

ОСОБЛИВОСТІ МЕТОДИКИ  
ОБРОБКИ  
І ІНТЕРПРЕТАЦІЇ РЕЗУЛЬТАТІВ  
ДОСЛІДНИХ РОБІТ  
НА ПРИБЕРЕЖНИХ ДІЛЯНКАХ

---

ВРАХУВАННЯ ПРИРОДНИХ  
КОЛИВАНЬ РІВНЯ ПІДЗЕМНИХ  
ВОД ПРИ ОБРОБЦІ РЕЗУЛЬТАТІВ  
ДОСЛІДНИХ ВІДКАЧОК

ОСОБЛИВОСТІ МЕТОДИКИ  
ОБРОБКИ  
І ІНТЕРПРЕТАЦІЇ РЕЗУЛЬТАТІВ  
ДОСЛІДНИХ РОБІТ  
НА ПРИБЕРЕЖНИХ ДІЛЯНКАХ

- Одним з основних завдань дослідних робіт, проведених при випробуванні водоносних горизонтів, пов'язаних з поверхневими водотоками й водоймами, є встановлення ступеня взаємозв'язку підземних і поверхневих вод.
- Ступінь гідравлічного взаємозв'язку визначається сумарним опором руслових відкладів, що обумовлений:
  - недосконалістю врізу ріки у водоносний горизонт;
  - наявністю слабо проникного замуленого шару;
  - неоднорідністю руслових відкладів

# Гідравлічний опір

Гідравлічний опір, пов'язаний з наявністю замуленого шару, В.М. Григор'єв запропонував ураховувати за допомогою двох параметрів:

- коефіцієнта опору замуленого шару ( $A_0$ )
- коефіцієнта перетікання ( $A$ ).

Ці параметри визначаються по наступних залежностях:

$$A_0 = \frac{m_0}{K_0};$$

$$A = \frac{1}{A_0 km}$$

де  $K_0$  і  $m_0$  – відповідно, коефіцієнт фільтрації й потужність замуленого шару;

$km$  – водопровідність водоносного горизонту. У роботі В.М. Григор'єва приводяться крайні значення  $A_0$  які він рекомендує приймати для грубих наближених розрахунків. Ці значення наступні: для гірських рік 1 – 5 діб, для передгірних ділянок рік 5 – 10, для рівнинних рік 10 – 15 і для зарегульованих невеликих рік 20 – 30 діб.

# Додатковий гідравлічний опір

Ф.М. Бочеве́ром було отримане рішення, у якому сумарний опір руслових відкладів урахується шляхом введення у формулу Форхгеймера додаткового гідравлічного опору:

$$S = \frac{Q}{2\pi km} (R_1 + R_2)$$

де  $R_1$  – гідравлічний опір в умовах досконалого зв'язку підземних і поверхневих вод;

$R_2$  – додатковий гідравлічний опір, обумовлений недосконалістю й замуленістю руслових відкладів.

Величина цього додаткового опору залежить від коефіцієнта перетікання (по Б. М. Григор'єву) і ширини ріки.

# Залежність сумарного опору від відстані до річки

- Як показав аналіз рішення, отриманого Ф.М. Бочеве́ром, опір руслових відкладів впливає на зниження рівня при наближенні свердловини до ріки.
- Так, якщо прийняти опір руслових відкладів при відстані свердловини до ріки 100м за 100%, то при зменшенні відстані до 50 і 25м, опір руслових відкладів буде відповідно становити 165% і 250%.
- З наближенням до ріки значно збільшується й відносна роль опору руслових відкладів у загальній величині опору.
- Так, при відстані до ріки 25м, опір руслових відкладів буде становити 32% від загального, а при відстані 50м – 20% при відстані 100м – 12%.
- **Всі співставлення наведені для широких рік при коефіцієнті перетікання  $10^{-4}$  1/м, що при водопровідності 500 м<sup>2</sup>/доба відповідає коефіцієнту опору  $A_0$  – 20 діб.**

# Вплив ширини річки

- На величину опору руслових відкладів значно може впливати також ширина ріки. Як показали дослідження Ф.М. Бочевера, ширину ріки можна не враховувати тільки при виконанні наступного співвідношення:

$$b \geq \frac{1,5-2}{\sqrt{A}}$$

де  $b$  – половина ширини ріки.

Для нешироких рік неврахування її ширини може знизити опір руслових відкладів в 1,5 – 2 рази.

Таким чином, для врахування опору руслових відкладів при оцінці експлуатаційних запасів підземних вод, необхідно визначити:

- водопровідність основного водоносного горизонту;
- коефіцієнт опору замуленого шару  $\eta$ ;
- ширину ріки.

Якщо визначення ширини ріки  $\eta$  водопровідності водоносного горизонту в багатьох випадках складності не викликає, то методика встановлення параметра  $A_0$  у польових умовах вимагає спеціального обладнання та відповідної організації досліджень.

