення солоності можуть змінюватись на кілька проміле, особливо при значних опадах або за рахунок надходження річкових вод.

### 5.5. Термічний режим вод Світового океану

Термічний режим морських вод формується завдяки дії системи чинників, яку формально відображають за допомогою рівняння теплового балансу. Основні потоки та зміни запасів теплової енергії пов'язані з нагріванням води за рахунок сонячної радіації, її охолодженням завдяки ефективному випромінюванню, з теплообміном із дном та атмосферою, фазовими переходами води, внутрішніми процесами. Для одиниці поверхні океану можна записати:

$$R + LE + \Phi + L_k \cdot M = B, \quad (5.22)$$

де  $R$  – радіаційний баланс поверхні (радіаційні процеси загалом відбуваються в діяльному шарі океану);  $LE$  – тепло, витрачене на випаровування й отримане від конденсації;  $\Phi$  – турбулентний теплообмін з атмосферою;  $L_k \cdot M$  – тепло, пов'язане з утворенням або таненням льоду;  $B$  – турбулентний обмін теплом з нижчерозташованими шарами води. Складові балансу можуть приймати додатні або від'ємні значення в певних умовах і за певні проміжки часу. Одиниці їх вимірювання – Дж/м<sup>2</sup> доба.

Для стовпа води одиничного січення з глибиною  $h$  рівняння теплового балансу можна записати так:

$$R + LE + \Phi + L_k \cdot M + A + \Phi_r + D = C, \quad (5.23)$$

де  $A$  – адвекція тепла;  $\Phi_r$  – горизонтальний турбулентний теплообмін;  $D$  – теплообмін з дном;  $C$  – швидкість зміни вмісту тепла у стовпі води. Очевидно, що величина  $C/h$  вимірюватиметься у Дж/м<sup>3</sup> доба.

Для основних океанів максимум середньорічних значень температури води на поверхні відмічається північніше географічного екватора, у зоні 0–10° пн. широти. Цю зону називають термічним екватором. Середньорічні значення температур на ньому для Атлантики становлять +26,88 °С, для Тихого океану – +27,20 °С, для Індійського – +27,88 °С. Термічний екватор змінює своє положення протягом року. Розподіл середньорічних температур поверхневих вод океану показано на рис. 5.9.

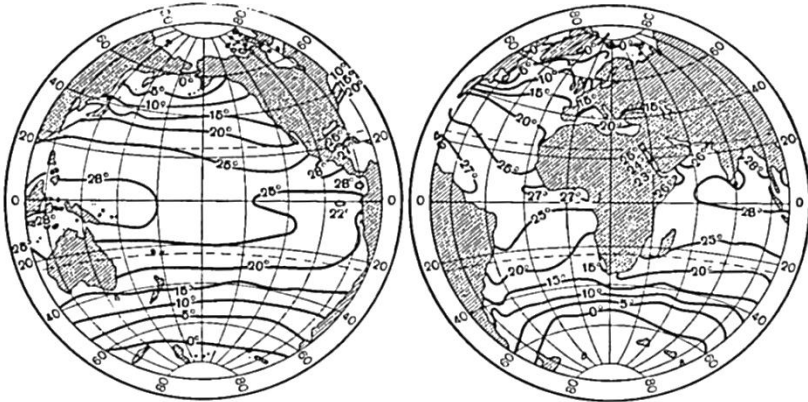


Рис. 5.9. Розподіл середньорічних температур приповерхневих вод Світового океану [7]

Очевидно, що він підкоряється закону широтної зональності. Від зони термічного екватора температури поступово понижуються в напрямку до полюсів (до –1,0... –1,8 °С).

Закономірності широтного розподілу температур (як і солоності) можуть порушуватися течіями, кригою, річками та під впливом інших чинників. Відносна температура течій підкорюється закономірностям загальної циркуляції вод океану. Найбільші значення температур води спостерігаються на мілководдях улітку (біля берегів, у затоках). Тут температура води в деяких районах може досягати 30–32 °С.

Сезонні коливання температур води на поверхні океану визначаються змінами теплового балансу. Найбільші коливання (до 6–9 °С) спостерігаються в помірних та субтропічних широтах. Амплітуда коливань збільшується для закритих акваторій та у міру віддалення від океану (вплив континентальності клімату). Так, у Середземному морі сезонні зміни температур сягають 12–13 °С, у Чорному – 18–20 °С, у Азовському – 25–28 °С. Добові коливання температур приповерхневих вод не перевищують 1–2 °С.

Значний вплив на температуру приповерхневих вод можуть здійснювати нагони та згони води. В останньому випадку з глибин піднімаються холодні води. Влітку такі зміни можуть відбуватися за лічені години з пониженням температури на 10 °С. Підйом глибинних вод називають апвелінгом. Це досить розповсюджене явище не тільки в океанах та морях, а й в озерах. Особливим явищем є також Ель-Ніньйо, що спостерігається у Тихому океані в районі 6° південної широти. Тут, біля узбережжя Перу, води теплої екваторіальної протитечії періодично відтискають від берега холодні, багаті поживою води Перуанської течії. Водночас відбувається послаблення вітрів, згонів води та апвелінгу. Пониження продуктивності вод викликає масову загибель планктону, риби, морських птахів. Середня періодичність Ель-Ніньйо – один раз на сім років.

З глибиною температура морської води, як правило, понижується. Найбільш активно процеси змін відбуваються біля



поверхні океану. Нижче 1500–2000 м (глибинні та придонні води) спостерігаються умови, близькі до гомотермії. На рис. 5.10 і 5.11 показано характерні типи вертикального розподілу температури та їх розповсюдження в океані.

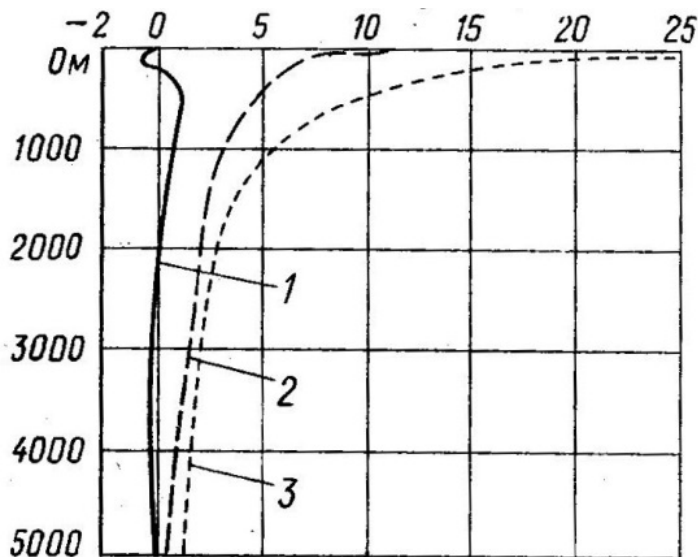


Рис. 5.10. Типи температурної стратифікації морських вод  
(за В. Степановим і В. Некрасовою):

*1 – полярний; 2 – субполярний; 3 – помірно тропічний*

У верхньому шарі відбувається інтенсивне турбулентне перемішування вод. Його потужність становить до 200–400 м. Нижче розташована перехідна зона, що називається шаром стрибка. Він створюється переважно сезонним ходом температур. Але і за вікові періоди досить чітко виражена різниця між приповерхневими та глибинними водами. На переході між ними спостерігаються найбільші градієнти температур. Цей перехідний шар називають також головним термоклинном.

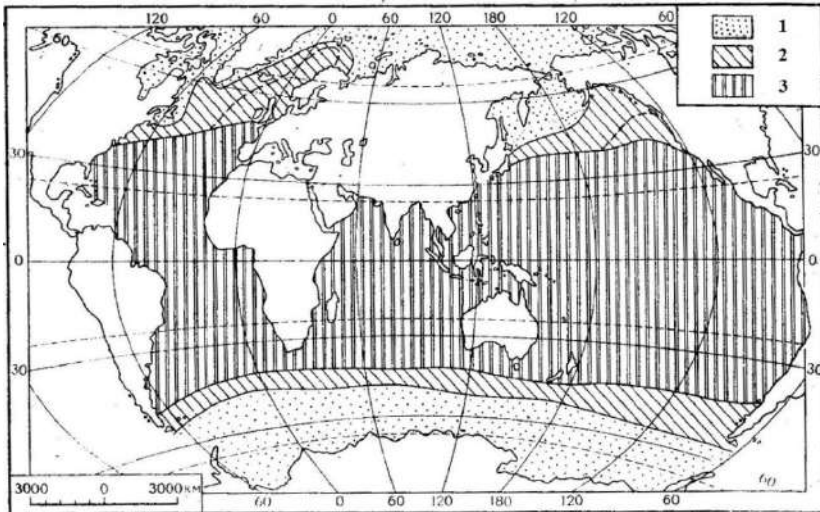


Рис. 5.11. Географічний розподіл основних типів температурної стратифікації морських вод у Світовому океані  
(за В. Степановим і В. Некрасовою)  
(*назви типів див. у поясненні до рис. 5.10*)

### 5.6. Методи опису й ідентифікації водних мас океану

У ході досліджень характеристик морських вод виявилось, що вони взаємопов'язані, а отже, доцільно вивчати їх комплекси, які вказують на загальні процеси в океані. Методи дослідження комплексів характеристик уперше застосовані в метеорології для характеристики повітряних мас. Пізніше (ближче до середини ХХ століття) їх почали застосовувати і в океанології.

Завдяки достатньо тривалому перебуванню в певних природних умовах морські води набувають відповідних властивостей, значень кількісних характеристик. Так виникають водні маси океану. Наведемо визначення водної маси: це великий, співмірний з розмірами океану чи моря об'єм води, що тривалий час зберігає відносну однорідність основних фізичних,

хімічних та біологічних характеристик, сформованих у певному географічному районі океану. Водні маси контактують, змішуються завдяки тому, що води Світового океану загалом знаходяться в постійному русі. Їх межі далеко не завжди чітко виражені. Тому для аналізу розповсюдження, трансформації, перемішування водних мас розроблено цілий ряд методик.

Перемішування може відбуватися як у вертикальній, так і у горизонтальній площинах. Перемішування по горизонталі пов'язане з течіями, океанологічними фронтами, особливостями океанської турбулентності загалом. Але у практиці вивчення водних мас більш методично важливе їх виділення по вертикалі. У даному напрямку води розшаровуються внаслідок різної густини, що, перш за все, залежить від температури й солоності. Інші характеристики вважають додатковими. Такого роду інформацію отримують вимірюванням на різних горизонтах (у різних шарах води) при виконанні гідрологічних станцій та розрізів.

Як приклад розглянемо методику аналізу TS-кривих. Цей метод запропоновано Хелланд-Хансеном у 1916 році. Пізніше його теоретично обґрунтував Штокман. Загалом методика аналізу TS-кривих поступово розвивалася завдяки працям багатьох океанологів. Досить важливим випадком є змішування трьох вод (шарів): верхньої, нижньої і проміжної (рис. 5.12).

У точках *I*, *II* та *III* відображено параметри трьох різних водних мас. Друга водна маса є проміжна. При достатньо повному перемішуванні її параметри будуть прямувати до середнього значення між *I* та *III* масами (на рисунку показано стрілкою). При неповному перемішуванні параметри будуть змінюватися так, як показано пунктирними лініями. З даної схеми можна зробити методичний висновок: реальні криві слід зображувати у вигляді ламаних ліній. Точки екстремумів вказують на первинні значення характеристик водних мас. В океанології розроблено методику аналізу TS-кривих.

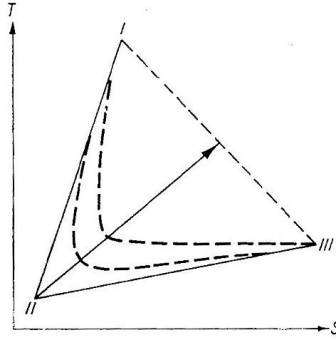


Рис. 5.12. TS-криві, що характеризують перемішування трьох водних мас [4]

TS-криві відображають спільні умови формування температури, солоності, водної маси загалом. Їх будують у полі TS-діаграм (рис. 5.13).

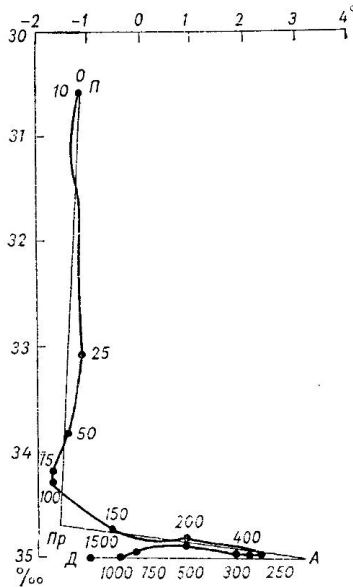


Рис. 5.13. TS-крива гідрологічної станції, виконаної у Гренландському морі в серпні 1956 р. [3]

Горизонти підписують біля точок кривої. Точки *П* та *Д* позначають поверхню і дно, точки *Пр* та *А* – проміжну, верхню водну масу Арктичного басейну та Атлантичну. Для визначення вертикальних меж між водними масами достатньо поділити прямі відрізки *П – Пр*, *Пр – А*, *А – Д* навпіл. У наведеному прикладі ці межі такі: полярна водна маса 0–23 м, проміжна 23–200 м, атлантична 200–386 м, донна 386–1500 м. Метод *TS*-кривих дозволяє аналізувати не тільки розповсюдження водних мас, але і їх змішування. Його також застосовують для аналізу розвитку водних мас в часі та просторі (так звані узагальнені *TS*-співвідношення вод океану).

Окрім наведених, розроблені й використовуються інші методи та методики аналізу водних мас океанів і морів. Зокрема, у теперішній час, завдяки масовості та систематичності океанологічних спостережень, застосовують сучасні методи статистичного аналізу.

### **5.7. Морська крига**

Замерзання прісної та солоної води відбувається по-різному. Зі збільшенням солоності понижуються й температура замерзання і температура найбільшої густини. При солоності 24,7 ‰ вони збігаються й становлять  $-1,33\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Менш солоні води, на пропозицію Кніповича, називають солонуватими, на відміну від морських солоних. Процеси замерзання в різних природних умовах дещо відрізняються. Але основними умовами є:

- 1) відведення теплоти льодоутворення, як правило шляхом тепловіддачі з поверхні води в атмосферу;
- 2) наявність центрів кристалізації;
- 3) деяке переохолодження води.

При поступовому охолодженні поверхневих шарів морської води восени вони стають більш щільними й опускаються. Натомість піднімаються маси теплішої води з глибин. Розвивається вертикальна конвекція. Коли весь шар, охоплений

нею, достатньо охолоджується, створюються умови для виникнення льоду. Його первинні кристалики наростають навколо ядер кристалізації, утворюючи видовжені голкоподібні форми (льодяні голки, голчастий лід). Цей процес іде не тільки на поверхні, а й на глибині. Там утворюється внутріводний лід. Але за рахунок перемішування та зіткнень він буде не голчастим, а губчастим. Крім того, на мілинах він примерзає, накопичується на окремих виступах чи предметах і утворює донний лід. Якщо цей процес триває достатньо довго, маса донного льоду за рахунок плавучості може відірватися і піднятися до поверхні.

Розвиток приповерхневих голчастих кристалів може продовжуватися, поки вони не утворять суцільні скупчення. Їх розміри, при тихій погоді, можуть досягати 8–10 см, а при невеликому хвилюванні 0,5–2 см. Коли вони починають змерзатися, утворюються тонкі плівки у вигляді темно-сірих плям, які називаються льодяним салом (ніби на поверхні розлито жир). Сніг, що випав на поверхню охолодженого моря, не тоне, а зволожується, ущільнюється й перетворюється на кашоподібну масу – сніжуру (прісний сніг має вищу температуру замерзання, ніж солоня вода). При змерзанні сніжури, сала та внутріводного льоду утворюються нещільні маси, які називають шугою. За рахунок рихлості шуга, донний лід та льодовий покрив, що може з них утворитися, мають білуватий відтінок.

Розвиток первинних льодових утворень залежить від умов погоди. При штилі сало змерзається й утворюється суцільний напівпрозорий еластичний покрив – нілас. Якщо водна поверхня сильно опріснена, то може утворюватися тонка, тверда, прозора як скло, кірка-склянка. При невеликому хвилюванні, утворюються окремі крижини з поперечником 30–50 см, округлої форми (за рахунок численних зіткнень). Цей вид криги

називають млинцевою. При значному хвилюванні утворюється суцільна каша з шуги, маленьких крижин і сніжури.

Одночасно з первинними льодовими утвореннями біля берегів розвиваються смуги криги, примерзлої до них, – це забереги. При збільшенні розмірів вони перетворюються на припай.

Збільшення товщини ніласу, змерзання «млинцевої» криги або льодяної каші призводить до утворення рівного сірого або сіро-білого, шорсткого молодого льодяного покриву – молодика. Його товщина становить 10–30 см. Він займає великі площі.

Наступний розвиток молодого льодяного покриву відбувається за рахунок наростання нижньої поверхні. Але тепловіддача повинна відбуватися в атмосферу, тобто через шар льоду. Оскільки він має малу теплопровідність, процес іде дуже повільно. Швидкість наростання товщини льоду може бути обчислена за емпіричною формулою М. Зубова, отриманою для умов Арктики:

$$h_{\text{л}}^2 + 50h_{\text{л}} - 8\sum(-t^{\circ}) = 0, \quad (5.24)$$

де  $h_{\text{л}}$  – товщина льоду на певний момент часу;  $\sum(-t^{\circ})$  – сума середніх добових від’ємних температур повітря за розрахунковий період. Максимальна товщина льоду за один сезон може досягати 2 м.

У відкритій частині Північного Льодовитого океану товщина льоду становить пересічно 3–5 м, тобто він багаторічний, займає основні відкриті простори Арктики й називається паком. В Антарктиці такого льоду немає.

Фізичні властивості морського льоду значно відрізняються від прісноводного. Його солоність становить приблизно 10 % від солоності води, з якої він утворився. Всі інші солі залишаються у воді. З часом солоність льоду падає і багаторічний лід майже повністю прісний. Кристали льоду завжди прісні. Солоність пов’язана з наявністю мікроб’ємів

(включень) ропи між кристалами. Вміст ропи не перевищує десятих проміле. Вона знаходиться у фазово-термодинамічній рівновазі з льодом. При пониженні температур частина води кристалізується, а концентрація ропи зростає до такої, що строго відповідає точці замерзання. При потеплінні спостерігається зворотний процес. Включення ропи за тривалі проміжки часу поступово просуваються до нижньої межі льоду.

Морську кригу прийнято класифікувати за рядом ознак, основні з яких генетичні, динамічні, вікові та морфологічні.

У генетичному відношенні розрізняють: власне морський лід; материковий лід – айсберги; їх уламки, або цілі льодові острови; річковий (прісноводний).

У динамічному відношенні виділяють два класи: рухоми та нерухомі криги. Перший клас – це дрейфуюча крига, другий включає припай та стамухи. Припай – це морська крига, прикріплена до берега або відмілини. Її ширина може становити сотні кілометрів. Зовнішня частина інколи відривається і переходить у дрейфуючу кригу. Стамухою називають блок (нагромадження) криги, що сів на міліну і зупинився.

За віком розрізняють: 1) початкові форми льоду; 2) ніласовий лід; 3) молодий лід; 4) однорічний лід; 5) старий лід.

У морфологічному відношенні плаваючу кригу поділяють на льодові поля (поперечні розміри понад 2 км); уламки полів (блоки) 100–500 м; крупнобиту кригу (блоки) 20–100 м; дрібнобиту кригу менше 20 м; ропаки, окремі великі брили, що виступають над загальною поверхнею льоду; тороси – нагромадження криги поздовж ліній її стискання (потужністю до 30 м).

Кількість криги на поверхні моря називається її з'єднаністю й оцінюється в балах (від 0 до 10).

Перенесення криги під впливом вітрів та течій називають дрейфом. Напрямок дрейфу у відкритих океанічних просторах



відхиляються від напрямку вітрів на  $30\text{--}35^\circ$  під дією сили Коріоліса (рис. 5.14). Найбільш характерна швидкість дрейфу становить 2 % від швидкості вітру. За законами руху атмосфери та океану дрейф відбувається вздовж ізобар (правило Зубова). Навколо Антарктиди дрейф відбувається по колу. Далі від неї (біля п'ятдесятої широти) крига рухається з заходу на схід (за годинниковою стрілкою). Ближче до материка переважає розтікання в меридіональному напрямку, а ще ближче – зворотні рухи зі сходу на захід.

Найбільш загальною, комплексною характеристикою розвитку криги в півних частинах океану є льодовитість. Вона пов'язана як із площами поверхні, зайнятої льодом, так і його параметрами, термінами виникнення та руйнування, тривалістю льодоставу та іншим.

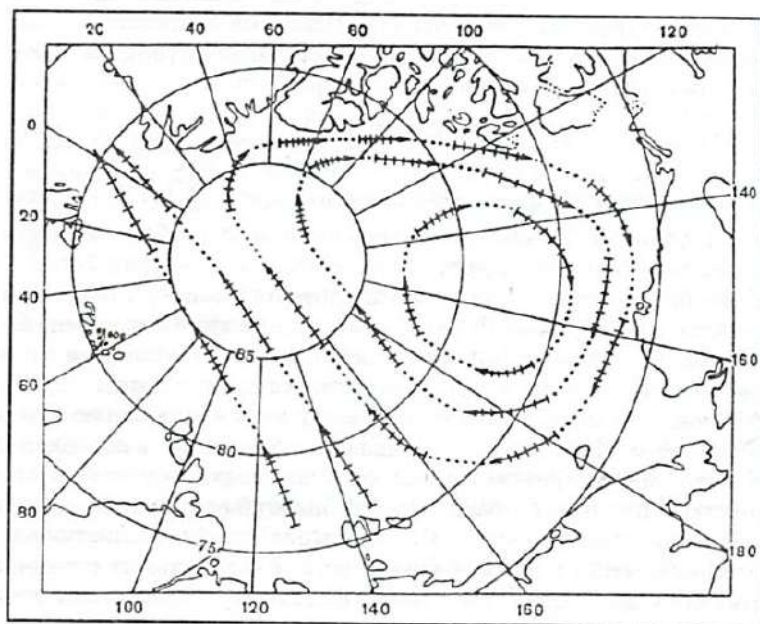


Рис. 5.14. Генеральна схема дрейфу криги в Арктиці

Найбільшого розвитку льодовий покрив у північній півкулі досягає в березні. Його площа становить 16,4 млн км<sup>2</sup>. У південній півкулі враховують площі, зайняті значною кількістю айсбергів. Загальна площа з кригою сягає тут 39 млн км<sup>2</sup>. Великі льодові острови можуть мати розміри в десятки кілометрів та більше. Вони існують протягом багатьох років.

### **5.8. Морські хвилі**

У розділі 4 розглянуто основні типи, характеристики та механізми розвитку хвиль. Тепер зупинимось на конкретних прикладах їх прояву в океанах та морях.

Основним видом хвиль в океанах і морях є вітрові. Розміри вітрових хвиль залежать не тільки від сили вітру, але і від його тривалості, довжини шляху розгону та від рельєфу дна. За даними численних спостережень, у відкритому морі найбільшу повторюваність мають хвилі висотою до 2 м. Повторюваність хвиль висотою понад 6 м становить усього 8 %. Уявлення про великі вітрові хвилі можна скласти з наступних умов: хвилі висотою 23 м можуть виникнути у глибокому морі при швидкості вітру 27 м/с (97 км/год), тривалості його дії понад 44 години і довжині розгону понад 2183 км. Очевидно, що такі умови можуть скластися далеко не скрізь і не завжди. Тепер відомо, що існують також хвилі – «убивці кораблів». Механізми їх виникнення досліджені ще недостатньо. Наведемо розрахункові дані про параметри вітрових хвиль (табл. 5.2).

Найбільший вплив на бурхливість моря чинять: 1) сила, стійкість і напрямок штормових вітрів; 2) рельєф дна; 3) обмеженість акваторій та ступінь розчленованості моря на окремі басейни; 4) можливості проникнення в нього хвиль із сусідніх значних акваторій; 5) розвиток льодового покриву.

Таблиця 5.2

## Параметри вітрових хвиль за Л. Тітовим

Вітер				Хвилі		
Сила, бал	Швидкість, м/с	Розгін, км	Час дії, год.	Висота забезпеченістю $p = 3\%$	Середня довжина, м	Ступінь хвилювання, бал
4	6	108	11,3	1,16	23	3
5	9	243	17,0	2,60	52	5
6	11	363	20,8	3,90	76	6
7	14	588	26,4	6,30	124	7
8	17	867	32,1	9,30	185	8
9	20	1200	37,8	12,90	256	9
10	23	1587	43,5	17,0	337	9
11	27	2183	51,0	26,6	462	9
12	90	2700	56,7	29,0	575	9

Розподіл повторюваності хвилювання силою 5 балів та більше показано на рис. 5.15 та 5.16. З них видно, що взимку кожної півкулі спостерігається більша ймовірність штормів. Крім того, вона загалом підвищена у відкритих просторах південного океану, а надто на широтах 40–50° пд. ш. Тут розташовані райони під назвою «ревучі сорокові», де шторми найбільші у світі і майже не припиняються. Найбільші вітрові хвилі, про які згадується в науковій літературі (які були спостережені), мали висоту до 25 м. За візуальними спостереженнями, висота може сягати навіть 30–35 м.

Крім вітрових, надзвичайно важливим видом хвиль є довгі (перш за все цунамі). Основний район зародження цунамі – високосейсмічні (тектонічно активні) райони Тихого океану. Але вони проявляються і в інших регіонах. Відомості про них збереглися від 479 року до нашої ери.

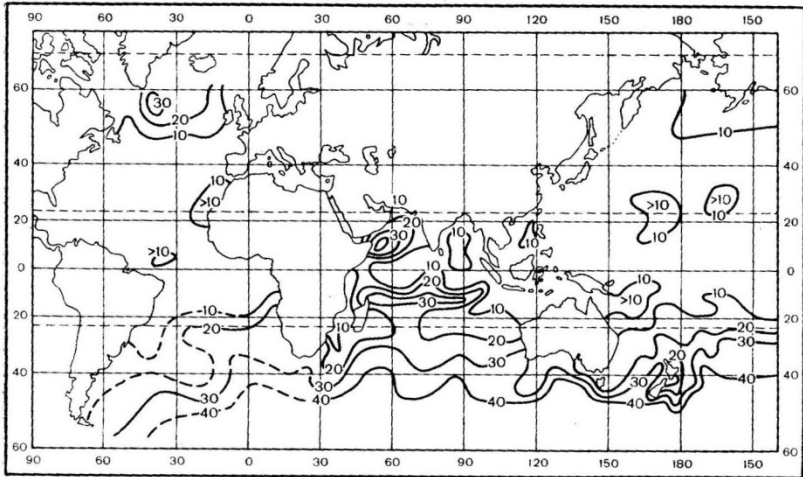


Рис. 5.15. Розподіл повторюваності хвилювання у 5 і більше балів у Світовому океані (за Морським атласом, серпень) [4]

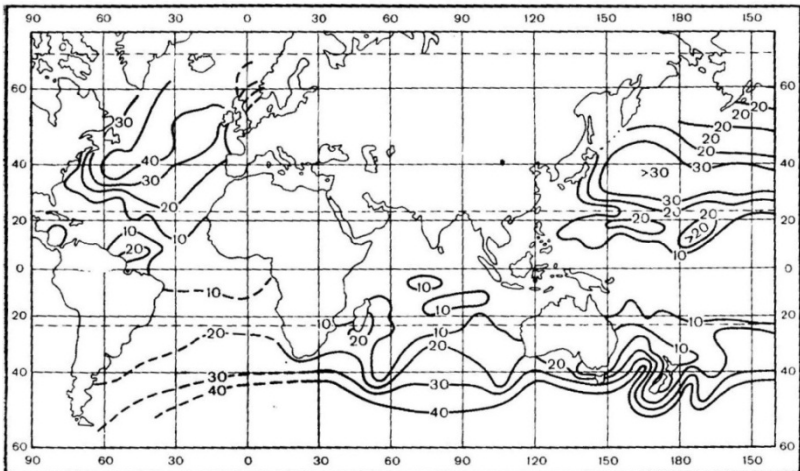


Рис. 5.16. Розподіл повторюваності хвилювання у 5 і більше балів у Світовому океані (за Морським атласом, лютий) [4]

Далеко не всі цунамі катастрофічні. Тим не менш, катастрофічні цунамі – надзвичайно важливе явище природи. Їх висота біля берегів може досягати десятків метрів. Їх приходу, як правило, передують пониження рівня моря та відносно невеликі хвилі. Далі може бути повторне пониження рівня моря і після цього приходять хвилі цунамі. За першою великою хвилею можуть прийти ще кілька з інтервалами від 20 хвилин до 1–2 годин. Прихід цунамі може супроводжуватися свіченням води та дна, пов'язаним із планктоном. Деколи воно буває настільки сильним, що нагадує спалахи прожекторів.

Вивчення цунамі та інших хвиль ще продовжується. Цікавим та небезпечним об'єктом є поодинокі хвилі – солітони. З метою попереджень цунамі та штормів розгорнуто відповідні служби спостережень. Нагадаємо також, що у замкнутих морях можуть спостерігатись такі затухаючі коливання, як сейші (див. розділ 4).

### **5.9. Припливи в океані**

Припливними явищами (припливами) у Світовому океані та у всіх геосферах називають динамічні та інші процеси, викликані дією припливоутворюючих сил. Ці сили виникають унаслідок гравітаційної взаємодії в космічній системі Земля – Місяць – Сонце. Припливоутворююча сила Місяця пересічно перевищує сонячну у 2,17 рази. Тому основні риси припливних явищ визначаються взаємним розташуванням Землі та Місяця. Серед них виділяють так зване припливне тертя, з яким пов'язане гальмування добового обертання Землі. Припливні явища відбуваються в різних частинах Землі, зокрема у твердому тілі. Саме тут формується основне припливне тертя.

Зміни відносного положення тіл у космічній системі призводять до мінливості припливоутворюючої сили. На прояви її дії впливають також і фізико-географічні умови. Унаслідок добового обертання Землі дія сил періодична, тобто вони утворюють припливну деформацію поверхні – хвилю, що

рухається проти напрямку обертання. Тому основою припливних явищ в океані є періодичні коливання рівнів води, найбільші біля берегів. Вони супроводжуються припливними течіями. Їх фази називають припливами та відпливами. («Припливи» в загальному значенні – це скорочена назва).

Хоча реальні графіки припливних змін рівнів води дуже складні (що відповідає складності явища), можна виділити деякі основні їх характеристики, використовувані для опису аналізу припливів. Найвищий рівень за період розвитку явища називають повною водою (ПВ), найнижчий – малою водою (МВ). Якщо за добу спостерігаються по дві ПВ та МВ, то додатково розрізняють високу та низьку (ВПВ, НПВ, ВМВ, НМВ). Їх рівні позначають відповідними індексами ( $h_{ВПВ}$  тощо).

Величина припливу буває велика та мала:

$$B = h_{ВПВ} - h_{НМВ} \text{ та } b = h_{НПВ} - h_{ВМВ}. \quad (5.25)$$

Амплітуда припливу – це відхилення повної та малої води від середнього припливного рівня ( $Z_0$ ).

Моменти часу, коли настають ПВ і МВ, позначають  $t_{ПВ}$  та  $t_{МВ}$ .

Тривалість зростання рівнів  $T_3 = t_{ПВ} - t_{МВ}$ , а падіння (пониження)  $T_{\Pi} = t_{МВ} - t_{ПВ}$ .

Період припливу – час між сусідніми  $t_{ВПВ}$ .

Місячний проміжок ( $t_M$ ) – час між моментом кульмінації Місяця на меридіані даного місця та моментом настання найближчої ПВ. Середнє значення  $t_M$  за половину місячного місяця називають середньою прикладною годиною (СПГ).

Припливні течії можуть бути сильні за добу та слабкі за добу.

Явище припливів характеризується мінливістю (так званими нерівностями). Це відхилення часу настання повних та малих вод, а також величин припливу від середніх значень для даної місцевості. Нерівності пов'язані зі взаєморозташуванням Землі,

Місяця та Сонця. Виділяють такі основні їх види: добові, півмісячні, місячні (паралактичні) та довгоперіодичні.

Характер припливних явищ також суттєво змінюється в різних частинах поверхні Землі (деколи навіть на відстані десятків кілометрів). Така мінливість пов'язана з особливостями рельєфу дна, обрисів берегової лінії, розмірами і глибинами проток та іншими факторами. Але, все ж, припливи вдається класифікувати за основними ознаками. На рис. 5.17 показані графіки змін рівнів моря для різних типів припливів.

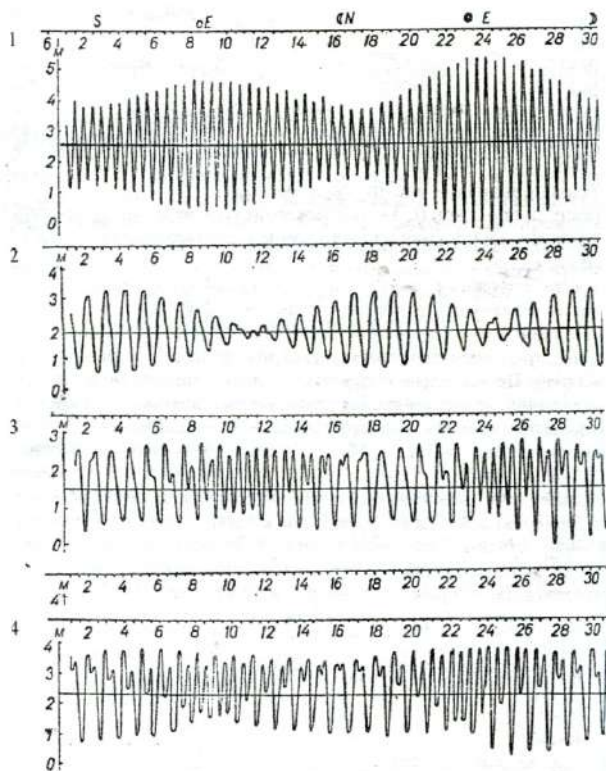


Рис. 5.17. Графіки змін рівнів моря для різних типів припливів

Основними типами припливів вважають:

1. Півдобові.
2. Добові.
3. Змішані.
4. Неправильні півдобові.
5. Аномальні.

Період півдобових припливів становить половину місячної доби – 12 годин 25 хвилин. Висоти всіх повних та малих вод змінюються плавно.

Амплітуди припливів варіюють протягом місяця відповідно до фаз Місяця (положення відносно напрямку на Сонце). Під час повного або молодого Місяця амплітуди найбільші (відповідно до фаз називаються сизигійськими). Коли Місяць знаходиться в першій або третій чвертях – припливи найменші (квадратурні).

Добові припливи мають період 24 години 50 хвилин. Крива змін рівнів має правильну форму (близьку до синусоїди). Амплітуда залежить від схилення місяця (площина обертання якого нахилена відносно площини екватора Землі під кутом  $28^{\circ} 30'$ ). За місячний місяць (період обертання навколо Землі, 27 діб 8 годин) схилення буває максимальним північним, максимальним південним і два рази нульовим (перетин екватору). Отже, при максимальних схиленнях спостерігаються максимальні амплітуди припливів – тропічні припливи. При перетині Місяцем екватора мають місце мінімальні – екваторіальні припливи.

Неправильні півдобові припливи характеризуються різницею у висотах повних та малих вод протягом місячної доби (добові нерівності). Ці нерівності найбільші при найбільших схиленнях Місяця – тропічні припливи, а найменші при нульовому схиленні – рівноденні припливи.

Неправильні добові припливи мають переважно добовий характер, але при переході Місяця через екватор виникають



півдобові. При збільшенні схилення добові нерівності швидко збільшуються: припливи знову стають добовими.

Аномальні припливи розповсюджені мало. Вони складні й часто неправильні. В основному пов'язані із впливом мілководь, гирл річок, розповсюдженням припливних течій.

Пояснення припливних явищ дають теорії припливів. Взаємопов'язаність припливів та рухів Місяця помітили ще у давнину. Але тільки відкриття закону всесвітнього тяжіння дало можливість створити першу теорію. Її запропонував І. Ньютон у 80-х роках XVII століття. Розглянемо схему виникнення приливоутворюючої сили в системі Земля – Місяць (рис. 5.18). Обидва космічних тіла обертаються відносно центру мас у напрямку із заходу на схід. При цьому Земля здійснює також добове обертання в цьому напрямку. Внаслідок взаємного притягання та дії відцентрових сил на кожен частинку води Світового океану діють такі сили: 1) сила притягання Землі; 2) відцентрова сила добового обертання Землі; 3) сила притягання Місяця; 4) відцентрова сила від спільного обертання всієї космічної системи.

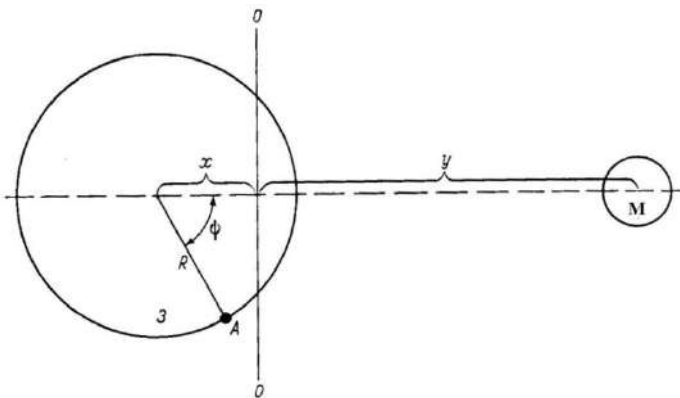


Рис. 5.18. Схема виникнення приливоутворюючої сили в системі Земля – Місяць

Перші дві сили у кожній точці океану постійні в часі і не беруть участь у створенні припливів. Дві інші сили змінні в часі і створюють припливи. Розглянемо специфіку їх дії.

На певний момент часу відцентрові сили спільного обертання скрізь однакові за величиною та напрямком (рис. 5.19, пунктир). Сила притягання Місяця різна за величиною (в залежності від відстані) та за напрямком (рис. 5.19, тонкі суцільні стрілки). Їх векторна сума (товсті стрілки) і є припливоутворюючою силою в системі.

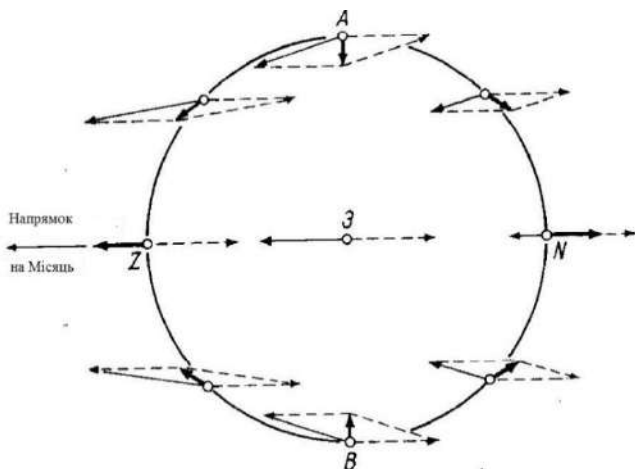


Рис. 5.19. Припливоутворюючі сили Місяця

Відповідно до її розподілу та дії деформується поверхня океану. Це відбувається доти, поки горизонтальні градієнти тиску не врівноважать припливоутворюючі сили. У такому положенні рівноваги поверхня океану має форму сферичного еліпсоїда обертання (припливного). Відповідно до теорії Ньютона, якщо знехтувати в'язкістю, енергією води і тертям від дна, еліпсоїд припливу завжди зберігає положення статичної рівноваги (тому теорія отримала назву статичної теорії припливів).

За рахунок добового обертання Землі припливний еліпсоїд ніби рухається навколо її поверхні (рис. 5.20, а). Повний оберт відбувається за 24 години 50 хвилин. Якщо розглядати зміни рівня води в певній точці океану, то за даний період він встигне пройти дві малих і дві повних води (рис. 5.20, б). Ускладнення картини припливів пов'язані з більш складною картиною рухів як у системі Земля – Місяць, так і у системі Земля – Місяць – Сонце. Виникають відмінності у висоті та в часі наступання послідовних повних та малих вод, які називають нерівностями. Дослідження нерівностей є складовою частиною теорії.

Статична теорія припливів базувалася на певних спрощеннях та використанні закону всесвітнього тяжіння. Але дійсні припливи відрізняються від результатів обчислень за нею. Наявність цих недоліків змусила шукати нові підходи у дослідженнях припливів. Важливим кроком було введення П. Лапласом у 70-х роках XVIII століття уявлень про припливні хвилі. Це дало початок розвитку динамічної теорії припливів.

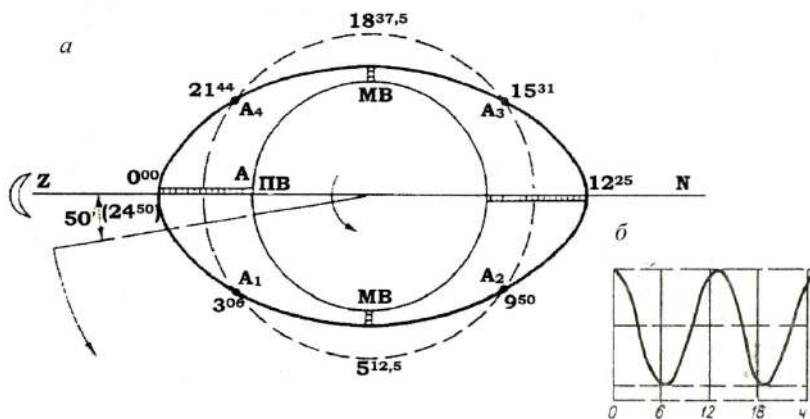


Рис. 5.20. Припливні коливання рівня води в океані:

а – положення еліпсоїда припливу;

б – добовий хід в точці А

Оскільки припливоутворюючі сили діють на маси води періодично, вони повинні викликати коливні рухи хвилеподібного характеру. Тоді припливи можна розглядати як наслідок руху припливних хвиль. Їх довжини становлять половину довжини паралелі. Вони є не тільки вимушеними, але й вільними, що розвиваються за інерцією і, відповідно, деякими власними закономірностями. Розгляд цих динамічних закономірностей із врахуванням реальних форм океанів та морів – це предмет динамічної теорії припливів. Реальна їх картина виявилась досить складною. Вони складаються як з поступальних, так і зі стоячих хвиль. Крім того, існують точки, де припливні коливання рівнів відсутні – амфідромічні точки. Попри наявні складності, припливоутворюючі сили і відповідні зміни рівнів та течій залишаються періодичними. Вони проходять певні періоди змін за певні проміжки часу. Ця загальна властивість припливів покладена в основу їх гармонічного аналізу та попереднього обчислення (прогнозу). Складні зміни потенціалу припливоутворюючої сили та рівнів води (течій) розглядаються як сума певних гармонічних складових хвиль.

Припливні хвилі супроводжуються течіями. Це горизонтально-орбітальні рухи вод, що періодично змінюють напрямок і швидкість. Основні елементи розподілу їх характеристик у часі відповідають характеру припливів. Припливні течії характерні для звужених ділянок морів, проток, заток, гирл річок. Особливим підвидом є обертові течії, які постійно змінюють напрямок і мало змінюють абсолютні значення швидкостей. Припливні течії сприяють перемішуванню вод, можуть призводити до стискання та розрідження морської криги.

Припливні хвилі трансформуються в певних локальних умовах. У відкритому океані величини сизигійських припливів становлять біля 0,8 м, а квадратурних – біля 0,3 м. Ці значення

близькі до розрахункових за статичною теорією. Але місцеві особливості припливів не пояснюються ні статичною, ні динамічною теорією. Кожний фізико-географічний район прибережної зони має свої особливості (рельєф дна, характер берегової лінії, глибини та ін.). Вони впливають як на величину, так і на періодичність припливів.

При вході у вузькі затоки припливна хвиля може різко зростати (до 15 м та більше). Швидкість припливної течії досягає 5 м/с. Крім ширини, значно впливає глибина затоки. Досліджено, що при однаковій ширині і зменшенні глибин у 10 разів висота хвилі збільшується втричі. Пряма хвиля деколи накладається на відбиту.

Припливи володіють енергією, яка в півтора рази перевищує енергію всіх річок. Її використовують на припливних електростанціях.

### **5.10. Морські течії і динаміка океанічних вод**

У розділі 4 розглянуто класифікації течій, основні сили, з якими вони пов'язані, а також механізми їх виникнення. Зупинимось тепер на певних їх особливостях і розповсюдженні.

Оскільки кожне переміщення мас води викликає сукупність взаємопов'язаних рухів в океані, воно здійснюється не у вигляді окремих потоків (течій), а у формі циркуляцій. Основні циркуляції існують в океані та в атмосфері у вигляді квазістаціонарних антициклонічних та циклонічних систем.

Досить довго уявлення про загальну циркуляцію вод Світового океану залишалися обмеженими. Але у зв'язку з розвитком розрахункових методів їх вдалося істотно поглибити. Отримані відомості і сформовані погляди на характер циркуляцій у всій товщі океану, були побудовані карти динамічного рельєфу, що дало можливість судити про лінії току вод. Крім того, створені узагальнюючі схеми, що

базуються на виявленні однотипних умов у різних океанах та регіонах. За ними легше простежувати циркуляційні системи (рис. 5.21).

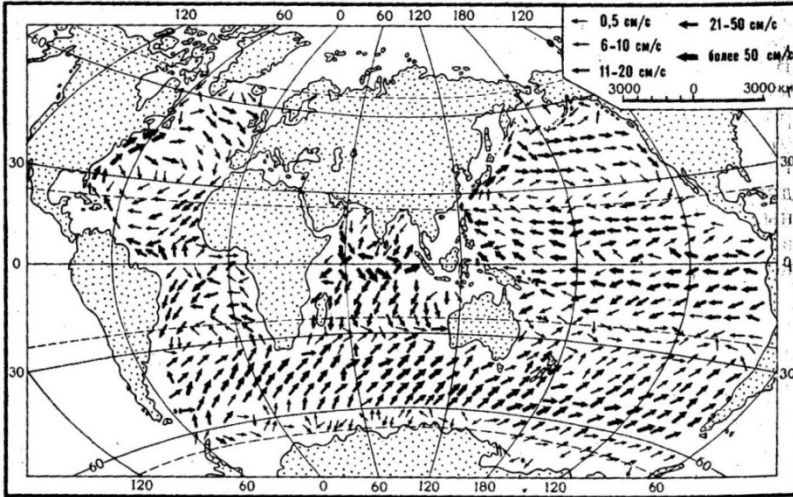


Рис. 5.21. Схема циркуляції поверхневих вод  
(за В.М. Степановим)

Поверхнева циркуляція охоплює верхній шар води над ізотермічною поверхнею  $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Його товщина становить біля 1,5 км. Тут течії пов'язані з вітрами атмосфери (атмосферною циркуляцією). Рух у нижчерозташованих шарах частково пов'язаний із рухом приповерхневих вод, а частково – з різницями температури та солоності (термохалінна циркуляція). У приповерхневій циркуляції бере участь втричі більше води, ніж у глибинній. Для глибинних вод основну роль відіграє різниця густини між полярними та екваторіальними областями. Розрізняють глибинну та придонну циркуляції. В останній переважає розтікання найбільш щільних антарктичних придонних вод (рис. 5.22). Загалом в циркуляції вод Світового

океану важливу роль відіграє так званий глобальний термохалінний конвеєр. Таким чином загальна циркуляція є цілісною системою і одним з механізмів кліматичної системи Землі.

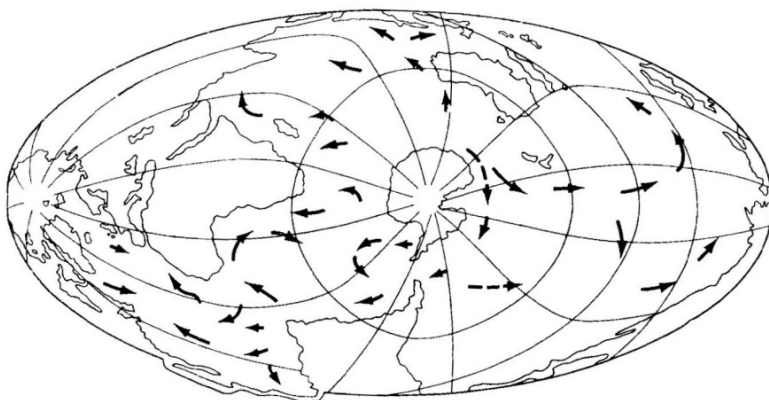


Рис. 5.22. Схема розтікання щільних холодних придонних антарктичних вод у Світовому океані (за Вюрстом) [4]

Дійсна картина течій в океанах і морях досить складна. Цікава екваторіальна підповерхнева протитечія. Це вузький потік-струмінь, спрямований на схід у площині екватора. Його ширина становить до 400–500 км на горизонтах від 20–30 до 150–250 м зі стрижнем швидкостей на горизонті біля 75 м (середина термоклину). Швидкості їх становлять від 60 см/с (Індійський океан) до 150 см/с (Тихий океан).

Інтенсивні струминні течії, зі швидкостями до 2–2,5 м/с, існують у західних окраїнах океанів. Вони спочатку притиснуті до берегів, а потім (на певній ділянці) відходять у бік океану і можуть меандрувати. Меандри поступово розвиваються й відокремлюються від основної течії, утворюючи кільцеві течії, що називають рингами. Найбільш потужною західною прикордонною течією є Гольфстрім. На горизонті 200 м його

швидкість падає до 1,25–1,5 м/с, а на горизонті 500 м – до 0,7–1 м/с. На горизонті 800–1200 м може спостерігатися зміна напрямку течії на протилежну. Швидкість цієї протитечії, «антигольфстріму», переважно становить 0,15–0,25 м/с.

В океані існують також різноманітні вихори (з вертикальною або нахиленою віссю обертання). Крім рингів, виділяють топогенні та синоптичні вихори. Їх поперечні розміри – сотні кілометрів, а енергія перевищує енергію середніх (постійних) течій. Сильних – у 2–4 рази, а слабких (у відкритих частинах океану) – у 15–30 разів. Отже, вони надзвичайно важливі для процесів в океані. Їх загальна теорія ще розвивається.

Поряд із динамічними характеристиками, течії та вихори відрізняються особливостями температур та солоності води. Так, у помірних та субтропічних широтах біля східних частин материків переважають теплі течії, які потім відхиляються на схід океанів і несуть теплі води до північних помірних та субполярних західних окраїн інших материків. Назустріч їм біля східних окраїн від полярних районів рухаються холодні течії. Вони також переважають біля західних берегів у помірних та тропічних широтах. Такі термічні особливості течій відповідають закономірностям загальної циркуляції вод і широтної зональності.

### **5.11. Рівень океанів та морів**

Рівнем називається перевищення (висота) водної поверхні над деякою (умовною) площиною порівняння. Загальною поверхнею порівняння могла би бути поверхня геоїда. З нею повинна збігатися незбурена, вільна поверхня океану. Але під дією різноманітних чинників рівнева поверхня океану постійно змінюється. Дія чинників проявляється спільно або більш відокремлено і за різні проміжки часу. Розрізняють короточасні, сезонні та довготривалі коливання (зміни) рівня океану.



Короткочасні можуть бути періодичними, пов'язаними з припливами, та сейшами, або неперіодичними. Останні називають анемобаричними (вплив вітру та тиску). Основним їх проявом є згони та нагони води. У мілководних затоках нагони можуть піднімати рівень на 3–4 м, що небезпечно для населених пунктів та інженерних споруд. Усі види таких коливань рівнів пов'язані лише з переміщенням мас води, але середній рівень моря при цьому не змінюється.

Для вивчення сезонних коливань необхідно виключити з розгляду вплив короткочасних. Це досягається осередненням значень рівнів води по місяцях. Сезонні коливання мають амплітуду 20–30 см. На підвищення рівнів впливають низький атмосферний тиск, слабкі вітри, значна кількість атмосферних опадів, притік річкових вод, підвищена температура вод, пониження солоності. Залежно від природних умов спільна дія цих чинників по-різному проявляється в різні пори року. Якщо від середніх місячних рівнів перейти до середніх річних, то можна досліджувати багаторічні коливання рівнів води, розмах яких, як і у сезонних, становить 20–30 см. Їх причини ще не з'ясовані, але вважають, що вони зумовлені загальними процесами в системі океан – атмосфера.

Існують також зміни рівнів, що відбуваються за геологічні проміжки часу. Їх вивчають за допомогою палеогеографічних та палеогідрологічних даних і методів. Їх поділяють на гідрократичні (евстатичні) й геократичні. Перші з них пов'язані зі змінами маси води в океані, другі – з рухами та змінами земної кори (тектонічними процесами). Для евстатичних коливань важливу роль відіграє фактор розвитку материкових льодовиків, оскільки вони акумулюють у собі значні маси води. Геократичні коливання можуть бути викликані змінами форм та розмірів улоговин океанів. Це будуть відносні зміни рівнів, спричинені особливостями взаємного розташування водної та твердої оболонки Землі. Ці обставини створюють великі

труднощі у визначенні абсолютного положення рівня (так званого «нуля висот»). Загальний принцип визначення рівнів – відлік від сталої поверхні. Але якщо всі поверхні рухаються, то завдання ускладнюється. У теперішній час детально вивчають закономірності змін рівнів, а також застосовують новітні методи та технології, зокрема космічні. Загалом формуються нові принципи й нова система досліджень рівнів води в океанах та морях.

### **5.12. Водні маси та природні пояси Світового океану**

У підрозділах 5.4–5.6 показано, що основні характеристики морської води в певний спосіб розподілені у просторі у зв'язку з дією відповідних чинників. У відносно однорідних умовах формуються водні маси з характерними параметрами. Їх розповсюдження та динаміку можна вивчати за допомогою відповідних методів.

Існує досить багато досліджень і класифікацій водних мас океану. Наведемо тут лише основні, достатньо розповсюджені погляди. За солоністю виділяють дві елементарні водні маси: прісну та морську. Прісна вода наявна лише поблизу гирл великих річок. Її дуже мало. Область розповсюдження солоних морських вод називають галосферою. В її межах виділяють первинні та вторинні водні маси. Первинні основні й займають величезні простори океану. Осередки їх формування пов'язані з головними рисами клімату, з циркуляцією атмосфери та океану. Тому основними водними масами є: екваторіальні, тропічні, субтропічні, помірних широт, субполярні та полярні. Їх виділяють у різних океанах у зв'язку зі специфікою останніх. Додатково їх розрізняють за півкулями (північною та південною), а також за розташуванням у різних частинах океану (західні й східні). Крім горизонтального розподілу, надзвичайно важливий розподіл по вертикалі (глибині). Тут можна виділити океанічну тропосферу (води вище шару стрибка) та океанічну

стратосферу. В.М. Степанов запропонував виділяти вертикальні структурні зони океану – шари води, в яких розташовані однотипні водні маси. Він виділив: поверхневу структурну зону (до 200–400 м), проміжну зону (до 1200–2000 м), глибинну зону (до 4000–4500 м) та придонну зону. Особливо виділено Арктичний басейн у зв'язку з невеликими розмірами та специфікою умов.

До вторинних водних мас відносять води змішування. Особливі водні маси відносно відокремлених від океану морів. Водні маси рухаються, контактують, взаємодіють. Деколи їх визначають за назвами потужних течій. Зони зустрічі течій та опускання вод називають зонами конвергенції (сходження). Вони тісно пов'язані з океанографічними фронтами – зонами розділу між великими водними масами. Виділяють такі основні фронти: арктичний, субарктичний, північний тропічний, екваторіальний, субекваторіальний, південний тропічний, субантарктичний та антарктичний. Їх положення дещо різні в різних океанах, навіть в їх частинах.

Мінливість основних гідрологічних характеристик може сприяти розвитку процесів конвективного перемішування. Воно виникає у випадках, коли густина вищерозташованих шарів стає більшою, ніж нижчерозташованих (зворотна стратифікація, вертикальна нестійкість вод). Цьому сприяють підвищення солоності або пониження температури. Але для вод із солоністю до 24,7 ‰ цей процес відбувається лише до температури найбільшої густини. Наступне пониження температури призводить до зменшення густини і підвищення стійкості шарів. У водах із солоністю більше 24,7 ‰ термічна конвекція продовжується аж до утворення льодового покриву.

Із розповсюдженням водних мас океану взаємопов'язана його географічна структура загалом. Зокрема, виділяють природні пояси Світового океану, вивчають його фізичну географію. Пояси також зумовлені загальною зональністю природи Землі,

географічної оболонки та є її складовими. Зональність залежить переважно від широтного розподілу сонячної радіації. Для умов суходолу також розглядають розподіл тепла та вологи. Для умов океану про зволоження не йдеться. Тому тут здебільшого розглядають розподіл тепла. Важливо також розглядати надходження сонячної радіації загалом, оскільки вона необхідна для фотосинтезу фітопланктону. Зональність океану найкраще виражена в приповерхневих шарах. Тут же сконцентрована основна частина живих організмів, біоти. Але інформацію про природні пояси можна отримати й на дні океану, через формування характерних донних відкладів.

До основних фізико-географічних поясів відносять: арктичний, субарктичний, північний помірний, північний субтропічний, північний тропічний, екваторіальний, південний тропічний, південний субтропічний, південний помірний, субантарктичний та антарктичний. Вони характеризуються певним кліматом, властивостями і динамікою вод, донними відкладами та іншими географічними характеристиками. Такого роду зональність в океані досить добре виражена.

Межі між поясами у статистичному відношенні постійні, але можуть дещо змінювати своє положення за невеликі проміжки часу. У середніх частинах поясів умови переважно найкращі, найбільш чітко виражені. Межі поясів також можуть бути чіткішими або розпливчастими. У деяких районах широтне розташування меж порушується. Наприклад, біля берегів континентів за рахунок дії течій, а також за рахунок апвелінгу.

Природні пояси океану – це не просто водні маси, з їх формальними параметрами, а складні поєднання – комплекси різних складових (компонентів), таких як вода, прилеглий шар повітря, угруповання організмів, донні та берегові утворення. Більш дрібні, нижчі за рангом комплекси (аж до локальних), можна назвати океанськими «ландшафтами» або аквагео-системами, аквакомплексами. Вони надзвичайно різноманітні й

тісно пов'язані з морськими екосистемами. Їх розташування може бути біля поверхні, біля дна, у товщі води або біля берегів. Придонні комплекси включають поверхню дна, верхній шар донних відкладів, придонні води і бентос. Прибережні охоплюють літораль, берег і прибережну смугу моря.

### **5.13. Океан і біосфера**

Океанічна частина біосфери первинна для розвитку біосфери загалом. І у сучасних умовах це особлива складова біосфери. Вважають, що морські екосистеми одночасно більш динамічні та стійкі до зовнішніх впливів, аніж системи суходолу. У класифікації екосистем (біогеоценозів) суходолу основним чинником вважають співвідношення тепла та вологи. Доступ сонячного світла та наявність мінеральних поживних речовин переважно забезпечені. Основна маса живих організмів, переважно рослинних, сконцентрована біля контактної поверхні суходолу й атмосфери. В умовах Світового океану до основних чинників слід додати доступ сонячної променистої енергії, інших видів енергії і наявність поживних речовин. Розподіл морських екосистем стосується як різних контактних зон, так і товщ води. У даному відношенні він складніший, ніж на суходолі. Доцільно розрізняти прибережні екосистеми, екосистеми відкритих акваторій (приповерхневі та глибинні) та екосистеми ложа океанів і морів. Для прибережних та приповерхневих екосистем характерні впливи природної зональності. Ще одним системоутворюючим чинником є загальна циркуляція, динаміка вод океану. У зв'язку з дією описаних основних чинників розвитку життя в океані виділяють також три великих групи організмів: планктон, нектон і бентос. Планктон, зокрема фітопланктон, сконцентрований у приповерхневих шарах води, де є доступ сонячного світла. Фітопланктон відрізняється надзвичайно швидкою відтворюваністю й високою продуктивністю. Це стосується й

бактерій. Світ морських мікроорганізмів надзвичайно складний та різноманітний. Він лежить в основі трофічних ланцюгів.

Систему живих морських організмів можна описувати, вивчати як через показники біорізноманіття, структури і функціонування екосистем, так і більш формально, через узагальнені масові показники. До останніх відносять загальну біопродуктивність, біомасу, продукцію, коефіцієнт продуктивності (табл. 5.3).

Таблиця 5.3

Біомаса і продукція провідних груп водних організмів  
(за В. Богоровим)

№ п/п	Назва групи організмів	Біомаса, млрд т	Продукція, млрд т/рік	Коефіцієнт продуктивності
	I Продуценти			
1	Фітопланктон	1,5	550	336
2	Фітобентос	0,2	0,2	1
3	Всього	1,7	550,2	324
	II Консументи			
4	Зоопланктон	21,5	53,0	2,5
5	Зообентос	10,0	3,0	0,33
6	Нектон	1,0	0,2	0,2
7	Всього	32,5	56,2	1,7
	III Редуценти			
8	Бактерії	0,07	70,0	1000

Використовують також поняття біологічних ресурсів океану. Це потенційна продукція корисних організмів. Основну частку тут складають риби (до 80–85 %) та головоногі молюски (до 10–15 %). Важливим шляхом збільшення біологічної продуктивності є аквакультура. Річна продукція риби та молюсків у сучасному океані оцінюється у приблизно 200 млн тонн. Продуктивність різних зон океану значно відрізняється. Для відкритих акваторій вона становить  $7 \text{ кг/км}^2 \cdot \text{рік}$ ,

материкового схилу –  $65 \text{ кг/км}^2 \cdot \text{рік}$ , а для умов шельфу – понад  $2500 \text{ кг/км}^2 \cdot \text{рік}$ . Розподіл видобутку морських організмів по океанах такий: Тихий океан > 50 %; Атлантичний та Північний Льодовитий разом біля 40 %; Індійський приблизно 5 %. Решта припадає на внутрішні моря.

Відомо, що 75 % класів та підкласів живих організмів виникли у воді. Тваринних організмів на Землі налічується 11 типів. Вони включають 65 класів і лише 8 з них живуть виключно на суходолі. 5 із 33 класів рослин (17 типів) живуть виключно в океані і 10 – у морських та прісних водоймах. Основні типи рослин в океані – це водорості (зелені, бурі, червоні, синьо-зелені, різноджгутикові, діатомові). Основна роль належить одноклітинним. У морській воді їх налічується до 200 тисяч видів. Окремі водорості (нереоцистуси, лесонії) можуть досягати довжини 100–200 м. Бурі водорості переважають у помірних і холодних водах, а у теплих більш поширені саргасуми (особливо в Саргасовому морі). Серед найпоширеніших тваринних організмів основні корененіжки, форамініфери, радіолярії. Більша частина дна океану вкрита органогенними намулами, що складаються з їхніх решток.

Морські організми, екосистеми не відірвані від екосистем суходолу, а пов'язані з ними численними та різноманітними зв'язками. Це важливий аспект біології моря. Виділяють також перехідні, змішані екосистеми.

#### **5.14. Людина і океан**

Взаємодія людини та океану розпочалася в доісторичні часи. Перші потужні впливи людини проявилися у прибережній зоні. Це побудова портів, захист від наводнень, осушення частин морського дна тощо. Загалом же фактично аж до ХХ століття впливи людини не були глобальними та руйнівними для океанських геосистем, екосистем. У теперішній час проблеми антропогенного впливу на океан

розглядаються як важлива частина глобальних проблем розвитку людства. Це зміни, пов'язані з потеплінням глобального клімату, виснаження багатьох видів ресурсів, негативні зміни у прибережних екосистемах, екосистемах коралових рифів, різні види забруднень, перенавантаження деяких транспортних шляхів. Дуже важливим видом освоєння океану є аквакультура («морекультура»). Поступовому освоєнню підлягають також енергетичні ресурси океану. Продовжується формування штучних територій і споруд для розвитку поселень та промисловості. Загалом ресурси Світового океану поділяють на: біологічні, мінерально-сировинні, енергетичні та рекреаційні.

Ще однією важливою обставиною взаємодії людини та океану є те, що за державами закріплено лише відносно невеликі акваторії біля берегів. Загалом же морські води, геосистеми, екосистеми переважно міжнародні. Вони значно динамічніші, ніж системи суходолу. Тому для регулювання впливу на них дуже важливо розвивати міжнародне право, співпрацю, дотримуватися угод.

Описані особливості впливають на формування океанських (морських) природно-антропогенних систем. Для управління ними та підвищення їхньої якості необхідно розвивати відповідні знання, що включають моніторинг, класифікацію, систему моделей тощо.

Міжнародна співпраця з питань використання й охорони океану пов'язана з функціонуванням міжнародних установ, формуванням міжнародно-правового режиму використання морського середовища на глобальному та на регіональному рівнях. Такий режим включає: регулювання рибальства та інших морських промислів; режим використання дна та надр океану; режим наукових досліджень акваторій океану; режим торгівельного судноплавства; режим військового мореплавства.



## 5.15. Моря України

Україна має вихід до Чорного та Азовського морів. Це типові внутрішні (середземні) моря.

Чорне море характеризується приблизно таким водним балансом:

- 1) випаровування –  $-15,6 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$ ;
- 2) атмосферні опади –  $+7,6 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$ ;
- 3) річковий стік –  $+12,6 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$ ;
- 4) баланс –  $+4,6 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Це вдвічі більше, ніж середня багаторічна витрата Дніпра. Очевидно, що надлишок повинен витікати у Середземне море, і Чорне море повинно бути великим прісноводним озером. Але ще Марсілі (див. розд. 1), який проводив вимірювання течій у протоці Босфор у XVII столітті, встановив, що поряд зі стоком поверхневих вод з Чорного моря існує глибинна течія у протилежному напрямку. Отже, навіть тут існує розшарування різних типів морських вод, яке досить сильно і специфічно проявляється в Чорному морі (рис. 5.23).

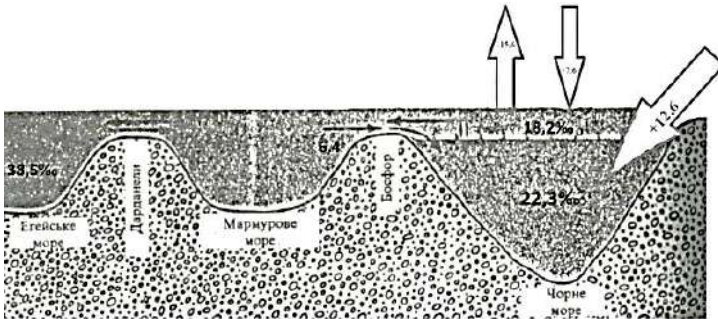


Рис. 5.23. Розшарування вод Чорного моря (за П. Вейлем)

Тут постійно формується соленосна стратифікація. В межах шару сезонного перемішування солоність не перевищує 18,2 ‰, а нижче швидко зростає до 21,7 ‰, а далі поступово до 22,3 ‰. Вік вод (умовний період обміну) в глибинних шарах моря

оцінюється у 2000 років. У біологічному відношенні море характеризується досить великою продуктивністю, що потребує значних ресурсів розчиненого кисню. Таке поєднання характеристик призводить до того, що кисень повністю використовується у верхньому шарі. Таким чином, нижчий шар – анаеробний. Тут немає розвинутих біологічних популяцій, наявні тільки сульфаторедуруючі бактерії. Цей шар вміщує значну кількість сірководню (сірководневе «зараження»). Але повного пояснення його походження поки що немає. Висунута гіпотеза існування в давнину прісноводної водойми, куди пізніше прорвалися солоні води Середземного моря (одна з гіпотез «Всесвітнього потопу»). Відомо про сталий кругообіг з'єднань сірки, який охоплює практично всю товщу Чорного моря. Процеси обміну речовин також ще вивчаються.

Згідно з океанологічними дослідженнями, поверхневі шари Чорного моря розповсюджені в центральній частині до горизонтів 60–70 м, а біля берегів – до 100–150 м. Температури поверхні влітку досягають 24–26 °С, а взимку опускаються до +5–6 °С. На нижній межі цього шару температури майже не змінюються і становлять 7,5–8 °С. Сезонний хід солоності охоплює значення 17,5–18,6 ‰.

Нижче розташована глибинна водна маса (до 1–1,5 км). Її солоність 18,1–22,2 ‰, а температура 8,9–9,2 °С.

На рис. 5.24 показана генералізована схема течій у Чорному морі. Їх швидкості в середньому становлять 0,1–0,2 м/с, але можуть сягати 0,5 м/с. У тонкому придонному шарі також існує система течій, що несуть важкі солоні води від Босфору в акваторію моря. Потужність такого шару 3–5 м. Отже, горизонтальні циркуляції охоплюють усе море від поверхні до дна. Вертикальний же обмін виражений відносно слабо.

Своєрідними фронтальними зонами у Чорному морі виступають райони дотику річкових та морських вод. Найкраще вони виражені в північно-західній частині моря та біля

Кавказьких берегів. Хвилі у відкритому просторі моря пересічно мають висоти до 1–3 м. Але максимальні висоти при сильних штормах можуть перевищувати 10 м. Південний захід та південний схід – найбільш спокійні райони.

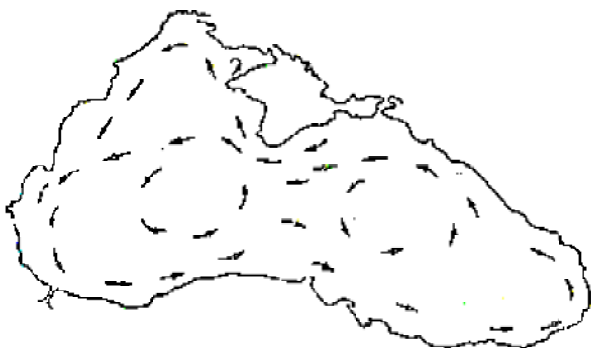


Рис. 5.24. Генералізована схема приповерхневих течій у Чорному морі (за А. Добровольським та Б. Залогіним)

У морі проявляються сезонні коливання рівня води. Вищі рівні спостерігаються у травні – липні, а понижені – у жовтні – листопаді. Амплітуда змін становить 30–40 см. Основний чинник змін – це притік річкових вод. Найбільший притік дає р. Дунай – приблизно  $201 \text{ км}^3/\text{рік}$  (у середньому за багаторічний період). Річки України приносять до  $74 \text{ км}^3/\text{рік}$ , річки Кавказу –  $43 \text{ км}^3/\text{рік}$ , Туреччини –  $26 \text{ км}^3/\text{рік}$ , Болгарії та Румунії (без Дунаю) –  $3 \text{ км}^3/\text{рік}$ . Значні періодичні коливання рівня моря пов’язані з явищами згонів та нагонів води. Найбільші вони в жовтні – лютому в західному та північно-західному районах моря (понад 30 см). Помітно виражені у Чорному морі й сейші. Їх періоди досягають 1–2 год., а амплітуди – 40–50 см.

Поверхня моря переважно вільна від криги. Але в окремі роки в північно-західній частині встановлюється льодовий

покрив. В особливо суворі зими крига вздовж західного берега може розповсюджуватися до Босфору.

Період льодових явищ триває від грудня до кінця лютого – початку березня. Середня товщина криги 14–15 см, але деколи біля Одеси вона може досягати 55 см. У залежності від погоди протягом зими можуть відбуватися періодичні скресання льодового покриву.

Азовське море – найменше у світі. Особливо виділяється його мілководність. Середні глибини становлять 7–8 м, а найбільші – до 14 м. Воно глибоко врізане в суходіл, у території з континентальним кліматом. Притік прісних вод у море практично повністю визначається річками Дон та Кубань. За період від 20-х до 70-х років ХХ століття його середня величина становила 36,7 км<sup>3</sup>/рік. Основний обмін водами здійснюється через Керченську протоку з Чорним морем. Відтік становить понад 49 км<sup>3</sup>/рік, а сучасний притік – лише біля 34 км<sup>3</sup>/рік. Результируючий стік становить 15,5 км<sup>3</sup>/рік. Ще 1,5 км<sup>3</sup>/рік відтікає в оз. Сиваш, де випаровується. Отже, власне випаровування становить біля 20 км<sup>3</sup>/рік.

Узимку середні температури води близькі до 0 °С. Улітку вони сягають +24–25 °С. Максимальні значення у відкритих акваторіях становлять 28–28,5 °С, а біля берегів – 32–32,5 °С.

Середня солоність вод Азовського моря за період 1923–1951 рр. становила 10,9 ‰, за період 1952–1961 рр. – 11,8 ‰, а до 1976 року зросла до 13,8 ‰. Це пов'язано з антропогенним скороченням стоку головних річок, а також довготривалим невеликим осушенням клімату в їх басейнах. Так зміни призвели до збільшення притоку більш солоних чорноморських вод. Осолонення моря впливає на гідрологічні, гідрохімічні, гідробіологічні процеси. Зокрема, збільшилися відмінності густини придонних та приповерхневих шарів. Розшарування почало впливати на процеси перемішування і температурної стратифікації.

Горизонтальні рухи у всій товщі Азовського моря зумовлені переважно вітром і, меншою мірою, впливом притоку річкових вод. Переважає циркуляція проти годинникової стрілки і відтік від східних берегів (рис. 5.25). Значні хвилі утворюються в Азовському морі лише в холодну пору року (до 2–3 м висотою), коли дмуть північно-східні вітри.

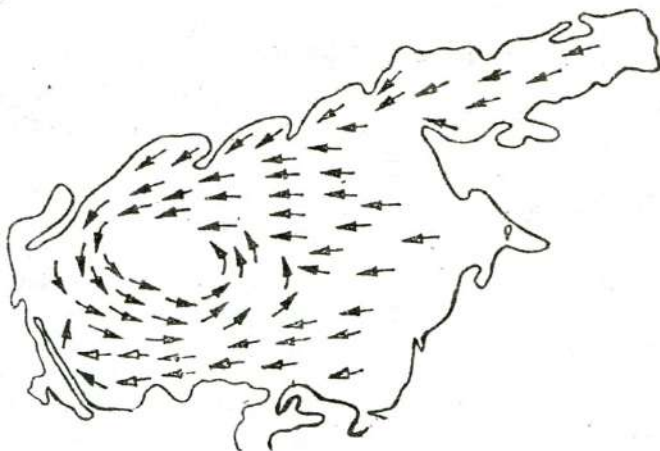


Рис. 5.25. Генералізована схема течій у Азовському морі  
(за А. Добровольським та Б. Залогіним)

В Азовському морі добре виражені періодичні згонно-нагонні коливання рівнів. Вони можуть мати амплітуду 2–3 м і проявляються навіть у Керченській протоці (до 1 м). Максимум зареєстрований у м. Таганрог, 1960 року (5,8 м). Добре виражені також одновузлові сейші. Їх вузлова лінія проходить з північного заходу на південний схід. В Азовському морі щорічно утворюється льодовий покрив. Але значна мінливість погоди взимку призводить до крайньої його нестійкості. Пересічно лід займає до 30 % площі моря. Найбільший розвиток спостерігається в лютому. Товщина льоду досягає 20–60 см, а в суворі зими – до 80–90 см.

## Розділ 6 ГІДРОЛОГІЯ КРІОСФЕРИ ЗЕМЛІ

### 6.1. Загальні відомості про кріосферу Землі

Кріосфера – це одна із систем приповерхневих геосфер, яка характеризується наявністю води у кристалічному (твердому) стані (грец. *kryos* – холод, мороз, лід). Вона розповсюджується від висотних хмар до глибин земної кори у кріолітозоні. Кріолітозона – це верхній шар земної кори, що відрізняється від’ємними температурами й можливістю існування підземного льоду. В атмосфері Землі виділяють хіоносферу (грец. *chion* – сніг) – шар, у якому можливий багаторічний додатний баланс твердих атмосферних опадів, зародження та існування сніжників, льодовиків.

Оскільки атмосфера Землі прогрівається від денної поверхні, хіоносфера знаходиться на певних висотах. В історії географічної оболонки загалом переважали теплі клімати. У цей час хіоносфера практично не торкалася денної поверхні. В інші періоди проявлялися материкові зледеніння. Отже, стан кріосфери та положення хіоносфери змінюються у тісному зв’язку зі змінами глобального клімату.

Область від’ємних температур атмосфери можна розглядати як за багаторічні періоди, так і через сезонну мінливість положення хіоносфери. Лінія її контакту з денною поверхнею Землі називається сніговою. Розрізняють сезонну та кліматичну снігову лінію. Перша з них досить мінлива. Наприклад, у північній півкулі взимку (в окремі роки) зафіксовано випадання снігу в північній Африці та Мексиці. А влітку від снігового покриву звільняються навіть деякі острови у Північному Льодовитому океані.

Кліматична снігова лінія більш стабільна. У приполярних районах вона понижується майже до рівня моря. Найвище положення займає у тропічних широтах посушливого

континентального клімату (до 6–6,5 км). На положення снігової лінії впливає не тільки широта місцевості, а й інші чинники: ступінь континентальності клімату, експозиція схилів відносно сонця та вологоносних вітрів, місце розташування в межах гірської країни, тобто все те, що визначає особливості місцевого клімату аж до рівня мезоклімату.

## **6.2. Явища сезонного і багаторічного промерзання ґрунтів та порід**

Зона розповсюдження сезонних і багаторічних мерзлотних явищ у верхній частині земної кори тісно пов'язана з характером клімату. Найбільше їм сприяє суворий холодний клімат. Глибина розповсюдження сезонних мерзлотних явищ корелює з глибиною розповсюдження сезонних коливань температур. Переважно вона змінюється від одного до кількох метрів. Характер льодотермічних гідрофізичних процесів у ґрунтах істотно впливає на їх водний режим, режим поповнення ґрунтових вод, режим формування стоку води з водозбору. Наприклад, якщо під час сніготанення у ґрунті зберігся заглиблений замерзлий шар – тала вода формуватиме переважно поверхневий та приповерхневий стік. Ще потужніший вплив замерзлого ґрунту на хід паводків холодної пори року (наприклад в умовах Закарпаття). Великі кількості води швидко попадають у річкову мережу, що спричинює різкість паводків. Явища сезонного промерзання ґрунтів впливають також на геоморфологічні процеси у водозборах.

Багаторічною («вічною») мерзлотою називають багаторічномерзлі породи (мерзлі породи), що вміщують лід, мають від'ємну чи нульову температуру, яка зберігається протягом багатьох років або навіть тисячоліть. Існує також сезонна мерзлота. Осередки гірських порід із додатними температурами і рідкою водою називають таликами. Буває також поширене чергування мерзлоти і таликів – шарувата

мерзлота. Загальна площа розповсюдження багаторічної мерзлоти перевищує 35 млн км<sup>2</sup> (біля 24 % площі суходолу). Потужність її в суворих кліматичних умовах може перевищувати 1000 м. У межах зони мерзлоти розрізняють області (підзони) суцільного, несуцільного й острівного розповсюдження. У вертикальному розрізі виділяють: 1) діяльний шар (такий, що розмерзається влітку, потужністю від 5 см до 5 м), 2) шар багаторічномерзлих порід із таликами та тріщинами; 3) шар порід із температурами вище 0 °С.

Мерзлота впливає як на підземні, так і на поверхневі води. Це, разом із кліматом, надає значної специфіки гідрологічним явищам та процесам. Підземні води даної зони поділяють на надмерзлотні, міжмерзлотні й підмерзлотні. Їх вивчає гідрогеологія.

Підмерзлотні води знаходяться повністю в рідкій фазі і є напірними. Вони розповсюджені в різних гідрогеологічних умовах: гірських районах, масивах кристалічних порід та артезіанських басейнах. Дослідження режиму цих вод ускладнене, що пов'язано з особливостями живлення та розвантаження під впливом мерзлоти.

Міжмерзлотні води включають рідку та тверду фазу. Переважає остання. Це підземний («викопний») лід. Він залягає в мерзлих породах у вигляді пластів, лінз, жил, клинів (потужністю від метрів до десятків метрів). Рідкі міжмерзлотні води можуть бути пластовими, карстовими та тріщинно-жильними. Вони пов'язані з таликами у давніх руслах, алювіальних відкладах. У зонах тектонічних порушень формуються також наскрізні міжмерзлотні талики. Існування рідких вод пов'язане як з їх постійним рухом (і перенесенням тепла), так і з підвищеною мінералізацією.

Надмерзлотні води поділяють на води діяльного шару та надмерзлотних таликів. Перші взимку перемерзають від поверхні. Цей процес може досягти поверхні мерзлоти або не



досягти. При цьому прошарок рідкої води стає напірним. Основне джерело живлення надмерзлотних вод – атмосферні опади.

Сезонний та багаторічний режим, динаміка вод у зоні багаторічної мерзлоти супроводжуються періодичним замерзанням, яке призводить до виникнення особливих природних (гідрологічних) явищ. Зокрема, пагорби пучення виникають унаслідок процесів міграції води та перемерзання вологих або насичених водою пухких відкладів (торф, пісок, глина). Пухкі породи вбирають значну кількість води, а вона при замерзанні збільшується в об'ємі. Вбиранню води сприяє те, що сусідні води напірні. Термокарст – це наслідок нерівномірного просідання або провалу ґрунту та порід при таненні підземного льоду. Воно пов'язане або з тимчасовим (сезонним), або з багаторічним підвищенням температур повітря. Основна форма прояву термокарсту – утворення западин, що переважно заповнені озерами. Їх поперечні розміри – від метрів до багатьох кілометрів, глибини – від десятків сантиметрів до десятків метрів.

Найбільш розповсюдженими формами, пов'язаними з перемерзанням вод, є полої. Існують цілі розділи гідрогеології та гідрології суходолу, присвячені їх дослідженням. Полої можна поділяти на наземні та підземні, підмерзлотних, річкових і змішаних вод.

Підземні полої являють собою лінзи відносно чистого льоду в ядрах пагорбів пучення. Вони поділяються на однорічні (сезонні) – в межах діяльного шару, багаторічні – гідролаколіти. Перші мають висоти до 2 м і діаметр 60–80 м та більше. Гідролаколіти значно більші. Крутизна їх схилів досягає 40°. Великі багаторічні пагорби пучення з підземним полоєм у ядрі мають місцеву якутську назву – булгунняхи. Основним джерелом гідролаколітів є між- та підмерзлотні напірні води. Вони поступово руйнуються (починаючи з південної сторони).

В кінцевому результаті на їх місці утворюються озера протаювання.

Наземні (поверхневі) полої зустрічаються в ярах, річкових долинах, на привододільних схилах, вододілах. Розміри їх можуть сягати кількох кілометрів квадратних, а потужність – десятків метрів.

В умовах природного розвантаження підземних вод полої формуються постійно діючими джерелами, прив'язаними до регіональних зон розломів або до вододільних інсоляційних таликів. У південній частині зони багаторічної мерзлоти полої утворюються біля підніж північних схилів та скелястих уступів гір.

В умовах промерзання водоносних систем зверху полої формуються за рахунок прориву на поверхню напірних вод. Вони відносно невеликі.

Утворення та розвиток полоїв поверхневих вод відбувається при закупорках русел річок шугою і льодом, перемерзанні, просіданні льодового покриву, утворенні торосів, змінах витрат води взимку тощо. Особливі полої утворюються біля країв льодовиків. Вони одні з найбільших. Можуть також замерзнути талі снігові води.

Полої досить часто бувають спільного (змішаного) походження – від підземних і поверхневих вод. Розміри та форми полоїв змінюються. Поверхня їх горбиста, з тріщинами, через які на поверхню виливається вода. Схема річкового полою зображена на рис. 6.1.

Розповсюдження полоїв залежить від характеру багаторічної мерзлоти загалом та від рельєфу місцевості.

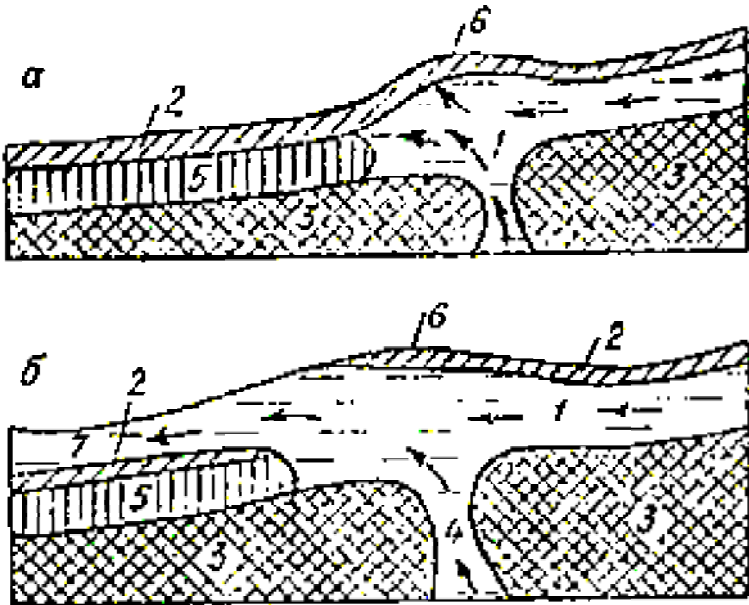


Рис. 6.1. Схема річкового полою  
*а* – початкова стадія утворення полою; *б* – розвинутий полій;  
 1, 4, 7 – вода; 2 – шар льоду; 3 – багаторічна мерзлота;  
 5 – вода, яка замерзла до дна; 6 – полейний пагорб

Особливим явищем є повне перемерзання ділянок (верхів'їв) річок, які можуть включати навіть значні водоспади. Взимку ці водоспади існують у замерзлій формі. Руйнування льоду на промерзлих ділянках відбувається своєрідно. Талі води течуть поверх льоду. Лід поступово руйнується і спливає окремими крижинами, або полями, насамперед, на перекатах, де він має меншу потужність. На порівняно великих річках може спостерігатися двошарова течія вод (над та під льодом), а при тимчасових похолоданнях навіть тришарова. Це одна з найбільш яскравих особливостей режиму таких річок. Полої сприяють перерозподілу стоку протягом року, збільшуючи його в теплу пору.

### 6.3. Сніговий покрив та лавини

При відносно стійких від'ємних температурах повітря сніг, що випав на земну поверхню, залишається лежати на ній у вигляді снігового покриву. Загальна площа постійних та сезонних (тимчасових) снігів на Землі сягає 113 млн км<sup>2</sup>, тобто понад 22 % від площі поверхні планети. В окремі дні сніг навіть не в горах може випадати в дуже низьких широтах (до 20–25° північної широти). Тобто це райони Північної Африки, Сирії, значної частини Флориди, Каліфорнії. Сніговий покрив і сам впливає на клімат, а також на інші природні умови та процеси. У деяких районах світу середньобагаторічна потужність снігового покриву досягає 3–5 м. На Україні найбільші її значення спостерігаються в Карпатах (до 100–150 см), а найменші – біля Чорного та Азовського морів (менше 10 см) та на півдні Криму (нестійкий).

У сніговому покриві кристалики сніжинок дуже швидко ламаються й ущільнюються. Склад снігового покриву досить різноманітний. Крім того, він має переважно шарувату будову, пов'язану зі снігопадами, сонячною радіацією, вітром, іншими видами опадів, власними внутрішніми процесами. Сніговий покрив постійно розвивається, змінюючи фізико-механічні властивості і потужність шарів.

До різновидів снігового покриву та його складових відносять: 1) новий, свіжий, молодий сніг; 2) сніг початкової стадії перекристалізації; 3) дрібнозернистий сніг; 4) середньозернистий сніг; 5) крупнозернистий сніг; 6) оплавлені зерна снігу; 7) глибинний іній; 8) неповністю сформовані кристали глибинного інею; 9) зруйновані форми глибинного інею; 10) радіаційну кірку; 11) вітрову кірку (наст); 12) льодяну кірку. Глибинний іній утворюється внаслідок регенерації, огранки зерен фірну. Це переважно видовжені кристалічні утворення з гладкими гранями. Крупні частинки мають розміри понад 3 мм. На поверхні снігу можуть утворюватися ущільнені кірки.

Сонячна (радіаційна) кірка має товщину кілька міліметрів, утворюється за рахунок оплавлення кристаликів удень, під дією прямого сонячного проміння, і наступного замерзання вночі. Наст має товщину до 3 см і утворюється за рахунок ущільнення поверхневих шарів під дією поривів вітру (частково разом із сонцем). Льодяна кірка може утворюватися також у разі впливу теплого повітря під час відлиг.

Сухий сніговий покрив є двофазною, а мокрий – трифазною системою.

Наведемо одну з розповсюджених класифікацій снігового покриву (табл. 6.1).

*Таблиця 6.1*

Класифікація снігового покриву

Група	Густина, кг/м <sup>3</sup>	Вид
I Новий, молодий	10–20 100–300	1. Сухий 2. Вологий
II Ущільнений (лежалий)	200–600	1. Осівший сухий 2. Осівший мокрий 3. Хуртовинний
III Старий (фірнізований)	300–700	1. Дрібнозернистий 2. Середньозернистий 3. Крупнозернистий 4. Сніг-пливун

Молодий сніг додатково ділять на пухкий, голчастий, порошкоподібний, мучнистий і сніг-паморозь. Ущільнений сніг поступово втрачає первинну структуру кристалів, перш за все через осідання під дією власної ваги, зміни температури та вітру. Старий сніг повністю складається з перекристалізованих зерен (фірну), що утворюються під дією возгонки та сублімації, танення і замерзання, складної системи гідрофізичних процесів (див. 4.2.6). Дрібнозернистий фірн

характеризується розмірами частинок до 1 мм, середньозернистий – 1–2 мм, крупнозернистий – 2–5 мм.

Зі сніговим покривом пов'язані небезпечні природні явища: хуртовинні замети, лавини тощо. За рахунок нього розвиваються сніжники, льодовики, може наростати льодовий покрив на водних об'єктах.

Сніжником називають нерухомі скупчення снігу, фірну та льоду в місцях, захищених від сонця та вітру. Вони можуть бути сезонні (затримуються на першій половині літа) та постійні («перелітки»). Вони відіграють певну роль у живленні річок, формуванні мікроклімату, інших процесах.

Снігові лавини (снігові обвали) – це маси снігу, що стрімко зриваються і сходять по крутих схилах, захоплюючи із собою нові маси снігу. До основних груп чинників, що впливають на виникнення лавин, відносять:

- 1) метеорологічні;
- 2) внутрішні (процеси всередині снігового покриву);
- 3) підстильної поверхні.

До метеорологічних чинників, перш за все, належать інтенсивне випадання значної кількості снігу. На його перерозподіл впливає вітер. Але за тривалі періоди вітер може також утворювати наст. Велика роль при цьому відлиг. Вони сприяють сходженню так званих мокрих лавин, оскільки на межі снігу та схилу утворюється водяна плівка (змазка).

До внутрішніх чинників слід віднести утворення гладких льодових кірок та прошарків глибинного інею. У першому випадку при наступному випаданні снігу він дуже слабо затримується на схилах. Глибинний іній виникає внаслідок більш високих температур у нижніх шарах снігу. Водяна пара, піднімаючись, охолоджується і впливає на утворення майже не пов'язаних між собою кристалів на основі фірну. Цей прошарок зменшує стійкість вищерозташованих частин снігового покриву і збільшує ймовірність сходження лавин.

Стан та характеристики підстильної поверхні можуть сприяти або не сприяти сходженню лавин. Гладкі поверхні, полегла за схилом довга трава, розсипи дрібного каміння сприяють лавинам, крупне каміння, чагарники – не сприяють.

Отже, для утворення лавини необхідно поєднання певних умов, які ослаблюють зчеплення снігового покриву зі схилом. Стан покриву стає нестійким. Тоді достатньо найменшого, незначного впливу для того, щоби лавина зійшла.

За Г. Тушинським, лавини поділяють на три основні типи: 1) осови (снігові осипи), 2) лоткові, 3) стрибаючі. Осовами називають ковзаючий широким фронтом сніг поза фіксованими руслами. Лоткові лавини, навпаки, рухаються за строго фіксованими руслами. Біля підніжжя схилу, кулуару вони утворюють конус виносу. Стрибаючі лавини рухаються по ярах (западинах) з ділянками відвісних схилів. Тут вони вільно падають на дно долини. Ці лавини рухаються найшвидше. Це найбільш небезпечний їх вид.

