

# **Динаміка підземних вод**

*презентації лекцій*

**викладач – доц. Петік В. О.**

## Література

1. Кошляков О. Є., Мокієнко В. І. Практикум з динаміки підземних вод. Навчальний посібник. – К. : ВПЦ «Київський університет». 2005. – 76 с.
2. Кошляков О.Є., Мокієнко В.І.. Динаміка підземних вод. Головні поняття та визначення. Навчальний посібник. – К. : ВПЦ «Київський університет». 2004. – 32 с.
3. Мандрик Б. М., Чомко Д. Ф., Чомко Ф. В. Гідрогеологія. Підручник. – К. : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2005. – 197 с.
4. Чомко Ф. В. Динаміка підземних вод: Методичні вказівки для самостійної роботи студентів спеціальності «Гідрогеологія». – Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2012. – 35 с.
5. Чомко Ф. В., Чомко Д. Ф. Методика гідрогеологічних досліджень і динаміка підземних вод. Методичні вказівки по складанню курсової роботи. – Х. : ХНУ ім. В. Н. Каразіна, 2012. – 57 с.

Мета курсу «Динаміка підземних вод» – навчити студентів вірно використовувати теорію руху підземних вод в гірських породах під впливом природних та штучних чинників для вирішення практичних задач з врахуванням особливостей гідрогеологічних умов в тих, або інших природних умовах.

Кожен студент повинен навчитись використовувати розрахункові формули для вирішення різних гідрогеологічних задач без викривлення природних умов:

В галузі водопостачання – визначення ресурсів підземних вод, збільшення дебіту свердловин та їх взаємодії між собою. В галузі зрошення – визначення фільтраційних втрат із зрошувальних каналів, прогнозування режиму ґрунтових вод на зрошуваних землях. При осушенні – правильно застосовувати рівняння для розрахунків дренажних споруд.

При гідротехнічному будівництві – застосовувати рівняння динаміки підземних вод для визначення фільтраційних втрат в основі греблі, в обхід її і в борти водосховища, прогнозування підтоплення земель в зоні водосховища.

## ЗАКОНОМІРНОСТІ РУХУ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Підземні води перебувають у постійному русі. Процеси руху води, що відбуваються в гірських породах під впливом різноманітних природних і штучних факторів, вивчає науково-методичний розділ гідрогеології "Динаміка підземних вод". Її основи закладені в роботах Дарсі, Дюпюї, Бернуллі, Ейлера тощо.

## *Тема 1*

# **Основні види і загальні закономірності руху підземних вод в зоні аерації та в зоні водонасичення**

Види руху підземних вод виділяються, виходячи з особливостей переміщення їх в гірських породах.

Розрізняють рух вод у ненасичених і насичених породах. У ненасичених породах (у зоні аерації) рух води має назву *інфільтрації*.

Виділяють два види інфільтрації:

- вільне просочування;
- нормальна інфільтрація.

*Вільне просочування* – рух вільної води зверху вниз під дією сил тяжіння та капілярних сил.

Рух відбувається окремими струменями по найбільших порах. Більша частина пористого простору залишається при вільному просочуванні ненасиченою водою і в ній зберігається циркуляція атмосферного повітря і пари води.

Кожна струминка води розгалужується на більш тонкі цівки, які при подальшому русі навкруги зерен породи знову з'єднуються і роз'єднуються (рис. 1, а). Вільне просочування найчастіше спостерігається при випаданні дощу.



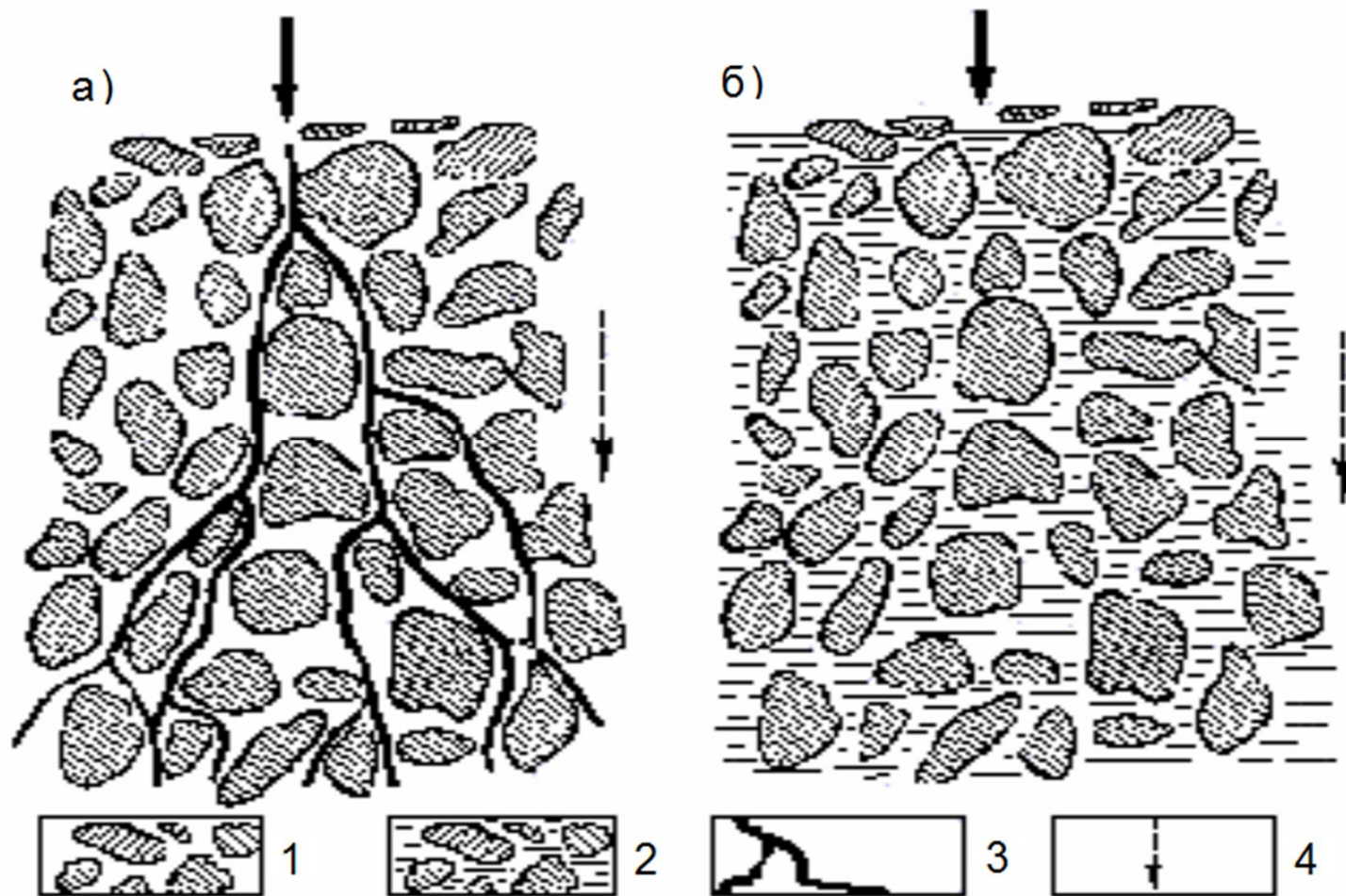


Рис. 1. Схема руху води (інфільтрації) у ґрунтах зони аерації:

а – вільне просочування; б – нормальна інфільтрація; 1 – ґрунт із пустими порами; 2 – ґрунт із насиченими водою порами; 3 – струминки води; 4 – напрямок руху води

*Нормальна інфільтрація* простежується в зоні аерації, коли пористий простір ґрунту насичений водою повністю і рух вільної води зверху вниз відбувається суцільним потоком (рис.1, б). Такий рух спостерігається, наприклад, під днищами каналів.

Нормальна інфільтрація може відбуватися як без гідравлічного зв'язку із ґрунтовими водами, так і з ним.

Під час інфільтрації без гідравлічного зв'язку в зоні аерації на деякій глибині від поверхні землі утворюється підвішена вода. Вона відділяється від дзеркала ґрунтових вод аерованими шарами ґрунту.

Під час інфільтрації з гідравлічним зв'язком вода, що просочується, досягає дзеркала ґрунтових вод, змикається з ним і сприяє підйому рівня ґрунтових вод.

Рух води в насичених гірських породах називається *фільтрацією*.

Фільтрацію підземних вод вивчають згідно з умовами басейну або потоку.

В умовах *басейну* рівень води у водоносних горизонтах займає горизонтальне положення і, завдяки цьому, вода в них не переміщується. У природному середовищі такі умови дуже рідкі. В основному, підземні води знаходяться в постійному русі, утворюючи потоки.

У межах *потоків* рух води відбувається з місць із більшими гідродинамічними напорами до місць із меншими напорами, іншими словами, з місць із більш високими абсолютними відмітками рівня води до місць із меншими відмітками.

Під впливом природних і штучних факторів рух підземних вод (процес фільтрації) буває безнапірним і напірним, усталеним і неусталеним, рівномірним і нерівномірним, ламінарним і турбулентним.

*Безнапірні* фільтраційні процеси характерні для підземних вод із вільною рівневою поверхнею, що відповідає водоносним пластам, насиченим не на всю товщину (рис. 2).

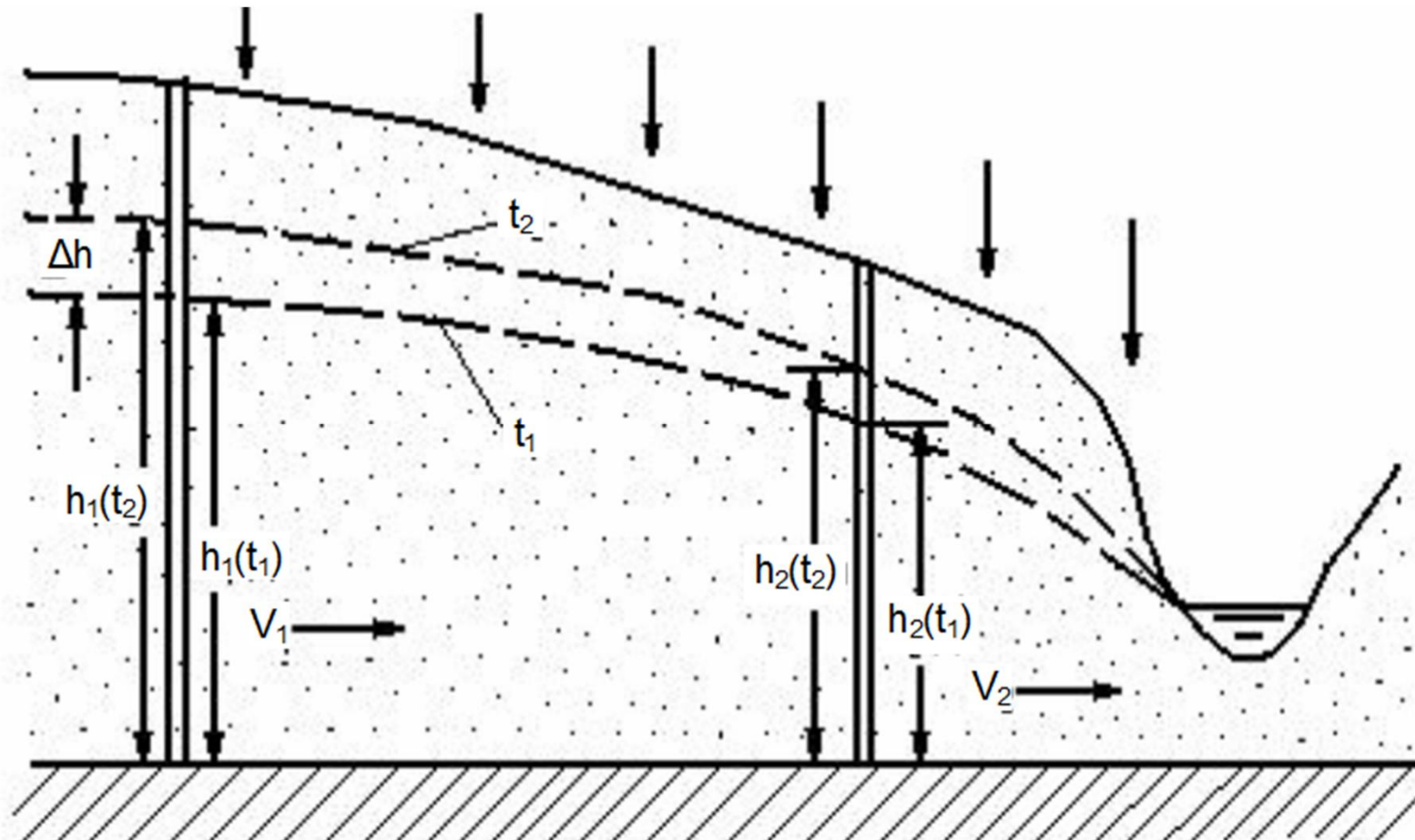


Рис. 2. Схема безнапірного неусталеного нерівномірного потоку:

$V_1, V_2$  – швидкість руху підземних вод у перерізах I та II відповідно;

$h_1(t_1), h_1(t_2), h_2(t_1), h_2(t_2)$  – відповідно рівні ґрунтових вод на час  $t_1, t_2$  у перерізах I та II;  $\Delta h$  – різниця рівнів на час  $t_1$  і  $t_2$  у конкретному перерізі та перерізі II

*Напірна* фільтрація спостерігається у водоносних горизонтах, насичених на всю товщину, перекритих водотривкими шарами і в яких гідростатичний тиск перевищує атмосферний.

При розкритті таких горизонтів свердловинами рівень води в них піднімається вище покрівлі горизонту.

При *усталеному (стаціонарному)* русі підземних вод параметри фільтраційного потоку (товщина, швидкість руху, гідродинамічний напір) у кожному конкретному перетині потоку постійні у часі, хоча в різних перетинах вони можуть відрізнятися.

*Неусталена* фільтрація характеризується змінними в часі параметрами потоку підземних вод у кожному конкретному перетині (рис. 2).

В багатьох випадках зміни рівня підземних вод настільки малі, що ними можна нехтувати під час гідрогеологічних розрахунків і порівняно легко розв'язувати фільтраційні задачі за формулами сталого руху.

Причини неусталених фільтраційних процесів такі:

- 1) нерівномірна інфільтрація атмосферних опадів;
- 2) коливання рівня води в поверхневих водоймах, гідравлічно пов'язаних із ґрунтовими водами;
- 3) господарча діяльність людини пов'язана з будівництвом гідротехнічних споруд, зрошенням, осушенням тощо.



*Рівномірний* рух підземних вод характеризується постійною швидкістю в усіх перетинах потоку. Прикладом такого руху можуть бути безнапірний або напірний потоки постійної товщини.

*Нерівномірна* фільтрація проявляється в тих горизонтах, де швидкість руху підземних вод змінюється на шляху потоку. Нерівномірний рух підземних вод є найбільш розповсюдженим у природі (рис. 2).

За гідравлічними особливостями рух підземних вод поділяють на ламінарний і турбулентний.

При *ламiнарній* фільтрації (від лат. *lamina* – пластинка, смужка, шар) підземний потік характеризується тим, що окремі струмені води рухаються без розриву суцільності, з невеликими швидкостями, без перемішування між собою.

*Турбулентним* (*turbulentus* – безладний) називається такий рух, при якому відбувається активне перемішування між окремими струменями води.

У природних умовах рух води в гірських породах переважно ламінарний. Турбулентна фільтрація відбувається при порівняно великих швидкостях руху води, що спостерігаються досить рідко (у закарстованих породах).

Усі перелічені види фільтрації не існують окремо. Так, рух води у водоносних горизонтах може бути одночасно ламінарним, безнапірним, усталеним і рівномірним або ламінарним, напірним, неусталеним, нерівномірним тощо.

Основні параметри потоку підземних вод, а саме – витрата та швидкість руху, залежать від проникності гірських порід та перепаду напорів у різних точках потоку.

# **Закони фільтрації**

Залежність між швидкістю фільтрації або витратою потоку і величиною напірного градієнта (гідравлічного нахилу) визначає закони фільтрації.

Ламінарна фільтрація підкорюється *лінійному закону фільтрації*. Цей закон був відкритий в 1856 р. французьким гідравліком Анрі Дарсі. Для своїх дослідів він використав прилад (рис. 3), який складався з циліндра, завантаженого піском. У циліндр подавалася вода, щоб пісок увесь час був насиченим. У нижній частині циліндра був кран, через який вода виливалася у мірний посуд. Таким чином, через пісок весь час відбувалася фільтрація. До верхньої та нижньої частин циліндра були приєднані п'єзометри, за допомогою яких можна було міряти рівні води, що відповідали гідравлічному тиску у верхній та нижній частинах насиченого піску.

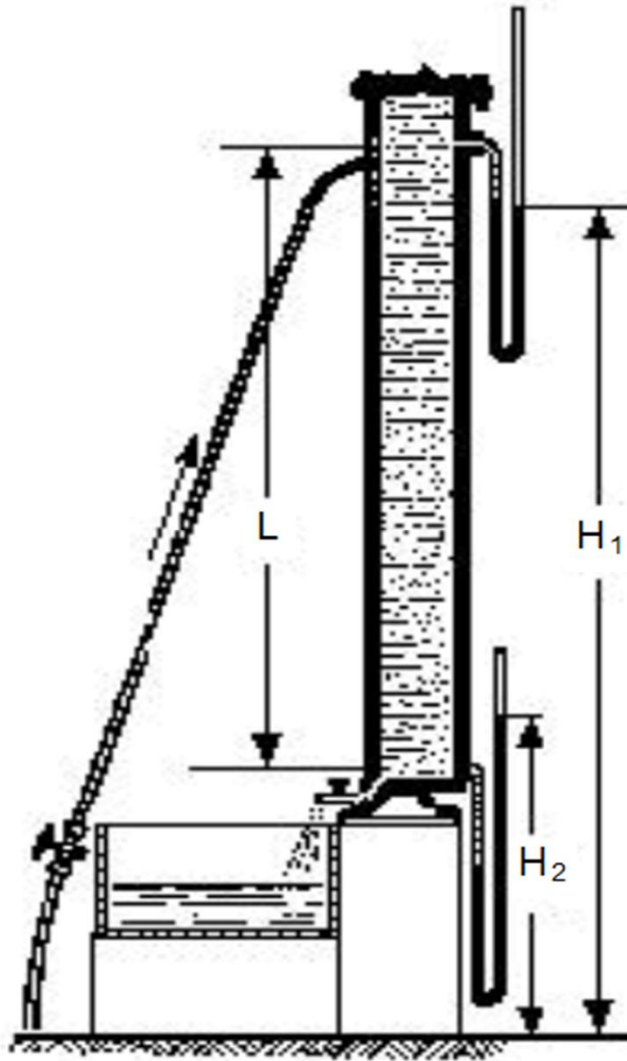


Рис. 3. Прилад А. Дарсі:  $L$  – довжина фільтруючої колони піску;  
 $H_1$  та  $H_2$  – рівні води у верхній і нижній частинах циліндра з піском

Дослідами встановлено, що кількість води, яка фільтрується через поперечний перетин циліндра з піском за одиницю часу, прямо пропорційна площі цього перетину та величині напірного градієнта, що дорівнює відношенню різниці рівнів у п'єзометрах до відстані між ними. Математично встановлену залежність можна записати так:

$$Q = kFI \quad (1)$$

де:  $Q$  – витрата потоку через циліндр з піском,  $\text{см}^3/\text{с}$ ;  $k$  – коефіцієнт фільтрації, що характеризує проникність піску,  $\text{см}/\text{с}$ ;  $F$  – площа поперечного перетину циліндра,  $\text{см}^2$ ;  $I$  – напірний градієнт.

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (2)$$

де:  $H_1 - H_2$  - різниця рівнів води у верхній і нижній частинах циліндра з піском;  $L$  – довжина фільтруючої колони піску.

Ця залежність отримала назву залежності Дарсі.

Якщо поділити праву та ліву частини рівняння (1) на площу поперечного перетину  $F$ , матимемо:

$$\frac{Q}{F} = \frac{kFI}{F} = kI = v \quad (3)$$

де:  $v$  – швидкість фільтрації.



Прямо пропорційна залежність між швидкістю фільтрації і напірним градієнтом у формулі (3) обумовила і назву закону Дарсі як *лінійний закон фільтрації*.

Якщо у формулі (3) прийняти  $I = 1$ , то

$$v = k \quad (4)$$

Звідси випливає, що *коефіцієнт фільтрації* за числовим значенням дорівнює швидкості фільтрації при напірному градієнті, який дорівнює 1.

Коефіцієнт фільтрації виражається в одиницях швидкості: м/добу; м/год; см/с тощо. Він залежить не тільки від властивостей фільтруючої гірської породи, а й від властивостей води, а саме від її густини та в'язкості. Це зумовлює певні труднощі при фільтраційних розрахунках в умовах руху через ту саму породу води різної мінералізації. Тому введено поняття коефіцієнта проникності ( $k_{\Pi}$ ), який залежить тільки від властивостей гірської породи і з коефіцієнтом фільтрації пов'язаний залежністю:

$$k_{\Pi} = k \frac{\mu}{\rho g} \quad (5)$$

де:  $k_{\Pi}$  – коефіцієнт проникності, см<sup>2</sup>;  $k$  – коефіцієнт фільтрації, см/с;  $\mu$  – в'язкість води, г / (см\* с);  $\rho$  – густина води, г/см<sup>3</sup>;  $g$  – прискорення сили тяжіння, см/с<sup>2</sup>.

За одиницю коефіцієнта проникності прийнято 1 дарсі, що дорівнює  $10^{-8}$  см<sup>2</sup>.

При вивченні процесів фільтрації розрізняють два поняття швидкості: швидкість фільтрації та дійсну швидкість руху підземних вод.

Швидкість фільтрації ( $v$ ), що використовується як розрахунковий параметр потоку, не є дійсною швидкістю руху води в гірських породах. У гідродинамічних розрахунках виявилось зручним реальний потік підземних вод у гірських породах замінювати фіктивним фільтраційним потоком. При цьому вважається, що вода тече через поперечний перетин водоносного горизонту суцільним потоком, тобто начебто гірської породи немає (як у водопровідній трубі).

Враховуючи, що рух води відбувається тільки по відкритих (активних) порах гірських порід, *дійсна швидкість руху* підземних вод  $v_d$  становить:

$$v_d = \frac{Q}{Fn_a} \quad (6)$$

де  $n_a$  — активна пористість гірських порід.

Зіставляючи формули (3) і (6) знаходимо:

$$v_d = \frac{v}{n_a} \quad (7)$$

У зв'язку з тим, що ефективна пористість завжди становить частки одиниці, з формул (6, 7) випливає, що дійсна швидкість води в гірських породах завжди більша, ніж швидкість фільтрації.

Лінійний закон фільтрації діє при ламінарному виді руху води. Він має місце в осадових породах, а також магматичних та метаморфічних породах при невеликих розмірах тріщин. Якщо вода рухається по великих тріщинах або карстових каналах, швидкість її може збільшуватися, і тоді спостерігається відхилення від закону Дарсі (*ламінарний рух замінюється турбулентним*).

У гідравліці для визначення режиму руху води застосовується число Рейнольдса  $R_e$  :

$$R_e = \frac{v_d d}{\nu} \quad (8)$$

де:  $v_d$  – дійсна швидкість води;  $d$  – діаметр пор;  $\nu$  – кінематичний коефіцієнт в'язкості води, який є відношенням в'язкості води до її щільності.

Встановлено, що при  $R_e \leq 2300$  рух води ламінарний, а якщо більше, то турбулентний.

За Г. М. Каменським лінійний закон фільтрації можна застосувати для розв'язання практичних завдань при швидкостях руху води до 1000 м/добу.

Турбулентний рух підземних вод підпорядковується так званому квадратичному закону фільтрації. Він виражає залежність між напірним градієнтом і швидкістю фільтрації, або витратою потоку, при турбулентному режимі руху підземних вод. Його сформулювали незалежно один від одного А. Шезі і О.О. Краснопольський. Математично його можна записати так:

$$Q = k_k F \sqrt{I} \quad (9)$$

або

$$v = k_k \sqrt{I} \quad (10)$$

де:  $k_k$  – коефіцієнт фільтрації за Краснопольським.

Оскільки за цими залежностями напірний градієнт прямо пропорційний квадрату швидкості фільтрації, закон прийняв назву квадратичного закону фільтрації або нелінійного.

У деяких потоках підземних вод на різних ділянках незалежно існують ламінарний і турбулентний режим фільтрації. Це буває, наприклад, в умовах руху води у тріщинуватих породах, де вузькі тріщини перетинаються із широкими. У вузьких тріщинах буде ламінарна фільтрація, а в широких – турбулентна. Така фільтрація має назву *змішаної фільтрації*.



За Смрекером, при змішаній фільтрації існує степенева залежність між швидкістю та напірним градієнтом:

$$Q = k_{\text{см}} F^m \sqrt{I} \quad (11)$$

або

$$v = k_{\text{см}}^m \sqrt{I} \quad (12)$$

де:  $k_{\text{см}}$  - коефіцієнт фільтрації за Смрекером; показник  $m$  – параметр, який змінюється від 1 до 2.

Якщо  $m = 1$ , то формули (11, 12) перетворюються у формули Дарсі (2, 3); а якщо  $m = 2$ , то вони перетворюються у формулу Шезі – Краснопольського (9, 10); при змішаній фільтрації –  $1 < m < 2$ .

Для вивчення змішаної фільтрації часто застосовується формула Проні:

$$I = av + bv^2 \quad (13)$$

де  $a$  і  $b$  – параметри, які залежать від розмірів частинок ґрунту і в'язкості води.

За малих значень швидкості фільтрації другий член у правій частині рівняння (13) є невеликим, їм зневажають і переходять до рівняння  $I = av$ , тобто до закону Дарсі.

За великій швидкості фільтрації другий член у рівнянні (13) перевищує перший член, і тоді, нехтуючи ним, отримаємо:  $I = bv^2$ , тобто формулу Шезі – Краснопольського.

Таким чином, формула Проні визначає загальні закономірності фільтрації підземних вод через пористе середовище. Формула Проні має більшу перевагу порівняно з формулою Смрекера, оскільки  $a$  і  $b$  не залежать від гідродинамічних елементів руху  $v$  і  $l$ .

Як було вже сказано, у гідродинамічних розрахунках використовується поняття швидкості фільтрації, яка є фіктивною і відрізняється від дійсної швидкості руху підземних вод.

### Ориентировочные значения коэффициентов фильтрации ( $K_f$ )

Породы, отложения	$K_f$ , м/сут	Породы, отложения	$K_f$ , м/сут
Галечник крупный, чистый, без заполнителя; закарстованные породы с кавернами и полостями	$>500$	Скальные с волосистой трещиноватостью	0,01—0,001
Галечник чистый	200—500	Пески моренные	0,1—1
Гравий чистый	100—200	Супеси моренные	0,01—0,1
Гравийный грунт с песчаным заполнителем	50—150	Лёссы	0,25—0,50
Пески гравелистые	50—100	Супеси	0,10—0,70
Пески крупнозернистые	20—75	<u>Суглинки легкие</u>	0,05—0,10
<u>Пески среднезернистые</u>	5—20	<u>Суглинки тяжелые</u>	0,05—0,005
<u>Пески мелкозернистые</u>	1—5	<u>Глины</u>	$<0,001$
<u>Пески пылеватые</u>	0,5—1	Торф малоразложившийся	1—4,5
<u>Скальные сильнотрещиноватые</u>	70—150	Торф среднеразложившийся	0,15—1
Скальные среднетрещиноватые	20—60	Торф сильноразложившийся	0,01—0,15
		Илы	0,0003—0,07

## *Тема 2*

# **Полюві визначення напрямку і дійсної швидкості руху підземних вод**

Визначення дійсної швидкості руху води у водоносному горизонті проводиться дослідним шляхом за допомогою індикаторів-барвників (*колориметричний спосіб*) або розчинів різних солей (*електролітичний спосіб*).

Для визначення дійсної швидкості бурять дві свердловини до потрібного водоносного горизонту. Свердловини розміщують у напрямку потоку. Відстань між ними залежить від фільтраційних властивостей водовмісної породи і приймається в межах 0,5-1,5 м для суглинків, 5-15 м – для гравелистих пісків, 50 м і більше – для закарстованих порід.

Проводити дослід з визначення швидкості підземних вод можна тільки в тому випадку, коли відомий напрям руху підземного потоку.

Якщо є надійна карта гідроізопіс або гідроізоп'єз, то спеціальні бурові роботи для визначення напрямку потоку не проводять. Інакше треба спочатку спорудити три свердловини та скласти на ділянці, яка нас цікавить, карту гідроізопіс (гідроізоп'єз).

*Колориметричний метод* ґрунтується на використанні барвників, які надають воді інтенсивного забарвлення (частіше – флуоресцеїн). Забарвлюючу речовину у вигляді розчину вводять у воду пускової свердловини (верхню за напрямком потоку підземних вод). Із другої свердловини періодично відбирають проби води і порівнюють її колір з еталонним розчином. Часом проходження розчину вважають час від моменту запуску барвника до моменту найбільш інтенсивного забарвлення води у другій свердловині. Знаючи відстань  $L$  між свердловинами і час  $t$ , за який індикатор разом із водою пройшов шлях між ними, дійсна швидкість руху визначається за формулою:

$$v_{\text{д}} = \frac{L}{t} \quad (14)$$



*Електролітичний метод* визначення швидкості руху підземних вод ґрунтується на збільшенні електропровідності води при збільшенні концентрації розчинених у ній солей. В якості індикатору звичайно використовують хлористий амоній, який вводять у пускову свердловину (рис. 4). Обидві свердловини підключають до електричного кола.

Заміри часу ведуться по зміні сили струму в колі від моменту запуску електроліту до моменту найбільшої величини струму. Швидкість руху підземних вод визначається за формулою (14).

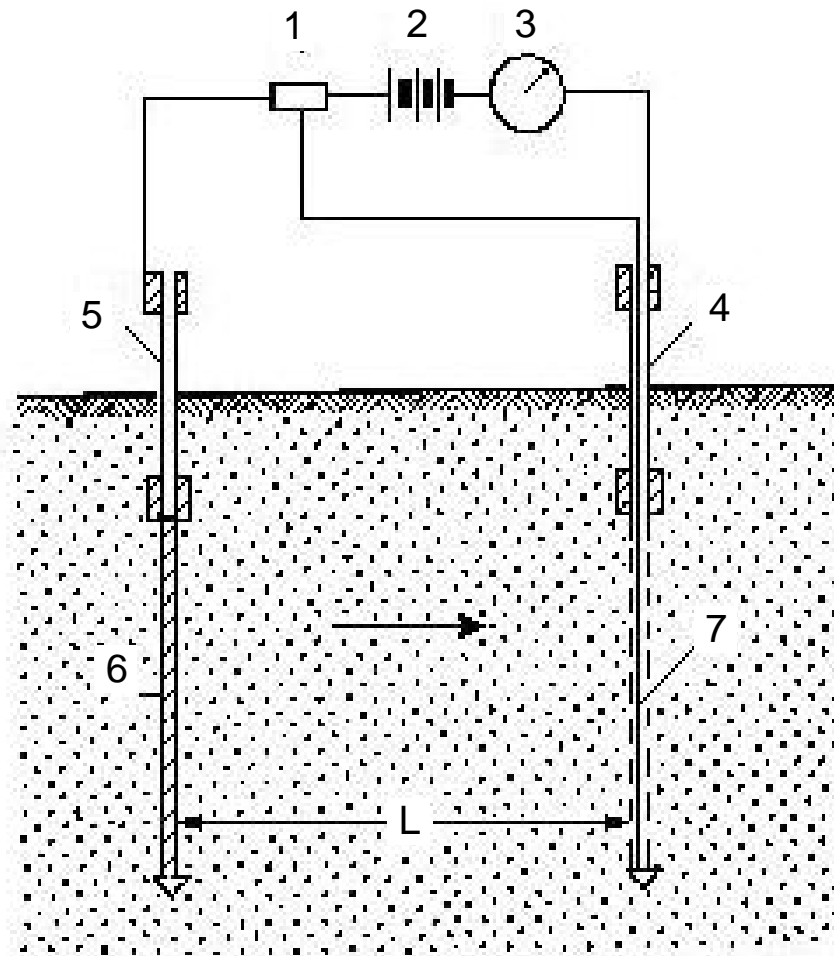


Рис. 4. Схема установки для визначення дійсної швидкості руху підземних вод:

$L$  – відстань між свердловинами; 1 – реостат; 2 – батарея; 3 – міліамперметр;  
 4 – спостережна свердловина; 5 – пускова свердловина; 6 – фільтр; 7 – електрод

# **Визначення витрати потоку підземних вод**

Якщо водоносна товща має один і той же літологічний склад і відносно однаковий коефіцієнт фільтрації, вона називається *однорідною*.

Рух підземних вод у водоносних горизонтах завжди тією чи іншою мірою є неусталеним. Однак, коли умови живлення та розвантаження підземних вод дуже мало змінюються в часі, то рух підземних вод можна розглядати як усталений, тобто практично незмінний у часі.

Під час вивчення руху підземних вод звичайно виникають завдання:

- 1) визначення витрати потоку підземних вод;
- 2) побудова депресійної кривої (для безнапірних водоносних горизонтів) або п'єзометричної кривої (для напірних водоносних горизонтів).

У подальшому розгляд розрахунків наведено стосовно однорідного усталеного руху потоку підземних вод.

## *Тема 3*

**Усталений (стаціонарний) рух підземних вод в  
однорідних водоносних горизонтах**

**Визначення витрати  
рівномірного потоку підземних вод**

Фільтрація називається *рівномірною*, якщо по мірі руху підземних вод швидкість і витрата потоку не змінюються. Такий вид руху зустрічається в місцях, де водоносні горизонти не мають живлення і де відсутнє розвантаження. Рух підземних вод тут має транзитний характер.

У *безнапірних водоносних горизонтах* такий рух спостерігається за умови, що дзеркало підземних вод паралельне нижньому водотриву (рис. 5).