# Пробовідбірник донних відкладів (пробовідбірник Бікера)







Пробеотборник Бихера

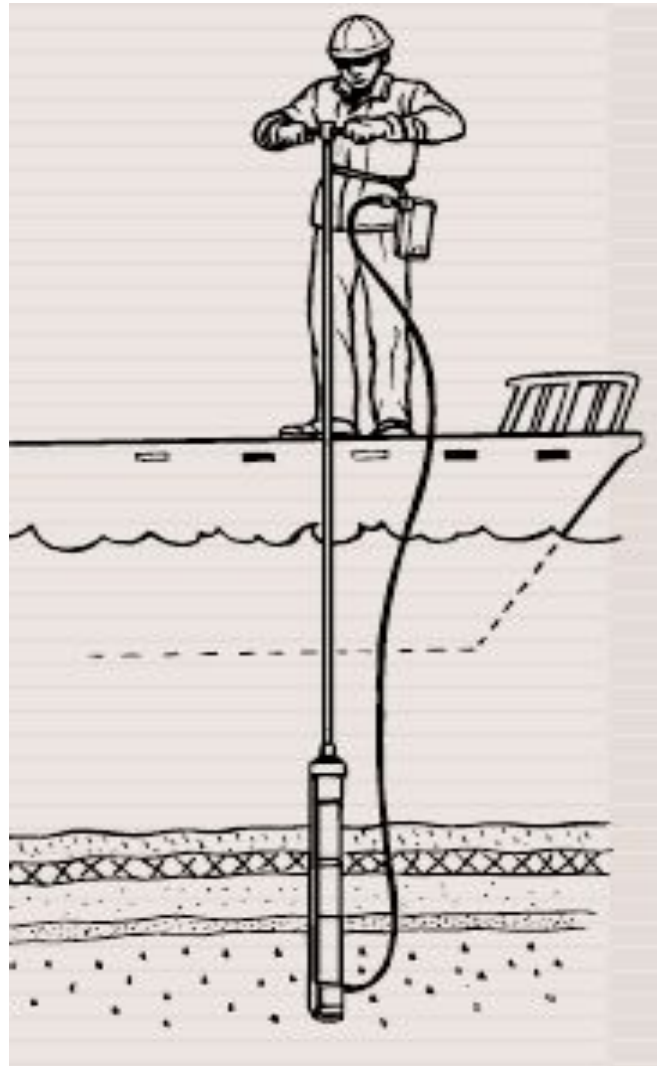


Режущая головка



Режущая головка с надутой мембраной

# Відбір проб донних відкладів



# Метод В.М. Шестакова

В розрахунках для умов сталої фільтрації найбільше поширення одержав метод врахування загального опору руслових відкладів, запропонований В.М. Шестаковим. Метод заснований на збільшенні дійсної відстані від водозабору до ріки на величину  $\Delta L$ .

Величина додаткового опору  $\Delta L$ , що використовується при цьому методі пов'язана з параметрами шару й замуленого шару наступною теоретичною залежністю:

$$\Delta L = \sqrt{km A_0} \operatorname{cth} \frac{2b}{\sqrt{km A_0}}$$

При великій ширині ріки цей метод у порівнянні зі строгим рішенням дає достатню збіжність при  $\Delta L < 7L$ .

У цьому випадку помилка не перевищує 20%. Масові практичні визначення показали, що в реальних гідрогеологічних умовах величина  $\Delta L$ , обумовлена за пропонованою методикою, виходить істотно залежною від положення дослідної й спостережної свердловин.

# Метод В.М. Шестакова

Це пов'язано з тим, що теоретичні залежності, прийняті для розрахунків, повністю не відображають особливостей геологічної будови річкових долин.

Сюди відноситься:

- фільтраційна неоднорідність водоносних горизонтів;
- розходження в потужності й проникності;
- замуленість шару вздовж русла,
- звивистість, русла;
- невідповідність двошарової схеми будови руслових відкладів, реальним природним умовам.

Особливе значення із цих факторів, мабуть, має фільтраційна неоднорідність водоносного горизонту.

# Метод В.М. Шестакова

- Методика визначення  $\Delta L$  запропонована Ю.О. Зеєгофером і В. М, Шестаковим заснована на використанні співвідношення знижень рівня в точках, розташованих між рікою й дослідною свердловиною, тобто саме по напрямку, у якому особливо сильно проявляється фільтраційна неоднорідність.
- У зв'язку цим при оцінці запасів на ряді об'єктів став застосовуватися метод визначення  $\Delta L$  шляхом розв'язку зворотної задачі з використанням формули:

$$S = \frac{Q}{2\pi k m} \ln \frac{2(L + \Delta L) - r_1}{r_1}$$

# Метод В.М. Шестакова

- При проведенні відкачки з декількох свердловин з рівними дебітами використовується формула:

$$S = \frac{Q}{2\pi km} \left[ \ln \frac{2(L + \Delta L) - r_1}{r_1} + \ln \frac{\sqrt{[2(L + \Delta L) - r_1]^2 + r_{1-2}^2}}{\sqrt{r_1^2 + r_{1-2}^2}} + \right. \\ \left. + \ln \frac{\sqrt{[2(L + \Delta L) - r_1]^2 + r_{1-3}^2}}{\sqrt{r_1^2 + r_{1-3}^2}} + \dots + \ln \frac{\sqrt{[2(L + \Delta L) - r_1]^2 + r_{1-n}^2}}{\sqrt{r_1^2 + r_{1-n}^2}} \right],$$

де  $r_1$  – відстань між спостережною свердловиною, по якій визначається  $\Delta L$  і дослідною, розташованою з нею в створі, перпендикулярному річці, з номером 1;

$r_{1-2}, r_{1-3}, \dots, r_{1-n}$  – відповідно відстані між дослідною свердловиною, розташованою в створі зі спостережною, і дослідною свердловиною, що має номер 2, 3, . . n.

Величина  $\Delta L$ , розрахована таким чином, на відміну від  $\Delta L$  обумовленої теоретичної залежності, є інтегральним параметром, що в сукупності враховує фільтраційну неоднорідність, замуленість руслових відкладів, недосконалість врізу русла

# Метод В.М. Шестакова

- Для оцінки мінливості цієї величини залежно від місця розташування спостережної свердловини й кількості дослідних свердловин був проведений чисельний аналіз із використанням строгого рішення Ф. М. Бочевера.
- При цьому найбільше значення величина  $\Delta L$  приймає на урізі ріки (найменше в найближчій спостережній свердловині). Розбіжність у величинах  $\Delta L$ , отриманих по різних спостережних свердловинах, незначна (не перевищує 10 – 20%).
- Ці розрахунки були виконані для однорідного у фільтраційному відношенні водоносного горизонту.
- Тому для того щоб величина  $\Delta L$  була дійсно гідравлічним параметром, її варто визначати по спостережній свердловині, що розташована у безпосередній близькості від центральної, але на відстані, що перевищує 0,7 потужності досліджуваного горизонту для виключення впливу недосконалості свердловини.

# Графоаналітичним спосіб визначення величини $\Delta L$

- Перевага методу в тому, що при його використанні отримується осереднене значення  $\Delta L$  для області розташування водозабірних свердловин.
- Прямоа та зворотна задача проводиться по одній і тій же формулі, що в неоднорідних шарах має найбільш істотне значення (при застосуванні інших методів доводиться користуватися або відношенням знижень рівня у двох різних точках або інших похідних основних формул, що в неоднорідних шарах може привести до більших помилок).
- Крім того, цей метод найбільш простий і дозволяє наблизити методіку оцінки експлуатаційних запасів підземних вод у долинах із закольматованими руслами до оцінки запасів в умовах долин із досконалим гідравлічним зв'язком.
- Вхідне значення величини коефіцієнту водопровідності у вказаних формулах повинна бути визначене або по графіках  $S - \lg(t)$ , коли є представницький період несталого фільтрації, або по графіках  $S - \lg(r)$  (формулі Дюпюї) для спостережливих свердловин, розташованих по променю, паралельному річці.



