

ĆWICZENIE NR 1

Oznaczanie współczynnika filtracji na podstawie krzywej uziarnienia

1. Wstęp

Filtracja jest to zdolność cieczy do przesączania się przez ośrodek porowaty. Filtracja zależy od właściwości fizycznych wody i ośrodka porowatego.

Zdolność gruntu do przepuszczania wody systemem połączonych porów, nazywa się wodoprzepuszczalnością. Zdolność tę wyraża **współczynnik filtracji k** .

Współczynnik ten zależy od:

- a) własności fizycznych gruntu:
 - uziarnienia gruntu,
 - porowatości gruntu,
 - składu mineralnego,
 - struktury i tekstury gruntu,
- b) własności wody podziemnej:
 - temperatury,
 - składu chemicznego.

Współczynnik filtracji określa zdolność gruntu do przepuszczania wody przy istnieniu różnicy ciśnień. Zgodnie z liniowym prawem Darcy'ego wyraża zależność pomiędzy spadkiem hydraulicznym, a prędkością wody. Współczynnik filtracji wyrażany jest w jednostkach prędkości [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$].

H. Darcy na podstawie doświadczeń ustalił, że objętościowe natężenie przepływu filtracyjnego, czyli ilość wody przechodzącej przez środowisko porowate (skałę, grunt) w jednostce czasu, jest proporcjonalne do spadku hydraulicznego, poprzecznego przekroju środowiska filtrującego i współczynnika filtracji:

$$Q = k \cdot J \cdot F \quad (1)$$

gdzie:

Q – ilość wody przepływająca w jednostce czasu, [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]

k – współczynnik filtracji, [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]

J – spadek hydrauliczny wyrażony różnicą wysokości słupów wody lub różnicą ciśnień na drodze przepływu.

F – powierzchnia przekroju prowadzącego wodę, [m^2]

Prędkość przepływu cieczy v w przekroju F określa równanie:

$$v = \frac{Q}{F} \quad (2)$$

a więc

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

Po podstawieniu F (3) do wzoru (1) i po prostych przekształceniach otrzymamy:

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

współczynnik filtracji wynosi zatem:

$$k = \frac{v}{J} \quad (5)$$

Jak wynika ze wzoru (4), prawo Darcy'ego zakłada liniową zależność prędkości filtracji od spadku hydraulicznego. Zależność ta odpowiada praktycznie wszystkim przypadkom ruchu wody gruntowej, spotykanym w budownictwie podziemnym, poza

ruchem wody gruntowej w spękaniach gruntów skalistych oraz gruboziarnistych żwirach i pospółkach.

Wielkość F przyjęta we wzorze Darcy'ego odnosi się do całkowitego pola przekroju gruntu, czyli zarówno do powierzchni szkieletu gruntowego, jak i powierzchni porów gruntu. Dlatego też rzeczywista prędkość przepływu wody w gruncie jest większa niż określona wzorem. Wynosi ona:

$$V_1 = \frac{Q}{S} = \frac{Q}{Fn}$$

gdzie: S – sumaryczna powierzchnia prześwitów w przekroju,
 n – współczynnik miarodajnej porowatości gruntu.

Współczynnik filtracji k wyznacza się dla gruntów niespoistych, by ocenić ich przydatności do celów budownictwa ziemnego (np. dla obniżenia zwierciadła wody gruntowej przy robotach fundamentowych) oraz budownictwa wodnego (przy określaniu przepuszczalności grobli ziemnych i dna zbiorników wodnych).

Znajomość współczynnika filtracji dla gruntów spoistych potrzebna jest, m.in. przy tak zwanej ekranizacji grobli ziemnych, budowie uszczelnień itd.

W inżynierii środowiska, znajomość współczynnika filtracji ma istotne znaczenie m.in. przy:

- projektowaniu ujęć wód podziemnych,
- projektowaniu składowisk odpadów (naturalne uszczelnienia),
- projektowaniu zbiorników infiltracyjnych,
- określaniu możliwości migracji zanieczyszczeń w glebach i gruntach (np. czas i kierunek przemieszczania się zanieczyszczeń),
- projektowaniu złóż filtracyjnych w technologiach wody i ścieków (np. dobór uziarnienia dla ustalonej szybkości filtracji).

Istnieje szereg metod oznaczania współczynnika filtracji. Są to m.in. metody:

1. obliczeniowe - z wykorzystaniem wzorów empirycznych (na podstawie krzywej uziarnienia),
2. laboratoryjne (aparatus ITB-ZW-K2, rurka Kamieńskiego),
3. polowe - próbnego pompowania, zalewania studni i dołów chłonnych, obserwacji wzniosu wody podziemnej w studni.

Przepływ wody podziemnej (filtracja) odbywa się pod wpływem siły ciężkości, w przypadku gdy szczeliny i pory są całkowicie wypełnione wodą.

Różne skały i grunty mają odmienne właściwości filtracyjne.

Wartości współczynnika filtracji dla różnych typów gruntów (wg Z. Pazdro) przedstawia poniższa tabela:

Charakter przepuszczalności	Rodzaj gruntu	Współczynnik filtracji k [m/s]
Bardzo dobra	Rumosze, żwiry, żwiry piaszczyste, gruboziarniste i równoziarniste piaski, skały masywne z bardzo gęstą siecią drobnych szczelin	$> 10^{-3}$
Dobra	Piaski gruboziarniste, nieco ilaste, piaski różnoziarniste, piaski średnioziarniste, kruche, słabo spojone gruboziarniste piaskowce skały masywne z gęstą siecią szczelin	$10^{-3} - 10^{-4}$
Średnia	Piaski drobnoziarniste, równomiernie uziarnione, less	$10^{-4} - 10^{-5}$
Słaba	Piaski pylaste, gliniaste, mułki, piaskowce, skały masywne z rzadką siecią drobnych spękań	$10^{-5} - 10^{-6}$
Skały półprzepuszczalne	Gliny, namuły, mułowce, iły piaszczyste	$10^{-6} - 10^{-8}$
Skały nieprzepuszczalne	Iły, iłolupki, zwarte gliny ilaste, margle ilaste, skały masywne niespękane	$< 10^{-8}$

2. Oznaczanie współczynnika filtracji na podstawie krzywej uziarnienia

Zasadą metody jest wykonanie analizy granulometrycznej gruntu w celu uzyskania krzywej uziarnienia, z której odczytuje się średnice miarodajne (efektywne, zastępcze). Średnica miarodajna jest wielkością, na podstawie której określa się - poprzez wzory empiryczne - wartość współczynnika filtracji k .