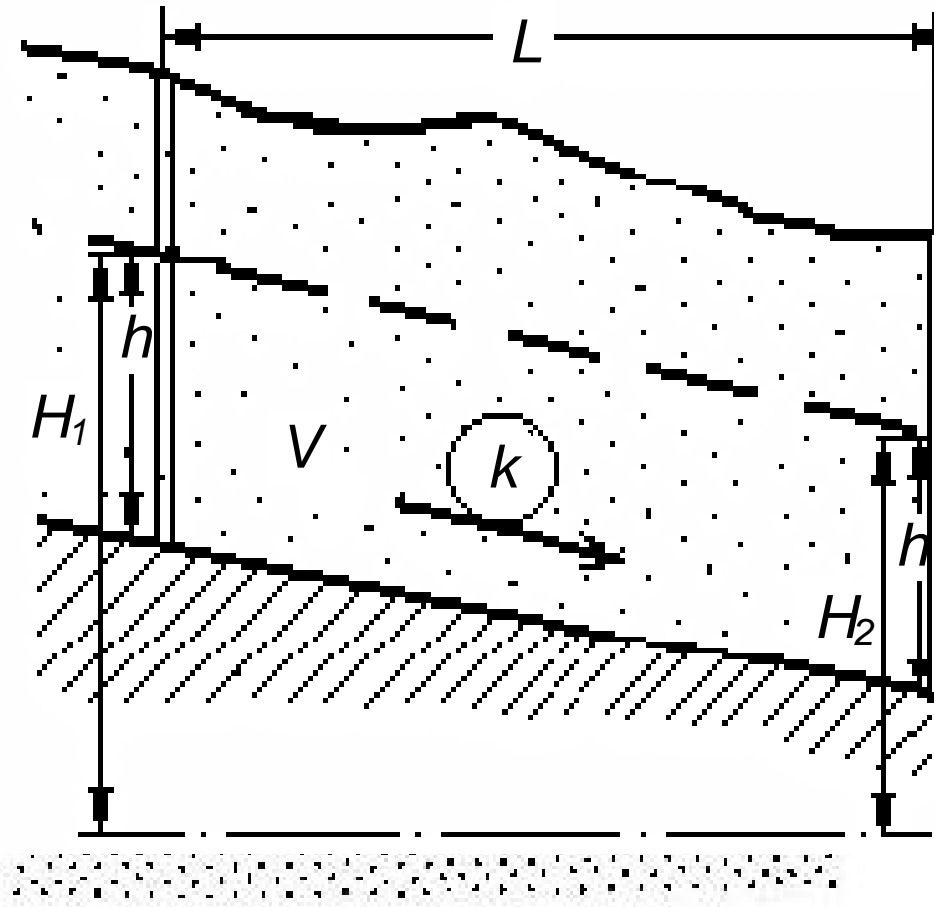


Рис. 5. Схема рівномірного безнапірного потоку:

$H_1$  і  $H_2$  – позначки рівня підземних вод у свердловинах;

$h$  – товщина водоносного горизонту;  $V$  – швидкість потоку;  $k$  – коефіцієнт фільтрації



За формулою Дарсі:

$$Q = kFI \quad (15)$$

де:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (16)$$

$$F = hb \quad (17)$$

де :  $b$  – ширина потоку.

Витрата потоку підземних вод, виходячи з (15), дорівнюватиме:

$$Q = khb \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (18)$$

Якщо ширину потоку  $b$  прийняти такою, що дорівнює 1 м, отримаємо залежність для визначення одиничної витрати потоку (витрата потоку, ширина якого дорівнює 1 м):

$$q = kh \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (19)$$

або

$$q = khI \quad (20)$$

Знаючи величину одиночної витрати  $q$ , легко знайти загальну витрату потоку за формулою:

$$Q = qb \quad (21)$$

У напірних водоносних горизонтах рівномірна фільтрація спостерігається, якщо по мірі руху води спостерігається постійність товщини і напірного градієнту потоку (рис. 6).

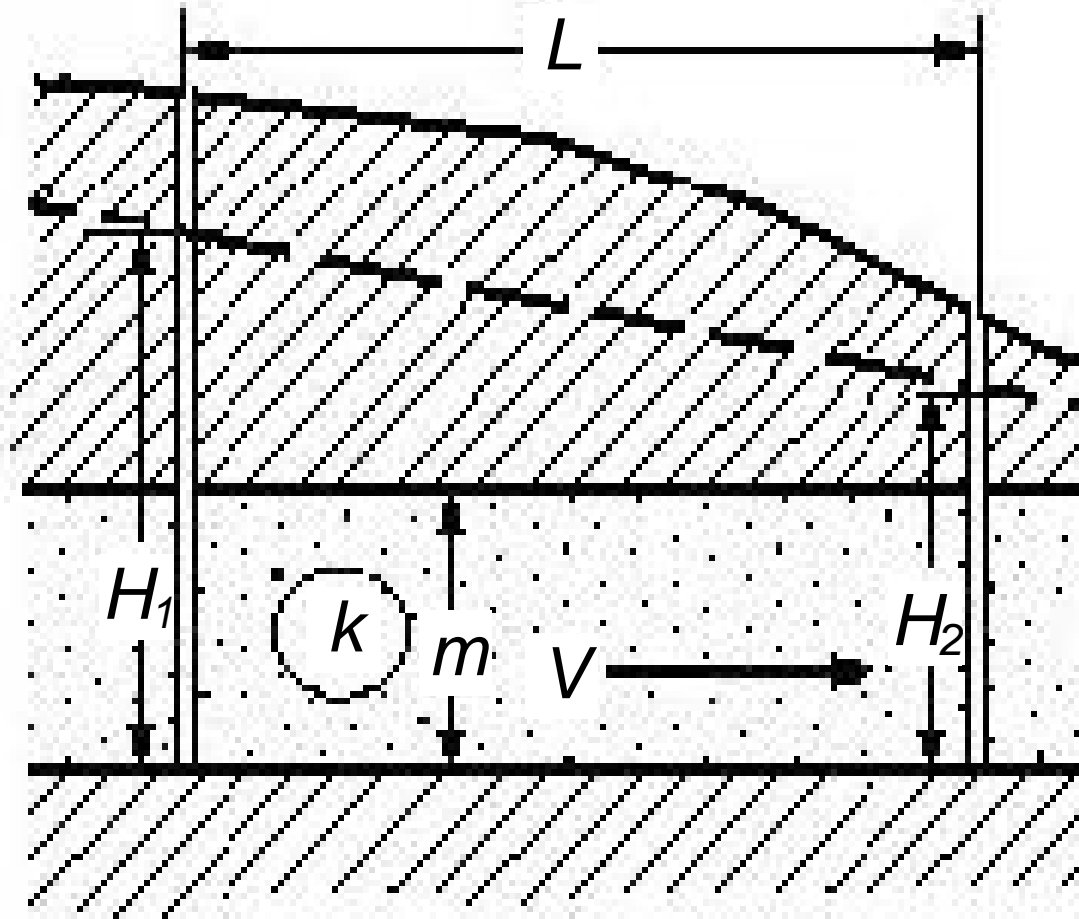


Рис. 6. Схема рівномірного напірного потоку:

$H_1$  і  $H_2$  – позначки п'єзометричного рівня підземних вод у свердловинах;  
 $m$  – товщина водоносного горизонту;  $V$  – швидкість потоку;  $k$  – коефіцієнт фільтрації

Витрата потоку за формулою Дарсі дорівнюватиме:

$$Q = ktb \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (22)$$

а одинична витрата потоку:

$$q = km \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (23)$$

або

$$q = kmI \quad (24)$$

У вертикальному розрізі рівномірного потоку поверхня води має вигляд прямої лінії. Для побудови ліній рівня підземних вод (безнапірних і напірних) в умовах рівномірної фільтрації достатньо відміток рівня у двох точках, розташованих у напрямку руху.

**Визначення  
витрати нерівномірного потоку підземних  
вод**

Нерівномірна фільтрація спостерігається, якщо по мірі руху підземних вод змінюється швидкість фільтрації та витрата потоку. Витрата потоку підземних вод за напрямком руху може змінюватися внаслідок живлення шляхом інфільтрації атмосферних опадів (у ґрунтових водоносних горизонтах), або перетікання з інших горизонтів. У вертикальному розрізі нерівномірного потоку за течією поверхня води має вигляд кривої лінії, яка називається *кривою депресії*.

У *безнапірному водоносному горизонті* (рис. 7) в напрямку руху води змінюються товщина і напірний градієнт (ухил поверхні).

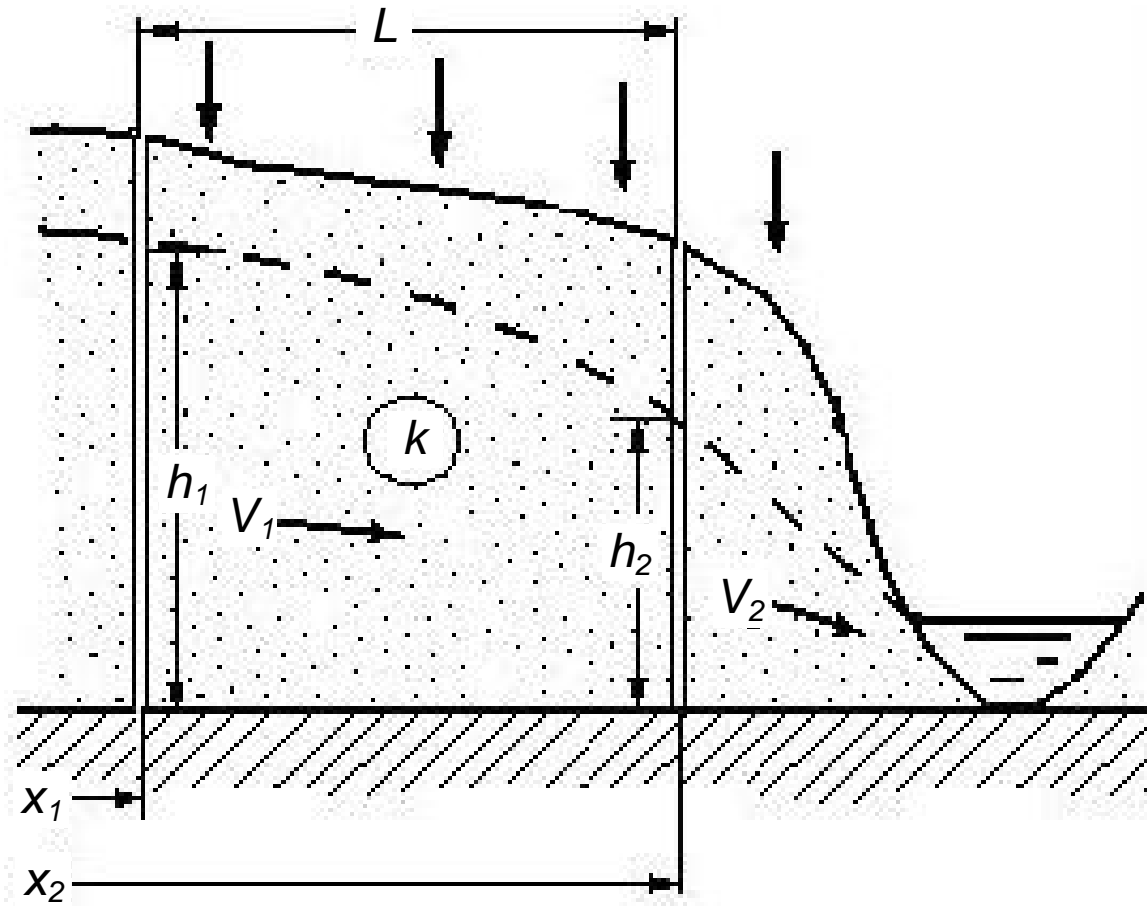


Рис. 7. Схема нерівномірного безнапірного потоку:

$h_1$  і  $h_2$  – товщина горизонту в 1-й та 2-й свердловинах,

$x_1$  і  $x_2$  – координати свердловин по осі  $x$



Величина  $I$  змінюється по осі  $x$  нерівномірно. Значення її можна виразити формулою:

$$I = - \frac{dh}{dx} \quad (25)$$

Знак "  $-$  " у формулі (25) показує, що в напрямку руху підземних вод гідродинамічний напір зменшується.

Користуючись формулою (19), одиничну витрату нерівномірного потоку можна записати у вигляді:

$$q = -kh \frac{dh}{dx} \quad (26)$$

Розділивши перемінні, отримаємо:

$$q dx = -k h dh \quad (27)$$

Проінтегруємо це рівняння:

$$q \int_{x_1}^{x_2} dx = k \int_{h_1}^{h_2} -h dh \quad (28)$$

Результатом рішення рівняння (27) буде:

$$q(x_2 - x_1) = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2} \quad (29)$$

Звідси:

$$q = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2(x_2 - x_1)} = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} \quad (30)$$

При розкладанні різниці квадратів на добуток суми і різниці отримаємо:

$$q = k \frac{h_1 - h_2}{L} * \frac{h_1 + h_2}{2} \quad (31)$$

Оскільки  $\frac{h_1 - h_2}{L} = I_{\text{сер}}$ ;  $\frac{h_1 + h_2}{2} = h_{\text{сер}}$ ,

рівняння (31) можна привести до рівняння Дарсі:

$$q = k h_{\text{сер}} I_{\text{сер}} \quad (32)$$

Для умов *напірної нерівномірної фільтрації* витрата потоку визначається таким же чином (рис. 8).

Перемінний напірний градієнт по осі  $x$  можна записати у вигляді:

$$I = - \frac{dH}{dx} \quad (33)$$

Підставивши (33) у залежність (24), отримаємо:

$$q = -km \frac{dH}{dx} \quad (34)$$

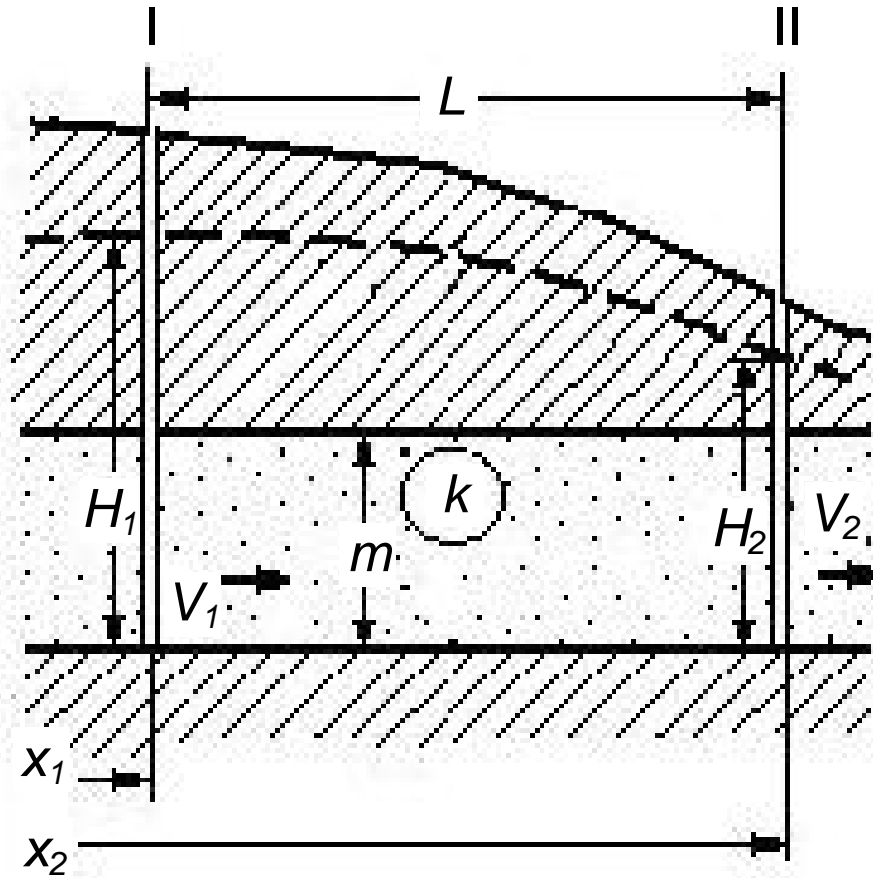


Рис. 8. Схема нерівномірного напірного потоку:

$H_1$  і  $H_2$  – відмітки п'єзометричного рівня у свердловинах I і II,

інші позначення такі ж, як на рис. 6

Поділивши перемінні, отримаємо:

$$q dx = -k m dH \quad (35)$$

Проінтегруємо вираз (35) у межах перетинів I і II:

$$q \int_{x_1}^{x_2} dx = k m \int_{H_1}^{H_2} -dH \quad (36)$$

$$q = k m \frac{H_1 - H_2}{x_1 - x_2} \quad (37)$$

$$q = k m \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (38)$$

Знаючи одиничну витрату  $q$  можна визначити загальну витрату потоку шириною  $b$  за формулою (21).

# **Побудування кривих депресії потоку підземних вод**

Побудування кривої депресії потоку зводиться до визначення положення рівня води в перетинах, розташованих у проміжку між двома перетинами з відомими положеннями рівнів.

Для *грунтового нерівномірного потоку* при горизонтальному нижньому водотриві необхідно знати товщину горизонту у двох перетинах ( $h_1$  і  $h_2$ ) і відстань між ними ( $L$ ).

Товщина горизонту у проміжному перетині, що відстоїть від 2-го перетину на відстані  $x$  (рис. 9), розраховується, виходячи з формули Дарсі.



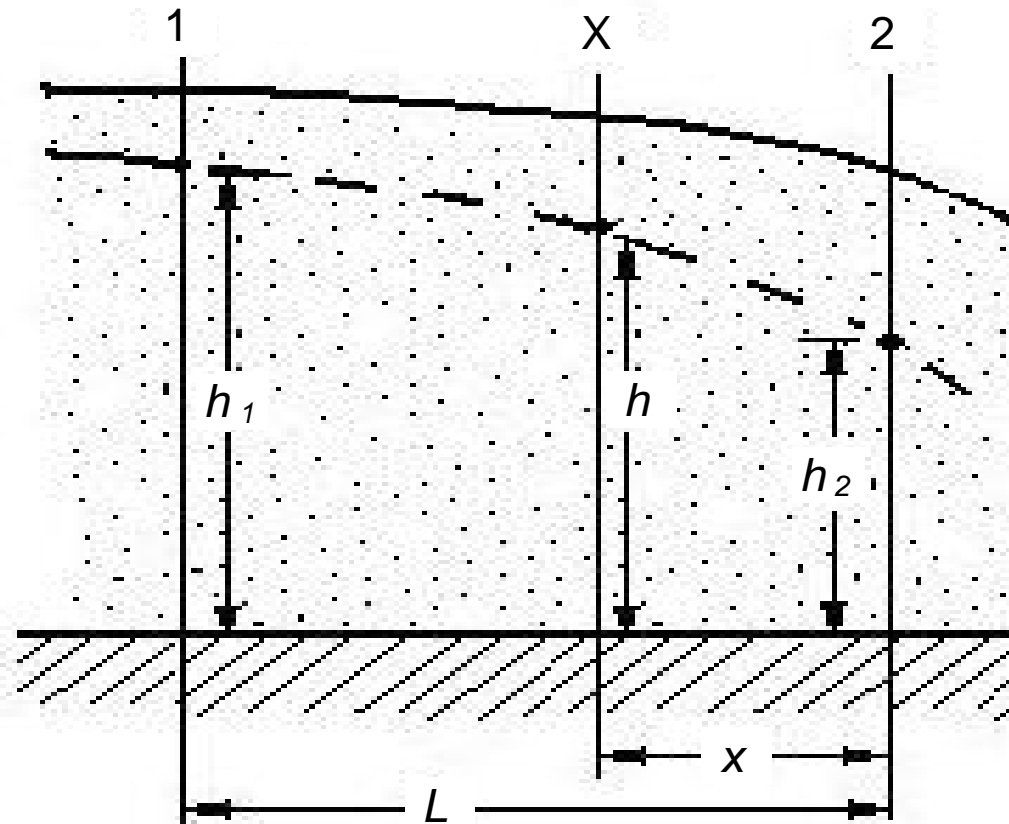


Рис. 9. Схема для визначення третьої точки кривої депресії ґрунтового нерівномірного потоку:

$L$  – відстань між перетинами;  $x$  – відстань між перетином 2 та X;  $h_1$ ,  $h_2$  і  $h$  – товщина горизонту в 1, 2 та X перетинах

Між перетинами 1 і 2 одинична витрата за формулою (30) дорівнюватиме:

$$q = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} \quad (39)$$

Звідси:

$$\frac{2q}{k} = \frac{h_1^2 - h_2^2}{L} \quad (40)$$

Одинична витрата відносно перетинів X і 2 з товщиною горизонту  $h$  і  $h_2$  :

$$q = k \frac{h^2 - h_2^2}{2x}; \quad \frac{2q}{k} = \frac{h^2 - h_2^2}{x} \quad (41)$$

Оскільки величини  $q$  і  $k$  постійні, можна прирівняти праві частини залежностей (40) і (41):

$$\frac{h^2 - h_2^2}{x} = \frac{h_1^2 - h_2^2}{L} \quad (42)$$

Звідси:

$$h^2 = h_2^2 + \frac{x}{L}(h_1^2 - h_2^2) \quad (43)$$

$$h = \sqrt{h_2^2 + \frac{x}{L}(h_1^2 - h_2^2)} \quad (44)$$

Задаючи різні значення  $x$ , можна визначити за формулою (44) значення  $h$  у різних перетинах потоку і, з'єднавши отримані точки, побудувати криву депресії.

Для побудовання кривої депресії *напірного нерівномірного потоку* необхідно знати відмітки п'єзометричних рівнів у двох перетинах 1 і 2 з відстанню  $L$  між ними (рис. 10). Визначимо відмітку рівня  $H$  у перетині, що знаходиться на відстані  $x$  від перетину 2.

Відповідно до перетинів 1 і 2, одинична витрата потоку розраховується за формулою (23). З неї випливає:

$$\frac{q}{km} = \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (45)$$

Відповідно до перетинів  $x$  і 2:

$$\frac{q}{km} = \frac{H - H_2}{L} \quad (46)$$

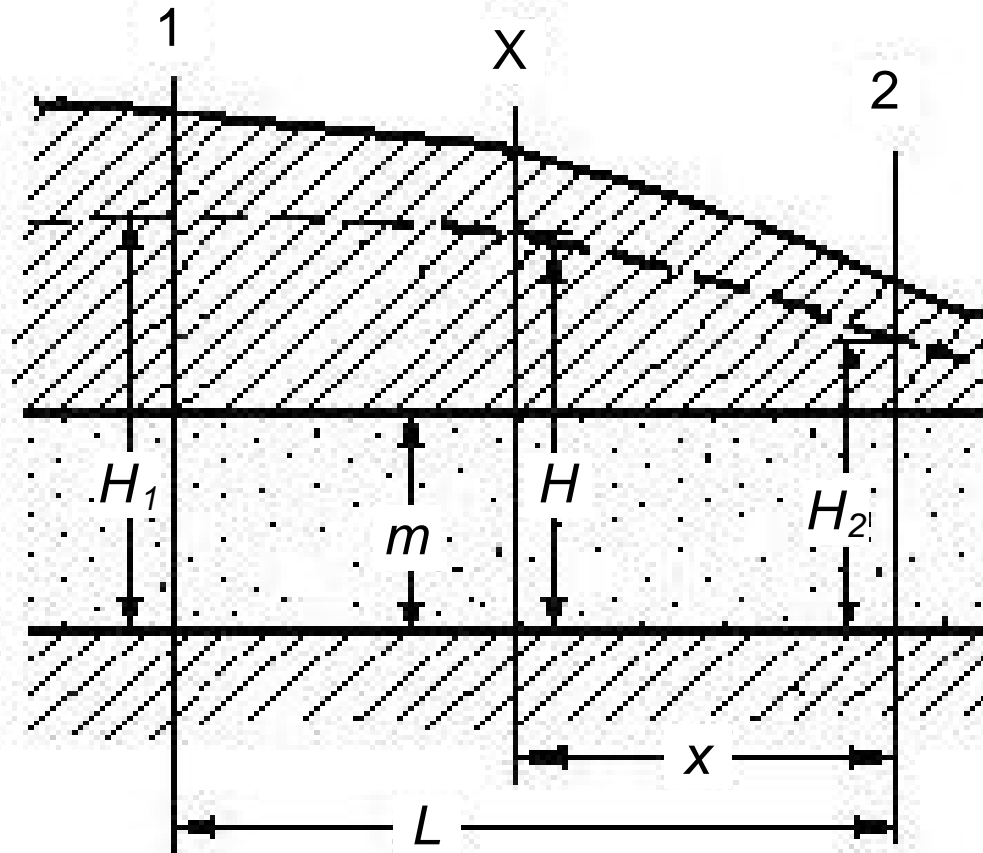


Рис. 10. Схема для визначення третьої точки кривої депресії напірного нерівномірного потоку:

$L$  – відстань між перетинами;  $x$  – відстань між перетином 2 та X;  $H_1$ ,  $H_2$  і  $H$  – відмітки п'єзометричного рівня горизонту в 1, 2 та X перетинах

Прирівнявши праві частини (45) і (46), отримаємо:

$$H - H_2 = \frac{x}{L} (H_1 - H_2) \quad (47)$$

і нарешті:

$$H = H_2 + \frac{x}{L} (H_1 - H_2) \quad (48)$$

Задаючи різні величини  $x$  у формулу (48), можна визначити положення різних точок кривої депресії та побудувати її.

## *Тема 4*

**Усталений (стаціонарний) рух підземних вод в  
неоднорідних водоносних горизонтах**

**Визначення витрати нерівномірного потоку  
підземних вод у неоднорідних водоносних  
горизонтах**

У природних умовах звичайно поширені *неоднорідні* за фільтраційними властивостями водоносні горизонти.

Розглядаючи велику різноманітність умов залягання шарів гірських порід, Г. М. Каменський виділив три найбільш розповсюджені випадки неоднорідності водоносних горизонтів:

а) двошаровий водоносний горизонт (нижній шар більшої проникності);

б) горизонти складної будови із пластами різної проникності;

в) горизонти з різкою зміною водопроникних порід у горизонтальному напрямку.



*Двошаровий водоносний горизонт* розглядається з такими умовами: верхній шар (меншої проникності) вміщує ґрунтові води, нижній, з більшою водопроникністю, розглядається як напірний (рис. 11).

Загальна витрата горизонту буде дорівнювати сумі витрат двох пластів:

$$q = -k_1 m \frac{dH}{dx} - k_2 h \frac{dh}{dx} \quad (49)$$

Розділивши перемінні, отримаємо:

$$q dx = -k_1 m dH - k_2 h dh \quad (50)$$

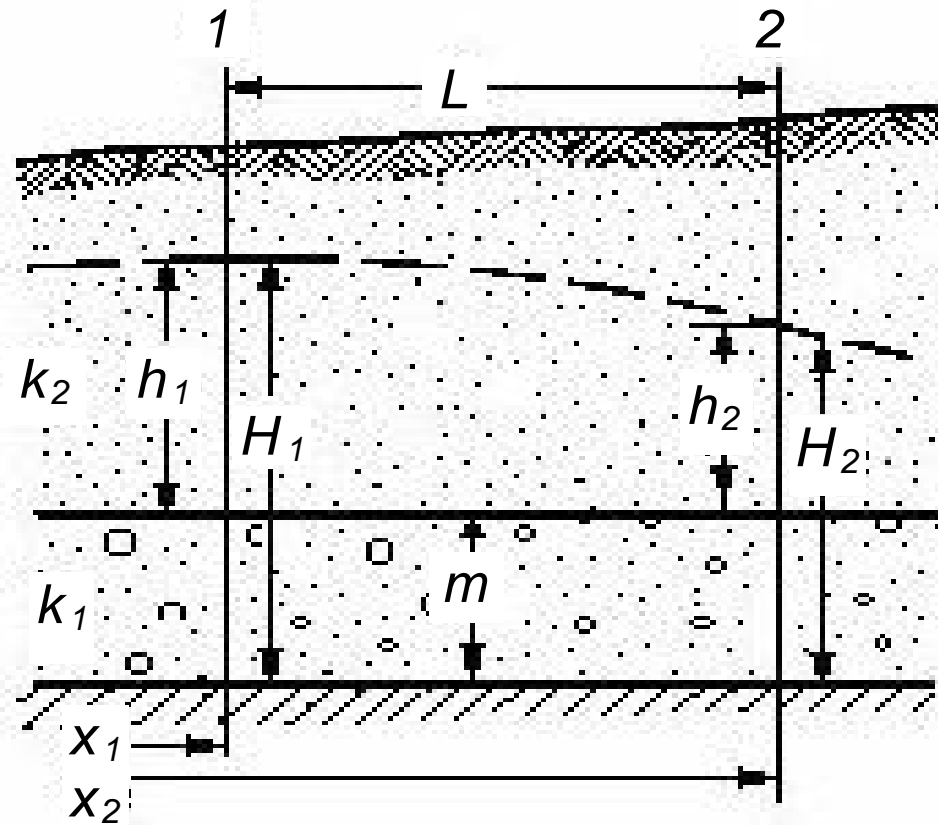


Рис. 11. Схема до розрахунку витрати підземних вод у двошаровому пласті:

$m$  – товщина напірного горизонту;  $L$  – відстань між перетинами;  $x_1$  – координата перерізу 1;  $x_2$  – координата перерізу 2;  $H_1$  і  $H_2$  – відмітки п'єзометричного рівня горизонту в 1 та 2 перерізах;  $h_1$  і  $h_2$  – відмітки рівня ґрунтових вод горизонту в 1 та 2 перерізах

Проінтегруємо вираз (50):

$$q \int_{x_1}^{x_2} dx = k_1 m \int_{H_1}^{H_2} -dH + k_2 \int_{h_1}^{h_2} -hdh \quad (51)$$

і отримаємо:

$$q(x_2 - x_1) = k_1 m(H_1 - H_2) + k_2 \frac{h_1^2 - h_2^2}{2} \quad (52)$$

$$q = \frac{k_1 m(H_1 - H_2) + k_2 \frac{h_1^2 - h_2^2}{2}}{L} \quad (53)$$

В багат шаровому водоносному горизонті витрату рівномірного потоку можна визначити за сумою витрат потоків у кожному шарі (рис. 12).

$$q = q_1 + q_2 + \dots + q_n \quad (54)$$

$$q_1 = k_1 h_1 I; q_2 = k_2 h_2 I; \dots; q_n = k_n h_n I \quad (55)$$

$$q = k_1 h_1 I + k_2 h_2 I + \dots + k_n h_n I \quad (56)$$

Разом із тим, формулу для визначення одиничної витрати загального потоку можна записати і так:

$$q = k_{\text{сер}} h I \quad (57)$$

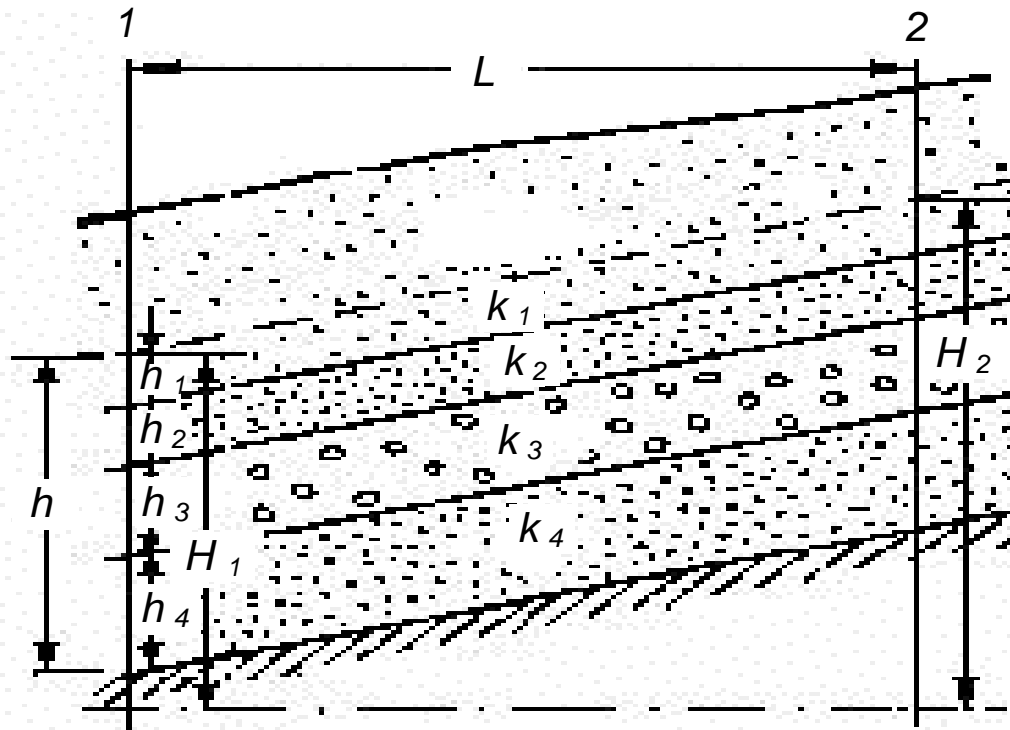


Рис. 12. Схема до розрахунку витрати потоку підземних вод у багатошаровому пласті:

$L$  – відстань між перерізами;  $h$  – сумарна товщина пласту, яка дорівнює

$h_1+h_2+h_3+h_n$ ;  $k_1, k_2, k_3, k_n$  – коефіцієнти фільтрації в кожному пласті;

$H_1, H_2$  – рівень ґрунтових вод у перерізах 1 та 2

Тоді маємо:

$$k_{\text{сер}} h I = k_1 h_1 I + k_2 h_2 I + \dots + k_n h_n I \quad (58)$$

$$k_{\text{сер}} = \frac{k_1 h_1 + k_2 h_2 + \dots + k_n h_n}{h} \quad (59)$$

Підставивши  $k_{\text{сер}}$  у формулу Дарсі (1), отримаємо:

$$q = \frac{k_1 h_1 + k_2 h_2 + \dots + k_n h_n}{h} h I \quad (60)$$

$$q = (k_1 h_1 + k_2 h_2 + \dots + k_n h_n) \frac{H_2 - H_1}{L} \quad (61)$$

Загальна витрата рівномірного потоку, ширина якого становить  $b$ , дорівнюватиме:

$$Q = \left[ (k_1 h_1 + k_2 h_2 + \dots + k_n h_n) \frac{H_2 - H_1}{L} \right] b \quad (62)$$

У горизонтах з різкою зміною водопроникних порід у горизонтальному напрямку витрата нерівномірного потоку визначаються таким чином (рис. 13). На рисунку наведено схему руху підземних вод у горизонтальному пласті корінних порід, який має контакт з алювіальною терасою.