# Графоаналітичним способом визначення величини $\Delta L$

При значній неоднорідності водоносного горизонту й руслових відкладів у ряді випадків доцільно для більш повного врахування всіх факторів, що формують додатковий опір, провести одночасну відкачку із трьох свердловин, що утворять елемент майбутнього водозабірної ряду.

Визначення  $\Delta L$  варто проводити за даними про зниження рівня в тій точці, що перебуває в найгірших умовах при роботі водозабору (звичайно в центрі ряду).

У зв'язку з тим, що запропонована методика може бути застосована тільки при підпертому режимі фільтрації, величина зниження рівня на урізі річки не повинна перевищувати допустимого зниження, що визначається за формулою:

$$S_{\text{доп}} \leq H_0 + m_0,$$

де  $S_{\text{доп}}$  – допустиме зниження рівня на урізі;  $H_0$  – висота шару води в ріці;  $m_0$  – потужність замуленого шару.

# Графоаналітичним способом визначення величини $\Delta L$

- Розрахунок зниження рівня на урізі проводиться також і з використанням параметра  $\Delta L$ , отриманого за даними про зниження рівня в спостережній свердловині, розташованій на урізі ріки.
- Все вищевикладене відносилось до обробки даних дослідних відкачок, що закінчилися при стаціонарному режимі підземних вод, тому, що методика визначення опору руслових відкладів при нестаціонарній фільтрації практично не розроблена.
- У тих випадках, коли при дослідних відкачках не буде досягнута стабілізація рівня, визначення опору руслових відкладів варто проводити методом моделювання шляхом розв'язку зворотні задачі.
- Таким чином, при обробці даних дослідних робіт, проведених у річкових долинах, необхідно визначити водопровідність водоносного горизонту та інтегральний параметр  $\Delta L$ , що характеризує сумарний додатковий опір руслових відкладів на лінії розташування водозабірних свердловин і на урізі ріки.

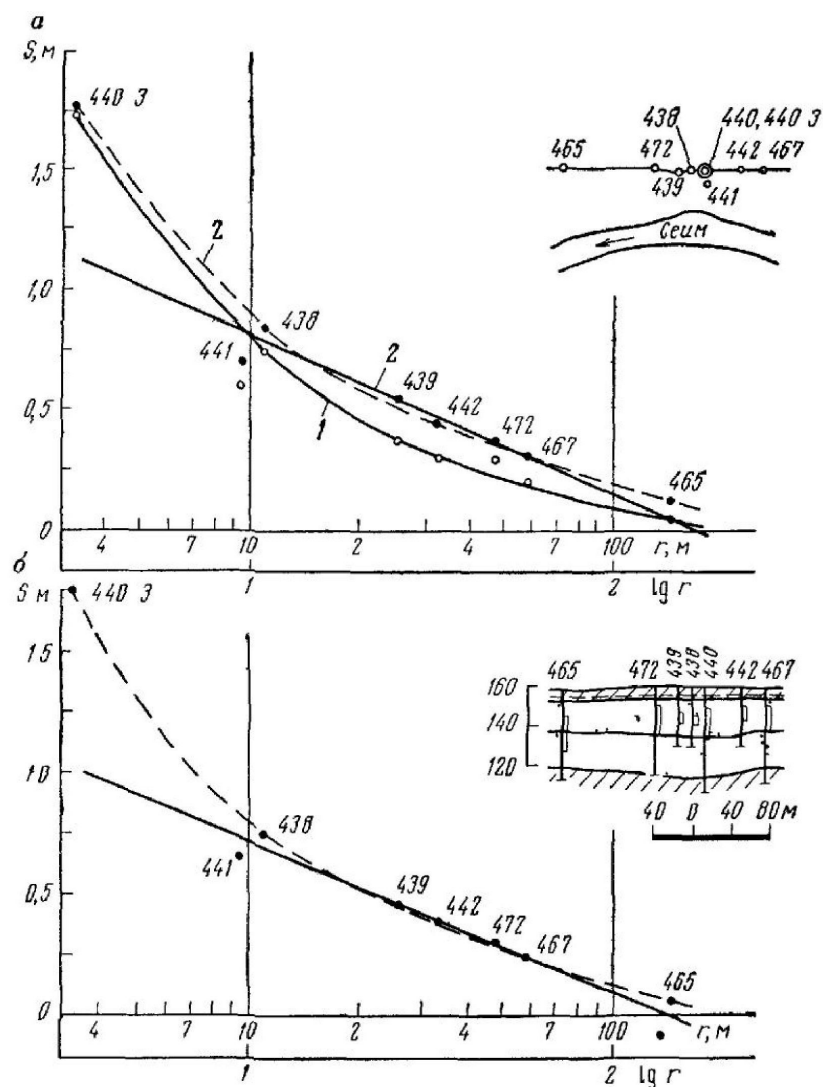
# Приклад

Умови:

Основний водоносний горизонт приурочений до четвертинних алювіальних різнозернистих пісків і альб-сеноманських дрібнозернистих пісків, що підстилаються слабо проникними аптськими пісками, що залягають на глинах. Загальна потужність горизонту порядку 25м.

Для встановлення ступеня взаємозв'язку підземних і поверхневих вод і визначення основних гідрогеологічних параметрів була проведена кущова відкачка із свердловини 440 з дебітом 495 м<sup>3</sup>/доба.

Дослідна свердловина розташована в 44м від урізу ріки.



Графіки площинного простеження кушової відкачки із св. 440 (за даними А.М. Прасоловой, долина р.Сейм. а – простеження за зниженням рівня, б – простеження за відновленням рівня при  $t$ : 1 – 10 год. 2 – 130 год.

Схема дослідного куща та розріз по променю показані на мал. ↑.  
 При відкачці вже протягом першої доби спостерігалася стабілізація рівня. Результати відкачки наведені в табл.

