

## ЛЕКЦІЯ № 1

### Тема. Фізичні характеристики та властивості рідини.

Ідеальна рідина – це рідина, в якій відсутні сили в'язкості. Вона є абсолютно нестискаємою та нерозширюємою, частки її абсолютно рухомі. При русі ідеальної рідини не виникають сили тертя між шарами, не виникає дотична напруга між шарами.

Реальна рідина – володіє силами в'язкості та рядом інших властивостей, що відрізняються від ідеальної рідини.

Розрізняють рідини крапельні (вода, нафта, бензин, ртуть і т. п.) та газоподібні (гази). Перші мало змінюють свій об'єм при зміні температури та тиску, зміна ж об'єму газоподібних рідин в залежності від зміни температури та тиску достатньо велика.

Крапельні рідини не розповсюджуються по всьому наданому їм об'єму як гази, вони відрізняються тим, що можуть мати вільну поверхню, що межує з газоподібним середовищем, вони малостискаємі. Крапельна рідина легко рухома, володіє текучістю, вона приймає форму посудини, в яку налита. В крапельних рідинах і газах будь-яка зміна тиску розповсюджується за всіма напрямками з однією й тією ж швидкістю.

Текучість. Властивість рідини заповнювати об'єм судини, в якій вона знаходиться.

Питома вага. Питоною вагою однорідної рідини називається вага одиниці об'єму цієї рідини:

$$\gamma = \frac{G}{W}, \text{ Н/м}^3 \text{ (кгс/м}^3\text{)}$$

Різні рідини відрізняються й різними величинами питомої ваги.

Питома вага *дистильованої води* за температури  $t = 4^\circ\text{C}$ :

$$\gamma = 9807 \text{ Н/м}^3 = 1000 \text{ кгс/м}^3,$$

*морської води*  $\gamma \approx 10000 \div 10100 \text{ Н/м}^3$ ;

*бензину*  $\gamma \approx 730 \div 760 \text{ кгс/м}^3$ ;

*ртуті*  $\gamma = 13300 \text{ кгс/м}^3$

Окрім питомої ваги застосовується поняття відносної питомої ваги  $\delta$   $\gamma$ , рівне відношенню ваги будь-якого тіла (рідини) до ваги такого ж об'єму дистильованої води за температури  $4^\circ\text{C}$ . Відносна питома вага – величина безрозмірна.

Щільність рідини – відношення маси рідини  $M$  до її об'єму  $W$ :

$$\rho = \frac{M}{W}, \text{ кг/м}^3 \text{ (кгс}\cdot\text{сек}^2/\text{м}^4\text{)}$$

Рідина називається однорідною, якщо її щільність в усіх крапках одна і таж.

Питома вага  $\gamma$  і щільність  $\rho$  пов'язані між собою наступним чином:

$$\gamma = \frac{G}{W} = \frac{M}{W} \cdot q = \rho \cdot q$$

$$\text{або } \rho = \frac{\gamma}{q}, \text{ де}$$

$q$  – прискорення вільного падіння,  $q = 9,81 \text{ м/сек}^2$ .

Для води

$$\rho = \frac{9810}{9,81} = 10000 \text{ Н}\cdot\text{сек}^2/\text{м}^4 = 1000 \text{ кг/м}^3$$

Щільність води в залежності від температури також, як і питома вага, змінюється незначно.

Стискаємість рідини характеризується коефіцієнтом об'ємного стискання  $\beta_c$ . Він дорівнює відносній зміні об'єму рідини, який приходить на одиницю зміни тиску, тобто

$$\beta_c = - \frac{\frac{\Delta W}{W}}{\Delta p} = - \frac{1}{\Delta p} \cdot \frac{\Delta W}{W}, \quad \text{м}^2/\text{Н} \text{ (м}^2/\text{кгс)},$$

де  $W$  – початковий об'єм рідини за атмосферного тиску;  $\Delta W$  – зменшення об'єму рідини при збільшенні тиску на  $\Delta p$ .

В'язкість рідини володіє властивостями здійснювати опір дотичним зусиллям, що прагнуть зрушити одні частки рідини по відношенню до інших. Ця властивість називається в'язкістю. Проявляється В'язкість у тому, що під час переміщення одних шарів рідини по відношенню до поряд розташованих шарів між шарами виникають сили внутрішнього тертя. У результаті дії тертя шар рідини, який рухається більш швидко, залучає ар рідини, що рухається повільніше, і навпаки.

В'язкість проявляється для більшості рідин тільки при русі.

Ньютоном була запропонована залежність:

$$\tau = \frac{T}{\omega} = \pm \mu \frac{\Delta u}{\Delta y}, \quad \text{де}$$

$T$  – сила внутрішнього тертя;

$\omega$  - площа дотику шарів;

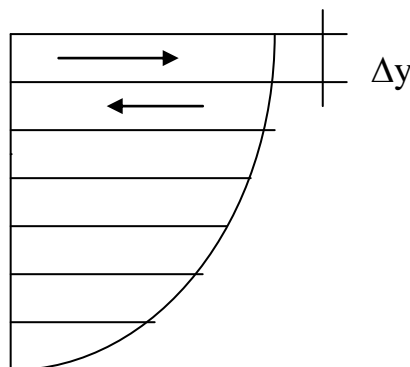
$\mu$  - коефіцієнт динамічної в'язкості, який характеризує дану рідину;

$\Delta \omega$  – різниця швидкостей двох шарів, що стикаються;

$\Delta y$  – відстань між шарами за нормами до напрямку руху;

$\frac{\Delta u}{\Delta y}$  - градієнт швидкості, тобто прирощення швидкості на одиницю довжини

(може бути і від'ємним).



В'язкість рідини залежить від температури. Динамічну в'язкість  $\mu$  можна роздивлятися як силу внутрішнього тертя, яка приходить на одиницю поверхні дотику двох рухомих шарів рідини при градієнті швидкості, рівному одиниці.

$$\mu = \frac{\tau}{\frac{\Delta u}{\Delta y}}, \quad \text{Па/сек, кгс} \cdot \text{сек/м}^2$$

Динамічна в'язкість  $\mu$  для більшості рідин не залежить від градієнту швидкості і практично не залежить від тиску.

Кінематичною в'язкістю називається відношення динамічної в'язкості до щільності рідини:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho}, \text{ м}^2/\text{сек (см}^2/\text{сек)}$$

Величина  $1 \text{ см}^2/\text{сек}$  називається стоксом (Ст). При підвищенні температури кінематична в'язкість води знижується, при чому достатньо суттєво.

Поверхневий натяг. Частки рідини, що знаходяться на вільній поверхні рідини на межі з газоподібним середовищем, знаходяться під впливом сил взаємного притягання. Внаслідок цього вся вільна поверхня рідини знаходиться у стані рівномірного поверхневого натягу  $\sigma$ . Поверхневий натяг залежить від температури, зменшуючись з її зростанням.

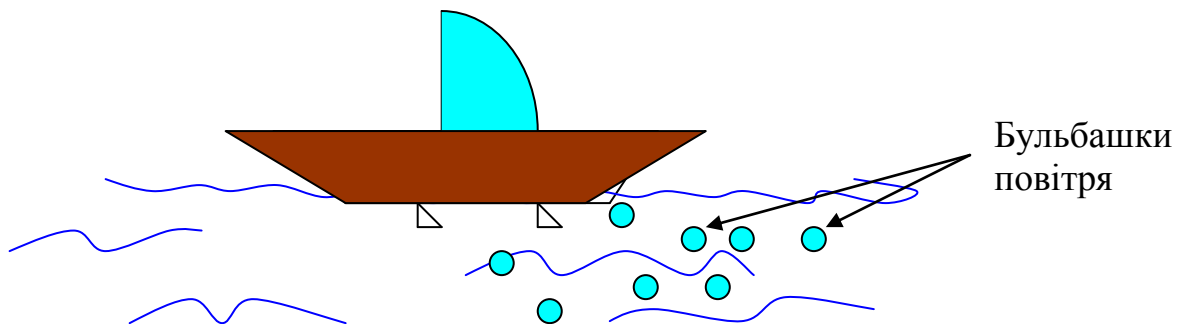
В трубах малого діаметру спостерігається здіймання та опускання рідини. Здатність рідини здійматись та опускатись в трубах малого діаметру під впливом сил поверхневого натягу називається капілярністю.

Висота  $h$  підняття води у скляній трубочці діаметром  $d$  мм за температури  $20^\circ\text{C}$  визначається за формулою:

$$h = \frac{30}{d}, \text{ мм}$$

Висота капілярного здіймання або опускання враховується при вивченні руху води при фільтрації підземних вод.

Кавітація. Явище виділення повітря з рухомої рідини за зміни тиску називається кавітацією.



### **Рисунок. Явище кавітації**

#### Коефіцієнт температурного розширення.

Щільність води залежить від температури. Мінералізації, тиску, кількості зважених часток, розчинених газів. При переході води в стан льоду або снігу щільність стрибкоподібно змінюється у бік зменшення. Зміна щільності води має суттєвий вплив на режим водоймищ, викликаючи конвективні токи та течії, прагнучи вирівняти нерівномірність, яка виникає через зміни щільності.

### **Основні фізичні властивості води, снігу та льоду**

Під щільністю води  $\rho$  розуміється відношення її маси до об'єму:

$$\rho = \frac{m}{V}, \text{ г/см}^3$$

За одиницю щільності прийнята щільність дистильованої води за температури  $4^\circ\text{C}$ .

Щільність води залежить від її температури, мінералізації, тиску, кількості зважених часток і розчинених газів. З підвищенням температури щільність усіх рідин, як правило, знижується.

При переході води з рідинного стану в тверде (лід) щільність різко, стрибкоподібно змінюється приблизно на 9 %.

Наприклад: дистильована вода  $\rho = 0,99987$  за  $t = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а щільність льоду за температури  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  дорівнює  $0,9167$ . Зі зниженням температури щільність чистого льоду декілька зростає і за температури  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  досягає  $0,92$ .

Своєрідний режим зміни щільності води у зв'язку зі зміною температури має колосальне значення в природі. Завдяки цьому природні водоймища за від'ємних температур повітря взимку навіть у суворих умовах клімату не промерзають до дна. При цьому під льодяним покривом залишається рідка вода, яка утримує лід на плаву, так як він має меншу питому вагу.

Зміна щільності води має суттєвий вплив на режим водоймищ, викликаючи конвективні токи та течію, що прагнуть врівноважити нерівномірність, яка виникла у розподілі щільності.

Щільність снігу  $\rho_c$  у гідрометеорології виражається у вигляді відношення ваги снігу до ваги води, взятих в рівних об'ємах, або відношення ваги снігу  $P$  в грамах до його об'єму  $W$  в кубічних сантиметрах:

$$\rho_c = \frac{P}{W}$$

Шар води  $h_e$ , який міститься у снізі, виражається як добуток висоти снігу  $h_c$  на його щільність  $\rho_c$ , тобто  $h_e = \rho_c \cdot h_c$ .

Зі щільністю снігу безпосередньо пов'язані пористість, теплопровідність, водоутримуюча здатність, твердість та інші механічні та водно-фізичні властивості снігового покриву. Щільність снігу коливається у межах від  $0,01\text{ г/см}^3$  - при свіжовипавшому снізі, при безвітрі та низькій температурі – до  $0,7\text{ г/см}^3$  - при сильно змоченому та змерзлому.

### **Питома теплота пароутворення води та плавлення снігу та льоду**

Питома теплотою пароутворення  $L$  називається кількість тепла, необхідна для переводу  $1\text{ г}$  води з рідкого стану у пароподібне без зміни температури за нормального атмосферного тиску.

Прихована теплота випарення води за 0 °С дорівнює 597 кал/г, за температури 100 °С – 539 кал/г. При переході водяного пару в рідку воду виділяється така ж кількість тепла. Теплота, яка витрачається на перевод рідини в пар, складається з двох частин:

$$L = L_1 + L_2, \text{ де}$$

$L_1$  - тепло, що витрачається на здолаття міжмолекулярних сил зціплення;

$L_2$  - тепло, яке витрачається на збільшення об'єму, займає мого одиницею маси речовини.

Питомою теплотою плавління  $L_{пл}$  називається кількість тепла, поглиненого при переході 1 г снігу або льоду в рідку воду тієї ж температури. Ця ж кількість тепла виділяється під час замерзання 1 г води. Питома теплота плавління чистого льоду дорівнює 79,9 кал/г за 0 °С та нормального атмосферного тиску.

#### Теплоємність та теплопровідність

Кількість тепла, необхідна для нагрівання 1 г води на 1 °С, називається питомою теплоємністю (кал/г•град).

Вода характеризується найбільшою теплоємністю у порівнянні з іншими рідинами та твердими речовинами, за виключенням водню та аміаку.

Завдяки великій теплоємності води добові та сезонні зміни її температури є менш значними, ніж зміни температури повітря, питома теплоємність якого в 4 рази менша, ніж теплоємність води.

Передача тепла шляхом молекулярної теплопровідності складається в тому, що підвищення коливання молекул у більш нагрітих шарах поступово передається молекулам суміжних шарів і таким чином енергія теплового руху поступово передається від шару до шару. В результаті виникає потік тепла від більш нагрітих шарів до шарів з більш низькою температурою. Аналітично цей процес виражається залежністю:

$$Q = -\lambda \frac{dt}{dz}, \text{ де}$$

$Q$  – потік тепла (кал) в одиницю часу (1 секунду) крізь одиницю площі (1 см<sup>2</sup>);

$\lambda$  – коефіцієнт теплопровідності;

$\frac{dt}{dz}$  - вертикальний градієнт температури.

При  $\frac{dt}{dz} = -1$   $Q = \lambda$ , тобто коефіцієнт теплопровідності уявляє собою потік тепла, який проходить в 1 секунду крізь площу в  $1 \text{ см}^2$  при зміні температури на  $1^\circ \text{C}$  в шарі товщиною 1 см.

### Поглинання та розсіювання водою (снігом, льодом) сонячної енергії

Сонячна енергія, яка поступає до поверхні води (снігу, льоду), частково проникає в воду та поглинається нею, частково віддзеркалюється. Поглинена промениста енергія перетворюється в теплову.

Кількість віддзеркалюємої від поверхні води прямої сонячної радіації залежить від кута падіння променів або висоти стояння Сонця; віддзеркалення розсіяної радіації від висоти Сонця не залежить і протікає за іншими законами. Відношення віддзеркаленої сонячної енергії до потрапляючої має назву коефіцієнта віддзеркалення, або альbedo. При великих висотах Сонця, порядку  $30 - 80^\circ$ , від гладкої поверхні віддзеркалюється тільки  $6 - 12\%$  енергії; зі зменшенням висоти Сонця кількість віддзеркаленої енергії швидко зростає і вже при куті  $15^\circ$  складає  $21,5\%$ , при  $10^\circ - 35\%$ , а при  $1^\circ$  від поверхні віддзеркалюється  $90\%$  падаючої на неї прямої сонячної радіації.

Віддзеркалюючи здатність снігу та льоду окрім висоти Сонця залежить від їх структури, ступеню забрудненості та ін.

В середньому для Європейської частини території України та Росії альbedo снігового покриву для свіжовипавшого сухого снігу складає  $0,82$ , а для мокрого  $0,5$ .

Коефіцієнт відбиття в період танення снігу швидко змінюється від  $0,7 - 0,82$  на початку до  $0,3$  під час закінчення танення снігу. Він закономірно зменшується зі зменшенням висоти снігу та стрибкоподібно зростає при кожному новому снігопаді. Найбільш швидко коефіцієнт відбиття зменшується зі зменшенням висоти при невеликій товщині снігового покриву (до  $10 \text{ см}$ ), повільніше – при висоті від  $10$  до  $30 \text{ см}$ , та залишається практично незмінним при висоті  $40 - 50 \text{ см}$ .

Розсіювання світла виникає як всередині самої водної маси, так і під впливом зважених в ній часток. Якщо діаметр розсіюючої часток менше довжини хвилі, то коефіцієнт розсіювання зворотно пропорційний довжині хвилі у четвертому ступені:

$$k = \frac{a}{\lambda^4},$$

де  $a$  – модуль розсіювання, який залежить від показника переломлення речовини та від кількості часток цієї речовини в  $1 \text{ см}^3$ ;

$\lambda$  – довжина хвилі.

Сукупною дією поглинання та розсіювання пояснюється колір води природних водоймищ. Внаслідок того, що фіолетові і сині промені поглинаються в меншій мірі, ніж червоні, і в більшій мірі розсіюються, колір води відрізняється синюватим та синьо-зеленуватим відтінком.

## ЛЕКЦІЯ № 2

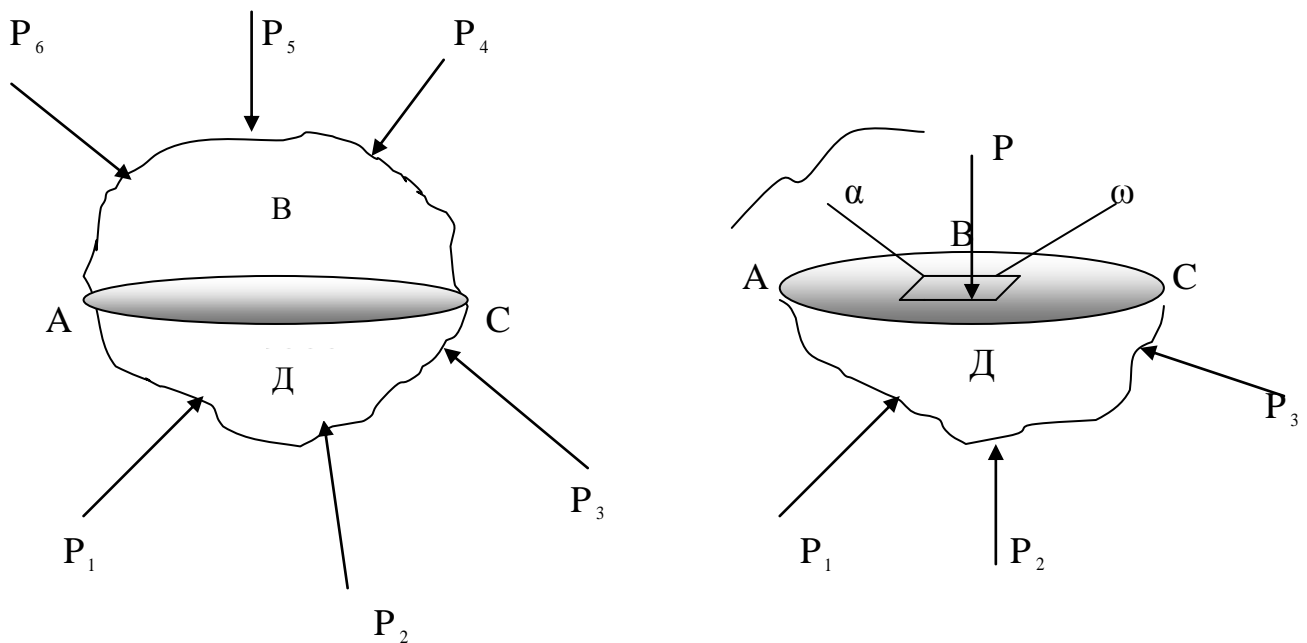
### Гідростатика. Гідростатичний тиск та його властивості

#### План лекції

1. Гідростатичний тиск та його властивості
2. Диференційні рівняння рівноваги та їх інтегрування
3. Головне рівняння гідростатики
4. Прилади для виміру тиску

#### 1. Гідростатичний тиск та його властивості

Основним поняттям гідростатики є поняття гідростатичного тиску. Для пояснення цього поняття розглянемо деякий об'єм рідини, який знаходиться у стані спокою під дією сил  $P_1, P_2, P_3$  і т. д.



Якщо цей об'єм рідини уявно розсікти деякою площиною ABCD та відкинути верхню частину, то для збереження рівноваги нижньої частини необхідно у точках утвореної площини прикласти сили, дія яких була б еквівалентною дії відкинutoї частини рідини на нижню. Оберемо в площині ABCD площадку  $\omega$  біля точки  $\alpha$ . Всередині цієї площадки прикладемо силу  $P$  – рівнодіючу усіх відкинутих сил. Тоді відношення  $\frac{P}{\omega}$  уявляє собою середню силу тиску на площадку  $\omega$  або середній гідростатичний тиск. При зменшенні площадки  $\omega$  до нуля, відношення  $\frac{P}{\omega}$  буде прагнути до деякої межі, яка уявляє собою  $P$  – гідростатичний тиск у даній точці:

$$p = \lim_{\omega \rightarrow 0} \left( \frac{P}{\omega} \right),$$

де  $P$  – сумарна сила тиску на площадку.

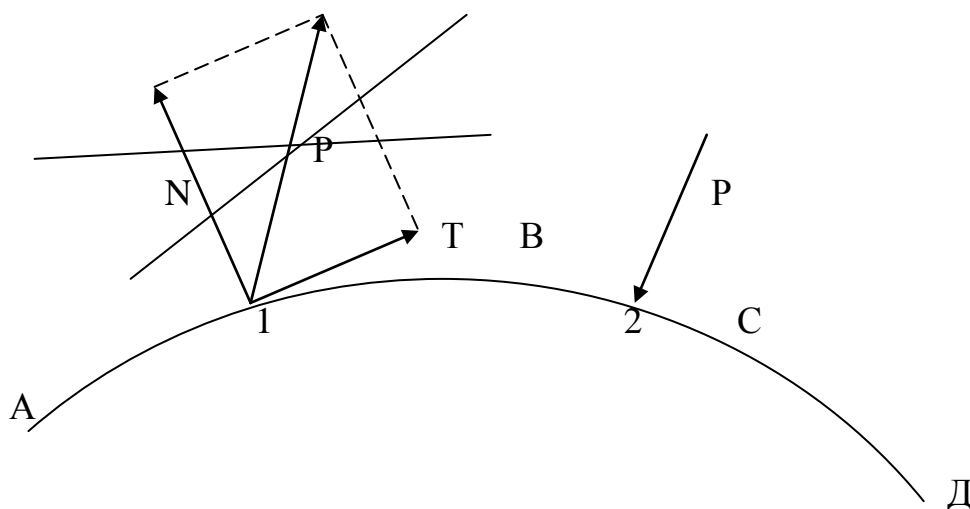
У гідравліці звичайно силу  $P$  називають загальною або сумарною силою тиску на площадку, відношення  $\frac{P}{\omega}$  називають середнім гідростатичним тиском на дану площадку, і, нарешті, межу відношення –  $p$  називають гідростатичним тиском у даній точці.

Розмірність гідростатичного тиску –  $\text{кгс/м}^2$  у системі МКГСС, та  $\text{Н/м}^2$  або  $\text{кг/м} \cdot \text{сек}^2$  в системі СИ.

Гідростатичний тиск володіє характерними властивостями:

а) **Гідростатичний тиск є нормальним до площадки, яка його сприймає, і спрямований всередину об'єму рідини.**

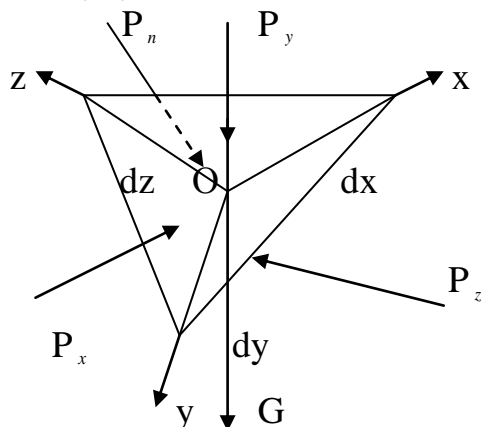
Для доведення цієї властивості розглянемо силу  $P$ , діючу на криволінійну поверхню АВСД деякого об'єму рідини в точці 1.



Цю силу завжди можна розкласти на дві сили: дотичну до поверхні –  $T$  та нормальну до поверхні –  $N$ . Так як рідина не чинить опору дотичним та розтягуючим зусиллям, то за наявності сил  $T$  та  $N$  частки рідини почали б рухатись, що протирічить умові знаходження рідини у спокої. Тому сили  $T$  та  $N$  повинні дорівнювати нулю. А сила гідростатичного тиску може бути спрямована лише всередину об'єму рідини і лише за нормаллю, як це показано у точці 2.

б) **Гідростатичний тиск у будь-якій точці рідини не залежить від орієнтування площадки, на яку він діє, тобто гідростатичний тиск є однаковим в усіх напрямках.**

Для доведення цієї властивості розглянемо умови рівноваги деякого об'єму рідини. Для цього обираємо в точці  $O$  об'єму рідини прямокутну систему координат та на її осях побудуємо нескінченно малий тетраедр ( $OABC$ ) з ребрами  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$ .



Гідростатичні тиски на гранях позначимо:

$P_x$  - на грані АОВ

$P_y$  - на грані ВОС

$P_z$  - на грані АОС

$P_n$  - на грані АВС

Площі цих граней відповідно будуть:

$$\omega_x = \frac{1}{2} dy dz$$



в) Гідростатичний тиск в даній точці залежить від координат точки в об'ємі рідини та щільності  $P = P(x, y, z, \rho)$

## 2. Диференційні рівняння рівноваги та їх інтегрування

### а) Диференційні рівняння рівноваги рідини

були

$$X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = 0$$

$$Y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = 0$$

$$Z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = 0$$

Ці рівняння вперше

виведені членом

Російської Академії

наук Леонардом

Ейлером у 1755 р.

Тому вони називаються рівняннями Ейлера.

### б) Інтегрування диференційних рівнянь рівноваги

Помножуючи рівняння рівноваги відповідно на  $dx$ ,  $dy$  та  $dz$  та додаючи їх, знайдемо:

$$Xdx + Ydy + Zdz = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial P}{\partial x} dx + \frac{\partial P}{\partial y} dy + \frac{\partial P}{\partial z} dz \right), \quad (1)$$

Так як  $P = f(x, y, z)$ , то права частина даного рівняння є повний диференціал тиску:

$$dp = \frac{\partial P}{\partial x} dx + \frac{\partial P}{\partial y} dy + \frac{\partial P}{\partial z} dz, \quad (2)$$

а слідовно

$$dp = \rho(Xdx + Ydy + Zdz) \quad (3)$$

при  $\rho = \text{const}$  права частина рівняння (3) також повинна бути повним диференціалом деякої силової функції  $\Pi = f(x, y, z)$ , частні похідні якої за координатами  $x, y, z$  повинні дорівнювати:

$$\frac{\partial \Pi}{\partial x} = X, \quad \frac{\partial \Pi}{\partial y} = Y, \quad \frac{\partial \Pi}{\partial z} = Z \quad (4)$$

Силовa функція в цьому випадку називається потенціалом сил або просто потенціальною функцією.

Умова (4) показує, що для того, щоб рідина була у рівновазі, необхідно, щоб сили, діючі на рідину, мали потенціал.

Рівняння (3) можна записати у наступному вигляді:

$$dp = \rho \left( \frac{\partial \Pi}{\partial x} dx + \frac{\partial \Pi}{\partial y} dy + \frac{\partial \Pi}{\partial z} dz \right) \quad (5)$$

$$\text{або } dp = \rho d\Pi \quad (6)$$

Інтегруючи рівняння (6), отримуємо:

$$p = \rho \Pi + c \quad (7)$$

## 3. Основні рівняння гідростатики

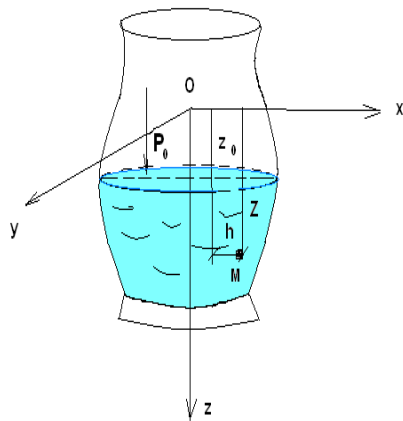
Нагадаємо, що  $dp = \rho(Xdx + Ydy + Zdz)$ .

Розглянемо найбільш розповсюджений випадок рівноваги рідини, поміщеної в судину U, яка знаходиться під впливом лише сил тяжіння і тиску на вільній поверхні  $P_0$ .

Координатні осі розташуємо так, щоб площина XOY була горизонтальною, а ось Z спрямована вниз.

Оберемо деяку одиничну масу, яка знаходиться в точці M з координатою Z.

Тоді кожна одиниця маси рідини буде знаходитись під дією сил тяжіння + 1 g, а складові прискорення будуть дорівнювати:



$$X = 0; Y = 0; Z = g$$

Підставляючи ці значення в рівняння (3) отримаємо:

$$dp = \rho g dz, \text{ але } \rho g = \gamma \quad (8)$$

$$\text{та } dp - \gamma dz = 0 \quad (9)$$

Про інтегрувавши рівняння (9), отримаємо:

$$p - \gamma z = \text{const} \quad (10)$$

Постійну інтегрування знайдемо з умови, що для точки, яка лежить на вільній поверхні  $z = z_0$  та  $p = p_0$ , тобто згідно (10)

$$p_0 - \gamma z_0 = \text{const} \quad (11)$$

Підставляючи значення **const** у рівняння (10) отримаємо:

$$p - \gamma z = p_0 - \gamma z_0 \rightarrow$$

$$\text{або } p = p_0 + \gamma(z - z_0)$$

З малюнку бачимо, що

$$z - z_0 = h, \text{ тому}$$

$$p = p_0 + \gamma h \quad (12)$$

Це рівняння називають основним рівнянням гідростатики, а  $p$  – абсолютним або повним гідростатичним тиском.

Таким чином, величина абсолютного гідростатичного тиску у деякій точці, понуреній на глибину h, дорівнює сумі тиску на поверхні рідини  $p_0$  та тиску від ваги стовпа рідини, площа основи якого дорівнює одиниці, а висота – глибині занурення розглядаємої точки.

Крім того, головне рівняння гідростатики показує, що зовнішній тиск  $p_0$ , якому підпадає поверхня рідини, передається в усі боки розглядаємого об'єму рідини з однаковою силою (Закон Паскаля).

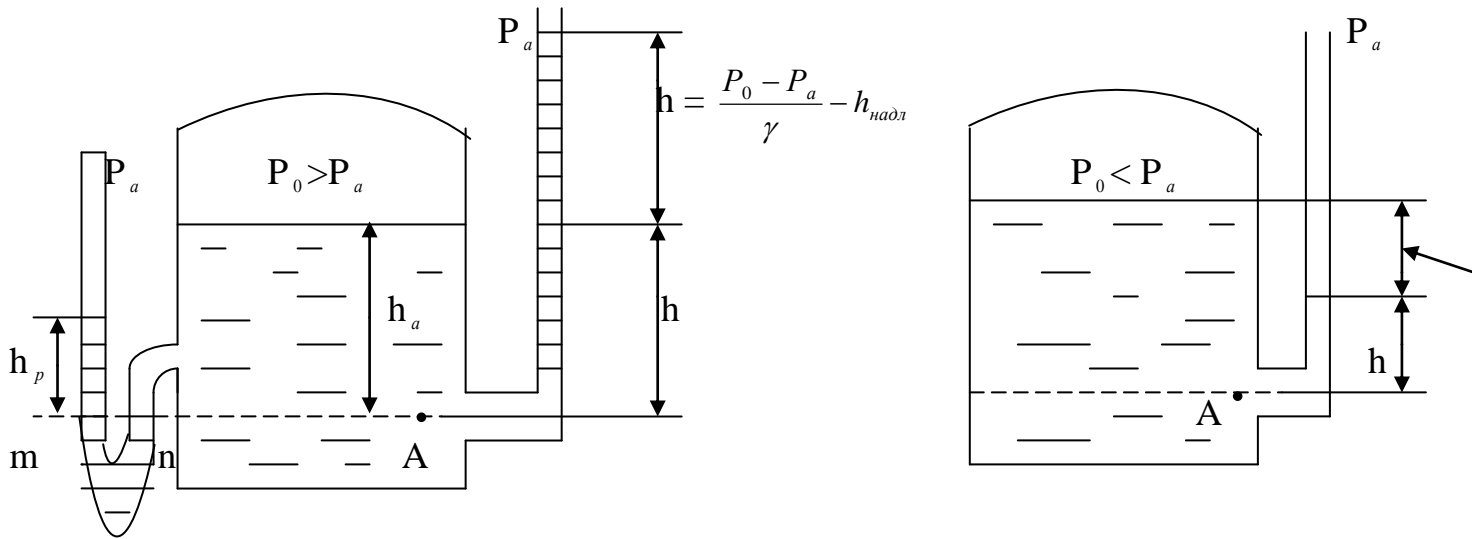
Тиск можна відліковувати від абсолютного нуля як різницю з оточуючим нас атмосферним тиском.

Розрізняють надлишковий (манометричний) тиск  $P_{\text{надл}}$  - надлишок тиску над атмосферним, та вакууметричний  $P_{\text{вак}}$  - нестача тиску до атмосферного.

Зі сказаного витікає, що абсолютний тиск відрізняється від надлишкового та вакууметричного на величину атмосферного тиску:

$$P_{\text{надл}} = P - P_a = P_0 + \gamma h - P_a$$

$$P_{\text{вак}} = P_a - P = P_a - P_0 - \gamma h$$



$$h_{\text{вак}} = \frac{P_a - P_0}{\gamma}$$

Якщо на поверхні рідини у відкритому резервуарі діє атмосферний тиск, то надлишковий тиск на глибині  $h$

$$P_{\text{надл}} = P - P_a = \gamma h$$

$$P_{\text{надл}} / \gamma = \frac{(P - P_a)}{\gamma} = h$$

Глибина  $h$ , яка має розмірність довжини, називається п'єзометричною висотою та є мірою надлишкового гідростатичного тиску. Інакше кажучи, тиск стовпа рідини висотою  $h$  еквівалентний надлишковому тиску  $P_{\text{надл}} = \frac{(P - P_a)}{\gamma}$ .

Надлишковий тиск та вакуум можна вимірити за допомогою таких трубок, які називають відповідно п'єзометрами та вакуумметрами. Верхній кінець п'єзометра відкритий у атмосферу, а нижній приєднується до резервуару. Тоді висота стовпа рідини у п'єзометрі  $h$  визначає значення надлишкового тиску в точці А.

Аналогічно перепад рівней у резервуарі та вакууметрі характеризує значення вакууметричного тиску над рівнем рідини у герметично закритій ємності.

Діаметр п'єзометрів та вакууметрів приймають не менш 8 – 10 мм. Існують ртутні манометри та трубчаті манометри.

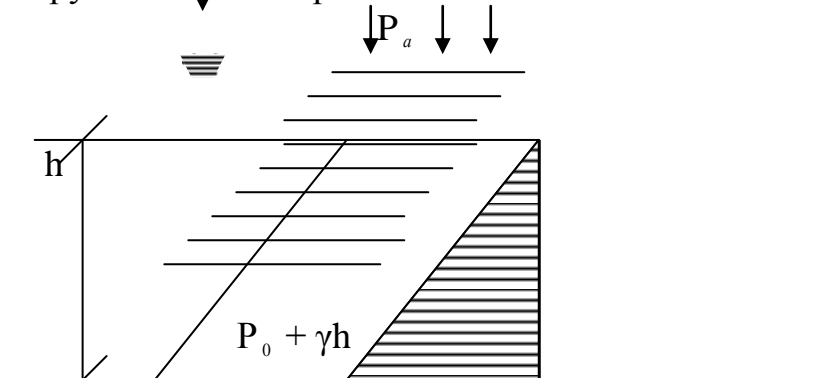


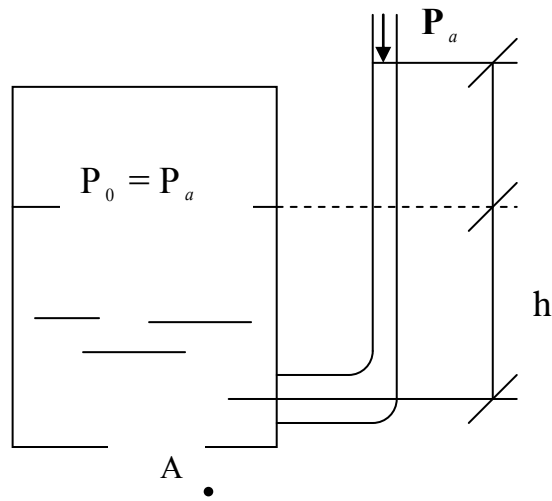
Рисунок. Епюри тиску на плоскі поверхні

#### 4. Прилади для вимірювання надлишкового тиску

а) п'єзометри – це найпростіший вимірювач тиску діаметром 10 – 15 мм.

поверхні

тиск



Нехай у відкритому кінці на вільній

$P_0 = P_a$ , тоді повний

$$P_a = \gamma h + p_a$$

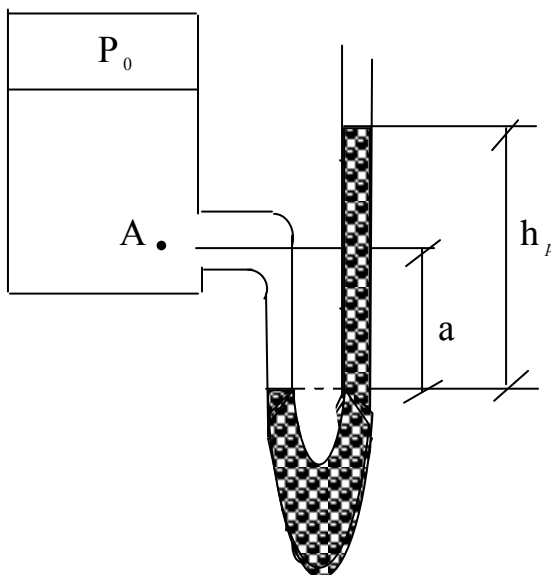
$$p_m = P_a - p_a$$

$$p_m = (\gamma h + p_a) - p_a = \gamma h$$

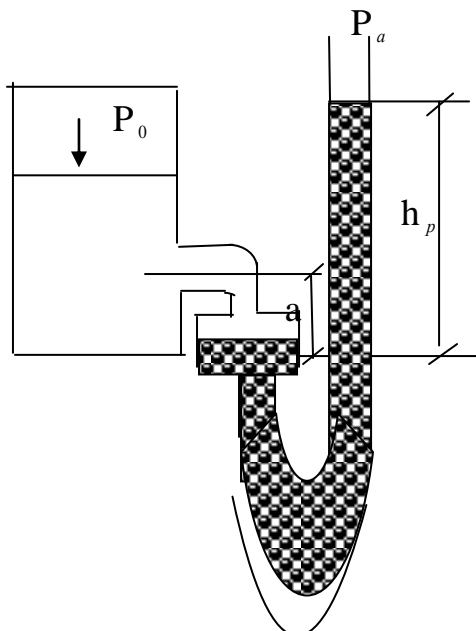
Приєднаємо на рівні точки А до резервуару тонку скляну трубку з відкритим кінцем

$$h = \frac{P_m}{\gamma} \text{ б) манометри}$$

**1. Рідинні (ртутні) –** слугують для вимірювання різниці між повним та атмосферним тиском. Манометри застосовуються там, де через великий тиск не можна застосовувати п'єзометри. Ртутні манометри – до 3 кгс/см.

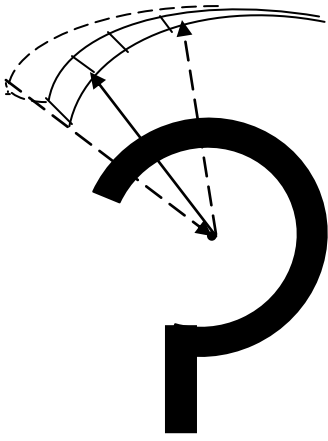


$$P_A = P_{at} + \gamma_{pm} h_p - \gamma a$$

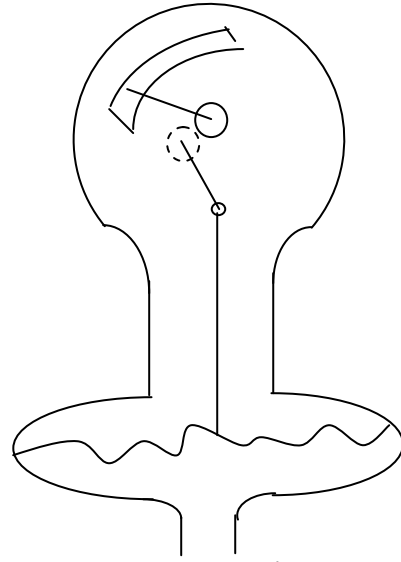


$$P_A = P_{at} + \gamma_{pm} h_p \pm \gamma a$$

## 2. Механічні



трубчаті



пружинні

## ЛЕКЦІЯ № 4

### Основи гідродинаміки. Методи вивчення руху рідини. Елементи потоку.

#### 1. Задачі гідродинаміки. Рух частки рідини

Гідродинаміка вивчає закони руху рідини. Вивчати рух рідини досить складно. Це пояснюється передусім самою природою рідини і особливо складністю урахування сил тертя, які мають суттєвий вплив на її рух.

Під час вивчення законів руху важливо встановити різницю двох понять: точка простору та частка рідини.

**Точка простору** - це геометричний образ, який не має розмірів; розташування точки визначається координатами  $x, y, z$ .

**Частка рідини** - це фізичний образ, який уявляється як нескінченно мала маса рідини, яка займає нескінченно малий об'єм. Швидкість руху частки рідини, а також тиск в ній  $p$ , у кожний момент часу не буде визначатись положенням її в потоці, тобто координатами  $x, y, z$  та часом  $t$ .

Задачею гідродинаміки є встановлення залежностей для основних факторів руху рідини. Зовнішні сили, які впливають на рідину, звичайно заздалегідь відомі. Тому шуканими є тиск в точках простору та як наслідок швидкість руху частки рідини.

Позначимо повну швидкість руху рідини  $V$ , а її складові за осями координат -  $V_x, V_y, V_z$ .

Таким чином вирішення гідродинамічної задачі зводиться до визначення

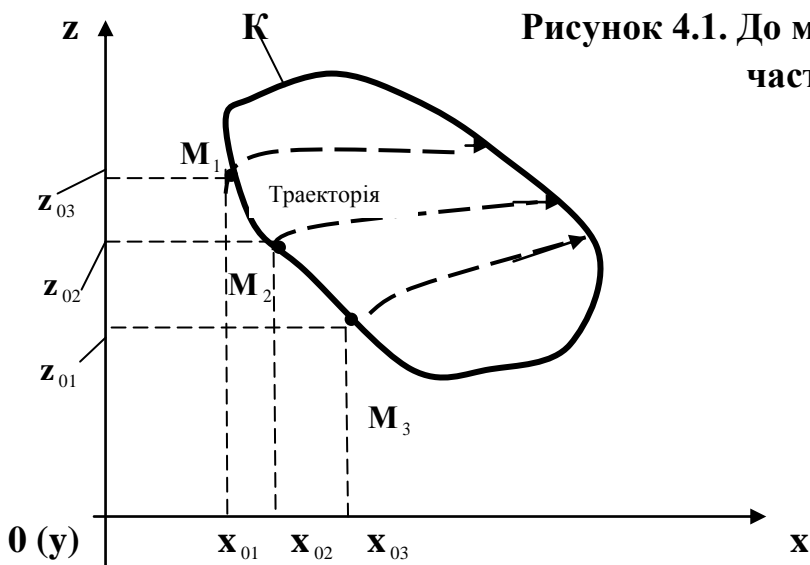
$$\left. \begin{aligned} V_x &= f_1(x, y, z, t) \\ V_y &= f_2(x, y, z, t) \\ V_z &= f_3(x, y, z, t) \\ p &= f_4(x, y, z, t) \end{aligned} \right\} \quad (4.1)$$

#### 2. Методи вивчення руху рідини

Існує два методи руху рідини у просторі: метод Лагранжа та метод Ейлера

##### Метод Лагранжа

За методом Лагранжа як би просліджується рух окремих часток рідини.



Відокремимо контуром  $K$  деяку область, зайняту рухомою рідиною (рис. 4.1). Намітимо нерухомі осі координат  $O_x$  та  $O_z$ . Розглянемо ряд часток рідини, що

рухаються:  $\mathbf{M}_1, \mathbf{M}_2, \mathbf{M}_3..$ , які знаходяться у початковий момент часу на межі вивчаємої області. Позначимо через  $\mathbf{x}_0$  та  $\mathbf{z}_0$  початкові координати цих рідких часток.

Будемо вважати, що для кожної частки  $\mathbf{M}$  нам відомі залежності

$$\left. \begin{aligned} \mathbf{x} &= \mathbf{f}_1(\mathbf{x}_0, \mathbf{z}_0, t) \\ \mathbf{z} &= \mathbf{f}_2(\mathbf{x}_0, \mathbf{z}_0, t) \end{aligned} \right\} \quad (4.2)$$

Тоді, користуючись цими залежностями, легко можна побудувати траєкторії намічених часток рідини. Далі можемо у будь-якому місці цих траєкторій знайти довжину шляху  $d\mathbf{s}$ , який проходить частка за час  $d\mathbf{t}$ . Поділивши  $d\mathbf{s}$  на  $d\mathbf{t}$ , можемо знайти швидкість в цій точці; можна також знайти і прискорення будь-якої частки  $\mathbf{M}$  у будь-якій точці простору у той чи інший момент часу. Як бачимо, у даному випадку ми слідкуємо за окремими частками рідини на протязі часу  $t$ , за який ці частки, рухаючись за своїми траєкторіями, проходять всю розглядаєму область.

Відповідно Лагранжу, про потік рідини в цілому ми говоримо по сукупному розгляданню траєкторій, які описують частки рідини.

Суттєво підкреслити, що за цього методу  $\mathbf{x}$  та  $\mathbf{z}$  уявляють собою *поточні координати* часток рідини. Тому величини  $d\mathbf{x}$  та  $d\mathbf{z}$  повинні в даному випадку розглядатись як проекції шляху  $d\mathbf{s}$  на відповідні координати. В силу цього, відповідно Лагранжу:

$$\mathbf{u}_x = \frac{dx}{dt}; \quad \mathbf{u}_z = \frac{dz}{dt}. \quad (4.3)$$

Метод Лагранжа через значну трудомісткість не отримав широкого розповсюдження.

### Метод Ейлера

За методом Ейлера рух рідини характеризується побудовою поля швидкостей, тобто картини руху рідини в різних точках простору у кожний проміжок часу  $t$ . При цьому швидкості в усіх точках та тиск всередині рідини визначаються у вигляді функцій:

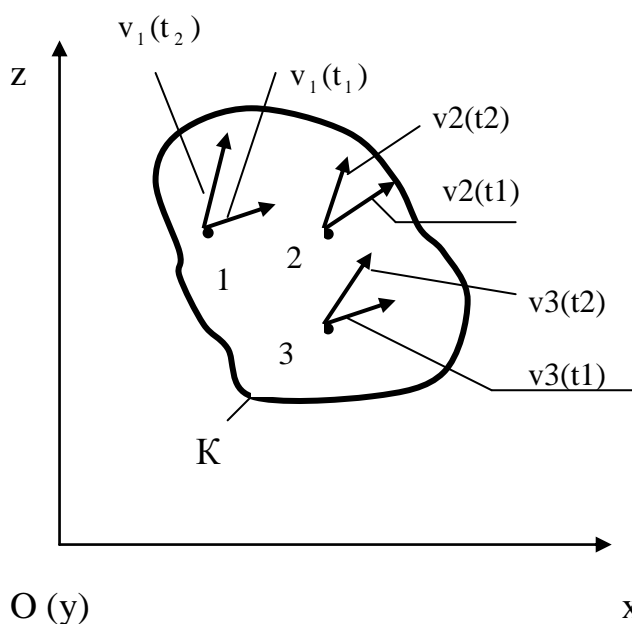
$$\left. \begin{aligned} \mathbf{V}_x &= \mathbf{f}_1(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z}, t) \\ \mathbf{V}_y &= \mathbf{f}_2(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z}, t) \\ \mathbf{V}_z &= \mathbf{f}_3(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z}, t) \\ \rho &= \mathbf{f}_4(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z}, t) \end{aligned} \right\} \quad (4.4)$$

Система (4.4) дозволяє визначити швидкість в будь-якій точці простору у будь-який проміжок часу.

Уявимо знову деяку область, заповнену рідиною, яка рухається. Намічаємо точки 1, 2, 3,... Розглянемо проміжок часу  $t_1$ . В цей проміжок часу (рис. 4.2) в точці 1 буде знаходитись деяка частка рідини, яка має швидкість  $\mathbf{v}_1(t_1)$ ; в цей же проміжок часу в точці 2 будемо мати швидкість  $\mathbf{v}_2(t_1)$ ; в точці 3 – швидкість  $\mathbf{v}_3(t_1)$  і т. д.

Як бачимо, для моменту часу  $t_1$  потік опиняється представленим у вигляді векторного поля швидкостей, при цьому кожний вектор швидкості відноситься до певної нерухомої точки простору (і до даного проміжку часу  $t$ ).

**Рисунок 4.2. До методу Ейлера: 1, 2, 3,... - нерухомі точки простору**



В наступний проміжок часу в точках 1, 2, 3,.. отримуємо відповідно швидкості  $v_1(t_2)$ ,  $v_2(t_2)$ ,  $v_3(t_2)$  і т.д., при чому в загальному випадку отримуємо інше поле швидкостей.

Як бачимо, згідно Ейлера, *потік в цілому в даний проміжок часу описується представленим векторним полем швидкостей, які відносяться до нерухомих часток простору.*

Співставляючи векторне поле швидкостей, яке відповідає проміжку часу  $t_1$ , з векторним полем швидкостей, яке відповідає проміжку часу  $t_2$ , легко можна уявити, як розглядає мий потік змінюється у часі.

Вище було відмічено, що координати  $x$  та  $z$ , згідно Ейлера, є координатами нерухомих довільних точок простору. Тому в даному випадку величини  $dx$  та  $dz$  неможна розглядати як проекції елементарного шляху  $ds$ , який проходять частки за час  $dt$ . Величини  $dx$  та  $dz$  виступають лише довільними приростами координат  $x$  та  $z$ . У зв'язку з цим залежності (4.3) у випадку методу Ейлера неприпустимі.

Недоліком методу Ейлера є те, що під час розглядання поля швидкостей не вивчається рух окремих часток рідини.

### **3. Встановлений та невстановлений рух**

Якщо швидкості руху часток рідини, які проходять у різний проміжок часу крізь певну точку простору будуть різні, то такий рух називають **невстановленим**. При цьому швидкості та тиск, змінюючись у часі в даній точці, змінюються також і під час переміщення часток рідини із одного положення в інше. Таким чином, для невстановленого руху швидкість та тиск є функціями координат точок простору та часу, тобто

$$\left. \begin{aligned} V &= f_1(x, y, z, t) \\ \rho &= f_2(x, y, z, t) \end{aligned} \right\} \quad (4.5)$$



Найбільш простим прикладом невстановленого руху рідини може слугувати випадок витікання рідини з резервуару, коли рівень рідини в ньому змінюється:

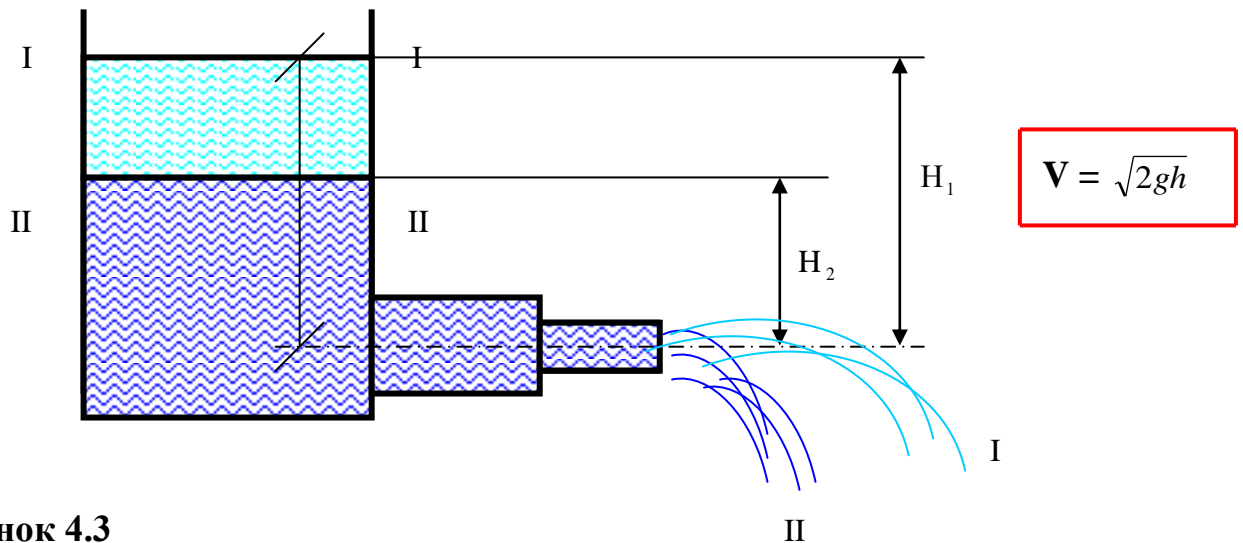


Рисунок 4.3

При **встановленому** русі швидкість та тиск в даній точці простору постійні, тобто не змінюються у часі ні за величиною, ні за напрямком. Тому окремі частки рідини, що рухається, потрапляючи в різний час в одну і ту ж точку простору, мають однакову швидкість та потрапляти під вплив однакових тисків.

