

ЛЕКЦІЯ 5.

Види руху води в гірських породах.

Підземна вода знаходиться в порах, тріщинах та порожнинах гірських порід і рухається за загальними законами руху рідини, який може протікати у двох формах: ламінарної та турбулентної течій.

Ламінарна течія - пересування частинок рідини в потоці досконало правильними паралельними цівками.

Турбулентна течія - це пересування частинок рідини в потоці по траєкторіях у різних напрямках, так званий вихровий рух. Рух підземних вод дуже уповільнений і тому протікає ламінарно.

Для визначення закономірності руху підземних вод виділимо у підземному водоносному горизонті елементарний потік $abcd$ і підрахуємо, яка кількість води протікає за одиницю часу (рис. 5.7).

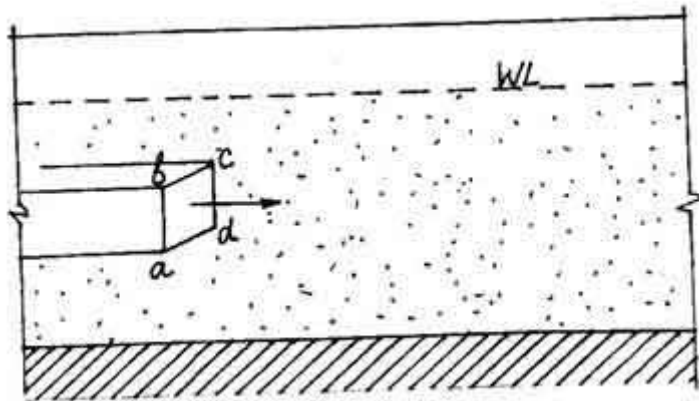


Рисунок 5.7 - Схема визначення дебіту водоносного горизонту

Кількість води Q , що протікає за одиницю часу, прямо пропорційна площі поперечного перерізу елементарного потоку A , гідравлічному градієнту (напору) I та деякому коефіцієнту пропорційності k_f . Таким чином,

$$Q = A I k_f, \quad (5.2)$$

Розглянемо одиниці виміру формули (5.2): A -м², Q -м³/с, I - у долях одиниці, отже, розмірність k_f - м/с. Розділимо праву та ліву частини на площу потоку A

$$q = k_f I, \quad (5.3)$$

де q - витрата води за одиницю часу через одиницю площі, яка дістала назву швидкості руху підземних вод і позначається як V

$$V = k_f I. \quad (5.4)$$

Вираз (5.4) дістав назву закону руху підземних вод, встановленого у 1856 р. французьким гідрогеологом Дарсі: швидкість руху підземних вод прямо пропорційна гідравлічному градієнту.

Коефіцієнт пропорційності k_f називається коефіцієнтом фільтрації, визначається експериментально, залежить від типу порід і чисельно дорівнює швидкості руху води при $I = 1$.

Гідравлічний, або напірний, градієнт визначається як відношення різниці рівнів підземних вод між двома точками по лінії течії до відстані між цими точками (рис. 5.8).