Таблиця

Наименование опыта	$t$	$S_1 - S_2$	$\lg \frac{r_2}{r_1}$	$C$	$km = \frac{0,366Q}{C}$	$A$	$\lg t$	$\lg a$	$a,$ $m^2/сутки$
Понижение	130	0,66	1	0,66	274	1,47	2,113	1,997	$2,4 \cdot 10^3$
Восстановление	47	0,61	1	0,61	297	1,52	1,672	2,308	$4,9 \cdot 10^3$

Обробка результатів відкачки була проведена методом площинного простеження, для чого був побудований графік  $S - \lg(r)$  (див. рис ↑)

На графіку спостерігається деякий розкид точок. Явно завищене зниження в затрубній свердловині 440-3 у зв'язку з недосконалістю центральної свердловини.

Очевидно, по цій же причині трохи відскакує нагору точка, що відповідає свердловині 438. Свердловина 465 перебуває за межами площинних обмежень.

У зв'язку з цим при побудові графіка перевага була віддана точкам, розташованим на паралельному промені на відстані, що перевищує 0,7 потужності водоносного горизонту (св. 439, 442, 472, 467).

Коефіцієнт водопровідності, отриманий по цьому графіку, дорівнює  $274 \text{ м}^2/\text{доба}$ . Величина додаткового опору розрахована по формулі:

$$\Delta L = \frac{R - 2L}{2}, \quad \Delta L = \frac{160 - 2 \cdot 44}{2} = 36 \text{ м.}$$

де  $R$  – абсциса графіка  $S - \lg(r)$  при  $S = 0$ , рівна  $\approx 160 \text{ м}$ , а

# Висновок

У наведеному прикладі виконані визначення додаткового опору руслових відкладів і коефіцієнта водопровідності способом площинного простеження.

Як уже говорилося, величина опору руслових відкладів аналітичним (графоаналітичним) методом може бути визначена тільки за даними відкачок при стаціонарному режимі.

Тому одним з найважливіших завдань аналізу даних дослідних відкачок поблизу ріки є доказ стабілізації.

Тут слід зазначити, що іноді може бути зроблений невірний висновок про стабілізацію режиму підземних вод у зв'язку із проявом ефекту Болтона або в умовах двошарової товщі, для яких характерне наявність несправжнього стаціонарного періоду.

ВРАХУВАННЯ ПРИРОДНИХ  
КОЛИВАНЬ РІВНЯ ПІДЗЕМНИХ  
ВОД ПРИ ОБРОБЦІ РЕЗУЛЬТАТІВ  
ДОСЛІДНИХ ВІДКАЧОК



# Природні коливання рівнів підземних вод

Можна виділити наступні основні види природних коливань рівня, що не залежать від проведення дослідів та можуть впливати на характер зниження в процесі відкачування:

- 1) під впливом зміни барометричного тиску;
- 2) під впливом зміни інтенсивності живлення водоносного горизонту атмосферними опадами;
- 3) під впливом підйомів і спадів рівня в поверхневих водоймах і водотоках. Такі коливання протягом усього дослідів можуть носити спрямований, ритмічний або синусоїдальний характер.

# Необхідність врахування природних коливань рівня

- При обробці результатів дослідних відкачок і розрахунках гідрогеологічних параметрів ці коливання, як правило, не враховуються.
- Тим часом величина й швидкість їхньої зміни за час відкачки (особливо в сильно тріщинуватих шарах, що мають високі фільтраційні властивості) часто цілком порівнянні зі зниженнями рівня (у спостережних свердловинах) і темпом його зниження в свердловинах при дослідних відкачках.
- Тому не врахування природних коливань рівня може приводити до істотної деформації хронологічних графіків та викривлення результатів, одержаних при розрахунках параметрів і аналізі гідрогеологічних умов ділянки дослідного куща.

# Основні помилки

Основні помилки при аналізі результатів дослідних робіт і розрахунку гідрогеологічних параметрів виникають у результаті наступних причин:

- 1) Змінюється кут нахилу прямолінійної частини часових графіків простеження рівня, що за формою графіків не виявляється й приведе до завищення або заниження розрахованих значень гідрогеологічних параметрів;
- 2) Змінюється функціональний характер графіків простеження рівня, що приводить до невірних висновків про гідрогеологічні умови дослідної ділянки;
- 3) Робиться помилковий висновок про наявність або відсутність стабілізації рівня в процесі дослідних відкачок;
- 4) На графіках простеження рівня виникають помилкові позитивні або негативні аномалії;
- 5) Відбувається повна деформація графіків простеження рівнів; вони стають такими , що їх практично неможливо інтерпретувати й відбраковуються.

Для виключення цих помилок необхідно враховувати природні коливання рівнів підземних вод шляхом введення відповідних виправлень у заміряні зниження рівня.

# Методика врахування коливання рівня під впливом зміни барометричного тиску

- Колівання рівня під впливом зміни барометричного тиску звичайно найбільше істотно проявляються в напірних водоносних горизонтах, досягаючи декількох десятків сантиметрів. У ряді випадків відзначаються коливання з амплітудою до 20 – 25см і в безнапірних водоносних горизонтах тріщинно-карстового й тріщинного типу.
- Вони проявляються у вигляді гармонійних або незакономірних коливань рівня при досить тривалих відкачках, або у вигляді спрямованої зміни темпу їхнього зниження при короткочасних.
- Так, наприклад, при виконанні розвідувальних робіт на родовищі підземних вод у тріщинно-карстовому водоносному горизонті напірно-безнапірного типу при ряді дослідних відкачок по спостережних свердловинах були отримані графіки простеження рівня настільки деформовані, що їх практично не можна було інтерпретувати.