Таким чином, при встановленому русі швидкість та тиск є функціями лише координат точок простору, тобто

$$\left. \begin{aligned} V &= f_1(x, y, z) \\ \rho &= f_2(x, y, z) \end{aligned} \right\} \quad (4.6)$$

і математично цей вид руху можна охарактеризувати незалежністю швидкостей та тисків в точці від часу:

$$\frac{\partial V_x}{\partial t} = 0; \quad \frac{\partial V_y}{\partial t} = 0; \quad \frac{\partial V_z}{\partial t} = 0; \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \quad (4.7)$$

Встановлений рух зустрічається в практиці досить рідко. Однак іноді до невстановленого руху можна застосувати закони встановленого руху.

#### 4. Елементи потоку

##### а) Трасекторія руху частки рідини та лінія току

Слід руху окремої частки рідини у просторі називають **трасекторією руху** частки рідини. Для визначення поняття **лінія току** розглянемо наступний малюнок:

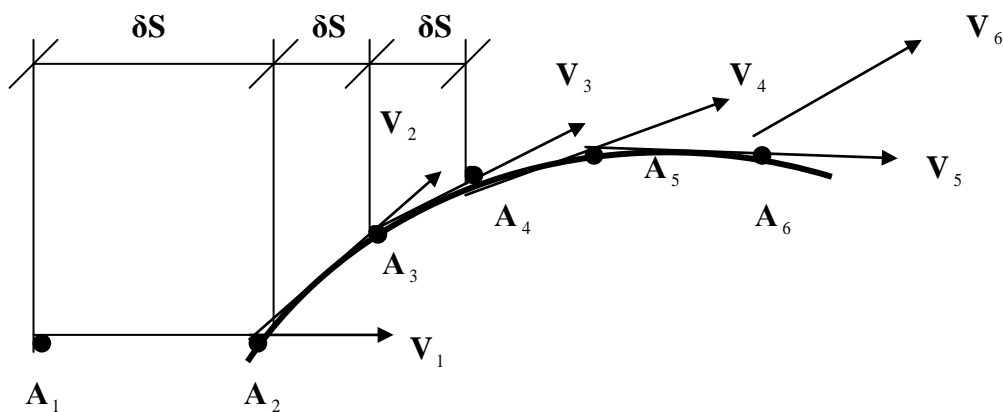


Рисунок 4.4

Припустимо, що в точці простору  $A$ , в момент часу  $t$ , частка рухається з деякою швидкістю  $V_1$ . Якщо за напрямком вектору  $V_1$  на відстані  $\delta S$ , тобто в точці  $A_2$ , визначити швидкість руху частки у той же момент часу, то, напевне, в загальному випадку швидкість в точці  $A_2$  не буде співпадати зі швидкістю в точці  $A_1$  ані за величиною, ані за напрямком. Далі знов припустимо, що швидкість в точці  $A_2$  можна зобразити вектором  $V_2$ . Розглянемо наступну точку  $A_3$ , яка лежить на векторі  $V_2$  на відстані  $\delta S$  від точки  $A_2$ . Для точки  $A_3$ , очевидно, також швидкість  $V_3$  не буде співпадати зі швидкістю  $V_2$ . Аналогічно будемо приймати безліч точок ( $A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$ ).

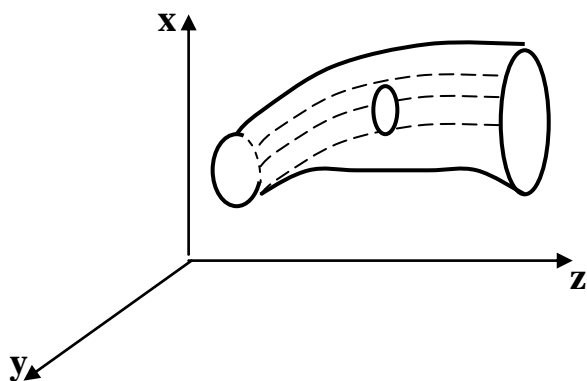
Проводячи з кожної точки вектори швидкості, ми отримаємо ламану лінію  $A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$ . При зменшенні відстані  $\delta S$  до нуля ламана лінія перетвориться в криву, яка називається лінією току для даного моменту часу  $t$ .

**Лінія току** – крива, характерна тим, що в даний момент часу в усіх її точках вектори швидкості будуть дотичні до неї.

Неможна змішувати поняття лінія току з траєкторією руху, т. я. лінія току визначає в даний момент часу напрямок руху незліченної кількості часток рідини, розташованих на цій лінії, а траєкторія руху є слідом руху окремої частки рідини.

#### **б) Трубка току**

Якщо крізь усі точки нескінченно малого замкнутого контуру провести лінії току, то останні утворюють як би трубчасту непроникну поверхню, яку називають **трубкою току**. Трубка току характерна тим, що рідина не **до** може ні витікати з неї, ні потрапляти в неї. Слідовно, в трубці току рідина протікає як у звичайній трубі, лише з нескінченно малою площею перерізу.



#### **в) Елементарний струмок рідини**

Масу рідини всередині трубки току називають **елементарним струмком рідини**. При невстановленому русі рідини форма трубки току безперервно змінюється, а разом з нею змінюється й елементарний струмок рідини. При встановленому русі рідини трубка току та елементарний струмок рідини залишаються незмінними.

#### г) Потік рідини

Поняття про елементарний струмок рідини дає можливість розглядати групу струмків, які рухаються разом. При цьому встановлений рух можна представити як сукупність елементарних струмків, які рухаються з різними швидкостями та ковзають один по одному. **Сукупність струмків, які рухаються, називається потоком рідини.**

#### д) Живий переріз струмка та потоку

Площа поперечного перерізу струмка рідини, перпендикулярна її внутрішнім лініям току, позначається через  $d\omega$  і називається **площею живого перерізу струмка**. Так як перерізи струмка нескінченно малі, можна вважати, що усі частки рідини в поперечному перерізі її мають однакову швидкість.

Якщо крізь будь-яку точку потоку, перпендикулярну лініям току, провести площину, то отримаємо переріз, який називається **живим перерізом потоку**.

В загальному випадку поверхня живого перерізу потоку може бути криволінійною.

#### е) Змочений периметр

Частина периметру живого перерізу, яка утворюється твердими, обмежуючими потік, стінками, називається **змоченим периметром  $\psi$** . При напірному русі змочений периметр дорівнює повному периметру живого перерізу, а при безнапірному русі змочений периметр менше повного периметру живого перерізу.

#### ж) Гідравлічний радіус

Відношення площі живого перерізу до змоченого периметру називається **гідравлічним радіусом**:

$$R = \frac{\omega}{\psi}.$$

### **5. Поняття про рівномірний та нерівномірний, напірний та безнапірний рух рідини**

**Рівномірним** називається такий встановлений рух, за якого живі перерізи потоку та середня швидкість в них однакові по всій довжині.

Прикладом рівномірного руху може слугувати рух води в каналах з постійною формою поперечного перерізу та постійною глибиною. Якщо за довжиною потоку його поперечний переріз не змінюється, тобто  $\omega$  є функцією відстані та глибини, або лише глибини чи лише відстані, то такий рух називається **нерівномірним**. Типовим

прикладом нерівномірного руху є рух води в гирлах річок і особливо на ділянках підпору перед водозливними греблями.

За характером руху потоки можуть бути поділені на три групи: напірні, безнапірні та струмені. Живі перерізи напірних потоків повинні бути обмежені з усіх боків жорсткими стінками, живі перерізи безнапірних потоків – з одного боку повітряним середовищем, а живі перерізи струменем з усіх боків повинні мати вільну поверхню.

Рух струменем виникає за інерцією під впливом початкової швидкості, утвореної тиском або силою ваги. Прикладом струменів є рідина, що витікає з отворів або брандспойта.

## 6. Витрата та середня швидкість потоку

Якщо в струмені площею живого перерізу  $d\omega$  швидкості руху за окремими лініями току однакові, то в одиницю часу по струменю протікає певна кількість рідини, яка вимірюється добутком його живого перерізу на швидкість руху та має розмірність л /сек або м<sup>3</sup>/сек.

Цю кількість рідини називають елементарною об'ємною витратою або просто **витратою рідини**:

$$dQ = v \cdot d\omega, \quad (4.8)$$

Для переходу до визначення витрати потоку слід встановити поняття **середньої швидкості**: *середньою швидкістю в живому перерізі називається така швидкість, з якою повинні рухатись всі частки рідини в потоці, щоб пропустити крізь його живий переріз дійсну витрату, яка здійснюється при нерівномірному розподіленні швидкостей*. Слідовно, середня швидкість є лише засобом загальної характеристики руху в'язкої рідини.

Рівняння (4.8) запише для струменя рідини. Для цілого потоку рівняння (4.8) можна проінтегрувати:

$$Q = v \int_{\omega} d\omega = v \cdot \omega, \quad (4.9)$$

З рівняння (4.9) знаходимо математичний вираз для середньої швидкості:

$$v = \frac{Q}{\int_{\omega} d\omega} = \frac{Q}{\omega}, \quad (4.10)$$

## 7. Гідравлічне рівняння нерозривності потоку

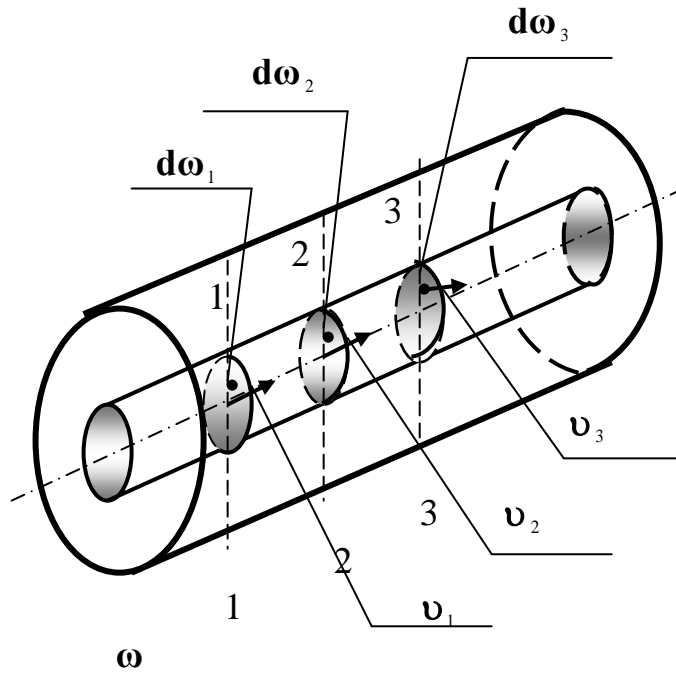
Для потоку, який встановився, рівняння нерозривності потоку може бути отримано наступним чином. Розглянемо відтин рідини між перерізами 1-1 та 2-2 елементарного струменя. За час  $dt$  крізь живий переріз  $d\omega_1$  протече рідина в кількості  $d\omega_1 v_1 dt$ . За той же час  $dt$  крізь живий переріз  $d\omega_2$  витече кількість рідини  $d\omega_2 v_2 dt$ . Так як форма відтину з часом не змінюється та струмінь рідини залишається нестискаємим, об'єм рідини, що втікає крізь переріз 1-1 та витікає крізь переріз 2-2 повинні бути рівні, тобто:

$$d\omega_2 v_2 dt = d\omega_1 v_1 dt, \quad (4.11)$$

Проінтегрувавши рівняння (4.11) за всією площею перерізу потоку, отримаємо:

$$\int_0^{\omega_2} d\omega_2 v_2 = \int_0^{\omega_1} d\omega_1 v_1$$

$$\omega_2 v_2 = \omega_1 v_1 \quad (4.12)$$



З рівняння (4.12) можна записати:

$$\frac{\omega_2}{\omega_1} = \frac{v_1}{v_2}, \quad (4.13)$$

Отже, при встановленому русі добуток площі живого перерізу на середню швидкість є величиною постійною  $\omega v = \text{const}$  та середня швидкість потоку зворотно пропорційна площам відповідних живих перерізів. Рівняння (4.13) має назву гідравлічного рівняння нерозривності потоку. Воно є одним з основних в гідродинаміці.

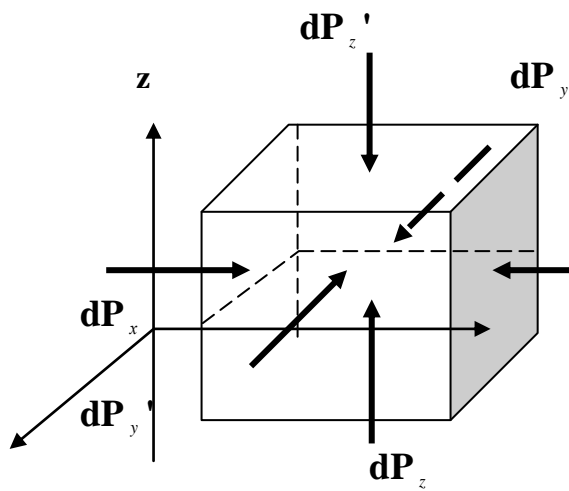
## 8. Рівняння руху Ейлера

Для виводу диференціальних рівнянь руху Ейлера виділимо у рідині, що рухається, елементарний паралелепіпед, відкинувши усе зовнішнє середовище та замінивши його вплив на межі силами  $dP_x, dP'_x, dP_y, dP'_y, dP_z, dP'_z$ .

Якщо до діючих сил виділеного рухомого паралелепіпеду, тобто сил гідростатичного тиску та власної ваги, додати (зі зворотнім знаком) сили інерції, то на основі паралелепіпеда Даламбера можна розглядати рухомий паралелепіпед як той, що знаходиться в спокої.

Розглядаючи виділений паралелепіпед в спокої, було встановлено:

$$\left. \begin{aligned} X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} &= 0 \\ Y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= 0 \\ Z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{Рівняння рівноваги} \\ \text{Ейлера} \end{array}$$



Рівняння рівноваги рідини, яка знаходиться в спокої, віднесені до одиниці маси. Сили інерції слід шукати у вигляді добутку маси паралелепіпеда на прискорення за відповідними координатами.

Якщо позначити через  $v$  швидкість паралелепіпеда, а через  $v_x, v_y, v_z$  проек-

ції на відповідні координати, то прискорення за координатами можна виразити наступним чином:

$$\frac{dv_x}{dt}; \frac{dv_y}{dt}; \frac{dv_z}{dt}, \quad (4.14)$$

Повні складові сил інерції за осями координат будуть дорівнювати:

$$\rho \, dx \, dy \, dz \, \frac{dv_x}{dt}; \rho \, dx \, dy \, dz \, \frac{dv_y}{dt}; \rho \, dx \, dy \, dz \, \frac{dv_z}{dt}$$

Складові сил інерції, віднесені до одиниці маси, будуть визначатись прискореннями:

$$\frac{dv_x}{dt}; \frac{dv_y}{dt}; \frac{dv_z}{dt}.$$

Додаючи їх зі зворотнім знаком до рівнянь рівноваги або, що те ж саме, дописавши їх зі своїм знаком у праві частини рівнянь рівноваги, отримаємо:

$$\left. \begin{aligned} \mathbf{X} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} &= \frac{dv_x}{dt} \\ \mathbf{Y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= \frac{dv_y}{dt} \\ \mathbf{Z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} &= \frac{dv_z}{dt} \end{aligned} \right\} \quad (4.14)$$

Вперше ці рівняння були виведені Л. Ейлером (1755 р.), тому й мають назву – рівняння Ейлера.

**ЛЕКЦІЯ № 5**  
**Рівняння Бернуллі та його інтерпретація**

**1. Інтеграл Д. Бернуллі**

Помножимо диференціальні рівняння руху Ейлера відповідно на **dx**, **dy** та **dz**

$$\begin{aligned} \mathbf{X} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} &= \frac{dv_x}{dt} \mathbf{dx} \\ \mathbf{Y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= \frac{dv_y}{dt} \mathbf{dy} \\ \mathbf{Z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} &= \frac{dv_z}{dt} \mathbf{dz} \end{aligned}$$

Після додавання отримаємо:

$$\mathbf{Xdx} + \mathbf{Ydy} + \mathbf{Zdz} - \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial p}{\partial x} \mathbf{dx} + \frac{\partial p}{\partial y} \mathbf{dy} + \frac{\partial p}{\partial z} \mathbf{dz} \right) = d\mathbf{v}_x \frac{dx}{dt} + d\mathbf{v}_y \frac{dy}{dt} + d\mathbf{v}_z \frac{dz}{dt}, \quad (5.1)$$

При встановленому русі

$$\frac{dx}{dt} = v_x; \quad \frac{dy}{dt} = v_y; \quad \frac{dz}{dt} = v_z$$

Права частина рівняння (5.1) приймає вигляд:

$$v_x d\mathbf{v}_x + v_y d\mathbf{v}_y + v_z d\mathbf{v}_z.$$

А це не що інше, як повний диференціал від  $\frac{v^2}{2}$ , де  $v^2 = v_x^2 + v_y^2 + v_z^2$ , тобто

$$v_x d\mathbf{v}_x + v_y d\mathbf{v}_y + v_z d\mathbf{v}_z = d\left(\frac{v^2}{2}\right)$$

Вирази в круглих дужках рівності (5.1) уявляють собою повні диференціали **dΠ** та **dp**, де **Π = f(x,y,z)** – деяка силова функція. Враховуючи це, рівняння (5.1) можна привести до вигляду:

$$d\Pi - \frac{1}{\rho} dp - d\frac{v^2}{2} = 0, \quad (5.2)$$

Якщо координатну вісь спрямувати за вертикаллю догори та розглядати рівновагу рідини, що знаходиться в спокої, то **dΠ = - g dz**. Рівняння (5.2) після поділу на **g** приймає вигляд:

$$dz + \frac{1}{\gamma} dp + d\frac{v^2}{2g} = 0, \quad (5.3)$$

Інтегрування рівняння (5.3) дає:

$$\mathbf{Z} + \frac{\rho}{\gamma} + \frac{v^2}{2g} = \mathbf{const} = \mathbf{Hd}, \quad (5.4)$$

В рівнянні (5.4) через **Hd** позначений гідродинамічний напір. Рівняння (5.4) може бути записане для двох перерізів у вигляді рівностей гідродинамічних напорів в цих перерізах:

$$\mathbf{Hd}_1 = \mathbf{Hd}_2$$

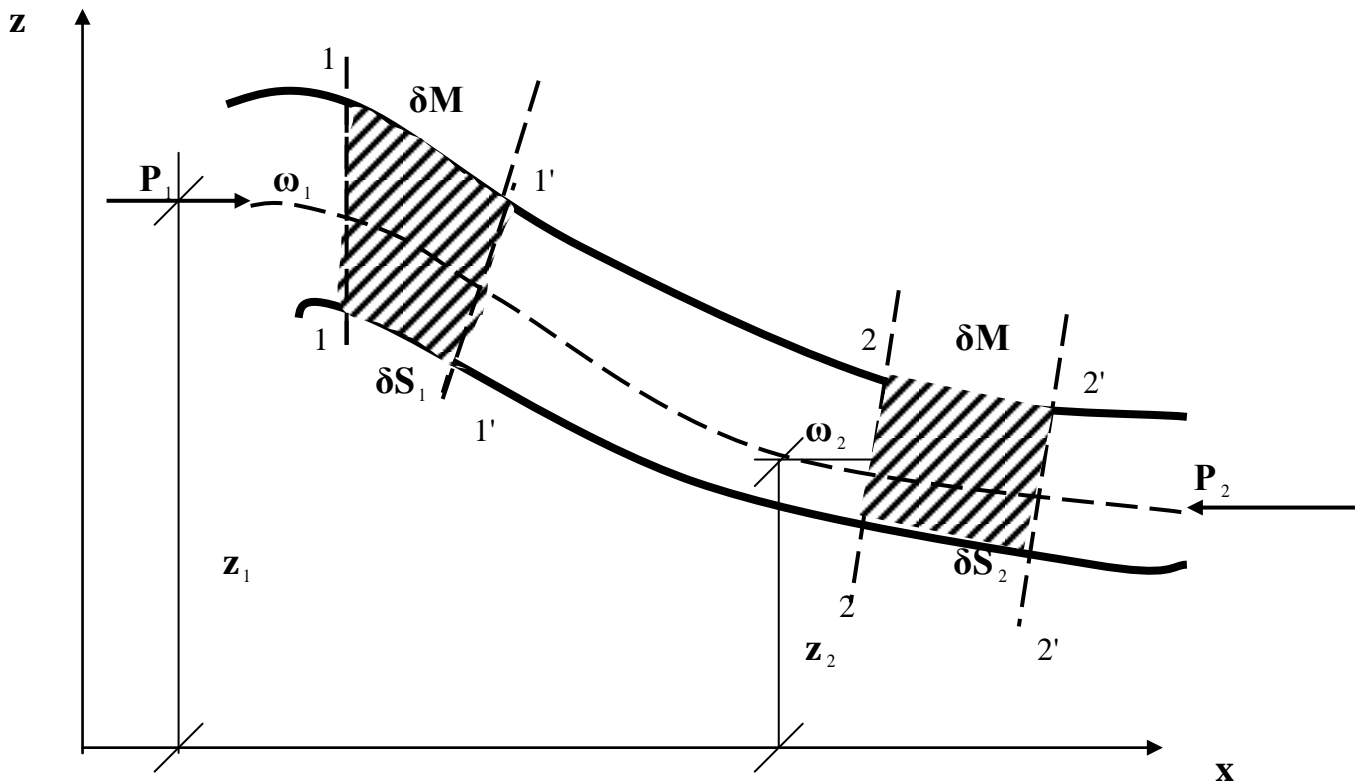
або

$$\mathbf{Z}_1 + \frac{\rho_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g} = \mathbf{Z}_2 + \frac{\rho_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g}.$$

## 2. Механічна, геометрична та фізична інтерпретація рівняння Бернуллі

### а) механічна інтерпретація

Розглянемо виділений двома перерізами 1-1 та 2-2 відсік деякого струменя рідини.



Положення центрів ваги живих перерізів  $\omega_1$  та  $\omega_2$  в деякий момент часу позначимо через  $z_1$  та  $z_2$ ; тиски в центрах ваги цих же перерізів позначимо через  $P_1$  та  $P_2$ , а швидкості через  $v_1$  та  $v_2$ . Припустимо, що через проміжок часу, рівний одиниці, частка рідини, що знаходиться в перерізі 1-1 пересунеться до перерізу 1'-1' на відстань  $\delta S_1 = v_1 \cdot 1$ , а частки, які знаходяться в перерізі 2-2 – на відстань  $\delta S_2 = v_2 \cdot 1$ . При цьому сили, що діють на відсік, виконають деяку роботу. За законом живих сил ця робота повинна дорівнювати приросту живої сили відсіку.

Робота сил тиску визначається залежністю:

$$P_1 \omega_1 \delta S_1 - P_2 \omega_2 \delta S_2 = P_1 \omega_1 v_1 - P_2 \omega_2 v_2 = Q(P_1 - P_2), \text{ т.я.} \\ q = v_1 \omega_1 = v_2 \omega_2 \quad (5.5)$$

Робота сил ваги еквівалентна роботі, яку здійснює маса відсіку 1-1, який переміщується в стан 2'-2' на різницю висот  $z_1 - z_2$  та  $v_1$

$$\gamma \omega_1 \delta S_1 (z_1 - z_2) = \gamma \omega_1 (z_1 - z_2) = \gamma Q(z_1 - z_2), \text{ т. я.} \\ \delta S = v_1 \cdot 1 \text{ та } \omega v = Q \quad (5.6)$$

Сумарний приріст живих сил струменів за розглядаємою одиницю часу дорівнює різниці живих сил елемента 2-2' та 1-1', т.я. в межах ділянки (1'-2) жива сила рухомої маси залишається незмінною Тому приріст живої сили дорівнює:

$$\rho \delta S_2 \omega_2 \frac{v_2^2}{2g} - \rho \delta S_1 \omega_1 \frac{v_1^2}{2g} = \frac{\gamma}{g} Q \left( \frac{v_2^2}{2} - \frac{v_1^2}{2} \right), \quad (5.7)$$



Використовуючи рівняння (5.5), (5.6), (5.7) рівняння живої сили напишемо в наступному вигляді:

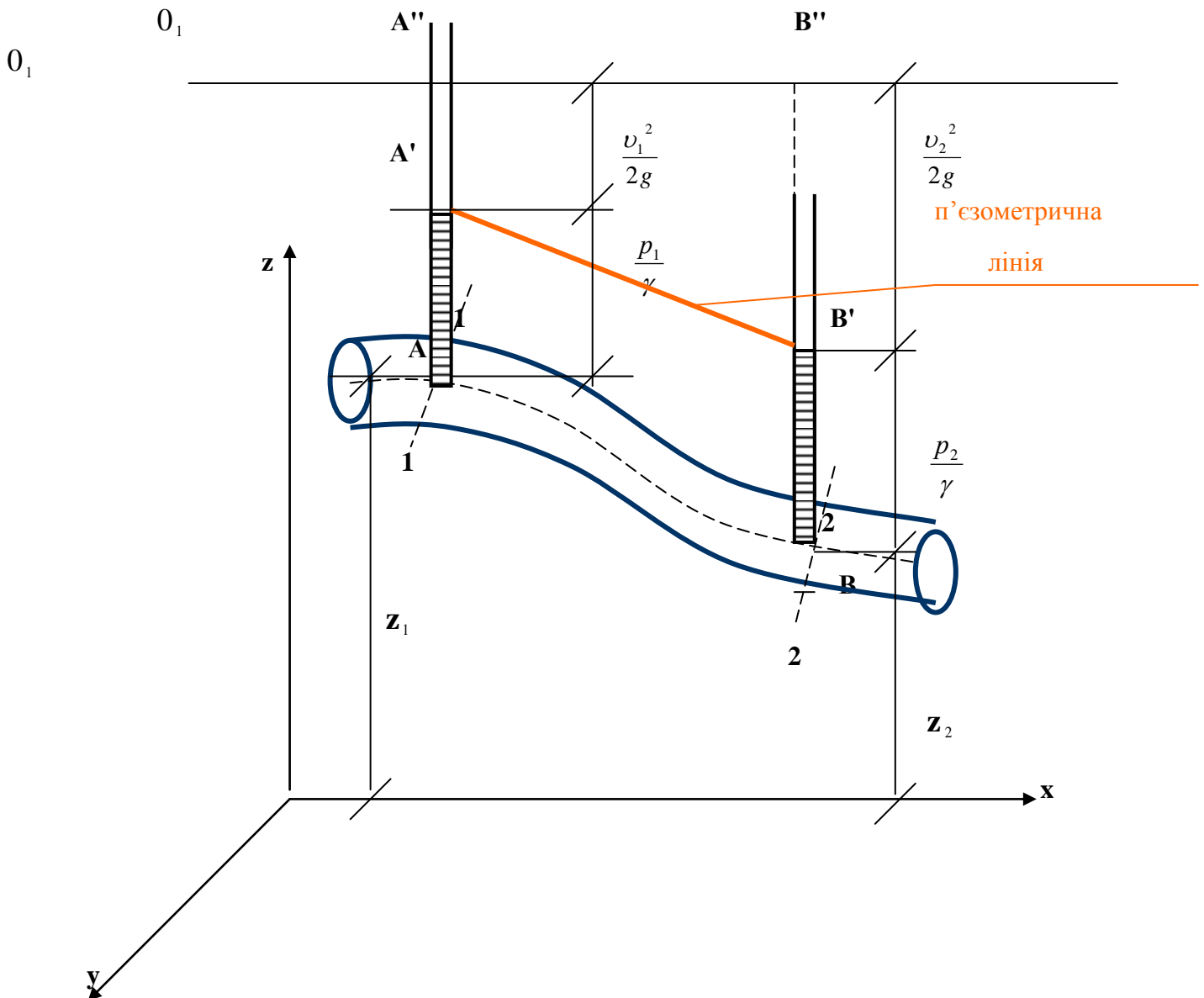
$$\frac{\gamma}{g} Q \left( \frac{v_2^2}{2} - \frac{v_1^2}{2} \right) = q (P_1 - P_2) + \gamma Q (z_1 - z_2), \quad (5.8)$$

Після перетворень отримаємо рівняння Д. Бернуллі у вигляді:

$$z_1 + \frac{p_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g} = z_2 + \frac{p_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g}, \quad (5.9)$$

Таким чином, з точки зору механіки рівняння Д. Бернуллі виражає усім відомий закон живих сил (закон кінетичної енергії).

### б) геометрична інтерпретація



Розглянемо елементарний струмінь з віссю  $A - B$ . Нехай точки  $A$  та  $B$ , які лежать в перерізах  $1$  та  $2$ , мають координати  $z_1$  та  $z_2$  над площиною порівняння  $0-0$ . Від точки  $A$  по вертикалі відкладемо  $\frac{p_1}{\gamma}$  - п'єзометричну висоту і потім відрізок, рівний швидкісному напору  $\frac{v_1^2}{2g}$ . Аналогічну побудову здійснимо для точки  $B$ . Так як

сума усіх трьох членів  $z + \frac{p}{\gamma} + \frac{v^2}{2g} = C = \text{const}$  постійна вздовж всього струменя, то вершини **A''** та **B''** повинні знаходитись на однаковій висоті від площини порівняння. Площина, що з'єднує точки **A''** та **B''**, називається **напірною** площиною. Слідовно, з геометричної точки зору, рівняння Бернуллі можна тлумачити наступним чином: напірна площина горизонтальна. Суму  $gz + \frac{p}{\gamma} + \frac{v^2}{2g} = H$  називають **гідродинамічним напором**. У будь-якому перерізі потік ідеальної рідини – гідродинамічний напір – величина стала.

### в) фізична (енергетична) інтерпретація

Нехай частка рідини масою  $\delta m$  рухається вздовж осі струменя **AB** всередині елементарної трубки тока. Визначимо величину повної, тобто кінетичною та потенціальної, яку мала та буде мати ця частка в перерізах 1-1 та 2-2.

Кінетична енергія частки в перерізі 1-1 дорівнює  $\delta m \frac{v_1^2}{2}$ . Потенціальна визначається з наступних міркувань. Завдяки тиску  $p_1$  рідина в п'єзометричній трубці може піднятись на висоту  $\frac{p_1}{\gamma}$ . Слідовно, і розглядаємо частка здатна піднятись під впливом тиску на ту ж висоту, при цьому над площиною порівняння ця частка підіймається на висоту  $z_1 + \frac{p_1}{\gamma}$ . Цьому і відповідає повна потенціальна енергія, рівна добутку ваги частки на висоту:

$$g\delta m(z_1 + \frac{p_1}{\gamma}) = g\delta m z_1 + g\delta m \frac{p_1}{\gamma}, \quad (5.10)$$

Таким чином, повна потенціальна енергія складається з енергії розташування та енергії тиску. Повна енергія частки в перерізі 1-1 буде дорівнювати:

$$\mathcal{E} = z_1 g\delta m + g\delta m \frac{p_1}{\gamma} + \delta m \frac{v_1^2}{2}, \quad (5.11)$$

Якщо вираз (5.11) поділити на вагу частки, то отримаємо значення питомої енергії цієї частки

$$E_1 = z_1 + \frac{p_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g}, \quad (5.12)$$

Аналогічний вираз можна отримати для частки, яка знаходиться в перерізі 2-2

$$E_2 = z_2 + \frac{p_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g}, \quad (5.13)$$

Так як питомі енергії повинні бути рівні, то:

$$E = z + \frac{p}{\gamma} + \frac{v^2}{2g} = \text{const}, \quad (5.14)$$

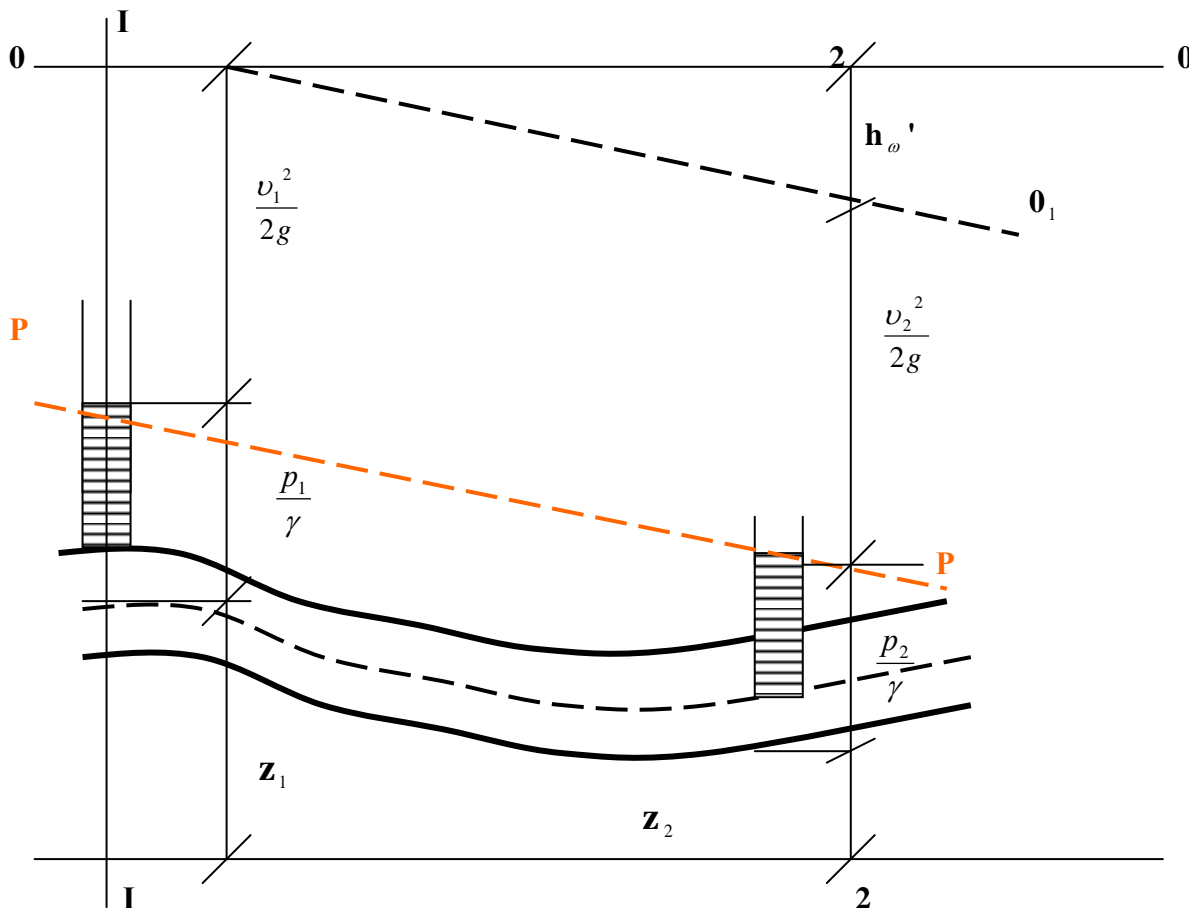
Сумарна питома енергія, якою володіє струмінь ідеальної рідини, складається з трьох частин:

- 1) Питомої кінетичної енергії, мірою якої є швидкісний напір;
- 2) Питомої енергії тиску, для якої мірою слугує п'єзометрична висота;
- 3) Питомої енергії розташування, вимірюваної відміткою розглядаємої частки над площиною порівняння.

Таким чином, фізична інтерпретація рівняння Д. Бернуллі уявляє лише окремий випадок вираження загального закону збереження матерії в природі, запропонованого ще М. В. Ломоносовим.

### 3. Рівняння Бернуллі для струменя реальної рідини

В ідеальній рідині питома енергія для усіх перерізів елементарного струменя постійна.



В реальній рідині це положення нездійсниме, так як на шляху руху частки рідини розвиваються сили опору цьому руху, в результаті чого частина повної енергії перетворюється в теплову енергію. Тому частки рідини потрапляють до перерізу 2-2, маючи вже меншу енергію, тобто  $E_1 > E_2$

$$\frac{v_1^2}{2g} + \frac{p_1}{\gamma} + z_1 > \frac{v_2^2}{2g} + \frac{p_2}{\gamma} + z_2$$

Для ідеальної рідини напірна площина має горизонтальне положення (0-0). Для реальної ж рідини в силу наявності сил тертя напірна площина займає положення (0-0<sub>1</sub>). Слідовно, гідродинамічний напір в перерізі 1-1 більший гідродинамічного напору в перерізі 2-2 на величину:

$$h_{\omega}' = H_{d1} - H_{d2}, \quad (5.15)$$

Величина  $h_{\omega}'$  називається витратою гідродинамічного напору.

Підставляючи значення  $H_{d1}$  та  $H_{d2}$ , отримаємо рівняння для струменя реальної рідини:

$$z_1 + \frac{p_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g} = z_2 + \frac{p_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g} + h_{\omega}', \quad (5.16)$$

Таким чином, рівняння Бернуллі для струменя реальної рідини відрізняється від рівняння Бернуллі для струменя ідеальної рідини лише включенням у рівняння величини  $h_{\omega}'$ . Геометричну інтерпретацію рівняння можна трактувати наступним чином: *напірна площа нахильна та знижується вздовж течії*.

Крива **p-p** також називається п'єзометричною лінією. Падіння її на одиницю довжини називається п'єзометричним схилом.

**Падіння напірної площини на одиницю довжини струменя називають гідравлічним схилом або гідравлічним градієнтом.**

Математично гідравлічний схил визначається рівнянням:

$$i = - \frac{d(Hd)}{ds}, \quad (5.17)$$

Аналітично гідравлічний схил є похідною від втрат напору  $h_{\omega}$  за відповідним напрямком:

$$i = - \frac{dh_{\omega}}{ds}, \quad (5.18)$$

З фізичної точки зору  $h_{\omega}$  слугує мірою питомої енергії, втраченої рідиною на шляху між двома перерізами елементарного струменя.

#### 4. Рівняння Бернуллі для встановленого потоку реальної рідини

Оскільки потік складений з багатьох струмків, то для отримання рівняння Бернуллі для цілого потоку необхідно скласти повні енергії усіх елементарних струмків та втрат енергії, які в них трапились.

Якщо вагову витрату струменя позначити через  $\gamma dQ$ , то повна енергія струменя в перерізах буде дорівнювати:

$$(z_1 + \frac{p_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g}) \gamma dQ = (z_2 + \frac{p_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g} + h_{\omega}') \gamma dQ, \quad (5.19)$$

Проінтегруємо рівняння (5.19) за живим перерізом потоку:

$$\int_{\omega_1} \frac{v_1^2}{2g} \gamma dQ + \int_{\omega_1} (p_1 + \gamma z_1) dQ = \int_{\omega_2} \frac{v_2^2}{2g} \gamma dQ + \int_{\omega_2} (p_2 + \gamma z_2) dQ + \int_{\omega_2} h_{\omega}' \gamma dQ, \quad (5.20)$$

Таким чином, необхідно врахувати три інтеграли:

$$\int_{\omega_1} \frac{v_1^2}{2g} \gamma dQ; \int_{\omega_1} (p_1 + \gamma z_1) dQ; \int_{\omega_2} h_{\omega}' \gamma dQ$$

Перший інтеграл уявляє собою суму кінетичних енергій усіх елементарних струменів, які пронизують площу потоку  $\omega$ .

Так як  $dQ = v d\omega$ , можна записати:

$$\int_{\omega} \frac{v^2}{2g} \gamma dQ = \int_{\omega} \frac{v^3}{2g} \gamma d\omega = K_{\omega} - \text{сума кінетичних енергій}, \quad (5.21)$$

Уявивши, що швидкості по всьому перерізу однакові, і дорівнюють середній швидкості, можна записати

$$K_{\omega} = \frac{\gamma}{2g} \int_{\omega} v^3 d\omega = \frac{\gamma v^3 \omega}{2g} = \frac{\gamma v^2}{2g} Q - \text{умовна кінетична енергія}, \quad (5.22)$$

Вираз (5.22) показує «умовну» кінетичну енергію.

Відношення

$$\alpha = \frac{K_\partial}{K_y} = \frac{\frac{\gamma}{2g} \int_\omega g^3 d\omega}{\frac{\gamma}{2g} v^2 Q} = \frac{\int_\omega v^3 d\omega}{v^2 Q} \quad (5.23)$$

називають **коефіцієнтом нерівномірності розподілення швидкостей за живим перерізом потоку**.

Цей коефіцієнт визначається дослідним шляхом. Для встановленого руху, який змінюється повільно, в каналах та трубах середнє значення цього коефіцієнта приймається рівним:

$$\alpha \approx 1,05 \div 1,10$$

Розглянемо другий інтеграл

$$\int_\omega (\mathbf{p} + \gamma \mathbf{z}) d\mathbf{Q} = \int_\omega (\mathbf{p} + \gamma \mathbf{z}) v d\omega = \left(\mathbf{z} + \frac{p}{\gamma}\right) \gamma Q, \quad (5.24)$$

Розглянемо третій інтеграл, який визначає суму витрат енергії:

$$\int_\omega \mathbf{h}_\omega' \gamma d\mathbf{Q} = \int_\omega \mathbf{h}_\omega' \gamma v d\omega, \quad (5.25)$$

Якщо позначити середню витрату питомої енергії усього потоку через  $\mathbf{h}_\omega$ , інтеграл (5.25) прийме вигляд:

$$\int_\omega \mathbf{h}_\omega' \gamma v d\omega = \mathbf{h}_\omega \gamma Q, \quad (5.26)$$

Тепер рівняння Бернулi для цілого потоку можна записати у наступному вигляді:

$$\frac{\gamma Q \alpha_1 v_1^2}{2g} + Q \mathbf{p}_1 + \gamma Q \mathbf{z}_1 = \frac{\gamma Q \alpha_2 v_2^2}{2g} + Q \mathbf{p}_2 + \gamma Q \mathbf{z}_2 + \mathbf{h}_\omega \gamma Q$$

або

$$\boxed{\frac{\alpha_1 v_1^2}{2g} + \frac{p_1}{\gamma} + \mathbf{z}_1 = \frac{\alpha_2 v_2^2}{2g} + \frac{p_2}{\gamma} + \mathbf{z}_2 + \mathbf{h}_\omega,} \quad (5.27)$$

Таким чином, рівняння Бернулi для цілого потоку в'язкої рідини має однаковий вигляд з рівнянням для струменя. За допомогою коефіцієнтів  $\alpha_1$  та  $\alpha_2$  врахований нерівномірний розподіл швидкостей за перерізом потоку.

*Коефіцієнт  $\alpha$  називається коефіцієнтом кінетичної енергії або коефіцієнтом Коріоліса.*

*$\alpha$  – коефіцієнт призводить у співвідношення кількість руху, визначаєму за середньою швидкістю, з дійсною кількістю руху:*

$$\alpha = \frac{|KD|_{\text{дійсн}}}{|KD|_{\text{сер.шв.}}}$$

*Він уявляє собою відношення дійсної кінетичної енергії рідини, що протікає в одиницю часу крізь живий переріз, до кінетичної енергії, якою володів би потік за тієї ж витрати, якщо б швидкості в усіх точках живого перерізу були б однакові та дорівнювали середній швидкості.*

## ЛЕКЦІЯ № 6

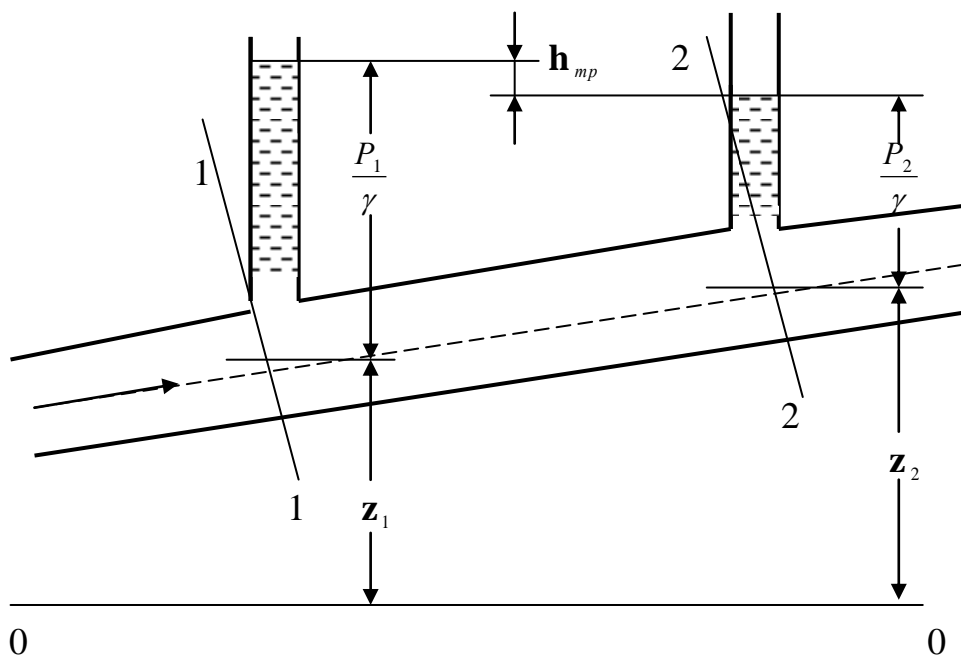
### Режими руху реальної рідини. Гідравлічні опори

#### 1. Види гідравлічних опорів та втрат напору. Експериментальне визначення втрат напору

Під час руху рідини в трубах, каналах, лотках, річках та інших водотоках трапляються витрати енергії потоку на подолання опорів руху (витрати напору). Ці витрати напору в загальному вигляді можуть бути отримані з рівняння Бернуллі для потоку реальної рідини при русі, що повільно змінюється:

$$h_{тр} = \left( \frac{\alpha_1 v_1^2}{2g} + \frac{p_1}{\gamma} + z_1 \right) - \left( \frac{\alpha_2 v_2^2}{2g} + \frac{p_2}{\gamma} + z_2 \right), \quad (6.1)$$

Виникаючі під час руху рідини опори (гідравлічні опори) можна поділити на два види: опори за довжиною потоку та місцеві опори.



**Рисунок 6.1**

Перші з них проявляються за всією довжиною потоку, пропорційні довжині ділянок труб (русел), та обумовлені силами тертя. Місцеві опори обумовлені різними конструктивними елементами та місцевими перепонами в потоці (поворот потоку, коліно, відвід, трійник, хрестовина, звуження або розширення русла, кран, затвор і т.п.). Відповідно видам гідравлічних опорів втрати напору поділяються на втрати напору за довжиною  $h_{довж}$  та місцеві втрати напору  $h_{м}$ .

Під час проведення розрахунків використовують принцип накладення втрат, який міститься в тому, що загальну втрату напору умовно розглядають як суму втрат напору, викликаємих кожним опором окремо, тобто

$$h_{тр} = \sum h_{довж} + \sum h_{м}, \quad (6.2)$$

де  $\sum h_{довж}$  - сума втрат напору за довжиною на усіх ділянках розраховуємого трубопроводу або відкритого русла;

$\sum h_{м}$  - сума усіх місцевих втрат напору.

Слід відмітити, що існує інтерференція (взаємний вплив) місцевих опорів, розташованих близько один до одного в потоці, а в деяких випадках сумарна втрата напору не дорівнює простій сумі втрат напору.

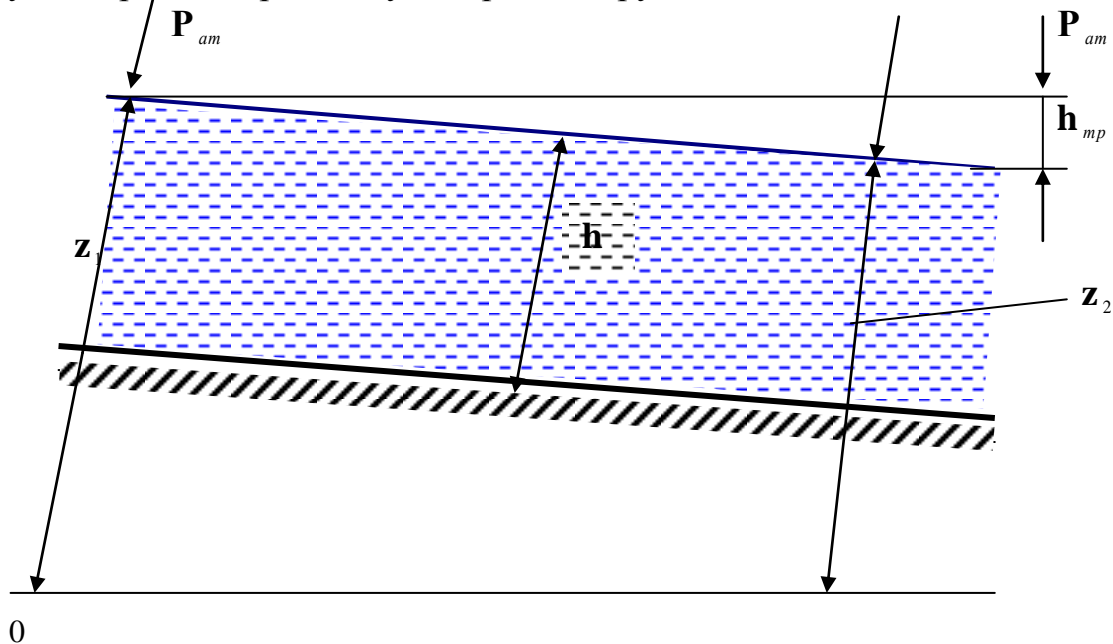


Рисунок 6.2

Взаємний вплив опорів ще недостатньо вивчений і в подальших розрахунках втрат напору ми будемо спиратися на вираз (6.2).

Згідно рівнянню Бернуллі для визначення втрат напору  $h_{mp}$  по (6.1) на будь-якій ділянці потоку між перерізами 1-1 та 2-2 (рис. 6.1, 6.2) слід виміряти різниці висот розташування  $z_1 - z_2$ , показань п'єзометрів  $(p_1 - p_2) / \gamma$  та швидкісних напорів  $\frac{\alpha_1 v_1^2}{2g}$  -  $\frac{\alpha_2 v_2^2}{2g}$ . Визначення  $h_{mp}$  спрощується, якщо рух в трубі рівномірний, тобто  $v_1 = v_2$  та  $\alpha_1 = \alpha_2$ . Тоді загальна втрата напору визначиться наступним чином:

$$h_{mp} = (z_1 + \frac{p_1}{\gamma}) - (z_2 + \frac{p_2}{\gamma}), \quad (6.3)$$

Якщо труба горизонтальна, то  $z_1 = z_2$  і тоді формула (6.3) отримає наступний вигляд:

$$h_{mp} = \frac{p_1}{\gamma} - \frac{p_2}{\gamma}, \quad (6.4)$$

Якщо визначається втрата напору при русі рідини у відкритому руслі за постійної швидкості  $v_1 = v_2$ , то

$$h_{mp} = z_1 - z_2, \quad (6.5)$$

так як обравши точки на вільній поверхні, будемо мати  $p_1 = p_2 = p_{at}$ .

## 2. Загальні формули для визначення втрат напору

Усі втрати напору (і місцеві, і за довжиною) виражаються в загальному вигляді за **формулою Вейсбаха**:

$$h_{mp} = \zeta \frac{v^2}{2g}, \quad (6.6)$$

тобто через швидкісний напір. Коефіцієнт втрат  $\zeta$  показує долю швидкісного напору, витрачає мого на подолання даного опору. Якщо визначаються місцеві втрати напору, то в формулі (6.6) коефіцієнт  $\zeta$  записується з індексом «м» (місцева втрата напору):

$$h_m = \zeta_m \frac{v^2}{2g}, \quad (6.7)$$

де  $\zeta_m$  - коефіцієнт опору для даного місцевого опору.

При рівномірному русі рідини втрати напору за довжиною також можуть бути виражені формулою:

$$h_{\text{довж}} = \zeta_{\text{довж}} \frac{v^2}{2g}, \quad (6.8)$$

де  $\zeta_{\text{довж}}$  - коефіцієнт втрат за довжиною;

$v$  - середня швидкість потоку.

Величина коефіцієнту опору за довжиною виражається у вигляді

$$\zeta_{\text{довж}} = \lambda \frac{l}{4R}, \quad (6.9)$$

де  $\lambda$  – коефіцієнт опору тертя за довжиною (коефіцієнт Дарсі);

$l$  – довжина розглядаємої ділянки;

$R$  - гідравлічний радіус.

Якщо розглядати напірний рух в трубах кругового поперечного перерізу діаметром  $d$ , то, так як  $4R = d$ ,

$$\zeta_{\text{довж}} = \lambda \frac{l}{d}, \quad (6.10)$$

Остаточно формули для втрат напору за довжиною мають вигляд (формули Дарсі – Вейсбаха):

$$h_{\text{довж}} = \lambda \frac{l}{4R} \frac{v^2}{2g}, \quad (6.11)$$

і для круглих труб

$$h_{\text{довж}} = \lambda \frac{l}{d} \frac{v^2}{2g}, \quad (6.12)$$

Коефіцієнти  $\zeta$  та  $\lambda$  – величини безрозмірні, способи їх визначення будуть розглядатись пізніше окремо.