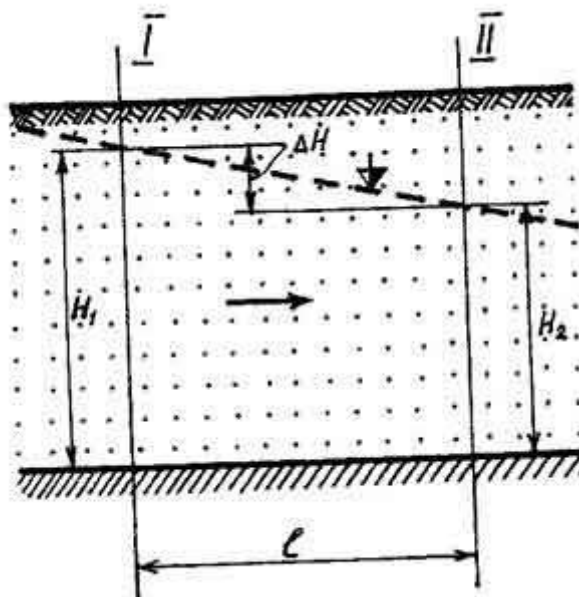


Рисунок 5.8 - Схема руху ґрунтової води

$$I = (H_1 - H_2)/l. \quad (5.5)$$

Швидкість руху, визначена за формулою (5.4), не є дійсною швидкістю, а значно меншою при одному і тому ж гідравлічному градієнті. Це пояснюється тим, що вода фільтрується не по всій площі A , а по тій частині, де є пори. Дійсна швидкість руху води

$$V = k_f I / n, \quad (5.6)$$

де n - пористість породи, тобто частина площі в долях одиниці, яка припадає на пори.

Проте в практиці швидкість руху підземних вод все-таки визначають за формулою (5.4), тому що коефіцієнт фільтрації, який визначається експериментально, якраз і ураховує величину пористості.

Коефіцієнт фільтрації, а отже і швидкість руху, суттєво залежить від температури води. У довідковій літературі наводяться коефіцієнти фільтрації при температурі 10°C . Для визначення k_f при будь-якій температурі користуються формулою

$$k_f^t = k_f^{10} (0,7 + 0,03t), \quad (5.7)$$

де k_f^t та k_f^{10} - коефіцієнти фільтрації відповідно при будь-якій температурі та температурі 10°C;

t – температура в градусах.

Для визначення коефіцієнта фільтрації використовують лабораторні та польові методи.

У лабораторних умовах коефіцієнт фільтрації визначається на різних приладах, які мало чим відрізняються від приладу Дарсі (рис. 5.9). Це прилади Тіма, Тіма - Каменського, трубки Спецгео, КФ та інші.

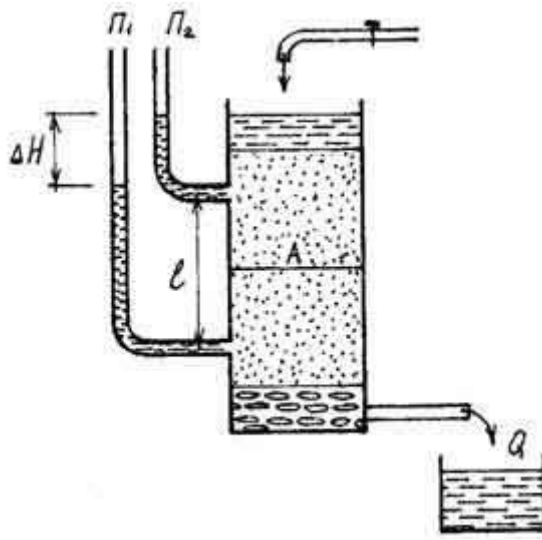


Рисунок 5.9 - Схема приладу для визначення коефіцієнта фільтрації пісків

Принцип роботи цих приладів такий. У циліндричну посудину з двома боковими п'єзометрами Π_1 та Π_2 кладуть дослідний зразок ґрунту. Через нього фільтрують воду під деяким тиском. Знаючи площу поперечного перерізу посудини A та вимірявши кількість профільтрованої води за певний час, коефіцієнт фільтрації в м/добу при певній температурі обчислюють за формулою

$$k_f = 864 \cdot (Q / At \Delta H), \quad (5.8)$$

де Q - кількість профільтрованої води, см^3 ;
 l - відстань між п'єзометрами, см ;
 t - час фільтрації, с ;
 ΔH - перевищення рівнів води п'єзометрів;
 864 - перевідний коефіцієнт з см/с в м/добу.