Згідно з дослідженнями, проведеними в Українських Карпатах, виявлено, що лавинонебезпечні схили крутизною понад  $20^\circ$ . Схили крутизною  $15\text{--}20^\circ$  називають потенційно лавинонебезпечними. Їх площі становлять біля  $12\ 000\ \text{км}^2$  (приблизно половину всієї площі гір). Важливим фактором довжини пробігу лавин та потужності їх удару є глибина розчленування рельєфу. Вона може досягати  $800\text{--}1000\ \text{м}$  і сприяє формуванню потужних лавин з довжиною пробігу понад  $3\ 000\ \text{м}$ . Особливість лавиноутворення в Українських Карпатах – лісові лавини. Як правило, це відносно невеликі мокрі лавини. Загалом значна кількість лавин мокрі й сходять у лютому та березні. Більшість з них пов'язані з адвекцією тепла. Чимало з них зумовлені значними снігопадами та хуртовинами. У високогір'ях лавини сходять частіше і протягом усієї зими.

#### 6.4. Процеси утворення льодовиків

Баланс твердих атмосферних опадів також називають сніговим балансом. Якщо він має додатні значення за багаторічний період, відбувається поступове накопичення снігового покриву. Згодом утворюються сніжники, а відтак – льодовики.

У сніговому покриві відбувається складна система гідрофізичних процесів. Пухкий, молодий сніг поступово ущільнюється. Його кристалики ламаються, деформуються. До основних гідрофізичних процесів, з якими пов'язані зміни у сніговому покриві, відносять рекристалізацію, режеляцію, конжеляцію. Їх розвиток пов'язаний з місцевими кліматичними, мікрокліматичними умовами, а також із тиском вищерозташованих шарів снігу. Діють також додаткові чинники: вітер (механічна дія), наявність темних твердих частинок на поверхні снігу, крутизна схилів та інші. Ущільнення молодого снігу супроводжується процесами його фірнізації. Наступне ущільнення фірну та рекристалізація призводять до утворення глетчерного льоду (білого та блакитного).

За багаторічні періоди у місцевостях з різним кліматом формуються певні комплекси гідрофізичних процесів утворення льодовиків, що відрізняються співвідношенням основних їх видів. У зв'язку із цим запропоновано виділяти різні зони льодоутворення (гляціологічні зони).

1. Снігова, рекристалізаційна. Клімат холодний. Підтаювання снігу майже відсутнє. Лід формується під потужними товщами фірну та снігу (50–150 м і більше).

2. Сніжно-фірнова, рекристалізаційно-режеляційна. Слабке танення відбувається лише в теплу пору року. Потужність фірнових товщ 20–100 м.

3. Холодна фірнова, холодна інфільтраційно-рекристалізаційна. Танення та водовіддача з річного шару снігу помірні. Льодоутворення відбувається на 1/3 за рахунок



замерзання інфільтраційної води та на  $2/3$  за рахунок рекристалізації.

4. Тепла фірнова, тепла інфільтраційно-рекристалізаційна. Танення та водовіддача такі, що формують рідкий стік. Льодоутворення відбувається за рахунок замерзання інфільтраційної води та рекристалізації у рівних частинах. Температура льодовика біля  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

5. Фірново-льодова, інфільтраційна. Льодоутворення переважно інфільтраційне. Потужність фірнових товщ до 5–10 м.

6. Зона льодового живлення, інфільтраційно-конжеляційна. Фірну немає.

Перераховані зони утворюють область живлення льодовика. У різних льодовиків (за різних умов) може бути різний набір зон.

У вологих морських умовах також значну роль може відігравати лід, що утворюється за рахунок інею.

Слід відмітити, що при переході від першої до шостої зони закономірно зменшується потужність сніжно-фірнових товщ – від 50–150 м до 0. При достатній потужності фірн спочатку перетворюється на білий лід, який має такий колір за рахунок значного вмісту повітря. Потім, при наступному ущільненні, утворюється блакитний – глетчерний лід. В умовах низьких температур такі перетворення відбуваються досить повільно. Так, в Антарктиді під тиском 100-метрової товщі фірну для цього потрібно понад 100 років. У тепліших умовах, за рахунок підтаювання, процеси ідуть набагато швидше. У першій зоні фірн утворює так званий полярний лід. В інших, більш теплих зонах від поверхні льоду і до нижньої межі льодовика температура поступово підвищується. На певній глибині вона (разом із тиском) досягає точки плавлення. В цих умовах лід вміщує мікрооб'єми рідкої води і називається помірним.

Товщі льодовиків можуть бути досить значними: від 100 м у невеличких карових, до 3–4 км у льодовикових покритвах Антарктиди та Гренландії. Профіль найбільших льодовикових

покривів залежить не від форм рельєфу поверхні Землі, а тільки від клімату. В цілому льодовики – це вода, яка за визначених умов має власну форму і відповідні властивості. Наприклад, льодовик тече (рухається) тільки при певній потужності, за рахунок власної ваги.

Отже, спираючись на описані процеси та властивості льодовиків, ми можемо дати їх визначення. За С.В. Калесником, льодовик – це природна маса фірну та льоду, яка розташована переважно на суходолі, утворилася шляхом тривалого накопичення та перетворення твердих атмосферних опадів і характеризується постійним власним рухом.

### **6.5. Рух льодовиків**

Під дією власної ваги глетчерний лід може текти. В основному рух носить характер сповзання, при якому кристали льоду пластично деформуються під тиском. Цей тиск створюється внаслідок нарощування шару фірну та льоду. Льодовик після виходу з вузької долини може також розтікатися в різні боки, утворюючи передгірне розширення. Іншим способом руху льодовика є донне ковзання. Цей процес має важливе значення для рельєфоутворення, оскільки льодовик при цьому еродує корінні породи. Імовірно, таке ковзання має місце тільки там, де між льодом та породою є тонка плівка води. Це можливе для льодовиків з помірним придонним льодом. При певних умовах рух за рахунок донного ковзання стає основним. Але льодовики у надзвичайно суворох умовах, з полярним придонним льодом, і особливо малопотужні, міцно приморожені до свого ложа. Третій спосіб руху льодовиків – сколювання по площинах і зміщення вниз блоками за цими розривами. Він характерний для льодовиків, що швидко рухаються, і особливо для їх приповерхневих жорстких шарів. Тріщини відображають концентрацію та вивільнення енергії натягу чи стискання, внутрішніх напруг (рис. 6.2).

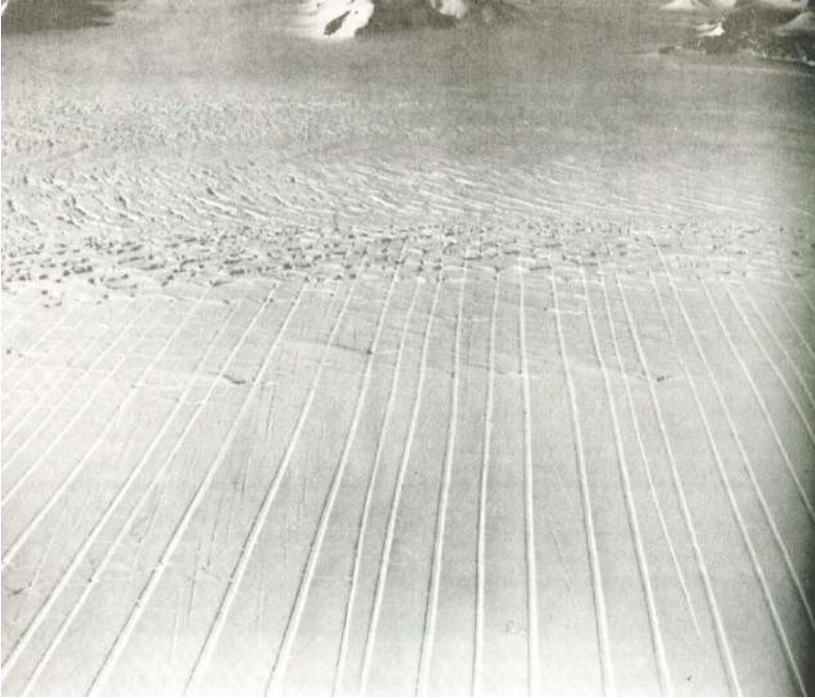


Рис. 6.2. Відображення внутрішніх напруг на поверхні льодовика

Швидкості руху поздовж льодовиків не однакові. Вони прямують до максимуму на лінії, що розділяє зону живлення та зону руйнування (абляції). У більшості випадків найбільші швидкості спостерігаються біля поверхні, але це не завжди так. Вони можуть проявлятися і біля дна.

На швидкість руху впливають потужність льодовика, кути нахилу поверхні та ложа, температури повітря та льоду, інші чинники. Вважають, що помітний рух починається при мінімальній потужності 20–30 м. В'язко-пластичний рух має характер ламінарного. Швидкості загалом можуть становити від 20–30 м/рік до 10–20 км/рік. Льодовики Гімалаїв рухаються в середньому зі швидкостями 700–1300 м/рік. Існує також

особливий вид руху – пульсаційний. Це тимчасове різке збільшення швидкості руху – посування льодовика (сьордж). Він є наслідком стрибкоподібного розвантаження мас льоду та внутрішніх напруг, що накопичилися за певний час. Швидкості при цьому можуть становити до 300 м за добу.

За швидкостями руху льодовики узагальнено можна поділити на три групи. Перші рухаються з постійно великими швидкостями (до 10–20 км/рік та більше). Це виводні льодовики Антарктиди та Гренландії. Другі мають майже постійно низькі швидкості (до 100–200 м/рік). Третя група – це пульсуючі льодовики. Вони більшу частину часу рухаються повільно, але періодично різко прискорюють свій рух, посуваються. Посування – це досить складні комплекси фізичних та географічних явищ. Пульсуючі льодовики деколи перегороджують річки. Наступний прорив накопичених вод може призвести до селю або просто катастрофічного паводку.

#### **6.6. Розповсюдження, основні типи та будова льодовиків**

Загальна площа, яку займають сучасні льодовики, становить понад 16 млн км<sup>2</sup>. Основна частина приходить на льодовики Антарктиди – понад 90 %. Льодовики Гренландії займають приблизно 8 %. За даними палеогеографічних досліджень, під час максимуму зледеніння четвертинного періоду площа льодовиків досягала 55 млн км<sup>2</sup>. Вони займали значні частини суходолу (в основному в Євразії та Північній Америці).

Льодовики поділяють на дві основні групи: 1) покривні, 2) гірські. Покривні льодовики розміщуються на материках або великих островах. До них відносять льодовики Антарктиди, Гренландії, Нової Землі, Землі Франца-Йосипа та інші. Їх поділяють на: 1) льодовикові щити; 2) льодовикові куполи; 3) виводні льодовики; 4) шельфові льодовики. Льодовикові щити мають великі площі і велику потужність (понад 1000 м). Льодовикові куполи характеризуються меншою потужністю і

площами. Виводні льодовики – це потоки льоду, що течуть від центральних (підвищених) частин льодовикових покривів до периферії. Вони виносять значні маси льоду. Їх розміри досить різні. Невеликі можуть протікати у трогових долинах, а виводні льодовики Антарктиди, шириною багато кілометрів, розтинають великі гірські хребти. Шельфові льодовики можуть бути на плаву або частково спиратися на відмілини. Це продовження наземних льодовиків, але основне снігове живлення відбувається на їх власній плоскій поверхні. Потужність їх падає при віддаленні від берега з 1200–1300 м до 200 м та менше. Морський край шельфового льодовика позначений уступом («льодовим бар’єром»).

Виводні та шельфові льодовики дають початок основній кількості айсбергів. Перші з них можуть закінчуватися в морі у вигляді язиків. Вони швидко сколюються, утворюючи чимало відносно невеликих айсбергів. Шельфові льодовики рухаються набагато повільніше і дають початок незначній кількості дуже великих («столових») айсбергів, льодових островів.

Різноманітність гірських льодовиків більша, ніж покривних. Тому складніше виділяти їх типи. Виокремлюють три основні підгрупи: 1) льодовики гірських вершин; 2) льодовики гірських схилів; 3) гірсько-долинні льодовики. До першої підгрупи входять кальдерні (в кратерах згаслих вулканів); зіркоподібні (з кількома короткими язиками, що рухаються в різні боки) та ін. До другої підгрупи належать в основному карові (у циркоподібних пониженнях) і висячі (на крутих схилах з початком у невеликому заглибленні). Долинні льодовики мають більш складну будову. Точніше, вони можуть бути простими (нерозгалуженими), складними (з простими притоками) та деревоподібними (зі складними притоками). Схеми карового та долинного льодовиків зображені на рис. 6.3.

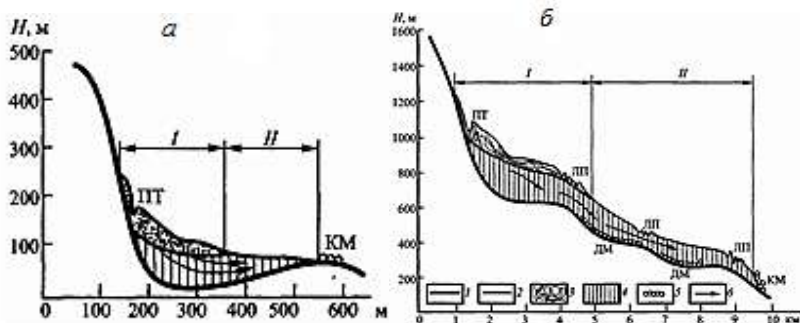


Рис. 6.3. Схеми карового (а) та долинного (б) гірських льодовиків (межі I та II – фірнова лінія):

- 1 – ложе льодовика (корінні породи); 2 – поверхня льодовика;  
 3 – сніг та фірн; 4 – лід, %; 5 – морени; 6 – лінії току льоду;  
 ПТ – підгірна тріщина; ЛП – льодопад;  
 ДМ – придонна морена; КМ – кінцева морена[7]

Виділяють також інші складні льодовикові утворення:

- переметні – мають спільну область живлення (утворення), але спускаються по різні боки хребта;
- скандинавського типу – групи льодовиків, що нагадують долинні, але мають спільну велику плоску фірнову область живлення і також спускаються в різні долини;
- аляскінського типу – група льодовиків з різними власними областями живлення, але вони зливаються разом у нижній частині, утворюючи спільну передгірну льодовикову дельту (покрив, щит). Вона перекриває значну частину передгірної нахиленої рівнини.

У цілому складні нагромадження взаємопов'язаних льодовиків на певних територіях називають льодовиковими системами. Нарешті, існує ще більш загальне поняття – зледеніння. Ось його визначення за С.В.Калесником – це сукупність (або процес накопичення) природного льоду на земній поверхні: льодовиків, снігового покриву, льодового

покриву водойм, дрейфуючого та підземного льоду, перехідних утворень (сніжників, полоїв, шельфового льоду та ін.).

Льодовики можуть характеризуватися досить складною будовою (структурою). Перш за все, для будь-яких типів льодовиків виділяють область живлення і область абляції (руйнування). В області живлення окремо виділяють фірново-снігову товщу (басейн). Область абляції в гірських льодовиків називають їх язиком. Складні льодовики та льодовикові системи також складаються з певних частин. У межах частин льодовиків можна розглядати більш детальну будову: нашарування по глибині, системи тріщин та порожнин, блоків, льодовикову гідрографічну мережу, льодопади, включення гірських порід (морени) тощо.

Розглянемо гідрографічну мережу льодовика (рис. 6.4). Вона може складатися з тріщин з водою на дні (1), колодязів (2), внутрільодовикових каналів стоку (3), каверн повністю або частково заповнених водою (4), приконтактного шару з водяною плівкою, окремими каналами стоку та кавернами (5), штучних свердловин (6), лінз води у сніжно-фірновій товщі на контакті фірн – лід та інших об'єктів.

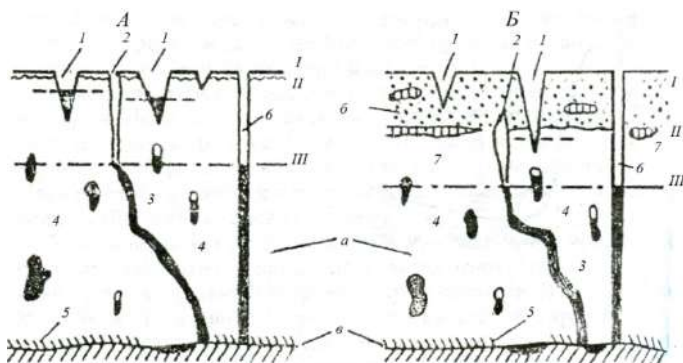


Рис. 6.4. Гідрографічна мережа льодовика (за Г. Голубєвим)  
(А – на поверхню виходить лід; Б – верхня частина льодовика,  
складена сніжно-фірною товщею) [20]

За Голубевим, гідрографічна мережа льодовика являє собою єдину взаємопов'язану гідравлічну систему. Численні струмочки збираються в більші струмки, які виробляють власні русла, вриваються в лід, деколи провалюються у тріщини, утворюють глибокі колодязі та продовжують свій шлях під льодовиком або всередині нього. На поверхні існує також досить багато озер у воронках. Під льодовиком у каналах стоку рух води в основному напірний. Тому бувають випадки, коли льодовикові річки не просто витікають з гроту під льодовиком, а вириваються з-під нього, фонтануючи.

### **6.7. Баланс і режим льодовиків**

Живлення льодовиків відбувається за рахунок:

- 1) твердих вертикальних атмосферних опадів;
- 2) рідких опадів, що замерзають;
- 3) хуртовинного (вітрового) переносу снігу;
- 4) лавин;
- 5) кристалізації водяної пари;
- 6) «наростаючих» («горизонтальних») опадів – іній, паморозь;
- 7) «накладеного льоду» – замерзлі талі води сезонного снігу.

За даними В. Котлякова [33; 34], внесок основних складових для великих гірських льодовиків такий: вертикальні опади – 80 %, «наростаючі» – 0–2 %, хуртовинний перенос – 15 %, лавини – 5 %. Для малих льодовиків: опади – 20–30 %, хуртовинний перенос – 50–60 %, лавини – 20 %.

Втрати речовини льодовика називають абляцією (лат. *ablatio* – віднімання, віднесення). Розглядають різні її види та чинники. Основна частина – танення та випаровування під дією метеорологічних чинників. Особливий вид – механічна абляція, тобто винесення частини снігу з льодовика вітром, обвали країв язиків, шельфових льодовиків. Розрізняють також чисту (власне) абляцію й валову. Остання пов'язана з пониженням поверхні льодовика і може включати просто перерозподіл мас у



його межах. За місцем прояву виділяють підльодовикову, внутрільодовикову та поверхневу абляцію. Частка перших двох не перевищує 5%. Основними метеорологічними чинниками абляції є: сонячна радіація, температура та вологість повітря, конденсація та випаровування, теплі атмосферні опади. Існують також додаткові чинники: експозиція поверхні льодовика та його частин відносно сонячних променів, затіненість від оточуючих елементів рельєфу, мікрорельєф поверхні, щільність льоду, моренний або пиловий покрив поверхні та інші. Тонкий моренний покрив сприяє засвоєнню променистої енергії і таненню льодовика. Але вже при товщині покриву 1 см танення уповільнюється. При товщині 30 см та більше танення стає у 6–7 разів повільнішим, ніж на відкритій поверхні. Загалом процеси абляції не простіші за процеси утворення льодовика. Її обсяги можна виражати в млн т/рік, млн м<sup>3</sup>/рік, мм/рік.

До 80% абляції покривних льодовиків припадає на механічну – шляхом утворення айсбергів. Після відриву від льодовика вони стають елементом режиму морів та океанів. Процес утворення айсбергів називають льодовиковим стоком. Для Антарктиди він становить 2,31 тис. км<sup>3</sup>/рік, для Гренландії – 0,70 тис. км<sup>3</sup>/рік. Танення всіх гірських льодовиків оцінюють у 0,412 тис. км<sup>3</sup>/рік.

Кількісним вираженням впливу різних джерел живлення та видів абляції на масу (об'єм) льодовика служить рівняння його балансу. Воно може бути записане у загальному вигляді або окремо для твердої та рідкої фаз. Крім того, його можна скласти для різних частин льодовика й за різні періоди. Наведемо приклад загального рівняння:

$$x + u_x + u_{\text{лав.}} + z_{\text{конд.}} - u_T - z_{\text{вип.}} = \pm \Delta u, \quad (6.1)$$

де  $x$  – загальні опади;  $u_x$  – хуртовинний перенос;  $u_{\text{лав.}}$  – лавинний перенос;  $z_{\text{конд.}}$  – сублімація;  $u_T$  – стік талих вод із льодовика;  $z_{\text{вип.}}$  – возгонка;  $\pm \Delta u$  – зміна маси льодовика.

Баланс льодовиків за різні періоди часу може бути додатним або від'ємним. Це пов'язано зі змінами кліматичних умов (коливаннями клімату). Вони відбуваються як в окремих регіонах і відносно менш інтенсивно, так і в глобальних масштабах, суттєво впливаючи на загальні природні умови. Додатному балансу сприяють фази холодного та вологого клімату, а від'ємному – навпаки. В цей час маса льодовика збільшується або зменшується. Перше призводить до збільшення розмірів та швидкості його руху – він наступає. При зменшенні маси льодовик відступає. Зміни маси та форми льодовика, що проявляються в його наступанні та відступанні, називають його режимом. Фактично, це аналог гідрологічного режиму водних об'єктів, але в більших масштабах часу. Особливістю режиму є інерційність льодовиків. Їх наступання та відступання можуть відставати від змін балансу, оскільки для зміни руху потрібні значні зміни маси. Приклад узагальненого режиму льодовиків наведено на рис. 6.5.

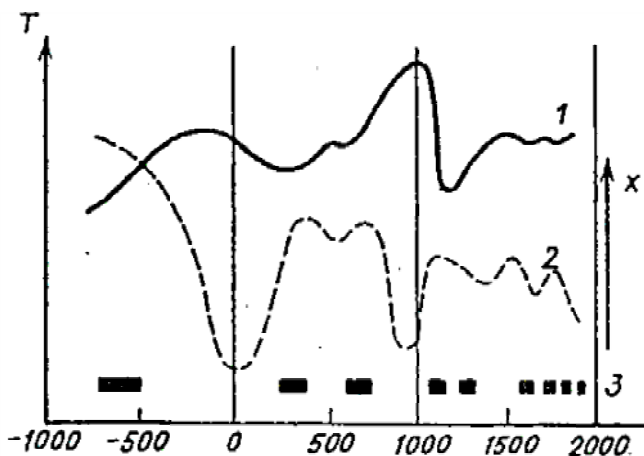


Рис. 6.5. Схема змін температури повітря (1), його зволоженості (2) та періодів наступання льодовиків (3) в Європі за останні 2500 років (за В. Турманіною)

## 6.8. Географічні явища та процеси, пов'язані з кріосферою Землі

Географічну та екологічну роль льодовиків важко переоцінити. Вона проявляється як у глобальному (буде розглянуто у третій частині підручника), так і в менших масштабах. Льодовики змінюють клімат, гідрологічний режим територій та акваторій, впливають на процеси рельєфоутворення, геохімічні процеси, формування екосистем. Існує навіть гляціотектоніка. Розглянемо приклади геоморфологічної діяльності та впливу льодовиків на режим річок.

Якщо розглядати розвиток материкового зледеніння, то очевидно, що на перших його стадіях рельєф місцевості визначав особливості льодовиків. При розростанні вони могли з'єднуватися і перекривати чимраз більшу частину території. Нарешті весь первинний рельєф опинявся під системою льодовиків. Шляхи руху льоду могли змінюватися й не залежати від похованого рельєфу. Так розвивалися Скандинавський та Британський льодовикові покриви. Канадський же покрив розвивався на рівнині й одразу мало залежав від рельєфу.

Льодовик еродує, якщо він ковзає по ложу, а не примерз до нього. Деякі дослідники розрізняють льодовикову абразію й льодовикове виорювання (екзарацію). Перша включає в себе зішкрябування та дряпання підстильної поверхні уламками порід, що вморожені в нижній шар льодовика. Друге являє собою більш складний процес. Він пов'язаний з підтаюванням і замерзанням прошарків води на межі лід – корінна порода, а також випиранням вморожених уламків з нижньої поверхні льоду. Все це створює умови для руйнування і перенесення частин порід. Особливими процесами є гляціодислокації.

У горах, на схилах льодовики можуть утворювати заокруглені западини – цирки (кари). Тривалі та повторні періоди зледеніння призводять до того, що карі на різних схилах зливаються і на місці гори утворюється скелястий пік або

система гребенів. При заповненні льодовиком долини вона виорюється і набуває коритоподібної форми. Такі долини називаються трогами. Бічні долини при цьому можуть залишитися на більшій висоті (стати висячими).

Твердий матеріал, який несе з собою льодовик, називають мореною. Морени можуть бути розташовані в різних частинах льодовика: на поверхні, всередині, у придонній частині, біля боків, по центру. Морени, що рухаються разом з льодом, називаються захопленими. Крім того, там, де льодовик повністю зникає, утворюються відкладені морени. Існують також такі відклади, як ками, ози та інші.

Танення льоду вивільнює значні об'єми води. Ці води виконують ерозійну, транспортну й акумулятивну роботу. Льодовикові потоки можуть бути напірними. Тобто їх робота значно відрізняється від простих водотоків. Вони можуть рухатися проти похилу, утворюють складну гідромережу, яка до того ж швидко змінюється. Процеси, пов'язані з талими льодовиковими водами, називаються флювіогляціальними. Вони створюють складну взаємопов'язану систему. У прильодовикових районах розвивається також система процесів, пов'язаних із замерзанням та відтаюванням вод у ґрунтах та породах. Прильодовикові флювіогляціальні та морозні процеси також називають перигляціальними (грец. *peri* – біля, навколо).

Значну специфіку вносять льодовики в гідрологічний режим річок, що беруть з них початок. Особливо це стосується водного режиму. Для великих річок, що стікають з покритих льодовиками гір, частка льодовикового живлення становить 10–15 %. Але для невеликих річок безпосередньо біля льодовиків вона може досягати 40–60 % і більше. Особливості живлення впливають на характер водного режиму. Важливий внесок льодовиків у живлення річок улітку. На них формується розтягнута багатопікова повінь, зміщена в другу половину літа, що, зокрема, пов'язане з акумулюючою роллю самого

льодовика. Чим більша площа льодовика, тим більше затримання між максимумом температури повітря і максимумом надходження талих вод у річку. Льодовиковий стік ніби доповнює сніговий, коли той вичерпується. Причому стік річок із льодовиковим живленням улітку значно більший, ніж річок, які не мають льодовиків у своїх басейнах.

Льодовики створюють добові коливання стоку малих річок. Вони запізняються відносно денного максимуму та нічного мінімуму температур. Льодовики дають холодну і слабомінералізовану талу воду.

Існують ще й дрібні пульсації витрат, пов'язані з процесами всередині льодовиків (періодичними затримками та проривами талих вод у складному льодовиковому середовищі, що руйнується).

## Розділ 7 ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

### 7.1. Загальні відомості про підземну гідросферу Землі та процеси її формування

За оцінкою А. Виноградова, у мантиї та земній корі може міститися до 20 млрд км<sup>3</sup> води. В інших джерелах наведено дані про вміст у земній корі приблизно 10 млрд км<sup>3</sup> води [46]. Для порівняння, об'єм поверхневої гідросфери оцінюють у 1,338 млрд км<sup>3</sup>. Зважаючи на сучасні дані про склад комет, астероїдів, а також згідно з гіпотезами про розвиток планет земної групи, можна вважати, що підземна гідросфера дійсно значно більша, ніж поверхнева.

Підземна гідросфера – це складний за будовою і важкодоступний для вивчення об'єкт. Фактично вона виходить за межі географічної оболонки, охоплюючи більш глибокі шари Землі, тісно пов'язана з геологічними об'єктами та процесами. Тому науку про неї назвали гідрогеологією.

Води підземної гідросфери знаходяться в різноманітних геологічних, геофізичних та геохімічних умовах. Температура в її межах змінюється від +1200 °С (температура магматичного розчину) до –93 °С (в умовах Антарктиди). Тиск у надрах може в тисячі разів перевищувати атмосферний. Рідка вода в таких умовах концентрується у верхній частині земної кори. Значення критичної температури для підземних водних розчинів сягає +450 °С. Якщо вважати середньою величиною геотермічного ступеня 30 м, то критична температура повинна спостерігатися на глибинах близько 12–14 км. Враховуючи значні варіації геотермічного ступеня, більшість учених нижню межу розповсюдження рідкої води пересічно оцінюють у 16–20 км. У районах активної вулканічної діяльності вона може становити сотні метрів.

Тиск, що діє на підземну воду, поділяють на гідростатичний і геостатичний (літостатичний). Зміни температур, тиску та інших умов створюють вертикальну зональність підземних вод. В основу виділення гідрофізичних зон покладено переходи води з одного стану в інший і характерні зміни в особливостях її існування. Виділяють: 1) зону аерації (доступу повітря); 2) кріолітозону (багаторічномерзлі породи); 3) зону насичення; 4) надушільненого водяного флюїду; 5) рідиннопластичного водного розчину силікатів та алюмосилікатів; 6) дисоційованих молекул води. Найкраще вивчені перші три зони.

Гідродинамічна зональність визначається умовами руху води, особливостями водообміну. Рух води, у свою чергу, залежить від основних діючих сил та умов середовища. Ближче до поверхні розташована зона активного водообміну. Її надактивна частина розташована вище місцевих базисів ерозії. Нижня частина опускається ще на 100–500 м. Нижче розташована зона уповільненого (утрудненого) водообміну. Це води зі значними напорами, які реагують лише на вікові зміни кліматичних умов. Нижня зона – надто утрудненого водообміну. За сучасними дослідженнями, на певних глибинах складаються умови, коли геостатичний тиск спочатку призводить до ущільнення водонасичених порід і витискання води з них, а потім створюються умови, за яких загальний тиск дозволяє водним розчинам (флюїдам) розривати гірські породи, робити їх пухкими. Такі явища називаються гідророзривами або флюїдорозривами. У зв'язку з цим запропоновано виділяти такі укрупнені гідродинамічні (баричні) зони: 1) переважної дії гідростатичного тиску; 2) перехідну; 3) геостатичного (літостатичного) тиску. Перехідна зона пов'язана з максимально ущільненими породами, які не дозволяють глибинним флюїдам вільно просуватися вверх. Це може відбуватися лише періодично (імпульсно) в місцях виникнення великих гідророзривів.

Умови існування та характерні особливості підземних вод змінюються не тільки з глибиною, але і в різних місцевостях. Виникає система водних об'єктів та видів вод чи не складніша, ніж на поверхні суходолу. Їх дослідження охоплюють величезне коло питань. У даному розділі розглянемо лише частину з них.

Як відомо, загальним джерелом вод приповерхневої гідросфери є складний процес дегазації мантії Землі. Води, пов'язані з ним, називають ювенільними (юними). Але процеси заповнення земних надр водою відбуваються не тільки за їх рахунок. Сучасний стан підземної гідросфери сформований як внутрішніми (ендогенними), так і зовнішніми (екзогенними) процесами. Основними видами вод зовнішнього походження (екзогенних, вадозних) є: 1) інфільтраційні; 2) конденсаційні; 3) седиментаційні.

Інфільтраційні води можуть поповнювати як приповерхневі шари ґрунтів та порід, так і більш глибокі, уже заповнені водою. Розрізняють субаеральну (наземну) інфільтрацію, що відбувається за рахунок атмосферних вод, та субаквальну (підводну) інфільтрацію – за рахунок морських, озерних, річкових та інших вод. Окремо виділяють також специфічний процес – інфлюацію – витікання по великих тріщинах, порожнинах, колодязях тощо. Інфільтраційні води атмосферного походження основні. Вони спочатку прісні, але потім поступово змінюють свій склад.

Конденсаційні води утворюються від конденсації водяної пари безпосередньо в порожнинах ґрунтів та порід. Їх роль загалом невелика. Але в посушливих та високогірних районах вона стає помітною.

Седиментаційні води утворюються за рахунок вод тих басейнів, де відбувався процес осадонакопичення (седиментація). У зв'язку з тектонічними рухами осади можуть опинитись у товщі гірських порід. Разом з ними переміщуються і залишкові розчини. Цей процес найбільше характерний для



морських басейнів. Новоутворені субаквальні відклади (намули) можуть вміщувати до 90 % води. Потім, унаслідок тиску нових верхніх шарів, відбувається ущільнення відкладів. Вони поступово перетворюються на гірські породи. Вміст води в них зменшується. Крім того, при опусканні в надра Землі, тиск та температури спричинюють «витискання» надлишків седиментаційних вод. Вони переміщуються в оточуюче гідрогеологічне середовище, включаються у загальні процеси міграції підземних вод. Склад і характеристики їх також змінюються. Седиментаційні води мають велике значення для глибокозалягаючих водоносних горизонтів.

Ендогенні (ювенільні) води надходять у приповерхневі шари земної кори в областях інтенсивної магматичної діяльності. Перш за все, це області сучасного вулканізму та рифтові долини серединно-океанічних хребтів. У межах останніх за допомогою глибоководних апаратів зафіксовані як власне виливи магми, так і специфічні утворення, пов'язані з багаточисленними викидами сильномінералізованої води з температурою 300–400 °С. При потраплянні в холодну придонну океанічну воду вона швидко остигає, а розчинені речовини переходять в осад. Він формує навколо струменя споруду, подібну до трубки. Самі струмені чорного або білого кольору. Тому такі утворення назвали чорними або білими «курцями».

Особливим типом вод за походженням є відроджені, або дегідратаційні. Вони утворюються за рахунок дегідратації деяких мінералів. При цьому частина хімічно зв'язаних вод переходить у краплиннорідкий стан. Найбільша кількість відроджених вод з'являється при перебудові структури глинистих мінералів (насамперед монтморилоніту). Процес дегідратації відбувається на глибинах понад 2 км при температурах 100–200 °С і відповідному тиску. Кількість відроджених вод досить велика. Вони впливають на інші води.

У дійсності води різного походження можуть взаємодіяти й перемішуватися. Тому існують також води змішаного походження.

Питання походження підземних вод цікавило вчених від часів Давньої Греції. Інфільтраційну теорію започаткували у XVI–XVII столітті (Б. Паліссі, Е. Маріотт, Е. Галлей). Конденсаційна теорія висунута німецьким гідрологом О. Фогелем у 1887 році. Седиментаційна теорія запропонована на початку XX століття (Гьоффер, Андрусов). Науковцям здавна відомі такі природні явища, як гейзери, гарячі джерела. Їх пов'язували з існуванням розжарених порід у глибинах Землі. Але першу геологічно обґрунтовану теорію походження ювенільних вод висунув у 1862 році австрійський учений Е. Зюсс.

Процеси формування підземної гідросфери включають фізичні, а також хімічні (геохімічні, гідрохімічні) аспекти. Як уже зазначалося в 4.4.2, процеси формування хімічного складу підземних вод відбуваються під дією внутрішніх (фізико-хімічних) і зовнішніх чинників. До перших відносять: валентність, іонні радіуси, іонні потенціали, енергію ґраток та інше. Вони зумовлюють розповсюдження та поведінку різних елементів у земній корі, літосфері, а також існування загальних законів формування складу підземних вод. Зовнішні чинники пов'язані з впливом зовнішнього середовища на гідрохімічні процеси. Їх можна поділити на фізико-географічні, геологічні, гідрогеологічні, геофізичні, біологічні та інші. Вони діють комплексно і характеризуються певними закономірностями просторового розподілу відповідно до основних елементів структури підземної гідросфери.

Процеси формування хімічного складу підземних вод також можна поділити на первинні та вторинні. До первинних належать такі, як формування складу ювенільних, седиментаційних вод. Свій внесок роблять інфільтраційні та

інфлюаційні води. Надалі склад вод змінюється внаслідок вилуговування та розчинення гірських порід, обмінних реакцій між водами та породами, окисно-відновлювальних реакцій тощо. Особливі процеси відбуваються у ґрунтах завдяки впливу біоти і людини, активному контакту з поверхневими водами та атмосферними опадами, а у глибинах земної кори – через специфіку геофізичних і геохімічних умов. Зокрема, можуть відбуватися процеси дегідратації деяких мінералів.

Знання про процеси формування підземної гідросфери важливі для розуміння механізмів функціонування гідросфери та географічної оболонки загалом.

## **7.2. Фізичні, водно-фізичні властивості гірських порід і види води в них**

Властивості порід значною мірою визначають умови перебування води в них.

Основними фізичними властивостями (факторами середовища) порід є гранулометричний (механічний) склад, густина, пористість. Під складом розуміють процентний вміст частинок різного діаметра (фракцій) по масі. Густина власне породи ( $\rho$ ) залежить тільки від її мінералогічного складу. Відносною густиною називають густину природного зразка породи, разом з водою та повітрям. Для пухких порід вона змінюється від 1,3 до 2,4 г/см<sup>3</sup>. Відносною густиною сухої породи називають густину висушеного природного зразка.

$$\rho_{\text{с.п.}} = \frac{m_{\text{с.п.}}}{V}. \quad (7.1)$$

Наявність різноманітних порожнин у породах незалежно від розмірів, форми та походження називають скважністю. Поряд з цим терміном використовують також «тріщинуватість», що стосується різноманітних тріщин. Пористість – це вид скважності, зумовлений порожнинами – порами між дрібними частинками породи. Це основна характеристика, що впливає на

вміст та рух підземних вод. Пористість зменшується з глибиною під дією значного тиску. У кількісному відношенні виділяють: а) некапілярну пористість (скважність); б) капілярну пористість. Перша характеризується діаметром пор  $d > 1$  мм і шириною тріщин  $b > 0,25$  мм. До неї також відносять карстові пустоти. З позицій особливостей руху води виділяють: надкапілярні пори ( $d > 0,5$  мм) та тріщини ( $b > 0,254$  мм) – вільний рух води; капілярні пори (0,5–0,0002 мм) і тріщини (0,254–0,0001 мм) – рух зі значним впливом капілярних сил; субкапілярні пори ( $d < 0,0002$  мм) та тріщини ( $b < 0,0001$  мм) – практично водонепроникні.

Пористість характеризують різними коефіцієнтами. Зокрема, у гідравліці підземних вод розрізняють коефіцієнт об'ємної пористості та коефіцієнт поверхневої пористості. Об'ємну пористість визначають так:

$$n = \frac{V_{\text{пор.}}}{V} \cdot 100\%, \quad (7.2)$$

де  $V_{\text{пор.}}$  – сумарний об'єм пор;  $V$  – загальний об'єм породи. Використовуючи дані про густину породи, запишемо:

$$\frac{\rho_{\text{с.п.}}}{\rho} = \frac{\frac{m_{\text{с.п.}}}{V}}{\frac{m_{\text{с.п.}}}{V - V_{\text{пор.}}}} = \frac{V - V_{\text{пор.}}}{V} = 1 - \frac{V_{\text{пор.}}}{V}, \quad (7.3)$$

де  $\rho_{\text{с.п.}}$  – густина сухої породи;  $\rho$  – густина власне породи;  $m_{\text{с.п.}}$  – маса сухої породи;  $V$  – загальний об'єм породи;  $V_{\text{пор.}}$  – загальний об'єм пор. Тепер можемо знайти пористість:

$$n = \frac{V_{\text{пор.}}}{V} \cdot 100\% = \left(1 - \frac{\rho_{\text{с.п.}}}{\rho}\right) \cdot 100\%. \quad (7.4)$$

Використовують також коефіцієнт зведеної пористості:

$$e = \frac{V_{\text{п}}}{V_{\text{т}}}, \quad (7.5)$$

де  $V_{\text{т}}$  – об'єм власне твердої породи (спресованої). Цей коефіцієнт може змінюватися від 0,40 до 16 (для глин). Для опису особливостей вмісту і руху води в пористому середовищі використовують коефіцієнти відкритої та динамічної пористості.

$$n_{\text{в}} = \frac{V_{\text{з.в.п.}}}{V}, \quad (7.6)$$

де  $V_{\text{з.в.п.}}$  – об'єм з'єднаних відкритих пор.

$$n_{\text{д}} = \frac{V_{\text{д}}}{V}, \quad (7.7)$$

де  $V_{\text{д}}$  – об'єм пор, по яких рухається вода (об'єм води, що рухається).

Вода наявна в гірських породах у різному стані і знаходиться з ними в тісній взаємодії. За ступенем рухливості, характером зв'язку з породою та впливом на її властивості виділяють п'ять основних категорій (видів) води:

- 1) зв'язана вода:
  - а) хімічно зв'язана;
  - б) фізично зв'язана;
- 2) вода, зв'язана капілярними силами (капілярна);
- 3) вільна вода;
- 4) кристалічна вода (лід);
- 5) водяна пара.

Хімічно зв'язана вода, за В.І. Вернадським, поділяється на конституційну, кристалічну та цеолітну. Перша з них хімічно зв'язана з речовиною мінералу. Друга лише бере участь у побудові кристалічних ґраток. Третя фактично є різновидом другої, але відрізняється малою міцністю зв'язків із мінералом.

Фізично зв'язана вода утримується на поверхні мінералів. Перший її тип – міцнозв'язана, адсорбційна, гігроскопічна. Вона утримується молекулярними та електричними силами зчеплення, може бути виділена тільки шляхом випаровування й міститься головню у глинистих породах. Шар гігроскопічної води при неповній гігроскопічності становить 1–3 молекули, а при максимальній гігроскопічності 10–20 молекул. Другий тип фізично зв'язаної води – нещільнозв'язана, плівкова. Вона утворює плівку надмаксимальної гігроскопічності, може рухатися від частинок з більшою товщиною плівки до частинок із меншою. Тобто напрямок руху будь-який. Основні

сили, що на неї діють – сили міжмолекулярної взаємодії, поверхневого натягу. Вони надзвичайно потужні. Переміщення її відбувається також шляхом випаровування та конденсації (переносу вологи).

Усі зв'язані води практично не беруть участі в активному кругообігові води. Лише частина плівкової води може бути засвоєна рослинами.

Капілярна вода утворюється після повного насичення гірських порід фізично зв'язаною, заповнює пори та тонкі тріщини. Залежно від ступеня заповнення пор та зв'язку з ґрунтовими водами вона поділяється на капілярно-стикову, капілярно-підвішену, капілярно-підняту та капілярно-роз'єднану. Більша їх частина відіграє важливу роль у живленні ґрунтових вод та рослин. За рахунок випаровування та фільтрації капілярна вода рухається, бере участь у кругообігові води. Основні сили, що на неї діють, – меніскові.

Вільна (гравітаційна) вода – це краплиннорідка вода, що заповнює тріщини й великі пори. Її рух відбувається під дією сили тяжіння, градієнту напору та, частково, капілярних сил. Під час руху вона може механічно руйнувати (розмивати) породу, виносити та перевідкладати дрібні частинки. Вона переважає над іншими видами води тільки у крупнофракційних відкладах (крупний пісок, гравій, галечник) та у тріщинуватих породах.

Вода у твердому стані (лід) зустрічається у вигляді кристалів, прошарків, лінз. Останні можуть досягати потужності в десятки метрів. Розрізняють: 1) похований лід надземного походження; 2) викопний лід підземного походження; 3) льодові включення, що входять до складу гірських порід.

Водяна пара заповнює разом з повітрям вільні від води частини порожнин. Її переміщення залежить від пружності, тобто від загальної вологості та температури повітря. В деяких випадках (відносно сухі території) відбувається конденсація

водяної пари з атмосфери в межах відносно охолоджених ґрунтів, особливо вночі. Це має певне значення для поповнення запасів підземних вод.

Водні властивості ґрунтів і порід визначаються їх фізичними властивостями та наявністю вологи. Основні з них: вологість, вологоємність, водовіддача, капілярність і водопроникність. Кожна з них може бути описана різними кількісними показниками, тобто це відносно складні, комплексні гідрофізичні характеристики.

Вологість – це фактичний вміст води у породі (на відміну від вологоємності – як можливості, потенціалу). Розрізняють масову та об’ємну вологість.

$$W_m = \frac{m_B}{m_{c.p.}} \cdot 100\% = \frac{m - m_{c.p.}}{m_{c.p.}} \cdot 100\%, \quad (7.8)$$

де  $W_m$  – масова вологість;  $m_B$  – маса води;  $m_{c.p.}$  – маса сухої породи;  $m$  – маса всієї породи (разом з водою).

$$W_V = \frac{V_B}{V_{c.p.}} \cdot 100\%, \quad (7.9)$$

де  $W_V$  – об’ємна вологість ґрунту або породи;  $V_B$  – об’єм води;  $V_{c.p.}$  – загальний об’єм сухої породи.

Якщо врахувати, що  $\rho_{c.p.} = \frac{m_{c.p.}}{V_{c.p.}}$ , то

$$W_V = \frac{V_B \cdot \rho_{c.p.}}{m_{c.p.}} \cdot 100\% = \frac{m_B \cdot \rho_{c.p.}}{m_{c.p.} \cdot \rho_B} \cdot 100\% = W_m \frac{\rho_{c.p.}}{\rho_B} \cdot 100\%. \quad (7.10)$$

Вологість також характеризують коефіцієнтом насичення породи:

$$K_w = \frac{W_V}{n}. \quad (7.11)$$

Якщо води немає, то  $K_w = 0$  (як і  $W_V$ ). Якщо вода заповнює всі пори, то  $K_w = 1$ , тобто  $V_{вод} = V_{пор}$  (а  $W_V = n$ ).

Вологоємністю називають властивість порід вмщувати й утримувати певну кількість води. Відповідно до різних видів та умов утримування води розрізняють певні види вологоємності. Повною вологоємністю ( $W_n$ ) називають сумарний вміст у породі всіх видів води при повному заповненні нею порового простору.

Особливим показником є водовіддача – властивість водонасиченої породи (або ґрунту) віддавати воду шляхом вільного стікання.

$$\mu = \frac{V_{\text{в.в.}}}{V} \cdot 100\%, \quad (7.12)$$

де  $\mu$  – питома водовіддача;  $V_{\text{в.в.}}$  – об'єм води, що вільно стекла;  $V$  – об'єм породи. Для різних типів пісків значення цього коефіцієнта змінюється від 10 до 35.

До ємнісних властивостей порід відносять також коефіцієнт нестачі насичення ( $\mu_{\text{н}}$ ):

$$\mu_{\text{н}} = \frac{V_{\text{нв}}}{V}, \quad (7.13)$$

де  $V_{\text{нв}}$  – об'єм нестачі води до повного насичення породи.

Різницю повної вологоємності та вологості називають дефіцитом вологи:

$$d_{\text{н}} = W_{\text{п}} - W_{\text{м}}, \quad (7.14)$$

де  $d_{\text{н}}$  – дефіцит насиченості породи (вологи);  $W_{\text{п}}$  – повна вологоємність;  $W_{\text{м}}$  – масова вологість.

Водопроникність порід називають їх властивість пропускати через себе воду за наявності перепадів тиску. Вона залежить від гранулометричного складу та характеру пористості ґрунту або породи. За ступенем водопроникності їх поділяють на три групи: водопроникні (галечник, гравій, крупний пісок), слабководопроникні (дрібний та глинистий пісок, супісок, лес), практично водонепроникні, тобто водотриви (кристалічні породи без тріщин, більшість глин). Глини мають дуже велику пористість, але ці пори настільки дрібні, що вода по них практично не рухається.

Під капілярністю породи розуміють властивість вмщувати (утримувати) або пропускати капілярну воду. У кількісному відношенні капілярність можна описувати через швидкість руху або висоту капілярного підняття. Остання залежить від величини пор, складу породи, температури та інших факторів. Пониження температури та збільшення мінералізації призводять



до збільшення в'язкості та поверхневого натягу. Відповідно – висота капілярного підняття зростає. Його величина змінюється від нуля (галька, гравій) до 12 м (деякі види глин). Для різних видів піску висота капілярного підняття становить від 15 см до одного метра.

### **7.3. Рух підземних вод**

Простежувати рух окремих струменів підземних вод практично неможливо і немає змісту. Тому вивчають загальні характеристики руху через пористе середовище. У пункті 4.3.7 ми вже розглянули основні закономірності такого руху. Тут відмітимо, що характер руху загалом відрізняється в зоні аерації та зоні насичення. У першій з них більш важливі вертикальні компоненти руху, у другій – горизонтальні. У зоні насичення розрізняють безнапірний і напірний рух.

Проникнення атмосферних опадів та поверхневих вод у ґрунти та породи в зоні аерації називають інфільтрацією. Переважаючий напрямок всмоктування – вертикально вниз. Розрізняють вільне просочування (всмоктування) води в пористе середовище та нормальну інфільтрацію. У першому випадку рух води відбувається під дією сили тяжіння та капілярних сил в умовах ненасичення водою всього пористого простору. У ньому залишаються аеровані частини. Це практично виключає вплив гідростатичного тиску на рух води. Нормальна інфільтрація настає при насиченні пористого простору зони аерації водою. Рух відбувається під дією сили тяжіння, гідростатичного тиску і капілярних сил на нижній поверхні просочування. Якщо ця поверхня досягає дзеркала ґрунтових вод, утворюється гідравлічний зв'язок між капілярними водами зони аерації та ґрунтовими водами. Якщо ж капілярні води не досягають ґрунтових, то залишаються підвішеними.

Загалом процеси інфільтрації вод у ґрунти та породи надзвичайно різноманітні, що відповідає різноманіттю

гідрофізичних і гідрогеологічних умов. Вважають, що під час вільного просочування інтенсивність процесу вища, а під час нормальної інфільтрації зменшується і стабілізується на певному рівні. Приклад кривої інфільтрації показано на рис. 7.1.

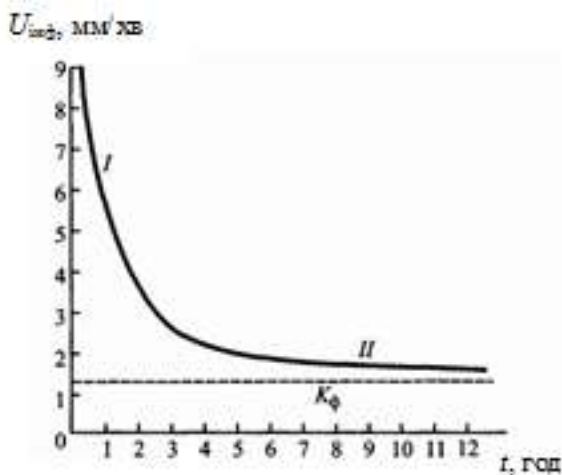


Рис. 7.1. Приклад кривої інфільтрації [7]

Вважають, що рух інфільтраційних вод може бути описаний законом Дарсі. Але коефіцієнт фільтрації необхідно замінити коефіцієнтом капілярної водопроникності порід  $K_B$ , меншим за перший. Запропоновані емпіричні формули, що пов'язують цих два коефіцієнти.

У зоні насичення рух підземних вод відбувається за нахилами вільної або п'єзометричної поверхні, загалом від областей живлення до областей розвантаження. Такий рух крізь пористе середовище в гідрології, гідрогеології та інших науках називають фільтрацією. Вивченням даного виду руху займаються гідравліка, гідрогеологія, гідрогеодинаміка, гідротехніка та інші науки. Фільтрація може бути безнапірною й напірною. Для її опису умовно припускають, що потік

підземних вод займає весь водоносний горизонт. Це фіктивний потік із відповідними характеристиками. Його називають фільтраційним потоком. Ще однією важливою обставиною опису фільтрації є те, що її швидкості досить малі. Тому допустимо знехтувати швидкісним напором у рівнянні Бернуллі. Отже, рівняння можна переписати у вигляді

$$z_1 + \frac{p_1}{\rho g} = z_2 + \frac{p_2}{\rho g} + h_f. \quad (7.15)$$

Звідси випливає, що фільтрацію можна описувати за допомогою п'езометричних напорів та п'езометричного похилу. П'езометричний напір при цьому дорівнює повному і може бути названий просто напором ( $H$ ). (Для аналізу руху напірних вод уводять поняття напору над водонепроникною кривою та надлишкового напору – над денною поверхнею).

Під час руху води через пористе середовище гірських порід виникають відповідні втрати напору. Пониження вільної поверхні вздовж фільтраційного потоку називають кривою депресії. Пониження п'езометричної поверхні напірного потоку іменують п'езометричною кривою (рис. 7.2 та 7.3).

Їх описують рівняннями

$$I = -\frac{dh}{dL} = -\frac{dz}{dL} \quad (7.16)$$

та

$$I = -\frac{dH}{dL}. \quad (7.17)$$

Для опису фільтраційних потоків необхідно враховувати напрямки їх руху. Їх описують (відображають) лініями току. Перпендикулярні до ліній току лінії рівних напорів, еквіпотенціалі. Їх проекції на горизонтальну поверхню – це гідроізогіпси або гідроізон'ези. Система ліній току та рівних напорів утворює гідродинамічну мережу, або мережу руху підземних вод.

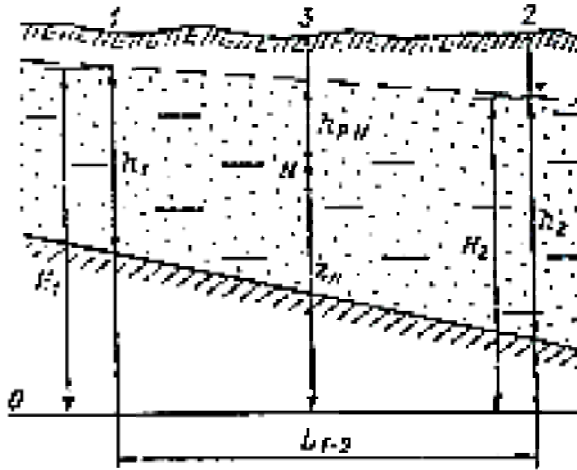


Рис. 7.2. Схема до визначення п'єзометричного напору в ґрунтовому потоці

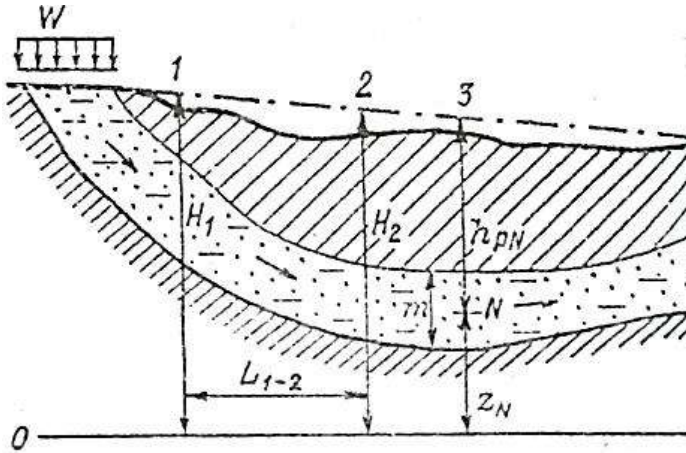


Рис. 7.3. Схема до визначення п'єзометричного напору в напірному потоці

Коефіцієнти фільтрації визначають переважно експериментально. Водночас розроблені емпіричні формули, які

враховують водно-фізичні властивості порід. Існують також таблиці з орієнтовними значеннями коефіцієнтів фільтрації різних порід. Швидкість фільтрації – це відношення витрати фільтраційного потоку до всієї площі перерізу пористого середовища:

$$v_{\phi} = \frac{Q_{\phi}}{\omega_n}. \quad (7.18)$$

Цей показник менший від дійсної швидкості руху частинок води і фіктивний.

$$v_g = \frac{v_{\phi}}{n} \cdot 100\%, \quad (7.19)$$

де  $n$  – коефіцієнт пористості.

Коефіцієнт фільтрації може становити 100–200 м/добу для галечників, найменше для глин – 0,001–0,0001 м/добу. В різних пісках (з домішками або без них) він становить 1–50 м/добу.

Перехід до турбулентного режиму реально можливий тільки у великих тріщинах або порожнинах. Для перехідних режимів використовують формулу

$$I = av = bv^2, \quad (7.20)$$

де  $I$  – гідравлічний похил;  $a$  та  $b$  – коефіцієнти, що визначаються експериментальним шляхом. При  $b = 0$  формула перетворюється у формулу Дарсі. При великих швидкостях фільтрації складовою  $a$  можна знехтувати за малістю її величин. Тоді формула (7.20) отримує вигляд формули Шезі – Краснопольського:

$$v = K_T \cdot \sqrt{I}, \quad (7.21)$$

де  $K_T$  – коефіцієнт турбулентної фільтрації (Краснопольського). Його визначають практично, у ході польових досліджень.

Гідрогеодинаміка та гідравліка вивчають плавномісний і різкозмінний рух підземних вод, безнапірний і напірний. При цьому розв'язується ряд теоретичних і практичних задач. Відповідні питання розглядають при вивченні таких дисциплін як гідрогеологія, гідравліка, механіка ґрунтів, гідротехнічні споруди.

#### 7.4. Класифікації підземних вод

Існує досить велике різноманіття класифікацій підземних вод. Вони проводяться за певними ознаками. До основних характеристик підземних вод відносять: області живлення та розповсюдження, характер напору, характер руху потоку, походження, геологічні умови залягання, кліматичну зональність, температуру, геохімічні зони, хімічний склад тощо.

Ми вже розглянули деякі з класифікацій – види води в ґрунтах і породах, гідрофізичну та гідродинамічну вертикальну зональність, а також види вод за походженням. Існують класифікації спеціальні (за певною ознакою) та комплексні. Наведемо приклади.

За характером вміщуючих порід і відповідними умовами залягання розрізняють:

- 1) порові води, що залягають у рихлих, переважно четвертинних відкладах;
- 2) пластові води, що залягають в пластах осадових порід:
  - а) порово-пластові;
  - б) тріщинно-пластові;
- 3) тріщинні води, що знаходяться в щільних осадових, магматичних або метаморфічних породах, перетнутих (посічених) тріщинами вивітрювання;
- 4) тріщинно-жильні води, що знаходяться в окремих крупних відкритих тектонічних тріщинах та зонах тектонічних порушень.

За гідравлічними властивостями підземні води поділяють на напірні та безнапірні.

- За температурою (за О. Альокінім) виділяють води:
- 1) виключно холодні або переохолоджені (нижче 0 °С);
  - 2) досить холодні (0–4 °С);
  - 3) холодні (4–20 °С);
  - 4) теплі (20–37 °С);
  - 5) гарячі (37–42 °С);
  - 6) досить гарячі (42–100 °С);
  - 7) винятково гарячі (більше 100 °С).

За мінералізацією (кількістю сухого залишку) підземні води поділяють на шість груп: 1) надпрісні (менше 0,1 ‰); 2) прісні (0,1–1 ‰); 3) слабкосолонуваті (1–3 ‰); 4) сильносолонуваті (3–10 ‰); 5) солоні, морської солоності (10–35 ‰); 6) розсоли (понад 35 ‰). Окрім даної класифікації загального характеру, існують інші класифікації підземних вод за їх хімічним складом. Окремо також виділяють мінеральні лікувальні, мінеральні промислові та термальні (енергетичні) води.

Залежно від кліматичних факторів підземні води поділяють на зональні, азональні та інтразональні.

Одну з комплексних класифікацій розробив Ф. Саваренський (1939 р.). Він виділяв п'ять основних типів вод і визначав їх основні характеристики. Типи такі: 1) волога ґрунтів, болотні води, верховодка; 2) ґрунтові підземні води; 3) карстові; 4) артезіанські; 5) жильні (тріщинні). Відомі також: класифікація підземних вод за особливостями земної кори (Б. Лічкова), за гідравлічними ознаками та умовами залягання (О. Ланге), за хімічним складом (В. Вернадського, О. Альокіна) та інші. Сучасні загальні класифікації розроблені достатньо детально.

Найбільш загальний поділ підземних вод може бути такий: води океану і води суходолу. В межах суходолу, згідно з основними тектонічними структурами, можна виділити води пластових рівнин, кристалічних щитів та гірських областей. Найкраще вивчені перші. Тут спостерігається найбільш чітко виражена вертикальна зональність, пов'язана з наявністю квазігоризонтальних пластів гірських порід. Найкраще вивчені й важливі у практичному відношенні такі типи вод: води зони аерації, ґрунтові води, артезіанські води. Аналогічний поділ, з урахуванням особливостей гідрогеологічних структур, розповсюджують і на підземні води кристалічних щитів та гірських областей. Особлива вертикальна зональність у зоні розповсюдження багаторічної мерзлоти (криолітозоні). Деякі

автори виділяють також особливі типи підземних вод [5]: тріщинні, карстові, термальні тощо.

### 7.5. Води зони аерації

Зона аерації розповсюджується від денної поверхні до дзеркала ґрунтових вод. В її межах існують такі основні різновиди підземних вод: 1) волога ґрунтового шару (ґрунтова волога); 2) капілярні води; 3) тимчасові вільні, гравітаційні води; 4) верховодка (рис. 7.4).

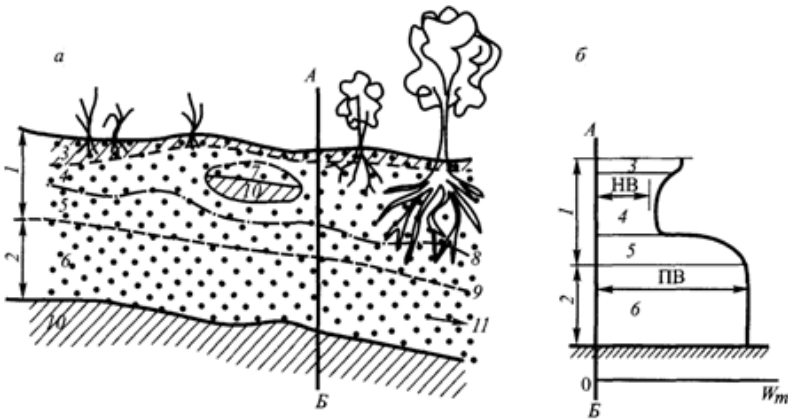


Рис. 7.4. Схема залягання вод зони аерації та ґрунтових вод (а), вертикального розподілу вологості ґрунту і порід за напрямком АБ (б) [7]

1 – зона аерації; 2 – зона насичення; 3 – капілярне підняття;  
 4 – ґрунтова волога; 5 – води, що інфільтруються в зоні аерації;  
 6 – верховодка; 7 – ґрунтові води; 8 – дзеркало ґрунтових вод;  
 9 – поверхня капілярного підняття («кайма»); 10 – відносно водотривкий прошарок; 11 – напрямок потоку ґрунтових вод;  
 НВ – найменша вологоємність; ПВ – повна вологоємність

Ґрунтова волога може накопичуватися в межах ґрунтового шару. Тут періодично відбувається інфільтрація поверхневих



вод. Під час значних дощів або сніготанення ґрунт може досягнути повної вологості. Тоді частина води в ньому може рухатися як гравітаційна. Якщо в ґрунті є нахилені відносно слабководопроникні прошарки, то гравітаційна волога буде утворювати внутріґрунтовий стік. Потужність шару ґрунтової вологи змінюється від кількох сантиметрів до 1–1,5 м. Слід розрізняти ґрунтову вологу та ґрунтові води (які будемо розглядати далі). Але деколи вони можуть з'єднуватися. Це відбувається при піднятті рівнів ґрунтових вод або капілярної кайми до ґрунтового горизонту.

Капілярна вода може існувати в зоні аерації у вигляді підвищеної, роз'єднаної та піднятої. Вона важлива для зволоження ґрунтів та живлення кореневої системи рослин. Тимчасові вільні, гравітаційні води перетікають по тріщинах і порожнинах, швидко поповнюючи ґрунтові.

Верховодка – особливий тип підземних вод. Вона накопичується над відносно водотривкими породами, які залягають у межах зони аерації у вигляді окремих лінз або частин пластів, що виклинюються. Утворення верховодки пов'язане з інфільтрацією атмосферних опадів, поверхневих вод та конденсацією водяної пари. Зазвичай це тимчасові (сезонні) утворення, інколи досить потужні. Потужність шарів верховодки становить переважно 0,4–1,0 м, деколи до 3–5 м. Вона зазвичай формується в супіщано-суглинистих ґрунтах (морена, алювій та інші). Велике значення має також рельєф. На крутих схилах верховодка майже не утворюється.

Верховодка характеризується такими загальними ознаками: обмежена площа розповсюдження, різкі зміни запасів (рівнів), відсутність гідравлічного зв'язку з річковими водами. Вона бере участь у живленні ґрунтової вологи і досить інтенсивно випаровується, легкодоступна для забруднень.

І загалом води зони аерації мінливі, залежать від умов на поверхні та метеоумов, в основному прісні (за винятком деяких

посушливих територій) і легкодоступні для впливу людини. Водний режим цієї зони можна аналізувати за допомогою рівняння водного балансу:

$$y_{\text{інф.}} + z_{\text{гр.в.}} = u_{\text{гр.}} + u_{\text{жив.гр.в.}} + z_{\text{тр.}} + z_{\text{з.а.}} \pm \Delta U_{\text{з.а.}}, \quad (7.22)$$

де  $y_{\text{інф.}}$  – надходження води з поверхні за рахунок інфільтрації;  $z_{\text{гр.в.}}$  – випаровування ґрунтових вод у зону аерації;  $u_{\text{гр.}}$  – стік у межах ґрунтів;  $u_{\text{жив.гр.в.}}$  – витрати на живлення ґрунтових вод;  $z_{\text{тр.}}$  – поглинання води із зони аерації кореневою системою рослин (десукція) і витрата її в кінцевому результаті на випаровування із зони аерації в атмосферу (транспірація);  $z_{\text{з.а.}}$  – випаровування із зони аерації в атмосферу;  $\pm \Delta U_{\text{з.а.}}$  – зміни запасу води в зоні аерації.

Основний обмін водою відбувається у вертикальному напрямку. Відповідно найбільш важливими складовими є випаровування та інфільтрація. Це покладено в основу виділення типів водного режиму зони аерації:

- 1) промивний –  $y_{\text{інф.}} > z_{\text{тр.}} + z_{\text{з.а.}}$ ;
- 2) компенсований –  $y_{\text{інф.}} = z_{\text{тр.}} + z_{\text{з.а.}}$ ;
- 3) випаровуючий (випотний) –  $y_{\text{інф.}} < z_{\text{тр.}} + z_{\text{з.а.}}$ .

У першому випадку надлишок води йде на живлення ґрунтових вод, а в останньому недостача компенсується випаровуванням з їх дзеркала і, частково, капілярним підняттям. В умовах такого режиму в ґрунтах та породах можуть накопичуватися солі.

## 7.6. Ґрунтові води

Ґрунтові води – найважливіший вид підземних вод, що взаємодіє з поверхневими і бере активну участь у кругообігах води. Водночас вони важливі у практичному відношенні. Ґрунтовими водами називають підземні води першого від поверхні постійно діючого водоносного горизонту, що залягає на першому витриманому по площі водотриві. Їх поверхня

називається рівнем або дзеркалом ґрунтових вод, відстань від нього до кривлі водотривкого ложа – потужністю ґрунтового горизонту (шару ґрунтових вод). Вона постійно змінюється.

В залежності від будови місцевості існують різні форми залягання ґрунтових вод: ґрунтовий потік, ґрунтовий басейн, змішана. Рух ґрунтових вод відбувається за нахилами їх дзеркала, від областей живлення до областей (осередків) розвантаження. Ці нахили можуть не збігатися з рельєфом денної поверхні або нахилами поверхні водотриву. Швидкість руху переважно становить від 0,1 до 1 м/добу.

Поверхня ґрунтових вод нерівна. У більшості випадків вона повторює в зглаженому вигляді денну поверхню. Глибина залягання ґрунтових вод змінюється від нуля до десятків та сотень метрів (одночасно це є потужність зони аерації). Вона залежить від клімату, геологічної будови, рельєфу місцевості, а також, частково, від транспірації. У зоні надмірного зволоження навіть малі потоки можуть дренувати ґрунтові води. А в зоні недостатнього зволоження навіть великі балки, врізані на десятки метрів, можуть не досягти ґрунтових вод.

Область живлення ґрунтових вод збігається з областю розповсюдження. Розвантажуються вони в долинах річок та улоговинах озер. Розвантаження може бути у вигляді джерел, осередків просочування тощо.

Ґрунтові води характеризуються певним гідрологічним режимом. Основними його складовими є: режим рівнів (водний), режим температури (термічний) і гідрохімічний.

Режим рівнів визначається змінами складових рівняння водного балансу. Для ґрунтових вод воно має такий вигляд:

$$U_{\text{жив.гр.в.}} = U_{\text{гр.в.}} + z_{\text{гр.в.}} \pm \Delta u_{\text{гл.}} \pm \Delta u_{\text{гр.}}, \quad (7.23)$$

де  $U_{\text{жив.гр.в.}}$  – живлення ґрунтових вод з зони аерації;  $U_{\text{гр.в.}}$  – стік ґрунтових вод;  $z_{\text{гр.в.}}$  – випаровування з дзеркала ґрунтових вод;  $\pm \Delta u_{\text{гл.}}$  – обмін з глибинними горизонтами;  $\Delta u_{\text{гр.}}$  – зміни запасів.

Для того, щоб аналізувати режим рівнів, усі складові рівняння 7.23 необхідно виразити у шарах:

$$\alpha \cdot \Delta H = \frac{(Q_{\text{пр}} - Q_{\text{ст}}) \cdot \Delta t}{F} + \frac{y_{\text{жив.гр.в.}}}{F} - z_{\text{гр.в.}} \pm \frac{\Delta u_{\text{гл.}}}{F}, \quad (7.24)$$

де  $\Delta H$  – зміна рівня;  $\alpha$  – коефіцієнт, пов'язаний із водно-фізичними властивостями породи (він дорівнює водовіддачі при пониженні рівня і дефіциту вологи – при підвищенні);  $Q_{\text{пр}}$  – об'ємна витрата притоку на виділену ділянку ґрунтового горизонту;  $Q_{\text{ст}}$  – об'ємна витрата стоку з ділянки;  $\Delta t$  – період часу, для якого складено водний баланс;  $F$  – площа ділянки, для якої складено водний баланс. Основними складовими рівняння є  $y_{\text{жив.гр.в.}}$  та  $z_{\text{гр.в.}}$ . Режим відтоку часто пов'язаний з режимом поверхневих водних об'єктів, що дрениують даний горизонт ґрунтових вод. На живлення ґрунтових вод пересічно йде від 5 до 35 % атмосферних опадів. Режим рівнів характеризується наявністю багаторічних, сезонних та добових коливань. Ґрунтові води мають чітко виражений зональний характер. Добові коливання переважно пов'язані зі змінами випаровування.

Режим температури також формується під дією метеорологічних чинників. З глибиною багаторічні, сезонні та добові коливання температур досить швидко згасають. Заглиблення горизонту постійних температур біля екватора становить кілька метрів, а в областях різко континентального клімату збільшується до 40 м. Біля нього середні температури води приблизно відповідають середнім багаторічним температурам повітря даної місцевості. Далі вниз температури поступово зростають. В умовах холодного клімату постійні температури можуть становити 0 °С, а в умовах жаркого – до 25–28 °С. Сезонні амплітуди температур в основному становлять 10–15 °С, деколи піднімаючись до 20 °С.

Гідрохімічний режим ґрунтових вод також зональний. Найбільше значення мають розбавлення ґрунтових вод

прісними дощовими та талими, а також випаровування. В зоні багаторічної мерзлоти мінералізація може значно змінюватися: від 5–30 мг/л під час інтенсивного танення (влітку, наприкінці весни) до 1 г/л – у постійних таликах у кінці зими. В зоні достатнього зволоження зміни мінералізації також значні: від 20 мг/л до 500 мг/л. У зоні недостатнього зволоження мінералізація вод може досягати 1–11 г/л, тобто вони вже слабкосолонуваті та сильносолонуваті. Тут переважають не гідрокарбонатно-кальцієві, а сульфатно-натрієві води. Переважання випаровування супроводжується накопиченням солей у зоні аерації та збільшенням мінералізації ґрунтових вод.

Усі ці зміни характеризували неглибоко залягаючі води. При глибинах залягання понад 10 м сезонні зміни мінералізації стають дуже малими. З глибиною сезонні зміни мінералізації загалом згасають.

Ґрунтові води можуть бути поділені за умовами залягання: порові, тріщинні, тріщинно-карстові та інші. Найбільше розповсюджені порові. Серед них виділяють ґрунтові води річкових долин, льодовикових відкладів, гірських областей, міжгірських западин, передгірних нахилених рівнин, пустель та напівпустель, степів, морських узбереж, дюн та інші. Очевидно, що найбільш потужні горизонти ґрунтових вод виникають у відповідних товщах пухких відкладів (у пониженнях рельєфу) в зоні достатнього зволоження.

### **7.7. Артезіанські води**

Артезіанськими водами в теперішній час називають усі напірні підземні води, що залягають у водоносних горизонтах (комплексах) між водотривкими або відносно водотривкими пластами. Напір тут створюється гідростатичним, літостатичним тиском, тектонічними напругами, змінами пористості внаслідок утворення нових кристалів, кріогенними явищами та іншими

факторами. Умови залягання напірних водоносних горизонтів досить різноманітні. Система таких горизонтів, розділених водотривами, утворює артезіанський басейн підземних вод. Термін «артезіанські води» виник у зв'язку із тим, що вперше напірні води були отримані у французькій провінції Артуа в 1126 році. Тут було викопано глибокий колодезь, який дав самовиливну воду.

Артезіанські води знаходяться хоч і у повільному, але постійному русі. Рух відбувається від областей живлення до областей розвантаження.

Живлення відбувається в різних умовах. Найбільш інтенсивне воно там, де добреводопроникні пласти піднімаються до зволжених територій. Це часто збігається з периферійними частинами («крилами») артезіанських басейнів (зовнішня область живлення). У центральних частинах басейнів функціонує внутрішня, менш потужна область живлення. Особливим джерелом живлення є седиментаційні води, що витискаються з потужних товщ глинистих відкладів на значних глибинах у центральних частинах басейнів. Цей режим живлення називається елізійним (від лат. *elizio* – витискати).

У межах артезіанських басейнів рух води може мати складну структуру, бути різноспрямованим або переважно односпрямованим. У верхніх поверхах артезіанських басейнів підземні води рухаються від області поглинання до області напору та розвантаження. Це води інфільтраційного походження. У нижніх поверхах, де вони витискаються з глинистих порід (елізійний режим руху, седиментаційні води), рух спрямований від ділянок найбільших товщ глинистих порід і найбільшого заглиблення водоносних горизонтів до окраїн басейну (рис. 7.5).

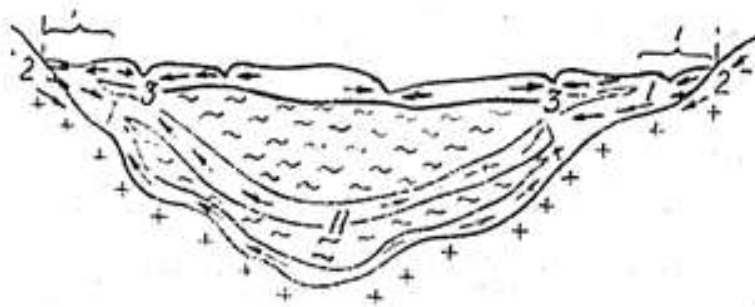


Рис. 7.5. Генералізована схема руху підземних вод в артезіанському басейні [7]

Інший різновид артезіанських басейнів – нахилений [5]. Розрізняють також так званий артезіанський схил, у межах якого рух води переважно односпрямований (рис. 7.6).

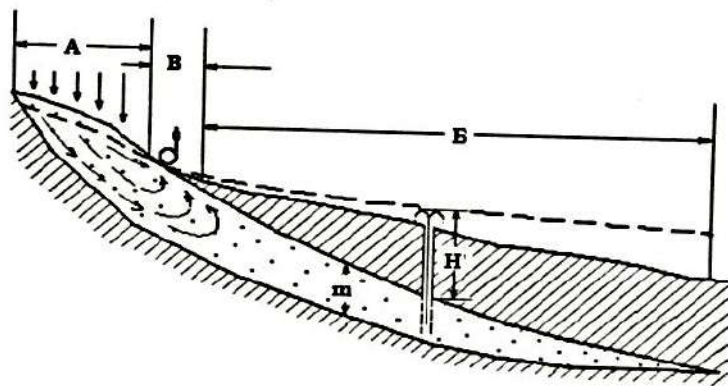


Рис. 7.6. Схема артезіанського схилу [5]

У межах внутрішньої області живлення розрізняють зони поглинання і переливу. Перелив відбувається з одних гідрогеологічних структур в інші. Виділяють осередки («вікна») переливу з одних горизонтів в інші.

Розвантаження артезіанських вод відбувається через осередки переливу та деколи завдяки дренажу поверхневими водами. Всі осередки розвантаження можна поділити на відкриті, захищені та штучні. До відкритих відносять ерозійні, бар'єрні та структурно-тектонічні, до захищених – осередки вилування у ґрунтові води, у сусідні гідрогеологічні структури та інші.

У природі мають місце й такі умови, коли артезіанський басейн нечітко виражений, складається з кількох частин, поєднаних із безнапірними ділянками. Утворення такого типу називають субартезіанським басейном.

Існують також артезіанські басейни з відокремленим стоком у різних частинах, виключно інфільтраційним режимом, виключно елізійним режимом та інші. Останні структури стосуються переважно дна морів. Дренаж басейнів найбільше проявляється у приповерхневих частинах, особливо на окраїнах. Долини великих річок виступають дренами артезіанських вод до горизонтів 500–700 м та більше. При цьому осередки переливу можуть бути захищені в товщі алювіальних відкладів. Важливу дренаюючу роль відіграють також улоговини відносно великих озер.

Важливою властивістю артезіанських басейнів є диференціація гідрогеологічних умов та характеристик підземних вод у просторі. Їх відображають як певні види зональності. Зокрема, розглядають вертикальну зональність, у якій проявляються: верхня зона активного водообміну та нижня зона надто уповільненого водообміну.

Гідрохімічна зональність артезіанських басейнів пов'язана з динамічною й полягає в зміні хімічного складу та ступеня мінералізації підземних вод із глибиною. Вона пов'язана з гідрофізичною та гідродинамічною. У зоні інтенсивного водообміну (температури до +25 °С) води прісні та солонуваті. У зоні уповільненого водообміну температури вже можуть



сягати +40 °С, води тут переважно солоні (сульфатні та хлоридні). Зона досить уповільненого водообміну характеризується відновлювальною обстановкою середовища, температурами понад +150 °С, хлоридно-натрієвими, хлоридно-кальцієво-натрієвими та хлоридно-кальцієвими водами з мінералізацією 50–500 г/л.

### **7.8. Підземні води у тріщинуватих та закарстованих породах**

Основними видами тріщин (які вміщують досить велику кількість води) є тектонічні та тріщини вивітрювання. Останні переважно невеликі, дрібні, масові. Системи тріщин знаходяться в постійному розвитку. Вони можуть збільшуватися або заноситися, заповнюватися новоутвореннями, видозмінюватися. У карстових масивах деякі тріщини з часом перетворюються на порожнини – каверни. Отже, характер водоносності тріщинуватих порід є результатом певної (складної) геологічної історії розвитку. Тріщинні води можна поділити на три основних класи:

- 1) регіонально-тріщинні;
- 2) локально-тріщинні;
- 3) тріщинно-карстові.

Регіонально-тріщинні переважно пов'язані з приповерхневими частинами геологічного розрізу і тріщинами вивітрювання. Вони подібні до ґрунтових за впливом зовнішніх чинників, збігом області живлення та розповсюдження. Найчастіше ці води пов'язані з інтрузивними й ефузивними породами, деякими щільними осадовими відкладами. Їх потужність (потужність водоносних зон) становить 30–100 м, деколи більше. Зазвичай вони не дають потужних джерел. Але у деяких випадках, в межах великих ефузивних покривів, можуть утворюватися досить великі потоки напірних і безнапірних вод. Наприклад, з лавового масиву Арагац витікає джерело Айгер-

Ліч із дебітом  $20,5 \text{ м}^3/\text{с}$  (що дорівнює водності середньої за величиною річки).

Локально-тріщинні води пов'язані з великими тектонічними тріщинами та розломами в земній корі. Вони утворюють лінійно витягнуті водоносні зони, в яких часто утворюються потужні підземні потоки. Ці зони гідравлічно взаємопов'язані з гідрогеологічним середовищем. Переважають напірні води. Локально-тріщинні води найбільше розповсюджені в гірських областях, хоча зустрічаються і в межах щитів та виступів фундаменту. Ширини зон тріщинуватості становлять  $0,5\text{--}5 \text{ км}$ , довжини – до  $8\text{--}10 \text{ км}$ , але деколи набагато більше. Із зонами розломів пов'язані крупні родовища мінеральних вод.

Тріщинно-карстові (або просто карстові) води залягають і рухаються у тріщинах, порожнинах, каналах, печерах карстових областей. Вони досить різноманітні. Тут спостерігається найбільша різноманітність специфічних підземних водних об'єктів та гідрогеологічних умов. Вивчати їх досить складно. Тут можуть утворюватися величезні джерела. Наприклад, у Франції джерело Воклюз має дебіт  $150 \text{ м}^3/\text{с}$ , що у два рази більше середнього багаторічного стоку такої карпатської річки, як Прут. Досить багато карстових джерел мають дебіти понад  $10 \text{ м}^3/\text{с}$ . Режим карстових вод і поверхневих об'єктів взаємопов'язаний. У потужних карстових масивах спостерігається своєрідна вертикальна зональність вод, певною мірою подібна до звичайних територій.

### **7.9. Основні структури підземної гідросфери**

Вертикальні структури підземної гідросфери ми вже частково розглянули. Виділяються також комплексні гідрогеологічні структури, тісно пов'язані з геологічними, в межах яких переважає один або кілька певних типів скупчень підземних вод. Останні поділяють на два основних типи:

1) пластові; 2) тріщинно-жильні. Вони включають певні класи та підкласи.

Виокремлюють кілька типів гідрогеологічних структур першого порядку, які включають структури другого порядку, але і самі можуть об'єднуватися в надпорядкові мегаструктури. До структур першого порядку відносять: гідрогеологічні масиви, артезіанські басейни та вулканогенні басейни.

Гідрогеологічний масив являє собою виступ фундаменту (рис. 7.7).

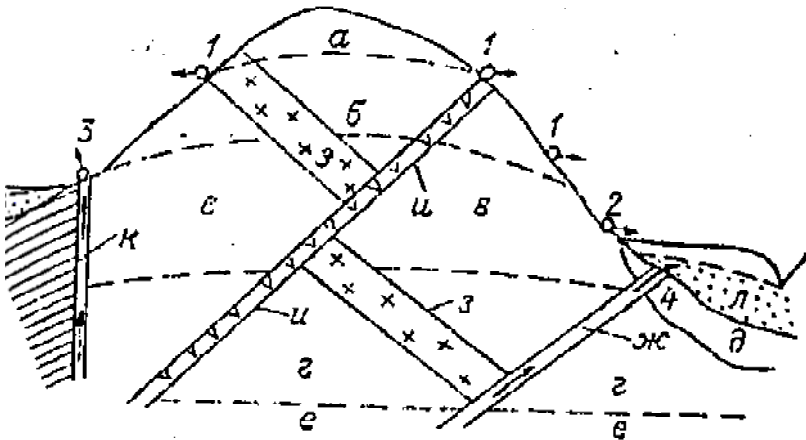


Рис. 7.7. Схеми гідрогеологічного масиву:

*а – зона аерації; б – зона сезонних коливань рівнів підземних вод;  
в – зона тріщинно-грунтових вод; г – зона тріщинно-напірних вод*

Він може бути перекритий четвертинними відкладами. Це можуть бути щити платформ або складчасті споруди гір. Для масиву характерне розповсюдження різноманітних тріщинних вод. У розрізі гідрогеологічного масиву виділяються зони аерації, сезонних коливань рівнів підземних вод, тріщинно-грунтових вод і тріщинно-напірних вод. Потужність зони аерації в добре дренованих гірських спорудах сягає сотень метрів. Підземний стік з неї може існувати 10–30 діб після інфільтрації

опадів. Тріщинно-грунтові води розповсюджені в межах кори вивітрювання. Постійне її насичення спостерігається тільки в нижніх частинах схилів і в долинах річок.

До артезіанських басейнів належать гідрогеологічні структури, що складаються з фундаменту та чохла, в якому вміщується основна частина підземних вод. Це головню пластові артезіанські та ґрунтові води.

Рельєф поверхні артезіанських басейнів досить різноманітний. Це низовини, рівнини, плоскогір'я, плато, міжгірні западини та інше. Опади, випаровування та підземний стік розподілені на території артезіанського басейну нерівномірно, підкоряються широтній зональності та висотній поясності. Поверхневий стік переважно спрямований від периферії до внутрішніх областей. Розрізняють стічні та безстічні артезіанські басейни. На території останніх може відбуватися засолення земель.

Будова чохлів артезіанських басейнів може бути досить складною. Поряд з осадовими відкладами тут зустрічаються вивержені породи, які мають другорядне значення. У чохлі розрізняють водоносні пласти, горизонти і комплекси водоносних горизонтів. Назви водоносних комплексів подають у стратиграфічній послідовності (від давніх до молодих).

До вулканогенних басейнів відносять басейни стоку пластово-тріщинних, покрово-порово-тріщинних та тріщинно-жильних підземних вод різних вулканічних утворень – конусів вулканів, покривів та потоків застиглих лав. Вулканогенні утворення (крім власне вулканічних конусів) залягають на нерівностях ерозійно-тектонічного рельєфу і перебивають артезіанські басейни та гідрогеологічні масиви. Гідрогеологічні умови вулканогенних басейнів досить різноманітні.

За особливостями залягання вулканогенні басейни ділять на три типи:

1) долинні та улоговинні (ефузивні, вивержені породи заповнили від'ємні форми рельєфу);

2) вершинні (ефузивні потоки перекривають вододіли та схили);

3) складні (лави та туфи сформували вулканічні плато й нагір'я).

В межах України до характерних вулканогенних утворень можна віднести Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет у Закарпатті.

Особливі води активно діючих вулканічних басейнів. Поряд із цим існують частково або повністю промерзлі вулканогенні басейни в зоні багаторічної мерзлоти. І загалом, у цій зоні води гідрогеологічних структур мають значні особливості.

### **7.10. Поняття про підземний стік та явища і процеси, пов'язані з підземними водами**

Підземний стік загалом – це процес переміщення підземних вод від областей живлення до місць їх розвантаження під дією гідравлічного напору. Кінцеве розвантаження відбувається в поверхневі водні об'єкти (переважно в річки). Тому часто під підземним стоком розуміють підземне живлення річок. Інтенсивність його показана на рис. 7.8.

Карта побудована у величинах, що називаються шаром підземного стоку (мм/рік):

$$h_n = 0,001 \frac{W_n}{F_n}, \quad (7.25)$$

де  $W_n$  – об'єм підземного стоку в річку або озеро ( $\text{м}^3/\text{рік}$ );  $F_n$  – площа підземного водозбору ( $\text{км}^2$ ). Використовують також інші показники, наприклад коефіцієнт стоку

$$K_{\text{п.с.}} = \frac{h_n}{x}, \quad (7.26)$$

де  $x$  – шар опадів (мм). Цей коефіцієнт завжди менше одиниці, тому що опади є основним джерелом живлення вод суходолу, а підземний стік – їх частина. Лише у випадках інтенсивного

притоку напірних підземних вод із сусідніх річкових басейнів (невеликого розміру)  $K_{п.с.}$  може перевищувати одиницю.

Використовують також коефіцієнт підземного живлення річок

$$K_{п.ж.} = \frac{Q_{п.}}{Q_{р.}} \quad (7.27)$$

При підрахунках показників підземного стоку площі підземних водозборів визначають за картами гідроізогіпс та гідроізоп'єз.

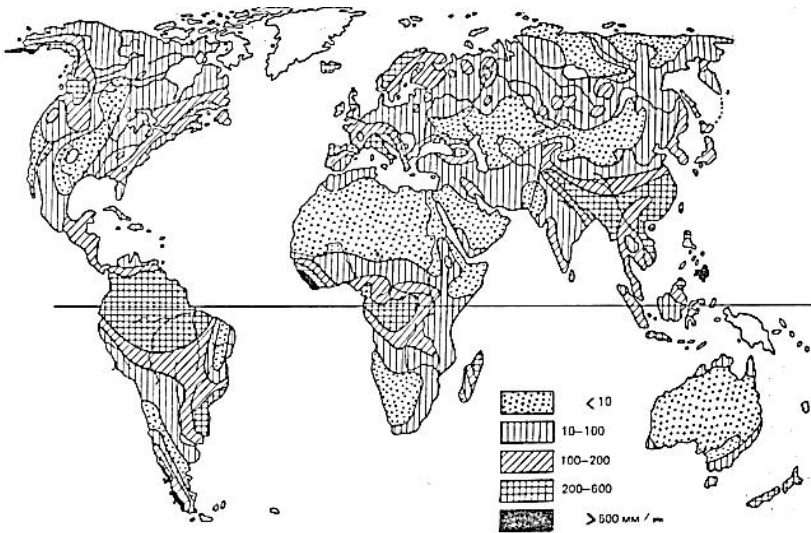


Рис. 7.8. Карта розподілу шару підземного живлення річок

До основних груп чинників, що впливають на формування підземного стоку, відносять: 1) метеорологічні; 2) геоморфологічні; 3) геолого-гідрогеологічні; 4) криогенні. До метеорологічних належать опади, температура, радіаційний та тепловий баланс, випаровування та інші. Вони носять зональний та ярусний характер. До геоморфологічних відносять рельєф, розчленованість місцевості, характеристики гідрографічної

мережі та інші. Рельєф впливає безпосередньо та через зміни метеорологічних характеристик. Підвищення порізаності території збільшує нахили земної поверхні та ґрунтових вод. Підвищується й загальний ступінь дренуваності водоносних горизонтів і комплексів. Глибина ерозійного врізу річок, як правило, пов'язана з величиною площі водозбору. У цьому ж напрямку збільшується підземний стік. З іншого боку, значна порізаність території може частково зменшувати можливості формування потужних горизонтів ґрунтових вод і робити областями їх розвантаження переважно верхів'я річок. До геолого-гідрологічних чинників відносять потужність та склад зони аерації, водопровідність і гідравлічний градієнт водоносних горизонтів. Значне збільшення підземного стоку спостерігається в карстових районах. Кріогенні чинники пов'язані із зоною багаторічної мерзлоти. Тут загалом існує специфічний режим як підземних, так і річкових вод.

Умови формування та інтенсивність підземного стоку залежать від типів гідрологічних структур. У межах артезіанських басейнів добре проявляється гідродинамічна зональність: зона активного (інтенсивного підземного стоку), уповільненого та досить уповільненого водообміну. Загалом на першу зону припадає до 98–99 % підземного стоку. Але вона теж неоднорідна. Середній час затримки води в ній становить приблизно 300 років, тоді як у зоні аерації води можуть стікати за 10–30 діб. Таким чином, при переході до напірних, міжпластових вод швидкість формування підземного стоку стрімко падає.

Загальний внесок підземного стоку у стік річок Землі становить приблизно 30 %. Для річок України це в основному 20–25 %.

Підземні води мають глобальне значення і беруть участь у багатьох фізико-географічних та геологічних процесах різного рівня. Вони також є невід'ємною складовою ландшафтів,

екосистем. Розглянемо деякі особливі явища, які мають також велике практичне значення. (Питання, що стосуються кріолітозони, були розглянуті в шостому розділі).

Досить розповсюдженим та небезпечним явищем є зсуви. Зсуви пов'язані з ковзним зміщенням порід по схилу, де вони знаходяться в стані нестійкої рівноваги. Це можуть бути схили гір, долин, балок, узбереж, штучних понижень. Зафіксовані також величезні зсуви на материкових схилах в океані. Явище зсування великої маси порід пов'язане з ослабленням сил зчеплення поздовж місцевих нахилених відносних водотривів – поверхонь ковзання. Цьому сприяє поступове вимивання та розчинення частинок порід підземними водами, що течуть за схилом. Після утворення зсуву він може частково підперти підземні води, що сприяє розвитку наступного. Так утворюються комплексні, складні зсуви, розвиток яких відбуватиметься доти, поки не встановиться положення рівноваги. Зсуви бувають досить різноманітними. Наприклад, можна виділити скельні, блокові, незаокруглені, ротаційні, обвали. Окремо виділяють опливини – не дуже потужні, перенасичені водою маси ґрунтів та порід, що пластично «стікають» за схилом.