Średnica miarodajna d_e - to średnica fikcyjnej skały filtracyjnej, składającej się z ziaren kulistych o jednakowej średnicy, która ma taką samą wodoprzepuszczalność, jak badana skała. Średnicę miarodajną określa się jako tę średnicę, poniżej której zawartość ziaren w składzie granulometrycznym skały stanowi określoną ilość w procentach, np.: średnica miarodajna $d_e = d_{10}$ oznacza, że 10% skały stanowią ziarna o średnicy mniejszej od miarodajnej d_{10} , a 90% ziarna większe.

W omawianym ćwiczeniu zastosowana zostanie analiza sitowa. Wykonanie analizy sitowej:

- 1) Wysuszoną próbkę gruntu (w temp 105÷110°C) odważa się z dokładnością nie mniejszą niż 0,1%. Masa próbki (zależnie od rodzaju gruntu) wynosi: 200÷250 g dla piasku drobnego, 250÷500 g dla piasku średniego, 500÷5000 g dla piasku grubego, pospółki i żwiru.
- 2) Komplet czystych i suchych sit ustawia się w kolumnę w ten sposób, aby na górze znajdowało się sito o największym wymiarze oczek, a pod nim kolejno sita o coraz mniejszym wymiarze oczek. Pod sitem dolnym umieszcza się płaskie naczynie do zbierania najdrobniejszej frakcji przesiewu, tzw. pozostałość.
- 3) Wsypać przygotowaną (odważoną) próbkę na pierwsze sito i wytrząsać do momentu, aż przesiane zostaną wszystkie ziarna.
- 4) Po zakończeniu wytrząsania pozostałość z każdego sita przenosi się do wytarowanego naczynia i waży z dokładnością nie mniejszą niż:
 - a. 0,01 g - jeśli masa ważonej frakcji m_i nie przekracza 50 g,
 - b. 0,1 g - jeśli masa ważonej frakcji wynosi 50-500 g,
 - c. 1 g - jeśli masa ważonej frakcji jest większa niż 500 g.

Zawartość poszczególnych frakcji o określonej średnicy ziaren (Z_i) oblicza się w procentach w stosunku do próbki wysuszonej wg wzoru:

$$Z_i = \frac{m_i}{m_s} \cdot 100$$

gdzie:

- Z_i - procentowa zawartość danej frakcji, [%]
- m_i - masa danej frakcji pozostałej na sicie, [g]
- m_s - masa całej próbki (szkieletu gruntowego), [g].

Różnica między masą próbki wziętej do analizy m_s , a sumą mas wszystkich frakcji ($m_1 + m_2 + m_3 + \dots + m_n$) nie powinna przekraczać 0,5 % wartości m_s . Uzyskane wyniki należy zamieścić w tabelce (przykład: tabela 1) i nanieść na wykres uziarnienia (wzór wykresu w załączniku).