Для визначення коефіцієнта фільтрації у польових умовах перш за все необхідно визначити напрям руху підземних вод, так звану лінію течії. При наявності гідрогеологічної карти лінію течії визначають за допомогою гідроізогіпс. При відсутності такої карти потрібно пробурити не менше трьох свердловин, розташованих за трикутником. На основі виміру сталого рівня підземних вод визначають лінію з однаковими абсолютними відмітками води. Нормаль цієї лінії в сторону зменшення абсолютних відміток і є напрям руху підземних вод або лінія течії (рис. 5.10).

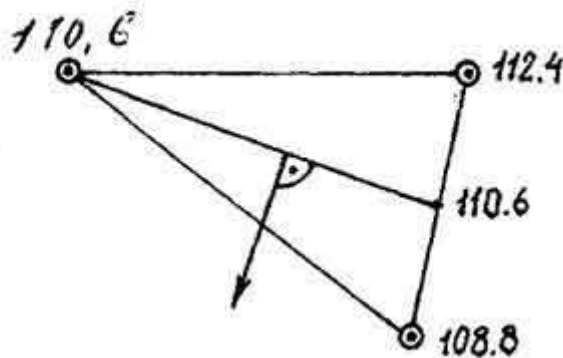


Рисунок 5.10 - Схема визначення напрямку руху ґрунтових вод

Для визначення коефіцієнта фільтрації: за лінією течії пробурюють дві свердловини, причому одну з них, дослідну, розташовують вище за течією, а другу, спостережну, розташовують нижче за течією.

Для вимірювання швидкості руху підземних вод, а отже і коефіцієнта фільтрації, використовують хімічний, колориметричний, електролітичний методи та метод дослідних відкачувань.

Хімічний метод. З дослідної свердловини відкачують певну кількість води, розчиняють у ній легкорозчинні солі - NaCl , CaCl_2 , хлористий амоній та інші і закачують цей розчин знову у дослідну свердловину, засікаючи при цьому час. З спостережної свердловини періодично відкачують воду і

визначають за допомогою різних реагентів час появи розчину і максимальну його концентрацію. Реагентом на Cl^- є азотнокисле срібло, яке змінює свій колір. Знаючи відстань між свердловинами l , гідравлічний градієнт I , час руху t визначають швидкість руху та коефіцієнт фільтрації за формулою

$$k_f = l/It. \quad (5.9)$$

Цей метод неприпустимий при наявності у воді хлоридів.

Колориметричний метод. У дослідну свердловину запускають деяку кількість легкокорозинної фарби: флюорисцин, метиленову синьку та ін. Частіше використовують флюорисцин, оскільки він помітний при дуже маленьких концентраціях (1:10 млн). Розчин фарби занурюють у свердловину у скляній пляшці, яку потім розбивають буровим наконечником, засікаючи час. З спостережної свердловини періодично відкачують воду і засікають час появи забарвлення. Коефіцієнт фільтрації визначають за формулою (5.9).

Електролітичний метод. Перші два методи визначення коефіцієнта фільтрації є не зовсім точними тому, що відбір проб із спостережної свердловини носить дискретний характер, тобто час появи мінералізованого розчину або забарвленої води можна пропустити. Більш точним є електролітичний метод, який застосовується для визначення коефіцієнта фільтрації немінералізованої води. Суть цього методу полягає ось у чому. У дослідну та спостережну свердловини занурюють голкофільтри, до яких приєднують електропристрій, що складається з блока живлення, амперметра та комутатора з самописцем (рис. 5. 11).

У дослідну свердловину заливають певну кількість розчину з легкокорозинної солі. Пропускають струм і фіксують час та зміну електроопору води (рис. 5.11). Знаючи відстань між свердловинами та час проходження розчину, швидкість руху води визначають за формулами

$$V = l/t_1; \quad V = l/t_2, \quad (5.10)$$

де t_1 - час появи мінералізованого розчину;

t_2 - час проходження максимуму його концентрації.

Першу формулу використовують для визначення припливу води до будівельних котлованів, другу - для водопостачання.