Окрім зсувів, із підземними водами пов'язані такі явища, як пливуні, суфозія, карст та інші.

Пливуні – це гірська порода, насичена водою (пісок, супісок, деколи дрібна галька чи суглинок), що здатна під тиском вищерозташованих товщ та впливом гідродинамічних навантажень розпливатися та перетікати. Якщо пливун знаходиться в замкненому просторі, то він не рухається. У зволжених районах окремі пливуні можуть виходити на поверхню.

Суфозія – це явище виносу дрібних мінеральних частинок та розчинених речовин потоками підземних вод, які фільтруються в товщі гірських порід, що призводить до утворення порожнин і



просідання вищерозташованих шарів порід. Суфозія розвинута в пилюватих (лесах) та дрібнозернистих осадових породах. Поздовж потоків підземних вод виникають ніби промиті канали («водні жили»). На земній поверхні з'являються різноманітні від'ємні, просадочні форми – воронки, провалля, степові блюдця (поди) та інші. Часто просідання яскраво виражені біля виходу підземних вод на поверхню.

Карст – це система процесів та явищ, що виникають і розвиваються під землею та (або) на її поверхні внаслідок взаємодії (розчинення, перенесення та відкладання речовини) природних вод з розчинними за певних умов гірськими породами. Згідно з сучасними уявленнями, карст широко розповсюджений у земній корі, на різних глибинах і в різних умовах. Існує значна кількість його різновидів. У карстових областях наявні складні системи підземних порожнин.

**Розділ 8**  
**ГІДРОЛОГІЯ**  
**ПОВЕРХНЕВИХ ВОДОТОКІВ СУХОДОЛУ**

**8.1. Поняття та загальні відомості**  
**про поверхневі водотоки суходолу**

Частина атмосферних опадів може стікати по поверхні суходолу. Це відбувається у вигляді різноманітних водних потоків. Якщо виключити з розгляду мікропотоки на поверхні рослин, у сніговому покриві, у льодовиках, рух твердої фази льодовиків і частину потоків антропогенного походження, отримаємо сукупність об'єктів, які, власне, і називають поверхневими водотоками суходолу (ПВС). Їх розвиток характеризується певними закономірностями: системно-гідродинамічними, гідролого-геоморфологічними, гідролого-геолого-географічними, земної еволюції (та акваеволюції).

На відносно припіднятих і вирівняних частинах (поверхнях) суходолу, де розпочинається стікання води, може функціонувати мережа водних мікрооб'єктів, яку відносять до категорії мікрогідрографічної. Оскільки навіть пологі схили впливають на спрямоване стікання води – мікропотоки переважають над мікроводоймами. Униз за схилами поступово розвиваються й починають переважати водотоки, сконцентровані у струмені – струминні ПВС.

Концентрація у струмені перш за все пов'язана з гідродинамічними законами самоорганізації турбулентних потоків. Наприклад, у струменях зменшується внутрішній опір руху. Натомість вивільнена енергія може спрямовуватись на розмив та перенесення твердих частинок ґрунту, внаслідок чого формується мікроруслло, або справжнє русло. Таким чином виникає система потік – русло (СПР) струминного роду. На неї розповсюджуються загальні закони функціонування складних саморегульованих систем, зокрема закон нелінійності зв'язків,

впливів та відгуків. Одним з проявів дії даного закону в турбулентних струменях є закон їх об'єднання (неперетину) при зустрічі, контакті. У природі загалом (атмосфера, океан, суходіл) не спостерігається перетину турбулентних струменів. Імовірно, на об'єднання спрямовані самоорганізаційні процеси в них. Для умов суходолу це також означає закономірне переважання процесів об'єднання русел, від'ємних лінійних флювіальних форм рельєфу. Іншим аспектом прояву загального закону нелінійності є закон нелінійного зростання еродуючої чи транспортуючої здатності струминних ПВС зі зростанням витрат води, що, зокрема, проявляється і при об'єднанні потоків. Це також сприяє закріпленню поєднань вироблених ними лінійних від'ємних форм рельєфу. (Даний закон проявляється і за рахунок зростання мінливості витрат води, амплітуд їх змін).

Системно-гідродинамічні закони первинні й залежать, насамперед, від властивостей неперервного середовища. У даному випадку – води (чи води з домішками). Вони мають досить загальний характер і проявляються в найрізноманітніших природних умовах. Для струминних СПР це означає адаптацію до них. Поверхневі руслові потоки можуть поєднуватися з підповерхневими, наприклад підрусловими. Існують також підземні потоки або ділянки підземної течії потоків.

Загалом різноманіття динаміки струминних ПВС досить велике. Особливо це стосується мікропотоків, малих схилових потоків. Тут на рух можуть впливати сили поверхневого натягу, надкритичні режими (при числах Фруда  $> 1$  можуть спостерігатися стоячі хвилі, косі хвилі, явища аерації тощо). Особливою динамікою характеризуються селеві потоки, потоки прориву. На річках це водоспади, пороги. Але організоване стягування потоків у струмені – явище більш загального характеру, закон вищого рівня. Процеси динаміки потоків загалом можна розглядати на різних просторових та якісних рівнях.

Розвиток та діяльність ПВС підлягають також ряду гідролого-геоморфологічних закономірностей. Перш за все, завдяки закону об'єднання та здійсненню ерозійно-транспортно-аккумулятивної роботи ПВС у межах схилу. У верхній частині схилу утворюється водозбірна лійка, у середній – канал стоку, у нижній – конус виносу (рис. 8.1).

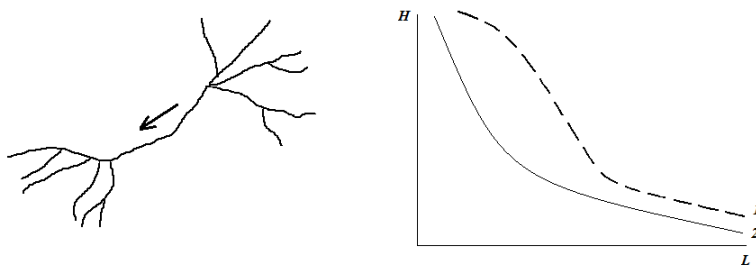


Рис. 8.1. Схема елементарного ерозійно-транспортно-аккумулятивного комплексу поверхневого водотоку суходолу:

*1 – профіль схилу;*

*2 – вироблений профіль поверхневого водотоку*

Цей комплекс (геосистема) включає систему потоків та їхніх русел – елементарну струминно-руслу систему, що є його активною частиною, першоосною. Така самоорганізована структура існує в різних просторових масштабах. Це можуть бути: мікрооб'єкти на схилах; яри і струмки, що перетинають цілий місцевий схил; системи селевих потоків і найбільші річки з верхів'ями, основною течією та дельтами. Отже, ерозія ґрунтів завжди завершується відкладанням перенесеного матеріалу. Тому ведуть мову також про ерозійно-аккумулятивні комплекси. Виникнення типових, однорідних самоорганізованих структур, які формуються річками у випадку їх розвитку на нахилених первинних поверхнях позбавлених відмінностей у

протиерозійній здатності гірських порід, розглядалося також у теоріях еволюції стоку ще від моделей В. Девіса та Р. Хортон.

Іншою гідролого-геоморфологічною закономірністю є зміна ролі струминних ПВС у процесах формування рельєфу поверхні суходолу. Найменші з них переважно підкорені місцевим, локальним умовам підстильної поверхні. Їх ерозійна діяльність слабо виражена. Нижче за схилами її прояви стають дедалі помітнішими. У відповідних умовах можуть розвиватися яри. Але вони все ж прив'язані до місцевих схилів. Натомість навіть первинні долини річок передбачають наявність двох протилежних схилів, що належать до основних місцевих форм рельєфу. Діяльність і долини річок перших порядків підкорені місцевому, регіональному рельєфу, а долини вище 4–5 порядків можуть розрізати, перетинати основні його складові. Вони стають консеквентними, основними, «стовбурними»; перетинають різні геоморфологічні райони. На ділянках зменшення кутів нахилу місцевості, зокрема в гирлових областях, днища долин переважно стають більш розлогими. Деколи долини зникають або стають інверсійними. Але завдяки формуванню значних алювіальних відкладів роль річок у розвитку рельєфу залишається значною.

Дана закономірність у деяких випадках може доповнюватися великою сукупною роллю діяльності невеликих водотоків у формуванні місцевого рельєфу, наприклад бедлендів та інших утворень.

Діяльність ПВС загалом відносять до найбільш потужних екзогенних чинників формування рельєфу суходолу. З нею можна порівнювати лише роль материкових зледенінь.

З основними якісними переходами вздовж течії ПВС пов'язані їх основні, якісно відмінні різновиди, що мають власні особливості функціонування. Основними переходами можна вважати: виникнення струминних ПВС; розвиток ярів та балок; розвиток первинних річкових долин; перехід до основних,

стовбурних долин; перехід в зони завершення долин, перш за все гирлові. Ми розглянемо їх у наступних підрозділах. (У ході їх вивчення сформувалися певні наукові дисципліни, як-от: ерозієзнавство, селезнавство, ряд дисциплін, які вивчають річки, гідрологію гирлових областей тощо). Межі цих груп об'єктів не завжди чітко виражені. Так, схиліві потоки в регіонах достатнього та надмірного зволоження можуть існувати практично весь рік, тому їх важко назвати тимчасовими. Натомість річки, які характеризують як постійні водотоки, в умовах посушливого клімату можуть пересихати, мати течію лише частину року. Межа між балками та річковими долинами також не завжди чітко виражена. Процеси на тимчасових водотоках, зокрема селі, можуть захоплювати верхню течію річок. Отже, існують об'єкти перехідного, змішаного характеру.

Наступною важливою гідролого-геоморфологічною закономірністю функціонування струминних ПВС, тісно пов'язаною із законами їх об'єднання та посилення ерозійно-транспортуючої здатності, є утворення систем дендричного виду. Оскільки в таких системах стік води збирається в один потік, територію, охоплену цим процесом, називають водозбором (або басейном), а межі водозборів – вододілами. Такого роду об'єкти характеризуються великим діапазоном абсолютних розмірів: від мікрооб'єктів до найбільших річкових систем. Вони розвиваються й побудовані за певними законами, які будуть розглянуті у наступних підрозділах. Насамперед це взаємопов'язаність і спрямованість саморозвитку дендричної системи та басейну. Спрямованість пов'язана з додатним зворотним зв'язком, що полягає в підсиленні процесів формування стоку води за рахунок врізання водотоків у підстильну поверхню, збільшенні витрат води в них і відповідному наступному зростанні їх ерозійно-транспортуючої здатності. Басейни являють собою специфічні форми рельєфу.

На мікрорівні вони мають простішу будову, а на макрорівні – це складні комплекси.

Найбільш відоме поняття, пов'язане з дендричною структурою ПВС, – річкові системи (РС). У гідрологічних дослідженнях використовують поняття систем первинних водотоків (первинної гідрографічної мережі) в межах схилів. Долини річок об'єднані в річково-долинні системи (РДС). У геоморфології розглядають також загальну систему ліній току, тальвегів; флювіальні геоморфологічні системи, флювіальні басейнові системи тощо.

Роль ПВС у процесах розвитку рельєфу суходолу є головною серед екзогенних чинників, поряд з умовами зледеніння чи спустелювання. Їх діяльність проявляється в найрізноманітніших природних умовах. Це означає й різноманіття створюваних форм. Поверхневі об'єкти можуть певним способом поєднуватися з підземними, наприклад із підрусловими потоками, ділянками підземної течії. При цьому гідродинамічні закони, закони самоорганізації флювіальних систем, систем потік – русло реалізуються згідно із зовнішніми природними умовами. Системи водотоків та вироблених ними форм рельєфу можна розглядати також як певні структури (зокрема, просторові, територіальні).

Функціонування поверхневих водотоків суходолу вважають частиною загальних геологічних, географічних, еволюційних процесів. Басейнові геосистеми є важливими складовими біосфери, географічної оболонки. У зв'язку із цим існують та вивчаються гідролого-геолого-географічні та гідролого-еволюційні закони їх розвитку. Зокрема, природні умови впливають на процеси стокоформування, ерозійно-транспортно-аккумулятивні процеси, функціонування систем потік – русло. Геолого-географічні закономірності враховують у класифікуванні ПВС. Їх розвиток характеризується як поступовістю, циклічністю, періодичністю, так і різкими

змінами, катастрофічними явищами. Останнє пов'язане з особливостями формування стоку води, а також дією інших чинників (прориви гребель, селі, зсуви тощо).

Територіальні структури, вироблені діяльністю ПВС, являють собою первинні, абіогенні ландшафти. Вони впливають і на мікроклімат, мезоклімат, розподіл тепла та вологи. Таким чином, вони виступають першоосновою екосистем суходолу та ландшафтів загалом. Формується їх басейнова структура, конфігурація. Розглядають також басейнові геосистеми.

Гідродинамічні, гідролого-геоморфологічні закони функціонування ПВС, будови та розвитку басейнових систем поєднуються з біологічними та геоеволюційними, включаючи діяльність людини. Їх вивчення – актуальна задача гідрології.

## **8.2. Ерозійно-аккумулятивні процеси в межах схилів**

### **8.2.1. Ерозія і первинні ерозійні форми рельєфу**

Під ерозією (лат. *erosion* – роз'їдання) розуміють розмив та змив текучими водами поверхневої частини гірських порід або ґрунтів. Вона є одним з головних чинників формування рельєфу земної поверхні. Розрізняють поверхневу (площинну) ерозію (змив) і лінійну ерозію. Друга пов'язана з закономірною концентрацією поверхневих водних потоків у цілісні струмені. Розрізняють ерозію ґрунтів, тимчасових дрібних водотоків, яркову, річкову, вертикальну (глибинну), горизонтальну (бічну). Існує комплексна наука, предметом якої є вивчення ерозії – ерозієзнавство. На сучасному етапі розроблені і застосовуються різноманітні моделі ерозійних процесів. Однак спостереження за ними мають значну специфіку і проводяться як на спеціалізованих стаціонарах, так і в ході експедиційних досліджень.

Ерозія призводить до розвитку форм ерозійного рельєфу. Її слід розглядати як наслідок – прояв цілісних комплексів розмиву, транспортування та аккумуляції твердих частинок



(наносів). Тобто йдеться про ерозійно-акумулятивні комплекси. Ерозійний та акумулятивний рельєф вважають двома основними генетичними його типами.

Визначення ерозійно-акумулятивного комплексу (ЕАК) дав М.І. Маккавєєв (1955 р.) – це сукупність явищ та процесів (відрив, змив, розчинення, перенесення, сортування та обробка матеріалу, акумуляція), взаємопов'язаних між собою та пов'язаних із системою діючих чинників (рис. 8.2).

Система ерозійно-акумулятивних процесів складається з трьох основних частин, кожна з яких зумовлена певним типом водних потоків і є джерелом наносів для наступної.

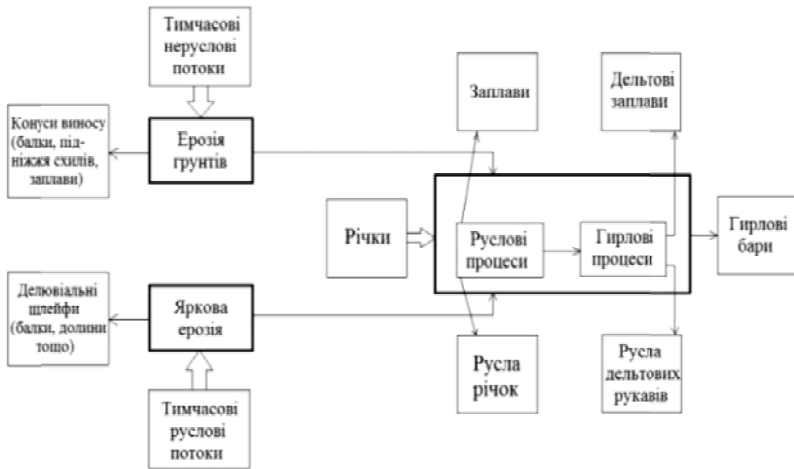


Рис. 8.2. Схема складових ЕАК та основних процесів у ньому [38]

( $\Rightarrow$  – переміщення і акумуляція твердої речовини у системах «потік – процес»,  $\rightarrow$  – у системах «процес – форма прояву в рельєфі»)

Як бачимо зі схеми, починаючи від привододільних просторів, існує певна послідовність ерозійно-акумулятивних процесів. Узагальнено, це такі ланки: зона площинного змиву –

зона мікроструминної ерозії – зона яркової ерозії – русла річок та їх долини – гирлові області річок. Вважається, що у верхніх ланках ЕАК переважає власне ерозія, у середніх – відносно збалансований транспорт наносів, а у нижніх – акумуляція. Поза сумнівом, приблизна схема не відображає всього різноманіття та всієї складності даного роду явищ і процесів. Але вона демонструє головні (ієрархічно найвищі) риси та блоки поділу ЕАК. Ерозійно-акумулятивні процеси тісно взаємопов'язані з іншими процесами на поверхні суходолу та у водоймах, морях. Вони є важливою складовою розвитку ландшафтів, екосистем.

Основний якісний стрибок у характері процесів пов'язаний з переходом від площинного змиву до лінійної ерозії. У першому випадку діє комплекс чинників вивітрювання, включаючи удари дощових крапель або градин. У другому основною є динаміка поверхневого струменя.

У геоморфології, при розгляді роботи поверхневих водотоків, розрізняють таку послідовність форм рельєфу: ерозійна борозна – ерозійна вимоїна (водорий) – яр – балка – річкова долина. Особливими є ділянки на межі суходолу та великих водойм, морів, океанів. Поверхневі водотоки тут не зникають миттєво. Вони продовжують свою роботу, але у специфічних умовах і формах.

Борозни виникають при переході від площинного змиву до лінійного на делювіальних схилах. Їх глибини становлять 3–30 см. Ширини не набагато перевищують глибини. Поперечний переріз V-подібний або ящикоподібний. Стінки круті, часто прямовисні. Після припинення стоку ширини борозн зростають, профіль стає більш м'яким, вони частково заносяться. Зазвичай борозни розташовуються в кількох метрах одна від одної, утворюючи розгалужені, деревоподібні системи. Відповідно вниз за течією води їх розміри та вираженість збільшуються.

На схилах зі слабо розвинутою рослинністю, розораних деякі борозни з часом можуть перетворюватися на вимоїни (водорії). Їх глибина досягає 1–2 м, ширина – 2–2,5 м, схили також характеризуються значною крутизною. Січення переважно V-подібне. Водорії знаходяться на відстані десятків метрів один від одного.

За деяких умов вимоїни можуть бути частково чи повністю занесені, а за інших – зростають і поступово перетворюються на яри. Загалом при переході від дрібних ерозійних форм до ярів, балок та річкових долин їх стійкість і вік зростають.

### **8.2.2. Функціонування систем потік – русло ярів**

Тимчасові руслові потоки у ярах виконують три основні функції: 1) розмив гірських порід у руслі, заглиблення яру та розширення його днища; 2) стимулювання схилових гравітаційних процесів; 3) винесення продуктів руйнації гірських порід – наносів.

У ході розвитку ярів ерозія може поєднуватися з іншими геоморфологічними процесами: гравітаційними, суфозією, соліфлюкцією тощо. Зокрема, за рахунок суфозії можуть утворюватись первинні пониження, вздовж яких концентрується і поширюється первинний розмив, що призводить до розвитку яру. Їх також називають водозбірними пониженнями, лощинами, улоговинами стоку. Вони, за певних умов, характеризуються відсутністю розвинутих русел, активних проявів ерозії, задернованістю. Їх структура може бути досить складною, розгалуженою, деревоподібною, включаючи так звані відвершки (потяжини).

Яри, що закладаються в межах днища вже існуючих понижень (старих ярів, балок тощо), називають донними, вторинними, вкладеними, а такі, що виникають у межах схилів, розвиваються з дрібних ерозійних форм, – первинними, береговими.

Основні характеристики ярів:

- 1) щільність яркової мережі (ступінь враженості території ярами);
- 2) розміри;
- 3) швидкість зростання і виносу твердого матеріалу;
- 4) режим змін морфології, морфологічних параметрів;
- 5) межі, обмеження розриву.

На перших стадіях розвитку ярів переважає інтенсивна глибинна ерозія. Швидко змінюється поздовжній профіль, що часто розпочинається вершинним водозбірним уступом-перепадом (висотою 1–3 м). Поперечний переріз V-подібний.

З часом глибинна ерозія сповільнюється і починає переважати бічна. Деформація схилів на цьому етапі здійснюється комплексом процесів: підмивом, осовами, зсувами, опливинами тощо. Поперечний переріз стає коритоподібним.

На наступних стадіях розвитку яру русловий потік чимраз рідше і лише локально підмиває схили. Деформації схилів більше пов'язані з мікроструминним змивом та дією струмків. Діяльність малих потоків у межах схилів обмежена в часі і не дуже інтенсивна. Вимоїни швидко запливають ґрунтом. Яр та його схили стабілізуються. Наприкінці періоду розвитку яру шлейфи опливин та конуси виносу струмків здійснюють значний вплив на розташування та функціонування основного руслового потоку в межах розширеного днища яру.

За рахунок стабілізації, заростання схилів та днища яр поступово перетворюється на балку. Цей процес починається від нижньої, найбільш старої частини яру і поступово розповсюджується у верхні частини. Через деякий час, за рахунок зміни місцевих умов, глибинна ерозія в межах балки може активізуватися. Розвиваються вторинні, вкладені яри. Внаслідок прояву таких місцевих циклів ерозії виникають балкові тераси.

Руслові потоки у ярах характеризуються значними поздовжніми похилами і, відповідно, швидкостями течії. На окремих ділянках вона може бути бурхливою. Русла мають складну форму, зустрічаються місцеві перепади в корінних породах. Алювіальні форми розвинуті слабо. В інших випадках можуть існувати ділянки, захарашені деревиною. Значно впливають виноси твердого матеріалу від берегових, схилових процесів. Мутність потоків у періоди їх активності досить велика. За рахунок значних похилів і швидкостей течії може переміщуватися значна кількість досить крупного донного матеріалу.

Ярковий та балковий алювій відрізняється низьким ступенем сортованості, окатаності. Це щебінь, у нижніх частинах відкладів – валуни. Шаруватість відкладів груба, не чітко виражена. Матеріал, що виноситься з ярів та балок, може відкладатися на присхилових ділянках у вигляді конусів виносу. Він отримав назву пролювій.

Певну специфіку має розвиток ярів у горах. Тут досить чітко, різко виражені водозбірні лійки. Вони мають форму амфітеатру з розгалуженими ерозійними борознами. Нижче сформований потужний канал стоку, глибоко врізаний у схил, з V-подібним перерізом. Біля підніжжя схилу розташовані потужні конуси виносу. Такі риси найбільш яскраво виражені в областях посушливого клімату.

### **8.3. Селеві процеси**

#### **8.3.1. Основні поняття та загальні відомості про селі**

Термін «сель» походить від арабського *sail* – бурхливий потік. У Європі здавна використовували назву «мур». Існують також потоки вулканічного походження (на конусах вулканів) – лахари. Сель – це бурхливий потік з великою концентрацією твердого матеріалу, що раптово виникає на тимчасових

водотоках з великими поздовжніми похилами або просувається по верхів'ях річок.

Для виникнення селю необхідні наступні умови: достатньо круті схили та поздовжні похили потоків; накопичення у селевих басейнах, осередках значних мас рихлоуламкового матеріалу; інтенсивне надходження води внаслідок злив, сніготанення, прориву льодовикових вод, прориву озер тощо.

Лахари бувають гарячими (за рахунок контакту з лавою, розпеченими породами) і холодними. У їхньому розвитку значну роль можуть відігравати пухкі продукти виверження вулкану. Згідно з Ю.Б. Виноградовим [43], розрізняють такі типи умов виникнення лахарів: формування грязьових та грязьокам'яних потоків унаслідок стрімкого сніготанення під час виверження; виникнення селів при виверженнях через кратерні озера («гарячі лахари»); перехід пірокластичного потоку в селевий за наявності умов охолодження та насичення водою; формування селів через надто інтенсивні зливи, які може провокувати викид в атмосферу дрібних твердих частинок – ядер конденсації, а також особливості розвитку конвекції («холодні лахари»); виникнення грязьових потоків через виверження та випадання зі зливою значної кількості попелу та пилу. Загалом відмічають значну потужність більшості лахарів. Вони можуть переносити десятки та сотні мільйонів метрів кубічних твердого матеріалу. Потужність селів невулканічного походження становить від кількох (мікроселі) до мільйонів метрів кубічних (що також може становити  $10\text{--}30$  тис.  $\text{м}^3$  з  $1 \text{ км}^2$  водозбору).

Загалом селі можуть виникати в різних природних умовах: у горах, на крутих схилах каньйонів, плато. Зафіксовані також потоки селевого типу в пустелях. Вони виникають унаслідок потужних злив і перенесення зливовими потоками значних об'ємів відкладів із дрібних частинок. Подібні до селів деякі

флювіогляціальні процеси, замулові потоки в каньйонах на дні морів і океанів.

Для опису явищ та процесів, пов'язаних із селями, використовують певні поняття, терміни. Наведемо основні з них.

Грязьовий потік – селевий потік високої густини (максимально біля  $2000 \text{ кг/м}^3$ ), що складається зі шламу з можливим включенням уламків гірських порід.

Грязьокам'яний потік – селевий потік високої густини (часто понад  $2000 \text{ кг/м}^3$ ), що складається з уламків гірських порід та шламу.

Наносоводний потік – селевий потік, що утворюється при проходженні паводка на гірських річках або тимчасових руслових водотоках, зриває шар самовимощення і переносить значні обсяги наносів у надкритичних режимах.

Селевий паводок – паводок, пов'язаний із проходженням наносоводного потоку.

Післяселевий паводок – такий, що зазвичай проходить безпосередньо після проходження грязьового чи грязьокам'яного потоку й активно розмиває, деформує свіжоутворені відклади, створює післяселевий русловий вріз.

Селевий водозбір (басейн) – система стокоутворюючих поверхонь, здебільшого зі слабкою інфільтраційною здатністю, та селевих осередків.

Селевий осередок – ділянка селевого басейну, де потенційно можливе виникнення селевого процесу.

Потенційний селевий масив (ПСМ) – масив рихлоуламкових відкладів у селевому осередку, який може взяти участь у селевому процесі. ПСМ бувають двох типів: локальні або розосереджені.

Використовують також такі поняття: осередок локального селеутворення, скельний осередок, селевий вріз, селева вимоїна, селеве русло, селеві вали, селеві відклади, селеві тераси, селеві

конуси виносу, селеві поля виносу, голова селю, селева маса та інші.

Спостереження за селями є досить складною задачею, існують спеціалізовані системи моніторингу селевих процесів. При цьому важливо виявляти як основні параметри селів, так і їх режим.

### 8.3.2. Основні властивості селів

На III конференції з вивчення селевих явищ (Тбілісі, 1951 р.) запропоновано поділяти їх на дві основні категорії: 1) текучі селі, 2) зв'язані, або структурні. (Другу категорію деякі вчені відносили до опливин). Рух структурного селю характеризується значними особливостями. Основне тіло (ядро) потоку практично не зазнає деформацій і рухається як єдине ціле. Деформації спостерігаються в периферичних градієнтних (здвигових) шарах. Такі явища можливі навіть в умовах відносно невеликих кутів нахилу рельєфу. Структурні селі мають значну руйнівну потужність.

Текучі селі називають селевими потоками. Їх поділяють на три типи (табл. 8.1).

Таблиця 8.1

Вміст твердої фази в текучих селях різного типу

Відношення об'єму твердого матеріалу до загального об'єму суміші	Переважаючі розміри твердих частинок (понад 50 % об'єму твердої фази)	
	> 1 мм	< 1 мм
> 0,5	Грязьокам'яні	Грязьові
< 0,5	Наносоводні	

Як відомо, густина наносоводної суміші в селях може перевищувати 2000 кг/м<sup>3</sup>. Для порівняння нагадаємо, що густина (або питома вага) власне твердих частинок кремнієвих порід, найбільш розповсюджених у руслових потоках (пісок,



гравій, галька, валуни), в середньому становить  $2650 \text{ кг/м}^3$ , а в «рихлому тілі», тобто у відкладах, – приблизно  $2000 \text{ кг/м}^3$ .

Це означає, що кількість води у грязьових чи грязьокам'яних потоках може бути якраз такою, яку вмщує пористе середовище відкладів. Це також відповідає формулі Херхеулідзе:

$$S_{\text{гр}} = 1,12 \cdot \frac{\gamma_{\text{т}}^{0,65} - \gamma_{\text{в}}}{\gamma_{\text{т}} - \gamma_{\text{в}}}, \quad (8.1)$$

де  $S_{\text{гр}}$  – гранично можливий вміст твердої фази в селю;  $\gamma_{\text{т}}$  – питома вага твердої фази;  $\gamma_{\text{в}}$  – питома вага води. При  $\gamma_{\text{т}} = 2,65 \text{ т/м}^3$  отримуємо  $S_{\text{гр}} = 0,60$ . Відповідно питома вага суміші ( $\gamma_{\text{с}}$ ) становить  $2 \text{ т/м}^3$ .

Згідно з орієнтовними даними Флейшмана, за переважаючим значенням питомої ваги суміші ( $\gamma_{\text{с}}$ ) можна розглядати таку шкалу видів селів:

- 1)  $\gamma_{\text{с}} = 1,1 \div 1,3 \text{ т/м}^3$  – для текучих селів;
- 2)  $\gamma_{\text{с}} = 1,3 \div 1,5 \text{ т/м}^3$  – для грязьокам'яних селів з малою кількістю крупноуламкового матеріалу;
- 3)  $\gamma_{\text{с}} = 1,5 \div 1,7 \text{ т/м}^3$  – для грязьокам'яних селів з великою кількістю крупноуламкового матеріалу та зв'язаних селів;
- 4)  $\gamma_{\text{с}} = 1,7 \div 1,9 \text{ т/м}^3$  – для зв'язаних селів.

Селеві процеси характеризуються значним різноманіттям і складністю. Ю.Б. Виноградов запропонував вивчати єдину їх фізичну сутність. Для цього слід порівнювати кут внутрішнього тертя ПСМ та кут нахилу русла, улоговини, кулуара. Перший із них також називають кутом природного відкосу й залежить від шорсткості твердих частинок, їх величини, форми та питомої ваги. Він відображає граничну рівновагу між внутрішнім тертям і напругами, що виникають під дією сили тяжіння Землі. Якщо сухий насип з твердих частинок почати зволожувати, то сили тертя між ними зменшуються, зменшується кут внутрішнього тертя. Природним проявом досягнення кутом нахилу місцевості граничного кута внутрішнього тертя сухої породи є осипи. Деякі ПСМ близькі до них.

Ю.Б. Виноградов запропонував виділяти три типи селевих процесів:

- 1) ерозійно-транспортний;
- 2) ерозійно-здвиговий;
- 3) здвиговий.

Здвиговий процес пов'язаний із такими умовами, при яких кут внутрішнього тертя рихлоуламкової породи не набагато перевищує кут нахилу улоговини, кулуара. Обводнення ПСМ при цьому призводить до перевищення зрушуючих сил над утримуючими.

Ерозійно-транспортний процес характеризується тим, що кут внутрішнього тертя пухкої породи (пухких відкладів) значно перевищує поздовжній похил русла. У таких умовах необхідним для формування селевого потоку є проходження по руслу потужного паводку. Для зв'язаних (глинистих) ґрунтів транспортний процес можливий і при значних поздовжніх похилах русел.

Ерозійно-здвиговий процес займає середнє положення між здвиговим та ерозійно-транспортним. Процес взаємодії водного потоку та ПСМ являє собою послідовне зрушення окремих порцій породи близьких за об'ємом (розмірами) до найбільших брил.

Типи селевих процесів можна відобразити графічно (рис. 8.3).

З кутами нахилу ложа селів пов'язані як тип процесу, так і характеристики наносоводної суміші. Це її питома вага, а також гранична концентрація наносів. Згідно з М.А. Мостковим, існують такі співвідношення:

$I_{\text{дна}}$	0,05	0,100	0,150	0,200	0,300
$S_{\text{гр}}, \%$	7	15	26	40	90

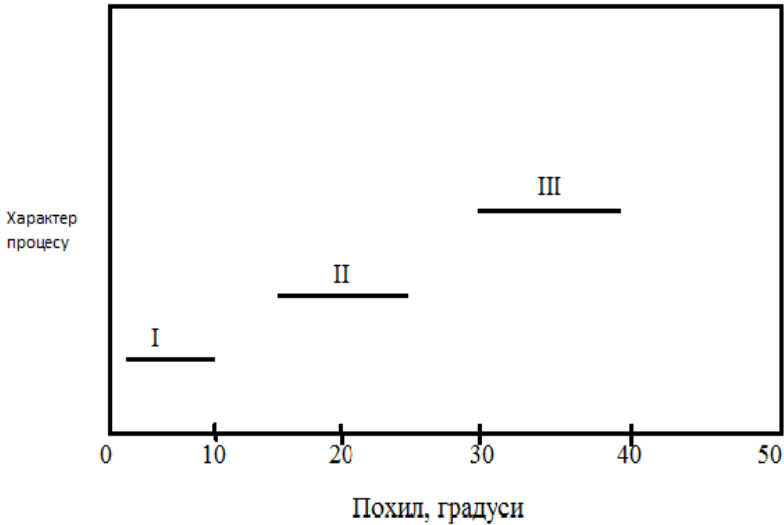


Рис. 8.3. Типи селевих процесів за Ю.В. Виноградовим [43]:  
 I – ерозійно-транспортний; II – ерозійно-здвиговий; III – здвиговий

Дослідженнями, проведеними в Українських Карпатах, ерозійно-транспортний процес виявлено в руслах із кутами нахилу 4–14 градусів, транспортно-здвиговий – 15–22 градусів, здвиговий – 26–36 градусів.

Селі можуть пересувати великі брили: до 10–15 т в умовах значних похилів та 2–4 т у малих гірських річках. Швидкість руху селевих потоків становить 2–6 м/с. Грязьокам'яні селі рухаються переривчасто, імпульсами, хвилями. Це зумовлено періодичними зупинками, осадженнями великих уламків на поворотах чи у вузьких місцях русел. Утворюються навали, що можуть включати і деревину, тимчасові підпори. Потім відбувається їх прорив. Висоти хвиль прориву досягають 2–4 м. Інтервали проходження хвиль становлять переважно кілька хвилин. Їх кількість – від кількох до десятків. Подібні процеси, але рідше, можуть проявлятися і на грязьових чи наносоводних

селях. Загальна тривалість селів становить від приблизно години до понад добу.

Селі виконують значну ерозійну, транспортну та акумулятивну роботу. Зафіксоване таке явище, коли при збільшенні витрат селів рівні не зростають, а навіть понижуються. Це пояснюється врізанням потоку в пухкі відклади ложа. У прибережних частинах селевого потоку швидкості стрімко зменшуються. Уламковий матеріал починає зупинятися і при цьому виштовхується на берег активною частиною селю. Так утворюються характерні для селів і деколи досить потужні (висотою понад 2 м) берегові вали. При виході в долини великих і середніх річок, улоговини, до підніж хребтів селеві маси відкладаються. Це можуть бути конуси виносу, поля виносу, селеві тераси, заповнені селевим матеріалом русла річок.

Для опису та аналізу селевих процесів використовують певні характеристики, параметри. Наприклад: питома вага суміші ( $\gamma_c$ ); об'єм твердої фази ( $W_T$ ); об'єм рідкої фази ( $W_B$ ); загальний об'єм суміші ( $W_C$ ); концентрація твердої фази:

$$S = \frac{W_T}{W_C} = \frac{W_T}{W_B + W_T}, \quad (8.2)$$

середньовагова каламутність:

$$\rho = \frac{W_T \cdot \gamma_T}{W_B + W_T}, \quad (8.3)$$

де  $\gamma_T$  – питома вага наносів у твердому тілі;  
вагова концентрація наносів (твердої фази):

$$P = \frac{W_T \cdot \gamma_T}{W_B \gamma_B + W_T \gamma_T}, \quad (8.4)$$

наносо-водне відношення:

$$\beta_0 = \frac{W_T}{W_B}, \quad (8.5)$$

швидкість руху суміші; витрата селю; об'єм винесеного твердого матеріалу.

Селі відносять до особливого виду водних об'єктів, руслових потоків, СПР. Їх дослідження – це предмет окремої, комплексної

науки. Вона включає як теоретичну й експериментальну частини моделі, так і прикладну, надзвичайно важливу для селенебезпечних регіонів. Це не лише гірські регіони, але і деякі території рівнин із крутими схилами.

#### **8.4. Загальні відомості про річки, річкові системи, їх басейни**

Річки – основний тип поверхневих водотоків суходолу. З метою їх визначення треба розглянути перехід від систем потік – русло схилових поверхневих водотоків суходолу до СПР річок першого порядку, а також загальні характеристики річкових СПР. Для визначення переходу необхідно враховувати особливості місцевого рельєфу загалом та ерозійного зокрема. Оскільки для річок першого порядку не характерні інверсійні, акумулятивні чи слабковиражені долини, основна увага повинна бути спрямована на виявлення різниці між ярами (балками) та ерозійними долинами річок. Загалом вони характеризуються більш розробленими, стабільними, вираженими вздовж усієї течії річки руслом і днищем. Вважають, що схиловим формам більш властиве поєднання глибинної ерозії з формуванням конусів виносу (акумулятивних форм) біля підніж схилів, а для річок – збалансований уздовж течії транспорт наносів. Це також може проявлятися через специфіку відкладів: перехід від пролювію до алювію. Басейн річки першого порядку має просту будову, що включає два протилежних схили і тальвег річкової долини. Схили басейну є складовими основних форм місцевого рельєфу, формами головного порядку. Отже, можна дати первинне, основне визначення річки: це особливий вид струминних СПР ПВС, що характеризується добре вираженим, стабільним руслом; наявністю розробленої нею річкової долини і відповідного басейну (водозбору), з якого отримує живлення атмосферними опадами.

Нижче за течією утворюються річкові системи (РС), річково-долинні системи (РДС) і басейни складної будови (структури). Долини вже не займають всю територію водозбору. Вони доповнюються іншими складовими рельєфу, в певний спосіб поєднуються з ними, залишаючись елементами вищого рангу. У ряді випадків формується широке днище долини (сучасна річкова долина), включаючи заплаву. Загалом можна розглядати сучасні річково-долинні системи (СРДС). Розвиток заплав зумовлює необхідність уведення у визначення річки ознаки, що відрізняє русло й заплаву. Це добре виражений берег. Поняття річки повинно бути ув'язане з поняттям річкової СПР, воно має гідроморфологічний зміст. У даному відношенні потоки води над заплавою чи навіть низькою терасою є особливими складовими. Виникає складніша, ніж СПР, річкова руслово-заплавна система (РЗС). Використовують також терміни «русловий потік», «заплавний потік», «велике русло», «мале русло» тощо. Змістовність понять і чіткість термінології мають не тільки теоретичне, але і велике практичне значення, оскільки це складова нормативних документів. Проблема чіткості та системної обґрунтованості визначень і термінів пов'язана також із різноманіттям умов розвитку річок, їх зв'язком з іншими об'єктами, наявністю перехідних типів об'єктів, нечіткістю просторових меж тощо. Зокрема, по річкових руслах можуть рухатися селеві потоки, руслові потоки води нерідко поєднуються з підрусловими, існують ділянки підземної течії, ділянки русел складної будови, де власне основні русла поєднуються з численними елементами заплави, протоками тощо.

До особливих відносяться не чітко виражені й інверсійні долини, гирлові ділянки річок, озерно-річкові системи, антирічки та інші об'єкти. В таких умовах необхідно застосовувати принципові основи класифікації та визначення об'єктів. Для річок вони пов'язані саме з вивченням законів

розвитку річкових СПР та їх геоморфологічної діяльності. Поряд із цим існує досить багато класифікацій річок за частковими, негенетичними або формальними ознаками.

У світі нараховуються десятки мільйонів річок. Довжина найменших може становити сотні метрів, а середня багаторічна витрата води – десятки літрів за секунду. Інформацію про найбільші річки світу наведено в табл. 8.2.

Таблиця 8.2

Найбільші річки світу

№ п/п	Річка	Середня багаторічна витрата води, м <sup>3</sup> /с	Площа басейну, <sup>2</sup> тис. км	Довжина, км
1	2	3	4	5
1	Амазонка	220 000	6 915	6 280 (з Укаялі)
2	Конго (Заїр)	44 800	3 820	4 370
3	Ганг (із Брахмапутрою)	39 000	1 730	3 000
4	Янцзи	31 550	1 800	5 520
5	Оріноко	39 000	1 000	2 740
6	Ла-Плата (з Параною та Уругваєм)	23 000	3 100	4 700
7	Єнісей	19 300	2 580	3 490
8	Міссісіпі	18 400	3 220	5 985 (з Міссурі)
9	Лена	17 000	2 490	4 400
10	Св. Лаврентія	13 900	1 290	3 060
Найдовша річка світу – Ніл		2 320	2 870	6 670 (з Кагерою)

Найбільші витрати води в р. Амазонка перевищують 1 000 000 м<sup>3</sup>/с. Загальний осереднений стік річок Землі становить 41,7 тис. км<sup>3</sup>, що дорівнює загальній середній витраті 1 322 000 м<sup>3</sup>/с.

Витоком річки називають місце, де вона починається (джерело, витік з озера, болота, льодовика, просто з'єднання

кількох струмків), гирлом – найнижчу ділянку річки, де вона, як правило, впадає в інший водний об'єкт. Існують випадки, коли річки втрачають свої води просто на певній місцевості. Тоді вони закінчуються сліпим кінцем або внутрішньою дельтою.

Річки – дуже важливий і динамічний елемент ландшафту. Їх називають його кровоносними судинами, транспортними артеріями, центрами тяжіння та розповсюдження життя. Річки є невід'ємним елементом більшості екосистем суходолу. Нарешті – це основне джерело прісної води для людини, складова найважливіших природно-соціальних (басейнових) систем.

Річкова мережа на поверхні суходолу може характеризуватися певними параметрами, які залежать від клімату, геологічної та тектонічної будови території, історії її розвитку. До цих параметрів відносять густоту (щільність розчленування території), глибини розчленування, середні довжини схилів, малюнок та інші. Густану річкової мережі розраховують за формулою

$$d = \frac{\sum L}{F} \left( \frac{\text{км}}{\text{км}^2} \right), \quad (8.6)$$

де  $\sum L$  – сумарна довжина всіх річок даної території;  $F$  – її площа. Цю величину можна визначати для всієї руслової мережі або для річок певної довжини. В залежності від цього будуть отримані різні її значення. Густану всієї річкової мережі для достатньо зволжених рівнин становить 0,3–0,5 км/км<sup>2</sup>, а у горах може досягати 1–2 км/км<sup>2</sup> та більше. Основний внесок дають відносно невеликі річки (до 100 км). Саме «дрібномасштабна» частина річкової мережі найшвидше (найбільше) реагує на зміни природних умов. Так, густану річок з довжинами до 10 км від зони тайги до зони напівпустель змінюється від 0,32 до 0,08  $\frac{\text{км}}{\text{км}^2}$ . Загалом можна зробити висновок про стабілізацію розвитку річок при їх збільшенні.



Багато сучасних досліджень вказують на процеси деградації та відмирання малих річок. Ця складна система процесів пов'язана не тільки з антропогенним впливом (зведення лісів, розорювання земель, активізація схилової та яркової ерозії та ін.), але і з періодичними віковими коливаннями зволоженості територій. Причому помічено, що річкова мережа характеризується певною інерційністю (запізненням реакції на діючий фактор). Це вказує на те, що вона є саморегульованою системою. Між величинами (довжинами) річок та площами їх басейнів існує залежність, яку можна відобразити так:

$$L = aF^n, \quad (8.7)$$

де  $L$  – довжина річки (км);  $a$  – коефіцієнт пропорційності;  $F$  – площа (км<sup>2</sup>);  $n$  – степінь (близький до 0,5).

Річки також характеризуються певною звивистістю:

$$K_{зв} = \frac{\sum L_i}{\sum l_i}, \quad (8.8)$$

де  $\sum L_i$  – сума довжин ділянок річки, виміряних по руслу;  $\sum l_i$  – сума довжин ділянок, виміряних по прямій, що сполучає їх початок і кінець. Цей показник використовують для оцінок (розрахунків) загальних довжин річок.

За густотою річкової мережі можна також оцінити середню довжину схилів даної території:

$$l_{cx} = \frac{F}{(\sum L) \cdot 2} = \frac{1}{2d}. \quad (8.9)$$

Нарешті річкова мережа характеризується певним малюнком. Основний з них, звичайно, деревоподібний (дендричний). Але зустрічаються також прямокутно-деревоподібний, паралельний і субпаралельний, перистий, доцентровий та відцентровий, гратчастий, дельтовий, віялоподібний та інші. Малюнок річкової мережі, мережі річкових долин використовують як індикатор геологічної будови території, геологічних і тектонічних процесів.

Уся річкова мережа поділяється на окремі частини, які називають річковими системами. Їх можна визначити як

сукупність головної річки та її приток або як сукупність усіх річок певної території, що поступово об'єднують свої води аж до головної річки, яка виносить їх за межі даної території. Малюнок річкових систем у певний спосіб співвідноситься з малюнком річкової мережі загалом. Водночас вони характеризуються наявністю верхової частини, основних каналів стоку та низової частини.

При злитті двох приток головною з них треба вважати більш повноводну (з більшими витратами, стоком води). Але історично назви могли даватися і за іншими ознаками.

Існують випадки, коли річка та її долина роздвоюються. Це явище називають біфуркацією річок (від лат. *bifurcus* – роздвоєний). Його не слід плутати з простими розгалуженнями русел. При біфуркації дві річкові системи мають спільну частину басейнів у верхів'ях (наприклад, системи Амазонки та Оріноко).

Положення річок у межах систем прийнято характеризувати за допомогою поняття «порядок». Класичним способом надання порядку передбачається, що перший порядок надається притокам головної річки, другий – притокам приток і т. д. Вигода такого способу надання порядків полягає в чіткій процедурі і однозначності. Але при цьому до одного порядку відносять річки абсолютно різних розмірів, оскільки в головну річку можуть впадати як потужні притоки, так і малі струмки. Це не вигідно з позицій аналізу закономірних зв'язків гідрологічних характеристик із порядками. У середині ХХ століття американський інженер та дослідник Р. Хортон запропонував інший підхід: перший порядок слід надавати найменшим, найпростішим складовим даної річкової системи; при їх злитті утворюється річка другого порядку і т. д.; порядок зростає вниз за течією; найбільший порядок отримує головна річка. Очевидно, що при цьому з порядком можна ув'язувати певні (основні) гідрологічні та геоморфологічні характеристики.

Більше того, аналіз співвідношень між порядками відкриває нову сферу досліджень річкових систем.

За схемою Р. Хортон, порядки надаються так: річки другого порядку ( $P_2$ ) вважають допливами виключно річки першого порядку ( $P_1$ ). При злитті двох річок другого порядку утворюється третій ( $P_3$ ) і так далі. Тобто для зміни порядку необхідне злиття однопорядкових річок. При цьому кількість допливів менших порядків не враховується. За даною схемою порядок розповсюджується на всю головну річку, аж до її витоків.

У 50-х роках ХХ ст. М. Ржаніцин запропонував пов'язувати порядок зі збільшенням багатоводності річок з метою виявлення зв'язків між порядком та гідрологічними характеристиками. Тому порядки надаються ділянкам річок і враховують вплив допливів нижчих порядків. Наприклад:  $P_4 = 2P_3 = P_3 + P_2 + P_2 = \text{і т. д.}$

Наступною була схема Р. Шреве. Згідно з нею надання порядків (ідентифікація ділянок річок) ведеться шляхом простого арифметичного додавання порядків всіх допливів.

Аналіз вищезгаданих схем дозволив А. Шталлеру та І. Гарцману розробити у 60-х роках нову, вдосконалену. Вони взяли за основу схему Хортон, але порядок віднесли до ділянок річок, тобто не вводили поняття головної річки. Це дозволило найбільш оптимально й чітко, однозначно оперувати порядками для виявлення гідрологічних та інших закономірностей.

Загалом різні схеми мають свої недоліки та переваги. До недоліків схеми Хортон відносять збереження однопорядковості при явних змінах величини головної річки. Схема Ржаніцина містить нечіткість у наданні порядків. Схема Шреве дещо громіздка. З іншого боку, окремі схеми або їх поєднання дають переваги при розв'язанні задач певного роду.

Схеми надання порядків розроблялись для потреб як гідрологічних, так і геоморфологічних досліджень. Тому вони

можуть мати деяку специфіку. Зокрема, у геоморфології розглядають не річкові системи, а системи тальвегів. Порядкову структуру мають басейни річок. Для її характеристики розроблено відповідні схеми. Закономірності змін характеристик водотоків та їх басейнів зі збільшенням порядку описують за допомогою коефіцієнтів співвідношення даних характеристик для суміжних порядків. Із порядками ув'язують також дію чинників, що впливають на водні об'єкти та їх режим. Загалом у дослідженнях порядкових структур, систем водотоків у теперішній час застосовують різноманітні математичні методи та сучасні ГІС-технології. Закономірності самоорганізації річкових систем проявляються на фоні впливу зовнішніх чинників. Системи адаптуються до місцевих умов.

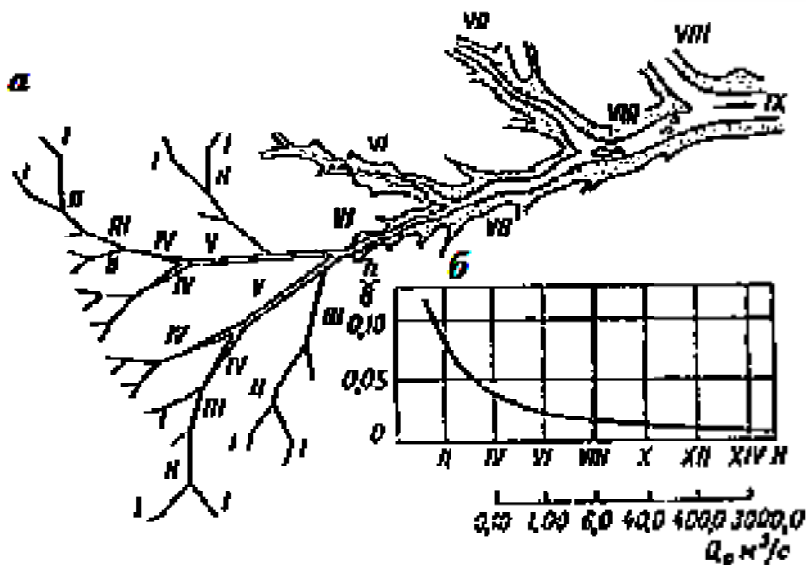


Рис. 8.4. Схема структури річкової мережі та приклад залежності середніх багаторічних витрат води річок від їх порядку [27]

На рис. 8.4 показано схему структури річкової мережі і залежність для середніх багаторічних витрат води річок та сконцентрованості русел від порядку, характерну для Східноєвропейської рівнини. Певні закономірності можна простежити за даними табл. 8.3.

Таблиця 8.3

Основні характеристики річкової мережі на території США

Порядок річки	Кількість річок	Середня довжина русла, км	Сумарна довжина русел, км	Середня площа водозбору, км	Приклад
1	2	3	4	5	6
1	1570000	1,6	2256670	2,6	
2	350000	3,7	1303569	12,2	
3	80000	8,5	675924	60	
4	18000	19	354056	282	
5	4200	45	186684	1342	
6	950	103	98170	6371	
7	200	237	48280	30303	
8	41	544	22530	144003	р. Гіла
9	8	1250	9979	683757	р. Колумбія
10	1	2897	2897	3237490	р. Міссісіпі

Річкові системи Західної України, а також їх трансформацію дослідив І.П. Ковальчук. На рис. 8.5 показано граф-схеми системи Золотої Липи. Вони наочно демонструють і дають кількісні характеристики деградації річок унаслідок впливу людини. Малюнок річкової мережі моделюють також на ЕОМ з метою досліджень закономірностей її розвитку. На рис. 8.6 зображено графічну модель, що враховує форму первинного рельєфу.

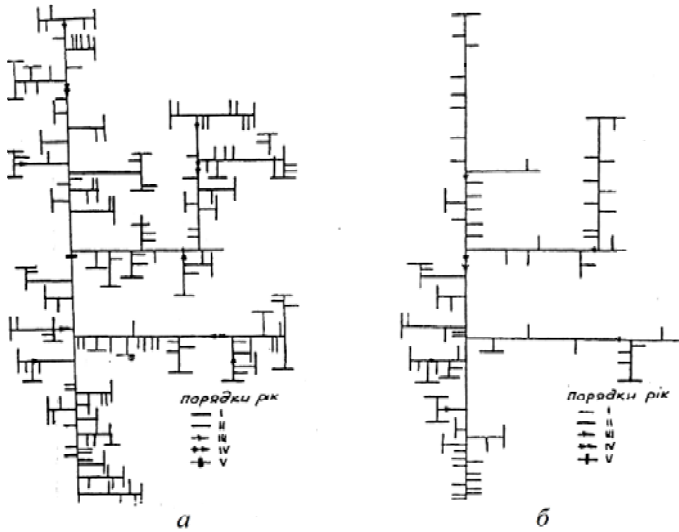


Рис. 8.5. Граф-схеми річкової системи Золота Липа, які відображають стан її структури в 1955 (б) і 1855 (а) роках [31]

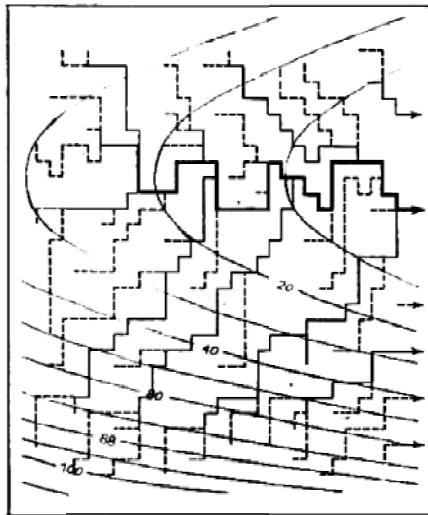


Рис. 8.6. Приклад графічної моделі річкової мережі, розрахованої на ЕОМ

Дослідження розвитку річкових систем і пов'язаних з ними процесів міждисциплінарні і використовують підходи гідрології, геоморфології та геології. В геоморфології річки (та їх долини), які протікають за генеральними напрямками похилу крупних територій, називають консеквентними (лат. *consequens* – послідовний), тобто такими, що послідовно витримують загальний напрямок течії. Їх притоки, положення і напрямки яких пов'язані з відносно легко розмивними породами та розташуванням геологічних пластів, називаються субсеквентними (лат. *subsequens* – той, що йде за чим-небудь, підкоряється впливу). Притоки цих приток називають ресеквентними й обсеквентними. Перші відповідають напрямку течії головної річки, а другі направлені протилежно.

Річкові системи генетично взаємопов'язані з водозборами, басейнами. Водозбором називають частину земної поверхні разом з товщею ґрунтів і порід, з якої дана річка (річкова система) отримує водне живлення. Водозбір кожної річки включає в себе поверхневу та підземну частини. Водозбори межують за лініями вододілів. Поверхневі вододіли, як правило, займають найвищі точки місцевості. Положення підземних вододілів визначається характером залягання водотривів, а також системами підземних порожнин. Поверхневі та підземні вододіли можуть не збігатися (рис. 8.7). Від ліній вододілів природні води стікають у різні водозбори.

Від поняття «водозбір» дещо відрізняється поняття «басейн». Він, окрім власне водозбірної області, може включати замкнені, безстічні області (внутрішнього стікання і випаровування).

Басейни річок характеризуються певними морфологічними, фізико-географічними та іншими параметрами. До морфологічних параметрів можна віднести довжину, ширину, площу, асиметричність, форму, кути нахилу, протяжність та звивистість вододілів тощо.

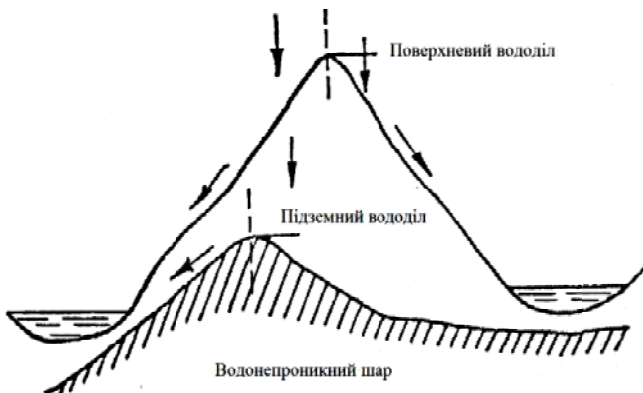


Рис. 8.7. Схема розташування поверхневого та підземного водозборів річки

Розподіл площ басейну за інтервалами висот відображає гіпсографічна крива. Її також можна використовувати для визначення середньої висоти басейну (рис. 8.8). Важлива характеристика – графік наростання площ уздовж течії головної річки, який будують за певними правилами.

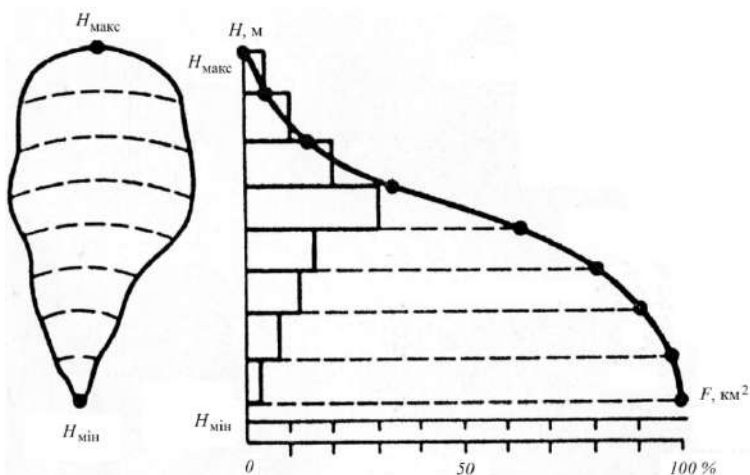


Рис. 8.8. Гіпсографічна крива басейну річки [7]



До фізико-географічних характеристик басейнів відносять розташування їх у певних географічних зонах (умовах), відповідні особливості клімату та інших зональних компонентів ландшафту, рельєфу, геологічну будову, тектонічні процеси, властивості ґрунтів, порід та інші. Велике значення також має вплив діяльності людини.

Положення басейнів, водозборів, вододілів може змінюватися, а деколи просто нечітке (невизначене). Останнє має місце в умовах рівнинного рельєфу, коли верхів'я річок різних систем періодично з'єднані. Мінливий розподіл поверхневого стікання в межах тимчасових озер, болотистих територій та в інших умовах називається діленням вод.

Мінливість положення вододілів буває різна. Вона може бути пов'язана з розвитком довготривалих природних процесів: тектонічних, ерозійно-аккумулятивних, діяльністю материкових зледенінь (покривних льодовиків), наступанням та відступанням морів та інших. Дані про це дають палеогеографічні, палеогідрологічні, палеогеоморфологічні та інші дослідження. Найбільш динамічна структура річкової мережі та басейнів в регіонах активних тектонічних рухів. Тут зміни відбуваються за сотні тисяч та мільйони років.

Особливим проявом змін є річкові перехоплення. Вони готуються довго, а відбуваються практично миттєво. При цьому річка з нижче розташованої річкової системи (з нижчим базисом ерозії) за рахунок регресивного, поп'ятного врзання може перехопити річку з іншої системи. Положення вододілів змінюється стрибкоподібно.

Як показують дослідження, великі річкові системи та їх басейни мають загалом досить стійке положення. Зміни басейнів часто відбуваються дискретними складовими, а не поступово. Стійкість ліній вододілів і ліній стоку (дискретної структури водозборів) пов'язана зі стійкістю геологічної будови, тектонікою територій.

### 8.5. Водний режим річок

Формування стоку води з суходолу є наслідком функціонування кліматичної системи Землі, гідрологічного циклу. При вивченні процесів стокоформування необхідно врахувати складну взаємодію метеорологічних чинників і чинників підстильної поверхні. Від них залежить режим стоку. Стік є складовою водного балансу територій. Більш детальна інформація про нього буде наведена у розділі 12. Усі поверхневі та підземні водотоки суходолу – наслідки і складові процесів стікання води. У річки вода потрапляє поверхневим і підземним шляхом. Поверхневий притік переважно здійснюють схилі, «дорічкові» ПВС. Підземний притік виникає через взаємодію річок з підземними водами, перш за все ґрунтовими. Обидва процеси надходження водив річки здійснюються нерівномірно, що пов'язано з нерівномірністю випадання або танення атмосферних опадів. Загалом процес надходження води називають водним живленням річок. Його поділяють на складові, які відображають дію основних чинників і головні шляхи руху води. Ці складові називають джерелами живлення. Основні їх дві групи – поверхневе та підземне живлення. У групі поверхневого виділяють дощове, снігове та льодовикове живлення. У групі підземного – верховодку, основне ґрунтове, артезіанське. Прийнято розрізняти основні джерела водного живлення річок та додаткові, вторинні.

Дощове живлення найбільш поширене і важливе для річок світу. Воно переважає в областях теплого та вологого клімату. Дощі поділяють за тривалістю, інтенсивністю, площею зрошення та іншими характеристиками. Їх вплив на стокоутворення і водність річок залежить як від власних параметрів, так і від стану та характеристик водозборів, у межах яких вони випадають. Зливи охоплюють відносно невеликі території. Тому ймовірність виникнення від них значних різких (короткочасних) паводків на досить великих річках невисока.

Тривалі дощі зумовлюють поступове збільшення витрат води в річках (наприклад, дощові повені в областях мусонного клімату).

Снігове живлення переважає в областях помірного та холодного континентального клімату з багатосніжними зимами. За його рахунок формуються весняні повені. Воно відіграє важливу роль також у горах. Снігове живлення є складовою паводків холодної пори року. Не всі талі води попадають у річки. Частина з них інфільтрується в ґрунти та породи, а частина випаровується.

Підземне живлення може досягати 30 % та більше від всього стоку води в річках. Отже, його роль важко переоцінити. Воно необхідне в умовах, коли інші джерела живлення вичерпані або відсутні.

Льодовикове живлення характерне в основному для високогірних річок. Загальний його внесок у стік усіх річок світу становить 1 %. Але на малих річках, що починаються біля льодовиків, він може досягати 40–60 %.

Деталі, особливості живлення часто залежать від характеристик водозборів (підстильної поверхні). Наприклад, значний регулюючий вплив здійснюють озера. В зоні достатнього зволоження вони розтягають паводки та повені, зменшують їх висоту, збільшують витрати в межень. У зоні недостатнього зволоження стік з озер улітку додатково зменшується за рахунок значного випаровування.

Наявність боліт на водозборі вирівнює внутрірічний розподіл стоку води. Дещо розтягаються повені та паводки.

Акумуляторами поверхневих вод є великі заплави. Вони можуть збільшувати тривалість повеней у 1,5–2 рази. На їх спаді можна говорити про заплавне живлення.

У зоні багаторічної мерзлоти помітний вплив можуть справляти полої, що забезпечують додаткове живлення навесні та влітку, за рахунок акумуляції взимку.

Ліс також впливає на джерела живлення та водний режим річок. Цей вплив неоднозначний. Наприклад, відбувається збільшення періоду сніготанення. З іншого боку, лісові ґрунти пористі і сприяють переходу частини вод у підземні. Підземний стік надходить у річки більш рівномірно.

Значний вплив здійснюють карстові явища. Можна виділяти специфічне – карстове – підземне живлення.

На співвідношення між різними джерелами живлення і специфіку їх прояву впливають також величина та форма водозбору.

Стік води загалом і річковий стік зокрема описують за допомогою певних кількісних показників. Вони стосуються певних створів річок (пунктів спостережень, що характеризуються відповідним водозбором) і певних відрізків часу. Основною характеристикою стоку або кількості води в річці є її витрати ( $Q$ ). Це кількість рідкої води, що протікає через живий переріз річки за одну секунду (див. розділ 4). Витрати води вимірюють за допомогою спеціальних приладів, обладнання (в ході гідрологічних спостережень). Це базова характеристика стоку. Для відображення стоку води за відносно тривалі проміжки часу (доба, місяць, рік тощо) застосовують такий показник, як об'єм стоку ( $W$ ). Одиниці вимірювання різні, зокрема: м<sup>3</sup>/доба; м<sup>3</sup>/рік; км<sup>3</sup>/рік. Із цим показником пов'язаний інший – середня витрата води за даний період часу.

$$Q_c = \frac{W}{\Delta t} \text{ (м}^3\text{/с)}. \quad (8.10)$$

Якщо віднести об'єм стоку за час  $\Delta t$  до площі водозбору, отримаємо шар стоку ( $h$ ). Розрахункова формула враховує одиниці вимірювання. Наприклад:

$$h \text{ (мм/рік)} = \frac{W \text{ (м}^3\text{/рік)}}{F_B \text{ (км}^2\text{)}} \cdot 10^{-3}. \quad (8.11)$$

Відношення середньої витрати води за час  $\Delta t$  до площі водозбору називають модулем стоку. Він характеризує інтенсивність формування стоку з водозбору.

$$\mu \text{ (л/с} \cdot \text{км}^2) = \frac{Q_c \text{ (м}^3\text{/с)} \cdot 10^3}{F_b \text{ (км}^2)}. \quad (8.12)$$

Відношення шару стоку до шару опадів за той же період часу називають коефіцієнтом стоку:

$$K_c = \frac{h}{x}. \quad (8.13)$$

Відношення конкретних витрат води до середньої за період  $\Delta t$  називають модульними коефіцієнтами:

$$K_i = \frac{Q_i}{Q_c}. \quad (8.14)$$

Загалом усі показники стоку отримують завдяки системі гідрологічних спостережень (моніторингу) та із застосуванням відповідних методик обліку стоку, тобто переходу від витрат води до інших характеристик.

Витрати води в річках постійно змінюються. Вважають, що ці зміни носять стохастичний характер. Це враховується в розрахунках, моделях стоку. Величини змін, мінливість показників включають такі складові: 1) випадкові, хаотичні; 2) циклічні, або квазіперіодичні; 3) односпрямовані, тренди. Гідрологічні дослідження можуть бути спрямовані на вивчення багаторічних змін стоку, річного циклу, добового циклу тощо. Хід атмосферних опадів та їх танення відповідає місцевому клімату, клімату водозбору і має, як правило, добре виражений річний цикл. Відповідно такий цикл найкраще виражений і у водності річок. Тому саме з ним перш за все співвідносять поняття «водний режим річки». Зміни витрат води супроводжуються змінами характеристик потоку, транспорту домішок, розвитком руслових форм та іншими процесами. Отже, загальне визначення поняття «водний режим річки» таке: це закономірні зміни витрат води та пов'язаних з ними характеристик річкової системи потік – русло. Водний режим є складовою гідрологічного режиму загалом. Його також можна назвати водно-гідравлічним.

У річному циклі водного режиму різних річок узагальнено виділяють складові: повінь (водопілля), паводок, межень. Їх називають фазами водного режиму.

Повінь – це фаза водного режиму, яка, в даних кліматичних умовах, повторюється в одну пору року і характеризується великою водністю річки, високим та тривалим підняттям рівнів води. Розрізняють наступні основні види повені:

1) весняна снігова повінь, характерна переважно для рівнинних річок помірного континентального клімату;

2) весняно-літня та літня повінь гірських річок, що живляться талими водами льодовиків і високогірних снігів;

3) дощова повінь вологої (теплої) пори року, характерна для річок мусонного та теплого сезонно-дощового клімату.

Повені можуть бути однопіковими та багатопіковими.

Паводок – це фаза водного режиму, яка може повторюватися в різні пори року неодноразово, характеризується інтенсивним, як правило короткочасним, збільшенням витрат і підняттям рівнів води. До основних типів відносять:

1) паводки теплої пори року (або теплого клімату), які формуються виключно дощовими водами;

2) паводки холодної пори року, які характеризуються змішаним живленням (дощовим та сніговим).

Другий тип паводків характерний для Закарпаття, де з ним пов'язані катастрофічні наводнення. Їх величина та різкість виникнення зумовлені одночасним випаданням дощів і таненням снігу в горах під час відлиг, які, у свою чергу, викликані приходом узимку теплих вологих мас повітря з Атлантики. У цей час ґрунти в горах промерзлі і вода швидко збігає по них у річкову мережу.

Особливими типами паводків є паводки прориву та попуски води через гідровузли. Прориви спричинені руйнуванням природних або штучних гребель, катастрофічним спуском гірських озер або водосховищ. До катастроф локального

характеру можуть призвести навіть прориви ставків чи інших невеликих штучних водойм.

Межень – це фаза водного режиму, яка щорічно повторюється в одну пору року, характеризується малою водністю річки та тривалим стоянням низьких рівнів води. Під час межені річки живляться переважно підземними водами. Основними видами межені є літня та зимова. Але можуть бути й інші (наприклад, літньо-осіння). Під час межені деякі річки на окремих ділянках пересихають (входять у ґрунт).

Водний режим річок відображають за допомогою певних графіків. Це можуть бути графіки змін витрат або рівнів води в часі. Перші з них отримали назву гідрографів (тобто графіків, що описують зміни багатоводності річки). Їх будують за даними гідрологічних спостережень у певному пункті за різні проміжки часу: добу, тиждень, паводок або повінь, рік або більше. Найчастіше використовують гідрографи за календарний рік (рис. 8.9).

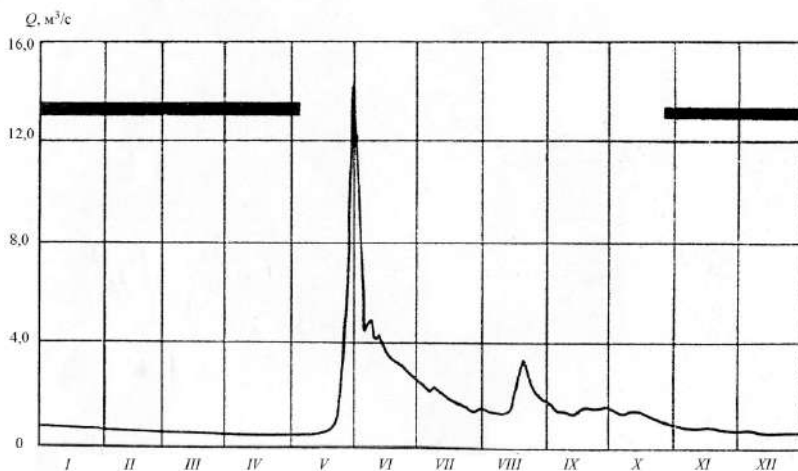


Рис. 8.9. Приклад гідрографа

Якщо побудувати гідрографи за багато років, можна визначити їх характерні риси. Ці риси відображає типовий гідрограф, для побудови якого осереднюють за ряд років значення ординат (витрати) та абсцис (час) характерних точок. За характерні точки приймають: початок повені, її максимум, кінець повені, вершини типових паводків, найменші витрати та інші. За встановленими опорними точками будують плавний графік. При цьому сумарний річний об'єм стоку повинен відповідати дійсному середньому багаторічному (рис. 8.10). Об'єм стоку на гідрографі відповідає його площам, тобто  $Q \cdot t$  ( $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{с} = \text{м}^3$ ).

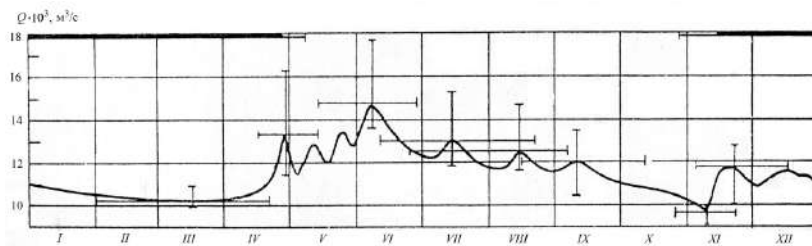


Рис. 8.10. Типовий гідрограф

Аналіз типових гідрографів різних пунктів спостережень певних територій дозволяє робити висновки про характерні риси водного режиму річок даних територій.

З іншого боку, за даними гідрографів можна визначати вплив різних джерел живлення на формування водного режиму і стік води. Для цього проводять так зване їх розчленування, яке виконують за різними методиками, пристосованими для певних природних умов. Кожному джерелу живлення відповідають певні площі на гідрографі. Найважче відокремити підземне живлення під час паводку або повені. Схема розчленування залежить від характеру взаємодії річкових і ґрунтових вод.



Формування й інтенсивність підземного стоку досить відрізняються в різних типах гідрогеологічних структур: артезіанських басейнах та гідрогеологічних масивах. У межах перших добре проявляється гідродинамічна зональність. Загалом на зону активного водообміну припадає до 98–99 % підземного стоку. Але вона неоднорідна. Середній час затримки води в ній становить пересічно приблизно 300 років, тоді як у зоні аерації води можуть стікати за 10–30 діб. Отже, при переході до напірних, міжпластових вод швидкість формування підземного стоку стрімко падає.

У цьому відношенні дуже важливими стають дослідження співвідношення (взаємозв'язку) річкових і підземних вод. Вони є частиною загальних досліджень підземного стоку. Обширні роботи такого роду проведені під керівництвом Б.І. Куделіна, який розрізняє ґрунтове й артезіанське підземне живлення річок. В свою чергу ґрунтове поділяється на сезонне та постійне.

Сезонне ґрунтове живлення забезпечується тимчасовими скупченнями гравітаційних вод зони аерації типу верховодки, надмерзлотними водами діяльного шару зони багаторічної мерзлоти, водами уривчасто розповсюджених тимчасових водонасичених пластів вулканічних відкладів. Для рівнинних річок зі значними площами водозборів сезонне ґрунтове живлення має другорядне значення. Велике значення воно має для малих річок у зоні достатнього та надлишкового зволоження, а також для гірських річок.

Постійне ґрунтове живлення здійснюється з основних водоносних горизонтів ґрунтових вод. Воно забезпечує відносно рівномірний притік води до річок протягом усього року. Винятки становлять відносно невеликі періоди, коли високі рівні (напори) води в річці можуть призупинити цей притік. (Особливості взаємозв'язку ґрунтових і річкових вод розглянемо нижче). Постійний ґрунтовий стік є одним із головних джерел

підземного живлення річок, служить природним регулятором поверхневого стоку й забезпечує мінімальні витрати води.

Артезіанське живлення річок зумовлене надходженням глибинних напірних вод різних типів: власне артезіанських, карстових, тріщинно-жильних, підмерзлотних, термальних та ін. Цей стік (притік) висхідний. У ряді випадків розвантаження артезіанських вод іде спочатку у ґрунті, а вже потім у річки. Зазвичай артезіанське живлення річок не має великого значення, але при сприятливих гідрогеологічних умовах (в особливих випадках) може скласти суттєву його частку.

В особливий клас Куделін виділив втрати річкового стоку на живлення підземних вод (від'ємне підземне та постійне), яке також поділяє на сезонне та постійне. Принципові схеми такого явища показані на рис. 8.11.

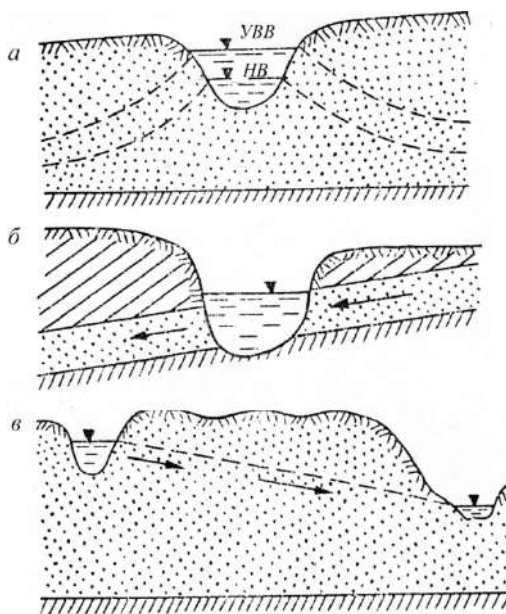


Рис. 8.11. Схеми втрат річкового стоку на живлення ґрунтових вод [8]

Особливості живлення в різних умовах відповідають різним умовам взаємозв'язку ґрунтових і річкових вод. Залежно від гідрогеологічних умов та режиму поверхневих і підземних вод, розрізняють три основних типи їх гідравлічного зв'язку, які відображають за допомогою схем (рис. 8.12):

- 1) відсутній;
- 2) постійний;
- 3) тимчасовий.

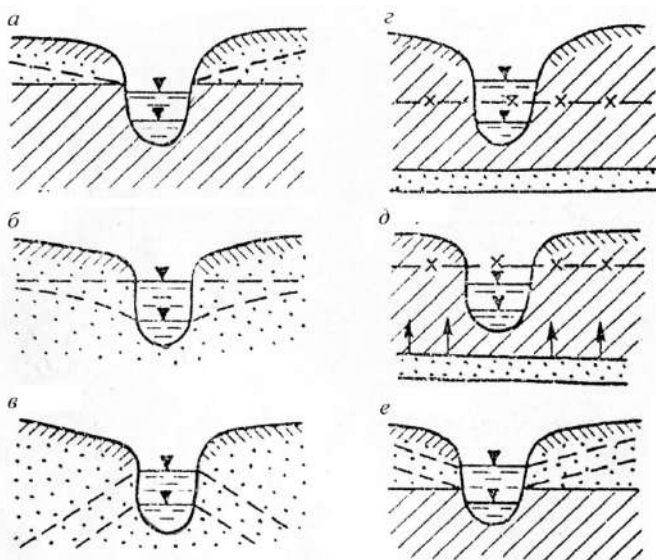


Рис. 8.12. Схеми гідравлічного зв'язку підземних і річкових вод  
(див. пояснення в тексті)

Схеми для пояснень наведені на рис. 8.12. Відсутність гідравлічного зв'язку поверхневих та підземних вод пов'язана з тим, що кривля водонепроникних порід, на яких формуються ґрунтові води, залягає вище максимальних рівнів води в річці (рис. 8.12, а). Ці водоносні горизонти мають режим стоку, близький до поверхневого. Він відрізняється менш вираженими

піками (максимумами) і відносним їх запізненням. Тип підземного стоку називається низхідним.

Постійний гідравлічний зв'язок здійснюється, коли кривля водотривів знаходиться нижче нижчих рівнів води в річці або в специфічних умовах живлення напірними водами. Розрізняють кілька різновидів цієї категорії зв'язку.

А. Річка протягом майже усього року дренує підземні води і лише при найвищих рівнях встановлюється відносна рівновага (рис. 8.12, б). Вплив високих вод на рівнинних річках може розповсюджуватися на відстань від десятків метрів до кількох кілометрів, підпираючи ґрунтові води. Підземний стік на цей час припиняється. Може також спостерігатися явище тимчасової інфільтрації річкових вод у береги та «віддача» їх на спаді повені. Це явище було назване Куделіним «береговим регулюванням річкового стоку». Воно може досягати мільйонів метрів кубічних на 1 км берега. Цей тип взаємозв'язку характерний для зони надлишкового та достатнього зволоження.

Б. Річки протягом усього року живлять водоносні горизонти підруслових ґрунтових вод та ґрунтових вод берегів (рис. 8.12, в). Цей тип характерний для посушливих територій, гір, закарстованих областей.

В. Річки протягом року живляться з неглибоких горизонтів здебільшого напірних вод (рис. 8.12, г, д). Тут також є сезонні зміни та свої різновиди.

Тимчасовий (періодичний, змішаний) гідравлічний зв'язок річок і ґрунтових вод спостерігається, коли кривля водотриву залягає між низькими та високими рівнями води в річці. За цих умов підземне живлення річок під час повені (паводку) спочатку збільшується, а потім зменшується, але не припиняється (рис. 8.12, е), що пов'язано з інтенсивним поповненням у даний період часу ґрунтових вод інфільтраційними.

Характер взаємозв'язку річкових та підземних вод поздовж долини річки змінюється. Це зумовлене як тим, що дрениються різні водоносні горизонти, так і змінами їх потужності, розташування та іншими характеристиками.

Підземний стік і описані особливості гідравлічного зв'язку характерні й для поверхневих водойм.

Дослідженням взаємозв'язку річкових та підземних вод присвячено багато наукових праць. Для потреб розчленування гідрографів можна використати узагальнену схему виділення підземного живлення (рис. 8.13). При відсутності гідравлічного зв'язку річкових і ґрунтових вод підземне живлення загалом повторює хід поверхневого, але у більш згладженій формі з деяким запізненням (рис. 8.13, 1). У випадку постійного або тимчасового гідравлічного зв'язку на підйомі паводку або повені руслові води дедалі більше підпирають ґрунтові. Притік останніх зменшується і досягає мінімуму під час проходження піку поверхневого стоку (рис. 8.13, 3). При тривалому стоянні високих рівнів води в річці відбувається фільтрація поверхневих вод у ґрунт («від'ємне підземне живлення»), а при їх пониженні води починають повертатися (рис. 8.13, 5). При недостатчі відомостей для достатньо великих річок умовно вважають, що підземне живлення під час піку дорівнює нулю (рис. 8.13, 4), а для малих річок просто проводять пряму лінію (рис. 8.13, 2).

Ґрунтове живлення при невеликій водності річки характеризується відносною стабільністю і створює найменші витрати води. Іншими питаннями розчленування є правильне виділення снігового, льодовикового та дощового живлення. При розчленуванні гідрографів можна також виділити характерні гідрологічні пори року.

Аналіз водного режиму використовують для класифікації річок, гідрологічного районування територій, вирішення прикладних питань. Зокрема, в інженерній гідрології існує

розділ, присвячений внутрірічному розподілу стоку, тобто визначенню статистичних показників окремих величин стоку та їх співвідношень у сезонному, щомісячному, подекадному та більш дрібному розрізі. Ці показники тісно пов'язані з основними рисами водного режиму.

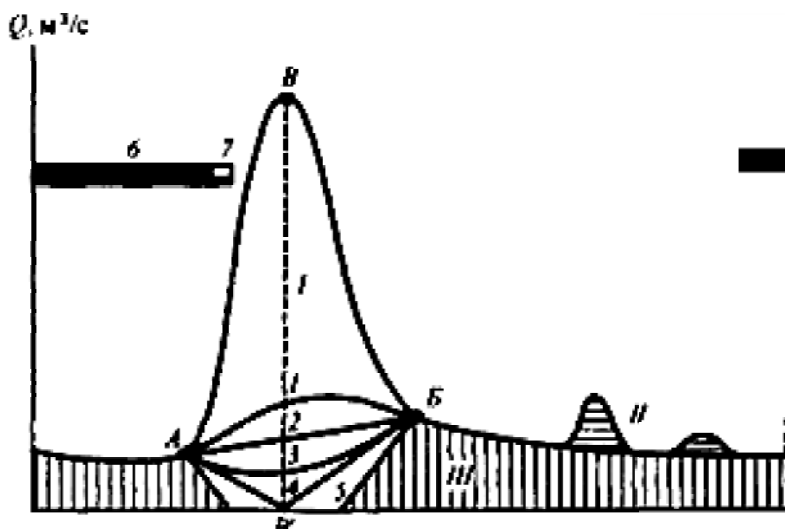


Рис. 8.13. Схема розчленування гідрографа за джерелами живлення [7]:

*1–5 – див. у тексті; 6 – льодостав; 7 – льодохід.  
Живлення: I – снігове; II – дощове; III – підземне*

Типовість клімату та загальних фізико-географічних умов різних місцевостей, а також найбільш загальні закономірності розвитку фаз водності в річках зумовили виникнення певних типових рис в режимі водності річок. Це спонукало дослідників здійснювати класифікації річок за їх водним режимом. Перша така класифікація запропонована видатним кліматологом О.І. Воейковим ще у 1884 році. Її називають кліматичною класифікацією річок. Воейков писав: «... при інших рівних

умовах країна буде тим більш багата текучими водами, чим рясніші опади і чим менше випаровування як з поверхні ґрунтів, так і рослин. Таким чином, річки можна розглядати як продукт клімату». Він поділив усі річки на такі типи:

Тип А. Річки, що отримують воду від танення снігу на рівнинах і у невисоких горах (до 1000 м).

Тип В. Річки, що отримують воду від танення снігу в горах.

Тип С. Річки, що отримують воду від дощів і мають повінь улітку.

Тип D. Річки, у яких повінь відбувається внаслідок танення снігу навесні або на початку літа, але значна частина води цих річок доставляється дощами.

Тип Е. Вода доставляється дощами; її більше в холодні місяці, але правильні періодичні зміни невеликі.

Тип F. Вода доставляється дощами; її більше в холодну пору року, ніж улітку; різниця значна.

Тип G. Відсутність річок і взагалі постійних водотоків унаслідок сухості клімату.

Тип H. Країни, де дощова пора року коротка і річки мають воду в цей час і трохи після, а в інший час пересихають або перетворюються на ряд калюж з підземною течією між ними.

Тип I. Країни без річок унаслідок того, що вони повністю вкриті снігом та льодовиками.

Класифікацію, побудовану на кількісних критеріях, запропонував у середині ХХ століття М.І. Львович. На його думку, це дозволяє проводити генетичний аналіз водного режиму. Для кількісної оцінки кожного джерела живлення ( $S$  – снігове;  $R$  – дощове та  $U$  – підземне, ґрунтове) були запропоновані такі градації: 1) менше 50 %; 2) 50–80 %; 3) понад 80 %. Вони характеризують внесок даного джерела в загальний об'єм стоку води в річці. Для льодовикового живлення, враховуючи його специфіку, межі (градації) були змінені: 1) менше 25 %; 2) 25–50 %; 3) більше 50 %. Наявність третіх

градацій свідчить про виключне живлення річки тим чи іншим джерелом. Друга градація говорить про переважне живлення, а перша – про змішане. Водний режим (тип річки) характеризується конкретними співвідношеннями ваги різних джерел живлення.

Крім описаних класифікацій, створені також інші, побудовані на відповідному районуванні територій. Вони мають різний ступінь детальності поділу і врахованих критеріїв.

Важливою складовою водного режиму є зміни рівнів води в річках, які загалом відповідають змінам витрат води. Але однозначність зв'язку витрат та рівнів (кривих витрат) витримується не завжди. Існує цілий ряд чинників, що впливають на відхилення від неї. Тому графіки ходу рівнів води дещо відрізняються від гідрографів стоку.

До основних чинників, що, поряд з витратами води, впливають на рівні води у річках, відносять:

- 1) зміни висотного положення ложа потоку через розмив або акумуляцію наносів;
- 2) наявність на річці природних явищ або штучних споруд, що створюють місцевий тимчасовий підпір течії;
- 3) заростання русла водною рослинністю і зміна умов протікання водного потоку;
- 4) наявність, розвиток потужних льодових явищ, що також змінює умови протікання водного потоку;
- 5) вітрові згони та нагони води;
- 6) вплив припливів.

Вплив цих чинників може поєднуватися, що створює досить складний рівневий режим на окремих ділянках річок, зокрема, гирлових. Аналіз дії чинників можна проводити через порівняння графіка ходу рівнів води та гідрографа. Значні відхилення в конфігурації першого необхідно пояснити тим чи іншим явищем, чинником. Якщо на одному полі розмістити графіки по різних пунктах спостережень, розташованих уздовж



річки, можна виділити спільні риси та відмінності, дію загальних та локальних чинників. Це також допомагає: відновлювати картину ходу рівнів для періодів, коли спостереження відсутні або були допущені помилки; давати короткотермінові прогнози рівнів води. Для ув'язки та відновлення рівнів використовують також методи математичної статистики. Графіки ходу рівнів води можна робити типовими й аналізувати рівневий режим річок певних територій.

За О.І.Чеботарьовим [9], до основних типів рівневого режиму річок належать:

1 – коливання рівнів, здебільшого пов'язані зі змінами витрат води (основний тип);

2 – для коливань рівнів води на даній ділянці річки характерний вплив змін умов протікання водного потоку, гідравлічного опору;

3 – коливанням рівнів води на даній ділянці річки притаманний вплив згонно-нагонних та (або) припливно-відпливних явищ;

4 – коливанням рівнів води на даній ділянці річки властивий вплив природних або штучних тимчасових підпорів.

Рівневий режим річок також характеризують амплітудами змін рівнів води. На великих рівнинних річках найбільші амплітуди спостерігаються в середній течії і дещо нижче. На пригирлових ділянках вони зменшуються. На найбільших річках світу амплітуди рівнів води досягають 30–50 м, на середніх річках вони становлять 5–10 м, а на малих – 0,5–2 м.

Облік стоку води у річках та фіксація їх водного режиму є одною з головних задач моніторингу водних ресурсів та ведення водного кадастру. Для забезпечення її розв'язання використовують відповідні системи спостережень та обробки інформації.

## 8.6. Річкова система потік – русло

### 8.6.1. Поняття про річкову систему потік – русло

Річки – класичний об'єкт досліджень гідрології та багатьох інших наук. У підрозділах 8.1 та 8.4 ми вже відмічали, що річкові СПР належать до роду струминних. Водночас різноманіття і складність їх динаміки та морфології надзвичайно великі. Саме тому єдина теорія річкових СПР поки що не створена. Натомість отримали розвиток різні напрямки досліджень, наукові школи, науки. Зокрема, це динаміка руслових потоків, річкова гідравліка, *Fluvial Hydraulic*, вчення про річкові наноси, теорії руслового процесу, вчення про заплави, про гирла річок та інші. Запропоновано також розглядати комплекс наук – руслознавство.

Історично та об'єктивно у дослідженнях річкових СПР застосовують два основних підходи (методи): гідродинамічний (або гідравлічний) та морфологічний (гідроморфологічний). Вони не роз'єднані жорстко і певною мірою можуть поєднуватись. Їх застосовують у дослідженнях і власне річкового потоку, і руху твердих домішок – наносів, і розвитку форм русел. Відповідно побудована структура даного підрозділу.

Відомо, що процеси самоорганізації відкритих динамічних систем супроводжуються виникненням відносно стійких форм (морфогенезом). Отже, існує об'єктивна основа застосування гідроморфологічного підходу при вивченні струминних СПР загалом і річкових зокрема. Об'єктивно слід розрізняти: закони власне даного роду самоорганізації; закони адаптації систем даного роду до конкретних умов. Важливо систематизувати дані про різноманіття множини досліджуваних об'єктів, а також їх місце в геосистемах загалом.

Стягування потоків у компактні, цілісні струмені є проявом головного процесу самоорганізації гідродинамічної системи даного роду. З досліджень вільних струминних течій

атмосфери та океану відомо, що їх розвиток характеризується ефектом так званої «від'ємної в'язкості». Струмінь володіє додатковою енергією поступального механічного руху. В умовах уповільнення, руйнування вона витрачається. Ці процеси супроводжуються гідроморфологічними проявами (проявами гідроморфогенезу). Є два основних види втрати активності струменя: меандрування та розгалуження на менші струмені. Отже, виокремлюють такі основні, загальновідомі форми струминних СПР: 1) цілісна прямолінійна; 2) звивиста цілісна меандрова; 3) розгалуження. Саме з них і розпочиналися класифікації річкових русел. Їх можна назвати генералізованими морфологічними типами (ГМТ) струминних СПР.

Еволюція струменів відбувається у складному турбулентному середовищі і є особливим видом процесів турбулентності. Річкові струмені – це також прояв упорядкування турбулентності. Існують гідроморфологічні ознаки, що вказують на однорідність процесів самоорганізації струменів атмосфери, океану, річок, експериментальних руслових потоків. Останнє твердження можна прийняти як постулат у дослідженнях річкових СПР.

Водночас необхідно розглядати значну специфіку умов розвитку струменів на поверхні суходолу. Вони змінюються від жорстких обмежень до достатньо вільних, від водоспадів – до антирічок, від потоків практично без домішок – до селевих. Тому необхідно послідовно виявляти прояви і закони власне струминної самоорганізації (починаючи від ГМТ), а також бачити змішані, перехідні, особливі форми.

