

УДК 556.343

А.М. ТУГАЙ, доктор технічних наук
Київський національний університет будівництва і архітектури

ВИБІР ВИХІДНИХ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ ПАРАМЕТРІВ ПРИ РОЗРАХУНКАХ ТРУБЧАСТИХ КОЛОДЯЗІВ

Приведені методи і залежності по визначенню коефіцієнтів фільтрації водоносних ґрунтів k , гравітаційної ємності на вільній поверхні потоку μ , рівнопроводності α і п'єзопроводності α_y та величини інтенсивності інфільтрації ε .

Ключові слова: водозабірні свердловини, коефіцієнт фільтрації, коефіцієнт водовіддачі, коефіцієнт рівнопроводності, коефіцієнт п'єзопроводності, інтенсивність інфільтрації.

Приведены методы и зависимости по определению коэффициентов фильтрации водоносных грунтов k , гравитационной емкости на свободной поверхности потока μ , равнопроводности α и пьезопроводности α_y и величины интенсивности инфильтрации ε .

Ключевые слова: водозаборные скважины, коэффициент фильтрации, коэффициент водоотдачи, коэффициент равнопроводности, коэффициент пьезопроводности, интенсивность фильтрации.

Methods and dependences on determination of filtration coefficient for water-bearing soils k , coefficient of gravitational capacity on free-surface of stream μ , coefficient of equiconduction α and coefficient of piezoconduction α_y and values of infiltration intensity ε are presented.

Key words: water well, filtration coefficient, wateryield coefficient, equiconduction coefficient, piezoconduction coefficient, infiltration intensity coefficient.

Точність розрахунків водозабірних свердловин (трубчастих колодязів) багато в чому залежить від точності визначення таких вихідних гідрогеологічних параметрів як коефіцієнт фільтрації ґрунта шарів водоносної товщі k або водопровідність шарів $T = km$, тобто добуток коефіцієнта фільтрації k на потужність шару m ; коефіцієнт водовіддачі (нестача насичення) μ шару ґрунту, в межах якого відбувається коливання (заміна) поверхні ґрунтових вод; коефіцієнт μ_y так званої пружної водовіддачі, який визначається пружними властивостями порід і води в напірних водоносних

горизонтах; також інтенсивність інфільтраційного і глибинного живлення ε і ε_n ; характеристики випарування.

Основним способом визначення коефіцієнту фільтрації є гідрогеологічні вишукування в натурних умовах (відкачка, налив, нагнітання). Методика і техніка проведення пошукувань викладена в ряді робіт і нормативних матеріалах, зокрема [4, 5]. При проектуванні дослідно-фільтраційних робіт по визначенню коефіцієнта k необхідно передбачити повторність їх проведення, щоб виключити елементи випадковості, які пов'язані з неоднорідністю гірських порід. Менш досконалим способом визначення коефіцієнту фільтрації є лабораторний метод і особливо метод визначення за різними емпіричними залежностями [6]. Зокрема, аналіз цих формул показує, що їх можна привести до такого загального вигляду:

$$k = \frac{g}{v} d_e^2 f(n), \quad (1)$$

де v – кінематична в'язкість, d_e – еквівалентний діаметр часток ґрунту, $f(n)$ – деяка функція, яка залежить від пористості і форми часток ґрунту. За даними Козені, Д.М. Мінца та ін. можна приймати

$$f(n) = \beta_0 \frac{n^3}{(1-n)^2}, \quad (2)$$

де β_0 – постійний коефіцієнт. Для зернистих часток у вигляді куль $\beta_0 = 0,0055$. Для піщаних ґрунтів при визначенні коефіцієнта фільтрації k обмежуються більш простими залежностями у вигляді

$$k = Nd_0^2, \quad (3)$$

де v якості ефективного діаметра зерен піску приймають $d_0 = d_{17}$. Часто при обробці даних різних відкачок зручно оперувати провідністю водоносної товщі T . Орієнтовно при розрахунках окремі ґрунти характеризуються значеннями коефіцієнтів фільтрації, які наведені в табл.1.