### 3. Формули для визначення середньої швидкості та витрати при рівномірному русі рідини

Із формули (6.11) можна знайти середню швидкість

$$v = \sqrt{\frac{8gRh_{\text{довж}}}{\lambda l}}, \quad (6.13)$$

Якщо позначити:

$$C = \sqrt{\frac{8g}{\lambda}}, I = \frac{h_{\text{довж}}}{l},$$

то формула (6.13) прийме вигляд:

$$v = C \sqrt{RI}, \quad (6.14)$$

Отримана формула називається **формулою Шезі**, величину  $C$  називають коефіцієнтом Шезі. Коефіцієнт Шезі  $C$  на відміну від безрозмірного коефіцієнту  $\lambda$  має розмірність:



$$[C] = \frac{L^{0.5}}{T}, \text{ звичайно м}^{0.5}/\text{сек.}$$

З урахуванням того, що  $Q = \omega v$ , отримаємо формулу для витрати при рівномірному русі

$$Q = \omega C \sqrt{RI}, \quad (6.15)$$

Перетворимо формулу Шезі (6.14) наступним чином:

$$v = \sqrt{\frac{8}{\lambda}} \sqrt{gRI}, \quad (6.16)$$

Величину  $\sqrt{gRI}$ , яка має розмірність швидкості, позначають  $u_*$  і називають *динамічною швидкістю*:

$$u_* = \sqrt{gRI}, \quad (6.17)$$

Вкажемо, що втрати за довжиною при рівномірному русі можна виразити і як

$$h_{\text{довж}} = \frac{v^2 l}{C^2 R}, \quad (6.18)$$

Ця формула отримана з (6.13), якщо врахувати, що  $C = \sqrt{\frac{8g}{\lambda}}$ . Формулу (6.18) часто застосовують для відкритих потоків.

#### 4. Ламінарний та турбулентний режими руху рідини

Багаточисельні експериментальні досліди гідравлічних опорів переконливо показують, що втрати питомої енергії під час руху суттєво залежать від того, який режим руху спостерігається в потоці – ламінарний чи турбулентний. Існування того чи іншого режиму руху визначається поведінкою часток рідини.

Зорове уявлення про характерні ознаки ламінарного та турбулентного режимів руху можна отримати, якщо провести дослідження цих режимів на дослідній установці, схематично зображеної на малюнку 6.3.

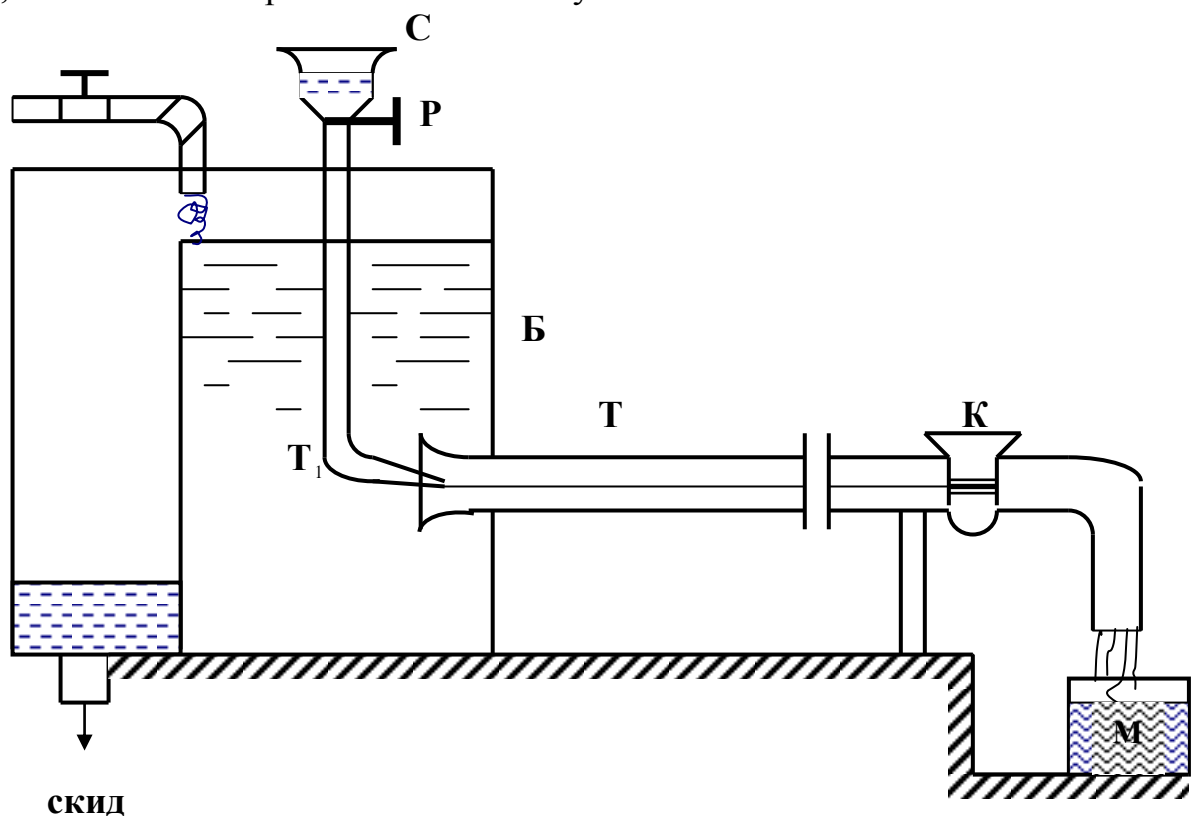


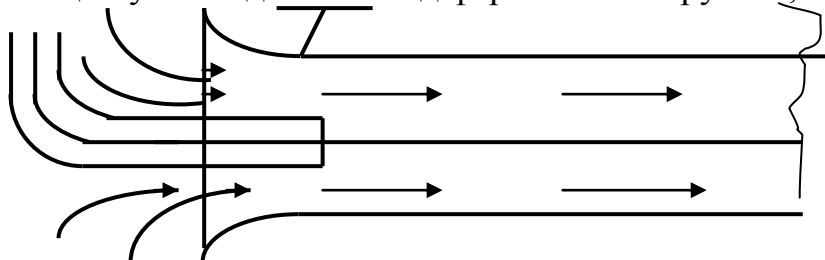
Рисунок 6.3

До складу устаткування входить бак **Б**, наповнений рідиною, приєднана у нижній частині бака скляна (або виконана з буд-якого іншого матеріалу) труба **Т** з повільним входом та розташований над великим баком маленький бачок **С**, наповнений забарвленою рідиною (розчином фарби) зі щільністю, близької до щільності рідини в баці **Б**. Від бачка відходить тонка трубка **Т<sub>1</sub>**, яка входить до труби **Т**. Труби **Т<sub>1</sub>** та **Т** оздоблені для регулювання витрати рідини та фарби кранами **К** та **Р** відповідно. Досліджувана рідина з труби **Т** зливається під час проведення дослідження до мірної судини.

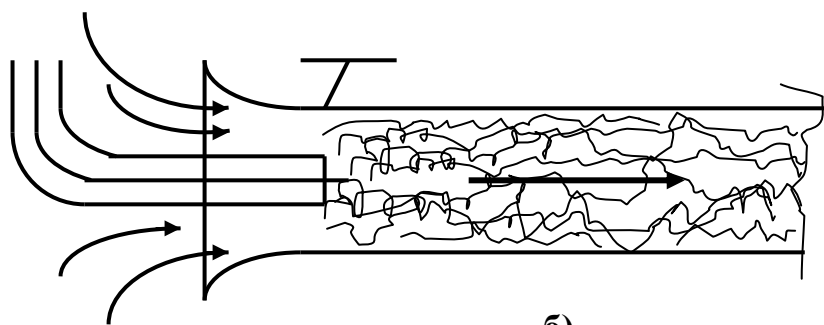
Дослідження проводиться наступним чином. Спочатку ємності **Б** та **С** наповнюються досліджуваною та зафарбованою рідиною і деякий час рідини витримуються у нерухомому стані, щоб уникнути впливу скаламучення. Потім відкриваються крани **К** та **Р** і починається повільний рух рідини та фарби в трубі (рівень рідини в баці підтримується постійним). Знаючи об'єм мірної судини **М** та час її наповнення, отримуємо витрату рідини, як частка від поділу цього об'єму на час. Поділивши в свою чергу витрату рідини **Q** на площу живого перерізу труби  $\omega$ , отримаємо середню швидкість руху в трубі  $v$ .

За незмінного діаметру труби **Т** в залежності від величини середньої швидкості рух рідини має різні характерні особливості. За малих швидкостей струмінь фарби рухається, не змішуючись з іншими шарами рідини (рис. 6.4. а).

Якщо пустити декілька під фарбованих струмків, то вони також



а)



б)

**Рисунок 6.4**

будуть рухатись, не перемішуючись між собою та не змішуючись з оточуючою масою рідини. Лінії току в трубі при цьому стійко прямолінійні.

За деякої декілька збільшеної витрати і, відповідно, збільшеної середньої швидкості підфарбований струмінь викривляється. Струмінь починає пульсувати (коливатися у просторі), що свідчить про наявність безперервних змін (пульсацій) швидкості у часі в різних точках.

При подальшому збільшенні швидкості та підсиленні пульсації зафарбований струмінь розпадається, перемішуючись з оточуючою масою рідини, при цьому спостерігаються помітні завихрення за усім перерізом труби (рис. 6.4. б).

Режим руху, за якого відсутня пульсація швидкості та перемішування часток, називається **ламіна́рним** (від латинського слова *lamina* – шар) режимом руху.

Режим руху, характерною властивістю якого є перемішування часток та пульсації швидкості, називається **турбулентним** (від латинського слова *turbulentus* – невпорядкований) режимом руху.

Ламінарний режим руху зустрічається частіше за все при русі по трубах рідини з великою в'язкістю (нафти, нафтопродуктів і т. п.), а також під час руху води в тонких капілярних трубах та порах ґрунту.

Турбулентний режим зустрічається у більшості випадків гідротехнічної та гідромеліоративної практики (рух води в трубах, каналах, річках і т.п.).

Вивчення ламінарного та турбулентного режимів руху являє собою особливу цікавість, оскільки втрати питомої енергії (втрати напору) суттєво залежать від того, за якого режиму трапляється рух рідини. Це положення вперше було висловлене у 1880 р. великим руським вченим Д. І. Менделєєвим у праці «Про опір рідин та повітроплавання», в якій було вказане на існування видів руху рідин, які і відрізняються різними залежностями сил тертя в рідині від швидкості руху.

Багаточисельні експериментальні дані підтверджують, що за різних режимів руху рідини величина втрат енергії по-різному залежить від швидкості руху.

Якщо отримані з дослідів величини втрат напору  $h_{mp}$  та середньої швидкості  $v$  зобразити на логарифмічному графіці (рис. 6.5), то для ламінарного режиму (відрізок АК) можна записати:

$$\lg h_{mp} = \lg a + \lg v, \quad (6.19)$$

а для турбулентного режиму руху (відрізок ВК)

$$\lg h_{mp} = \lg b + m \lg v, \quad (6.20)$$

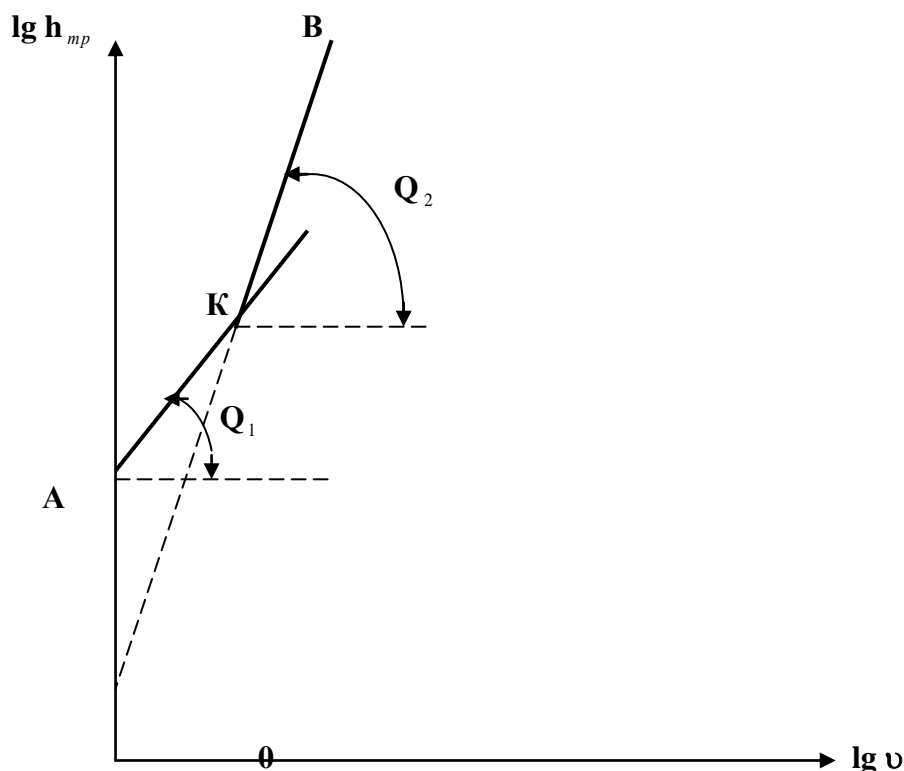


Рисунок 6.5

З (6.19) та (6.20) слідує, що для ламінарного та турбулентного режимів відповідно

$$h_{тр\text{ лам}} = av, \quad (6.21)$$

$$h_{тр\text{ турб}} = bv^m, \quad (6.22)$$

### 5. Розподіл швидкостей при ламінарному русі

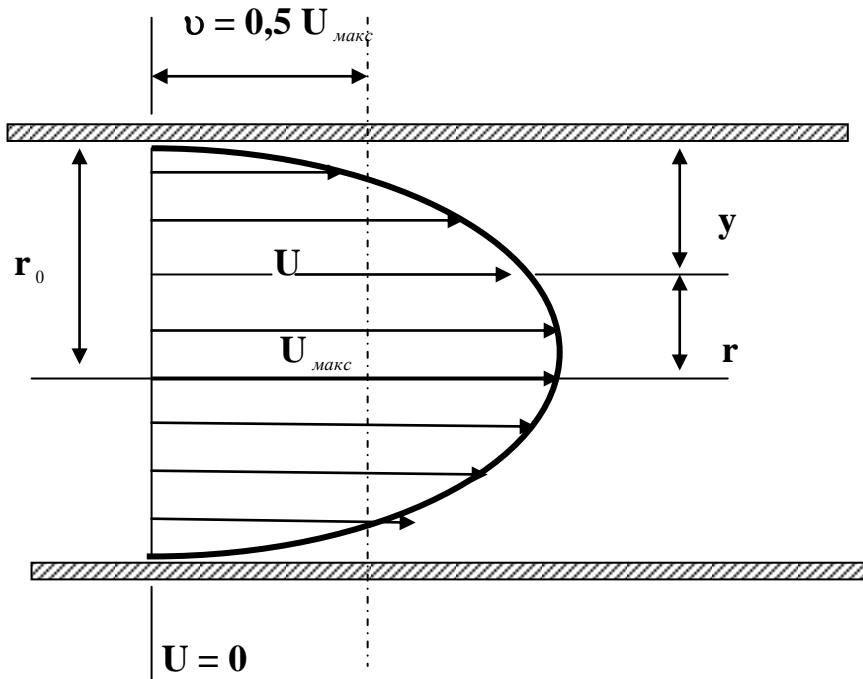


Рисунок 6.6

При ламінарному режимі руху місцеві швидкості в усіх точках потоку не підлягають пульсаціям, тобто не змінюються в часі. Як показали дослідження, картина розподілу швидкостей за живим перерізом характеризується наступними даними. Безпосередньо на стінках швидкість руху рідини дорівнює нулю, а по мірі віддалення від стінки, тобто наближення до осі труби, швидкості доволі швидко зростають.

В осьових перерізах круглої циліндричної труби швидкості ламінарного руху розподіляються за параболою згідно теоретичного виразу

$$u = \frac{\gamma}{4\mu} (r_0^2 - r^2), \quad (6.23)$$

де  $\gamma$  – питома вага рідини;

$I$  – гідравлічний радіус;

$\mu$  – динамічна в'язкість;

$r_0$  – радіус труби;

$r$  – відстань від осі труби до точки, в якій визначається швидкість (рис.6.6).

Максимальне значення має швидкість на осі труби (при  $r = 0$ ), при цьому

$$u_{\text{макс}} = \frac{\gamma}{4\mu} r_0^2 = \frac{\gamma d^2}{16\mu}.$$

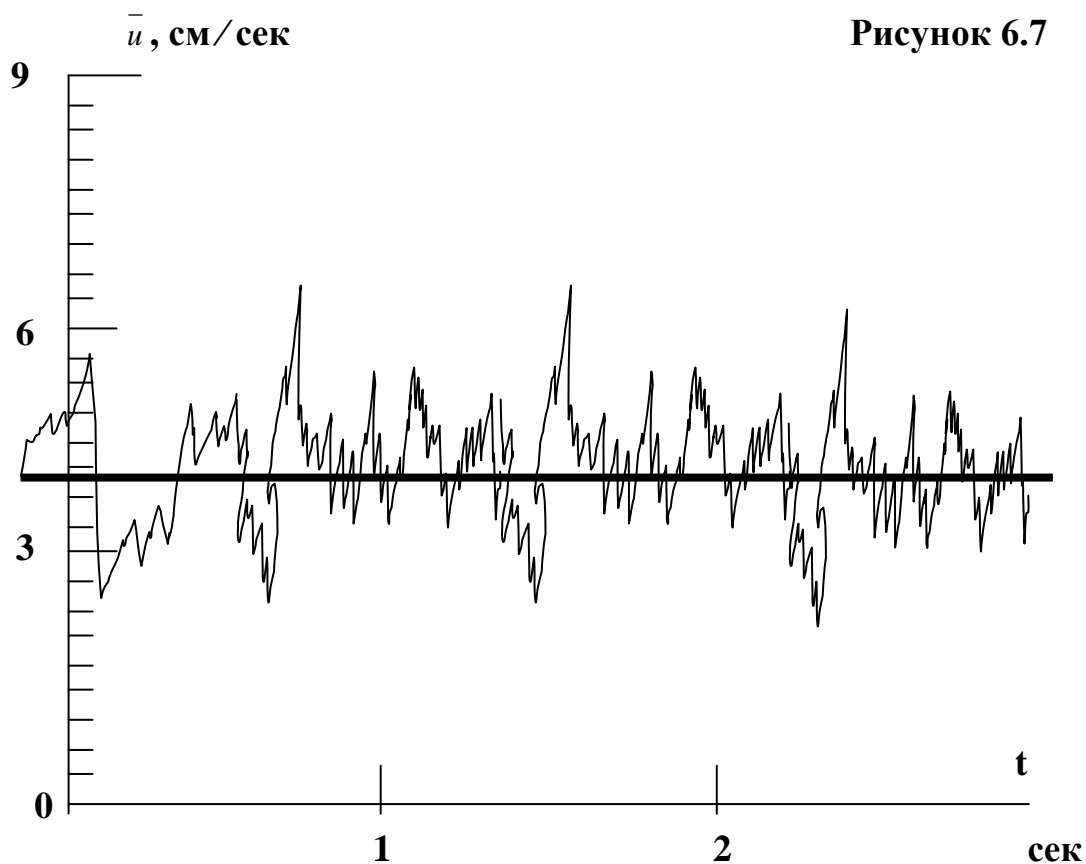
При ламінарному режимі руху середня швидкість в круглій трубі дорівнює половині максимальної швидкості, тобто

$$v = 0,5 u_{\text{макс}} = \frac{\gamma}{8\mu} r_0^2, \quad (6.24)$$

## 6. Розподіл швидкостей при турбулентному русі

При турбулентному режимі руху швидкості в кожній даній точці підлягають більш або менш швидким змінам у часі, тобто пульсаціям. При цьому, незважаючи на зміни величини і навіть напрямку швидкості, в кожній даній точці напрямок поступового руху всього потоку зберігається постійним.

В гідравліці велика увага приділяється вивченню поля швидкостей, для чого застосовуються різні високоточні прилади, які дозволяють фіксувати зміни швидкості з часом в різних точках турбулентного потоку. Вимірювання показують, що швидкість руху в точці, хоча й пульсує, але коливається біля деякого постійного, незалежно від часу, значення, називаємого *осередненою швидкістю* (рис. 6.7), величина якої представлена ординатою від осі часу до жирної горизонтальної лінії.



На малюнку 6.7 показаний запис зміни швидкості в одній і тій же точці турбулентного потоку за даними М. А. Велика нова. Якщо схематично зобразити графік зміни швидкості в даній точці турбулентного потоку у вигляді кривої ABCD (рис. 6.8), причому рівняння цієї кривої  $u = f(t)$ , то величина осередненої швидкості буде дорівнювати:

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \sum_0^T u \Delta t, \quad (6.25)$$

де  $T$  – достатньо великий інтервал часу.

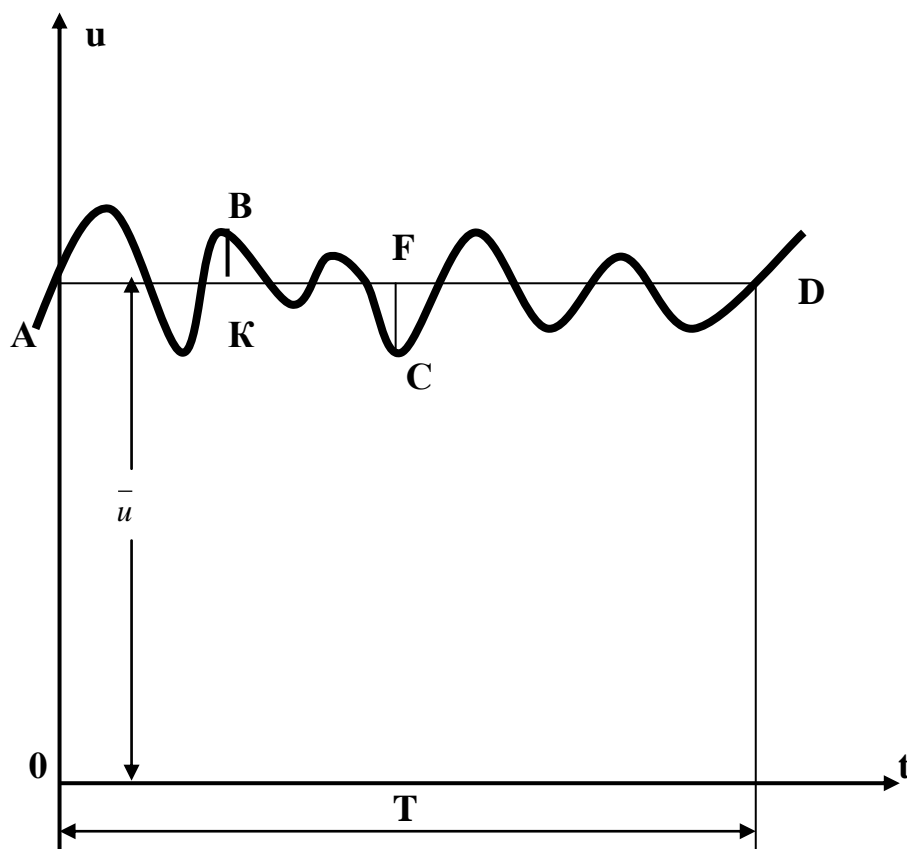
Отже, осереднена швидкість турбулентного потоку в даній точці або осереднена місцева швидкість уявляє собою середнє у часі значення швидкості в розглядає мій точці. Слід розрізняти осереднену швидкість в точці  $\bar{u}$  та середню швидкість  $v$ :

$$v = Q/\omega,$$

де  $Q$  – витрата рідини крізь увесь живий переріз потоку;

$\omega$  – площа живого перерізу.

Швидкість в кожний момент часу в даній точці називають **миттєвою швидкістю**. Різниця між миттєвою та осередненою швидкістю називається **швидкістю пульсації  $u'$**  (на рис. 6.8 швидкості пульсації в різні моменти представлені, наприклад, відрізками ВК, СF). Швидкість пульсації – перемінна величина, вона може бути і додатною, і від’ємною, тобто миттєві швидкості в кожній даній точці турбулентного потоку можуть бути і більше, і менше осереднених швидкостей в цих точках. В подальшому при розгляданні швидкостей турбулентного руху на увазі будуть матися лише осереднені швидкості.



## ЛЕКЦІЯ № 7

### Поняття про гідравлічно гладкі та шорсткі труби. Формули для визначення коефіцієнта втрат за довжиною та коефіцієнта Шезі при встановленому рівномірному русі

#### 1. Поняття про гідравлічно гладкі та шорсткі труби

Величина втрат напору за довжиною потоку може суттєво залежати від характеристик шорсткості стінок труби або русла, в яких виникає рух. Поверхня стінок, що обмежують потік, завжди відрізняється від ідеально гладкої поверхні наявністю виступів та нерівностей. Величина та форма цих виступів залежать від матеріалу стінки, від його обробки, умов експлуатації, в процесі якої може з'явитись корозія, можуть випасти та осісти на стінках тверді частки наносів і т.п. В подальшому ми не будемо детально вивчати різні види шорсткості, а будемо уявляти стінки труб та русел суцільно вкритими однорідними бугорками з середньою абсолютною висотою виступу шорсткості, яка позначається  $\Delta$ .

В залежності від того, як співвідносяться розміри виступів шорсткості та товщина ламінарної плівки, всі труби та русла можуть бути при турбулентному режимі руху поділені на три види.

Якщо висота виступів шорсткості  $\Delta$  менше, ніж товщина ламінарної плівки ( $\Delta < \delta$ ), то усі нерівності повністю занурені в ламінарній плівці, рідина в межах цієї плівки ламінарно обтікає виступи шорсткості. В цьому випадку шорсткість стінок не впливає на характер руху і відповідно втрати напору не залежать від шорсткості, а стінки називають *гідравлічно гладкими*.

Коли висота виступів шорсткості перевищує товщину ламінарної плівки ( $\Delta > \delta$ ), нерівності стінок виходять в межі турбулентного ядра, потік обтікає виступи з відривом, який супроводжується інтенсивним перемішуванням часток. В цьому випадку втрати напору залежать від шорсткості і такі труби (або русла) називаються *гідравлічно шорсткими*.

В третьому випадку, який є проміжним між двома вищевказаними, абсолютна висота виступів шорсткості приблизно дорівнює товщині ламінарної плівки. В цьому випадку труби відносяться до перехідної області опору. Товщина ламінарної плівки визначається за формулою

$$\delta \approx 30 \frac{d}{\text{Re} \sqrt{\lambda}}, \quad (7.1)$$

Отже, розрізняють стінки (труби, русла) гідравлічно гладкі та шорсткі.

Для практичних розрахунків можна застосовувати орієнтовні значення висоти виступу шорсткості для труб:

труби нові сталеві та чавунні -  $\Delta \approx 0,45 \div 0,50$  мм,

труби, які були в експлуатації (так звані «нормальні»), -  $\Delta \approx 1,35$  мм.

#### 2. Формули для визначення коефіцієнта втрат за довжиною та коефіцієнта Шезі при встановленому рівномірному русі

Як вже було відмічено, втрати напору за довжиною визначаються за формулою Дарсі – Вейсбаха (6.12)

$$h_{\text{довж}} = \lambda \frac{l}{d} \frac{v^2}{2g}.$$

Ця формула дійсна як для ламінарного, так і для турбулентного режимів. Різними в цих випадках будуть розрахункові вирази для коефіцієнта Дарсі  $\lambda$ , від правильного вибору величини якого залежить точність гідравлічних розрахунків.

При ламінарному русі в трубах коефіцієнт Дарсі  $\lambda$  залежить лише від числа Рейнольдса і для круглих труб знаходиться за формулою

$$\lambda = \frac{64}{\text{Re}}, \quad (7.2)$$

Всі формули для коефіцієнта Дарсі можна поділити на два види: ті, які дійсні лише для окремих областей опору, і універсальні, придатні для будь-якої області опору.

Для гідравлічно гладких труб однією з перших (за часом виникнення) є формула Блазіуса

$$\lambda_{\text{гл}} = \frac{0,3164}{\text{Re}^{0,25}}, \quad (7.3)$$

яка дає достовірні результати при числах Рейнольдса, менших 100 000.

Досить задовільні результати можна отримати також при використанні для гідравлічно шорстких труб формули Шифрінсона

$$\lambda_{\text{кв}} = 0,11 \left( \frac{\Delta}{d} \right)^{0,25} = 0,11 \sqrt[4]{\frac{\Delta}{d}}, \quad (7.4)$$

В технічних трубопроводах (тобто з різнозернистою шорсткістю) шорсткість стінок відрізняється від рівномірно зернистої шорсткості, яка мала місце у дослідах Нікурадзе. Для шерохуватих труб було запропоновано підраховувати  $\lambda$  по вказаним вище формулам, полагаючи, що  $\Delta$  - так звана **еквівалентна шорсткість**.

Під еквівалентною шорсткістю розуміють висоту виступів рівномірно зернистої шорсткості з однорідного піску.

Формула, запропонована А. Д. Альтшулем,

$$\lambda_{\text{пер}} = 0,11 \left( \frac{\Delta}{d} + \frac{68}{\text{Re}} \right)^{0,25}, \quad (7.5)$$

Ця формула на межі перехідної області, яка примикає до області гладких труб, дає значення  $\lambda$ , яке співпадає зі значеннями  $\lambda$ , розрахованими по формулам для гладких труб. На межі перехідної області, що співпадає з межею квадратичної області, за формулою (7.5) отримуємо  $\lambda$ , що співпадають з  $\lambda_{\text{кв}}$ .



## ЛЕКЦІЯ № 8

### Місцеві опори та втрати напору

Місцеві опори в трубопроводах та каналах обумовлені різними факторами, до яких відносяться: різка зміна конфігурації живого перерізу потоку, течії зі зміною швидкості, поперечна циркуляція при згинанні потоку, з'єднання та роз'єднання потоків.

При різкій зміні конфігурації живого перерізу або при різкому згинанні потік обтікає кути, утворені зміною напрямку стінок русла. При обтіканні турбулентним потоком кутів та елементів арматури за ними виникають коловоротні зони, на підтримання течії в яких витрачається напір. Між транзитним потоком та коловоротними зонами виникають поверхні розділення, які відокремлюють течії з різними швидкостями і однією з ознак місцевих опорів. Найбільші коловоротні зони виникають по сусідству з великими швидкостями транзитного потоку, який сприяють збільшенню інтенсивності завихрення води в них. Звичайно це проявляється безпосередньо після місцевого опору.

На поверхні поділу утворюються місцеві опори у вигляді окремих вихрів, які безперервно переміщуються. При цьому одні маси рідини у коловоротних зонах замінюються іншими. Як правило, величина місцевих втрат напору залежить від величини коловоротних зон, збільшуючись зі збільшенням останньої.

Місцеві втрати напору можна виразити як через швидкісний напір, що відповідає швидкості до перепони в потоці, так і через швидкісний напір, підрахований по швидкості за перепорою.

Розглянемо деякі види місцевих опорів та їх коефіцієнти.

#### **1. Раптове розширення**

При раптовому розширенні потоку в трубі від площі  $\omega_1$  до площі  $\omega_2$  рідина не розтікається по контуру злому стінок, а прямує за більш плавними лініями токів. Біля стінок утворюється простір, в якому рідина знаходиться в обертальному русі. Втрата напору, яка трапляється при раптовому розширенні, може бути знайдена за допомогою рівняння Бернуллі для двох перерізів.

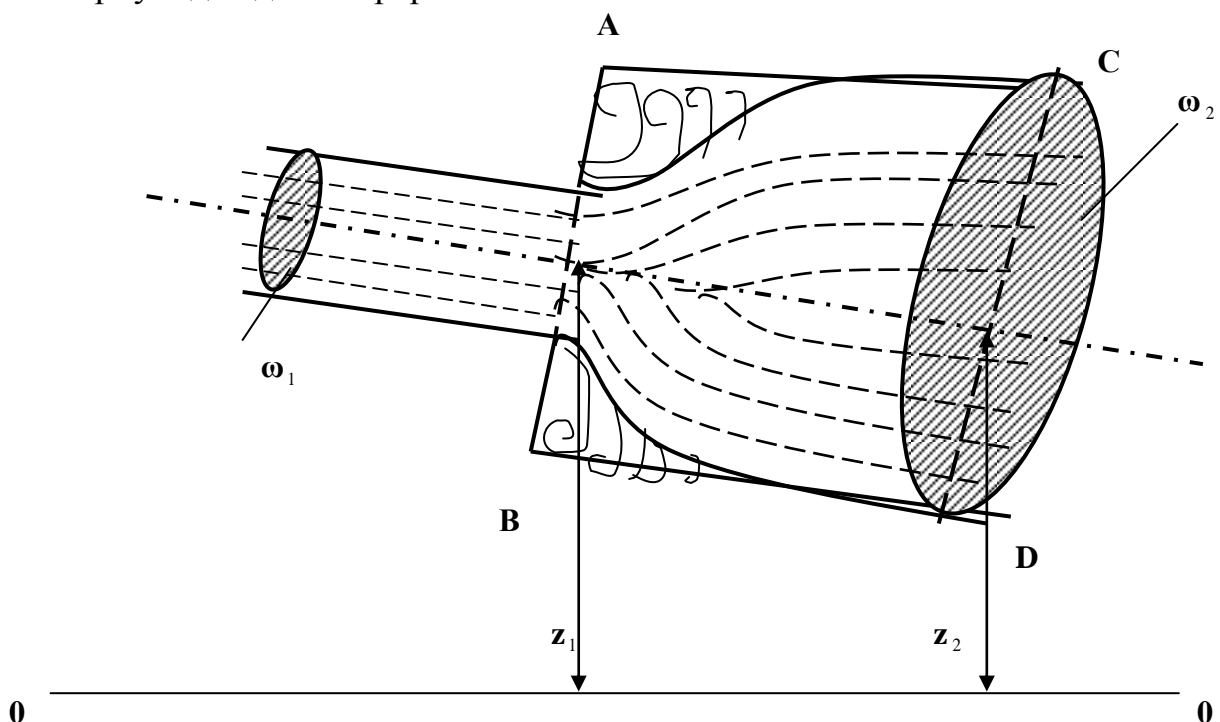


Рисунок 8.1

$$\mathbf{h}_{p.p.} = \left( \frac{\alpha_1 v_1^2}{2g} + \frac{p_1}{\gamma} + \mathbf{z}_1 \right) - \left( \frac{\alpha_2 v_2^2}{2g} + \frac{p_2}{\gamma} + \mathbf{z}_2 \right), \quad (8.1)$$

Щоб виразити  $\mathbf{h}_{p.p.}$  лише через середні швидкості, слід застосувати теорему про кількість руху. Провівши необхідні перетворення, отримаємо

$$\mathbf{h}_{p.p.} = \frac{v_2(\alpha_2' v_2 - \alpha_1' v_1)}{g} + \frac{\alpha_1 v_1^2}{2g} - \frac{\alpha_2 v_2^2}{2g}, \quad (8.2)$$

При  $\alpha_1' = \alpha_2' = \alpha_1 = \alpha_2 = 1$  маємо

$$\mathbf{h}_{p.p.} = \frac{(v_1 - v_2)^2}{2g}, \quad (8.3)$$

Називаючи різницю  $v_1 - v_2$  втраченою швидкістю, можна сказати, що втрата напору при раптовому розширенні дорівнює швидкісному напору, підрахованому по втраченій швидкості (теорема Борда). Формулу можна записати наступним чином

$$\mathbf{h}_{p.p.} = \left( 1 - \frac{v_2}{v_1} \right)^2 \frac{v_1^2}{2g}, \quad (8.4)$$

або

$$\mathbf{h}_{p.p.} = \left( \frac{v_1}{v_2} - 1 \right)^2 \frac{v_2^2}{2g}, \quad (8.5)$$

З урахуванням рівняння нерозривності потоку

$$v_1 \omega_1 = v_2 \omega_2, \text{ отримаємо}$$

$$\mathbf{h}_{p.p.} = \left( 1 - \frac{\omega_1}{\omega_2} \right)^2 \frac{v_1^2}{2g}, \quad (8.6)$$

$$\mathbf{h}_{p.p.} = \left( \frac{\omega_2}{\omega_1} - 1 \right)^2 \frac{v_2^2}{2g},$$

Звідси втрати при раптовому розширенні можна підрахувати за будь-якою з наступних формул:

$$\mathbf{h}_{p.p.} = \zeta'_{p.p.} \frac{v_1^2}{2g},$$

$$\mathbf{h}_{p.p.} = \zeta_{p.p.} \frac{v_2^2}{2g}, \text{ де}$$

$$\zeta'_{p.p.} = \left( 1 - \frac{\omega_1}{\omega_2} \right)^2,$$

$$\zeta_{p.p.} = \left( \frac{\omega_2}{\omega_1} - 1 \right)^2.$$

## 2. Раптове звуження струменя

При раптовому звуженні також як і при раптовому розширенні створюються простори з вальцями обертаємої рідини. Коефіцієнт раптового звуження  $\zeta_{p.зв.}$  залежить від співвідношення площ живого перерізу  $\omega_1$  (більший переріз) та  $\omega_2$  (менший переріз).

Наприклад,	$\frac{\omega_2}{\omega_1} = 0,01$	<b>0,10</b>
	$\zeta_{p.зв.} = 0,5$	<b>0,45</b>

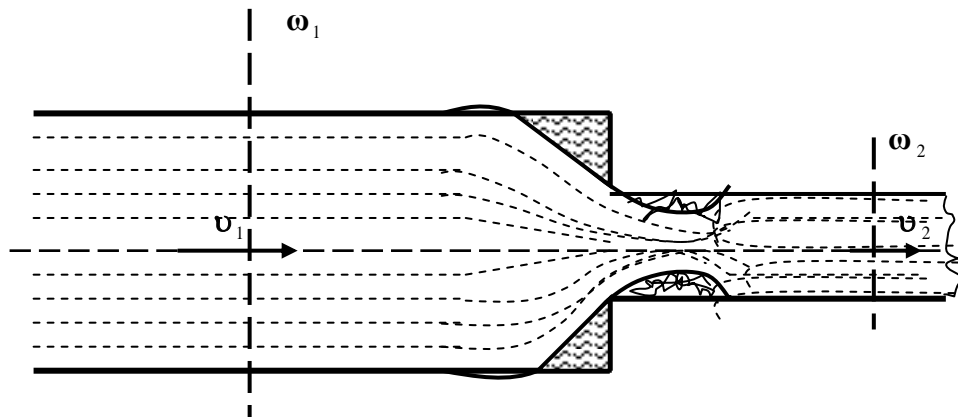


Рисунок 8.2

### 3. Вхід до труби

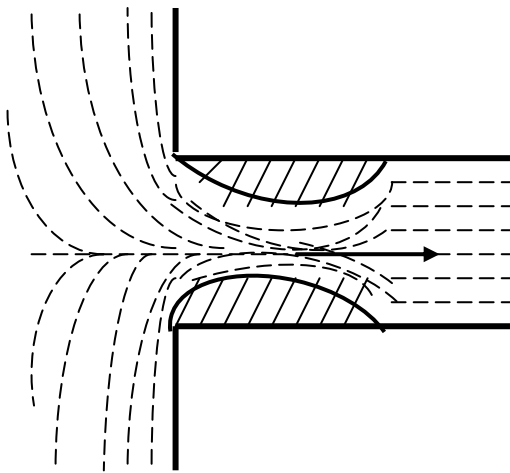


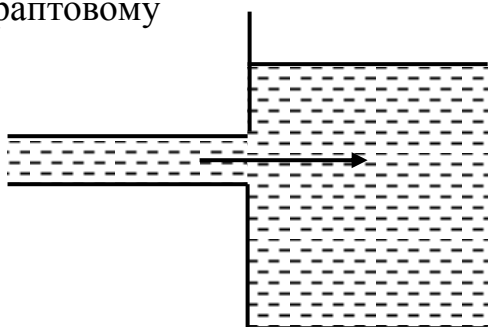
Рисунок 8.3

Якщо труба приєднана перпендикулярно до стінки басейну та кромки вхідного отвору, тоді гостра  $\zeta_{\text{вх}} = 0,5$ . При злегка закругленій кромці  $\zeta_{\text{вх}} = 0,20 \div 0,25$ . При плавній кривій  $\zeta_{\text{вх}} = 0,01 \div 0,05$ .

### 4. Вихід з труби у нерухому рідину (бак, басейн і т. п.)

Можна використовувати вираз для розрахунку коефіцієнта місцевого опору при

раптовому



розширенні:

$$\zeta'_{p.p.} = \left(1 - \frac{\omega_1}{\omega_2}\right)^2.$$

Рисунок 8.4

### 5. Поступове розширення (дифузори)

Коефіцієнт втрат визначається за формулою:

$$\zeta_{\text{диф}} = k \left( \frac{\omega_2}{\omega_1} - 1 \right)^2,$$

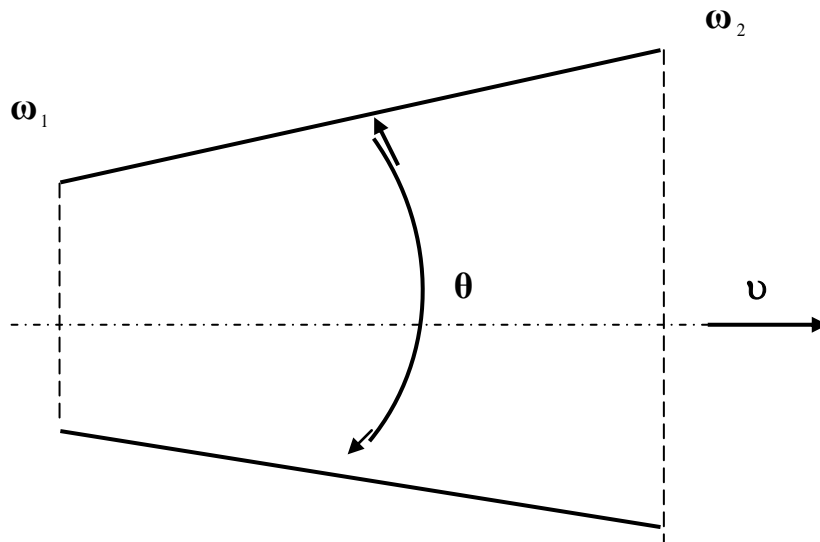
де  $\omega_2$  та  $\omega_1$  - площі живого

перерізу за розширенням і до нього;

Коефіцієнт  $k$  знаходиться

залежності від кута  $\theta$ .

В



## 6. Раптове звуження (конфузори)

Коефіцієнт втрат при раптовому

звуженні

визначається за формулою:

$$\zeta_{\text{конф}} = \frac{\lambda}{8 \sin \frac{\theta}{2}} \frac{n^2 - 1}{n},$$

де  $n$  – відношення площ живого

до конфузору та за ним;

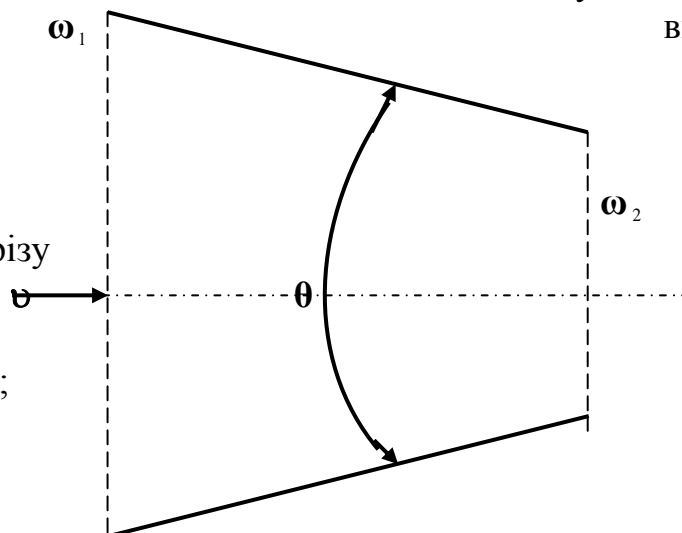
$\lambda$  - коефіцієнт Дарсі для руху в

$\theta$  – кут конусності

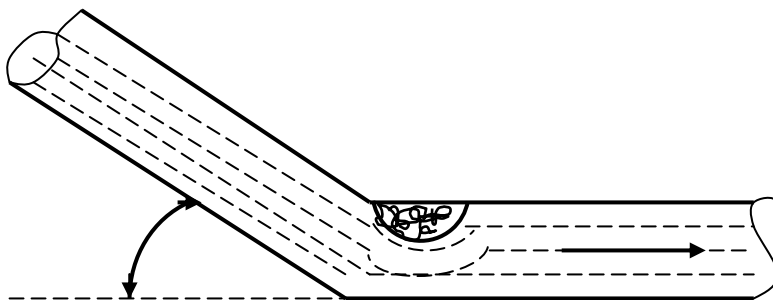
перерізу

трубі;

трубі;



## 7. Коліно без закруглення



На основі дослідів з круглими трубами діаметром менше 30 мм отримані таблиці з даними, за якими визначається залежність коефіцієнта втрат  $\zeta_{\text{кол}}$  від кута повороту  $\alpha$ . Також  $\zeta_{\text{кол}}$  можна отримати з наступної формули Вейсбаха:

$$\zeta_{\text{кол}} = 0,946 \sin \frac{2\alpha}{2} + 2,047 \sin \frac{4\alpha}{2}.$$

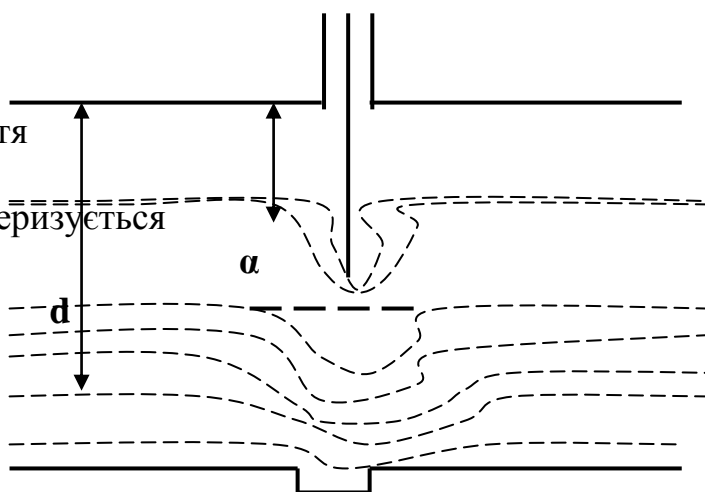
При збільшенні діаметру труби  $\zeta_{\text{кол}}$  суттєво зменшується, у зв'язку з цим, наприклад для труб великого діаметру та  $\alpha = 90^\circ$ , рекомендується приймати  $\zeta_{\text{кол}} = 0,25$ .

## 8. Затвір

пере-  
попереч-  
втрат

закриття

характеризується



Для простого затвору, що

криває трубу круглого

ного перерізу, коефіцієнт

$\zeta_z$  залежить від ступеня

затвору, який

відношенням  $a/d$ . Значення  $\zeta_z$  зведені до таблиць.

## ЛЕКЦІЯ № 9

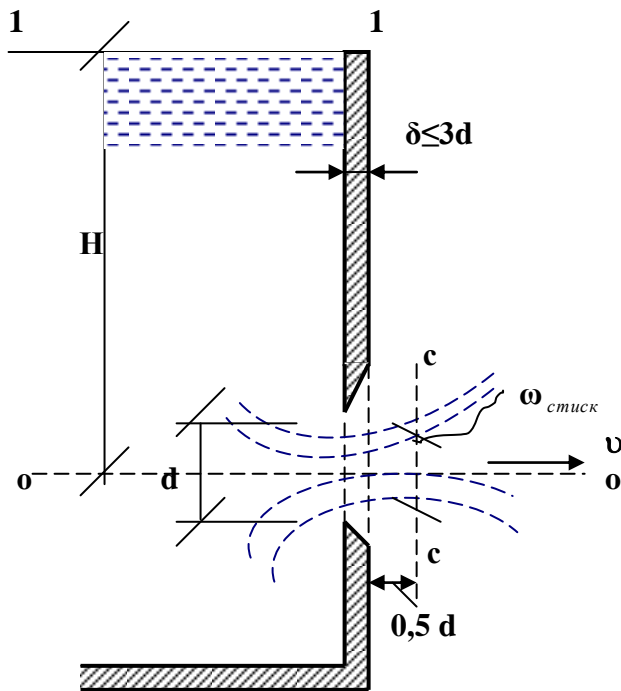
### Витікання рідини з отворів та насадків

#### 1. Витікання рідини крізь малі отвори в тонкій стінці при сталому напорі

Малим отвором домовимося називати такий отвір, який одночасно задовольняє трьом умовам:

- 1) швидкість підходу зневажливо мала;
- 2) швидкість руху в верхній та нижній точках зжатого перерізу приблизно дорівнюють одна одній;
- 3) діаметр отвору  $< 0,1 H$ .

Під терміном «тонка стінка» розуміється така стінка, у якої кінці в отворі мають загострену кромку. В цьому випадку можливий лише місцевий опір руху. При протіканні рідини крізь малий отвір в тонкій



стінці всі лінії току в площині самого отвору опиняються не паралельними одна до одної і тому течія в цьому місці не може вважатися такою, що повільно змінюється. На деякій відстані від отвору кривизна ліній току зменшується, окремі струмені все більше й більше наближаються до паралельних, одночасно дещо зменшується переріз струменя. Переріз  $c-c$ , найбільш близько розташований до отвору, в якому рух приймає майже паралельно – струмінний характер, називається стислим перерізом  $\omega_{стиск}$ .

Позначимо фактичну площу отвору в тонкій стінці  $\omega$ , а площу стислого перерізу струменя  $\omega_{стиск}$ . Відношення  $\omega_{стиск}$  до  $\omega$  назовемо коефіцієнтом стискування:

$$\epsilon = \frac{\omega_{стиск}}{\omega}, \quad (9.1)$$

Рівняння Бернуллі складемо для вільної поверхні та стислого перерізу струменя, де рух можна вважати повільно змінюючимся. Рівняння буде мати вигляд:

$$H + \frac{P_a}{\gamma} + \frac{\alpha v_n^2}{2g} = 0 + \frac{P_a}{\gamma} + \frac{\alpha v^2}{2g} + h_\omega, \quad (9.2)$$

де  $H$  – напір над центром ваги площі отвору;

$v_n$  - швидкість підходу рідини до отвору;

$v$  - швидкість руху рідини в струмені (в стислому перерізі);

$h_{\omega}$  - втрата напору при витіканні рідини з отвору в тонкій стінці;

$\alpha$  – коректив швидкості.

Якщо позначимо надлишковий гідродинамічний напір через  $H_0$ , тобто

$$H_0 = H + \frac{\alpha v_n^2}{2g}, \quad (9.3)$$

а місцеві втрати  $h_{\omega} = h_i$

$$h_i = \zeta_{\text{ex}} \frac{v^2}{2g}, \quad (9.4)$$

отримаємо

$$H_0 = (\alpha + \zeta_{\text{ex}}) \frac{v^2}{2g}, \quad (9.5)$$

З рівняння (9.5) визначимо швидкість протікання рідини крізь стислий переріз:

$$v = \phi \sqrt{2gH_0}, \quad (9.6)$$

де  $\phi$  – коефіцієнт швидкості, рівний:

$$\phi = \frac{1}{\sqrt{\alpha + \zeta_{\text{ex}}}}, \quad (9.7)$$

Для ідеальної рідини  $\zeta_{\text{ex}} = 0$  та  $\alpha = 1$ , тоді  $\phi = 1$  та

$$v_{i0} = \sqrt{2gH_0}, \quad (9.8)$$

В реальній рідині  $\phi$  завжди менше 1.

Порівнюючи (9.6) та (9.8), отримаємо:

$$\phi = \frac{v}{v_{i0}}, \quad (9.9)$$

Числові значення коефіцієнта швидкості визначаються експериментально. Для круглих отворів він в середньому дорівнює **0,97**. Знаючи, що  $\omega_{\text{стиск}} = \epsilon \omega$ , а  $v = \phi \sqrt{2gH_0}$ , витрата рідини, що протікає крізь малий отвір в тонкій стінці, може бути виражений наступним чином:

$$Q = \omega_{\text{стиск}} v = \epsilon \omega \phi \sqrt{2gH_0}, \quad (9.10)$$

Позначимо добуток  $\epsilon \phi$  через  $\mu$  (тобто  $\mu = \epsilon \phi$ ) та назвемо його **коефіцієнтом витрати**. Тоді отримаємо:

$$Q = \mu \omega \sqrt{2gH_0}, \quad (9.11)$$

Якщо прийняти  $v_n = 0$ , то  $Q = \mu \omega \sqrt{2gH}$ ,

Для круглих труб  $\epsilon = 0,64$ , і тоді  $\mu = 0,64 \cdot 0,97 = 0,62$ .

**Коефіцієнти швидкості  $\phi$  та витрати  $\mu$**  не постійні і залежать від багатьох факторів: в'язкості, початкового напору, розміру отворів, їх форми, розташування відносно прилеглих стінок, температури і т.п.