Гідрологічні, географічні явища та процеси не підкорюються таким самим достатньо чітко вираженим законам, як фізичні чи технічні. Геосистеми, географічні об'єкти виникають за рахунок дії досить гнучких процесів самоорганізації, що адаптуються до конкретних умов, взаємодіють, утворюють перехідні форми. За

таких обставин важливо виявляти сутність головного процесу даного роду самоорганізації. Надалі, при розгляді річкових потоків та їх русел, будемо подавати матеріал із врахуванням постулату про роль цілісних однорідних самоорганізованих струменів.

### **8.6.2. Рух річкових потоків**

Історично розвиток знань про рух води у річках спочатку спирався на досягнення гідродинаміки та гідравліки потоків у жорстких обмеженнях. Але з часом основна увага стала приділятися процесам взаємного впливу потоку та розмивного русла, саморегуляції, саморозвитку. Сучасні моделі динаміки річок можуть поєднувати різні підходи в залежності від призначення, характеру задач.

Рух води в річках завжди турбулентний. Це означає, що всередині потоку існує система турбулентних завихрень. Їх проходження через задану точку викликає пульсації величини та напрямку місцевої миттєвої швидкості руху води. В умовах спокійного, повільного руху вільна поверхня річок вирівняна й не відображає вплив турбулентних утворень. В умовах інтенсивного і, зокрема, бурхливого руху, вільна поверхня стає збуреною, динамічною. Загалом діапазон швидкостей течії, динамічності річкових потоків дуже великий. Швидкості течії можуть змінюватися від від'ємних (зворотних) в антирічках до 10 м/с та більше у водоспадах. Найбільш динамічні такі специфічні явища, як селеві паводки, рух хвиль прориву, водоспади, пороги тощо. Для опису квазірівномірного турбулентного руху води в річках широко застосовують формулу Шезі (див. 4.3.8). Вона пов'язана з квадратичним законом опору. Інтенсивне турбулентне перемішування призводить до вирівнювання швидкостей течії в різних частинах потоку, зокрема по глибині. Це відображають епюри розподілу осереднених у часі швидкостей течії.

На рис. 8.14 показано епюри розподілу швидкостей по глибині річок при різних умовах протікання. У першому випадку (вільне русло), як показують дослідження, середня по глибині швидкість ( $v_c$ ) знаходиться приблизно на відстані  $0,4 h$  (даної глибини) від дна. Таке характерне її розташування використовують у гідрометрії. Поздовжня вісь потоку з найбільшими швидкостями, розташована на поверхні, називається його стрижнем. Середню швидкість у поперечному перерізі визначають за вимірними витратою ( $Q$ ) та площею перерізу ( $\omega$ ):

$$v_c = \frac{Q}{\omega}. \quad (8.15)$$

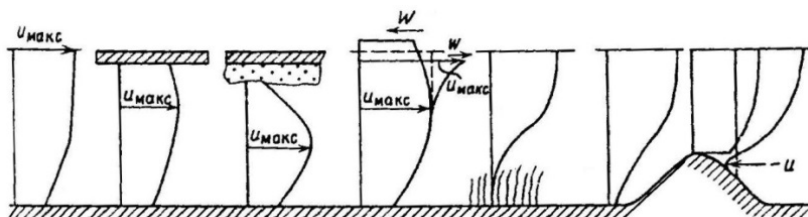


Рис. 8.14. Епюри швидкостей течії річки в різних умовах протікання

Розподіл швидкостей у поперечному перерізі показують ізотахи (рис. 8.15). Унаслідок заторів, зажорів, завалів, а також впливу людини в річці можуть виникати підпори (рис. 8.16). Вище перешкоди рівні піднімаються, а швидкості зменшуються. Над перешкодою глибини потоку різко зменшуються, а швидкості зростають. Нижче перешкоди течія поступово стабілізується.

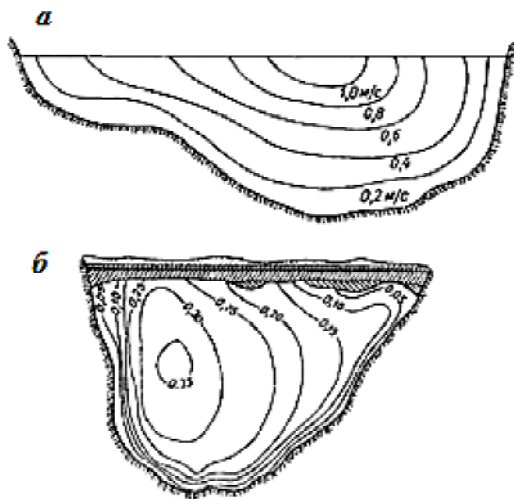


Рис. 8.15. Ізотахи в поперечному перерізі річки:  
*a* – вільне русло; *б* – льодостав

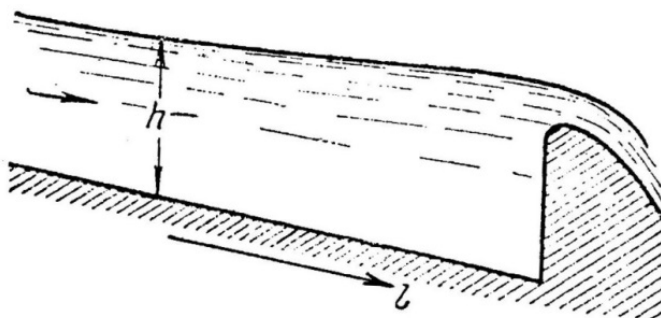


Рис. 8.16. Схема підпору рівнів поверхневого водотоку

Між глибинами (рівнями води) в річках та витратами існує певний зв'язок. Якщо скористатися формулою Шезі, то витрату води в річці можна обчислити так:

$$Q = \omega \cdot v = B \cdot h \cdot c \sqrt{h \cdot I}, \quad (8.16)$$

звідки

$$h = \left( \frac{Q}{B \cdot c \cdot \sqrt{I}} \right)^{2/3} \quad (8.17)$$

Якщо замість глибин взяти рівні, то формально таку нелінійну залежність можна записати як  $H = f(Q)^n$ . Але, оскільки більш масові спостереження на річках ведуть саме за рівнями води, в гідрології прийнято говорити про залежність  $Q = f(H)$ . Її графічне відображення називають кривою витрат. При однорідних умовах протікання потоку на певній ділянці річки (у створі, перерізі) ця залежність досить стійка. Її доповнюють кривими швидкостей і площ (рис. 8.17), оскільки  $Q = v \cdot \omega$ . Криві витрат використовують для підрахунків стоку води в річках. Відхилення від кривої витрат (мінливість залежності) можуть бути пов'язані із впливом льодових явищ на характер течії потоку, водної рослинності, деформацій русла, тимчасових підпорів та інших факторів. Для їх врахування розроблені спеціальні методи. Описана система залежностей також допомагає аналізувати особливості потоку й русла на кожній ділянці спостережень.

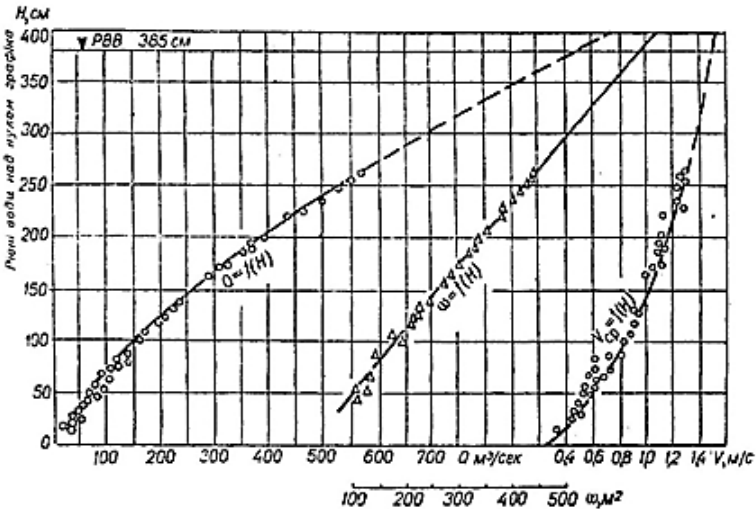


Рис. 8.17. Криві витрат, швидкостей і площ

Характер цих залежностей може значно змінюватися за рахунок взаємодії потоків в основному руслі та над заплавою. Така взаємодія може виражатися у додатковому терті з утворенням систем вихорів із вертикальними осями (рис. 8.18). Про взаємодію руслового та заплавного потоків відомо ще з початку ХХ століття. Але перші ґрунтовні дослідження та узагальнення виконані у 1947–1950 роках Г.В. Железняковим. Пізніше він назвав це явище кінематичним ефектом взаємодії безнапірного руслового та заплавного потоків. Широкі його дослідження, з виділенням основних типів, були згодом проведені М.Б. Барішніковим.

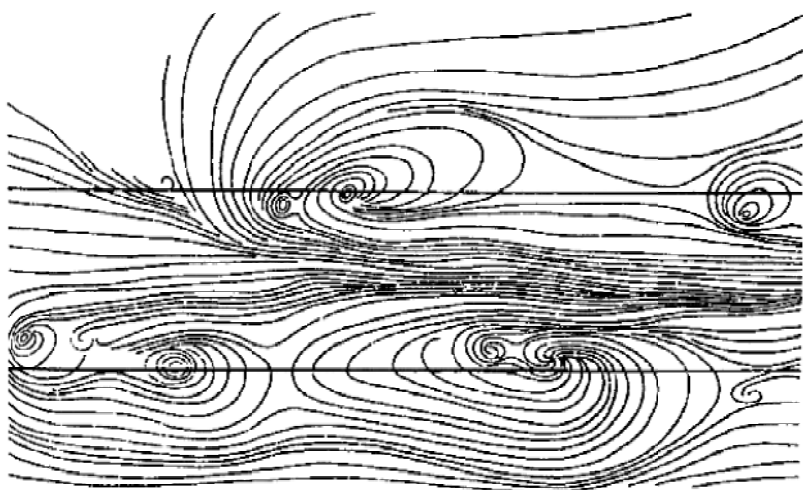


Рис. 8.18. Завихрення з вертикальними осями на межі руслового та заплавного потоків (за М. Барішніковим)

Під час повені або паводку рух води в річці стає несталим. Його прийнято відображати у вигляді так званої довгої паводкової хвилі (кінематичної хвилі). При просуванні поздовж течії такі хвилі поступово розпластуються (рис. 8.19), стають



виположеними. Досліджено, що швидкість переміщення гребеня хвилі більша, ніж її основи («підшви»). У зв'язку із цим лобовий схил хвилі стає чимраз крутішим, вона трансформується (рис. 8.20). Досить чітко виражені хвилі виникають унаслідок короткочасних попусків води з водосховищ через гідровузли. Приклад їх трансформації показано на рис. 8.21.

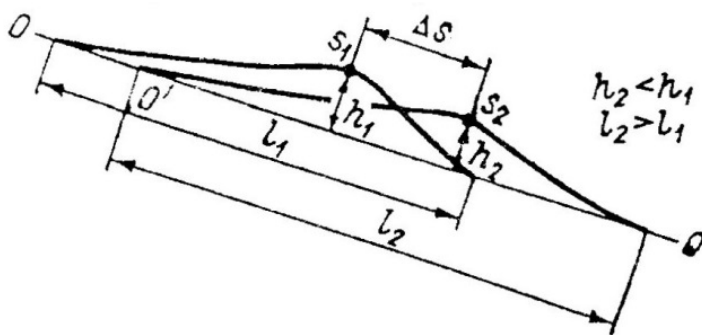


Рис. 8.19. Схема руху паводкової хвилі

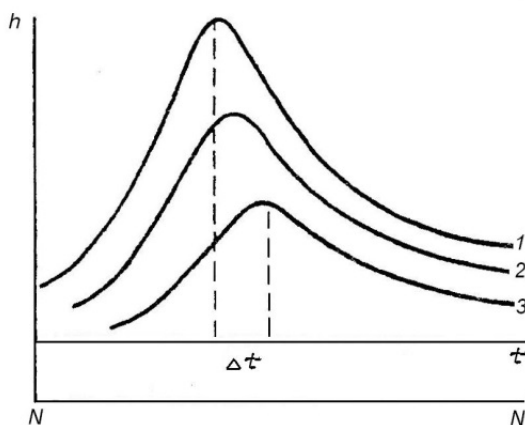


Рис. 8.20. Хід паводкової хвилі в часі:  
1 – верхня течія річки; 2 – середня; 3 – нижня

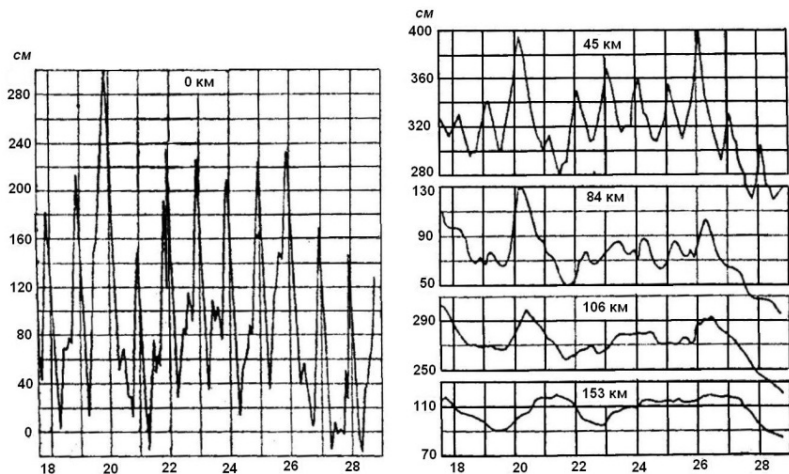


Рис. 8.21. Розпластування хвилі попуску з Рибінського водосховища

Збільшені поздовжні похили на фазі підйому паводкової хвилі призводять, відповідно до формули Шезі, до збільшених швидкостей. На спаді паводку спостерігається зворотна картина. Тому при однаковому (заданому) рівні води, а отже, однаковій площі перерізу потоку, витрати на підйомі будуть більші. Це відображається на кривих витрат у вигляді характерних петель (рис. 8.22). Таке явище пов'язане з особливостями несталого руху води загалом, що пояснюється виникненням додаткових прискорень та зміною систем діючих сил.

Насправді рух паводкових хвиль ще складніший. На нього впливають характерне розташування і водність приток, зміни характеру русла та заплави, акумуляція частини води при затопленні заплави та інші фактори. Особливі умови руху паводкових хвиль спостерігаються на ділянках втікання річкового потоку в озеро або водосховища.

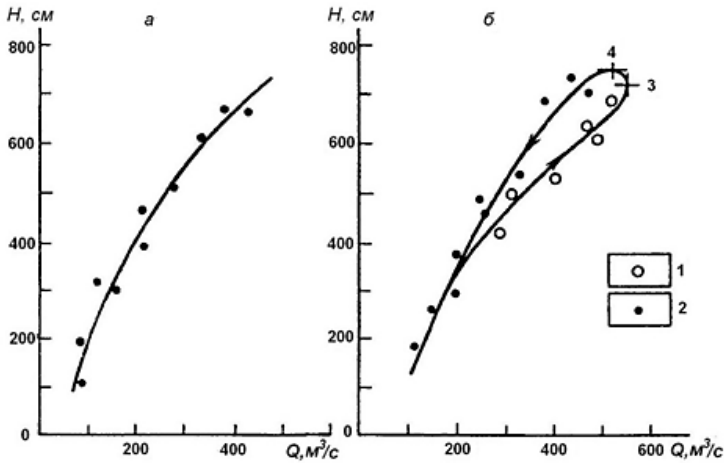


Рис. 8.22. Петлі на кривих витрат

Задачі опису руху річкових потоків завжди розв'язують через певні припущення, схематизацію. Відносно спрощені розв'язки річкової гідравліки стосовно квазірівномірного або нерівномірного руху базуються на рівняннях нерозривності, Бернуллі та деяких додаткових припущеннях, співвідношеннях, рівняннях. Застосовують також диференціальні рівняння турбулентного потоку, наприклад, згідно з дифузійною теорією турбулентності. Динаміка руслових потоків застосовує більш широке коло рівнянь. Зокрема, для опису неусталеного руху застосовують так звану систему рівнянь Сен-Венана, яку можна записати так:

$$\left. \begin{aligned} I = i_0 - \frac{\partial h}{\partial s} &= \frac{V^2}{C^2 R} + \frac{\alpha_0}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\alpha}{2g} \cdot \frac{\partial V^2}{\partial s} \\ \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} &= 0. \end{aligned} \right\} \quad (8.18)$$

Власне рівнянням Сен-Венана є перше, друге – це рівняння нерозривності руху водного потоку. У правій частині першого рівняння представлено три складові: 1) силу опору  $\frac{V^2}{C^2 R} = \frac{Q^2}{K^2}$ ; 2) силу інерції, пов'язану зі зміною швидкості течії в даній точці

потоків з плином часу  $\frac{\alpha_0}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial t}$ ; 3) силу інерції, що виникає внаслідок змін швидкості вздовж потоку  $\frac{\alpha}{2g} \cdot \frac{\partial V^2}{\partial s}$ . У даному рівнянні  $\alpha_0$  та  $\alpha$  – корективи швидкості, які часто беруть за одиницю. Якщо від неусталеного руху перейти до усталеного нерівномірного, то у правій частині рівняння залишаться тільки перших два члена, а якщо перейти до квазірівномірного руху, – то тільки сила опору. І рівняння стає тотожним формулі Шезі. Систему Сен-Венана беруть за основу в ряді розв'язків теоретичних та практичних задач опису неусталеного руху в широких призматичних руслах. У двовимірному записі її використовують у сучасних математичних моделях.

Одним із важливих напрямків розвитку досліджень руслових потоків є аналіз гідродинамічних форм, що при цьому виникають, тобто гідродинамічного морфогенезу. Процесам гідроморфогенезу завжди приділялась увага в ході емпіричних та експериментальних досліджень. Зокрема, це стосується так званих кінематичних структур потоку. Це структури поля осереднених швидкостей, які пов'язані з існуванням турбулентних індивідуумів, вторинних течій і циркуляцій. Їх дослідження розпочалися ще наприкінці XIX століття, як із розвитком теорії турбулентності, так і при вивченні реального поля швидкостей у річках. Фактично це означало визнання важливості гідроморфологічного методу.

Циркуляції, вторинні течії, річкові струмені вивчають з кінця XIX століття. Важливий внесок у такі дослідження був зроблений М. Леяльським. На рис. 8.23 показані схеми циркуляції в різних умовах. На поворотах русла виникає відцентрова сила, яка призводить до нахилу поверхні поперек напрямку течії (рис. 8.24). Крім того, завжди діє сила Коріоліса. Особливості руху річкового потоку на повороті русла

призводять до виникнення одинарної циркуляційної течії і відповідного руслового процесу.

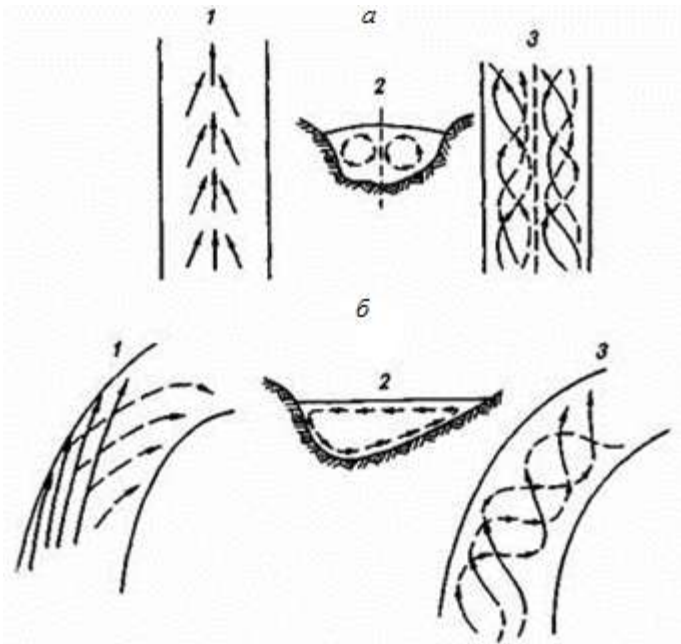


Рис. 8.23. Схеми циркуляції водних потоків за М. Лелявським:

*а* – прямолінійний потік; *б* – звивина

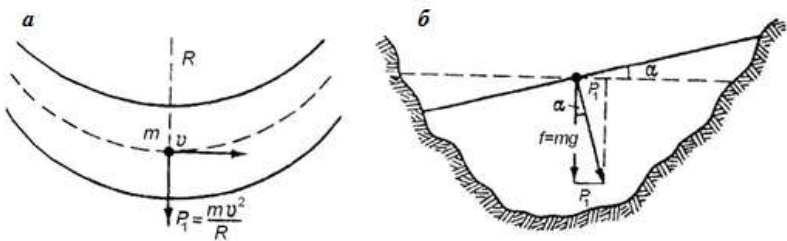


Рис. 8.24. Дія відцентрової сили на вигині потоку

Вторинні течії та циркуляція вивчають як у природних умовах, так і в лабораторіях, а також за допомогою математичних моделей. Лабораторні дослідження О. Лосієвського, проведені в середині ХХ століття, показали, що існують чотири основних типи циркуляційних течій (рис. 8.25).

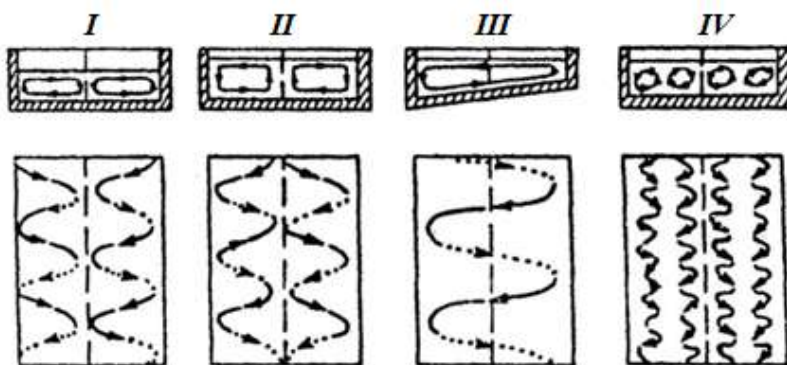


Рис. 8.25. Схеми циркуляційних течій за О. Лосієвським

Кінематичні структури руслових потоків вивчав також М.А. Веліканов. Він стверджував, що крупномасштабна руслова турбулентність тісно взаємопов'язана з формами русла та вторинними течіями, одним з проявів яких є поперечні циркуляції. Виникнення, розвиток звинин він вважав наслідком наявності циркуляцій у прямолінійних СПР, розглядав ієрархію турбулентних утворень і вторинних течій, відмічав самоподібність форм.

Рух гірських річок вивчений гірше, ніж рівнинних. Бурхливість течії, пороги та водоспади, вплив конусів виносу та обвалів, різкі зміни напрямку течії, значна крупність наносів, специфічні руслові процеси – усе це створює досить складні умови протікання річкового потоку. Але найбільш загальні закономірності динаміки руслових потоків справедливі і тут.

У межах плес глибини та площі перерізу збільшені, швидкості невеликі, течія більш плавна. На перекатах річка розширюється, глибини зменшуються, швидкості зростають. Такі закономірності найбільш характерні для рівнинних річок при невисоких рівнях води. Під час повені або паводку рівні збільшуються, характер течії і поздовжній профіль вільної поверхні змінюються (рис. 8.26). Рельєф та похили вільної поверхні річок вважають тонким індикатором внутрішніх гідродинамічних процесів у потоці. В даному випадку вирівнювання її профілю вказує на формування в потоці потужного однорідного транзитного струменя, який підкорюється власним закономірностям самоформування, а не повторює рельєф дна.

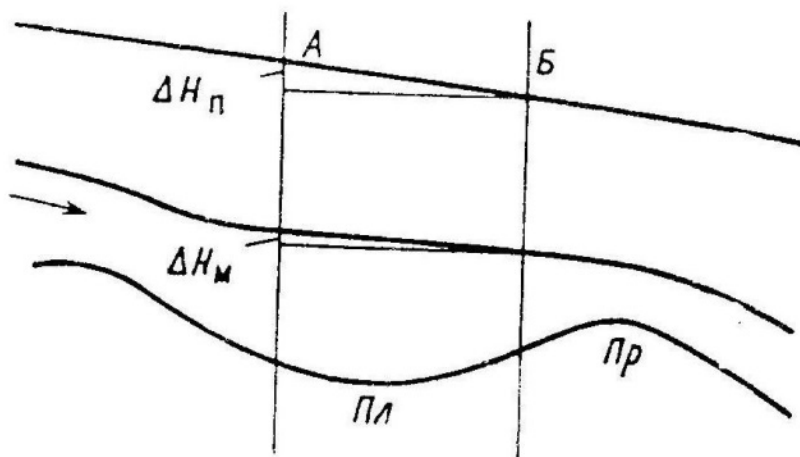


Рис. 8.26. Поздовжній профіль ділянки річки:  
*Пл – плесо; Пр – перекат*

Таке твердження разом із висновком М.А. Великанова про зародження звивин у прямолінійному потоці дає підставу вважати, що самоорганізаційні гідроморфологічні процеси у

річковому струмені дійсно повинні бути в центрі уваги при вивченні СПР. Факти, що це підтверджують, будуть наведені в наступних частинах даного підрозділу.

У динаміці руслових потоків, річковій гідравліці вивченню руху потоку на звивині, меандруванню, динаміці потоку на розгалуженнях, зародженню розгалужень присвячено багато праць. Виникнення гвинтових поперечних циркуляцій у межах звивин додатково організує, об'єднує потік, що призводить до місцевого зменшення опору руху. Але загалом, на ділянці річки, збільшується шлях потоку, утворюються перехідні перекатні зони в місцях зміни напрямку циркуляцій. Тому загальні втрати все ж зростають порівняно з відносно прямолінійним цілісним потоком. Дослідження розгалужень також вказують на зростання загальних втрат енергії. Це принципово збігається зі схемою переходу струминної СПР з активного стану в пасивний, наведеною у 8.6.1.

### **8.6.3. Рух твердих домішок і річковий алювій**

#### *Загальні відомості про річкові наноси та алювій*

У приповерхневій частині літосфери відбуваються процеси утворення, перенесення, акумуляції і трансформації твердого рихлоуламкового мінерального матеріалу. В основі цих процесів лежить складна взаємодія системи ендегенних та екзогенних чинників. Утворення рихлоуламкового матеріалу, перш за все, зумовлене процесами вивітрювання. Основним агентом перенесення твердого матеріалу є текучі води. З ними пов'язана система флювіальних процесів. Загалом говорять про ерозію або про систему ерозійно-акумулятивних процесів у басейні річки. Вважають, що у верхніх ланках руслової мережі переважає ерозія, уздовж річок – транспорт твердого матеріалу, а в пониженнях чи передгір'ях – акумуляція. Розрізняють схилову і власне річкову ерозію. Отже, основним джерелом наносів у річках є схилова ерозія, включаючи діяльність схилових



водотоків. Самі річки можуть перемивати власні відклади і розмивати власне ложе. Але такі джерела наносів усе ж менш значущі, вторинні. Транзитні потоки наносів починаються ще у силових водотоках, об'єднуються і стабілізуються в річках. Особливим джерелом наносів у річках є локальні ділянки підмиву корінних схилів долин або схилів терас. Деколи вони значно впливають на характер руслового процесу.

Ерозію ми вже розглядали. Поряд із цим використовується поняття корозії – руйнування, розмив твердої породи шляхом безпосереднього впливу на неї частинок наносів, що переносяться водним потоком.

У геології рихлоуламковий матеріал класифікують (див. табл. 8.4):

Таблиця 8.4

Нецементовані уламкові та глинисті осадові гірські породи

Група порід	Розмір уламків, мм	Окатані	Неокатані
1	2	3	4
Грубоуламкові (псефіти, <i>psephos</i> – камінчик)	> 200 200–10 10–2	Валуни Галька, галечник Гравій	Брили Щебінь Жорства
Піщані (псаміти, <i>psamos</i> – пісок)	2–1 1–0,5 0,5–0,25 0,25–0,1 0,1–0,05	Грубозернисті піски Крупнозернисті Середньозернисті Дрібнозернисті Тонкозернисті	
Алеврити	0,05–0,005	Алеврити, леси	
Пеліти	< 0,005	Глини, аргіліти	

Як бачимо, неокатаними можуть бути тільки грубоуламкові породи. На дрібні частинки процеси окатування не розповсюджуються.

Переміщення уламкового матеріалу у природі здійснюється завдяки різним процесам та агентам екзогенного впливу. Це

денудація, ерозія, абразія, гравітаційні процеси тощо. Денудація (лат. *denudation* – відслонення, оголення) – сукупність процесів зносу та переносу продуктів руйнування гірських порід. Уламкові гірські породи – це осадові гірські породи, що повністю чи переважно складаються з уламків різних гірських порід і мінералів. Розрізняють пухкі й зцементовані уламкові гірські породи. За розмірами уламків їх поділяють на грубоуламкові (псефіти), піщані (псаміти), пилюваті (алеврити) й глинисті (пеліти) породи. У зцементованих уламкових гірських породах зв'язуючою речовиною служать карбонати (кальцит, доломіт), оксиди кремнію (опал, халцедон, кварц), оксиди заліза (лімоніт, гетит та ін.), глинисті мінерали і ряд інших гірських порід. Уламкові гірські породи часто містять органічні залишки: цілі раковини або їх уламки – детрит молюсків, коралів, стовбури та гілки дерев і т.п. Грубоуламкові породи, або псефіти, мають розмір уламків понад 1 мм (незцементовані: брили – понад 1000 мм, валуни – 100–1000 мм, галька, щебінь – 10–100 мм, жорства, гравій – 1–10 мм; зцементовані: конгломерати, брекчії, гравеліти тощо). Піщані породи, або псаміти, мають розмір частинок 1–0,05 мм, а за іншими класифікаціями – 1–0,1 чи 2–0,05 мм. Це піски і пісковики. Пилюваті породи, або алеврити, характеризуються розміром частинок 0,05–0,005 мм (алеврити і алевроліти). Глинисті породи, або пеліти, мають розмір частинок менше 0,005 мм (глини, аргіліти та ін.). Глинисті породи можуть бути як хімічного, так і фізичного (уламкового) походження. Виділяються також уламкові гірські породи змішаного складу. До них відносять суглинки і супісок. Агентами переносу виступають текучі води, вітер, льодовики, течії у водоймах та хвилі, осипи, зсуви, опливини та інші. Внаслідок їх діяльності утворюються пухкі відклади певного типу. Відклади водних потоків, річок прийнято називати алювієм (лат. *alluvio* – нанос). Відклади схилових водотоків або загалом відклади під схилами

гір називають пролювієм, відклади від осипів, зсувів тощо – колювієм.

Складна система процесів, що відбуваються з наносами у річках, має одним із наслідків формування товщ алювіальних відкладів. Їх будова характеризується певними закономірностями. Склад алювію, його літологічні, текстурні та інші особливості пов'язані з характером порід, що складають водозбори, типом вивітрювання й умовами транспортування частинок. Алювіальні відклади переважно спостерігаються в долинах річок. Існують також залишки давніх, похованих долин.

У долинах річок перших порядків наноси не завжди окатані, особливо в горах. Вниз за течією ступінь окатаності поступово зростає. У руслах малих гірських річок спостерігаються й брили, котрі, хоча і мають окатаний вигляд, не належать до алювію, оскільки переміщуються гравітаційними процесами або селями. Дослідження показують, що до алювію, який у сучасних умовах бере активну участь у функціонуванні СПР, орієнтовно відносять частинки діаметром  $d \leq 300$ . На іншому «полюсі» знаходяться суглинки та глини, що можуть брати участь у формуванні заплав. У певних умовах вони значно спресовуються, набуваючи властивостей важко розмивних порід.

Загалом на рівнинних річках алювій переважно добре відсортований за крупністю зерен, характеризується складною будовою шарів. Шаруватість спостерігається й у передгір'ях. Гірські відклади найменш сортовані, складаються переважно з крупного матеріалу, часто не окатаного. Голоценовий алювій називають сучасним. Існують також давні, поховані алювіальні відклади, відклади змішаного походження.

Найкраще вивчено алювій рівнинних річок. За Є. Шанцером, найбільш характерною особливістю будови заплави є чітка вираженість двох основних горизонтів. В основі залягає товща навкіс шаруватих пісків з галькою. Це руслові відклади певного

віку. Верхній горизонт залягає на хвилястій, нерівній поверхні нижнього. Це тонкі паралельні шари тонкозернистого матеріалу (глина, суглинок, супісок). Два основні горизонти також називаються русловою й заплавною фаціями алювію. Гідравлічне сортування придонних наносів, зокрема, призводить до того, що у плесових лощинах, підваллях гряд поступово накопичуються найбільші фракції. І загалом при активному русі гряд утворюються косі шари різних фракцій. Ці процеси та явища відображають основний механізм формування руслової фації. Там, де відсутні активні річкові струмені, та у зв'язку з особливостями бічних зміщень русел відкладаються фракції дрібних завислих наносів. Вони утворюють відклади намулу, який може обсихати, ущільнюватися, заростати. Так формується заплавна фація алювію.

Згідно з В. Ламакіним, шари з продуктів руйнування корінних порід (схилів долини, дна русла) називаються перлювієм (лат. *perluo* – промиваю). За ознакою динамічних умов утворення Ламакін також запропонував виділяти види алювію: 1) інстративний (той, що встелює ложе); 2) перстративний (той, що перестелює); 3) констративний (той, що настелюється). Перший з них відповідає умовам врізання, другий – умовам динамічної рівноваги СПР і переважання транспорту (балансу) наносів, третій – умовам акумуляції. Він найбільш потужний. У його розрізі чергуються руслові, заплавні і старичні фації.

Найбільш крупний, грубоуламковий матеріал може відсортовуватися і накопичуватися на найбільших глибинах. Тут, за рахунок бічних зміщень головного струменя, утворюється заглиблений шар самовимощення («бронювання») русла, який називають базальним горизонтом (від *basis* – основа) річок.

Гідравлічне сортування частинок алювію відбувається не тільки в русловій частині СПР, але і в межах заплав. Це

пов'язано з різними морфологічно-гідралічними умовами їх осадження. Виділяють кілька різновидів заплавної фації: 1) прируслових валів; 2) прирічкову; 3) внутрішню; 4) старичну. В межах притерасної частини заплави заплавна фація може поєднуватися з болотними відкладами.

Потужність алювіальних відкладів пов'язана з глибинами в руслі та висотою підйомів рівнів води. На рівнинних річках повинен залишатися запас глибин затоплення поверхні заплави, мінімально необхідний для підтримування транзитних потоків води. На гірських річках і біля виходу з гір, за рахунок динамічності СПР, поверхня руслової фації може досягати максимальних рівнів води. Натомість тут немає значних плесових лощин. На ділянках верхньої течії гірських річок та на малих річках на формування заплави можуть впливати селеві паводки. Це призводить до особливостей заплавних відкладів, включаючи їх склад та морфологію.

#### *Основні характеристики річкових наносів*

Річкові наноси можна класифікувати за різними ознаками: 1) розмірами частинок (зерен, гранул); 2) формою; 3) гідралічною крупністю; 4) походженням; 5) мінералогічним та хімічним складом (що залежить від складу материнських гірських порід); 6) радіоактивністю; 7) кольором; 8) питомою вагою тощо. Особливим видом наносу є нанос з деревини – деревний нанос. На русла річок та транспорт наносів можуть впливати й відклади інших видів наносів, крім алювію – селеві виноси, еолові відклади, морена, пролювій, колювій тощо.

Лінійні розміри частинок наносів характеризуються умовним середнім діаметром ( $d$ ). Це величина, що стосується рівновеликої за об'ємом кулеподібної частинки, розраховується або визначається певним способом. Її також називають крупністю наносів.

Річкові наноси завжди являють собою суміш частинок різної крупності. Для опису механічного (гранулометричного) складу суміші наносів проводять відбір проб і поділ їх на фракції – сукупності частинок певної крупності (у заданому інтервалі значень). Визначають вміст фракцій у пробі у відсотках по вазі. Так отримують можливості статистичного опису складу проб. Для цілей проведення гідрометричних спостережень за наносами прийнята нижченаведена шкала фракцій (табл. 8.5)

Таблиця 8.5

Гідрологічна класифікація річкових наносів за їх крупністю

Під-фракції	Фракції, мм						
	Валуни	Галька	Гравій	Пісок	Супісок, пил	Намул	Глина
Крупні	>100	100–50	10–5	1–0,5	0,1–0,05	0,01–0,005	<0,001
Середні	>100	50–20	5–2	0,5–0,2	–	–	<0,001
Дрібні	>100	20–10	2–1	0,2–0,1	0,05–0,001	0,005–0,001	<0,001

Найбільш крупні наноси (понад 300–500 мм) також називають брилами.

Окрім методу відбору проб, для проведення аналізу гранулометричного складу наносів досить часто використовують фотографічний метод. За необхідності, проводять аналіз форми, складу наносів тощо.

За формою наноси поділяють на брилоподібні та пластинчасті. Форма поступово змінюється під дією процесів окатування за рахунок зіткнень. Частинки наносів можуть розколюватися. В залежності від мінералогічного, хімічного складу наноси у твердому тілі мають різну питому вагу,

густину. Загалом вона змінюється від майже 1,0 до 5,0–6,0 г/см<sup>3</sup>. Найбільш характерною, розповсюдженою вважають питому вагу 2,65 г/см<sup>3</sup>. Якщо ж розглядати відклади річкових наносів (наноси в пухкому тілі), то питома вага переважно становить  $\gamma_{\text{відкл}} = 2,0 \text{ г/см}^3$ .

Концентрацію наносів у воді прийнято називати мутністю (каламутністю). Основна одиниця вимірювання – г/м<sup>3</sup>.

$$S = \frac{10^6 m}{V}, \quad (8.19)$$

де  $m$  – маса наносів у пробі (г);  $V$  – об'єм проби (мл).

Кількість наносів, яку потік переносить через живий переріз за одиницю часу, називають витратою наносів:

$$P_s = S \cdot Q \cdot 10^{-3} (\text{кг/с}). \quad (8.20)$$

Кількість наносів, яку потік переносить через живий переріз за певний період часу, називають їх стоком  $W_s$ . Основна одиниця вимірювання – т/рік.

Якщо віднести об'єм стоку наносів до площі водозбору, отримаємо модуль стоку наносів:

$$\mu_s = \frac{W_s}{F_B} (\text{т/км}^2 \cdot \text{рік}). \quad (8.21)$$

### *Гідравлічна крупність*

#### *і дві основні категорії річкових наносів*

У турбулентному річковому потоці на рух частинок наносів значно впливають вертикальні складові пульсації швидкостей течії. Ті з них, що спрямовані вгору, ніби підкидають, прискорюють частинки наносів. Надалі вони в певний спосіб осаджуються, а найменші підтримуються в товщі потоку постійно. Для аналізу, опису таких складних процесів руху наносів використовують величину, яку назвали їх гідравлічною крупністю. Це швидкість рівномірного падіння частинки наносів у стоячій воді. Її зручно порівнювати з вертикальними пульсаціями швидкостей течії. Вважають, що заміна умов впливу потоку води на наноси умовами їх осідання у стоячій

воді припустима, оскільки процес взаємодії частинок з водою є подібним.

Дослідженням гідравлічної крупності присвячено багато наукових праць. Загалом вона залежить від: ваги частинки (об'єму та питомої ваги), форми частинки, молекулярної в'язкості рідини. Остання залежить від температури води.

Для опису форми частинок наносів використовують різні способи, формули. Наприклад:

$$\theta = \frac{2V^{\frac{2}{3}}}{l \cdot b}, \quad (8.22)$$

де  $V$  – об'єм частинки;  $l$  – довжина найбільшого січення (найбільший лінійний розмір);  $b$  – ширина найбільшого січення.

$$\theta = \frac{d^2}{l \cdot b}, \quad (8.23)$$

де  $d$  – діаметр частинки, розрахований як середнє арифметичне з трьох взаємно перпендикулярних вимірювань (довжини, ширини, висоти).

$$f = \left(\frac{d_s}{d_m}\right)^2, \quad (8.24)$$

де  $d_s$  – діаметр кулі, еквівалентної даній частинці за поверхнею,  $d_m$  – за об'ємом.

Використовують також відношення ортогональних лінійних розмірів частинок до розрахункового середнього діаметра. Ще раз нагадаємо, що форма залежить від ступеня окатаності частинок. Неокатані частинки характеризуються більш складними формами. Для окатаних наносів рекомендована формула (8.22).

Швидкість рівномірного падіння твердої частинки у стоячій воді можна описати так:

$$P = \frac{4}{3}\pi r^3 g(\rho - \rho_B), \quad (8.25)$$

де  $P$  – діюча сила;  $\rho$  – густина частинки;  $\rho_B$  – густина води.

Сила гідравлічного опору буде:

$$F_T = k\pi r^2 \cdot w^n, \quad (8.26)$$



де  $\pi r^2$  – поперечний розмір частинки;  $w$  – її гідравлічна крупність (швидкість руху);  $k$  – коефіцієнт пропорційності, що, як і гідравлічна крупність загалом, залежить від ваги частинки, її форми та в'язкості рідини. Прирівнюємо ці дві сили:

$$\frac{4}{3}\pi r^3 g(\rho - \rho_B) = k\pi r^2 \cdot w^n, \quad (8.27)$$

$$dg(\rho - \rho_B) = \frac{3}{2}k\pi \cdot w^n, \quad (8.28)$$

приймаємо,  $\rho_B = 1$ ,  $\frac{3}{2}k\pi g = \beta$ .

$$d(\rho - 1) = \beta \cdot w^n, \quad (8.29)$$

$$w = \sqrt[n]{\frac{1}{\beta} \cdot d \cdot (\rho - 1)}. \quad (8.30)$$

З дослідів відомо, що для частинок  $d_c < 2$  мм можна прийняти:

$$w = \sqrt[1.2]{\frac{d(\rho-1)}{0,007}}. \quad (8.31)$$

Для частинки з  $d_c > 2$  мм:

$$w = \sqrt{\frac{d(\rho-1)}{0,00064}}. \quad (8.32)$$

Відома також формула Хазена (для  $d_c < 0,2$  мм):

$$d = 0,00255\sqrt{w}. \quad (8.33)$$

Якщо звернути увагу на характер осадження частинок у воді (турбулентний, перехідний і ламінарний режим), то застосовують нижченаведені формули.

Турбулентний режим (орієнтовно частинки з  $d_c > 1,5$  мм):

$$w = K_T \sqrt{\frac{g(\rho - \rho_B)}{\rho}} \cdot d. \quad (8.34)$$

Ламінарний режим (орієнтовно частинки з  $d_c < 0,15$  мм):

$$w = \frac{g(\rho - \rho_B)d^2}{18\rho\nu}, \quad (8.35)$$

де  $\nu$  – коефіцієнт кінематичної в'язкості.

Частинки наносів можуть рухатись у річковому потоці трьома основними способами: 1) у зваженому стані тривалий час у товщі потоку; 2) підстрибуванням (сальтаціями);

3) ковзанням або перекочуванням по дну. Очевидно, що перший спосіб властивий дрібним частинкам. Такі наноси прийнято називати зваженими або завислими. Більш крупні частинки рухаються переважно другим або третім способом. Вони концентруються у придонній області потоку. Тому їх називають придонними або захопленими (періодично захоплюються турбулентним потоком). Завислі та захоплені наноси – це дві основні категорії річкових наносів. Для них розроблено й застосовуються різні методи досліджень.

Очевидно, що особливості руху наносів залежать від їх гідравлічної крупності (як і від геометричної). А.В. Караушев запропонував наступну гідродинамічну класифікацію (табл. 8.6).

Таблиця 8.6

Категорії наносів за А.В. Караушевим

Категорія	Назва	Співвідношення параметрів наносів і потоку
I	Стійко зважені	$w < v'_c$
II	Нестійко зважені	$v'_c < w < v'_{max}$
III	Захоплені	$w \geq v'_{max}; v_0 < v_c$
IV	Донні відклади (нерухомі)	$v_0 > v_c$

Тут  $v'_c$  – середнє значення вертикальної пульсації швидкості;  $v'_{max}$  – максимальне значення вертикальної пульсації швидкості;  $v_0$  – початкова швидкість течії, при якій частина наносів зрушується з місця;  $v_c$  – середня (місцева) швидкість течії.

Опис пульсації швидкостей турбулентного річкового потоку – важлива і складна задача динаміки руслових потоків. Її розв'язують як з теоретичних позицій, так і експериментально. Зокрема, А.Б. Клавемом запропоновано такі співвідношення.

Для осередненого в часі та за глибиною потоку значення вертикальної компоненти пульсації швидкості:

$$v'_c = 0,41 v_{\text{дин}}, \quad (8.36)$$

де  $v_{\text{дин}}$  – динамічна швидкість;

$$v_{\text{дин}} = \sqrt{ghl}. \quad (8.37)$$

Для осередненого тільки за глибиною максимального значення вертикальної компоненти:

$$v'_{c \max} = 1,28 \cdot v_{\text{дин}}. \quad (8.38)$$

Для найбільшого можливого значення (при даному гідравлічному режимі в зоні інтенсивної турбулентності – на відстані  $0,15/0,4 h$  від дна):

$$v'_{\max} = 1,75 \cdot v_{\text{дин}}. \quad (8.39)$$

Запропоновані також інші підходи. Наприклад, за А.В. Караушевим:

$$v'_{c \max} = \frac{v}{\sqrt{N}}, \quad (8.40)$$

де

$$N = \frac{(0,7c+6) \cdot c}{g} \text{ при } 10 \leq C \leq 60, \quad (8.41)$$

$$v'_{\max} = \frac{3v_c}{\sqrt{N}} = 3v'_{c \max}. \quad (8.42)$$

З розробками в галузі досліджень турбулентності руслових потоків, річок загалом пов'язані сучасні теорії руху наносів. При цьому поділ наносів за режимом обтікання (ламінарний, перехідний, турбулентний) виявляється принципово важливим для аналізу процесів функціонування СПР річок. Це впливає на особливості динаміки руслових форм, структурного транспорту наносів, гідравлічних процесів загалом.

#### *Загальні відомості та поняття про зважені наноси*

Зважені або завислі наноси знаходяться тривалий час у товщі потоку і переносяться ним на далекі відстані. Аналіз механізму їх транспорту включає як питання відриву від дна (ложа потоку), так і підтримки в товщі потоку. Механіка процесу

підлягає законам функціонування турбулентного руслового потоку та гідромеханіки загалом.

На частинку наносів, розташовану на дні, діють підйомна сила і сила лобового тиску. Підйомна сила виникає за рахунок різниці швидкостей над частинкою та під нею. Згідно з рівнянням Бернуллі, у зоні більших швидкостей виникають області пониженого тиску, а малих – підвищеного. У тилівій зоні частинки за рахунок відриву мікроструменів утворюється область пониженого тиску. Такий розподіл тиску можна відобразити графічно (рис. 8.27):

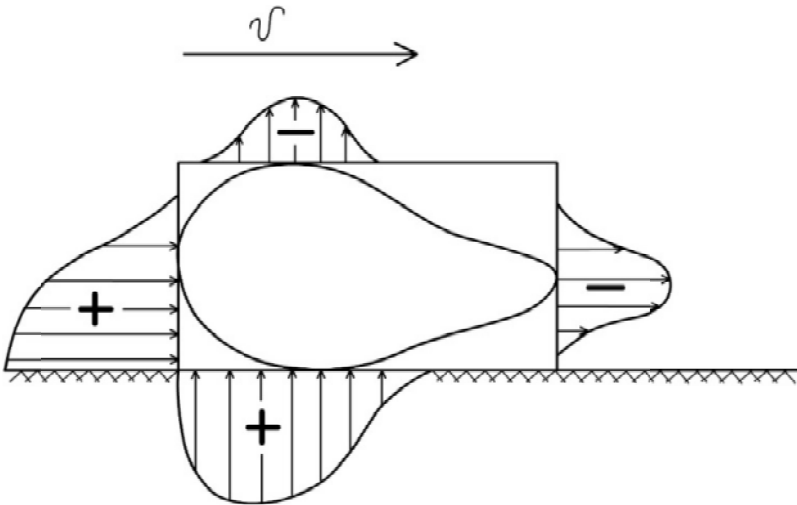


Рис. 8.27. Схема розподілу тиску навколо частинки наносів на дні потоку

Підйомна сила може діяти і після відриву частинок від дна, адже існує загальний градієнт швидкості, спрямований вгору. Описана схема носить загальний, дещо абстрагований характер. Насправді в турбулентному русловому потоці слід, перш за все, розглядати поведінку турбулентних, вихрових індивідуумів і пов'язані з ними особливості швидкісного поля, системи діючих

сил. (Питання дії вертикальних складових пульсацій швидкості ми розглядали при введенні поняття про категорії наносів через порівняння з гідравлічною крупністю).

Детальними дослідженнями так званого придонного в'язкого підшару виявлено, що течія тут нестационарна, нестійка, пульсуюча. Тут відмічають чергування періодів прискорення та сповільнення течії, що зумовлює плямистість на поверхні тертя. Плями сповільненої рідини відхиляють більш швидкі шари від твердої поверхні. Відбувається придонне зародження завихрень, що викидаються в товщу потоку. Подібні процеси ще більшого масштабу виникають у зв'язку з функціонуванням донних гряд. Нарешті безпосередньо в річках можна спостерігати виходи до вільної поверхні крупних завихрень із підвищеною концентрацією наносів (що видно через характер руху та колір). Отже, різноманітні процеси викидання вихорів від придонної області вверх реально впливають на транспорт річкових наносів. Найменші масштаби завихрень становлять десяті частини міліметра. Глинисті, суглинисті і частково супіщані частинки завихрення можуть захоплювати цілими групами, мікромасами.

Загальний потік частинок наносів, спрямований до поверхні, компенсується низхідними рухами частин потоку води, завихреннями, а також гравітаційним осіданням частинок. Потоки у вертикальній площині супроводжуються рухом уздовж течії річки і разом створюють транспорт наносів. Очевидно, що, чим крупніші частинки, тим на меншу висоту вони можуть підніматися. Так виникає характерний нерівномірний розподіл концентрації наносів по глибині річкового потоку. Це прямо пов'язано з характером, інтенсивністю річкової турбулентності, що понижується від дна до поверхні, а також з крупністю наносів.

Загалом, характер річкової турбулентності надзвичайно складний і залежить від багатьох умов (природних та антропогенних чинників). Відповідно складним є і характер

транспортування річками чи штучними водними потоками наносів.

Якщо на ділянці річки не спостерігається спрямований розмив чи намив дна, кажуть про рівноважний стан потоку з наносами. Він зберігається вздовж ділянки і пов'язаний з балансом транзитних наносів та балансами захоплення й осідання різних фракцій.

Для опису механізмів руху завислих наносів запропоновано дві теорії – дифузійну та гравітаційну. Перша з них розвинута в 30-х роках ХХ століття В.М. Маккавєєвим і пізніше його учнем А.В. Караушевим. Вона базується на аналогії між турбулентною дифузією рідини та наносів, що розглядаються як деяка неперервно розподілена в потоці субстанція з питомою вагою більше одиниці. При цьому пульсації зважених частинок ототожнюються з пульсаціями рідини. Виходячи з цього, вводиться припущення, що коефіцієнти турбулентного обміну рідини та наносів однакові. На турбулентний перенос, пов'язаний із пульсаціями швидкостей, накладається осадження наносів згідно з їх гідравлічною крупністю. Відносна однорідність турбулентної дифузії пов'язана переважно з численними дрібними завихреннями. Але в потоці існують і більш крупні турбулентні утворення. Тому з часом виявили, що висновки та методи дифузійної теорії більше стосуються частинок наносів з  $d \leq 0,2$  мм. Закономірності розподілу в потоці більш крупних наносів, рух яких пов'язаний із пульсаціями низьких частот, необхідно описувати іншими способами.

Крупні частинки володіють значною інерцією і відстають у своїх рухах від рідини. Враховуючи обмеження, властиві дифузійній теорії, М.А. Великанов запропонував гравітаційну (у 40–50-х роках ХХ століття). У ній враховується робота, яку виконує потік по зважуванню наносів. Вона дорівнює різниці між загальною енергією потоку та роботою сил опору.

Розв'язання задачі про транспортуючу здатність потоку й розподіл наносів здійснюється на основі рівняння балансу енергії потоку з наносами при сталій їх концентрації.

#### *Спостереження за зваженими наносами*

Концентрація зважених наносів визначається на основі відбору проб води. Концентрацію наносів називають мутністю, прилади для відбору проб води на мутність – батометрами. Вони бувають миттєвого наповнення та тривалого наповнення. Перевага надається другим, оскільки ними досягається осереднення пульсуючої мутності. До них відносять: батометр-пляшку на штанзі, у грузі, відбірники проб води зі зваженими наносами та інші.

Найбільш досконалим приладом вважають вакуумний батометр. У режимі інтеграції він може бути застосований на глибинах від 1 до 5 м на рівнинних та гірських річках при швидкостях течії до 2,5 м/с. При швидкостях до 0,5 м/с він застосовується до глибини 20 м. Принцип дії приладу базується на всмоктуванні води за допомогою створення розрідження повітря у вакуумній камері. Швидкість всмоктування повинна бути близькою до швидкості течії води в річці. Прилад слід розташовувати над поверхнею води на висоті до 3–4 м. Окрім вакуумної камери, він включає насос та водозабірну трубку зі змінними насадками.

До більш сучасних методів вимірювання каламутності води відносять оптичний. Він дозволяє зручно вести вимірювання тривалий час, стежачи за змінами каламутності. Відповідні прилади називають фотомутномірами або консистометрами.

Для підрахунку стоку завислих наносів необхідно виконувати періодичні вимірювання їх витрати, а також відбирати одиничні та контрольні проби. Вимірювання витрати завислих наносів здійснюється одночасно з вимірюванням витрат води. Воно полягає у відборі проб води на мутність в

основному гідрометричному створі на всіх швидкісних вертикалях одночасно з визначенням швидкості течії.

На рівнинних річках вимірювання проводяться 20–25 разів протягом року, а на гірських з паводковим режимом – 30–40 разів. Виділяють такі способи вимірювання витрати завислих наносів: багатоточковий (детальний), основний, сумарний, інтеграційний, скорочений. Вимірювання проводять за стандартними методами та із використанням відповідних приладів.

Одиничними називають проби води на каламутність, які відбирають щоденно в одному постійному місці гідроствора. Воно повинно задовольняти вимогу збереження співвідношення між каламутністю одиничних проб та середньою в живому перерізі річки.

Контрольні одиничні проби води на мутність беруть у тому ж місці гідроствора, що й одиничні під час вимірювання витрати. Вони потрібні для контролю та уточнення зв'язку між одиничною мутністю та середньою мутністю всього потоку води.

Виконують також відбір проб на крупність зважених наносів (орієнтовно 4–14 разів на рік). Проби доставляють на гідрологічні станції чи в центри з гідрометеорології, де їх фільтрують. Фільтри з наносами відправляють у спеціалізовані лабораторії на аналіз складу наносів.

#### *Розрахунки витрат і стоку зважених наносів*

Аналітичний спосіб розрахунку витрати зважених наносів застосовують у випадках її вимірювання основним, скороченим, сумарним або інтеграційним способами.

Спочатку знаходять одиничні витрати наносів у точках:

$$\alpha = S_i \cdot v_i \left( \frac{r}{m^2} \cdot \frac{M}{c} = \frac{r}{m^2 \cdot c} \right), \quad (8.43)$$

де  $S$  – мутність;  $v$  – швидкість течії в даній точці спостережень.



Далі розраховують середню одиничну витрату наносів на вертикалі:

$$\alpha_c = 0,5 (\alpha_{0,2} + \alpha_{0,8}) \text{ або } \alpha_c = \alpha_{0,5}. \quad (8.44)$$

Загальну витрату наносів розраховують за формулою, аналогічною до розрахунку витрати води:

$$P_c = 0,001(K \cdot 2_1 \cdot f_0 + \frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2} \cdot f_1 + \dots + K \cdot \alpha_n \cdot f_n), \quad (8.45)$$

де  $P_c$  – витрата наносів у кг/с;  $K$  – береговий коефіцієнт;  $\alpha_1 \dots \alpha_n$  – середні одиничні витрати наносів на швидкісних вертикалях;  $f_1 \dots f_n$  – площі відсіків живого перерізу.

При відборі проб сумарним чи інтеграційним способом одразу отримують середню на вертикалі мутність. Тоді в розрахунку витрати наносів використовують ці дані та дані про часткові витрати води:

$$P_s = 0,001 \cdot (S_1 \cdot g_0 \cdot \frac{S_1 + S_2}{2} \cdot g_1 + \dots S_n \cdot g_n). \quad (8.46)$$

Графічний спосіб розрахунку витрати зважених наносів застосовують у випадку їх вимірювання детальним способом. Спочатку будують епюри розподілу одиничних витрат по глибині на швидкісних вертикалях і знаходять середні. Далі будують епюру розподілу середніх одиничних витрат наносів ( $f_c$ ) по ширині річки. Наступний крок – побудова епюри розподілу елементарних витрат наносів по ширині ( $f_c \cdot h; \frac{r}{m^2 \cdot c} \cdot m = \frac{r}{m \cdot c}$ ). Площа епюри – це інтеграл елементарних витрат по ширині, тобто загальна витрата.

Задача розрахунку стоку зважених наносів розв'язується через визначення середніх добових їх витрат. У залежності від характеру й повноти вихідної інформації її розв'язують двома способами:

- 1) за даними про щоденні каламутність і витрати води (основний спосіб);
- 2) на основі залежності між витратами води та зважених наносів.

Для деталізації основного способу використовують такі дані:

- щоденні значення мутності одиничних проб води;
- щоденні витрати води;
- зв'язки між середньою мутністю потоку та мутністю на

вертикалі відбору одиничних проб ( $S_c = f(S_{од.})$ ).

Щоденні значення мутності розраховують або приймають відповідно до кількості строків відбору проб на добу (однострокові, двострокові, багатострокові спостереження).

За графіками зв'язку  $S_c = f(S_{од.})$  визначають  $S_c$  за кожну добу. Середню добову витрату зважених наносів розраховують як добуток:

$$P_s = S_c \cdot Q_{с.доб.} \quad (8.47)$$

Для реалізації способу використання залежності  $P_s = f(Q)$  необхідна достатньо детальна інформація фактичних вимірювань у різні фази водного режиму річки. Характер зв'язків буває досить складним. На них слід позначати хронологічний хід характеристик (рис. 8.28).

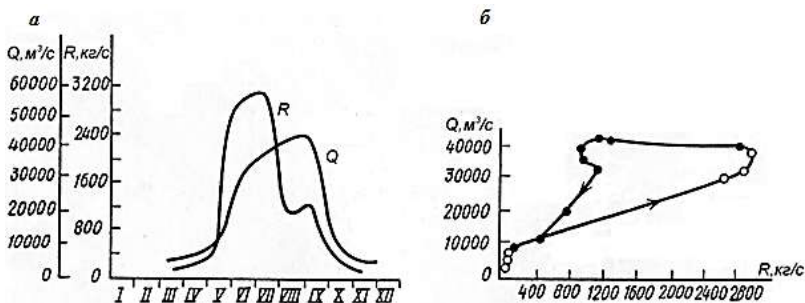


Рис. 8.28. Типові графіки змін витрат води наносів (а) та зв'язку між ними (б) [7]

### *Загальні відомості про захоплені (придонні) наноси*

Характер руху захоплених наносів значно складніший і більш різноманітний, ніж завислих.

Основними видами руху є сальтації (або кочення, ковзання). Сальтації відбуваються завдяки захопленню частинок наносів завихреннями, які зароджуються біля ложа потоку і викидаються в основну його товщу. Тому наноси можна назвати захопленими (рис. 8.29).

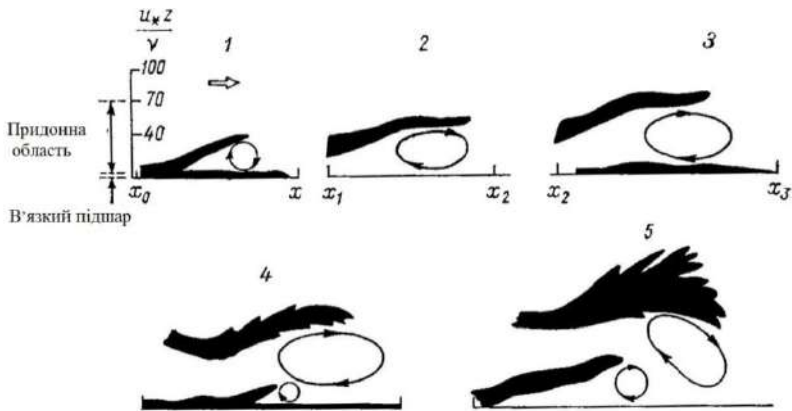


Рис. 8.29. Нестационарна течія у в'язкому підшарі (за В.С. Боровковим)

Інші частинки потік ніби тягне по дну. Тому їх можна назвати тягненими. Ці процеси відбуваються переважно у придонній області (зоні) потоку.

Поділ потоку на придонну і транзитну зони, а наносів – на придонні та завислі – транзитні може бути дещо відносним. Зі збільшенням інтенсивності течії і транспорту наносів змінюються їх механізми. Характерним індикатором придонної області є донні гряди. У нормальному (докритичному) режимі їх висоти можуть досягати третини глибини потоку. Але у критичному і надкритичному режимах (при  $Fr \geq 1$ ) вони руйнуються або перетворюються на антидюни, а придонна зона розростається, стає більш динамічною. У селевих потоках

складно виділяти дві області, а також розрізняти захоплені та зважені наноси.

Крупні наноси рухаються лише під час проходження паводків або повеней (активні стани СПР). При зменшенні швидкостей течії вони зупиняються і формують донні відклади. Під останніми розуміють приповерхневий шар алювіальних відкладів у руслах загалом. Ще одним подібним терміном є руслоформуючі наноси. Його використовують для опису характеру наносів, що відображають умови та особливості функціонування СПР на певній ділянці течії. На спаді паводку найбільш крупні фракції придонних наносів, при достатній їх кількості, можуть швидко і щільно осідати, зупинитися, ніби бронюючи ложе потоку. Такі відклади називають шарами самовимощення. З іншого боку, в умовах переважання фракцій дрібніших наносів крупні частинки слабко переносяться потоком і під дією власної ваги поступово занурюються в донні відклади. На певній їх глибині може утворитися так званий базальний горизонт. Малорухомі відклади з крупних частинок наносів на поверхні ложа потоку, русла річки можуть також утворюватися внаслідок особливих умов, процесів. Це осипання з прилеглих корінних схилів долини чи тераси, виноси селевих потоків, перенесення примерзлих до криги уламків. В умовах суворого холодного клімату останній процес може призводити до бронювання цілих ділянок русел.

Цілком очевидно, що основним чинником руху наносів є нахил місцевості (поздовжні похили русел), відповідна реалізація потенційної енергії, перехід її у кінетичну, тобто у швидкості течії. Гірські потоки можуть зрушувати валуни та брили, рівнинні – переважно пісок. Збільшення крупності руслоформуючих наносів спостерігається і на ділянках місцевого збільшення похилів руслових потоків. При зростанні кутів нахилу змінюються механізми функціонування СПР – реалізуються надкритичні режими, проявляються селеві

процеси. М.І. Маккавеевим також введено поняття про аблювіальний ефект – зрушення достатньо крупних частинок наносів під власною вагою за рахунок значних похилів і підмиву потоком нижчерозташованих частинок, які ніби підпирали перші.

Уперше залежність максимальної крупності частинок наносів від швидкості потоків води у першій половині XIX ст. описав Ері (закон Ері). Сучасна схема пояснення цього закону така:

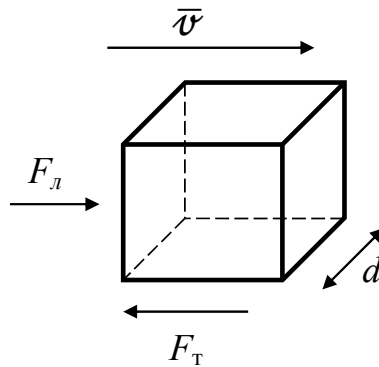


Рис. 8.30. Схема зрушення придонної частинки наносів:  
 $F_L$  – сила лобового тиску на частинку наносів;  $F_T$  – сила тертя спокою

$$F_L = \gamma_B \cdot k \cdot d^2 \cdot \frac{v^2}{2g}, \quad (8.48)$$

де  $k$  – коефіцієнт пропорційності.

$$F_T = (\gamma_H - \gamma_B) d^2 \varphi, \quad (8.49)$$

де  $\varphi$  – коефіцієнт тертя спокою;  $\gamma_H$  – питома вага частинок наносів.

Обидві сили утворюють моменти, баланс між якими відповідає умовам початку руху частинки. Ричаги відносно центру мас становлять  $d/2$  – відстань від бічних поверхонь. Оскільки в момент зрушення  $\varphi \rightarrow 0$ , момент сили опору частинки залежить тільки від її ваги.

$$\gamma_B \cdot k \cdot d^3 \frac{v^2}{4g} = (\gamma_H - \gamma_B) d^4 \cdot \frac{1}{2}, \quad (8.50)$$

звідки

$$d = \left[ \frac{k \cdot \gamma_B}{(\gamma_H - \gamma_B) \cdot 2g} \right] \cdot v^2. \quad (8.51)$$

Для ваги частинки отримуємо:

$$\gamma_H d^3 = \gamma_H \left[ \frac{k \cdot \gamma_B}{(\gamma_H - \gamma_B) \cdot 2g} \right]^3 \cdot v^6, \quad (8.52)$$

або

$$\gamma_H d^3 = A \cdot v^6. \quad (8.53)$$

Це співвідношення називають законом Ері.

Отже, крупність транспортованих потоком наносів залежить від квадрату швидкості течії, що відповідає кінетичній енергії потоку.

Наведена схема стосується питання (задач) опису динамічних та кінематичних умов зважування (зрушення, відриву) частинок незв'язного донного ґрунту (алювію, донних відкладів). Способи розв'язання цієї задачі поступово розвиваються, поглиблюються. Відповідно змінюються і схеми діючих сил. Наприклад, згідно з В.С. Боровковим, сила тяжіння, що діє на частинку,

$$F_G = \sigma_G \left( \frac{\rho_H}{\rho_B} - 1 \right) \frac{\pi d^3}{6}. \quad (8.54)$$

Сила лобового тиску

$$F_x = \rho \cdot d_x \cdot C_D \cdot \frac{\pi d^2}{4} \cdot \frac{u_k^2}{2}, \quad (8.55)$$

де  $C_D$  – коефіцієнт гідродинамічного опору;  $u_k = \bar{u}_k + u'$  – актуальна (миттєва) швидкість на рівні вершин виступів шорсткості.

Підйомна сила:

$$F_z = \rho \alpha_z C_{\Pi} \frac{\pi d^2}{4} \cdot \frac{u_k^2}{2}, \quad (8.56)$$

де  $C_{\Pi}$  – коефіцієнт підйомної сили.

Сила зчеплення з іншими частинками:

$$F_{\sigma} = \sigma_p \cdot \frac{\pi d^2}{4}. \quad (8.57)$$

Сила гідростатичного притискання (пригрузки):

$$F_p = \rho g h \alpha_p \frac{\pi d^2}{4}. \quad (8.58)$$

Аналіз діючих сил показав, що умова рівноваги – відрив частинки – залежить від співвідношення критичної швидкості течії  $v_{кр}$  і гідравлічної крупності частинки. У свою чергу співвідношення  $\frac{v_{кр}}{W}$  залежить від гідравлічного опору зернистої поверхні:

$$\frac{v_{кр}}{W} = 0,42 \sqrt{\lambda_s}. \quad (8.59)$$

Водночас слід враховувати, що на реалізацію даної умови впливають ще й інші чинники: характер рельєфу дна, вміст дрібнозернистих зважених частинок у воді тощо. Інший тип задач опису відриву і транспорту наносів пов'язаний з умовами зв'язного або скельного ґрунту. Загалом закони транспорту наносів носять складний стохастичний ієрархічний характер і є складовою функціонування СПР загалом.

Спостереження за стоком придонних наносів повинні враховувати складні механізми їх транспорту. У зв'язку з цим методи спостережень і, відповідно, прилади, засоби постійно вдосконалюються, а точність не завжди достатня.

Найпростішими приладами для відбору проб захоплених наносів є різноманітні батометри. Точність таких спостережень невисока, оскільки вони вносять збурення у потік, ними треба детально охопити різні складові рельєфу дна. Розроблено реєстратор руху наносів (РРН). Це металева штанга круглого перерізу, що встановлюється у потік і реєструє удари частинок наносів. Імпульс від ударів у вигляді пружних коливань передається по металу і приймається п'єзоелементом, який перетворює енергію коливань в електричну. Сигнали п'єзоелемента обробляє аналізатор імпульсів. (Або здійснюється запис сигналів, а потім обробка).

Особливою групою сучасних методів спостережень за придонними наносами є трасерні. Для цього у потік запускають у певний спосіб помічені частинки. Вони повинні мати питому вагу і структуру, подібну до натуральних. Мічення здійснюється за допомогою люмінесцентних фарбників, радіоактивних ізотопів або із застосуванням феромагнітних матеріалів. Відповідно до цього використовують певну методику спостережень і апаратуру. Загалом трасери розміщуються на дні потоку в певному початковому створі. Далі ресструють їх просування вниз за течією. Можна ресструвати зміни концентрації трасерів у часі при проходженні ними контрольного створу. Спостереження за трасерами можуть поєднуватися зі спостереженнями за донними грядками. Сучасні прилади й обладнання дозволяють детально фіксувати зміни донного рельєфу і створювати відповідні комп'ютерні відображення – моделі. Хоча такі спостереження більш придатні для рівнинних річок.

Найкращими способами визначення стоку придонних наносів є об'ємний та сумарний. При застосуванні об'ємного способу всі транспортовані наноси (за період часу  $\Delta t$ ) акумулюються в певній ємності (пастці). Але він придатний лише для малих потоків. Існують також способи встановлення донних пасток. Сумарний спосіб передбачає періодичне обстеження тіл занесення водосховищ.

Окрім вивчення стоку придонних наносів, ведеться спостереження за донними відкладами, перш за все, за їх гранулометричним складом. Прилади для відбору проб, переважно під водою, називають дночерпаками, відбірниками проб або донними щупами. На ділянках річок, де в межень значна частина русла звільняється з-під води, а донні відклади складаються з крупних фракцій (насамперед це гірські річки) застосовують фотографічний метод. На наноси ставлять рамку розмірами 1 м × 1 м, поділену решіткою (з натягнутих дротів чи



інших матеріалів) на квадрати 10 см × 10 см. Робиться кілька фотографій у різних частинах русла. Потім проводиться їх обробка. Можна просто фотографувати рейку.

Дослідження складу та кількості наносів виконується не тільки спеціалізованими службами моніторингу середовища, але і досить часто при практичних потребах або науковими установами. Важливою складовою їх вивчення є лабораторний експеримент.

### *Розрахунок витрат захоплених наносів*

У випадках, коли застосовується вимірювання витрат придонних наносів за допомогою батометрів, їх елементарна витрата на вертикалі становить

$$P_{зх} = \frac{m}{tl}, \quad (8.60)$$

де  $m$  – маса наносів, кг;  $t$  – час відбору проб, с;  $l$  – ширина вхідного отвору батометра, м.

Загальна витрата:

$$P_{зх} = 0,5p_{зх}b_0 + 0,5p_{зх}b_N + \sum_{i=1}^N 0,5(p_{зхi} + p_{зхi+1})b_i, \quad (8.61)$$

де  $b_0$  та  $b_N$  – відстані між крайніми витратами та урізами берегів або межами смуги руху наносів;  $b_i$  – відстань між  $i$  та  $i + 1$  вертикалями;  $p_{зхi}$  – витрата захоплених наносів на  $i$ -й вертикалі. Витрату також можна визначити графічним способом – як площу епюри елементарних витрат по ширині.

За наявності даних про виміряні витрати захоплених наносів їх середні добові значення визначають через зв'язки  $P_{зх} = f(Q)$  або  $P_{зх} = f(Q, x)$ , де  $x$  – гідравлічна характеристика ділянки потоку та русла (швидкість, похил тощо). Зв'язки можуть бути досить складними.

Спосіб розрахунку витрати придонних наносів з урахуванням параметрів донних гряд буде розглянуто при вивченні структурного транспорту наносів.

У гідрології розроблено досить багато методів розрахунку витрат захоплених наносів. Частина з них базується на схемах зрушування, зважування частинок донних наносів (відкладів). Із закону Ері випливає:

$$K\sqrt{d} = v, \quad (8.62)$$

де  $K$  – коефіцієнт пропорційності, що дорівнює приблизно 5,0. Надалі було виявлено, що дане співвідношення справедливе лише для досить крупних частинок, більших, ніж товщина придонного шару потоку (в'язкого підшару). Враховуючи це і спираючись на результати лабораторних експериментів з частинками  $d = 0,1-0,5$  мм, М.А. Веліканов запропонував формулу

$$\frac{v^2}{gd} = 15 + \frac{6}{d}, \quad (8.63)$$

або

$$v = 3,14\sqrt{15d + 0,006}. \quad (8.64)$$

Вона також має свої обмеження. Зокрема, при  $v \leq 0,24$  не пересуваються навіть найдрібніші частинки.

Дослідженнями В.М. Гончарова, І.І. Леві та інших учених визначено критичні швидкості течії. Зокрема, розглянуто поняття про кризові (критичні) умови стійкості зерен на дні руслового потоку, критичну середню швидкість течії на вертикалі, незрушуючу (нижню граничну) критичну швидкість та зриваючу (верхню граничну) критичну швидкість. Згідно з теоретичною схемою В.М. Гончарова, рівняння для критичної швидкості враховує як умови кризи стійкості частинки безпосередньо на дні потоку, так і характер профілю швидкостей плоского потоку по глибині.

$$v_{кр} = \lg \frac{8,8h}{d} \sqrt{\frac{2g(\gamma_n - \gamma)d}{\alpha\gamma}}. \quad (8.65)$$

Для найменшої зриваючої швидкості та її співвідношення з незрушуючою отримано:

$$v_3 = \lg \frac{8,8h}{d} \sqrt{\frac{2g(\gamma_n - \gamma)d}{1,75\gamma}} = 1,41v_n. \quad (8.66)$$

Пропорційність цих швидкостей відноській гладкості потоку –  $h/d$  – відображає переважно вплив глибини.

У спрощеному вигляді в багатьох схемах задіюють поняття «нерозмиваючі швидкості» потоку ( $v_0$ ). Для них запропоновано багато формул, а також відповідні таблиці.

У гідравліці та гідротехніці, по відношенню до функціонування каналів, використовують поняття мінімальної (незамулюючої) та максимальної (нерозмиваючої) допустимої швидкості. Тут також вдаються до відповідних формул і таблиць (наведені в нормативних документах та довідниках). Зокрема, для  $v_{\text{доп.}}$  при  $\frac{h}{d} \leq 600$  застосовують формулу Студеничникова:

$$v_{\text{доп.}} = 3,6 \sqrt[4]{\frac{h}{d}}, \text{ м/с}, \quad (8.67)$$

при  $\frac{h}{d} > 600$  – формулу Латишенкова:

$$v_{\text{доп.}} = 5 \cdot d^{0,3} \cdot h^{0,2}, \text{ м/с}. \quad (8.68)$$

Вона подібна до формули Шамова:

$$v_{\text{в.гр.}} = 6,0 \cdot d^{\frac{1}{3}} \cdot h^{\frac{1}{6}}. \quad (8.69)$$

$$v_n = v_{\text{н.гр.}} \approx 0,62v_{\text{в.гр.}} = 3,7 \cdot d^{\frac{1}{3}} \cdot h^{\frac{1}{6}}. \quad (8.70)$$

Для розрахунку власне витрати придонних наносів досить розповсюджене використання схеми

$$P_{\text{зх}} = G = v_{\text{нан.}} \cdot \gamma_n \cdot d \cdot m, \quad (8.71)$$

де  $v_{\text{нан.}}$  – швидкість руху наносів;  $m$  – динамічний коефіцієнт суцільності руху наносів. Дана схема відображає транспорт наносів у шарі товщиною, що приблизно дорівнює  $d$ .

Приймають:

$$v \sim v_c - v_n, \quad (8.72)$$

де  $v_c$  – середня швидкість на вертикалі.

За Гончаровим

$$m = m_0 \left( \frac{v_c}{v_3} \right)^3, \quad (8.73)$$

де  $m_0$  – відносний статичний коефіцієнт суцільності заповнення відкладів частинками наносів.

Більш детальні дослідження показали, що

$$m = m_0 \left( \frac{v}{v_3} \right)^3 \cdot \left( \frac{d}{h} \right)^n. \quad (8.74)$$

Для елементарної витрати придонних (захоплених) наносів отримуємо:

$$P_{3x} = m_0 \cdot \gamma_n \cdot d (v_c - v_n) \left( \frac{v_c}{v_3} \right)^3 \cdot \left( \frac{d}{h} \right)^n, \quad (8.75)$$

де  $P_{3x}$  – у кг/с · м.

Замінімо  $v_3$  на  $1,6 v_n$  і позначимо

$$\left( \frac{1}{1,6} \right)^3 \cdot m_0 \cdot \gamma_n \cdot d = k. \quad (8.76)$$

Тоді

$$P_{3x} = k (v_c - v_n) \left( \frac{v_c}{v_3} \right)^3 \cdot \left( \frac{d}{h} \right)^n. \quad (8.77)$$

За даними Г.І. Шамова,

$$P_{3x} = 0,95 \cdot \sqrt{d} \cdot (v_c - v_n) \cdot \left( \frac{v_c}{v_3} \right)^3 \cdot \left( \frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{4}}, \quad (8.78)$$

де  $B, h, d$  – у м;  $v$  – у м/с;  $P_{3x}$  – у кг/с;  $p_{3x}$  – у кг/с · м.

Вона рекомендована для  $d = 0,1 \div 2$  мм.

Загальна витрата буде:

$$P_{3x} = \int_D^B p_{3x}, \quad (8.79)$$

або при рівномірному розподілі  $p_{3x}$  по ширині потоку:

$$P_{3x} = B \cdot p_{3x}. \quad (8.80)$$

При цьому також виконується відсікання фракцій нерухомих наносів.

$$d_{\text{гран}} = 0,012 \frac{v^3}{h}. \quad (8.81)$$

За методом В.М. Гончарова,

$$P_{3x} = 1,2 \cdot B \cdot (1 + \varphi) \cdot v_{\text{ГН}} \cdot d_c \cdot \left( \frac{v_c}{v_{\text{ГН}}} \right)^{\frac{13}{3}}, \quad (8.82)$$

де  $v_{\text{ГН}}$  – гранична незрушуюча швидкість;  $d_c$  – середнє значення крупності наносів у суміші;  $\varphi$  – параметр. ( $P_{3x}$  – у кг/с, інші

розмірності такі ж, як і у формулі Шамова. Принципу розмірностей тут не дотримано).

$$v_{\text{ГН}} = \lg 8,8 \frac{h}{d_{95}} \cdot \sqrt{\left(\frac{2g(\rho_n - \rho)}{3,5\rho}\right)} d_c, \quad (8.83)$$

де  $d_{95}$  – діаметр крупних частинок, дрібніше яких у загальній пробі вміщується 95 %.

Значення  $\varphi$  залежить від  $d_c$ .

$d_c$ , мм	0,06	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2	1,5	>1,5
$\varphi$	15,8	7,3	3,25	2,09	1,67	1,42	1,25	1,15	1,15	1,00

Якщо в суміші наносів на дні є фракції, що не зрушуються при даних швидкостях течії, їх слід виключати з розгляду.

Для розрахунку витрат захоплених наносів гірських та напівгірських річок ( $\bar{d} = 2 \div 200$ мм) можна застосовувати метод В.В. Романовського.

$$P_{\text{ЗХ}} = 0,01B \cdot d \cdot \rho_{\text{в.н.}} \cdot \alpha \cdot (v_c - v_0 \sqrt{\frac{f}{f_0}}) \cdot \left(\frac{v_c}{v_0} \cdot \frac{W_{\text{макс}}}{W}\right), \quad (8.84)$$

де  $d$  – середньозважений діаметр наносів, що рухаються у придонній області потоку;  $\rho_{\text{в.н.}}$  – густина відкладів наносів (у пухкому тілі);  $\alpha$  – перехідний коефіцієнт від середньої швидкості потоку до придонної;  $v_0$  – початкова швидкість зсуву (тягнення) потоком частинок розміром  $d$ ;  $f$  – коефіцієнт динамічного тертя частинок об підстильну поверхню дна;  $f_0$  – коефіцієнт статичного тертя частинок об підстильну поверхню дна;  $W_{\text{макс}}$  – максимальна вертикальна пульсація швидкості потоку;  $W$  – гідравлічна крупність частинок, що залежить від  $d$  та коефіцієнта форми частинок  $\theta$ . Початкова швидкість  $v_0$  та перехідний коефіцієнт  $\alpha$  залежать від певних гідравлічних параметрів потоку, коефіцієнт статичного тертя – від величини і форми частинок, коефіцієнт динамічного тертя – від співвідношення  $v/v_0$  та форми частинок.

Для гірських річок, складених найбільш крупним матеріалом, при відносних гладкостях  $h/d < 15$  і так званій безструктурній формі руху придонних наносів можна використовувати формулу, розроблену вченими Киргизького НДІ водного господарства.

$$P_{зх} = k \frac{\gamma_n v}{\sqrt{g}} \cdot \sqrt{d} \cdot \left( \frac{v}{v_{з.н.}} \right)^3 \cdot (v - v_{з.н.}) \cdot \left( \frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{m}}, \quad (8.85)$$

де  $v_{з.н.} = 0,7v_0$ ;  $v_0$  – швидкість потоку, при якій припиняється масове транспортування донних наносів (нерозмиваюча);  $k$  – коефіцієнт, що враховує форму частинок (для брилоподібних, окатаних  $k = 0,0018$ ; для пластинчатих  $k = 0,0012$ );  $\gamma_n = 2650 \text{ кг/м}^3$ ;  $m = 1,5 + 0,314 \cdot C/\sqrt{g}$ , де  $C$  – коефіцієнт Шезі на розрахунковій вертикалі.

#### *Структурний транспорт наносів*

Відносно збалансований транспорт наносів річковими потоками, із врахуванням неминучого періодичного осадження частинок на дно, означає, що процеси взмиву й акумуляції чергуються, взаємно доповнюються. Їх розподіл у просторі означає утворення розмивних та акумулятивних форм – руслових форм і морфологічних елементів заплав. Ці форми називають проявом структурного транспорту наносів. Виявлено, що характер організації руху наносів, перш за все, залежить від співвідношень  $v/v_0$ ;  $v/w$  або критеріїв стійкості. Особливою, найбільш важливою складовою структурного транспорту наносів є їх грядовий рух. Вивчення донних гряд – один із найважливіших напрямків досліджень річкових СПР, експериментальних СПР, СПР ПВС загалом. Схему руху донних гряд в умовах спокійної течії наведено на рис. 8.31.

Вважають допустимим оцінювати витрати придонних наносів через параметри донних гряд: довжина (крок) гряди –  $l_r$ ; висота гряди –  $h_r$ ; крутизна гряди –  $K_r = h_r/l_r$ ; коефіцієнт

повноти форми гряди –  $\alpha = S/h_{\Gamma}l_{\Gamma}$ , де  $S$  – площа перерізу гряди. Швидкість переміщення гряди розраховують за формулою

$$C_{\Gamma} = \frac{\Delta x}{\Delta t}, \quad (8.86)$$

де  $\Delta x$  – зміщення гребеня гряди за період часу  $\Delta t$ .

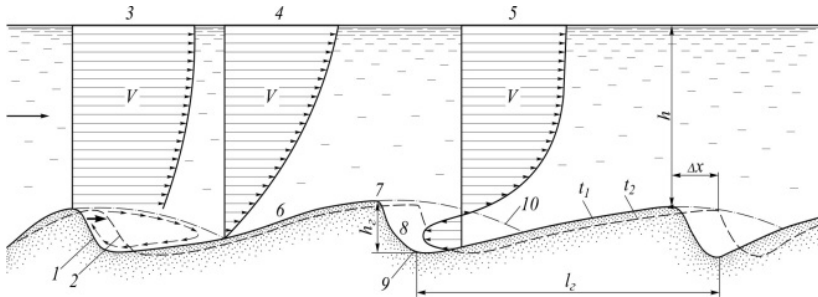


Рис. 8.31. Схема руху придонних (захоплених) наносів у вигляді донних гряд:

*1 і 2 – послідовні положення гряд у моменти часу  $t_1$  та  $t_2$ ;  
3, 4, 5 – епюри розподілу швидкостей течії; 6 – напірний скат гряди;  
7 – гребінь гряди; 8 – тиловий скат; 9 – підвалля; 10 – межа коловоротної області;  $l_{\Gamma}$  та  $h_{\Gamma}$  – довжина та висота гряди відповідно*

Для опису руху гряд по ширині річки призначають кілька поздовжніх профілів. На них періодично фіксують положення гряд і визначають швидкість їх руху. Елементарну витрату придонних наносів визначають за формулою

$$p_{\Gamma} = \alpha \cdot \rho_{\text{відкл}} \cdot \bar{h}_{\Gamma} \cdot \bar{C}_{\Gamma}, \quad (8.87)$$

де  $\alpha$  – коефіцієнт повноти форми гряди (приймається 0,5–0,6);  $\rho_{\text{відкл}}$  – щільність (густина) наносів у гряді, у «пухкому тілі»;  $\bar{h}_{\Gamma} \cdot \bar{C}_{\Gamma}$  – середні значення для серії гряд у профілі (бажано охопити 20–30 гряд). Загальну витрату  $P_{\Gamma}$  визначають за такою ж формулою, як і при вимірюваннях батометром.

Експериментальні й натурні дослідження дозволили виділити основні форми організації, структури руху придонних наносів. Вони змінюються зі зростанням загальних та придонних





Наступне збільшення інтенсивності руху призводить до руйнації гряд і виникнення так званої другої гладкої фази. Орієнтовні значення чисел Фруда при цьому становлять 1,0. При переході до бурхливої течії у потоці можуть виникати специфічні, досить динамічні форми – антидюни. Вони характерні для гірських річок, часто складаються з гальки та валунів. При цьому напірний скат короткий і крутий, на нього річкові струмені ніби натикаються (рис. 8.33). Загалом транспорт наносів на гірських річках має значну специфіку порівняно з рівнинними.

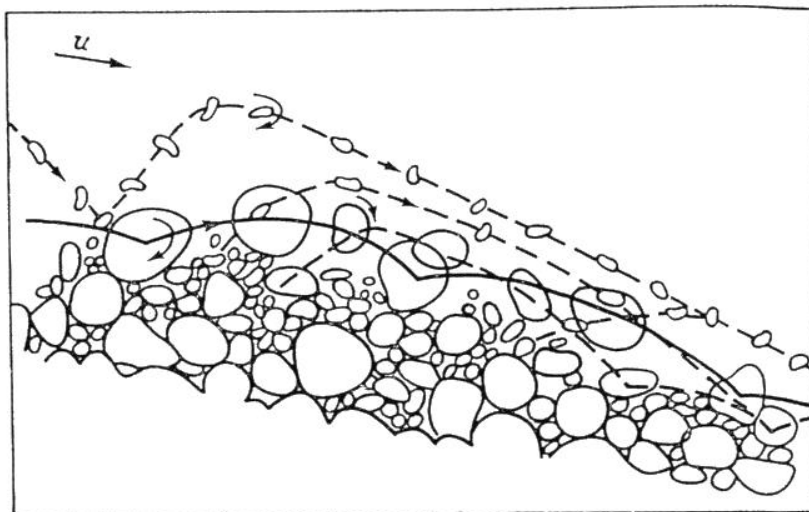


Рис. 8.33. Схеми руху придонних наносів у гірській річці у вигляді антидюни

Згідно з гідроморфологічною теорією руслового процесу, масові дрібні гряди називають мікроформами річкового русла, а гряди, що займають усю ширину русла або співмірні з нею, – мезоформами. До останніх відносять перекошені гряди (боковики), круті гряди (осередки та стрічкові).

Інколи значне збільшення витрат води, порівняно з тими, що відповідають утворенню крупних гряд-мезоформ, може призвести до зміни розміру всього русла. Схема такого процесу також запропонована Н.С. Знаменською (див. 8.6.4). Ця схема, зокрема, відображає існування закономірного зв'язку між величиною цілісних мезоформ та активного цілісного струменя, котрому вони відповідають.

*Закономірності розподілу і трансформації  
крупності придонних наносів*

На ділянках водотоків, де русловий потік може достатньо активно впливати на донні відклади, проявляється взаємозв'язок між його енергійністю, характером турбулентної течії та складом донних наносів. Під час руху потоку з вільною поверхнею реалізується потенційна енергія. Враховуючи, що більшість ПВС можна вважати плоскими, допустимо оцінити середню питому потужність на вертикалі:

$$\mathcal{E} = \frac{N'}{B} = \rho g \frac{Q}{B} i = \rho g \frac{wV}{B} i = \rho ghVi. \quad (8.88)$$

Енергійність і турбулентність річок змінюється від гір до рівнин. Порівняємо достатньо велику гірську та рівнинну річки. Витрати паводків або водопіль на гірських річках сягають 500–1000 м<sup>3</sup>/с і дещо більше, на великих рівнинних – 40000–100000 м<sup>3</sup>/с. Саме під час цих фаз водного режиму СПР активно функціонує і впливає на придонні наноси. Водночас похили зменшуються від 10–5 % до 0,1–0,05 %. Таким чином, загальна кілометрова потужність практично зберігається. Але на донні наноси впливає потужність на вертикалі. Для гірських річок можна орієнтовно прийняти  $h = 3\text{--}4$  м,  $v = 3\text{--}4$  м/с, для рівнинних  $h = 30\text{--}40$  м,  $v = 1\text{--}2$  м/с. Відповідно, показники потужності на вертикалі зменшуються в десятки разів. При цьому крупність наносів зменшується орієнтовно від 100 мм до 0,5–0,1 мм, тобто значно більше, ніж потужність. Це відповідає

нелінійним зв'язкам у системі потік – русло (зокрема, між швидкістю течії і крупністю наносів) та особливостям змін характеристик турбулентності. Якщо тепер порівняти гірські річки із селевими потоками, то за рахунок значного збільшення похилів і тому, що необхідно враховувати вже густину суміші води з наносами, потужність буде достатньою для переміщення досить великих брил.

Існують також нелінійні зв'язки між  $Q_p$ ,  $d_c$  та  $I_0$  (руслоформуючими витратами води, середнім діаметром руслоформуючих наносів і поздовжнім похилом днища долини чи смуги руслоформування):

$$I_0 = f(Q_p^n \cdot d_c^m). \quad (8.89)$$

Цей зв'язок, зокрема, вказує на те, що на ділянках виходу корінних порід, де крупність руслоформуючих наносів зростає, або в інших випадках зовнішнього впливу на СПР, що призводять до зростання значень  $d_c$ , повинні зростати й  $I_0$ . Це спостерігається на річках.

Наноси, що надходять у русла річок, можуть бути різної величини, форми, ступеня окатаності, мінералогічного складу. У горах це галька, валуни, брили. Такі наноси з'являються і на рівнинних річках, де вони перетинають виходи кристалічного фундаменту або морени давніх льодовиків, а також у каньйонах.