За формулою Дюпюї витрата потоку між перетинами 1 і 3 дорівнюватиме:

$$q = k_1 \frac{h_1^2 - h_3^2}{2L_1} \quad (63)$$

Звідси:

$$h_1^2 - h_3^2 = \frac{q2L_1}{k_1} \quad (64)$$

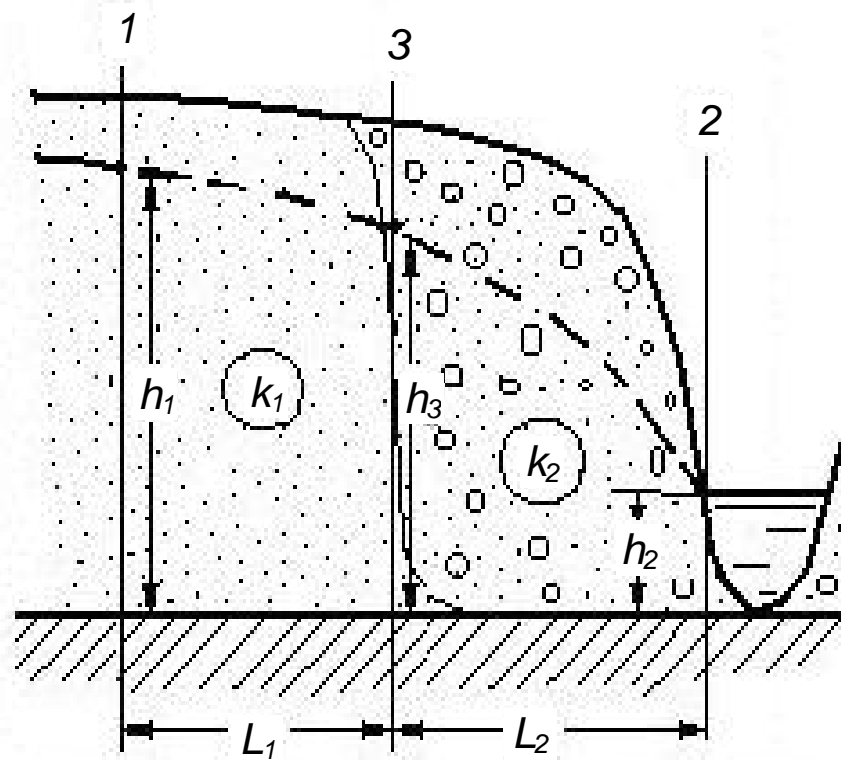


Рис. 13. Схема до розрахунку витрати потоку підземних вод при різкій зміні водопроникності пласта у напрямку руху:

$L_1$  – відстань між перерізами 1 та 3;  $L_2$  – відстань між перерізами 2 та 3;  $k_1, k_2$  – коефіцієнти фільтрації в кожному пласті;  $h_1, h_2, h_3$  – рівень ґрунтових вод у перерізах 1, 2 та 3



Для потоку відносно перетинів 3 і 2 витрата дорівнює:

$$q = k_2 \frac{h_3^2 - h_2^2}{2L_2} \quad (65)$$

Звідси:

$$h_3^2 - h_2^2 = \frac{q2L_2}{k_2} \quad (66)$$

Склавши рівняння (64) і (66), отримаємо:

$$h_1^2 - h_2^2 = q \left( \frac{2L_1}{k_1} + \frac{2L_2}{k_2} \right) \quad (67)$$

Звідси:

$$q = \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 \left( \frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} \right)} \quad (68)$$

## *Тема 5*

# **Розрахунок припливу підземних вод до водозабірних споруд**

Для водопостачання та інших потреб підземні води можуть видобуватися за допомогою спеціальних інженерних споруд, які називаються водозабірними. За особливостями розкриття водоносних горизонтів вони поділяються на вертикальні та горизонтальні.

До вертикальних водозаборів належать бурові свердловини, шахтні колодязі; до горизонтальних — каптажні галереї, канали, трубчасті дрени, кяризи тощо.

Залежно від того, які водоносні горизонти розкриваються – ґрунтові чи напірні, водозабірні споруди поділяються на ґрунтові та артезіанські.

Розрізняють досконалі і недосконалі гірничі виробки. Під *досконалыми* розуміються виробки, які розкривають водоносний пласт на всю його товщину (рис. 14). Вода в такі виробки надходить через стінки в інтервалі, що відповідає товщині напірного (а) та ґрунтового пласта біля свердловини (б).

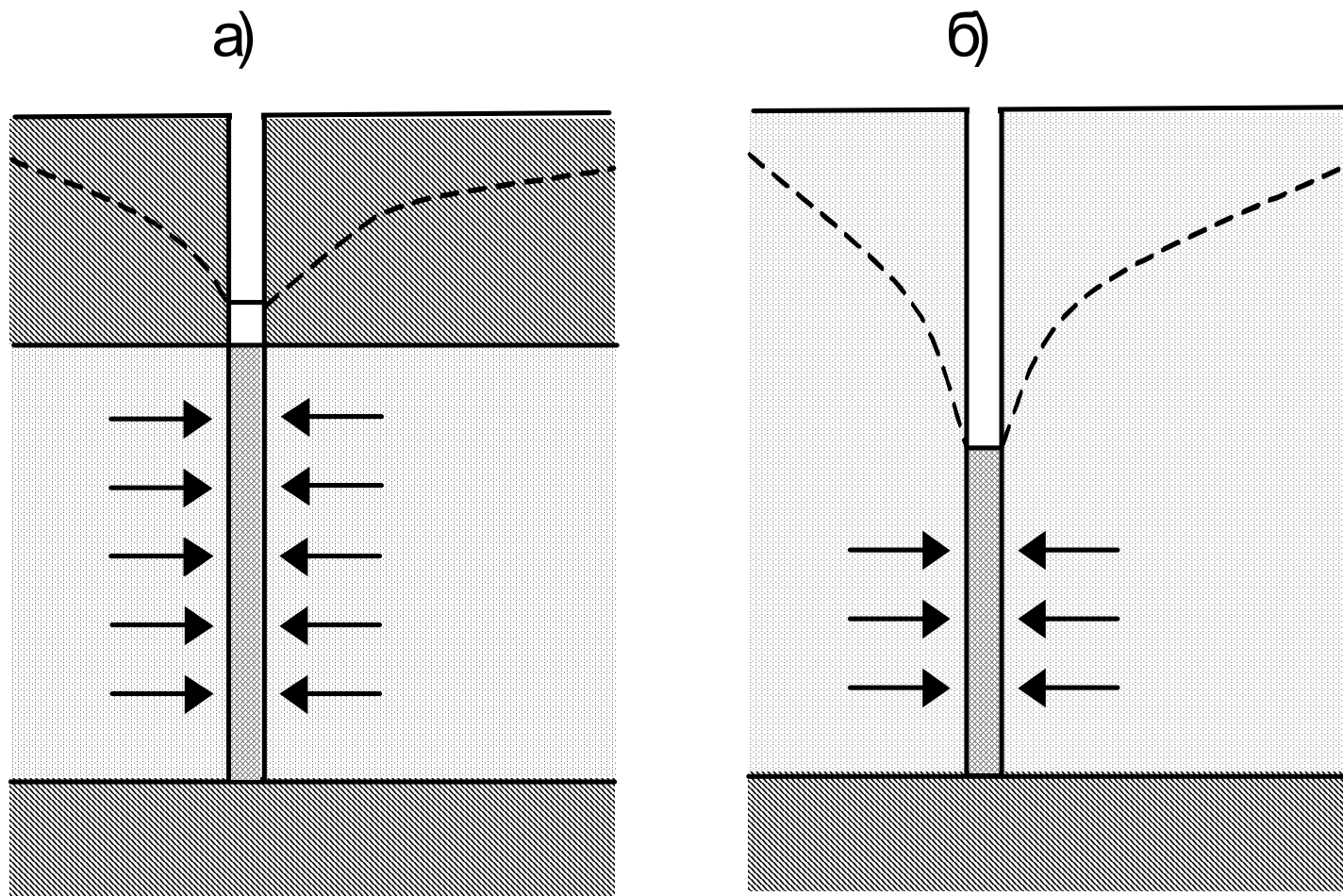


Рис. 14. Досконалі свердловини:  
а – напірний, б – безнапірний пласт

*Недосконалыми* виробками називаються такі, в які вода надходить в інтервалі, що менший за товщину водоносного пласта.

Розрізняють два види недосконалих вертикальних гірничих виробок (свердловин, колодязів): 1) артезіанські з повністю затопленим фільтром, який може бути розташованим у різних частинах водоносного горизонту (рис. 15.1) – біля покрівлі (а), всередині (б), біля підшови (в); 2) ґрунтові (рис. 15.2) – з великим заглибленням фільтру під рівень ґрунтових вод з різноманітним положенням фільтра у водоносному горизонті (а, б, в), і частково затоплені (г).

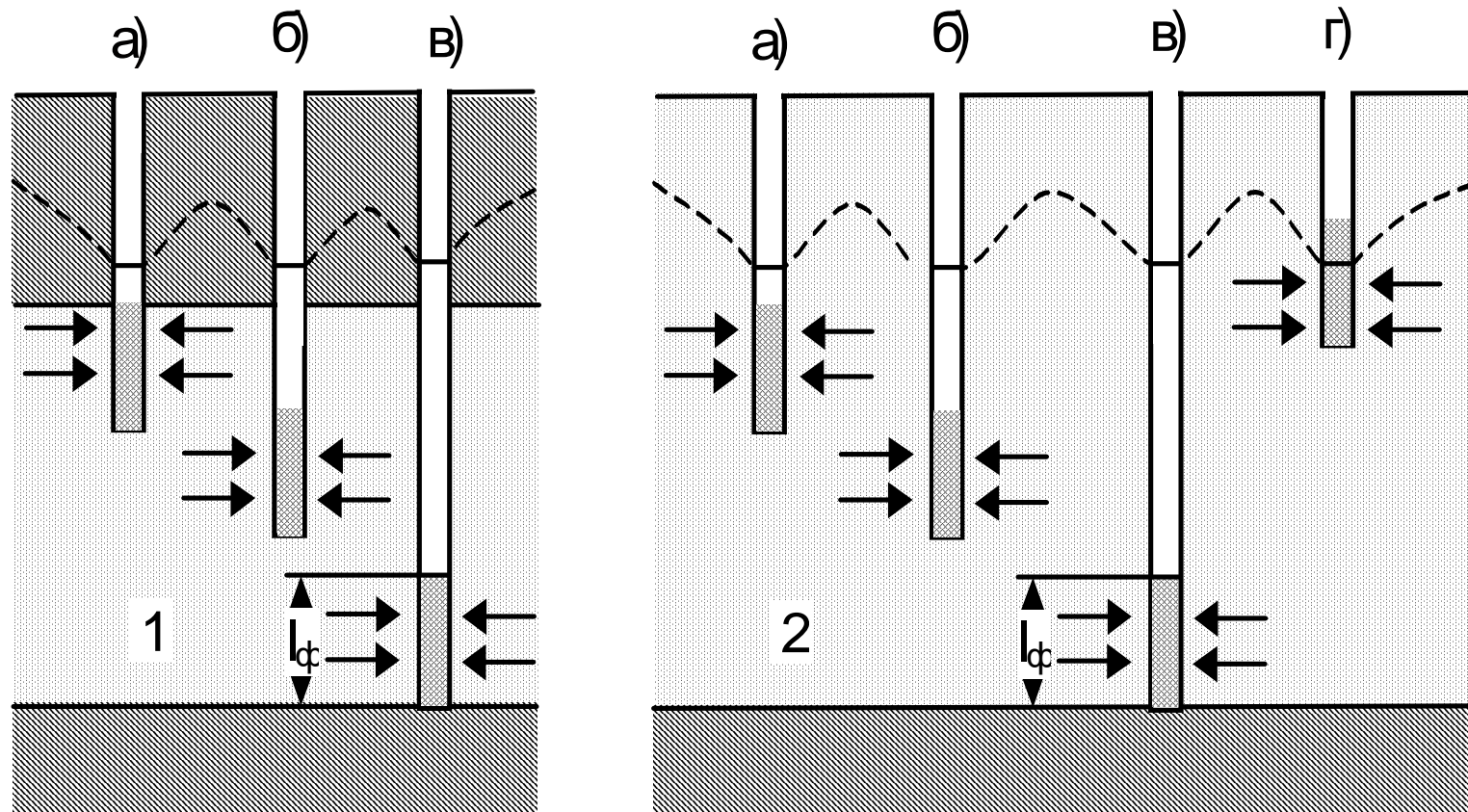


Рис. 15. Недосконалі артезіанські (1) та ґрунтові (2) свердловини. Фільтри розташовані:

а) біля покрівлі, б) всередині, в) біля підосви, г) частково затоплені

У недосконалі колодязі вода може надходити одночасно і через стінки, і через дно, чи тільки через дно, чи тільки через стінки, у досконалі свердловини – тільки через стінки.

Якщо із свердловини чи колодязя відкачувати воду, то рівень води в них починає знижуватися від початкового – *статичного* рівня. Рівень, який знижується, називається *динамічним* (рис. 16).



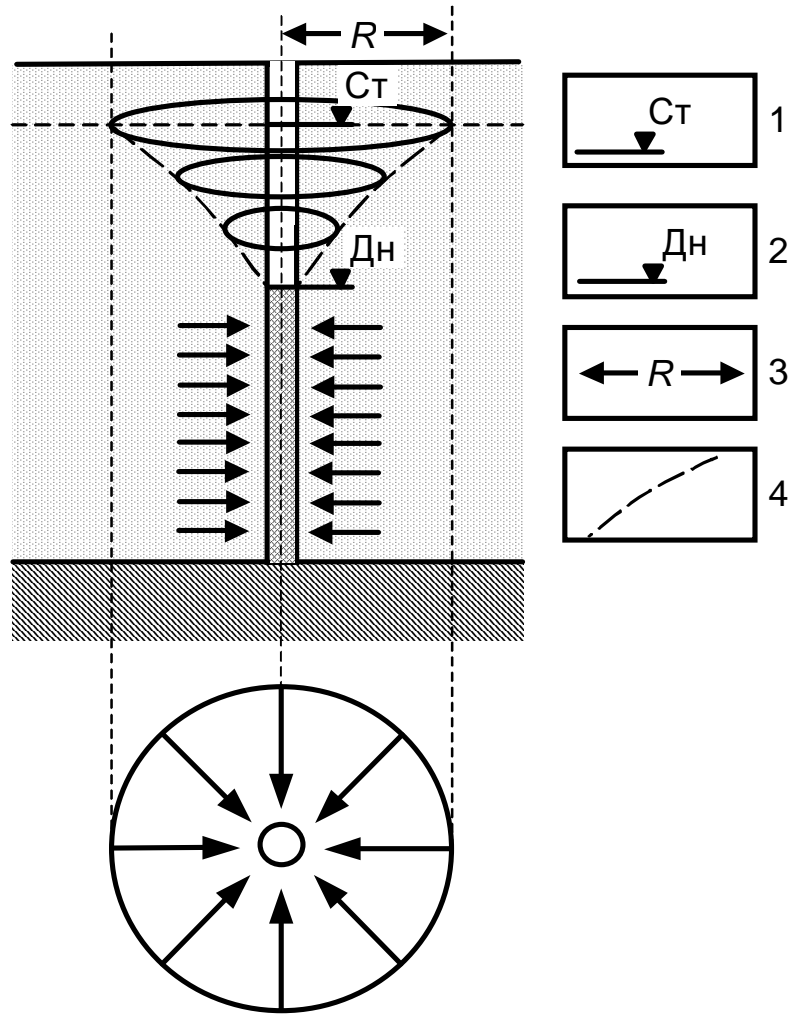


Рис. 16. Розріз і план воронки депресії під час руху води до свердловини:  
 1 – статичний рівень; 2 – динамічний рівень; 3 – радіус впливу; 4 – крива депресії

При довготривалій відкачці у водоносному горизонті навколо колодязя (свердловини) утворюється лійкоподібне зниження рівня підземних вод. Найбільше воно у колодязі. На деякій відстані від колодязя зниження настільки мале, що динамічний рівень зливається із статичним. Лійкоподібне зниження рівня підземних вод прийнято називати *воронкою депресії* (*депресійною воронкою*).

У вертикальному розрізі воронка депресії відображається у вигляді кривої лінії, яка зветься *кривою депресії (депресійною кривою)*. Відстань від осі колодязя до точки, де динамічний і статичний рівні зливаються, називається *радіусом впливу*.

В умовах усталеного руху положення воронки депресії постійне, а в умовах неусталеного руху – змінюється в часі.

Вперше теорію притоку води до колодязя розробив Дюпюї (1867 р.). При розрахунках припускається, що водопровідність пласта постійна, а нижній водотрив – горизонтальний. При цьому лінії току у плані мають вигляд радіусів, спрямованих до колодязя, а в розрізі – паралельних прямих (рис. 16).

# **Розрахунок притоку води до досконалого артезіанського колодязя**

Розрахунок притоку води до досконалого артезіанського колодязя (рис. 17) виконується, виходячи з формули Дарсі (1):

$$Q = kFI$$

Оскільки напір  $H$  змінюється по осі  $x$  відповідно до положення кривої депресії, перемінним є і напірний градієнт  $I$ , який можна записати у вигляді:

$$I = \frac{dH}{dx} \quad (69)$$

Площа поперечного перетину  $F$  дорівнює площі бічної поверхні циліндра з радіусом  $x$  і висотою  $m$ :

$$F = 2\pi x m \quad (70)$$

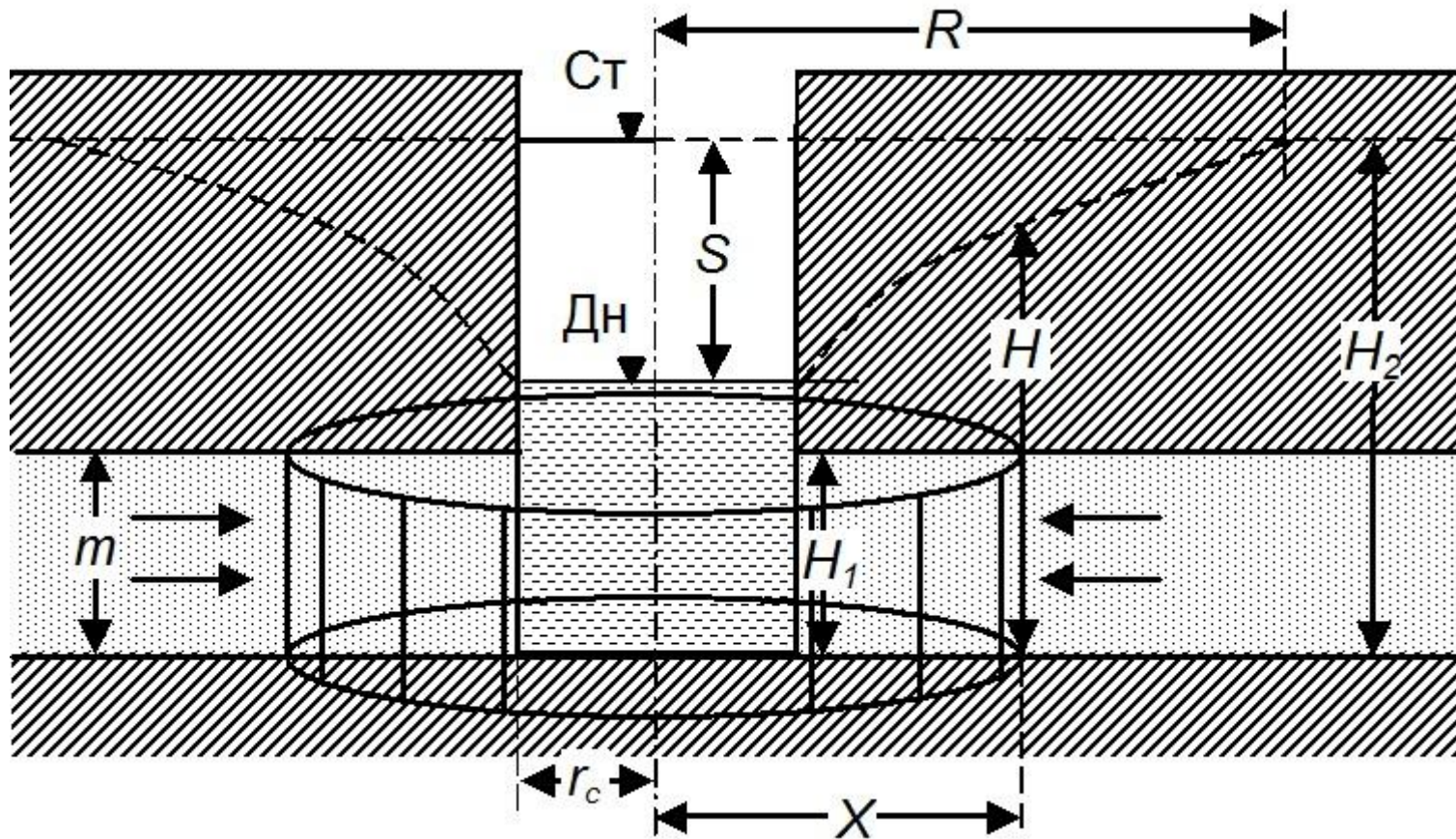


Рис. 17. Схема до розрахунку припливу води до досконалого артезіанського колодязя:

$m$  – товщина горизонту;  $r_c$  – радіус колодязя;  $x$  – відстань між центром колодязя та перетином  $x$ ;  $H_1$ ,  $H_2$ , і  $H$  – відмітки п'єзометричного рівня горизонту в колодязі, точці  $x$  та точці, де збігаються статичний та динамічні рівні, відповідно;  $S$  – пониження динамічного рівня в колодязі (глибина воронки депресії);  $R$  – радіус воронки депресії

Тоді формула Дарсі (1) прийме вигляд:

$$Q = 2\pi k x t \frac{dH}{dx} \quad (71)$$

Розділивши перемінні, отримаємо

$$Q \frac{dx}{x} = 2\pi k t dH \quad (72)$$

Проінтегрувавши це рівняння від перетину, де  $x = r_c$  і  $H = H_1$ , до перетину, де  $x = R$  і  $H = H_2$ , отримаємо:

$$Q \int_{r_c}^R \frac{dx}{x} = 2\pi k t \int_{H_1}^{H_2} dH \quad (73)$$

Звідси:

$$Q \ln \frac{R}{r_c} = 2\pi k m (H_2 - H_1) \quad (74)$$

$$Q = \frac{2\pi k m (H_2 - H_1)}{\ln \frac{R}{r_c}} \quad (75)$$

Оскільки  $H_2 - H_1 = S$ , то:

$$Q = \frac{2\pi k m S}{\ln \frac{R}{r_c}} \quad (76)$$

Або відносно пониження:

$$S = \frac{Q}{2\pi k m} \ln \frac{R}{r_c} \quad (77)$$



Ця формула була виведена французьким гідравліком Дюпюї і має його ім'я, використовується вона для визначення дебіту (витрати) колодязя  $Q$  при усталеному русі.

При неусталеному русі величини  $Q$ ,  $S$ ,  $R$  будуть перемінними в часі. На кожний конкретний момент часу радіус воронки депресії буде різний. На кожний момент часу  $t$  радіус впливу  $R_t$  розраховується за формулою:

$$R_t = 1,5\sqrt{at} \quad (78)$$

де:  $a$  – коефіцієнт п'єзопровідності.

Виходячи з цього, розрахунок дебіту колодязя при заданому значенні  $S$  у кожний конкретний момент часу  $t$  проводиться за формулою:

$$Q = \frac{2\pi km}{\ln \frac{R_t}{r_c}} \quad (79)$$

Звідси, пониження рівня підземних вод  $S_r$  у будь-якій точці водоносного горизонту, на відстані  $r$  від центру колодязя (у межах воронки депресії), дорівнюватиме:

$$S_r = \frac{Q}{2\pi km} \ln \frac{R}{r} \quad (80)$$

# **Розрахунок притоку води до недосконалого колодязя**

У недосконалому колодязі пласт працює не на всю товщину (рис. 18). Тому витрата недосконалого колодязя завжди менша, ніж досконалого. При тому ж самому дебіті зниження рівня води в недосконалому колодязі завжди більше. М. М. Верігін запропонував враховувати недосконалість колодязя введенням *поправки на недосконалість виробок* ( $\xi$ ) у розрахункові формули.

Вважається, що додатковий опір центральної свердловини  $\xi_c$  зосереджений на її поверхні у вигляді опору деякої розрахункової плівки, тому часто називається «*скин-ефектом*» (від англ. skin – оболонка, шкіра).

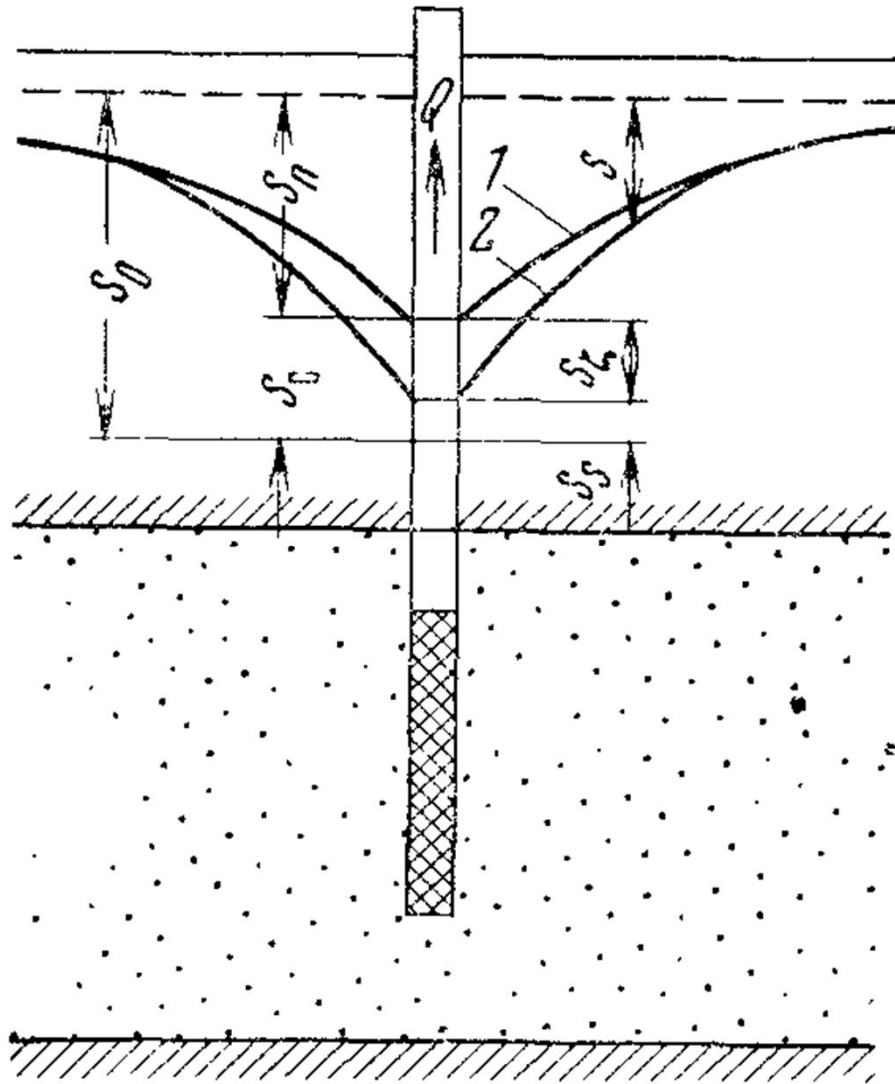


Рис. 18. Криві депресії при відсутності (1) і наявності (2) скін-ефекту у свердловині:  
 $S_п$  – пониження, викликане опором у пласті, при дії досконалої свердловини;  $S_ξ$  – пониження, обумовлене опором внаслідок неповного вскриття пласту;  $S_s$  – пониження, обумовлене сумою всіх інших опорів

Фільтраційний опір центральної свердловини ( $\xi$ ) містить дві складові, що визначають недосконалість за ступенем розкриття водоносного горизонту і вплив конструкції фільтрової частини свердловини.

Величина  $\xi$  знаходяться за таблицею 1, в залежності від відношення довжини робочої частини фільтру свердловини ( $l$ ) до товщини водоносного горизонту ( $m$ ) і товщини водоносного горизонту до радіусу свердловини ( $r$ ).

Таблиця 1

$\frac{l}{m}$	$m/r$									
	0,5	1	3	10	30	100	200	500	1000	2000
0,1	0,00391	0,122	2,04	10,4	24,3	42,8	53,8	69,5	79,6	90,9
0,3	0,00297	0,0908	1,29	4,79	9,2	14,5	17,7	21,8	24,9	28,2
0,5	0,00165	0,0494	0,656	2,26	4,21	6,5	7,86	9,64	11,0	12,4
0,7	0,000546	0,0167	0,237	0,879	1,69	2,67	3,24	4,01	4,58	5,19
0,9	0,000048	0,0015	0,0251	0,128	0,3	0,528	0,664	0,846	0,983	1,12

Дебіт недосконалого артезіанського колодязя

визначається за формулою:

$$Q = \frac{2\pi k m S}{\ln \frac{R}{r_c} + \xi} \quad (81)$$

Аналогічний розрахунок виконується і для *недосконалого ґрунтового колодязя*:

$$Q = \frac{\pi k (h_2^2 - h_1^2)}{\ln \frac{R}{r_c} + \xi} \quad (82)$$

Значення коефіцієнта ( $\xi$ ) може бути визначене, виходячи з величин  $l_\phi/m$  і  $m/r_c$ , де  $l_\phi$  – довжина робочої частини колодязя,  $m$  – потужність водоносного пласта,  $r_c$  – радіус водозабірної споруди.

# **Розрахунок водопоглинаючого колодязя**



Кожний колодязь (свердловина) спроможний не тільки давати воду при відкачці, але й поглинати її при наливах чи нагнітаннях.

У гідравлічному відношенні поглинання води тотожне відкачці, і всі розрахунки можна вести за звичайними формулами динаміки, якщо замінити в них величину зниження на величину напору, при якому відбувається водопоглинення.

У процесі наливу чи нагнітання води у свердловину рівень в ній буде знаходитися на деякій висоті по відношенню до рівня води поглинаючого пласта. Внаслідок цього у пласті виникає рух води від свердловини (колодязя) в сторони. Через деякий час після початку поглинення в товщі порід біля свердловини формується своєрідна воронка депресії, яка подібна до переверненої депресійної воронки, що утворюється при відкачці із свердловини (див. рис. 19).

При нагнітанні в напірний пласт утворюється перевернена воронка депресії в п'єзометричній поверхні (рис. 19.а); при нагнітанні у ґрунтовий колодязь (свердловину) формується воронка в реальній поверхні ґрунтових вод із найбільш високим рівнем у свердловині (рис. 19.б)

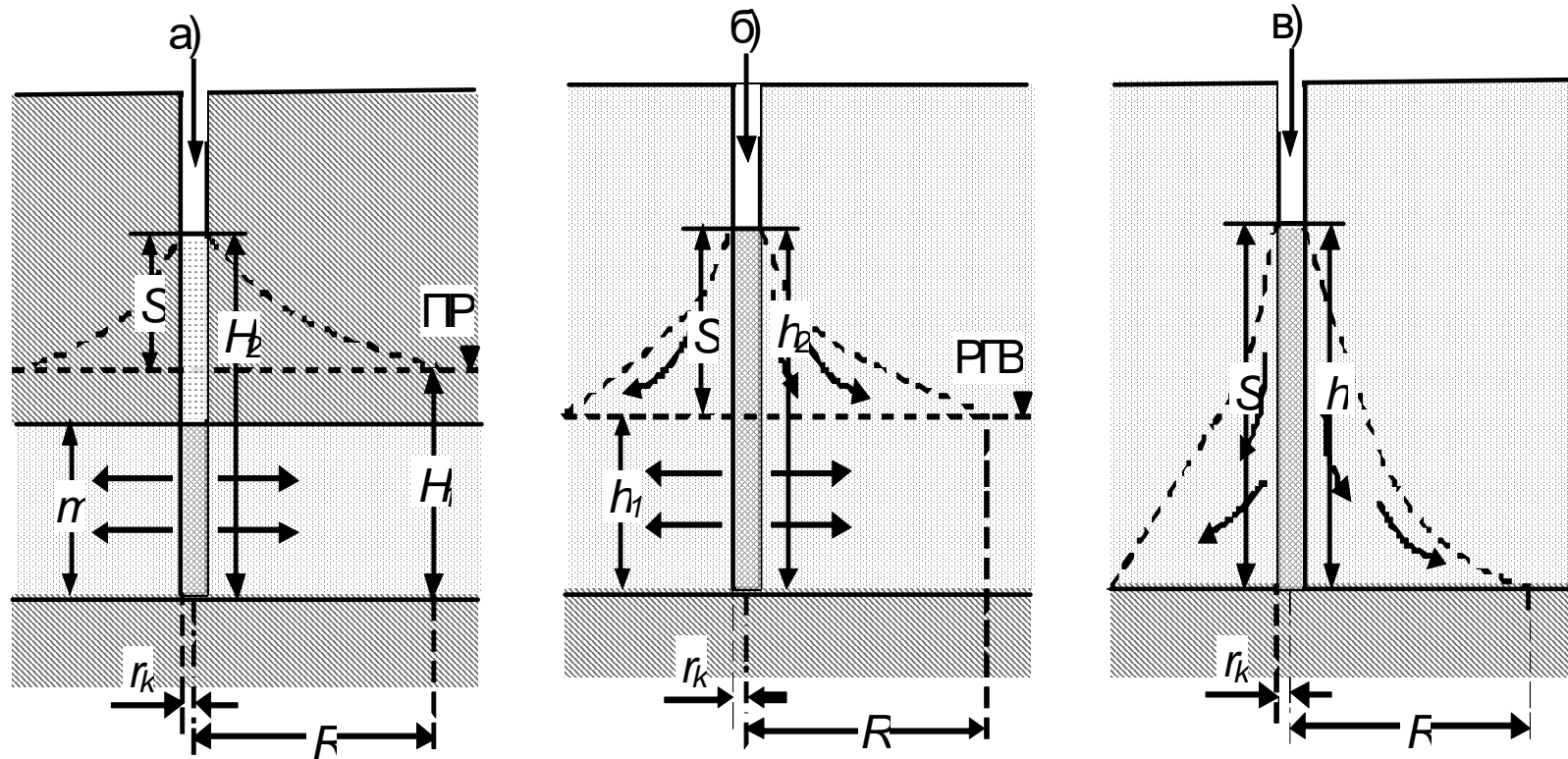


Рис. 19. Схема водопоглинальних свердловин:

*а) напірний, б) безнапірний і в) налив у сухий пласт:*

*$t$  – товщина горизонту;  $r_k$  – радіус колодязя;  $H_1, H_2$  – відмітки п'єзометричного рівня відповідно до горизонту та після наливу в колодязь,  $h_1, h_2$  – відмітки рівня відповідно до ґрунтового горизонту та після наливу в колодязь;  $h$  – висота наливу;  $S$  – висота воронки депресії,  $R$  – радіус воронки депресії*

*Тема 6*

**Розрахунок припливу води  
до горизонтальних водозабірних споруд**

Горизонтальні водозабірні споруди (галереї, кязири, канали тощо) теж можуть бути досконалыми та недосконалыми, залежно від ступеня розкриття пласта. Розглянемо найпростіший випадок припливу води до прямокутного в розрізі каналу, що доведений до нижнього водотриву (рис. 20).