WYKRES UZIARNIENIA

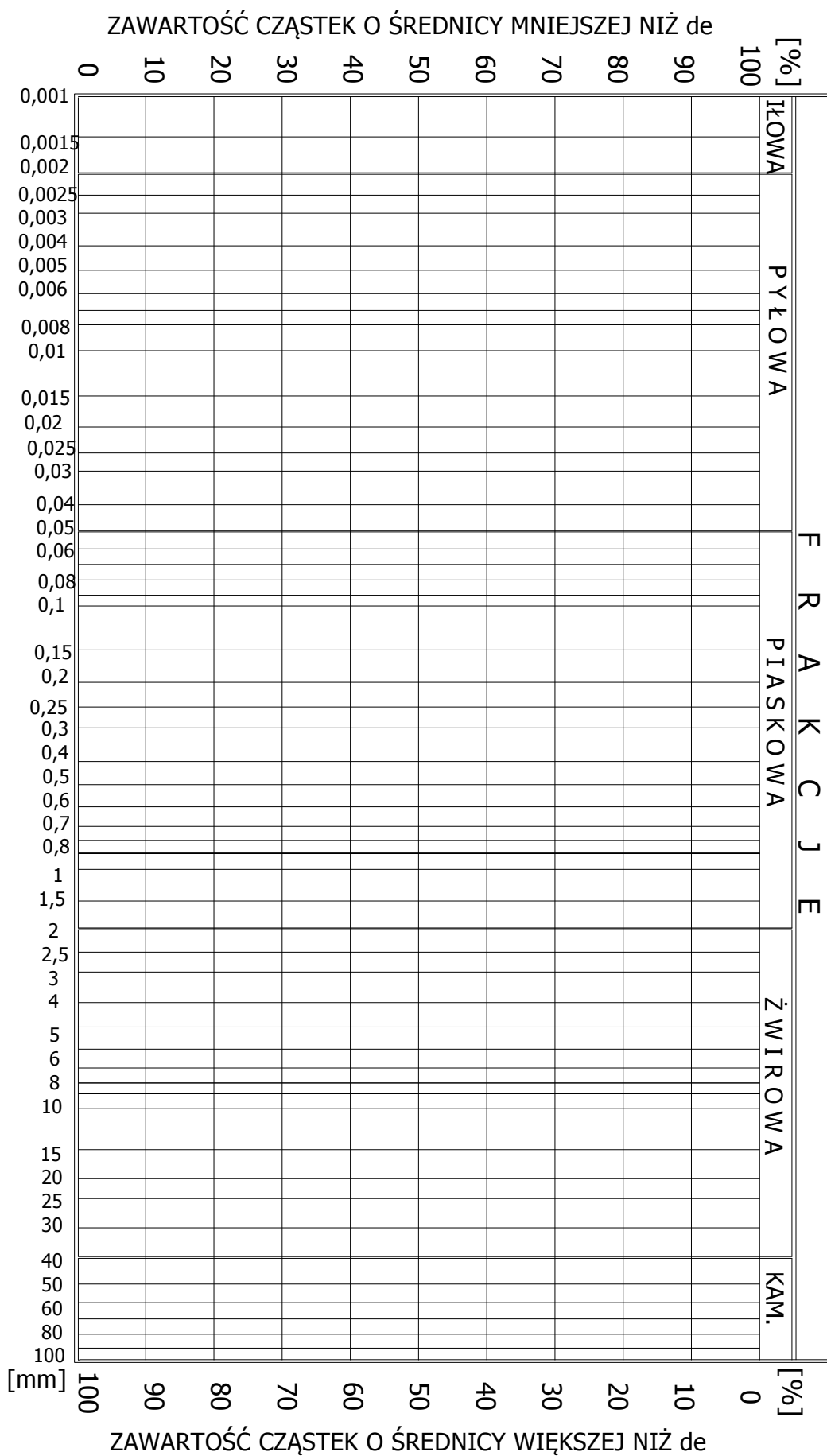


Tabela 1. Zestawienie wyników analizy sitowej

Wymiar oczek sita	Masa pozostałości na sicie	Zawartość frakcji	Suma zawartości frakcji
mm	g	%	%
Sito 1			
Sito 2			
.			
.			
pozostałość			
Suma		100	100

Oznaczenie uziarnienia oraz współczynnika filtracji należy wykonać dla kilku próbek gruntu, różniących się uziarnieniem.

3. Opracowanie wyników

- 1) Wykreślić krzywą uziarnienia wykorzystując dane z tabeli 1 (dla każdego badanego gruntu).
- 2) Z uzyskanej krzywej uziarnienia odczytać średnice miarodajne: $d_e = d_{10}$ oraz $d_e = d_{60}$ (dla wzoru Hazena), oraz $d_e = d_{20}$ i $d_e = d_{50}$ (dla pozostałych wzorów).
- 3) Obliczyć współczynnik niejednorodności uziarnienia:

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

Im współczynnik U jest bliższy jedności, tym bardziej równomierne jest uziarnienie i tym lepsza jest przepuszczalność ośrodka porowatego (skały).

- 4) Obliczyć współczynnik filtracji k ze wzorów:

a. Wzór Hazena:

$$k_{10} = C \cdot d_e^2 (0,7 + 0,03 \cdot t) \text{ [m} \cdot \text{s}^{-1}\text{]}$$

gdzie:

k_{10} – współczynnik filtracji przy temperaturze wody 10°C,

d_e – średnica efektywna, [mm]

t – temperatura wody [°C], $(0,7 + 0,03 \cdot t)$ – poprawka na temperaturę

C – empiryczny współczynnik zależny od nierównomierności uziarnienia:

$$C = 1200 \quad \text{gdy } 1 < U < 2$$

$$C = 800 \quad \text{gdy } 2 < U < 4$$

$$C = 400 \quad \text{gdy } 4 < U < 5$$

Uwaga: Wzór Hazena stosuje się, jeśli spełnione są warunki: $0,1 < d_{10} < 3,0$ i $U < 5$

b. Wzór Seeldheima:

$$k = 0,357 \cdot (d_{50})^{2,4} \text{ [cm} \cdot \text{s}^{-1}\text{]}$$

c. Wzór amerykański:

$$k = 0,36 \cdot (d_{20})^2 \text{ [cm} \cdot \text{s}^{-1}\text{]}$$

Uwaga: wzór amerykański stosuje się dla $0,01 < d_{20} < 5,0$ [mm].

Sprawozdanie powinno zawierać:

- cel ćwiczenia,
- wartości mierzonych parametrów
 - o wyniki analizy sitowej w formie tabeli,
 - o wykresy krzywej uziarnienia,
- obliczenia współczynnika filtracji za pomocą przedstawionych wzorów,
- wnioski z przeprowadzonego ćwiczenia.

ĆWICZENIE NR 2

Oznaczanie współczynnika filtracji za pomocą rurki Kamieńskiego

1. Wstęp

Filtracja jest to zdolność cieczy do przesączenia się przez ośrodek porowaty. Filtracja zależy od właściwości fizycznych wody i ośrodka porowatego.

Zdolność gruntu do przepuszczania wody systemem połączonych porów, nazywa się wodoprzepuszczalnością. Zdolność tę wyraża **współczynnik filtracji k** .

Współczynnik ten zależy od:

- c) własności fizycznych gruntu:
 - uziarnienia gruntu,
 - porowatości gruntu,
 - składu mineralnego,
 - struktury i tekstury gruntu,
- d) własności wody podziemnej:
 - temperatury,
 - składu chemicznego.

Współczynnik filtracji określa zdolność gruntu do przepuszczania wody przy istnieniu różnicy ciśnień. Zgodnie z liniowym prawem Darcy'ego wyraża zależność pomiędzy spadkiem hydraulicznym, a prędkością wody. Współczynnik filtracji wyrażany jest w jednostkach prędkości [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$].

H. Darcy na podstawie doświadczeń ustalił, że objętościowe natężenie przepływu filtracyjnego, czyli ilość wody przechodzącej przez środowisko porowate (skałę, grunt) w jednostce czasu, jest proporcjonalne do spadku hydraulicznego, poprzecznego przekroju środowiska filtrującego i współczynnika filtracji:

$$Q = k \cdot J \cdot F \quad (1)$$

gdzie:

Q – ilość wody przepływająca w jednostce czasu, [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$],

k – współczynnik filtracji, [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],

J – spadek hydrauliczny wyrażony różnicą wysokości słupów wody lub różnicą ciśnień na drodze przepływu,

F – powierzchnia przekroju prowadzącego wodę, [m^2].

Prędkość przepływu cieczy v w przekroju F określa równanie:

$$v = \frac{Q}{F} \quad (2)$$

a więc

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

Po podstawieniu F (3) do wzoru (1) i po prostych przekształceniach otrzymamy:

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

współczynnik filtracji wynosi zatem:

$$k = \frac{v}{J} \quad (5)$$

Jak wynika ze wzoru (4), prawo Darcy'ego zakłada liniową zależność prędkości filtracji od spadku hydraulicznego. Zależność ta odpowiada praktycznie wszystkim przypadkom ruchu wody gruntowej, spotykanym w budownictwie podziemnym, poza

ruchem wody gruntowej w spękaniach gruntów skalistych oraz gruboziarnistych żwirach i pospółkach.