- Деформація графіків була обумовлена впливом коливань атмосферного тиску. В іншому випадку на цьому ж об'єкті в процесі тридобової відкачки відбувалося поступове зменшення атмосферного тиску, внаслідок чого графік простеження рівня виявився виположеним.
- У результаті коефіцієнт водопровідності в цій свердловині був визначений зі значним завищенням (2600 м<sup>2</sup>/доба проти 1500 м<sup>2</sup>/доба при повторній відкачці в період стійкого атмосферного тиску).
- Врахування коливань атмосферного тиску може бути зроблено шляхом визначення барометричної ефективності водоносного горизонту.
- Для цього протягом деякого періоду перед відкачкою в кожній свердловині виконуються систематичні заміри рівнів і одночасно вимірюється барометричний тиск (період таких спостережень повинен визначатися характером і амплітудою зміни барометричного тиску). Потім по кожній з них будується графік залежності величини зміни рівня  $\Delta h$  від величини зміни атмосферного тиску  $\Delta P$ , по якому визначається барометричний коефіцієнт –  **$B = \Delta h / \Delta P$**

- Продовжуючи потім у процесі відкачки систематичні виміри барометричного тиску, на кожний момент часу можна обчислити виправлення до величини зниження рівня по формулі:

$$\Delta S^* = \Delta S \pm B \Delta P_{t_n - t_{n-1}}$$

- де  $\Delta S^*$  і  $\Delta S$  - відповідно, приведена й заміряна величини збільшення зниження рівня за період часу від моменту попереднього виміру  $t_{n-1}$  до моменту поточного виміру  $t_n$ ;  $\Delta P$  - величина зміни атмосферного тиску за цей же період. Приведена величина зниження рівня  $S^*$  на момент часу  $t_n$  визначається по формулі

$$S_{t_n}^* = S_{t_{n-1}}^* \pm \Delta S_{t_n - t_{n-1}}^*$$

або

$$S_{t_n}^* = S_{t_n} + \left( \sum_1^n \Delta S^* - \sum_1^n \Delta S \right)$$

За формулами обчислене виправлення й приведена величина зниження рівня. Порядок розрахунку наведених знижень показаний у таблиці ↓. При обчисленні виправлення за нульову величину був прийнятий атмосферний тиск при пуску відкачки 740 мм. Контролем правильності введення виправлення служать ті крапки, у яких атмосферний тиск дорівнює початковому. У цих точках величини приведенного й заміряного зниження рівня рівні між собою.

Дата замера	Время замера $t$	$S$ , м	$P$ , мм	$\Delta P$ , м	$B \cdot \Delta P$ , м	$\Delta S$ , м	$\Delta S^*$ , м	$S^*$ , м
Откачка из скважины 6 $Q = 20$ л/сек								
Начало откачки в 13 <sup>00</sup> 17/IX 1966 г. $P_0 = 740$ мм								
17/IX	22	0,06	742	-0,02	-0,02	+0,06	+0,04	0,04
18/IX	4	0,09	742	0,0	0,0	+0,03	+0,03	0,07
	6	0,11	740	+0,02	+0,02	+0,02	+0,04	0,11
	8	0,12	737	+0,03	+0,02	+0,01	+0,03	0,11
	10	0,11	735	+0,02	+0,02	-0,01	+0,01	0,15
	13	0,12	737	-0,02	-0,02	+0,01	-0,01	0,14
	18	0,13	737	0,0	—	+0,01	+0,01	0,15
19/IX	21	0,13	737	0,0	—	0,00	0,0	0,15
	3	0,13	735	+0,02	+0,02	0,00	+0,02	0,17
	7	0,16	737	-0,02	-0,02	+0,03	+0,01	0,18
	13	0,19	740	-0,03	-0,02	+0,03	+0,01	0,19
	20	0,22	742	-0,02	-0,02	+0,03	+0,01	0,20
20/IX	1	0,23	742	0,00	0,00	+0,01	+0,01	0,21
	9	0,23	741	+0,01	+0,01	-0,01	0,00	0,22
	17	0,15	731	+0,10	+0,08	-0,08	0,00	0,22
21/IX	9	0,11	725	+0,06	+0,05	-0,04	0,00	0,23
	21	0,13	725	0,00	0,00	+0,03	+0,03	0,25
22/IX	13	0,18	725	0,00	0,00	+0,05	+0,05	0,30
23/IX	1	0,28	729	-0,04	-0,03	+0,10	+0,07	0,37
	13	0,34	733	-0,04	-0,03	+0,06	+0,03	0,40

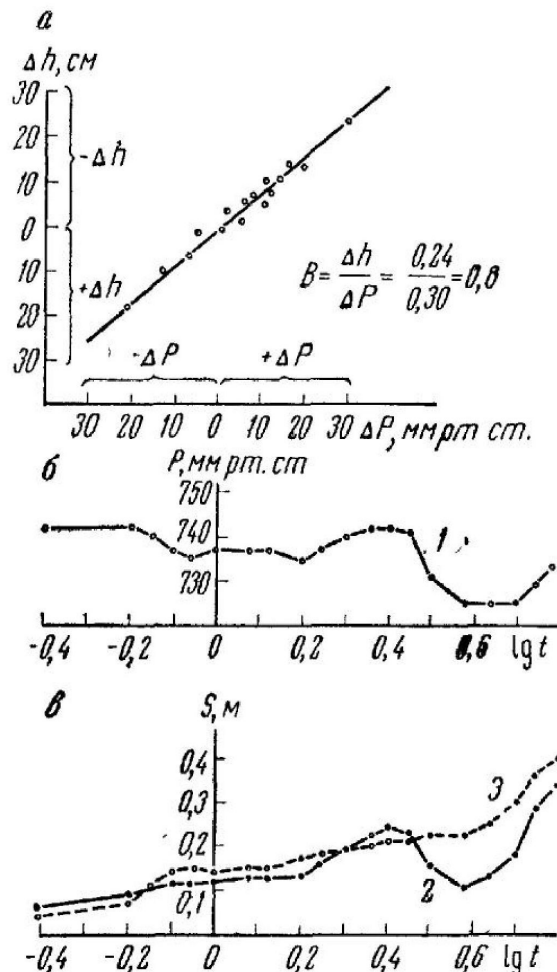


Рис. Графіки залежності коливань рівня підземних вод від зміни атмосферного тиску (а), простеження коливань атмосферного тиску (б) і зниження рівня (в) при дослідній відкачці (Тіман, 1961). 1 – атмосферний тиск; 2 – заміряні зниження; 3 – виправлені зниження



# Врахування коливання рівня під впливом інтенсивності інфільтраційного живлення

- Колівання рівнів при зміні інтенсивності живлення водоносних горизонтів атмосферними опадами (зокрема при інфільтрації дощових і талих вод або меженному падінні рівня) також часто проявляються в процесі дослідних і дослідно-експлуатаційних відкачок і можуть істотно відбиватися на їхніх результатах.
- У порівнянні з коливаннями рівнів під впливом зміни барометричного тиску вони носять у часі більше плавний і спрямований характер.
- Вплив цих коливань проявляється у вигляді збільшення або зменшення темпу зниження рівня при відкачках у порівнянні з тим, що повинен визначатися тільки дією водовідбору.
- Так на родовищі була двічі проведена відкачка зі свердловини у період природного підйому рівня при сніготаненні й у період його стабільного положення. Розраховані по даним цих відкачок значення коефіцієнта водопровідності склали, відповідно, 3890 і 1900 м<sup>2</sup>/доба, тобто, у першому випадку внаслідок підйому рівня він виявився в 2 рази більше.