Таблиця 1

Значення коефіцієнтів фільтрації

Ґрунт	м/доб
Глина, щільні мергелі	0,01
Глинисті ґрунти, суглинок	0,01...0,1
Супіски, пилюваті піски	0,1...1,0
Дрібнозернисті піски	1,0...5,0
Середньозернисті і гравелисті піски	5...25
Гальково-гравелисті відкладання, закарстовані вапняки і більше тріщинуваті породи	50 і більше

Іншим важливим параметром, який конче необхідний при розрахунках неусталеної фільтрації, є коефіцієнт гравітаційної ємкості ґрунту на вільній поверхні потоку μ , що являє собою зміну кількості води в порах при

коливаннях вільної поверхні, віднесеної до об'єму ґрунту в межах коливання рівня води. При підвищенні вільної поверхні потоку значення μ характеризують нестачу насичення μ_n (водовбирання) ґрунту, розташованого вище кривої депресії, а при зниженні рівня – водовіддачу μ_b , тобто здатність ґрунту віддавати воду під дією сили ваги, в зв'язку з чим коефіцієнт μ_b ще називають коефіцієнтом гравітаційної водовіддачі. Таким чином водовбирання породи (ґрунту) на вільній поверхні потоку дорівнює частині пористості, яка насичується водою при підйомі рівня ґрунтової води, а водовіддача дорівнює частині її пористості, яка віддає воду при зниженні рівня. Водовбирання і водовіддача залежать від швидкості зміни рівня. При повільному його змінюванні водонасичення дорівнює дефіциту насичення

$$\mu_i = n - n_e, \quad (4)$$

і водовіддача дорівнює вільній пористості

$$\mu_b = n - n_i, \quad (5)$$

де n , n_e , n_m – відповідно, пористість (повна вологоємність), природна вологість ґрунту, молекулярна вологоємність ґрунту [6, 7].

Величини μ_n і μ_b не можна розглядати як постійні характеристики, оскільки вони залежать не тільки від структури ґрунту, а і від глибини залягання рівня ґрунтових вод, а також швидкості змінювання цього рівня. В подальшому при виконанні практичних розрахунків, згідно з рекомендаціями [6, 7] будемо вважати величини μ_n і μ_b однаковими. Орієнтовно величина μ приймається: для піщаних ґрунтів, при $d_{50} = 0,1; 0,3$ і $0,5$ мм, $\mu = 0,18; 0,25$ і $0,28$; для супіщаних $\mu = 0,05 \dots 0,15$; для суглинків $\mu = 0,01 \dots 0,10$; для пілуватих і глинистих пісків, а також торфу $\mu = 0,05 \dots 0,1$. Для визначення μ в залежності від k рекомендуються такі формули [7]:

для піщаних ґрунтів

$$\mu = 0,117 \sqrt[3]{\alpha}, \quad (6)$$

(тут k вимірюється м/доба);

для будь-яких ґрунтів

$$\mu = 0,13 + 0,07 \lg \alpha, \quad (7)$$

В роботах [6, 7, 8] для визначення μ приведені більш складні формули, які враховують положення рівня ґрунтових вод і висоту капілярного піднімання. По даним режимних спостережень і дослідних відкачок в безнапірних потоках при неусталеній фільтрації часто визначається так званий коефіцієнт рівнепровідності (п'єзопровідності) [4, 6, 7]

$$\alpha = \frac{T}{\mu} = \frac{km}{\mu}, \quad (8)$$

величиною якого можна користуватись в розрахунках неусталеної фільтрації; при цьому немає потреби окремо визначати величини k і μ . В цьому випадку

при відомих α і T можна визначити параметр μ . Проте найбільш надійним є метод знаходження μ по дослідним відкачкам, які треба проводити тривалістю не менш ніж 10-15 діб, коли настане так званий гравітаційний період, який характеризується стабілізацією гравітаційної водовіддачі. Також надійним способом визначення коефіцієнта μ буде за даними спостережень щодо знижень рівня вільної поверхні [7, 8]

$$\mu = \frac{k\Delta S}{V\Delta Z}, \quad (9)$$

де ΔS – різниця знижень рівнів в спостережних свердловинах-дублерах; ΔZ – різниця їх заглиблень (між серединами фільтрів); V – швидкість зниження рівня вільної поверхні, яка фіксується по верхній свердловині.

В напірних горизонтах (пластах) неусталений режим фільтрації визначається пружними властивостями ґрунту і води і характеризуються коефіцієнтом пружної водовіддачі пласта μ_y , який визначається за формулою

$$\mu_y = m\eta, \quad \eta = \frac{\gamma_b}{1+\varepsilon} \left(\frac{\varepsilon}{E_b} + \alpha_c \right), \quad (10)$$

де m – потужність пласта, м; η – коефіцієнт пружноємності, м^{-1} ; γ_b – питома вага води, $\text{н}/\text{м}^3$; ε – коефіцієнт пористості ґрунту $\left(\varepsilon = \frac{n}{1-n} \right)$, E_b – модуль пружності води ($E_b \approx 2,2 \cdot 10^9$ Па); α_c – коефіцієнт стиснення (ущільнення) ґрунту, Па^{-1} .