Wielkość F przyjęta we wzorze Darcy'ego odnosi się do całkowitego pola przekroju gruntu, czyli zarówno do powierzchni szkieletu gruntowego, jak i powierzchni porów gruntu. Dlatego też rzeczywista prędkość przepływu wody w gruncie jest większa niż określona wzorem. Wynosi ona:

$$V_1 = \frac{Q}{S} = \frac{Q}{Fn}$$

gdzie: S – sumaryczna powierzchnia prześwitów w przekroju,
 n – współczynnik miarodajnej porowatości gruntu.

Współczynnik filtracji k wyznacza się dla gruntów niespoistych, by ocenić ich przydatności do celów budownictwa ziemnego (np. dla obniżenia zwierciadła wody gruntowej przy robotach fundamentowych) oraz budownictwa wodnego (przy określaniu przepuszczalności grobli ziemnych i dna zbiorników wodnych).

Znajomość współczynnika filtracji dla gruntów spoistych potrzebna jest, m.in. przy tak zwanej ekranizacji grobli ziemnych, budowie uszczelnień itd.

W inżynierii środowiska, znajomość współczynnika filtracji ma istotne znaczenie m.in. przy:

- projektowaniu ujęć wód podziemnych,
- projektowaniu składowisk odpadów (naturalne uszczelnienia),
- projektowaniu zbiorników infiltracyjnych,
- określaniu możliwości migracji zanieczyszczeń w glebach i gruntach (np. czas i kierunek przemieszczania się zanieczyszczeń),
- projektowaniu złóż filtracyjnych w technologiach wody i ścieków (np. dobór uziarnienia dla ustalonej szybkości filtracji).

Istnieje szereg metod oznaczania współczynnika filtracji. Są to m.in. metody:

1. obliczeniowe - z wykorzystaniem wzorów empirycznych (na podstawie krzywej uziarnienia),
2. laboratoryjne (aparatus ITB-ZW-K2, rurka Kamieńskiego),
3. polowe - próbnego pompowania, zalewania studni i dołów chłonnych, obserwacji wzniosu wody podziemnej w studni.

Przepływ wody podziemnej (filtracja) odbywa się pod wpływem siły ciężkości, w przypadku gdy szczeliny i pory są całkowicie wypełnione wodą.

Różne skały i grunty mają odmienne właściwości filtracyjne.

Wartości współczynnika filtracji dla różnych typów gruntów (wg Z. Pazdro) przedstawia poniższa tabela:

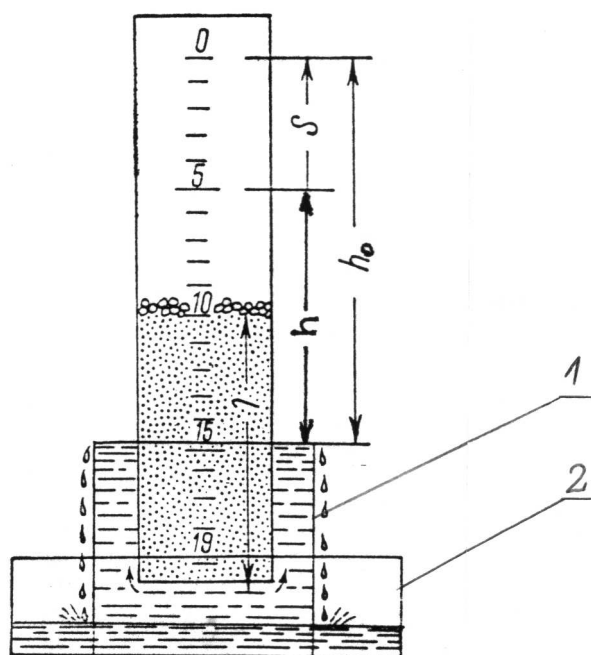
Charakter przepuszczalności	Rodzaj gruntu	Współczynnik filtracji k [$m \cdot s^{-1}$]
Bardzo dobra	Rumosze, żwiry, żwiry piaszczyste, gruboziarniste i równoziarniste piaski, skały masywne z bardzo gęstą siecią drobnych szczelin	$> 10^{-3}$
Dobra	Piaski gruboziarniste, nieco ilaste, piaski różnoziarniste, piaski średnioziarniste, kruche, słabo spojone gruboziarniste piaskowce skały masywne z gęstą siecią szczelin	$10^{-3} - 10^{-4}$
Średnia	Piaski drobnoziarniste, równomiernie uziarnione, less	$10^{-4} - 10^{-5}$
Słaba	Piaski pylaste, gliniaste, mułki, piaskowce, skały masywne z rzadką siecią drobnych spękań	$10^{-5} - 10^{-6}$
Skały półprzepuszczalne	Gliny, namuły, mułowce, ily piaszczyste	$10^{-6} - 10^{-8}$
Skały nieprzepuszczalne	Iły, iłolupki, zwarte gliny ilaste, margle ilaste, skały masywne niespękane	$< 10^{-8}$

2. Oznaczanie współczynnika filtracji za pomocą rurki Kamieńskiego

Metoda ta została opracowana przez Porcheta i G. N. Kamieńskiego. Sposób oznaczania współczynnika filtracji opiera się na zasadzie pomiaru prędkości obniżania się zwierciadła wody swobodnie wypływającej z rurki zawierającej próbkę badanej skały/gruntu.

Metoda ta pozwala na bardzo proste i szybkie oznaczanie przybliżonej wartości współczynnika filtracji gruntów o niskich wartościach. Zasadą metody jest pomiar prędkości obniżania się zwierciadła wody przepływającej przez próbkę przy zmiennym (malejącym) ciśnieniu słupa wody.