У верхів'ях гірських річок наноси частіше неокатані. На різних річках вони можуть бути різної величини. Місця скупчення брил і великих валунів, як у горах, так і на рівнині, переважно пов'язані з виходом корінних порід. Тобто вони якщо і рухаються, то на невеликі відстані. При цьому зазнають процесів «місцевого» окатування. Загалом найбільші фракції масового розповсюдженого (такого, що суцільною масою рухається по руслу) алювію характеризується величиною приблизно 100–300 мм. При переході до передгір'їв та рівнини крупність донних наносів поступово зменшується, орієнтовно

до 5 мм. У межах рівнин вони можуть бути різної величини, але переважають піски. Для ділянок річок у межах низовин середня їх величина може становити 0,1–0,2 мм. Менші частинки рідко формують русла. Вони характерні для річок, подібних до Хуанхе (після перетину лесового плато), що пов'язано з особливостями місцевих умов. Глинисті, суглинисті русла відносять до русел у зв'язних породах. Вони характеризуються значною специфікою формування твердого стоку.

Під час руху частинки наносів складно взаємодіють між собою. Відбуваються процеси розколювання, окатування, що залежать як від складу, міцності порід, так і від гідравлічних умов у потоках. Найбільша інтенсивність процесів руйнування, стирання спостерігається в умовах гірських річок із крупними наносами. У середині ХХ століття розпочалися дослідження таких процесів. Зокрема, Штернберг виходив із пропорційності стирання силам тертя

$$\frac{dP}{dx} = -C\varphi P, \quad (8.90)$$

де  $P$  – вага частинок;  $x$  – зміна координати (шлях);  $C$  – константа;  $\varphi$  – коефіцієнт, що враховує тертя і форму частинок.

Після інтегрування отримуємо:

$$P = P_0 e^{-C\varphi x}. \quad (8.91)$$

Якщо враховувати, що вага пропорційна діаметру у третьому степені, то

$$d = d_0 e^{\frac{-C\varphi x}{3}} = d_0 e^{-ax}. \quad (8.92)$$

За даними Штернберга, параметр  $a$  залежить від характеру порід, з яких складаються частинки. Для вапняків  $a = 4,4 \times 10^{-6} \text{ м}^{-1}$ , для гранітів –  $2,2 \times 10^{-6} \text{ м}^{-1}$ . Згідно з Карасьовим, подібний закон можна віднести до розмиву та подрібнення зв'язних ґрунтів. Він отримав дані для делювіального суглинку  $a = 573 \times 10^{-5} \text{ м}^{-1}$ , для ґрунтового дрібнозему –  $175 \times 10^{-5} \text{ м}^{-1}$ . Аналогічні залежності розглянуті також іншими авторами (Мірцхулава, Боровков та ін.). Так, Великанов, Мірцхулава та інші автори відмічають, що

процеси змін характеристик суміші частинок підлягають більш складним закономірностям, включаючи їх статистичний характер.

Зміни величини руслоформуєчих наносів пов'язані не тільки з процесами подрібнення та окатування. Частина крупних фракцій може поступово осідати й повільно формувати алювіальні відклади на днищах долин річок. Саме спільна дія всіх цих процесів лежить в основі взаємозв'язку між крупністю та показниками питомої потужності. Спрямовані зміни вздовж течії річок найкраще простежуються на ділянках вільного саморозвитку СПР у передгір'ях (у межах алювіальних рівнин) або загалом уздовж течії річок у випадках увігнутого поздовжнього профілю. Коли поздовжній похил має сходинки (місцеві базиси ерозії) або загалом опуклий, описаний зв'язок проявляється не тільки у зменшенні, а й у збільшенні діаметра.

У 50–60-х роках ХХ століття проведено ряд експериментальних досліджень щодо подрібнення та перетирання різних фракцій наносів. Зокрема, Н.В. Разуміхін дійшов висновку, що найбільшому механічному стиранню підлягають фракції дрібного гравію, а найбільшому подрібненню – фракції дрібної гальки. Найменше стирається середній та крупний гравій. Пізніше, дослідженнями 70–80-х років із біохімічного вивітрювання, що супроводжує механічні процеси взаємодії частинок наносів, доведено його найбільшу інтенсивність для середнього та крупного гравію. Це призводить до значного пониження імовірності формування природних гравійних русел, оскільки загалом в області його фракцій поєднуються максимуми механічного перетирання та біохімічного вивітрювання.

Дослідники МДУ (Р.В. Лодіна та ін.) виявили зв'язок між  $d_c$  та елементарною потужністю одиниці об'єму потоку  $\rho gvI$ , Дж/м<sup>3</sup>с. Залежність має нелінійний характер, що відрізняється для крупного алювію та пісків. У діапазоні переважання гравію

залежність не виражена (рис. 8.34). Очевидно, це пов'язано зі складними перебудовами в організації придонного шару СПР і турбулентності загалом.

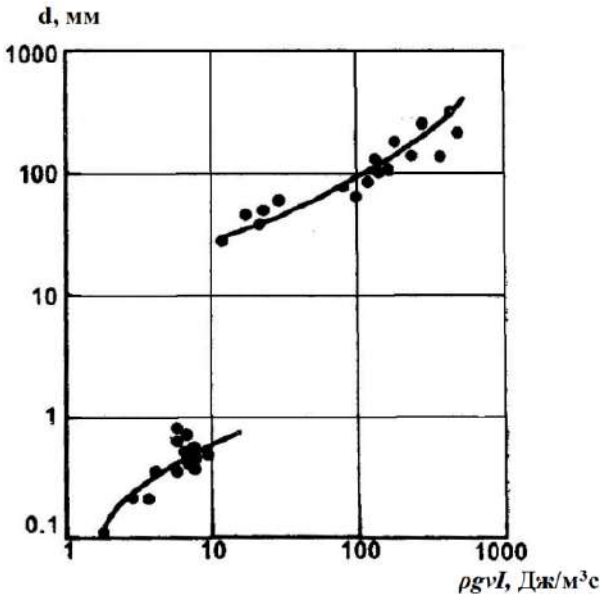


Рис. 8.34. Зв'язок середньозваженого діаметра руслових наносів р. Терек із питомою потужністю потоку (за Р.В. Лодіною та ін.)

За тривалі проміжки часу формуються системи алювіальних відкладів. Натомість сучасними процесами можуть прориватися й трансформуватися давні утворення. Відклади особливих речовин – це розсипи. Закономірностям формування розсипів присвячена ціла галузь досліджень на межі гідравліки, гідрології річок (водотоків), геоморфології та геології. Розсипи пов'язані з мінералами або самородними елементами з  $\rho_x \geq \rho_n$ . Це може бути дорогоцінне каміння, метали, інші речовини. Розсипом називають частину алювіальних відкладів, де закономірно підвищена концентрація корисного компонента.

Особливості розподілу крупності руслового алювію впливають на процеси руслоформування на ділянках водотоків. Зокрема, узагальнено розглядають таку категорію, як стійкість річкового русла. Альтернативною є категорія рухомості. Перший показник стійкості запропонував В.М. Лохтін (згодом – число Лохтіна):

$$L = \eta = \frac{d}{i}. \quad (8.93)$$

Пізніше М.А. Великанов запропонував показник

$$\eta = \frac{gd}{v_d^2}, \quad (8.94)$$

де  $v_d$  – придонна швидкість потоку. В.М. Маккавеев запропонував

$$\eta = k \frac{d}{hi}. \quad (8.95)$$

М.І. Маккавеев запропонував також

$$\eta' = \frac{d}{Bi}. \quad (8.96)$$

Поняття стійкості по відношенню до всього русла значно складніше, ніж по відношенню до придонних наносів, і якісно відрізняється від останнього. Це стійкість цілісної самоорганізованої системи. Такого роду дослідження поки що недостатньо розвинуті.

Поєднання вивчення закономірностей функціонування СПР та закономірностей транспортування і перевідкладення наносів можна також простежити на прикладі методу Крессера. Він запропонований у 60-х роках ХХ століття і полягає у відображенні на одному графіку інтегральних (кумулятивних) кривих гранулометричного складу завислих та придонних наносів. За такими графіками можна судити про взаємозв'язок між придонними та завислими наносами, співвідношення між ними. М.Є. Кондратьєв вважав, що стік завислих наносів підлеглий по відношенню до стоку придонних, оскільки дрібні фракції є заповнювачем між крупними. Тому розмиви дна значно впливають на сумарний стік наносів, а їх баланс – один із

важливих механізмів саморегуляції СПР. Пізніше З.Д. Копаліані виділив основні типи кривих Крессера (рис. 8.35).

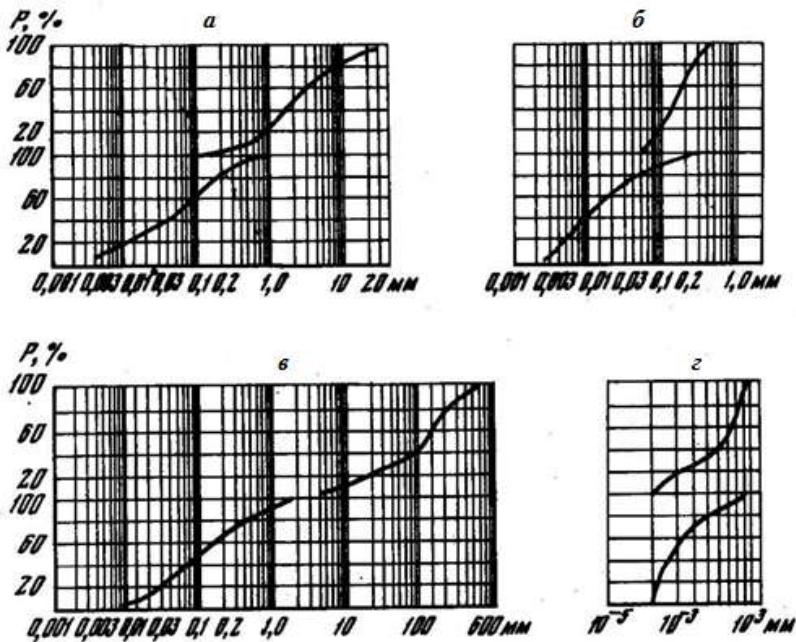


Рис .8.35. Типи кривих Крессера (за З.Д. Копаліані).

*Взаємний обмін зваженими та придонними наносами:*

*а – слабкий; б – активний; в – відсутній; г – повний*

*Транспортуюча здатність потоків, сумарні витрати,  
стік і відклади річкових наносів*

Згідно з гідрологічним словником О.І. Чеботарьова, транспортуюча здатність потоку (ТЗП) – це гранична витрата наносів, яку здатний трансформувати потік. ТЗП залежить від гідралічних характеристик потоку (похил, швидкості, глибини тощо) та складу наносів, тобто визначається конкретними місцевими умовами на ділянці потоку. Якщо реальна витрата (поступання) наносів більша, ніж ТЗП, то відбувається процес



осадження, акумуляції частини з них. В умовах недостачі наносів потік починає розмивати ложе і береги. Багато дослідників також пов'язують поняття ТЗП із поняттям незамулюючої швидкості потоку, тобто такої, коли транспортується максимальна кількість наносів, але не відбувається спрямована їх акумуляція.

Постановка питання про вивчення транспортуючої здатності потоків пов'язана з двома основними обставинами: 1) механізми транспорту придонних наносів і поділу наносів на придонні та завислі виявляються дуже складними; 2) у практичному відношенні часто необхідно оцінювати сумарний стік та баланс наносів.

Отже, ТЗП тісно пов'язана із сумарною витратою наносів або загальною середньою мутністю потоку.

М.А. Веліканов звертає увагу на те, що будь-яка статистична теорія наносів не вирішує в загальній формі питання про абсолютні значення мутності, мова може йти тільки про розподіл по вертикалі відносних її значень. Це означає необхідність використання фактичного матеріалу по конкретних ділянках водотоків, оскільки фактичний розподіл наносів по вертикалі залежить не лише від кінематичної структури потоку, а й значною мірою від наявності в руслі річки наносів, що можуть бути зваженими, їх кількості та фракційного складу. Спостерігаються ділянки річок із великими швидкостями течії і ТЗП, але складені крупними наносами. Тут реальна мутність буде незначною. Навпаки, на ділянках з повільною течією, але з дрібними донними наносами мутність може бути великою. Для застосування положень гравітаційної теорії руху наносів М.А. Веліканов звертається до аналізу умов граничного насичення потоків наносами, що виникають у випадках саморозмиву наносів та гідротранспорту наносів.

Транспорт наносів загалом пов'язується автором з енергобалансом турбулентного потоку та характеристиками

турбулентності. Розроблено відповідні методи розрахунку і формули. Зокрема, роботу потоку по підтримці частинок усіх наносів у його товщі на одиницю об'єму пропонується розраховувати за формулою

$$T = g(\rho_s - \rho)SW, \quad (8.97)$$

де  $S$  – концентрація наносів у пухкому тілі (відкладах);  $W$  – гідралічна крупність, що відповідає середньому діаметру фракції. (Загальна робота розраховується як сума робіт по зважуванню фракцій).

А.В. Караушев пов'язував ТЗП із висновками дифузійної теорії руху наносів щодо характеру розподілу мутності по глибині потоку (вертикалі). «Якщо фактична витрата зважених наносів у потоці дорівнює його транспортуючій здатності, то осадження та взмив наносів у придонному шарі врівноважується, а епіюра мутності набуває форми рівноважної кривої, що описується експоненційною формулою». Від мутності робиться перехід до витрат наносів:

$$P_s = qkN \frac{v_h^2}{h} \Gamma, \quad (8.98)$$

де  $q$  – витрата води на вертикалі (одинична);  $N$  – деяке характеристичне число;  $\Gamma$  – так званий гідромеханічний параметр;  $k$  – коефіцієнт, який при відносному об'ємному відображенні мутності дорівнює 0,000057, а при ваговому ( $\text{г/м}^3$ ) – 150;  $v_h$  – середня швидкість на даній вертикалі. Значення гідромеханічного параметра задаються номограмами або таблично, як функція коефіцієнта Шезі. Отже, ТЗП (за А. Караушевим) нелінійно залежить від опору й енергійності потоку (СПР).

За К.В. Грішаніним, відкритий потік, при заданих глибині та швидкості течії, може переносити кількість зважених частинок заданої гідралічної крупності, що не перевищує певної межі. Витрата твердих домішок, відповідна даній границі, називається ТЗП, а відповідний вміст твердої фази (середній у живому

перерізі) – критичною концентрацією або критичною мутністю. Розглянувши найбільш обґрунтовані, на його думку, формули критичної концентрації та повної витрати наносів К.В. Грішанін дійшов висновку про основну роль таких чинників: 1) кінетичність потоку (число Фруда –  $Fr = \frac{v^2}{gR} = \frac{v^2}{gh}$ ); 2) рухомість частинок ( $\frac{v_*}{W} = \frac{\sqrt{ghi}}{W}$ ); 3) гідравлічний опір русла ( $C/\sqrt{g}$ ).

Він також запропонував залежність між останніми двома чинниками (ступенем їх впливу), що дозволяє замінити один другим. На основі цього виведена спрощена узагальнююча формула

$$S \sim Fr \left( \frac{v_*}{W_0} \right)^{1,25}, \quad (8.99)$$

де  $W_0$  відповідає середньому діаметру суміші наносів, що рухаються. (Нагадаємо, що перш за все тут розглядаються завислі наноси).

Згідно з В.С. Боровковим, ТЗП може бути досліджена лише на основі детального вивчення руху твердих частинок у річковому потоці. Його придонна область найбільш сильно насичена взмитими частинками. Тому саме її треба вивчати насамперед. На основі детального аналізу таких процесів, включаючи особливості плямистого масового взмиву, він дійшов висновку про значний вплив коефіцієнта гідравлічного опору (третьої степінь) на ТЗП.

Якщо для річок питання ТЗП так і не вирішено остаточно у практичному відношенні, то для каналів розроблено та запропоновано більш апробовані підходи. Це пов'язано з можливостями регулювати, задавати значну частину характеристик і параметрів потоків та русел. Загалом підходи до розв'язання практичних задач стосовно розмивних (незакріплених) каналів можна поділити на кілька груп: 1) подібні до розробок по річках; 2) теорія режиму (режимних

каналів); 3) граничної захоплюючої сили (сили, що тягне); 4) допустимих (незамулюючих) швидкостей.

Особливим питанням визначення ТЗВ та сумарної витрати наносів є розгляд руху селей та селевих паводків на річках. В таких умовах, очевидно, досягається величина транспорту наносів, близька до найбільшої. Для прикладу наведемо формулу КиргНДІВГ, рекомендовану для умов  $i > 0,01$  (похил дна в абсолютних одиницях) і катастрофічних паводків чи повеней (повторюваність до 10 разів на 100 років):

$$T = P_S = Q_t = 7000Q \left(\frac{h}{d}\right)^{0,7} \cdot i^{2,2}. \quad (8.100)$$

На відміну від інших дослідників, М.Є. Кондратьєв наголошував на необхідності розглядати не тільки і не стільки детальні механізми транспорту частинок наносів, скільки функціонування СПР загалом як складної ієрархічно побудованої системи. При цьому на кожному рівні функціонування виявляються власні закони, які не можна звести до законів нижчих рівнів. У зв'язку із цим питання про ТЗП він запропонував розглядати крізь призму здатності природних потоків до саморегуляції. Звернувшись до аналізу формул витрати придонних наносів, дійшов висновку про широкі можливості потоку змінювати свою транспортуючу здатність шляхом зміни відношення глибини потоку до його ширини. Науковець вважав, що при недостатці наносів русло заглиблюється і стає вужчим, а при надлишку – наноси відкладаються, глибина зменшується, ширина збільшується. Очевидно також, що при цьому змінюється кінематична структура, характер турбулентності руслового потоку. Отже, транспорт наносів (перш за все руслоформуєчих) слід розглядати як структурне вираження процесів руслоформування і через вивчення відповідних законів. Саме такий підхід розвинула Н.С. Знаменська, базуючись на детальних

дослідженнях донних гряд та їх ролі в розвитку русел, функціонуванні СПР.

Підсумуємо вищевикладене. Основними чинниками, параметрами СПР, з якими пов'язують ТЗП і сумарну витрату наносів, є гідравлічний опір (витрати енергії, енергобаланс); рухомість – стійкість русла; динамізм або кінетичність потоку (числа Фруда – параметр кінетичності). Категорії рухомості виражають або через гідравлічну крупність наносів  $\frac{v_*}{w} = \frac{\sqrt{ghi}}{w}$ , або через відносну геометричну крупність  $\frac{hi}{d}$ . При цьому враховується і енергетика потоку, і відносність дій крупності при різних глибинах. Згідно з К.В. Грішаніним, перші два чинники взаємозалежні й взаємозамінні. Тому структура загальної залежності спрощується. Можна порівняти: за Грішаніним,

$$S \sim Fr \left( \frac{v_*}{w_0} \right)^{1,25}, \quad (8.101)$$

згідно зі Знаменською та Клейном,

$$C_{ppm} = 10000 Fr^4 \left( \frac{hi}{d} \right)^2. \quad (8.102)$$

Перша формула стосується переважно дрібних наносів, друга – придонних, включно з найбільшими.

Очевидно, що з кінетичністю потоку і втратами енергії взаємопов'язані характер турбулентності, внутрішньої самоорганізації аж до критичних і надкритичних станів. Відомо, що основні спрямовані зміни опору й кінетичності річок відбуваються при переході від рівнинних ділянок до гірських. Так само змінюються і критерії рухомості – стійкості. Шукані найбільш загальні закономірності повинні охоплювати такі зміни.

Як можна побачити з наведеного огляду, співвідношення ролі та процесів транспортування завислих придонних наносів досить складне. Водночас воно важливе як у теоретичному, так і

у практичному відношенні. Тому дане питання намагалися вирішувати ще від середини ХХ століття.

За схемою І.Ф. Карасьова, відношення витрат захоплених і завислих наносів ( $P_{зх}/P_{зв}$ ) є найбільшим у деякий момент після початку руху гряд. Тобто воно різко зростає від початку руху окремих донних частинок до утворення гряд (при збільшенні значень параметра  $v/v_0$  до 1,7). Потім поступово зменшується (при зростанні  $v/v_0$  до 10). Значно виражена залежність від параметра  $d/h$  (від 0,0001 до 0,01). Очевидно, що згідно з наведеними даними, такі висновки стосуються передусім піщаних і частково гравійно-галькових русел. Для гірських річок залежності можуть бути іншими. Зростання  $v/v_0$  до  $> 2-3$  означає перехід до рівнинних річок, де частка завислих наносів, безумовно, зростає.

Дослідження гірських річок Киргизії (К. Артамонов, А. Крошкін) засвідчили, що співвідношення  $P_{зх}/P_{зв}$  при  $i > 40$  ‰ може досягати 2–3, а при  $i = 8-15$  ‰ – 0,15–0,45, при  $i = 2-5$  ‰ – 0,02–0,15.

У рівнинних річках це співвідношення може становити десятки та соті.

Огляд та аналіз такого роду досліджень виконав також З.Д. Копаліані. Він виявив, що витрата придонних наносів тісно пов'язана з рухом донних гряд. Витрату завислих наносів слід оцінювати на основі вимірювань. Співвідношення витрат на вертикалі  $p_{зх}/p_{зв}$  залежить від чисел Фруда (у вигляді  $v/\sqrt{gh}$ ), власне мутності зважених частинок та частково від відносної висоти через  $(h_r/h)$ . Від мутності залежність зворотна, що загалом відповідає географічній закономірності переходу до річок, насичених дрібними наносами. Діапазон змін  $p_{зх}/p_{зв}$  дуже великий: від 0,001 до майже 1000.

Транспортування наносів поверхневими водотоками суходолу призводить до формування різних видів їх відкладів як

у межах суходолу, так і в межах Світового океану. Більш точні й повні спостереження за мутністю річок, пов'язаною із завислими, дрібними частинками. Саме переважно вони виносяться в океани та моря. Оцінки стоку придонних наносів пов'язані з розрахунками, спостереженнями за донними грядками, а також з обстеженнями різних форм відкладів (конусів виносу, алювіальних рівнин, дельт, тіл занесення водосховищ тощо). Менш розповсюджені методи оцінки об'єктів розмиву, ерозії поверхні суходолу (новоутворених від'ємних ерозійних форм).

Спостережена мутність річок змінюється у великому діапазоні значень. Середні багаторічні величини добре корелюють з геоморфологічними та кліматичними умовами у басейнах річок. Річки перезволожених територій і в межах кристалічних щитів характеризуються мутністю води менше  $10 \text{ г/м}^3$ . Для низовин лісостепу та степу вона зростає до  $100\text{--}250 \text{ г/м}^3$ . На річках у межах височин цієї зони досягає  $250\text{--}500$  і навіть  $1000 \text{ г/м}^3$ . Це стосується й зволожених гір. У період паводків або повеней мутність річок тут становить  $20\text{--}40$  тис.  $\text{г/м}^3$ . У посушливих районах може бути різною. У сприятливих умовах гір та передгір'їв з потужними кораами вивітрювання та відкладами дрібнозернистого матеріалу мутність може зростати до  $10\text{--}100$  тис.  $\text{г/м}^3$ . А якщо розглядати неосереднені величини, то значно більше. У такі періоди, при концентрації твердої фази понад  $100 \text{ кг/м}^3$ , річки стають подібними до селевих потоків.

За сучасними даними, загальний стік наносів річок у Світовий океан, найбільш імовірно, становить  $18\text{--}22$  млрд т/рік. Із них стік придонних – до  $2\text{--}3\%$ . При загальній площі суходолу  $159$  млн  $\text{км}^2$  отримуємо середній модуль твердого стоку  $125,8 \text{ т/км}^2 \cdot \text{рік}$ . Очевидно, що він значно змінюється по території. Для зволожених низовин він менше  $5 \text{ т/км}^2 \cdot \text{рік}$ , а для

гір може досягати 200 та більше. У басейнах річок з найбільшою мутністю становить тисячі тонн із квадратного кілометра на рік.

Особливим видом наносів є деревний. Він пов'язаний переважно з гірськими умовами, а також з антропогенним впливом (вирубка лісу, молевий сплав тощо). Ним спричинені й особливі явища на поверхневих водотоках, річках: навали деревини, затори з неї, відклади топляку тощо.

Для обліку стоку наносів, аналізу розмиву русел, накопичення відкладів алювію та вирішення інших питань складають баланси наносів.

#### **8.6.4. Гідроморфологія річкових систем потік – русло**

Русло – це форма. Тому дослідження русел за своїм змістом завжди були морфологічними. Оскільки об'єктом, що володіє цією формою і створює її, є потік, дослідження можна назвати гідроморфологічними. Такими вони й були по суті, від самих початків розгляду річкових русел.

Проблема вивчення потоків із деформованими межами була також поставлена в гідродинаміці на початку ХХ століття. М.А. Великанов запропонував назвати цей напрямок «динаміка руслових процесів». Надалі він увів у науку постулат про взаємодію потоку та русла. Із сучасних позицій це означає постулат про існування особливої гідродинамічної самоорганізованої системи потік – русло (СПР) (див. 8.1, 8.6.1).

Пошук законів функціонування річкових СПР із часом привів до ідеї руслового процесу. Під такою назвою вийшла монографія М.В. Великанова (1958) та колективна монографія за редакцією М.Є. Кондратьєва (1959). Згодом праці колективу Державного гідрологічного інституту отримали назву гідроморфологічної теорії руслового процесу.

Важливим її постулатом було поєднання, синтез гідродинамічного, гідрологічного та геоморфологічного аспектів досліджень. М.Є. Кондратьєв поставив за мету вести



пошук найбільш загальних схем будови та розвитку русел, що відповідають сутності руслового процесу. В результаті створено типізацію руслового процесу. У монографії 1959 року виділяли чотири основних типи русел: 1) річки, що вільно меандрують; 2) річки з обмеженим меандруванням; 3) однорукавні немеандруючі річки; 4) розгалужені русла. Як бачимо, фактично це ГМТ. Удосконалена типізація опублікована в 60-х роках. На рис. 8.36 наведена схема типізації. Всі типи ув'язані в систему на базі певних принципів уявлень про русловий процес. Зокрема, провідною ознакою вважалася звивистість русла, тісно пов'язана зі здатністю потоку транспортувати наноси. Значне надходження твердого матеріалу (наносів) потребує для його транспортування використання всього можливого поздовжнього похилу річки, що досягається її спрямленням. При наступному збільшенні навантаженості наносами потік втрачає глибину та збільшує ширину. Це характерно для руслової багатурукавності. Таким чином, критичний (граничний) похил, що відповідає однорукавному прямолінійному руслу, розділяє всі інші річки на дві великі групи: при надлишку поздовжнього похилу виникає меандрування з усіма його різновидами, а при недостатці утворюються широкі неглибокі (розгалужені) потоки у відносно прямолінійних руслах.

Отже, в центрі всієї системи процесів знаходяться прямолінійні однорукавні русла, яким, за схемою типізації, відповідають стрічково-грядові та боковикові. Ці два типи руслового процесу базуються на зміщенні вниз за течією великих гряд-мезоформ. І хоча дану типізацію завжди відносять до рівня макроформ, М.Є. Кондратьєв у 1982 році написав: «Вивчення мезоформ є шляхом до розкриття основних закономірностей власне руслового процесу і до розуміння його логіки».

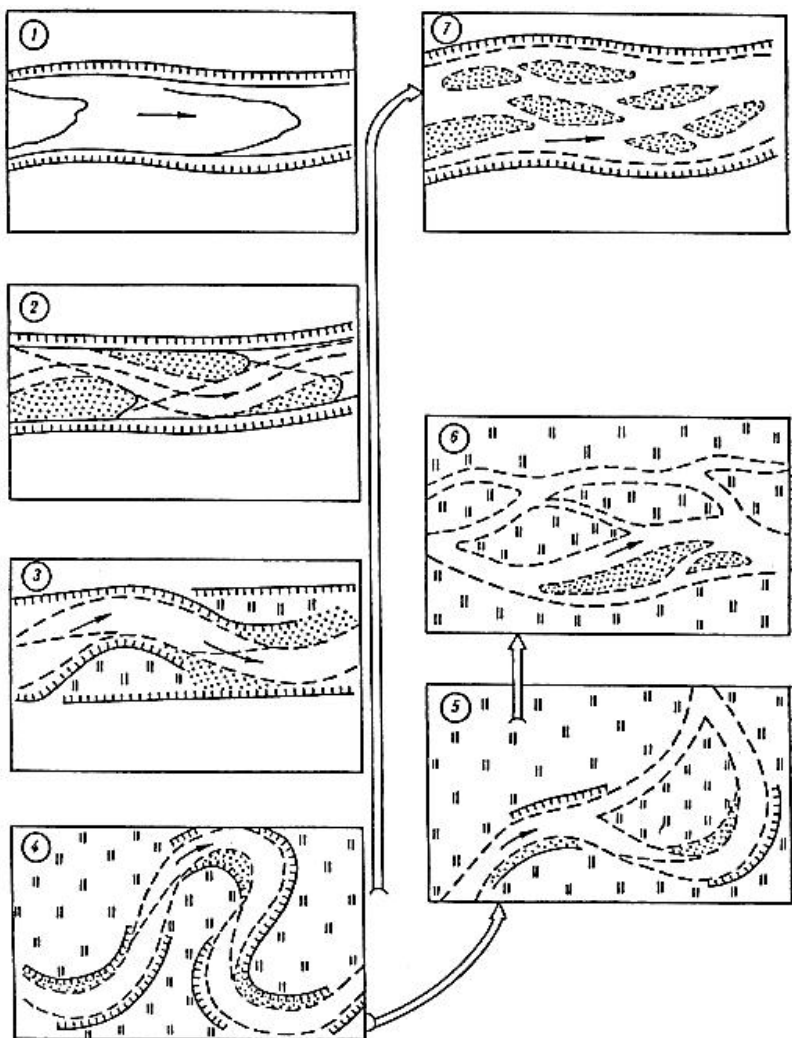


Рис. 8.36. Схема типізації руслового процесу  
 (за М.Є. Кондратьєвим та І.В. Поповим):  
 1 – стрічково-грядовий процес; 2 – боковиковий;  
 3 – обмежене меандрування; 4 – вільне меандрування;  
 5 – незавершене меандрування; 6 – заплавна багаторукавність;  
 7 – руслова багаторукавність

Такий висновок підтверджується й багатьма іншими дослідженнями. Зокрема, відомий погляд М.А. Великанова на зародження звивин із прямолінійного русла завдяки особливостям внутрішньої структури потоку доповнений експериментальними та натурними даними. Схематично це відображено на рис. 8.37.

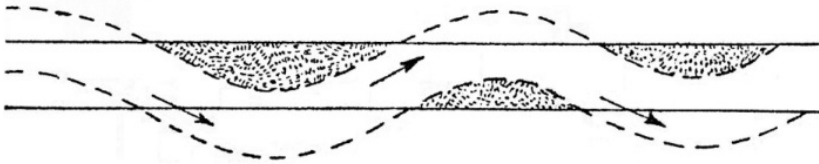


Рис. 8.37. Початкова стадія розвитку макроформ (звивин) русла з боковиків (за М.А. Великановим)

За участю гряд зароджуються також розгалужені русла. Ділення річкової СПР розпочинаються з виникнення осередка на межі двох струменів. Надалі цей процес може примножуватися. Зокрема, це показано відомими експериментами Л. Леопольда та М. Вольмана.

У 8.6.3 ми вже навели дані про дослідження гряд, виконані Н.С. Знаменською. Стосовно розвитку СПР річок нею у 70-х роках запропоновано враховувати в аналізі руслового процесу фази активного впливу потоку й успадкування вироблених форм (активні та пасивні процеси). Відповідну схему типізації руслового процесу наведено на рис. 8.38.

У 80-х роках у дану схему введено процес подвоєння величини гряд-мезоформ у зв'язку зі збільшенням розмірів (витрати) активного потоку-струменя (рис. 8.39).

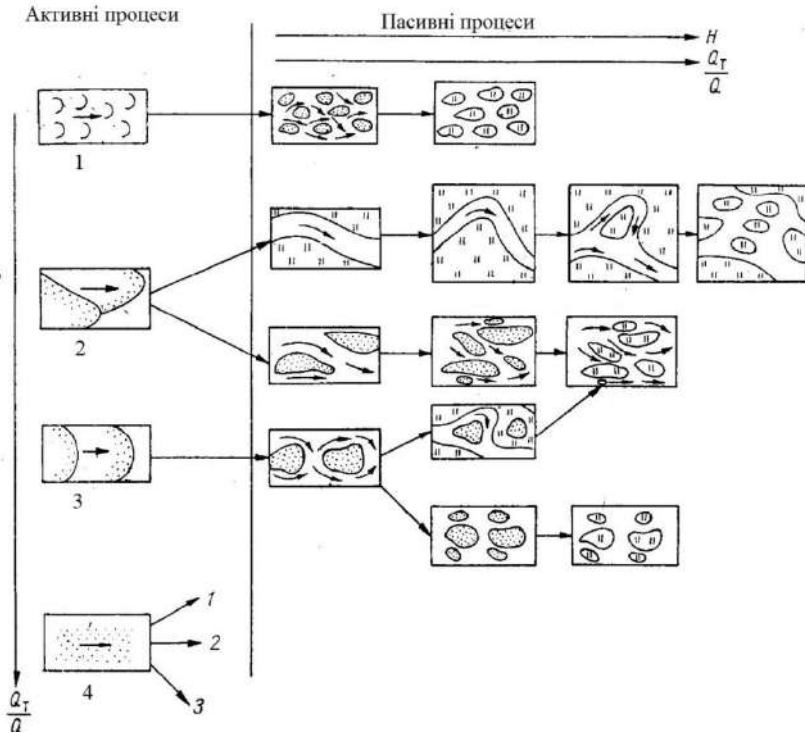


Рис. 8.38. Типізація руслового процесу за Н.С. Знаменською (1976 р.):

- 1 – осередковий тип (мікроформи);
- 2 – боковиковий тип (перекошені гряди);
- 3 – стрічково-грядовий тип (круті гряди);
- 4 – блукаючі річки (друга гладка фаза)

Н.С. Знаменська запропонувала процеси формування головного рельєфу русла та процеси його успадкування та відповідних структурних змін описувати як єдині закономірності формування річкових русел, пов'язані з функціонуванням цілісноструминної СПР.

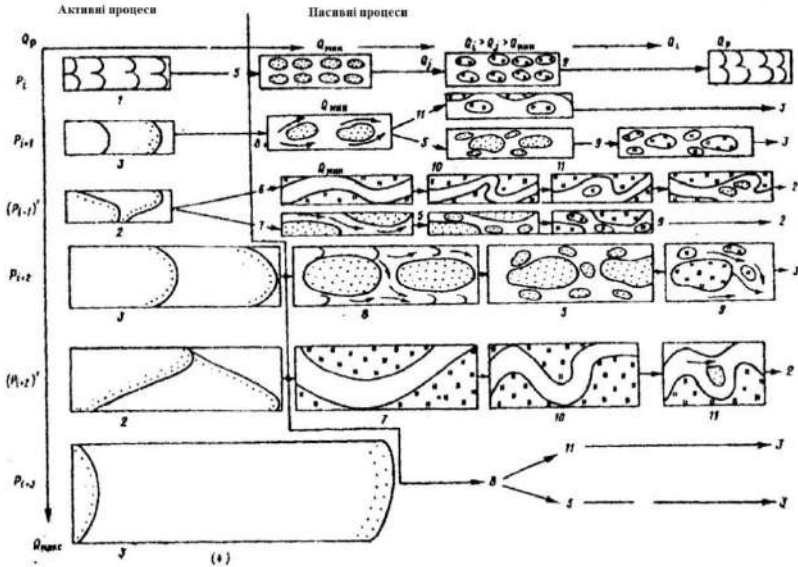


Рис. 8.39. Схема змін структурного транспорту наносів і розвитку руслових форм для активних та пасивних процесів (за Н.С. Знаменською)

Як відомо, процеси подвоєння розмірів гряд-мезоформ відображають закономірний їх зв'язок із розмірами всієї СПР. Такого роду гідроморфологічні залежності загальновідомі й розроблялися протягом ХХ століття. Перш за все вони стосуються зв'язків витрат води, кроків основних форм русел, ширин та глибин руслового потоку. Загальний вигляд залежності між кроками форм та витратами води:  $L = K_1 \cdot Q^n$ . Якщо кроки відносити до активних мезоформ, а витрати – до активного струменя, що їх створює,  $n \approx 0,67$ . Графік такої залежності зображений на рис. 8.40.

Він побудований із врахуванням даних по річках, а також експериментальних даних. На ньому відображено схему подвоєння розмірів СПР Н.С. Знаменської (див. 8.6.3). Можна також показати, що для меандруючих річок, для яких більш

характерні пасивні умови руслоформування і менша вираженість активного струменя, кроки форм стають меншими (рис. 8.41).

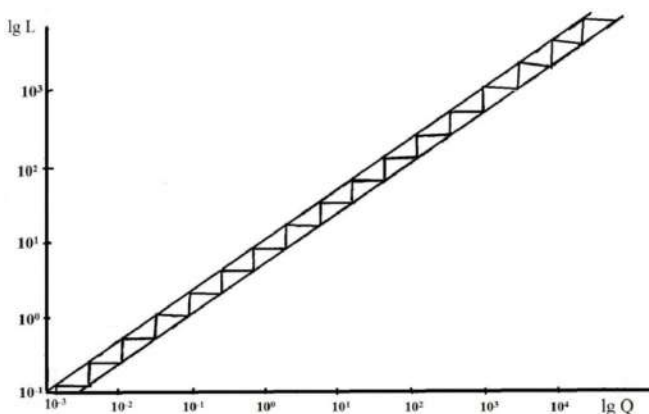


Рис. 8.40. Графік узагальненої залежності між кроками активних руслових форм та руслоформуючими витратами води в річках й експериментальними даними.  
(Витрати води подано в  $\text{м}^3/\text{с}$ ; крок форм – у метрах)

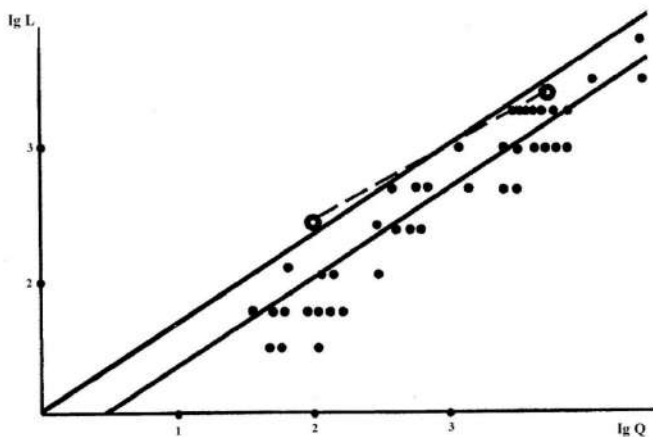


Рис. 8.41. Порівняння залежності  $L = K_1 \cdot Q^n$  з даними про кроки невимушених річкових звивин (пунктирною лінією показано залежність для піщаних русел за даними Р.С. Чалова)

Область активного транзитного струменя в русловому потоці розташована над придонною. Остання виступає в ролі «рідкого ложа». Основні процеси морфогенезу здійснюються у відносно вільному струмені. Вільні струмені (струминні течії) формуються також в океані та атмосфері (див. 8.6.1). Можна зробити припущення, що процеси їх самоорганізації подібні до таких же в річках чи в лабораторних умовах. Ці течії створюють відповідні власні русла. Вони зароджуються в певних умовах завдяки інтенсифікації поступального руху. А в інших умовах інтенсивність руху послаблюється, вони починають меандрувати. Дані про кроки руслових форм, поперечні розміри і швидкості поступального руху струминних течій показують, що вони не суперечать залежності  $L = K_1 \cdot Q^{0,67}$  (рис. 8.42). Відхилення вправо від основного графіка пов'язані з тим, що дані стосуються меандр-звивин і, можливо, з відносною глибиною.

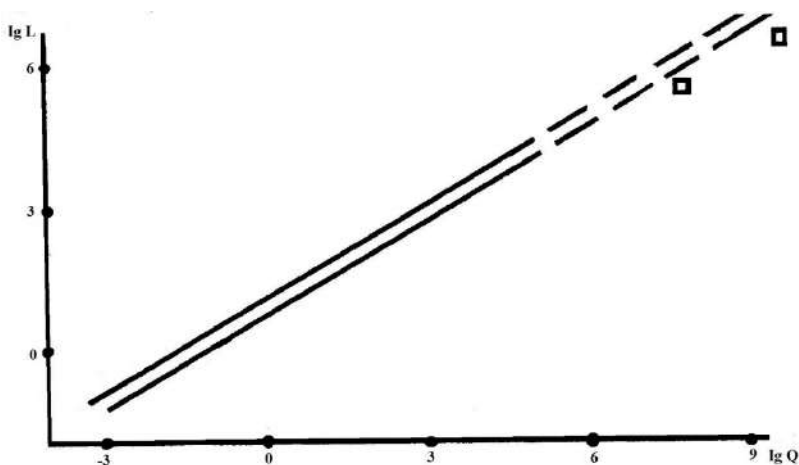


Рис. 8.42. Порівняння залежності  $L = K_1 \cdot Q^n$  з даними про Гольфстрім і струминні течії атмосфери

Базуючись на подібності морфології струменів атмосфери, океану, річок, експериментальних потоків, будемо вважати, що ми розглядаємо СПР одного роду самоорганізації. Більш детальні дослідження пов'язані із застосуванням методів гідродинаміки (геофізичної гідродинаміки), динаміки руслових потоків. Даний рід СПР можна назвати геоструминним. Для його розвитку необхідні умови інтенсифікації течії до досягнення певного діапазону поступальних швидкостей. Інтенсифікація здійснюється на різних контактних поверхнях (у контактних зонах). Для річок це контакт із розмивною твердою нахиленою поверхнею суходолу; для умов океану – притиснення до берегів; для умов атмосфери – межа різних повітряних мас, атмосферних утворень. Пристосування геоструминної СПР до різних природних умов є її адаптаціями. Їх можна класифікувати. Одним із загальних процесів адаптації є зміни відносної глибини, розпластаності руслового потоку. У гідрології відома залежність виду  $h = k \cdot B^{1/2}$ , запропонована В. Глушковим. Пізніше, на його честь, запропоновано  $\sqrt{B}/h = \Gamma$  називати числами Глушкова. Вони об'єктивно відображають один із проявів закону нелінійності зв'язків між характеристиками СПР. За їх допомогою можна порівнювати розпластаність СПР у різних умовах. Зокрема, для струменів річок характерні значення  $\Gamma = 2-3$ ; у випадках меандрування цілісні річкові струмені можуть додатково стягуватися ( $\Gamma = 1-2$ ); для струменів океану  $\Gamma = 0,3-0,4$ ; а для атмосфери  $\Gamma = 0,1-0,2$ . Це вказує на вплив ступеня вільності умов самоорганізації, меншого вертикального стискання в полі гравітації Землі.

Іншим важливим показником морфології СПР є співвідношення між кроком руслових форм і шириною русла. Цим співвідношенням відповідають характерні форми русла в плані. Чим більше співвідношення  $S = L/B$ , тим більш



відносно витягнуте, стягнуте русло. Важливо, що ці характеристики однакові для річок і струминних течій океану й атмосфери. Це підтверджує думку про зменшення чисел Глушкова за рахунок збільшення глибини при однаковій ширині.

Адаптації геоструминної СПР відбуваються, перш за все, за видом контактної зони або поверхні. Можемо виділити підрид на розмивній твердій поверхні. Основні тут річкові струминні СПР. Розглянемо характерні умови їх адаптації. Поверхня суходолу постійно руйнується. Основним чинником денудації виступають потоки води. Швидкість процесів денудації залежить від протиерозійної стійкості гірських порід. Стосовно сучасних річкових СПР це означає, що в пухких породах струмені виробляються швидко і функціонують достатньо вільно, а у твердих скельних – дуже повільно та у специфічних формах, які можуть виходити за межі можливостей адаптації даного роду СПР. Загалом даний чинник адаптації можна назвати ступенем розмивності порід або жорсткістю обмежень.

Другим важливим чинником, який пов'язаний з першим і доповнює його, є кількість та характеристики наносів. Він значно впливає на характер турбулентності потоків і процеси формування їх внутрішньої структури й опору.

Ми розглянули особливості виду контактної поверхні, що впливає на можливості розвитку цілісного активного струменя. Друга умова – достатні швидкості. Для ПВС вони, завперш, залежать від поздовжніх похилів. Цей чинник корелює з першими двома. Не буває водоспадів у пухких породах. А останні накопичуються переважно в межах рівнин і низовин. Загалом усі три основних чинники (жорсткість обмежень, наноси та похили) взаємопов'язані. Вони діють у різноманітних природних умовах, утворюючи конкретні поєднання.

Для класифікування річкових струминних СПР залишаємо поза розглядом випадки руйнації даного роду самоорганізації системи, що, зокрема, передбачає і достатню величину похилів та швидкостей, і розглядаємо дію перших двох чинників послідовно. Степінь жорсткості обмежень прийнято враховувати в категоріях вимушених та вільних русел. Однак у природі досить часто зустрічаються русла змішаного типу, де поєднуються виходи корінних порід з особливими формами структурного транспорту наносів. Врахуємо також, що умови вільного розвитку русел означають, що він відбувається у власних відкладах, тобто в алювіальному середовищі. Виходячи з наведеного, можна виділяти три основні групи струминних річкових СПР: 1 – структурні – СР (з переважанням форм дії корінних порід); 2 – структурно-алювіальні – СтАР; 3 – алювіальні – АР. (Для скорочення назв далі будемо називати їх просто структурними, структурно-алювіальними та алювіальними руслами).

Групи можна поділяти на класи залежно від особливостей дії даного чинника. Найбільш важливими та розповсюдженими гірськими породами, які досить жорстко обмежують розвиток річкових СПР, є: скельні; глинисті; конгломерати й валунні суглинки. Відповідні класи назвемо: 1 – скельні структурні русла (ССР); 2 – глинисті структурні русла (ГСР); 3 – конгломератні структурні русла (КСР). У групі вільного руслоформування класи виділяються за характером алювію. Це: 1 – крупноалювіальні русла (КАР); 2 – піщані алювіальні русла (ПАР); 3 – супіщані алювіальні русла (САР). Вибір категорій зумовлений режимом осадження частинок наносів у стоячій воді (турбулентний, перехідний і ламінарний, див. 8.6.3). Він проявляється і у процесах їх транспортування в річках, впливає на характер структурного транспорту, тобто на всю СПР.

Класи структурно-алювіальних русел можна отримати через поєднання класів першої та третьої груп (табл. 8.7).

Таблиця 8.7

## Класи СтАР

Класи АР \ Класи СР	ССР	ГСР	КСР
КАР	сКАР	гКАР	кКАР
ПАР	м (сПАР)	гПАР	кПАР
САР	-	гСАР	м (кСАР)

\* м – малорозповсюджені види русел.

Виключно скельні русла можуть мати різний вигляд: водоспади, пороги, скельні лотки тощо. Глинисті русла досить характерні для малих річок. Їх форма переважно компактна, нерозгалужена, часто звивиста. Менше розповсюджені русла в конгломератах. І для таких умов більш імовірно формування структурно-алювіальних русел. Загалом різноманіття структурно-алювіальних русел досить велике. Наприклад, специфічними є глинисті піщані СтАР із дефіцитними формами. Не всякі СтАР можуть узагалі виникати. Зокрема, це стосується скельних супіщаних СтАР. Малорозповсюджені скельні піщані, конгломератні супіщані. Морфологія та умови функціонування алювіальних СПР також значно відрізняється за класами. Русла з валунів характеризуються значними похилами, в них своєрідно виражені руслові форми, тут переважають надкритичні стани потоку (і СПР загалом). Супіщані русла надзвичайно динамічні, нестійкі, насичені наносами. У них зважені та придонні наноси майже не відрізняються.

Класи річкових русел (СПР) поділяються на підкласи. Для цього використовуються відповідні критерії. Вони вже значною мірою пов'язані з формами (морфологією) русел. Найбільш важливі з позицій морфодинаміки й у практичному відношенні підкласи класів алювіальних русел. Очевидно, що для них необхідно враховувати, перш за все, особливості транспорту

наносів, які залежать від умов у басейнах, умов на конкретних ділянках річок і змінюються вздовж течії.

У руслознавстві прийнято вважати, що вздовж річок утворюються ланцюги так званих морфологічно однорідних ділянок. Їх також можна назвати однорідними ділянками русел і заплав (див. 8.8). Саме на них морфогенез СПР отримує конкретне вираження за переважаючими формами русел. Продовжуючи таксономічний ряд класифікації, можемо сказати, що тут проявляються типи або види русел. Водночас їх різноманіття досить велике, оскільки навіть підкласів десятки. Виникає протиріччя між класифікацією і типологією. Один із постулатів теорії руслового процесу М.А. Веліканова констатує обмеженість різноманіття морфологічних комплексів русел (форм русел). (Обмеженість різноманіття, типовість морфології відомі і в інших науках. Вона пов'язана з конвергентністю форм, глибинною самоподібністю процесів морфогенезу певного роду). Цей постулат широко використовують у руслознавчих дослідженнях. Зокрема, в рамках гідроморфологічної теорії запропоновано не класифікацію, а саме типізацію. М.Є. Кондратьєв вважав, що теорію слід будувати для обмеженої кількості основних схем. Фактично йдеться про деталізацію проявів ГМТ у річкових СПР. Подібні схеми розроблені також шкалою М.І. Маккавєєва – Р.С. Чалова. Підходи різних шкіл дещо відрізняються.

Загалом серед алювіальних русел річок переважають звивисті та розгалужені. Цілісні прямолінійні русла відносно мало розповсюджені. Це пов'язано з тим, що для їх формування повинні скластися умови досить тонкого балансу між трьома головними чинниками: обмеженнями, наносами й похилами.

У потребах класифікування річкових СПР ми не розглядали прямо чинник поздовжніх похилів, констатуючи його скорельованість із першими двома. Однак для аналізу функціонування системи, зокрема її енергетики, слід розглянути

дані про нього. Залежності вигляду  $I = K_2 d^m \cdot Q^n$  досить розповсюджені, відомі. Узагальнено  $n \rightarrow -0,33$ . На рис. 8.43 наведено графік такої залежності, побудований на основі даних про функціонування СПР річок та деяких гідравлічних моделей, створених у лабораторних умовах.

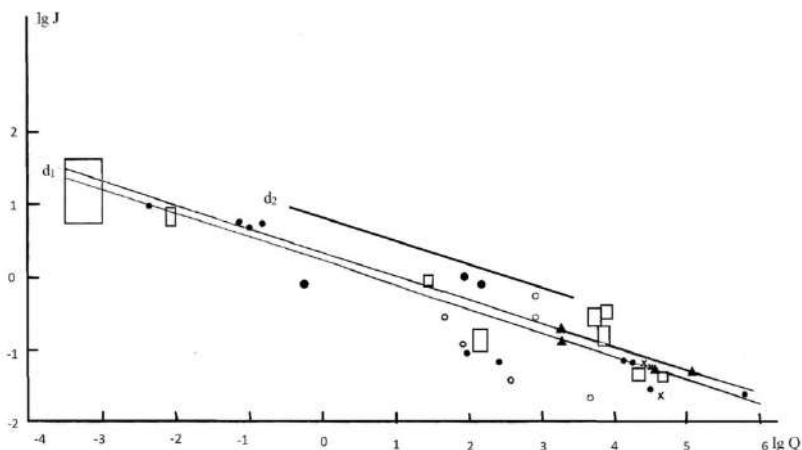


Рис. 8.43. Графік залежності між поздовжніми похилами, витратами води і діаметром донних наносів.

*(Витрати води виміряні у м<sup>3</sup>/с; поздовжні похили – у проміле.  
Позначеннями показано групи даних, що стосуються річок, експериментальних потоків, каналів)*

Ці дані стосуються алювіальних СПР і, перш за все, процесів функціонування активного цілісного струменя. Вище лінії  $d_2$  залежність поступово вироджується, оскільки власне алювіальні русла рідко характеризуються середнім значенням  $d > 100 \div 200$  мм (див. також про алювій у 8.6.3). Крупновалунно-брилові русла здебільшого відносять до структурно-алювіальних. Для структурних русел узагалі втрачається зміст показника середнього діаметра наносів. Нижче основної лінії залежності ( $d_1$ ) розташовані дані про

канали з малими похилами та річки з надзвичайно пасивними процесами руслоформування. На повздовжні похили також, до певної міри, впливає кількість транспортованих наносів.

Якщо об'єднати залежності  $L = K_1 \cdot Q^{2/3}$  та  $I = K_2 \cdot Q^{-1/3}$ , отримаємо рівняння

$$K \cdot L = Q \cdot I. \quad (8.103)$$

Його можна назвати основним рівнянням геоструминного руслоформування річок. Воно відображає найбільш загальний механізм функціонування геоструменів в умовах суходолу.

Добуток  $Q \cdot I$  відображає питому енергію руху потоку (див. 4.3.3) і, водночас, інтенсивність процесів її дисипації, що принципово важливо для відкритої дисипативної системи. Цей показник широко використовується в гідрологічних, руслознавчих дослідженнях. Із ним пов'язують особливості, різновиди СПР. Запропоновано метод  $QI$ -діаграм. Хоча вони переважно мають регіональний характер.

Виходячи з рівняння (8.101), СПР регулює інтенсивність процесів дисипації при заданому рівні  $QI$  через коефіцієнт  $K$  та крок основних, активних руслових форм  $L$ . (Величина  $QI$  формується на ділянках річок за тривалі проміжки часу і є осереднено досить стійкою). Можемо записати:

$$K = \frac{QI}{L}. \quad (8.104)$$

Якщо прийняти одиниці вимірювання  $Q$  у  $\text{м}^3/\text{с}$ , а  $L$  у  $\text{м}$ , то отримаємо  $[K] = \text{м}^2/\text{с}$ . Це відповідає одиницям вимірювання коефіцієнта віртуальної в'язкості турбулентного потоку. Через збільшення  $L$  опір зменшується і навпаки. При цьому змінюється характер морфогенезу, так, як це було показано на схемах грядового руху наносів Н.С. Знаменської (див. 8.6.3). Зменшення кроку  $L$  означає перехід СПР до меандрування або до розгалужень.

Існування досить загальних закономірностей, що описують струминні, зокрема річкові, СПР, означає дійсну самоподібність

таких систем. Важливо, що вона охоплює об'єкти різного абсолютного розміру, масштабу. Однорідність і самоподібність є основою моделювання. При цьому слід враховувати, що, використовуючи положення теорії подібності, необхідно брати до уваги ті критерії, які не змінюються для різного масштабу системи і враховують характер нелінійних зв'язків у ній. Прикладом прояву загального закону нелінійності зв'язків у системах є закон нелінійного зростання транспортуючої здатності річкових руслових потоків при їх об'єднанні. З позицій геоструминного руслоформування він пояснюється за допомогою залежності  $h \sim \sqrt{B}$ . Тобто при злитті ширина зростає відносно більше, ніж глибина (за умови збереження числа Глушкова, що в однорідних умовах повинно мати місце). При цьому нелінійно збільшується площа контакту потоку з дном на одиницю довжини, тобто цей контакт посилюється. Саме це призводить до активізації транспорту наносів. У дослідженнях з теорії руслового процесу, динаміки руслових потоків, теорії моделювання СПР розробці критеріїв самоподібності приділено значну увагу. Поряд із аналізом гідроморфологічних зв'язків, залежностей, це важливий напрямок досліджень.

Якщо перейти від головних процесів самоорганізації струминної річкової СПР до більш детального її розгляду, то перш за все привертає увагу її просторова ієрархічна структура. СПР характеризується власним простором, власною організацією простору, що проявляється в ієрархічній підлеглості елементів. На найнижчому щаблі розглядають рух окремих частинок наносів та відповідних турбулентних, динамічних процесів у потоці, більш високий рівень займають мікроформи русел, далі – мезоформи і найвищий рівень – це макроформи, що включають молоді, сучасні елементи заплави. Є пропозиції розглядати також рівні комплексних мегаформ, морфологічно однорідних ділянок, поздовжніх профілів річок. Однак тут виникає питання про час (період) їх формування і

відношення до функціонування сучасних СПР. Імовірно, ці утворення доцільно розглядати як наслідки (підсумок) функціонування СПР річок за тривалі проміжки часу та як геоморфологічні (гідроморфологічні) територіальні структури (див. 8.8). Стосовно сучасної просторової структури річкових СПР відзначають відповідність загальним законам будови і функціонування складних систем: специфіки кожного рівня, емерджентності, ієрархічної підлеглості аж до рівня прояву головного процесу системи.

Ще один важливий чинник особливостей функціонування річкових СПР – мінливість витрат і рівнів води (водний режим). Він впливає на те, що активність руслоформування може суттєво змінюватися. По відношенню до струминного руслоформування це означає активізацію струменів під час проходження значного паводку або повені. Надалі, при зменшенні витрат води, вироблені активні, основні форми успадковуються й переробляються потоком або іншими агентами. (Згідно зі Н.С. Знаменською, загальні закономірності формування рельєфу річкового русла). Загалом впливу різних діапазонів витрат води на руслоформування на конкретних ділянках річок присвячено багато наукових праць. Запропоновано різні методики кількісного опису такого впливу. В основу багатьох із них покладено оцінку витрат придонних наносів або наносів загалом. При цьому застосовують поняття руслоформуючих витрат ( $Q_{p/\phi}$ ) або їх діапазонів. У розумінні струминного руслоформування  $Q_{p/\phi}$  – це витрата відповідного струменя (діапазон витрат). У деяких випадках можуть виникати й руслоруйнуючі витрати води.

Підсумовуючи опис струминних річкових СПР, можемо відзначити, що вони підлягають законам розвитку складних відкритих динамічних систем загалом; у них, через систему адаптацій (з урахуванням головних чинників), проявляється рід



геоструминного руслоформування; водночас існують також інші види самоорганізації, процеси динаміки СПР; значне різноманіття процесів руслоформування та розвитку окремих руслових форм.

Різноманіття процесів руслоформування річок пов'язане з розмаїттям природних умов. Його можна розглядати як через класифікації, відповідно до основних чинників, так і ширше, з урахуванням дії додаткових чинників. Цілий напрямок досліджень (частина руслознавства) вивчає географічні закономірності розвитку русел. Важливий напрямок – антропогенне руслознавство.

### **8.7. Заплави поверхневих водотоків суходолу**

Заплави загалом – це вирівняні частини поверхні суходолу, які можуть періодично затоплюватися водою водних об'єктів. Переважно це річкові заплави. Хоча можуть бути також заплави озер, потоків у балках тощо. У періоди зледеніння відбувалися особливі гідрологічні процеси, формувалися значні затоплені території флювіогляціального або озерно-постгляціального характеру. Заплави, порівняно з руслом, формуються за більш тривалі проміжки часу, під дією більшого набору чинників, процесів. Вони можуть бути ерозійні, цокольні, але у більшості випадків акумулятивні, алювіальні. Завдяки значним відмінностям заплави від русла утворюється більш складна, ніж система потік – русло, руслово-заплавна система – РЗС (див. розділ 8.4). Особливості її функціонування будуть розглянуті в даному підрозділі. У більшості випадків заплави формуються завдяки поступовим бічним зміщенням русел ПВС. Таке розуміння їх генезису сформувалося поступово, в ході тривалих досліджень. Загалом наука про заплави на перших етапах розвивалась окремо від науки про річкові русла та потоки. Поступово виникла комплексна наука – заплавознавство.

### *Загальні відомості про річкові заплави*

Річкові долини розвиваються, формуються тривалий час. Протягом нього змінюються тектонічні рухи, клімат, можуть розвиватися і впливати материкові зледеніння, відбуватися річкові перехоплення, трансгресії і регресії морів тощо. Загалом вважають, що в умовах, коли на ділянці річки переважає бічна ерозія, бічні зміщення русла, формується розширене плоске днище долини, заповнене алювієм. Днище (сучасна долина) загалом, як правило, вміщує комплекс молодих терас. Найнижчою і наймолодшою, такою, що розвивається протягом останнього геологічного періоду часу, є заплава. Вона ще не вийшла з-під впливу річки і періодично затоплюється річковими водами.

Ми навели загальноприйняту спрощену схему введення поняття про річкові тераси та заплави. Насправді ці питання складні, а процеси та чинники різноманітні. Дослідження показують, що у більшості випадків сучасні заплави складені алювієм голоценового віку. Ширини заплав корелюють із величиною (порядком) річки та її долини. Водночас для однакових порядків ширина може значно змінюватися залежно від місцевих геоморфологічних умов. У деяких випадках ширини заплав досягають десятків кілометрів. Значними особливостями характеризуються умови інверсійних долин, інверсійного положення річкового русла. Тут річкові води разом із наносами можуть періодично проривати системи берегових валів і затоплювати нижчерозташовані низовинні території. Останні стають ніби «псевдозаплавами». Яскравим прикладом таких процесів є річка Хуанхе, котра в минулому змінювала положення свого русла на сотні кілометрів і затоплювала великі території.

Ступінь, глибина затоплення заплав, а також їх відносна висота над руслом річки залежать від особливостей гідрологічного режиму на даній ділянці, від амплітуд зміни

рівнів води. Такі амплітуди деколи складають десятки метрів. Відповідно висота запливи становить 10 м і більше. На малих річках висота запливи сягає 0,5 м.

М.І. Маккавеев вважав, що середня висота прируслової частини заплав рівнинних річок співмірна з середньою багаторічною висотою повені. На великих річках максимальні амплітуди рівнів води спостерігаються в середній течії. У бік гирла відбувається їх зменшення. Для гірсько-передгірних річок амплітуди зростають із віддаленням від гір, оскільки зменшуються швидкості течії.

Структура і рельєф русла та запливи можуть бути достатньо простими або складними. У першому випадку їх межа чітко виражена. У другому перехід розмитий, складний, елементи запливи існують у межах русла, а елементи русла ускладнюють будову запливи. В межах запливи та русла також можуть зберігатися останці терас. У деяких випадках заплава має східчасту будову, складається з елементів різного віку. Розмитою буває й межа запливи та першої надзаплавної тераси. Загалом для опису структури та параметрів запливи проводяться комплексні дослідження, що включають визначення віку й опис товщ алювію.

Найбільш загальне та вживане визначення заплав таке: частина днища річкової долини, вкрита рослинністю, яка затоплюється під час повеней чи паводків. Додають, що вона формується внаслідок планових (бічних) переміщень русла. Тобто це форма рельєфу, пов'язана з функціонуванням СПР за достатньо тривалі проміжки часу.

### *Генезис, будова і рельєф заплав*

Різноманіття процесів виникнення заплав на основі бічних зміщень річкових русел описують певними схемами. Класичною вважають схему, що враховує розвиток звивин вільного меандрування. У 1951 році Є. Шанцер показав, що гривиста

заплава формується за рахунок заростання прируслових відмілин біля опуклих берегів звивин. Шорсткість зарослих найвищих частин пляжів різко зростає, що призводить до зменшення швидкості течії і додаткового осадження наносів. Починає формуватися та зростати у висоту прирусловий (береговий) вал – майбутня грива заплави. Пізніше запропоновані інші схеми генезису елементів заплав. Зокрема, І.В. Попов виходив із типізації руслового процесу згідно з гідроморфологічною теорією. Він, водночас, відмічав несуперечливість цих схем із розробками Шанцера та Єленевського. Основними різновидами річкових заплав вважають заплави меандруючих і розгалужених (острівні) річок. Саме ці типи процесу пов'язані з акумуляцією алювію, розвитком акумулятивних форм. Вони, у свою чергу, поділяються на різновиди щодо особливостей розвитку русел. Як одиниці типізації розглядають ділянки, котрі характеризуються достатньо повним комплексом морфологічних елементів спільного походження, однаковим порядком напластування алювіальних товщ, закономірним водно-гідралічним режимом. Такі ділянки називають заплавним масивом.

Поряд з елементами, утвореннями сучасних заплав існують успадковані. Вони мають свою специфіку.

Теорія, схеми генезису та основи класифікації заплав поступово розвиваються. Сформовано ряд наукових шкіл. Зокрема, школа Московського державного університету (праці М.І. Маккаєєва, Р.С. Чалова, О.В. Чернова та інших учених).

Для розвинутих заплав рівнинних річок прийнято виділяти три характерні частини: прируслову, центральну й притерасну. Перша з них підвищена і складається із систем берегових валів, на яких зростає чагарникова та деревна рослинність. Центральна заплава характеризується меншими відносними висотами, вирівняною поверхнею. Вона переважно вкрита лучною

рослинністю, розвинутою деревиною. Притерасна заплава найбільш віддалена від русла, понижена, часто заболочена. Тут відкладається найменше наносів і можуть виклинюватися з-під схилів ґрунтові води. Дану схему деталізував М.І. Маккавєєв. Відповідно до місцевих умов генезису він виділив п'ять характерних фацій (підфацій) заплав: 1) фація прируслової заплави; 2) фація центральної заплави; 3) фація заток-затонів; 4) локальні фації старичного алювію; 5) фація руслового алювію.

Описані частини заплав водночас є елементами їх рельєфу та ландшафтної будови. В їх межах виділяють елементи нижчих ієрархічних рівнів. Загалом розвиваються складні заплавно-руслові комплекси. Важливими елементами заплав є верхові та низові прорви. Перші утворюються внаслідок концентрації потоків води під час наводнень у пониженнях між валами-гривами і місцевого розмиву, другі – через розмив у найнижчих частинах заплавного масиву під час спаду рівнів води. За рахунок потужного функціонування верхових прорв на центральній заплаві можуть формуватися поля виносу наносів.

Генезис і розвиток заплав підкорюється дії певних чинників та законів. Згідно зі схемами генезису, первинними є руслові процеси. При переході від русла до заплави роль активного потоку відсувається в минуле, поступово понижується. По мірі відступання руслового потоку вбік та формування берегових валів тут вже не проходить основний, активний струмінь. Є периферичні ділянки заплав, куди вода лише зрідка повільно надходить. З іншого боку, для їх формування необхідно, щоби на даній ділянці річкової долини досить тривалий час зберігалися умови відсутності глибинної ерозії. Це означає, що чинники формування заплав також слід розглядати за більші періоди часу, ніж динамічних, активних сучасних русел. Нарешті, заплава не може формуватися без наявності алювію (виключаючи з розгляду специфічні випадки формування

локальних цокольних заплав). Там, де наносів багато, берегові вали і центральна заплава швидше і більше зростають у висоту. В екстремальних випадках (наприклад, на р. Хуанхе, на ділянках проходження селей тощо) берегові вали швидко стають майже не затоплюваними і до певної міри обмежують бічні зміщення русел. В інших випадках наносів мало, відносні висоти заплави теж малі, вона затоплюється на значну глибину, утворюються ніби тимчасові місцеві озера. Загалом баланс наносів на ділянці русла та заплави за період часу  $\Delta t$  пов'язаний із такими чинниками: загальним стоком наносів по річці, швидкістю бічних зміщень її русла, неотектонічними рухами. Складні цикли останніх можуть призводити до формування кількох горизонтів похованих ґрунтів.

Поряд з основними групами чинників на розвиток заплав впливають додаткові, особливі. Це схиліві процеси, еолові процеси, мерзлота, дія підземних вод, заростання, заболочування тощо. Особливою групою чинників виступають антропогенні. Заплави розглядають як молодий річковий ландшафт (МГЛ), особливі екосистеми, геосистеми.

### *Морфометрія заплав*

До основних морфометричних показників заплав відносять:

- загальну ширину заплави та русла  $B_p + B_3$ ;
- їх співвідношення  $\frac{B_p}{B_3}$  або  $\frac{B_p+B_3}{B_p}$ ;
- ширину заплавного масиву  $B_{з.м.}$ ;
- довжину меандра звивини річки, що відповідає заплавному масиву  $S_m$ ;
- крок масиву чи меандра  $\lambda_m$ ;
- площі перерізу руслової та заплавної частин потоку  $\omega_p$  та  $\omega_3$ ;
- кут між геометричними або динамічними осями потоку в руслі й основним потоком по заплаві  $\alpha$ ;

- відносні висоти частин заплави над руслом  $h_3$  та ін.

Усі морфометричні показники наводяться, стосуються певних рівнів води: рівнів певної забезпеченості, рівнів брівок берегових валів тощо. Дані, отримані по однорідних величинах в однорідних генетичних, морфологічних умовах, можна піддавати статистичній обробці та аналізу.

У ході досліджень заплав виявлено, що мають місце закономірні зв'язки між їхніми морфометричними показниками та закономірності змін показників:

- 1) відносна ширина знаходиться у прямій залежності від витрати води під час повені (величини, порядку річки);
- 2) існує тісний прямий зв'язок між  $S_M$  і  $\lambda_M$ ;
- 3) існує прямий зв'язок між середніми рівнями повеней і відносними висотами заплав, враховуючи характер руслового процесу (наприклад, для меандруючих річок відносні висоти на 0,5–1,5 м більші, ніж для немеандруючих);
- 4) існують тісні зв'язки між відносними висотами різних частин елементів заплав;
- 5) відносні висоти заплав зменшуються від середньої до нижньої течії великих рівнинних річок.

Має свою специфіку й морфометрія заплав гірських і напівгірських річок. Це пов'язано з особливостями стоку наносів, руслових процесів, геологотектонічних умов, із впливом додаткових чинників, зокрема селей.

### *Водно-гідралічний режим заплав*

Найбільш загальні, характерні риси процесу затоплення заплав (переважно на прикладі добре вираженого заплавного масиву) відображають у наступній схемі. Перша фаза – це затоплення низових частин заплавних масивів, переважно через низові прорви. Утворюється повільна зворотна течія, вода заходить на заплаву. Під час цієї фази затоплюються значні смності заплав, що зменшує інтенсивність зростання витрат

води в основному руслі. Спостерігаються також місцеві течії, що залежать від особливостей рельєфу заплави. Транзитний потік через заплашний масив відсутній.

Під час другої фази затоплення за рахунок підняття рівнів води в руслі вода починає надходити на заплаву через верхові прорви. Загалом виникають застійні зони та зони повільної течії. В умовах заплавної багаторукавності або незавершеного меандрування зафіксовано інтенсивні транзитні течії вздовж великих проток. Наприкінці даної фази починається перелив через брівки валів і розмив нових верхових прорв.

Третя фаза спостерігається при найвищих рівнях води і характеризується утворенням загального наскрізного русло-заплавного потоку. Заплава затоплена, за винятком окремих елементів рельєфу. Діяльність прорв знівельована, не активна. Під час цієї фази русловий і заплашний потоки взаємодіють.

Четверта фаза настає на спаді повені або паводку. Заплава поступово спорожнюється, осушується. Найпізніше вода покидає низові частини масивів. Витікання води відбувається через низові прорви, які активно розмиваються.

Водно-гідрравлічний режим заплав є частиною гідрологічного режиму загалом і тісно взаємопов'язаний з іншими його складовими, зокрема з гідроморфологічним режимом (формуванням рельєфу). Важливими показниками водно-гідрравлічного режиму є частота, тривалість затоплення заплав та інші. Такі показники відносять до різних у висотному відношенні елементів заплав. Для понижених ділянок частота затоплення становить 70–100 % (майже щороку), для поверхонь прируслових валів – приблизно 40 % (1 раз на 2–3 роки). Показники також варіюють у зв'язку з природними умовами. На деяких гірських чи передгірних річках так звана висока заплава може затоплюватися лише у 20–30 % випадків.

Тривалість затоплень у низовинах чи плавнях досягає кількох місяців і навіть півроку. Затоплення високої заплави може



тривати кілька днів. Для рівнинних річок тривалість переважно становить від двох до шести декад.

Важливою кількісною характеристикою функціонування РЗС є відносна витрата води через заплаву  $Q_3/(Q_p + Q_r)$ . Вона залежить від зміни рівнів води. Впливають також місцеві умови ( $B_3/B_p$  тощо). Максимально вона досягає 50–85 %.

Заплави не тільки пропускають, а й акумулюють воду. Об'єм акумуляції може становити 35–78 % об'єму повені чи паводку. (Для інверсійних умов іноді 100 %). При цьому збільшуються витрати на випаровування та інфільтрацію, вони можуть сягати 5–10 %.

Особливим гідравлічним явищем, характерним для РЗС, є взаємодія руслового та заплавного потоків (див. 8.6.2). При взаємодії утворюються специфічні завихрення, котрі сприяють збільшенню опору і втрати енергії (див. рис. 8.18). Специфічна кінематика потоків впливає на транспорт, осадження наносів та інші процеси. Характер кінематичного ефекту істотно залежить від кута  $\alpha$ .

### *Класифікація заплав*

Початки класифікації заплав відносять до XIX століття. Першу достатньо розгорнуту класифікацію запропонував Р.А. Єленевський (1936 р.). Він виділив два блоки: А – нерозвинуті заплави; Б – розвинуті заплави.

*До блоку А ним віднесено такі види заплав:* 1 – надморенна; 2 – надкорінна; 3 – давньоозерноторф'яна; 4 – озерно-плавнева; 5 – лиманна; 6 – гірська (галькова). (*Плавні* – це заболочені, часто затоплювані, порізані протоками, озерами-старицями понижені передгірлові ділянки РЗС, вкриті густою рослинністю).

*Блок Б включає групи та підгрупи заплав:*

Б.а. Обваловано-рівнинні заплави: 1 – височинно-рівнинні; 2 – понижено-рівнинні; 3 – тайгово-аласні; 4 – ярково-девілювальні. (*Аласи* – плоскі заокруглені просадочні пониження в зоні багаторічної мерзлоти, покриті лучною рослинністю та озерами. Термін взято з якутської мови).

Б.б. Сегментно-гривисті заплави: 1 – гривисто-проносні; 2 – підвищено-глинисто-гривисті; 3 – понижені суглинисто-гривисті; 4 – крупногривисті піщані; 5 – прихованогривисті болотні; 6 – сходинково-гривисті; 7 – останцево-гривисті. (*Гриви* – витягнуті підвищення в рельєфі заплав, сформовані на основі берегових валів).

Б.в. Острівні заплави: 1 – проточно острівні довгозаплавні; 2 – крупноострівні короткозаплавні; 3 – останцево-острівні.

Б.г. Дельтові заплави: 1 – плавневі; 2 – стародельтові.

Найбільше значення для розвитку заплав Єленевський надавав так званому «алювіальному процесу». Це процес накопичення заплавної фації алювію, що залежить від місцевих умов рельєфу, водного режиму, розвитку рослинності. В залежності від нього формуються характерні особливості мікрорельєфу заплав, складу та будови алювіальних товщ. Основні чинники, покладені в основу класифікацій, Єленевський називав геоморфологічними.

Є.В. Шанцер звернув увагу на те, що заплави формуються не лише завдяки особливостям заплавного (алювіального) процесу, а перш за все під впливом руслового процесу, бічних зміщень русла. Тому він запропонував класифікацію вищого рангу (1951 р.), яка упорядковує види (типи) заплав Єленевського (рис. 8.44).

У праці «Русло ріки та ерозія в її басейні» М.І. Маккавєєв запропонував враховувати у класифікації заплав місцеві гідролого-геоморфологічні умови.

1. Заплави районів розвитку бічної ерозії:

а) однобічні;

- б) двобічні.
2. Заплави біля впадіння приток.
  3. Заплави районів переважання глибинної ерозії.
  4. Заплави пригирлових ділянок та дельт.

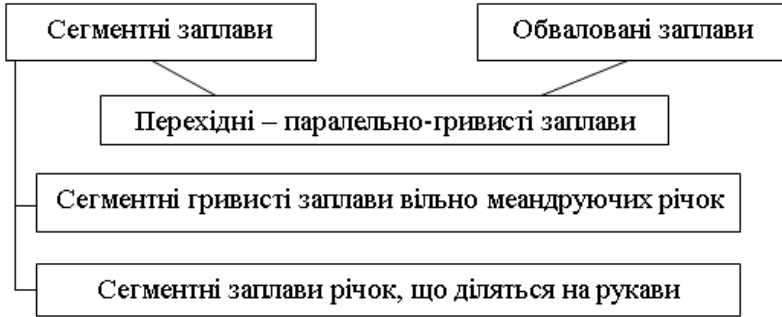


Рис. 8.44. Класифікація заправ за Є.В. Шанцером

Починаючи від 60-х років ХХ століття на теренах колишнього Радянського Союзу основний внесок у розвиток класифікацій заправ зроблено вченими Державного гідрологічного інституту та Московського державного університету. Зокрема, І.В. Попов зробив спробу об'єднати класифікацію Єленевського та Шанцера з типізацією руслового процесу гідроморфологічної теорії. Ним розроблена відповідна класифікація. Р.С. Чалов надав пропозиції щодо вдосконалення класифікації М.І. Маккавєєва та інших дослідників. У 80-х роках з'являється класифікація О.В. Чернова, котру він називає геоморфологічною. Надалі ці вчені розробили ще більш детальні класифікації русел та заправ річок.

### **8.8. Вплив діяльності поверхневих водотоків на форми та структуру рельєфу суходолу**

Поверхневі водотоки суходолу – основний агент розвитку флювіальних форм рельєфу, найбільш різноманітних та

розповсюджених серед усіх форм екзогенного походження. Особливим їх різновидом є рельєф флювіо-гляціального походження. Форми, що виникають у зв'язку з діяльністю поверхневих водотоків в межах схилів, а також селевих потоків, розглянуті в підрозділах 8.2 та 8.3. Тому в цьому підрозділі основну увагу приділено річковим долинам.

Ми вже відмічали, що найнижчою і наймолодшою терасою є сучасна заплава річок. На її формування річкова СПР витрачає багато тисяч років. Загалом же долини можуть розвиватися впродовж мільйонів років. За цей час до впливу діяльності річок додаються впливи інших чинників. Закони розвитку і типи долин вивчають у курсі геоморфології. Тут наведемо лише коротку характеристику найбільш загальних їх рис.

Як правило, розташування долин великих річок досить стабільне і відповідає будові територій, тектонічним процесам, структурі тріщинуватості земної кори. Фактично вони складаються з певних характерних ділянок, оскільки перетинають різноманітні тектонічні структури. Вздовж річки чергуються розширені та звужені ділянки долин. Найбільш характерні розширення сучасних долин в улоговинах, у передгір'ях, у межах низовин. Деколи при цьому утворюються нечітко виражені або інверсійні долини. Останні розташовані вище оточуючих територій. Таке явище спостерігається також у дельтах.

Сучасні річки можуть не відповідати характеру долин, в яких вони протікають. Це вказує на успадкування від минулих епох та інших умов. Існують реліктові долини, взагалі не зайняті сучасними річками. Існують також реліктові, викопні долини. Їх вивчення сприяє формуванню уявлень про закономірності розвитку флювіального рельєфу. Початки долин на рівнинах можуть бути пов'язані з великими балками (суходолами) або з так званим долинним замиканням (зімкненням схилів долини), або з плавним непомітним розвитком у межах вирівняних

територій. У горах початок долин в основному пов'язаний з пониженнями між хребтами (гірськими долинами).

Ерозійні цикли в розвитку долин, а також їх етапи та особливості на різних ділянках призводять до утворення систем відносно вирівняних поверхонь – річкових терас (частин колишніх днищ долин). Вони помітні в поперечних перерізах долин. У межах схилів розташовані тераси середнього та старшого віку. В межах сучасного днища долини, як правило, розташовані молоді тераси. Їх разом із заплавою та руслом називають сучасною долиною. Більшість днищ долин заповнена наносами (перш за все алювієм). Наноси можуть створювати потужні товщі, розповсюджені до значних глибин. Це вказує на попередній ерозійний вріз. У цих товщах формуються потужні підруслові фільтраційні потоки води.

Будова річкових долин, їх форма, малюнок, мережа долин досить тонко відображають особливості тектонічного розвитку й будови земної кори. Вони відображають і впливи різних екзогенних чинників, зокрема зледенінь, трансгресій і регресій морів тощо.

Лінія найнижчих точок днища долини називається її тальвегом. Він переважно зайнятий руслом річки. Поздовжні профілі днищ долин та річок відповідають як закономірностям розвитку ерозії, так і геологічній будові та особливостям тектонічного розвитку територій. Їх поділяють на ввігнуті (вироблені), прямолінійні, опуклі та східчасті. Поздовжні профілі можна будувати (розглядати) з різним ступенем детальності. Вони можуть відображати особливості тектонічних процесів, виступи слабкорозмивних порід, місця впадіння приток, перекази та інше. Профілі у кількісному відношенні характеризуються поздовжнім похилом їх ділянок ( $I$ , %):

$$I = \frac{\Delta H}{L}, \quad (8.105)$$

де  $\Delta H$  – падіння, зміна висоти (м);  $L$  – довжина ділянки (км).

Характерною рисою річкових долин є також їх асиметрія. Причини її можуть бути різні. Але спільне те, що вона впливає на розташування сучасного русла і на особливості його розвитку.

Як і річки, долини з'єднані в системи: РДС (річково-долинні); СРДС (сучасні річково-долинні, тобто системи днищ). Загалом лінійно-ерозійні форми рельєфу, вододіли та басейни утворюють складні природні абіогенні системи (річкові басейнові системи, РБС), що характеризуються різними видами структур. До основних видів структур можна віднести: лінійну мережну (порядкову, графову, малюнок), просторову (площинну, порядоккову, фрактальну, територіальну), ієрархічну (таксономічну), парагенетичну тощо. Структури знаходяться в постійному розвитку. Дослідження структур на сучасному етапі виконуються із застосуванням ГІС-технологій. Формальне відображення може впливати на характер структур. Тобто одну структуру можна по-різному формально відображати. Для характеристики структури басейну також будують графіки зростання його площ. Поряд зі структурами, що виникають на основі річок, вивчають структури схилів, пов'язані з діяльністю схилових ПВС.

Найбільш загально, генералізовано рельєф річкового басейну можна представити як сукупність схилів і вирівняних днищ долин (СРДС). Останні формально можна відображати як лінійно дендричні структури, або більш детально – як складні системи територіальних структур. Такі територіальні структури є наслідком тривалої діяльності річкових СПР. Тобто генетично це річкові гідроморфологічні структури. Але характер діяльності СПР і параметри утворень є наслідком реакції на місцеві умови, адаптації, взаємодії з системою інших чинників. У підрозділі 8.1 ми вже звертали увагу на принципову подібність СРДС, річкових систем до схеми елементарного ерозійно-транспортно-акумулятивного комплексу (ЕТАК).

Таким чином, вони включають три частини: верхню, середню («канали» стоку, основна течія) і нижню. Переходи між ними проявляються в якісних відмінностях умов функціонування річкових СПР.

У гідрології, геоморфології, ландшафтознавстві відомо, що річки перших порядків характеризуються значними особливостями, зумовленими їх відносно невеликою потужністю та розмірами.

Характеристику даної межі наводить М.Д. Гродзінський. Він запропонував виділяти два масштабних рівня басейнових ландшафтних конфігурацій: хоричний та регіональний. Також відмітив, що межа між ними носить розмитий характер і проходить приблизно по басейнах четвертого порядку. Стік, якість води і ландшафтна конфігурація басейнів вище 4-го порядку залежать від тектонічних та макрокліматичних факторів регіонального масштабу.

При проведенні аналізу переходу від хоричного масштабу структури РБС та РДС до регіонального доцільно враховувати геоморфологічне районування території. Запропоновано достатньо розвинуті складові називати стовбурною частиною системи, а складові хоричного масштабу («верхів'я річок») – кроною системи. Зокрема, перехід між ними можна пов'язувати з перетином меж геоморфологічного району чи підрайону.

Можливості розвитку стовбурних долин необхідно враховувати й у класифікації самих РДС, СРДС. Їх поділяють на хоричні та регіональні. Регіональні дендричні РДС включають і стовбурну частину, і крону. Хоричні – це елементи крони або недостатньо розвинуті окремі СРДС. До елементів крони (ЕК) входять утворення різної складності. Їх зручно описувати з урахуванням порядків. Можна також складати їх кадастровий перелік.

Важливим принципом вивчення територіальних структур РДС є ієрархічний підхід із виділенням таксонів. Місцеві геоморфологічні умови найбільш повно відображаються на формуванні однорідних ділянок долин річок (ОДД). У них «вкладені», і можуть відображати диференціацію цих умов, однорідні ділянки дниць річкових долин (ОДД). Найнижчою ланкою цієї «тріади» є однорідні ділянки русел та заплав (ОДРЗ). Вони є результатом комплексної реакції СПР на дію місцевих чинників різного характеру, від давніх до сучасних. З іншого боку, ОДРЗ являють собою достатньо повні комплекси сучасного рельєфу, що виник на основі функціонування СПР, і включають певне їх ритмічне повторення вздовж течії або інше цілісне генетично пов'язане поєднання (ділянки водоспадів, порогів, вузли злиття тощо). В межах ОДРЗ розвиваються (представлені) територіальні структури нижчих рангів, що відображають деталі, окремі складові функціонування СПР. Їх можна називати руслово-заплавними комплексами (РЗК). Таким чином, ОДРЗ береться за основну, вузлову операційну одиницю аналізу сучасної територіальної структури руслово-заплавного процесу. Їх виділення повинно враховувати повноту прояву цього процесу на певній ділянці річки у генетичному зв'язку з однорідною дією сучасних місцевих чинників функціонування СПР. Саме цим утворенням найбільше відповідають поняття молодого річкового ландшафту (МРЛ) і водного тіла (згідно з ВРД ЄС).

Послідовність ОДРЗ включені як у дендрично-об'єднувальні системи, так і роз'єднувальні (біфуркації, розгалуження). У другому випадку дія чинників функціонування СПР має значну специфіку. Це стосується як басейнових, так і місцевих чинників. І саме поняття басейну тут дещо розмивається. Зокрема, складно проаналізувати вплив басейну на кожний елемент системи розгалужень. Особливим випадком є блукання річки. (Наприклад, нижня течія р. Хуанхе у минулому).



Особливі структури ОДРЗ утворюються також на межах річок із водоймами, морями. У всіх цих випадках самі поняття русла та заплави дещо трансформуються.

Слід зауважити, що особливістю ОДд та ОДРЗ є те, що це територіальні одиниці відносного розміру, власної просторової структури СРДС. З іншого боку, порядки рік, геоморфологічні територіальні утворення – одиниці абсолютного розміру. Отже, у будові СРДС нерозривно поєднуються кілька типів ієрархії. Це слід враховувати при вивченні їх таксономії.

Абіогенні територіальні та інші структури РБС є першоосною ландшафтів і природно-антропогенних систем. Їх характеристику наведено в підрозділі 8.13 та розділі 16.

### 8.9. Термічний режим річок

Термічний режим річок впливає на формування їх льодового, гідрохімічного режиму, якості вод, функціонування річкових екосистем. Він також важливий у практичному відношенні. Зміни температури води пов'язані зі змінами теплового балансу. Запишемо рівняння теплового балансу ділянки річки, враховуючи лише найбільш важливі складові:

$$R + Q_a + Q_{в.к} + Q_d + (Q_1 - Q_2) = \pm \Delta Q, \quad (8.106)$$

де  $R$  – радіаційний баланс поверхні води;  $Q_a$  – теплообмін з атмосферою;  $Q_{в.к}$  – тепло, пов'язане з випаровуванням та конденсацією;  $Q_d$  – теплообмін з дном;  $(Q_1 - Q_2)$  – різниця між теплом, що надходить через верхній створ ділянки та виходить через нижній;  $\pm \Delta Q$  – зміни теплозапасу.

Другорядними (специфічними) складовими можуть бути: тепло ґрунтових вод, приток, тепло, пов'язане з утворенням і таненням льоду на даній ділянці річки, тепло рідких опадів, витрати тепла на танення снігу у воді, тепло біохімічних процесів, перехід механічної енергії течії у теплову (дисипація).

Зміни теплозапасу за період часу ( $\Delta t$ ) можна виразити через питому теплоємність ( $c_B$ ), масу води на ділянці ( $\rho \cdot V$ ) та зміну температури води ( $\pm \Delta t^\circ$ ):

$$\pm Q = \pm \Delta t^\circ \cdot c_B \cdot (\rho \cdot V). \quad (8.107)$$

Звідси можемо розраховувати зміни температур води:

$$\pm \Delta t^\circ = \frac{\pm \Delta Q}{c_B \cdot \rho \cdot V}. \quad (8.108)$$

Режим температур води загалом залежить від кліматичних умов місцевості. Для річок помірного клімату взимку переважають температури, близькі до  $0^\circ\text{C}$ , і додатні температури в теплу пору року. Характерний їх хід у порівнянні з температурами повітря показано на рис. 8.45.

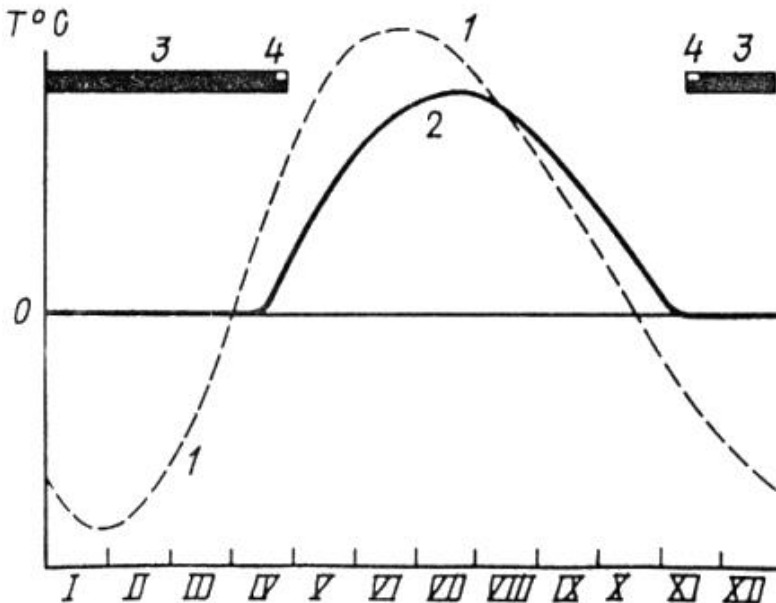


Рис. 8.45. Типові зміни температур повітря (1) та води (2) для річок помірного клімату: 3 – льодостав; 4 – льодохід

Добові амплітуди температур, як правило, не перевищують 1–2 °С. Денний максимум зсунутий на 15–17 годин. Турбулентний характер течії води сприяє вирівнюванню температур води річок у поперечному перерізі. Найбільш мінливі температури спостерігаються біля берегів. Різниця температур по глибині влітку, на великих річках, може досягати 2–3 °С (деколи до 5 °С). Температура води приток може відрізнятись від головної річки на 6–9 °С. У всіх інших випадках різниця температур не перевищує 1 °С.

Температура води може змінюватися також вздовж річок (особливо це стосується великих меридіональних або льодовикових річок).

Разом з водою переноситься певний запас тепла. Цей процес називають тепловим стоком. Тепловий стік можна розрахувати так:

$$W_T = c_B \cdot t^\circ \cdot \rho \cdot W, \quad (8.109)$$

де  $c_B$  – питома теплоємність води;  $t^\circ$  – середня температура води за розрахунковий інтервал часу  $\Delta t$ ;  $W$  – стік води ( $\text{м}^3$ ) за цей же час.

### 8.10. Льодовий режим річок

Сукупність процесів виникнення, розвитку та руйнування льодових утворень, що закономірно повторюються на поверхні, у товщі та на дні річкових потоків, називається їх льодовим режимом.

За ним річки поділяються на три групи: 1 – такі, що стійко замерзають; 2 – з нестійкими льодовими явищами; 3 – такі, що не замерзають.

Річки в умовах помірного клімату, як правило, взимку замерзають. В їх льодовому режимі виділяють три характерних фази: 1 – замерзання (осінні льодові явища); 2 – льодостав; 3 – скресання (весняні льодові явища). Льодовий режим річок в умовах суворого холодного клімату має значні особливості.

Загалом льодовий режим на ділянці річки залежить від поєднання метеорологічних чинників з конкретними умовами протікання потоку на даній ділянці.

На річках першої групи невдовзі після стійкого переходу температур повітря нижче 0 °С на річках з'являються первинні форми льоду. Переохолодження води відносно невелике, але ядер кристалізації завжди достатньо і турбулентний відвід тепла також досить розвинутий. Прибережні ділянки, відмілини, тихі затоки є першими осередками утворення льоду. Тут виникають забереги. Це пов'язано з охолоджуючим впливом берегів та повітря. Водночас в основній частині течії розвиваються голчасті кристалики льоду. Їх хаотичні скупчення біля поверхні води виглядають як плями розлитого жиру. Це явище називають «салом». Під час значних снігопадів на переохолодженій поверхні води накопичується сніжура. На багатьох ділянках також створюються сприятливі умови для виникнення внутріводного льоду. На перекатах та кам'янистих ділянках відбувається інтенсивне утворення донного льоду.