В залежності від розташування відносно прилеглих стінок розрізняють наступні типи стискання струменя:

1. *Повне*, коли струмінь отримує стискання за усім периметром;

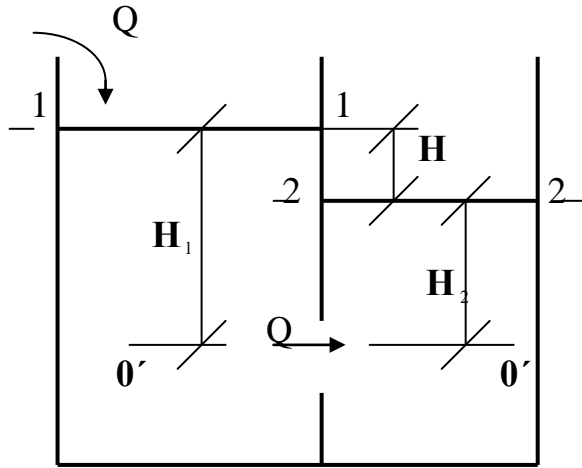
2. *Неповне*, коли частина периметру отвору безпосередньо примикає до ребра стінки;

Повне в свою чергу може бути *досконалим* та *недосконалим*. Досконале стискання встановлюється, коли відстань від будь-якої зі стінок до отвору буде не менша потрібного поперечного розміру отвору. Недосконале встановлюється, якщо ця відстань буде меншою за потрібний розмір отвору.

Вплив форми отворів, напору та інших факторів на коефіцієнт витрати встановлено експериментально та зведено до таблиць, якими користуються у випадку необхідності.

### Витікання рідини крізь тонкі затоплені отвори

В цьому випадку розрахункові перерізи 1-1 та 2-2 приймаємо на поверхні рідини в обох резервуарах, а площину порівняння  $0'-0'$  проведемо крізь центр отвору.



$$H_1 + \frac{P_a}{\gamma} + \frac{\alpha v_1^2}{2g} = H_2 + \frac{P_a}{\gamma} + \frac{\alpha v_2^2}{2g} + h_w$$

$$h_w = h_{ex} + h_{vix}$$

$$H_1 = H_2 + \frac{v^2}{2g} (\zeta_{ex} + \zeta_{vix})$$

Для відкритих резервуарів рівняння Бернуллі запишемо у вигляді:

$$H_1 = H_2 + \frac{v^2}{2g} (\zeta_{ex} + \zeta_{vix}), \quad (9.12)$$

де  $v$  - швидкість протікання рідини в стислому перерізі;

$\zeta_{ex}$  - коефіцієнт опору отвору;

$\zeta_{vix}$  - коефіцієнт опору на виході з отвору в резервуар.

При великих розмірах резервуару увесь швидкісний напір потоку, який виходить з отвору, гаситься у масі рідини, яка знаходиться у ругоз резервуарі. В цьому випадку можна прийняти  $\zeta = \alpha \approx 1$ .

Тоді

$$v = \frac{1}{\sqrt{1 + \xi_{\dot{\alpha}\dot{o}}}} \sqrt{2g(H_1 - H_2)}$$

$$\phi = \frac{1}{\sqrt{1 + \xi_{\dot{\alpha}\dot{o}}}}, \quad H_1 - H_2 = H$$

$$v = \phi \sqrt{2gH},$$

тобто швидкість визначається за вже відомою формулою. Вираз для витрати буде також мати вже відомий нам вигляд, тобто

$$Q = v\omega = \mu\omega \sqrt{2gH},$$

де  $\mu = \phi\xi$ .

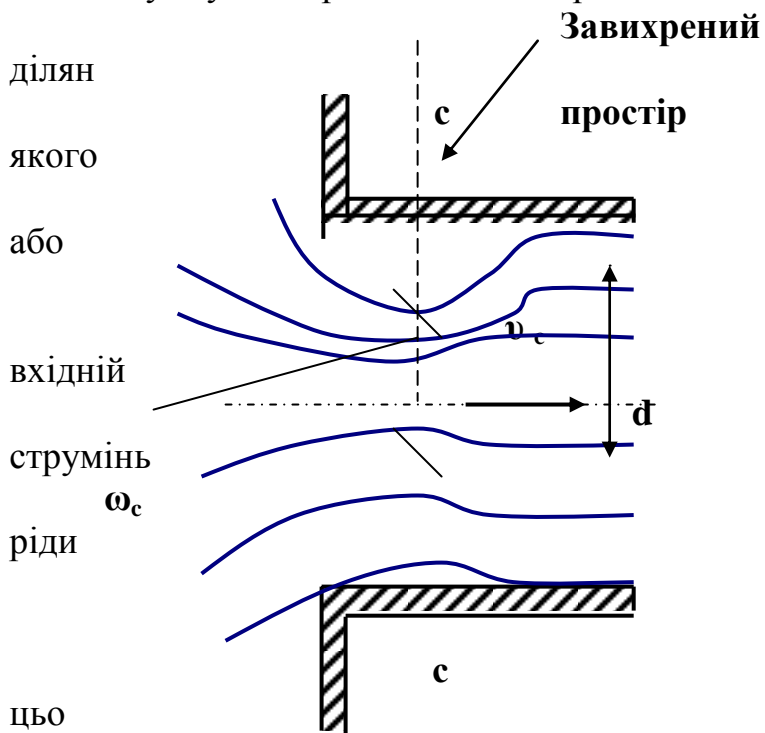
Значення коефіцієнтів витрати  $\mu$  та швидкості  $\phi$  близькі до їх значень при незатопленому отворі.



## 2. Протікання рідини крізь насадки

**Насадком** називається коротка труба (патрубок), приєднана до отвору в тонкій стінці, крізь яку витікає рідина. В якості насадку може також розглядатись і отвір у відносно товстій стінці, товщина якої задовольняє необхідній довжині насадку. Насадки поділяються на три основні групи: циліндричні (зовнішні та внутрішні), конічні (що розходяться та що сходяться) та коноїдальні з закругленими кінцями за формою стискання струменя. У насадку потік складається з двох самостійних частин: центральної, в якій частки рідини переміщуються лише поступово, та оточуючої її маси (коловоротна зона), де рух часток рідини обертотний і вся зона уявляє завихрений простір. Таким чином струмінь заповнює весь переріз насадку не відразу, а лише на деякій відстані.

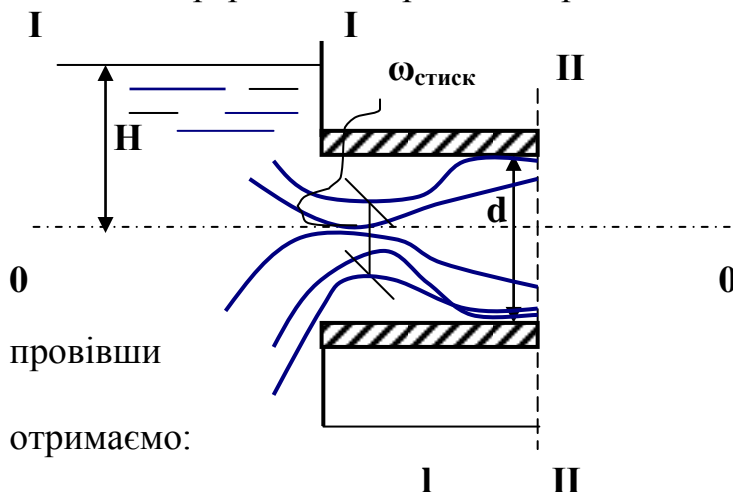
Затиснуте у завихреній зоні повітря



захоплюється потоком і на вхідній цій утворюється вакуум, величина якого залежить від швидкості руху рідини по суті від напору.

У разі наявності вакууму на ділянці насадку, на ділянці, де стиснутий, виникає підсмоктування рідини з резервуару: швидкість притікання рідини до отвору зростає у зв'язку зі збільшенням повного напору, який в цьому випадку складається з напору над центром ваги перерізу та величини вакууму у стислому перерізі.

для двох перерізів I-I на рівні поверх



провівши отримаємо:

ні резервуару та II-II по вихідному перерізу насадка:

$$H + \frac{P_a}{\gamma} + \frac{\alpha v_n^2}{2g} = 0 + \frac{P_a}{\gamma} + \frac{\alpha v^2}{2g} + h_\omega$$

Прийнявши  $h_\omega = \sum \zeta \frac{v^2}{2g}$  та

відповідні перетворення,

Швидкості та витрата крізь насадки визначаються за тими ж формулами, що і для отворів в тонкій стінці, але з іншими значеннями коефіцієнтів витрати  $\mu$  та швидкості  $\phi$ . Для кожного типу насадків встановлені свої значення  $\mu$  та  $\phi$ . Визначимо

швидкість та витрату для зовнішнього циліндричного насадку. Складемо для нього рівняння Бернуллі

$$H_0 = \frac{v^2}{2g} (\alpha + \sum \zeta), \quad (9.13)$$

де  $H_0$  – надлишковий гідродинамічний напір;

$\sum \zeta$  – сума усіх коефіцієнтів опору, що характеризують втрати напору, які можуть мати місце при протіканні рідини крізь насадок.

Суму усіх коефіцієнтів можна записати:

$$\sum \zeta = \zeta_{\text{звуж}} + \zeta_{\text{розш}} + \zeta_l, \quad (9.14)$$

де  $\zeta_{\text{звуж}}$  – коефіцієнт опору на стискання струменя;

$\zeta_{\text{розш}}$  – коефіцієнт опору на розширення струменя;

$\zeta_l$  – коефіцієнт опору за довжиною.

Коефіцієнти опору на звуження та розширення струменя встановлені дослідним шляхом та їх сума складає  $\approx 0,50$ .

Коефіцієнт опору за довжиною визначається за звичайною формулою:

$$\zeta_l = \lambda \frac{l}{d}, \quad \sum \zeta = (0,5 + \lambda \frac{l}{d}), \quad (9.15)$$

Прийнявши  $\alpha = 1$  можна записати:

$$H_0 = \frac{v^2}{2g} (1 + 0,5 + \lambda \frac{l}{d}), \quad (9.16)$$

$$I, \text{ слідовно} \quad \varphi = \sqrt{\frac{1}{1,5 + \lambda \frac{l}{d}}}, \quad (9.17)$$

$$v = \varphi \sqrt{2gH_0}, \quad (9.18)$$

Так як рідина з кінця насадку витікає повним перерізом, то коефіцієнт стискання струменя  $\varepsilon = 1$  та коефіцієнт витрати  $\mu = \varepsilon \varphi = \varphi$ .

З рівнянь (9.17) та (9.18) бачимо, що зі збільшенням довжини насадку зменшується швидкість протікання рідини і навпаки зі зменшенням довжини насадку швидкість збільшується. Після стискання усі перерізи насадку та втрати за довжиною зневажливо малі ( $\zeta_l = 0$ ), довжина повинна бути біля  $L \approx (3 \div 4)d$ . Такий насадок носить назву *насадку Венту*. Коефіцієнт швидкості і, слідовно, витрати  $\mu = \varphi = 0,82$ .

### Внутрішній циліндричний насадок

В цьому насадку рідина протікає аналогічно зовнішньому насадку. Однак коефіцієнт швидкості  $\varphi$  та витрати  $\mu$  для цього насадку менше, ніж для зовнішнього насадку, не дивлячись на те, що  $\varepsilon = 1$ , а саме  $\mu = \varphi = 0,707$ .

Гідравлічні опори в цьому насадку більше за гідравлічні опори зовнішнього насадку, а слідовно і витрата рідини  $Q$  менша, ніж у зовнішньому насадку. Слідовно, гідравлічні характеристики цього насадку гірші за зовнішній і тому перевагу віддають зовнішнім насадкам.

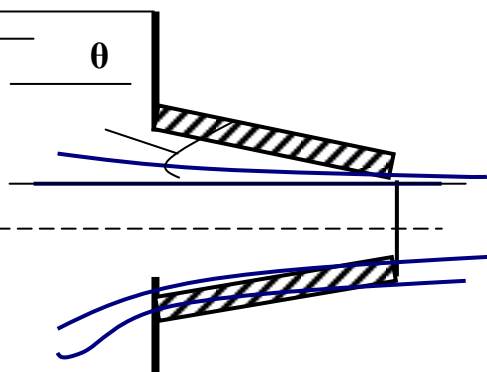
коefficient-  
 $\omega_c$   
 вит-  
 роз-  
 стін  
 зрос-  
 тає за малих вихідних швидкостей.

### Конічно – розширюючийся насадок

Цей насадок характеризується максимальним  
 том втрат напору  $\sum \zeta = 3 \div 3,3$ , а слідовно coefficient  
 рати та швидкості  $\mu = \varphi = 0,5$ . Однак якщо конічно-  
 ширюючийся насадок притулити до отвору в тонкій  
 ці, coefficient витрати різко збільшується, і витрата

### Конічно – звужуючийся насадок

Широ-  
 брандспой-  
 гідромоні-  
 при  
 кінетична



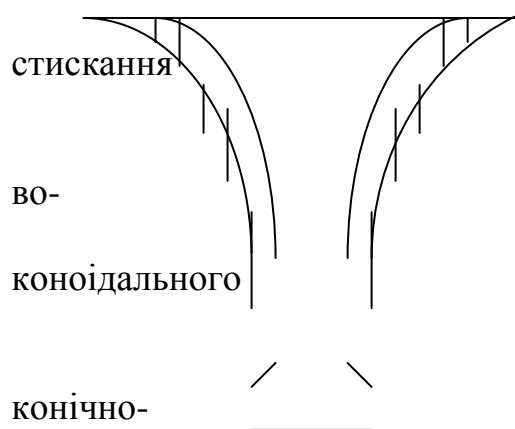
Цей насадок дуже часто зустрічається.  
 ко застосовується він у пожежних  
 тах, у соплах гідравлічних турбін,  
 торах, ежекторах, інжекторах і т.п.  
 Його перевага міститься в тому, що  
 невеликих витратах збільшується  
 енергія струменя, тобто  

$$\frac{v^2}{2g} = \varphi^2 H_0, \quad (9.19)$$

так як coefficient швидкості  $\varphi$  високий і при куті  $\theta = 13^\circ 24'$  складає **0,96**.

### Коноїдальний насадок

Коноїдальний насадок окреслюється за формою струменя, який витікає з отвору.  
 Він володіє максимальним coefficientом швидкості  
 та витрати  $\varphi = \mu = 0,97 \div 0,99$ . Coefficient  
 $\epsilon = 1$ . Аналіз роботи насадок різних типів показує,  
 що максимальною питомою кінетичною енергією  
 лодіє струмись рідини, який витікає з  
 насадка. Велику кінетичну енергію має також стру-  
 мись, що витікає з отвору в тонкій стінці та в  
 звужуючому ся насадку. Насадки, що конічно-  
 розши-  
 рюються, дають мінімальне значення швидкості при достатньо великій пропускній  
 здатності. Найбільшою пропускною здатністю володіє коноїдальний насадок.



## 3. Протікання рідини крізь великий отвір при сталому напорі

Під час розглядання витікання крізь малий отвір можна було зневажити різницями величин швидкостей в різних точках перерізу та вважати швидкості за усім перерізом однаковими. Такого припущення не можна зробити у випадку руху рідини крізь великий отвір, в якому розміри останнього вже не малі у порівнянні з напором і тому швидкості в різних точках можуть значно відрізнятись одна від одної. Витрати в цьому випадку можна визначати шляхом інтегрування елементарних витрат за усім живим перерізом. За елементарну витрату приймається витрата крізь елементарну площадку  $d\omega = b_z dz$ , де  $b_z$  – перемінна ширина отвору. В цьому випадку елементарна витрата визначається залежністю:

$$dQ = \mu d\omega \sqrt{2gz} = \mu b_z \sqrt{2g} z^{\frac{1}{2}} dz, \quad (9.20)$$

де  $z$  – перемінний напір, який відповідає заглибленню розглядаємих елементів перерізу під вільною поверхнею.

Сумарна витрата крізь великий отвір запишеться у вигляді інтеграла:

$$Q = \mu \sqrt{2g} \int_{I_1}^{I_2} b_z z^{\frac{1}{2}} dz, \quad (9.21)$$

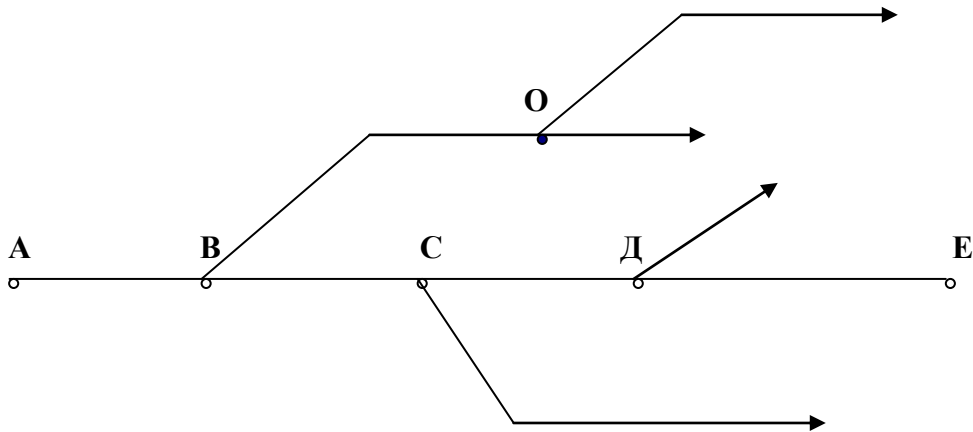
де  $\mu$  – коефіцієнт витрати, який визначається дослідним шляхом.

## ЛЕКЦІЯ № 10

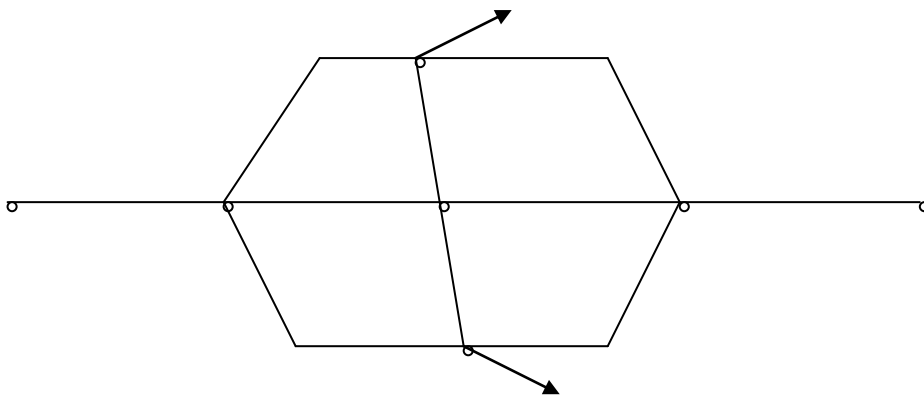
### Рух рідини в напірних трубопроводах

#### 1. Класифікація водопровідних мереж. Основні розрахункові залежності та задачі, які вирішуються за їх допомогою.

Найбільш простим та найбільш характерним прикладом руху рідини в напірних трубопроводах є рух води у водопровідній мережі. Водопровідні мережі звичайно бувають двох систем – розгалужені або тупикові,



а також замкнені або кільцеві.



Розгалужені відносяться за схемою розрахунку до простих водопроводів, а замкнені – до складних.

**Розгалуженою** мережею трубопроводу називається мережа, яка має головний трубопровід та приєднані до нього окремі трубопроводи з незамкненими ділянками. Місця приєднання гілок називають вузлами.

**Замкнена або кільцева** мережа утворюється з тупикової шляхом замкнення кінців цієї мережі додатковою лінією трубопроводу.

Головна розрахункова залежність для розрахунку водопровідних мереж може бути отримана з формули Вейсбаха – Дарсі або формули Шезі. Як відомо, втрати напору при турбулентному русі визначаються за формулою Вейсбаха – Дарсі

$$h_{\text{довж}} = \lambda \frac{l}{d} \frac{v^2}{2g}, \quad (10.1)$$

а місцеві втрати напору виражаються залежністю:

$$h_i = \zeta_i \frac{v^2}{2g}, \quad (10.2)$$

Повні втрати виражаються залежністю

$$h_{\omega} = \lambda \frac{l}{d} \frac{v^2}{2g} + \sum \zeta_i \frac{v^2}{2g}, \quad (10.3)$$

Неважко помітити, що повні втрати напору можуть бути представлені у наступному вигляді:

$$h_{\omega} = \lambda \frac{L_{\hat{a}\hat{e}\hat{a}}}{d} \frac{v^2}{2g}, \quad (10.4)$$

де  $L_{\hat{a}\hat{e}\hat{a}}$  - еквівалентна довжина трубопроводу, яка визначається за наступною залежністю

$$\lambda \frac{L_{\hat{a}\hat{e}\hat{a}}}{d} \frac{v^2}{2g} = \frac{v^2}{2g} \left( \lambda \frac{l}{d} + \sum \zeta_i \right),$$

і слідовно

$$L_{\hat{a}\hat{e}\hat{a}} = l + \frac{d}{\lambda} \sum \zeta_i, \quad (10.5)$$

Для довгих трубопроводів, де місцевими втратами напору можна зневажити у порівнянні з втратами за довжиною  $L_{\hat{a}\hat{e}\hat{a}} = l$ .

В формулі (10.4) швидкість виразимо через витрату та площу поперечного перерізу. Тоді

$$h_{\omega} = \frac{8\lambda}{\pi^2 g d^5} Q^2 L_{\hat{a}\hat{e}\hat{a}}, \quad (10.6)$$

$$\text{Виразимо} \quad \frac{8\lambda}{\pi^2 g d^5} = \frac{1}{\hat{E}^2}, \quad (10.7)$$

$K$  - назвемо витратною характеристикою, тоді

$$h_{\omega} = \frac{Q^2}{\hat{E}^2} L_{\hat{a}\hat{e}\hat{a}} \quad (10.8)$$

Аналогічну формулу можна отримати з формули Шезі:

$$v = c \sqrt{RI}$$

Знаючи, що  $R = \frac{d}{4}$ , а  $I = \frac{h_{\omega}}{L}$ , та виразивши швидкість через витрату та площу, отримаємо:

$$Q^2 = \frac{\pi^2 d^4}{16} c^2 \frac{d}{4} \frac{h_{\omega}}{L},$$

$$\text{Звідки} \quad h_{\omega} = \frac{64}{\pi^2 \tilde{n}^2 d^5} Q^2 L, \quad (10.9)$$

$$\text{де} \quad \frac{64}{\pi^2 \tilde{n}^2 d^5} = \frac{1}{\hat{E}^2}$$

$$\text{слідовно} \quad h_{\omega} = \frac{Q^2}{\hat{E}^2} L \quad (10.10)$$

Залежність (10.8) або (10.10) і є головною розрахунковою залежністю для розрахунку напірних трубопроводів. В цій залежності між собою зв'язані чотири величини –  $d$ ,  $Q$ ,  $L$  та  $h_{\omega}$ . Якщо відомі три з вказаних величин, то завжди можна знайти

четверту. При розрахунках розгалуженої та кільцевої мереж можна розглядати три типи задач, які вирішуються за допомогою головної розрахункової залежності.

**Перший тип.** За заданим плановим кресленням мережі, місцям її живлення, довжинам та діаметрам окремих ліній при відомих розподілах витрат за вузлами визначається напір, необхідний для подолання сил опору при русі рідини крізь мережу, тобто

$$H = h_w = \frac{Q^2}{\hat{E}^2} L$$

За  $L, d, Q \rightarrow H = h_w$ .

Цей тип задач найбільш часто зустрічається при вирішенні питань водопостачання міст, промислових центрів та ін.

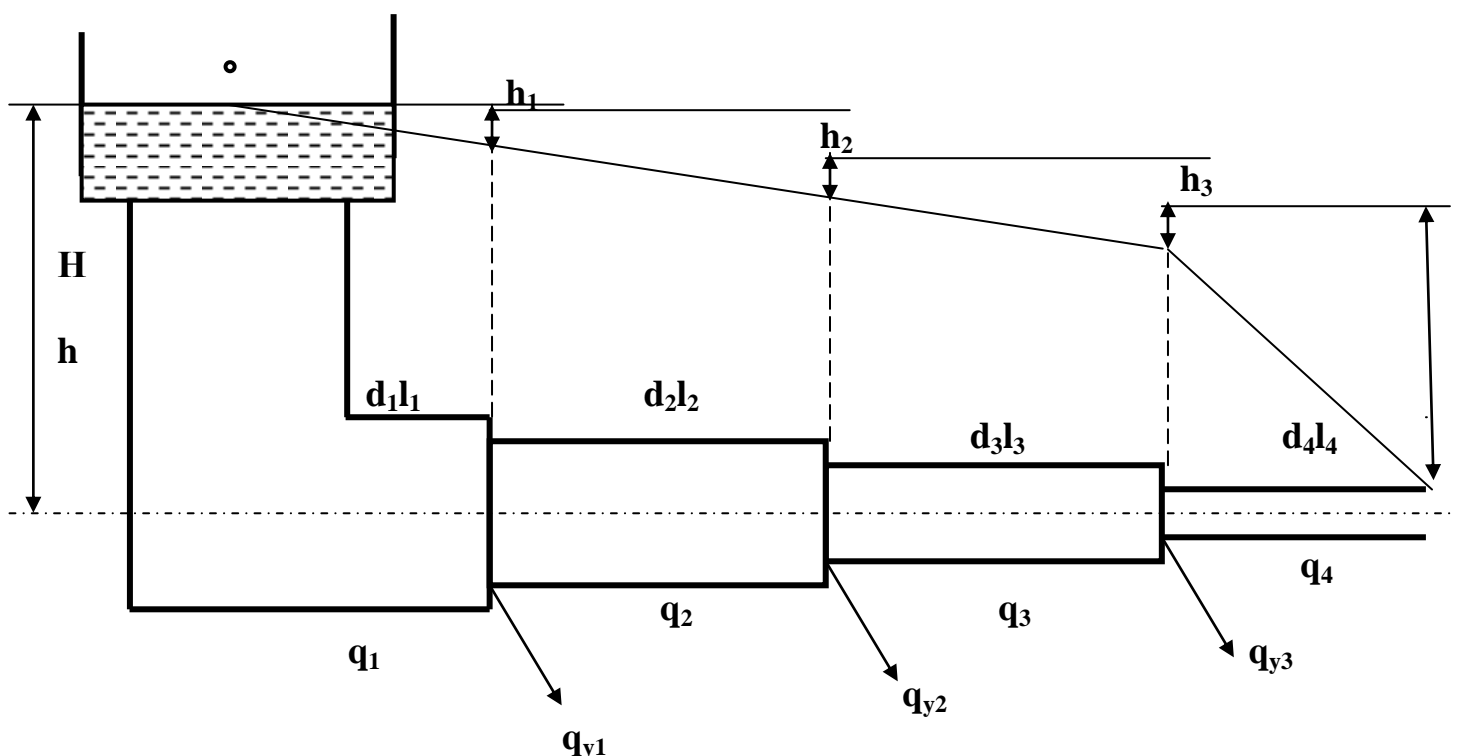
**Другий тип.** Мережа задається накресленою місцями її живлення, довжиною та діаметром окремих ліній та існуючими напорами. В результаті розрахунків визначається повна витрата, яка потрапляє до мережі, та її розподіл за окремими ділянками трубопроводу, тобто за  $h_w, L, d \rightarrow Q$ .

**Третій тип.** Мережа задається лише трасами, довжиною ліній та бажаним розподілом витрат за окремими ділянками трубопроводу за існуючого в мережі напору. Під час розрахунку визначаються діаметри ліній на окремих ділянках мережі, тобто за  $Q, L, h_w \rightarrow d$ . Цей тип задач не має єдиного вирішення у відношенні обрання діаметрів труб на окремих ділянках так як одна й та ж витрата може бути подана по трубах різного діаметру, якщо забезпечити необхідний напір. При вирішенні таких задач необхідно вводити додаткові умови. Які б робили вирішення задачі єдиним. До таких вимог відноситься вимога мінімальної вартості мережі.

## 2. Розрахунок простого трубопроводу

Розглянемо методику розрахунку простого трубопроводу для деяких приватних випадків.

**Трубопровід з ділянками різних перерізів (послідовне з'єднання труб різного перерізу)**



Трубопровід з послідовним з'єднанням труб різних перерізів називається **простим**. Такий трубопровід складається з одного або декількох ділянок труб різних діаметрів з окремими місцевими опорами та в його вузлах можуть бути відводи витрат  $Q_{y1}, Q_{y2}$ . Втрати напору за всією довжиною такого трубопроводу можна визначати простим складанням втрат на окремих його ділянках. У відповідності з цим загальна втрата напору виражається:

$$\sum h_w = h_1 + h_2 + \dots + h_n = \frac{Q_1^2}{\hat{E}_1^2} l_1 + \frac{Q_2^2}{\hat{E}_2^2} l_2 + \dots + \frac{Q_n^2}{\hat{E}_n^2} l_n = \sum \frac{Q_i^2}{\hat{E}_i^2} l_i, \quad (10.11)$$

Позначимо  $\frac{1}{\hat{E}^2}$  через  $A$ , а  $A \cdot l$  через  $S$ . Величину  $S = A \cdot l = \frac{l}{\hat{E}^2}$  називають гідравлічним опором трубопроводу, а величину  $A$  – питомим опором, так як  $A = \frac{S}{l}$ .

Підставляючи ці величини в (10.11) отримаємо:

$$\sum h_w = \sum \frac{Q_i^2}{\hat{E}_i^2} l_i = Q_1^2 A_1 l_1 + Q_2^2 A_2 l_2 + \dots + Q_n^2 A_n l_n$$

$$\text{Або} \quad \sum h_w = \sum \frac{Q_i^2}{\hat{E}_i^2} l_i = Q_1^2 S_1 + Q_2^2 S_2 + \dots + Q_n^2 S_n = \sum Q_i^2 S_i$$

Для простого трубопроводу без відводів

$$Q_1 = Q_2 = \dots = Q_n = Q$$

$$H = \sum h_w = Q^2 \sum S_i,$$

тобто при послідовному з'єднанні труб різного діаметру їх гідравлічні опори сумуються, і, відповідно,

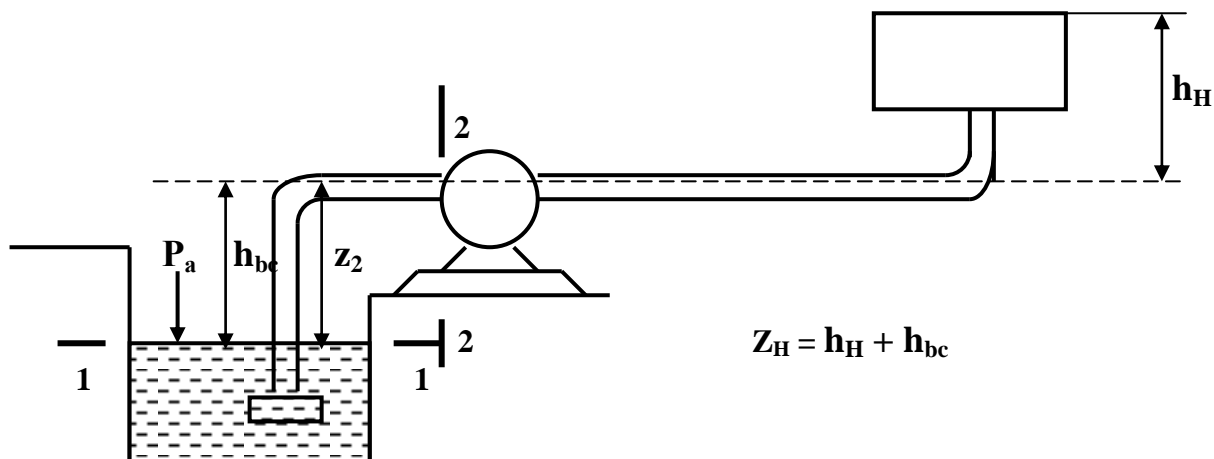
$$Q = \sqrt{\frac{H}{\sum S_i}}$$

### 3. Розрахунок насосної установки

#### а) Розрахунок всмоктуючої лінії насосної установки

Коротку ділянку трубопроводу від місця забору води до насоса називають всмоктуючою лінією. Вода підсмоктується за цією лінією до насоса під дією утвореного в ньому вакууму. Під час розрахунку всмоктуючої лінії слід виходити з двох положень:

- 1) вихідними даними для розрахунку є рекомендуєма середня швидкість води у всмоктуючій лінії та припускаєма величина вакууму, який створюється насосом;
- 2) через невелику довжину всмоктуючих ліній місцеві втрати в них відіграють помітну роль в загальному балансі втрат напору, тому при розрахунку втрат необхідно користуватись залежностями, що враховують і шляхові, і місцеві втрати.





Для виводу розрахункової залежності складемо рівняння Бернуллі для двох перерізів: 1-1, розташованого на поверхні рідини в резервуарі та 2-2 перед входом до насоса. Площу порівняння сумістимо з перерізом 1-1. Такий вибір розрахункових перерізів зручний тим, що на поверхні рідини в резервуарі тиск дорівнює атмосферному ( $p_1 = p_a$ ), а перед входом до насоса тиск визначається в залежності від величини вакууму, який створюється насосом. Крім того,  $z_1 = 0$  та  $v_1 = 0$ , так як розмір резервуару значно більший за переріз труби  $z_2 = h_{bc}$ ;  $\frac{v^2}{2g} = \frac{Q^2}{2g\omega^2}$ , де  $Q$  – витрата,  $\omega$  – площа перерізу труби. З урахуванням цього отримаємо:

$$\frac{P_a}{\rho g} = h_{bc} + \frac{P_2}{\rho g} + \frac{Q^2}{2g\omega^2} + \lambda \frac{l}{d} \frac{Q^2}{2g\omega^2} + \sum \zeta \frac{Q^2}{2g\omega^2}.$$

Так як  $\frac{P_a - P_2}{\rho g} = h_{\text{вак}}$  – вакууметрична висота, приймаємо  $\alpha = 1$ . Звідси висота всмоктування насоса може бути визначена за наступною залежністю:

$$h_{bc} = h_{\text{вак}} - \frac{Q^2}{2g\omega^2} \left( 1 + \lambda \frac{l}{d} + \sum \zeta \right)$$

Слідовно, висота всмоктування завжди менша за вакууметричну висоту, так як частина вакууму витрачається на створення швидкісного напору  $\frac{Q^2}{2g\omega^2}$ , а також подолання гідравлічних опорів.

#### **б) Розрахунок нагнітаючої лінії насосної установки**

Тиском, що створюється насосом, вода подається о напірній лінії до напірного баку для подальшого розподілу з водопровідною мережею. Визначення діаметру напірної лінії є задачею невизначеною, так як задана кількість води може бути пропущена по трубопроводам різних діаметрів при забезпеченні відповідного напору. Орієнтовно діаметр трубопроводу може бути визначений за формулою Лобачова:

$$d = x Q^{0,42}$$

де  $d$  – діаметр трубопроводу;

$x$  – коефіцієнт, що задається в межах 0,8 – 1;

$Q$  – витрата в м<sup>3</sup>/сек.

Розрахунок нагнітаючої лінії насосної установки зводиться до визначення необхідної потужності насосної установки.

Відмітимо, що в насосній установці виконується робота по підйому заданого об'єму на геометричну висоту  $Z_H = h_H + h_{bc}$ , а також по подоланню опорів руху рідини, яка характеризується висотою втраченого напору  $h_{\omega}$ . Слідовно, робота насосної установки аналогічна подачі води на загальну висоту  $H = Z_H + h_{\omega}$ .

Виразимо КПД насоса та двигуна через  $\eta$ , витрату води –  $Q$ , питому вагу води –  $\gamma$ . Необхідна потужність (Вт) насосної установки буде дорівнювати:

$$N = \gamma Q H = \gamma Q (Z_H + h_{\omega}) = \gamma Q Z_H + \gamma Q h_{\omega} = N_1 + N_2$$

Частина потужності  $N_1$  витрачається на підйом води на необхідну висоту ( $Z_H$ ). Ця частина потужності не залежить від діаметру труб. Друга частина потужності  $N_2$  залежить від діаметру, так як

$$h_e = \lambda \frac{l}{d} \frac{v^2}{2g} + \sum \zeta_i \frac{v^2}{2g}.$$

Чим більш величина діаметру, тим менші втрати напору, і, слідовно, менша потужність  $N_2$  і навпаки. Зручно діаметр труб збільшувати, але це пов'язано зі збільшенням вартості. Таким чином це питання вирішується на основі економічних розрахунків.

## ЛЕКЦІЯ № 11

### Запаси води на Землі

Загальний об'єм води, який міститься у Світовому океані, дорівнює 1338 млн. км<sup>3</sup>, що переважає об'єм суші, розташованої вище рівня океану, приблизно в 13 раз. Якщо об'єм вод у Світовому океані розподілити рівномірно по земній поверхні, то вона опиниться вкритою шаром води 2600 м.

Запас води у руслах річок земного шару складає 2120 км<sup>3</sup>, в прісних озерах – 91000 км<sup>3</sup>. прісні підземні води оцінюються у 10 млн. км<sup>3</sup>, а загальні запаси прісних вод – 35 млн. км<sup>3</sup>.

Відомості про запаси води на Землі зведені до **Таблиці 1**

Види води	Площа розповсюдження, млн. км <sup>2</sup>	Об'єм, км <sup>3</sup>	Частка у світових запасах, %	
			від загальних запасів води	від запасів прісних вод
1. Світовий океан	361,3	1338·10 <sup>6</sup>	96,5	-
2. Підземні води (гравітаційні та капілярні)	148,8	23,4·10 <sup>6</sup>	1,7	-
3. Переважно прісні підземні води	148,8	10,53·10 <sup>6</sup>	0,76	30,1
4. Ґрунтова волога	82,0	16,5·10 <sup>3</sup>	0,001	0,05
5. Льодовики та постійно лежачий сніговий покрив (загальна кількість)	16,23	24·10 <sup>6</sup>	1,73	68,7
Антарктида	13,98	21,6·10 <sup>6</sup>	1,56	61,8
Гренландія	1,8	2,29·10 <sup>6</sup>	0,16	6,54
Арктичні острови	0,23	83,5·10 <sup>3</sup>	0,006	0,24
6. Гірські райони	0,22	40,6·10 <sup>3</sup>	0,003	0,12
7. Підземні льоди, зони багаторічної мерзлоти	21,0	300·10 <sup>3</sup>	0,02	0,86
8. Запаси води в озерах:	2,06	176·10 <sup>3</sup>	0,013	-
прісних	1,24	91·10 <sup>3</sup>	0,006	0,25
солених	0,82	85,4·10 <sup>3</sup>	0,006	-
9. Вода в болотах	2,68	11·10 <sup>3</sup>	0,0008	0,03
10. Вода в руслах річок	148,8	2120	0,0002	0,006
11. Біологічна вода	510,0	1120	0,0001	0,003
12. Вода в атмосфері	510,0	12900	0,001	-
13. Загальні запаси води	510,0	1386·10 <sup>6</sup>	100	-
14. Прісні води	148,8	35·10 <sup>6</sup>	2,52	100

Із загальної кількості прісних вод найбільш часто у господарській діяльності використовуються води, які переносяться річками та відновлюються в процесі круговороту.

Друге місце за господарчим призначенням займають підземні води, а потім води озер. Води, що містяться в льодовиках, виступають в якості деякого резерву, використання якого у достатньо повному об'ємі можливо лише у віддаленій перспективі.

Вода, яка міститься в атмосфері та ґрунті, формує загальний фон зволоженості різних територій.

Ґрунтова волога не може бути виключена з ґрунту та перерозподілена по території; значна її частина використовується на випаровування. Хоча наявність вологи в ґрунті, безсумнівно, відіграє вирішальну роль для розвитку рослин, в той же час вона не може бути віднесена до категорії водних ресурсів (річок, озер, водоймищ і т. п.).

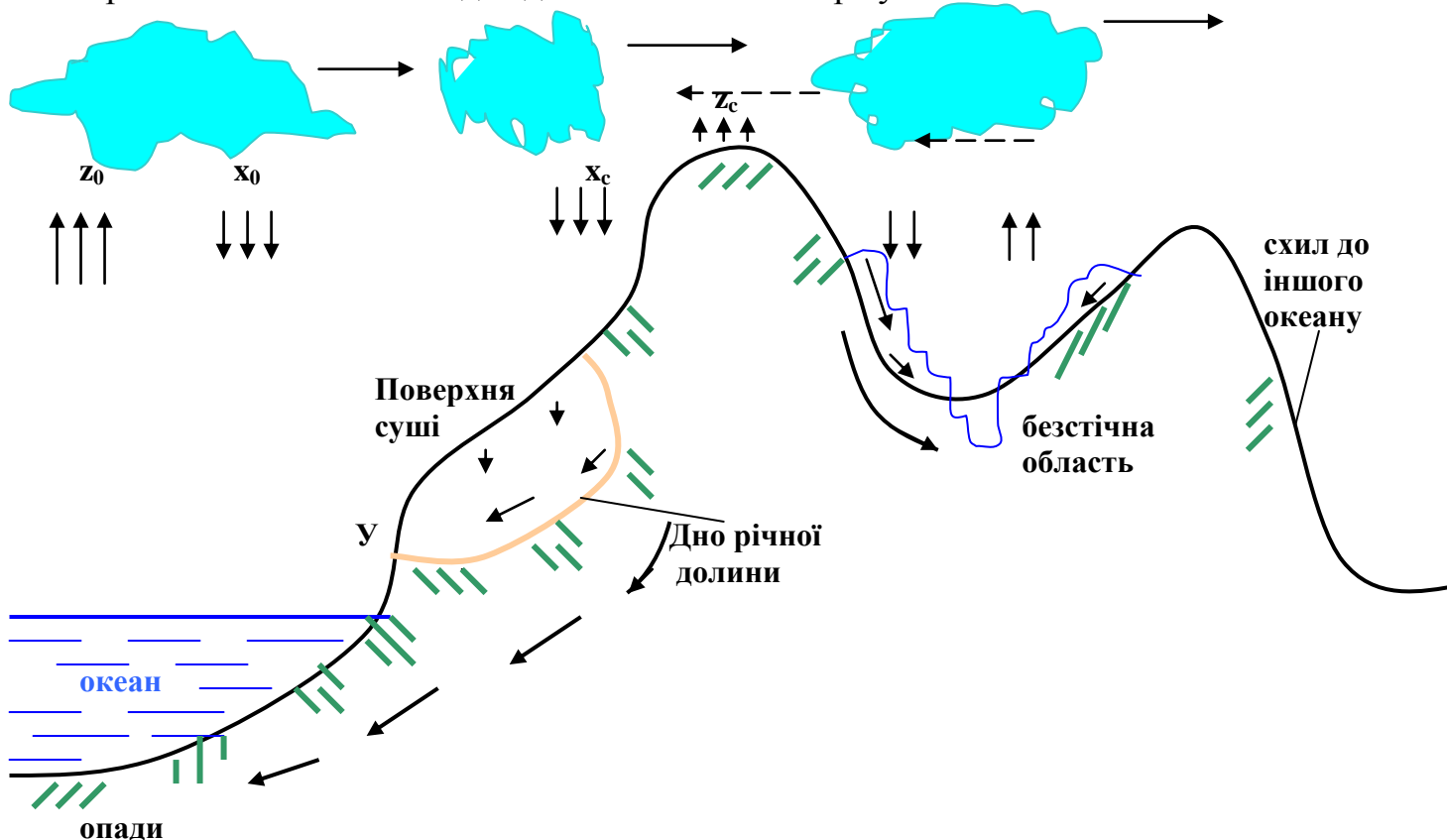
### **Малий та великий колооберт води в природі**

За рахунок притоку сонячної енергії з поверхні морів, океанів та суші випарюється 577 тис. км<sup>3</sup> води на рік. Велика частина води, що випарюється з поверхні океанів (458 тис. км<sup>3</sup>), повертається знов в океан в формі опадів, здійснивши малий колооберт.

Водяна пара, перенесена повітряною течією на сушу, за сприятливих умов конденсується і випадає у вигляді опадів. Атмосферні опади, які випали на сушу, частково проникають в ґрунт та утворюють ґрунтові води. Частина води стікає по земній поверхні, утворюючи струмки та річки, а залишена частка знов випарюється.

Скільки б не повторювався процес випадіння опадів на земну поверхню та їх наступне випарювання, в кінці кінців води, перенесені повітряними течіями на сушу, стікаючи, знов досягають океану, завершуючи так званий великий колооберт води на земній кулі.

Приблизно 9 тис. км<sup>3</sup> води здійснюють колооберт у межах безстічних областей.



$$Z_0 = X_0 + Y \quad Z_c = X_c - Y$$

$$X_0 + X_c = Z_0 + Z_c$$

$X_0$  – кількість води, яка потрапила до океану у вигляді опадів;

$X_c$  – кількість води, яка потрапила на сушу у вигляді опадів;

$Z_0$  – кількість води, що випарувалась з поверхні океану;

$Z_c$  - кількість води, що випарувалась з поверхні суші;

$Y$  – поверхневий стік

Вологооберт у межах безстічних областей є в деякій мірі самостійним, хоча і пов'язаний з загальним коло обертом вологи на земній кулі. Вода з безстічних областей потрапляє до Світового океану не шляхом безпосереднього стоку, а шляхом переносу її в пароподібному стані повітряними потоками.

Щоб випарувати 577 тис. км<sup>3</sup> води, яка приймає участь у круговороті, витрачається 40 % сонячної енергії, яка потрапляє до земної поверхні. Загальна частка сонячної енергії, яка потрапляє на землю протягом року, складає 13,4·10<sup>20</sup> ккал. Об'єми води, які приймають участь у круговороті, приведені в **Таблиці 2**

**Таблиця 2**

**Світовий водний баланс**

	Площа, млн. км <sup>2</sup>	Опади		Випаровування	
		мм	тис. км <sup>3</sup>	мм	тис. км <sup>3</sup>
Земна куля					
Світовий океан					
Суша:	510	1130	577	1130	577
область зовнішнього стоку	361	1270	458	1400	505
область внутрішнього стоку	119	924	110	529	63
уся суша	30	300	9	300	9
	149	800	119	485	72
	Площа, млн. км <sup>2</sup>	Стік			
		загальний на суші		приток поверхневих вод до океану	
		мм	тис. км <sup>3</sup>	мм	тис. км <sup>3</sup>
Земна куля					
Світовий океан					
Суша:	510	-	-	-	-
область зовнішнього стоку	361	-	-	124	44,7
область внутрішнього стоку	119	385	45,3	376	44,7
уся суша	30	34	1	-	-
	149	315	47	300	44,7
	Площа, млн. км <sup>2</sup>	Стік			
		приток до океану		загальний	

		підземних вод, не дренуємих річками		приток до океану	
		мм	тис. км <sup>3</sup>	мм	тис. км <sup>3</sup>
Земна куля	510	-	-	-	-
Світовий океан	361	6	2,2	130	47
Суша:					
область зовнішнього стоку	119	19	2,2	395	47
область внутрішнього стоку	30	-	-	-	-
уся суша	149	15	2,2	315	47

Вологооберт в атмосфері над континентами характеризується табл. 3.

**Таблиця 3**

**Характеристика вологообороту в атмосфері над континентами**

Компоненти атмосфери, км <sup>2</sup>	Європа	Азія	Африка	Північна Америка	Південна Америка	Австралія
1. Опади: загальна кількість за рахунок адвекції за рахунок випаровування з континенту	7540	25700	21400	16200	28400	3470
	5310	15860	15080	9790	16900	3040
	2230	9840	6330	6360	11500	430
2. Вміст вологи у шарі атмосфери 0-7 км	144	864	848	329	522	183
3. Транзит вологи через континент	4800	4200	9500	2500	3800	9700
4. Атмосферний стік вологи, обумовлений випаровуванням з континентів	2500	5300	9200	2800	3700	2560
5. Загальний винос вологи в атмосфері з континенту	7300	9500	18700	5300	7500	12260
6. Коефіцієнт волого оберту (величина безрозмірна)	1,42	1,62	1,42	1,65	1,68	1,14

Розрахунки показали, що загальна кількість вологи, що міститься в шарі атмосфери 0-7 км, складає 12900 км<sup>3</sup>.

Зміна пари в атмосфері в процесі вологооберту над фіксованою точкою земної поверхні трапляється в середньому за 8 діб і слідовно, протягом року водяна пара в атмосфері змінюється 45 разів.

## ЛЕКЦІЯ № 12

### Річки. Гідрографічна мережа. Річкові системи. Витік та гирло.

**Річкою** називається природний водний потік, який протікає у витягнутих заглибленнях земної поверхні і який має відносно постійне та розроблене ним русло, за яким здійснюється стік води.

#### Амазонка

Довжина – 7 тис. км.

Площа басейну 69157 км<sup>2</sup>

Більше 500 притоків, довжина 20 з яких більше 1500 км

Середня витрата 220 тис. м<sup>3</sup>/с

Більше 2000 видів риб

Су доходна на протязі 4300 км.

#### Янцзи

Довжина – 5800 км

Площа басейну 1,8 млн. км<sup>2</sup>

Середня витрата 34 тис. м<sup>3</sup>/с

Су доходна на протязі 2850 км.

#### Дніпр

Довжина – 2200 км

Площа басейну 504 тис. км<sup>2</sup>

Середня витрата 1670 м<sup>3</sup>/с

#### Волга

Довжина – 3530 км

Площа басейну – 1360 тис. км<sup>2</sup>

Середня витрата води 7710 м<sup>3</sup>/с

Біля 200 притоків

#### е

Довжина – 3650 км.

Площа басейну – 2990 тис. км<sup>2</sup>

Витрата – 12700 м<sup>3</sup>/с до 43000 м<sup>3</sup>/с

#### Сіверський Донець

Довжина – 1053 км

Площа басейну – 98, 9 тис. км<sup>2</sup>

Середня витрата – 190 м<sup>3</sup>/с

#### Міссісіні (США)

Довжина – 6420 км

Площа басейну – 3268 тис. км<sup>2</sup>

Середня витрата – 19 тис. м<sup>3</sup>/с

Су доходна на протязі 3000 км.

#### Міссурі (США)

Довжина – 4740 км

Площа басейну 1370 км<sup>2</sup>

Середня витрата 2250 м<sup>3</sup>/с

Вода, яка потрапляє на поверхню землі у вигляді опадів або підземних потоків, які виходять назовні, збираючись у понижених місцях та стікаючи під дією сил ваги в напрямку пониження місцевості, утворює поверхневі водотоки.

Атмосферні опади та джерела ґрунтової води не відразу створюють великі річки. Вода спочатку збирається в окремі струмені, потім в струмки, а останні, поступово збираючись, утворюють річки. Ріка поступово приймає в себе притоки та поступово збільшується вниз за течією. Багато річок витікає з заболоченої місцевості, окремі – з озер.

Поверхневі водотоки в залежності від їх величини та фізико-географічних умов, в яких вони протікають, можуть бути постійно та періодично діючі. Система постійно та тимчасово діючих водотоків і озер утворює **гідрографічну мережу поверхні суші**. До гідрографічної мережі не відносяться суходолі, де періодично виникають водотоки, викликані зливами або інтенсивним сніготаненням.

Коли розглядається система постійно та тимчасово діючих водотоків, застосовується термін **руслова мережа**.

Частина руслової мережі, яка містить достатньо великі, переважно постійні руслові потоки, об'єднується поняттям **річкової мережі**.

У будові гідрографічної мережі можна виділити наступні головні ланки, які послідовно змінюються вниз за течією: ложбини, лощини, суходолі, річкові долини.

Процес формування основних елементів цих ланок річкової мережі здійснюється тривалий час та продовжується і в теперішній час, утворюючи промоїни, рови, яруги і т. п.

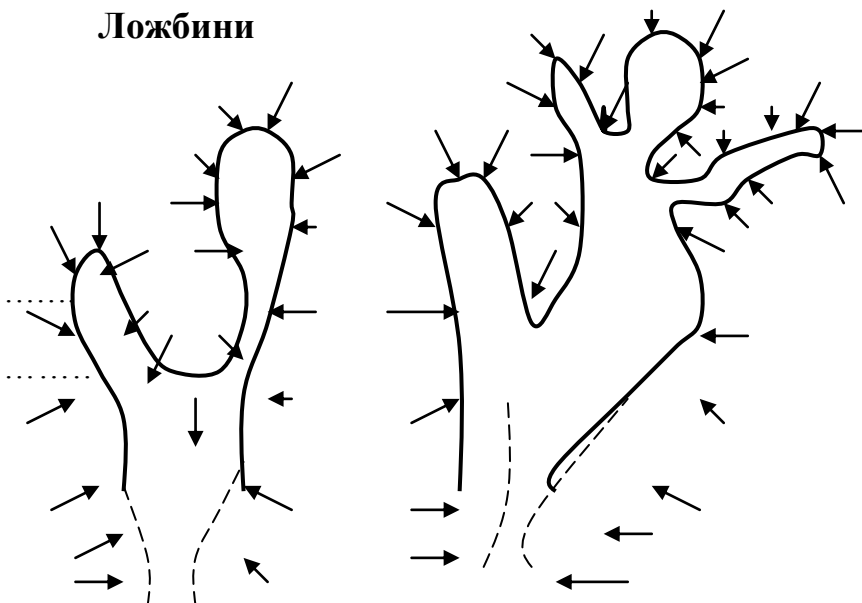
**Ложбина** – верхня ланка гідрографічної мережі, уявляє собою слабо виражену впадину водно-ерозійного походження з пологими, звичайно задернованими схилами та рівним, увігнутим, нахиленим дном.