# Врахування коливання рівня під впливом інтенсивності інфільтраційного живлення

- Для виправлення найбільше доцільно використовувати метод парної кореляції. Для цього на ділянці повинна бути обрана еталонна свердловина, що не буде перебувати в зоні впливу відкачки, У цій свердловині й у свердловинах дослідного куща природні коливання рівнів води повинні визначатися тими самими причинами, що дозволить установити між ними тісний кореляційний зв'язок.
- Щоб кореляційний зв'язок був коректним, спостереження за коливаннями рівня в дослідній і еталонній свердловинах повинні охоплювати тривалі період і характеризувати по можливості більшу величину зміни рівня.
- Для кожної свердловини дослідного куща будується графік зв'язку коливань рівня в ній  $\Delta h$  із коливаннями рівня в еталонній свердловині  $\Delta h_e$ . Він звичайно має прямолінійну форму. За графіком визначається режимний коефіцієнт  $R = \Delta h / \Delta h_e$  для кожної свердловини куща стосовно еталонної свердловини.
- Розрахунок виправленого зниження ведеться по формулі:

$$\Delta S^* = \Delta S \pm R (\Delta h_g)_{t_n - t_{n-1}}$$

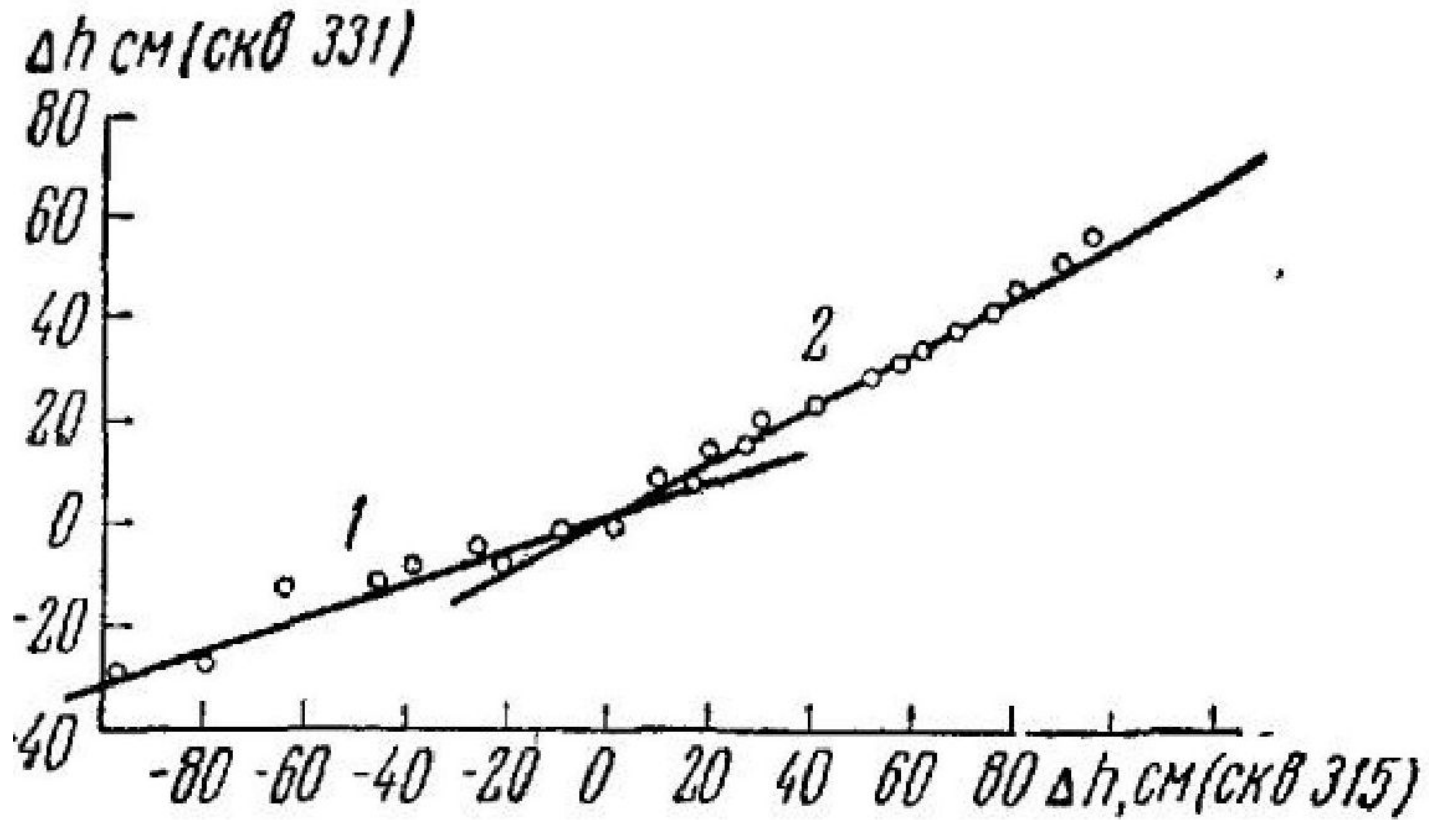


Рис. Кореляційний графік природних коливань рівня в свердловинах 315 і 331 (Тиман, 1966р.). 1 – гілка підйому рівня ( $R_g=0,3$ ); 2 – гілка спаду рівня ( $R_{сп}=0,53$ ).

# Врахування коливання рівня під впливом інтенсивності інфільтраційного живлення

При наявності запізнення підйому чи спаду рівня, що може бути викликано рядом причин (глибина залягання, будова зони аерації, наявність підпору та ін.) розрахунки проводяться по формулі:

$$\Delta S_{t_n - t_{n-1}}^* = \Delta S_{t_n - t_{n-1}} \pm R (\Delta h_{\text{э}})_{(t_n - \Delta t) - (t_{n-1} - \Delta t)}$$

При природному дренажі у виразі (↑) приймається знак мінус, при живленні - плюс.