Дослідне відкачування є найбільш точним методом визначення швидкості руху підземних вод, та коефіцієнта фільтрації, крім того, цей метод дозволяє визначити дебіт водоносного горизонту та радіус депресії (див. п. 5.6).

а

б

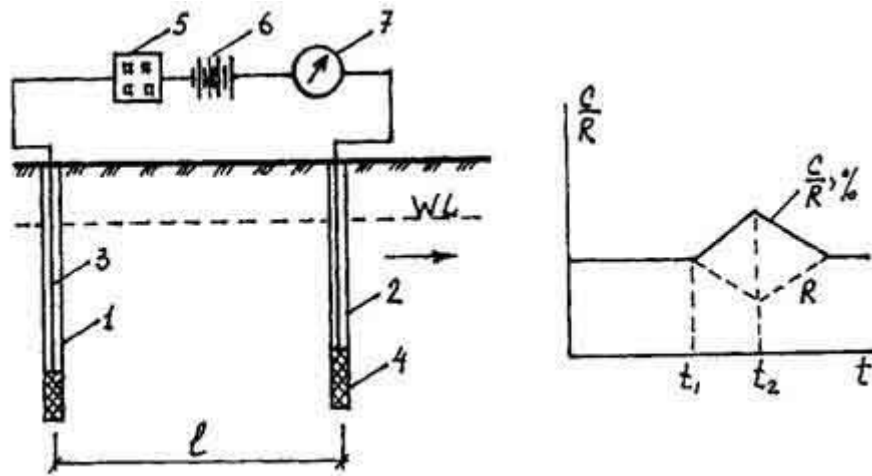


Рисунок 5.11 - Схема для визначення швидкості фільтрації:
 а – обладнання свердловин; б – графік зміни концентрації солей та опору
 ґрунтової води; 1 – дослідна свердловина; 2 – спостережна свердловина;
 3 – голкофільтри; 4 – фільтри; 5 – комутатор; 6 – генератор струму;
 7 - амперметр

Для цього пробурюють декілька свердловин паралельно та перпендикулярно лінії течії. З центральної свердловини роблять відкачування води до тих пір, поки не знизиться рівень у сусідніх свердловинах на деяку сталу величину. При відомих відстані між свердловинами, гідравлічному градієнті, дебіті центральної свердловини (дебіт - об'єм води, який дає свердловина протягом тривалого часу), площі поперечного перерізу свердловини коефіцієнт фільтрації та швидкість руху підземних вод визначають, виходячи з формул (5.2) та (5.4).

Орієнтовні значення коефіцієнтів фільтрації такі: крупноуламкові породи (галька, щебінь, жорства) та сильно тріщинуваті скельні породи - 100 - 1000 м/добу; пісок крупний - 20 - 50; пісок середньої крупності - 5 - 20; пісок дрібний - 5 - 10 ; пісок пилюватий – 1- 5; супісок - 1 - 2; суглинок 0,1 - 1; глина - 0,1 - 0,001 м/добу і менше.

Умови залягання та розповсюдження підземних вод відображаються на гідрогеологічних картах, які складаються на топооснові і на певну пору року. Поверхня (дзеркало) підземних вод зображується на картах у вигляді ізоліній - гідроізогіпс (грецьк. "гідро"- вода, "ізос"- рівний, "гіпсос" - висота) - ліній, що з'єднують однакові абсолютні (або відносні) відмітки дзеркала підземних вод.

Для побудови гідрогеологічної карти пробурюють ряд розвідувальних свердловин по певній сітці. За допомогою мірної хлопавки вимірюють сталий рівень ґрунтових вод, а топографічним методом визначають абсолютні відмітки гирла свердловин та дзеркала підземних вод. Арифметичним методом або за допомогою палетки знаходять точки з однаковими відмітками поверхні підземних вод через певний крок (як правило, 0,5 - 1 м), які з'єднують плавними кривими (рис. 5.12).