**Лощина** – наступна за ложбиною ланка гідрографічної мережі, яка відрізняється від ложбини більшою глибиною врізання, більшою висотою та крутизною схилів та з'явленням форм берегового та донного розмиву або гілкуватого русла.

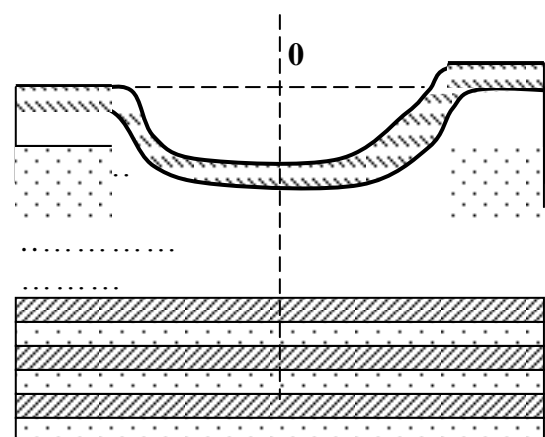
**Суходол** – переддолинна ланка гідрографічної мережі без постійного водотоку, характеризується асиметрією схилів та наявністю звивистого русла тимчасового потоку.

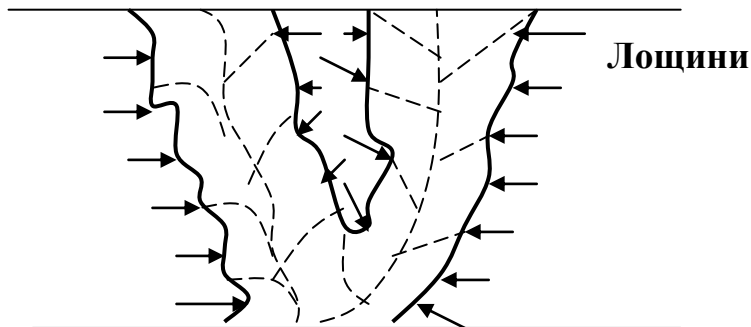
**Долина** – найбільш повно розроблена діяльністю води ланка гідрографічної мережі, яка характеризується великою протяжністю, яка вимірюється десятками, сотнями та тисячами кілометрів та наявністю постійного водотоку.

**Ложбини**

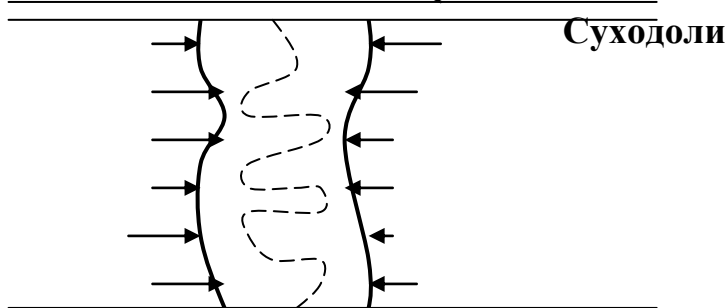


**Поперечні профілі**

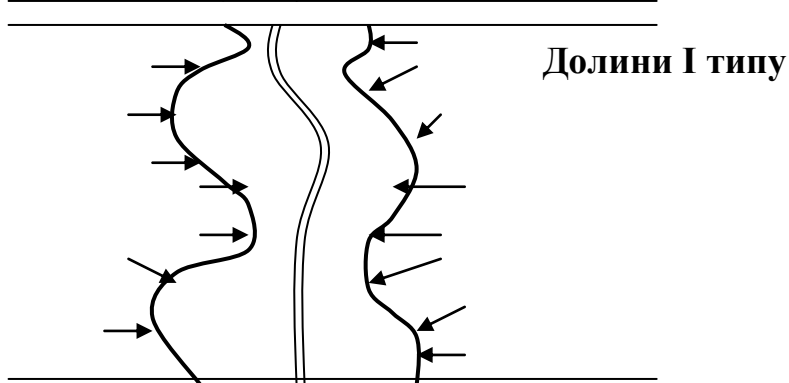




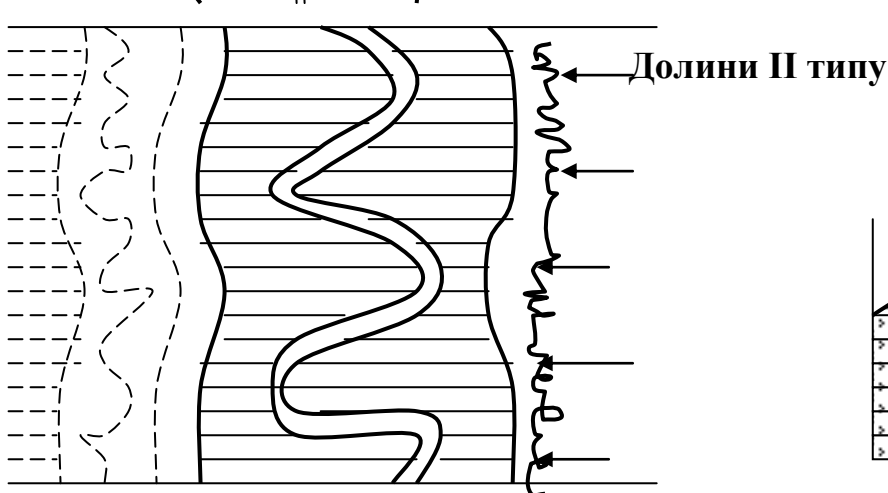
Лощини



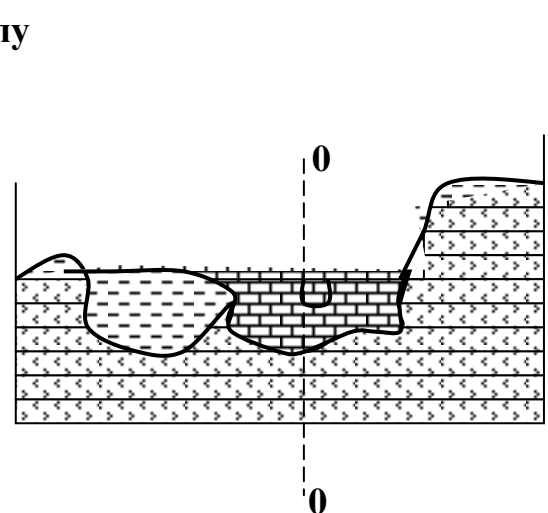
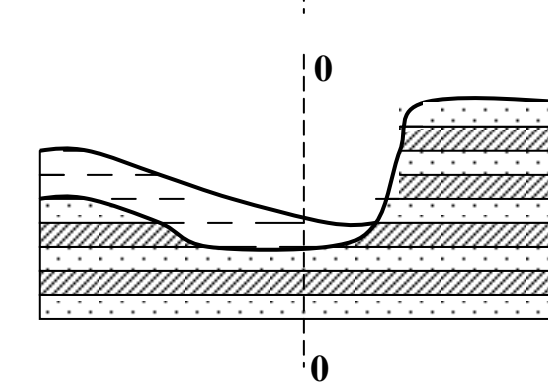
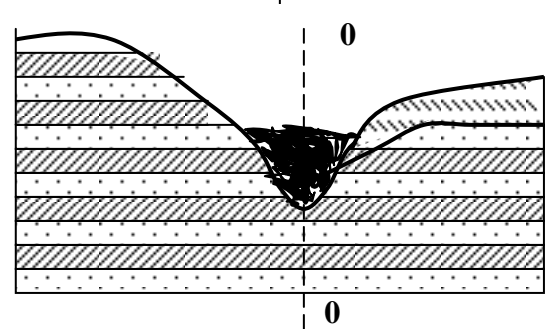
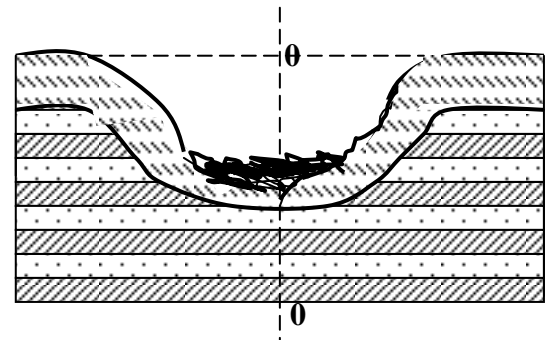
Суходоли



Долини I типу



Долини II типу

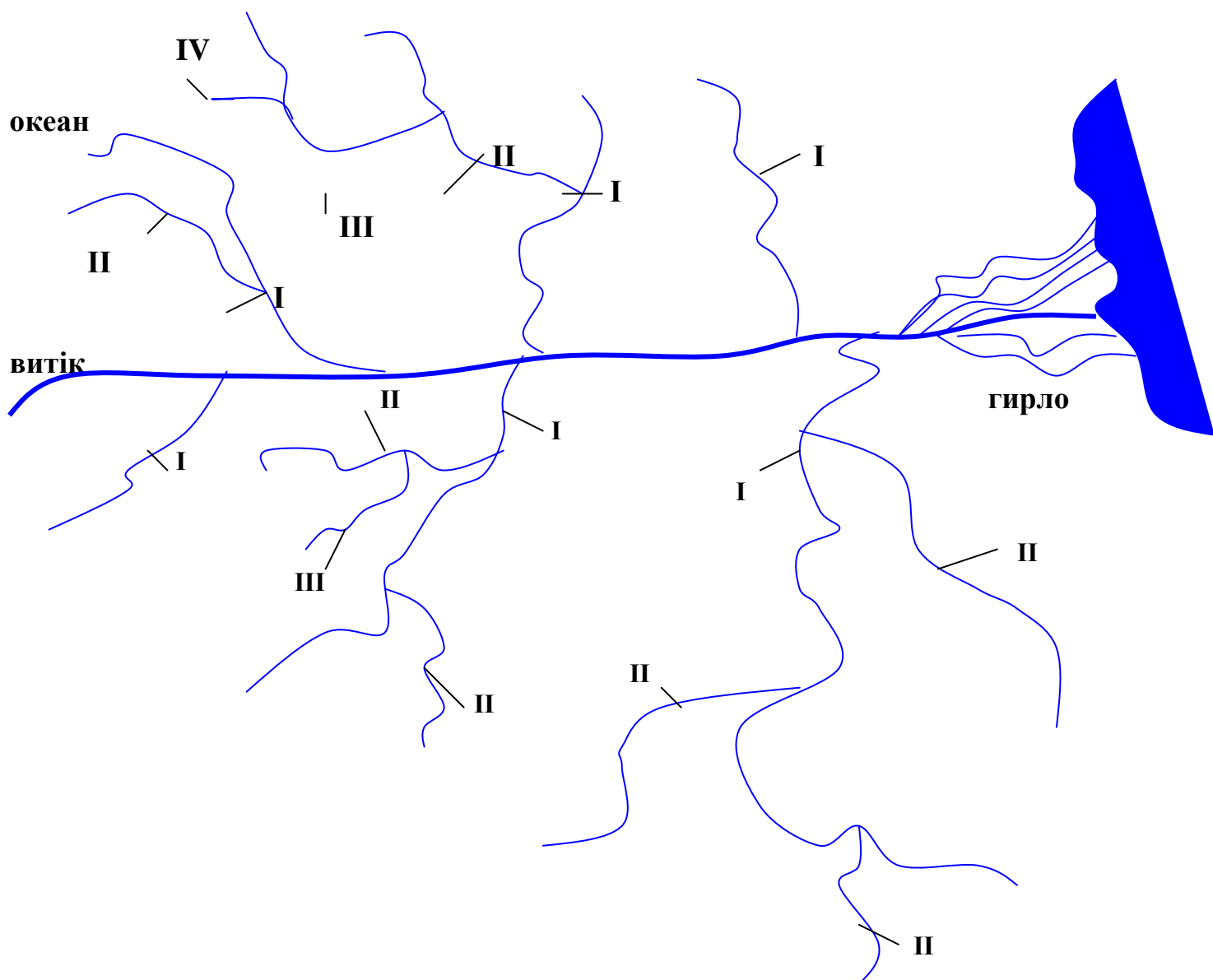


Річкова мережа у відповідності з характером напрямку нахилу земної поверхні розподіляється між окремими головними водними артеріями, які впадають в океани, моря, безстічні озера або закінчуються у безводних просторах пустель. Сукупність річок, що впадають в розглядаєму головну річку, разом з головною рікою називається річковою мережею.

Річкова мережа включає в себе головну річку, ряд притоків головної річки, притоки цих притоків і т. п. ріки, що безпосередньо впадають до головної річки,



називаються притоками першого порядку. Притоками другого порядку по відношенню до головної ріки називають ріки, які впадають в притоки першого порядку і т. д.



### **Витік та гирло ріки. Основні види гирл**

Місце початку ріки називається **витоком**. Початок ріка може взяти зі струмків, ключів, льодовика, озера або болота. Коли ріка утворюється від зливання двох річок, місце зливання є початком цієї ріки, однак виток її слід вважати більш довгу з двох злившихся річок. В цьому випадку можна розрізняти **гідрографічну довжину ріки**, тобто довжину від найбільш віддаленого виток та довжину ріки даної назви.

При визначенні довжини ріки за картою необхідно передусім встановити ознаки виділення виток та гирла.

В цьому випадку, коли ріка утворюється зливанням двох річок без назви, за виток ріки приймають виток водотоку більшої довжини, а за однакової протяжності – виток лівої складової.

При утворенні ріки в результаті зливання двох річок, які мають самостійні назви, за початок цієї ріки приймається місце зливання утворивших її річок.

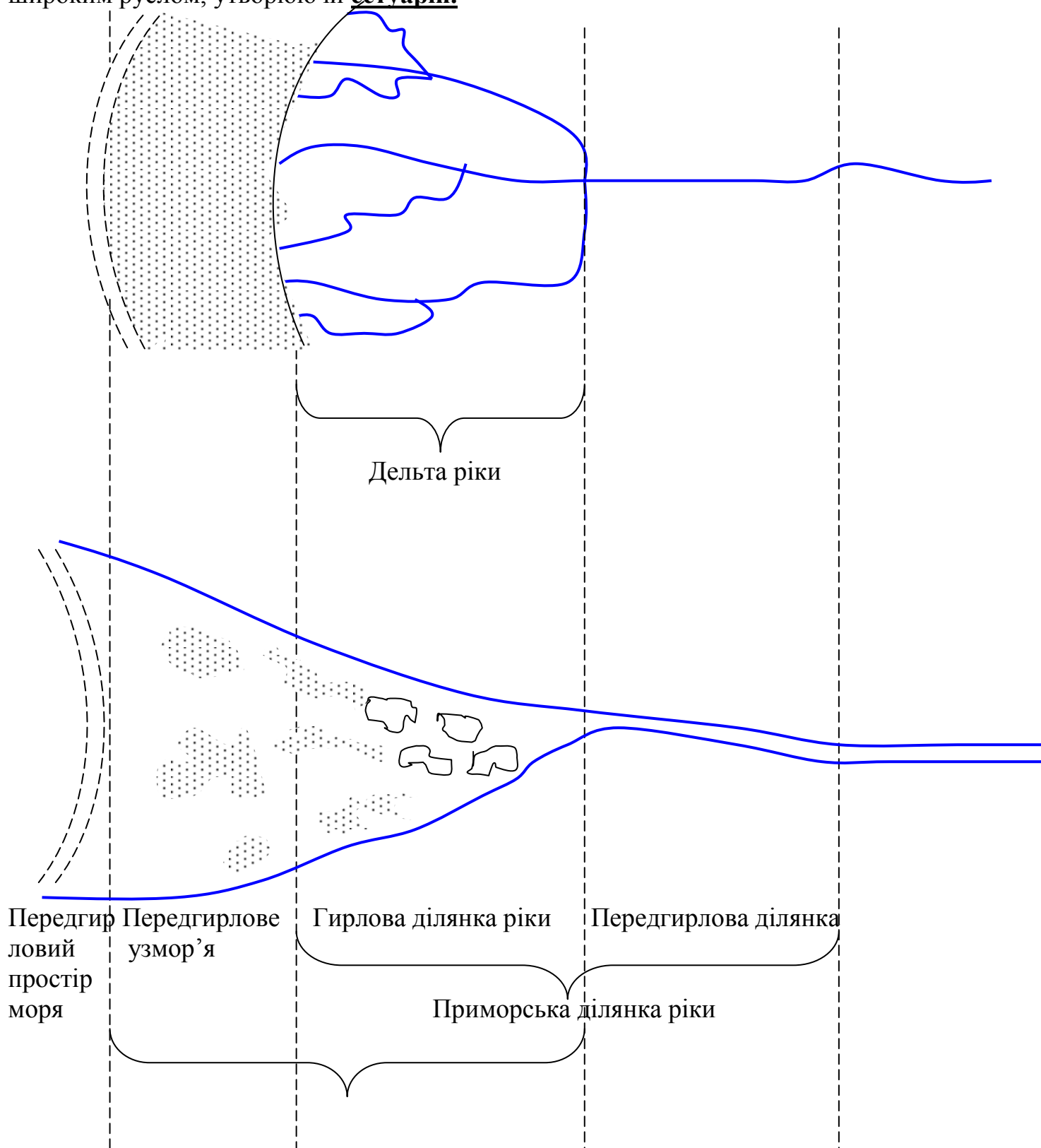
Впадаючи до іншої ріки, моря або озера, ріка утворює **гирло**.

Якщо ріка впадає в ріку, озеро або море двома рукавами, за гирло приймається гирло більш крупного рукава. За наявності дельти за гирло приймається гирло головного рукава.

В окремих випадках внаслідок сильного випаровування або просочення у ґрунт вся вода втрачається і не доходить до моря, озера чи іншої ріки. Вказане закінчення ріки називається сліпим кінцем.

Окрім витоків та гирла на порівняно великих ріках виділяються ділянки верхньої, середньої та нижньої течії.

При впаданні в море чи озеро ріка часто відкладає значну кількість наносів і в цьому випадку створюється багато рукавне гирло, яке має назву дельти. Чим менше несе ріка наносів, тим слабкіше виражені дельтові форми. Припливи та відливи ускладнюють утворення дельт. В цьому випадку ріка часто вливається в море широким руслом, утворюючи естуарій.



## Естуарій

### Гирлова область

Особливою формою естуарієв є **лимани**, які уявляють собою затоплену морем гирлову частину долини. Утворення лиманів трапляється при опусканні берегової стяги.

В кінці нижньої течії при впадінні її в море та в межах прибережної частини моря утворюється перехідна зона. На протязі цієї зони під впливом моря режим річок суттєво змінюється: швидкості течії зменшуються, в ріку проникають припливно-відливні течії, виникає змішування річної та морської води, ширина ріки різко збільшується та утворюється дельта або естуарій.

В свою чергу прибережна частина моря відчуває вплив впадаючої ріки. Ця зона називається **гирловою областю**. В межах цієї області в свою чергу розрізняють **передгирлове узмор'я** та **приморську ділянку ріки**.

Приморська ділянка ріки поділяється на **передгирлову та гирлову ділянки**. Передгирлова ділянка має річковий режим, який лише тимчасово порушується згінно-нагонними та припливними явищами.

**Гирлова ділянка** ріки тягнеться від нижнього створу перед гирлової ділянки до перед гирлового **узмор'я**.

**Перед гирлове узмор'я** займає простір від нижньої межі гирлової ділянки до зони, далі якої вплив ріки на морський режим вже не просліджується.

### Довжина ріки та її визначення

**Довжиною ріки** називається відстань між витокom та гирлом, заміряна по карті. Вимірювання довжини річок проводять по картам більш крупного розміру, починаючи від гирла, як найбільш визначеної точки ріки, до витoku. Вимірювання проводиться вимірювачем з постійним розчином **М** в 1 мм, а для врахування звивистості ріки є спеціальна шкала. Величина **М** ретельно встановлюється перед роботою та періодично під час роботи перевіряється на пробному базисі. Вимірювана ріка поділяється лініями на характерні ділянки за ступенем звивистості, на ній також відмічаються гирла притоків, населені пункти та гідротехнічні споруди, до яких необхідно знати відстань по річці. Після цього вона двічі вимірюється: спочатку від гирла до витoku, а потім у зворотному напрямку.

Дійсна довжина ріки розраховується шляхом помноження виміряної довжини на поправочний коефіцієнт **К**, який відповідає даному класу звивистості:

$$L = L_{\text{вим}} \cdot K$$

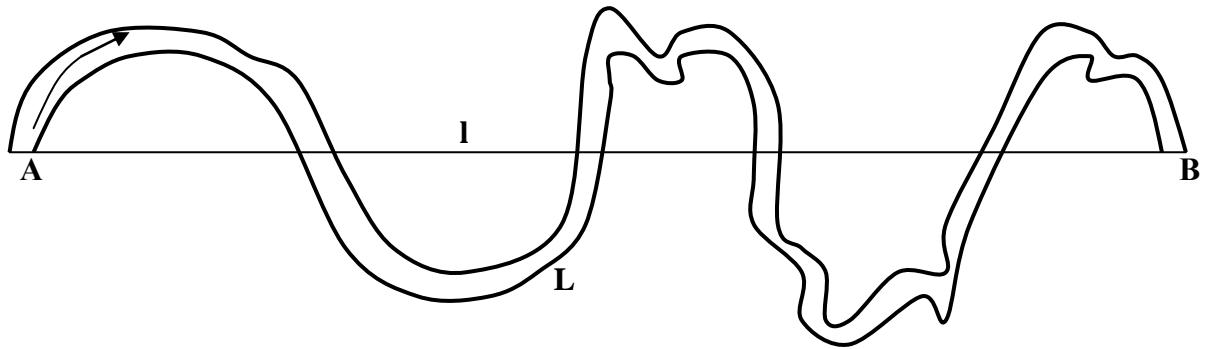
Довжину ріки рекомендується визначати за планшетами зйомок крупного масштабу, причому довжина вимірюється за осьовою лінією ріки. Довжина ріки не є досить постійною величиною і може змінюватись у невеликих межах внаслідок утворення нового русла, розмиву берегів, промивання нових русел.

### Звивистість та розгалуженість річок

Річки в плані мають звивисте окреслення, вони утворюють закрути, які називаються **меандрами**.

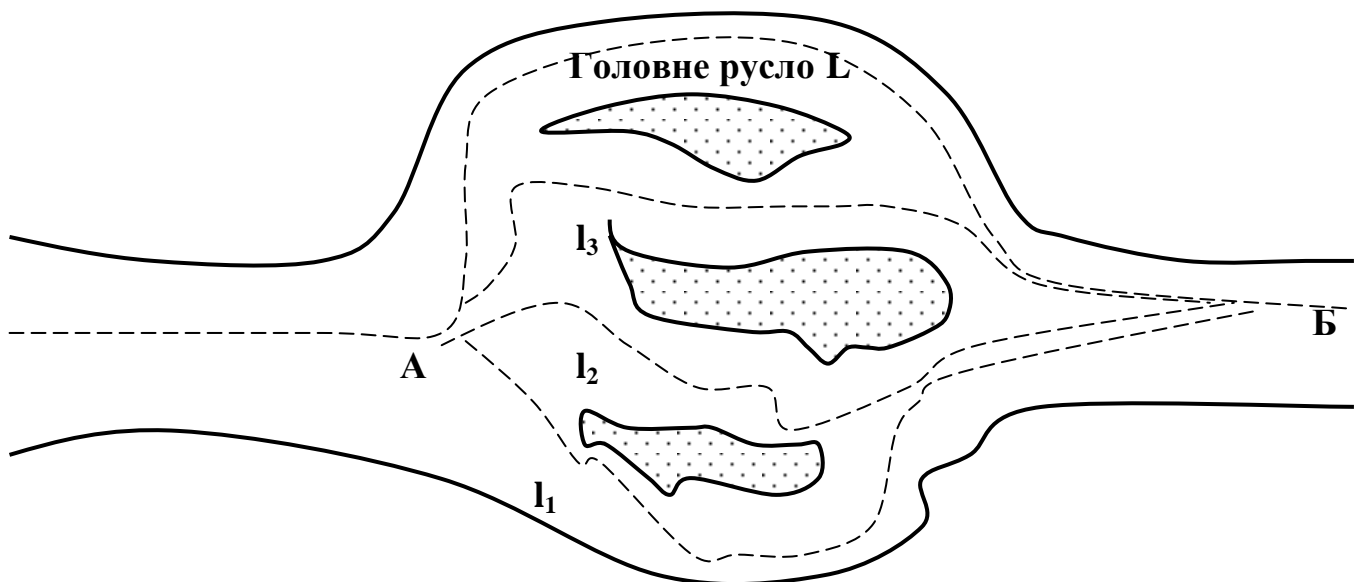
Звивистість ріки характеризується коефіцієнтом звивистості і визначається відношенням довжини ділянки ріки  $L$ , виміряній по карті, до довжини прямої  $l$ , яка з'єднує початок та кінець ділянки, тобто

$$K_{зв} = \frac{L}{l}$$



При визначенні звивистості ріки її розбивають на окремі ділянки за характером звивистості і для кожної ділянки окремо встановлюють коефіцієнт звивистості. Коефіцієнт звивистості завжди більше 1.

Нерідко річкове русло розгалужується на декілька рукавів, протоків. Які утворюють острів.



Ступінь розгалуженості ріки виражається відношенням суми довжин усіх ділянок протоків, в тому числі і ділянки головного русла, до довжини відповідної ділянки головного русла. Така характеристика називається коефіцієнтом розгалуженості і розраховується за формулою:

$$K_{розгilk} = \frac{l_1 + l_2 + \dots + l_n + L}{L}$$

Велике значення коефіцієнта розгалуженості свідчить про погані навігаційні якості ріки.

### Густота річкової мережі

Густота річкової мережі, утвореної постійними потоками, розподіляється за поверхнею суші нерівномірно і характеризує ступінь порізаності ріками даної території. Густота річкової мережі знаходиться в прямій залежності від клімату,

головним чином від кількості та розподілення опадів та умов їх стоку. Зі збільшенням кількості опадів зростає густота річкової мережі.

Безсумнівний вплив на розвиток густоти річкової мережі також мають:

1) водні властивості ґрунтів, які визначають розмивність та проникність порід;  
2) рельєф – у гірських умовах густота річкової мережі більша, ніж на рівнинах, що пояснюється більшою кількістю опадів та меншою проникністю гірських порід; крутизна схилів зменшує час добігання опадів до річок, від чого зменшуються втрати на просочування;

3) лісова рослинність сприяє деякому зменшенню густоти річкової мережі, так як коренева система лісу скріплює ґрунт та заважає ерозії, збільшує шорсткість поверхні схилового стікання та сприяє більшому просочуванню води в ґрунт.

Природна густота річкової мережі може змінюватись також в результаті діяльності людини, за рахунок влаштування штучних водних шляхів, зрошувальних каналів та ін.

**Густота річкової мережі** визначається декількома способами:

1. Підраховується сумарна довжина в кілометрах усіх річок, які знаходяться на даній площі, та ділиться на величину цієї площі у квадратних кілометрах

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

2. Досліджувана площа на карті крупного масштабу поділяється на квадрати зі сторонами 2 км і сума довжин усіх рік цього квадрату ділиться на його площу – 4 км<sup>2</sup>.

Густота річкової мережі вимірюється в широких межах і є в деякій мірі умовною, так як залежить від масштабу карти.

### **Водорозділи**

Кожна річкова система відокремлюється від сусідніх річкових систем водорозділом, який проводиться за найбільш високими точками земної поверхні. Водорозділи бувають явно вираженими, що проходять по П. ір'ях, та ледве помітними у рівнинні місцевості та гірлах заболочених річок.

Існує поняття Світового водорозділу (Головного водорозділу), який поділяється на дві основні похилості:

1) Атлантико-арктичну, яка примикає до Атлантичного та Північного Льодовитого океану з площею суші 67,4 млн. км.<sup>2</sup>;

2) Індійсько-Тихоокеанську, яка межує з Індійським та Тихим океаном, з площею суші 35,2 млн. км.<sup>2</sup>

Крім Головного водорозділу Землі розрізняють водорозділи менших розмірів:

1) водорозділи океанів та морів, які розділяють області суші, стік з яких потрапляє до різних океанів та морів;

2) внутрішні водорозділи, які відокремлюють периферійні області від областей внутрішнього стоку, безстокових територій;

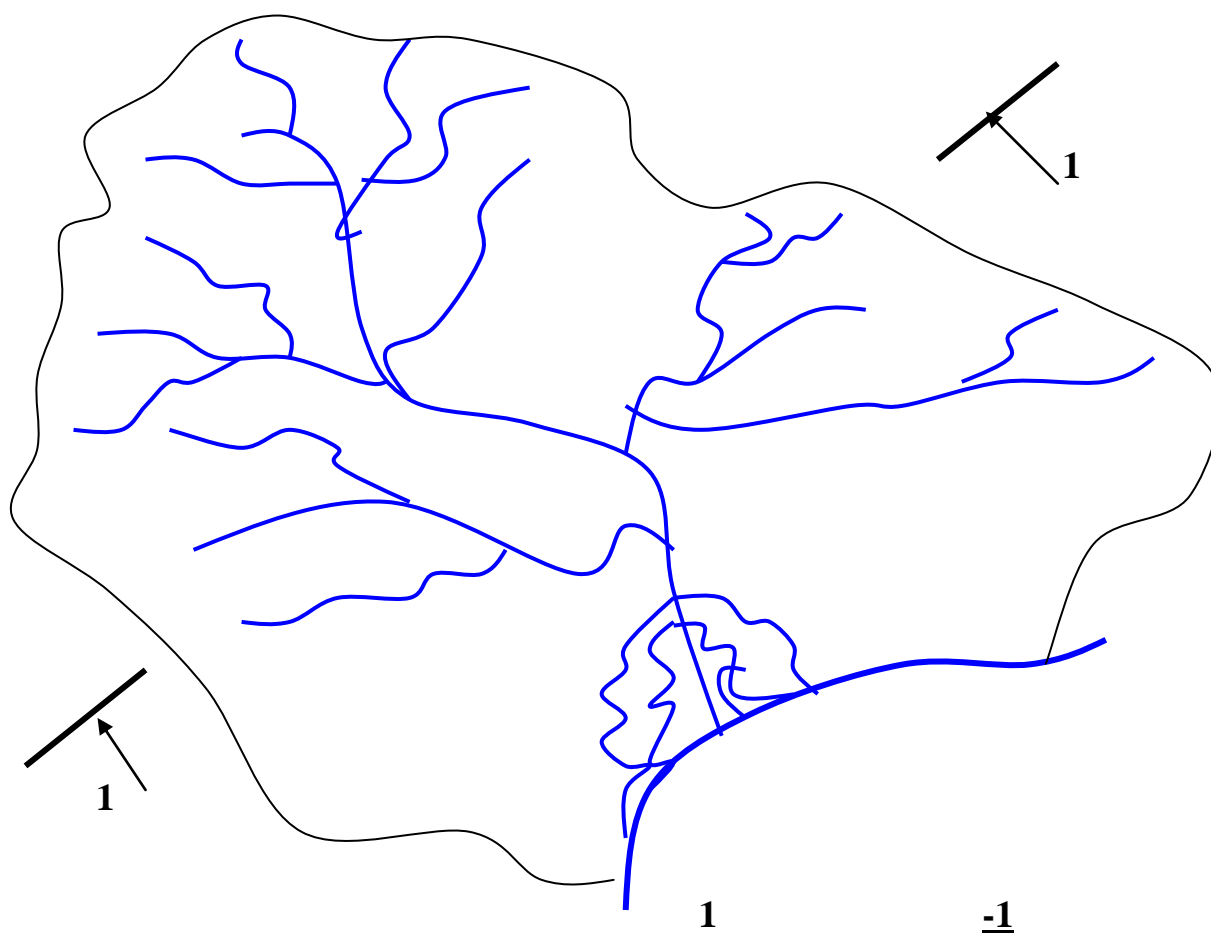
3) річкові водорозділи, які відокремлюють території суші, стік з яких спрямований у річкові системи.

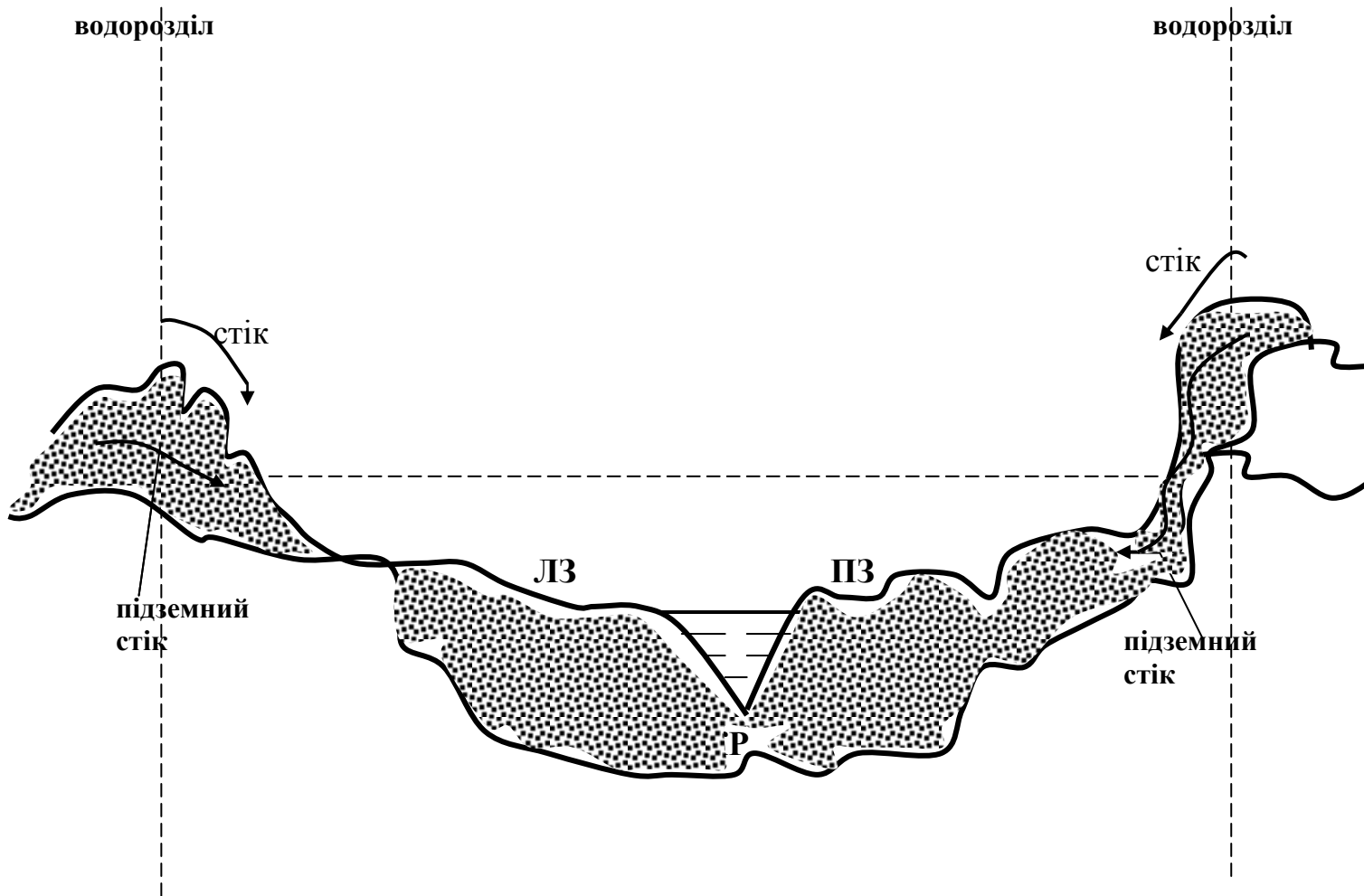
Водорозділи бувають симетричні та асиметричні. Перші складені породами, однорідними за опираємістю розмиву та вивітрюванню. З них звичайно стікають потоки однакової водності та розмивної діяльності при однаковій кількості опадів; другі складені неоднорідними за розмиваємістю гірськими породами, річки

протилежних схилів мають різну водність та розміри внаслідок неоднакової кількості  
випадаючих опадів.

Під дією розмиву, вивітрювання, зниження схилів земної поверхні та інших причин може спостерігатись деяке переміщення водорозділів, по більшій мірі дуже повільне як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямку.

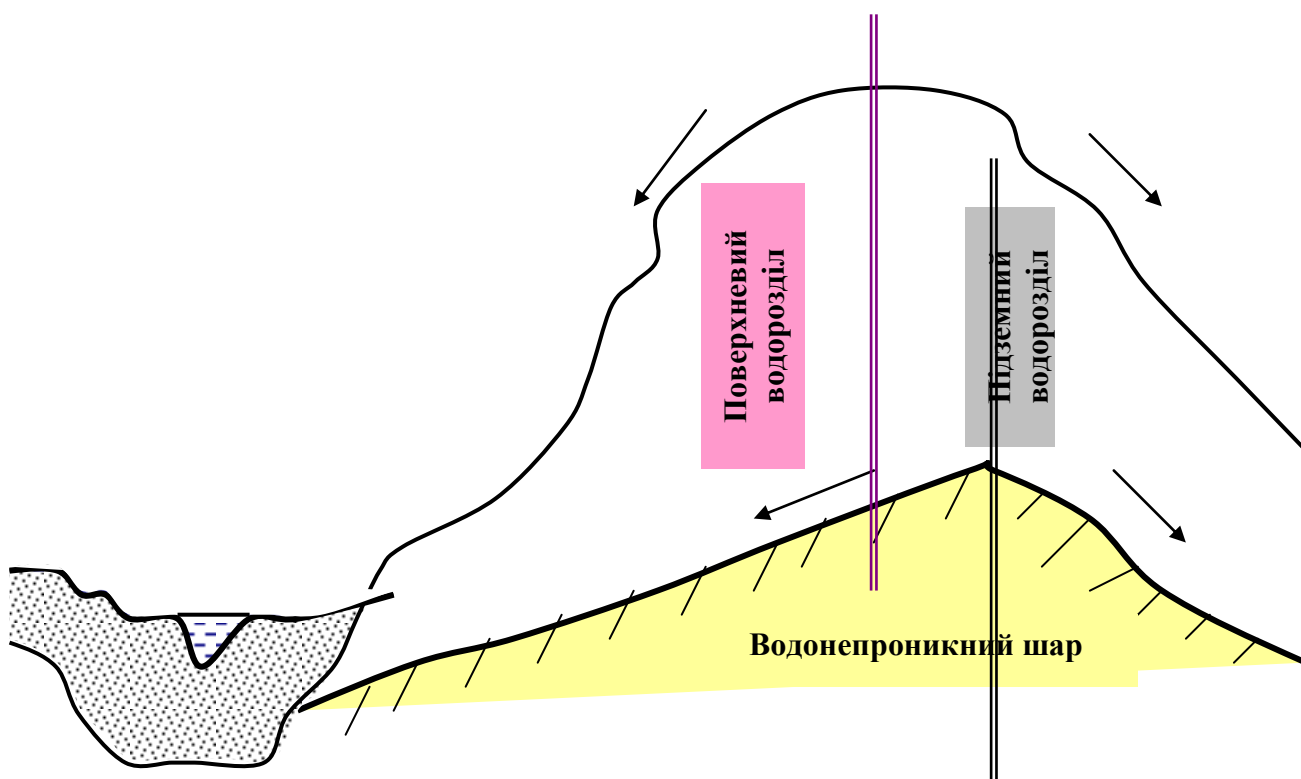
У ряді випадків під дією розмивної діяльності одна ріка може близько підходити до іншої, руйнувати водорозділи та вступати на територію сусідньої ріки. При цьому може трапитись перехоплення течії однієї ріки іншою. Це може трапитись під час паводку, коли в результаті підйому води частина води однієї системи передається до сусідньої системи.





### Річковий басейн. Водозбір

**Басейн** – частина земної поверхні, включаючи товщу почво-грунтів, звідки відбувається стік води до окремої річки або річкової системи. Басейн кожної річки має поверхневий та підземний водозбори, межі яких, як правило, повністю не співпадають.



Площа кожного річкового басейну обмежена водорозділом.

За розміром площі басейну ріки поділяються на великі, середні та малі.

До категорії великих річок відносяться рівнинні річки, які мають басейн площею більше 50000 км<sup>2</sup>; середні річки мають басейн 2000 – 50000 км<sup>2</sup>; малі річки з площею басейну не більше 2000 км<sup>2</sup> розташовуються в одній географічній зоні та гідрологічний режим їх під впливом місцевих факторів може бути не властивий річкам у цій зоні.

Великі ріки: Єнисей 2580 тис. км<sup>2</sup>, Волга 1360 тис. км<sup>2</sup>, Дніпр 504 тис. км<sup>2</sup>, Сіверський Донець – 98,9 тис. км<sup>2</sup>.

Середні ріки: Південний Буг -46,2 тис. км<sup>2</sup>.

Малі ріки: Уж – 1,97 тис. км<sup>2</sup>, Іжма – 1,15 тис. км<sup>2</sup>.

### **Морфометричні характеристики басейну**

Річкові басейни відрізняються один від одного розмірами та формою. Морфометричні характеристики басейнів визначаються за топографічними картами, на яких виділені водозбірні площі ріки.

До основних морфометричних характеристик річкового басейну відносяться: площа, довжина, найбільша та середня ширина, коефіцієнт асиметрії.

#### **Площа басейну F (км<sup>2</sup>)**

Вимірюється різними методами: планіметром, за допомогою геодезичних таблиць, вимірюється палеткою, графічним методом.

**Довжина басейну L (км)** – відстань по прямій від гирла ріки до найбільш віддаленої точки басейну.

**Найбільша ширина басейну B (км)** – визначається перпендикулярно довжині його у найбільш широкому місці.

**Середня ширина басейну B<sub>сер</sub> (км)** – визначається шляхом поділу площі басейну на його довжину, тобто  $B_{сер} = F/L$ . Іноді окремо визначається середня ширина лівої  $B_{л} = F_{л}/L$  та правої частини басейну  $B_{пр} = F_{пр}/L$ .

#### **Коефіцієнт асиметрії басейну**

Головна ріка може займати симетричне положення або бокове, тобто підходити до одного з водорозділів. Мірою асиметрії є коефіцієнт

$$a = \frac{F_{\text{е}} - F_{\text{іо}}}{\frac{F_{\text{е}} + F_{\text{іо}}}{2}},$$

де  $F_{\text{л}}$  – площа лівобережної частини у км<sup>2</sup>;

$F_{\text{пр}}$  – площа правобережної частини у км<sup>2</sup>.

Іноді коефіцієнт асиметрії річкового басейну визначається відношенням лівої частини площі до правої

$$a = F_{\text{л}} / F_{\text{пр}}$$

#### **Конфігурація річкового басейну**

Річкові басейни у більшості випадків мають грушеподібну форму та характеризуються звуженням у верхів'ях та пониззях з розширенням у середній частині. Конфігурація басейну характеризується коефіцієнтом розвитку довжини водороздільної лінії басейну  $r$ , який представляє собою відношення довжини водороздільної лінії  $S$  до довжини кола круга  $S'$ , площа якого дорівнює площі басейну, тобто



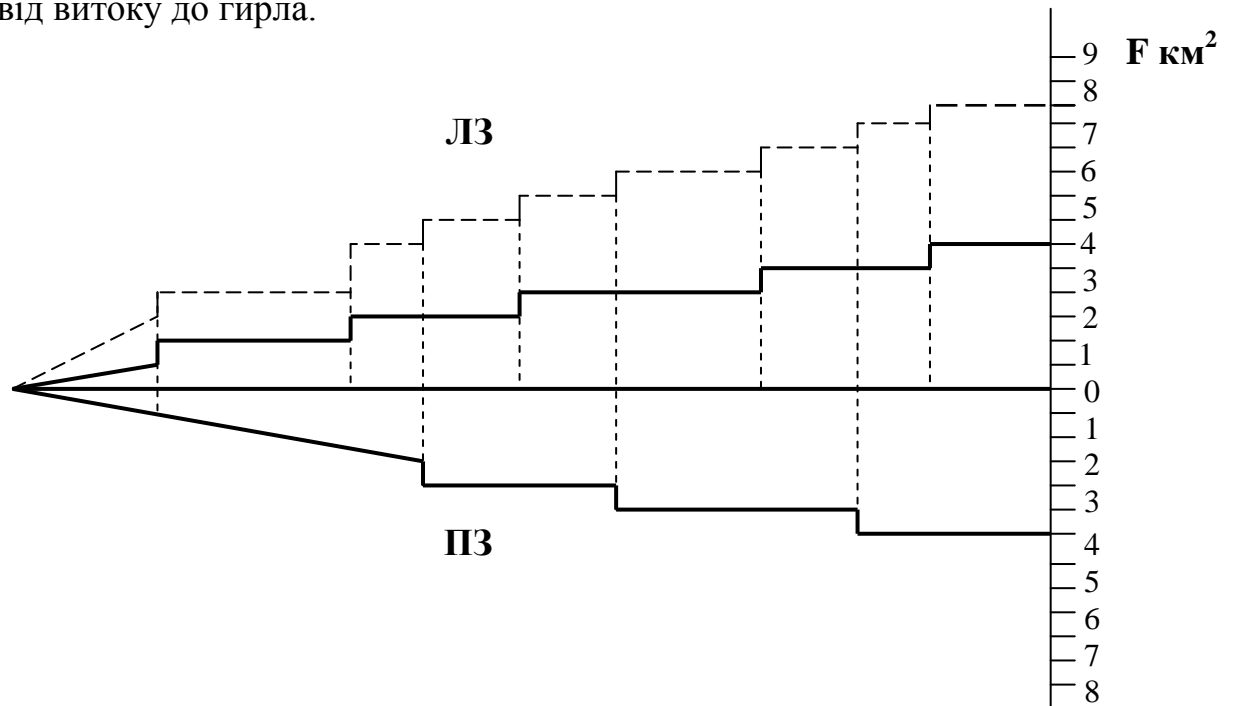
$$r = \frac{S}{S'} = 0,282 \frac{S}{\sqrt{F}},$$

де  $S$  – довжина водороздільної лінії у км;

$F$  – площа басейну в км<sup>2</sup>.

### Графік нарощення площі басейну ріки

Характеризується поступовим збільшенням (нарощенням) площі басейну ріки за довжиною від витоків до гирла.



Графік нарощення площі річкового басейну дозволяє визначити площу, розташовану вище будь-якого створу по довжині головної ріки, а також характеризує річковий басейн у відношенні площ притоків, міжприточних ділянок, асиметрії річкового басейну.

### Фізико-географічні характеристики річкового басейну

Для судження про природні умови та особливості річкового басейну важливо знати такі його фізико-географічні характеристики:

#### Географічне положення басейну

Визначається географічними координатами (широтою та довготою), в межах яких знаходиться басейн.

Кліматичні умови басейну, які в основному визначають водний режим водоймищ (живлення річок, формування поверхневого стоку). Головними кліматичними факторами є: кількість атмосферних опадів, характер їх випадіння, умови залягання снігового покриву та сніготанення, температура повітря, дефіцит вологості повітря, випаровування з поверхні басейну.

#### Геологічна будова басейну

Для з'ясування умов підземного живлення ріки особливо важливо знати ґрунтовий покрив та будову верхніх геологічних шарів басейну річок, а також особливості перважаючих порід та ґрунтів у відношенні розмиву поверхні річкового басейну.

Рельєф басейну визначає схил поверхні та річкової системи. Рельєф впливає на умови стікання води з поверхні річкового басейну, а також на розподіл та кількість атмосферних опадів по його території.

**Рослинний покрив**, для характеристики якого необхідно визначити площі, зайняті лісом та іншою рослинністю. Ступінь залісеності річкового басейну визначається коефіцієнтом лесистості, який уявляє собою частку від поділу площі, зайнятої лісом, до загальної площі басейну

$$K_{\text{ліс}} = \frac{\sum f_{\text{ліс}}}{F} 100\%$$

**Озерність басейну** визначається відношенням площі дзеркала води усіх водоймищ до загальної площі басейну  $K_{\text{оз}}$

$$K_{\text{оз}} = \frac{\sum \omega_{\text{іс}}}{F} 100\%$$

**Заболоченість річкового басейну** визначається відношенням площі, зайнятої в басейні болотами, до усієї його площі

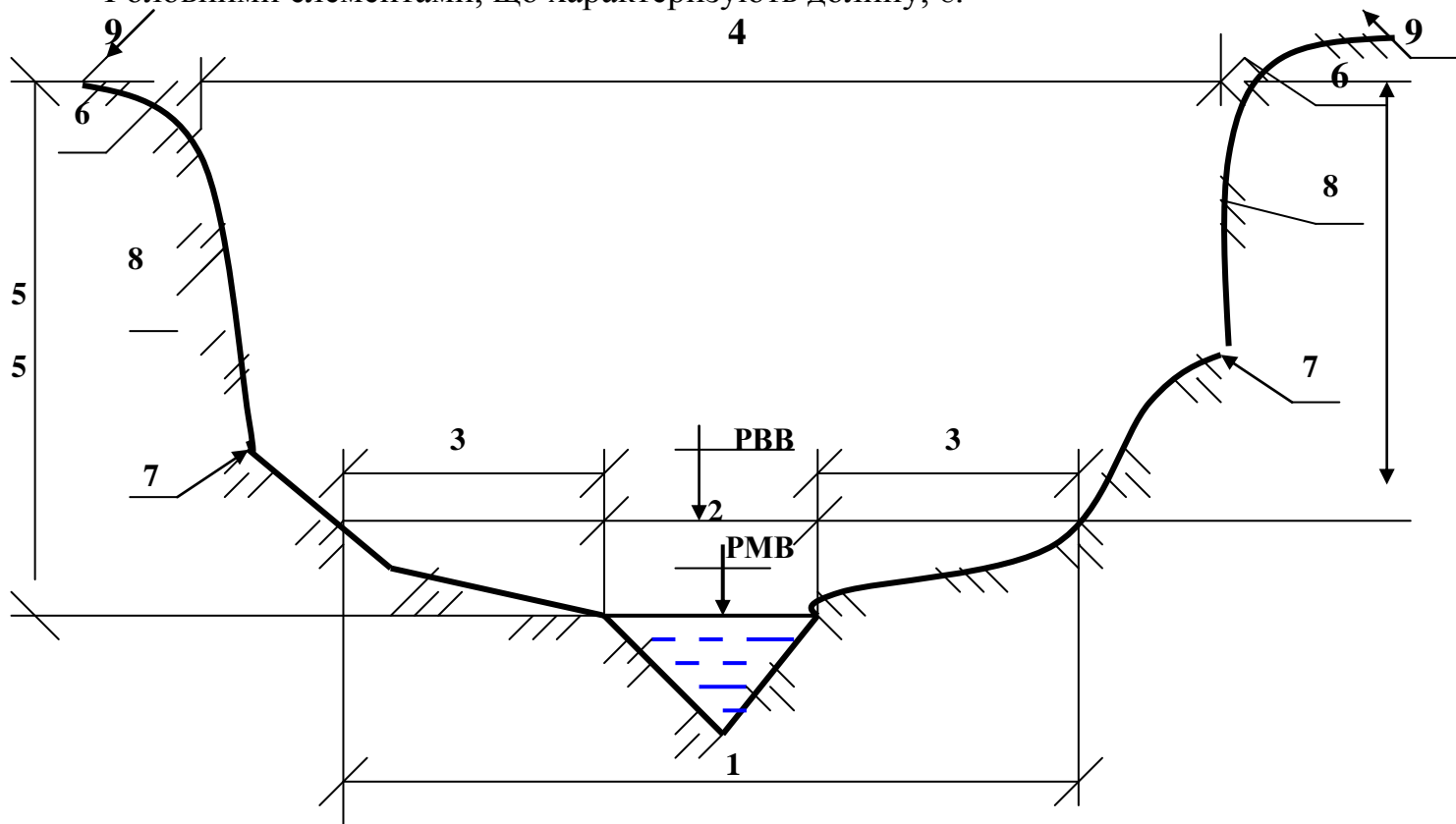
$$K_{\text{заб}} = \frac{\sum f_{\text{бол}}}{F} 100\%$$

**Наявність льодовиків** та розподіл завжди мерзлих ґрунтів та порід у більшій мірі впливає на процеси формування річкового стоку. При коефіцієнті обледеніння більше 15% басейн називають льодовиковим.

### Річкові долини. Елементи долин. Утворення долин та їх типи

Річковими долинами називаються неширокі, витянуті у довжину, звичайно звивисті зниження земної поверхні, які характеризуються спільним схилом ложа. Зустрічаючись між собою вони ніколи не перетинаються, а зливаються разом, утворюючи одну спільну долину. Розміри долин як у довжину, так і в ширину та глибину можуть бути досить різними.