Rurka szklana (lub z innego materiału), umożliwiająca przeprowadzenie badania, ma średnicę około 4 cm i długość około 25 cm. Powinna być wyskalowana w sposób pozwalający na łatwe odczytanie wysokości próbki i zmian położenia zwierciadła wody nad jej powierzchnią. Wygląd aparatu przedstawia rys. 1



Rys. 1 Rurka Kamieńskiego do oznaczania współczynnika filtracji

Przygotowanie aparatu

- 1) Dolny koniec rurki obciągnąć gazą lub siatką metalową.
- 2) Zanurzyć dolny koniec rurki w naczyniu [1] (tu: zlewka o pojemności 400 ml) z niewielką ilością wody.
- 3) Wsypywać niewielkimi porcjami badaną skałę/grunt i zagęszczać (np. przez uderzanie drewnianym ubijakiem, wytrząsanie). W miarę dosypywania gruntu zwilża się on od dołu w wyniku kapilarnego wzniosu wody. Należy uważać, żeby woda nie podeszła do powierzchni próbki.
- 4) Wysokość próbki powinna wynosić około 10 cm. W razie potrzeby na jej powierzchnię sypie się warstwę żwiru lub piasku gruboziarnistego o grubości 1-2 cm, aby zapobiec rozmywaniu badanej próbki podczas uzupełniania wodą (w dalszej części ćwiczenia). W tym ćwiczeniu najlepiej ustalić wysokość próbki w szklanej rurce na 11 cm.

Przebiega badania:

- 1) Naczynie (1) wstawić do naczynia (2) i wypełnić maksymalnie wodą (poziom maksymalny na 11 cm). Ostateczne ustawienie rurki powinno być takie, aby poziom wody w naczyniu znajdował się na poziomie powierzchni gruntu w rurce (11 cm).
- 2) Do rurki wlewać ostrożnie wodę nieco powyżej (umownego) zerowego punktu podziałki. Woda zaczyna teraz przefiltrowywać przez piasek i poziom wody w rurce zaczyna się obniżać. Nadmiar wody, która przefiltrowuje się przez badany grunt wypływa z naczynia (1) do naczynia (2).
- 3) Od tego momentu należy mierzyć czas, jaki upłynie przy obniżaniu poziomu wody o kolejne odcinki, np. co 1 lub 2 cm, aż do całkowitego przefiltrowania wody przez próbkę. Dopuszczalna jest zmiana odcinków, dla których mierzy się czas, w zależności od rodzaju gruntu i szybkości filtracji. Często wykonuje się pomiar dla odcinków 3, 4 lub 5 cm.
- 4) Powtórzyć badania na 2-4 próbkach.

Wyniki pomiarów i obliczeń zestawić w tabeli (tab. 1).

Tabela 1. Wyniki pomiarów współczynnika filtracji za pomocą rurki Kamieńskiego

Lp	PRÓBKA nr				
	odcinek S [cm]	czas T [s]	S/h_0	$f(S/h_0)$	k [m/s]
	uśredniony współczynnik filtracji:				

Za współczynnik filtracji danej próbki przyjmuje się średnią arytmetyczną z kolejnych pomiarów obniżania się wysokości słupa wody.

3. Opracowanie wyników

Współczynnik filtracji k oblicza się ze wzoru:

$$k = \frac{l}{T} \cdot f\left(\frac{S}{h_0}\right)$$

gdzie:

- l – długość drogi filtracji, wysokość próbki gruntu [cm],
- S – obniżenie wysokości słupa wody mierzone od początku skali [cm],
- T – czas obniżania się słupa wody na wysokości S , liczony od początku badania [s],
- h_0 – początkowa wysokość wody w rurce liczona od górnej podziałki na rurce do poziomu wody w naczyniu [cm],

W celu ułatwienia obliczeń można posługiwać się tabelą (tab. 2) w której podano wartości funkcji $f\left(\frac{S}{h_0}\right)$.

Współczynnik filtracji obliczony z powyższego wzoru należy odnieść do wartości, jaką miałby w temperaturze 10°C za pomocą wzoru:

$$k_{10} = \frac{k_t}{0,7 + 0,03t}$$

gdzie:

k_t – wartość współczynnika filtracji uzyskana w czasie badania przy temperaturze wody t [°C].

Ostatecznie należy podać wartość współczynnika filtracji k w [m·s⁻¹].

Tabela 2. Wartość funkcji $f\left(\frac{S}{h_0}\right)$

s/h ₀	f(s/h ₀)	s/h ₀	f(s/h ₀)	s/h ₀	f(s/h ₀)	s/h ₀	f(s/h ₀)
0,01	0,010	0,26	0,301	0,51	0,713	0,76	1,427
0,02	0,020	0,27	0,315	0,52	0,734	0,77	1,470
0,03	0,030	0,28	0,329	0,53	0,755	0,78	1,514
0,04	0,041	0,29	0,342	0,54	0,777	0,79	1,561
0,05	0,051	0,30	0,357	0,55	0,799	0,80	1,609
0,06	0,062	0,31	0,371	0,56	0,821	0,81	1,661
0,07	0,073	0,32	0,386	0,57	0,844	0,82	1,715
0,08	0,083	0,33	0,400	0,58	0,868	0,83	1,772
0,09	0,094	0,34	0,416	0,59	0,892	0,84	1,833
0,10	0,105	0,35	0,431	0,60	0,916	0,85	1,897
0,11	0,117	0,36	0,446	0,61	0,942	0,86	1,966
0,12	0,128	0,37	0,462	0,62	0,968	0,87	2,040
0,13	0,139	0,38	0,478	0,63	0,994	0,88	2,120
0,14	0,151	0,39	0,494	0,64	1,022	0,89	2,207
0,15	0,163	0,40	0,511	0,65	1,050	0,90	2,303
0,16	0,174	0,41	0,528	0,66	1,079	0,91	2,408
0,17	0,186	0,42	0,545	0,67	1,109	0,92	2,526
0,18	0,198	0,43	0,562	0,68	1,139	0,93	2,659
0,19	0,211	0,44	0,580	0,69	1,171	0,94	2,813
0,20	0,223	0,45	0,598	0,70	1,204	0,95	2,996
0,21	0,236	0,46	0,616	0,71	1,238	0,96	3,219
0,22	0,248	0,47	0,635	0,72	1,273	0,97	3,507
0,23	0,261	0,48	0,654	0,73	1,309	0,98	3,912
0,24	0,274	0,49	0,673	0,74	1,347	0,99	4,605
0,25	0,288	0,50	0,693	0,75	1,386		

Sprawozdanie powinno zawierać:

- cel ćwiczenia,
- wartości mierzonych parametrów,
- obliczenia współczynnika filtracji k_t i k_{10} ,
- wnioski z przeprowadzonego ćwiczenia.