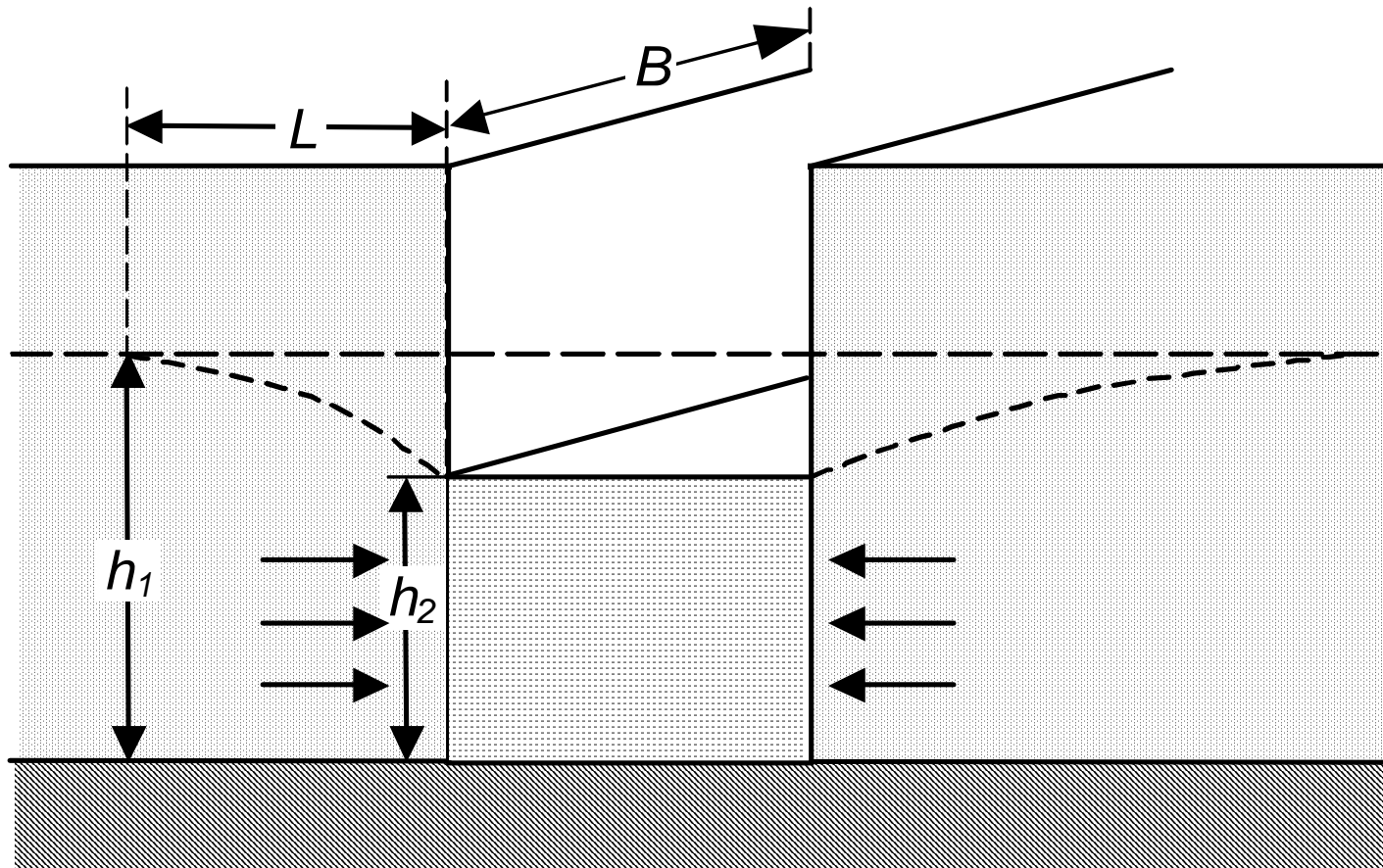


Рис. 20. Схема розрахунку водопритоку до досконалого каналу:  
 $h_1, h_2$  – відповідно відмітки рівнів ґрунтового горизонту в точці, де збігаються статичний та динамічні рівні і в колодязі,  $B$  – ширина потоку,  $L$  – радіус депресії

Одинична витрата потоку з одного боку каналу визначається за формулою Дюпюї (30), позначивши через  $L$  відстань, на яку пошириться зниження рівня ґрунтових вод при роботі водозбірного каналу, з висотою природного рівня на зазначеній відстані  $h_1$ :

$$q = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} \quad (83)$$

Горизонтальні водозбірні споруди можуть бути заглиблені у водоносний горизонт не на всю потужність. У такому випадку споруди вважаються недосконалими і в розрахункові залежності вводяться спеціальні коефіцієнти.

# **Розрахунок групи взаємодіючих свердловин**



Майже всі водозабори і водознижуючі споруди складаються із 2-х і більше свердловин, які взаємодіють між собою. Зниження рівня води в реальній свердловині буде складатися із зниження в ній самій та зрізок від роботи всіх інших свердловин.

Розрахунок групи взаємодіючих свердловин базується на використанні аналітичних залежностей, які отримані при розв'язанні диференціальних рівнянь фільтрації. Для простих гідрогеологічних умов рішення цих рівнянь реалізуються у вигляді аналітичних розрахунків. У більш загальному випадку (у тому числі в складних умовах) розв'язання диференційних рівнянь здійснюється методом математичного моделювання.

Аналітичні розрахунки використовуються в усіх випадках, коли існує можливість представити гідрогеологічну обстановку у вигляді розрахункової фільтраційної схеми.

У природних умовах водоносні горизонти обмежені з усіх сторін. Однак на роботу групи взаємодіючих свердловин можуть впливати лише окремі межі, а іноді цей вплив зовсім відсутній. У залежності від кількості і форм меж, що впливають на роботу цих свердловин, виділяють такі основні типові схеми пластів: *необмежені* (безмежні), *напівобмежені* і *обмежені*. Серед обмежених пластів розрізняють: смугоподібний (пласт-смуга), кутовий (пласт-кут), круговий (пласт-коло).

## **Розрахунок групи взаємодіючих свердловин у необмежених пластах**

Якщо природні межі водоносного горизонту знаходяться так далеко водозабору, або від ділянки, де потрібно понизити рівень підземних вод, що за весь час експлуатації  $t_e$  групи свердловин воронка депресії їх не досягне, розрахункова гідродинамічна схема називається “необмеженим пластом”.

В умовах однорідного напірного необмеженого пласта зниження рівня ( $S$ ) при постійному дебіті ( $Q_0$ ) розраховується за формулою Тейса, яка для квазіусталеного режиму фільтрації має вигляд:

$$S = \frac{Q_0}{4\pi km} \ln \frac{2,25at}{r^2} \quad (84)$$

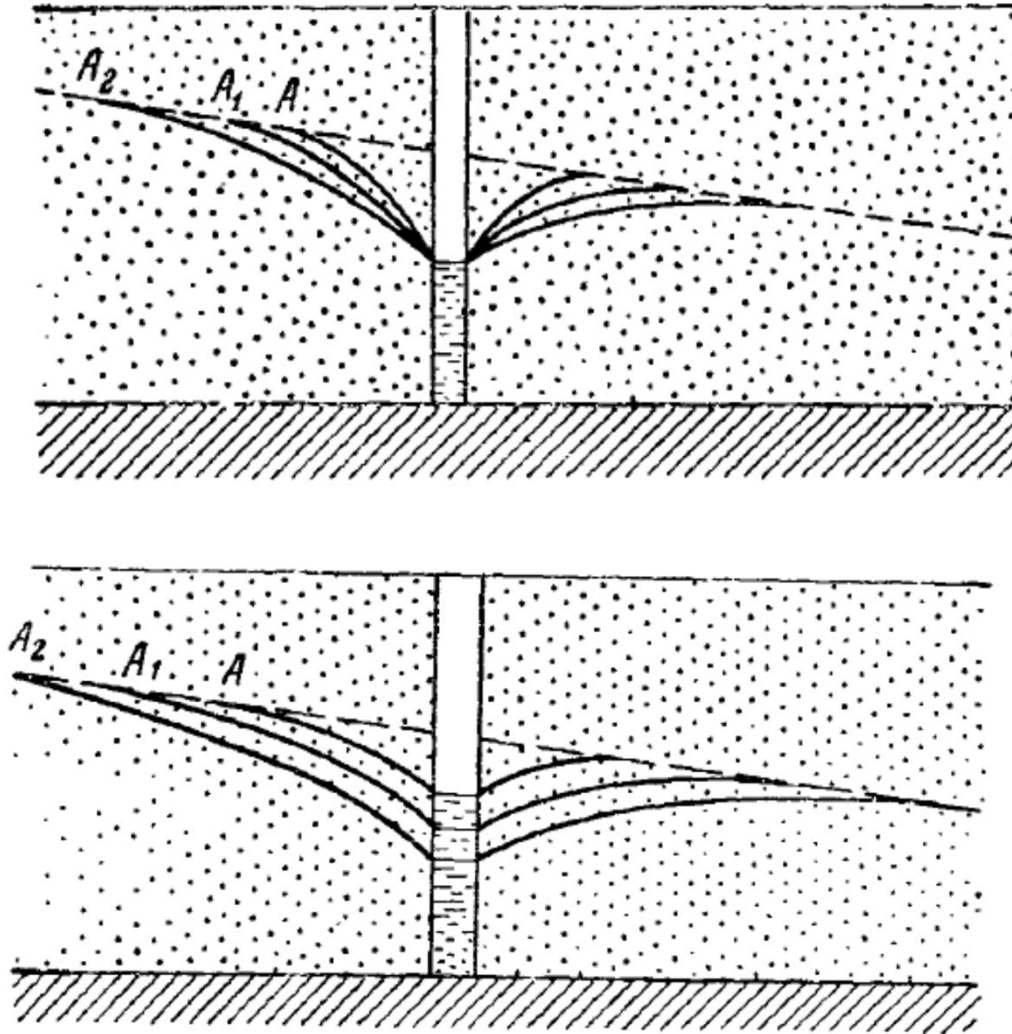
де:  $Q_0$  – дебіт досконалої свердловини;

$km$  – коефіцієнт водопровідності пласта;

$a$  – коефіцієнт п'єзопровідності пласта;

$t$  – термін роботи свердловини;

$S$  – зниження рівня води в будь-якій точці пласта, розташованій на відстані  $r$  від свердловини.



**Розвиток депресійної воронки при неусталеному і квазіусталеному режимах фільтрації**

Розрахунок групи взаємодіючих свердловин проводиться з використанням методу накладення течій (суперпозиції). Метод полягає в тому, що зниження рівня води в кожній із взаємодіючих свердловин дорівнює алгебраїчній сумі зрізок рівня води в цій свердловині і від роботи всіх інших свердловин, які працюють як одиночні:

$$S_p = S_0 + \sum_{i=1}^n \Delta S_i \quad (85)$$

де:  $S_p$  – прогнозне зниження рівня води в розрахунковій свердловині;

$S_0$  – зниження рівня води в цій свердловині при її роботі як одиночної, тобто, без врахування взаємодії;

$\sum_{i=1}^n \Delta S_i$  – сума знижень рівня води (зрізок рівня), що викликані роботою кожної іншої взаємодіючої свердловини ( $i = 1, 2, \dots, n$ ), при їх роботі теж як одиночних (рис.21).

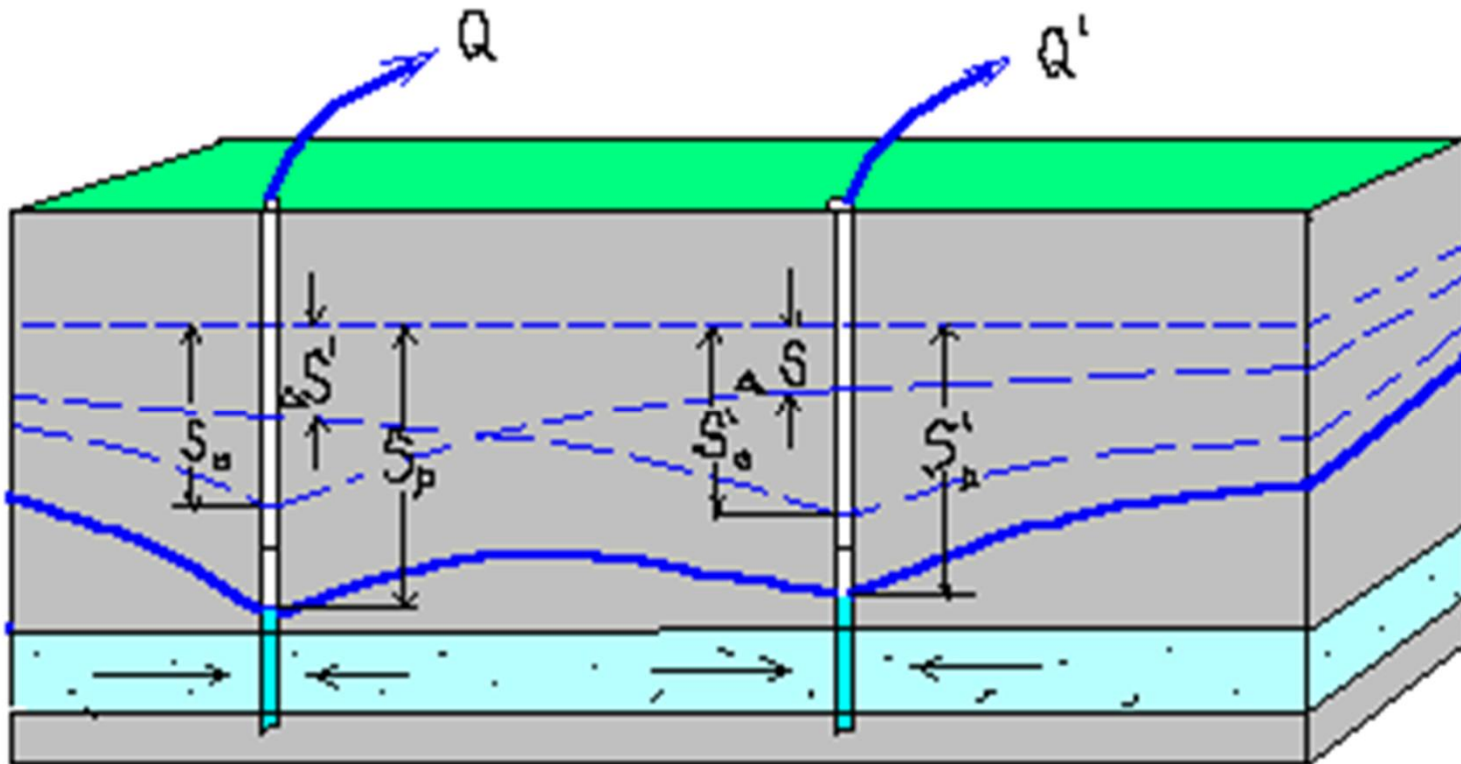


Рис. 21. Схема до розрахунку взаємодіючих свердловин

Наприклад, необхідно визначити зниження рівня води за рахунок відкачки підземних вод із трьох свердловин. Друга свердловина недосконала. Схема розташування свердловин наведена на рис. 22.

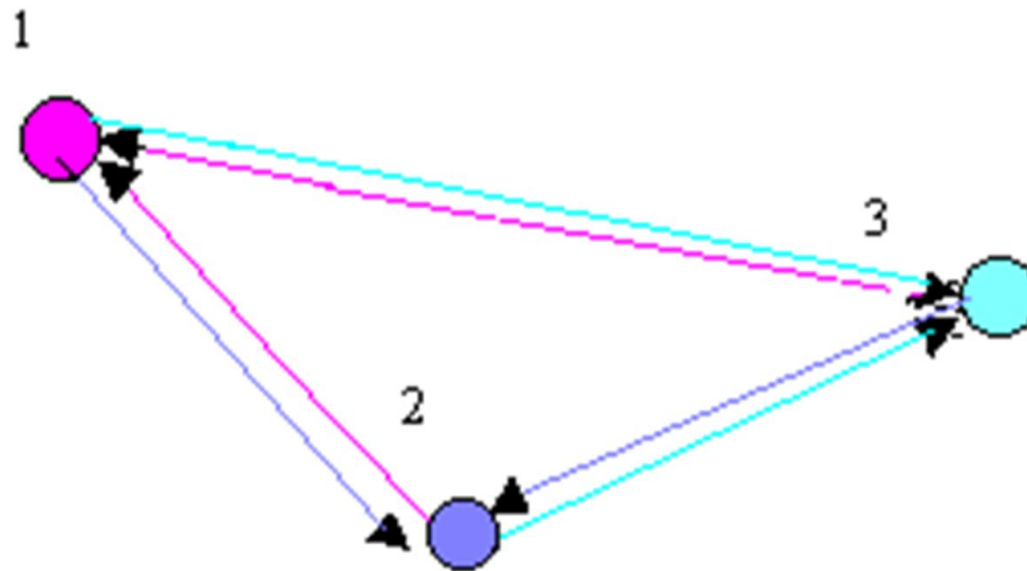


Рис. 22. Схема до розрахунку взаємодіючих свердловин



Згідно з (84) та (85), формула для розрахунку зниження рівня в досконалих свердловинах буде мати вигляд:

$$S_p = \frac{Q_0}{4\pi} \left( \frac{1}{km_0} \ln \frac{2,25at}{r_c^2} + \sum_{i=1}^n \frac{1}{km_i} \ln \frac{2,25at}{r_i^2} \right) \quad (86)$$

де:  $km_0$  – водопровідність у зоні розрахункової свердловини;

$km_i$  – середнє значення водопровідності між розрахунковою свердловиною та свердловиною, що впливає на неї;

$r_c$  – радіус свердловини;

$r_i$  – відстань від розрахункової свердловини до інших свердловин.

Підставивши необхідні значення у формулу (86), отримаємо розрахункові зниження у свердловинах № 1 та № 3 за схемою (рис. 22).

Розрахункове зниження рівня в недосконалій свердловині визначається за залежністю:

$$S_p = \frac{Q}{4\pi} \left[ \frac{1}{km_0} \left( \ln \frac{2,25at}{r_c^2} + 2\xi \right) + \frac{1}{km_{1-2}} \ln \frac{2,25at}{r_{1-2}^2} + \frac{1}{km_{1-3}} \ln \frac{2,25at}{r_{1-3}^2} \right] \quad (87)$$

де:  $\xi$  – гідравлічний опір, що обумовлений недосконалістю свердловини за ступенем розкриття водоносного горизонту (визначається за графіком у залежності від співвідношення  $l_\phi/m$  та  $m/r_c$ ).

## *Тема 7*

# **Розрахунок групи взаємодіючих свердловин у напівобмежених водоносних горизонтах**

У природних умовах водоносні горизонти обмежені з усіх боків. Але якщо на роботу системи свердловин впливає тільки одна межа, а інші знаходяться так далеко, що за весь час експлуатації знаходяться за межами воронки депресії, розрахункова гідродинамічна схема називається *напівобмеженим водоносним горизонтом*. Найчастіше така схема використовується як розрахункова у випадках, коли взаємодіючі свердловини розташовані поблизу річок або контактів водонасичених порід із слабопроникними.

Межа водоносного горизонту по річці розглядається як межа з постійним напором ( $H=const$ ), а межа із слабопроникними породами – як межа з постійною витратою ( $q=0$ ). Урахування впливу прямолінійної межі на роботу групи взаємодіючих свердловин ґрунтується на застосуванні *методу дзеркальних відображень*. За цим методом реальний напівобмежений горизонт замінюється умовно необмеженим, в якому по контуру межі зберігається гранична умова.

Це досягається введенням у розрахунок дзеркально відображених від межі умовних свердловин із дебітами, що дорівнюють реальним, з протилежним знаком на межі з граничною умовою  $H=const$  та з однаковим – на межі з умовою  $q=0$ .

В умовах напівобмеженого пласта з межею першого роду ( $H=const$ ) протилежний знак дебіту відображеної свердловини відповідає наливу до неї води. Таким чином, на середині між реальною і відображеною свердловинами зберігається постійний в часі рівень (рис. 23).

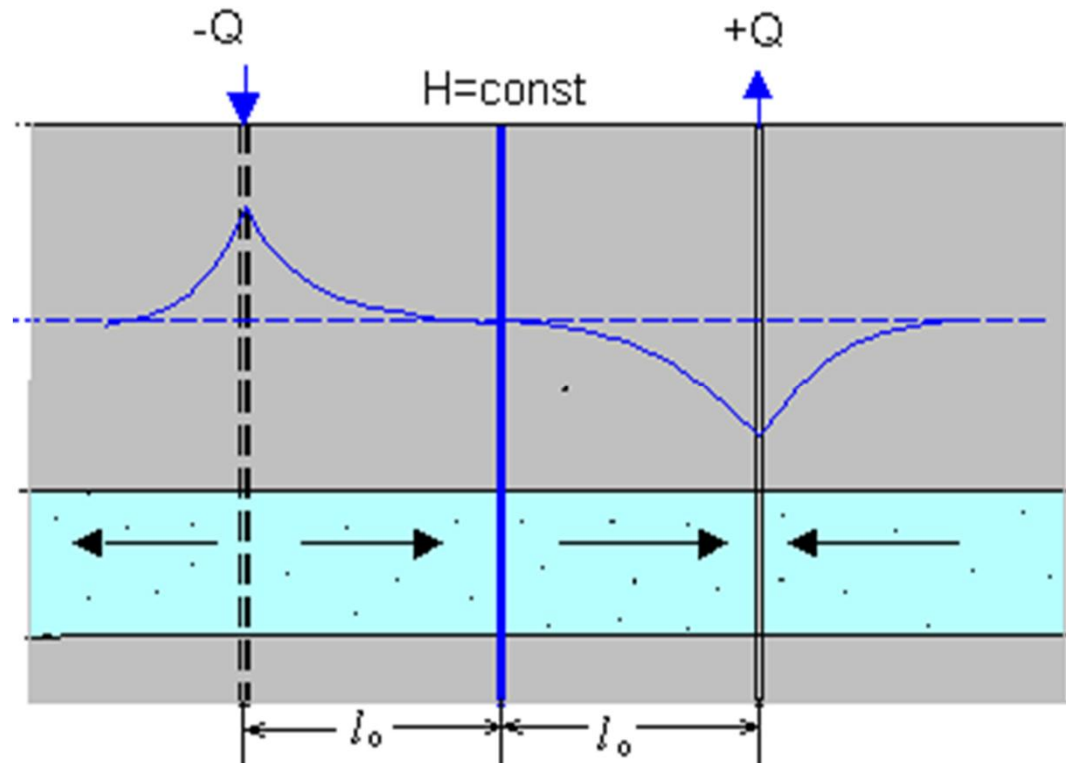


Рис. 23. Схема до розрахунку притоку підземних вод до свердловини в напівобмеженому водоносному горизонті з постійним напором на межі

Далі розрахунок ведеться для двох взаємодіючих свердловин (реальної та відображеної) в умовно безмежному пласті.

За *методом накладання течій* в реальній свердловині зниження рівня води  $S_p$  буде дорівнювати:

$$S_p = S_0 + \Delta S^1 \quad (88)$$

де:  $S_0$  – зниження рівня в реальній свердловині, що працює сама;

$\Delta S^1$  – зрізка рівня в реальній свердловині від роботи відображеної (уявної) свердловини.

За формулою Тейса:

$$S_0 = \frac{Q}{4\pi km} \ln \frac{2,25at}{r_c^2} \quad (89)$$

$$\Delta S^1 = -\frac{Q}{4\pi km} \ln \frac{2,25at}{(2l_0)^2} \quad (90)$$

$$S_p = \frac{Q}{4\pi km} \ln \frac{2,25at}{r_c^2} - \frac{Q}{4\pi km} \ln \frac{2,25at}{(2l_0)^2} = \frac{Q}{4\pi km} (\ln 2,25at - \ln r_c^2 + \ln (2l_0)^2) = \frac{Q}{2\pi km} \ln \frac{2l_0}{r_c} \quad (91)$$



Якщо група взаємодіючих свердловин складається із кількох свердловин, то розрахункове зниження в кожній з них буде дорівнювати:

$$S_p = \frac{Q_0}{2\pi km} \ln \frac{\rho_0}{r_c} - \sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{2\pi km} \ln \frac{\rho_i}{r_i} \quad (92)$$

де:  $S_p$  – зниження рівня води в розрахунковій свердловині з дебітом  $Q_0$  при роботі її як одиночної та роботі інших свердловин з дебітом  $Q_i$ ;

$r_c$  і  $r_i$  – відповідно, радіус розрахункової свердловини та відстань до цієї свердловини від інших взаємодіючих свердловин;

$\rho_0$  і  $\rho_i$  – відповідно, відстані від розрахункової свердловини до її дзеркального відображення та до інших дзеркально відображених свердловин (рис. 24) .

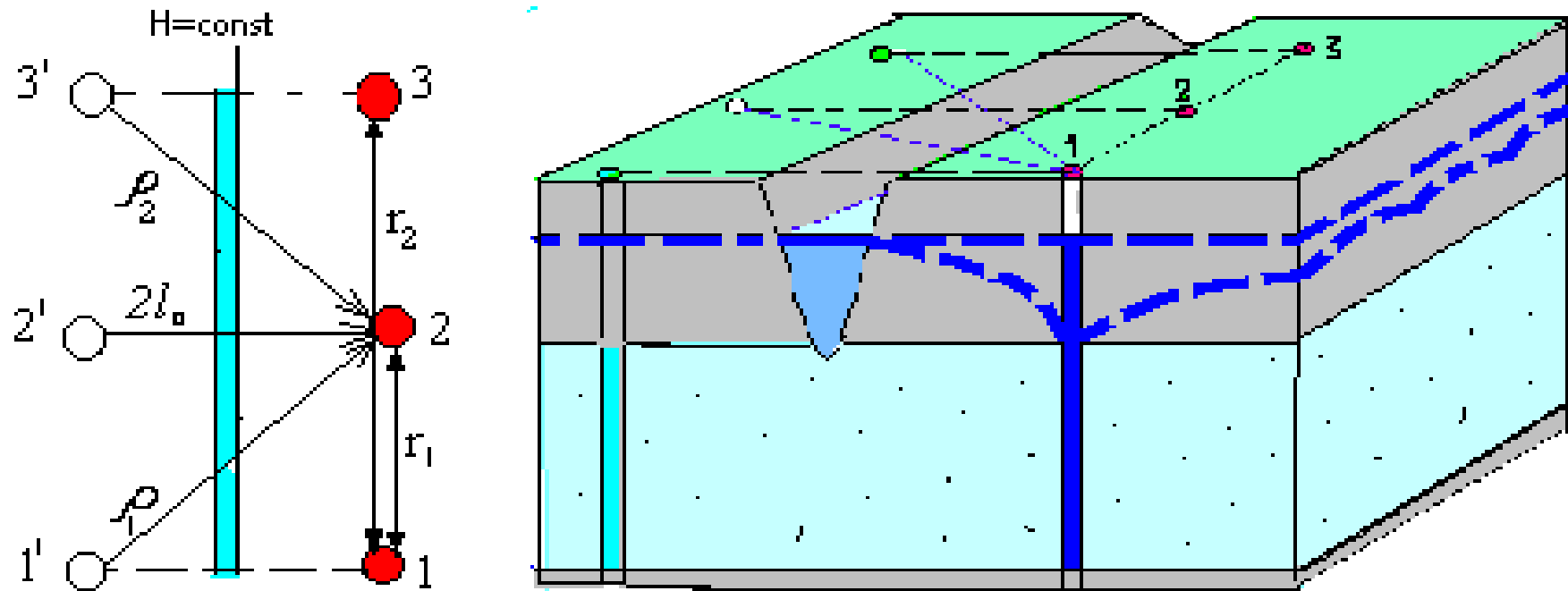


Рис. 24. Схема до розрахунку групи взаємодіючих свердловин в умовах напівобмеженого водоносного горизонту

В умовах напівобмеженого водоносного горизонту з межею другого роду ( $q=const$ ) зниження в кожній із взаємодіючих свердловин розраховується за формулою:

$$S_p = \frac{Q_0}{2\pi km} \ln \frac{2,25at}{r_c \rho_0} - \sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{2\pi km} \ln \frac{2,25at}{r_i \rho_i} \quad (93)$$

де:  $a$  – коефіцієнт п'єзопровідності;

$t$  – проектний термін відкачки води. Інші позначення ті ж самі, що і у формулі (92).

Рівняння (88-93) виведені для досконалих свердловин, коли фільтр облаштовується на всю товщину водоносного горизонту. Якщо водоносний горизонт має значну товщину, то практично це важко зробити технічно і недоцільно.

У зв'язку з цим доцільно водозабірні свердловини робити недосконалими. Це дозволяє знизити обсяги бурових робіт і система взаємодіючих свердловин буде раціональнішою.

Розрахунок зниження рівня в недосконалих взаємодіючих свердловинах виконується за формулою:

$$S_p = \frac{Q_0}{2\pi km} \left( \ln \frac{\rho_0}{r_c} + \xi \right) + \sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{2\pi km} \ln \frac{\rho_i}{r_i} \quad (94)$$

де:  $\xi$  – опір, що визначається недосконалістю свердловини.

Коефіцієнт недосконалості свердловини визначається методом підбору, виходячи з умови  $S_p = S_{\text{доп}}$  і визначається за графіком у залежності від співвідношення  $l_\phi/m$  та  $m/r_c$ .

# **Розрахунок групи взаємодіючих свердловин в обмеженому пласті-смузі**

Обмежений пласт-смуга характеризується впливом двох прямолінійних меж, паралельних або таких, що можуть бути прийняті за паралельні.

Розрахункова схема пласта-смуги зустрічається в річкових долинах. Умовами на межах можуть бути:  $H = const$ , коли область фільтрації знаходиться між двома руслами річки на довгому острові,  $q = 0$  – коли межа проходить по контуру водонасичених відкладів із слабопроникними (непроникними) породами корінного берега і коли область фільтрації знаходиться між двома непроникними тектонічними розломами.

При відкачуванні із свердловини, яка закладена в пласті з двома паралельними межами, на початку, коли воронка депресії не досягає цих меж, зниження рівня відбувається так само, як і в необмеженому пласті. За Ф.М. Бочевером, вплив цих меж починається через час  $t = \frac{0,5l^2}{a}$  ( $l$ – ширина смуги).

Під час розрахунків групи взаємодіючих свердловин в умовах пласта-смуги зниження  $S_p$  визначається із застосуванням методів *дзеркальних відображень* та *суперпозиції*.

Наявність двох паралельних меж пласта викликає необхідність послідовного відображення від них не лише реально існуючих свердловин, але й усіх відображених. Кількість таких відображень теоретично нескінченна, але фактично значущими є перші 2...3 відображення (рис. 25).