Головними елементами, що характеризують долину, є:



1. дно долини
2. русло річки

3. заплава
4. ширина долини
5. глибина долини
6. брівка долини
7. підощва схилу
8. схил долини
9. прилегла місцевість

**1. Дно, або ложе долини** – відносно рівна знижена її частина, яка володіє ухилом. Лінія, яка з'єднує понижені точки долинного ложа, називається **тальвегом** (шлях долини). Найбільш знижена частина долини, зайнята річковим потоком, називається руслом.

**8. Схили долини** – підвищені ділянки суші, які обмежують з боків дно долини та мають схил до ріки.

**6. Брівки долини** – лінії сполучення її схилів з поверхнею прилеглої до долини місцевості.

**7. Підощва схилів** – нижня частина схилів у місцях їх з'єднання з дном долини.

**4. Ширина долини** по верху і по дну – відстані між її бровками та підощвами схилів.

**5. Глибина долини** – перевищення брівки долини над низьким стоянням рівня води у річці..

**9. Тераси** – горизонтальні або злегка нахильні площадки, які розташовуються уступами у межах дна та схилів річкової долини.

**3. Заплава** – частина дна річкової долини, яка затоплюється у періоди повені або паводку та формується у результаті відкладення наносів, переносимих потоком, та планових деформацій русла.

За розташуванням відносно берегів ріки запови бувають односторонніми, двосторонніми та чергуючимися.

В залежності від характеру рослинності та ступеня зволоженості у межений період розрізняють наступні запови:

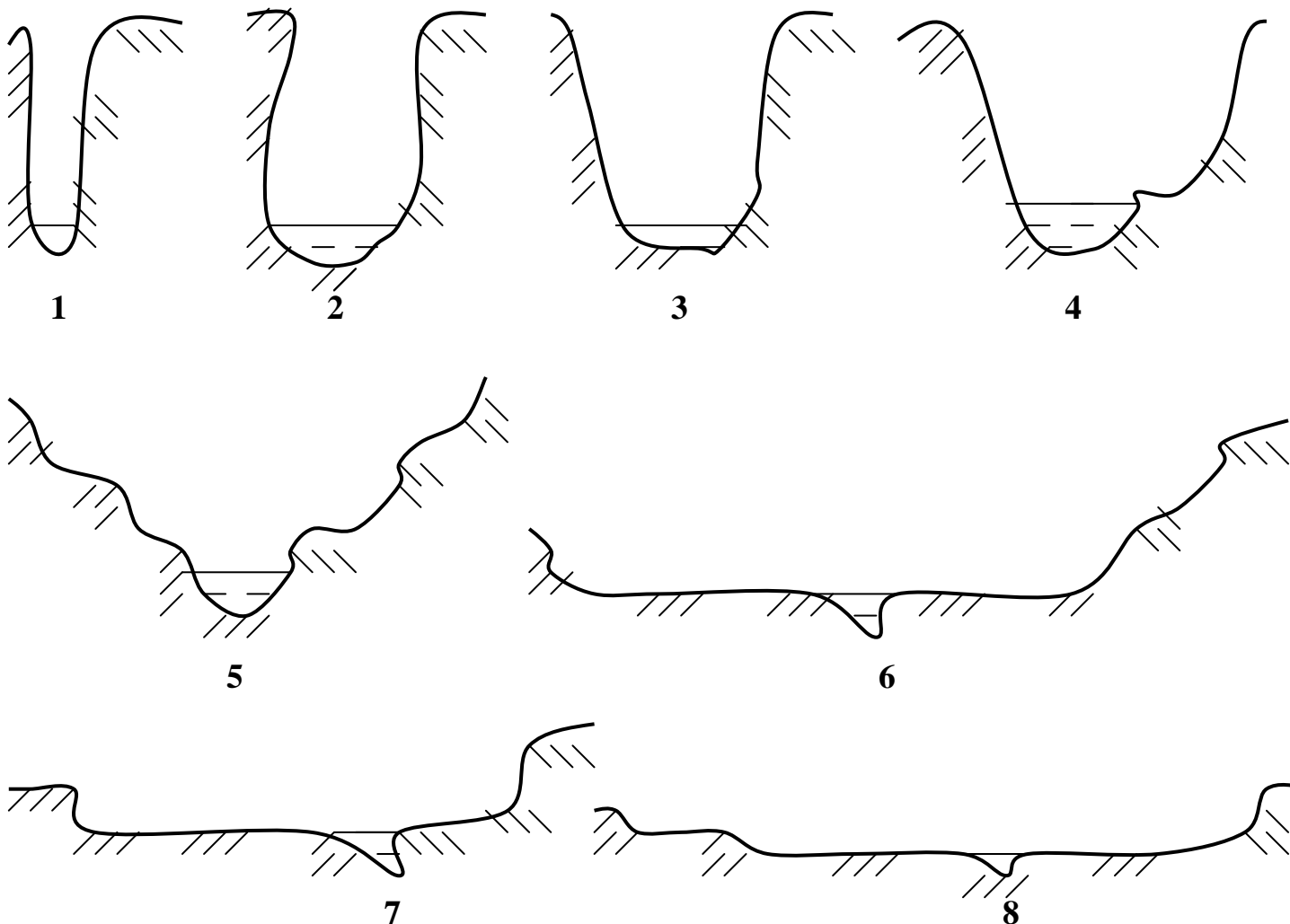
- *лугова суха* влітку уявляє собою сухий або слабкозволочений луг;
- *лугова заболочена заплата* - суцільно або більшою частиною заболочений луг, на якому ростуть вологолюбні рослини;
- *чагарникова або лісова суха заплата* – подібна луговій сухій запові;
- *чагарникова або лісова заболочена заплата* нагадує заболочену лугову запову;
- *болотна заплата* уявляє трав'яне або перехідне болото з торфом значної потужності.

Почво-грунти запов бувають мулистоглинисті, піщані, піщано-гравелісті, гравелістогалечними, кам'янистими. Торфянистими. За морфометричними ознаками долини бувають рівнинні та гірські.

Глибина долин змінюється у широких межах. У рівнинних районах долини неглибокі: від декількох десятків метрів до 200-300м., у гірських умовах глибина долин може досягати 2000 м.

Ширин долин звичайно збільшується від верхів'їв до пониззя, але можливі і звуження долин при перетині з гірською грядою.

**Річкові долини** в залежності від форми поперечного профілю та розмірів її основних елементів (ширина по дну, по верху, висота схилів) поділяються на наступні типи.



**1. Щілина** – глибока та вузька долина з прямовисними, а іноді нависними схилами. Дно долини повністю зайняте водою.

**2. Каньйон** – долина з майже прямовисними схилами, також глибока, але ширше щілини, має порівняно пласке та вузьке дно не завжди повністю зайняте водою. Зустрічається у горах.

**3. Ущелина** – глибока гірська долина з вузьким дном та опуклими схилами, крутизна яких до низу збільшується. Характерна для гірських районів.

**4. V – подібна долина** – характеризується більш похилими схилами та достатньо широким дном. Найбільш розповсюджений тип.

**5. Коритоподібна долина** (трог) – відрізняється доволі крутими. Увігнутими схилами, крутизна яких при наближенні до дна збільшується. Такий тип долин обумовлений діяльністю льодовиків у гірських районах.

**6. Трапецієдальна долина** – схожа на ящикоподібну, але схили її значно похиліше.

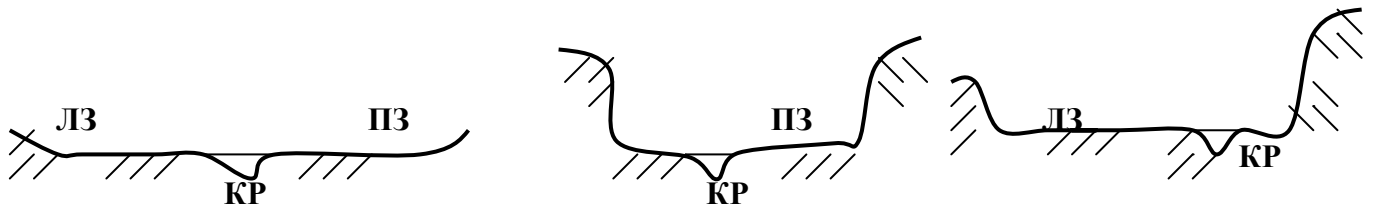
**7. Ящикоподібна долина** – має широке та майже пласке дно, обмежене крутими, а іноді й прямовисними схилами. Зустрічається на рівнинах.

**8. Неясно виражена долина** – характеризується дуже пласкими схилами, які поступово зливаються з прилеглими міжрічними просторами. Зустрічаються на рівнинних місцевостях.

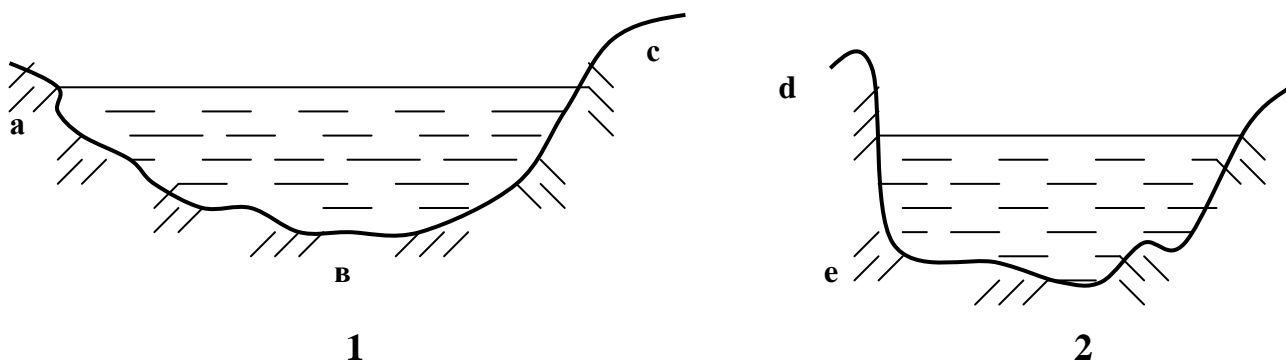
У природі доволі рідко зустрічаються долини з правильним обрисом, який відноситься до одного з відмічених типів долин.

## Річкові русла та їх планові окреслення

Руслом ріки називається частина долини, по якій здійснюється річковий стік. Розміри та форма русла змінюються за довжиною ріки в залежності від періодичної зміни її водності, будови річкової долини та фізичних властивостей та фізичних властивостей порід, які складають русло. Частина долини, яка заливається водою у період повені або паводку, називається заплавним руслом. Межами між корінним та заплавним руслом є брівки берегів ріки, утворення яких відбувається під час повені та паводків. Корінне русло може розташовуватись симетрично та асиметрично, притискаючись до лівого або правого берегу дна долини; в залежності від цього змінюється і характер заплав.



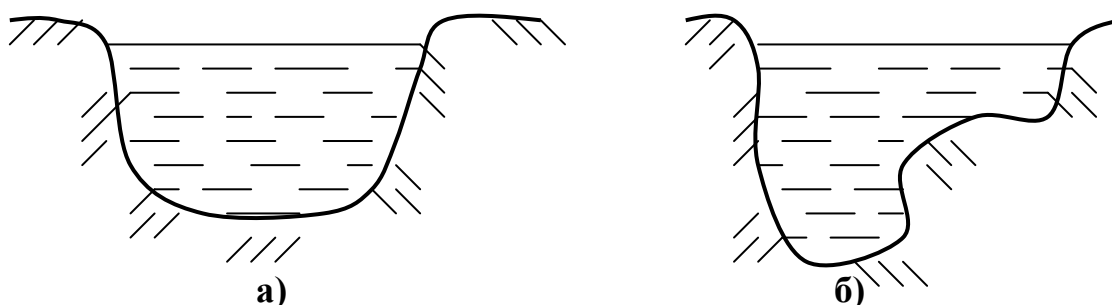
У кожному руслі ріки розрізняють дно та береги. Береги за своїм ухилом до горизонту прийнято поділяти на три категорії: 1) похилі береги з ухилом менше  $45^\circ$ ; 2) круті, ухил яких більше  $45^\circ$ ; 3) береги прямовисні, при ухилі близькому або рівному  $90^\circ$ .



В залежності від водності ріки, швидкості течії та характеру порід, які складають береги та дно ріки, русла можуть бути стійкі, у яких форма поперечного перерізу мало змінюється у часі, та нестійкі, у яких спостерігається постійна деформація їх форми у часі.

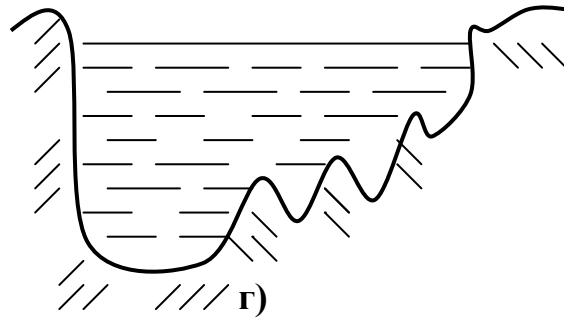
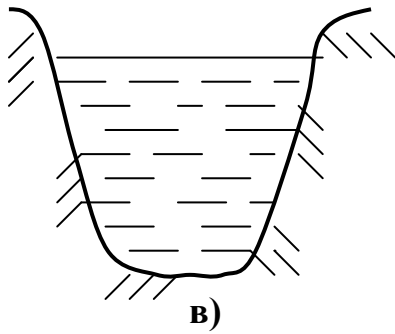
За походженням береги бувають корінні, утворені без впливу ріки, та алювіальні, що виникли шляхом відкладення наносів даної ріки.

Русла багатьох річок мають різноманітну форму поперечного профіля. Річкові русла звичайно мають русла коритоподібної форми, які бувають *симетричними* (а) та *асиметричними* (б).



Гірські річки, де протікаючи вода ще не згладила нерівності русла, мають складний поперечний профіль русла часто причудливої форми. Форма поперечного

профілю ріки вважається *правильною*, коли вона має вигляд параболи (в). Русла, які мають інші форми профілю, прийнято вважати *неправильними* (г).

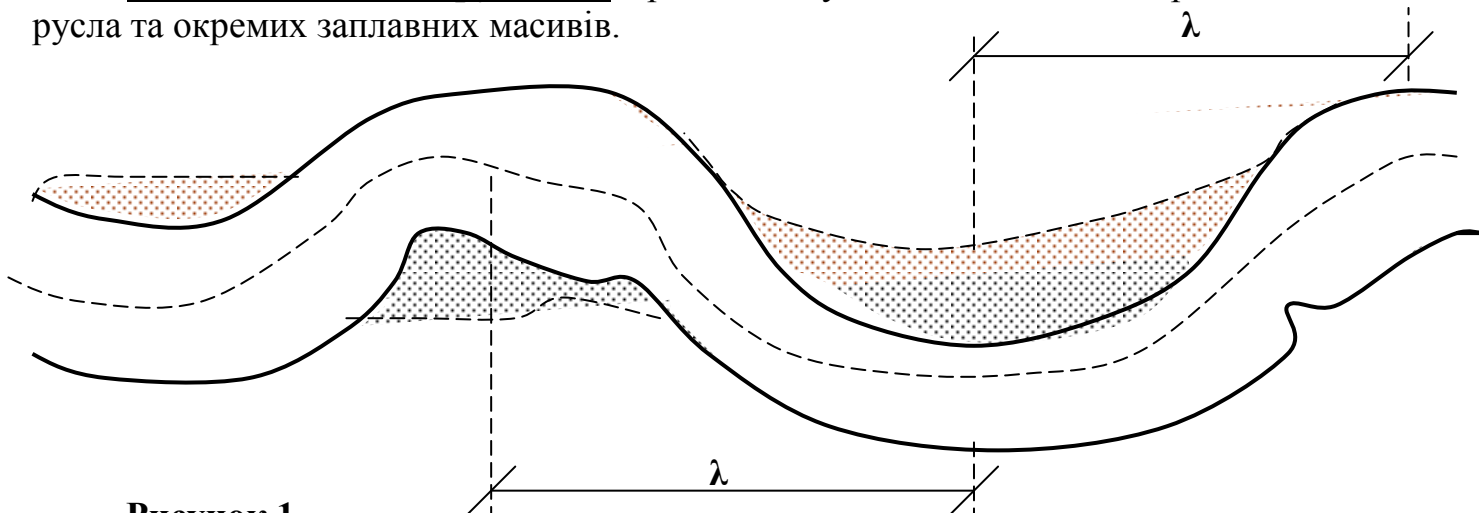


Русло рівнинної ріки в плані має, як правило, звивисту форму – у вигляді так званих меандр (від назви ріки Меандр у Турції).

В утворенні звивистої (меандричної) форми русла ріки головну роль відіграють поперечні течії, які з'являються як при викривленні динамічної осі потоку. Так і особливо в умовах вже виникшої звивистості ріки.

У практиці зустрічаються наступні види меандрування та переформування меандр:

**1. Обмежене меандрування** виражається у появленні слабковиражених звивин русла та окремих заплавних масивів.

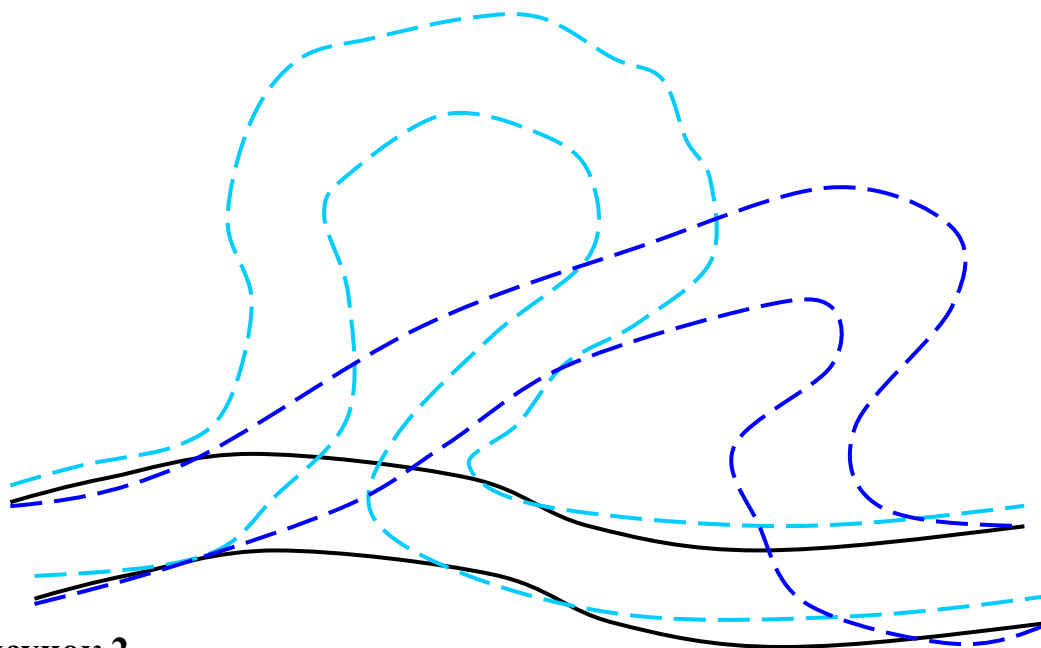


**Рисунок 1**

Русло в плані має форму, близьку до синусоїди, амплітуда якої визначається шириною дна долини; при цьому ширина заплави дорівнює ширині поясу меандрування. Обмежене меандрування розвивається в умовах стискання русла схилами долини, уступами терас з важкорозмиваємими ґрунтами або давніми стійкими береговими валами.

**2. Вільне меандрування** звичайно розвивається в широких річкових долинах, схили яких не заважають вільному переміщенню русла ріки.

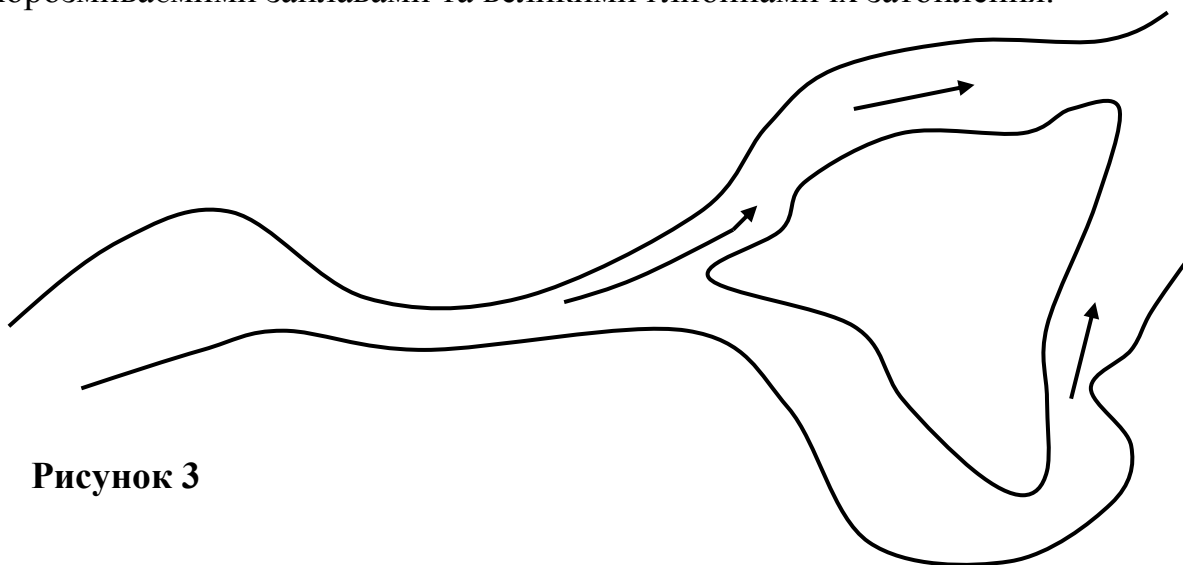
Для вільного меандрування характерна наявність одного діючого русла, яке сильно меандрує у широкій заплаві, у якій розташовується староріччя та сліди колишніх берегових валів.



**Рисунок 2**

Вільне меандрування характерне наявністю петлеподібних закрутів, циклічністю їх розвитку та великою швидкістю розвитку.

**3. Незавершене меандрування** є різновидом вільного меандрування і характеризується наявністю випрямляючого потоку на закрутах, що не досягли стану петлі. Незавершене меандрування звичайно виникає у річках з низькими легкоерозивними заплавами та великими глибинами їх затоплення.



**Рисунок 3**

На початковій стадії закрут розвивається за схемою вільного меандрування, але у подальшому темпи розвитку уповільнюються, а потім повністю припиняються внаслідок появи випрямляючого закрут потоку, утворення якого обумовлене розмивом похилої поверхні заплави у перешийку закрута.

По мірі розвитку потоку у нього починає поступати все більша частина витрати води і він поступово перетворюється на головне русло.

## ЛЕКЦІЯ № 14

### Вплив метеорологічних умов на режим вод суші

Режим вод суші формується під впливом складної взаємодії фізико-географічних факторів, які можуть бути поділені на дві основні групи:

1) метеорологічні (головним чином опади, сонячна радіація, температура повітря та ґрунту, випаровування з поверхні води та ґрунту);

2) фактори підстилаючої поверхні

До останніх належить геологічна будова водозбору, ґрунтовий та рослинний покрив, розчленованість рел'єфу та ступінь розвитку гідрографічної мережі й глибина її ерозійного врізання, озера й болота, площа та форма водозбору, довжина та уклін ріки.

При розгляданні фізико-географічних факторів слід враховувати, що ступінь їхнього впливу на різні види об'єктів (річки, озера, болота, підземні води, льодовики) і на різні фази та елементи режиму (багатоводні та маловодні періоди у річному циклі та за багаторічний період, розподіл стоку всередині року, високі та низькі витрати води і т. д.) може суттєво відрізнятись. Так, режим накопичення та витрати запасів води у льодовиках визначається виключно за кліматичними умовами; потрапляння та витрачання підземних вод визначаються будовою ґрунтів зони скопичення цих вод.

Кліматичні умови є вирішальними для формування загальної водності території, і, слідовно, розташованих у межах її водних об'єктів. Однак на розподіл цієї водності всередині року, на формування найбільш високого або, навпаки, найбільш низького стоку у ряді випадків важливе і навіть вирішальне значення можуть оказати місцеві фізико-географічні особливості водозборів, наприклад, лісистість заболоченість, рел'єф, озерність водозборів, будова ґрунтів та ін.

Вплив підстилаючої поверхні може бути настільки суттєвим, що усі властиві даним кліматичним умовам особливості режиму вод суші втрачаються повністю. Наприклад, сильний розвиток карсту в басейні ріки може призвести до того, що високий весінній паводок, характерний для даної кліматичної зони, не буде виражений у такій ріці. Навпаки, різке зниження водності, яке звичайно спостерігається влітку, для річок карстових областей не є характерним. Аналогічний вплив на режим річок мають і озера, розташовані у межах водозбірної площі ріки.

### ТЕМПЕРАТУРА ПОВІТРЯ ТА ҐРУНТУ

Промениста енергія Сонця є головним джерелом тепла на Землі. Із загальної кількості сонячної енергії, що потрапляє на межу атмосфери ( $250 \text{ ккал/см}^2\text{рік}$ ) в середньому для земної кулі на безпосереднє нагрівання повітря витрачається біля 14% ( $35 \text{ ккал/см}^2\text{рік}$ ). З залишеної кількості теплової енергії сонця ( $215 \text{ ккал/см}^2\text{рік}$ ) на нагрівання поверхні землі витрачається  $110 \text{ ккал/см}^2\text{рік}$  або 44% енергії сонця і  $105 \text{ ккал/см}^2\text{рік}$  – відбивається назад у світовий простір.

Зі  $110 \text{ ккал/см}^2\text{рік}$ , поглинаємих землею поверхнею,  $46 \text{ ккал/см}^2\text{рік}$  витрачається на випаровування. Ця кількість тепла потім знову виділяється у атмосферу під час конденсації водяної пари. Крім того, атмосфера отримує від землі  $14 \text{ ккал/см}^2\text{рік}$  за рахунок турбулентності тепловіддачі. Таким чином, за рахунок теплообміну, який обумовлений фазовими перетвореннями води та турбулентного теплообміну, атмосфера отримує від землі на 72% тепла більше, ніж безпосередньо за рахунок



поглинання прямої сонячної радіації. Поверхня землі витрачає у формі так званого ефективного випромінювання до світового простору  $50 \text{ ккал/см}^2\text{рік}$ .

Вплив температури повітря та ґрунту на розміри та розподілення стоку має місце через зміну випаровування і безпосередньо. Наприклад, у періоди сніготанення. Опади, які випадають у холодний період руху, акумулюються на протязі більш або менш значного періоду часу на поверхні водозбору у вигляді снігу та льоду і, стікаючи у період сніготанення, обумовлюють різко нерівномірний режим стоку. При мерзлом ґрунті кількість стікаючої води за інших рівних умов, буде більшим, ніж за талого ґрунту, так як в останньому випадку частина води просочується всередину ґрунту, поповнюючи запаси ґрунтових вод.

Відкриття та замерзання водоймищ, зріст льодового покриву, умова протікання води у теплий період року при відкритому руслі і за наявності льодового покриву – усі ці та багато інших особливостей режиму вод суші тісно пов'язані з температурними умовами атмосфери та ґрунту.

В залежності від ходу потрапляння сонячної енергії на поверхню землі та процесу передачі її в атмосферу та у більш глибокі шари ґрунту, температура повітря та ґрунту зазнає добових, річних та багаторічних коливань.

Спостереження показують, що на поверхні ґрунту найменша температура спостерігається перед сходом сонця. Зранку температура ґрунту підвищується, досягаючи максимуму о 13-14 годині, коли прихід та витрата тепла на поверхні. Значний вплив на процес передачі тепла від ґрунту у повітря врівноважуються. Амплітуда коливань температури ґрунту в значній мірі залежить від її теплопровідності, теплоємності та кольору. З глибиною амплітуда добових коливань поступово зменшується. В середньому, на глибині 70-100 см добові коливання стають непомітними. З цієї глибини починається шар постійної добової температури.

Проникнення холоду всередину ґрунту трапляється тим повільніше, чим більша її вологість. Взимку температура ґрунту з глибиною звичайно підвищується, влітку знижується; навесні більш холодний шар лежить між двома шарами, більш теплими, а восени має місце зворотне співвідношення. Річні коливання температури ґрунту розповсюджуються на глибину біля 20 м. Нижче цієї глибини спостерігається закономірне підвищення температури приблизно на  $1^\circ\text{C}$  при заглибленні на кожні 30-35 м.

Коливання температури ґрунту передаються дотичними шарами повітря. Через неоднорідність ґрунту температура її у різних точках земної кулі не буває однаковою. В процесі прогрівання ґрунту тепле повітря струменями здіймається догори, вивільняючи місце більш холодному. Механізм вертикального обміну повітря має назву *теплової конвекції*.

Значний вплив на процес передачі тепла від ґрунту до повітря має також невпорядкований турбулентний рух повітря. Ступінь турбулентності залежить від швидкості руху повітря та шорсткості земної поверхні.

### **АТМОСФІРНІ ОПАДИ**

Атмосферні води є головним джерелом поповнення запасів вод суші. При розгляданні питань гідрології опади представляють цікавість лише з моменту їх випадіння на поверхню ґрунту та водоймища.

#### **Утворення атмосферних опадів**

Водяна пара, що потрапляє до атмосфери в результаті випаровування, може переходити у рідинний стан, якщо пружність пари досягає максимального значення за даної температури або перевищить її. Водяна пара опиняється у стані насичення головним чином внаслідок охолодження повітря. Найбільш різкий процес охолодження трапляється під час здіймання повітря. Висхідний рух та конденсація пари можуть виникнути у результаті:

- 1) сильного прогріву земної поверхні;
- 2) висхідного ковзання теплого повітря по масі холодного повітря;
- 3) здіймання повітря по нерівностям земної поверхні (гори)

Охолодження повітря від вказаних причин викликає утворення опадів, які випадають у вигляді дощу, снігу та граду. Крім того, водяна пара може виокремлюватись безпосередньо з повітря на поверхню землі у вигляді роси, інею, паморозі, коли у ясні тихі ночі внаслідок випромінювання сильно охолоджується поверхня землі та повітря, що до неї доторкається. Разом з тим кількість води, яка виокремлюється у вигляді роси або інею чи паморозі невелика.

Різні причини, що викликають охолодження повітря, визначають і різний характер випадіння опадів. Швидке здіймання повітря від сильно нагрітої земної поверхні або у ряді випадків підйом його по нерівностях земної поверхні обумовлює випадіння ливневих опадів великої інтенсивності, порівняно короткочасної тривалості.

Навпаки, повільне здіймання теплого повітря обумовлює обложні дощі порівняно невеликої інтенсивності, але досить тривалі та з великою площею розповсюдження.

Різний характер випадіння опадів має суттєвий вплив на процес стоку поверхневих вод і накопичення запасів підземних вод. При інтенсивних дощах вода не встигає просочуватись у ґрунт та бурхливими потоками стікає у річкову мережу.

Навпаки при малоінтенсивних, але тривалих дощах створюються сприятливі умови для поповнення ґрунтових вод.

Кількість опадів оцінюється овщиною шару води (в мм), випавших на горизонтальну поверхню. Кількість твердих опадів (снігу) також вимірюється товщиною шару води, який утворюється після їх танення.

### **Вплив різних факторів на кількість опадів**

На режим вод суші, особливо в умовах недостатньо густої мережі дощомірних пунктів, суттєвий вплив має знання різних факторів у формуванні опадів. Найбільш суттєвий вплив має рельєф. Крім того, в деякій мірі просліджується вплив рослинності та водної поверхні.

#### **Вплив рельєфу**

Розподілення опадів по поверхні суші залежить як від розташування місцевості по відношенню до океану, який дає головну кількість вологи, так і від її рельєфу. У гірській місцевості схили, обернені до вологих вітрів, отримують більшу кількість опадів, ніж протилежні. Вплив рельєфу відображається також і в тому, що з підвищенням місцевості над рівнем моря кількість опадів звичайно збільшується. Відмічена закономірність особливо різко проявляється у гірських районах. Невеликі пагорби також впливають на кількість опадів. Збільшення опадів з підвищенням місцевості пояснюється тим, що пагорби викликають або підсилюють висхідні потоки повітря. Повітря, що здіймається по схилу, охолоджується, що створює сприятливі умови для випадіння опадів. При цьому взимку вплив рельєфу опиняється більш

суттєвим, ніж влітку. Влітку хмари утворюються на більшій висоті, ніж взимку, і тому невеликі пагорби в цей період мало впливають на опади.

Закономірність зміни кількості опадів з висотою місцевості використовується під час підрахунку опадів, що випадають у межах водозборів, розташованих у горах. Кількість опадів залежить від висоти місцевості та суттєво змінюється у різних умовах, при цьому ретельно аналізуються кліматичні умови і характер рельєфу.

### **Вплив лісу та водної поверхні**

Вплив лісу на кількість опадів спостерігається у двох напрямках. По-перше, поверхня лісу створює підвищену у порівнянні з поряд розташованими безлісними просторами шорсткість. Це викликає гальмування руху нижніх шарів вологого повітря; внаслідок зменшення швидкості маси повітря як би нагромаджуються над лісом; при цьому виникають висхідні токи повітря, які сприяють конденсації та випадінню опадів. По-друге, рослинний покрив, зокрема крони дерев, затримує опади, не допускаючи проникнення частини їх до поверхні землі. Таким чином, безпосередньо під кронами дерев поверхні землі досягає менша кількість опадів, ніж на галявинах. В загальному балансі опадів над поверхнею лісових масивів їх випадає більше, ніж на рівнинах.

За даними різних досліджень над лісовими масивами випадає за холодний період на 8-10%, а за теплий період на 20% опадів більше, ніж на безлісних масивах.

В середньому за багатолітні періоди кількість опадів, що випадають над лісом, на 10-15% більше, ніж на безлісних територіях.

Частина дощових опадів затримується кроною, частина стікає по стовбурам (1% річної суми). При розрахунках водних балансів водозборів за даними ВНІГЛ затримання зимових опадів кронами дерев для умов хвойного приймаються рівними 10%, а для водозборів, вкритих змішаними лісами, - 5% суми зимових опадів.

Чим густіше крона та деревостій, тим більше затримується опадів.

Окрім рідких та твердих опадів ліс здатний сприймати деяку кількість вологи з туману, особливо у горах, де більш часті випадки переміщення сильно насичених вологою мас повітря.

За даними досліджень ліс конденсує за рахунок затримання вологи з туману в середньому біля 9 % кількості, вловлюваної дощоміром. За іншими даними цей об'єм складає 13%.

Над обширними водними просторами (моря, крупні озера) виявляється деяке зменшення кількості випадаючих опадів у порівнянні з сусідніми ділянками суші. Це зменшення опадів пояснюється тим, що в теплий період року температура повітря над водоймищами більш низька, ніж над сушею.

Над водною поверхнею температура з висотою не зростає як звичайно, а зростає (термічна інверсія). Це призводить до опускання повітряних мас до поверхні води, що не сприяє утворенню опадів. Крім того, над водною поверхнею спостерігається менша турбулентність повітряного потоку через відсутність шорсткості.

### **Накопичення снігового покриву та розрахунок водовіддачі із снігового покриву**

В різних кліматичних умовах значення снігового покриву як фактора вод суші досить велике. Сніговий покрив знижує ступінь промерзання ґрунтів та водоймищ. В період весіннього сніготанення на поверхню суші потрапляє більше маси води, що

призводить до різкого збільшення водності річок та поверхні водоймищ, до підсилення живлення підземних вод.

Спостереження за сніговим покривом показують, що всі його основні характеристики (тривалість залягання, щільність, висота, запаси води в снізі) підлягають досить суттєвим коливанням як по території, так і від року до року.

Зміни потужності снігового покриву визначаються не лише зміною клімату, але й формою рельєфу та характером рослинності. Під впливом вітрів сніг майже безперервно переміщується з місця на місце. В результаті в одних місцях утворюються сугрови, а на сусідніх ґрунт практично повністю оголений. Чим більше розчленований рельєф, тим нерівномірніше розподіляється сніговий покрив. Найбільш строкате розподілення снігу спостерігається у горах. Однак в умовах рівнинного, але розчленованого яругами та балками рельєфу розподілення снігового покриву досить нерівномірне. Великий вплив на розподіл снігового покриву має рослинний покрив. Значне скупчення снігу спостерігається у місцях розповсюдження кущової рослинності, мілколісся та біля галявин лісу. У напрямку від галявин у густину лісу потужність снігового покриву зменшується.

Відлига може призвести до значного збільшення запасів води у сніговому покриві у лісі у порівнянні із запасами у полі, оскільки під час відлиги сніг у більшій мірі тане на відкритій місцевості, ніж у лісі. В період формування снігового покриву на початку зими сніг, який випав на відкритій місцевості, іноді тане декілька разів при поверненні тепла, а в лісі накопичується, лише дещо ущільнюючись під впливом відлиги. Таким чином сніг, закумуляований у лісі на протязі зими, підвищує запас води під час весіннього сніготанення.

Танення снігового покриву трапляється нерівномірно у різних частинах водозбору, що призводить до утворення так званого барвистого ландшафту. Тривалість періоду барвистого ландшафту значна і складає від 60 до 80% повної тривалості сніготанення на відкритій місцевості.

Найбільш дружне сніготанення звичайно спостерігається при запізненні початку весни, коли має місце приток значних мас теплого повітря. При спільній дощовій весні цей процес охоплює відразу великі території та протікає швидко.

У великому басейні початок танення, а також повне звільнення від снігу трапляється неодноразово внаслідок різниці кліматичних умов, особливо при значному простиранні басейну з півдня на північ.

Запаси води, які знаходяться у сніговому покриві, визначаються шляхом вимірювання висоти снігового покриву та його щільності.

Найбільш повно задача розрахунку сніготанення вирішується на основі використання рівняння теплового балансу, яке має вигляд:

$$S_{\text{сп}} = S_{\text{сер}} + S_{\text{ва}} - S_{\text{вв}} \pm S_{\text{та}} \pm S_{\text{вк}}, \quad (15.1)$$

де  $S_{\text{сп}}$  – ітоговий прихід тепла до снігу кал/см<sup>2</sup>·хв;

$S_{\text{сер}}$  – сумарна радіація;

$S_{\text{ва}}, S_{\text{вв}}$  – випромінювання атмосфери та води;

$S_{\text{та}}$  – турбулентний теплообмін з атмосферою;

$S_{\text{вк}}$  – теплообмін з атмосферою при випаровуванні та конденсації.

Алгебраїчна сума розрахованих значень теплового балансу, поділена на 8, дає шар води (в мм), утворений від розтаненого снігу за розрахунковий інтервал часу.

У практиці викривується ряд імперичних формул, які отримані на основі тривалих метеорологічних спостережень. З достатньою точністю розрахунок шару води може бути отриманий за формулами Є. Г. Попова:

- у денні години

$$h_d = 7,1[(1-r)(t_{\max} - \bar{t}_{\text{аіа}} - 0,2) - 0,2(\bar{t}_{\text{аіа}} - t_{\min}) + 0,1v_g(t_g - 0,5)], \quad (15.2)$$

- у нічний період

$$h_n = 7,1[0,1v_i(t_i - 0,5) - 0,2(\bar{t}_{\text{аіа}} - t_{\min})], \quad (15.3)$$

де  $r$  – альбедо снігу у долях одиниці;

$t_{\max}$  – максимальна температура повітря у денні часи;

$\bar{t}_{\text{доб}}$  – середньодобова температура повітря;

$t_{\min}$  – мінімальна добова температура;

$t_d$  та  $t_n$  – середня температура повітря за денні та нічні години;

$v_d$  та  $v_n$  – середня швидкість вітру на висоті флюгера за денні та нічні години у м/с.

В основу вказаних рівнянь покладене рівняння теплового балансу поверхні снігу. Приведені залежності розрахунку сніготанення справедливі для відкритої місцевості. Для розрахунку ходу сніготанення у лісі та на сильно пересіченій місцевості необхідно вводити додаткові поправочні коефіцієнти, які враховують різницю в умовах потрапляння тепла до снігу.

Ліс сильно змінює хід танення снігу. Під пологом лісу значно змінюється швидкість вітру та сонячна радіація. Інтенсивність та тривалість сніготанення у лісі залежить від ряду характеристик лісу (склад, наявність ярусності та ін.), показником якого є повнота насадження, ступінь зімкнутості крон дерев.

#### Розрахунок водовіддачі із снігового покриву

Внаслідок вологості снігу вода, що утворюється на початку сніготанення, потрапляє на ґрунт із запізненням відносно моменту танення. Доти, доки сніг не насичиться водою до повної вологості, порції талої води утримуються снігом і не досягають ґрунту. В подальшому навпаки, водовіддача зі снігу стає дещо більшою тієї кількості води, яка утворюється за рахунок сніготанення у розглядаємий період часу.

Якщо прийняти вологості снігу  $\gamma$  постійною на протязі періоду сніготанення, то водовіддача визначається за наступним рівнянням:

$$h_b = h_c + \gamma h_b \quad (15.4)$$

де  $h_b$  – шар водовіддачі;

$h_c$  – шар води, яка утворилась за рахунок сніготанення

Із рівності можна визначити  $h_b$

$$h_b = \frac{h_c}{1 - \gamma}, \quad (15.5)$$

В середньому вологості снігу для періоду сніготанення може бути прийнята рівною  $\gamma = 0,30$ . У такому випадку

$$h_b = 1,43 h_c, \quad (15.6)$$

Загальна кількість води, яка потрапляє на водозбір, залежить, окрім інтенсивності сніготанення та максимальної вологості снігу, також від величини площі басейну водозбору. Тому під час розрахунку водовіддачі на водозборі в цілому необхідно у розрахункову залежність (15.6) ввести додатковий коефіцієнт, який враховує площу водозбору, з якої трапляється водовіддача

$$h_b = h_b \cdot \beta, \quad (15.7)$$

де  $\beta$  – відносна величина площі, на яку потрапляє вода;  $\bar{h}_b$  – шар водовіддачі у мм.

З урахуванням рівності (15.7) залежності (15.5) можна представити у вигляді

$$h_b = \beta \frac{\bar{h}_c}{1-\gamma}, \quad (15.8)$$

або при  $\gamma = 0,30$

$$h_b = 1,43\beta \bar{h}_c, \quad (15.9)$$

Залежність (15.9) є головним розрахунковим співвідношенням, яке дозволяє обчислювати значення водовіддачі.

### Характеристика дощів

Опади у вигляді дощу в основному випадають при порівняно високих температурах. Значна їх частина усмоктується у верхні шари ґрунту, у подальшому гублячись на випаровування. Тому їх вплив на режим вод суттєво відрізняється від снігового покриву. Інтенсивність дощей значно більше, ніж сніготанення. Так, інтенсивність дощу може досягати декількох міліметрів у хвилину, а інтенсивність сніготанення – декількох міліметрів у годину. Тому у тих випадках, коли інтенсивність дощу перевищує інтенсивність поглинання води ґрунтом, швидко формуються дощові паводки, які перевищують найвищі витрати води весіннього половіддя.

Дощі малої інтенсивності, випадаючи при високих температурах на сильно висушений ґрунт, не утворюють поверхні стоку. Дощі з шаром опадів, при якому виникає поверхневий сток, називають стокоутворюючими.

Кількість опадів, що іде на первинне змочування та заповнення пор та малих нерівностей ґрунту до початку поверхневого стоку, називається шаром початкових втрат. Для чорноземів та супісків він складає 15–25 мм. Таким чином, стокоутворюючими будуть дощі з шаром більше 15 – 25 мм.

Між тривалістю  $\tau$  та середньою за цей період інтенсивністю випадіння опадів  $i_\tau$ , а також між шаром опадів  $H$  та відповідною площею зрошення  $F$  існує наступна залежність: зі збільшенням періоду осереднення зменшується середня інтенсивність дощу, а зі збільшенням площі розповсюдження зменшується шар опадів.

Короткі дощі можуть мати різну інтенсивність за даної тривалості.

Найбільша середня тривалість дощу  $\bar{\tau}$  аналітично може бути розрахована за імперичною формулою:

$$\bar{\tau} = \frac{A + A \lg N}{(\tau + 1)^{\frac{2}{3}}}, \quad (15.10)$$

де  $A$  та  $B$  – параметри, які характеризують максимальну інтенсивність злив в різних фізико-географічних умовах (отримані на основі експериментальних досліджень);

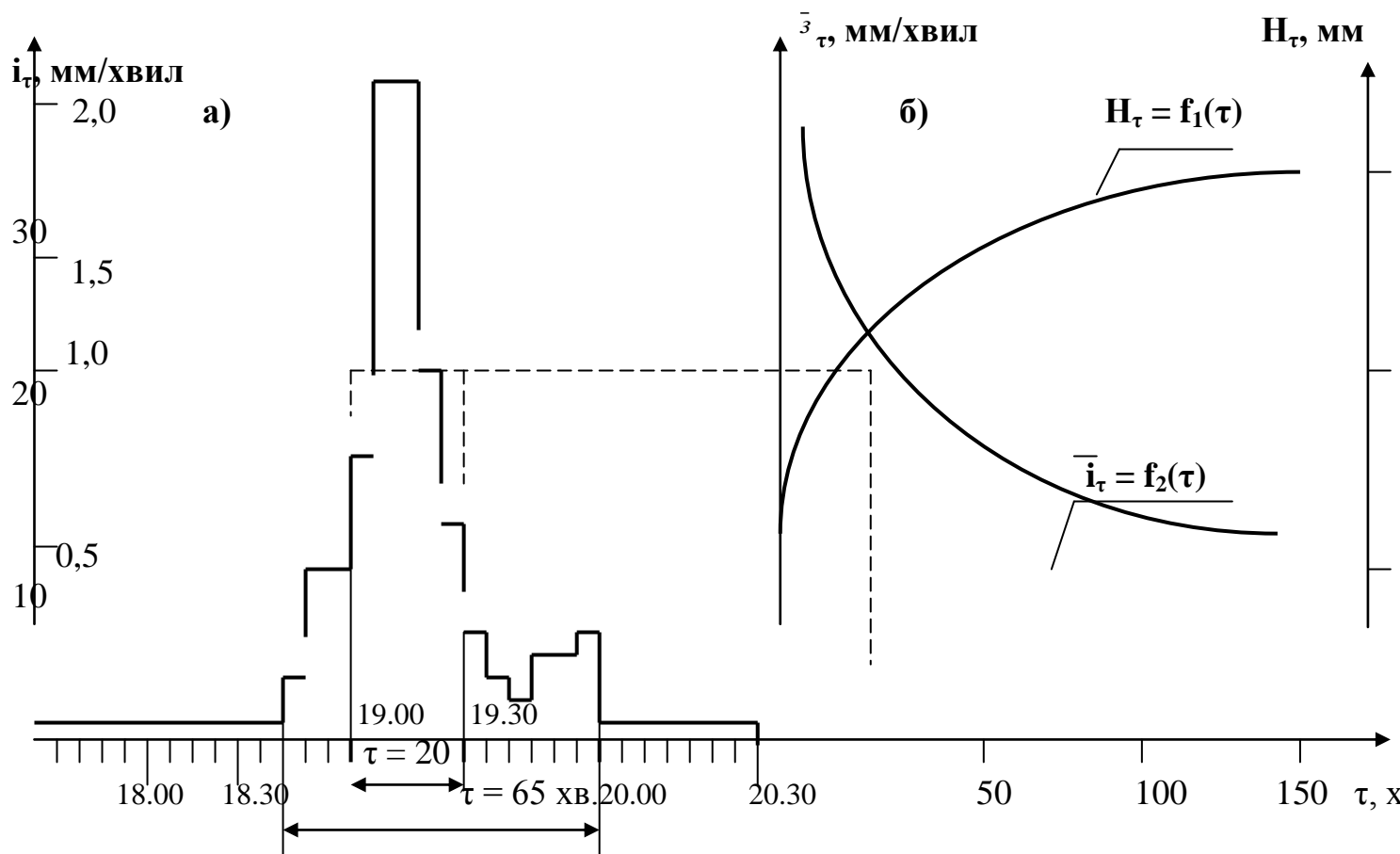
$$I = A + B \lg N$$

$I$  – максимальна інтенсивність дощу (сила дощу) при  $\tau \rightarrow 0$ ;

$N$  – період спостережень(років);

$\tau$  - тривалість зливи у хвилинах.





**Рисунок 15.1.** Схема хронологічного ходу зливи (а), нарощування шару опадів  $H = f_1(\tau)$  та зменшення середньої інтенсивності зі збільшенням періоду осереднення  $\bar{i}_\tau = f_2(\tau)$ .

На основі обробки записів пловіографів можна отримати відомості про найбільші шари опадів  $H_\tau$  за різні інтервали часу ( $\tau$ ) та про зміни найбільших значень середньої інтенсивності дощу  $\bar{i}_\tau$ .

### Вимірювання атмосферних опадів

Початок масових регулярних спостережень за атмосферними опадами відноситься к кінцю минулого століття. За цей період змінилось три типи приладів: дощомір з приймальною поверхнею  $500 \text{ cm}^2$  без вітрового захисту, аналогічний дощомір з конічним захистом Ніфера, і, нарешті, опадомір Третякова з приймальною площею  $200 \text{ cm}^2$  та пелюстковим захистом. В теперішній час під, час вимірювання опадів користуються опадоміром Третякова. При практичному використанні опадомірів різних типів, встановлених над поверхнею землі при різних типах захисту, різному вітровому режимі району, різному співвідношенні твердих та рідких опадів в теперішній час сформовані наступні висновки:

- 1) недобір рідких опадів дощомірами та опадомірами практично однаковий і залежить від умов захищеності устаткування, до яких слід віднести і його висоту;
- 2) дощоміри враховують тверді опади у меншій кількості, ніж опадоміри Третякова;
- 3) еталоном для кількісного визначення підбору рідких опадів можуть слугувати показання наземних дощомірів;

4) у якості еталону для визначення величини недоврахування твердих опадів доцільно використовувати снігомірні зйомки;

5) при рідких опадах показання дощоміра та опадоміра практично співпадають; при твердих опадах показання дощоміра нижчі показань опадоміра;

6) неповне врахування опадів дощомірами та опадомірами визначається тим, що:

а) частина опадів витрачається на змочування опа домірної судини;

б) частина випаровується;

в) деяка кількість не вловлюється внаслідок особливостей обтікання опадоміра повітряним потоком.

Витрати на змочування опадоміра дорівнюють приблизно 0,2 мм на кожному вимірюванні рідких опадів та 0,1 мм – на кожному вимірюванні твердих опадів.

За рахунок випаровування недоврахування складає 4 - 5% від річної суми.

Недоврахування за рахунок обтікання опадоміра повітряним потоком складає 10 – 15% для рідких опадів та 30 – 80 % для твердих опадів за швидкості вітру 4 – 5- м/с.

При складанні водних балансів річкових водозборів поправки повинні враховуватись.

Обрахування середнього шару опадів, що випадають на поверхню басейну, може виконуватись наступними способами:

1) середньої арифметичної;

2) квадратів;

3) медіан;

4) **ізогієт**

**Спосіб середньої арифметичної** - міститься у складанні значень опадів, зареєстрованих на усіх метеостанціях, розташованих у межах водозбору, та поділі отриманої суми на кількість станцій.

**Метод квадратів** міститься в тому, що площа басейну ділиться на мережу рівновеликих квадратів. У квадратах, де розташовані метеостанції, вписуються виміряні шари опадів. Для пустих квадратів вписуються величини, отримані по інтерполяції між показаннями близлежащих станцій. Поділивши суму опадів усіх квадратів на кількість квадратів, отримуємо висоту шару опадів для басейну.

Способи медіан та **ізогієт** є більш складними та мало застосовуються.

## **Випаровування**

### **Випаровування як елемент водного балансу**



При розрахунках водного балансу різних водних об'єктів і окремих територій важливе значення має методика розрахунку випаровування, так як випаровування є досить суттєвим, а іноді й важливішим елементом балансу.

Наприклад, уся вода, що потрапляє до Каспійського, Аральського морів та інших безстічних водоймищ, цілком витрачається на випаровування. Випаровування з водної поверхні є суттєвою статтею витрати у водному балансі водосховищ. Так з поверхні Цимлянського водосховища за рік у середньому випаровується  $2,6 \cdot 10^9$  м<sup>3</sup> води, або шар 1000 мм, з поверхні Волгоградського водосховища –  $3,1 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup> або шар 900 мм. Тому помилки в оцінці випаровування призведуть до неправильних висновків про те, скільки води можна взяти з водосховища у різні періоди року. У більш південних районах витрата води на випаровування з поверхні озер та водоймищ у ряді випадків опиняється значно більшою, ніж корисний водозабір.

### **Характеристика процесу випаровування з водної поверхні**

Процес випаровування полягає в тому, що вода з рідинного або твердого стану перетворюється на газ (пару). Фактично спостерігаємо випаровування уявляє собою різницю між кількістю молекул, що вилітають з випаровуваної поверхні, та кількістю молекул, що потрапляє зворотно на цю поверхню.

## ЛЕКЦІЯ № 15

### Рух води у річках

#### 1. Ламінарний та турбулентний рух рідини

Рух води у ріках відбувається під дією сили ваги  $P$  за наявності позовжнього ухилу (рис. 15.1). Силу  $P$  можна розкласти на дві складові  $p$  та  $q$ . Сила  $q$  перпендикулярна до поверхні дна ріки та урівноважується лпором цієї поверхні. Сила  $p$ ,

спрямована паралельно лінії позовжнього ухилу, примушує частку води зкочуватись вниз за нахильною площиною

дна.