ĆWICZENIE NR 3

Oznaczanie współczynnika filtracji przy pomocy aparatu typu ITB-ZW-K₂

1. Wstęp

Filtracja jest to zdolność cieczy do przesączenia się przez ośrodek porowaty. Filtracja zależy od właściwości fizycznych wody i ośrodka porowatego.

Zdolność gruntu do przepuszczania wody systemem połączonych porów, nazywa się wodoprzepuszczalnością. Zdolność tę wyraża **współczynnik filtracji k** .

Współczynnik ten zależy od:

- a) własności fizycznych gruntu:
 - uziarnienia gruntu,
 - porowatości gruntu,
 - składu mineralnego,
 - struktury i tekstury gruntu,
- b) własności wody podziemnej:
 - temperatury,
 - składu chemicznego.

Współczynnik filtracji określa zdolność gruntu do przepuszczania wody przy istnieniu różnicy ciśnień. Zgodnie z liniowym prawem Darcy'ego wyraża zależność pomiędzy spadkiem hydraulicznym, a prędkością wody. Współczynnik filtracji wyrażany jest w jednostkach prędkości [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$].

H. Darcy na podstawie doświadczeń ustalił, że objętościowe natężenie przepływu filtracyjnego, czyli ilość wody przechodzącej przez środowisko porowate (skałę, grunt) w jednostce czasu, jest proporcjonalne do spadku hydraulicznego, poprzecznego przekroju środowiska filtrującego i współczynnika filtracji:

$$Q = k \cdot J \cdot F \quad (1)$$

gdzie:

Q – ilość wody przepływająca w jednostce czasu, [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$],

k – współczynnik filtracji, [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],

J – spadek hydrauliczny wyrażony różnicą wysokości słupów wody lub różnicą ciśnień na drodze przepływu,

F – powierzchnia przekroju prowadzącego wodę, [m^2].

Prędkość przepływu cieczy v w przekroju F określa równanie:

$$v = \frac{Q}{F} \quad (2)$$

a więc

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

Po podstawieniu F (3) do wzoru (1) i po prostych przekształceniach otrzymamy:

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

współczynnik filtracji wynosi zatem:

$$k = \frac{v}{J} \quad (5)$$

Jak wynika ze wzoru (4), prawo Darcy'ego zakłada liniową zależność prędkości filtracji od spadku hydraulicznego. Zależność ta odpowiada praktycznie wszystkim przypadkom ruchu wody gruntowej, spotykanym w budownictwie podziemnym, poza

ruchem wody gruntowej w spękaniach gruntów skalistych oraz gruboziarnistych żwirach i pospółkach.

Wielkość F przyjęta we wzorze Darcy'ego odnosi się do całkowitego pola przekroju gruntu, czyli zarówno do powierzchni szkieletu gruntowego, jak i powierzchni porów gruntu. Dlatego też rzeczywista prędkość przepływu wody w gruncie jest większa niż określona wzorem. Wynosi ona:

$$V_1 = \frac{Q}{S} = \frac{Q}{Fn}$$

gdzie: S – sumaryczna powierzchnia prześwitów w przekroju,
 n – współczynnik miarodajnej porowatości gruntu.

Współczynnik filtracji k wyznacza się dla gruntów niespoistych, by ocenić ich przydatności do celów budownictwa ziemnego (np. dla obniżenia zwierciadła wody gruntowej przy robotach fundamentowych) oraz budownictwa wodnego (przy określaniu przepuszczalności grobli ziemnych i dna zbiorników wodnych).

Znajomość współczynnika filtracji dla gruntów spoistych potrzebna jest, m.in. przy tak zwanej ekranizacji grobli ziemnych, budowie uszczelnień itd.

W inżynierii środowiska, znajomość współczynnika filtracji ma istotne znaczenie m.in. przy:

- projektowaniu ujęć wód podziemnych,
- projektowaniu składowisk odpadów (naturalne uszczelnienia),
- projektowaniu zbiorników infiltracyjnych,
- określaniu możliwości migracji zanieczyszczeń w glebach i gruntach (np. czas i kierunek przemieszczania się zanieczyszczeń),
- projektowaniu złóż filtracyjnych w technologiach wody i ścieków (np. dobór uziarnienia dla ustalonej szybkości filtracji).

Istnieje szereg metod oznaczania współczynnika filtracji. Są to m.in. metody:

4. obliczeniowe - z wykorzystaniem wzorów empirycznych (na podstawie krzywej uziarnienia),
5. laboratoryjne (aparatury ITB-ZW-K2, rurka Kamieńskiego),
6. polowe - próbnego pompowania, zalewania studni i dołów chłonnych, obserwacji wzniosu wody podziemnej w studni.

Przepływ wody podziemnej (filtracja) odbywa się pod wpływem siły ciężkości, w przypadku gdy szczeliny i pory są całkowicie wypełnione wodą.

Różne skały i grunty mają odmienne właściwości filtracyjne.

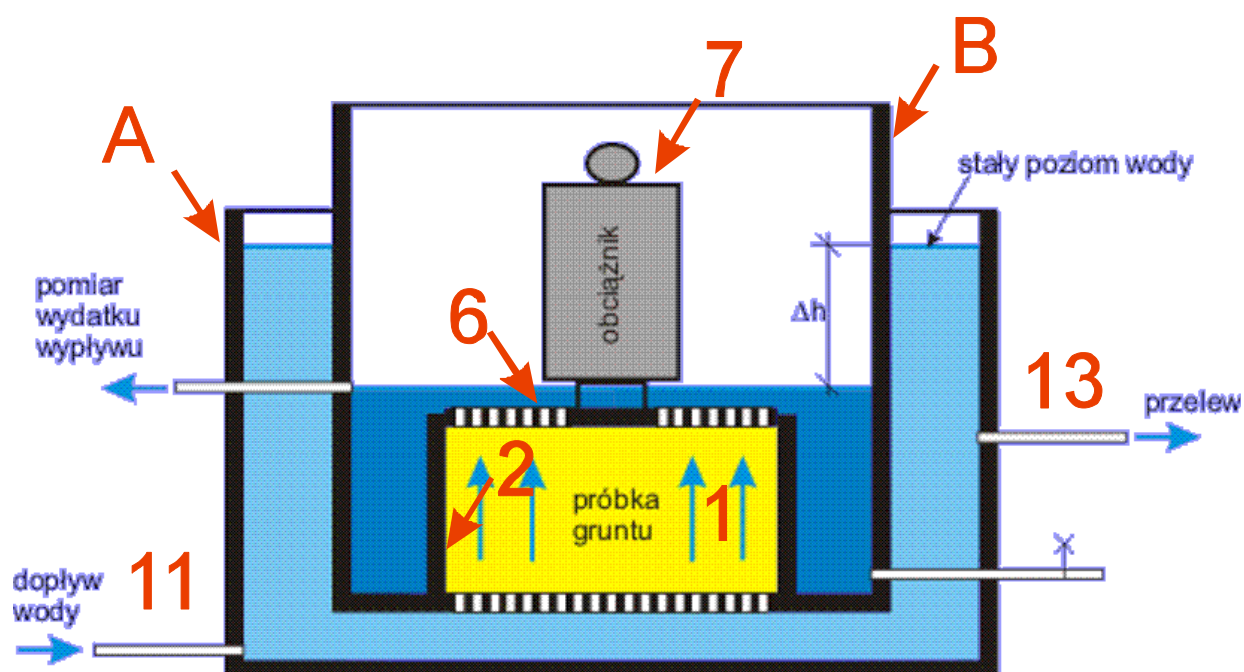
Wartości współczynnika filtracji dla różnych typów gruntów (wg Z. Pazdro) przedstawia poniższa tabela:

Charakter przepuszczalności	Rodzaj gruntu	Współczynnik filtracji k [$m \cdot s^{-1}$]
Bardzo dobra	Rumosze, żwiry, żwiry piaszczyste, gruboziarniste i równoziarniste piaski, skały masywne z bardzo gęstą siecią drobnych szczelin	$> 10^{-3}$
Dobra	Piaski gruboziarniste, nieco ilaste, piaski różnoziarniste, piaski średnioziarniste, kruche, słabo spojone gruboziarniste piaskowce skały masywne z gęstą siecią szczelin	$10^{-3} - 10^{-4}$
Średnia	Piaski drobnoziarniste, równomiernie uziarnione, less	$10^{-4} - 10^{-5}$
Słaba	Piaski pylaste, gliniaste, mułki, piaskowce, skały masywne z rzadką siecią drobnych spękań	$10^{-5} - 10^{-6}$
Skały półprzepuszczalne	Gliny, namuły, mułowce, ily piaszczyste	$10^{-6} - 10^{-8}$
Skały nieprzepuszczalne	Iły, iłolupki, zwarte gliny ilaste, margle ilaste, skały masywne niespękane	$< 10^{-8}$

2. Oznaczanie współczynnika filtracji w aparacie ITB-ZW-K₂

W warunkach laboratoryjnych współczynnik filtracji k dla gruntów niespoistych oznacza się za pomocą aparatu ITB-ZW-K₂. W ten sposób bada się grunty i skały, których współczynnik filtracji jest większy od $0,01 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$. Zaliczamy do nich: żwiry, pospółki i piaski od gruboziarnistych do pylistych. Schemat aparatu ITB-ZW-K₂ przedstawia rys. 1.

Zasadnicze części przyrządu stanowią dwa cylindry metalowe – zewnętrzny A i wewnętrzny B, umożliwiające powstawanie różnych poziomów wody, oraz pierścieni (2) w którym umieszcza się próbkę (1). **Zasadą metody** jest pomiar natężenia przepływu przez próbkę gruntu, przy znajomości powierzchni przepływu. Przepływ następuje w wyniku różnicy ciśnień pomiędzy dwoma cylindrami przyrządu.



Rys. 1. Schemat aparatu ITB-ZW-K₂ - przepływ skierowany od dołu do góry

Przygotowanie aparatu do badania:

- 1) Próbkę skały (1) wsypywać do pierścienia (2) małymi porcjami i maksymalnie zagęszczać.
- 2) Zmierzyć wysokość próbki; $h_{\max} = 6 \text{ cm}$ oraz powierzchnię próbki F .
- 3) Na powierzchni próbki umieścić siatkę filtracyjną.
- 4) Włożyć pierścień z próbką do cylindra B i dokładnie przykręcić, tak aby szczelnie przylegał do dna.
- 5) Przykryć pierścień perforowanym krążkiem (6) i ustawić obciążnik o ciężarze 10 kG (7), wywierający na próbkę nacisk około $0,1 \text{ kG} \cdot \text{cm}^{-2}$

Przebieg badania:

Przepływ skierowany od dołu do góry

- 1) Umieścić pionową skalę (17) na ścianie komory B.
- 2) Powoli wpuszczać wodę przez kranik (11) do komory A, uważając aby szybkość podnoszenia się wody w komorze od momentu zetknięcia się jej zwierciadła ze spodem próbki była jak najmniejsza. Wypływ wody przez próbkę do komory B powinien nastąpić nie wcześniej niż po 20 minutach.
- 3) Gdy zwierciadło wody osiągnie górny przelew (13) i różnica ciśnień ustali się, mierzymy ilość wypływającej wody Q z odpływu (15) co 2 minuty oraz różnicę ciśnień Δh . Należy zwrócić uwagę, aby spadek hydrauliczny wahał się w granicach $0,3 \div 0,8$, a ilość wypływającej wody nie przekraczała $0,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{min}^{-1}$. Można to osiągnąć obniżając wysokość przelewu (13). W czasie badania stale mierzymy temperaturę wody.
- 4) Jeżeli przynajmniej 5 kolejnych pomiarów Q nie różni się więcej niż 2%, badanie możemy uznać za prawidłowe.

3. Opracowanie wyników

Do obliczenia wartości współczynnika filtracji stosuje się wzór:

$$k = \frac{Q}{J \cdot t \cdot F} \quad [\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}]$$

gdzie:

Q – objętość wody przepływającej przez próbkę [cm^3]

t – czas badania (pomiaru Q) [s]

J – spadek hydrauliczny obliczony ze wzoru:

$$J = \frac{\Delta h}{l},$$

gdzie:

Δh – różnica naporów hydrostatycznych działających na powierzchnię dopływu wody do próbki i na powierzchnię wypływu [cm]

l – wysokość próbki [cm]

F – powierzchnia próbki [cm^2]

Współczynnik filtracji obliczony z powyższego wzoru należy odnieść do wartości jaką miałby w temperaturze 10°C za pomocą wzoru:

$$k_{10} = \frac{k_t}{0,7 + 0,03t}$$

gdzie:

k_t – wartość współczynnika filtracji uzyskana w czasie badania przy temperaturze wody t [$^\circ\text{C}$]

Wyniki pomiarów należy zestawić w tabeli (tab. 2). Ostatecznie należy podać wartość współczynnika filtracji k w [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

Tabela.1. Zestawienie wyników pomiarów i obliczeń współczynnika filtracji, wyznaczonego za pomocą aparatu ITB.