Однак запропонований спосіб не завжди може бути застосований, оскільки для встановлення кореляційного зв'язку потрібно досить тривалий цикл спостережень; не завжди також можна підібрати еталонну свердловину, що перебуває в подібних гідрогеологічних умовах. Тому в ряді випадків при спрямованій природній зміні рівня можуть бути використані більше прості способи введення виправлень.

# Прямий перенос швидкості зниження

При відносно однорідній будові: ділянки при відсутності даних для побудови кореляційного графіка природний спад рівня може бути врахований прямим переносом швидкості зниження. Ділянка графіка рівня з якої-небудь свердловини, що перебуває в зоні незалежного рівня в еталонній свердловині за відповідний період відкачки, безпосередньо віднімається з величини зниження рівня в дослідній і спостережливій свердловинах.

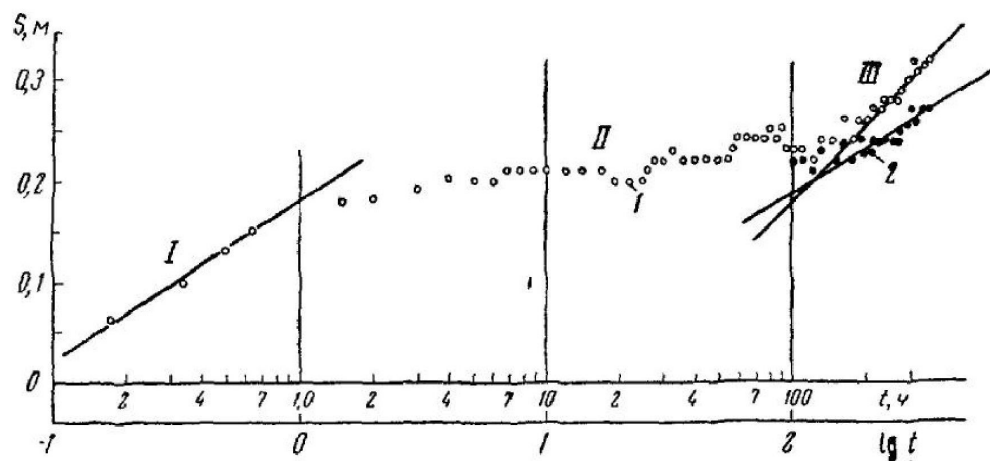


Рис. Графік часового простеження зниження по св. 154 при кущовій відкачці св.212 з дебітом  $432 \text{ м}^3/\text{доба}$  з врахуванням та без врахування природних коливань рівня (за даними Л.М. Самсоновой, 1970 р. Урал). 1 – заміряний рівень; 2 – виправлений.

# Прямий перенос швидкості зниження

- Однак при неоднорідній будові водоносного горизонту й зони аерації в різних свердловинах амплітуда коливання рівня буде різної залежно від зміни водовіддачі порід, глибини залягання рівня, будови зони аерації, положення свердловини в рельєфі, причому вона може різнитися в кілька разів.
- Тому безпосереднє перенесення величини падіння рівня з однієї з режимних свердловин на дослідну й спостережливу без відповідної обробки отриманих матеріалів може привести до істотних помилок

# Спосіб графічної інтерполяції або екстраполяції

При відносно нетривалих відкачках і плавній спрямованій зміні рівня під час проведення відкачки та у попередній період для введення виправлення може бути використаний спосіб графічної інтерполяції або екстраполяції природної кривої зниження рівня.

## Суть методу

Якщо по кожній спостережній свердловині побудувати графік зміни рівня в часі, починаючи за кілька діб до початку відкачки й продовжуючи його до одержання лінії природної зміни рівня після відновлення, то інтерполяція кривої на період відкачки й відновлення дає можливість отримати величину виправлення до зниження рівня на кожний момент часу.

При рівномірній швидкості зміни рівня перед відкачкою та невеликої тривалості відкачки *швидкість природного зниження рівня в період відкачки може бути прийнята постійною* й виправлення визначене прямим розрахунком (екстраполяція графіка).

# Спосіб графічної інтерполяції або екстраполяції

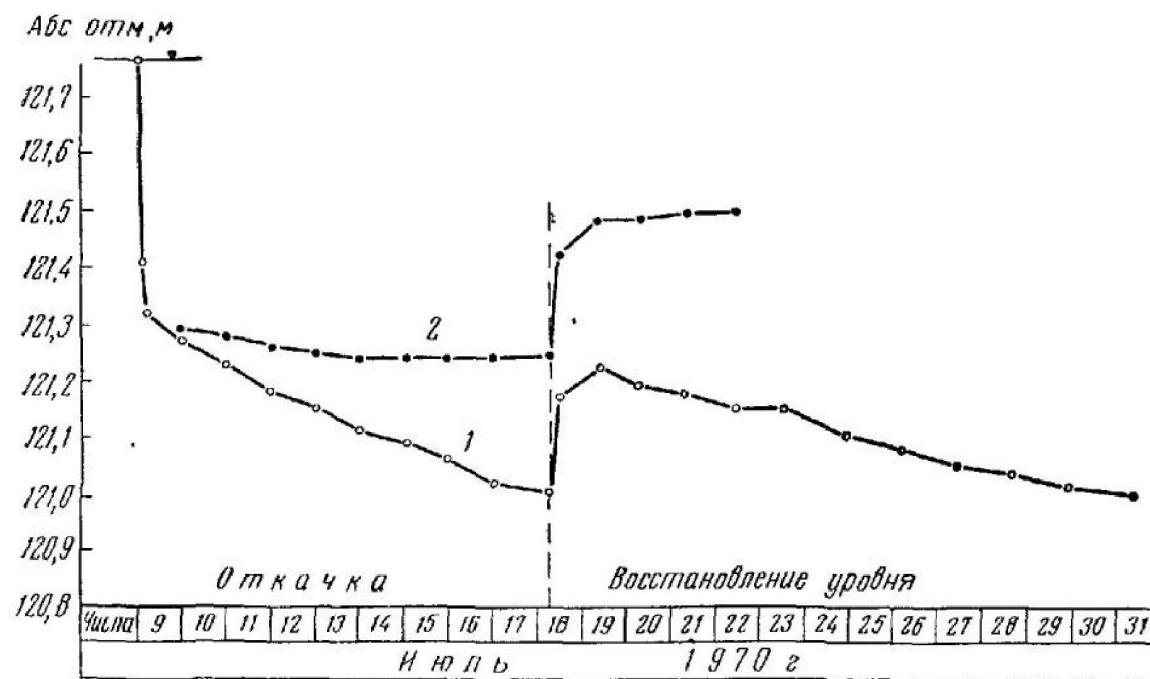


Рис. Графік зміни рівня по св.152184 при дослідній відкачці із св.152612 під впливом природного спаду рівня (по даним А, Ф. Потьомкіної, 1970р., долина р. Оки). 1 - заміряний рівень; 2 - виправлений рівень



# Спосіб графічної інтерполяції або екстраполяції

При тривалих відкачках або зміні спрямованості зниження рівня при їхньому закінченні інтерполяція або графічна екстраполяція природних графіків скрутна. Тому в ряді випадків може бути використана аналітична екстраполяція темпу зміни рівня.