Гідроізогіпси мають всі властивості горизонталей. За допомогою такої карти можна визначити глибину до води у будь-якій точці як різницю між відмітками поверхні та дзеркала підземних вод, напрям руку, гідравлічний градієнт, а при необхідності і запроектувати дренажну систему.

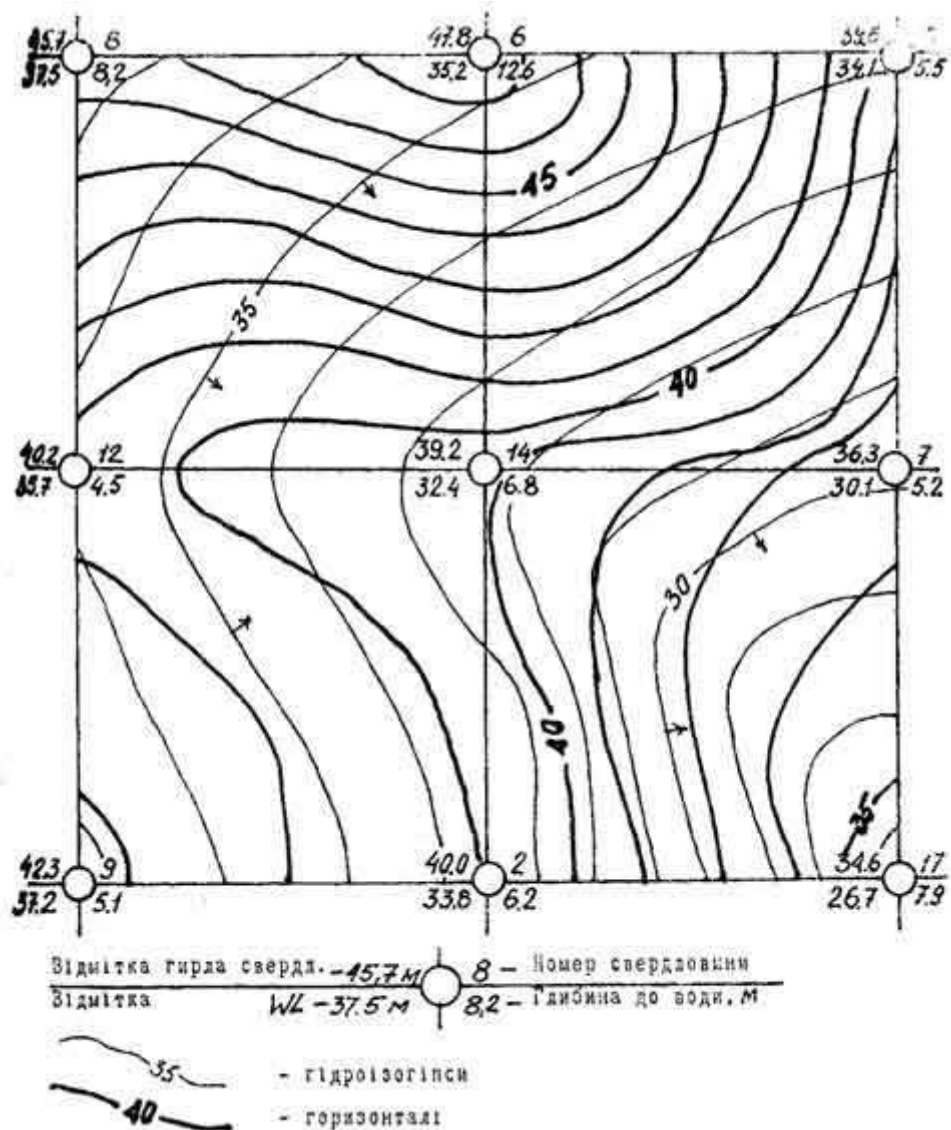


Рисунок 5.12 - Карта гідроізогіпс