В загальному випадку для шаруватого напірного пласта величина μ_y буде сумою значень μ_y визначених окремо для кожного шару. Коефіцієнти ε і α_c визначаються лабораторним шляхом на зразках ґрунту, причому для знаходження α_c повинна бути відома компресійна крива ґрунту.

За стисненням ґрунту можна поділити па три основні групи [4]: малостисливі (піски різного складу) $\alpha_c < 0,001$ $\text{см}^2/\text{кг}$; середньостисливі (супісок, суглинок) $\alpha_c < 0,01$ $\text{см}^2/\text{кг}$; дуже стисливі (деякі глини) $\alpha_c < 0,1$ $\text{см}^2/\text{кг}$.

Орієнтовні значення коефіцієнта η для різних ґрунтів і порід такі [4]: $(0,02...1,7) \cdot 10^{-5}$ м^{-1} для скельової породи; $(0,5...5) \cdot 10^{-4}$ м^{-1} для піщаних і гравелистих; $10^{-4}...10^{-3}$ м^{-1} для супіскових і суглинкових. Треба зазначити, що зі збільшенням глибини залягання пласта значення коефіцієнта η зменшується [4]. Із сказаного неважко переконатись, що $\mu \gg \mu_y$. Так як пружні властивості рідини і породи мають місце і в умовах безнапірних потоків, то в окремих випадках, наприклад при відкачці із двошарової водоносної товщі, в якій верхній шар слабопроникний (супісок, суглинок), а нижній – добрепроникний (піщаногравелисті ґрунти, тріщинуваті породи) при розташуванні вільної поверхні в верхньому шарі значення μ будуть невеликі і тому в цьому випадку в якості розрахункової треба приймати сумарну

водовіддачу $\mu + \mu_y$. Як і в попередньому випадку в умовах пружного режиму фільтрації на підставі даних дослідних відкачок визначається так званий коефіцієнт п'єзопровідності

$$\alpha_y = \frac{T}{\mu_y} = \frac{k(1+\varepsilon)}{\gamma_b \left(\alpha_c + \frac{\varepsilon}{E_b} \right)}, \quad (11)$$

звідки неважко знайти μ_y . Цей спосіб визначення величини μ_y в однорідних і неоднорідних пластах найбільш надійний [4, 6, 7]. Орієнтовні значення провідності T (м²/доб) і коефіцієнтів α_y (м²/доб) для різних типів ґрунтів і порід при середній потужності пласта $m = h_{cp} = 20$ м наведені в табл. 2 [7].

Таблиця 2

Значення фільтраційних характеристик

Ґрунти і породи	Безнапірні пласти з вільною поверхнею		Напірні пласти	
	T	α	T	α
Глина (суглинок)	0,2...10	4...200	0,1...10	20...800
Піски				
Пилуватий, супісок	2...20	20...200	2...20	100...1000
Дрібний	20...100	$(0,2...1) \cdot 10^3$	20...100	$(0,25...1,25) \cdot 10^4$
Середньозернистий, гравелистий	100...600	$(0,5...3) \cdot 10^3$	100...600	$(0,15...1) \cdot 10^5$
Гальково-гравелисті відкладення	2000...4000	$(1...2) \cdot 10^4$	2000...4000	$(0,5...1) \cdot 10^6$
Вапняки ($n = 0,1$)	400...1000	$(0,4...1) \cdot 10^4$	400...100	$(0,3...8) \cdot 10^7$
Піщаник ($n = 0,5$)	200...400	$(0,4...1) \cdot 10^4$	200...400	$(2,5...5) \cdot 10^7$
Вивержені породи ($n = 0,01$)	20...100	$(0,2...1) \cdot 10^4$	20...100	$(0,8...4) \cdot 10^7$

Таким чином значення коефіцієнта α для безнапірних потоків змінюється від 10^2 до 10^4 , а коефіцієнта α_y в напірних потоках від 10^3 до 10^7 м²/доб. В натурних умовах ці зміни можуть відбуватись і в більш широкому діапазоні.