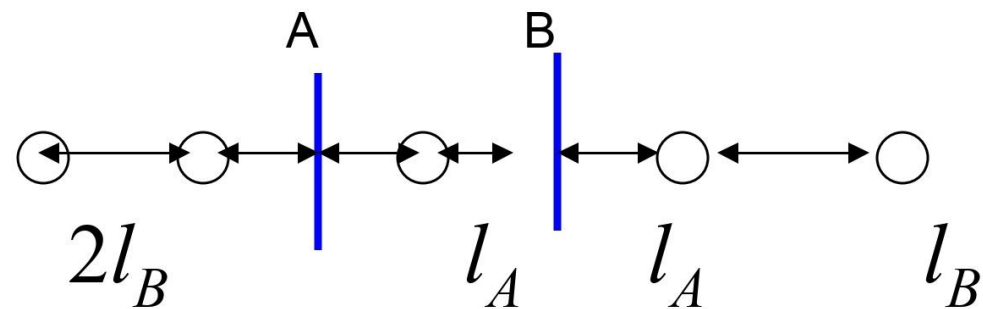


Рис. 25. Схема дзеркального відображення свердловин



Через деякий час від початку роботи свердловини наступає усталений режим фільтрації. Ф.М. Бочевєр шляхом додавання логарифмічних рядів отримав залежність для розрахунку зниження рівня води  $S_0$  у свердловині з дебітом  $Q$  (рис. 26):

$$S_0 = \frac{Q}{2\pi km} R , \quad (95)$$

де

$$R = \ln \frac{0,64L * \sin \frac{\pi L_A}{L}}{r_c} \quad (96)$$

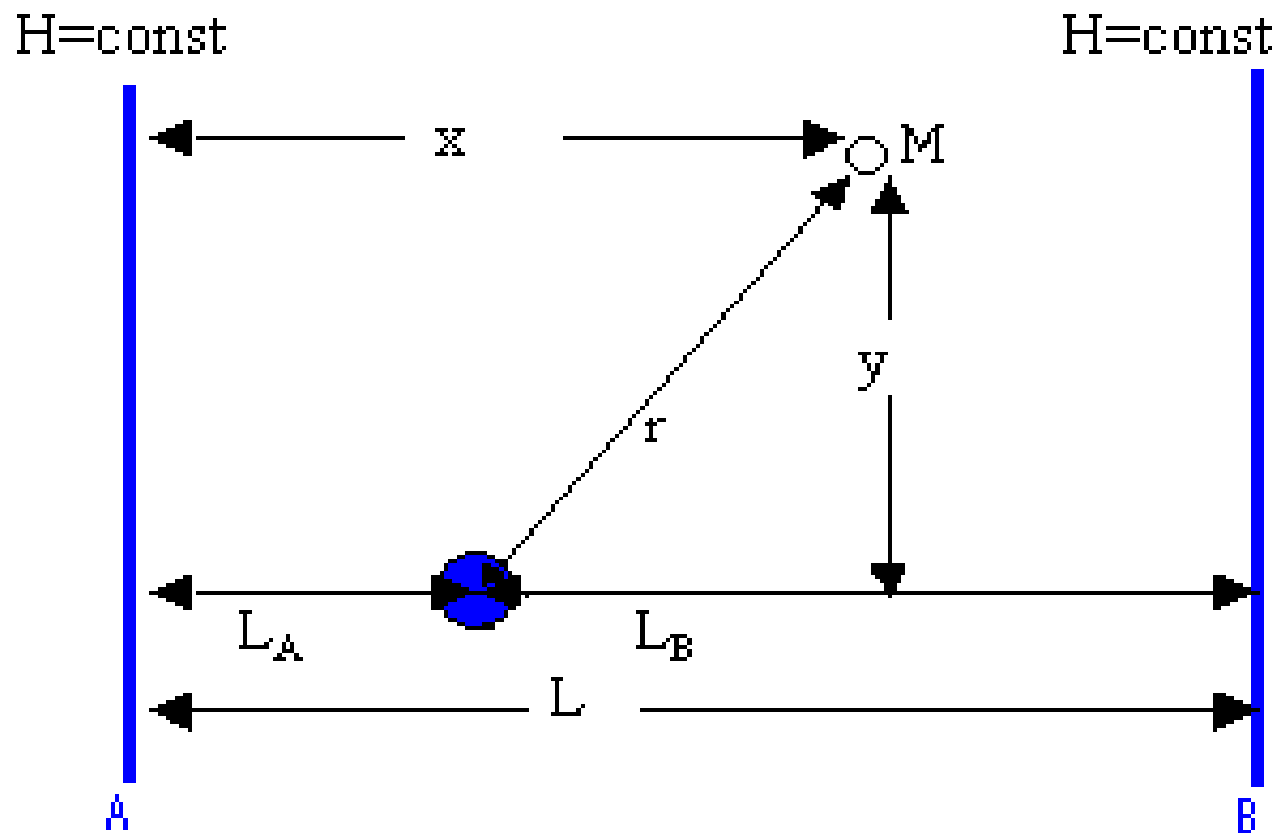


Рис. 26. Схема до розрахунку свердловини

Зниження рівня у будь-якій точці  $M$ , розташованій на деякій відстані від діючої свердловини, дорівнюватиме:

$$\Delta S = \frac{Q}{4\pi km} R', \quad (97)$$

де

$$R' = \ln \frac{\operatorname{ch} \frac{\pi y}{L} - \cos \frac{\pi(x+L_A)}{L}}{\operatorname{ch} \frac{\pi y}{L} - \cos \frac{\pi(x-L_A)}{L}} \quad (98)$$

Умовні позначення наведені на рис. 26, функція  $\operatorname{ch}x$  (гіперболічний косинус) визначається або за таблицями, або за залежністю:

$$\operatorname{ch}x = \frac{e^x + e^{-x}}{2} \quad (99)$$

При роботі групи свердловин, розрахункове зниження в досконалій свердловині ( $S_p$ ) з урахуванням впливу інших (методом суперпозицій) дорівнюватиме (рис. 27):

$$S_p = \frac{Q_0}{2\pi km} R + \sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{4\pi km} R', \quad (100)$$

для недосконалих свердловин:

$$S_p = \frac{Q_0}{2\pi km} (R + \xi) + \sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{4\pi km} R' \quad (101)$$

Коефіцієнт недосконалості свердловин визначається за формулою:

$$\xi = \frac{Q_0 R - 2\pi T S}{Q_0} \quad (102)$$

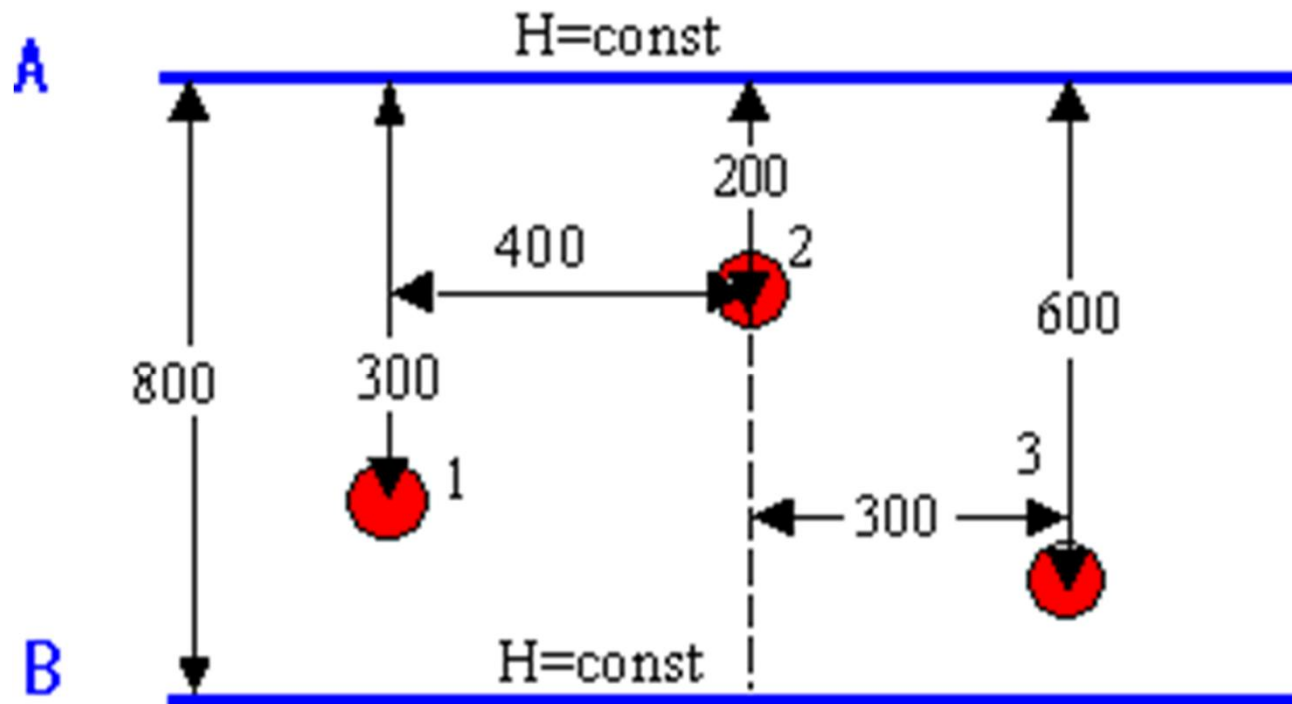


Рис. 27. Схема розташування водознижуючих свердловин

# **Розрахунок групи взаємодіючих свердловин в обмеженому пласті-куті**

Схема кутового пласта приймається в тому випадку, коли дві межі пласта розташовані під певним кутом. Ця розрахункова схема може бути в закруті річки, що обмежує водоносний горизонт контуром у вигляді деякого кута, у місцях перетину під кутом контактів водовмісних порід із непроникними, тощо.

Вплив меж водоносного горизонту на роботу взаємодіючих свердловин визначається за допомогою методів дзеркального відображення та суперпозицій (рис. 28).

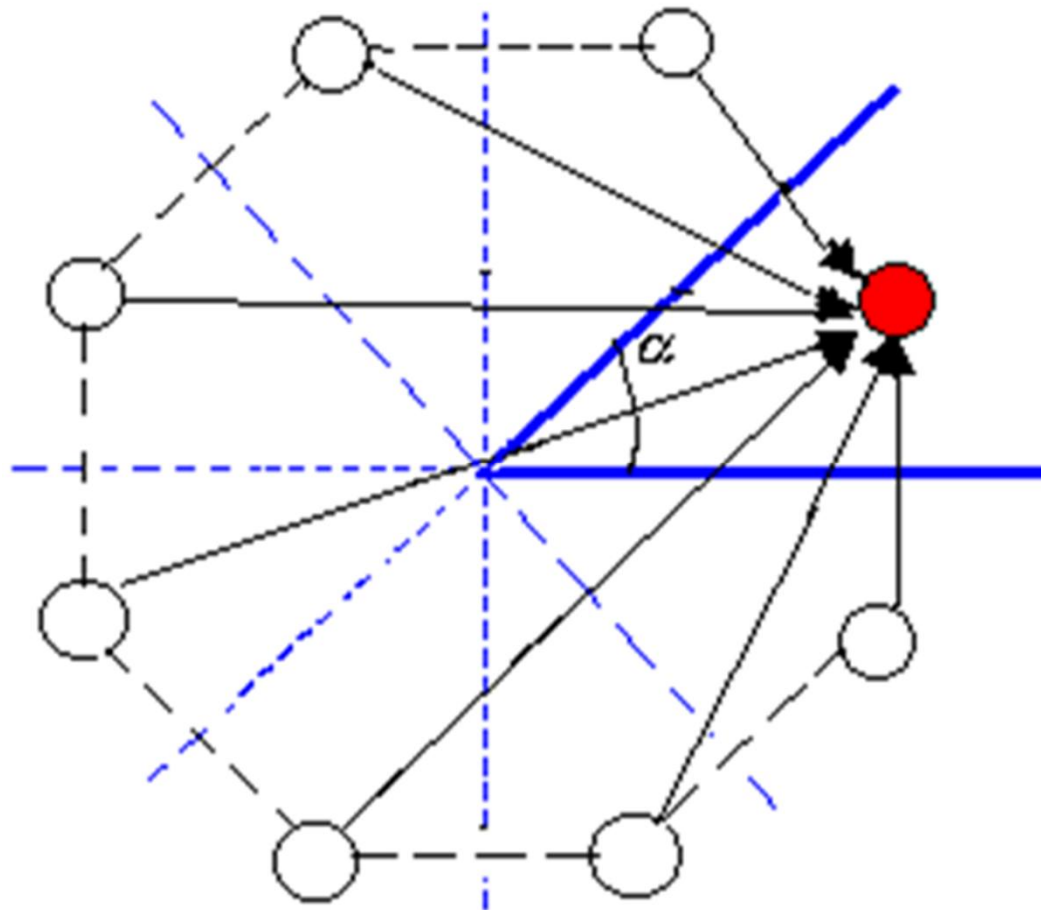


Рис. 28. Розрахунок свердловини в кутовому пласті



Кількість відображень в умовах кутового пласта прямує до нескінченності. Винятком є випадок, коли кут  $\alpha = \pi/n$ , при  $n = 1, 2, 3 \dots$

При виконанні цієї умови кінцевий цикл відображень має вигляд замкненої батареї, яка складена з реальної свердловини та  $(2n - 1)$  відображених (на рис. 28 кут  $\alpha = \pi/4$ , тому кількість відображених свердловин становить  $N = 2 * 4 - 1 = 7$ ).

Знак дебіту відображеної свердловини залежить від умов на межах, (при умові  $H = const$  знак дебіту – від’ємний, а при умові  $Q = const$  – додатній).

Додаючи вплив кожної відображеної свердловини з урахуванням знаку дебіту за методом накладання течій, можна отримати розрахункові формули для визначення зниження рівня води  $S$  у будь-якій точці пласта і в реальній свердловині.

Виведемо розрахункову залежність для схеми (рис. 29), користуючись формулою Тейса для безмежного напірного горизонту (84).

Таким чином, на роботу свердловини будуть впливати дві межі (річка та літологічний контакт), розташовані під кутом одна до одної, і гідрогеологічні умови ділянки можна схематизувати у вигляді безнапірного пласта-кута з умовою 1-го роду ( $H = const$ ) по річці і умовою 2-го роду ( $Q = 0 = const$ ) по літологічному контакту.

Оскільки кут  $\alpha = \pi/2$ , число відображень буде 3.

За методом дзеркальних відображень та накладання течій зниження рівня води в реальній свердловині буде складатися із зниження в ній самій та зрізок від роботи трьох відображуваних свердловин:

$$S_p = S_0 + S_1 + S_2 + S_3 \quad (103)$$

За формулою (84):

$$S_p = \frac{Q}{4\pi km} \ln \frac{2,25at}{r_c^2} - \frac{Q}{4\pi km} \ln \frac{2,25at}{\rho_1^2} - \frac{Q}{4\pi km} \ln \frac{2,25at}{\rho_2^2} + \frac{Q}{4\pi km} \ln \frac{2,25at}{\rho_3^2} = \frac{Q}{2\pi km} \ln \frac{\rho_1 \rho_2}{r_c \rho_3} \quad (104)$$

Формулою (104) можна користуватися для безнапірних умов, якщо зниження в свердловині не перевищує 20% товщини водоносного горизонту.

Для переводу залежності (104) для умов безнапірної фільтрації скористуємося залежністю:

$$2mS_H = h^2 - (h - S_G)^2, \quad (105)$$

де:  $S_H$  і  $S_G$  – зниження рівня води, відповідно, в напірному та безнапірному пластах;  $h$  – початкова товщина безнапірного;  $m$  – товщина напірного пласта.

Відповідно до (104 і 105):

$$2m \frac{Q}{2\pi km} \ln \frac{\rho_1 \rho_2}{r_c \rho_3} = h^2 - (h - S_6)^2, \quad (106)$$

Звідси:

$$S_6 = h - \sqrt{h^2 - \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{\rho_1 \rho_2}{r_c \rho_3}} \quad (107)$$

Якщо безнапірний водоносний горизонт має велику товщину, то з техніко-економічних міркувань не має сенсу обладнувати свердловину фільтром на всю його товщину. В такому випадку використовуються недосконалі свердловини з різним положенням фільтра.

Зниження рівня підземних вод від роботи недосконалої свердловини з фільтром у верхній частині пласта розраховується за формулою:

$$S_p = h - \sqrt{h^2 - \frac{Q}{\pi k} \left( \ln \frac{\rho_1 \rho_2}{r_c \rho_3} + \xi \right)} \quad (108)$$

# **Розрахунок групи взаємодіючих свердловин умовах пласта-кола**

Якщо водоносний горизонт розповсюджений на незначній площі, то через деякий час від початку відкачування із свердловини на формування воронки депресії починають впливати всі його межі.

У цьому випадку реальний контур горизонту може бути замінений правильним кільцевим контуром, і розрахунки взаємодії свердловин проводяться за схемою пласта-кола, радіус  $r_k$  якого дорівнює:

$$r_k = \sqrt{\frac{F}{\pi}} \quad (109)$$

де  $F$  – площа розповсюдження водоносного горизонту.



Схема кругового пласта характерна для островів, мульд, тощо.

Якщо гранична умова на межі  $H = const$ , то розрахунок взаємодіючих свердловин виконується, виходячи з умов усталеного режиму фільтрації. При цьому відображені свердловини розташовуються на відстані  $d$  від центра кола (рис. 29). За теорією інверсії відстань між центром кола та відображеною свердловиною розраховується за формулою:

$$d = \frac{r_k^2}{\delta} \quad (110)$$

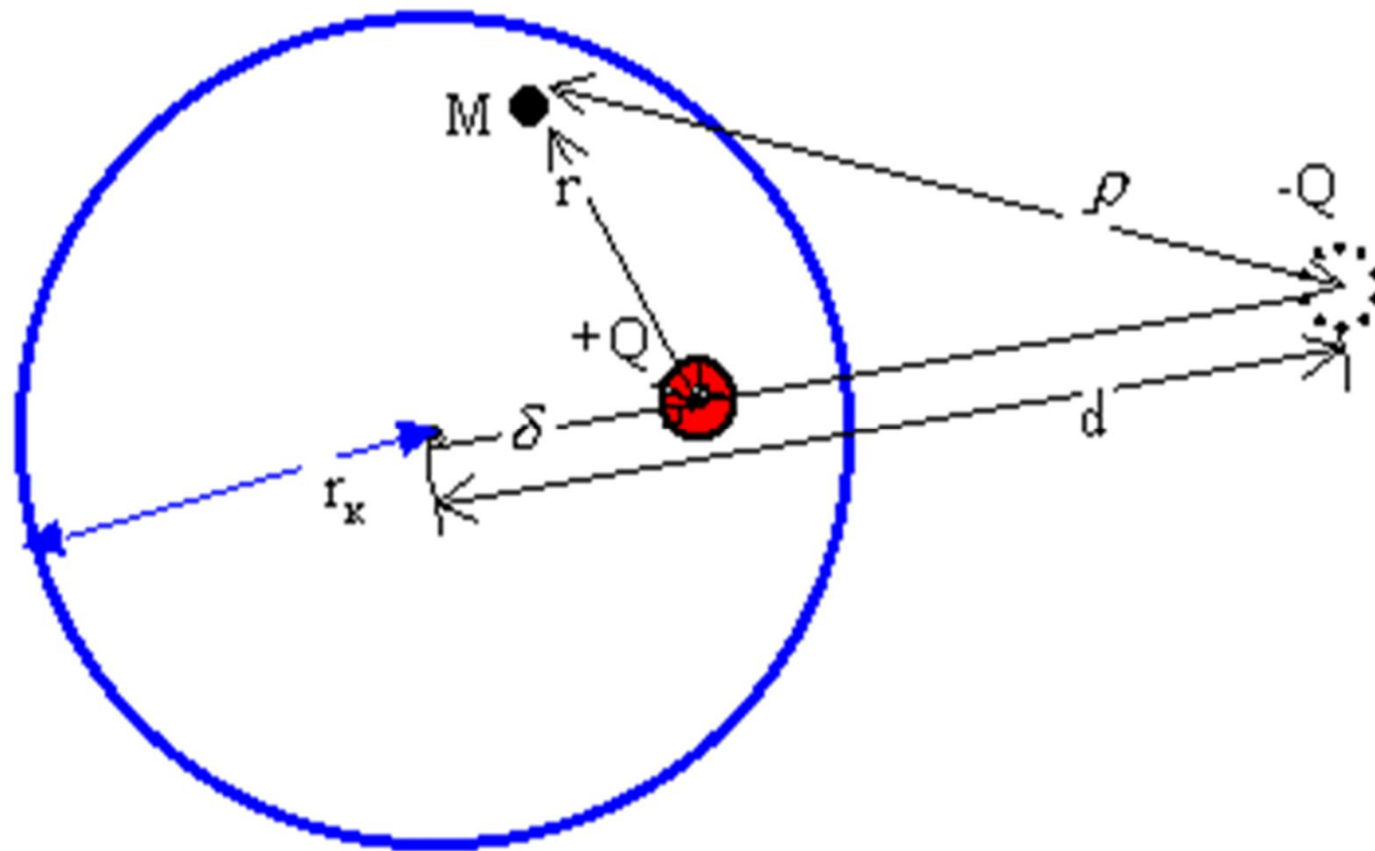


Рис. 29. Схема до розрахунку свердловини в кругових пластах

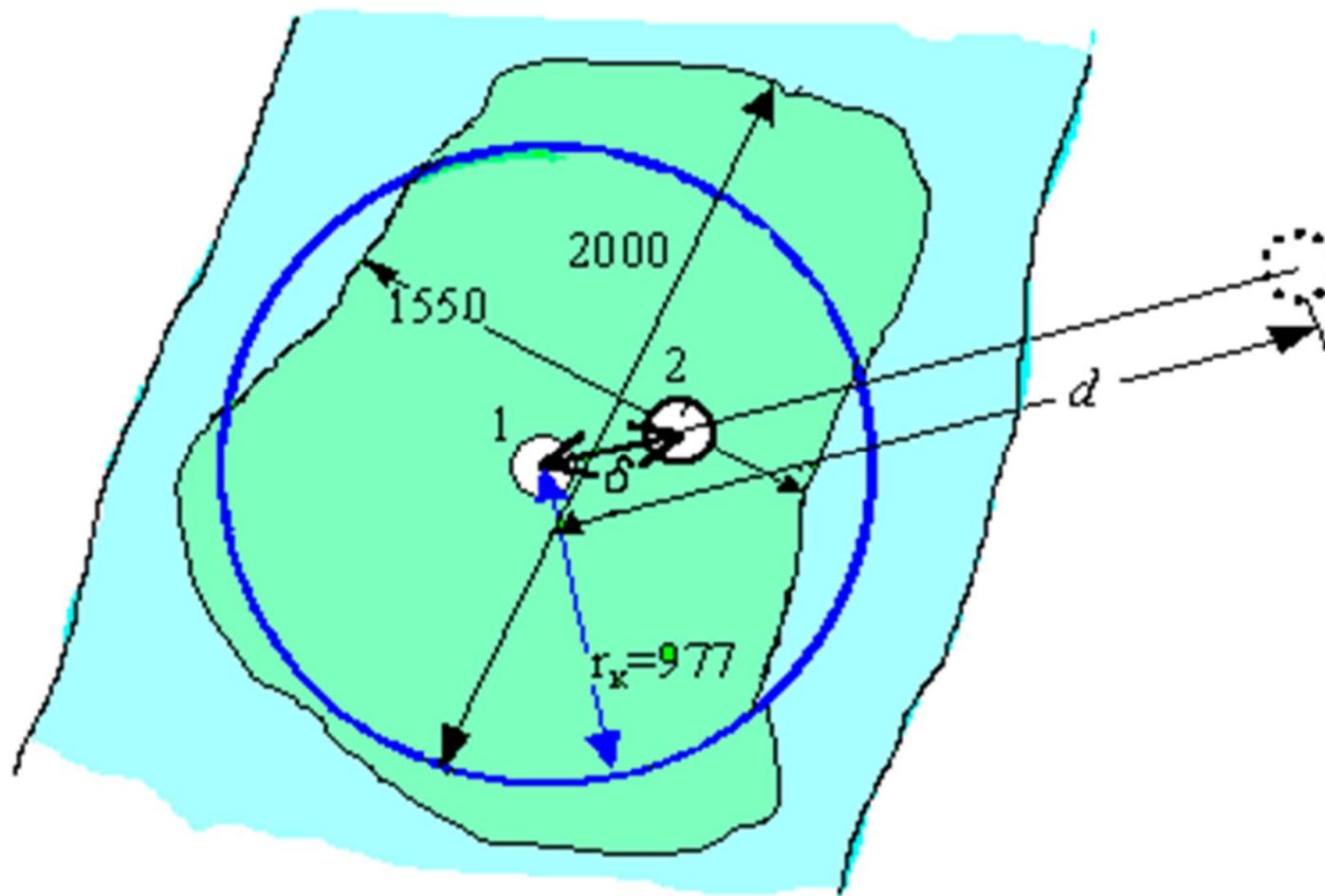


Рис. 29. Схема до розрахунку взаємодіючих свердловин

За методом накладання течій, зниження рівня води  $S$  в точці  $M$ , яка розташована на відстані  $r$  від свердловини, дорівнюватиме:

$$S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{\rho \delta}{r r_k} \quad (111)$$

Зниження рівня в самій свердловині ( $S_0$ ), коли  $\rho = d - \delta$  і  $r = r_c$ , розраховується за залежністю:

$$S_0 = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_k^2 - \delta^2}{r_c r_k} \quad (112)$$

Якщо свердловина знаходиться в центрі кола ( $\delta = 0$ ), з формули (112):

$$S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_k}{r_c} \quad (113)$$

Розрахунок зниження рівня у свердловині, що розташована в центрі кола, з урахуванням впливу іншої свердловини дорівнюватиме:

$$S_p(1) = S_1 + \Delta S_2, \quad (114)$$

де:  $S_1$  визначається за формулою (113);

$\Delta S_2$  розраховується за формулою (111), прийнявши

$$r_k = \delta; \rho = d = \frac{r_k^2}{\delta}, \text{ тоді} \quad \Delta S_2 = \frac{Q_2}{2\pi T} \ln \frac{r}{\delta} \quad (115)$$

Зниження в 2-й свердловині розраховується за формулою:

$$S_p(2) = S_2 + \Delta S_1, \quad (116)$$

де:  $S_2$  розраховується за формулою (112);

$\Delta S_1$  розраховується за формулою (113), прийнявши

$$r = \delta; \rho = d - \delta,$$

тоді

$$\Delta S_1 = \frac{Q_1}{2\pi T} \ln \frac{r^2 - \delta^2}{r\delta} \quad (117)$$

## *Тема 8*

# **Різновиди відкачок та їх цільове призначення**

*Відкачки* є одним з основних видів дослідно-фільтраційних досліджень, що виконуються з метою вивчення гідрогеологічних умов водоносних горизонтів і комплексів.

Як метод дослідження відкачка полягає у примусовому відбиранні підземних вод з бурових свердловин, криниць, шахт та ін., що призводить до деформації природного фільтраційного поля напорів (рівнів, швидкостей).

Відкачка, що виконується при самовиливанні води зі свердловини (в умовах напірного водоносного горизонту), називається *випуском*.

Що інтенсивніше деформація фільтраційного поля, тим більш інформативними є результати досліджень (ДСТУ Б В.2.1-24:2009).



Відкачки за своїм призначенням поділяються на:

- пробні;
- дослідні;
- дослідно-експлуатаційні.

Відмінності у призначенні цих видів відкачок визначають методику їх проведення, що проявляється головним чином у тривалості дослідних робіт, а також конструкції свердловин і їх розташуванні на дослідній ділянці.

Найбільш масовим видом відкачок під час пошуків і розвідки підземних вод є *пробні* відкачки, за допомогою яких випробуються практично усі свердловини, пробурені в процесі гідрогеологічних досліджень (пошукові, розвідочні, спостережні).

Ці відкачки (або випуски) виконуються з метою попередньої оцінки фільтраційних властивостей порід водоносного горизонту і якості підземних вод для отримання порівняльної характеристики різних ділянок водоносного горизонту.

*Дослідні* відкачки є основним видом гідрогеологічних робіт, що виконуються на стадіях попередньої та детальної розвідки з метою:

- визначення основних гідрогеологічних параметрів водоносних горизонтів (водопровідності, п'єзо- та рівнепровідності, коефіцієнту перетікання, наведеного радіусу впливу, сумарного опору руслових відкладів) та властивостей водонасичених порід (коефіцієнту фільтрації, водовіддачі);

- вивчення граничних умов водоносних горизонтів у плані і розрізі (взаємодії підземних і поверхневих вод, зв'язку суміжних водоносних горизонтів тощо);

- встановлення залежності між дебітом свердловини і пониженням рівня у ній;

- визначення оптимальної продуктивності експлуатаційних свердловин;

- визначення величин зрізок рівня у межах ділянки розташування водозабору під час спільної роботи експлуатаційних свердловин.

В залежності від наявності або відсутності спостережних свердловин дослідні відкачки поділяються на кущові і одиночні.

*Одиночні* дослідні відкачки проводяться для встановлення залежності дебіту від пониження рівня. У зв'язку з цим, на відміну від пробних, одиночні дослідні відкачки проводяться з 2-3 щаблями дебіту.

*Кущові* відкачки – це основний вид дослідних робіт для визначення гідрогеологічних параметрів, вивчення граничних умов, дослідного визначення величин зрізок рівня.

Різновидом кущових відкачок є дослідні групові відкачки, які доцільно проводити для вивчення умов взаємодії водоносних горизонтів і визначення основних гідрогеологічних параметрів у тих випадках, коли відбір води з однієї свердловини не може забезпечити необхідної точності розрахунків у зв'язку з незначними величинами пониження рівня.

*Дослідно-експлуатаційні* відкачки з однієї або кількох свердловин проводяться лише на стадії детальної розвідки у складних гідрогеологічних і гідрогеохімічних умовах, які не можуть бути відображеними у вигляді розрахункової схеми.

Метою дослідно-експлуатаційних відкачок є встановлення закономірностей змінення рівнів підземних вод або їх якості при заданому водовідборі.

У більшості випадків дослідно-фільтраційні роботи проводяться для визначення гідрогеологічних параметрів. Проте є випадки, коли відкачки виконуються для рішення інших задач (наприклад, при застосуванні гідравлічного методу оцінки експлуатаційних запасів підземних вод).

Під час проєктування відкачок, метою яких є визначення гідрогеологічних параметрів, важливо оцінити вплив різних границь (меж) пласту (в плані та у розрізі) та специфічних особливостей будови водонасичених порід на закономірності зниження рівня підземних вод. Це необхідно для врахування впливу цих факторів під час наступних розрахунків параметрів.

## *Тема 9*

# **Режим руху підземних вод під час відкачок у різних гідрогеологічних умовах**

Процес розвитку депресійної воронки під час відкачки є достатньо складним, оскільки формування рівневої поверхні відбувається під впливом цілого ряду чинників, серед яких у початковий період найважливішими є осушення пласту (у безнапірних горизонтах) або вплив пружного режиму (у напірних горизонтах).

При збільшенні тривалості відкачки розміри депресії стають настільки значними, що у деяких випадках на її формування починають суттєво впливати процеси перетікання з нижче- та вищезалягаючих горизонтів, залучення підземних вод, що розвантажувалися у природних умовах, а також різні границі пласту в плані і розрізі.



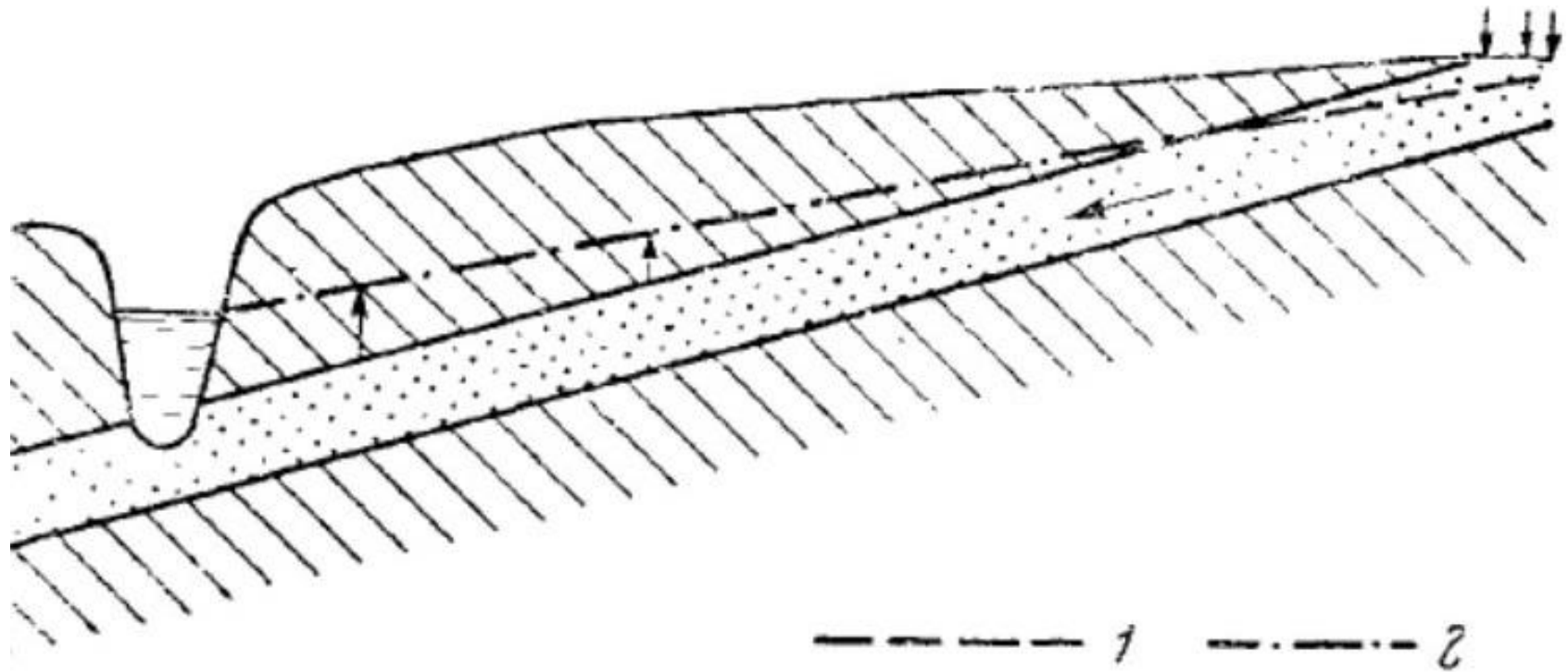


Рис. 30. Схема живлення та розвантаження підземних вод  
1 – рівень безнапірних вод; 2 – п'єзометричний рівень напірних вод

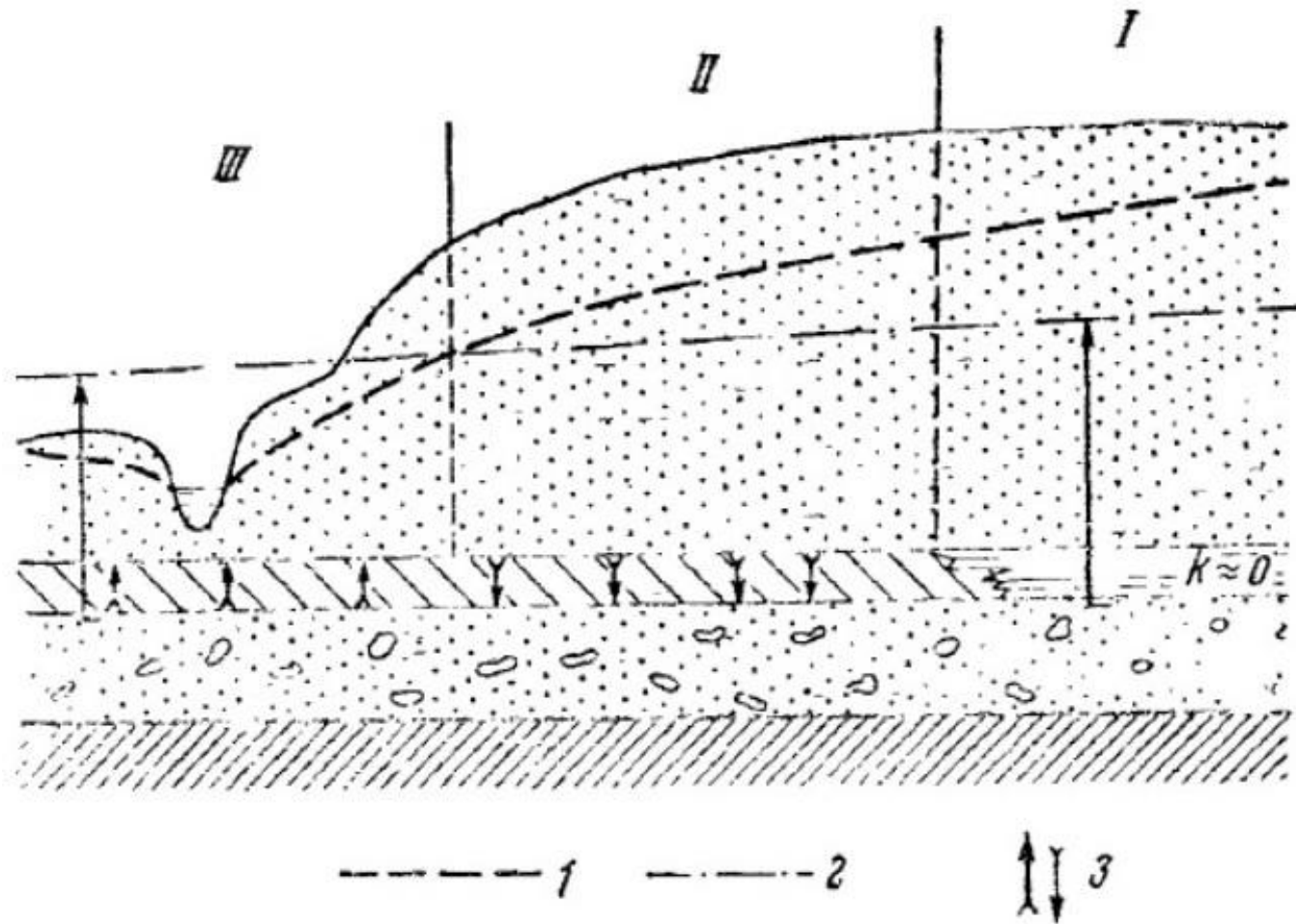


Рис. 31. Схема умов на нижній границі водоносного горизонту  
 1 – рівень ґрунтових (безнапірних) вод; 2 – п'єзометричний рівень напірних (артезіанських) вод;  
 3 – напрямок перетікання підземних вод крізь слабопроникний шар

На закономірні змінення рівня у часі, викликані відбором підземних вод під час відкачки, накладаються природні коливання рівня.