На ділянках, складених закарстованими породами, у періоди практичної відсутності живлення закономірність зниження рівня може бути описана рівнянням Майє-Буссінеска:

$$H = H_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

де  $H$  - рівень у момент часу  $t$  відлічуваний від моменту заміряним рівнем  $H_0$ ;  $\alpha$  - коефіцієнт виснаження.

Якщо до початку відкачки проведений достатній цикл спостережень по всіх спостережних свердловинах, то для кожної з них може бути визначений коефіцієнт виснаження а за даними про положення рівня на два моменти часу. Потім може бути даний прогноз на природний спад рівня в період відкачки й визначена приведена величина зниження.

# Врахування коливань під впливом підйомів і спадів рівнів у поверхневих водотоках і водоймах

Підйоми й спади рівнів у ріках і озерах, приливи й відливи в морях і океанах істотно відбиваються на режимі рівнів у свердловинах розташованих на прибережних ділянках. Ці коливання можуть носити спрямований характер при спаді рівня в ріках і озерах у меженні періоди або ритмічний у результаті припливів і відливів, або періодичних дощів. При цьому такі коливання часто порівнянні з величинами знижень або навіть значно перевищують їх.

Однак у процесі обробки результатів дослідних робіт врахування зміни рівнів у дослідних і спостережних свердловинах під впливом коливань рівня в поверхневих водоймах і водотоках звичайно не виконується. При цьому результати дослідних робіт можуть бути значною мірою викривлені або не піддаватися однозначній інтерпретації.

Прикладом може служити графік зміни рівня в спостережних свердловинах 79н і 49н, при відкачці зі скв.55 на березі р. Дністер (рис. ↓).

# Врахування коливань під впливом підйомів і спадів рівнів у поверхневих водотоках і водоймах

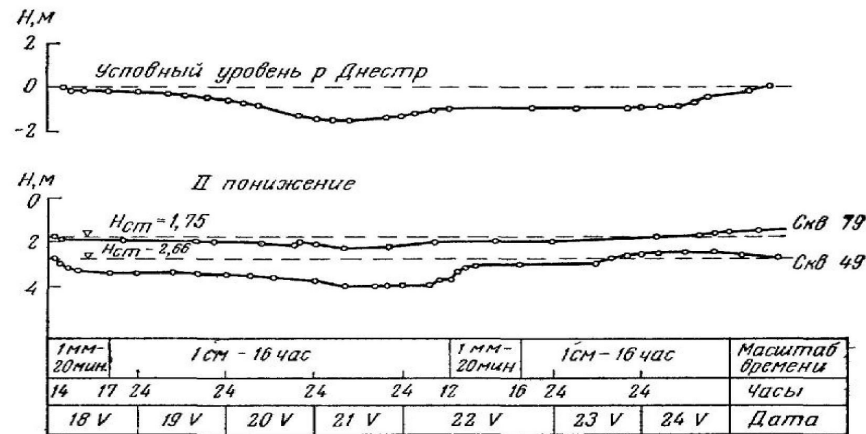
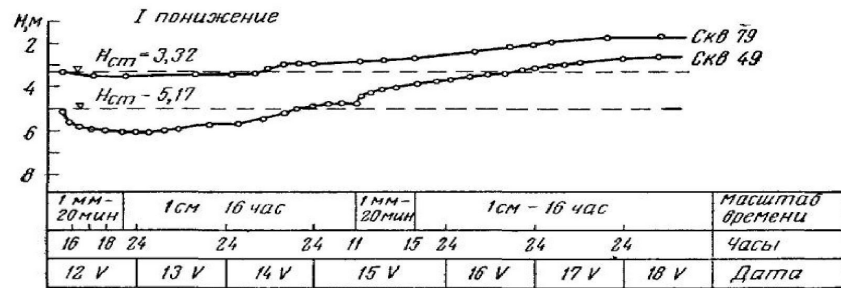


Рис. Графіки коливання рівнів у спостережних свердловинах при дослідній відкачці з куща 55 під впливом зміни рівня в ріці (за даними Л. П. Шараєвського, 1970р. долина р. Дністер)

# Врахування коливань під впливом підйомів і спадів рівнів у поверхневих водотоках і водоймах

Спочатку відкачка була проведена протягом трьох діб без виміру рівня в річці, до кінця відкачки рівні в спостережних свердловинах перевищували статичні, відповідно на 0,45 і 0,47 м, хоча спочатку вони впали на 0,3 і 0,9 м. Потім відкачка була повторена з одночасним виміром рівня в річці. На графіку (рис. ↑) чітко видна синхронність коливанні рівня в період відкачки й відновлення в річці й свердловинах. У цьому випадку обробка матеріалів відкачки без врахування зміни рівня в річці неможлива.

# Висновки

1. Природні коливання рівнів підземних вод часто істотно відбиваються на результатах дослідних робіт, особливо при невеликих величинах зниження рівня води й повільному темпі його зміни, що приводить до помилок при визначенні гідрогеологічних параметрів і аналізі характеру режиму руху підземних вод при відкачці.
2. Врахування цих коливань можна зробити шляхом введення відповідних виправлень до величини знижень рівня води в свердловині. Принцип визначення цих виправлень може бути аналогічний у всіх розглянутих випадках і заснований на побудові корелятивних зв'язків.
3. Обробці матеріалів відкачки в таких випадках повинне передувати обчислення величини наведеного зниження й побудова графіків з урахуванням отриманих виправлень.