З внутріводним і частково з донним льодом пов'язана шуга. Це їх суміш із салом, сніжурую, дрібнобитим льодом, що може заповнювати значну частину поперечного перерізу річки. Загальний рух шуги називається шугоходом. Після встановлення льодоставу утворення внутріводного льоду припиняється, а шуга поступово зупиняється і стає підльодною. Найбільше шуги утворюється на бистринах і гірських річках. Деколи вона може забити майже все русло під льодом і призупинити (підперти) річку. Це явище називають зажором. На порожистих ділянках багатьох річок спостерігаються пятри – льодові острівці на конусоподібних основах, утворених з донного льоду. Спочатку утворюється підвищення біля дна, потім воно наростає до поверхні, розширюючись у більш сприятливих умовах. Більшість описаних льодових явищ відносять до первинних.

Унаслідок змерзання сала, сніжури, шуги, уламків заберегів на поверхні річки можуть утворюватися крижини. Починається осінній льодохід. Він спостерігається не на всіх річках. На поворотах чи звуженнях русла крига може накопичуватися – утворюються осінні затори. Вони, як правило, малопотужні у зв'язку з пониженою водністю річок і малою товщиною льоду. Тривалість осіннього льодоходу коливається від кількох днів до місяця та більше. На великих річках, що витікають з озер, льодохід істотно розтягається. Це також характерно для річок з нестійкими льодовими явищами. При збільшенні щільності покриття поверхні річки кригою швидкість її руху зменшується. Цьому сприяє також наростання заберегів. У певний момент часу лід зупиняється і починає змерзатися. Настає льодостав. Він може статися за одну ніч. На малих річках льодостав може утворитися шляхом змерзання заберегів. Тут лід більш гладкий. На великих річках льодостав може просуватися проти течії від місць утворення значних льодових перемичок (деколи заторів). Тут можуть утворюватися тороси. На гірських річках льодостав часто не утворюється. Частина поверхні річок залишається вільною від льоду. Це – ополонки. Вони бувають динамічні та термічні.

Товщина льоду протягом зими поступово збільшується. В основному він наростає знизу. Для оцінки його товщини використовують формули Ф. Бідіна:

$$h_{\text{л}} = 2\sqrt{\sum|-t^{\circ}_{\text{с.д.}}|}, \quad (8.110)$$

$$h_{\text{л}} = 11\sqrt{\sum|-t^{\circ}_{\text{с.м.}}|}, \quad (8.111)$$

де  $\sum|-t^{\circ}_{\text{с.д.}}|$  – сума середніх добових від'ємних температур повітря, взятих за модулем;  $\sum|-t^{\circ}_{\text{с.м.}}|$  – сума середніх місячних від'ємних температур повітря, взятих за модулем. Сніговий покрив відіграє роль ковдри. Чим він потужніший, тим повільніше наростає під ним лід.

Після моменту переходу температур повітря вище 0 °С починається танення снігу на річці та берегах. Талі води сприяють руйнуванню льодового покриву. Монолітність льодових мас порушується. Першими з'являються смуги вільної води біля берегів – закраїни. Їх виникненню сприяють також тріщини, пов'язані з припідніманням всього льодового покриву зростаючим весняним потоком. У зв'язку з цим відбуваються посування льоду. Далі у деяких місцях з'являються проталини та вимоїни. У певний момент часу починається весняний льодохід. Характер скресання річок залежить від конкретних погодних та місцевих умов (на ділянці річки), а також від загальних природних умов території. Основними категоріями чинників цього процесу є теплові та механічні. При зростанні ролі механічних чинників скресання наростає ймовірність виникнення весняних заторів. Вони відрізняються великою потужністю і є небезпечним природним явищем. Великі затори часто утворюються на річках, що течуть на північ. Тут у нижніх частинах течії скресання настає пізніше, тому крига, що приплила з півдня, може накопичуватися.

### **8.11. Гідрохімічний режим та особливості гідробіології річок**

Річкові води переважно прісні. За О. Альокіним виділяють чотири групи річок: 1) з малою мінералізацією (< 200 мг/л); 2) середньою (200–500 мг/л); 3) підвищеною (500–1000 мг/л) та 4) високою (> 1000 мг/л). Остання група розташована в основному в межах аридних областей.

Мінералізація вод залежить від водності (водного режиму) річки. В межень зростає роль підземного живлення і мінералізація збільшується. Типові графіки сезонного ходу та зв'язку мінералізації з витратами води в річці показані на рис. 8.46. Антропогенний вплив може змінювати такі природні закономірності.

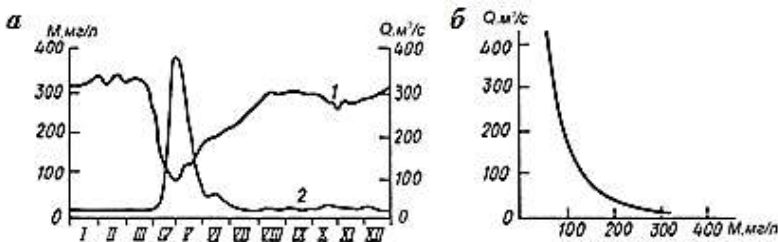


Рис. 8.46. Типові графіки змін мінералізації (1) та витрат води (2) протягом року (а) та їх зв'язку (б)

Річкові води відносять в основному до гідрокарбонатного класу, кальцієвої групи. Але з просуванням до посушливих територій клас може змінитися на сульфатний і навіть хлоридний. На окремих річках цієї зони клас може змінюватися протягом року у зв'язку зі значним впливом талих снігових вод навесні.

Перенесення річками розчинених солей називають їх стоком (іонний стік). Його об'єм за календарний рік розраховують так:

$$W_{p.p.} = \overline{R}_{p.p.} \cdot 31,5 \cdot 10^3 = \overline{M}_{p.p.} \cdot \overline{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^3, \quad (8.112)$$

де  $R_{p.p.}$  – середня витрата розчинених речовин за рік (кг/с);  $\overline{M}_{p.p.}$  – середня мінералізація води (кг/м<sup>3</sup>);  $\overline{Q}$  – середня витрата води (м<sup>3</sup>/с). Іонний стік Дніпра становить 8,13 млн т/рік, а Волги – 46,5 млн т/рік.

Концентрація розчиненого кисню в річках навесні та влітку (у помірному кліматі) становить 10–12 мг/л. Взимку, особливо під льодовим покривом, вона знижується. Натомість підвищується вміст  $CO_2$ . У суворі зими це може призвести до замору риби.

Іонний стік є складовою загального стоку розчинених речовин. Його частка становить 80–85 %. Частка стоку органічних речовин сягає 10–15 %, а всіх інших – до 5 %. Загальний стік розчинених речовин всіх річок світу оцінюють у 3000 млн т/рік.

Гідробиологія річок – це значна, розвинута дисципліна біологічного циклу наук. Водні екосистеми є важливим показником якості води та річкового ландшафту загалом. Крім того, річки являють собою «центр притягання» тварин даної місцевості.

У розподілі флори та фауни в річках відіграють роль основні їх характеристики та особливості: водний режим, інші складові гідрологічного режиму, характер донних відкладів, будова русла, заплави тощо. Всі річкові організми поділяють на планктон, нектон і бентос. Максимум розвитку фітопланктону спостерігається влітку та на початку осені. Деякі малі річки зазнають процесу антропогенної евтрофікації. Нектон поділяють в основному на рибу (жилих та прохідних) і ссавців. Можливості проходу риби часто обмежені гідровузлами.

### **8.12. Гирла річок**

У широкому розумінні гирлами (устями) називають ділянки річок, де вони впадають в інший водний об'єкт. При цьому відбувається їхня взаємодія. Особливими випадками є завершення річок у межах посушливих територій – сліпий кінець, внутрішня дельта; місця впадіння у болотні масиви, зникнення під поверхнею суходолу та інші. У випадку впадіння меншої річки в більшу переважно вживають терміни «гирлова ділянка» або устя. Якщо зливаються дві відносно рівноцінні річки, може утворитися вузол злиття. Інший вид гирл виникає при впадінні річок у водойми (океани, моря, затоки, лимани, озера, водосховища). Тут їх взаємодія носить специфічний характер. Особливо це стосується місць впадіння в океани, моря, затоки. Саме до цієї групи входять гирла найбільших річок. Вона найбільш чисельна. Тут відбуваються складні процеси взаємодії річки та моря. Вони охоплюють як нижню частину течії річки, так і прилеглу частину моря. Їх називають



гирловою ділянкою річки та гирловим взмор'ям. Разом вони утворюють гирлову область річки.

Дослідження гирл річок розпочалися ще в епоху античності. Вони завжди були важливими для судноплавства, поселень, сільського господарства тощо. Також це дуже мінливі, динамічні об'єкти складної будови. Водні, земельні, біологічні ресурси гирлових областей вирізняються своїм багатством. Протягом XIX–XX століть створена комплексна наука про гирлові області річок.

Межі гирлових областей та їх частин не завжди чітко виражені, однозначні. Тому розроблено узагальнені підходи до їх визначення та до опису структури даних об'єктів.

У гирлових областях взаємодіють дві водні маси: річкова та морська. За рахунок власної течії річка опріснює прибережні води. Тут формується зона змішування вод [6]. Її частину з найбільшими градієнтами солоності називають фронтальною зоною, формальне відображення якої у вигляді нахиленої площини називають фронтальним розділом. Його горизонтальна проекція – це гідрофронт. У періоди максимальної водності річки гідрофронт зміщується в бік моря. Таке пересічне його положення називають морською межею гирлової області (ММГО). За нею знаходиться передгирловий простір моря (рис. 8.47).

У свою чергу море впливає на річку через коливання рівнів води, згони та нагони, припливи, вторгнення морських вод. Найбільші ці впливи у період малої водності річки (межень). Пересічну межу їх розповсюдження проти течії річки називають річковою межею гирлової області (РМГО) або її вершиною (ВГО).

Межу власне річки та моря (гирлової області річки та гирлового взмор'я) називають морською межею дельти (ММД) або морською межею річки (ММР). При відсутності дельти це може бути вершина лимана, лагуни чи естуарія.

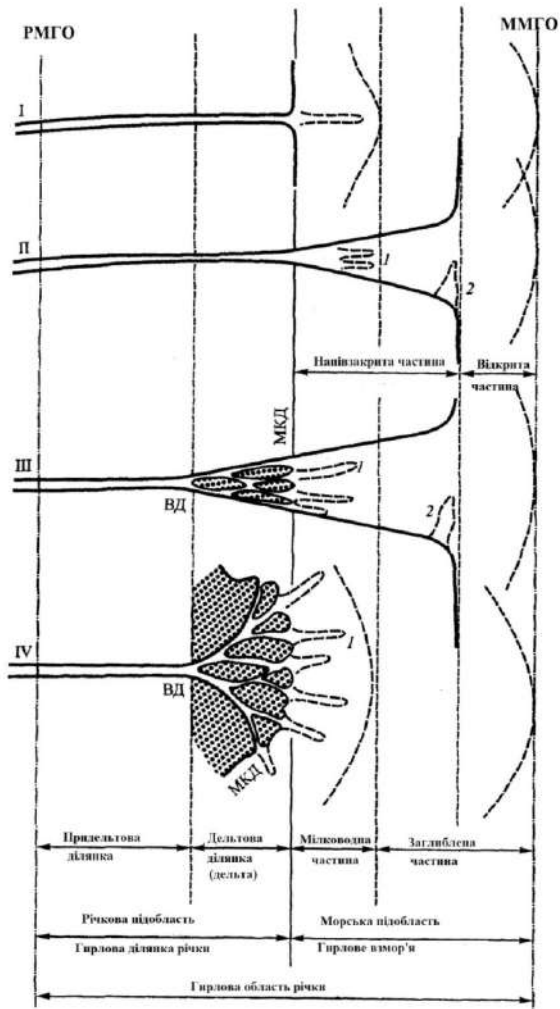


Рис. 8.47. Схеми гирлової області річок різного типу та їх районування [6]:

*Гирлові області: I – проста; II – естуарна; III – естуарно-дельтова; IV – дельтова. МКД – морський край дельти; 1 – підводні русла на гирловому взмор'ї; 2 – блокуючі коси*

Гідрологічний режим гирлової області можна поділити на дві основні частини: 1 – гідроморфологічні процеси; 2 – процеси взаємодії вод. Перші відбуваються у зв'язку з перевідкладаннями наносів річкового та морського походження. Це пов'язано з ослабленням течії річки та динамікою морських вод. Морфологія гирлових областей часто надзвичайно складна. Тут формуються особливі відклади твердого (мінерального та органічного) матеріалу. Специфічними формами є гирлові бари, коси, пересипи тощо. Загалом, за наявності сприятливих умов (більший вплив річки, ніж моря), наноси накопичуються, гирлова область видозмінюється. Згідно з В. Михайловим [6], у міру заповнення гирлового взмор'я наносами змінюється тип гирла (рис. 8.48).

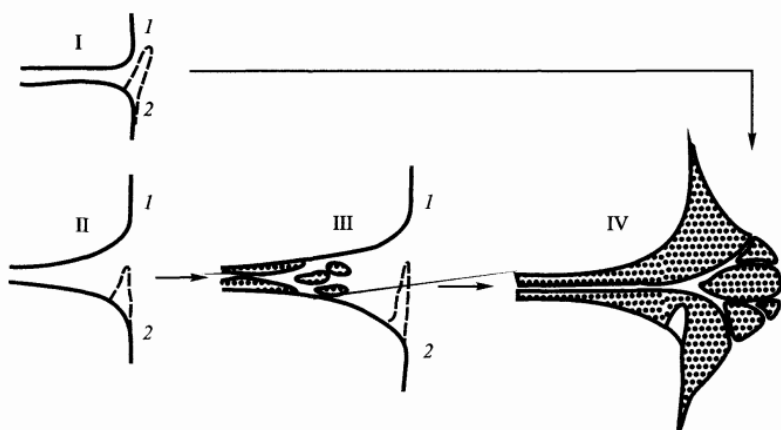


Рис. 8.48. Схема еволюції гирлових областей річок та дельтоутворення при стабільному рівні приймаючої водойми [6].  
 Гирлові області: I – проста; II – естуарна; III – естуарно-дельтова (з дельтою виповнення); IV – дельтова (з дельтою висування).

1 – морський берег без блокуючої коси;

2 – морський берег з блокуючою косою

Найдрібніші частинки річкових наносів створюють у прибережній частині моря зону каламутних вод. Найбільш потужні, насичені наносами річки, утворюють значні підводні конуси виносу. Також річки можуть мати продовження на морському дні у вигляді угасаючих струминних русел або у вигляді підводних каньйонів.

Режим процесів взаємодії вод розглядають через особливості: 1) річкового режиму на гирловій ділянці річки; 2) прояву морського режиму на гирловій ділянці річки; 3) режиму гирлового взмор'я. У першому випадку слід відмітити швидке розпластування хвиль паводків або повеней. Це впливає й на особливості руху наносів, функціонування системи потік – русло та руслово-заплавної системи загалом. Найбільш потужні гідроморфологічні процеси відбуваються в гирлах річок, що виносять значну кількість наносів. Збільшення довжини рукавів дельти при їх висуванні в море називають гирловим подовженням. Загалом же відбувається процес висування дельти. В інших випадках відбувається розмив морського краю дельти, її деградація. В умовах складної будови гирлової ділянки річки (дельти, плавні, складна система водних об'єктів) водно-гідравлічно-морфологічний та інші складові гідрологічного режиму також відрізняються значною складністю.

Прояви морського режиму в межах гирлової ділянки річки полягають у періодичному розповсюдженні хвиль припливів і нагонів.

Розповсюдження припливів у річках може проявлятися у вигляді специфічних хвиль, які рухаються проти течії і мають дуже крутий передовий схил (висотою до 3 м) та дуже пологий тиловий. У різних місцевостях вони отримали різні власні назви: бор, маскаре, поророка та інші. Віддаль розповсюдження припливів на Амазонці сягає 1400 км, на р. Св. Лаврентія – 700 км, Янцзи – 600 км. Хвилі створюються не скрізь і розповсюджуються менше (на Амазонці на 300 км). Цікаве

явище спостерігається на річці Сент-Джон, що впадає в затоку Фанді. Недалеко від гирла вона протікає у вузькій скелястій ущелині. При розповсюдженні припливної течії проти течії річки рівні перед звуженою ділянкою дуже швидко підвищуються. При цьому утворюється водоспад, направлений проти течії річки. Відплив виражений так само різко. Тепер утворюється вже прямий водоспад у верхній частині ущелини. Штормові нагони можуть викликати на гирлових ділянках річок катастрофічні наводнення. Боротьбу з ними здійснюють у вигляді захисних дамб. Під час припливів або нагонів у річку вторгаються морські води. При цьому розрізняють: повне перемішування, часткове перемішування, стратифіковане перемішування. В останньому випадку епіюра швидкості річкового потоку має складну форму. За рахунок більшої густини солоні морські води часто рухаються у придонному шарі.

У межах гирлового взмор'я найбільший вплив річки пов'язаний із зоною опріснених вод. Тут же формується гирловий бар, спостерігається гідравлічне сортування наносів, що відкладаються. Зміна солоності води впливає на гідробіологічний режим, особливості екосистем.

Гирлові ділянки річок, як правило, характеризуються багатими та різноманітними ландшафтами й екосистемами. Тому вони інтенсивно використовуються людиною. Їхні дослідження важливі у практичному відношенні, особливо в контексті сталого розвитку.

### **8.13. Поверхневі водотоки суходолу, середовище, людина**

Інформацію про системи поверхневих водотоків суходолу, басейнові системи, сучасні річково-долинні системи ми розглянули в попередніх підрозділах. Оскільки поверхневі водотоки є найбільш масовим типом водних об'єктів суходолу, питання, пов'язані з ними, будуть розглянуті також у третій та

четвертій частині підручника. Тут дамо коротку характеристику місця систем ПВС у географічній оболонці та ландшафтній сфері, а також зупинимося на основних проблемах їх використання людиною.

Діяльність поверхневих водотоків суходолу – складова розвитку абіогенних систем загалом. Вона сама є наслідком клімату, але утворені нею від’ємні форми рельєфу також впливають на місцевий клімат, мікроклімат. Серед механізмів розвитку рельєфу це класичний приклад взаємодії екзогенних та ендемогенних процесів. Розвиток флювіального рельєфу впливає на всю систему екзогенних процесів (зокрема, схилових), на режим підземних вод. Так формуються складні абіогенні геосистеми, пов’язані з розвитком ПВС. Ці системи є основою відповідних ландшафтів, екосистем. Географічні, ландшафтознавчі, екологічні дослідження показали, що яри, балки, долини річок є місцями тяжіння і концентрації біоти, формування особливих біоценозів; екологічними коридорами. На ландшафтознавчих картах, картах біогеоценозів одразу помітно лінійно-дендричні структури на основі ПВС. Утворюються басейнові системи біогенного рівня. Значні їх дослідження виконані ландшафтознавцями. Зокрема, виділяють відповідно парагенетичну та басейнову конфігурації ландшафтів (М.Д. Гродзінський та інші), а отже, і біогеоценозів (екосистем). Ландшафтні конфігурації з добре вираженими парагенетичними зв’язками найкраще виражені вздовж ліній потоків і послаблюються з віддаленням від них. Системи парагенетичних ландшафтів добре виражені в долинах річок, яружно-балкових системах, лиманно-гирлових комплексах. М.Д. Гродзінський розглядає водний потік як «ядро збурення» у ландшафті. Ядра збурення – це основа процесів самоорганізації певних систем, ландшафтів. До нього прив’язані катастрофічні природні явища, поселення та господарська діяльність людей.

Дослідженнями в галузі еволюційної екології також доведено, що долини річок є ядрами прискореної еволюції видів.

Басейнова конфігурація ландшафту охоплює весь його простір. За М.Д. Гродзінським, вона первинно виникає при переході від борозн до вимоїн (елементарні водозбори). А найбільше вона стосується ярів, лощин, балок і річок. Басейнова конфігурація ландшафту, басейнові геосистеми характеризуються різними видами внутрішньої структури: лінійною, порядковою, територіальною. М.Д. Гродзінський виділяє долинну та привододільну частини басейну (див. 8.1, 8.4 та 8.8).

У 8.8 було показано, що в межах СРДС формується певна територіальна структура на основі гідроморфологічних утворень, пов'язаних з діяльністю річкових СПР. Вони також є основою розвитку ландшафтів. Утворюється спільна система гідроморфологічних та ландшафтних таксонів. Вона відображена у табл. 8.8. Назви ландшафтних одиниць враховують термінологію, запропоновану Г.І. Швєбсом та М.Д. Гродзінським.

Таблиця 8.8

Спільна таксономічна система гідроморфологічних і ландшафтних геокомплексів річкових долин

<i>Поділ вздовж річкових долин</i>		
№ п/п	Гідроморфологічні територіальні одиниці	Ландшафтні територіальні одиниці
1	Долини великих рік, що перетинають територію геоморфологічних країн	Долинний парагенетичний мегаландшафт (ДПГМЛ)
2	Частини долин великих рік у межах геоморфологічних країн, що перетинають геоморфологічні області і відповідні долини річок менших розмірів	Долинний парагенетичний макроландшафт (ДПГмЛ)
3	Характерні частини долин чи цілі долини, що відповідають основним морфоструктурам територій	Парагенетичний ландшафтний пояс (ПГЛП)

<i>Продовження табл. 8.8</i>		
4	Однорідні ділянки долин річок (ОДД)	Парагенетичний ландшафтний сектор (ПГЛС)
<i>Внутрішній поділ однорідних ділянок річкових долин</i>		
5	Ділянки схилів річкових долин, включаючи високі та середні тераси	Схилувий парагенетичний ландшафтний підсектор (СПГЛПС)
6	Однорідні ділянки днищ річкових долин (ОДд)	Днищ долин парагенетичний ландшафтний підсектор (ДДПГЛПС)
6а	Однорідні ділянки низьких терас (ОДНТ)	Низькотерасні парагенетичні ландшафтні ланки (НТПГЛЛ)
6б	Однорідні ділянки русел та заплав (ОДРЗ)	Русел та заплав парагенетичні ландшафтні ланки (РЗПГЛЛ)

Долини великих річок охоплюють усю ієрархію. Середні річки можуть знаходитися в межах географічних країн, областей. Найменші (первинні, елементарні) долини можуть складатися тільки з однієї однорідної ділянки. Нарешті, особливе місце займають відносно невеликі долини, закладені на потужних геоморфологічних межах.

У таблиці не представлені системи річкових долин, оскільки це особливий аспект таксономічних досліджень. З іншого боку, класифікація стосується долин річок загалом, а не тільки їх днищ. Це зроблено для ув'язки з уявленнями про ландшафти річкових долин. Подібну таблицю можна сформулювати для днищ долин. Більше того, доцільно поділяти басейнові системи на дві підсистеми: а) СРДС; б) схилуві, привододільні поверхні й системи тимчасових водотоків.

Із віддаленням від русла вік гідроморфологічних утворень збільшується. Це призводить до чимраз більшого стирання місцевих територіальних відмінностей. Тому можуть бути



випадки, коли одній ОДд відповідають тільки дві ділянки схилів (лівий і правий) і кілька (більше двох) ОДРЗ.

Взаємодія суспільства та ПВС має свою специфіку для схилових їх різновидів, річок хоричного й регіонального масштабу. Схили можуть бути освоєні господарською діяльністю або залишатися у природному стані. В рамках ведення сільського або лісового господарства розроблено комплексні підходи до управління схиловими антропогенно зміненими ландшафтами, екосистемами, включаючи ПВС. Особливі системи заходів застосовують у боротьбі з ярковою ерозією та для оптимізації ландшафтів ярів. До всіх описаних елементів застосовується відповідна система моніторингу та оцінки стану, критеріїв якості, ефективності корисних функцій. Природний стан об'єктів зберігається на неосвоєних та заповідних територіях. Освоєння схилів розглядають також з інженерно-геологічних позицій. При цьому враховується функціонування і поверхневих, і підземних вод.

Річки хоричного масштабу, малі річки, відповідні геосистеми, ландшафти, екосистеми характеризуються тим, що чутливо реагують на зовнішні впливи та зазнають значних антропогенних змін. На ряді територій спостерігається їх деградація і відмирання. Багато малих річок забруднені, засмічені, докорінно змінені людиною.

Водночас є приклади дбайливого ставлення до них як у випадках збереження стану, близького до природного, так і у випадках антропогенних змін. Саме у басейнах малих річок вирішуються питання стану річкових басейнових систем загалом.

Регіональні (середні та великі) річки – це класичні об'єкти людських поселень на їхніх берегах та господарського освоєння. Цьому питанню присвячено багато наукових досліджень. Можна сказати, що це один з основних прикладів концентрації проблем взаємодії суспільства та природи, розвитку складних

природно-антропогенних систем. До основних напрямків використання річок, річкових ландшафтів можна віднести: поселення, комунікації, транспорт, водопостачання та водовідведення, видобуток мінеральної сировини, різні галузі промисловості та сільського господарства, регулювання річок (стік, русла, заплави), рекреацію, туризм, спорт, полювання та рибальство. Очевидно, що загалом слід також враховувати діяльність у басейнах. Регулювання стоку води відбувається, перш за все, через побудову гребель і створення водосховищ, а також через системи перерозподілу стоку. Разом зі стоком води регулюються стік наносів, розчинених речовин, розвиток русел і заплав. Регулювання русел відбувається з урахуванням потреб транспорту, комунікацій, берегозахисту, роботи каналів тощо. Регулювання заплав пов'язане з їх освоєнням і берегозахистом, воно повинно відповідати потребам підвищення якості річкових геосистем. Це поняття і відповідна діяльність сформувались у період індустріального суспільства, а тепер повинні бути трансформовані в контексті потреб сталого розвитку.

Річки є основою ресурсів прісної води та усього, що з ними пов'язано. Тому протягом XIX–XX століть розроблялися й удосконалювались вимоги до їх раціонального використання.

Особливим видом антропогенного впливу на системи ПВС є розвиток урбанізованих територій, урбогеосистем. В їх межах повністю змінюється система водотоків. Вона стає тривимірною природно-технічною і включає поверхневі та підземні водотоки з різними напрямками руху, а також резервуари та водойми.

У систему ПВС людина поступово включає дедалі більше штучних об'єктів: каналів, водогонів, водоскидів, швидкотоків тощо.

Особливим питанням взаємодії людини і ПВС є врахування небезпечних, катастрофічних явищ, які також класифікують як шкідливу дію води. Поняття катастрофи у природному відношенні переважно означає руйнування або загибель

екосистем, значної частини біоти. Але не будь-яка повинь чи паводок можуть бути віднесені до цієї категорії. У більшості випадків це нормальне функціонування геосистем річкових долин. Виняток становлять потужні хвилі прориву, наприклад такі, які спостерігалися під час руйнування материкового льодовика. Отже, саме поняття шкідливої дії вод «антропогенно навантажене», що слід врахувати при плануванні заходів боротьби з нею.

Усі види антропогенного впливу на ПВС поділяють на дві групи: 1) безпосередні; 2) впливи через діяльність у басейнах. Загальну характеристику першої групи ми навели вище. Друга група – це практично більша частина видів діяльності людини. Оцінка, моделювання антропогенно зумовлених змін стоку води у річках – одне з головних завдань гідрології. Такі моделі враховують як антропогенно зумовлені, так і природні тенденції змін стоку. В гідрологічних оцінках, розрахунках основну увагу приділяють впливу змін рослинного покриву басейнів на зміни стоку, характеру і розповсюдженості боліт, агротехнічних заходів, урбанізації. Інші чинники менш значущі.

Підсумовуючи питання про взаємодію суспільства та ПВС, повертаємось до думки про те, що це найбільш важлива частина проблеми використання вод суходолу загалом. І якщо в умовах індустріального розвитку суспільств більшу увагу звертають на доступність використання водних ресурсів, то в постіндустріальних – на комплексні показники якості вод, водних геосистем, на оптимальний і збалансований розвиток водних природно-антропогенних систем. Поняття якості розвивається, удосконалюється, поєднується з поняттями гідроекобезпеки та корисних функцій. Для розвитку таких підходів використовують відповідні принципи, програми, ідеї: інтегрованого управління водними ресурсами, Водної Рамкової Директиви ЄС (чи подібних документів), розвитку екологічної мережі тощо, які сумарно мають забезпечити сталий розвиток

територій, суспільств. Вони також включають комплексний моніторинг (системи спостережень, збереження та обробки інформації, моделювання і прогнозування) та підсистеми управління, прийняття рішень. У багатьох випадках досягнення таких цілей потребує тісної міжнародної співпраці.

## Розділ 9 ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР

### 9.1. Загальні відомості про озера

Озера – найбільш розповсюджений тип водойм на поверхні суходолу (табл. 9.1). Як і річки, вони здавна освоюються й вивчаються людиною. Загальний об'єм води в озерах оцінюється приблизно у 176 000 км<sup>3</sup>. З них прісноводні вміщують 91 000 км<sup>3</sup>. Серед солоних основна частина об'єму припадає на озеро-залишкове море Каспій – 78 200 км<sup>3</sup>.

*Таблиця 9.1*

#### Найбільші озера світу

Озеро	Площа дзеркала, тис. км <sup>2</sup>	Об'єм, км <sup>3</sup>	Найбільша глибина, м
1	2	3	4
Європа			
1. Ладозьке	17,7	908	230
2. Онезьке	9,95	295	127
3. Венерн	5,55	180	100
* Без Каспійського моря-озера			
Азія			
1. Байкал	31,5	23000	1741
2. Балхаш	18,2	112	26
3. Іссик-Куль	6,20	1730	702
Африка			
1. Вікторія	69,0	2077	92
2. Танганьїка	32,9	18900	1435
3. Ньяса	30,9	7725	706
4. Чад	16,6	44	біля 12
Північна Америка			
1. Верхнє	82,7	11600	406

<i>Продовження табл. 9.1</i>			
2. Гурон	59,8	3580	229
3. Мічіган	58,1	4680	281
4. В. Ведмеже	30,2	1010	137
5. В. Невільниче	27,2	1070	156
6. Ері	25,7	545	64
7. Онтаріо	19,0	1710	236
Південна Америка			
1. Маракайбо	13,3	-	35
2. Тітікака	8,11	710	230
Австралія			
1. Ейр	до 15	-	20

Озера характеризуються уповільненим водообміном. Пересічно вода замінюється в них за 17 років. В умовах уповільненого водообміну формується своєрідний гідрологічний режим та особлива геосистема, що включає водойму та навколишній простір. Зокрема, в озерах розвиваються відповідні динамічні явища, термічні, гідрохімічні процеси, донні відклади, специфічний також гідробіологічний режим.

Озера розподілені в межах суходолу нерівномірно. Озерністю називають відношення сумарної площі озер до площі даної території. Найбільшою озерністю характеризуються: зволожені області давнього зледеніння; перезволожені території тундри та північної тайги, де на фоні багаторічної мерзлоти розвинутий термокарст; райони систем крупних тектонічних улоговин в областях достатнього зволоження; деякі перезволожені райони екваторіального клімату; деякі приморські території тощо.

Озером називають достатньо велику природну водойму, що являє собою заповнену водою заглибину в земній поверхні з

виробленим дією хвиль та течій профілем берегової зони, уповільненим водообміном і власним водозбором.

Озера класифікують за розміром, ступенем постійності, походженням улоговин, характером водообміну, структурою водного балансу, термічним режимом, мінералізацією, умовами живлення водних організмів та іншими характеристиками.

За ступенем постійності озера бувають постійні та тимчасові. Особливим типом є озера, що значно змінюють свої розміри і мігрують у межах виположеного днища улоговин.

За характером водообміну озера поділяють на стічні та безстічні. Серед перших особливо виділяються проточні, через які здійснюється транзитний стік річок. Бувають також періодично стічні озера.

Інші класифікації будуть розглянуті у відповідних частинах даного розділу.

На рівнинних територіях з великою кількістю озер може утворюватися специфічна гідрографічна мережа, представлена їх поєднанням з річками. Такі утворення називають озерно-річковими системами. В гідрологічному режимі цих систем поєднуються і трансформуються риси обидвох типів водних об'єктів. Можуть виникати також перехідні та специфічні типи, наприклад антирічки, тобто частини річок між двома озерами, які, залежно від співвідношення рівнів у них, протікають у прямому та зворотному напрямках. Озера справляють регулюючий вплив на коливання водності річок. Вони можуть мати верхове, низове та каскадне розташування. В останньому випадку їх регулюючий вплив найбільший. Подібний вплив здійснюють також каскади водосховищ.

## **9.2. Улоговини, морфометрія і морфологія озер**

Існують різні за детальністю класифікації озерних улоговин. Наведемо поділ, що враховує основний фактор їх походження (генетична класифікація).

Тектонічні улоговини можуть бути розташовані у великих тектонічних прогинах, грабенах, тріщинах. До них відносять найбільші озера світу.

Вулканічні улоговини розташовані в кратерах згаслих вулканів або в долинах, підгачених лавою, вулканічними породами.

Льодовикові – пов'язані з сучасними чи давніми льодовиками. Льодовики виконують ерозійну (екзараційну), транспортуючу та акумулюючу роботу. Озера можуть бути пов'язані з діяльністю льодовикових вод у давніх прильодовикових районах, а також із сучасними льодовиками: якщо вони або їхні відклади перекривають долину річки; озера знаходяться на поверхні льодовиків. Існують також прильодовиково-тектонічні улоговини озер.

Завальні улоговини утворюються внаслідок перекриття річкових долин крупними обвалами або зсувами. До них подібні улоговини, пов'язані конусами виносу селевих потоків.

Гідрогенні – річкового та морського походження. Річкові – це переважно заплавні (стариці, вимоїни, просадки), дельтові та придельтові, а також плеса річок, що пересихають. Морські – це лимани та лагуни (водні об'єкти перехідного типу).

Карстові – наземні та підземні. Бувають досить складної будови.

Термокарстові – у зоні багаторічної мерзлоти. Пов'язані з підтаюванням та просадкою мерзлих ґрунтів і порід. Переважно невеликі, округлої форми. Характерні для тундри.

Суфозійні – у невеликих заглибинах суфозійного походження. Більш характерні для степів.

Еолові – пониження серед барханів або в улоговинах видування серед дюн, затоплені річковими чи морськими водами. Часто зустрічаються на узбережжях морів або в дельтах річок.



Метеоритні – такі, що утворилися внаслідок удару метеорита або комети.

Органогенні (вторинні) – в межах торф'яного покладу боліт.

Морфометричні особливості улоговин озер трансформують дію як зовнішніх (теригенних), так і внутрішніх (лімнічних) чинників на їх гідрологічний режим. Морфометричні показники стосуються певних рівнів води й можуть бути поточними та середніми за багаторічний період. При складній будові улоговини показники можна визначати як для всієї водойми, так і для характерних, відносно відокремлених частин – озерних плес.

Площі водної поверхні (дзеркала) озера та об'єми води в ньому взаємопов'язані й залежать від рівнів (глибин) на певний момент часу. Їх прийнято відображати у вигляді кривих площ та об'ємів озера (рис. 9.1).

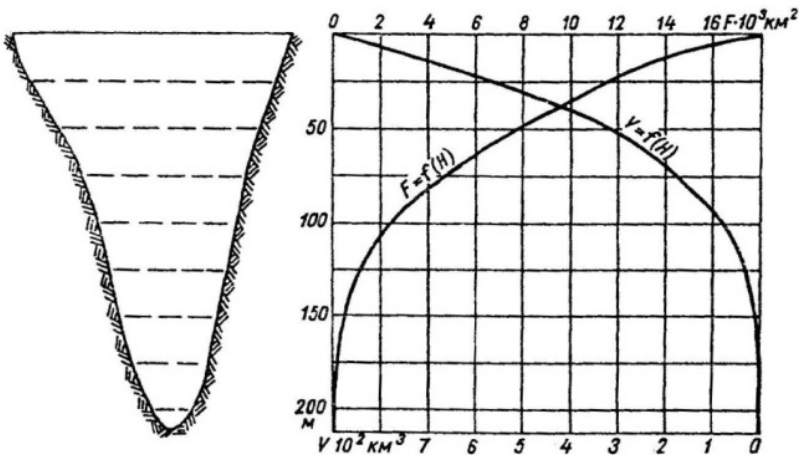


Рис. 9.1. Криві площ та об'ємів озера

Довжиною озера ( $L$ , км) називають найкоротшу відстань між двома найбільш віддаленими точками берегової лінії (урізу), виміряну по поверхні озера (поздовж його осі).

Шириною озера ( $B$ , км) називають відстань між протилежними частинами урізу, виміряну по прямій, перпендикулярній осі озера. Розрізняють максимальну ширину ( $B_{\max}$ ) та середню:

$$B_c = \frac{F}{L}. \quad (9.1)$$

Розрізняють реальні глибини ( $h$ , м), включаючи максимальну ( $h_{\max}$ ), та середню:

$$h_c = \frac{V_{(\text{км}^3)}}{F_{(\text{км}^2)}} \cdot 1000 \text{ (м)}. \quad (9.2)$$

До основних морфометричних показників відносять довжину берегової лінії ( $l$ , км) і ступінь її порізаності:

$$K_1 = \frac{l}{2\sqrt{F_c\pi}}, \quad (9.3)$$

$$K_2 = \frac{l}{l_1}, \quad (9.4)$$

де  $K_1$  та  $K_2$  – коефіцієнти звивистості (порізаності) берегової лінії;  $F_c$  – середня площа дзеркала;  $l_1$  – периметр озера у вигляді ламаної кривої. Перший коефіцієнт показує відношення довжини берегової лінії до довжини кола, рівного за площею  $F_c$ .

$$\pi R_{\text{фікт}}^2 = F_c, \quad (9.5)$$

$$2\pi R_{\text{фікт}} = l_{\text{фікт}}, \quad (9.6)$$

$$l_{\text{фікт}} = 2\pi \sqrt{\frac{F_c}{\pi}} = 2\sqrt{F_c\pi}. \quad (9.7)$$

Розрахунки за другою формулою ( $K_2$ ) потребують більше часу та зусиль, але більш точні.

Важливу роль у формуванні гідрологічного режиму озер відіграє співвідношення розмірів їх водозбору та дзеркала. Такий показник назвали питомим водозбором:

$$\Delta F = \frac{F_B}{F_c}. \quad (9.8)$$

Озера характеризують також за допомогою певних морфологічних елементів (рис. 9.2, а). Вони знаходяться в межах улоговин (1). Частина улоговин є їх ложем (2), а інша частина – берегами (береговими областями – 3). З часом формується характерний профіль берегової зони озера (рис. 9.2, б). У ньому виділяють береговий уступ (яр – 4), узбережжя (5), берегову відмілину (6), її абразійну (7) та акумулятивну (8) частини і підводний відкіс (9). Рівні в озері змінюються від нижчого (10) до вищого (11). В основі улоговини (профілю) лежать корінні породи (12). Розвиток профілю починався від початкової форми берега (13).

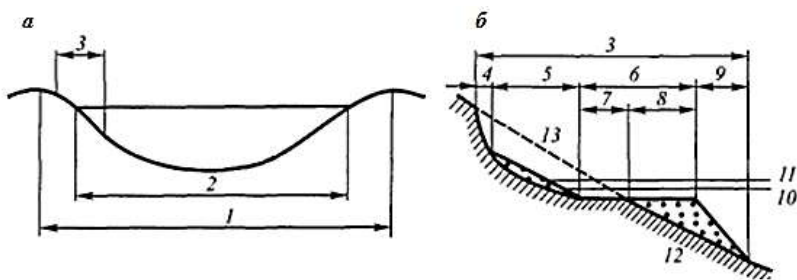


Рис. 9.2. Схема озерної котловини (а) та її берегової області (б)  
(див. пояснення у тексті) [7]

Мілководну прибережну частину озера називають літораллю. Підводний відкіс – сублітораллю. Глибоководна частина озера – це пелагіаль, а її дно – профундаль.

Основним фактором формування яру, відмілини і характерного профілю берега є діяльність хвиль. Вона може активізувати інші схильні процеси. На транспорт наносів впливають також поздовжберегові течії. Всі процеси переробки берегів озер розвиваються відповідно до їх основних характеристик і геологічної будови даної території.

Закономірності переробки берегів та основні їх типи вивчає спеціальний розділ озеразнавства.

### 9.3. Термічний режим озер

Термічний (температурний) режим озер залежить від особливостей клімату місцевості, де вони розташовані, та їх теплового балансу. Він визначає розвиток багатьох гідрологічних процесів у них. Розглянемо рівняння, що включає лише основні складові балансу:

$$R = Q_{\text{т.а.}} + Q_{\text{вип.}} + Q_{\text{т.д.}} = \pm Q_{\Delta t^{\circ}}, \quad (9.9)$$

де  $R$  – радіаційний баланс поверхні озера за період часу  $\Delta t$ ;  $Q_{\text{т.а.}}$  – теплообмін з атмосферою;  $Q_{\text{вип.}}$  – тепло, пов'язане з випаровуванням та конденсацією;  $Q_{\text{т.д.}}$  – теплообмін з дном;  $\pm Q_{\Delta t^{\circ}}$  – зміна запасів тепла, що виражається у змінах температури води. Додатковими складовими теплового балансу є: тепловий стік річок; тепло, пов'язане з утворенням і таненням льоду; тепло біологічних та біохімічних процесів та інші. Основним джерелом надходження тепла є пряма та розсіяна сонячна радіація, що становить до 90–98 % приходу. Навесні, коли температури повітря вищі, ніж води, до 8–10 % приходу тепла може становити  $Q_{\text{т.а.}}$ . У витратах переважає тепло, що йде на випаровування (45–75 %). Ефективне випромінювання дзеркала озера може становити 25–35 % витрат. Турбулентний обмін з атмосферою впливає на витрати в періоди пониження температур повітря відносно води (до 2–18 %).

Термічний режим озер виражається в характерних змінах поля температур води. Характеризувати це поле повністю й детально дуже складно. Тому часто використовують генералізовані характеристики розподілу температур на вертикалях і у вертикальних розрізах.

Вертикальний розподіл температур (епюри) є основною характеристикою термічного режиму озера. На рис. 9.3 показані

характерні типи розподілу. Як бачимо, найбільш складний режим мають озера помірному клімату. Він впливає на виділення гідрологічних пір року, тобто на весь гідрологічний режим.

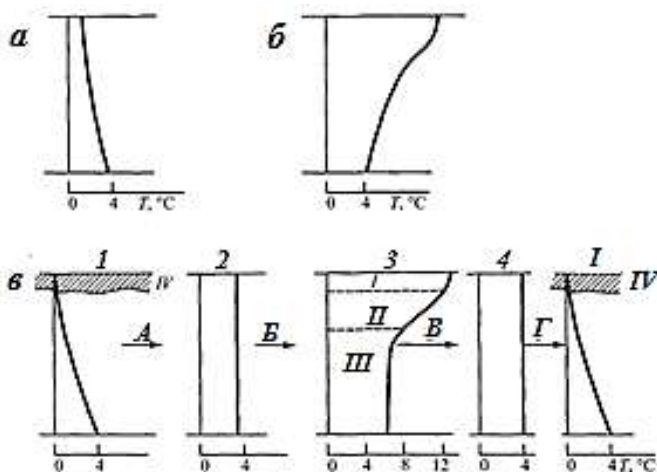


Рис. 9.3. Характерні типи вертикального розподілу температур води в озерах (полярних – а, тропічних – б, помірному клімату – в):

*1 – зворотна температура стратифікації взимку;  
 2 – весняна гомотермія; 3 – пряма температурна стратифікація  
 влітку; 4 – осіння гомотермія; А – весняне нагрівання; Б – літнє  
 нагрівання; В – осіннє охолодження; Г – зимове охолодження;  
 I – епілімніон; II – металімніон; III – гіполімніон; IV – льодовий покрив*

На початку зимового періоду в мілких озерах вода охолоджується майже до  $0^{\circ}\text{C}$ . У великих озерах до глибин у кілька десятків метрів вода змінює температуру від  $0^{\circ}\text{C}$  (поверхня) до  $+0,5^{\circ}\text{C}$ . Біля дна температури тут можуть становити  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ . У цих озерах велика маса води охолоджується поступово й мінімум температур настає перед весняним прогрівом. Після скресання в глибоких озерах прогрів спочатку відбувається при зворотній температурній стратифікації. При слабкому перемішуванні (штиль) може формуватися весняна

дихотермія – заглиблений мінімум температури. Мілкі водойми можуть прогріватися за рахунок радіації, що проникає через лід, та за рахунок теплообміну з дном. Тому при скресанні вони вже досягають весняної гомотермії, а потім досить швидко переходять до прямої температурної стратифікації. В центральних глибоководних частинах великих озер весняна гомотермія формується довго й може бути досягнута лише на початку чи навіть у середині літа. Тривалість та інтенсивність весняного перемішування дуже важливі для розвитку життя, тому що в цей час відбувається збагачення глибинних вод киснем і формується рівномірний розподіл біогенних елементів.

Гомотермія у неглибоких водоймах за рахунок інтенсивного перемішування вітром улітку може утворюватись не тільки при 4 °С, але і при більш високих температурах. У період літнього прогрівання температурне розшарування і стійкість шарів води зростають. Тому характерною стає пряма літня температурна стратифікація. З нею пов'язаний розвиток трьох характерних вертикальних зон, які відрізняються температурними, гідрохімічними та гідробіологічними умовами (рис. 9.3). Епілімніон (верхній шар озера) відрізняється підвищеною температурою і, як правило, добре перемішаний. Тут достатньо кисню, поживних речовин, розвинуте життя. Металімніон (термоклин, шар температурного стрибка) характеризується різким пониженням температур і великою стійкістю шарів води. Його потужність від кількох дециметрів до декількох метрів. Різниця значень температур може досягати 20 °С та більше. Гіполімніон – холодна інертна зона. Характеризується дефіцитом кисню і слабким розвитком життя.

Влітку в ранкові години приповерхневі шари води озер можуть дещо охолоджуватися. Виникає явище літньої мезотермії – заглибленого максимуму. Його заглибленню сприяє також вертикальна конвекція.

Моментом максимального нагріву озер закінчується літній період і починається осіннє охолодження. Спочатку воно відбувається при прямій температурній стратифікації. В мілководних озерах швидко, а у великих глибоких – поступово досягається стан осінньої гомотермії. При цьому відбувається осіннє конвективне перемішування вод. Далі настає період зимового охолодження, переходу до зворотної температурної стратифікації і розвитку льодових явищ.

У межах літоралі великих озер помірного клімату вода навесні прогривається набагато швидше, ніж у центральних, глибоководних частинах (пелагіаль). Тому їх повинні розділяти області води з температурою найбільшої густини (+4 °C). Ці майже вертикальні шари води отримали назву термічний бар (термобар). Він ніби ізолює різні типи вод. У його межах відбувається опускання приповерхневих шарів води, що створює специфічну циркуляцію. Прибережну зону, яка швидко реагує на зміни температур повітря, називають теплоактивною областю (ТАО), а центральну зону з великими глибинами – теплоінертною (ТІО). Ці області та термобар відображені на рис. 9.4. Восени теплоінертна область зберігає запас тепла і підвищеної температури води. Описані явища також мають свій режим розвитку, який є складовою термічного режиму озер.

Особливим температурним режимом характеризуються соляні озера. Їх головними відмінностями від прісних є значна (потужна) стратифікація, менша теплоємність солоних вод і від'ємні температури замерзання. Значне зростання густини з глибиною пов'язане з відносним опрісненням приповерхневих шарів. Глибинні шари ропи характеризуються значною тепловою інерцією. Наприклад, у соляних озерах холодного клімату на глибинах можуть постійно підтримуватися від'ємні температури (до -20 °C). Під такою водою існують замерзлі донні відклади або багаторічна мерзлота. У більш теплому, але різкоконтинентальному кліматі існують глибинні води з

температурами  $+5...+10\text{ }^{\circ}\text{C}$  протягом року. У мілких соляних озерах теплого клімату влітку тонкий шар опрісненої води на поверхні може створювати парниковий ефект. Придонний шар ропи при цьому нагрівається до  $50\text{--}60\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а донні відклади ще більше. У континентальному кліматі неопріснені приповерхневі шари можуть улітку прогріватися до таких же температур, а взимку охолоджуватися до  $-10...-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Тому річна амплітуда температур досягає  $60\text{--}90\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

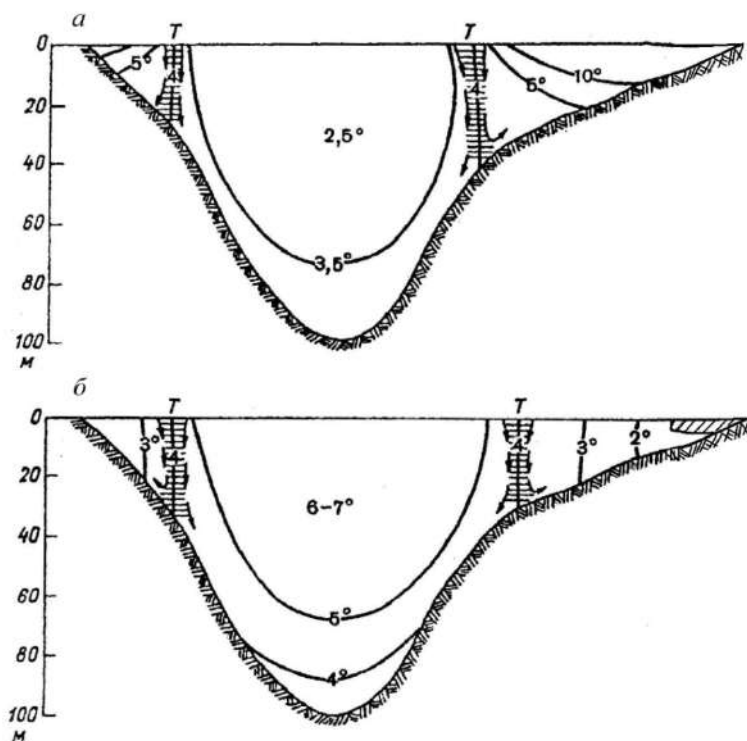


Рис. 9.4. Характерні температурні стани і відображення термічного бару Ладозького озера:  
*а* – період весняного нагрівання; *б* – період пізнього осіннього охолодження; *Т* – термічний бар



Існують класифікації озер за термічним режимом, які розробляються і деталізуються з кінця XIX століття. У 1895 році швейцарський лімнолог Ф. Форель поділив озера світу на три термічних типи:

1) полярні (температура протягом року менша  $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , зворотна температурна стратифікація, циркуляція влітку);

2) помірні (влітку температури перевищують  $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , пряма температурна стратифікація; взимку температури менші  $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , зворотна стратифікація; перемішування переважно навесні та восени під час гомотермії);

3) тропічні (температура протягом року перевищує  $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , пряма стратифікація, перемішування взимку).

Пізніше ця класифікація була уточнена й розширена. В неї були добавлені субполярний та субтропічний типи.

У 1956 році Хатчінсон та Лефлер запропонували свою класифікацію. В її основу покладено кількість повних періодів циркуляції (перемішування) на рік, враховуючи зв'язок цих процесів із кліматичними умовами. Насамперед озера були поділені на голоміктичні та мероміктичні (від грец. *holos* – весь, *meros* – частина та англ. *mix* – змішувати, перемішувати). У перших перемішування охоплює всю товщу води. До мероміктичних (перемішаних лише частково, у приповерхневих шарах) відносять переважно соляні озера. Серед голоміктичних озер у позатропічній зоні виділено диміктичні, холодні мономіктичні та теплі мономіктичні озера (подібно до класифікації Фореля). У тропічній зоні виділено поліміктичні (численні перемішування, характерні для саван та гірських тропічних лісів) і олігоміктичні (перемішування відбувається дуже рідко, характерно для деяких озер вологих тропічних лісів). У полярній зоні озера аміктичні – весь час вкриті льодом, вода в них не перемішується.

#### 9.4. Льодовий режим озер

За характером льодового режиму озера поділяють на чотири групи: 1) без льодових явищ; 2) з нестійким льодоставом; 3) зі стійким льодоставом; 4) з льодоставом протягом усього року. Льодові явища на озерах третьої групи поділяються на три фази (як і для аналогічних річок): 1) замерзання; 2) льодостав; 3) скресання. Дослідження льодових явищ озер мають велике практичне значення. Взимку деякі з них можна використовувати як тимчасові дороги, аеродроми тощо.

В одних кліматичних (погодних) умовах великі, глибокі озера замерзають інакше, ніж малі та мілкі. Останнім необхідно лише кілька діб з від'ємними температурами повітря для того, щоб утворився первинний льодовий покрив. Це відбувається в основному шляхом змерзання заберегів. При різкому похолоданні льодяна кірка може утворитися за одну ніч.

У великих озерах утворення льоду можливе лише після досить тривалого періоду переохолодження поверхневих шарів води. Вітер може зруйнувати молодий льодовий покрив. Тут можуть спостерігатися усі первинні форми льоду. Потужні забереги називають припаєм. Утворення внутріводного льоду характерне для хвилеприбійних зон. Тут же виділяються особливі льодові утворення (явища): бризове зледеніння, льодові наплески, льодові вали (до 2–3 метрів), льодова галька, утворена з шуги, та інші. З накопиченням в озері льодового матеріалу може виникнути своєрідний осінній льодохід (під дією вітру).

Формування льодоставу починається на мілководдях і в затишних бухтах. На найбільших озерах замерзання розтягається на 2–3 місяці, а на найглибших частинах льодостав може так і не утворитися.

Структура та потужність льоду під час льодоставу залежить від величини озера та конкретних умов розвитку льодових явищ у даному році. На великих озерах частіше зустрічається

зернистий лід з торосами. Він утворюється від змерзання шуги та окремих крижин. Тороси в основному мають висоти до 2 м, деколи і до 6 м.

Загалом виділяють три основні форми озерного льоду:

1) водний – прозорий, кристалічної структури, утворюється при штилі;

2) водно-сніговий (наслуз) – мутний, білуватий, утворюється внаслідок змерзання води, що виступала по тріщинах, та снігу; до нього близький зернисто-шуговий, що виникає при сильному хвилюванні;

3) сніговий – утворюється за рахунок підтаювання та замерзання снігу та льоду.

Наслуз також може утворитися за рахунок тиску снігового покриву великої потужності. Озерний лід часто має шарувату будову.

Протягом зими льодовий покрив зазнає деформації. Можуть виникати тріщини термічного та динамічного походження. При стійких морозах лід стискається й розривається на окремі поля. При потеплінні поля змикаються і підсуваються, утворюючи тороси. Ширини тріщин в основному становлять десятки сантиметрів, але можуть досягати й кількох метрів. Їх утворення супроводжується звуками, що нагадують постріли чи вибухи, тільки більш протяжні. Динамічні тріщини можуть виникати при сильному вітрі або при пониженні рівнів – біля берегів. Тріщини можуть поступово заноситися снігом і перемерзати. Потужність льодоставу змінюється від кількох сантиметрів до 2–3 м у суворих кліматичних умовах.

Скресання озер відбувається під дією термічних та динамічних чинників. Теплові переважають для малих озер. Найшвидше підтає прозорий кристалічний лід. Водно-сніговий лід має більше альbedo, менше пропускає тепло і тане повільніше. Біля берегів утворюються закраїни. Скресання малих озер запізнюється порівняно з оточуючими річками на

один – два тижні. Процес вскриття великих озер розтягається на 1,5–2 місяці. Для них важливу роль відіграє вітер. Основна маса льоду тоне «на місці», частина викидається на береги, а частина виноситься річками. Для останніх може бути характерним явище другого весняного льодоходу (перший – власний, другий – озерний).

### 9.5. Динаміка озер

Як і для інших водойм, основними різновидами динаміки озер є хвилі, течії та перемішування.

Основними чинниками розвитку вітрових хвиль в озерах є: швидкість вітру, тривалість його дії, розгін, глибини на шляху розгону та конфігурація берегової лінії. Для характерних розмірів озер швидкість та напрямок вітру можна вважати постійними в кожен момент часу (повітряні маси, що рухаються, набагато більші, ніж озера, за площею). Тому їх можна визначати за даними спостережень берегових метеостанцій. На великих озерах вітер розвиває хвилювання до сталого за декілька годин (до 8–10 годин). Після припинення його дії хвилювання швидко затухає. Хвилі зйбу утворюються рідко. Максимальні висоти вітрових хвиль досягають 5–6 м (оз. Ладозьке, оз. Мічиган), на малих озерах – до 0,5 м. Параметри хвиль можна визначати за формулами В.Г. Андреянова:

$$h = 0,028W_B^4 \cdot L^{\frac{1}{3}}, \quad (9.10)$$

$$\lambda = 0,304W_B \cdot L^{\frac{1}{2}}, \quad (9.11)$$

де  $h$  – висота хвилі (м);  $\lambda$  – довжина (крок) хвилі (м);  $W_B$  – швидкість вітру (м/с);  $L$  – розгін (км). При добре вираженій стратифікації в озерах виникають також внутрішні хвилі.

Під впливом денівеляцій (перекосів) водної поверхні в озерах виникають сейші. Основні чинники денівеляцій – це різкі зміни атмосферного тиску (при проходженні циклонів) і вітер (згони

та нагони). В озерах можуть розвиватися як одновузлові, так і дво- та багатовузлові сейші. Їх період орієнтовно розраховують за формулою

$$\tau = \frac{2L_{\text{оз}}}{n\sqrt{gh}}, \quad (9.12)$$

де  $L_{\text{оз}}$  – довжина озера;  $n$  – кількість вузлів;  $h$  – глибина озера. На рис. 9.5 показано графік сейш оз. Байкал. Періоди сейшів на великих озерах становлять від десятків хвилин до десяти та більше годин (зокрема, на Байкалі до 4–6 годин). Амплітуди переважно становлять десятки сантиметрів, але у виняткових випадках можуть досягати 1–2 метра. У стратифікованих озерах також можуть виникати внутрішні сейші. Сейші супроводжуються течіями. У відкритих акваторіях їх швидкості становлять кілька см/с. Але у вузьких затоках та протоках можуть досягати 0,5–1 м/с і навіть 2–3 м/с. Наприклад, у протоці озера Велике Ведмеже (Канада) такі течії деколи перешкоджають утворенню льодового покриву навіть у суворі зими. Весь комплекс сейшевих рухів впливає на коливання температур, вміст газів та зважених частинок в озерах. Він сприяє турбулентному перемішуванню, водообміну між відкритими та прибережними акваторіями. Отже, сейші впливають на гідрологічний режим озер.

Течії в озерах відрізняються від океанічних своїми масштабами, ступенем постійності та системою діючих сил. Постійними можуть бути практично тільки стоківі. Однак різноманітність течій досить велика. За Т. Філатовою, можна виділити такі їх види:

- 1) вітрові (дрейфові) – виникають у приповерхневих шарах і супроводжуються компенсаційними глибинними протитечіями;
- 2) хвильові (стоківі) течії – складова (особлива) частина дрейфових, пов'язана з поступальним рухом води одночасно з орбітальними рухами частинок у хвилях;
- 3) сейшеві;

4) густинні – пов'язані з нерівномірним розподілом температури та мінералізації води;

5) стокові – викликані нахилом водної поверхні за рахунок притоку води в озеро або стоку з нього;

6) бароградієнтні компенсаційні – спостерігаються при перекосах рівня внаслідок різниці атмосферного тиску на різні частини озера;

7) інерційні – існують після припинення дії сили, що викликала течію;

8) поздовжберегові вітрові та хвилеприбійні.

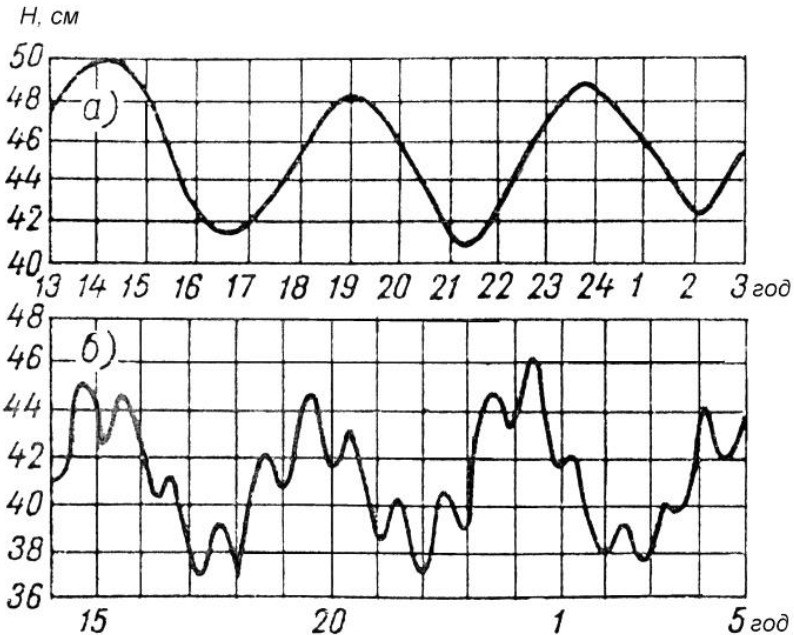


Рис. 9.5. Сейші на оз. Байкал:

*а* – одноузлова; *б* – одноузлова в поєднанні з чотириузловою

Швидкості дрейфових течій досягають 50 см/с. Їх можна орієнтовно визначати за формулою

$$v_T = K \cdot W_B, \quad (9.13)$$

де  $W_B$  – швидкість вітру;  $K$  – коефіцієнт, що становить 0,01–0,02. Компенсаційні по відношенню до дрейфових, заглиблені протитечії мають швидкості до 10–20 см/с. Вітрові течії впливають також на перемішування. Воно може мати характер впорядкованої конвекції (рис. 9.6). На поверхні озера при цьому видно довгі паралельні смуги. Відстань між ними може становити 1–12 м (деколи до 20 м). Причиною виникнення цього явища є охолодження води за рахунок дії вітру, котре, зокрема, сприяє опусканню холодної та притоку теплої води, збільшенню випаровування і відтоку захованої теплоти. Опускання охолоджених приповерхневих шарів викликає конвекцію.

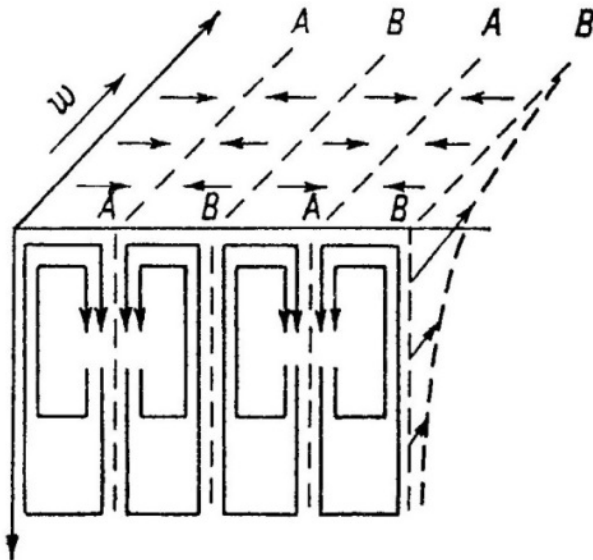


Рис. 9.6. Схема поперечної циркуляції у вітровій течії  
(за В. Цикуновим)

Густинні течії найкраще розвинуті у великих глибоких озерах. Переважно вони пов'язані з процесами нагрівання та охолодження теплоактивної і теплоінерційної областей. На основний напрямок густинної циркуляції (береги – центр) впливає сила Коріоліса. Тому вона стає замкненою у вигляді кола (по фігурі озера). Вона відбувається у північній півкулі навесні проти годинникової стрілки, а восени – за нею. Такою циркуляцією можуть бути охоплені шари до 50 і навіть 100–150 м. Швидкості у поверхневих шарах досягають 20–30–50 см/с.

Стокові течії характеризуються швидкостями до 10–20 см/с. Крім того, на них істотно впливає вітер. Тому вони проявляються на фоні дрейфових. Найбільше виражені у транзитних (проточних) водоймах.

Перемішування в прісних озерах значною мірою пов'язане з процесами нагрівання та охолодження. Воно охоплює всю їх глибину. У тропічних та полярних озерах такого явища не спостерігається. Тут, а також у помірних широтах улітку, переважає вимушене (вітрове) перемішування. Перемішування в соляних озерах виражено менше. У найбільш глибоких озерах конвективне перемішування охоплює лише верхні шари до горизонтів 150–300 м. Воно сприяє також утворенню густинних течій і горизонтальному перемішуванню.

## 9.6. Водний режим озер

Основні чинники водного режиму озер зручно аналізувати за допомогою рівняння водного балансу. Воно може бути записано в об'ємних одиницях або в шарах. Запишемо перший вид рівняння:

$$x + y_{\text{пр}} + y_{\text{гр}} + k - y_{\text{ст}} - y_{\text{ф}} - z = \pm \Delta u, \quad (9.14)$$

де  $x$  – опади на дзеркало озера;  $y_{\text{пр}}$  – поверхневий притік із водозбору;  $y_{\text{гр}}$  – підземний притік;  $k$  – конденсація на дзеркало



озера;  $y_{\text{ст}}$  – поверхневий стік (відтік);  $y_{\text{ф}}$  – фільтрація (підземний стік);  $z$  – випаровування;  $\pm\Delta u$  – зміни запасів води (об’єму озера) за розрахунковий період часу  $\Delta t$ . Поверхневий відтік та фільтрація з озера залежать від рівня води в ньому:

$$y_{\text{ст}} = f(H), \quad (9.15)$$

$$y_{\text{ф}} = f(H). \quad (9.16)$$

Для того, щоб перейти до запасу в шарах, необхідно об’ємні складові балансу віднести до площі озера. Деякі складові одразу визначаються в шарах.

$$x + \frac{y_{\text{пр}}}{F} + \frac{y_{\text{гр}}}{F} + K - \frac{y_{\text{ст}}(H)}{F} - \frac{y_{\text{ф}}}{F} - z = \pm\Delta H, \quad (9.17)$$

де  $F$  – площа дзеркала за даний період ( $\Delta t$ ).

Якщо прийняти, що підземний притік та відтік приблизно збалансовані й малі, а також знехтувати  $K$ , то отримаємо:

$$x + \frac{y_{\text{пр}}}{F} - z - \frac{y_{\text{ст}}(H)}{F} = \pm\Delta H. \quad (9.18)$$

За багаторічний період коливання рівня (зміни об’єму) озера збалансовані,  $\pm\Delta H \rightarrow 0$ . Тоді:

$$\bar{x} + \frac{\bar{y}_{\text{пр}}}{F} = \bar{z} + \frac{\bar{y}_{\text{ст}}(H_0)}{F_c}. \quad (9.19)$$

При цьому  $H_0$  називають рівнем рівноваги, а  $F_c$  – середньою багаторічною площею дзеркала озера. Для безстічного озера рівняння набуває вигляду

$$(\bar{z} - \bar{x}) \cdot F_c = \bar{y}_{\text{пр}}. \quad (9.20)$$

Будь-яке озеро являє собою саморегульовану систему. Наприклад, при збільшенні рівнів збільшується відтік, а також площа озера та випаровування з неї. При зменшенні надходження вод саморегуляція спрацьовує в іншому напрямку.

Прихідна та витратна частини водного балансу озера, віднесені до його об’єму, є непрямим показником процесів заміни води в ньому. Для характеристики їх інтенсивності вводять коефіцієнт зовнішнього водообміну

$$K_{\text{з.в.}} = \frac{\Sigma a_{\text{прих}}}{V} = \frac{\Sigma a_{\text{витр}}}{V}, \quad (9.21)$$

де  $\sum a_{\text{прих}}$  – сума складових прихідної частини балансу;  $\sum a_{\text{витр}}$  – сума витратних складових.  $K_{\text{з.в.}}$  розраховують для періоду часу  $\Delta t$ . Якщо він відносно невеликий, то  $K_{\text{з.в.}} < 1$ , якщо ж достатньо великий, то  $K_{\text{з.в.}} > 1$ . Період часу, для якого  $K_{\text{з.в.}} = 1$ , називають періодом умовного водообміну ( $\Delta t_{\text{у.в.}}$ ). Ці показники залежать від величини (об'єму) озера в порівнянні з дією зовнішніх чинників (наприклад, питомим водозбором –  $\Delta F$ ). Інтенсивність дійсних процесів обміну різна в різних частинах озера. Найбільш активно змінюються приповерхневі шари та прибережні води. Період умовного водообміну в найбільших озер досягає сотень років (оз. Байкал –  $\Delta t_{\text{у.в.}} = 300\text{--}380$  років, Каспій –  $\Delta t_{\text{у.в.}} > 200$  років). Для середніх озер він становить роки та десятки років (у середньому для всіх озер світу  $\Delta t_{\text{у.в.}} \approx 17$  років). Вода в дрібних проточних озерах може замінюватися за 10–15 годин.

Структура водного балансу озер (співвідношення між основними складовими) залежить від природних умов, в яких вони знаходяться. Тому вона, як і водний режим, підкоряється закону географічної зональності. Озера вважають індикаторами клімату місцевості, його вікових змін. Багато їхніх характеристик залежить від цього. В областях достатнього і надлишкового зволоження, як правило, переважають озера, в які впадають річки. Хоча можуть існувати й верхові озера, що живляться в основному опадами. В областях недостатнього зволоження зменшується кількість стічних озер, у витратній частині балансу переважає випаровування. У прихідній частині, залежно від особливостей клімату і питомого водозбору, співвідношення притоку та опадів може бути різним. Притік і стік води у всіх зонах в основному здійснюється поверхневим способом. Озера зі значним підземним живленням або стоком зустрічаються рідко, для цього повинні бути особливі умови (причини).

Головні риси залежності водного балансу та водного режиму озер від природних умов використані Б.Б. Богословським для створення відповідної їх класифікації (табл. 9.2) [1].

Таблиця 9.2

Класифікація озер за Б.Б. Богословським

Групи	Стокові			Випаровуючі		
	СП	СН	СД	ВП	ВН	ВД

СП – стоково-приточні (оз. Ері:  $y_{ст} = 87 \%$ ;  $y_{п.р.} = 99 \%$ );

СН – стоково-нейтральні (оз. Онезьке:  $y_{ст} = 86 \%$ ;  $x = 28 \%$ ;  $y_{п.р.} = 72 \%$ );

СД – стоково-дощові (дрібні верхові озера зволжених територій);

ВП – випаровуючі-приточні (оз. Чад:  $z = 100 \%$ ;  $y_{п.р.} = 88 \%$ );

ВН – випаровуючі-нейтральні (оз. Чани:  $z = 100 \%$ ;  $y_{п.р.} = 43 \%$ ;  $x = 57 \%$ );

ВД – випаровуючі-дощові (оз. Вікторія:  $z = 83 \%$ ;  $x = 86 \%$ ).

Існують також повністю нейтральні озера. Наприклад, оз. Балатон:  $y_{п.р.} = 58 \%$ ;  $x = 42 \%$ ;  $y_{ст} = 42 \%$ ;  $z = 58 \%$ .

Мінливість водного балансу призводить до змін рівнів води в озерах. Існують також короточасні, особливі коливання рівнів, пов'язані з перерозподілом заданого об'єму в різних частинах озера (згонно-нагонні, сейшеві, бароградієнтні).

Колівання, пов'язані зі змінами водного балансу (об'єму води в озері), можна поділити на: 1) вікові та багаторічні; 2) сезонні.

Сезонні коливання, як і у річок, залежать від основних джерел живлення (рис. 9.7). Особливості коливання визначаються також морфометричними характеристиками самого озера та його водозбору. Амплітуди коливань пропорційні питомому водозбору.

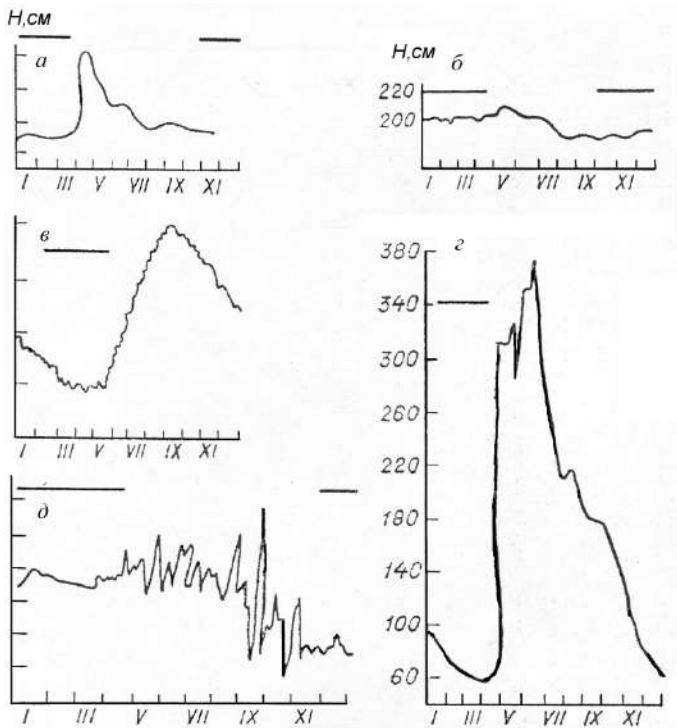


Рис. 9.7. Графіки коливань рівнів деяких озер [1]:

- а – Плещево (снігове живлення); б – Убінське (грунтове);  
в – Телецьке (льодовикове); г – Байкал (мусонне дощове та снігове);  
д – Ханка (мусонне дощове)*

Вікові коливання рівнів – найбільш яскрава ознака водного режиму озер. Їх вивчення може слугувати непрямим доказом існування кліматичних змін зволоженості територій. Тривале стояння однакових рівнів у періоди стабільного клімату відображається у формуванні озерних терас. Якщо річки, за О. Воєйковим, є продуктом клімату, то озера можна назвати його індикатором. Такого роду дослідження проведені для різних територій. Причини дуже довготривалих коливань можуть бути також тектонічними та іншими. В сучасних умовах

дедалі більше впливає антропогенний чинник. Короткочасні (анемобаричні) коливання рівнів великих озер становлять десятки сантиметрів, але деколи можуть досягати 1–2 м. Їх тривалість – від кількох годин до 2–3 діб. Серед другорядних коливань інколи виділяється один основний пік. Коливання пов’язані з ходом швидкості вітру.

Озера впливають також на водний (і весь гідрологічний) режим річок, що з них витікають.

### 9.7. Гідрохімічні та гідробіологічні особливості озер

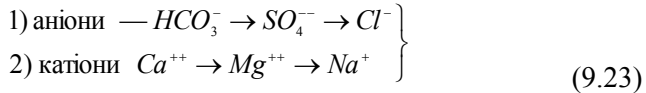
За середньою мінералізацією вод озера поділяють на: прісні (мінералізація до 1 ‰), солонуваті (1–25 ‰) та солоні (понад 25 ‰). Найменшу мінералізацію мають озера зони надлишкового та достатнього зволоження.

Загальний вміст солей в озері визначають його сольовим балансом:

$$S_{\text{пр}} + S_{\text{гр}} + S_{\text{а}} - S_{\text{ст}} - S_{\text{ф}} - S_{\text{в}} - S_{\text{ос}} = \pm \Delta S, \quad (9.22)$$

де  $S_{\text{пр}}$  – прихід солей з поверхневим притоком вод;  $S_{\text{гр}}$  – прихід з підземними водами;  $S_{\text{а}}$  – прихід з атмосферними опадами;  $S_{\text{ст}}$  – витрати разом з поверхневим стоком;  $S_{\text{ф}}$  – разом з фільтрацією вод;  $S_{\text{в}}$  – винос вітром;  $S_{\text{ос}}$  – осадження на дно;  $\pm \Delta S$  – зміни запасу. Як бачимо, сольовий баланс тісно пов’язаний із водним. Для прісних озер основне значення мають  $S_{\text{пр}}$  та  $S_{\text{гр}}$ . Для досить мінералізованих озер посушливих областей зростає роль  $S_{\text{гр}}$ , а також  $S_{\text{ос}}$  в межах основної частини і, особливо, у мілководних затоках.

При зростанні мінералізації озер і з переходом від зволених до посушливих областей (або в міру засолення озер) відбуваються певні зміни їх сольового складу – метаморфізація вод. За схемою М. Валяшко, поступово замінюються переважаючі в розчині іони:



При розпрісненні вод має місце зворотний процес.

У гідрохімічному режимі озер значну роль відіграють також розчинені гази. Розподіл  $O_2$  та  $CO_2$  по вертикалі залежить від термічної та сольової стратифікації, перемішування, розвитку життя та інших чинників. У сильно прогрітих влітку (неглибоких) озерах, з розвинутим життям, основна кількість кисню знаходиться у приповерхневому шарі (епілімніоні), де він виробляється фітопланктоном і надходить з повітря. Натомість вміст  $CO_2$  зростає з глибиною. Сезонні коливання їх вмісту значні. Взимку кількість  $O_2$  різко зменшується, а  $CO_2$  — збільшується. У глибоких озерах, зі слабким розвитком життя, прозорою та прохолодною водою, насичення основними газами достатнє і рівномірно розподілене (рис. 9.8).

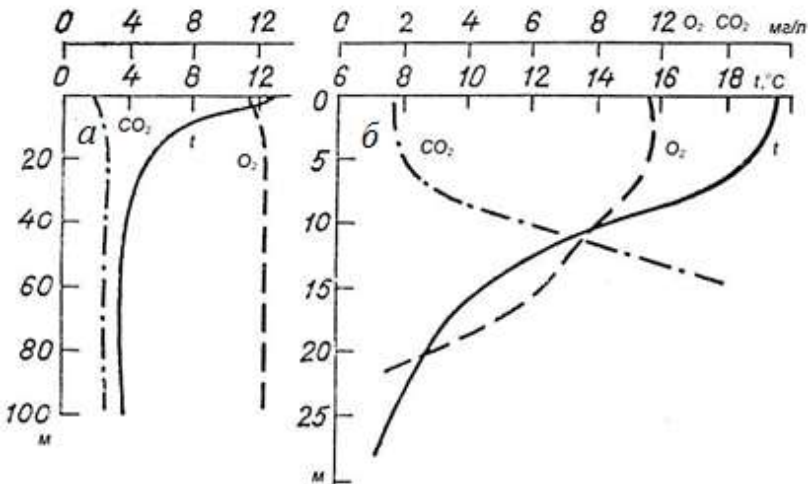


Рис. 9.8. Розподіл температури води ( $t$ ), кисню ( $O_2$ ) та диоксида вуглецю ( $CO_2$ ) в озерах:

$a$  — Онезьке;  $b$  — Чужозеро

Особливі гідрохімічні процеси відбуваються у соляних (мінеральних) озерах. Якщо вони вміщують ропу (близькі до насичення солями), то при періодичному досягненні насичення відбувається осідання солей. Озера стають самосадними. Їх поділяють на карбонатні, сульфатні та хлоридні. Осаджені солі бувають досить різноманітними. Вони утворюють донні поклади. Деякі з них розробляються людиною як родовища.

Біологічна класифікація озер побудована на врахуванні умов харчування гідробіонтів – трофічності. Озера поділяють на оліготрофні (грец. *oligos* – мало), евтрофні (грец. *eu* – добре) та дистрофні (грец. *dys* – недостатньо). У водах першого типу озер мала кількість біогенних елементів, життя розвинуте слабо, у донних відкладах переважають мінеральні частинки. Евтрофні озера відрізняються великим вмістом біогенних елементів, значним розвитком фітопланктону та макрофітів. Це призводить до неповного кругообігу речовин та відкладання потужних товщ донних намулів, збагачених на органіку. До дистрофних відносять переважно озера з заболоченими водозборами. Їхні води вміщують значну кількість гумінових кислот, які не дають розвиватися гідробіонтам. Останні представлені переважно мохами. З часом дистрофні озера переважно заторфовуються й перетворюються на болота.

Природний хід розвитку більшості відносно невеликих озер відбувається від оліготрофних до евтрофних та дистрофних, а далі до боліт. Зміни географічних умов можуть перервати і видозмінити цей процес. Тому існують перехідні типи озер (мезотрофні та інші). Він також може інтенсифікуватися людиною. Явище антропогенного евтрофування широко розвинуте, охоплює навіть великі озера і створює серйозні екологічні проблеми.

Розвиток гідробіонтів тісно пов'язаний як із загальними екологічними умовами (факторами), так і з особливостями гідрологічного режиму озер та їх частин. Найбільш яскраво

сезонні зміни проявляються в озерах помірних широт. Особливою послідовністю процесів є заростання відносно невеликих озер. Воно розвивається за багаторічні періоди.

### **9.8. Донні відклади озер**

В озерах поступово накопичуються наноси, розчинені речовини, рештки організмів. Усе це призводить до утворення специфічних донних відкладів. Накопичення останніх у свою чергу спричинює зміни форми улоговин та гідрологічного режиму озер. Розрізняють автохтонні та алохтонні компоненти донних відкладів. Автохтонні включають продукти руйнування берегів, осади, рештки гідробіонтів. Алохтонні надходять із водами річок, із вітром, унаслідок діяльності людини та іншими шляхами. Характер процесів надходження наносів і формування донних відкладів можна аналізувати за допомогою рівняння седиментаційного балансу. Можна також окремо аналізувати баланс наносів в озері.

Частинки донних відкладів (за їх переважанням) і самі відклади за походженням поділяють на теригенні, хемогенні та біогенні. Теригенні надходять з території суходолу (водозбору). Для більшості прісноводних озер переважними видами донних відкладів біогенного типу є: 1) сапропелі; 2) торф'янисті, або гумінові, намули.

Сапропелі (гнилуваті намули) складаються в основному з тонкого детриту – залишків планктону з домішками решток вищої водної рослинності та мінеральних частинок. Відкладаються у відкритих частинах водойм. У мілководних частинах та на захищених від вітру ділянках може відкладатися грубий детрит – рештки макрофітів. Сапропелі утворюються переважно в евтрофних озерах лісової зони з малими та середніми глибинами. Потужність їх відкладів може досягати 20–40 м. Сапропелі використовують у сільському господарстві, медицині, промисловості.



Торф'янисті (гумінові) намули утворюються також в озерах лісової зони, але переважно дистрофних. Озера поступово заростають. Структура донних відкладів груба, лапата, торф'яниста.

У прісних озерах можуть утворюватися й деякі мінеральні відклади, наприклад залізісті, вапнякові. Зокрема, утворюються озерні залізні руди, що мають промислове значення. У накопиченні будь-яких донних відкладів простежується періодичність сезонного та багаторічного характеру. Вона відображається в утворенні шаруватості. За нею можна визначати вік відкладів, а деколи й особливості умов їх утворення. Частинки донних відкладів зазнають складних фізичних, хімічних та біологічних перетворень. На літоралі відкладаються більш грубі частинки, переважно теригенні. Умови для створення намулів тут несприятливі. В межах профундалі відкладаються найбільш дрібні частинки. Вони відрізняються і за хімічним складом, а також за вмістом органічних решток (речовин).

Особливими є донні відклади соляних (мінеральних) озер. Про них ми вже згадували. Найбільше промислове значення мають відклади галіту ( $NaCl$ ), мірабіліту ( $Na_2SO_4 \cdot 10 H_2O$ ), соди ( $NaCO_3 \cdot 10 H_2O$ ;  $NaHCO_3$ ), гіпсу ( $CaSO_4 \cdot 2 H_2O$ ). Особливу групу донних відкладів соляних озер становлять лікувальні грязі – пелоїди (від грец. *pelos* – грязь, намул). У їхньому складі переважають мінеральні елементи. Вони вміщують бактеріофаги та антибіотики.

Особливості утворення донних відкладів озер у кінцевому результаті залежить від загальних географічних умов. Найбільш загальною особливістю є формування прісноводних намулів зі значним вмістом органічної речовини в зоні достатнього зволоження і мінералізованих відкладів в областях недостатнього зволоження. Найбільша потужність відкладів спостерігається в озерах лісових зон. Загалом можна виділити

три характерних зони: 1) зона тропічних та субтропічних прісних озер; 2) зона солонуватих та мінеральних озер посушливих областей; 3) зона прісних озер тундри та лісів помірного клімату.

### **9.9. Озера, середовище, людина**

Озера є складовою географічного середовища, геосистем, тобто вони зазнають певних зовнішніх впливів, але і самі впливають на розвиток геосистем. У результаті формується як їх гідрологічний режим, так і режим функціонування прилеглих, взаємодіючих геосистем. До основних чинників, що впливають на таку взаємодію, відносять клімат, тектонічну будову і рельєф території, положення озер у межах річкових басейнових систем. Додатковими чинниками можуть бути заболочування, особливості складу гірських порід, мерзлота, виходи термальних вод тощо. Особливим чинником, що проявляється в системі дії інших, є величина озера.

Озера впливають на характеристики середовища через зміни місцевого клімату, вироблення берегового та донного рельєфу, особливості режиму підземних вод на прилеглих територіях, зміни стоку води, наносів, розчинених речовин у річках та іншими шляхами. Загалом озерні геосистеми, ландшафти характеризуються значною специфікою. Великі озера значно зарегульовують стік води, акумулюють значну частину наносів і розчинених речовин. У посушливих регіонах, регіонах жаркого клімату озера значно збільшують частку випаровування у водному балансі водозборів. За рахунок змін рівнів озер, впливу на рівні ґрунтових вод біля них може спостерігатися заболочування територій, розвиток водно-болотних комплексів. Це стосується різних природних зон, хоча характер комплексів залежить від зональних умов. Впливає також солоність вод озера.

На розвиток озерних екосистем впливають гідрологічний режим озера, його величина, морфологія та інші чинники. В.М. Тимченко до екологічно значимих елементів гідрологічного режиму озер відносить: 1) зовнішній водообмін; 2) динаміку вод озера, внутрішній водообмін; 3) гідрофізичні та гідрохімічні характеристики. Специфічні екосистеми формуються також і навколо озера. Нарешті, озера, як і річки, є центрами тяжіння та різноманіття біоти, сприяють розвитку прилеглих екосистем, збереженню й примноженню біорізноманіття.

Вплив людини на озера, озерні екосистеми, геосистеми можна розглядати крізь призму абіотичних чинників та біотичних елементів (біоту). Дослідження показують, що антропогенний вплив проявляється, перш за все, в абіотичній складовій озерних екосистем. Це і забруднення, і зміни гідрологічного режиму загалом. Водночас впливи людини слід виділяти, аналізувати на фоні загальних, деколи досить довготривалих, природних процесів, наприклад, зміни клімату регіону, зміни стоку води тощо. Часто людина посилює дію негативних природних процесів – спустелювання, зменшення стоку, деградація гідромережі.

Зміни озерних екосистем можуть відбуватися також через вплив людини на біоту: за рахунок інтродукованих видів, виснаження або знищення біологічних ресурсів.

Деколи наслідки антропогенного впливу на озера набувають значення екологічних катастроф: Аральське море-озеро, озеро Чад та інші. Значного антропогенного впливу зазнало навіть море-озеро Каспій, у якому сконцентровано майже 50 % озерних вод світу.

Загалом озера використовують у цілях ведення рибного, мисливського господарства, розвитку аквакультури, водопостачання та водовідведення, водного транспорту, видобутку мінеральних ресурсів, рекреації, туризму та ін.

Використовують і прибережні ландшафти. Очевидно, що в таких умовах необхідно здійснювати комплексне, інтегроване управління озерними геосистемами. Особливе питання – утворення та розвиток штучних озер (на місці колишніх кар'єрів, у проваллях штучного походження тощо). В Європейському Союзі, згідно з Водною Рамковою Директивою, до якості річок висуваються певні вимоги, що регламентуються системою гідроморфологічних, гідрохімічних та гідробіологічних показників. Аналогічні вимоги повинні бути застосовані й до озер.

## Розділ 10 ГІДРОЛОГІЯ ВОДОСХОВИЩ

### 10.1. Загальні відомості про водосховища та їх типи

Водосховище – це штучна водойма, створена для виконання певних господарських функцій. Побудова водосховищ має давню історію. Їх різноманіття досить велике: від малих до найбільших, від приморських до гірських тощо. Більшість водосховищ пов'язана з побудовою гребель на водотоках. У зв'язку із цим виникла головна специфіка цього типу водних об'єктів: вони поєднують риси річкового та озерного гідрологічного режиму, виробляючи тим самим власний. Ця трансформація об'єкта і розвиток нового режиму, нових характеристик, процесів відбувається в теперішній час і спостерігається людиною. Тому в гідрології водосховищ актуальне питання різних типів режиму і включення в це поняття нестационарних процесів, процесів розвитку. Ближчі до специфіки озер наливні водосховища, деякі приморські, власне штучні озера у виробках колишніх кар'єрів. З іншого боку, бувають переливні греблі, де у верхньому б'єфі переважає річковий режим. Треба пам'ятати, що більшість водосховищ функціонують не самі по собі, а у складі комплексів інженерних споруд, утворюючи особливі природно-антропогенні (природно-технічні) системи (ПАС). До цих комплексів (або систем) можуть входити греблі, нижні б'єфи, буферні водосховища, гідроакумулюючі електростанції, наливні водосховища, канали тощо. Водосховища інколи розташовані каскадами, охоплюючи й перетворюючи значні ділянки річок. Природні комплекси, екосистеми, місцевий клімат змінюються як безпосередньо в межах акваторій водосховища, так і навколо них. ПАС, що включають водосховища, проходять певні стадії розвитку, поступово змінюються, старіють. Це необхідно врахувати при

проектуванні та плануванні розвитку водосховищ, річкових систем, середовища загалом.

Нині у світі експлуатується понад 60 тисяч водосховищ, загальним об'ємом понад 6,6 тис. км<sup>3</sup>. Поряд з побудовою нових водосховищ відбуваються процеси їх старіння, виведення з експлуатації, руйнування.

Історично склалося так, що водосховища спочатку виконували основну функцію постачання води для сільського господарства, населення, згодом – промисловості. Пізніше виникла енергетична функція гребель і водосховищ за ними, яка у теперішній час значно переважає. Вона також поєднується з функцією регулювання стоку води та захисту від наводнень, спричинених паводками чи повеннями. Поряд з основними функціями гідровузлів повинні виконувати: транспортні функції, функції сприяння розвитку іхтіофауни, рибництва та інші. Розглядають, активно вивчають екологічні функції та екологічну роль водосховищ. Великі вузли дають початок розвитку нових поселень. Навколо водосховищ розвиваються зони рекреації.

Різноманіття водосховищ та гідровузлів дуже велике. Існують їх гідротехнічні класифікації. У природничому, гідрологічному відношенні з метою виділення основних типів власне водосховищ враховують особливості їх поєднання з природними об'єктами, розташування в певних природних умовах. Зокрема, у морфологічному відношенні виділяють водосховища в межах річкових долин (долинні) та в межах улоговин (улоговинні). Долинні можуть бути русловими та заплавно-долинними. Улоговинні пов'язані з використанням первинно сухих улоговин, улоговин озер, лагун, лиманів, заток морів. Особливими також можна вважати водосховища в естуаріях, де річкова долина ще виражена, але стає досить широкою.

За географічним положенням виділяють гірські, передгірні, рівнинні, приморські водосховища. Зі специфікою рельєфу пов'язують висоту гребель і відповідні глибини водосховищ. Для гірських умов висота гребель може досягати 300 м та більше, на рівнинах, за різними даними, – до 30–50 м. Особливі греблі в каньйонах рівнин.

За місцем розташування в межах річкових систем (річково-долинних систем) можна виділити верхове, низове та каскадне розташування. За величиною виділяють ставки (з площею дзеркала до  $1 \text{ км}^2$ ), середні, великі водосховища (з об'ємом понад  $0,1 \text{ км}^3$ ). Наводять інформацію про найбільші водосховища світу.

За способом заповнення водою виділяють загатні й наливні водосховища. Деколи особливі, періодично-наливні водосховища називають польдерами. Ідея їх використання пов'язана з регулюванням паводкового стоку карпатських річок.