Крім того, характер змінення рівня може ускладнюватися технічними факторами (наприклад, коливаннями дебіту в процесі відкачки).

Таким чином, режим підземних вод під час дослідних відкачок визначається трьома групами чинників:

- 1) гідрогеологічними умовами (будовою водонасиченої товщі та умовами на межах пласту у плані і розрізі);
- 2) природним режимом підземних вод (зовнішніми впливами);
- 3) технічними умовами проведення дослідів.

Найбільше на режим підземних вод під час дослідних відкачок впливає перша група факторів.

Тому слід розглянути закономірності режиму для типових гідрогеологічних умов, що характеризуються різними умовами на границях водоносного горизонту в плані і розрізі та будовою водонасичених порід.

1. Необмежені водоносні горизонти, умовно однорідні за проникністю та ізольовані у покрівлі та підшві:

- а) напірні водоносні горизонти у пухких відкладах;
- б) безнапірні водоносні горизонти у пухких відкладах;
- в) напірні та безнапірні водоносні горизонти у тріщинуватих породах.

2. Водоносні горизонти у шаруватих товщах:

а) двошарова будова водоносної товщі;

б) багат шарова будова водоносної товщі.

3. Обмежені водоносні горизонти:

а) водоносні горизонти, пов'язані з поверхневими водотоками та водоймами;

б) водоносні горизонти, обмежені непроникними контурами;

в) водоносні горизонти, що складаються з окремих зон з різною водопроникністю та (або) водовіддачею;

г) ділянки водоносних горизонтів з локальними осередками (зонами) живлення та розвантаження.

У необмеженому напірному ізольованому водоносному горизонті у пухких відкладах пониження рівня формуються в результаті проявів пружного режиму підземних вод.

Залежність між пониженням рівня і часом у загальному випадку описується рівнянням Тейса:

$$S = -\frac{Q}{4\pi km} E_i \left( -\frac{r^2}{4at} \right) \quad (118)$$

де  $S$  – пониження напору на відстані  $r$  від свердловини, з якої виконується відкачка, через час від початку відкачки;

$Q$  – дебіт відкачки;

$km$  – водопровідність водоносного горизонту;

$a$  – коефіцієнт п'єзопровідності;

$E_i$  – інтегральна показова функція.

Через деякий час (тим більший, чим більша відстань  $r$ ) інтегральна функція стає близькою до логарифмічної:

$$S = \frac{0,183Q}{km} \lg \frac{2,25at}{r^2} \quad (119)$$

Час, після закінчення якого допустима заміна інтегральної показової функції логарифмічною, отримав назву *часу настання квазістаціонарного режиму*, а зона, у якій є справедливою логарифмічна залежність між пониженням рівня і часом, – *зони квазістаціонарного режиму*.

Особливістю цієї зони є однаковий темп зниження рівня у всіх точках, що розташовані в її межах. Іншими словами, у цій зоні криві депресії у часі переміщуються паралельно самим собі (рис. 33).

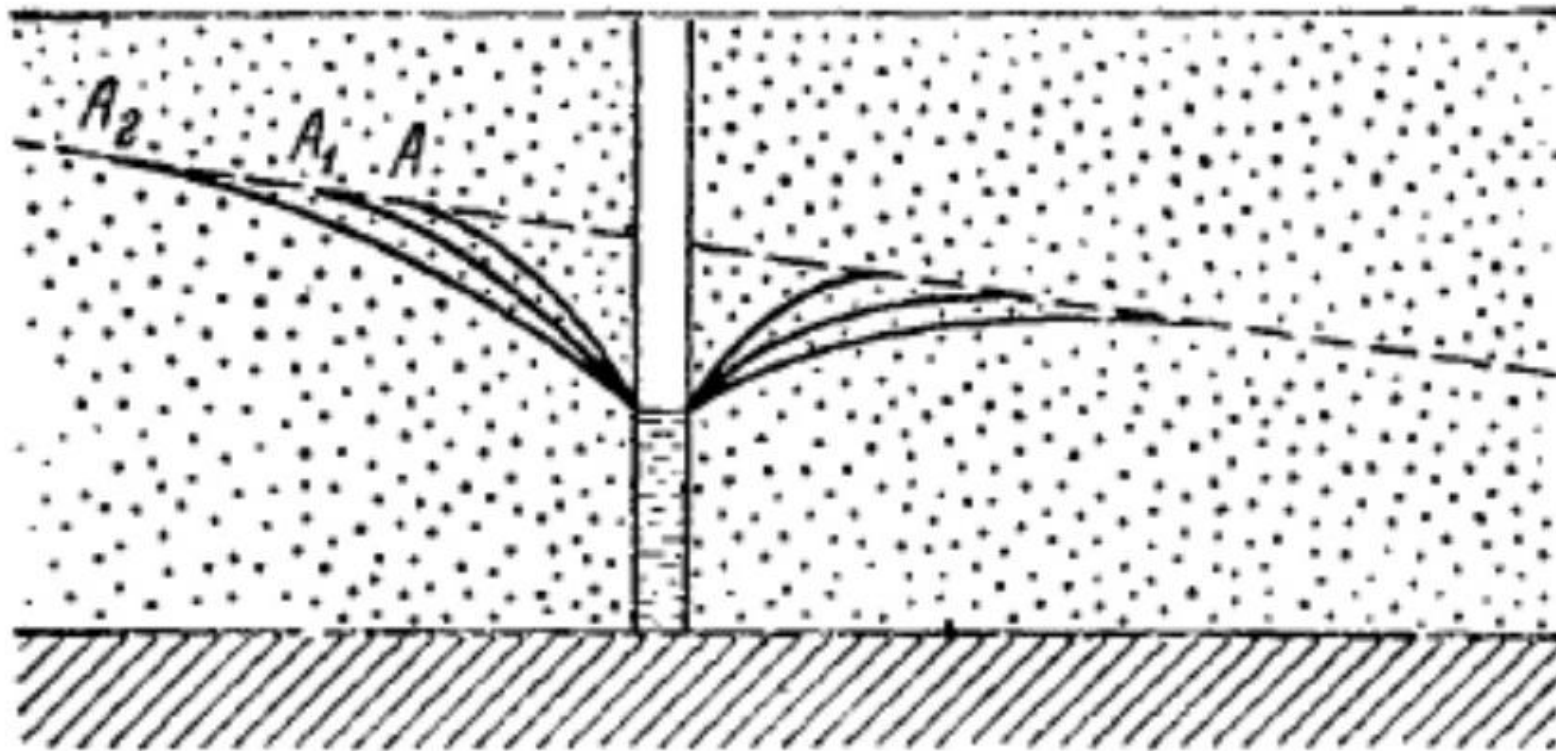


Рис. 32. Розвиток депресійної воронки в умовах нестационарного режиму фільтрації



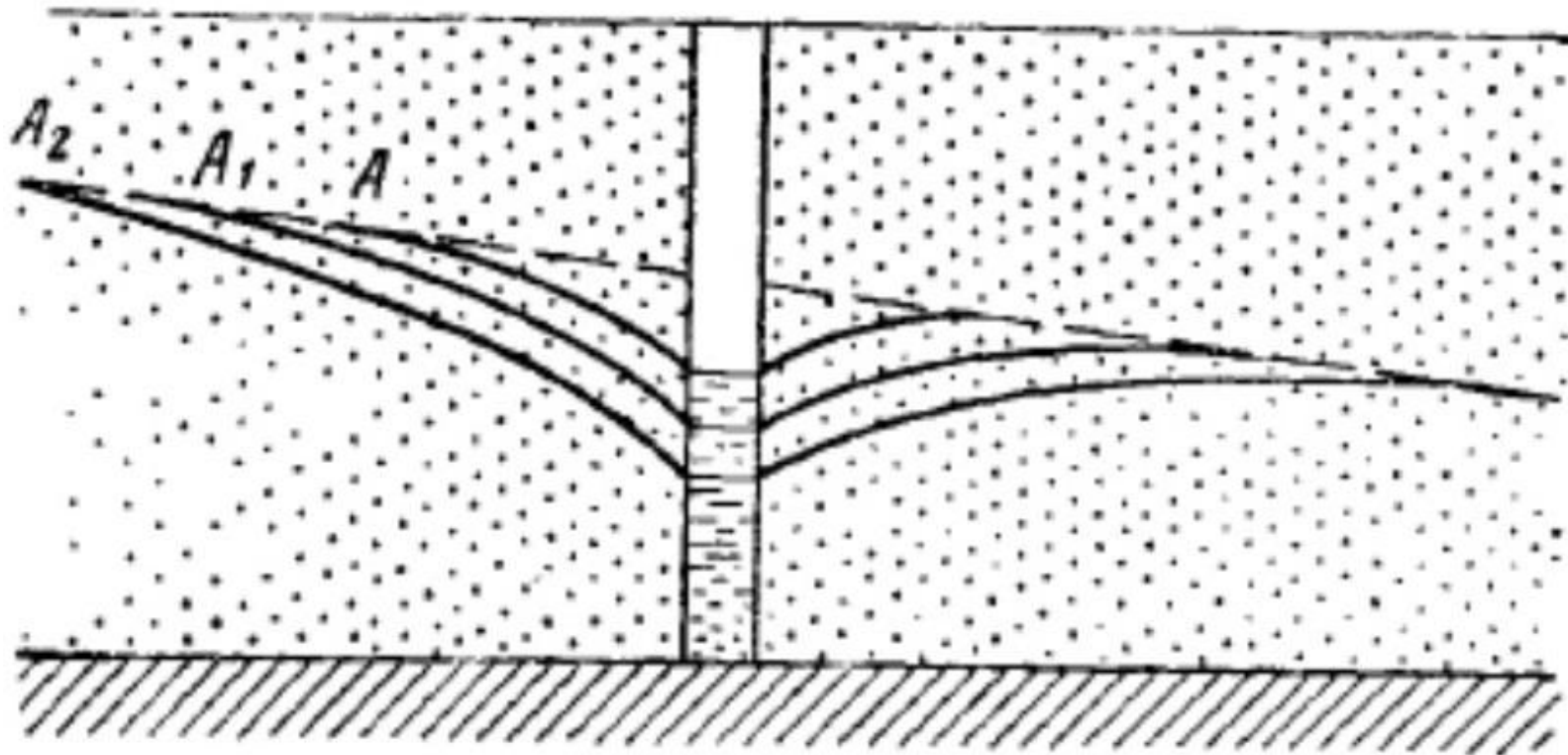


Рис. 33. Розвиток депресійної воронки в умовах квазістаціонарного режиму фільтрації

Час настання  $t_0$  та радіус  $r_0$  зони квазістаціонарного режиму можуть бути визначені за формулами:

$$t_0 \geq \frac{2,5r^2}{a} \quad (120)$$

$$r_0 = 0,63\sqrt{at} \quad (121)$$

Таким чином, у напірному ізольованому пласті пониження рівня через деякий час після початку відкачки пов'язано з логарифмом часу прямолінійною залежністю. Це стало основою *графоаналітичного методу* визначення розрахункових параметрів шляхом аналізу графіків  $S - lgt$  (рис. 34).

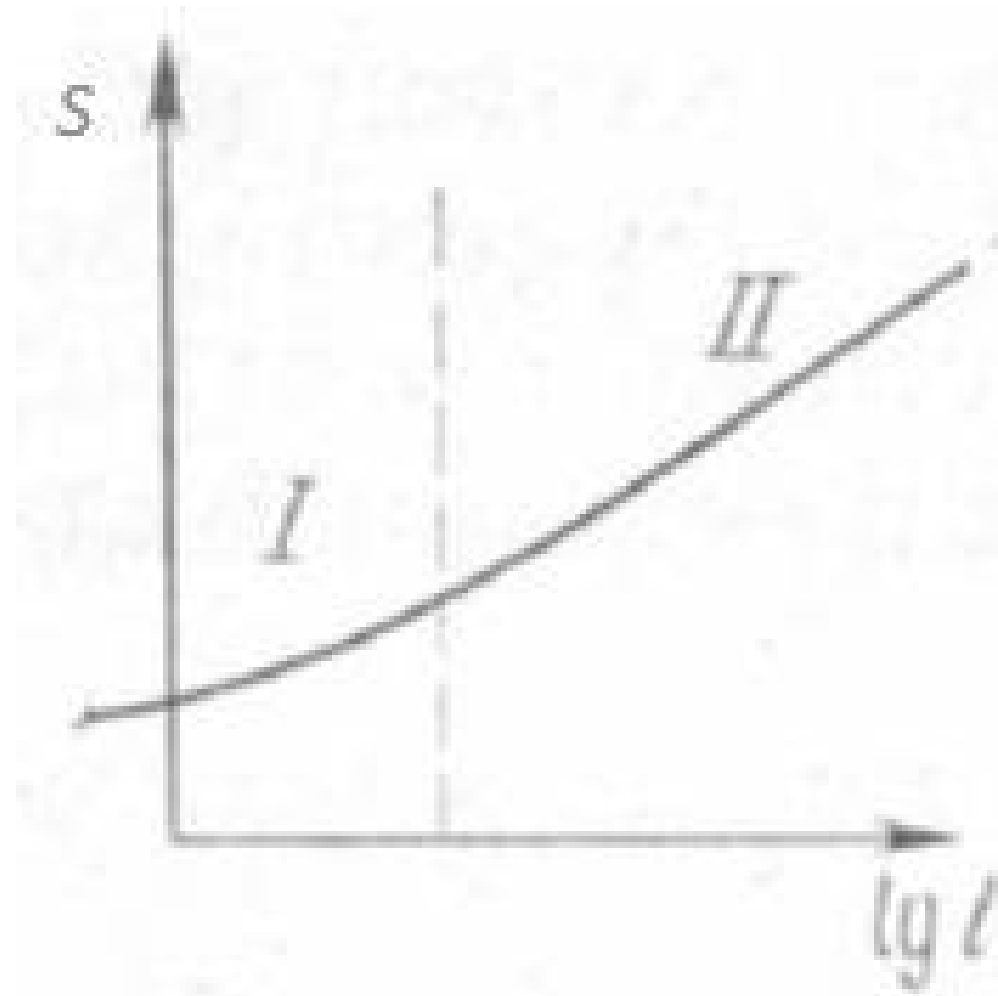


Рис. 34. Закономірність зниження рівня під час відкачки у необмеженому напірному однорідному водоносному горизонті

На графіку  $S - lgt$ , побудованому у напівлогарифмічному масштабі, виділяються дві ділянки.

На першій ділянці (*I*) точки графіка не вкладаються на пряму лінію. Ця ділянка відповідає періоду часу, коли логарифмічна залежність між пониженням рівня і часу відсутня (рис. 32).

Друга (*II*), прямолінійна ділянка графіка відображає закономірності зниження рівня при квазістаціонарному режимі (рис. 33).

Тривалість першого періоду в напірних водоносних горизонтах зазвичай незначна: при розташуванні спостережних свердловин на відстані до 100 м від центральної вона не перевищує 0,5-1,0 доби і сягає кількох діб при відстані, більше 300-500 м.

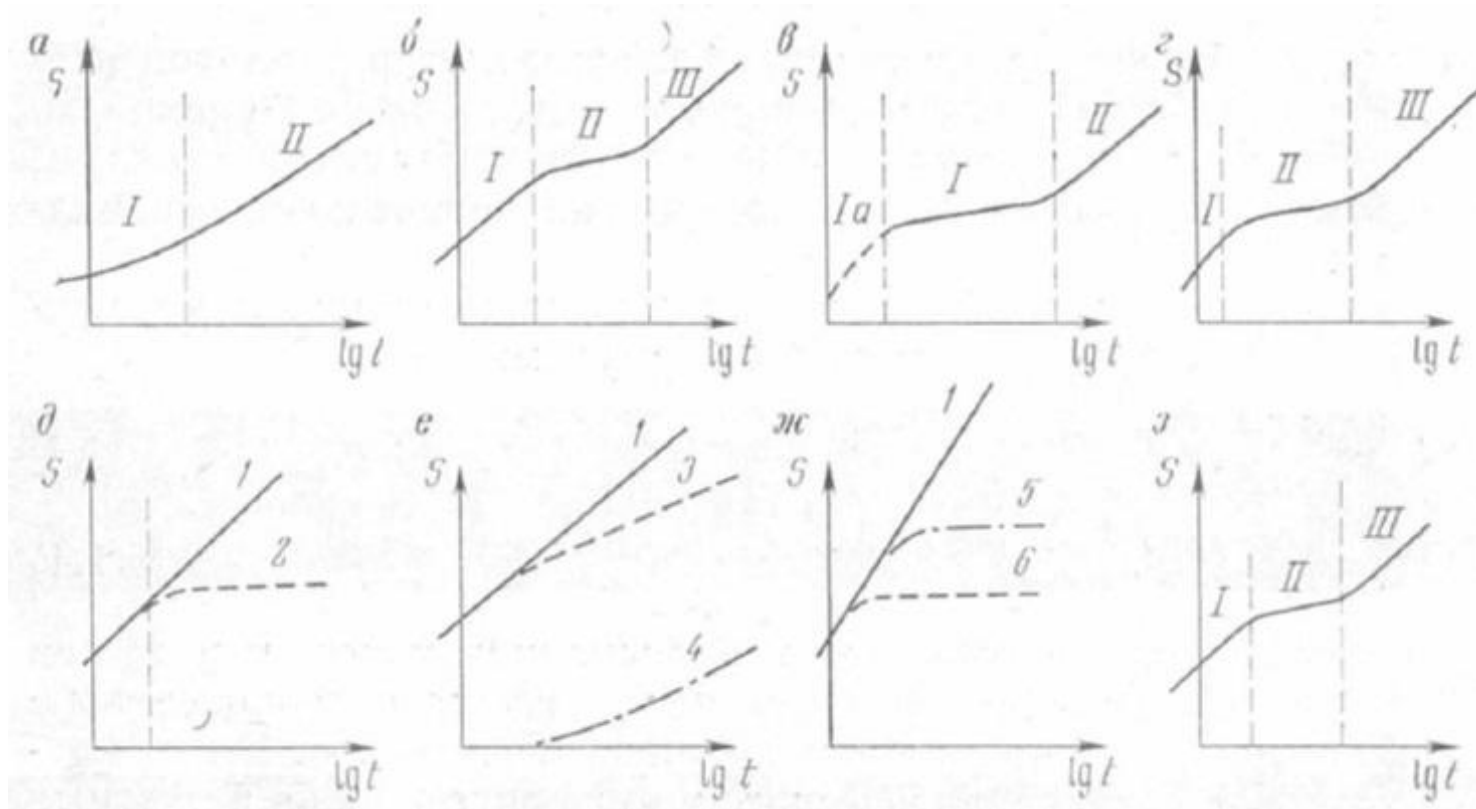


Рис. 35. Закономірності змінення рівня під час відкачок у типових гідрогеологічних умовах

*a* – необмежений напірний однорідний пласт; *б* – безнапірний пласт; *в* – тріщинний та тріщинно-карстовий пласти; *г* – двошарова товща зі змінним напором у верхньому шарі; *д* – шарувата товща з постійним напором у верхньому шарі; *е* – шарувата товща з розділюючим водотривом при змінному напорі у верхньому шарі; *ж* – водоносний пласт біля ріки; *з* – пласт з межею неоднорідності по водовіддачі (напірно-безнапірний пласт); *1* – за Тейсом; *2* – при перетіканні; *3* – при перетіканні у випробуваному горизонті; *4* – при перетіканні у живлячому горизонті; *5* – при недосконалому зв'язку з рікою; *б* - при досконалому зв'язку з рікою

## *Тема 10*

# **Розрахункові гідрогеологічні параметри**

Визначення розрахункових гідрогеологічних параметрів є основною метою випробування водоносних горизонтів відкачками.

Під *параметром* у техніці розуміють величину, що характеризує ту чи іншу властивість якогось явища, пристрою, обладнання тощо.

Водонасичені гірські породи, які складають водоносні горизонти, є пористими середовищами.

Основними властивостями пористого середовища, що визначають умови руху у ньому рідини, є *пористість* і *проникність*. Тому природньо, що основні гідрогеологічні параметри водоносного горизонту мають відображати саме ці дві властивості водовміщуючого середовища: *ємнісні* та *фільтраційні* властивості.

Природне водонасичене пористе середовище може бути зернистим, тріщинуватим, тріщинно-карстовим.

Практично усі водовміщуючі породи характеризуються безладним (хаотичним) розподілом порожнин. Тому структура пористого середовища може бути описаною тільки статистично.

Враховуючи складність будови пористого середовища, умови руху рідини у ньому звичайно розглядаються з макроскопічної точки зору, а реальна водонасичена порода замінюється деяким умовним суцільним середовищем з безперервними властивостями.

За такого підходу пористість і проникність гірської породи і пов'язані з ними основні розрахункові гідрогеологічні параметри водоносних горизонтів мають розглядатися як макроскопічні параметри, що характеризують тільки відносно великі об'єми досліджуваного середовища.



Пористість водонасиченої гірської породи  $n$  складає частину її об'єму, заповнену водою, і виражається як відношення об'єму порожнин до загального об'єму породи.

Проте характеристикою ємнісних властивостей природного водонасиченого середовища є не повна пористість, а *коефіцієнт гравітаційної водовіддачі* породи  $\mu$ , тобто та кількість води, яка може вивільнитися з елементарного об'єму пласту при його осушенні.

Під *коефіцієнтом водовіддачі* розуміють різницю між загальною пористістю і максимальною молекулярною вологоємністю  $W_M$  з урахуванням об'ємних мас скелету ( $\Delta_{СК}$ ) і води ( $\Delta_B$ ):

$$\mu = n - \frac{\Delta_{СК}}{\Delta_B} W_M \quad (122)$$

Під час напірної фільтрації осушення порід не відбувається, і ємнісні властивості водоносного горизонту визначаються пружністю водовміщуючих порід і рідини, яка у них міститься.

За аналогією з гравітаційною водовіддачею при осушенні порід, для характеристики ємнісних властивостей напірного водоносного горизонту було запропоновано поняття *пружної водовіддачі*  $\mu^*$  (Ф. М. Бочевєр).

*Коефіцієнт пружної водовіддачі* характеризує кількість води, яка може бути отриманою з одиниці площі напірного пласту при зниженні п'єзометричного напору на 1 м.

Пружні властивості водоносного горизонту характеризуються коефіцієнтом пружної ємності  $\beta^*$  :

$$\beta^* = n\beta_{\text{в}} + \beta_{\text{с}} \quad (123)$$

де  $\beta_B$  і  $\beta_C$  - коефіцієнти пружного стиснення води і породи, відповідно.

Отже, пружна водовіддача:

$$\mu^* = \Delta_B \beta^* t \quad (124)$$

де  $t$  – товщина водоносного горизонту.

Оскільки об'ємна маса прісної води близька до одиниці, величиною  $\Delta_B$  зазвичай нехтують.

Фільтраційні властивості водоносного горизонту визначаються проникністю породи.

*Проникність* – це властивість пористого матеріалу пропускати крізь себе рідину під дією прикладеного градієнту тиску.

Фільтраційні властивості водоносного горизонту визначаються властивостями не тільки водовміщуючої породи, але й рідини, що фільтрується.

Проникність породи по відношенню до певної рідини характеризується *коефіцієнтом фільтрації*, який представляє собою витрату рідини крізь одиницю площі поперечного перерізу пласту при напірному градієнті, рівному одиниці, і чисельно дорівнює швидкості фільтрації при одиничному градієнті.

Оскільки під час вирішення прикладних гідрогеологічних задач, як правило, розглядається планова фільтрація, коефіцієнт фільтрації частіше замінюється на *коефіцієнт водопровідності* (або просто *водопровідність*)  $T = kt$ .

*Коефіцієнт водопровідності* представляє собою витрату рідини крізь одиницю поперечного перерізу водоносного горизонту товщиною  $t$  при одиничному напірному градієнті.

Таким чином, коефіцієнти гравітаційної або пружної водовіддачі та фільтрації (водопровідності) є об'єктивними макроскопічними характеристиками насиченого середовища, відносно рідини, що міститься у цьому середовищі. Вони мають чіткий фізичний смисл.

Суттєве значення можуть мати також ємнісні властивості слабкопроникних шарів, що характеризуються водовіддачою  $\mu_0$ .

Водовіддача слабкопроникних порід визначається їх коефіцієнтами стиснюваності та проникності і відповідають кількості води, яка може вивільнитися з одиниці площі пласту при зниженні напору на 1 м.

Реальні водовміщуючі середовища звичайно характеризуються неоднорідністю фільтраційних і ємнісних властивостей. Прийнято розрізняти за розмірами неоднорідність різних порядків, а також випадкову і хаотичну неоднорідності.

Окрім коефіцієнтів водопровідності (фільтрації) та водовіддачі в гідрогеологічних розрахунках у якості основного широко використовується комплексний параметр  $a$ , що у загальному випадку характеризує швидкість розвитку депресії і називається для безнапірного потоку – *коефіцієнт рівнепровідності*:

$$a = \frac{kt}{\mu} \quad (125)$$

для напірного потоку – *коефіцієнт п'єзопровідності*:

$$a^* = \frac{kt}{\mu^*} = \frac{k}{\beta^*} \quad (126)$$

Окрім основних, у гідрогеологічних розрахунках використовується ряд специфічних параметрів, що визначають ступінь і характер взаємозв'язку досліджуваного водоносного горизонту з оточуючим середовищем.

До цієї групи насамперед відносять *параметр перетікання* (у шаруватих товщах) і параметр, який комплексно характеризує опір закольматованого шару руслових відкладень у поверхневих водотоках і водоймах, а також недосконалість врізу руслових відкладів.



## *Тема 11*

# **Методи визначення розрахункових гідрогеологічних параметрів за даними відкачок**

Сучасні методи визначення розрахункових гідрогеологічних параметрів за даними дослідно-фільтраційних робіт базуються на рівняннях несталого руху підземних вод.

В окремих випадках при стаціонарному, квазістаціонарному і хибностаціонарному режимах фільтрації такі параметри як коефіцієнти водопровідності і фільтрації, а також параметри перетікання та опору руслових відкладів можуть бути розраховані за формулами стаціонарної фільтрації.

Залежно від характеру дослідної інформації, що використовується для обробки тим чи іншим методом, усі існуючі методи можна умовно розділити на дві групи.

В методах *першої групи* використовуються закономірності режиму підземних вод при відкачках, що визначаються тільки фільтраційними та ємнісними властивостями випробуваних водоносних горизонтів. Цими методами визначаються основні розрахункові параметри – коефіцієнти водопровідності або фільтрації, п'єзопровідності або рівнепровідності, водовіддача.

Методи *другої групи* використовують дослідні закономірності, що визначаються не тільки фільтраційними і ємнісними властивостями випробуваних водоносних горизонтів, але й їхніми граничними умовами в плані і у розрізі. За допомогою цих методів, окрім основних гідрогеологічних параметрів, можуть бути визначені і такі параметри, як коефіцієнт перетікання, фільтраційний опір днищ водотоків і водоєм тощо.

Для визначення гідрогеологічних параметрів за даними дослідно-фільтраційних робіт застосовуються рівняння, що описують закономірності руху підземних вод до свердловин або у необмежених ізольованих водоносних горизонтах (методи першої групи), або з урахуванням границь досліджуваного водоносного горизонту в плані та/або у розрізі (методи другої групи).

Залежно від прийомів обробки цих рівнянь можна виділити наступні методи визначення параметрів:

- 1) метод підбору;
- 2) метод еталонних кривих;
- 3) методи простеження зміни рівня у часі і за площею.

Різноманіття гідрогеологічних умов, складний характер формування режиму підземних вод під час дослідних відкачок, коли однакові закономірності змінення рівнів та витрат можуть бути викликані впливом різних факторів, - усе це вимагає обов'язкового аналізу та інтерпретації даних дослідно-фільтраційних робіт, які слід розглядати як обов'язкову стадію розвідувальних робіт.

Основним змістом цієї інтерпретації є доказ відповідності дослідних закономірностей змінення рівнів прийнятим для обробки математичним залежностям.

У тих випадках, де це можливо, для визначення коефіцієнтів водопровідності (фільтрації) та п'єзопровідності (рівнепровідності) слід віддавати перевагу методам першої групи.

Методи другої групи є необхідними у тих випадках, коли дослідні закономірності не мають ділянок, що не відчують впливу границь, а також при визначенні ряду специфічних параметрів (коефіцієнтів перетікання, фільтраційного опору руслових відкладів).

При визначенні гідрогеологічних параметрів використовуються або дані про зниження рівня у різних точках пласту на якийсь момент часу, або дані про змінення рівня підземних вод у часі у якійсь точці пласту.

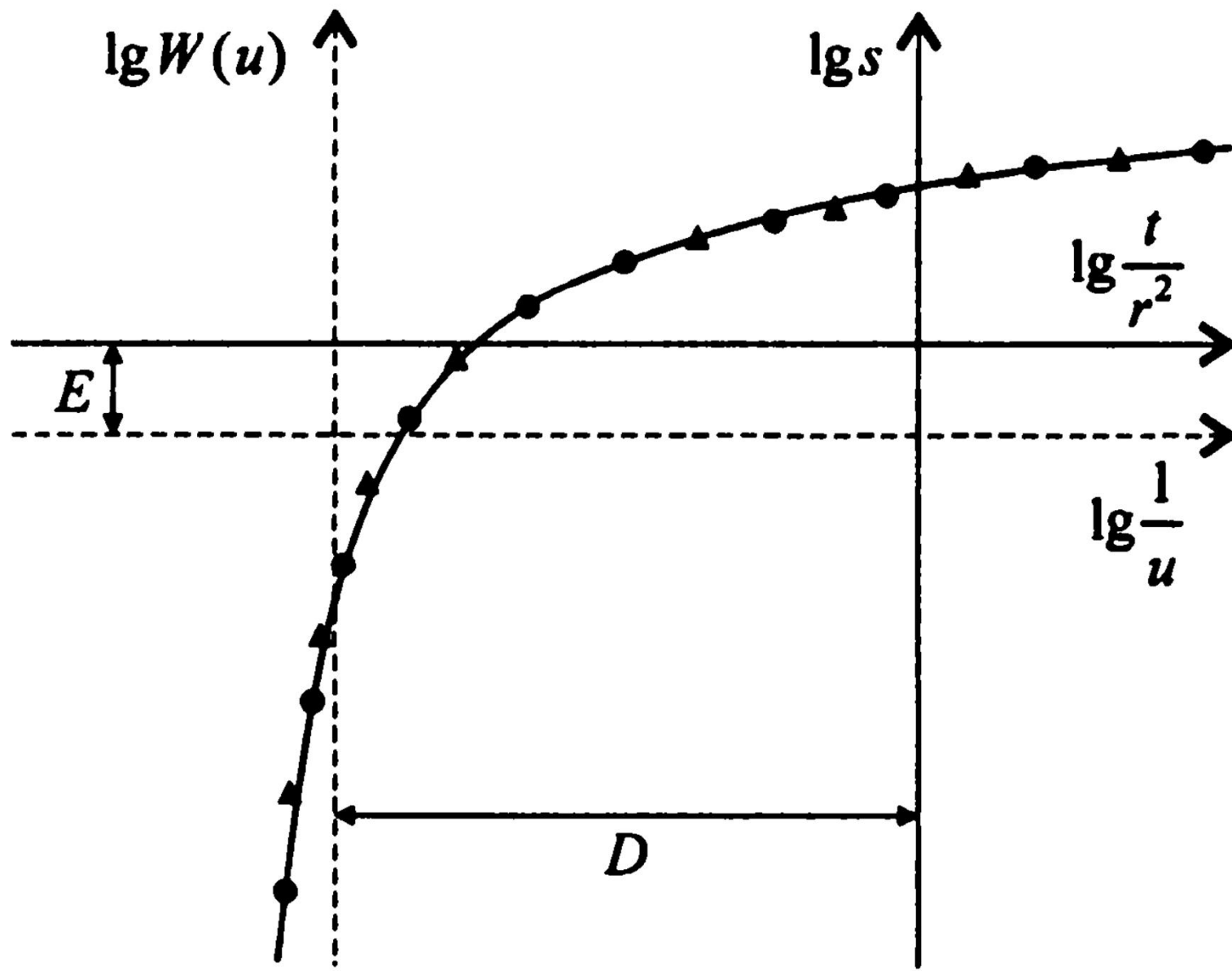
При цьому вірогідність визначення параметрів буде підвищуватися зі збільшенням кількості точок з даними про зниження рівня.