си

ви

складо-

ухи

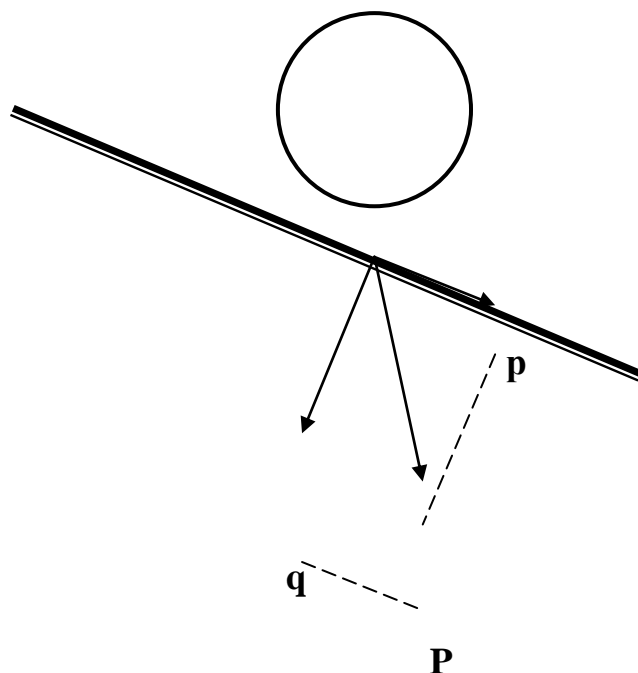
ступе-

пото

харак-

**Рисунок 15.1** Схема руху води по нахильній поверхні

ламі-



В умовах рівномірного руху ця

ла урівноважується опором, що

никає в потоці. Величина

вої сили ваги ( $p$ ) залежить від

лу русла, а сила опору – від

ня шорсткості русла.

Рух води у природніх

ках носить доволі складний

тер. Існують два різні види руху рідини, у тому числі і води, -

нарний та турбулентний.

**Ламінарний рух** характеризується наступними ознаками:

1. Вектори швидкості води потоку мають постійний, незалежний від часу напрямок; вони можуть бути паралельними основному руху рідини та криволінійні при обтіканні якої-небудь перепони у потоці. Окремі струмені в потоці ніколи не перетинаються.

2. Швидкості біля дна та стінок завжди дорівнюють нулю та повільно зростають до поверхні.

3. рух рідини залежить від її в'язкості (в'язкість – це властивість рідини мати внутрішнє тертя); втрати на опір пропорційні першому ступеню швидкості течії.

**Турбулентний (вихрьовий) рух** рідини має наступні особливості:

1. Вектор швидкості у кожній точці потоку має пульсуюче значення, тобто змінюється у часі як за величиною, так і за напрямком.

2. Швидкість течії від нуля на дні швидко зростає у межах тонкого придонного шару, де і має кінцеве значення, яке у практиці звичайно відносять до самого дна; вище до водної поверхні нарощення швидкостей відбувається повільніше.

3. Рух практично не залежить від в'язкості рідини і втрати на опір пропорційні квадрату швидкості течії.

Ламінарний рух зустрічається у природі лише в однорідних дрібнозернистих водоносних пластах з дуже малими швидкостями течії підземних вод і може бути створений у штучних потоках (лотках) малих розмірів. Він можливий до відомої межі швидкостей та глибин, після чого переходить у турбулентний рух. Швидкість переходу одного виду руху в інший за даної глибини потоку називається **критичною**. Зі збільшенням глибини критична швидкість зменшується. Так, за даними М. А. Велика нова, перехід ламінарного руху у турбулентний і навпаки для потоку різної глибини здійснюється за наступних значень критичних швидкостей води:

<b>h см .....</b>	<b>10</b>	<b>100</b>	<b>200</b>
<b>v см/с.....</b>	<b>0,40</b>	<b>0,04</b>	<b>0,02</b>

Рух води у природних потоках та товщах крупного галечника або у розщелинах скальних порід має турбулентний характер. При турбулентному русі відбувається перемішування усієї маси води від дна до її поверхні. Перемішування водної маси підсилюється при збільшенні швидкості течії.

## 2. Розподіл швидкостей течії води у ріках

Швидкість течії представляє собою шлях, подоланий частками води потоку в одиницю часу, і вимірюється у метрах за секунду (м/с).

Рух води у природних потоках представляє собою дуже складне явище. Розподіл швидкостей у річці може бути найрізноманітніший в залежності від окреслення русла ріки в плані, чергування глибин на плесах та перекатах, наявності водної рослинності або льодових утворень, зміни ухилу за довжиною ріки, шорсткості дна та берегів і від впливу вітра. Характер течії води в потоці на прямолінійній ділянці відрізняється від характеру течії на закругленнях; течія також різна на глибоких та мілких ділянках, в руслі ріки та на заплаві. Тому співвідношення швидкостей у різних перерізах та точках потоку можуть бути самими різноманітними. Крім того, швидкості змінюються при зміні рівня води; звичайно з підвищенням рівня за правильної форми русла швидкості течії збільшуються.

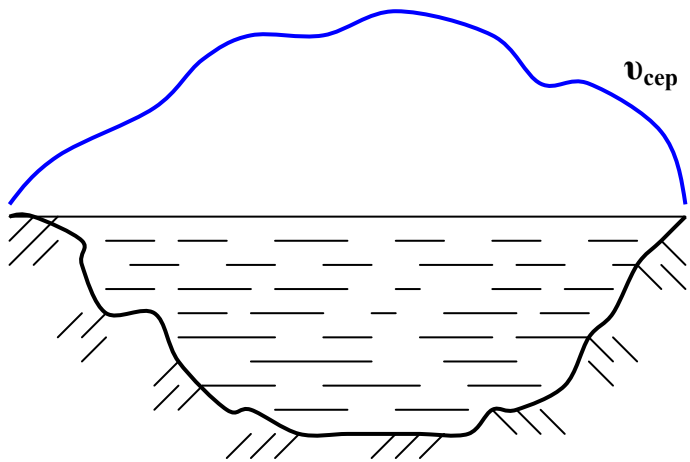
Зміна швидкостей у потоці ускладнюється ще наявністю явища пульсації, яке міститься у тому, що у кожній точці потоку швидкість безперервно змінюється за величиною та напрямком біля якогось свого середнього значення. Величина пульсації має найменше значення звичайно на поверхні потоку і досягає найбільшого значення біля дна, берегів, під льодяним покривом, де збільшується вплив шорсткості.

У кожній даній точці поперечного перерізу ріки, крім місцевої миттєвої швидкості, що змінюється у часі за величиною та напрямком, розрізняють ще так звану осереднену швидкість. Під осередненою швидкістю слід розуміти середнє значення швидкості, обчисленої за миттєвими швидкостями у даній точці для деякого проміжку часу. У порівнянні з безперервно змінюючимися миттєвими швидкостями вимірювана за достатньо тривалий проміжок часу (звичайно не менше 100 секунд) осереднена швидкість має стійке значення. В подальшому викладенні, кажучи про осереднені швидкості у різних точках потоку, будемо називати їх просто швидкостями, без згадування терміну «осереднені».

Чисельні дослідження потоків дозволили встановити деякі закономірності у розподілі швидкостей за шириною та глибиною ріки.

За шириною ріки з вільною водною поверхнею швидкості звичайно збільшуються від берегів до середини ріки. Розподіл поверхневих швидкостей за шириною ріки може бути представлений плавною кривою, називаємою епюрою

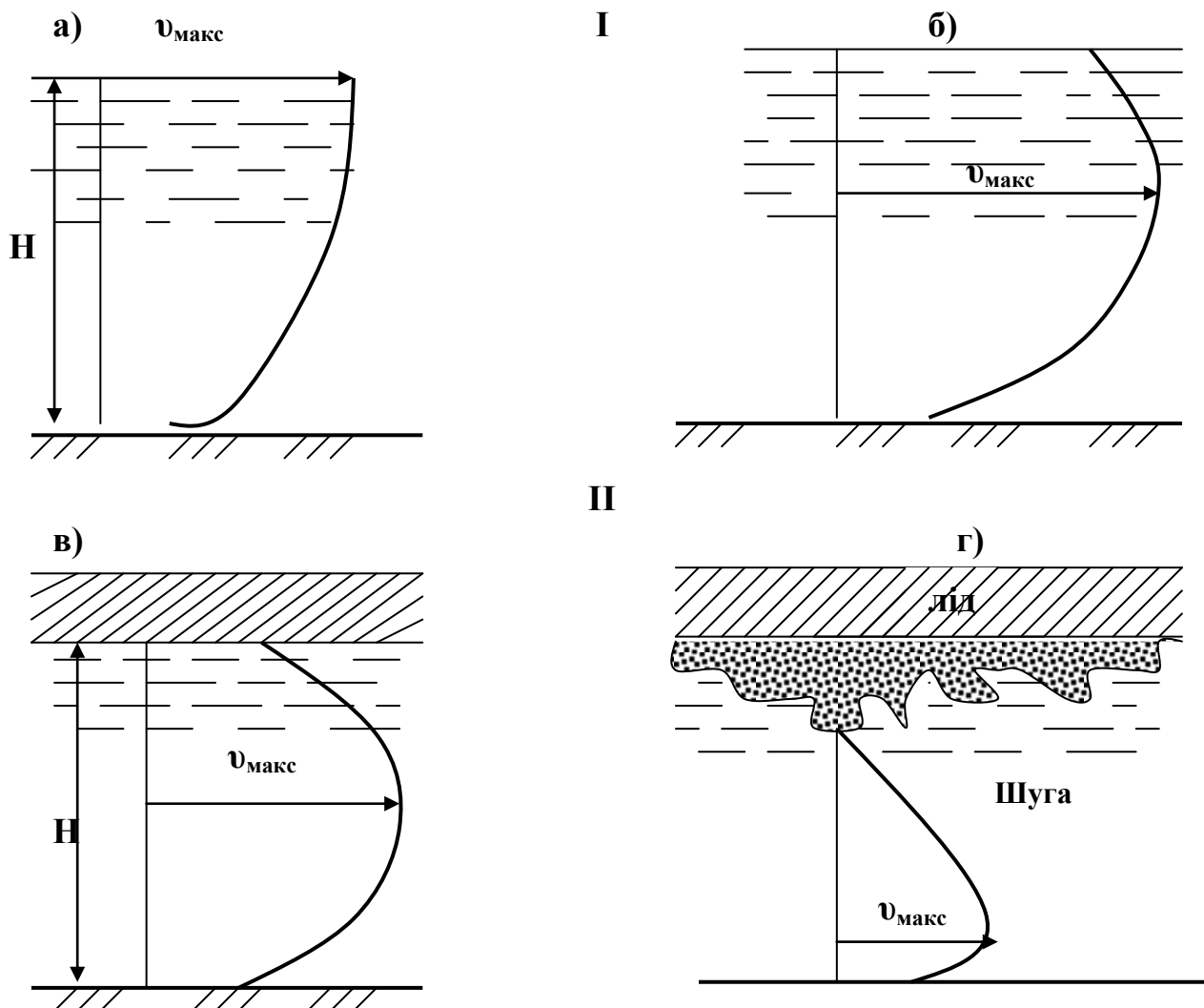
швидкостей за шириною ріки (рис. 15.2). Найбільша швидкість звичайно спостерігається у місцях найбільших глибин;



**Рисунок 15. 2. Епюра розподілу середніх швидкостей за живим перерізом ріки**

на закрутах русла вона розташовується ближче до увігнутого берегу, а на прямолінійній ділянці ріки – у середній частині потоку; на заплаві швидкості значно менші, ніж у корінному руслі.

Розподіл швидкостей за глибиною ріки можна відобразити графічно шляхом побудови так званого годографу – епюри розподілу швидкостей за вертикаллю. Для нормальних умов у період відкритого русла годограф буде мати вигляд, показаний на рис.15.3. Найбільша швидкість знаходиться біля поверхні води та повільно зменшується



**Рисунок 15.3 Розподіл швидкостей течії за вертикаллю**

I – епюри швидкостей в руслі, вільному від льодяного покриву:  
а) за відсутності вітру, б) при зустрічному вітрі; II – в руслі під  
льодовим покривом: в) за відсутності шуги, г) за наявності шуги

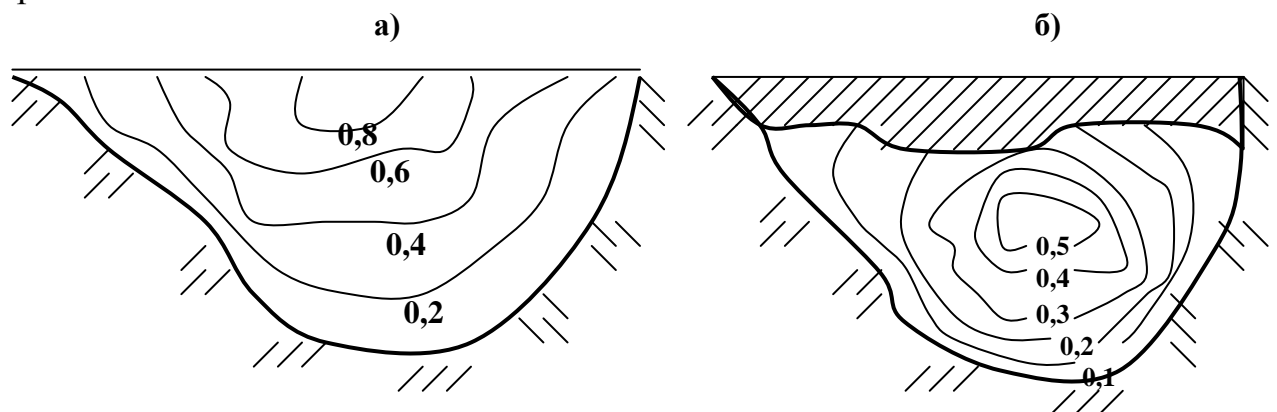
до дна, біля якого має найменше значення. Окреслення епюр швидкостей в залежності від різних місцевих умов (нерівностей дна, вітру, підводної рослинності) можуть бути самими різноманітними. На плесі швидкості менше, ніж на перекаті, та швидкості біля дна значно відрізняються від поверхневих. На перекаті швидкості значно більші, ніж на плесі, та біля дна мають значення, які у деяких випадках мало відрізняються від поверхневих. Швидкість течії на ділянці перед різким підвищенням дна зменшується; епюра швидкостей в цьому випадку може мати злам на висоті гребня перепони, нижче якого швидкості різко зменшуються, та біля дна іноді мають нульові значення.

При заростанні русла водною рослинністю в значній мірі зменшується швидкість біля дна потоку внаслідок збільшення шорсткості. В гирлах деяких річок, які підпадають під вплив стінно-нагінних явищ, а також дії припливу та відливу, можуть виникати течії протилежних напрямків.

Суттєву відзнаку представляє розподіл швидкостей за глибиною при наявності крижаного покриву. В цьому випадку максимальна швидкість спостерігається ближче до середини глибини потоку, що пояснюється наявністю додаткового тертя по нижній поверхні льоду, яка може бути гладкою при кристалічному льоді або дуже нерівною за наявності губчатого льоду – шуги (див. рис. 15.3).

Розподіл швидкостей у будь-якому поперечному перерізі ріки може бути наочно представлений за допомогою ліній рівних швидкостей – *ізотак*, які з'єднують точки з однаковими швидкостями течії. На рис. 15.4 представлені ізотакси для вільного русла та під крижаним покривом. Ізотакси для вільного русла розташовуються розімкнутими лініями, причому максимальні швидкості мають місце близько до середини поверхні живого перерізу; при крижаному покриві ізотакси з максимальними швидкостями розташовуються замкненими лініями звичайно нижче поверхні води. Лінія, яка з'єднує (у поздовжньому напрямку потоку) точки з найбільшими швидкостями у поперечному перерізі потоку, називається динамічною віссю потоку.

Стрижнем називається лінія, яка з'єднує точки найбільших швидкостей на поверхні ріки.



**Рисунок 15.4 Ізотакси при відкритій водній поверхні (а) та при крижаному покриві (б)**

Зміна швидкостей відбувається також і за довжиною ріки, що викликане звуженням або розширенням русла, зміною поздовжнього ухилу ріки та шорсткості.

Швидкості звичайно поступово зменшуються вниз за течією до її гирла також, як і поздовжній ухил. Існує багато випадків, коли рівнинна ріка, перетинаючи кам'яні пасма або гірські хребти, набуває гірський характер.

Вище був розглянутий розподіл швидкостей течії головним чином рівнинних річок, що протікають у розмиваємих піщано-мулистих ґрунтах з відносно спокійною течією.

Гірські річки протікають у долинах з великим поздовжнім ухилом по скалистим руслам, звичайно захащеним валунами, крупним камінням. Наявність валунів, кам'янистих виступів та різких зламів рельєфу дна ріки створює хвилястий вид поверхні води з бурунами та завихреннями. Рух води носить явно виражений турбулентний характер з безладним перерозподілом швидкостей у живому перерізі та за довжиною ріки. Тким чином, гірські річки відрізняються від рівнинних наявністю великих швидкостей течії, а також великою амплітудою зміни швидкостей за довжиною ріки.

Багато річок Радянського Союзу на різних ділянках мають різний характер. Наприклад, Амудар'я у верхів'ях має гірський характер, протікаючи у горах Паміро-Алтая та Гіндукуша з висотами від 2000 до 7500 м., а при виході з гір протікає по місцевості з висотами від 200 до 55 м. та набуває рівнинний характер; Єнисей у верхів'ях є гірською рікою, а при виході із Саян – напіврівнинною.

### 3. Формула Шезі для обрахування середньої швидкості потоку

З практичною метою часто потрібно знати середню швидкість за вертикаллю (глибиною потоку), яку можна визначити шляхом поділу площі епюри швидкостей за вертикаллю (годографу) на глибину вертикалі.

При відсутності безпосередніх вимірювань швидкостей середня швидкість для живого перерізу ріки може бути обрахована за формулою Шезі, яка має вигляд

$$v_{\text{сеп}} = C \sqrt{Ri}, \quad (15.1)$$

де  $v_{\text{сеп}}$  – середня швидкість потоку у м/с;

$R$  – гідравлічний радіус в метрах;

$i$  - ухил водної поверхні на ділянці ріки;

$C$  – швидкісний коефіцієнт, який залежить від шорсткості русла та гідравлічного радіуса.

Для обрахування швидкісного коефіцієнта існує ряд формул. Наприклад, формула Базена:

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R}}}, \quad (15.2)$$

де  $\gamma$  – коефіцієнт шорсткості;

$R$  – гідравлічний радіус в метрах.

Формула Н. Н. Павловського

$$C = \frac{1}{n} R^y, \quad (15.3)$$

де **n** – коефіцієнт шорсткості (чисельно не рівний коефіцієнту шорсткості  $\gamma$ );

**R** – гідравлічний радіус;

**y** – перемінний показник ступеня, який можна обрахувати за наступними спрощеними формулами:

$$\text{при } R < 1 \text{ м} \quad y \approx 1,5 \sqrt{n},$$

$$\text{при } R > 1 \text{ м} \quad y \approx 1,3 \sqrt{n}.$$

Значення коефіцієнту шорсткості  $\gamma$  та **n** рекомендується визначати дослідним шляхом, а за їх відсутності користуються спеціальними таблицями з гідравлічних довідників, в яких приводяться значення  $\gamma$  та **n** для різних типів потоків. Широко застосовується класифікація руслових коефіцієнтів природних водотоків, складена М. Ф. Срібним для різних характеристик русла.

## ЛЕКЦІЯ № 16

### Поперечний переріз русла ріки та його морфометричні характеристики. Види живлення річок

#### 1. Поперечний переріз русла ріки та його морфометричні характеристики

Розтинаючи потік площиною, перпендикулярною напрямку течії, отримаємо поперечний переріз русла.

При відкритому руслі площа поперечного перерізу дорівнює площі водного перерізу. За наявності льодового покриву площа водного перерізу дорівнює загальній площі поперечного перерізу, обмеженої поверхнею води, за вичетом площі зануреного льоду.

Частина площі водного перерізу, в якій спостерігаються швидкості течії, називають площею живого перерізу, на відміну від площі мертвого простору, де швидкості течії практично дорівнюють нулю. В окремому випадку, коли швидкості течії спостерігаються в усіх точках поперечного перерізу ріки і мертвий простір відсутній, площа живого перерізу приймається рівною площі водного перерізу. Розміри живого перерізу ріки змінюються в результаті коливання рівней води і деформації русла потоку. Кожен живий переріз потоку характеризує наступні основні морфометричні елементи:

**Площа живого перерізу  $\omega$  (м<sup>2</sup>)** – визначається планіметрируванням його профілю. Знаючи площі живого перерізу, що відповідають різним рівням води **H**, можна скласти графік залежності  $\omega = f(H)$  (рис. 16.1).

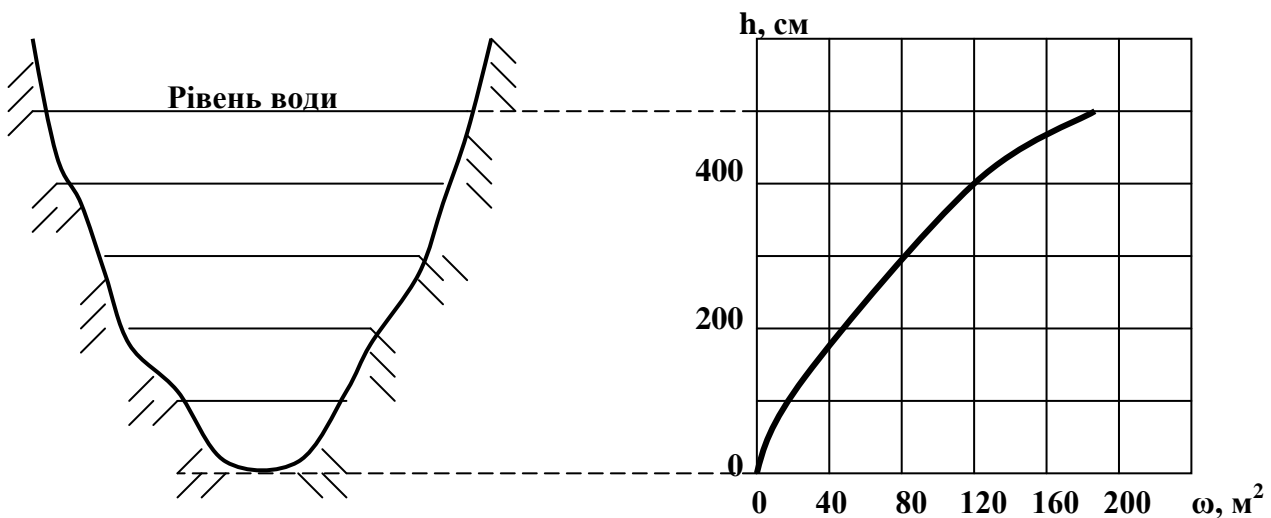


Рисунок 16.1 Крива залежності площі живого перерізу ріки від висоти рівня води.

**Ширина живого перерізу  $B$  (метри)** залежить від висоти рівня і визначається по поверхні води між урізами берегів. Ця величина може бути представлена у вигляді графіка залежності  $B = f(H)$ .

**Середня глибина  $h_{\text{сер}}$  (метри)** визначається шляхом поділу площі живого перерізу на його ширину  $h_{\text{сер}} = \frac{\omega}{B}$ .

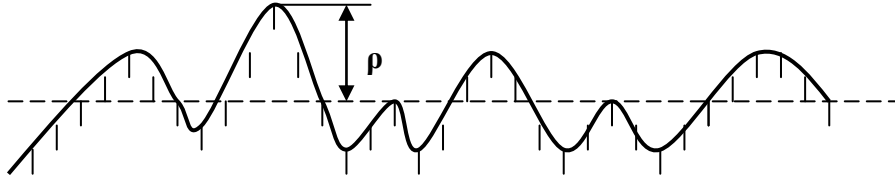
**Найбільша глибина  $h_{\text{макс}}$  (метри)** вибирається з усіх виміряних глибин.

**Змочений периметр  $P$  (метри)** представляє собою довжину підводного контура живого перерізу ріки.



**Гідравлічний радіус  $R$  (метри)** обчислюється шляхом поділу площі живого перерізу на довжину змоченого периметру. Для широких та неглибоких річок змочений периметр приблизно можна замінити шириною ріки.

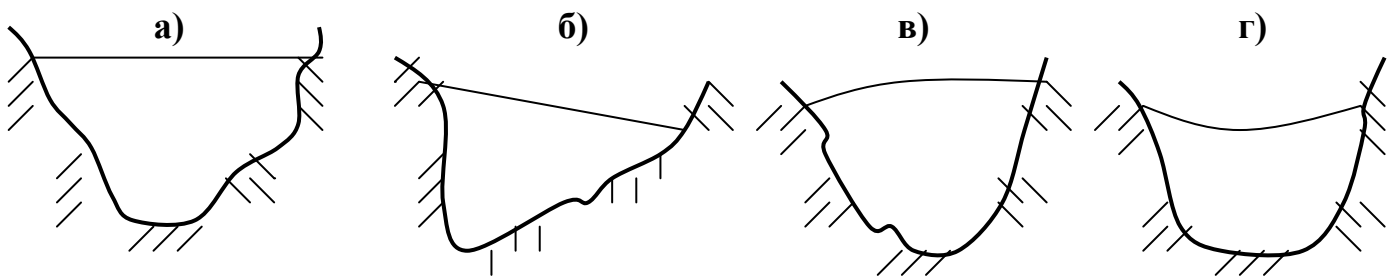
**Шорсткість русла** впливає на умови протікання води в потоці; вона уповільнює течію води. розрізняють абсолютну та відносну шорсткість. Абсолютна шорсткість  $\rho$  є лінійною величиною і представляє здіймання нерівностей русла над середньою плавною криво дна, тобто оцінюється за висотою виступів шорсткості дна (рис. 16.2).



**Рисунок 16.2** Схема, що ілюструє характер шорсткості

Відносна шорсткість  $\rho'$  є відношенням абсолютної шорсткості до середньої глибини потоку  $\rho' = \rho/h_{\text{сеп.}}$ .

**Форма поверхні води** (рис. 16.3) у поперечному перерізі ріки може бути горизонтальною, нахильною (з наявністю поперечного ухилу) та більш складного вигляду – опуклою та увігнутою.



**Рисунок 16.3** Положення рівня води в річці: на прямолінійній (а) та криволінійній (б) ділянках при інтенсивному підйомі (в) та спаді (г).

Поперечний ухил поверхні води обумовлений дією відцентрової сили на закругленнях ріки, впливом обертання Землі біля своєї осі та нерівномірним розподілом швидкостей течії в поперечному перерізі ріки.

Опуклу форму води поперечний переріз набуває в період швидкого підйому рівней води, коли швидкості течії посеред ріки збільшуються швидше, ніж у берегів. При швидкому спаді води спостерігається з'явлення увігнутої поверхні води.

Утворення опуклої та увігнутої поверхні води підтверджується спостереженнями. Так, скупчення вільно плаваючих на річці різних предметів (лід, деревини, тріски) при підйомі рівней відбувається біля її берегів, а при спаді рівней – посеред ріки.

Елементи живого перерізу ріки з плином часу не залишаються постійними і залежать від висоти рівней води у потоці.

## **2. Види живлення річок**

Процес надходження води з річкового басейну визначається комплексом фізико-географічних особливостей річкового басейну, головними з яких є клімат, рельєф, геологія та рослинність.

Живлення річок відбувається поверхневими та підземними водами. Роль та кількість води, яку отримують річки від того чи іншого виду живлення, різні для різних річок та змінюються за сезонами року. Ці відмінності залежать в основному від кліматичних умов даного району – режиму опадів та температури повітря на протязі року. У живленні річок приймають участь опади як рідкі, так і тверді. Рідкі опади з моменту їх випадіння на поверхню землі вступають у взаємодію з поверхневими та підземними водами. Сильні дощі (зливи) слугують безпосереднім джерелом живлення річок у періоди паводків. Сніг, що накопичився на протязі зими, у теплий період року тане та слугує джерелом живлення у період повені. Частина дощових та талих вод витрачається на поповнення запасів підземних вод, які є джерелом стійкого живлення річок. Режим опадів та температури повітря на протязі року неоднаковий у різних районах та впливає на зміну живлення річок у окремі сезони.

Живлення річок поверхневими водами поділяють на наступні види: дощове, снігове, льодовикове, штучне та змішане.

**Дощове живлення річок** від мусонних дощів, які відіграють велику роль у живленні річок тихоокеанського схилу (Зеї, Амура та ін.). Місцеві локальні дощі відрізняються великою непостійністю і випадають переважно влітку та восени. Зливневі опади можуть давати досить інтенсивне живлення річкам з невеликими басейнами, створюючи іноді паводки, як це має місце у південних районах Європейської території. Дощі, що випадають на цій території, для деяких річок є головним джерелом живлення.

Дощові опади не повністю потрапляють до річки, частина з них витрачається на випаровування та на просочування у землю. На величину поверхневого живлення річок від дощів впливає інтенсивність, тривалість та частота випадіння опадів, водопроникність ґрунтів, що складають басейн, рослинний покрив, розміри річкового басейну та рельєф його схилів.

Перевага дощового живлення спостерігається на річках західної частини Європи, в районах Карпат, Криму, південно-західної частини Кавказу, а також у східних районах Росії, України, Білорусії, Молдавії та ін.

**Снігове живлення річок** обумовлене таненням у весінній період снігу, який накопичився на протязі зими. Об'єм води, який потрапляє у річки від сніготанення, залежить від кількості снігу, що накопичився взимку, метеорологічних умов осені та весни, інтенсивності танення снігу та інших причин. Незважаючи на відносно невелику тривалість танення снігового покриву для рівнинних річок Росії, України, Білорусії (у степовій зоні в середньому 5-10 днів і в лісах Півночі 30-40 днів), тривалість стоку талих вод складає 1,5 – 3 місяці, на протязі яких річки отримують 50-80% усього річного живлення. У гірських районах танення снігу починається у предгір'ях і з підвищенням температури повітря охоплює нові висотні зони басейну. Такі умови сніготанення є причиною повторних паводків на деяких річках.

Басейни річок зі сніговим живленням займають більше  $\frac{3}{4}$  території Євразії – більшу частину Руської рівнини, Західний Сибір, рівнинний Казахстан, Середньосибірське плоскогір'я, крайній північний схід Сибіру та ін.

**Льодовикове живлення річок** спостерігається в умовах високогірних районів від танення льодовиків і вічних снігів. Переважне значення льодовикового живлення спостерігається лише у верхів'ях річок, розташованих біля льодовика. На танення льодовиків впливає тепла сонячна енергія, температура повітря та ін. Найбільше льодовикове живлення річок відмічається влітку, коли і спостерігається різке збільшення їх водоносності. Наприклад, на р. Сирдар'ї максимальні витрати води

проходять звичайно у теплі місяці (червень – серпень). Річки з переважанням льодовикового живлення зустрічаються дуже рідко і розповсюджені у високо гірських районах, де є значні площі, вкриті льодовиками та вічними снігами. Переважно льодовикове живлення мають верхів'я гірських річок Середньої Азії та Великого Кавказу.

**Штучне живлення** річок може бути обумовлене діяльністю людини шляхом відводу води однієї ріки у іншу. Наприклад, для зрошення земель у басейнах річок Єгорлик та Західного Манича проритий Невинномиський канал, який забирає воду з Кубані таскидає її до ріки Єгорлик, набагато збільшуючи її водність; амудар'їнська вода піднята до гирла з'єднувального каналу для живлення раніш маловодної ріки Кашкадар'ї. Зараз Кашкадар'я може зросити обширні поля цілинних господарств Каршинського степу.

**Змішане живлення річок** є найбільш розповсюдженим та обумовлене участю різних видів живлення ріки на протязі року. Наприклад, живлення Кубані відбувається сніговими, льодовиковими, дощовими та підземними водами.

**Живлення ріки підземними водами** здійснюється безпосереднім виходом їх до річкового русла. Доля підземного живлення річок коливається у значних межах – від 0 до 40%, іноді до 60% загального річного живлення рік. Підземне живлення властиве майже усім річкам, за винятком річок Заволжя та рівнинного казахстану, які мають мізерно мале живлення підземними водами. Запаси підземних вод поповнюються в основному навесні в результаті просочування талих вод, а також частково і восени від випадаючих дощів.

## ЛЕКЦІЯ № 17

### Поздовжній профіль ріки

Поздовжній профіль русла ріки виробляється в залежності від ухилу річкової долини, складу гірських порід, водності ріки і характеризується ухилом осередненої лінії дна та ухилом водної поверхні уздовж за течією ріки.

Різниця відміток  $\Delta h$  водної поверхні витoku  $H_1$  та гирла  $H_2$  (або двох яких-небудь точок за довжиною ріки) називається падінням ріки. Відношення падіння  $\Delta h$  до довжини ріки (або до довжини даної ділянки ріки) називається ухилом ріки, тобто

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta h}{L} = \operatorname{tg} \alpha, \quad (17.1)$$

Ухил ріки є величиною безрозмірною і виражається у вигляді десяткового дробу або у проміллі ( $\text{‰}$ ). Наприклад, середній ухил Окі, виражений десятковим дробом, дорівнює  $i = \frac{159,5}{1477} = 0,011$ , що відповідає 0,11 проміллі, тобто на 1 км протяжності ріки падіння в середньому складає 0,11 м.

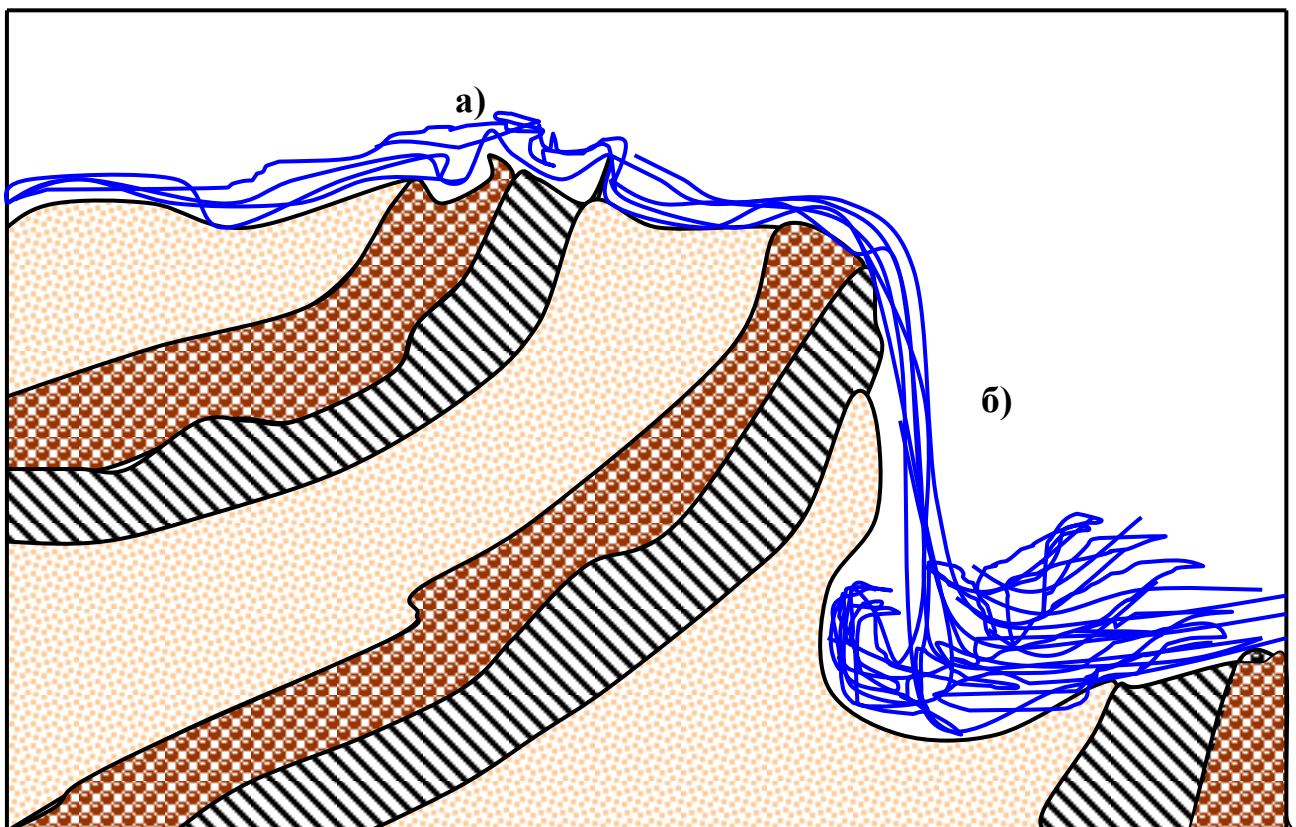
Поздовжній профіль русла ріки звичайно близький до окреслень поздовжнього профілю річкової долини і більшою частиною має хвилясту форму, обумовлену чергуванням глибоких та мілких місць (плесів та перекатів) в руслі ріки; поздовжній профіль лінії поверхні води має порівняно плавний вигляд.

Поздовжній профіль долини в процесі формування проходить ряд стадій.

У стадії юності профіль ріки недостатньо вироблений, має різкі злами у місцях виходу твердих порід. На ділянках зламів поздовжнього профілю утворюються пороги та водоспади.

Поріг (рис. 17.1) представляє собою коротку ділянку ріки з великим падінням, бурхливою течією і утворюється при перетині рікою скалистих пасм або виходів різних важкорозмиваємих порід, скупчень валунів та каміння гірських обвалів, які за низьких рівней виступають з води. На багатьох річках нашої країни пороги мають місцеву назву

**Рисунок 17.1** Схема порогу (а) та водоспаду (б)



«падуни» та «паркани». Пороги є на багатьох річках, у тому числі на Ниві, Волхові, Сvirі, Лузі, Північній Двині, Вишері, Сухоні, Чусовій, Білій, Уфє, Бії, Єнисеї, Західній Двині.

Ділянка ріки, де порги розташовуються один за одним, називається порожистою ділянкою або стремниною. Падіння ріки на порожистих ділянках нерідко досягає десятків метрів на кілометр довжини ріки. Прикладом такої ділянки могли слугувати Дніпровські порги, утворені в результаті перетину руслом р. Дніпр декількох гранітних кряжів. Після побудови греблі Дніпрогесу вони були затоплені.

Водоспад (рис. 17.1 б та рис. 17.2) – падіння води ріки з прямовисного уступу в руслі ріки, утвореного виходами твердих гірських порід. Уступи водоспадів мають різне походження. Вони можуть бути утворені тектонічними процесами шляхом підпряження річкових долин лавами та обвалами, дією

## ЛЕКЦІЯ № 30

### Характеристика залягання підземних вод. Фізичні та водні властивості почво-ґрунтів

#### 1. Характеристика залягання підземних вод

В товщі **почво-ґрунтів** та гірських порід земної кори підземні води утворюють характерні накопичення, які можуть бути поділені на декілька груп в залежності від умов їх формування, режиму, характеру залягання, умов руху та зв'язку з поверхневими водами.

Стосовно до задач аналізу процесу формування режиму поверхневих вод можна розрізняти:

- а) **почвенні** води;
- б) **почвенно-ґрунтові**;
- в) ґрунтові (безнапірні, або з місцевим напором, підземні води);
- г) артезіанські води.

Шар **почво-ґрунта**, який містить воду, що повністю заповнює його пори, має назву **водоносним**, а водонепроникний шар, який устилає водоносний горизонт, - **водотривким**.

Товщина шару гранта, заповненого водою, називається **потужністю водоносного шару**.

Поверхня підземних вод, утворюючих загальний рівень, називається **дзеркалом** цих вод.

**Почвенні води** уявляють собою підземні води, які містяться в **почвенній** товщі, гідравлічно не зв'язані з низ лежачими ґрунтовими водами. Ці води звичайно знаходяться у гігроскопічному стані, плівковому або пароподібному, рідше – гравітаційному ( в періоди повного насичення **почви** за рахунок просочування поверхневих вод). Вивчення їх режиму необхідно для оцінки витрати води на фільтрацію, ходу процесу випаровування з гранта, транспірації та вирішення інших задач гідрології суші.

**Почвенно-ґрунтові води** – підземні води, **водоупор** яких залягає в ґрунтовій товщі, а дзеркало постійно або періодично знаходиться в **почві**. В цьому випадку в ґрунтовій товщі може виникати рух підземних вод у напрямку схилу. Такий рух води у **почвенному** шарі називають **внутрішньоґрунтовим стоком**.

**ґрунтові води**. До цього різновиду підземних вод відносяться усі безнапірні (або з місцевим напором) підземні води, розташовані нижче ґрунтової товщі, які дренуються річками або відкриваються ерозійною мережею та пониженнями рельєфу.

Тимчасові скупчення підземних вод, які утворюються за рахунок просочення дощових або талих вод в зоні аерації у вигляді окремих лінз, називають **верховодкою**. Запаси цих вод, також як і вод **почвенних** та **почво-ґрунтових**, в залежності від зміни погоди та сезонних коливань гідрометеорологічних умов підлягають більш різким коливанням, ніж запаси вод ґрунтових.

Безнапірні ґрунтові води, відкриті буровою свердловиною або колодязем, встановлюються на тому ж рівні, на якому вони залягають в ґрунті. При виході на денну поверхню вони утворюють так звані **безнапірні джерела**.

Живлення безнапірних та слабо напірних вод частіше за все трапляється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, але іноді в утворенні їх приймають участь води інших водоносних горизонтів, інфільтрація в ґрунт поверхневих (річкових, озерних) вод, а також в якійсь мірі конденсаційна волога.

Грунтова вода, що рухається, або ґрунтовий потік, на своєму шляху може зустріти підвищення водотривкого ложа, яке створює підпір ґрунтовому потоку, який супроводжується перепадом. У деяких випадках трапляються ділянки зі стоячою водою, приурочені до місць пониження водотривкого шару, де дзеркало ґрунтових вод уявляє собою горизонтальну поверхню. Якщо водоносний шар, який містить ґрунтові води, перехрещується річковою або байрачною долиною або переривається берегом озера, моря, то ґрунтовий потік отримує вихід на денну поверхню у вигляді джерела, яке називається низхідним. Нерідкі випадки, коли ґрунтові води безпосередньо зв'язуються з водами відкритого водоймища або ріки. При цьому можуть бути різні співвідношення, а саме ґрунтові води прямують у бік водоймища або, навпаки, води відкритого водоймища проникають до товщі водоносного горизонту та живлять ґрунтовий потік.

Безпосередньо з рівнем (дзеркалом) ґрунтової води, як вказано вище, пов'язаний рівень капілярної зони. Внаслідок того, що капілярна зона підлягає дії сили ваги. Зміна рівня ґрунтової води викличе зміну і рівня капілярної зони. Якщо ґрунтові води залягають близько до поверхні землі, то капілярне підняття може досягати денної поверхні, створюючи сприятливі умови для значної витрати ґрунтової води на випаровування. В області із засушливим кліматом та сильно мінералізованими водами цей процес часто призводить до засолення ґрунтів та утворенню солончаків.

Різновидом безнапірних вод є ґрунтові води карстових областей та міжпластові безнапірні води.

Ґрунтові води карстових областей формуються наступним чином.

В області розповсюдження легкорозчинних гірських порід (вапняки, гіпс, кам'яна сіль та ін.) вода під час руху крізь тріщини розчиняє та уносить частину порід, поступово розширюючи тріщини та перетворюючи їх на більш місткі пустоти або різної форми карстові канали. Атмосферні опади. Потрапляючи на поверхню карстового масиву, в значній своїй частині, а іноді й повністю просочуються всередину, поповнюючи запаси вод карстових областей. В умовах сильно розвинених карстових явищ підземні води можуть значні потоки, які, слідуючи схилу, нерідко виходять на поверхню у межах сусіднього водозбору. Таким чином, виникає перетікання води з басейну однієї ріки до іншої.

Міжпластові безнапірні води приурочені до проникних ґрунтів, перекритих зверху водонепроникними шарами. Між пластові води не будуть напірними, якщо вода повністю не заповнює пустоти проникного шару або поверхня водоносного шару не дотикається з водотривкою кривлею. В тому випадку. Коли водоносний пласт, обмежений згори та знизу водотривкими шарами, опиняється повністю заповненим водою, ґрунтові води можуть володіти напором.

Звичайно між пластові безнапірні води залягають у водоносних пластах великої потужності. Область живлення міжпластових вод приурочена до місця притоку в цей горизонт вод інших водонепроникних шарів. При нахильному положенні водотривкого ложа між пластові води утворюють джерела в місцях виходу. При горизонтальному положенні **водоупору** внаслідок опуклої поверхні дзеркала між пластових вод можуть утворюватись достатньо рясні джерела в області їх живлення.

**Напірними водами** називаються такі води, які знаходяться у водоносному горизонті, який міститься між водотривкими породами, та відчуває гідростатичний тиск, обумовлений різницею рівня в місці живлення та місці виходу.

За умовами залягання напірні води звичайно поділяють на *артезіанські*, або *пластові*, та *жильні*. Артезіанські води приурочені до певного пласта водонепроникної



породи, обмеженого згори та знизу водонепроникними шарми. Водоносний горизонт артезіанських вод може знаходитись як у тонкопористих породах, наприклад у корінних пісках, які перешаровуються з пластами глин, так і у тріщинуватих породах, наприклад, в тріщинуватих вапняках, розділених погано проникними породами. Внаслідок того що артезіанські води знаходяться під напором, під час відкриття їх колодязем або буровою свердловиною вода під напором здійснюється та встановлюється на рівні, який з'єднує області живлення. Якщо свердловина закладена в долині, дно якої лежить нижче відмітки області живлення, то вода з такої свердловини буде витікати у вигляді фонтану. Такі свердловини називають *фонтануючими*, а вода їх – *самозливаючоюся*.

Жильні напірні води заповнюють тріщини в земній корі. Ці тріщини, перетинаючи різні шари пород, можуть бути до заповнення їх водою або пустими, або заповненими водонепроникними продуктами руйнування гірських порід.

Крім вищевказаного поділу, можна розрізнити *підземні води зони активного водообміну*, яка співпадає в значній мірі з зоною розповсюдження безнапірних вод, *зони уповільненого стоку*, яка відповідає розповсюдженню першого за глибиною поясу артезіанських вод, і *зони відносно застійних вод*, сформованої глибокими артезіанськими водами.

Головна маса води (більше 90%), яка потрапляє в річки у вигляді ґрунтового стоку, відноситься до зони активного водообміну. Води зони уповільненого стоку можуть відігравати суттєву роль у підземному живленні річок з глибоким ерозійним візром в умовах засушливих областей.

Нарешті, води відносно застійних зон представляють цікавість лише для областей вічної мерзлоти, де цей тип вод часто обумовлює стік річок узимку і де з ним ніколи не пов'язане формування польодей.

## **2. Фізичні та водні властивості ґрунто-ґрунтів**

Відношення ґрунто-ґрунтів доводи залежить від їх будови та складу. Головними характеристиками ґрунто-ґрунтів з точки зору їх водних властивостей є наступні: свердло винність, висота капілярного здійснення, питома та об'ємна вага, водопроникність, вологоємність, водовіддача, дефіцит вологи.

### **Свердловинність**

Підземні води знаходяться у ґрунто-ґрунтах, займаючи наявні в них пустоти. Наявність пустот у ґрунто-ґрунтах називають свердло винністю. Чим більше пустот у ґрунто-ґрунтах, тим більшу кількість підземної води він може вмістити в себе. З точки зору врахування умов переміщення води слід приймати до уваги не лише загальну свердло винність, але й розміри самих пустот. В крупних пустотах вода переміщується під дією сили ваги, відчуваючи при цьому незначний опір, з іншого боку при малих пустотах збільшується дія капілярних сил, які уповільнюють швидкість фільтрації.

В крупних пустотах спостерігається турбулентний рух, у малих – ламінарний. Різниця у розмірах пустот, що утворюють загальну свердло винність, дозволяє виділити поняття свердло винності некапілярної та свердло винності капілярної. Особливу групу уявляють підземні води, які проходять по карстовим порожнинам. У обширних карстових пустотах підземні води утворюють складні системи потоків, а також приточні або безстічні озера. Капілярна свердло винність (пористість) залежить від форми часток, їх мінерального складу та щільності будови ґрунто-ґрунтів. Мірою пористості є відношення об'єму пустот або пор в даному об'ємі ґрунто-ґрунта до всього об'єму:



$$P = \frac{V_n}{V} \quad \text{або} \quad P = \frac{V_n}{V} \cdot 100 \%$$

Пористість ґрунтів залежить від того, як розташовані зерна при однорідній їх крупності та не залежить від розміру зерен.

Проникність ґрунтів залежить від розміру зерен. Так як на неї впливає не лише загальний об'єм пустот, але й загальний розмір поверхні змочування.

### Капілярне зди́мання

ґрунти володіють порами, які представляють собою тонкі каналні, що мають властивості капілярів. По мережі капілярних каналів виникає зди́мання води вище рівня ґрунтових вод під дією капілярних сил. У вологому ґрунті вода зди́мається більш високо, ніж в сухій. Чим менший діаметр капілярних каналів, тим вище по них зди́мається вода.

При  $d = 2 \text{ мм}$ ,  $H_{\text{підн}} \approx 100 - 110 \text{ мм}$ ,  $v_{\text{підн}} = 80 \text{ діб}$

При  $d = 1 \text{ мм}$ ,  $H_{\text{підн}} \approx 240 \text{ мм}$ ,  $v_{\text{підн}} = 100 \text{ діб}$

Швидкість капілярного зди́мання дуже мала. При  $d = 2,5 \text{ мм}$  зди́мання відсутнє (непомітне).

### Питома вага $\gamma$

Відношення ваги у грамах взятого в природних умовах зразка ґрунту до об'єму води у  $\text{см}^3$ , витісненої зразком, поміщеним у воду в сухому подрібненому стані, тобто в щільній масі без пор.

### Об'ємна вага (щільність) ґрунту, або вага одиниці об'єму $\delta$

Має розмірність  $\text{г/см}^3$  та представляє собою відношення ваги сухого зразка ґрунту до його об'єму. Об'ємна вага показує, скільки грамів даного ґрунту приходить на  $1 \text{ см}^3$  його об'єму в умовах природної укладки часток у сухому стані.

Із визначення питомої та об'ємної ваги ґрунту слідує, що відношення об'ємної ваги до питомої ваги ( $\delta/\gamma$ ) представляє собою ту частку, яку займають тверді частки ґрунту у взятому зразку.

У такому випадку об'єм  $P$ , займає порами, буде дорівнювати  $P = 1 - \delta/\gamma$ . Помноживши цю величину на 100, отримаємо значення пористості у відсотках від загального об'єму ґрунту  $P = (1 - \delta/\gamma) \cdot 100\%$ .

### Водопроникність

Це здатність ґранта пропускати крізь себе воду. Ця здатність є однією з найбільш важливих властивостей ґрунту з точки зору гідрологічних процесів. Водопроникність залежить від свердловинності та характеру пустот і пор. Одна свердловинність ще не визначає ступінь водопроникності. ґрунт може володіти дуже значною пористістю, як, наприклад, глина, в якій пористість доходить до 50 %, і в той час бути практично водонепроникним, тоді як пісок з 30% -ю пористістю добре проникний для води. Водонепроникність глини пояснюється тим. Що вона складена з тонких лускуватих часток, прогалини між якими дуже малі і швидко зменшуються при набряканні глини. Завдяки цьому вода, спочатку швидко заповнивши пори глини, далі зустрічає в них такий великий опір, що швидкість її руху стає ледве помітною. Аналогічна ситуація спостерігається і в добре розкладеному торфі, який складений з тонкозернистої органічної маси, майже зовсім непроникної для води, хоча ця маса і досить швидко поглинає воду.

У відношенні водопроникності усі гірські породи можна поділити на три основні групи:

1) *водопроникні*, як, наприклад, галечник, гравій, пісок і т. п.;

2) *полу проникні* – глинисті піски, супіски, легкі пористі суглинки, лесс, рихлі піщаники та ін.;

3) *водонепроникні, або водотривкі* – глина, масивні кристалічні породи, якщо вони тільки не тріщинуваті, добре розкладений щільний торф та ін.

### Вологоємність

Під вологоємністю ґрунту розуміють здатність його вміщувати та утримувати певну кількість води. В залежності від кількості та стану води, що міститься в ґрунті, розрізняють:

- 1) повну вологоємність (вологомісткість);
- 2) неповну волого місткість, в якій у свою чергу можна виділити наступні основні види вологоємностей:
  - а) капілярну;
  - б) найменшу;
  - в) максимальну гігроскопічну.

Вологоємність виражається або у відсотках від ваги (або об'єму) сухого ґрунту, або у вигляді запасу вологи, який відповідає тій чи іншій формі вологоємності, виражає його звичайно у міліметрах шару води.

*Повною вологоємністю* називається здатність ґрунту вміщувати в себе певну кількість води, тобто таку кількість, яка заповнює усі пори та прогалини в ньому. В цьому випадку у ґрунті міститься рідка вода в усіх станах, включаючи вільну гравітаційну воду.