Інфільтраційне живлення формується за рахунок атмосферних опадів і різних поливів при зрошенні і характеризується величиною інтенсивності інфільтрації ε , яка являє собою витрату води, яка поступає на одиницю площі вільної поверхні потоку. Зазначимо, що при вивченні природних закономірностей площадне живлення в залежності від знака поділяється на інфільтрацію і випарування, тобто в якості розрахункової інтенсивності приймається

$$\varepsilon = \varepsilon_{\text{ф}} - \varepsilon_{\text{в}} \quad (12)$$

де $\varepsilon_{\text{ф}}$ – інтенсивність сумарного інфільтраційного живлення; $\varepsilon_{\text{в}}$ – інтенсивність сумарного випарування з поверхні ґрунтових вод (випарування плюс транспірація). При близькому розташуванні ґрунтових вод до поверхні

землі величина ε залежить від глибини залягання ґрунтових вод z_2 . Особливо важливою ця залежність є для випарування і може бути в першому наближенні визначена за формулою

$$\varepsilon_{\text{аер}} = -\varepsilon_0(1 - \bar{z}), \quad \bar{z} = \frac{z_2}{z_k}, \quad (13)$$

де ε_0 – інтенсивність випарування з поверхні землі; z_k – умовна критична глибина ґрунтових вод, при якій $\varepsilon_{\text{аер}} = 0$.

Оскільки $z_2 = z_0 - H$, де z_0 – відмітка поверхні землі відносно площини порівняння, то залежність (13) для визначення $\varepsilon_{\text{аер}}$ на глибині H можна записати

$$\varepsilon_{\text{аер}}(H) = \varepsilon_0 \frac{H - z_0 - z_k}{z_k}, \quad (14)$$

Існують і інші залежності для визначення $\varepsilon_{\text{аер}}$. Треба зазначити, що на залежність $\varepsilon_{\text{аер}}$ від H суттєво впливають водно-фізичні властивості порід зони аерації і особливо їх проникність, яка характеризується коефіцієнтом фільтрації; z_k може змінюватись від 2,5 до 5 м.

Тому при розрахунках величини ε за формулою (12), інтенсивність $\varepsilon_{\text{ф}}_0$ в першому наближенні приймається незалежною від H , а інтенсивність $\varepsilon_{\text{аер}}$ – за формулою (14).

Таким чином, при розрахунках інтенсивності ε за формулою (14) при незначних глибинах H живлення буде від'ємним, оскільки $\varepsilon_{\text{аер}} > \varepsilon_{\text{ф}}_0$, а при значних глибинах $z > z_k$ живлення буде позитивним навіть при значному випарюванні на поверхні землі.

Визначення величини інтенсивності ε відбувається дослідним шляхом за допомогою спеціальних приладів-лізиметрів, а також шляхом вивчення процесів міграції вологи в зоні аерації і натурних спостережень фільтрації на дослідних ділянках водозабірних споруд і дренажу. Як і інші гідрогеологічні параметри, інтенсивність інфільтраційного живлення визначають аналітичними і чисельними методами шляхом рішення так званих зворотних задач за даними режимних спостережень. Використання розрахункових залежностей дозволяє безпосередньо за даними спостережень і зниженнями рівня встановити величину живлення ε при відомих других гідрогеологічних параметрів. При цьому можна використовувати балансові розрахунки, методика яких для різних ґрунтів приведена в роботі [7], а також на підставі використання гідрогеолого-інженерних аналогів.

Так, для багатьох регіонів України для визначення інтенсивності ε при виконанні розрахунків можна скористатися графіками, наведеними на рис.1, де приведені узагальнені дані зміни інтенсивності ε з глибиною H , одержані в природних умовах.