Збільшення кількості точок також дозволяє отримати більш надійні докази відповідності дослідних закономірностей прийнятим математичним залежностям.

Очевидно, що зі всіх методів найменш доцільним є *метод підбору* і подібні йому аналітичні методи, оскільки при їх використанні відповідність прийнятих залежностей реальним природним умовам практично не контролюється, а визначення виконуються всього за двома точками.

У *методах еталонної кривої* відповідність застосовуваної залежності дослідним даним вирішується співставленням (суміщенням) еталонної та експериментальної кривих. Якщо не вдається досягти повного суміщення, що має місце під час дії різних факторів, що викликають деформації дослідних закономірностей, подальша інтерпретація дослідних даних стає невизначеною.





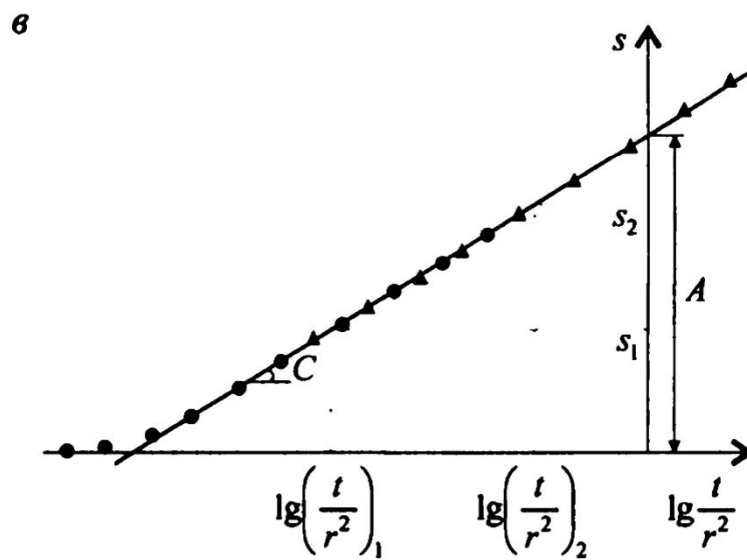
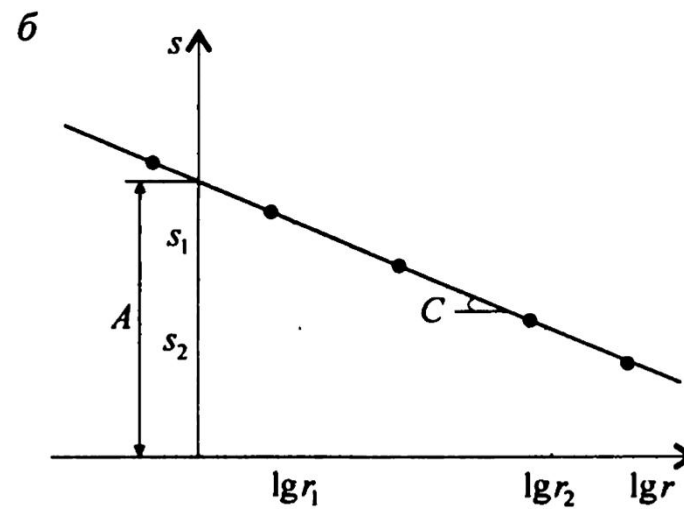
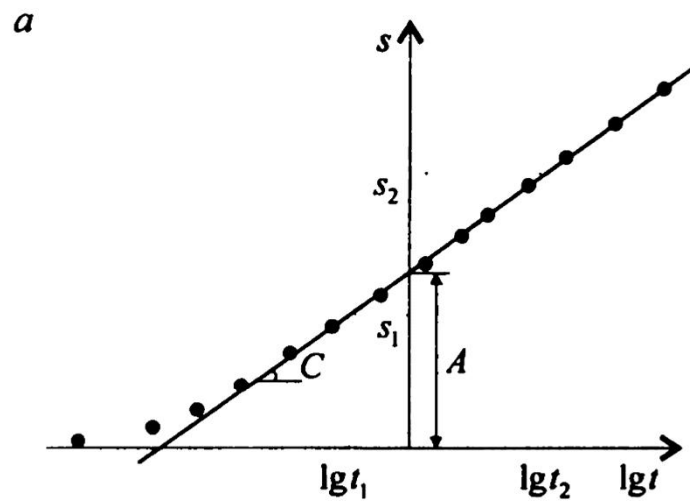
*Графоаналітичні методи* простежування змінень рівня у часі і за площею (методи Джейкоба), що використовуються при квазістаціонарному режимі фільтрації, у значній мірі позбавлені описаних недоліків.

У цьому випадку достатньо надійно за великою кількістю точок може бути встановлена відповідність дослідних даних прийнятій математичній моделі, а вірогідність отриманих параметрів контролюється різними способами їх визначення (простежування у часі і за площею).

Графоаналітичні методи визначення параметрів шляхом простежування рівнів у часі і по площі засновані на аналізі **прямолінійних залежностей** між зниженням рівня і часом або відстанню.

Для отримання прямолінійних залежностей у необмежених і напівобмежених пластах використовують графік  $S - lgt$ , у смугоподібних  $S - \sqrt{t}$ , у замкнених  $S - t$ .

У зв'язку з цим методи простежування є найбільш придатними з точки зору інженерного експерименту. На прямолінійних графіках надійніше діагностується вид залежності та фіксуються моменти її змінення.



## *Тема 12*

# **Обробка та інтерпретація результатів дослідних робіт в умовах необмеженого однорідного напірного водоносного горизонту**

У необмеженому однорідному зернистому водоносному пласті єдиним фактором, що викликає деформацію прямолінійних закономірностей змінення рівнів у часі ті по площі, є технічні умови проведення дослідів (постійність або змінність дебіту, наявність декількох неодноразовно ввімкнених свердловин тощо).

Тому в цих умовах найкраще застосовувати метод Джейкоба у його класичному вигляді.

При постійному дебіті свердловини обробка даних дослідної відкачки виконується на основі логарифмічної апроксимації формули Тейса:

$$S = \frac{0,183Q}{km} \lg \frac{2,25at}{r^2} \quad (127)$$

при  $\frac{r^2}{4at} \leq 0,1$  (128)

Для отримання залежностей, що застосовуються для розрахунку параметрів, вищенаведена формула записується у вигляді рівняння прямої у напівлогарифмічних координатах: зниження рівня (вісь ординат) відносно логарифму часу  $lgt$ , логарифму відстані  $lgr$  і комплексного показника  $lg \frac{t}{r^2}$  з відповідними коефіцієнтами  $A_t$  і  $C_t$ ,  $A_r$  і  $C_r$ ,  $A_k$  і  $C_k$ .

В залежності від обраних координат можливі три способи обробки:

1. Спосіб часового простежування змінення рівня. Обробка виконується за допомогою напівлогарифмічної прямої вигляду  $S = A_t + C_t lgt$  при  $r = const$ .

Цей спосіб полягає у простежуванні зниження або відновлення рівня у часі. Розрахункові параметри – коефіцієнти водопровідності та п'єзопровідності – визначаються за кутовими коефіцієнтами  $C_t$  та початковими ординатами  $A_t$  часових графіків простежування  $S - lgt$ .

Основною інформацією для побудови графіка є заміри пониження рівня в одній свердловині.

2. Спосіб площинного простежування. Обробка дослідної інформації виконується за допомогою напівлогарифмічної прямої вигляду  $S = A_r + C_r lgt$  при  $t = const$ .

Спосіб полягає у простежуванні змінення рівня в залежності від відстані спостережних свердловин до центральної, тобто по площі дослідної ділянки. Коефіцієнти водопровідності та п'єзопровідності визначаються за кутовими коефіцієнтами  $C_r$  та початковими ординатами  $A_r$  площинних графіків простежування  $S - lgr$ .

Основною інформацією для побудови графіка є одночасні заміри пониження рівня у декількох спостережних свердловинах.



3. Спосіб комбінованого простежування. Обробка дослідної інформації виконується за допомогою напівлогарифмічної прямої

$$\text{вигляду } S = A_{\text{к}} + C_{\text{к}} \lg \frac{t}{r^2}.$$

Спосіб полягає у простежуванні змінення рівня у часі одночасно у декількох спостережних свердловинах. Коефіцієнти водопровідності та п'єзопровідності визначаються за кутовими коефіцієнтами  $C_{\text{к}}$  та початковими ординатами  $A_{\text{к}}$  комбінованих графіків простежування  $S - \lg \frac{t}{r^2}$ .

Інформацією для побудови комбінованих графіків простежування є регулярні у часі заміри пониження рівня одночасно у декількох спостережних свердловинах.

Формула Джейкоба є справедливою для умов квазістаціонарного фільтраційного потоку. За цієї умови графіки часового, площинного та комбінованого простежування прямолінійні, до того ж графіки площинного простежування, побудовані на кілька моментів часу, паралельні між собою.

Розрахунок коефіцієнта водопровідності  $kt$  та п'єзопровідності  $a$  для напірних та найпростіших випадків безнапірних водоносних горизонтів виконують за формулами (Таблиця 18.1), отриманими шляхом елементарних перетворень формули Джейкоба – запису її у вигляді напівлогарифмічних прямих.

Під найпростішими випадками у безнапірних водоносних горизонтів розуміють відсутність ефекту Болтона і мале зниження (не більше 20% від товщини водоносного горизонту).

Таблиця 18.1

## Способи обробки

Часове простеження	Площинне простеження	Комбіноване простеження
$S - lgt$	$S - lgr$	$S - lg \frac{t}{r^2}$
$km = \frac{0,183Q}{C_t}$	$km = \frac{0,366Q}{C_r}$	$km = \frac{0,183Q}{C_K}$
$lga = 2lgr - 0,35 + \frac{A_t}{C_t}$	$lga = \frac{2A_r}{C_r} - 0,35 - lgt$	$lga = \frac{A_K}{C_K} - 0,35$

Початкова ордината  $A$  – це відрізок, що відсікається графіком на осі ординат відповідно при:  $lgt = 0$ ,  $lgr = 0$ ,  $lg \frac{t}{r^2} = 0$ .

Кутові коефіцієнти графіків простежування визначаються відношенням  $C_t = \frac{S_2 - S_1}{lgt_2 - lgt_1}$  для часового,  $C_r = \frac{S_1 - S_2}{lgr_2 - lgr_1}$  для площинного

і  $C_k = \frac{S_2 - S_1}{lg \frac{t_2}{r_2^2} - lg \frac{t_1}{r_1^2}}$  для комбінованого простежування.

Постійність дебіту відкачки є однією з головних умов застосовності формули Тейса – Джейкоба. Відхилення від цієї умови може бути причиною аномалії, тобто порушення прямолінійної форми часових і комбінованих графіків простежування, а також порушення паралельності різночасових площинних графіків.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 1

**Визначення витрати потоку підземних вод  
в умовах плоского планового потоку**

## ВАРІАНТ 1

Визначити витрату ґрунтового потоку в однорідному горизонтальному водоносному горизонті при його ширині 700 м.

Водоносний горизонт складений пісками середньої крупності з коефіцієнтом фільтрації 9,5 м/добу.

За даними буріння свердловин 1 і 2, що розташовані вздовж потоку і віддалені одна від одної на відстань 1630 м, водотривке ложе, складене глинами, залягає на абсолютній позначці 118,0 м (рис. 1).

У свердловині 1 рівень ґрунтових вод встановлено на абсолютній позначці 148,50 м, у свердловині 2 – на абсолютній позначці 145,67 м.

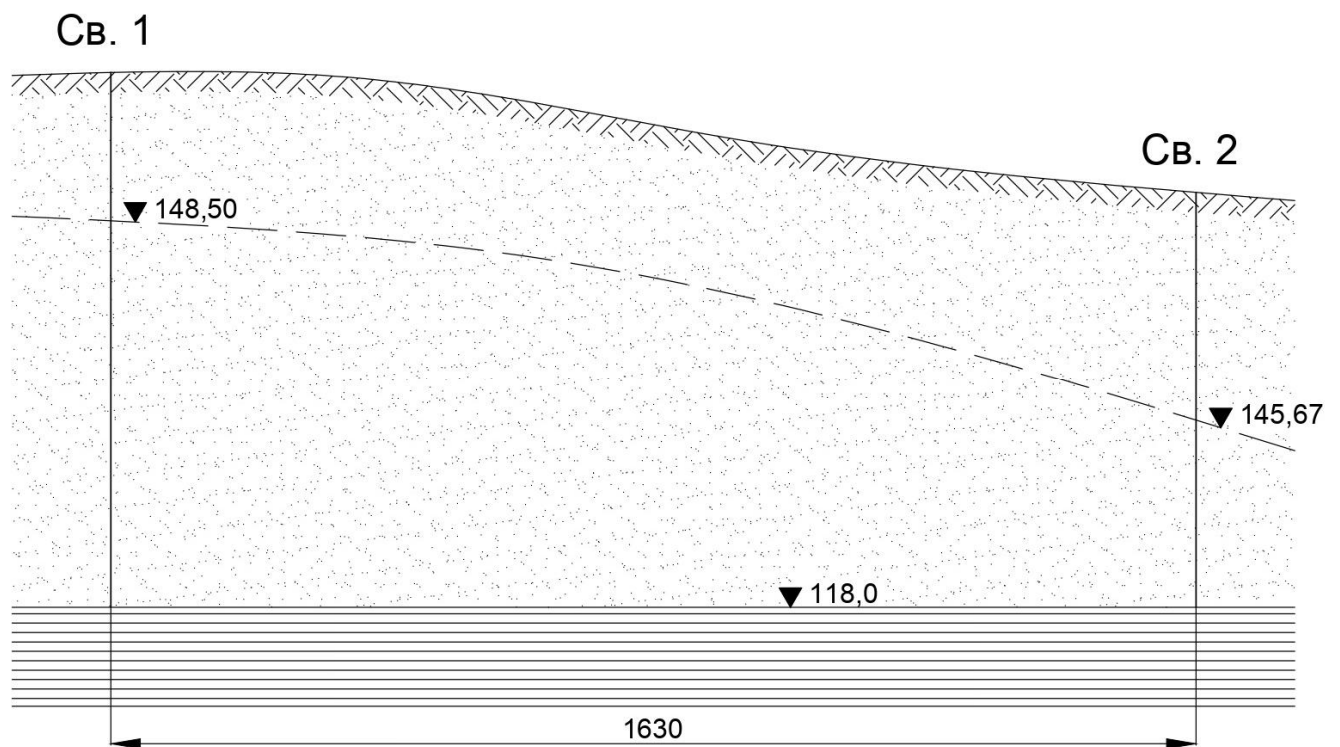


Рис. 1

## ВАРІАНТ 2

Визначити витрату ґрунтового потоку в однорідному горизонтальному водоносному горизонті при його ширині 1400 м.

Водоносний горизонт складений пісками середньої крупності з коефіцієнтом фільтрації 11,0 м/добу.

За даними буріння свердловин 1 і 2, що розташовані вздовж потоку і віддалені одна від одної на відстань 1500 м, водотривке ложе, складене глинами, залягає на абсолютній позначці 126,5 м (рис. 1).

У свердловині 1 рівень ґрунтових вод встановлено на абсолютній позначці 161,36 м, у свердловині 2 – на абсолютній позначці 157,12 м.

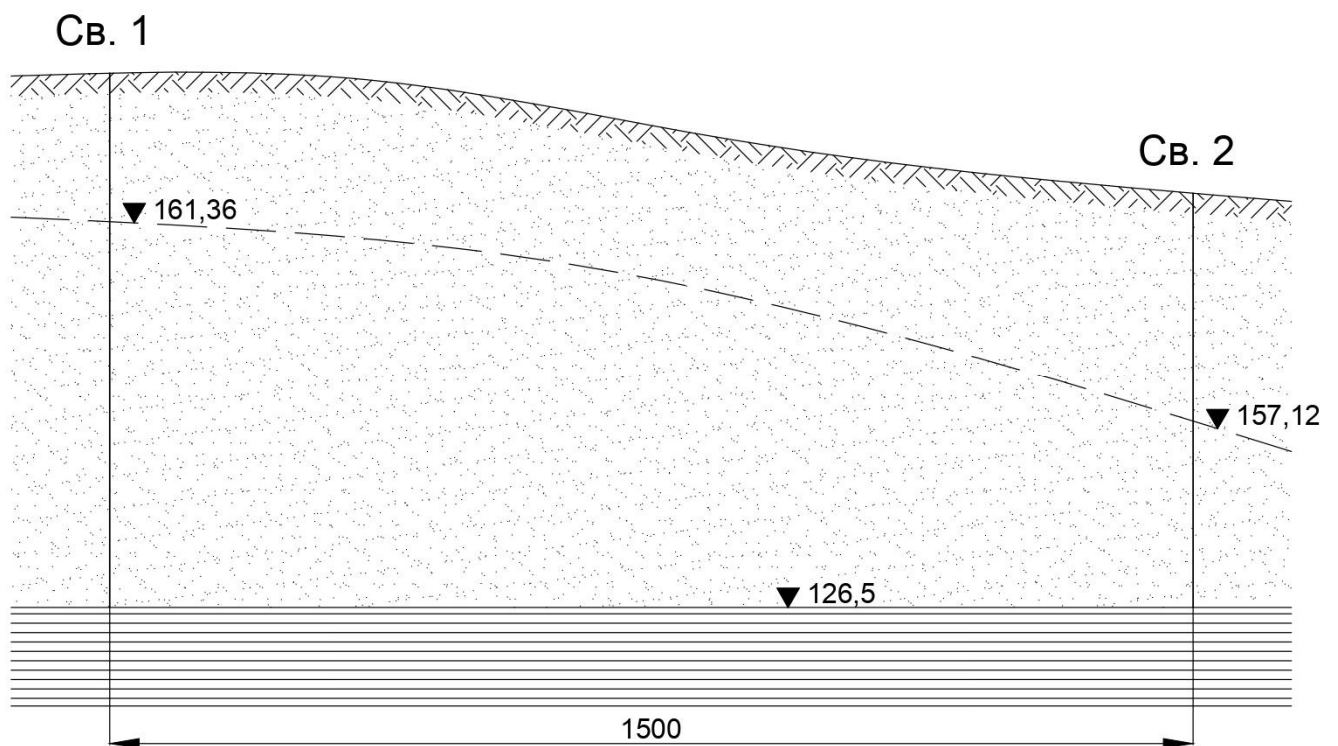


Рис. 1

### ВАРІАНТ 3

Визначити витрату ґрунтового потоку в однорідному горизонтальному водоносному горизонті при його ширині 1700 м.

Водоносний горизонт складений дрібними пісками з коефіцієнтом фільтрації 4,5 м/добу.

За даними буріння свердловин 1 і 2, що розташовані вздовж потоку і віддалені одна від одної на відстань 1150 м, водотривке ложе, складене глинами, залягає на абсолютній позначці 102,0 м (рис. 1).

У свердловині 1 рівень ґрунтових вод встановлено на абсолютній позначці 116,45 м, у свердловині 2 – на абсолютній позначці 109,60 м.

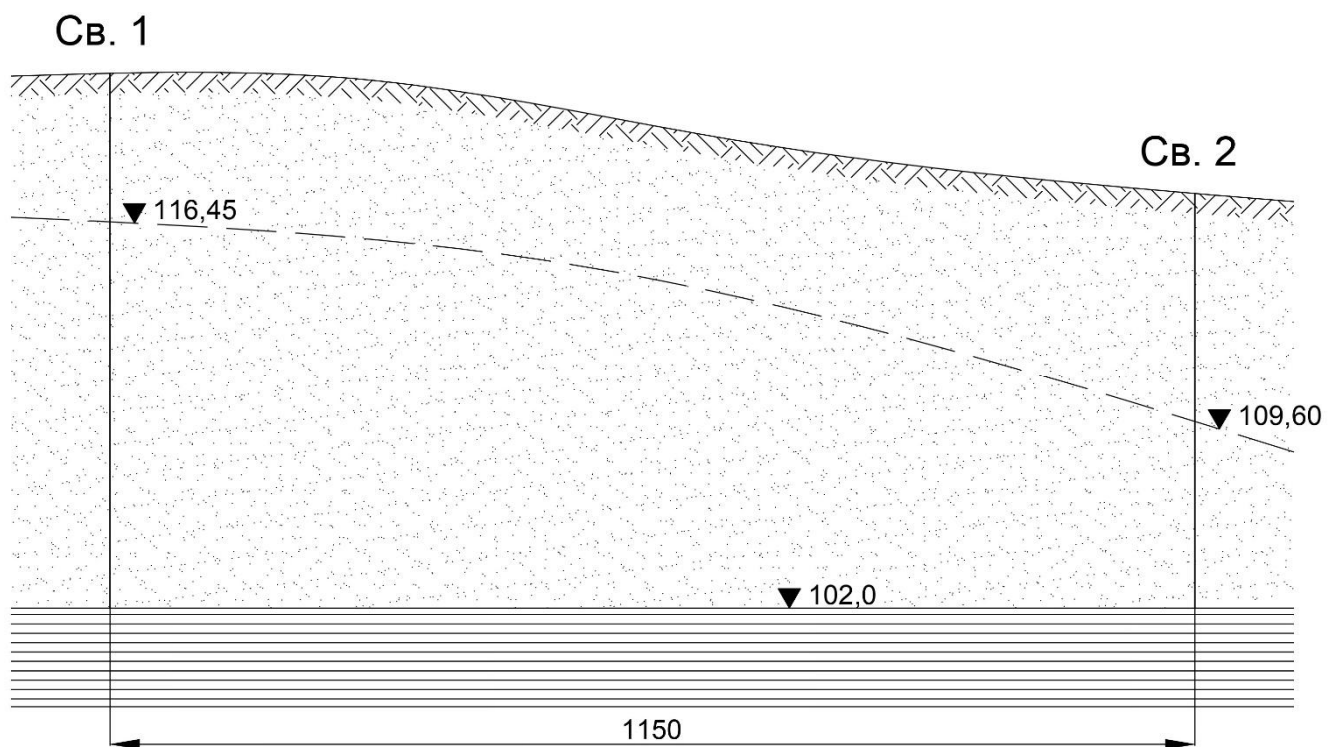


Рис. 1



## ВАРІАНТ 4

Визначити витрату ґрунтового потоку в однорідному горизонтальному водоносному горизонті при його ширині 900 м.

Водоносний горизонт складений дрібними пісками з коефіцієнтом фільтрації 3,0 м/добу.

За даними буріння свердловин 1 і 2, що розташовані вздовж потоку і віддалені одна від одної на відстань 720 м, водотривке ложе, складене глинами, залягає на абсолютній позначці 68,5 м (рис. 1).

У свердловині 1 рівень ґрунтових вод встановлено на абсолютній позначці 81,23 м, у свердловині 2 – на абсолютній позначці 77,48 м.

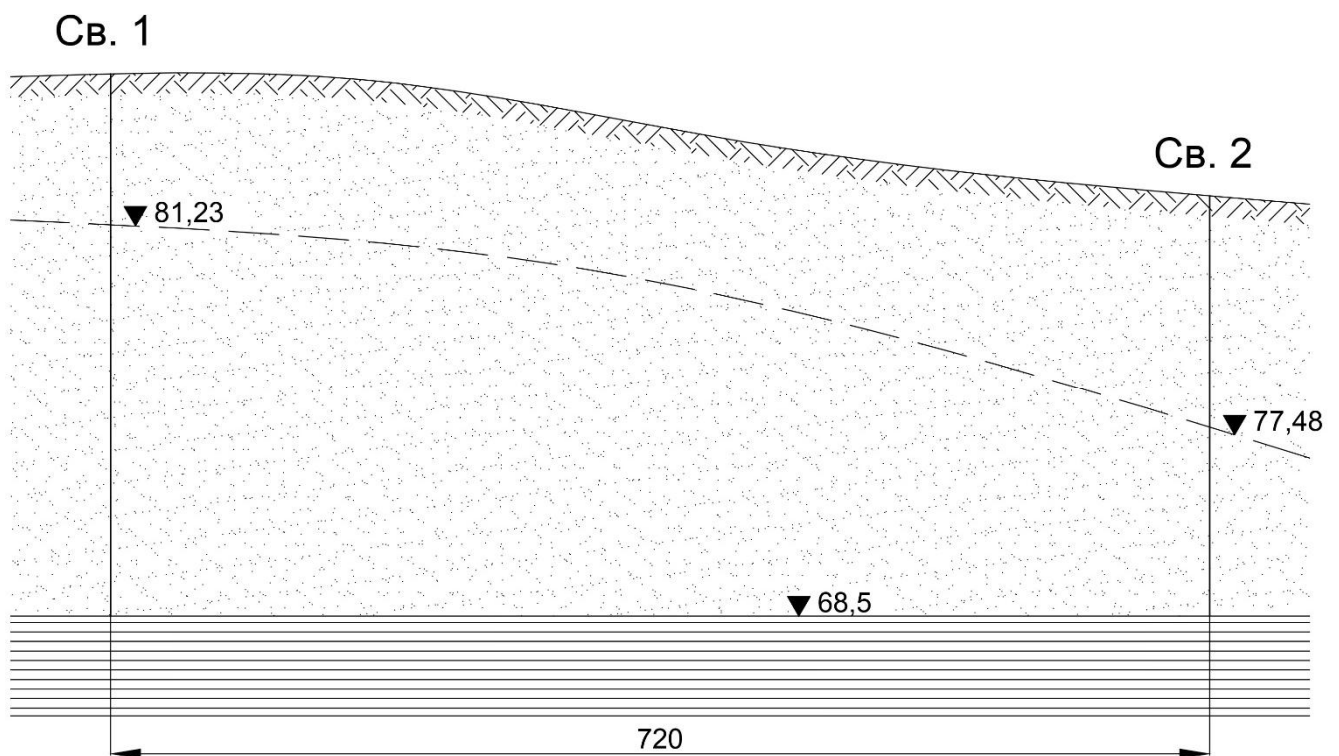


Рис. 1

ПРАКТИЧНА РОБОТА 2

**Визначення витрати потоку підземних вод  
в умовах плоского планового напірного  
потоку**

## ВАРІАНТ 1

Плоский напірний потік підземних вод спрямований від верхньої частини передгірного шлейфу до центральної частини міжгірної котловини.

У свердловині 1, доведеній до водотривкого ложа, п'езометричний рівень води встановився на абсолютній позначці 150,75 м; товщина потоку по цій свердловині 18,0 м.

Свердловина 2, розташована нижче по потоку, також дійшла до водотриву водоносного горизонту; п'езометричний рівень води у цій свердловині встановився на абсолютній позначці 149,30 м, товщина потоку 25,0 м (рис. 1).

Відстань між свердловинами 1000 м, коефіцієнт фільтрації 45,0 м/добу.

Визначити витрату напірного потоку шириною 1 км, користуючись формулою (21), а також рівнянням (31), записаним у вигляді:

$$q = k \frac{H_1 - H_2}{L} * \frac{h_1 + h_2}{2}$$

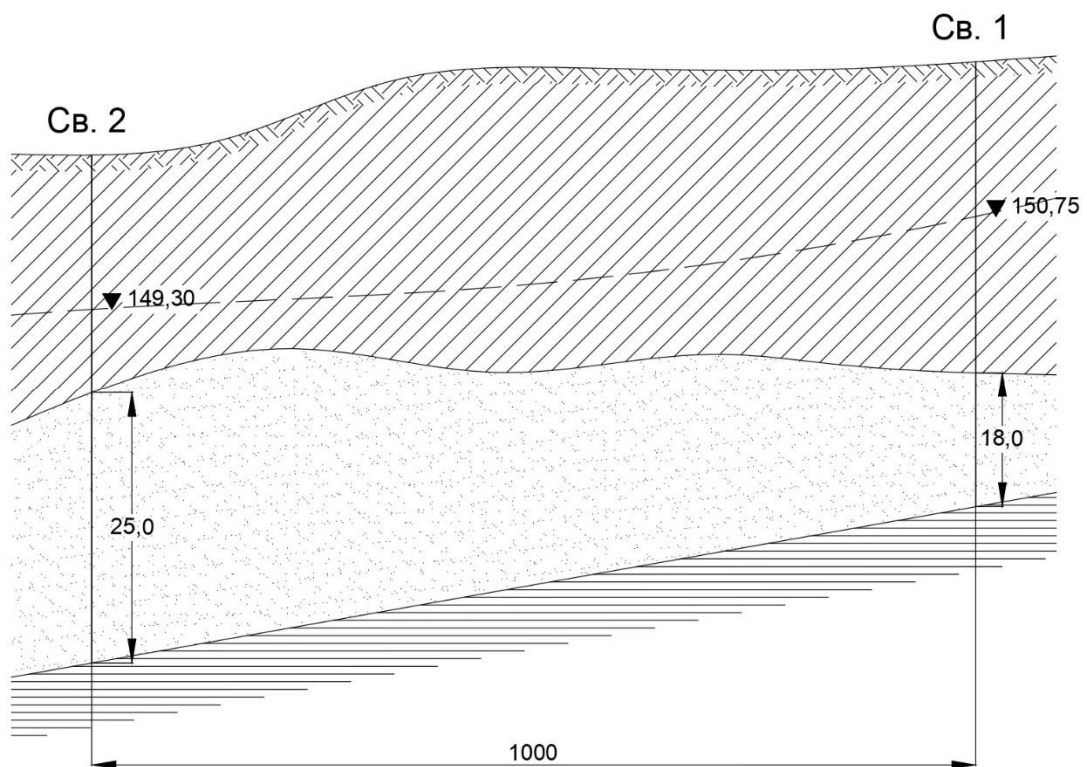


Рис. 1

## ВАРІАНТ 2

Плоский напірний потік підземних вод спрямований від верхньої частини передгірного шлейфу до центральної частини міжгірної котловини.

У свердловині 1, доведеній до водотривкого ложа, п'езометричний рівень води встановився на абсолютній позначці 187,13 м; товщина потоку по цій свердловині 24,5 м.

Свердловина 2, розташована нижче по потоку, також дійшла до водотриву водоносного горизонту; п'езометричний рівень води у цій свердловині встановився на абсолютній позначці 184,70 м, товщина потоку 31,0 м (рис. 1).

Відстань між свердловинами 800 м, коефіцієнт фільтрації 32,0 м/добу.

Визначити витрату напірного потоку шириною 1 км, користуючись формулою (21), а також рівнянням (31), записаним у вигляді:

$$q = k \frac{H_1 - H_2}{L} * \frac{h_1 + h_2}{2}$$

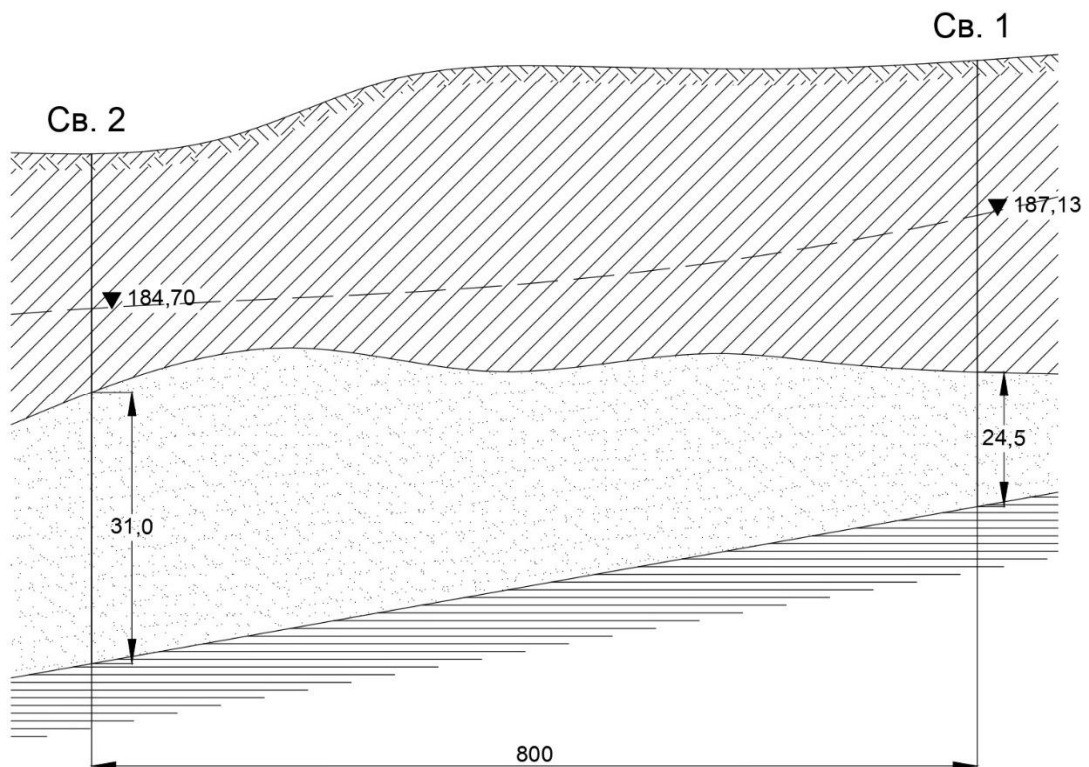


Рис. 1

### ВАРІАНТ 3

Плоский напірний потік підземних вод спрямований від верхньої частини передгірного шлейфу до центральної частини міжгірної котловини.