У випадку, коли вода лише частково заповнює пори в ґрунті, виникають вищевказані форми неповної вологоємності.

*Капілярна вологоємність* – здатність ґрунту утримувати воду в своїх капілярних порах та проміжках. Ця форма обумовлена наявністю у ґрунті води гігроскопічної, плівкової та капілярної.

*Найменша вологоємність* відповідає випадку, коли вода утримується на поверхні часток силами молекулярного зціплення вище зони капілярного здійснення над рівнем ґрунтових вод після закінчення просочування під впливом сили ваги. У цьому випадку в ґрунті міститься гігроскопічна та плівкова вода.

*Мінімальна гігроскопічна вологоємність* має місце у випадку, коли у порах вода відсутня, а на поверхні ґрунтових часток утримуються молекули води, розташовані ізолювано або утворюючи плівку товщиною в одну – дві молекули (гігроскопічна вода). Інакше це поняття можна визначити як найбільша кількість вологи, яку ґрунти можуть поглинути з повітря, майже насиченого водяною парою.

### Водовіддача

Здатність насиченого до повної вологоємності ґрунту віддавати частину води шляхом вільного стікання під впливом сили ваги. Водовіддача збільшується зі збільшенням крупності пор та пустот.

Водовіддача характеризується *коефіцієнтом водовіддачі*, який уявляє собою відношення об'єму стікаючої води до об'єму ґрунту.

Максимальне значення водовіддачі дорівнює різниці між повною та найменшою вологоємністю ґрунту, так як перша з них характеризує собою найбільшу кількість води, яка може міститись у ґрунті при повному його насиченні, а друга – кількість вологи, яка залишається в ґрунті після стікання всієї вільної гравітаційної води і може тривалий час в ньому утримуватись.

Фактичне значення максимальної водовіддачі звичайно дещо менше розрахункового. Так як повне насичення ґрунту до повної вологоємності у

природі спостерігається не часто, тому що у почво-грунтовій товщі завжди залишається деяка кількість затиснутого повітря.

Найбільшого значення водовіддача розглядає мого шару почво-грунта досягає тоді, коли підземні води опускаються нижче цього шару і він опиняється розташованим над верхньою межею капілярної кайми. Якщо ж підземні води будуть знаходитись на такому рівні, при якому капілярна кайма опиниться у межах даного шару, то водовіддача у цьому випадку буде меншою і визначиться різницею повної та капілярної вологості розглядає мого шару почво-грунта при даному розташуванні дзеркала підземних вод.

### Дефіцит вологи

Недолік насичення почво-грунта – величина, що характеризує нестачу вологи в ґрунті до його повного зволоження. Він дорівнює різниці між повною вологостістю та фактичною вологістю в даний момент часу. Дефіцит вологи може бути виражений або в міліметрах шару води, або у відсотках від ваги (або об'єму сухого почво-грунта). Розрізняють *об'ємну вологість* ( $W_{об}$ ), тобто кількість води в одиниці об'єму ґранта, та *вагову вологість* ( $W_{ваг}$ ), тобто відношення ваги води, що міститься у ґрунті, до сухої ваги ґрунту.

Між об'ємною та ваговою вологістю існує співвідношення:

$$W_{об} = \frac{\rho_v}{\rho_d} W_{ваг}$$

де  $\rho_n$  – щільність (об'ємна вага) ґрунту;  $\rho_v$  – щільність ґрунтової вологи, звичайно приймається рівною одиниці.

Кількісні характеристики фізичних властивостей почво-ґрунтів, які є постійними для даного почво-ґрунту, наприклад, пористість, висота капілярного здіймання, питома та об'ємна вага, називаються **фізичними константами** почво-ґрунтів.

Такі характеристики водних властивостей почво-ґрунтів. Як різні форми вологості, водовіддача, коефіцієнт фільтрації, називаються **водними константами** почво-ґрунтів.

## ЛЕКЦІЯ № 31

### Основи гідрокінетики

В хімічному та нафтохімічному виробництвах, а також на очисних підприємствах багато процесів призводять до утворення неоднорідних сумішей, які в подальшому підлягають розподілу. Розділ може переслідувати різні цілі, а саме очищення газової або рідкої фази від зважених в ній забруднюючих часток або виділення цінних продуктів, зважених в газовій або рідинній фазі. Часто зустрічаються задачі й протилежного характеру: з речовин, які знаходяться в різних агрегатних станах, необхідно отримати суміш. Вирішення як першої, так і другої задач засновуються на гідрокінетичних закономірностях осадження та фільтрування.

Гідрокінетикою називається частина гідродинаміки, яка складає теоретичні основи для визначення кінетичних закономірностей процесів *осадження* та *фільтрування*.

Гідрокінетика розглядає наступні основні задачі: обтікання падаючого в рідинному середовищі тіла (зовнішня задача) та рух рідини по каналах (внутрішня задача). Вирішуючи ці задачі стосовно до конкретних умов, можна знаходити швидкості процесів розділення або отримання неоднорідних сумішей.

### **Класифікація рідинних неоднорідних систем та гідромеханічних процесів**

Властивості рідинних неоднорідних сумішей або рідинних неоднорідних систем залежать від їх складу та характеру фаз, тому перед ознайомленням з власно кінетичними закономірностями процесів осадження та фільтрування розглянемо та класифікуємо певні неоднорідні системи.

Неоднорідні системи складаються по меншій мірі з двох фаз: *внутрішньої (дисперсної) фази*, яка знаходиться у тонко подрібненому стані, та *зовнішньої фази (дисперсійного середовища)*, яка оточує частки внутрішньої дисперсної фази.

В процесах осадження та фільтрування обробляються перелічені нижче неоднорідні системи.

**Пил** – система, що складається з газу та розподілених в ньому твердих часток розмірами 5 – 50 мкм, вона утворюється переважно під час подрібнення та транспортування твердих матеріалів.

**Дим** – система, що складається з газу та розподілених в ньому твердих часток розмірами 0,3 – 5 мкм; вона утворюється під час горіння.

**Туман** – система, яка складається з газу та розподілених в ньому крапель рідини розмірами 0,3 – 3 мкм, які утворюються в процесі конденсації.

Системи, складені з твердих або рідинних часток, зважених в газоподібному середовищі (тобто дим, пил, туман), мають загальну назву – **аерозолі**.

**Суспензія** – система, складена з рідини та зважених в ній твердих часток. В залежності від розмірів твердих часток розрізняють суспензії: грубі з частками розміром >100 мкм; тонкі, тверді частки яких мають розміри 100 – 0,1 мкм, та колоїдні розчини, що містять тверді частки розмірами 0,1 мкм та менше.

**Емульсія** – система, складена з рідини та розподілених в ній крапель іншої рідини, яка не розчиняється в першій. Величина часток дисперсної фази в цьому випадку коливається в досить широких межах.

**Піна** – система, складена з рідини та розподілених в ній бульбашок газу.

Для емульсій та пін властива можливість переходу дисперсної фази у дисперсійне середовище та навпаки. Цей перехід, можливий при певному масовому співвідношенні фаз, називають **інверсією фаз** або просто **інверсією**.

Неоднорідні системи характеризуються масовим або об'ємним співвідношенням дисперсної та дисперсійної фаз та розмірами часток дисперсної фази.

До числа важливих гідромеханічних процесів відносяться осадження, фільтрування, псевдорозріджування твердого зернистого матеріалу та перемішування в рідинному середовищі.

**Осадженням** в широкому розумінні цього процесу називають розподіл рідких або газових неоднорідних систем шляхом виділення з рідкої або газової фази твердих або рідких зважених часток; таке виділення здійснюється під дією сили ваги, відцентрової сили, а також під дією сил електричного поля. Відповідно розрізняють **відстоювання, циклонний процес та осаджуюче центрифугування, електроочищення**.

**Фільтруванням** називають процес розподілу рідких або газових неоднорідних сумішей шляхом пропускання їх крізь пористу перегородку, здатне пропускати рідину або газ та затримувати зважені частки. Рухомою силою цього процесу є різниця тисків, яка іноді утворюється відцентровими силами; у відповідності з цим процеси називають або просто фільтруванням, або відцентровим фільтруванням.

**Псевдорозріджуванням** твердого зернистого матеріалу називають приведення його в такий стан, при якому його властивості за багатьма показниками наближуються до властивостей рідини; такий стан досягається в результаті пропускання крізь шар вільно розташованого твердого зернистого матеріалу висхідного струму газу або рідини.

**Перемішування в рідинному середовищі** розглядається як гідродинамічна задача створення необхідного поля швидкостей струменів рідини в апараті шляхом привласнення рідині певної енергії.

При розгляданні гідромеханічних процесів умови рівноваги містяться у рівності сил або тисків і в самостійного розглядання звичайно не потребують. Напрямок течії цих процесів цілком очевидний.

Так, частка, що падає в середовищі, під дією сили ваги спрямовується донизу; під дією відцентрової сили вона переміщується від центру до периферії, а заряджена та поміщена в електричне поле, частка переміщується до протилежно зарядженого електроду.

В процесах фільтрування, також як і під час вимушеного руху рідини по каналам, струм спрямовується від області більшого тиску до області меншого тиску, тобто рухається в напрямку зменшення тисків.

### **Кінетика осадження**

В процесах осадження зважена частка переміщується в рідині (газі, парі) під дією різних сил. Розглянемо її рух під дією сили ваги. В цьому випадку на частку діє сила ваги  $G$ , підйомна архімедова сила  $A$  та сили тертя  $S$  (рис. 4. 1).

Розглянемо частку довільної форми. Її об'єм пропорційний лінійному розміру в третьому ступені:

$$V = c_1 l^3,$$

(4.1)

де  $l$  – найбільш характерний розмір частки, наприклад, найбільший габаритний розмір, діаметр і т. п.;  $c_1$  - коефіцієнт, що залежить від форми частки.

Якщо щільність частки  $\rho_T$ , а рідини (газу, пару)  $\rho_{ж}$ , то на частку діє сила ваги  $T$  та підйомна сила  $A$ , спрямована в бік, зворотній напрямку сили ваги:

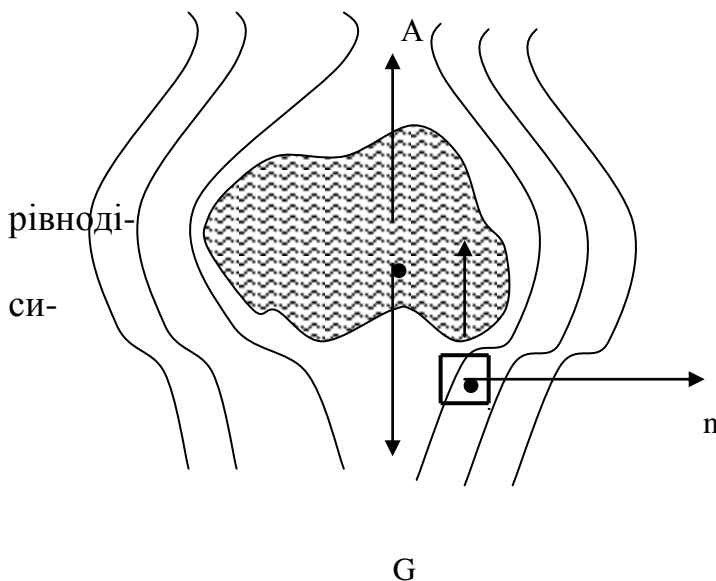
$$G = T = c_1 l^3 \rho_T g \quad (4.2) \quad A = c_1 l^3 \rho_{ж} g \quad (4.3).$$

Під дією рівності цих сил частка переміщується в рідині, при цьому на одиницю поверхні частки з боку рідини діють сили тертя, що визначаються законом Н'ютона – Петрова:

$$S = \mu \frac{\partial \omega}{\partial n},$$

де  $\mu$  – коефіцієнт в'язкості рідини;  $\frac{\partial \omega}{\partial n}$  - зміна швидкості руху рідини в напрямку, нормальному до поверхні частки. Сума сил тертя  $R$ , діючих на всю частку, залежить від поверхні частки  $c_2 l^2$  (де  $c_2$  - коефіцієнт, що враховує форму частки). Слідовно, сума сил тертя дорівнює:

$$R = c_2 l^2 \mu \frac{\partial \omega}{\partial n} \quad (4.4)$$



На основі другого закону механіки для розглядаемого випадку

юча сил ваги, підйомної сили та

ли тертя дорівнює масі частки,

**Рис. 4. 1 До виводу диференційного рівняння осадження частки під дією сили ваги**

помноженій на прискорення, та, слідовно,

$$c_1 l^3 (\rho_T - \rho_{ж}) g - c_2 l^2 \mu \frac{\partial \omega}{\partial n} = c_1 l^3 \rho_T \frac{\partial \omega}{\partial \tau}, \quad (4.5)$$

Рівність (4.5) уявляє собою диференційне рівняння осадження частки під дією сили ваги.

Оскільки ця рівність не може бути вирішена в загальному вигляді, для визначення швидкості осадження часток необхідно користуватись досвідними даними, які представлені в найбільш раціональній формі – у вигляді рівняння подібності.

З рівняння (4.5) прийомами теорії подібності можна отримати рівняння подібності, яке описує процес осадження частки під дією сили ваги.

Приведемо рівняння (4.5) до безрозмірного вигляду. Для цього поділимо всі його члени на  $c_1 l^3 \rho_T \frac{\partial \omega}{\partial \tau}$ . В результаті отримаємо

$$g \frac{\partial \tau}{\partial \omega} \cdot \frac{\rho_T - \rho_{ж}}{\rho_T} - \frac{c_2 \mu \partial \omega \partial \tau}{c_1 \rho_T l \partial n \partial \omega} - 1 = 0. \quad (4.6)$$

Помножимо всі члени рівняння (4.6) на безрозмірне відношення  $\rho_T/\rho_{ж}$ . Тоді рівняння прийме вигляд:

$$g \frac{\partial \tau}{\partial \omega} \cdot \frac{\rho_T - \rho_{ж}}{\rho_T} \cdot \frac{\rho_T}{\rho_{ж}} - \frac{c_2 \mu \partial \omega d \tau}{c_1 \rho_T l \partial n d \omega} \cdot \frac{\rho_T}{\rho_{ж}} - \frac{\rho_T}{\rho_{ж}} = 0. \quad (4.7)$$

З доданків рівняння (4.7) можна отримати числа подібності для процесу осадження частки.

Викресливши у другому доданку символи диференціювання та напрямку (заміна  $\mathbf{n}$  на не орієнтований у певному напрямку розмір  $l$ ), після скорочення отримаємо ( $\rho$  – щільність рідини):

$$\frac{c_2}{c_1} \cdot \frac{\mu \tau}{l \rho} = \frac{c_2}{c_1} \cdot \frac{\mu}{\rho \omega l} = \frac{c_2}{c_1} \cdot \frac{1}{Re}. \quad (4.8)$$

Постійна  $\frac{c_2}{c_1}$  залежить тільки від форми частки і називається *коефіцієнтом форми частки*:

$$\Psi = \frac{c_2}{c_1}. \quad (4.9)$$

Безрозмірний комплекс

$$\frac{\mu}{\rho \omega l} = \frac{1}{Re} \quad \text{або} \quad Re = \frac{\omega \rho}{\mu} = \frac{\omega l}{\nu}. \quad (4.10)$$

Називають **числом Рейнольдса**.

Число Рейнольда характеризує гідродинамічну подібність під час руху потоків рідини, а у випадку осадження частки – гідродинамічну подібність при обтіканні частки рідиною. Значення числа Рейнольдса знайдене з комплексу у рівнянні (4.6), яке виражає співвідношення інерційних сил та сил тертя, і, слідовно, число Рейнольдса характеризує гідродинаміку потоку відношенням інерційних сил до сил тертя.

Аналогічним шляхом з першого складового рівняння (4.7) отримаємо:

$$\frac{g \tau}{\omega} \cdot \frac{\rho_T - \rho_{ж}}{\rho_T} = \frac{g l}{\omega^2} \cdot \frac{\rho_T - \rho_{ж}}{\rho_T}. \quad (4.11)$$

Помножуючи вираз (4.11) на  $Re^2$ , отримаємо **число Архімеда**:

$$Ar = \frac{\omega^2 l^2}{\nu^2} \cdot \frac{g l}{\omega^2} \cdot \frac{\rho_T - \rho_{ж}}{\rho_{ж}} = \frac{g l^3}{\nu^2} \cdot \frac{\rho_T - \rho_{ж}}{\rho_{ж}}. \quad (4.12)$$

Число Архімеда характеризує відношення різниці сил ваги та підйомної (діючих на частки) до підйомної сили.

Третя складова рівняння (4.7) уявляє собою параметричний критерій  $\frac{\rho_T}{\rho_{ж}}$ , який враховує відношення щільностей твердої частки та рідини. Оскільки відношення щільностей враховується числом Архімеда, в рівняння подібності, яке описує процес осадження частки, цей параметричний критерій самостійно звичайно не включають. Крім того, коефіцієнт форми частки поміщують при числі Архімеда.

Таким чином, прийомами теорії подібності з диференціального рівняння (4.5) отримуємо рівняння подібності, який описує процес осадження часток:

$$Re = a(\Psi Ar)^n. \quad (4.13)$$

В результаті численних дослідів по вивченню процесу осадження рядом дослідників встановлені наступні режими руху частки в рідині: ламінарний ( $Re \leq 0,2$ ), перехідний ( $0,2 \leq Re \leq 500$ ) та турбулентний ( $Re > 500$ ).

Для кожного режиму руху знайдена з дослідів залежність виду (4.13); при цьому в області значень **Re** від 0,2 до 1,85 залежність, справедлива для ламінарного режиму, точніше описує співвідношення між **Re** та  $\psi Ar$ , ніж залежність для перехідного режиму. Для практичних розрахунків приймають наступні формули:

при **Re** < 1,85 або  $\psi Ar$  < 33

$$\mathbf{Re} = \psi Ar / 18 = 0,056 \psi Ar; \quad (4.14)$$

при  $1,85 < \mathbf{Re} < 500$  або  $33 < \psi Ar < 83 \cdot 10^3$

$$\mathbf{Re} = 0,152 (\psi Ar)^{0,715}; \quad (4.15)$$

при **Re** > 500 або  $\psi Ar > 83 \cdot 10^3$

$$\mathbf{Re} = 1,74 (\psi Ar)^{0,5}. \quad (4.16)$$

За знайденим за допомогою рівнянь (4.14) – (4.16) значенням числа Рейнольдса визначають швидкість осадження частки в рідині під дією сили ваги:

$$\omega_0 = \mathbf{Re} \cdot \mu / (l p) \quad (4.17)$$

У випадку ламінарного руху швидкість осадження може бути визначена наступним шляхом.

Для часток сферичної форми діаметром *d* зі співвідношення (4.14) маємо:

$$\frac{\omega_0 d \rho_{ж}}{\mu} = \frac{1}{18} \cdot \frac{g d^3 (\rho_T - \rho_{ж})}{\nu^2 \rho_{ж}} \quad (4.18)$$

З цього рівняння, маючи на увазі, що  $\nu = \mu / \rho_{ж}$ , знаходимо швидкість осадження:

$$\omega_0 = \frac{1}{18} \cdot \frac{d^2 (\rho_T - \rho_{ж})}{\mu} \quad (4.19)$$

Остання рівність виражає відомий закон Стокса: *при ламінарному русі швидкість осадження шароподібних часток пропорційна квадрату їх діаметра, різниці щільностей часток та середовища та зворотно пропорційна в'язкості середовища.*

Формула (4.19) справедлива для твердих часток сферичної форми. Швидкість осадження часток неправильної форми менша. Корегувальні коефіцієнти, які чисельно дорівнюють коефіцієнтам форми часток, знаходять за довідниками.

У випадку падіння крапель рідини у рідинному середовищі процес ускладнюється тим, що форма крапель безперервно змінюється. Для визначення швидкості осадження крапель можна запропонувати формулу Н. І. Смирнова:

$$\omega_0 = \frac{g d^{2,5}}{\sigma} \left( \frac{\rho_c - \rho_k}{\rho_k} \right)^{1,5} \left( \frac{\mu_c}{\rho_c g} \right)^{0,5} \quad (4.20)$$

де **d** – діаметр краплі; **σ** – поверхневий натяг на межах фаз;  $\rho_c$  – щільність середовища;  $\rho_k$  – щільність рідини, що утворює краплі;  $\mu_c$  – в'язкість середовища.

З розглянутих кінетичних закономірностей процесу осадження витікає загальне правило: *швидкість осадження збільшується зі збільшенням розмірів часток та зі збільшенням різниці щільностей матеріалу часток та середовища, в якому відбувається осадження, і зменшується зі збільшенням в'язкості цього середовища.*

## . Кінетика фільтрування

Розглянемо спочатку фізичну сутність процесу фільтрування. Під час фільтрування потік рідини проходить крізь фільтр – пористу перегородку з твердої речовини. Кожен фільтр можна розглядати як шар зернистого матеріалу, частки якого можуть бути з'єднані одна з одною або роз'єднані. Незалежно від цього пористості між



частками, або пори, утворюють канали неправильної форми, за якими рухається потік фільтруємої рідини (рис. 4.2).

Виведемо диференційне рівняння руху нестискаємої в'язкої рідини для випадку простішого одномірного сталого руху.

Для цього виділимо в потоці рідини, що рухається по каналу, елементарний паралелепіпед з ребрами  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$  (рис. 4. 3 а). На цей елемент діють три сили: сила ваги, сила тиску та сила тертя.

Сила ваги може бути виражена добутком щільності рідини на об'єм елемента:

$$G = \rho dx dy dz, \quad (4.21)$$

де  $\rho$  – щільність рідини;  $g$  – прискорення вільного падіння.

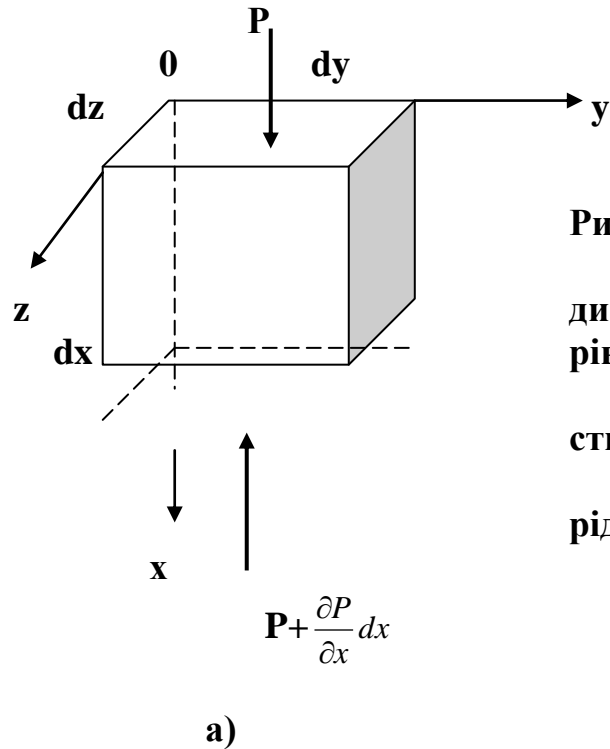
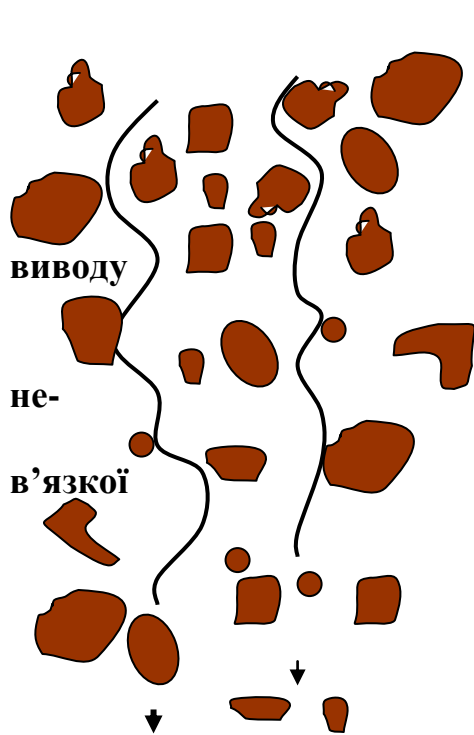
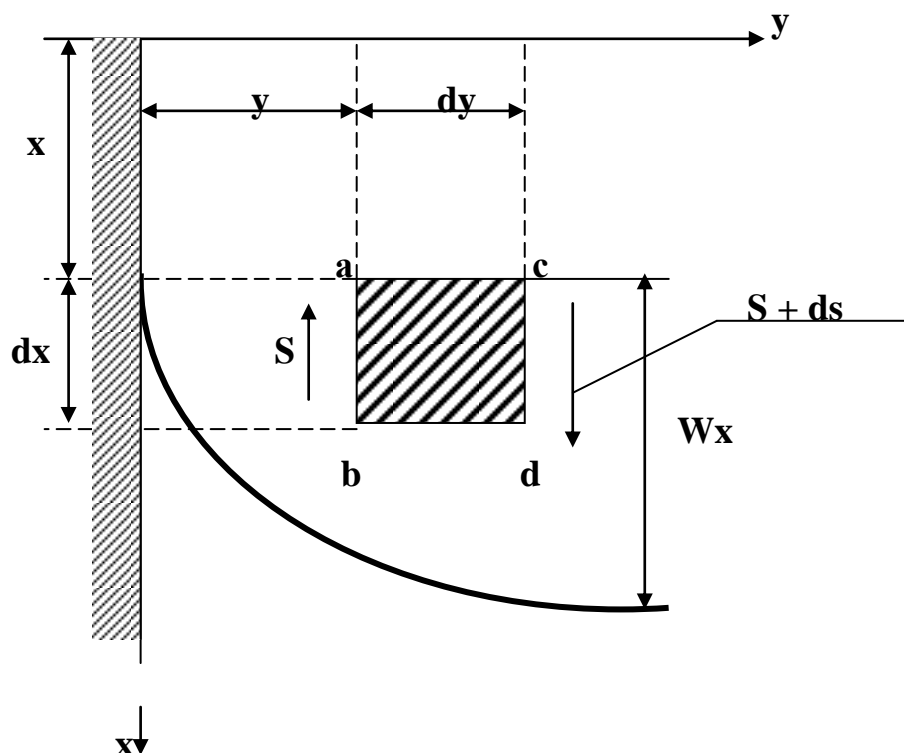


Рис. 4.3. До диференційного рівняння руху нестискаємої рідини

Рис. 4.2. Характер потоків фільтруємої рідини



б) Силу тиску можна знайти шляхом наступних міркувань. Гідростатичний тиск в розглядаємому випадку змінюється вздовж вертикальної осі. Нехай на верхній грані значення тиску  $p$ , тоді на верхню грань діє сила  $\mathbf{P} = p d\mathbf{y} d\mathbf{z}$ . Біля нижньої грані елемента тиск дорівнює  $p + \frac{\partial p}{\partial x} dx$ , та, слідовно, сила тиску дорівнює

$$\mathbf{P} + d\mathbf{P} = (p + \frac{\partial p}{\partial x} dx) d\mathbf{y} d\mathbf{z}.$$

Результуюча цих сил і є силою тиску, яка діє на елемент:

$$d\mathbf{P} = p d\mathbf{y} d\mathbf{z} - (p + \frac{\partial p}{\partial x} dx) d\mathbf{y} d\mathbf{z} = - \frac{\partial p}{\partial x} dx d\mathbf{y} d\mathbf{z}. \quad (4.22)$$

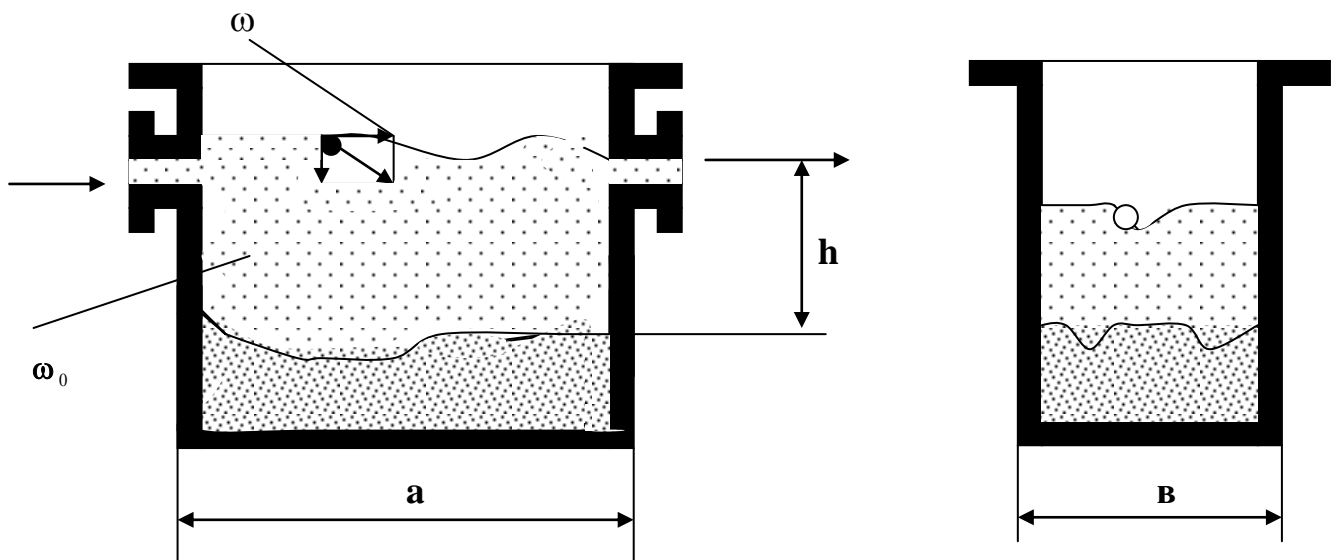
Осадження**16.1. Гравітаційне осадження**

Гравітаційне осадження, або відстоювання, застосовують для розділення пилу, суспензій та емульсій. Цей процес не забезпечує вилучення тонкодисперсійних часток та характеризується невеликою швидкістю осадження, тому його використовують переважно задля часткового розділення неоднорідних систем. Перевагою процесу відстоювання є просте апаратне оздоблення та невеликі енергетичні витрати.

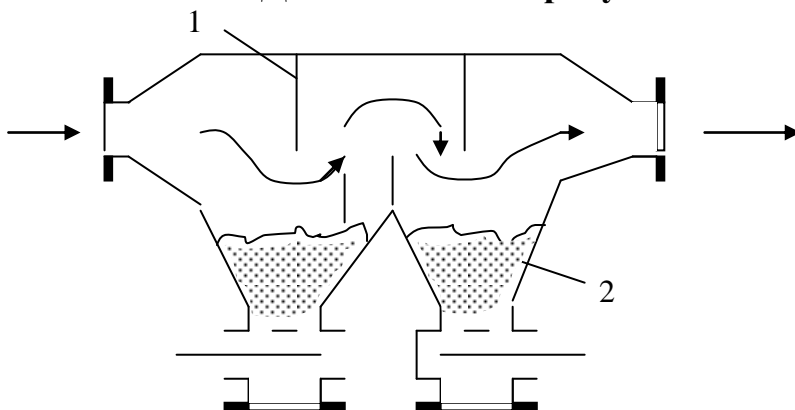
Сутність відстоювання полягає в тому, що пил, суспензію або емульсію пропускають крізь камеру, на дно якої під дією сили ваги осаджуються зважені частки. При відстоюванні потрібно дотримуватись двох головних вимог: 1) *час перебування елемента потоку в апараті повинен дорівнювати або перебільшувати час осадження часток*; 2) *лінійна швидкість потоку в апараті повинна бути значно менша швидкості осадження*.

Недотримання першої вимоги призводить до того, що частки не встигають осісти, а другого - до того, що вихрові токи, які виникають, здіймають осаджені частки.

Встановимо зв'язок між продуктивністю відстоювальної камери та її розмірами. Позначимо (рис. 16. 1)  $V_{сек}$  - продуктивність камери,  $\text{м}^3/\text{с}$ ;  $\omega_0$  - швидкість осадження частки,  $\text{м}/\text{с}$ ;  $\tau_0$  - тривалість осадження частки,  $\text{с}$ ;  $\omega$  - лінійна швидкість потоку в апараті,  $\text{м}/\text{с}$ ; **a, b, h** – розміри камери,  $\text{м}$ .



**Рис. 16. 1. До визначення продуктивності відстійника**



- 1 - перегородка;
- 2 - збірник пилу

### Рис. 16.2 Відстоювальний газохід

Робочий об'єм камери може бути визначений за рівнянням:

$$V_p = abh = V_{сек} \tau_0 \quad (16.1)$$

Але  $\tau_0 = h/\omega_0$ . Тоді

$$V_{сек} = ab\omega_0. \quad (16.2)$$

Добуток  $ab = F$  – площа осадження, і, слідовно, *продуктивність відстоювального апарату дорівнює добутку площі осадження на швидкість осадження.*

Апарати, призначені для проведення процесів відстоювання, звичайно називають **відстійниками**. Відстійники, які застосовують у виробництві, доцільно поділити на три групи: для пилу, для суспензій та для емульсій.

**Відстійники для пилу.** Всі відстійники для пилу є безперервно діючими або наполовину безперервнодіючими апаратами. Газовий потік проходить крізь апарат безперервно, а осідаючий пил вивантажується з нього або безперервно, або періодично.

Простішим відстійником є відстоювальний газохід – розширена частина газопроводу (рис. 16.2). Відстоювальний газохід оздоблюється перегородками 1 та пилосбірниками 2. Завдяки наявності перегородок газовий потік завихрюється, та відцентрові сили, які при цьому виникають, сприяють осадженню часток пилу. Зі збірників пил вивантажується періодично.

**Відстійники для суспензій.** Працюють як наполовину безперервнодіючі та безперервно діючі апарати. На рис. (16.3) показаний безперервно діючий відстійник з гребками.

1 – гребок; 2 – кільцевий

жолоб; 3 – привід;  
I – суспензія;  
II – освітлена рідина;  
III – осад

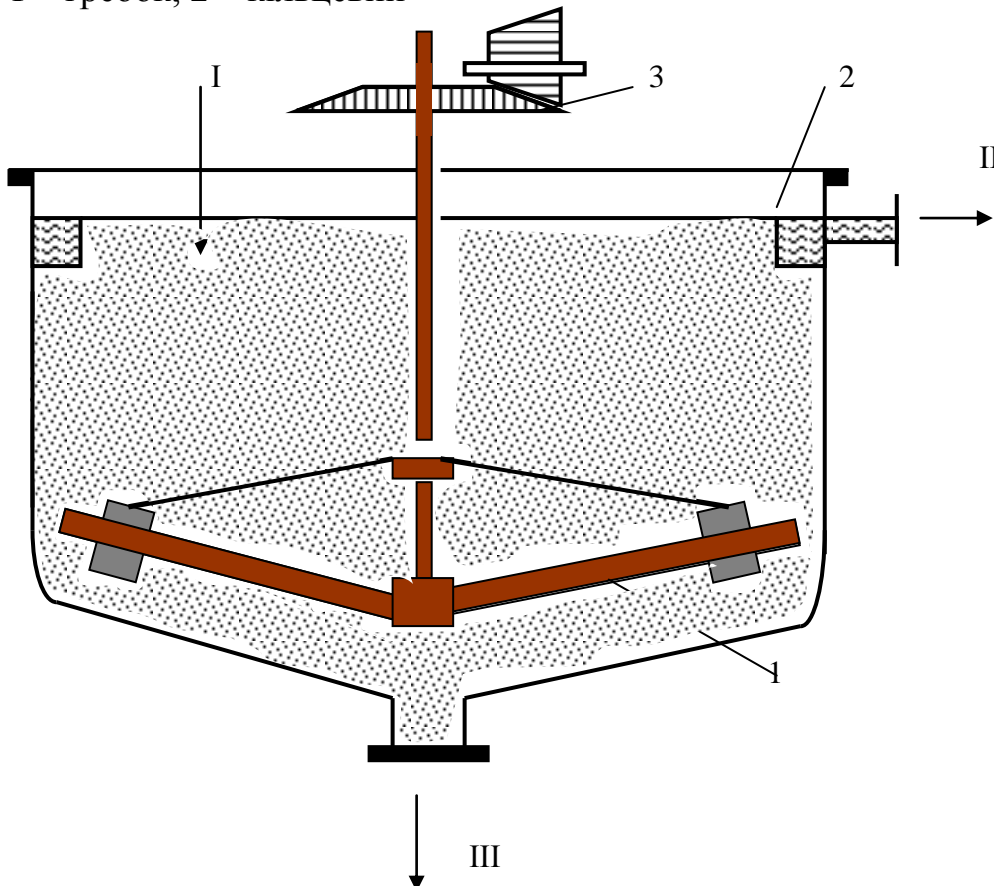


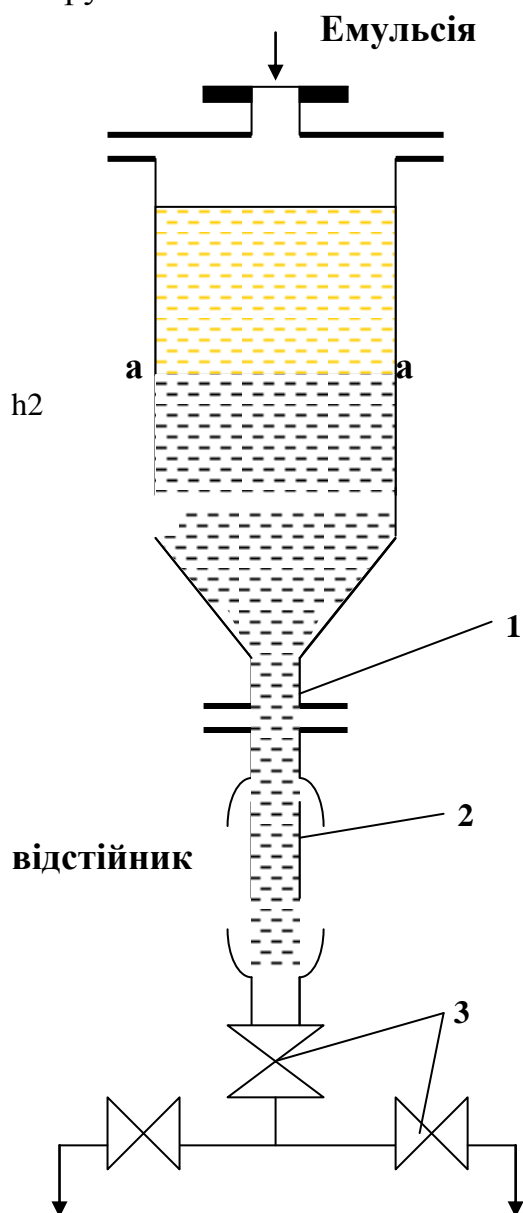
Рис. 16.3. Безперервно діючий відстійник з гребком

Суспензія потрапляє в центральну частину апарату, освітлена рідина виводиться крізь кільцевий жолоб 2, осад збирається в нижній частині апарату. Гребок 1, який робить 0,02 – 0,5 об/хвил, розпушує осад та переміщує його по дну до вивантажного штуцера у центрі відстійника.

Видаляємий з відстійника осад містить багато рідини. Ця рідина у більшості випадків є цінним продуктом, тому її необхідно вилучати з осаду. Влучення рідини з осаду у процесі безперервного відстоювання досягається в установці для проти точної промивки.

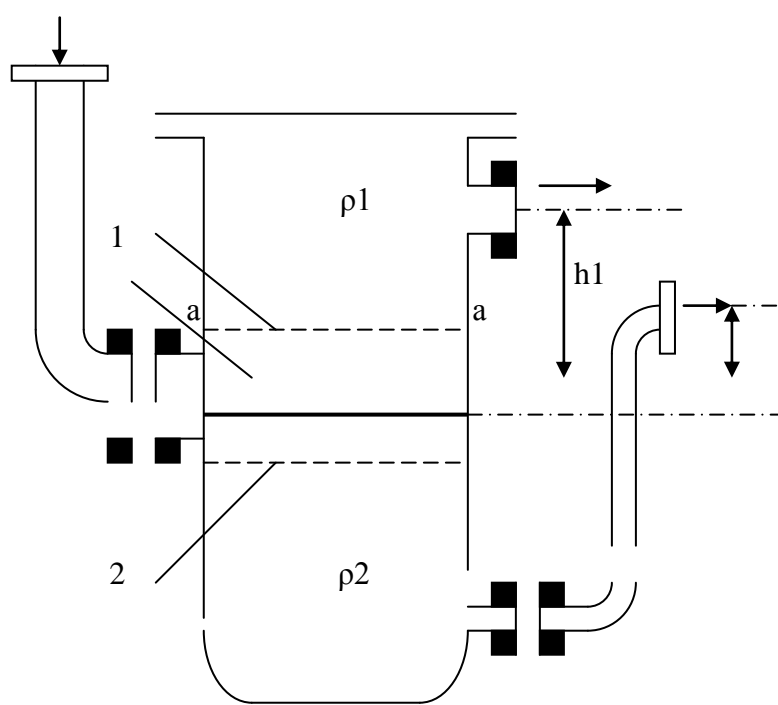
**Відстійники для емульсій.** Ці відстійники за принципом дії поділяються на періодичні та безперервно діючі.

Періодично діючий відстійник для емульсій (рис. 16. 4) уявляє собою циліндричну судину з конічним днищем, в нижній частині якого знаходиться зливний патрубок 1.



**Рисунок 16.4. Періодично діючий відстійник для емульсій**

1 – зливний патрубок; 2- зорове скло; 3 – крани; а-а- поверхня розділу рідин



**Рис. 16.5. Безперервно діючий  
для емульсій**

1, 2 – перфоровані перегородки  
а-а – поверхня розділу рідин

Зорове скло 2 дозволяє помітити проходження поверхні розділу рідин під час спуску їх після відстоювання. Розташовані нижче крани 3 слугують для спрямування розділених рідин у різні збірники.

На рисунку 16. 5 показаний безперервно діючий відстійник для емульсій. Він уявляє собою циліндричну ємність, оздоблену ввідним та вивідним патрубками. Емульсія вводиться в середню частину апарату між двома перфорованими перегородками 1 та 2. Після розшарування легка рідина видаляється з апарату крізь верхній вивідний патрубок, а важка – крізь нижній. Висоти (від рівня розділу фаз) відводів легкої та важкої рідин  $h_1$  та  $h_2$  повинні суворо відповідати щільностям рідин  $\rho_1$  та  $\rho_2$  та задовольняти співвідношенню

$$h_1 \rho_1 = h_2 \rho_2 \quad (16.3)$$

Відмітимо, що під час створення відстійної апаратури можливості для інтенсифікації процесу незначні. Єдиним шляхом інтенсифікації є збільшення площі осадження, що досягається розміщенням в апараті більшої кількості полиць.

Під час розрахунку відстійників звичайно завдаються ступенем очищення. Виходячи зі ступеню очищення та фракційного складу зважених часток, знаходять **мінімальний розмір часток**, які підлягають осадженню. Цей розмір і беруть за вихідний при розрахунку швидкості осадження.

## 16. 2. Осадження під дією відцентрової сили

Осадження під дією відцентрової сили застосовують для розділення пилу, суспензій та емульсій. Для здійснення цього процесу до осаджуваних часток необхідно застосувати відцентрові сили, що досягається введенням розділяемого потоку в поле відцентрових сил.

Для створення поля відцентрових сил в техніці використовують два прийоми: 1) забезпечують обертальний рух потоку рідини (газу) у нерухомому апараті; 2) потік спрямовують в апарат, що обертається, де переробляемі продукти обертаються разом з апаратом. В першому випадку протікає **циклонний процес**, в другому – **осаджувальне (відстійне) центрифугування**.

Фізична сутність процесу осадження під дією відцентрової сили міститься в тому, що в потоці, який обертається, на зважену частку діє відцентрова сила, яка спрямовує її від периферії до центру по радіусу зі швидкістю, яка дорівнює швидкості осадження  $\omega_0$  (рис. 16.6). Окружна швидкість несучого частку потоку  $\omega_r$ . Частка рухається за результуючою швидкістю  $\omega_p$  за траєкторією **abc** та осідає на стінках апарату. Процес осадження протікає під дією відцентрової сили

$$G_{ц} = m\omega_r^2 / r \quad (16.4)$$

Опір осадженню, як і у випадку осадження під дією сил ваги, спричиняє сила тертя (сила опору середовища).

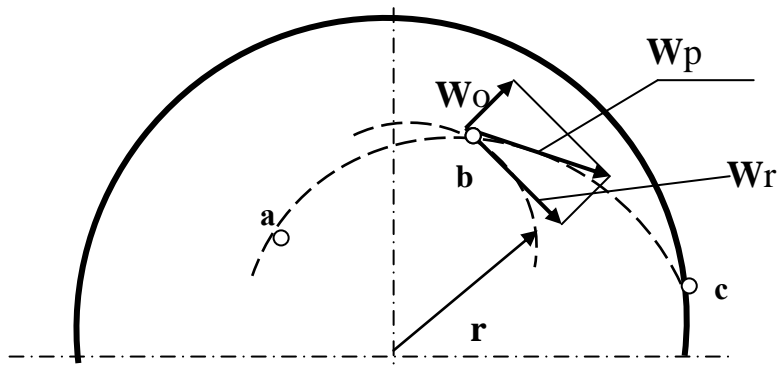


Рис. 16.6. До фізичної сутності процесу осадження частки під дією відцентрової сили

Для оцінки ефективності осадження під дією відцентрових сил порівнюємо силу ваги та відцентрову силу, діючі на частку. Сила ваги без урахування підйомних (архімедових) сил складає

$$G_T = mg \quad (16.5)$$

Зі співставлення рівнянь (16. 4) та (16.5) слідує:

$$G_u = G_T \omega_r^2 / gr = G_T K_u, \quad (16.6)$$

тобто, відцентрова сила більше сили тяжіння в  $\omega_r^2 / gr$  разів.

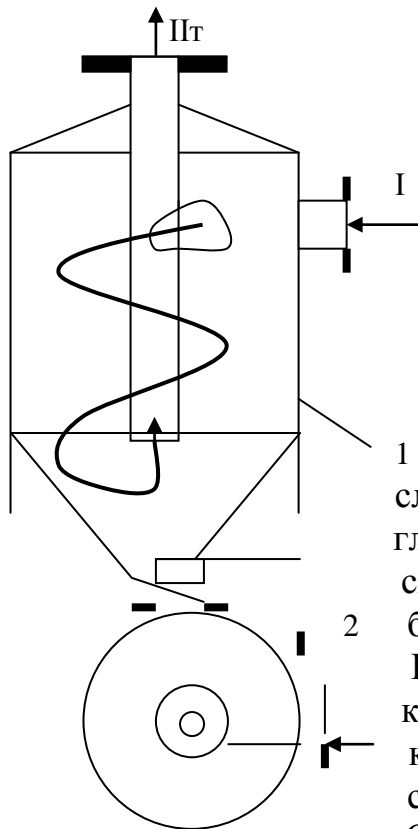
Відношення прискорення відцентрової сили до прискорення вільного падіння, тобто,  $\omega_r^2 / gr = K_u$ , часто називають **фактором розділення** або **відцентровим фактором**.

В промисловому устаткуванні співвідношення між  $\omega_r$  та  $r$  є таким, що відцентрова сила не менше ніж на два порядки перевищує силу ваги.

### Циклонний процес

Отримав свою назву за назвою застосовуваних здавна апаратів для газоочищення – циклонів. Циклони використовуються переважно для розділення пилу; в останні роки їх почали широко використовувати й для розділення суспензій (так звані гідроциклони).

Сутність циклонного процесу міститься в тому, що потік, який переносить зважені частки, вводять до апарату тангенціально крізь вхідну трубу (рис. 16.7) з розрахованою швидкістю 10 – 40 м/с для газів та 5 – 25 м/с для рідин. Завдяки тангенціальному вводу та наявності центральної вивідної труби потік починає обертатися навколо останньої, здійснюючи під час проходження крізь апарат декілька обертів. Під дією виникаючих відцентрових сил зважені частки відкидаються до периферії, осідаючи на внутрішній поверхні корпусу 1, а потім опускаються до конічного днища 2 та видаляються з апарату крізь патрубок. Звільнений від зважених часток потік виводиться з циклону крізь вивідну трубу.



**Рисунок 16. 7. Схема влаштування циклону**

1- корпус; 2- конічне днище;

I – запилений газ;

II – очищений газ;

III - пил

1 Конструкції циклонів, які застосовуються в промисловості, багаточисельні, але однотипні. Робота розглянутого простішого апарату покращується, якщо досягається більш раціональний рух потоку в апараті, за забезпечуючого виникнення більшої відцентрової сили. Конструктивними прийомами, що забезпечують кращу роботу апаратів, є виконання верхньої кришки з гвинтовою поверхнею та розміщення між корпусом апарату та вивідною трубою гвинтових лопастей. Суттєву цікавість викликають **батареїні циклони**.

Оскільки при даній окружній швидкості величина відцентрової сили зворотно пропорційна радіусу обертання, виявилось доцільним виконувати циклони з корпусом малого діаметру (150 – 250 мм). Апарат заданої продуктивності виконують у вигляді батареї з декількох паралельно працюючих циклонів малого діаметру, названих елементами батарейного циклону.

Аналогічно циклонам влаштовані гідро циклон для розділення суспензій.

### **Відстійне (осаджувальне) центрифугування**

Розділення суспензій та емульсій під дією відцентрової сили здійснюється переважно в обертаючихся апаратах, які називають *центрифугами*.

Процес осадження у центрифугах характеризується тими ж законами, що й осадження в циклонах, тому всі формули для розрахунку аналогічні формулам розрахунку циклонного процесу.

Центрифуги застосовують в техніці для проведення не тільки процесів осадження, але й процесів фільтрування. Центрифуги, що застосовуються для осадження, називають **відстійними**, на відміну від **фільтруючих**, які застосовують для процесів фільтрування.

Крім того, центрифуги розрізняють за *принципом дії* (періодично діючі та безперервно діючі), за *способом вивантаження матеріалу* (з ручним та механізованим вивантаженням) та за *розташуванням валу* (вертикальні, горизонтальні, нахильні).

Збільшення відцентрової сили шляхом зменшення радіусу обертання і одночасного збільшення швидкості обертання закладено в основу конструювання спеціальних центрифуг. Ці центрифуги, які отримали назву *трубчатих зверхцентрифуг*, широко застосовують для розділення суспензій з незначним вмістом твердої фази, а також для розділення емульсій. Зверхцентрифуга для розділення



емульсій відрізняється більш складним влаштуванням верхньої частини барабану, що забезпечує роздільне відведення розшарованих рідин.

Відстійні центрифуги для розділення емульсій часто називають сепараторами. В промисловості найбільш широке застосування знайшли *одно- та багатоканальні*, а також *тарільчасті сепаратори*. Як і центрифуги, вони мають барабан, насаджений на вертикальний вал з приводом. В тарільчастих сепараторах робоча камера заповнюється рядом конічних перегородок-тарілок, які виконують роль звичайних перегородок чи полиць в будь-якій відстійній апаратурі. Наявність тарілок значно підвищує продуктивність апаратів та якість розділення.

***Осадження під дією відцентрової сили значно ефективніше відстоювання під дією сили ваги. Однак і при цьому процесі в багатьох випадках не досягається чітке розділення неоднорідних сумішей. Більш високий ступінь розділення забезпечують процеси осадження під дією електричного поля та фільтрування.***

### **16. 3. Осадження під дією електричного поля**

Осадження зважених в газі твердих або рідких часток під дією електричного поля має суттєві переваги у порівнянні з іншими способами осадження. Дія електричного поля на заряджену частку визначається в значній мірі величиною її електричного заряду. Під час електроосадження часткам невеликих розмірів вдається привласнити значний електричний заряд і завдяки цьому здійснити процес осадження дуже малих часток, який неможливо провести під дією сили ваги або відцентрової сили.

Фізична сутність процесу електроосадження складається в наступному. Газовий потік, який містить зважені частки, спочатку *іонізують*. Зважені в газі частки придбають при цьому електричний заряд. При проходженні іонізованого потоку газу в електричному полі між двома електродами заряджені частки під дією електричного поля рухаються до протилежно заряджених електродів та осідають на них.

Іонізація газу здійснюється двома способами: 1) *самостійно*, при достатньо високій різниці потенціалів на електродах; 2) *несамостійно* – в результаті дії випромінювання радіоактивних речовин, рентгенівських променів і т. д.

В техніці газоочищення тривалий час здійснювали лише самостійну іонізацію, однак виробництво значних кількостей штучних радіоактивних елементів при широкому використанні атомної енергії розширює можливості застосування несамостійної іонізації для електроосадження.

Апарати для електроосадження називають в техніці ***електрофільтрами***. Електрофільтри за формою електродів поділяються на *трубчасті* та *пластинчасті*. В залежності від характеру осаджуємих з газу часток розрізняють *сухі* та *мокрі електрофільтри*. Перші застосовують для очистки газів від пилу, другі – від найдрібніших крапель рідини, зважених в газі. Відповідно до хімічних властивостей осаджуємих в фільтрі часток і температур газу обирають матеріали, які застосовуються для виготовлення корпусу апарату та електродів.