За функцією регулювання стоку водосховища поділяють на такі типи, як: багаторічного, сезонного, тижневого та добового регулювання. Очевидно, що водосховища вищого рангу можуть виконувати також функції регулювання нижчого рангу. Загалом водосховища характеризують певними показниками, параметрами, вивчають і описують їх гідрологічний режим. Він включає: водний, гідродинамічний, термічний, льодовий, гідрохімічний, гідробіологічний, морфологічний, режим наносів. З режимом водосховищ взаємопов'язані їхні санітарно-гігієнічні, екологічні показники, стан екосистем, особливості функціонування відповідних ПАС.

## 10.2. Характеристики водосховищ

Для опису та проектування водосховищ необхідно використовувати ряд відповідних характеристик (рис. 10.1). До основних функціонально-морфологічних характеристик водосховищ відносять нижченазвані.

Нормальний підпірний рівень (НПР, або горизонт – НПГ) – рівень, який вважають оптимальним на майбутній багаторічний період експлуатації водосховища.

Форсований підпірний рівень (ФПР) – максимально допустимий рівень води у водосховищі.

Рівень мертвого об'єму (РМО) – мінімальний рівень вод у водосховищі, пов'язаний з обмеженнями конструктивного та експлуатаційного характеру.

Уведення таких характеристик і обрання їх значень пов'язані як з конструктивними особливостями греблі та інших інженерних споруд, так і з особливостями будови й експлуатації водосховищ. Перевищення ФПУ над НПУ можуть становити 0,5–1,0 м. Нижче РМО можуть накопичуватися наноси. За даними [5], використовують також поняття рівня навігаційного спрацювання – РНС.

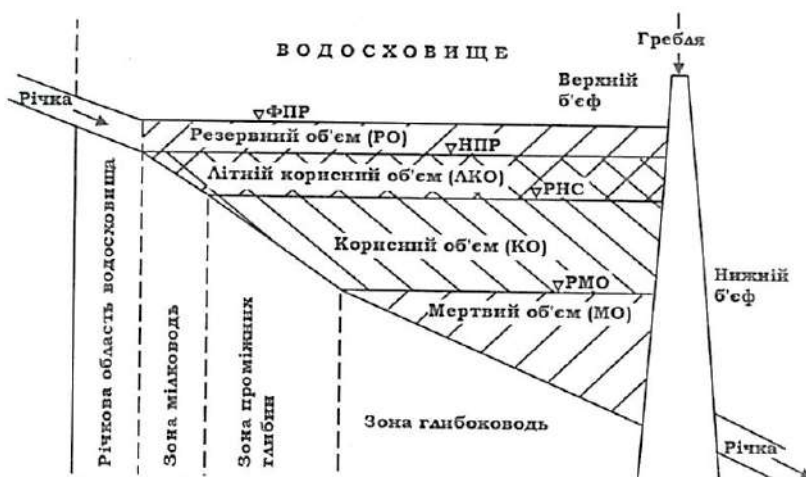


Рис. 10.1. Схема поділу водосховища на характерні частини [5]

Весь об'єм водосховища поділяється характерними рівнями на складові: мертвий об'єм, корисний об'єм та резервний об'єм.



Між РНС та НПР розташовується літній корисний об'єм (для тих водосховищ, на яких здійснюється навігація тільки влітку). Щодо рівнів та об'ємів водосховища й вищерозташована ділянка річки поділяються на певні зони.

Окрім описаних, стандартних характеристик використовують дані про площу, об'єм, фігуру улоговини водосховища та інші, аналогічні до морфометричних характеристик озер. Враховують певні динамічні, технічні, гідрологічні та інші характеристики.

### **10.3. Водний режим і динаміка водосховищ**

Водний режим водосховищ пов'язаний з особливостями їх водного балансу (зовнішнього водообміну) та регульованими змінами рівнів води. Із впливом роботи гідровузла та річок також пов'язана частина динамічних явищ і процесів. Водночас вони поєднуються з дією чинників, характерних для озер (термічний режим, вітер). До динамічних явищ у водосховищах (як і в озерах) відносять течії, коливні рухи, хвилі та перемішування. Із динамічними явищами пов'язаний внутрішній водообмін. Процеси водообміну – важливий чинник функціонування водних екосистем.

Водний баланс водосховищ описують за допомогою рівнянь, що застосовують і для озер. Але характер складових та співвідношення між ними змінюються. У прихідній частині переважає притік по річках, у витратній – регульований людиною стік. Уводиться поняття бічної приточності. Її роль може бути досить великою. Збільшується значення і змінюється зміст акумуляції води. Узагальнено водосховища можна віднести до стоково-приточних або транзитно-акумулюючих водойм. Частка опадів та випаровування з дзеркала для більшості водосховищ мала (до перших відсотків). Основною причиною цього є великі значення показника питомого водозбору. Лише окремі великі

водосховища характеризуються відчутним збільшенням цього показника. Для них частка опадів зростає до понад 20 %. Частка випаровування може зростати ще більше. Загалом підвищення ролі випаровування характерне для водосховищ в областях посушливого клімату.

Коефіцієнт зовнішнього умовного водообміну у водосховищ більший, ніж в озер. Переважно він складає 0,3–10. Тобто період умовного водообміну становить від трьох років до одного місяця. Це значно менше, ніж для середніх та великих озер. Вважають, що дані показники бажано оцінювати не для повного, а для корисного об'єму водосховищ. Тоді період водообміну більш об'єктивно відображає відповідні процеси і стає ще меншим. На характеристики зовнішнього водообміну впливають не тільки питомий водозбір та місцевий клімат, але і характер регулювання стоку людиною та водний режим річок, що впадають у водосховище. У зв'язку із цим необхідно деталізувати в часі дані по водному балансу.

Для багатьох водосховищ у формуванні водного балансу значну роль відіграють такі складові, як водозабір, надходження стічних вод, фільтрація під греблею та навколо неї. Ці чинники важливі в господарському й екологічному відношенні.

Основні риси, закономірності коливань рівнів води у водосховищах зумовлені специфічним поєднанням впливу людини та водного режиму річок, яке називають регулюванням стоку. Регулювання може носити досить складний характер у залежності від умов експлуатації гідровузла та водосховища, необхідності екологічних попусків води, особливостей фаз водності даного року, стоку води за кілька років.

Для водосховищ сезонного регулювання стоку характерні такі періоди (фази) водного режиму: 1) наповнення; 2) спрацьовки (рис. 10.2).

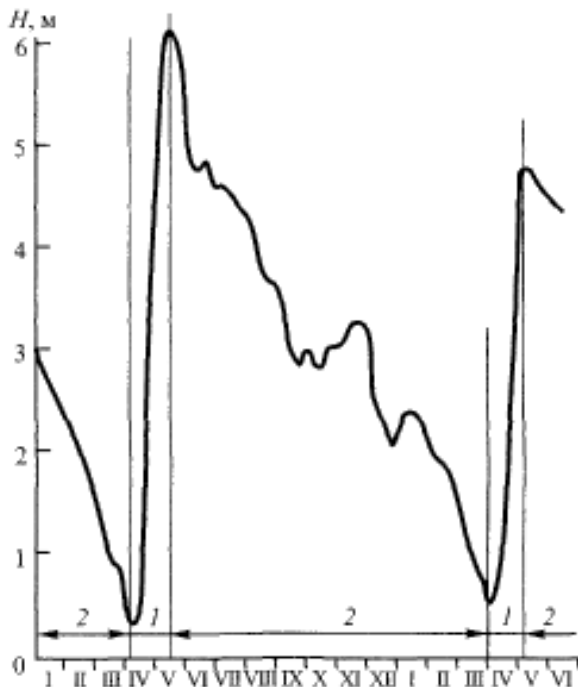


Рис. 10.2. Графік змін рівнів води у водосховищі протягом року:  
*1 – наповнення; 2 – спрацьовка [7]*

Перша з них, як правило, пов'язана з проходженням повені або паводку по головній річці. На рівнинних водосховищах амплітуди коливань рівнів досягають 5–7 м, а на гірських – 50–80 м. Добові коливання (пов'язані з додатковим виробництвом електроенергії в нічні години) набагато менші. Найбільші коливання рівнів властиві нижній зоні верхнього б'єфу. У зоні виклинювання підпору їх хід подібний до річкового. У нижньому б'єфі, під час спрацьовок, утворюються штучні паводки, так звані хвилі попусків. Вниз за течією вони поступово розпластуються. Для мілководь великих водосховищ характерні також згонно-нагонні коливання рівнів. Їх амплітуда

може досягати 1 м та більше. При каскадному розташуванні водосховищ рівневий режим значно змінюється вздовж всієї річки.

Серед динамічних явищ найбільш важливі течії, що, переважно у великих водосховищах, подібні до озерних, але мають свої особливості. Найбільш чітко проявляються стокові, вітрові та компенсаційні. Їх швидкості становлять сантиметри на секунду. Стокові течії проявляються в зоні виклинювання підпору та на верхній ділянці водосховища. Вони можуть бути пов'язані з великими притоками. В нижній частині водосховища вони зумовлені скидами води через турбіни ГЕС або через водозливні отвори. Такі течії розповсюджуються на кілька кілометрів від греблі (максимально до 10–20 км та більше) і мають ближче до неї швидкості до 1–1,2 м/с, а далі – до 0,2–0,3 м/с. Стокові течії можуть проявлятися й уздовж затоплених русел річок. Вітрові та компенсаційні течії помітні в межах озероподібних розширень водосховищ. Вони нестійкі за напрямком та швидкістю, хоча і досить часті. У великих водосховищах виникають також поздовжберегові течії. Якщо два гудровузла розташовані близько і водосховище нижнього є нижнім б'єфом верхнього, то при різкій зупинці його роботи в цьому водосховищі можуть утворитися від'ємні похили вільної поверхні та зворотна стокова течія. Це специфічний вид течій. Загалом же течії у водосховищах досить часто характеризуються нестационарністю, складною часово-просторовою структурою. Цьому сприяють особливості морфології ложа та берегів, зокрема відмілини, острови, а також вплив попусків води, надходження води з приток. У водосховищах, як і в озерах, також можуть формуватися тимчасові циркуляції вод.

Коливні рухи води у водосховищах можуть бути представлені внутрішніми хвилями, сейшами, вітровим хвилюванням, корабельними хвилями тощо. У водосховищах

розвивається значне вітрове хвилювання. Зафіксовані хвилі висотою понад 3 м. Системи хвиль у водосховищах досить мінливі. Це, завперш, пов'язане з наявністю мілин та порізаністю (складною конфігурацією) берегової лінії. На вузьких ділянках і в затоках кілька систем хвиль накладаються, часто утворюється товчечя. Розвиток хвиль також залежить від рівнів води (наповненості водосховища).

Характерна риса – утворення довгих хвиль у водосховищах. При різких попусках води рівні біля греблі швидко понижуються й утворюється довга зворотна хвиля, що охоплює всю товщу води й регресивно рухається вверх по водосховищу. При відбиванні її від берегів може утворитися і пряма хвиля. Довгі хвилі розповсюджуються на відстані 200–400 км та більше. Їх фазова швидкість становить приблизно 40 км/год, а висота – 20–60 см.

У водосховищах більш розвинуті процеси вимушеного перемішування, ніж в озерах. Це пов'язано як із впливом головної річки та приток, так і зі штучними чинниками (попусками води та супутніми явищами).

#### **10.4. Термічний і льодовий режими водосховищ**

Особливості термічного і льодового режимів водосховищ, подібно до всього гідрологічного режиму, пов'язані з поєднанням озерних та річкових складових, а також із наслідками впливу антропогенного чинника.

Основною відмінністю від озерного режиму є значно більша нестабільність, нестационарність. Озерний тип термічного режиму найбільш характерний для нижньої зони верхнього б'єфу достатньо глибоких водосховищ. Тут спостерігається вертикальна температурна стратифікація. В інших частинах значний вплив справляють річкові води. Процеси розвитку температурної стратифікації також дещо подібні до мілководних озер.

Період льодових явищ на водосховищах, як і на озерах, більший, ніж на річках. Товщина льоду загалом також більша. Але швидкі та значні коливання рівнів розтягають період і змінюють умови замерзання. Під час зимової спрацьовки на берегах залишаються (осідають) великі об'єми льоду. Це небезпечне явище, яке може призводити до загибелі великої кількості риби. Особливими є невеликі водосховища, використовувані для охолодження вод ТЕС та АЕС. Тут температурний режим повністю залежить від скидів теплих вод.

### **10.5. Гідрохімічний, гідробіологічний та гідроекологічний режим водосховищ**

Гідрохімічний режим водосховищ та хімічний склад їх вод, перш за все, залежать від поповнення річковими водами, загалом водного балансу. Водночас значною мірою впливають місцеві (внутрішні) чинники та діяльність людини. До внутрішніх чинників можна віднести розклад решток затопленої рослинності, вплив затоплених ґрунтів та порід, розшарування й утворення застійних зон, зміна режиму розчинених газів, вплив змін річкової біоти на озерну тощо. Антропогенні чинники досить різноманітні (прямі та опосередковані), починаючи від впливу на водний режим і завершуючи заходами з регуляції якості екосистем.

Іонний стік стає більш рівномірно розподіленим по сезонах, порівняно з річками, завдяки акумуляції паводкових або талих вод. Мінералізація води водосховищ трохи підвищена. Це призводить також до зміни співвідношень головних іонів. Режим розчинених газів у водосховищах істотно варіює порівняно з річковим. Цьому сприяють такі чинники, як зменшення інтенсивності перемішування, утворення застійних зон, процеси окиснення органічної речовини на дні, особливості розвитку біологічних, біохімічних процесів, льодових явищ тощо. У зв'язку із цим змінюється сезонна і добова динаміка

вмісту  $O_2$  та  $CO_2$ , зростають амплітуди коливань їх концентрацій, стає значно вираженою стратифікація їх розподілу по глибині. Зміни концентрацій  $O_2$  можуть охоплювати діапазон від перенасичення (при інтенсивному фотосинтезі у приповерхневих шарах) до значного дефіциту (придонні шари, льодостав, надмірна евтрофікація тощо). Дефіцит кисню істотно позначається на розвитку гідробіонтів, функціонуванні водних екосистем. Характер газового режиму також різний у різних частинах водосховищ: верхня річкова зона, нижня зона, мілководні затоки та інші.

Для водосховищ важливою групою зовнішніх чинників гідрохімічного режиму є антропогенні впливи: скидання стічних вод, транспорт, радіоактивне забруднення тощо. Це помітно впливає на якість вод.

Режим біогенних речовин і органіки тісно пов'язаний з функціонуванням водних екосистем, гідробіологічним та гідроекологічним режимами водосховищ. Ці види режиму значно залежать від виду, параметрів водосховища, природних умов території, де воно розташоване. Загалом відбувається трансформація річкового режиму до режиму поверхневих водойм. Вона тим більше виражена, чим менший коефіцієнт зовнішнього умовного водообміну. Очевидно також, що процеси трансформації можна поділяти на стадії, етапи. За даними [5], угруповання гідробіонтів водосховищ проходять чотири етапи розвитку. На першому з них стрімко розвивається планктон, що пов'язують із надходженням у воду великої кількості біогенних речовин, вимитих із затоплених земель, а також зі зміною гідрфізичних умов. На цьому етапі може розвиватися явище цвітіння води синьо-зеленими водоростями. Це створює проблеми для використання води, розвитку іхтіофауни. Донна фауна на цьому етапі розвивається поступово. У більшості випадків припиняється міграція прохідних риб. Реофільні види заміщуються лімнофільними. На

другому етапі інтенсивно формуються донні угруповання (зокрема, з молюсків-фільтраторів) і зменшується частка планктонних. На мілководдях стабілізуються угруповання вищої водяної рослинності. Для риб настає період депресії. На третьому етапі зменшується інтенсивність процесів цвітіння води. На мілководдях з'являються ознаки процесів заболочування. У глибоководній частині продовжують розвиватися угруповання донних організмів. Відбувається підвищення загального видового багатства гідробіонтів, включаючи інвазивні та інтродуковані види. Для угруповань риб настає етап стабілізації. У видовому складі тваринних організмів прісноводних водосховищ можуть з'являтися навіть морські види. Четвертий етап характеризується стабілізацією планктонних і донних угруповань, продовженням заболочування мілководь. За рахунок накопичення у водосховищах наносів, біогенних речовин, органіки, розвитку процесів заболочування можуть зростати прояви евтрофування, вторинного забруднення, зменшення вмісту кисню. Це призводить до відповідних змін у видовому складі риб. У гірських водосховищах такі процеси проявляються слабо. Процеси трансформації річкового режиму в режим водойми відрізняються в різних природних умовах та у різних частинах водосховищ.

У водосховищах, порівняно з річками, збільшується концентрація біогенних та органічних речовин. Спостерігаються значні зміни їх концентрації і розподіл у межах водосховищ [5]. Максимальні – у зимовий період і період водопілля. Влітку спостерігається стратифікація. Протягом етапів розвитку водосховищ (особливо на перших) значно змінюються умови та процеси формування режиму біогенних та органічних речовин. У водосховищах з відносно стабільними умовами до основних чинників цього режиму відносять [5]: процеси продукції і



деструкції органічної речовини, седиментації, комплексотворення, окиснення-відновлення та сорбції-десорбції.

Гідроекологічний режим водосховищ включає розвиток власне водних екосистем та природно-антропогенних систем. Екосистеми водосховищ виступають індикатором їх стану. У свою чергу, на їх розвиток впливають чинники водообміну, гідрохімічного режиму, оптичні характеристики води, наявність зважених частинок, процеси седиментації, розвитку берегів та літоралі та інші [47].

### **10.6. Морфологічний режим водосховищ та нижніх б'єфів гідровулів**

Сукупність морфологічних процесів, пов'язаних з побудовою гідровулів і розвитком водосховищ та нижніх б'єфів, включає такі основні складові: берегові процеси, процеси занесення водосховища, процеси замулення водосховища, процеси трансформації русел річок у нижніх б'єфах ГЕС (руслові процеси). Останні можуть бути видозмінені у зв'язку з побудовою буферних водосховищ.

Загалом берегові процеси подібні до таких у озер чи на узбережжях морів. Але мають і власні особливості. Зокрема, це пов'язано з первинною виробкою профілю берегової зони, а також зі специфікою хвиль та течій. У перший період розвитку водосховищ внаслідок абразії формується береговий уступ та абразійна відмілина у верхній частині берегового схилу. Найбільш інтенсивно руйнуються береги, складені пухкими породами. За перші 10 років існування водосховища берег може відступити на 200 м та більше. Але в скельних породах процес іде набагато повільніше. Найбільші фракції продуктів руйнування ідуть на формування акумулятивної частини відмілини, а дрібніші відкладаються у глибоких місцях. Особливою рисою водосховищ є те, що за рахунок періодичних змін рівнів води абразійні процеси можуть розвиватися в різних

частинах берегового схилу (на різних рівнях). Унаслідок цього можуть утворюватися кілька абразійних відмілин, майбутніх терас.

Процес відкладання придонних наносів у верхній (річковій та мілководній) зоні водосховищ називається занесенням. Він подібний до процесів розвитку гирл річок. Тут річкові струмені поступово уповільнюються, втрачають транспортуючу здатність, руйнуються. Зі зменшенням значень придонних швидкостей течії, послабленням вертикальних пульсацій швидкості, вниз за течією відкладаються чимраз дрібніші фракції наносів. Рух придонних наносів відбувається у вигляді гряд. Тому їх зупинка фіксує рельєф, залишки якого зберігаються в донних відкладах алювію. Загалом формується тіло занесення ухвістя водосховища. Подібні процеси відбуваються і в гирлах деяких бічних приток. Такого роду процеси можуть погіршувати умови судноплавства.

На відміну від занесення водосховища, у нижньому б'єфі гідровузла переважно спостерігаються розмиви русла річки, що пов'язано з «недостачею» наносів на фоні значної енергійності та ерозійної здатності потоку. Утворюються так звані ями розмиву, які можуть мати довжину десятки кілометрів. (У деяких випадках, при розмиві, річка може досягти пластів легкорозмивних порід. Тоді русло наповнюється ними і стає рухливим, зі складною будовою). Розмив русла, заглиблення ложа річки нерідко спричинює небезпечні явища, пов'язані з руйнуванням берегів, інженерних споруд. Тому руслознавчі дослідження нижніх б'єфів ГЕС отримали значний розвиток, а у практиці проектування гідровузлів застосовують прогнози цих явищ і процесів, зокрема з використанням математичного й гідравлічного моделювання.

Замулювання дрібними, завислими частинками основної частини водосховища є важливим і специфічним процесом. Внаслідок нього утворюються і поступово ущільнюються донні

відклади. Джерелами надходження завислих наносів є як річки, так і процеси (продукти) руйнування берегів. Для розрахунку періоду замулення мертвого об'єму водосховища застосовують формулу

$$\tau_{\text{зам.}} = \frac{V_{\text{м.о.}}}{W_{\text{р}}(1-a)}, \quad (10.1)$$

де  $\tau_{\text{зам.}}$  – період замулення;  $V_{\text{м.о.}}$  – величина мертвого об'єму ( $\text{м}^3$ );  $W_{\text{р}}$  – середній річний стік (прихід) завислих наносів;  $a$  – частина стоку наносів, що проходять через водосховище транзитом. Для деяких рівнинних водосховищ вона може досягати 0,3–0,4, а для глибоких гірських водосховищ практично дорівнює нулю. Періоди замулення надзвичайно різні: від 10–15 років до багатьох сотень років. Вони визначають терміни ефективної експлуатації водосховищ та гідровузлів. Замулення призводить до значної специфіки гирлових ділянок річок у зоні виклинювання підпору, а також, разом із явищем підходу ґрунтових вод, може дати початок процесам болотоутворення. Наведена формула спрощена, орієнтовна. Фактично розрахунки, прогнози та моделювання процесів замулення водосховищ складають окремий напрямок наукових досліджень.

Морфологічний режим водосховищ нерозривно пов'язаний з переміщенням і відкладанням частинок наносів. На відміну від річок, для водосховищ (водойм) не розглядають режим стоку наносів, оскільки тут процеси зсунуті в бік їх акумуляції. (Транспортування постійно пов'язане з акумуляцією і не створює чітко виражений односпрямований транзитний потік). Водночас існує і відмінність від озер, що полягає в більшій інтенсивності даного роду процесів.

### 10.7. Водні маси водосховищ

У водосховищах формуються специфічні водні маси. З їх переміщенням пов'язані перенесення тепла, розчинених речовин

(солі, гази), завислих органічних та мінеральних речовин. Для їх виділення використовується комплекс показників: температура, колір, прозорість, електропровідність, вміст окремих іонів. Формування водних мас та їх характерні особливості простежуються протягом усього року. Розрізняють первинну (річкову) та основну водну масу, подібну до озерної. Роль річкових вод більша, ніж для озер. Їх частка під час повені або паводку досягає 30–50 %. У найглибших частинах водосховищ (біля греблі) формується специфічна придонна водна маса. Трансформація річкових водних мас є загальною характерною рисою водосховищ, яка впливає також і на гідрохімічний та гідробіологічний режими. Це особливо чітко проявляється при їх поступових змінах у перший період після заповнення водосховища. Особливим є режим гірських, глибоких водосховищ. Водні маси водосховищ завдяки більш активному зовнішньому та внутрішньому водообміну більш рухливі, ніж в озерах.

### **10.8. Водосховища в системі взаємодії людини та природи**

Через побудову людиною гребель, гідровузлів, водосховищ змінюється розвиток частин географічної оболонки, утворюються нові геосистеми природно-антропогенного характеру. Змінюються як компоненти природного середовища (клімат, водний баланс, водний режим, біота та інші), екосистеми, так і населення та господарство. Масштаби змін і розміри нових геосистем залежать від величини водосховища, параметрів гідровузла. Вони змінюються від локального (на рівні ландшафтних урочищ) до регіонального, значних частин великих річкових систем. Якщо річки історично є природними об'єктами, навколо яких селилися люди, розвивалися господарство, транспортна мережа, зростали цілі цивілізації, то водосховища на річках – епіцентр проблематики взаємодії людини та річок, людини та природи. З ними пов'язані як великі

сподівання у вирішенні багатьох практичних питань, так і значні екологічні проблеми. Проблеми, дискусії виникають навіть відносно питань можливості створення водосховищ у тих чи інших природних, географічних умовах. Загалом існують як позитивні, так і негативні приклади. Очевидно, що необхідно розвивати позитивний досвід. Проекти водосховищ, гідровузлів повинні бути органічними складовими планів розвитку річкових басейнів, які, у свою чергу, є планами сталого, збалансованого розвитку. Для існуючих водосховищ важливі режим і правила експлуатації, проведення комплексу оптимізаційних екологічних заходів, включаючи організацію комплексного моніторингу.

Розглянемо основні види впливу водосховищ на функціонування геосистем. Водосховища уповільнюють водообмін у річкових басейнах, зменшують стік води в річках за рахунок збільшення випаровування. Загальні втрати стоку річок світу становлять 3–4 %, а в умовах посушливого клімату – аж до пересихання нижньої течії річок.

Водосховища можуть акумулювати забруднювальні речовини. В них також відбуваються процеси самоочищення вод. Водночас вони можуть легко піддаватись забрудненню і потребують дотримання умов експлуатації. Зокрема, найгіршими показниками можуть характеризуватись малі водосховища в межах урбанізованих територій. Зміни стоку, акумуляція наносів також мають як позитивні, так і негативні наслідки, що залежать від конкретних умов. Хоча в більшості випадків нестача наносів нижче них може призводити до розмивів.

Регулювання стоку води може негативно відобразитися й на режимі заплав нижче за течією. Створення водосховищ призводить до затоплення та підтоплення земель. У деяких випадках такі чинники можуть переважати вигоду від отримання електроенергії.

До позитивних наслідків побудови водосховищ, окрім економічного ефекту від їх прямого призначення, можна віднести пом'якшення клімату, розвиток прибережних ландшафтів (особливо в посушливих регіонах), формування зон рекреації і туризму тощо.

Важливим питанням розвитку й експлуатації водосховищ є ув'язка з розвитком екологічної мережі, збереженням біорізноманіття. Зокрема, це стосується міграції різних видів тварин уздовж річок.

## Розділ 11 ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ

### 11.1. Загальні відомості про болота

Існує група водних об'єктів, для яких характерне рівноцінне поєднання води і твердої речовини. Для потоків – це селі, а також замулові потоки на дні океанів та морів, для водойм – болота, заболочені землі. До категорії «земноводних» об'єктів деколи відносять ґрунти, розріджені донні відклади, опливини, пливуни тощо. Для боліт характерною ознакою є вплив рослинності й накопичення її решток на перезволожених ділянках суходолу та в озерах, що заростають. Тут же накопичується і мінеральна речовина, мінеральні частинки. Отже, це абіогенно-біогенні природні об'єкти. В залежності від умов та ступеня впливу рослинності виділяють два основних різновиди боліт: 1) торф'яні болота; 2) заболочені землі. Цей поділ може бути дещо умовним, оскільки різноманіття боліт досить велике. Торф'яні болота значно розповсюджені в широтах із помірним кліматом, де складаються умови для консервації рослинних решток. Відклади торфу – це суміш органічних домішок та мінеральних частинок, що накопичуються на певній території над поверхнею мінеральних (геологічних) порід тривалий час. Вважають, що для утворення торф'яного болота необхідна товщина покладу понад 30 см. Це призводить до переважання специфічної болотної рослинності. Поряд із торф'яними болотами виділяють: трав'яні болота тундри, очеретові та осокові болота лісостепу, засолені болота пустель і напівпустель, солонуваті приморські болота (марші), солоні мангрові болота, прісноводні солонуваті болота лиманів і приморських підтоплених земель, плавні, прісноводні болота зволожених і сезонно зволожених тропічних та екваторіальних лісів, гірські болота тощо.

Загальна площа всіх типів боліт на Землі становить понад 3,5 млн км<sup>2</sup>. З них на торф'яні болота припадає приблизно 2,7 млн км<sup>2</sup>. Основна область їх розповсюдження – це північна частина зони лісів помірного клімату, лісотундра, частково тундра. Торф'яні болота характеризуються певними різновидами, що залежать від фізико-географічних умов місцевості. Так виникають зональні їх ознаки.

### **11.2. Утворення та розвиток боліт**

Основні шляхи виникнення боліт такі:

- 1) перезволоження ділянок твердої поверхні суходолу;
- 2) заростання, замулення, заболочення водойм або їх частин.

Перший шлях здійснюється в різних умовах і тому має певні різновиди:

- перезволоження пов'язане з місцевим, локальним накопиченням вологи від атмосферних опадів, що не компенсується випаровуванням чи відтоком води і проявляється в піднятті рівня ґрунтових вод майже до денної поверхні;

- перезволоження пов'язане з притоком вод в улоговину і не компенсується випаровуванням чи відтоком води;

- перезволоження пов'язане з періодичним затопленням чи підтопленням за рахунок дії річкових, морських, озерних вод тощо.

Заболоченню, утрудненому відтоку вод з ділянок поверхні суходолу сприяють рельєф (плоский або ввігнутий) та слабка водопроникність підстелюючих ґрунтів, порід. Якщо на початку болотогенезу ґрунти були достатньо водопроникними, потім вони можуть стати слабко водопроникними за рахунок так званих процесів глеєутворення (оглеювання). Надалі посилюються процеси оторфовування, накопичення органічно-мінеральних намулів.

Стосовно врахування рельєфу і загалом розташування боліт у межах різних форм рельєфу запропоновано геоморфологічну класифікацію боліт.



Перша група: болота міжрічкових просторів. Типи: болота плоско-вододільного залягання; вододільно-схилові болота плоского залягання; болота улоговинного залягання.

Друга група: болота річкових долин. Типи: терасові; заплавні; болота стариць та староріч.

У різних природних умовах і зонах можуть переважати ті чи інші типи боліт. У кліматичній зоні надлишкового зволоження помірного поясу болота можуть бути розташовані і на вододільних плато, і на пологих схилах межиріч, і на терасах, і в низинах. Це їхня зональна ознака. В зоні недостатнього зволоження болота розташовані тільки у від'ємних формах рельєфу. В їхньому живленні основними факторами стають поверхневий та підземний притоки.

У межах кліматичних зон виділяють власне зони боліт за особливостями рослинних асоціацій, структури болотних утворень, товщиною (потужністю) торф'яних покладів. У зоні надлишкового зволоження: зону арктичних мінеральних осокових боліт; зону горбастих боліт та опуклих оліготрофних боліт. В зоні недостатнього зволоження: зону евтрофних гіпноосокових та осокових боліт та зону засолених очеретяних боліт. В перехідній зоні нестійкого зволоження (кількість опадів перевищує випаровування не більше, ніж на 100 мм) на рівнинах розвинуті евтрофні та оліготрофні сосново-сфагнові болота. Вони можуть утворюватися навіть на виположених перезволожених ділянках поверхні хребтів (наприклад, в Українських Карпатах).

Заростання та заболочення водойм відбувається переважно в умовах теплого або помірного клімату. Воно починається від мілких берегів. Тут можуть накопичуватися наноси. Рослинність загалом розвивається (розташована) концентричними смугами в залежності від глибини. Спочатку ростуть просто вологолюбні рослини, далі земноводні, далі (на глибинах до 2 м) очерет, далі напівзанурені рослини (латаття та інші), далі рослини, які

покривають поверхню озера. Наступними розташовані вже підводні рослини. Залишки рослин разом із наносами сприяють обмілнню озера. Зменшення глибин призводить до зсування смуг рослинності чимраз більше до центру, що зменшує вільний простір. Так само концентрично розвиваються та просуваються процеси оглеювання, накопичення намулів і торфу. На дні накопичуються специфічні намули. Мала рухливість прибережних, зарослих вод частково створює анаеробні умови і сприяє початку утворення торфу. Досить часто в зоні плаваючої рослинності, за рахунок високої її щільності, утворюється поверхневий килим, який складається як із живих рослин, так і з їх решток та принесених вітром твердих частинок. Частини цього килима можуть відриватися і плавати у вигляді острівців (сплавин). Описані процеси призводять до поступового замулювання та заболочування озера (рис. 11.1).

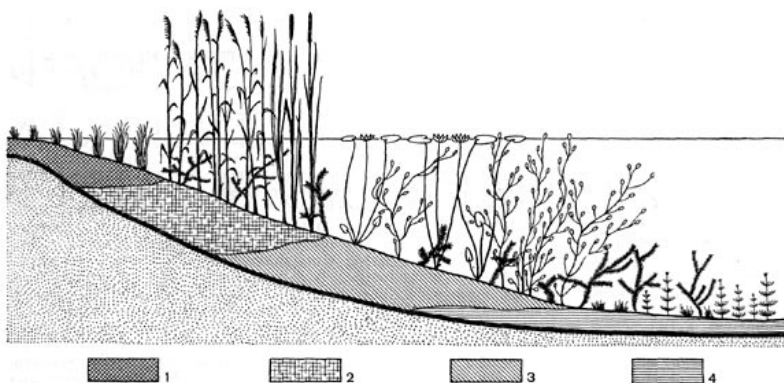


Рис. 11.1. Схема заростання мілкого озера:

- 1 – торф'янистий намул; 2 – очеретяний торф'янистий намул;  
3 – крупнозернистий намул; 4 – дрібнозернистий намул*

Періодично затоплювані та підтоплювані території розташовуються переважно в долинах річок, низовинах біля морів або озер. Усе це спричиняє перезволоження і розвиток

процесів болотоутворення. Особливі умови виникнення боліт пов'язані з впливом діяльності людини.

Болота у своєму розвитку проходять певні стадії, етапи. Розглянемо їх на прикладі торф'яних боліт, виділяючи основні риси. У більшості випадків розвиток розпочинається з певних локальних центрів, здебільшого місцевих улоговин. Спочатку тут утворюється низинне болото з плоскою чи ввігнутою поверхнею, розташованою нижче прилеглих територій. Воно може живитися атмосферними опадами, поверхневими та ґрунтовими водами. Тут зростає вимоглива до умов мінерального живлення євтрофна рослинність. Торф, відкладений у таких умовах, має велику зольність (6–7%). Він може використовуватися як добриво. Таке локальне утворення називають первинним болотним масивом. За рахунок поступового накопичення рослинних решток, намулів, торфу поверхня первинного болотного масиву припіднімається, зрівнюється з навколишньою місцевістю. Виникає болото перехідного типу. За рахунок цього притік поверхневих вод утруднюється. Ґрунтові води дещо ізолюються від кореневої системи частини рослин. Атмосферні опади бідні на мінеральні складові. Тому загалом умови мінерального живлення погіршуються. Починає переважати мезотрофна рослинність (рис. 11.2).

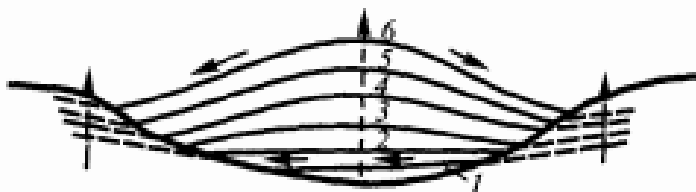


Рис. 11.2. Схема розвитку торф'яного болота.

Стадії: 1 – низинна; 2 – перехідна; 3–6 – верхова [7]

Наступні процеси зростання положення поверхні болота призводять до його трансформації у верхове, з опуклою

формою. Умови мінерального живлення стають поганими. Починає переважати оліготрофна рослинність. Тут накопичується торф малої зольності (до 4 %).

Розглянута система розвитку болотного масиву – узагальнена. Насправді ж процеси розвитку значно різноманітніші. Тим не менш ця схема важлива з точки зору виділення головних закономірностей і лежить в основі більш складних схем.

З одного осередку заболочування розвивається один болотний масив (болотний мезоландшафт). Розростання болотних масивів може призводити до їх об'єднання й утворення великих болотних комплексів (комплексних, складних болотних масивів). Це болотний макроландшафт (рис. 11.3).

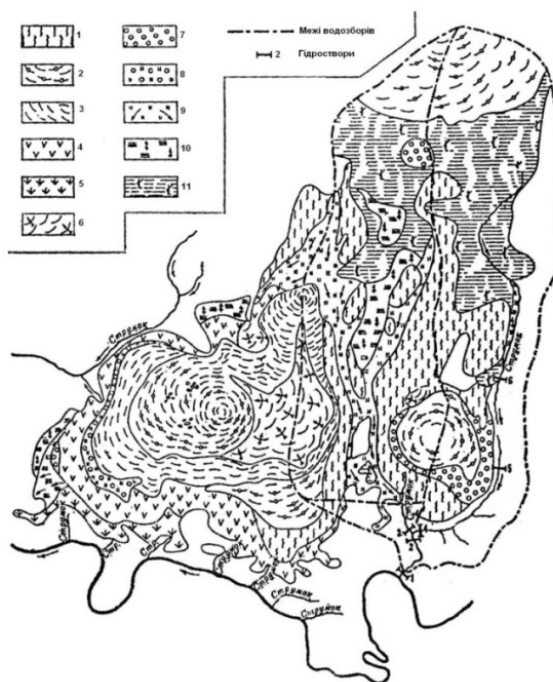


Рис. 11.3. Приклад складного болотного масиву [5]

На поверхні будь-якого болота розвиваються також певні локальні утворення – пасма, мочари, купини, міжкупинні пониження, горби, трясовини, драговини, мікроозера-озерця та ін. Вони тісно взаємопов'язані з особливостями рослинності та водного режиму. Різновиди цих комплексних утворень називають болотними мікроландшафтами. Це основний показник типу болота, який визначає основну класифікацію.

Процеси розвитку боліт призводять до змін їх будови й гідрологічного режиму, перш за все водного (водного балансу), а також гідравлічного, гідрохімічного, гідробіологічного. Болотні масиви – це особливі ландшафти, екосистеми. Вони складаються з різноманітних елементів, підсистем: болотних мікроландшафтів та болотної гідрографічної мережі.

### **11.3. Будова, властивості та гідрологічний режим боліт**

Торф'яні болота характеризуються певною будовою і специфічною гідрографічною мережею. Сформований торф'яний поклад характеризується наявністю багатьох шарів. Кожен шар має специфічний склад торфу, що відображає зміни видового складу рослинності й загальних умов на певних стадіях розвитку болота. Узагальнено весь поклад поділяють на інертний та діяльний (активний) шар (рис. 11.4). Інертний шар займає основну частину покладу. Рух та зміни вмісту води тут майже відсутні. Сюди не надходить кисень. Діяльний шар – це приповерхнева частина болота, область руху вод, розвитку рослинності, торфонакопичення. Його товщина може становити 0,4–1,0 м. Нижній горизонт діяльного шару розташований приблизно на глибинах, що відповідають середньому багаторічному значенню мінімальних річних рівнів ґрунтових (болотних) вод.

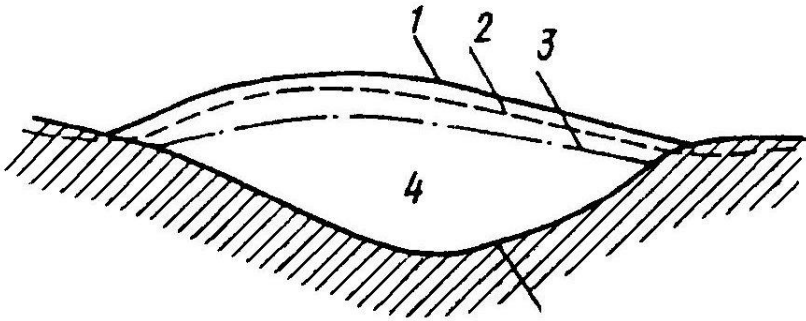


Рис. 11.4. Схема болотного масиву:

- 1 – поверхня болота; 2 – поверхня ґрунтових вод ;
- 3 – нижній горизонт діяльного шару; 4 – інертний шар

Основний рух вод у болоті відбувається шляхом фільтрації в діяльному шарі. Фільтрація відбувається за законом Дарсі. Коефіцієнт фільтрації досить швидко змінюється з глибиною (рис. 11.5).

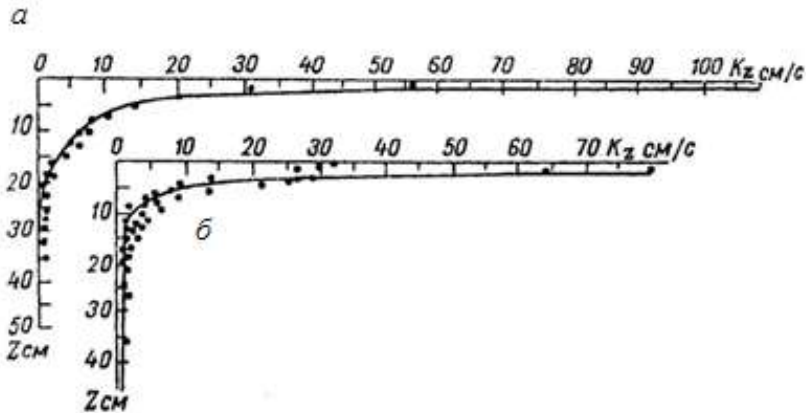


Рис. 11.5. Крива змін коефіцієнта фільтрації у діяльному шарі різних мікроландшафтів болота

Об'єми стікання можуть бути дуже великі (до 150 м<sup>3</sup> з одного гектара за добу). Через інертну товщу проходить лише 1 % витрат води. Напрямки горизонтальних фільтраційних потоків відповідають похилам поверхні болота. При улоговинному заляганні та опуклій формі поверхні (верхове болото) рух іде від центральних частин до периферії. Тут болотні води разом з поверхневими та ґрунтовими, що стікають з оточуючих схилів, утворюють драговини, мочари, трясовини, а також струмки. На ввігнутій поверхні низинного болота рух води спрямований до центру.

У межах боліт розвивається специфічна гідрографічна мережа. Болотні водойми – це озера та озерця. Вони мають береги з торфу. Деколи на їх поверхні «мандрують» мохові сплавини. Озерця пов'язані з мікрорельєфом поверхні та болотними мікроландшафтами. Це елемент мікроландшафту (пасмово-озерцевого). Їх можуть бути десятки, сотні. Болотні водотоки (річки, струмки) здійснюють основне відведення води з боліт. Ті водойми та водотоки, що залишилися від початку торфонакопичення і мають мінеральне ложе, називають первинними, інші – вторинними.

Структура водного балансу боліт залежить від їх типу, а також складається з балансів окремих ландшафтів. Для верхових боліт у прихідній частині переважають опади, для низинних – поверхневий і підземний притік. У витратній частині практично завжди домінує випаровування. Для низинних боліт зони недостатнього зволоження його частка може досягати 100 %. Найбільшу кількість води випаровують плавні та заболочені дельти річок в умовах сухого субтропічного клімату (до 1300 мм на рік). Значне випаровування характерне також для заболочених тропічних лісів. В умовах помірного клімату найбільше випаровують певні види трясовин – до 600 мм за теплу пору року. Сезонні зміни складових водного балансу призводять до закономірних коливань рівня ґрунтових вод у

болоті, тобто формують його водний режим. Характерний графік ходу рівнів води для торф'яних боліт помірних широт показано на рис. 11.6.

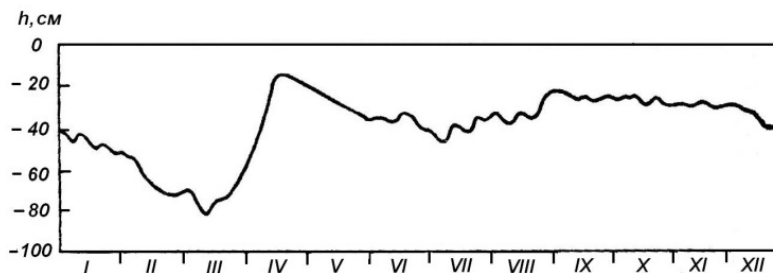


Рис. 11.6. Характерний графік ходу рівнів води для торф'яного болота

Тепловий режим боліт залежить не тільки від змін зовнішніх чинників, але і від їх водно-теплових характеристик. Чим більший вміст води у торфі, тим більша його теплоємність. Теплопровідність дуже низька. Добові коливання температур у торф'яних болотах помірного клімату помітні до глибин 15–25 см, а сезонні – до 3–3,5 м. Замерзання боліт відбувається пізніше, ніж невеликих озер та річок (приблизно через 15–17 діб після стійкого переходу температур повітря нижче 0 °С). Максимальна товщина шару перемерзання досягає 60–65 см.

Цікавим прикладом не торф'яних боліт є марші. Це смуга низинних узбереж морів, що затоплюється лише під час найвищих припливів або нагонів води. Її ширина досягає 30 км. Тут поєднуються луки та болота. Ґрунти багаті на гумус, рослинність галофітна. Значна частина маршів відгороджена дамбами і перетворена на поля. Марші можуть утворюватися на намулах, мулистих пісках або піщанистих намулах. На пісках вони не утворюються. Піски занадто рухливі і мають значні



коефіцієнти фільтрації. Типовими фізико-географічними особливостями територій маршів є наявність кріків (вузьких проток, що дренують ґрунтові води) та пенів – западин, заповнених водою. Останні бувають первинними, вторинними, а також відсіченими верхів'ями кріків. Первинні рослинні асоціації сильно затоплюються під час припливів. Але з появою рослин інтенсивність відкладання наносів значно підвищується. Рівень суші піднімається й умови середовища змінюються. З'являються нові рослинні асоціації. Отже, характерною особливістю рослинності маршів є смугастий (мікрозональний) розподіл у залежності від умов середовища. Марші поступово наступають на море. Перші стадії розвитку приморського солоного болота проходять за 25–50 років, але повна сукцесія може тривати кілька сотень років. Останні її стадії залежать від умов на межах маршів. Це виражається в наявності крайових дюн, контакту з луками, притоку прісних вод. В останньому випадку сукцесія продовжується до появи солонуватоводних спільнот і кінцевого перетворення маршу на прісноводне болото.

Болота відіграють важливу роль у загальному гідрологічному режимі територій. Унаслідок підвищеного випаровування та транспірації болота зменшують середню величину стоку води з територій. Різниця у випаровуванні з боліт та оточуючих територій наростає із загальним зменшенням зволоженості територій (збільшенням сухості клімату). Таким чином, при осушенні боліт випаровування зменшується, а стік збільшується. Вплив боліт на максимальний та мінімальний стік неоднозначний. Відомо, що осушення боліт загалом вирівнює сезонні коливання стоку. Болота також впливають на гідрохімічний склад річкових вод. Технології меліорації боліт повинні бути гнучкими і високорозвиненими. При неправильному осушенні можуть утворюватися пилові бурі (видування вітром легких осушених частинок торфу та намулу).

Меліорація заболочених територій не повинна суперечити збереженню та підвищенню їх екологічної якості.

#### **11.4. Болота, середовище, людина**

Болотні ландшафти, екосистеми володіють значною специфікою, що викликає значний інтерес до їх досліджень. Використовують терміни: водно-болотні угіддя, комплекси, різновид земноводних ландшафтів тощо. Такі природні об'єкти (геосистеми) досить різноманітні та розповсюджені. Їх тип, параметри, площі розповсюдження залежать від природних умов. В історії розвитку Землі бували періоди, коли заболочені землі та болота займали більшу частину суходолу. Цьому сприяли рельєф та клімат. У теперішній час більша частина боліт функціонує в межах басейнових систем. З іншого боку, великі заболочені території мають свою, специфічну мережу водних об'єктів. Тут не завжди чітко виражені вододіли.

Питанню досліджень гідрологічної ролі боліт завжди приділялась значна увага. Особливо це стосується впливу боліт на річковий стік. Як і болота, загалом він специфічний і неоднозначний. Специфіка полягає як у складності процесів формування водного балансу, так і у тому, що це стосується переважно рівнинних чи низовинних територій з повільним рухом води і особливою гідрографічною мережею.

У багатьох випадках, перш за все в умовах достатнього або недостатнього зволоження, випаровування із заболочених земель більше, ніж із незаболочених [6]. Водночас осушення боліт може не тільки не зменшити, а збільшити загальне випаровування за рахунок потужної транспірації. На водний баланс значно впливає й режим підземних вод.

Болота відіграють важливу роль у формуванні хімічного складу річкових вод. Вони збагачені органічними речовинами і мають дещо пониженою якість. На частині ділянок річок такі води несприятливі для розвитку вищих водних організмів. Загалом

гідролого-гідрохімічний напрям важливий у дослідженнях боліт.

Історія антропогенного впливу на болота нараховує багато століть. Торф як паливо використовується в Голландії та Шотландії від XII–XIII століть. Активне осушення, меліорація боліт розпочалася у XIX столітті. Така діяльність продовжується й донині. За деякими оцінками деградація боліт у світі становить більше половини первинних площ. Вона може мати негативні наслідки, як-от: пилові бурі, деградація малих водотоків, зменшення родючості земель, деградація та зникнення ряду важливих екосистем. У 1971 році проведена Рамсарська конвенція про водно-болотні угіддя, спрямована на збереження та відтворення таких природних об'єктів. У 2000 році її Науково-технічним комітетом розроблено глобальну програму охорони боліт. Зокрема, вона передбачає оптимізацію управління заболоченими територіями, тобто, по суті, формування відповідних природно-антропогенних систем. Діяльність людини може призводити не тільки до деградації, але і, у ряді випадків, до утворення боліт, заболочування ділянок суходолу. Цьому сприяють: створення водосховищ, штучних водойм, зведення лісів та лісові пожежі, прокладання насипів доріг, перекидання вод каналами, скиди вод в улоговини тощо. Усе це також потребує правильної організації управління такого роду процесами.

## **Частина III**

### **ЗЕМНІ ВОДИ**

### **В СИСТЕМІ ГЛОБАЛЬНИХ ПРОЦЕСІВ**

Гідросфера Землі представлена складною системою водних об'єктів. Водночас води знаходяться у постійному русі завдяки властивостям географічної оболонки загалом. Тут розвинулася складна система глобальних геологічних та географічних процесів, взаємодіють атмосфера, гідросфера та літосфера. Глобальні процеси пов'язані з потоками енергії та речовини. Основними видами (джерелами) енергії є сонячна і внутріземна. За рахунок їх дії в їхніх потоках розвиваються всі географічні, біологічні та соціальні об'єкти. Можна вважати, що географічна оболонка й біосфера сучасного типу сформувалися в Палеозої. Це стосується і гідросфери. Для таких, відносно однотипних, умов розглянемо участь вод у глобальних процесах. Загалом Світовий океан і вся гідросфера є лише складовими цілісної системи планетарних процесів

## Розділ 12

### ПРИРОДНІ ВОДИ У МЕХАНІЗМАХ КЛІМАТУ

#### 12.1. Природні води і кліматична система Землі

Динаміка атмосфери та гідросфери Землі тісно взаємопов'язані. У зв'язку із цим та у зв'язку з вивченням глобального клімату, введено поняття про кліматичну систему Землі (КСЗ), або глобальну кліматичну систему. Це планетарна система, що складається з підсистем (компонентів), відгук яких на зовнішні кліматоутворюючі чинники і взаємодія між якими визначають головні особливості глобального клімату. Під глобальним кліматом розуміють гідрометеорологічний режим складових КСЗ як статистичний ансамбль їх станів за кілька десятиліть. Головними компонентами КСЗ вважають: 1) атмосферу (переважно тропосферу); 2) океан; 3) поверхню суходолу (діяльний шар); 4) кріосферу; 5) біосферу. У теперішній час зростають також впливи людини.

Усі компоненти КСЗ взаємопов'язані потоками енергії, речовини, інформації. Вони також характеризуються певними параметрами (табл. 12.1).

З таблиці випливає, що маса та теплоємність, тобто теплова ємність або інерція атмосфери та діяльного шару суходолу, майже однакові. Теплова інерція діяльного шару океану на два порядки вища за них. (Діяльний шар океану бере участь у сезонних циклах теплообміну). Теплова інерція материкового льоду однопорядкова з інерцією діяльного шару океану, але проявляється за набагато триваліші періоди. Велике значення у теплових процесах КСЗ мають фазові переходи води. Відповідно до теплової інерції складові КСЗ характеризуються різним часом релаксації – як відповіді на дію зовнішніх чинників для встановлення нового режиму. Для атмосфери і діяльного шару суходолу цей час становить тижні та місяці, для діяльного шару океану – століття, для материкового льоду –

тисячоліття. Це впливає на особливості функціонування КСЗ, коливання клімату.

Таблиця 12.1

Кількісні параметри складових КСЗ

№ п/п	Параметр	Атмосфера	Суходіл*	Океан		Кріосфера	
				Поверхневий	Глибинний	Материковий лід	Морський лід
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Маса ( $\cdot 10^8$ кг)	5,3	3,0	79	1260	29	0,046
2	Маса, відносно маси атмосфери			14,9	238	5,4	0,009
3	Питома теплоємність (Дж/кг $\cdot$ К)	1000	800	$4,2 \cdot 10^3$	$4,2 \cdot 10^3$	$2,1 \cdot 10^3$	$2,1 \cdot 10^3$
4	Відносна теплоємність ( $K^{-1}$ )	1	0,45	68,5	99,7	11,3	0,019

\* діяльний шар

Притоки тепла нерівномірно розподілені по поверхні Землі. Одні території можна назвати нагрівачами, а інші – холодильниками. У зв'язку із цим В. Шулейкін запропонував концепцію теплових машин атмосфери (рис. 12.1).

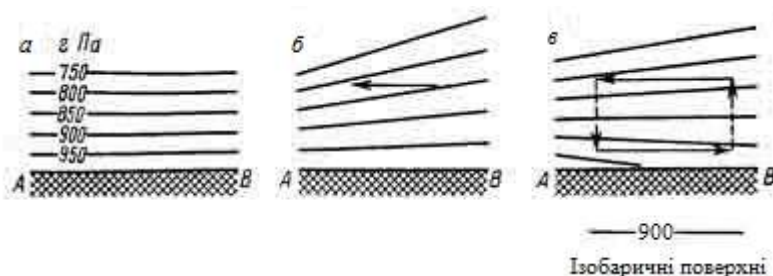


Рис. 12.1. Схема виникнення елементарної конвективної комірки

При рівномірному розподілі тепла ізобаричні поверхні розташовані горизонтально й паралельно між собою (а). На початковій стадії впливу нагрівача (б) повітря розширюється, зумовлюючи перекис ізобаричних поверхонь. Унаслідок цього на певних висотах в атмосфері виникає горизонтальний баричний градієнт та рух повітря в бік холодильника. Через накопичення тут мас повітря приземний тиск збільшується (в), викликаючи відповідний горизонтальний баричний градієнт, що спричиняє рух повітря від холодильника до нагрівача. Так утворюється елементарна комірка циркуляції атмосфери. В. Шулейкін запропонував розрізняти машини першого та другого роду. Першого – це системи «екватор – полюс», другого – «материк – океан» (мусонна циркуляція). Існують також теплові контрасти меншого масштабу.

У зв'язку з роботою теплових машин атмосфери відбувається й переміщення вологи. Разом з водяною парою переміщуються значні частини захованої енергії випаровування та конденсації. У районах випаровування вона надходить ззовні і, у такий спосіб, стримує надмірне нагрівання середовища. У районах конденсації – навпаки. Отже, присутність і дія водяної пари пом'якшує теплові контрасти. Окрім цього, водяна пара значно впливає на загальні енергетичні процеси у КСЗ. Вона також є важливим чинником парникового ефекту, найбільш активним перевипромінювачем теплової енергії.

Чи не найважливіша складова механізмів земного клімату – взаємодія океану й атмосфери. Розподіл океанів та континентів істотно впливає на особливості загальної циркуляції атмосфери, зокрема на розташування центрів дії атмосфери, що відображають важливі особливості баричного поля. Іншим потужним механізмом впливу є енергія, яка накопичується океаном і передається в атмосферу різними шляхами. Світовий океан – це основний акумулятор тепла, що впливає на особливості глобального та регіонального клімату. Зокрема, це

стосується мусонного клімату (теплові машини атмосфери другого типу). Механізмом взаємодії океану та атмосфери, кліматичної системи Землі є також загальна циркуляція океанічних вод. Важливою його складовою є термохалінний конвеєр.

Особливий вплив справляє океан на циркуляцію тропічної атмосфери. Тут можна спостерігати перехід теплової енергії в механічну шляхом розвитку тропічних циклонів (ураганів, тайфунів). Їх діаметр 400–1800 км. Поступальна швидкість руху 10–20 км/год. Швидкість вітру при проходженні тайфунів досягає 200–400 км/год. У центрі спостерігається зона штилю («око бурі») діаметром до 30 км. Зародження тайфунів відбувається між 5° та 20° широт, при температурах поверхні океану понад 27 °С. Це викликає настільки потужну вертикальну конвекцію, що вона призводить до зародження вихорів на основі синоптичних хвильових збурень у східному потоці повітря. Середня тривалість їх життя 6–7 діб. Помічено, що їх траєкторії прямують до областей дуже теплих поверхневих вод океану. Вони ніби підживлюють циклон. Енергія тайфунів надзвичайно велика (за одну годину великий тайфун виділяє її стільки, скільки могли б виділити десятки водневих бомб). Тайфуни живлять атмосферу енергією та вологою. Їх кількість становить у середньому 120 на рік. Три чверті припадають на північну півкулю. Інтенсивність зародження змінюється протягом року. Основні траєкторії показані на рис. 12.2.

Океани впливають на клімат різних частин континентів: морський, помірно континентальний. В іншому відношенні (напряму дії) циркуляція атмосфери значною мірою визначає характер системи поверхневих течій Світового океану. Полярний клімат визначає й особливості циркуляції природних вод.



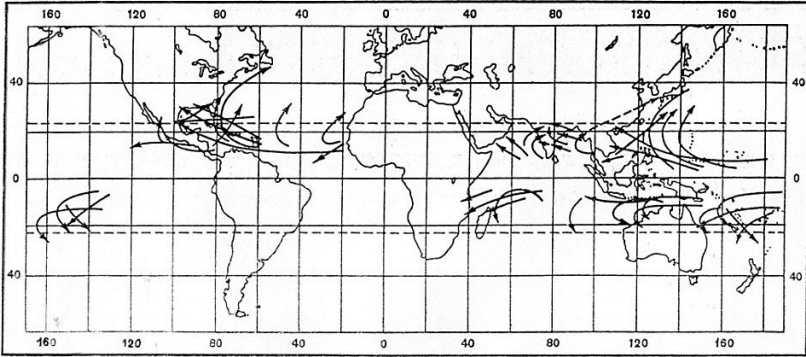


Рис. 12.2. Траєкторії тропічних циклонів [22]

Велике значення океану в геохімічних циклах речовин, особливо карбону. Це актуально в контексті сучасних змін клімату.

Сучасні дослідження динаміки і моделювання клімату [46] показують, що у функціонуванні КСЗ надзвичайно важливі зворотні зв'язки. До прямих фізичних зворотних зв'язків, пов'язаних з водою, відносять: зв'язок, пов'язаний з водяною парою в атмосфері; із хмарністю; кріосферні зворотні зв'язки. До них відносять як дію льодовиків, так і снігу, багаторічної мерзлоти, морської криги.

Зворотний зв'язок, пов'язаний із водяною парою, – найбільш позитивний з усіх прямих фізичних зворотних зв'язків, оскільки вона є ефективним парниковим газом [46]. Цей тип зв'язку може поєднуватися з градієнтним. Зворотний зв'язок, зумовлений із хмарністю, надзвичайно мінливий і складний. Це впливає на діапазон значень чутливості клімату в сучасних його моделях. Серед кріосферних зворотних зв'язків основні впливи альbedo снігу та льоду. При потеплінні відбувається зменшення альbedo і виникає позитивний зворотний зв'язок, який більше проявляється навесні та влітку. Інший зв'язок пов'язаний з теплоізоляційним ефектом від морської криги. Він проявляється

взимку. Якщо температура повітря підвищується, крига стає тоншою і пропускає більше теплової енергії від океану в холоднішу атмосферу.

Виділяють геохімічні та біогеохімічні зворотні зв'язки, в яких вода бере активну участь. Системи зворотних зв'язків також пов'язані з парниковим ефектом, ефектом озонового екрану та іншими.

З особливостями взаємодії океану та атмосфери пов'язані прояви внутрішньої мінливості сучасного клімату. До них відносять: Ель-Ніньйо (Південне коливання); Північно-атлантичне коливання; Південну кільцеву моду та інші.

Більш крупним масштабом коливань клімату є льодовиково-міжльодовикові цикли. В ході їх розвитку проявляються кріосферні прямі фізичні зворотні зв'язки. Вони можуть бути різного масштабу: сучасні та довготривалі. У теперішній час достатньо обґрунтованою вважається орбітальна теорія палеокліматів, яку застосовують для пояснення виникнення льодовикових і міжльодовикових періодів. Зміни орбітальних параметрів, відповідні малі зміни інсоляції значно підсилюються довготривалими кріогенними зворотними зв'язками, що й призводить до значних коливань температур та характеру клімату загалом. Характер функціонування КСЗ і гідросфери значно відрізняється в льодовикові та міжльодовикові періоди. Змінюється рівень океану (більш ніж на 100 метрів), гідрографічна мережа континентів, весь гідрологічний цикл.

Зледеніння проявляються в географічній оболонці ще від заключних етапів Архею. Існують гіпотези того, що вона періодично переходила у стан «білої Землі». (Наприклад, гіпотеза «Земля – сніжка».) Навіть виділено окремий геологічний період – «кріогеній». У цей час кріогенні зворотні зв'язки підсилювались настільки, що за рахунок великого альbedo більшість сонячної радіації відбивалася поверхнею

Землі. Теорію «білої Землі» розробив М.І. Будико у зв'язку із прогнозуванням можливих наслідків ядерної війни та гіпотезою «ядерної зими» (аерозольної кліматичної катастрофи).

Сучасний геологічний період – Голоцен – вважають останньою міжльодовиковою епохою. Клімат протягом голоцену значно змінювався. При цьому змінювалися рівень океану й умови зволоження континентів. Залишки материкового зледеніння в Європі та Північній Америці зникли приблизно 6–7 тисяч років тому. До цього ж періоду відносять стабілізацію рівня Світового океану. Можемо із цим пов'язувати і стабілізацію сучасного гідрологічного циклу загалом, який є невід'ємною частиною спільної динаміки атмосфери та гідросфери. Найбільш загальні відомості про цикл та про особливості вологообігу над океаном наведені в попередніх розділах. Ланку стоку води детальніше розглянемо у наступному підрозділі. Тут же більше зупинимось на атмосферній ланці гідрологічного циклу.

Атмосферна волога, її фазові переходи та вологообіг відіграють велику роль у формуванні клімату і водного режиму суші. На випаровування з поверхні океану та суходолу витрачається біля 30 % поглиненої сонячної радіації. При конденсації водяної пари в атмосфері це тепло передається повітрю. Вміст водяної пари змінюється в залежності від фізико-географічних умов, циркуляції атмосфери, пори року та інших факторів. Біля земної поверхні процентний його вміст у середньому складає від 0,2 % у полярних районах до 2,5 % біля екватора.

Щорічно з поверхні Землі випаровується 577 тис. км<sup>3</sup> води (1,130 м). Більша частина припадає на Світовий океан – 505 км<sup>3</sup>. Річна сума опадів, що випадають на поверхню океану, складає 458 км<sup>3</sup>. Різниця, у вигляді водяної пари, переноситься атмосферними потоками на суходіл (47 тис. км<sup>3</sup>), утворюючи тут річки, озера, болота, підземні води, льодовики. Такий самий

об'єм повертається в океани у вигляді стоку (річок, підземних вод, льодовиків).

Вологообіг над суходолом поділяють на зовнішній та внутрішній. Під першим розуміють такий, що включає випадіння опадів з водяної пари, принесеної ззовні. Якщо взяти певну територію суходолу, то випаровування з неї і формування місцевих опадів називають внутрішнім вологообігом.

Основні запаси вологи в атмосфері зосереджені до висот 7–9 км. У теперішній час існують достатньо повні відомості про основні закономірності горизонтального перенесення вологи в цих шарах. Найбільший інтерес викликають зональні складові цього процесу, що перевищують меридіональні у 3–4 рази. На рис. 12.3 показано зональні складові перенесення вологи для січня.

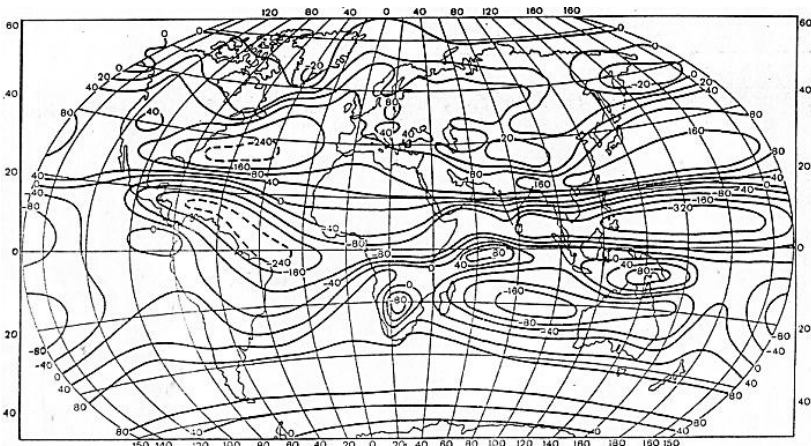


Рис. 12.3. Зональні складові перенесення вологи в атмосфері (для січня) [22]

Знак «+» прийнято для напрямку із заходу на схід. Як бачимо, в пасатній зоні переноситься основна частина вологи, в основному над океанами і у східному потоці. В Індійському

океані та над Індонезією в районі екватору існує західна протитечія. В Атлантиці сильно виражені південні пасати, які переходять у північну півкулю. У цій півкулі в субтропічних широтах над океанами формується значний західний потік вологи. Він також переважає у помірних широтах, але з меншою інтенсивністю. Західний потік над Євразією та Північною Америкою домінує майже скрізь. Він досягає Якутії та Забайкалля. Дещо північніше – над Гренландією та північною частиною Тихого океану – розвинуті осередки східного переносу. Вони частково захоплюють північно-східні частини материків. У південній півкулі надзвичайно сильно виражена смуга (зона) західних вітрів навколо Антарктиди («ревучі сорокові»).

На рис. 12.4 показано зональні складові потоків вологи для липня. Як бачимо, всі зони зсунуті на північ і дещо трансформовані. У приекваторіальній зоні над Індією сформована дуже потужна зона мусонів із західним потоком вологи. Збільшився східний перенос у помірних та приполярних широтах північної півкулі. А у південній півкулі він, навпаки, розширив свою зону, але зменшив інтенсивність. Сформований також осередок західного переносу над Австралією.

Крім описаних закономірностей, проводяться також дослідження по оцінці деяких загальних параметрів зонального перенесення вологи в атмосфері, які характеризують вологообіг. Розрахунки показують, що повне оновлення водяної пари в атмосфері відбувається за 8,1 доби. Отже, швидкість умовного вологообігу становить приблизно 45 разів на рік, абсолютні швидкості зонального перенесення вологи – в середньому 2,9 м/с. Але в зонах східного та західного переносу вона збільшується. Наприклад, на 60° пн. широти складає 4,1 м/с.

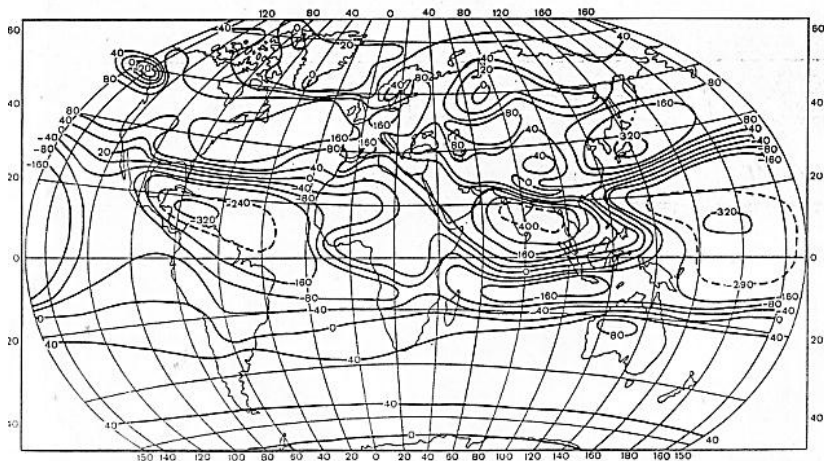


Рис. 12.4. Зональні складові перенесення вологи в атмосфері (для липня) [22]

Основна кількість вологи випаровується з поверхні океану у тропічних та екваторіальних областях. Але в межах останніх випаровування значною мірою компенсується опадами. Тому основним джерелом водяної пари, що потрапляє в атмосферу, є тропічні області океанів. Разом з водяною парою переноситься енергія, що переходить у заховану форму при випаровуванні. Її загальна величина понад 80 % радіаційного бюджету. Виділення пари при конденсації – важливий чинник атмосферних рухів. Тому водяну пару деколи називають «основним паливом атмосфери».

## 12.2. Стік води із суходолу

### 12.2.1. Основні відомості про стік

Стік води є ланкою гідрологічного циклу і складовою водного балансу території. Його можна визначити як різницю між опадами і випаровуванням. Але за цим простим визначенням стоїть усе різноманіття процесів переміщення води

біля поверхні суходолу. Явище стоку води супроводжується супутніми явищами: стоком розчинених речовин, наносів, енергії, розвитком відповідних водних об'єктів, рельєфу тощо. Стік формується на схилах рельєфу суходолу. Певним способом поєднані системи вододілів, схилів і тальвегів – це басейни поверхневих водотоків, річок. Тому водний баланс і стік розглядають, перш за все, відносно них. Стік поділяють на поверхневий та підземний. Вони діють як більш самостійні, автономні складові, переважно в межах малих басейнів. Чим більший басейн річки ми розглядаємо, тим глибше врізана долина і тим повніше вона перехоплює підземний стік. У кінцевому результаті підземний стік більшою частиною перетворюється на підземне живлення річок.

У кількісному відношенні стік характеризують певними показниками (див. 8.5).

Коефіцієнт стоку, насамперед, прямо залежить від малого випаровування, швидкої інфільтрації води у ґрунти та швидкої концентрації потоків у компактні струмені, що протікають у досить глибоко врізаних долинах (тобто від порізаності та глибини розчленування рельєфу).

Стік по-різному формується протягом року. Це відповідає сезонним змінам умов стокоформування у водозборах і впливає на фази водного режиму річок. У зв'язку із цим прийнято розглядати певні різновиди характеристик стоку: середній річний; максимальний (повені і паводки); мінімальний (межень). Вивчають також характеристики внутрірічного розподілу стоку.

### **12.2.2. Чинники формування стоку води**

Основні процеси формування стоку підлягають певним закономірностям і відображають дію відповідних чинників. У гідрологічних розрахунках дію чинників формалізують і використовують в емпіричних або напівемпіричних формулах.

Кількісні показники чинників використовують і при моделюванні процесів стоку. Згідно з [16], чинники можна поділити на три групи: стокоутворюючі, непрямі та умовні. Перші безпосередньо створюють річковий стік. Це опади та приплив підземних вод до річок. Чинники другої групи трансформують, перерозподіляють у часі та по території дію чинників першої. До них відносять: випаровування, дефіцит вологості повітря, температуру повітря та ґрунту, вплив озер, боліт (через коефіцієнти озерності та заболоченості), лісу (часто через коефіцієнт лісистості водозбору), льодовиків, умов багаторічної мерзлоти, характеристики рельєфу, геологічних та ґрунтових умов (зокрема, карсту). Особливу підгрупу складають антропогенні чинники, що впливають на всі інші. Зокрема, це зміни клімату, створення водосховищ, гідромеліорація, зміна ландшафтів водозбору, урбанізація, безпосередній перерозподіл стоку та інші. Чинники третьої групи, умовні, у певний спосіб пов'язані з величинами стоку й інтегровано відображають дію умов стокоформування. До них належать: площі та висоти водозборів, глибини ерозійного врізу в їх межах. Розглядають і такий чинник, як географічні координати.

### **12.2.3. Облік стоку та розрахунок його характеристик**

Інформацію про стік води у річках та процеси стокоформування отримують шляхом організації відповідних спостережень та досліджень. Перш за все, це мережі гідрологічних та метеорологічних спостережень. Контроль витрат води в річках доповнюється роботою спеціалізованих станцій: воднобалансових, водноболотних, селестоківих, гляціологічних та інших. Окремо функціонує мережа гідрологічних спостережень. Витрати води контролюють також на гідровузлах, у технічних системах (водозабори, водоскиди) та у гідромеліоративних системах.



Система методів обробки та систематизації даних про витрати води називається обліком стоку. За метою та умовами використання інформації розрізняють режимний і оперативний облік стоку. Режимний передбачає вивчення водних ресурсів і водного режиму річок. Відповідні характеристики стоку обчислюють по завершенні річного циклу його змін, володіючи достатньо повною, відповідною інформацією. Систему методів її обробки вивчають у курсі «Гідрометрія». Оперативний облік стоку спрямований на поточний контроль стану водних об'єктів, водності річок з метою гідролого-прогностичного обслуговування державних органів, господарства і населення.

Бази даних про стік лежать в основі гідрологічних розрахунків стоку. («Гідрологічні розрахунки» – це також окрема гідрологічна дисципліна). З ними тісно пов'язані державні нормативні документи, стандарти, будівельні норми, що містять способи визначення розрахункових гідрологічних характеристик. Вони стосуються середнього річного, максимального та мінімального стоку та його внутрірічного розподілу. Прийнято розрізняти методи розрахунку для умов достатності, недостатності та відсутності первинної інформації спостережень. У першому випадку основними є методи математичної статистики, адекватності для умов вивчення стоку води. Одним з важливих питань тут є вибір розрахункового періоду, за який формується статистичний ряд. Такі періоди пов'язані з циклічними коливаннями стоку (про це сказано нижче) і повинні включати 2, або 4 ... парну кількість фаз водності річок. При недостатності даних гідрологічних спостережень для визначення характеристик стоку використовують методи подовження та відновлення рядів, що базуються на гідрологічній аналогії, множинній кореляції тощо. При відсутності даних спостережень використовують карти стоку і різноманітні розрахункові формули.

#### 12.2.4. Основні процеси формування стоку

З метою створення моделей стоку аналізують і описують основні процеси стокоформування. Їх різноманіття включає такі основні складові:

- 1) випадання опадів;
- 2) формування, трансформація снігового покриву та водовіддача з нього;
- 3) обмін діяльної поверхні і атмосфери енергією;
- 4) перехоплення частини опадів рослинним покривом;
- 5) інфільтрація води;
- 6) затримання води у місцевих, локальних пониженнях рельєфу;
- 7) динаміка вод ґрунтів та зони аерації;
- 8) динаміка вод зони насичення, перш за все ґрунтових;
- 9) випаровування (включаючи транспірацію);
- 10) динаміка стікання води по поверхні схилів;
- 11) динаміка води у русловій сітці.

Результатом цих процесів є стік у замикаючому створі. Всі вони являють собою складові гідрологічного циклу та КСЗ. У даному відношенні КСЗ виступає як екзогенний чинник, агент екзогенних процесів на поверхні суходолу. Це процеси вивітрювання, формування рельєфу, гіпергенезу. КСЗ певним способом взаємодіє з ендегенними чинниками, процесами, що також впливають на особливості формування стоку води.

Математичне моделювання переважно стосується максимального (весняного снігового, дощового та ін.) стоку.

Серед різноманіття атмосферних опадів, перш за все, виділяють дощі й випадання снігу.

Дощі прийнято характеризувати такими показниками: шар опадів (мм), їх інтенсивність (мм/хв, мм/год), площа зрошення (км<sup>2</sup>) та іншими. В залежності від них виділяють основні типи дощів:

- 1) зливи;

- 2) зливі дощі;
- 3) облогові дощі.

Зливи випадають протягом 2–4 годин при середній інтенсивності 10–20 мм/год. Площа зрошення, як правило, становить десятки, рідко сотні км<sup>2</sup>. Вони найбільш характерні для лісостепової та степової зони. Бувають конвективного та фронтального походження. Найбільші зливи помірного поясу спостерігаються влітку, при проходженні холодних фронтів. Шар опадів при цьому може досягати 100–150 мм. Особливими є зливи екваторіальної області. Вони повторюються щоденно й охоплюють величезні території. Певними особливостями характеризуються також зливи мусонного клімату, особливо над схилами високих гір. Вони мають велику інтенсивність.

Зливі дощі випадають протягом від кількох годин до кількох діб. Їх інтенсивність в областях помірного клімату становить до 2–10 мм/год. Екстремальні значення у найбільш дощових місцевостях світу можуть досягати 5–10 мм/год при майже постійній тривалості (понад 2500 мм на місяць). Зливі дощі розповсюджені в зонах мусонного клімату, а також зонах достатнього зволоження помірного поясу. Площа зрошення може досягати десятків і сотень тисяч км<sup>2</sup>. Зливі дощі можуть дати шар опадів 150–300 мм. У мусонному кліматі часте їх повторення призводить до утворення розтягнутої багатопікової літньої дощової повені на річках. Особливими є зливі дощі, пов'язані з тропічними циклонами.

Облогові дощі можуть випадати тривалий час (кілька діб, більше тижня) з рівномірною інтенсивністю, найменшою серед типів дощів.

Характерною особливістю дощів зливових типів є змінна інтенсивність у часі та по території. Крім того, виявлена зворотна залежність між інтенсивністю та інтервалами часу, що розглядаються, або площами зрошення. Такі залежності мають стандартний характер для певних територій.

Інтенсивність, тривалість та розповсюдження різних дощів визначають характеристики паводкових хвиль у річкових системах і режим поповнення запасів підземних вод. Окремі різкі зливи можуть формувати високі паводки лише на відносно невеликих річках. Вони також мало впливають на зміни запасів підземних вод. Зливові дощі можуть формувати високі паводки на будь-яких річках, особливо при періодичному повторенні і значних шарах. Вони значно поповнюють запаси підземних вод. Облогові дощі в теплу пору року, як правило, не формують паводки на річках. Їх волога в основному витрачається на зволоження ґрунтів та випаровування. Частково вони поповнюють підземні води. Взимку та восени можуть сформувати невисокі паводки на середніх і, частково, великих річках.

Для значної частини помірних та субполярних широт основну роль у формуванні стоку води і водного режиму річок відіграє тимчасовий сніговий покрив (інформація про нього наведена в розділах 4 та 6). Тверді опади акумулюються в холодну пору року. Навесні за їх рахунок формується водопілля і значно поповнюються запаси підземних вод. У цей період на багатьох річках може проходити від 30–40 до 100 % річного стоку води. Для таких річок висоти повеней істотно перевищують висоти (максимальні витрати) паводків.

Тимчасовий сніговий покрив формується поступово, а також трансформується, розвивається за певними законами. Його може доповнювати замерзання вологи в ґрунтах (сезонне промерзання ґрунтів). Крім того, потужність снігового покриву змінюється в межах певних місцевостей залежно від форм рельєфу, розподілу рослинності та інших факторів. Під час хуртовин сніг здувається з вододільних просторів та навітрених схилів і накопичується у від'ємних формах рельєфу, на узбіччях лісів та чагарників. Ступінь нерівномірності розподілу потужності снігового покриву в даній місцевості можна характеризувати за

допомогою певних статистичних показників. Для цього необхідно провести вимірювання його параметрів за певною схемою. Для слабкорозчленованого рельєфу коефіцієнти варіації становлять 0,3–0,5, а для сильнорозчленованого – 0,5–1,0.

Танення снігового покриву починається при додатному тепловому балансі його поверхні. Але надходження води в ґрунти та руслову мережу (водовіддача) відбувається не одразу. Сніговий покрив, як пухке середовище, має значну водоутримуючу здатність. Кількісними показниками власне процесу сніготанення є інтенсивність та тривалість.

За комплексом показників сніготанення та водовіддачі (сніготанення в широкому розумінні) час їх прояву поділяють на три характерних періоди:

- 1) початковий (суцільне залягання снігового покриву майже не порушене);
- 2) період сходу основної маси снігу (залягання плямисте);
- 3) період завершення танення снігу.

У перший період вся тала вода утримується в межах снігового покриву. Відбувається танення приблизно 30 % снігозапасів, але водовіддачі немає. З'являються перші проталини. Їх загальна площа становить до 2,5 %. Другий період – основний у формуванні весняного водопілля і поповнення запасів підземних вод. У цей час проходить танення ще біля 50 % снігозапасів і формується потужна водовіддача, яка спочатку поступово перевищує темпи (інтенсивність) сніготанення, а потім вирівнюється з ним. Отже, вона становить 80 % від загальної. В кінці цього періоду приблизно половина площі водозбору звільняється від снігу. Третій період характеризується рівністю сніготанення та водовіддачі. Їх інтенсивність максимальна. До них можуть приєднуватися дощі. Під кінець періоду площа снігового покриву не перевищує 2,5 %. Сніг лежить в окремих, захищених від сонця, пониженнях

рельєфу. За рахунок невеликих снігозапасів і максимальної інтенсивності їх танення тривалість третього періоду, як правило, мала.

Для розрахунків закономірностей описаних процесів розроблено цілий ряд методик, підходів, формул та математичних моделей. Вони мають велике практичне значення.

У залежності від переважання певних факторів танення снігу виділяють характерні типи весен:

а) адвективний (характеризується похмурою, хмарною погодою з додатними температурами повітря протягом доби і відсутністю прямої сонячної радіації);

б) плювіальний (переважання дощових днів);

в) солярний, або радіаційний (переважають сонячні дні, а вночі температури повітря слабковід'ємні або біля  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).

Можна виділяти також деякі перехідні, змішані типи. За тривалістю весни поділяються на: тривалі (ранні) та дружні (пізні). Останні часто пов'язані з адвекцією значних мас теплого повітря. Характеристики весен визначають особливості процесів сніготанення. Їх враховують у дослідженнях цього процесу.

У розділі 6 розкрито питання про особливості впливу льодовиків та полоїв на режим річок, стік води у них.

Для математичного моделювання стоку необхідна достатньо повна й адекватна інформація про опади. Деколи вона недостатня або некоректна. Важливо розрізнити, що випало: сніг чи дощ? Для цього вводять поняття критичної температури (орієнтовно  $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Потрібні й відомості про водний еквівалент снігу. Дефіцитними та неповними є дані про інтенсивність опадів. Ситуацію поступово виправляє введення в дію сучасних метеорологічних радарів.

На стан та міграцію води біля поверхні водозбору впливають теплові потоки. Водночас і самі фазові перетворення води впливають на тепловий баланс. При достатньому радіаційному балансі поверхня водозбору нагрівається. Переважання

активного випромінювання над поглиненою радіацією призводить до охолодження підстильної поверхні. Фізичні механізми теплообміну відображають у формі теплового (енергетичного) балансу. Для основних його складових рівняння має такий вигляд:

$$R = LE + P + A, \quad (12.1)$$

де  $R$  – радіаційний баланс поверхні;  $LE$  – потік тепла, пов’язаний із фазовими перетвореннями води;  $P$  – турбулентний теплообмін з атмосферою (турбулентний потік тепла);  $A$  – теплообмін приповерхневих шарів ґрунтів та порід з нижчерозташованими. Враховуючи те, що потоки енергії, відображені в рівнянні теплового балансу, значною мірою пов’язані з фазовими переходами води, а також з метою комплексного відображення складної системи процесів міграції води на поверхні водозбору розроблено методи аналізу водно-теплового балансу. Вони використовуються у моделях стоку [21]. У випадках, коли дані про складові теплового балансу недостатні чи відсутні, можна використовувати такий показник, як ефективна температура:

$$t_{\text{еф}}^{\circ} = t^{\circ} + \varepsilon S, \quad (12.2)$$

де  $t^{\circ}$  – звичайна температура;  $S$  – надходження прямої сонячної радіації з поправками на альbedo, орографічне затінення, хмарність та інші місцеві умови;  $\varepsilon$  – емпіричний коефіцієнт.

Частина рідкої води, з якої міг би утворитися стік, перехоплюється рослинністю, частина інфільтрується у ґрунти та породи, частина затримується в місцевих, локальних пониженнях рельєфу. Всі ці процеси інтегрально характеризують через показник початкових втрат стоку. Тільки після перевищення надходження води на поверхню водозбору над ними починається формування поверхневого стоку. Основні відомості про інфільтрацію води у ґрунти та породи наведені в підрозділі про рух (динаміку) підземних вод. Насправді ж ці

процеси значно складніші, більш різноманітні. Це особлива галузь гідрофізичних досліджень. Правильний вибір схем інфільтрації і відповідних рівнянь надзвичайно важливий для моделювання стоку води [15].

Вода невеликих дощів може повністю затримуватись рослинністю. При збільшенні шару опадів зростає відносна площа змоченої поверхні рослин. Існує показник максимальної водоутримуючої здатності рослинного угруповання певного типу. Таким чином, водоутримуюча здатність рослинності прямо пропорційна шару та інтенсивності опадів, аж до максимального значення. Для опису цього процесу запропоновані відповідні рівняння. Для певного періоду часу  $\Delta t$  записується:

$$P = (P_{max} - H_v)[1 - \exp(-H/P_{max})], \quad (12.3)$$

де  $P$  – шар затримки;  $P_{max}$  – ємність перехоплення (максимальна водоутримуюча здатність рослинного покриву);  $H_v$  – шар води в ємності перехоплення;  $H$  – шар опадів.

Аналогічно описують і затримку стоку в місцевих пониженнях рельєфу:

$$D = (D_{max} - D_0)[1 - \exp(-H_q/D_{max})], \quad (12.4)$$

де  $D$  – шар поверхневого затримування стоку за час формування шару поверхневого стоку  $H_q$ ;  $D_{max}$  – максимально можлива ємність локальних понижень рельєфу;  $D_0$  – кількість води в них до моменту початку формування стоку.

Загалом найбільш характерними значеннями шару початкових втрат стоку вважають 10–30 мм. Для умов Карпат дослідження показують, що ці значення для сухого попереднього періоду становлять 25–60 мм, а для вологого – 5–25 мм. Усі дощі, шар опадів яких перевищує шар початкових втрат, називаються стокоутворюючими. Найменші шари втрат характерні для зволоженої або замерзлої поверхні, найбільші – для сухої, теплої, пористої.



Динаміка підземних вод від поверхні ґрунтів до ґрунтових вод і нижче являє собою надзвичайно складний комплекс процесів, який залежить від географічних та геологічних умов. Основні дані про їх режим наведено в цьому розділі. Для моделювання процесів стоку, математичного опису даного роду процесів використовують певні схеми, системи рівнянь, складові моделі. Вони враховують наявність шаруватості у вертикальному розрізі, фізичні та водно-фізичні характеристики, ґрунтово-гідрологічні константи, особливості льодотерміки. За відсутності детальної інформації застосовують методи узагальненого, непрямого опису підземного стоку та підземного живлення річок.

У розділі 4 розглянуті принципові положення про випаровування у природі. Мережа пунктів спостережень за випаровуванням досить розріджена. Для вимірювання використовують випарувачі досить складної конструкції. Тому для його визначення використовують переважно розрахункові методи та формули. Випаровування з поверхні водозборів включає такі основні різновиди: з поверхні ґрунту, водної поверхні, снігу, льоду, змоченої поверхні рослинності і власне транспірацію. У зв'язку з різноманітністю і складністю процесів випаровування розроблено велику кількість методів його визначення. Необхідно враховувати й період часу, для якого визначається дана величина. Короткотермінові процеси значно відрізняються від довготермінових (осереднених умов). Загальне, осереднене випаровування з поверхні водозбору називається сумарним.

Розглянемо приклади найбільш загальних підходів до аналізу та визначення випаровування.

Одною з перших ґрунтових робіт була праця Е. Ольдекопа «Випаровування з поверхні річкових басейнів» (1911 р.). Він виходив з таких положень. При малих кількостях опадів вони повинні повністю випаровуватися. У міру збільшення опадів

величина випаровування також збільшується. Але відповідність зростання поступово порушується, оскільки випаровування поступово наближається до певної природної межі. Наростаюча різниця між опадами та випаровуванням створює стік.

Ольдекопом також були проаналізовані форми залежностей  $z = f(x)$  та  $y = f(x)$ . Це дозволило йому виділити два крайніх типи річкових басейнів. В одних із них (при малих опадах) залежність  $y = f(x)$  виражена слабко, а  $z = f(x)$  – добре. В других (при значних опадах) – навпаки.

В дійсності впливає не тільки кількість опадів, але і тепловий баланс. Це врахував М.І. Будико, який ув'язав водний та тепловий баланс:

$$\frac{z}{x} = f\left(\frac{R}{LX}\right), \quad (12.5)$$

де  $R$  – радіаційний баланс;  $L$  – захована теплота пароутворення. В посушливих умовах  $\frac{z}{x} \rightarrow 1$ ,  $\frac{R}{LX}$  має великі значення. Обмеженість ресурсів тепла призводить до того, що швидко наближається до  $z_0 = \frac{R}{L}$  (випаровуваність). Тому при значному (достатньому) зростанні опадів  $\frac{z}{x}$  та  $\frac{R}{LX}$  зменшується. Це відображає наростання зволоженості та стоку. Результати обчислень за даною методикою представлені у вигляді номограми (рис. 12.5).

Дослідження випаровуваності показали, що вона, перш за все, пропорційна дефіциту вологості повітря за розрахунковий період часу  $\Delta t$ :

$$Z_0 = E_0 = \frac{k \cdot d \cdot \Delta t}{\cos \alpha}, \quad (12.6)$$

де  $\alpha$  – кут нахилу площадки (град.);  $k$  – коефіцієнт випаровуваності (м/мбар · с);  $d$  – дефіцит вологості повітря (мбар). Значення  $k$  переважно становлять  $0,3\text{--}0,6 \cdot 10^{-8}$  м/мбар · с.

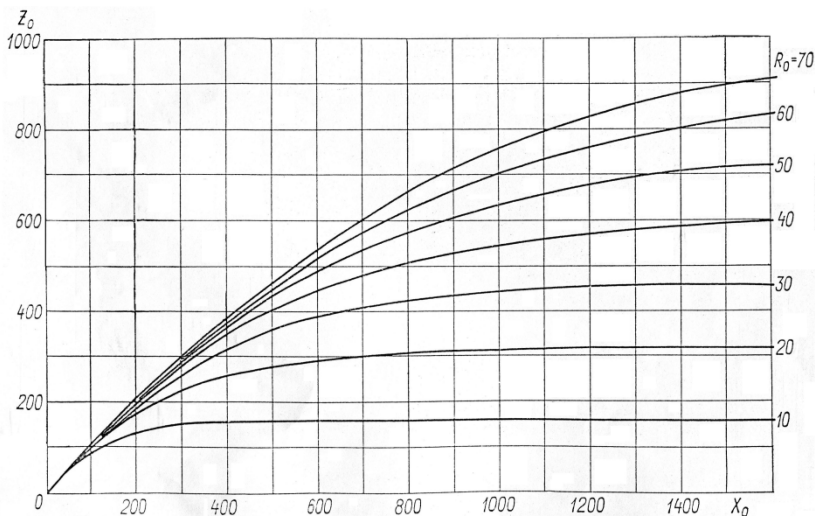


Рис. 12.5. Номограма для обчислень норми річного випаровування  $Z_0$  (мм) за нормами опадів ( $X_0$ ) та радіаційного балансу зволоженої поверхні ( $R_0$ ) (за М. Будико)

З динамікою стікання води по поверхні схилів пов'язують узагальнююче поняття схилової трансформації стоку. Сама будова схилів – це поєднання великої кількості різноманітних елементів. Схили загалом характеризуються різноманітністю параметрів. Вивчення динаміки потоків води на них тісно взаємопов'язане з дослідженнями ерозії. Узагальнюючи, виділяють категорію схилових гідрологічних процесів. Це галузь комплексних міждисциплінарних досліджень, у межах якої розробляється цілий клас відповідних моделей. Схематизація схилового стоку розроблена, насамперед, у рамках досліджень максимального дощового стоку і переважно проводилась на основі таких припущень:

1 – рух води відбувається у вигляді шару, рівномірно розподіленого по поверхні схилу;

2 – поверхня схилу характеризується однаковою шорсткістю;  
3 – водоутворення (формування стоку) однакове на всьому схилі (водозборі) і змінюється тільки в часі;

4 – рух води по схилу можна описати за допомогою рівнянь динамічної рівноваги та нерозривності (водного балансу схилу).