У свердловині 1, доведеній до водотривкого ложа, п'езометричний рівень води встановився на абсолютній позначці 271,80 м; товщина потоку по цій свердловині 14,0 м.

Свердловина 2, розташована нижче по потоку, також дійшла до водотриву водоносного горизонту; п'езометричний рівень води у цій свердловині встановився на абсолютній позначці 267,40 м, товщина потоку 28,0 м (рис. 1).

Відстань між свердловинами 1300 м, коефіцієнт фільтрації 16,0 м/добу.

Визначити витрату напірного потоку шириною 1 км, користуючись формулою (21), а також рівнянням (31), записаним у вигляді:

$$q = k \frac{H_1 - H_2}{L} * \frac{h_1 + h_2}{2}$$

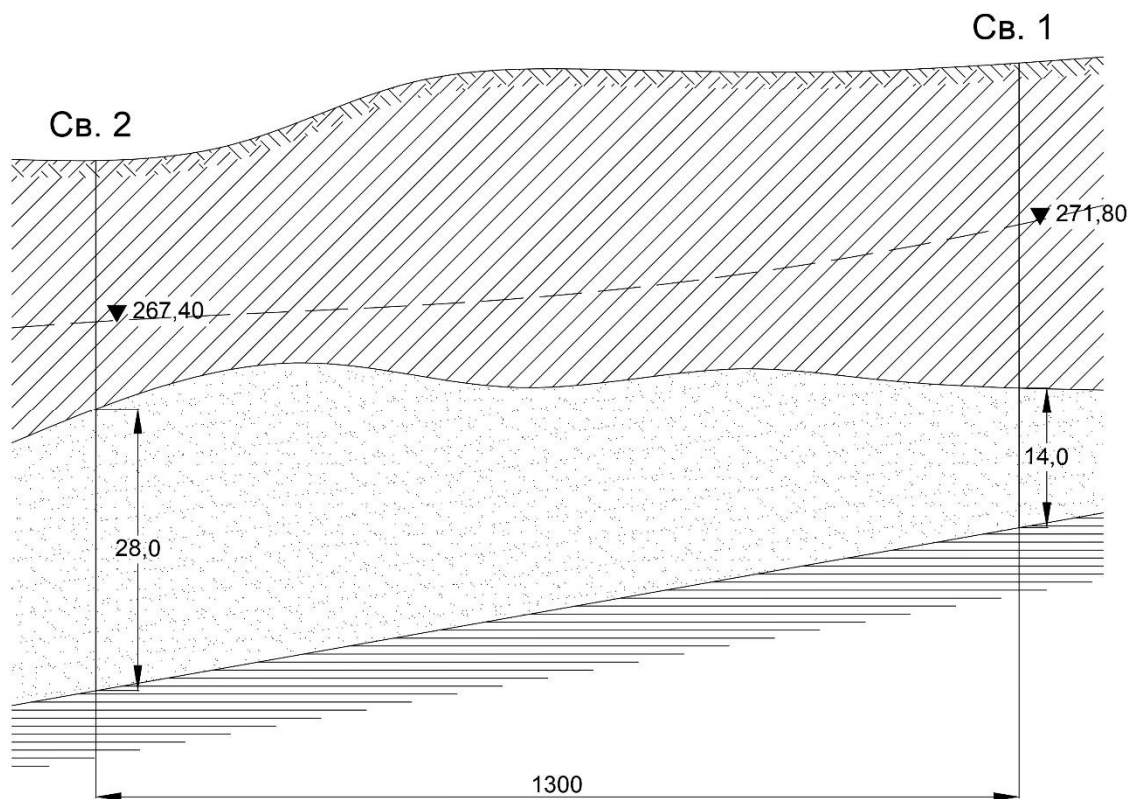


Рис. 1

## ВАРІАНТ 4

Плоский напірний потік підземних вод спрямований від верхньої частини передгірного шлейфу до центральної частини міжгірної котловини.

У свердловині 1, доведеній до водотривкого ложа, п'езометричний рівень води встановився на абсолютній позначці 218,65 м; товщина потоку по цій свердловині 12,7 м.

Свердловина 2, розташована нижче по потоку, також дійшла до водотриву водоносного горизонту; п'езометричний рівень води у цій свердловині встановився на абсолютній позначці 212,10 м, товщина потоку 19,4 м (рис. 1).

Відстань між свердловинами 600 м, коефіцієнт фільтрації 25,0 м/добу.

Визначити витрату напірного потоку шириною 1 км, користуючись формулою (21), а також рівнянням (31), записаним у вигляді:

$$q = k \frac{H_1 - H_2}{L} * \frac{h_1 + h_2}{2}$$

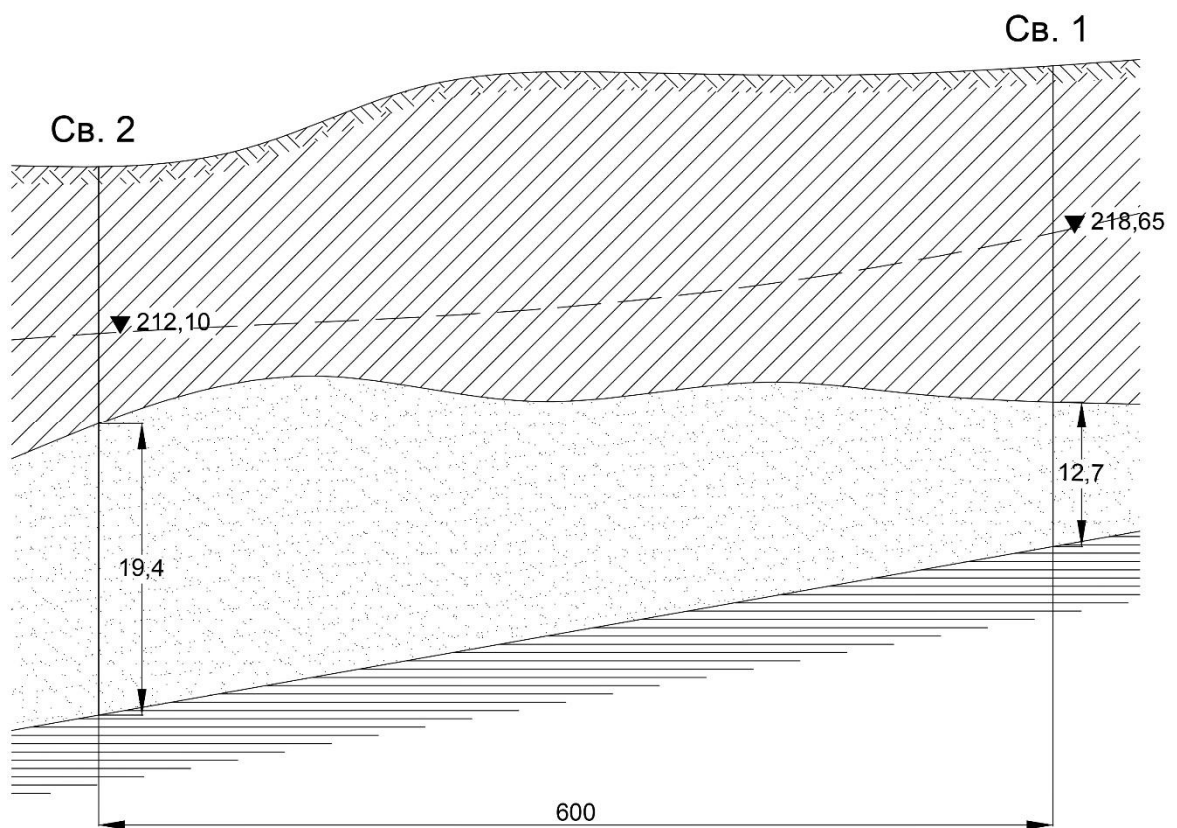


Рис. 1

ПРАКТИЧНА РОБОТА 3

**Побудова кривих депресії потоку  
підземних вод**

Визначити товщину ґрунтового водоносного горизонту у вертикальних пере-різах, на відстанях  $x$ , кратних 100 м (рис. 1).

За отриманими результатами побудувати криву депресії ґрунтового потоку. Вихідні дані для розрахунків представлені у таблиці 1.

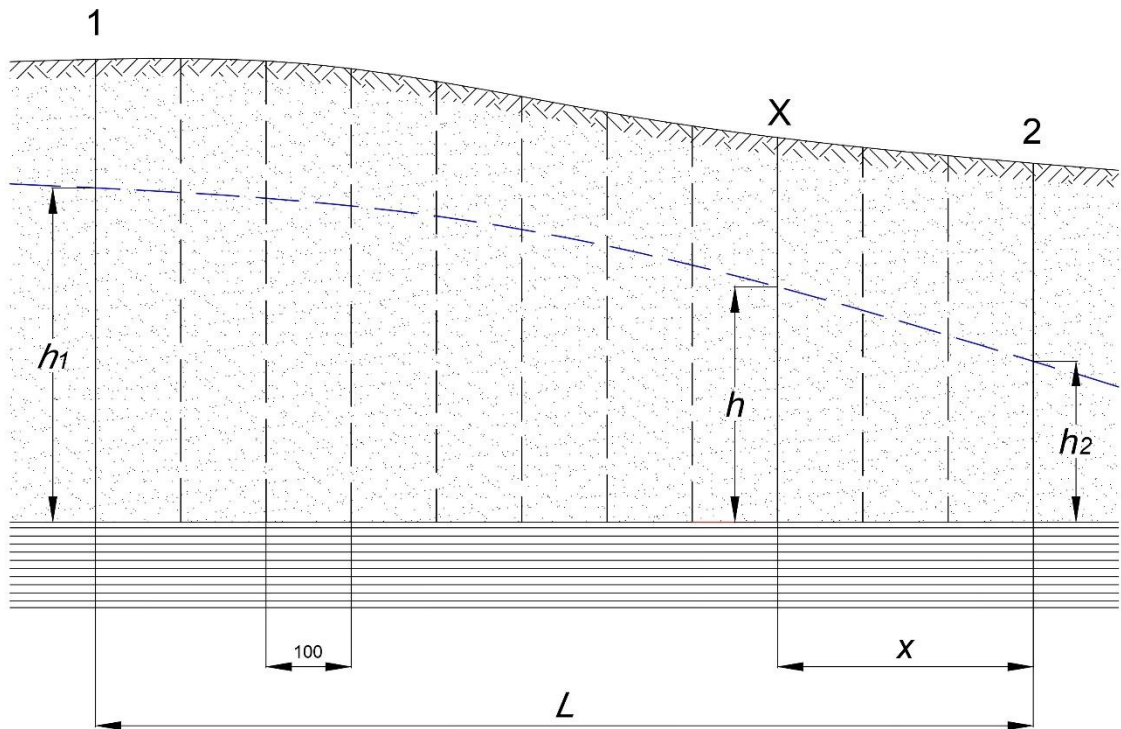


Рис. 1

Таблиця 1

№ варіанта	$h_1$ , м	$h_2$ , м	$L$ , м
1	24,6	17,2	800
2	31,3	28,5	700
3	19,6	15,0	800
4	42,5	39,1	700



ПРАКТИЧНА РОБОТА 4

**Визначення витрати потоку підземних вод у  
неоднорідних водоносних горизонтах**

Визначити одиничну витрату потоку підземних вод у водоносному горизонті з різкою зміною водопроникних порід у горизонтальному напрямку (рис. 1), користуючись формулою (68):

$$q = \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 \left( \frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} \right)}$$

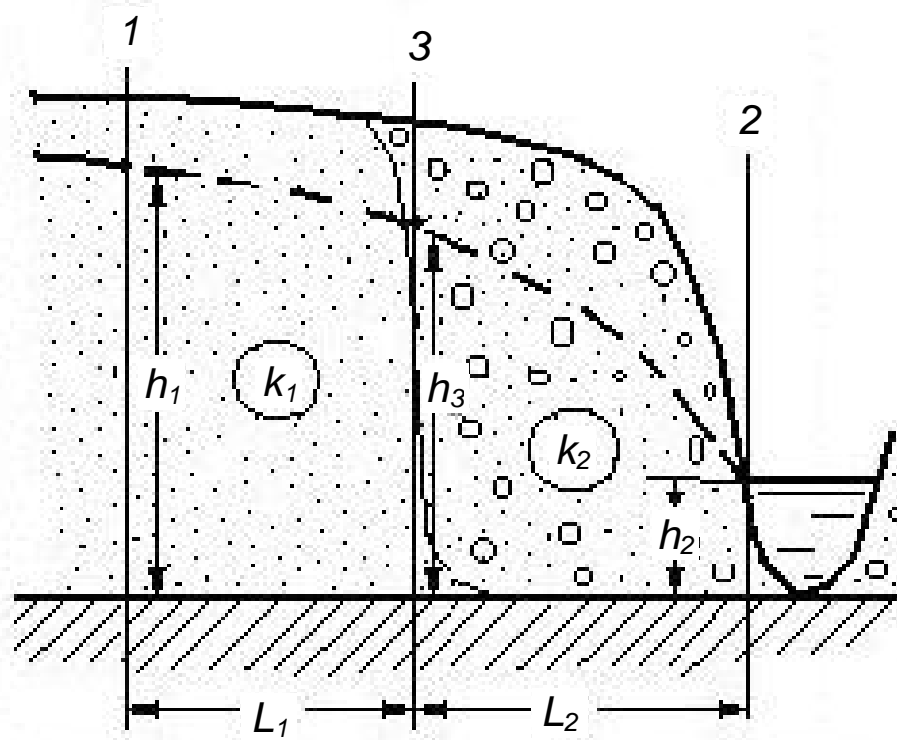


Рис. 1

Вихідні дані для розрахунків представлені у таблиці 1.

Таблиця 1

№ варіанта	$h_1$ , м	$h_2$ , м	$L_1$ , м	$L_2$ , м	$k_1$ , м/доб	$k_2$ , м/доб
1	14,0	12,5	75	40	2,5	4,0
2	21,5	17,0	110	30	4,5	8,0
3	18,0	14,0	35	50	3,0	2,5
4	10,5	8,0	90	60	11,0	6,0

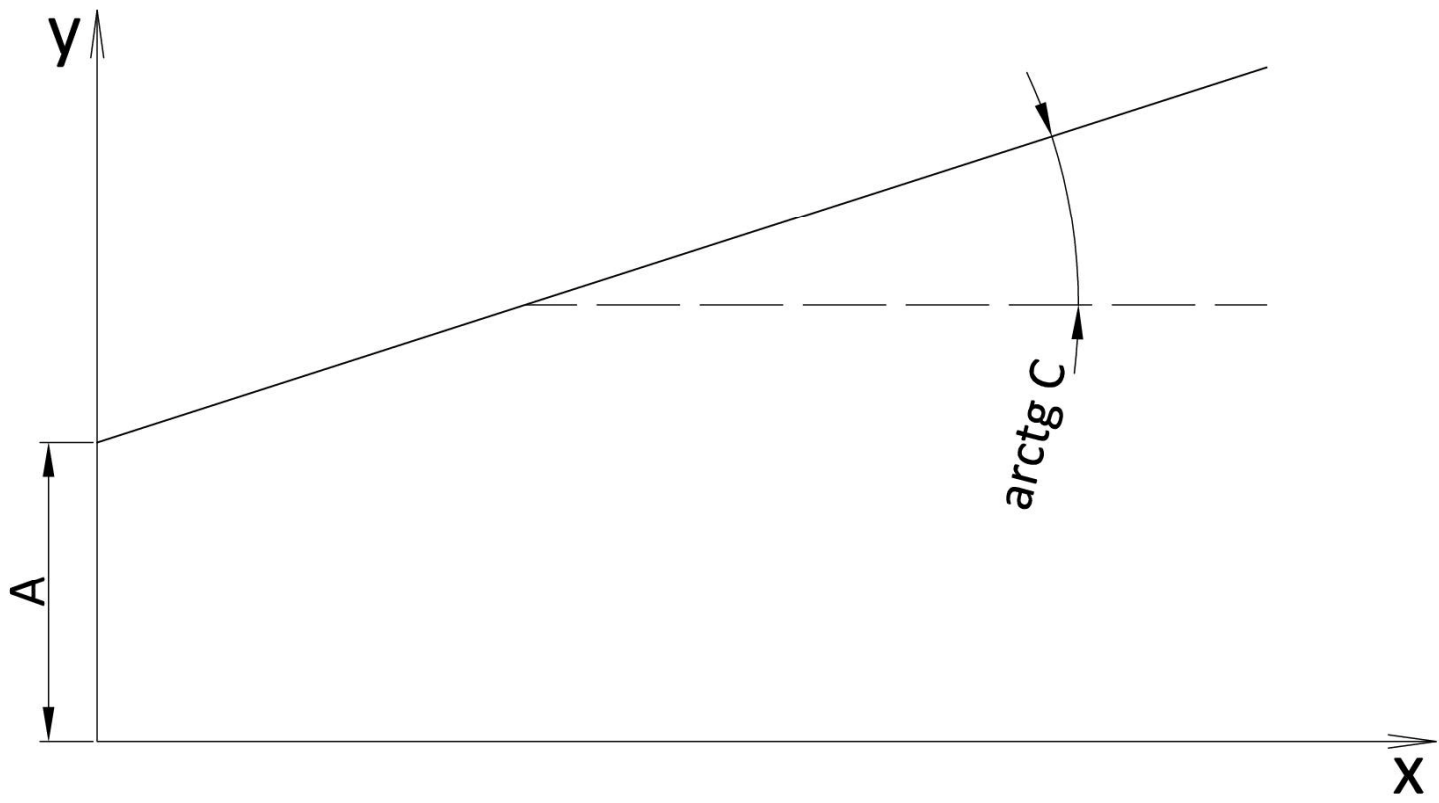
*Практична робота 5*

**Методи прямолінійної анаморфози  
(графоаналітичні)**

Методи визначення гідрогеологічних параметрів  
прямолінійної анаморфози (*графоаналітичні*)  
користуються найбільш широким поширенням у практиці  
гідрогеологічних розрахунків.

Засновані на можливості подання вихідних рівнянь  
руху води до свердловини у вигляді рівняння прямої лінії

$$y = Cx + A$$



## Часове простеження

$$S = \frac{0,183Q}{T} \lg \frac{2,25at}{r^2}$$

$$S = \frac{0,183Q}{T} \lg t + \frac{0,183Q}{T} \lg \frac{2,25a}{r^2}$$

$$S = C_t \lg t + A_t$$

$$C_t = \frac{0,183Q}{T}$$

$$T = \frac{0,183Q}{C_t}$$

$$A_t = \frac{0,183Q}{T} \lg \frac{2,25a}{r^2}$$

$$\lg a = 2 \lg r - 0,35 + \frac{A_t}{C_t}$$

## Площинне простеження

$$S = \frac{0,183Q}{T} \lg \frac{2,25at}{r^2}$$

$$S = \underbrace{\frac{0,366Q}{T}}_{C_r} \underbrace{\lg r}_{x} + \underbrace{\frac{0,183Q}{T} \lg 2,25at}_{A_r}$$

$$S = C_r \lg r + A_r$$

$$C_r = \frac{0,366Q}{T}$$

$$T = \frac{0,366Q}{C_r}$$

$$A_r = \frac{0,183Q}{T} \lg 2,25at$$

$$\lg a = \frac{2A_r}{C_r} - 0,35 - \lg t$$

## Комбіноване простеження

$$S = \frac{0,183Q}{T} \lg \frac{2,25at}{r^2}$$

$$S = \frac{0,183Q}{T} \lg \frac{t}{r^2} + \frac{0,183Q}{T} \lg 2,25a$$

$$S = C_k \lg r + A_k$$

$$C_k = \frac{0,183Q}{T}$$

$$T = \frac{0,183Q}{C_k}$$

$$A_k = \frac{0,183Q}{T} \lg 2,25at$$

$$\lg a = \frac{A_k}{C_k} - 0,35$$

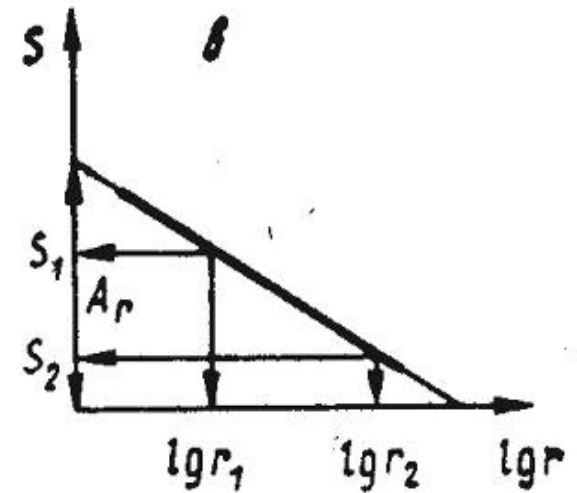
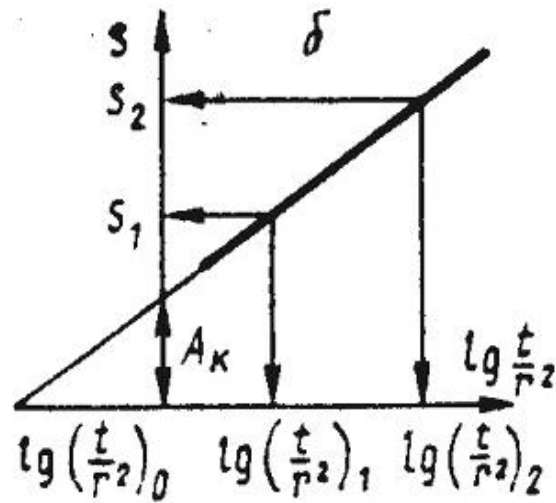
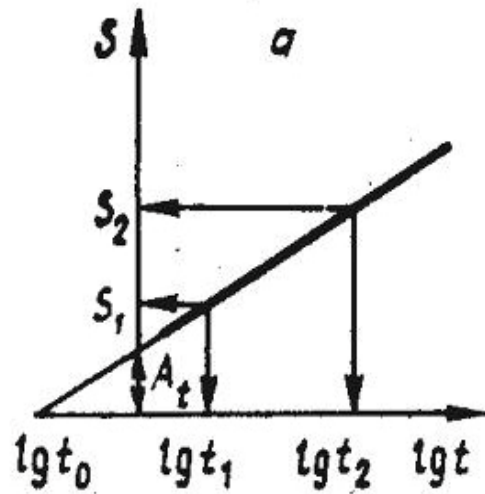


Графіки залежності:

a)  $S = f(lgt)$

б)  $S = f(\lg t/r^2)$

в)  $S = f(\lg r)$



Відповідно до трьох наведених форм вихідних рівнянь можна використовувати *три способи* графоаналітичної обробки даних дослідних відкачок, що одержали на практиці найменування способів простежування:

- *часового;*
- *комбінованого;*
- *площинного.*

Обробка і подання дослідних даних у вигляді прямої широко використовується як при одиночних, так і при кущових відкачках. Для кожної фіксованої точки (свердловини) може бути побудований графік  $S = f(lgt)$ , що дозволяє проводити визначення розрахункових параметрів.

Обробка і подання дослідних даних у вигляді графіків  $S = f\left[\lg\left(\frac{t}{r^2}\right)\right]$  і  $S = f(lgr)$  можливі за наявності достатньої кількості спостережних свердловин (не менш трьох-чотирьох).

Значення розрахункових параметрів (коефіцієнтів водопровідності і п'єзопровідності) визначаються за кутовими коефіцієнтами  $C$  і початковими ординатами  $A$ , що знімаються з відповідних прямолінійних графіків простежування.

Кутові коефіцієнти графіків простежування визначаються за двома точками на прямій відповідно відношенням:

$$C_t = \frac{S_2 - S_1}{\lg t_2 - \lg t_1} \text{ — для часового}$$

$$C_k = \frac{S_2 - S_1}{\lg \frac{t_2}{r_2^2} - \lg \frac{t_1}{r_1^2}} \text{ — для комбінованого}$$

$$C_r = \frac{S_1 - S_2}{\lg r_2 - \lg r_1} \text{ — для площинного простежування}$$

Для зручності кутові коефіцієнти можна обчислювати як різниця знижень, приймаючи:  $\lg t_2 - \lg t_1 = 1$ ,  $\lg(t/r^2)_2 - \lg(t/r^2)_1 = 1$ ,  $\lg r_2 - \lg r_1 = 1$ .

## Розрахункові формули для визначення гідрогеологічних параметрів

Спосіб обробки, графік	Розрахункові формули для визначення параметрів	
	Водопровідності ( $T$ )	Ґезопровідності ( $a$ )
Часове простеження, $S = f(lgt)$	$T=0,183Q/C_t$	$lga=2lgr - 0,35+A_t/C_t$
Комбіноване простеження, $S = f \left[ \lg\left(\frac{t}{r^2}\right) \right]$	$T=0,183Q/C_k$	$lga=A_k/C_k - 0,35$
Площинне простеження, $S = f(lgr)$	$T=0,366Q/C_r$	$lga=2A_r/C_r - 0,35- lgt$

Наприклад, для виконання розрахунку гідрогеологічних параметрів *методом часового простеження*, дослідні дані по кожній із свердловин необхідно нанести на графік  $S = f(lgt)$ , відкладаючи по осі абсцис логарифми часу, а по осі ординат – відповідно моментам часу значення зниження рівня.

На основі отриманого прямолінійного графіка можна визначити величини  $A_t$  і  $C_t$ , а з них, з урахуванням наведених співвідношень, значення водопровідності  $T$  і коефіцієнта п'єзопровідності  $a$ .

Величина  $A_t$  являє собою початкову ординату прямої  $S = f(lgt)$ , тобто відрізок, що відтинається прямою на осі ординат.

Величина  $C_t$  чисельно дорівнює кутовому коефіцієнту прямої і може бути визначена за будь-якими двома точками, що лежить на прямій  $S = f(lgt)$ , координати яких знімаються безпосередньо із графіка.

При побудові графіку  $S = f(lgt)$  зниження рівня і час вибираються в найбільш зручних розмірностях (зниження в метрах або сантиметрах, час – у добах, годинах, хвилинах).

Необхідно тільки пам'ятати, що розмірність коефіцієнта п'єзопровідності (рівнепровідності) залежить від розмірностей зниження рівня і часу, обраних при побудові графіка. Так, при вимірюванні зниження рівня в метрах, а часу – в добах, п'єзопровідність буде мати розмірність м<sup>2</sup>/доб (якщо  $S$  вимірюється у м, а  $t$  у год, то  $a$  буде мати розмірність м<sup>2</sup>/год).



Розмірність водопровідності залежить тільки від розмірності дебіту.

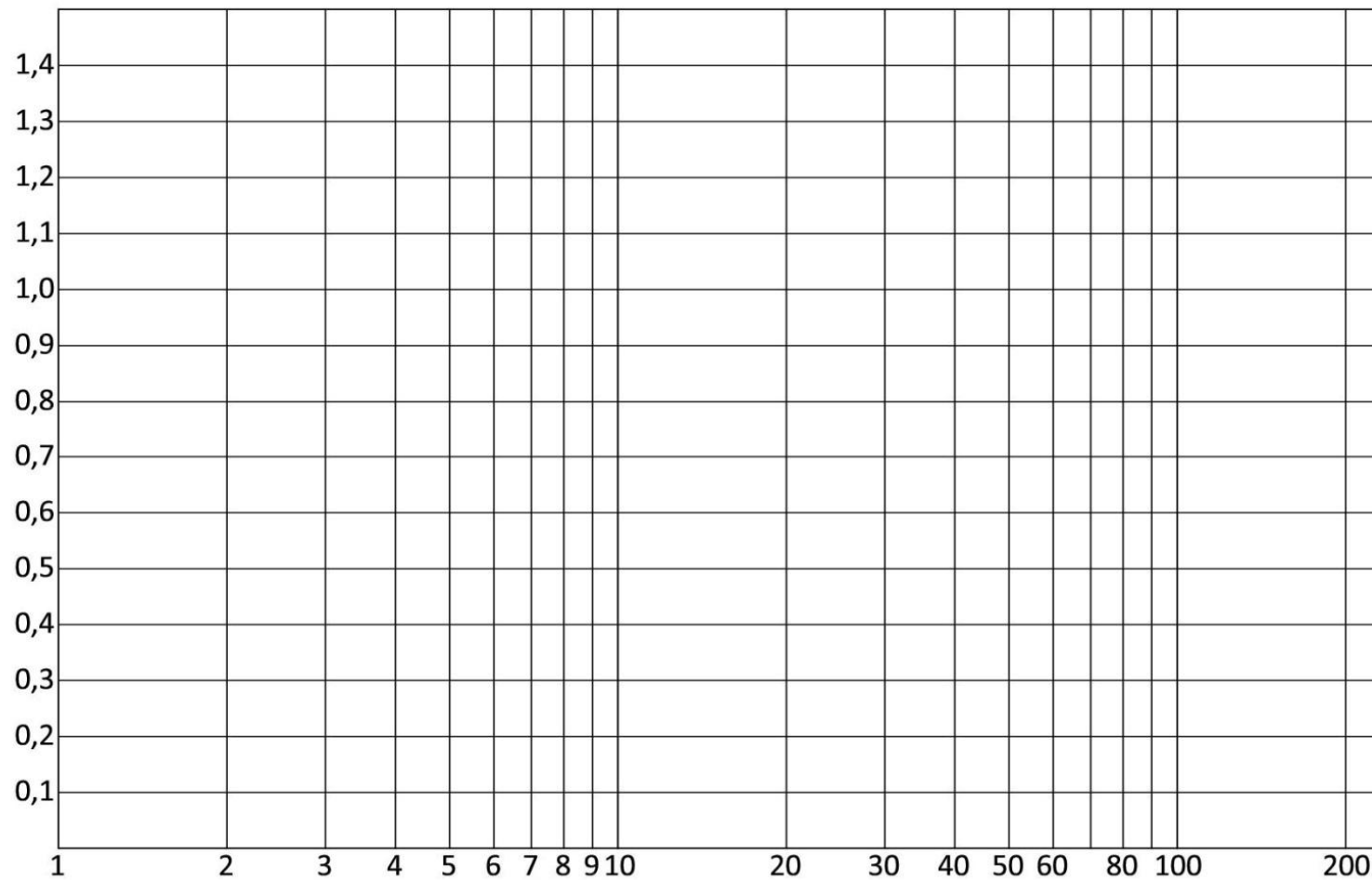
При вимірюванні  $Q$  у  $\text{м}^3/\text{доб}$  розмірність водопровідності буде  $\text{м}^2/\text{доб}$ , а коефіцієнта фільтрації –  $\text{м}/\text{доб}$ ; при вимірі  $Q$  у  $\text{м}^3/\text{год}$  розмірність  $T$  буде  $\text{м}^2/\text{год}$ .

При визначенні параметрів по центральній свердловині в розрахункові формули підставляється  $r=r_c$  , а якщо по спостережній –  $r$  це відстань від неї до центральної.

Як показує досвід, визначення коефіцієнта п`єзопровідності (рівнепровідності) по центральній свердловині звичайно дає незадовільні результати через неврахування опорів, що виникають у привибійній зоні. Тому для вірогідного визначення  $a$  рекомендується використовувати дослідні дані по спостережних свердловинах.

При нанесенні результатів відкачок на графік  $S = f(lgt)$  не всі точки спостережень укладаються на пряму лінію. У силу впливу різноманітних факторів (технічні умови проведення дослідів, будова водоносного горизонту, режим підземних вод, вплив непроникних границь і джерел живлення та ін.) графіки простеження можуть характеризуватися розкидом точок і відхиленнями дослідних залежностей від прямолінійних.

## Шкала для побудови графіків у напівлогарифмічному масштабі



## Приклади тестових питань підсумкового контролю

з дисципліни «Динаміка підземних вод»

1. У ненасичених породах зони аерації рух води має назву:

- A. поглинання
- B. всмоктування
- C. інфільтрація
- D. інфлюація

2. Які фільтраційні процеси характерні для підземних вод із вільною рівневою поверхнею?

- A. напірні
- B. безнапірні

3. Який режим фільтрації спостерігається у водоносних горизонтах, насичених на всю товщину, перекритих водотривкими шарами?

- A. безнапірний
- B. напірний

4. При якому русі підземних вод параметри фільтраційного потоку (товщина, швидкість руху, гідродинамічний напір) у кожному конкретному перетині потоку є постійними у часі?

- A. неусталеному
- B. квазіусталеному
- C. турбулентному
- D. усталеному

5. Яка властивість порід за числовим значенням дорівнює швидкості фільтрації при одиничному напірному градієнті?

- A. водовіддача
- B. коефіцієнт фільтрації

С. пористість

Д. висота капілярного підняття

6. Гірнича виробка, яка розкриває водоносний пласт на всю його товщину, називається:

А. недосконалою

В. досконалою

7. Відстань від осі колодязя (свердловини) до точки, де динамічний і статичний рівні зливаються, називається:

А. радіус впливу

В. напірний градієнт

С. зона квазістаціонарного режиму

8. Якщо природні межі водоносного горизонту знаходяться так далеко від водозабору, що за весь час експлуатації свердловин воронка депресії їх не досягне, розрахункова гідродинамічна схема називається:

А. напівобмеженим пластом

В. обмеженим пластом

С. необмеженим пластом

9. Причини неусталених (нестационарних) фільтраційних процесів (дайте розширену відповідь).

10. У чому полягає метод накладення течій (суперпозиції) під час розрахунку групи взаємодіючих свердловин? (Дайте розширену відповідь).