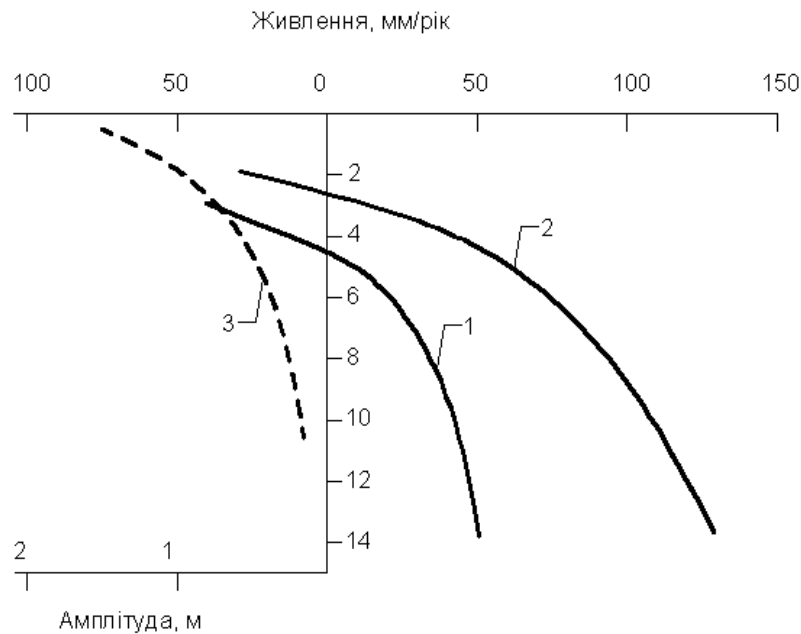


Рис.1. Результати розрахунків живлення підземних вод залежно від глибини їх рівня:
 1 – інтенсивність живлення в природних умовах; 2 – при зрошенні;
 3 – амплітуда коливання рівня в природних умовах

Зокрема, для регіонів півдня України в умовах зрошення середньорічна інтенсивність приймається $\varepsilon \approx 0,0005 \dots 0,001$ м/доб, а в інших регіонах близько $\varepsilon \approx 0,0001 \dots 0,0005$ м/доб.

Інтенсивність глибинного живлення водоносного горизонту, з якого здійснюється відкачка води, за рахунок вертикального перетікання з сусіднього (нижнього) горизонту може бути оцінена на підставі даних спостережень за напорами (рівнями) в цих горизонтах. При цьому маємо

$$\varepsilon_n = k_0 \frac{H - h}{m_0}, \quad (15)$$

де ε_n – інтенсивність перетікання (приплив чи відплив) м/доба; H і h – напори (рівні) в основному і сусідньому горизонтах, m_0 і k_0 – відповідно, потужність і коефіцієнт фільтрації роздільного шару. При розробці методів розрахунку вертикальних свердловин в шаруватих водоносних товщах часто перетікання між окремими шарами більш строго може бути враховано в самих рішеннях, так як напори H і h в процесі відкачки будуть змінюватись. Проте приймаючи в межах розрахункового періоду середні величини H і h за формулою (15) можна знайти $\varepsilon_n = const$ за цей період і врахувати її безпосередньо, додаючи до інтенсивності інфільтрації ε .

Виконаний аналіз показав, що гідравлічний зв'язок між окремими водоносними горизонтами вважається задовільним при $\frac{k_0}{m_0} > 0,005$; при

$\frac{k_0}{m_0} = 0,001 \dots 0,005$ він буде незначний і при $\frac{k_0}{m_0} < 0,001 \dots 0,003$ – майже

відсутній. Тому в практичних розрахунках при $\frac{k_0}{m_0} < 0,001 \dots 0,003$ цей слабо проникний шар можна приймати як водоупор.

На закінчення зазначимо, що кількісно виразити в розрахунковій схемі з необхідною точністю ту чи іншу вихідну характеристику, одержану, наприклад, за даними вишукування в вигляді деякого діапазону її значень, не завжди можливо. Коли це важко зробити, слід розглянути граничні значення і оцінити шляхом розрахунків декількох варіантів питому вагу їх впливу на одержані результати. В деяких випадках такий підхід дозволить обійтись без додаткових польових досліджень для уточнення цієї величини. Необхідно також звернути увагу на постановку і обґрунтування необхідного обсягу дослідно-фільтраційних і інших робіт з організації і проведенні натурних досліджень.

Список літератури

1. *Тугай А.М., Тугай Я.А.* Водопостачання. Джерела і водозабірні споруди. – К.: УДІМБ, 1998. – 194 с.
2. *Тугай А.М., Олійник О.Я., Тугай Я.А.* Продуктивність водозабірних свердловин в умовах кольматажу. – Харків: СОПІВЦХНАМТ, 2004. – 240 с.
3. *Тугай А.М., Орлов В.О.* Водопостачання. – К.: Знання, 2009. – 73 с.
4. *Мироненко В.А., Шестаков В.М.* Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. – М.: Недра, 1978. – 325 с.
5. *Шестаков В.М., Башкатов Д.Н.* Опытно-фильтрационные работы. – М.: Недра, 1974. – 185 с.
6. *Веригин Н.Н. и др.* Гидродинамические и физико-химические свойства горных пород. – М.: Недра, 1977 – 271 с.
7. *Олейник А.Я.* Фильтрационные расчеты вертикального дренажа. – К.: Наукова Думка, 1978 – 202 с.