Уперше таку теорію розробив А.М. Бефані. Рівняння динамічної рівноваги схилового потоку він розробив для усталеного руху, нехтуючи силами інерції та різницею похилів вільної поверхні і дна.

$$v = m \cdot h^{n_1} \cdot I_{cx}^{n_2}, \quad (12.7)$$

де  $m$  – коефіцієнт, що враховує шорсткість схилу;  $n_1$  та  $n_2$  – емпіричні коефіцієнти.

Рівняння нерозривності (балансу) представлено у вигляді диференціального рівняння схилового стоку:

а) для фази зростання стоку (період дощу)

$$(n + 1)v \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = a_t; \quad (12.8)$$

б) для фази убування стоку після дощу

$$(n + 1)v \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = -P, \quad (12.9)$$

де  $(n + 1)$  – коефіцієнт розпластування хвилі паводку;  $v$  – швидкість течії вод;  $a_t$  – інтенсивність водовіддачі водозабору (водоутворення);  $P$  – витрати води на випаровування та просочування. Розвиток теорії Бефані зумовив виділення та аналіз таких різновидів схилового стоку: поверхневий (зливовий; підпертий, або підпертих рівнин); підповерхневий (контактний, або дренажний; ґрунтовий) [15, 21].

Протягом другої половини ХХ століття з'явилася велика кількість розробок з проблеми опису схилового стоку та схилових процесів. Але, як зауважує Ю.Б. Виноградов [15], шляхи та умови стікання води в межах басейну різні і часто складні, хитромудрі. Наші уявлення про це, як не дивно, до теперішнього часу не систематизовані та не впорядковані. Ним

також запропонований новий шлях систематизації схилового стоку (схилової трансформації стоку). В її основі лежить концепція стокових елементів, які, власне, накопичують, трансформують і віддають стік як мікродозбори. Для них пропонується балансове співвідношення типу:

$$\frac{dW}{dt} = S - R, \quad (12.10)$$

де  $W$  – об'єм води, акумульованої стоковим елементом ( $\text{м}^3$ );  $S$  та  $R$  – притік та відтік з нього ( $\text{м}^3/\text{с}$ ). Він вважає, що

$$R = \beta[\exp(\alpha W) - 1]. \quad (12.11)$$

Тому

$$R = \frac{(S+\beta)}{\left\{1 + \left[\frac{(S-R_0)}{(R_0+\beta)}\right] \exp[-\alpha(t-t_0)(S+\beta)]\right\} - \beta}, \quad (12.12)$$

де  $R_0$  – значення інтенсивності відтоку води з елемента в момент часу  $t_0$ ;  $\alpha$  та  $\beta$  – коефіцієнти, що визначають умови витоку. Для  $n$  стокових елементів у межах схилу чи водозбору (при умові їх співмірності)

$$\sum_{i=1}^n \beta_i [\exp(\alpha_i W_i) - 1] = b [\exp(\alpha \sum_{i=1}^n W_i) - 1]. \quad (12.13)$$

Для осереднення по басейну  $\alpha \rightarrow a$ ;  $\beta \rightarrow b$ . Враховують також пряму пропорційність  $n$  до  $F$  басейну  $a = a'/F$ ;  $b = b'/F$ . Власне,  $a'$  ( $\text{м}^{-1}$ ) та  $b'$  ( $\text{м}/\text{с}$ ) є константою та параметром у моделі стоку. Добуток  $a' \cdot b' = r'$  є характерним часом спорожнення стокового елемента.

$$H = \frac{\ln(q/b'+1)}{a'}, \quad (12.14)$$

де  $H$  – запаси води;  $q$  – інтенсивність витікання. Стокові елементи типізовані за вертикальними ярусами. Інтенсивність витоку води закономірно зменшується з глибиною. Заключним процесом у формуванні стоку є його руслова трансформація. Вона також описується цілим особливим класом моделей. Їх першооснови пов'язані з вивченням законів руху води в руслово-заплавних системах. Вони досить складні. Деякі принципи відомості про них наведено в розділах 4 і 8.

Найбільш складною проблемою є опис несталого руху водних мас по русловій мережі. Найчастіше для цього використовують рівняння (модель) Сен-Венана: рівняння руху та рівняння нерозривності. Вважають, що застосування моделей такого роду виправдано по відношенню до конкретних об'єктів, особливо для великих.

Іншим типом моделей є опис трансформації гідрографа притоку води в руслову мережу в гідрограф стоку в замикаючому створі. Притік описують інтегралом

$$R(t) = \int r(l, t) dl, \quad (12.15)$$

де  $r(l, t)$  – питомий притік ( $m^2/c$ ).

Перехід до гідрографа в замикаючому створі забезпечується використанням операції лінійної фільтрації (інтеграл Дюамеля):

$$Q(t) = \int_0^t g(\tau) R(t - \tau) d\tau, \quad (12.16)$$

де  $\tau$  – час руслового добігання;  $g(\tau)$  – вагова функція (одиничний гідрограф, функція впливу тощо).

Водночас багато дослідників вважають, що руслову трансформацію стоку необхідно описувати за допомогою схематизації без застосування описаних вище методів. Наприклад, Ю.Б. Виноградов [15] запропонував альтернативну концепцію, що базується на двох положеннях: 1) час руслового добігання до заданого створу приймається постійним; 2) він визначається на основі спостережених середніх швидкостей течії потоку. Є.Д. Гопченко запропонував використовувати оператор розпластування гідрографа схилового потоку під впливом руслового добігання:

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right), \quad (12.17)$$

де  $t_p$  – тривалість руслового добігання;  $T_0$  – тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі. Враховуючи, що  $t_p = \frac{L}{v_d}$  ( $L$  – шлях;  $v_d$  – швидкість руслового добігання), він

також доходить висновку стосовно провідної ролі саме показника швидкості руху потоку.

Існують також схеми (моделі), які розглядають схилу та руслову трансформацію максимального стоку разом, узагальнено. Основною є генетична теорія стоку. Вона розглядає формування гідрографу стоку в замикаючому створі в залежності від надходження води з різних частин водозбору. Останнє описують з використанням таких понять, як водоутворення, водовіддача (водоподача), елементарна витрата, час добігання, час водоподачі та інших. Водоутворення – це різниця між інтенсивністю поступання води на водозбір ( $i$ , мм/хв) та інтенсивністю всмоктування ( $K$ , мм/хв):

$$h = i - K. \quad (12.18)$$

Відношення  $Q = \frac{h}{i}$  називають коефіцієнтом водоутворення.

Водовіддача (водоподача) річкового басейну – це кількість води, яку басейн віддає у розрахункову одиницю часу

$$y_B = \sum_1^i \varphi_i (h - p)_i, \quad (12.19)$$

де  $\varphi_i$  – відносна площа частини басейну, однорідної за процесом водоподачі;  $h$  – шар води, що надійшла на дану частину басейну;  $p$  – шар поглиненої води. Якщо розглядається однорідний басейн, то

$$y_B = h - p. \quad (12.20)$$

Залежно від величини басейну за розрахунковий час беруть годину, добу, пентаду або інший.

Часткові водовіддачі (з різних частин басейну) характеризуються різним часом добігання до замикаючого створу  $\tau$ . Вважають, що  $\tau = \frac{l}{v}$ , де  $l$  – довжина шляху;  $v$  – швидкість руху води. Приймаючи однорідність умов добігання, весь час (максимальний час) можемо поділити на розрахункові інтервали  $\tau_0$ , а весь басейн – на зони з різним часом добігання (рис. 12.6).

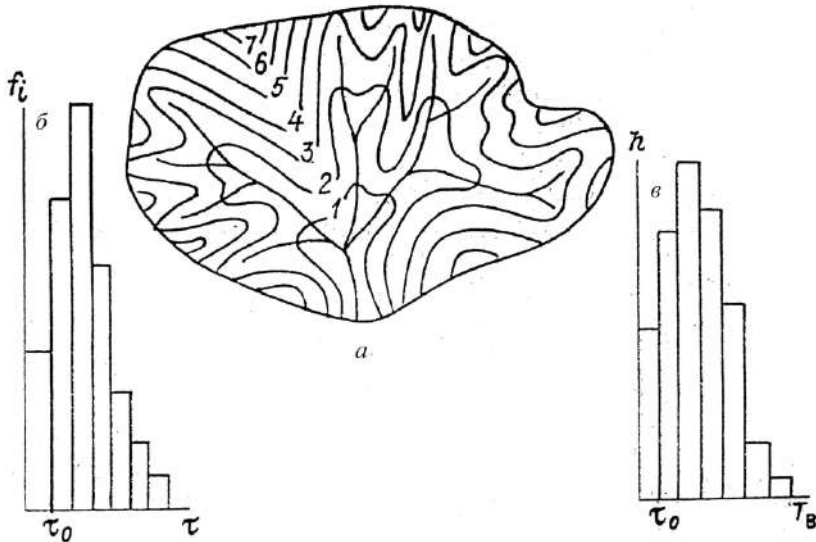


Рис. 12.6. Ізохрони стоку в басейні річки

Ширини зон становлять  $l_0 = v \cdot \tau_0$ . Лінії, що з'єднують точки з однаковим часом добігання, називають ізохронами. Їх малюнок переважно збігається з малюнком ізогіпс. Вода із зони, найближчої до замикаючого створу, надходить до нього за перший розрахунковий період часу  $\tau_1$ . Так формується перша частина гідрографа, що характеризується елементарною витратою води  $Q_1$ .

$$Q_1 = q_1 \cdot f_1, \quad (12.21)$$

де  $q_1$  – модуль схилового притоку за даний період часу;  $f_1$  – площа першої зони між ізохронами. Якщо вважати інтенсивність випадання дощу рівномірною, то  $q_1 = q_2 \dots = q$ . Тоді:

$$Q_i = q \cdot \sum_1^i f_i, \quad (12.22)$$

або

$$Q_i = \int_0^{\tau} q \frac{\partial f}{\partial \tau} d\tau. \quad (12.23)$$



Це генетична формула стоку, що описує витрату води в замикаючому створі в будь-який період часу (в межах часу формування гідрографа). Записана у вигляді (12.23) формула не враховує явища розпластування паводків, нерівномірності водоутворення. Вплив цих ефектів збільшується зі збільшенням водозбору. Тому генетичну формулу стоку рекомендують використовувати для малих водозборів. Для розрахунку чи прогнозу гідрографа при цьому задіюють метод ізохрон.

У загальній теорії формування паводків або повеней виділяють три характерних випадки, пов'язані зі співвідношенням часу добігання  $\tau$  та часу водоподачі  $T_B$ : 1)  $\tau = T_B$ ; 2)  $\tau > T_B$  (для великих водозборів); 3)  $\tau < T_B$  (для малих водозборів). Залежно від даних співвідношень картина надходження води в замикаючий створ змінюється. Більш детально генетичну теорію стоку та шляхи її застосування в моделях стоку розглядають у курсах гідрологічних розрахунків, інженерної гідрології, гідропрогнозів та інших.

Ще однією загальною закономірністю формування максимального стоку є його редукція. Повна тривалість формування максимального стоку становить  $T_n = T_B + \tau$ . Тоді максимальний модуль стоку

$$q_{max} = \frac{y_B}{T_n} = \frac{y_B}{T_B + \tau}. \quad (12.24)$$

Отже, чим більше  $\tau$ , тим менший максимальний стік. Час добігання збільшується зі збільшенням водозбору. Зі збільшенням площі відбувається зменшення (редукція) модуля максимального стоку. Позначимо максимальну інтенсивність водоподачі (водовіддачі басейну) через  $A_{max} = \frac{y_B}{T_B}$ . Якщо прийняти, що шар стоку дорівнює шару водоподачі ( $y = y_B$ ), то

$$q_{max} = \frac{A_{max} \cdot T_B}{T_B + \tau} = \varphi \cdot A_{max}, \quad (12.25)$$

де  $\varphi$  – коефіцієнт редукції максимальної інтенсивності стоку. Він завжди менший за одиницю ( $\varphi < 1$ ).

Застосування генетичної теорії стоку та методу врахування редукції стоку пов'язане з врахуванням реальної складності процесів водовіддачі басейну та добігання води як по схилах, так і вздовж річкових систем. Зокрема, редукція пов'язана не тільки з площею водозбору, а й з іншими чинниками.

Як бачимо, опис процесів стокоформування – це складна система досліджень, моделей. Особливою проблемою, задачею є об'єднання, «складка» цих блоків з метою отримання загальної моделі стоку води в басейні річки. Такі моделі ще називають складними моделюючими системами. Сучасне різноманіття моделей стоку води та підходів до їх розробки досить велике. Це найважливіша, центральна складова гідрології суходолу, що продовжує динамічно розвиватись. Сучасне моделювання дає змогу не просто відображати об'єкти, а поглиблювати знання про них, розглядати їх минулі та майбутні стани (давати прогнози). Вся система моделей утворює модельний світ, який є частиною віртуального світу земної еволюції.

### **12.2.5. Коливання стоку**

Стік води змінюється не тільки протягом року. Існують багаторічні циклічні коливання стоку. Це ще одна важлива та складна галузь його досліджень. Очевидно, що і тут стік виступає як складова географічної оболонки, глобальної системи процесів у ній. За наявності достатньо тривалих спостережень за витратами води багаторічні зміни стокових характеристик можна відображати на певних графіках. Перш за все це різницеві інтегральні криві стоку. Приклад такої кривої наведено на рис. 12.7.

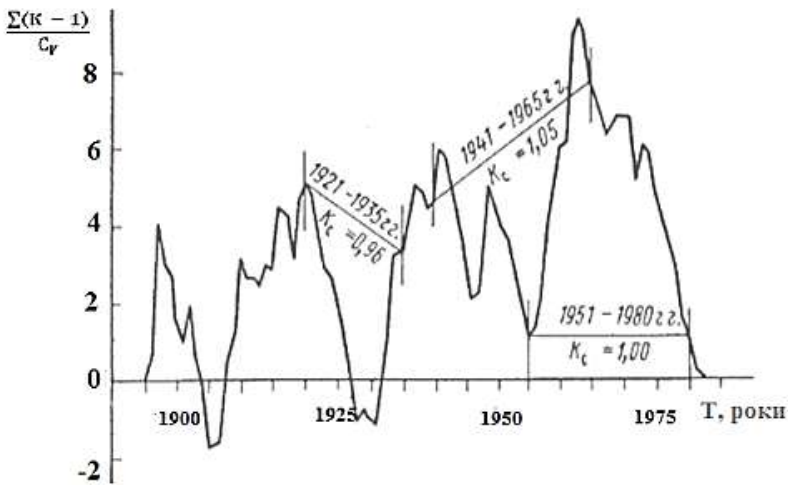


Рис. 12.7. Приклад різницевої інтегральної кривої стоку [16]

Частина графіка, де крива йде переважно вгору, відповідає багатоводній фазі змін водності (багатоводному періоду). У роки, де крива спрямована вниз, спостерігається маловодна фаза. Такий графік може бути ускладнений дрібними коливаннями водності річок. Разом дві фази складають цикл змін водності. Вибір цілого циклу змін (або декількох циклів) лежить в основі вибору репрезентативного у статистичному відношенні ряду спостережень за стоком. Крім різницевих інтегральних кривих використовують також графіки ковзного осереднення, відхилень від середніх багаторічних значень. Загалом дослідження коливань стоку являють собою значну наукову проблему, що розв'язується застосуванням методів стохастичної гідрології, математичного, аналогового моделювання та іншими. Циклічні зміни водності пов'язують, перш за все, зі змінами клімату. А зміни клімату – зі змінами сонячної активності та інших зовнішніх чинників. Особливості

циклічних коливань водності, як і кліматичних характеристик, у певний спосіб розподілені по території. Існують райони з синфазними та асинфазними коливаннями. Тобто дія зовнішніх чинників трансформується у КСЗ, географічній оболонці, відповідно до їх власної системи внутрішніх взаємозв'язків, процесів, власної структури.

Багаторічна стабільність характеристик клімату і стокоформування за останні десятиліття почала змінюватися під впливом діяльності людини. Тому нині важливими питаннями досліджень стоку води є виявлення періодів та величини антропогенних змін. Це вносить корективи в особливості статистичної обробки та аналізу первинної інформації, а також впливає на вимоги до математичного моделювання стоку.

## Розділ 13

### ЗЕМНІ ВОДИ І ЛІТОСФЕРА

Перш за все води сучасної приповерхневої гідросфери є породженням процесів у надрах і продовженням підземної гідросфери, яку можна вважати первинною. Але, якщо концентрувати увагу на сучасних процесах, то можна виділити три основні складові даного питання:

- переважний вплив ендегенних процесів на сучасну гідросферу;
- переважний вплив екзогенних процесів за участю води на літосферу;
- безпосередню фізико-хімічну взаємодію води та гірських порід, мінералів.

Впливи ендегенного характеру ми вже розглядали у частині першій підручника, розділах про океани, підземні води та інших. До них відносять: надходження ювенільних вод, особливості глибинних вод, розподіл океанів і материків, ендегенні форми рельєфу, ендегенний вплив на гідромережу, землетруси, вулканізм, магматизм та інші. Весь рельєф дна океану тісно взаємопов'язаний з розвитком літосфери. Також процеси в океані пов'язані з основними геофізичними та геохімічними глобальними процесами, включаючи літосферу.

З великими ендегенними формами рельєфу, особливостями тектонічної будови території, тектонічних рухів пов'язане розташування відповідних за величиною басейнів річок, основних долин річково-долинних систем. Загалом розвиток гідрографічної мережі суходолу, відповідних форм рельєфу значною мірою пов'язаний з рухами земної кори. Про це свідчить цілий комплекс палеогеоморфологічних та палеогідрологічних досліджень.

Одним з перших, хто ґрунтовно дослідив вплив тектоніки на гідрографічну мережу рівнин, був К.І. Геренчук, який розглянув

цей вплив на прикладі Східноєвропейської рівнини (включаючи відповідну частину України). Зокрема, дослідив такі питання: відношення річкових систем до тектонічних структур, планові обриси річкових систем, тектонічну зумовленість річкових звивин, поздовжні профілі річкових долин, асиметрію річкових долин, умови їх виникнення (закладання), стійкість річкових систем та вододілів, річкові перехоплення, успадкування давніх ерозійних шляхів та інші. Нині такі дослідження значною мірою розвинуті. Цьому допомагають геологічна та палеогеографічна інформація. Так, сформувався напрямок палеогеографічних та палеогідрологічних досліджень – історія розвитку річкових систем і гідрографічної мережі. Ендогенні процеси визначають розташування, морфометрію та морфологію океанів і морів. Важливими чинниками процесів в океані є вулканізм та прояви сейсмічності. Рух літосферних плит спричиняє особливості структури дна океанів та ряд процесів у його межах. Наприклад, виходи термальних вод є основою особливих локальних систем, які значно відрізняються від всіх інших частин сучасної біосфери.

Дія екзогенних процесів на літосферу надзвичайно різноманітна. І у більшості з них головним чинником (агентом) виступає вода. Екзогенні процеси можна поділити на формування рельєфу поверхні Землі (включаючи транспортування речовини та енергії); формування пухких відкладів та осадових порід; процеси власне в межах земної кори (гірських порід).

До екзогенних процесів формування рельєфу відносять: схиліві, флювіальні, карст, гляціальні, берегові, дна океану, зони багаторічної мерзлоти та зони аридного клімату. Окрім частини схилівих та умов аридного клімату, всі вони пов'язані з дією води.

Виділення геоморфології в самостійну галузь знань та поява перших наукових загальногеоморфологічних концепцій

нерозривно пов'язані з іменами американського вченого В. Девіса та німецького – В. Пенка. Девіс розробив вчення про географічні (геоморфологічні) цикли (1899 р.). Він виділяв «нормальний» (водно-ерозійний), льодовиковий та аридний (еоловий) цикли розвитку рельєфу. Кінцевою стадією циклів є вирівнювання рельєфу, утворення майже рівнини – пенеплену.

В. Пенк («Морфологічний аналіз», 1924 р.) основну увагу приділив зв'язку процесів денудації з вертикальними рухами земної кори. Він вважав, що при швидкому та значному піднятті долини річок енергійно поглиблюються, але їх поздовжній профіль стає опуклим. При відносній рівності підняття і глибинної ерозії утворюється майже прямолінійний поздовжній профіль. При тривалій стабільності земної кори річки утворюють вироблений, увігнутий поздовжній профіль. Профілі можуть бути також складними.

Як бачимо, зародження геоморфологічної теорії тісно пов'язане з аналізом діяльності природних вод. Ця дія може бути розглянута в різних часово-просторових масштабах. Відповідно виникатимуть різні форми рельєфу.

Знесення гірських порід починається з найвищих вершин, а завершується в межах Світового океану. Денудаційна діяльність льодовиків надзвичайно потужна, попри малі швидкості їх руху. Їхня діяльність призводить до певних обмежень у зростанні висот гір, а інколи навіть до пониження цих висот. Нижче кліматичної снігової лінії на схилах важливими агентами денудації є селеві потоки, зсуви, опливини. Вони постачають зруйновані гірські породи в долини річок і, частково, в озера. Основним фактором денудації на більшості територій є діяльність водних потоків різного виду та масштабу – ерозія. Вона включає площинний змив, струминну ерозію на схилах, яркову ерозію, діяльність річок. Ерозійні процеси можуть розвиватися у специфічній формі: на дні Світового океану виникають підводні каньйони з замуловими потоками в межах

материкового схилу. Особливим процесом розвитку рельєфу є також гляціодислокації – зрушення покривними льодовиками значних масивів гірських порід. З льодовиками можуть бути пов'язані пониження поверхні земної кори, прогинання (наприклад, в Антарктиді).

Найбільшим масштабом часу прояву денудаційних процесів є періоди розвитку та руйнування гір. Вони можуть охоплювати час у сотні мільйонів років. Їх кінцевим результатом не завжди є рівнини. Це можуть бути просто старі невисокі гори, кряжі, дрібноспоквик та інші утворення. Можливо, існують також цикли, пов'язані зі змінами континентів.

Денудаційні процеси не тільки створюють екзогенні форми рельєфу, але і проявляють, вичленовують структури земної кори. Тому їх дослідженням займається також структурний напрямок геоморфології.

Поряд із процесами денудації та руйнування гірських порід у межах гідросфери постійно ідуть процеси акумуляції й утворення нових відкладів, мінералів, конкрецій, рудних тіл та іншого. Відклади формуються в основному на днищах водойм. В їх утворенні велику роль відіграє біосфера та біогеохімічні процеси. За геологічну історію Землі відклади поступово створили особливу сферу розповсюдження осадових порід – стратісферу, потужність якої може перевищувати 15 км (у прогинах). У межах материкових платформ вона складає кілька кілометрів, а океанічних – сотні метрів, деколи 1–1,5 км. У межах океанів найбільша потужність відкладів спостерігається в материковому підніжжі (до 2–3 км).

Практично всі агенти денудації сприяють не тільки видаленню матеріалу, але і його накопиченню на нижчерозташованих ділянках земної поверхні. Це можуть бути підніжжя схилів, річкові та інші долини, котловини озер, передгірні рівнини, низовини, гирлові ділянки річок, дно океанів та морів. Значні частини континентів (як у горах, так і на



рівнинах) вкриті льодовиковими відкладами. Це в основному морени. Основна морена являє собою, як правило, нешарувату суміш різних частинок – від колоїдних розмірів до валунів та брил величиною з невеличкий будинок. З поверхні морена часто перекрита покривним суглинком потужністю до 2–5 м. Імовірно, він відкладався у водоймах з талою льодовиковою водою. Валуні, включені в морену, можуть за своїм складом відповідати місцям зародження в області живлення льодовика. Їх шлях показує, що покривні льодовики розповзалися радіально, незважаючи на нерівності ложа. Генетично пов'язані з первинними гляціальними відкладами флювіогляціальні. Форми рельєфу пов'язані з льодовиковими відкладами надзвичайно різноманітні. Тут також може формуватися специфічна гідрографічна мережа.

Найбільш розповсюджені відклади, пов'язані з діяльністю водних потоків. Вони також можуть бути досить різноманітними, що зумовлено особливостями процесів денудації та накопичення. Вони утворюють окремі смуги, плащі відкладів, конуси та поля виносу, алювіальні рівнини. Масштаби цих об'єктів найрізноманітніші.

Крім описаних, існують мерзлотні, карстові, гідротермальні, зсувні, прибережні (абразійного та змішаного походження) та інші види відкладів і акумулятивних форм.

Слід зауважити, що практично всі вони мають певну специфіку будови, складу та інших характеристик. Це відповідає певним умовам утворення. Тому дані про викопні, реліктові відклади широко використовують у палеогеографії та палеогідрології для реконструкції цих умов, а також для датування часу утворення.

У верхній частині земної кори існує зона гіпергенних процесів (гіпергенез), де відбувається перетворення порід, сформованих у надрах, на значних глибинах, в умовах високого тиску та температур, а також в особливих геохімічних умовах.

Біля поверхні ці породи потрапляють в умови нормальних (низьких) тиску й температур. Тут також діє особлива система чинників руйнування та переробки порід. Практично всі процеси фізико-хімічних перетворень пов'язані з дією підземних вод. У теперішній час до гіпергенних процесів відносять також техногенні. Особливою групою процесів є карст і псевдокарст.

Вода відіграє значну роль у процесах утворення та перетворень мінералів, гірських порід. Мінерали утворюються в умовах розвитку гірських порід. Тому вони можуть бути пов'язані з магматичними, метаморфічними процесами, а також процесами розвитку осадових порід та каустобіалітів. У всіх них, за винятком магматичних, так чи інакше задіяна вода.

## Розділ 14

### ЗЕМНІ ВОДИ

#### В СИСТЕМІ ГЕОХІМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ

Формування географічної оболонки сучасного типу пов'язане зі стабілізацією геохімічних процесів та геохімічних умов у системі мантія – літосфера – гідросфера – атмосфера – біосфера. За рахунок процесів фотосинтезу та розвитку атмосфери зі значним вмістом кисню в більшій частині географічної оболонки встановились окиснювальні умови. Кисень виносився до поверхні Землі за рахунок плавлення та підйому силікатів. Верхня частина земної кори насичена  $SiO_2$ . Тут кислі породи вміщують 65–75 % цієї сполуки. Водночас у глибинах земної кори, зонах магматизму та вулканізму існують відновлювальні умови. Загалом же речовинний склад і геохімічні умови у приповерхневій частині земної кори досить строкаті. Це відображається, зокрема, у розповсюдженості та різноманітті типів геохімічних бар'єрів.

Земні води, завдяки своїм особливим властивостям, є основним агентом більшості геохімічних процесів і міграцій хімічних елементів. Перш за все, це пов'язано з великою їх власною міграційною здатністю, активністю як розчинника і стійкістю як речовини. Велика геохімічна активність живої речовини також пов'язана з водою.

Саме походження гідросфери пов'язують з таким потужним процесом, як дегазація мантії. Конвективні рухи в ній призводять до проявів вулканізму, метаморфізму, утворення рифтів та лінійних виливів магми в них. Розплавлені силікати захоплювали із собою летючі елементи, сполуки, перш за все воду (приблизно 6 %), а також гази. Після вивержень вони потрапляли в географічну оболонку.

У геології та геохімії за причинами та формою міграції елементів виділяють механічні, фізико-хімічні, біогеохімічні та

техногенні геохімічні процеси. Основною групою в геологічному відношенні є фізико-хімічні. Їх поділяють на ендегенні (магматичні, гідротермальні та метаморфічні) та екзогенні (гіпергенні). Окрім магматичних, усі процеси пов'язані з діяльністю вод гідросфери, процесами у географічній оболонці.

Участь підземних вод у геохімічних процесах визначається геологічними та геофізичними умовами. Зокрема, це стосується гідродинамічної зональності земної кори. У даному відношенні (у розрізі кори) виділяють три вертикальні зони [24]: 1) зона переважно гідростатичного тиску (гідростатзона); 2) зона перехідних тисків (мезозона); 3) зона переважання літостатичного тиску (літостатзона). Для нижніх зон із глибиною зростає значення таких чинників, як ущільнення порід, котре супроводжується зменшенням пористості, а також дія надгідростатичного тиску. Внаслідок цього відбуваються періодичні гідророзриви порід. Нижня частина мезозони відіграє роль регулятора дефлюїдизації глибинних горизонтів земної кори. За рахунок досягнення під нею достатнього тиску флюїдів відбуваються гідророзриви та вторгнення у гідростатзону. Внаслідок цього формуються гідрохімічні, газові, температурні й інші аномалії. З перехідною зоною часто пов'язана інверсія хімічного складу підземних вод. Це зумовлено періодичним надходженням слабкомінералізованих глибинних вод (мантійних, метаморфогенних і деколи елізійних розчинів). З глибиною хімічні типи вод змінюються від хлор-кальцієвого, через хлор-магнієві та сульфатно-натрієві до гідрокарбонатно-натрієвого. Понижується загальна мінералізація. Змінюється склад мікроелементів та газів. Серед останніх домінують  $CO_2$  та  $H_2S$ . Розчини літостатзони називають флюїдами. Вони насичені вуглекислою, гелієм, фтором, арсеном та іншими специфічними речовинами й відрізняються від приповерхневих вод ізотопним складом.

Флюїди володіють аномально високою агресивністю по відношенню до гірських порід. Таким чином, вода в умовах високого тиску та температур набуває властивостей активних кислот. Проявами дії умов літостатзони біля поверхні земної кори є грязьовий вулканізм, гідротермальна діяльність та інше.

Важливою групою процесів, пов'язаних з діяльністю підземних вод у різних умовах, є карст. Він розповсюджений у всій земній корі. До основних його видів можна віднести: вапняковий, гіпсовий, соляний, глинистий, лесовий, силікатний, гідротермокарст, ендокарст, рудний карст та інші.

У приповерхневій частині земної кори гідрохімічні, геохімічні процеси проявляються через формування хімічного складу підземних вод та гіпергенез. Тут значну роль відіграє проникнення поверхневих вод. До основних процесів, що впливають на склад підземних вод, відносять: вилуговування та розчинення порід, обмінні реакції між водами та породами, окисно-відновні реакції, гідратацію та дегідратацію мінералів, дифузію, випадання в осад та інші. Вилуговування – це розчинення та винос складових гірських порід та ґрунтів, перш за все – винос солей ( $NaCl$ ,  $KCl$ ,  $CaSO_4$ ,  $MgCO_3$ ,  $CaCO_3$  та інші). У зв'язку із цим розвиваються такі явища, як карст, суфозія, засолення ґрунтових вод та інші. За рахунок дії вод, які вміщують вуглекислоту, відбувається також розчинення нерозчинних у чистій воді силікатів та алюмосилікатів. Особливі процеси відбуваються за рахунок дії органічної речовини (зокрема, вуглеводнів) та специфічних мікроорганізмів. Перш за все, це відновлення сульфатів, основний результат чого полягає у втраті водою компонентів, здатних до відновлення, збідненні на кисень та загальному відновленні вод.

Гіпергенез – це процеси хімічного та фізичного перетворення мінералів у верхній частині земної кори під впливом докорінної зміни умов існування порівняно з умовами в надрах. Тут діє складна система фізико-хімічних та біогеохімічних процесів,

формується кори вивітрювання та ґрунти. Роль вод проявляється у більшості процесів: розчинення, гідроліз, гідратація, окиснення, карбонатизація, колоїдно-хімічні процеси, біогеохімічні процеси та інше. Внаслідок цього формуються також певні види родовищ корисних копалин. Ще одним важливим процесом біля поверхні земної кори є накопичення осадів та утворення осадових порід. Значна частина пухких продуктів, з яких складаються осади, переноситься водами. Інша частина, органігенна, також формується у водоймах. Нарешті саме накопичення більшості осадів відбувається власне на дні водойм. Саме у даній системі процесів чільне місце займають механічні геохімічні процеси.

Основна частина біогеохімічних процесів відбувається в системі літосфера – гідросфера – атмосфера – біосфера. Організми нерозривно пов'язані з земними водами. Схематично біогеохімічні процеси відображають через цикли речовин: кисню, нітрогену, карбону, сульфуру, фосфору та власне води. Всі цикли тісно пов'язані з властивостями та рухом земних вод і разом утворюють великий біогеохімічний кругообіг речовин, який об'єднує біологічний та геологічний.

Підбиваючи підсумок, бачимо, що абсолютна більшість геохімічних процесів тісно пов'язана із земними водами. Про це писав академік В.І. Вернадський: «Вода стоїть осібно в історії нашої планети. Немає природного тіла, яке могло б зрівнятися з нею за впливом на хід основних, найграндіозніших геологічних процесів. Немає земної речовини – мінералу, гірської породи, живого тіла, яка б її не вміщувала. Уся земна речовина – під впливом властивих воді часткових сил, її газоподібного стану, її всюдисутності у верхній частині планети – нею проникнута та охоплена».

## **Частина IV**

# **ЗЕМНІ ВОДИ В УМОВАХ БІОГЕННІЙ ТА АНТРОПОГЕННІЙ СТАДІЙ ГЕОЕВОЛЮЦІЇ**

Життя води на Землі – невід’ємна частина геоеволюції, її атрибут. Тому розгляд біогенної та антропогенної стадії життя земних вод доцільно проводити крізь призму загальних процесів, систем, понять.

Геоеволюція є особливою складовою розвитку нашого Всесвіту загалом. Її трактують як прогресивний розвиток, від нижчих форм та рівнів до вищих. Але і прогресивний розвиток характеризується значною нерівномірністю, кризами, катастрофами, стрибками. Кризи мають переважно внутрішні причини і пов’язані з накопиченням протиріч розвитку. Катастрофи мають переважно зовнішні причини, але можуть бути причиною наступних змін у прогресивному розвитку. Розвиток загалом супроводжується формуванням об’єктів-систем. Вони характеризуються структурою, особливостями функціонування та власним розвитком.

Геоеволюцію прийнято поділяти на три стадії: абіогенну (або добіогенну), біогенну та антропогенну.

У перших трьох частинах підручника ми переважно розглядали абіогенні умови та процеси функціонування земних вод. Особливості біогенної та антропогенної стадії розвитку розглянемо в даній частині.

Біогенна стадія характеризується біогеохімічною активністю живої речовини, а також здатністю її до адаптацій, до прогресивного розвитку від нижчих форм до вищих. Вершиною еволюції стала людина, що пов’язано з процесами розвитку нервової системи та цефалізації. Загалом відбувалося вдосконалення процесів самоорганізації земної живої речовини.

Стадії мають внутрішній поділ на певні етапи.

Геоеволюція – це цілісна система, в якій вищі рівні самоорганізації (стадії розвитку) не перекреслюють попередні, а зберігають їх як частину глобального організму. Безумовно, при цьому відбувається їх взаємна адаптація, поєднання у чимраз новіші геосистеми, від найменших до глобальних.

З абіогенними процесами пов'язані абіогенні геосистеми. На глобальному рівні це абіогенна географічна оболонка або материнська абіогенна геосистема. Біогенні геосистеми прийнято називати екосистемами або біогеоценозами. Глобальною біогенною геосистемою є біосфера. Поєднання біогенних та абіогенних геосистем іменують ландшафтами. На глобальному рівні розглядають ландшафтну сферу Землі.

При переході від абіогенної до біогенної стадії геоеволюції значно збільшилося різноманіття, складність, організованість, багатство геосистем. Ще більшою мірою це стосується переходу від біогенної стадії до антропогенної. Різноманіття антропогенних геосистем надзвичайно велике. На глобальному рівні розглядають антропосферу, соціосферу, ноосферу тощо. Поєднання антропогенних систем з абіогенними та біогенними також надзвичайно різні. Існує велика кількість термінів для їх позначення. Найбільш загально та коротко їх можна назвати природно-антропогенними системами (ПАС). Відповідно можна розглядати глобальну природно-антропогенну сферу.

Активний розвиток науки і техніки, дослідницьких та інформаційних технологій намічає перехід геоеволюції у віртуальну, інформаційну стадію, віртуальний світ. Відповідно повинні формуватись віртуально-антропогенно-природні геосистеми. Багатство та різноманіття цього світу важко оцінити. Віртуальний світ більший, ніж реальний. Водночас актуальним стає його зв'язок з реальним. Перехід до віртуального світу повинен супроводжуватися відповідним розвитком культури, збалансованості, духовності, моралі, естетики.



Вивчення закономірностей земної еволюції тільки розгортається. Це питання комплексу наук. Окремі проблеми досліджуються в науках про Землю, біологічних, соціальних, технічних та інших науках. Відповідні галузі гідрології також ще формуються. Загалом дослідження біогенної та антропогенної стадій розвитку земних вод носять складний міждисциплінарний характер. Знаходиться у стадії становлення й відповідна термінологія.

## Розділ 15

### БІОГЕННА СТАДІЯ

### ФУНКЦІОНУВАННЯ ЗЕМНИХ ВОД

Період зародження життя на нашій планеті чітко не визначений. Шляхи і процеси формування живого ще досліджуються. Але генетичний його зв'язок з земними водами практично беззаперечний. Наявність рідкої гідросфери на Землі – її унікальний ресурс. Водночас вода – не просто ресурс, це саме життя. Це також прояв цілісного зв'язку живого й абіогенного в геоеволюційній системі. Первинну еволюцію примітивних живих організмів пов'язують з умовами океанів та інших водойм того часу. Згодом геохімічна сила живої речовини зросла настільки, що почала впливати на глобальні процеси міграції речовин, склад атмосфери та гідросфери, геохімічну обстановку. Це сталося в Палеопротерозої (2,4–2,0 млрд років тому). Важливим явищем того періоду було посилення ролі фотосинтезу, що призвело до ряду глобальних геохімічних наслідків. Біосфера брала також активну участь і в інших геохімічних процесах, циклах речовин. Протягом другої половини Палеозою (приблизно 350–250 млн років тому) відбувалося поступове заселення суходолу рослинами і тваринами. Розвинулися біосфера та географічна оболонка сучасного типу. Відповідно встановилися подібні біогеохімічні процеси, екосистеми, ландшафти (подібність, у даному відношенні, пов'язана не з видовим складом, а із загальною структурою функціонування, системою зв'язків з абіогенним середовищем).

Маса живої речовини біосфери становить приблизно  $6,4 \cdot 10^{15}$  кг, приповерхневої гідросфери –  $1,4 \cdot 10^{21}$  кг, атмосфери –  $5,15 \cdot 10^{18}$  кг. Тим не менш впливи біосфери досить потужні, перш за все завдяки біогеохімічній активності. Впливи на гідросферу здійснюються як безпосередньо, так і через КСЗ.

Рослинний світ значною мірою впливає на альbedo та шорсткість різних ділянок діяльної поверхні. З рослинністю пов'язані так звані біогеофізичні зворотні зв'язки у КСЗ. Одним з них є зворотний зв'язок «тундра – тайга» [46]. При зміщенні лісу, під час потепління у бік тундри альbedo цих місцевостей значно зменшується. Це викликає позитивний зворотній зв'язок і підсилює потепління клімату. Іншим прикладом є спустелювання на півдні Сахари. Вважають, що це призводить до подальшого зменшення кількості опадів. Але найпотужніші впливи на КСЗ та земні води біосфера справляє через зміни в геохімічних циклах речовин. У сучасних умовах це, перш за все, цикл карбону (вуглецевий цикл), що впливає на вміст  $CO_2$  у атмосфері. Відповідні зміни клімату позначаються на стані та функціонуванні водних об'єктів, гідрологічному циклі.

Розвиток біосфери у Фанерозої спричинив також виникнення природних об'єктів нового типу, пов'язаних із водою. Яскравими прикладами цього є болота, мангри, коралові рифи та атоли тощо. До глобальних наслідків дії рослинності суходолу відносять значні зміни в ерозійних процесах. Адже відомо, що задерновані, порослі чагарником чи лісом схили перешкоджають розвитку ерозії. Людина використовує фітомеліорацію як ефективний спосіб регулювання процесів на схилах. Характер рослинного покриву впливає також на водний баланс територій, на процеси формування стоку, запаси і режим підземних вод.

Біосфера у функціональному відношенні – це глобальна екосистема. Відомо, що стан біосфери та її складових регулюється ресурсами тепла та вологи у зв'язку з діяльністю КСЗ. Біосфера пройшла спільну еволюцію з абіогенними геосистемами, географічною оболонкою. Зокрема, це стосується періодів глобальних катастроф. Відновлення нормальних умов функціонування відбувалося значною мірою завдяки саме

абіогенним процесам (вулканізм, саморегуляція кліматичної системи). Водночас, з катастрофами пов'язані якісні переходи в розвитку організмів та екосистем, реалізувався прогресивний розвиток живого, біосфери. Саме він готував ґрунт для виникнення людини та переходу в антропогенну стадію еволюції. Все це ще раз підтверджує думку про її цілісність, про цілісність усєї геоеволюційної системи. На глобальному рівні слід відмітити, що біосфера слабо впливала на обсяги гідросфери, більше – на процеси її функціонування.

Екосистеми формуються та функціонують у потоках тепла, вологи та поживних речовин, тобто функціонують разом із земними водами. Земні води циркулюють в організмах, екосистемах, залучені до біофізичних та біогеохімічних процесів. (Існує також поділ самих організмів за умовами споживання води. Ступінь їх пристосувань вражає. Активний цикл життя може наступати один раз на багато років. Є організми, які замерзають на зиму. Існує думка про можливості активізації вірусів або спор при попаданні з космосу в земну гідросферу. Водночас водні об'єкти є центрами притягання організмів, їх концентрації, особливо в посушливих регіонах, умовах). Важливо, що екосистеми загалом функціонують, не понижуючи якість води, збалансовано. Біогенні забруднення – досить рідкісні явища, пов'язані з різкими змінами умов розвитку організмів. Існують дослідження, які вказують на те, що розвиток гідросфери йшов постійно в бік створення умов, найбільш сприятливих для життя. Подібні зміни хімізму водного середовища відбувалися за участю як самих організмів, так і продуктів їх життєдіяльності. Особливо значною для гідросфери Фанерозою виявилася еволюція наземної рослинності. З її появою збільшилася різноманітність іонного складу континентальних вод, відбулося їх збагачення органічною речовиною та сполуками  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $NO_3$ . Рослини

також виявились важливим фактором гідрохімічної (географічної) зональності ґрунтових вод. О. Перельман основну увагу приділяв диференціації природних вод у зв'язку з виникненням геохімічних бар'єрів. Так, у місцях окиснення сульфідів формувалися сірчаноокислі води. Єдине слабковідновлювальне середовище розділилось на два протилежних: різко окиснювальне та різко відновлювальне. Останнє стало характерним для боліт, придонних горизонтів озер та водоносних шарів літосфери. Різноманіття геохімічних умов, у свою чергу, збільшує різноманіття видів, біорізноманіття.

Різноманіття екосистем дуже велике. Узагальнено їх поділяють на три великі групи: наземні, прісноводні та морські. (Хоча можуть бути також аеральні, гляціальні, підземні). Близьким до екосистеми поняттям є «біогеоценоз». Його застосовують переважно для наземних екосистем. Хоча для водних екосистем запропоновано також термін «біогідроценоз». Близьке також поняття «ландшафт». Поділ наземних біогеоценозів і ландшафтів подібний. Співвідношення тепла та вологи враховують у ньому через: температурний режим; складові водного балансу (опади, сумарне випаровування); радіаційний баланс; індекси сухості або зволоження. Однією з перших запропонована схема Будико – Григор'єва (рис. 15.1), котра отримала назву періодичного закону географічної зональності.

Екосистеми – це цілісні поєднання організмів та середовища. Очевидно, вони характеризуються і власним водним режимом, що взаємопов'язаний із типом екосистеми. Розглянемо такі єдності на прикладах.

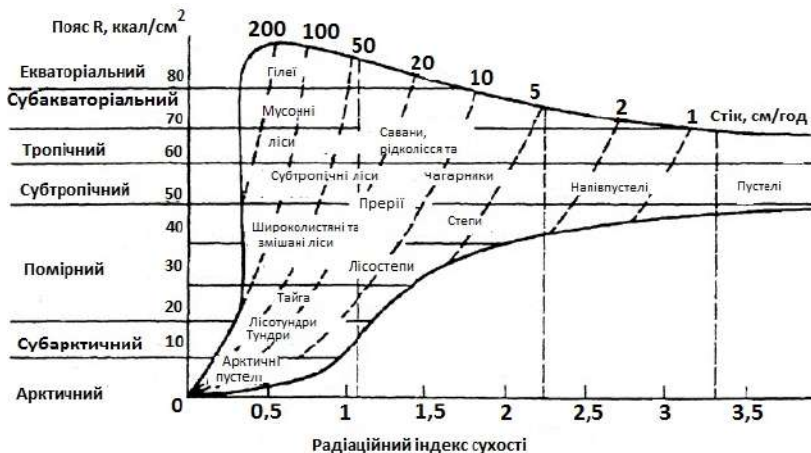


Рис. 15.1. Періодична система географічної зональності Будико – Григор’єва

Для екосистем (ландшафтів) суходолу за схемою Будико – Григор’єва стік води закономірно змінюється за природними законами – біомами. Іншим важливим гідрологічним поняттям, що характеризує умови формування стоку води, є стокоформуючі комплекси (СФК) [15]. Це частина басейну, однорідна за умовами рельєфу, гідрографічної мережі, геологічної будови, рослинності та ґрунтів. Ще меншими однорідними одиницями, спорідненими з поняттям СФК, є елементарний ерозійно-транспортно-акумулятивний комплекс ПВС (див. 8.1) та елементарний басейн стікання вод (що проявляється на рівні вимоїн). Для СФК кількісні характеристики процесів стокоутворення можуть бути осереднені. З ландшафтознавства відомо, що басейни річок характеризуються певною структурою ландшафтів (та екосистем). Отже, їх цілісність проявляється не тільки в окремих СФК, але й у їхніх комплексах, упорядкованих структурах. Поняття про стокоформуючі комплекси пов’язане з географо-гідрологічними дослідженнями та ландшафтною

гідрологією, які розвивались протягом ХХ століття і мають значні здобутки. Так само протягом тривалого часу вивчаються і басейнові, річкові системи. Самі річки, включаючи русла та заплави, є особливим видом ландшафтів. Їх дослідження – теж окрема галузь гідрології, а також геоморфології, ландшафтознавства, екології та інших наук.

У гідрологічних дослідженнях традиційно виділяють питання впливу лісових екосистем, лісу на стік води. Цей напрямок розробляється від ХІХ століття (Докучаєв, Восйков, Костичев та інші). Різні аспекти впливу лісу на водний баланс та гідрологічний режим ландшафту залежать від видового складу, віку дерев, особливостей ґрунтів, рельєфу та інших чинників. Вплив лісу залежить і від природної зони, у якій він розташований. Ступінь деталізації досліджень впливу лісу зумовлений характером поставлених задач. У багатьох дослідженнях використовують просто коефіцієнти лісистості водозбору. Досить детальні дослідження проводяться в лісівничій галузі. Тут вивчають водорегулювальні й екологічні захисні функції лісу. Сформована відповідна наука – лісівнича гідрологія.

Схема поділу біогеоценозів суходолу на наземні та прісноводні, безумовно, огрублена, генералізована. Насправді їх різноманіття набагато більше, а умови функціонування складніші. Екосистеми річок можна віднести до прісноводних. Але за рахунок значних змін рівнів води вони періодично включають заплаву, або навпаки – втрачають осушену частину русла. Тобто фактично це «напівгідробіогеоценози». У ландшафтознавстві такий різновид називають земноводними ландшафтами. Об'єктами перехідного типу також є болота, заболочені землі, водно-болотні угіддя. Навіть в улоговинах озер існують ділянки заплав. Наявні й мігруючі, або тимчасові, озера, водойми меншого масштабу. Їх різноманіття досить велике. До перехідного типу можна віднести й підземні

біогеоценози. Перехід від біогеоценозів до біогідроценозів виявляється досить розмитим, складним. Загалом він означає превалюючу роль гідрологічного режиму в системі біота – середовище. Впливи біоти вже не такі, як у наземних системах. Вона не визначає водний баланс, переважно не позначається на водному й термічному режимах. Діяльність біоти проявляється в біохімічних процесах та процесах формування осадів.

Особливим питанням гідрологічних досліджень є вивчення боліт та їх впливу на стік. Спрощено в розрахунках стоку використовують коефіцієнт заболоченості. Вплив боліт на стік, як і вплив лісу, вивчають ще від XIX століття. Він залежить від типу болота, кліматичних та гідрологічних умов. Наприклад, у зоні достатнього зволоження випаровування з поверхні боліт слабо відрізняється від випаровування з поверхні зволених ґрунтів, транспірації, а в зоні недостатнього зволоження болота значно сприяють збільшенню випаровування в межах річкового басейну. Водойми в межах боліт можуть затримувати частину стоку, регулювати стік. Оскільки болота – це також перехідний тип біогеоценозів, вони характеризуються впливом гідрологічного режиму, умов водного середовища на біоту. Тут формуються особливі, болотні відклади – торф. Фактично впливи біоти на середовище і навпаки – це один процес, що лежить в основі розвитку відповідної природної системи. Біота і води розвиваються спільно й разом залежать від інших місцевих умов. Процес розвитку боліт може розпочинатися як з умов підтоплення певних територій, так і з умов водойми, яка поступово заростає. У теперішній час на розвиток боліт значно впливає діяльність людини.

Основним різновидом водойм на суходолі є озера. Відповідні біогідроценози можуть бути як прісноводними, так і солоноводними. Близькі до озер за характером водного режиму й водосховища. Ще більш широке поняття – «водойма



суходолу». У такого роду екосистемах (біогідроценозах) біота поєднується з водним середовищем. Такі екосистеми вивчає гідроекологія як складова гідробіології. Окремим її завданням є дослідження дії абіотичних чинників, тобто режиму та параметрів водного середовища. Цей напрямок зародився в озерознавстві ще в XIX столітті. На пропозицію В.М. Тимченка [47], його можна назвати екологічною гідрологією водойм. Її мета – розвиток екосистемного підходу до вивчення гідрологічного режиму водних об'єктів. З іншого боку, вплив біоти на водойми, водні об'єкти вивчають комплексні науки (лімнологія та інші).

Біогідроценози Світового океану вивчає морська гідробіологія, яка є складовою як гідробіології, так і океанології. Значний вплив організмів на води, водні об'єкти здійснюється, перш за все, біогеохімічним шляхом та через формування донних відкладів. Менші масштаби має вплив коралових утворень (хоча і він досить потужний). Фактично тут виникають екосистеми перехідного типу, із включенням частин твердої поверхні. Вони характеризуються біогенно зміненим гідрологічним режимом. Об'єкти перехідного типу існують також на межі морських і прісних вод, морських вод та узбереж, морських, прісних вод та узбереж (у гирлах річок, лиманах, на приморських заболочених землях тощо). Їх важливою складовою є біота.

## Розділ 16

### АНТРОПОГЕННА СТАДІЯ ФУНКЦІОНУВАННЯ ЗЕМНИХ ВОД

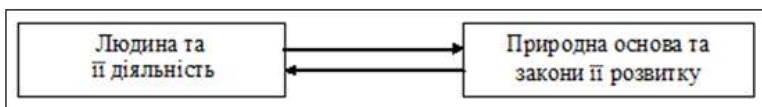
Антропогенна стадія геоеволюції пов'язана з виділенням людини з біосфери, її розвитком, діяльністю. Цю стадію поділяють на підстадії привласнювального та виробляючого господарства. Другу підстадію поділяють на доіндустріальний, індустріальний і постіндустріальний періоди (етапи). Відповідна специфіка діяльності людини призводить до формування особливих геосистем. Безпосередню взаємодію з природною основою відображають природно-антропогенні системи (ПАС). Більшість з них так чи інакше пов'язана із земними водами. З метою відображення систем, безпосередньо пов'язаних із частинами гідросфери, водними геосистемами, а також аспекту вивчення вод можемо використати термін аква-ПАС (АПАС).

Множина ПАС велика. Їх класифікація розвивається. Спрощена схема структури сучасних ПАС відображена на рис. 16.1.

Людина і суспільство утворюють певні цілісні системи разом з природною основою. Такі об'єкти підлягають вивченню, управлінню, удосконаленню, оптимізації. Ця цілеспрямована діяльність містить характерні блоки: моніторинг, обробка й аналіз інформації, системи прийняття рішень, управління. Вони стосуються як природної основи, так і власне людини. Самі блоки є досить складними структурами. Так, управління можна розглядати як внутрішні рішення особистості, закони суспільства, міжнародні угоди, органи та інструменти управління. Частиною управління є менеджмент, зокрема екологічний, водоресурсний. Основою ПАС є інформаційні процеси та процеси управління. Їх оптимізація полягає у збалансованості внутрішніх та зовнішніх зв'язків (стійкості та надійності системи з дотриманням необхідних параметрів її

функціонування). При цьому враховується взаємодія із середовищем (іншими системами) і включення в системи вищого рангу. Таким чином, ПАС – це особливі поєднання різних складових, різного простору: 1) предметно-речовинного (абіогенно-біогенно-техногенного); 2) соціального (що проявляється у соціальних стосунках, законах розвитку); 3) інформаційного (віртуального). Іншими словами, вони включають територіальну прив'язку, соціальну прив'язку та інформаційно-інтелектуальну надбудову (вищий рівень), характеризуються переважанням процесів самоорганізації над руйнуванням, стабільністю станів, збалансованістю потоків речовини та енергії, оптимальним використанням ресурсів. Оптимальні ПАС – це єдності, цілісності нової стадії геоєволюції. У певному розумінні їх можна вважати складовими ноосфери В.І. Вернадського.

а. Об'єкт-система



б. Функціональна структура ПАС



Рис. 16.1. Схема структури природно-антропогенних систем

Зважаючи на природну основу, серед АПАС можна виділити такі найбільш важливі різновиди: басейнові системи, системи на основі різних видів водних об'єктів суходолу (наземних та підземних), системи перехідних вод, Світового океану і систему глобальної взаємодії людства та земних вод. Водні об'єкти є ядрами територіально (просторово) виражених геосистем. Вони можуть бути природними, антропогенно зміненими і штучними. Останні досить різноманітні.

Закономірності розгортання процесів антропогенної стадії геоеволюції проявилися й у взаємодії суспільств із водами. Ведення господарства, розташування поселень біля водних об'єктів, використання їх як шляхів сполучень викликало формування прадавніх АПАС. В індустріальний період сформувалися значно більш розвинуті та різноманітні системи, виникло поняття водних ресурсів. Спочатку воно носило утилітарний характер, тобто означало всі доступні для використання води. Вони однозначно характеризувались як відновлювані. Спостереження за природними водами були спрямовані на їх облік і отримання інформації для наукових досліджень. Формувалася й наука про водне господарство. Виникли поняття водогосподарської системи, водогосподарського комплексу та інші. Водночас у зв'язку з вимогами до якості питної води, зростанням протиріч у використанні водних ресурсів річкових басейнів, регіонів почало формуватися розуміння їх вичерпності, обмеженості, вразливості.

Усвідомлення екологічної кризи, глобальних проблем людства призвело до активізації досліджень перспектив людства і середовища, розробки глобальних моделей розвитку, екологізації науки, зокрема гідрології. Водні ресурси спочатку стали трактувати із врахуванням їх якості і як відносно відновлювані. Надалі це поняття переросло в поняття якості, екологічного стану вод, водних геосистем. Водний ресурс, водоресурсний потенціал тепер є похідною від якості вод.

Системи гідрологічних спостережень стали складовою комплексного моніторингу стану природно-антропогенних систем, гідроекологічного моніторингу, отримали відповідний розвиток.

Взаємодію суспільства і природних вод описують за допомогою певних понять і кількісних показників. Основні з них закріплюються законодавчо. Розглянемо їх на прикладі прісних вод. Важливими поняттями є водокористування та водоспоживання. Перше з них означає використання водних об'єктів для потреб, що не передбачають відбір води. Водоспоживання поділяють на повне та безповоротне. Співвідношення між ними 1,5–2 рази. Протягом ХХ століття повне водоспоживання збільшилося приблизно від 600 до 4500–5000 км<sup>3</sup>/рік, що випереджає темпи зростання населення і перевищує 10–13 % стоку всіх річок світу. У ХХІ столітті ці тенденції збереглися. Завдяки нерівномірності розподілу стоку в багатьох регіонах можливості його якісного відновлення вже вичерпані. Основним водоспоживачем у світі є сільське господарство (65–70 %), другим – промисловість (20–25 %). У розвинутих країнах співвідношення зворотне: промисловість 40–60 %, сільське господарство 30–40 %. Третім споживачем є комунальне господарство (у світі 7 %, розвинуті країни – 15 %).

Іншою групою показників є водозабезпеченість (країн, регіонів, питома тощо), в основі якої також лежить стік води у річках. Низькою вважають забезпеченість менше 5000 м<sup>3</sup>/рік · особа, середньою – 5–10 тис. м<sup>3</sup>/рік · особа. За даними Міжнародного банку реконструкції та розвитку, понад 1,5 млрд людей у світі страждають від дефіциту води та відсутності доступу до чистої води. Інші показники – частка населення, що немає доступу до обладнаних джерел водопостачання, площа зрошувальних земель тощо.

Проблема забезпеченості водними ресурсами виступає складовою глобальних проблем людства, пов'язаних як із

природними умовами, так і з особливостями розвитку людства. Значна нерівномірність розвитку, кризові явища, зокрема демографічного характеру, формують великий спектр задач оптимізації взаємодії суспільства та природи, ПАС, АПАС. Їх розв'язання включає політичні, економічні, науково-технічні, управлінські та інші аспекти. Тим не менш, у таких складних умовах, запропоновано певні основні, загальні підходи, зумовлені концепціями перспектив розвитку, перш за все, концепцією сталого, збалансованого розвитку, орієнтацією на позитивні приклади, передові досягнення і навіть на ідеальні об'єкти.

Головною ідеєю стосовно використання ресурсів загалом, управління природокористуванням є інтеграція та оптимізація. Це означає формування оптимальних, цілісних ПАС, АПАС. Інтеграція в системах означає ефекти синтезу, емерджентність, синергію. Стосовно водних ресурсів ще в середині ХХ століття зародилась ідея комплексного управління річковим басейном. Надалі вона переросла в ідею інтегрованого управління водними ресурсами – ІУВР (див. також 8.13). Воно має на меті формування басейнових АПАС (надалі коротко – річкові басейнові системи, РБС або БС). Сучасне розуміння інтеграції поєднує як власне різні аспекти використання водних ресурсів, так і спільне, інтегроване використання різних видів ресурсів, зокрема водних, земельних, ресурсів екосистем, ландшафтів. Це означає, що АПАС розглядаються як підсистема ПАС.

Річкові басейни – це природні саморегульовані системи, які в певний спосіб упорядковують більшу частину природного середовища суходолу. Вони характеризуються певною структурою. Характеристика природної структури наведена в розділі про річки. Антропогенна, техногенна складова структури басейнових річкових систем формувалася поступово, у міру освоєння річкових басейнів та у зв'язку з місцевими умовами, традиціями, особливостями господарства. Оскільки РБС

охоплюють практично весь суходіл, то елементи їх антропогенної структури стосуються всіх видів діяльності людини на суходолі. Згідно з природною структурою басейнів, їх можна поділяти на такі, що відбуваються в межах привододільних просторів та схилів, тобто переважно розосереджені по території, і такі, що зосереджені біля річок, у їхніх долинах. Причому в значній частині випадків відносно більший антропогенний пресинг здійснюється на малі РБС. До основних видів діяльності, що стосуються власне річок, можна віднести такі: водний транспорт, урбанізація та вузли концентрації промисловості, спорудження гребель (від малих до комплексних гідровузлів), інженерні переходи різних типів, системи водопостачання та водовідведення, системи гідромеліорації, канали, системи перекидання стоку, видобуток алювію та його складових із русел та заплав, рибне господарство, рекреація тощо. Можна розрізнити також види діяльності, які більшою мірою стосуються русел або заплав річок. Освоєння заплав має свою специфіку. Власне у басейнах річок розташовані також озера, болота й інші об'єкти, з якими пов'язані особливі антропогенні підструктури.

Відносно водних ресурсів та водних об'єктів суходолу загалом потреби різних галузей господарства, інтереси різних частин суспільства, різних країн складним чином взаємодіють. Саме це і впливає на реальну структуру АПАС. Тому виникають певні водогосподарські комплекси, підсистеми басейнових природно-антропогенних систем. Вони більше підкоряються соціальним, адміністративним законам, хоча прив'язані до природної основи. Основні з них формуються у зв'язку з центральними, найбільш потужними антропогенними процесами та чинниками: урбаністичні комплекси, промислові комплекси, комплекси водного транспорту, комплекси на основі великих гідровузлів та інші. Оскільки в основі антропогенної діяльності лежать техніка і технології, використовують також

поділ елементів ПАС на природні, природно-техногенні, техногенні (технічні системи). Сьогодні дедалі важливішим чинником виступають потреби підвищення екологічної якості вод, розвиток екомережі, рекреації, туризму тощо. У кінцевому підсумку складаються певні співвідношення природних (басейнових) і адміністративно-соціальних структур (від локальних до міжнародних). На їх основі формується структура моніторингу й управління АПАС.

Основні вимоги до АПАС – збалансованість, стабільність, оптимальність. Узагальнено розглядають екологічну якість та корисні функції (ефективність). Поняття екологічної якості покликано відображати оптимізацію інтересів суспільства та його стосунків з природою. Тобто інтереси включають якість природних комплексів. Для запровадження дієвих вимог до якості розробляються й удосконалюються певні стандарти, оцінні шкали і методики оцінювання. У більшості оцінок, зокрема згідно з Водною Рамковою Директивою Європейського Союзу (ВРД ЄС), найвищою якістю вважається природний або близький до нього стан. Це своєрідний орієнтир, загальний і об'єктивний водночас. Але повне повернення до природного стану в багатьох випадках неможливе. Його доцільно вимагати для об'єктів екомережі і там, де впливи людини можна мінімізувати. В інших випадках метою є максимально можлива якість. Якість з позицій інтересів людини виступає також як система корисних функцій АПАС. Аналіз та контроль корисних функцій, управління ними можливі із застосуванням шкал цінностей. У теперішній час вони формуються чимраз більше під впливом екологічного імперативу, який включає й умови життєдіяльності та розвитку людини, особистості. Вибудова системи цінностей нерозривно пов'язана з оптимальним поєднанням природно-екологічних та економічних параметрів функціонування ПАС. Це один із центральних процесів їх



становлення, який впливає на систему прийняття рішень, управління.

Інформаційно-організаційна структура (вимір) ПАС включає підсистеми контролю стану (моніторинг); обробки, збереження, використання, аналізу інформації; прийняття та виконання управлінських рішень (підсистема управління). Розглянемо їх по відношенню до басейнових систем.

Функцією моніторингу є контроль стану елементів басейнових систем і, водночас, постачання достатньо повної та якісної інформації для цілей моделювання й управління. Система моніторингу розвивається як у зв'язку із застосуванням новітніх технологій, приладів, так і з поглибленням знань про закономірності функціонування геосистем. Внутрішній аспект розвитку системи моніторингу пов'язаний з дотриманням вимог до точності, однорідності (порівняності), повноти та інших параметрів інформації. Відносно земних вод такі питання вирішує гідрометрія. Водночас багато досліджень, пов'язаних з контролем стану вод, включають кількісно-якісні оцінки. Для них важлива стандартизація методики оцінювання. В межах річкових басейнових систем за ВРД ЄС поєднуються різні види (складові) моніторингу: поточний, фоновий, моніторинг стану водних тіл та інші.

Інформація, отримана внаслідок спостережень і вимірювань, піддається первинній обробці та систематизації з метою наступного збереження й використання. Зокрема, це завдання ведення Водного кадастру. Загалом формуються сучасні банки і бази даних моніторингу, важливим видом яких є геоінформаційні системи.

Інформація про стан басейнової природно-антропогенної системи повинна включати дані про стан соціальної підсистеми, тобто про процеси, пов'язані з використанням вод. Сюди відносять еколого-економічний аналіз, аналіз здоров'я населення, технологічний аналіз та інші. Економічна політика і

економічний аналіз спрямовані на забезпечення реалізації принципу покриття витрат за водні послуги. Витрати включають екологічну, ресурсну складову, підтримку функціонування моніторингу, системи управління загалом. Пріоритетом цінової політики є стимулювання раціонального використання водних ресурсів. Економічна політика враховує довгострокові прогнози стану вод річкового басейну та району річкового басейну, а також прогнози необхідних інвестицій в оптимізацію водних послуг. Програма економічних заходів є невід'ємною складовою планів управління річковими басейнами та програм заходів по досягненню екологічних цілей. Відповідним завданням підпорядковується і весь водоресурсний, екологічний менеджмент.

Уся первинна інформація про стан басейнової системи піддається аналізу. На основі цього визначають екологічні цілі й розробляють програму дій по їх досягненню, план управління річковим басейном. Така робота є неперервно-періодичною і повинна вести до поступової оптимізації АПАС. Фактично, це і є головний процес самоорганізації та самоудосконалення АПАС. Його ведуть відповідні спеціалісти. Провідна сучасна концепція даного процесу – інтегроване управління водними ресурсами. Під інтеграцією слід розуміти поєднання в єдине ціле складових АПАС, а також оптимізацію її зовнішніх зв'язків. Приклади (напрямки) інтеграції: спільне використання водних та земельних ресурсів; поверхневих і підземних вод; вод суходолу та перехідних вод; поєднання інтересів різних споживачів водних ресурсів (у різних галузях та у різних частинах річкової системи); транскордонна співпраця; співпраця регіонів, громад; співпраця громадськості та органів влади та інші. Очевидно, що таке розмаїття питань інтеграції саме повинно підлягати певним головним принципам, котрі і є законами функціонування АПАС.

Сучасне науково-технічне забезпечення ІУВР тісно пов'язане з розвитком інформаційних систем та моделюванням басейнових систем. Застосовуються різні види моделювання: інформаційне, математико-картографічне, імітаційне та інше. Поступово формуються складні системи моделей. Їх розвиток тісно пов'язаний із сучасним розвитком моделювання та віртуального світу загалом. Моделі басейнових систем повинні враховувати: особливості зовнішніх взаємозв'язків з іншими геосистемами (наприклад, з КСЗ, екологічною мережею, системами перекидання стоку та іншими); вимоги оптимізації взаємодії соціальної та природної підсистем; необхідні параметри якості та ефективності корисних функцій; вимоги та потреби ІУВР. Особливим аспектом моделювання постає об'єктивна оцінка гідроконебезпек, катастроф та дотримання параметрів гідроконбезпеки. Фактично, це особливий вимір якості, надійності.

Важливим завданням досліджень певних класів об'єктів, зокрема АПАС, є класифікація. Основний вид класифікації – генетична, тобто така, що враховує походження і процеси розвитку, самоорганізації системи. Генезис у процесах самоорганізації пов'язаний зі спонтанними процесами певного роду, що реалізуються завдяки наявності необхідних умов. Умови розвитку, історія формування АПАС можуть бути різними. Але, як ми побачили на прикладі басейнових систем, для їх оптимізації необхідно досягти певного рівня організації та якості управління. В основі АПАС лежить інформаційна діяльність людини, головні принципи оптимізації взаємодії людини та природи (для РБС – принципи ІУВР). Без них система не функціонує або функціонує неефективно й може руйнуватися. Планування управління базується на моделюванні та прогнозуванні. Отже, у ПАС та АПАС можна виділяти три основні ієрархічні рівні: 1) інформаційно-управлінський; 2) соціальної прив'язки (органи управління та ін.); 3) природно-

технічної прив'язки (предметно-речовинної). Основи їх генетичної класифікації пов'язані, перш за все, з вищим рівнем. Тут моделі можуть мати абстрагований, загальний характер. На нижчих рівнях конкретизуються умови їх застосування, організується система моніторингу (зворотного зв'язку). При цьому в АПАС враховуються всі основні потоки води, які переносять дію людини та природні властивості з попередніх ділянок на наступні. У даному відношенні слід розглядати природні, природно-технічні та технічні системи, на які спрямоване управління. На потоках речовини та енергії задаються параметри якості. Важливими прикладами систем техногенного характеру є: урбосистеми, системи водопостачання та водовідведення, промислові вузли, гірничо-видобувні ландшафти, системи гідромеліорації, перекидання стоку та інші. Системи природного характеру переважно пов'язані з природними об'єктами в поєднанні зі структурами управління з боку суспільства. Це об'єкти природно-заповідного фонду, екологічної мережі, важливі індивідуальні водні об'єкти або їх частини, водно-болотні угіддя тощо.

У підрозділах 5.13 та 5.14 розглянуто основні риси океанічних геосистем, екосистем, взаємодії людини та океану. Формування відповідних АПАС відбувається по-іншому, ніж на суходолі. Значною мірою відрізняється система моніторингу стану систем. Мають значну специфіку моделі, системи прийняття рішень, організація управління. Зокрема, це стосується міжнародної співпраці.

Для океанічних геосистем важливо враховувати: характер природного поділу океану; динамічність вод та біоти; особливості антропогенного, техногенного впливу; важливість міжнародної співпраці. Найбільшого антропогенного тиску зазнають прибережні, перехідні води, а також місця впливу техногенних катастроф.

З наближенням від центральних частин океанів до берегових зон та у самих берегових зонах структура геосистем як природного, так і антропогенного характеру суттєво ускладнюється. Вони також відрізняються від відкритої частини океану значно чіткішою геопросторовою прив'язкою, більш вираженими межами. Берегова зона має внутрішню територіально-акваторіальну структуру: внутрішньозональну й секторну. У природному відношенні секторний поділ пов'язаний із типами берегів (берегових зон); гирлових областей (за ВРД ЄС перехідних вод); наявністю заток, проток. Останні можуть мати особливу просторову структуру. Особливими є геосистеми, сформовані на основі рифів, невеликих островів. Розглядаючи антропогенні геосистеми, перш за все, слід зауважити на тому, що існують межі, пов'язані з інтересами країн та міжнародним правом. Згідно із конвенцією морського права (1982 р.), встановлено норми щодо делімітації океанічних і морських просторів. Країнам, що мають вихід до моря, належить смуга територіальних вод шириною 12 миль від берега. За нею ще на 12 миль розповсюджується прилегла зона. Тут держава здійснює митний та інші види контролю. Установлена 200-мильна виключна економічна зона, де дана країна має особливий правовий режим. У випадках делімітації територіальних вод та економічних зон у внутрішніх морях, затоках, протоках вони встановлюються на міжнародно-правових засадах, включаючи міжнародний суд. Особливим питанням є вплив невеликих островів на делімітацію морських просторів. У межах держав їх адміністративні частини також можуть охоплювати частини прибережних вод і здійснювати над ними контроль.

У зв'язку з господарською та іншими видами діяльності людини берегові зони і частково прилеглі акваторії також структуруються у просторі. Характерні різновиди берегових ПАС (АПАС) такі: урбосистеми, великі портові вузли, зони

рекреації, об'єкти охорони природи, військові бази тощо. Особливими об'єктами виступають припливні ГЕС, відокремлені від моря дамбами ділянки дна, морські поселення, комплекси аквакультури та інші. Зональність та секторність проявляються і в антропогенній структурі берегових зон. Їх особливістю є наявність двох характерних видів зв'язків: у бік суходолу й у бік моря.

Берегові зони тривалий час вивчають океанологи, геологи, географи, представники інших наук. За О.Г. Топчієвим, берегова зона являє собою цілісну природно-господарську територіально-акваторіальну систему. Він відмічає велику складність і високу напругу взаємодії суспільства та природи характерну для них. Відповідно вони надто важливі у відношенні сталого, збалансованого розвитку.

Перехідні води (гирлові області) і прибережні води (до 1 милі від берега) включені як важливі об'єкти до ВРД ЄС. Відповідно до них застосовуються положення даної Директиви, включаючи вимоги до якості середовища і до організації діяльності суспільства.

Відкриті акваторії Світового океану значно слабше структуровані, ніж берегові зони. Природні й господарські межі тут розмиті. Управління взаємодією суспільства та природи пов'язане з міжнародною співпрацею. Акваторіальне структурування тут може бути зумовлене як природною, екосистемною основою, так і концентрацією шляхів сполучень, рибальства, видобутку корисних копалин тощо. Особливою і найменш доступною складовою є глибини і дно океану.

Серед ухвалених Організацією Об'єднаних Націй Глобальних цілей сталого розвитку чотирнадцята стосується безпечного використання океанів. Стосовно прибережних вод і територій поставлено за мету до 2020 року десяту їх частину ввести до складу природно-заповідного фонду. Констатується й необхідність мінімізувати окиснення океанів.

До 2025 року світ має суттєво скоротити всі типи забруднення морських екосистем, зокрема забруднення внаслідок діяльності на суші.

До 2020 року мають бути запроваджені ефективні механізми регулювання вилову рибних ресурсів, які б унеможливили надмірний вилов, браконьєрство, а також запровадили сталі та науково обґрунтовані практики риболовства.

До 2020 року мають бути запроваджені практики сталого управління та захисту морських та прибережних екосистем, аби уникнути значних негативних наслідків, а також вжити заходів щодо їх відновлення.

Взаємодія суспільства та океану є складовою глобальних процесів формування природно-антропогенної географічної оболонки. Перш за все це стосується кліматичної системи Землі та її складових. Проблема змін глобального клімату стоїть на Порядку денному XXI століття. Відповідна система моделювання та прогнозування є невід'ємною складовою глобального моделювання загалом. Поступове підвищення рівня Світового океану необхідно враховувати у плануванні сталого розвитку приморських ПАС. Проявом глобальних змін є зміни стану кріосфери та відповідних ландшафтів.

Загалом формування природно-антропогенної географічної оболонки торкається абсолютної більшості геосистем, екосистем, зокрема водних. Змінюється гідрологічний цикл і такі його складові, як стік. Вивчення цих процесів здійснює нова система гідрологічних досліджень, яку можна назвати антропогенною гідрологією або гідроекологією. Вона спрямована на досягнення цілей сталого розвитку.

## ЛІТЕРАТУРА

### Основна

1. Богословский Б.Б. Общая гидрология / Богословский Б.Б., Самохин А.А., Соколов Д.П. – Л. : Гидрометеоздат, 1984. – 422 с.
2. Винников С.Д. Гидрофизика / С.Д. Винников, Б.В. Проскуряков. – Л. : Гидрометеоздат, 1988. – 348 с.
3. Егоров Н.И. Физическая океанография / Н.И. Егоров. – Л. : Гидрометеоздат, 1974. – 455 с.
4. Жуков Л.А. Общая океанология / Л.А. Жуков. – Л. : Гидрометеоздат, 1976. – 376 с.
5. Загальна гідрологія : підручник / за ред. В.К. Хільчевського і О.Г. Ободовського. – К. : ВПЦ «Київський університет», 2008. – 399 с.
6. Михайлов В.Н. Гидрология : Учебник / Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. – Изд. 2-е, испр. – М. : Высшая школа, 2007. – 464 с.
7. Михайлов В.Н. Общая гидрология / В.Н. Михайлов, А.Д. Добровольский. – М. : Высшая школа, 1991. – 368 с.
8. Михайлов Л.Е. Гидрогеология / Л.Е. Михайлов. – Л. : Гидрометеоздат, 1985. – 263 с.
9. Чеботарев А.И. Общая гидрология / А.И. Чеботарев. – Л. : Гидрометеоздат, 1975. – 544 с.
10. Ющенко Ю.С. Геогідроморфологічні закономірності розвитку русел / Ю.С. Ющенко. – Чернівці : Рута, 2005. – 320 с.
11. Ющенко Ю.С. Загальна гідрологія : Навчальний посібник / [Ющенко Ю.С., Гринь Г.І., Масікевич Ю.Г., Моїсєєв В.Ф. та ін.]. – Чернівці : Зелена Буковина, 2005. – 368 с.

### Додаткова

12. Алексеевский Н.И. Гидрофизика : учебник для студентов вузов / Н.И. Алексеевский. – М. : Академия, 2006. – 176 с.
13. Барышников Н.Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм / Н.Б. Барышников. – Л. : Гидрометеоздат, 1984. – 280 с.
14. Бисвас А.К. Человек и вода. Из истории гидрологии / А.К. Бисвас. Пер. с англ. – Л. : Гидрометеоздат, 1975. – 288 с.
15. Виноградов Ю.Б. Современные проблемы гидрологии : учеб. пособие для студ. высш. учеб. заведений / Ю.Б. Виноградов,



Т.А. Виноградова. – М. : Издательский центр «Академия», 2008. – 320 с.

16. Владимиров А.М. Гидрологические расчеты : учебник для вузов / А.М. Владимиров. – С-Пб. : Гидрометеиздат, 1990. – 366 с.

17. Водна Рамкова Директива ЄС 2000/60/ЄС. Основні терміни та їх визначення. – К., 2006.

18. Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии : учебник / В.А. Всеволожский. – 2-е изд., перераб. и доп. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2007. – 448 с.

19. Глушков В.Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований / В.Г. Глушков. – М. : Изд-во АН СССР, 1961. – 416 с.

20. Голубев Г.Н. Гидрология ледников / Г.Н. Голубев. – Л. : Гидрометеиздат, 1976. – 248 с.

21. Гопченко Є.Д. Гідрологічні розрахунки : підручник для студентів ВНЗ / Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. – Одеса : ТЕС, 2014. – 483 с.

22. Дроздов О.А. Климатология : Учебник / [Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В. и др.] – Л. : Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.

23. Дубей Н.В. Гідрогеологія та інженерна геологія : підручник / Н.В. Дубей. – Івано-Франківськ : ІФНТУНГ «Факел», 2008. – 244 с.

24. Ежов Ю.А. Карст в земной коре : распространение и основные типы / Ю.А. Ежов, Г.П. Лысенин, В.Н. Андрейчук, Ю.В. Дублянский. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1992. – 76 с.

25. Знаменская Н.С. Гидравлическое моделирование русловых процессов / Н.С. Знаменская. – С.-Пб. : Гидрометеиздат, 1992. – 240 с.

26. Знаменская Н.С. Единые закономерности формирования речных русел. – С.-Пб. : НИИХ СПбГУ, 2002. – 61 с.

27. Карасев И.Ф. Русловые процессы при переброске стока / И.Ф. Карасев. – Л. : Гидрометеиздат, 1975. – 288 с.

28. Карасев И.Ф. Гидрометрия / Карасев И.Ф., Васильев А.В., Субботина Е.С. – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – 376 с.

29. Караушев А.В. Речная гидравлика / А.В. Караушев. – Л. : Гидрометеиздат, 1969. – 416 с.

30. Кароль И.Л. Введение в динамику климата Земли / И.Л. Кароль. – Л. : Гидрометеиздат, 1988. – 215 с.

31. Ковальчук І.П. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз / І.П. Ковальчук. – Львів : Інститут українознавства, 1997. – 440 с.
32. Кондратьев Н.Е. Основы гидроморфологической теории руслового процесса / Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снисченко Б.Ф. – Л. : Гидрометеиздат, 1982. – 272 с.
33. Котляков В.М. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / В.М. Котляков. – Том 2. Книга 1. – М. : ИГ РАН, 1997. – 264 с.
34. Котляков В.М. Мир снега и льда / В.М. Котляков. – М. : Наука, 1994. – 286 с.
35. Лосев К.С. Вода / К.С. Лосев. – Л. : Гидрометеиздат, 1989. – 272 с.
36. Лучшева А.А. Основы гидравлики и гидрометрии / А.А. Лучшева. – М. : Издательство «Недра», 1980. – 174 с.
37. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне / Н.И. Маккавеев. – М. : Изд-во АН СССР, 1955. – 343 с.
38. Маккавеев Н.И. Эрозионно-аккумулятивные процессы и рельеф русла реки / Н.И. Маккавеев // Избранные труды. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1998. – 285 с.
39. Николаєв А.М. Гідрологічний та гідрохімічний режим малих річок урбанізованої території : монографія / А.М. Николаєв. – Чернівці : Чернівецький нац. ун-т, 2016. – 156 с.
40. Ободовський О.Г. Руслові процеси : Навч. посіб. / О.Г. Ободовський; Київ. ун-т ім. Т. Шевченка. – К. : РВЦ «Київ. ун-т», 1998. – 134 с.
41. Осадчий В.І. Процеси формування хімічного складу поверхневих вод : монографія / В.І. Осадчий, Б.Й. Набиванець, П.М. Линник, Н.М. Осадча, Ю.Б. Набиванець; Держ. служба України з надзвичайних ситуацій, НАН України, Укр. гідрометеорол. ін-т. – К. : Ніка-Центр, 2013. – 239 с.
42. Рекомендации по прогнозу деформаций речных русел на участках размещения карьеров и в нижних бьефах гидроузлов. – Л. : Гидрометеиздат, 1988. – 128 с.
43. Руководство по изучению селевых потоков / под редакцией Ю.Б. Виноградова и Т.Л. Киренской. – Л. : Гидрометеиздат, 1976. – 144 с.

44. Соловей Т.В. Особливості формування і гідролого-гідрохімічний режим боліт в умовах постгліacialьних територій України і Польщі / Т.В. Соловей. – Чернівці : Чернівецький нац. ун-т, 2013. – 352 с.
45. Спицын И.П. Общая и речная гидравлика / И.П. Спицын, В.А. Соколова. – Л. : Гидрометеиздат, 1990. – 358 с.
46. Степаненко С.М. Динаміка та моделювання клімату : підруч. для студентів ВНЗ / С.М. Степаненко. – Одеса : Екологія, 2013. – 202 с.
47. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов Украины / В.М. Тимченко. – К. : Наукова думка, 2006. – 382 с.
48. Хільчевський В.К. Гідрохімія океанів і морів / В.К. Хільчевський. – К. : ВПЦ «Київ. ун-т», 2003. – 114 с.
49. Чалов Р.С. Русловедение : Теория, география, практика / Р.С. Чалов. – Том 1. Русловые процессы : факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. – М. : Изд-во ЛКИ, 2008. – 608 с.
50. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь / А.И. Чеботарев. – Л. : Гидрометеиздат, 1978. – 308 с.
51. Чугаев Р.Р. Гидравлика / Р.Р. Чугаев. – Л. : Энергия, 1975. – 600 с.
52. Ющенко Ю.С. Практикум з гідрології : навч. посібник / уклад. : Ющенко Ю.С., Паланичко О.В. – Чернівці : Чернівецький нац. ун-т, 2012. – 96 с.

## ЗМІСТ

Передмова .....	3
Вступ.....	5
<b>Частина I. НАУКА ПРО ВОДИ ЗЕМЛІ.....</b>	<b>8</b>
Розділ 1. ІСТОРІЯ ГІДРОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ .....	8
1.1. Розвиток знань про земні води в період до Нового часу .....	8
1.2. Розвиток океанології .....	9
1.3. Розвиток наук про поверхневі води суходолу .....	11
1.3.1. Розвиток наук про поверхневі водотоки суходолу .....	11
1.3.2. Розвиток наук про поверхневі водойми суходолу .....	13
1.3.3. Розвиток наук про болота .....	15
1.3.4. Розвиток наук про кріосферу Землі .....	16
1.4. Розвиток гідрогеології .....	18
1.5. Розвиток і структура гідрології.....	19
Розділ 2. ГІДРОЛОГІЧНІ ПОНЯТТЯ ТА ТЕРМІНИ .....	23
Розділ 3. ГІДРОСФЕРА ЗЕМЛІ.....	29
3.1. Історія розвитку гідросфери Землі.....	29
3.2. Основні параметри і властивості сучасної гідросфери .....	32
3.3. Водні об'єкти та водні геосистеми .....	38
Розділ 4. НАУКОВІ ОСНОВИ ТА МЕТОДИ ГІДРОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ .....	44
4.1. Історія розвитку та групи методів гідрологічних досліджень.....	44
4.2. Фізичні властивості води .....	54
4.2.1. Молекули та надмолекулярні структури води .....	54
4.2.2. Агрегатні стани та фазові переходи води .....	60
4.2.3. Густина води .....	64
4.2.4. Теплові властивості води .....	67
4.2.5. В'язкість води .....	70
4.2.6. Поверхневий натяг води і капілярні явища .....	73
4.2.7. Фізичні властивості льоду та снігу .....	78
4.3. Гідромеханіка і вивчення земних вод.....	82
4.3.1. Гідростатичний тиск і статика водних об'єктів .....	82
4.3.2. Види руху й опис потоків рідини .....	86

4.3.3.	Основні сили, що діють на природні води й енергія вод .....	90
4.3.4.	Рівняння нерозривності .....	94
4.3.5.	Рівняння Бернуллі .....	95
4.3.6.	Режими руху рідини .....	99
4.3.7.	Приклади ламінарного руху .....	105
4.3.8.	Рух поверхневих водотоків .....	108
4.3.9.	Спокійні, бурхливі та швидкісні потоки води .....	113
4.3.10.	Потоки води з домішками .....	119
4.3.11.	Течії у Світовому океані .....	120
4.3.12.	Хвилі у воді .....	129
4.3.13.	Стратифікація, стійкість та перемішування природних вод .....	141
4.4.	Хімічні властивості та склад природних вод .....	144
4.4.1.	Природні води як хімічний розчин .....	144
4.4.2.	Основні типи домішок у природних водах .....	148
4.4.3.	Гідрохімічна класифікація природних вод та зміни їх складу .....	154
4.4.4.	Забруднення та якість природних вод .....	156
4.5.	Основи гідробіології та екології вод .....	158
4.6.	Закони і теорія гідрології .....	162

**Частина II. ГІДРОЛОГІЯ ОСНОВНИХ ТИПІВ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ.....** 164

**Розділ 5. Гідрологія Світового океану.....** 164

5.1.	Загальні відомості про Світовий океан та історію його розвитку.....	164
5.2.	Основні геологічні та геоморфологічні процеси у Світовому океані .....	168
5.3.	Основні властивості морських вод .....	175
5.4.	Водний баланс і розподіл солоності морських вод .....	185
5.5.	Термічний режим вод Світового океану .....	189
5.6.	Методи опису й ідентифікації водних мас океану .....	193
5.7.	Морська крига.....	196
5.8.	Морські хвилі.....	201
5.9.	Припливи в океані .....	204
5.10.	Морські течії і динаміка океанічних вод.....	212
5.11.	Рівень океанів та морів .....	215
5.12.	Водні маси та природні пояси Світового океану.....	217
5.13.	Океан і біосфера .....	220
5.14.	Людина і океан .....	222

5.15. Моря України.....	224
Розділ 6. ГІДРОЛОГІЯ КРІОСФЕРИ ЗЕМЛІ.....	229
6.1. Загальні відомості про кріосферу Землі.....	229
6.2. Явища сезонного і багаторічного промерзання ґрунтів та порід.....	230
6.3. Сніговий покрив та лавини.....	235
6.4. Процеси утворення льодовиків.....	239
6.5. Рух льодовиків.....	241
6.6. Розповсюдження, основні типи та будова льодовиків.....	243
6.7. Баланс і режим льодовиків.....	247
6.8. Географічні явища та процеси, пов'язані з кріосферою Землі.....	250
Розділ 7. ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД.....	253
7.1. Загальні відомості про підземну гідросферу Землі та процеси її формування.....	253
7.2. Фізичні, водно-фізичні властивості гірських порід і види води в них.....	258
7.3. Рух підземних вод.....	264
7.4. Класифікації підземних вод.....	269
7.5. Води зони аерації.....	271
7.6. Ґрунтові води.....	273
7.7. Артезіанські води.....	276
7.8. Підземні води у тріщинуватих та закарстованих породах.....	280
7.9. Основні структури підземної гідросфери.....	281
7.10. Поняття про підземний стік та явища і процеси, пов'язані з підземними водами.....	284
Розділ 8. ГІДРОЛОГІЯ ПОВЕРХНЕВИХ ВОДОТОКІВ СУХОДОЛУ ..	289
8.1. Поняття та загальні відомості про поверхневі водотоки суходолу.....	289
8.2. Ерозійно-аккумулятивні процеси в межах схилів.....	295
8.2.1. Ерозія і первинні ерозійні форми рельєфу.....	295
8.2.2. Функціонування систем потік – русло ярів.....	298
8.3. Селеві процеси.....	300
8.3.1. Основні поняття та загальні відомості про селі.....	300
8.3.2. Основні властивості селів.....	303
8.4. Загальні відомості про річки, річкові системи, їх басейни.....	308
8.5. Водний режим річок.....	321

8.6.	Річкова система потік – русло .....	337
8.6.1.	Поняття про річкову систему потік – русло .....	337
8.6.2.	Рух річкових потоків .....	339
8.6.3.	Рух твердих домішок і річковий алювій .....	351
8.6.4.	Гідроморфологія річкових систем потік – русло .....	399
8.7.	Заплави поверхневих водотоків суходолу .....	416
8.8.	Вплив діяльності поверхневих водотоків на форми та структуру рельєфу суходолу .....	426
8.9.	Термічний режим річок .....	432
8.10.	Льодовий режим річок .....	434
8.11.	Гідрохімічний режим та особливості гідробіології річок .....	437
8.12.	Гирла річок .....	439
8.13.	Поверхневі водотоки суходолу, середовище, людина .....	444
Розділ 9. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР .....		452
9.1.	Загальні відомості про озера .....	452
9.2.	Улоговини, морфометрія і морфологія озер .....	454
9.3.	Термічний режим озер .....	459
9.4.	Льодовий режим озер .....	465
9.5.	Динаміка озер .....	467
9.6.	Водний режим озер .....	471
9.7.	Гідрохімічні та гідробіологічні особливості озер .....	476
9.8.	Донні відклади озер .....	479
9.9.	Озера, середовище, людина .....	481
Розділ 10. ГІДРОЛОГІЯ ВОДОСХОВИЩ .....		484
10.1.	Загальні відомості про водосховища та їх типи .....	484
10.2.	Характеристики водосховищ .....	486
10.3.	Водний режим і динаміка водосховищ .....	488
10.4.	Термічний і льодовий режими водосховищ .....	492
10.5.	Гідрохімічний, гідробіологічний та гідроекологічний режими водосховищ .....	493
10.6.	Морфологічний режим водосховищ та нижніх б'єфів гідровузлів .....	496
10.7.	Водні маси водосховищ .....	498
10.8.	Водосховища в системі взаємодії людини та природи .....	499
Розділ 11. ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ .....		502
11.1.	Загальні відомості про болота .....	502

11.2. Утворення та розвиток боліт .....	503
11.3. Будова, властивості та гідрологічний режим боліт .....	508
11.4. Болота, середовище, людина .....	513

**Частина III. ЗЕМНІ ВОДИ В СИСТЕМІ ГЛОБАЛЬНИХ ПРОЦЕСІВ..... 515**

**Розділ 12. ПРИРОДНІ ВОДИ У МЕХАНІЗМАХ КЛІМАТУ ..... 516**

12.1. Природні води і кліматична система Землі.....	516
12.2. Стік води із суходолу .....	525
12.2.1. Основні відомості про стік.....	525
12.2.2. Чинники формування стоку води.....	526
12.2.3. Облік стоку та розрахунок його характеристик.....	527
12.2.4. Основні процеси формування стоку .....	529
12.2.5. Коливання стоку .....	545

**Розділ 13. ЗЕМНІ ВОДИ І ЛІТОСФЕРА ..... 548**

**Розділ 14. ЗЕМНІ ВОДИ В СИСТЕМІ ГЕОХІМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ... 554**

**Частина IV. ЗЕМНІ ВОДИ В УМОВАХ БІОГЕННОЇ ТА АНТРОПОГЕННОЇ СТАДІЙ ГЕОЕВОЛЮЦІЇ..... 558**

**Розділ 15. БІОГЕННА СТАДІЯ ФУНКЦІОНУВАННЯ ЗЕМНИХ ВОД..... 561**

**Розділ 16. АНТРОПОГЕННА СТАДІЯ ФУНКЦІОНУВАННЯ ЗЕМНИХ ВОД ..... 569**

**Література..... 583**



Навчальне видання

*Юрій Сергійович Ющенко*

## **ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ**

**Підручник**

Комп'ютерний набір і верстка *Н.В. Кураєва, Л.В. Майданська*

Літературний редактор *О.В. Колодій*

Технічний редактор *Г.К. Чорасва*

Підписано до друку 03.04.2017. Формат 60x84/16.

Папір офсетний. Друк різнографічний. Умов.-друк. арк. 32,4.

Обл.-вид. арк. 34,8. Тираж 100. Зам. Н-007.

Видавництво та друкарня Чернівецького національного університету.

58002, Чернівці, вул. Коцюбинського, 2.

e-mail: [ruta@chnu.edu.ua](mailto:ruta@chnu.edu.ua)

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 891 від 08.04.2002.