Przepływ w dół						
Lp	Objętość wody Q [dm ³]	Czas t [s]	Różnica ciśnienie Δh [cm]	spadek hydrauliczny J	współczynnik filtracji	
					k [m/s]	k ₁₀ [m/s]
1	Q ₁					
2	Q ₂					
	średnia					

Sprawozdanie powinno zawierać:

- cel ćwiczenia,
- wartości mierzonych parametrów,
- obliczenia współczynnika filtracji k_t i k_{10} ,
- wnioski z przeprowadzonego ćwiczenia.

ĆWICZENIE NR 4

Pomiary przepływów w korytach rzecznych

1. Wstęp

Poznanie prawidłowości rządzących procesem reakcji zlewni (np. opadu, czy też ustalenie jej zasobów wodnych), wymaga poznania wielkości odpływu, a zatem pomiaru ilości wody odpływającej ze zlewni w pewnym czasie. Za pomocą różnych technik pomiaru przepływu możemy zmierzyć natężenie przepływu Q , czyli wielkość informującą o chwilowym natężeniu strumienia wody odpływającej ze zlewni korytem rzeki. Natężenie przepływu jest to ilość wody, która w jednostce czasu przepływa przez dany przekrój koryta rzeki. Najczęściej używanymi jednostkami natężenia przepływu są $m^3 \cdot s^{-1}$ lub $dm^3 \cdot s^{-1}$, zależnie od ilości przepływającej wody.

Pomiary objętości przepływu mają zatem na celu określenie ilości wody Q przepływającej cieką naturalnym lub sztucznym w jednostce czasu t

$$Q = \frac{V}{t} \quad [m^3 \cdot s^{-1}, dm^3 \cdot s^{-1}] \quad (1)$$

gdzie:

V – objętość wody, $m^3 \cdot s^{-1}$

Pomiaru przepływu można dokonać metodami:

- metody jednoparametrowe – polegające na pomiarze jednej zmiennej funkcji opisującej przepływ:
 - o objętościowa (podstawionego naczynia),
 - o za pomocą przelewu pomiarowego (przelewowa),
 - o kolorymetryczna.
- metody wieloparametrowe – pośrednie, polegające na pomiarze kilku zmiennych mających wpływ na wielkość przepływu, takich jak prędkość średnia, powierzchnia przekroju hydrometrycznego i inne, np. metoda pływakowa, młynki hydrometryczne.

W warunkach rzeczywistych, szczególnie na dużych ciekach wodnych, w celu określenia natężenia przepływu w określonym przedziale czasowym nie wykonuje się za każdym razem pomiarów natężenia wprost. Jest to oczywiście technicznie możliwe, lecz w przypadku dużych rzek czasochłonne i kosztowne. Pewnym uproszczeniem w tej sytuacji jest posługiwanie się **wodowskazami**. Wodowskaz – przymiar centymetrowy, umieszczony na brzegu lub przymocowany np. do mostu - jest przyrządem służącym do określenia stanu wody. **Stan wody H** jest to wzniesienie zwierciadła wody ponad przyjęty poziom zera (poziom porównawczy) wodowskazu w odróżnieniu od głębokości (napętnienia koryta), która jest wzniesieniem zwierciadła wody ponad poziom dna.

Jeśli w przekroju wodowskazowym (przekrój rzeki, w którym umieszczony jest wodowskaz) prócz codziennych odczytów stanów wody, prowadzi się również systematyczne pomiary przepływów, to dla takiego przekroju możemy wykreślić tzw. krzywą konsumpcyjną (krzywą objętości przepływu). Krzywa ta wykazuje związek między poziomem wody zaobserwowanym na wodowskazie, a objętością wody przepływającej w tym czasie korytem rzeki. Stanom wody w cieku odpowiadają więc charakterystyczne dla nich przepływy.

Mając wykreśloną krzywą konsumpcyjną możemy na podstawie obserwacji stanu wody szybko określić natężenie przepływu. Przy korzystaniu z krzywej należy jednak pamiętać, że daje ona związek pomiędzy odczytem na wodowskazie a natężeniem wody w cieku tylko dla określonego, niezmiennego przekroju koryta cieką i jego zalewanej doliny

(np. podczas powodzi). Należy mieć na uwadze fakt, iż przekrój koryta ulega stałym zmianom związanym z erozyjną bądź akumulacyjną działalnością rzeki.

W ramach ćwiczenia wykorzystane będą metody: objętościowa, przelewowa oraz pływakowa.

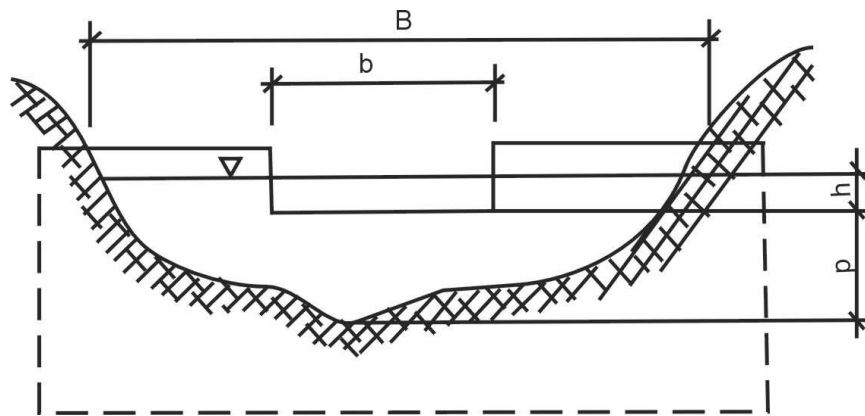
Metoda objętościowa – **jest to najprostsza metoda, polegająca na pomiarze ilości wody dopływającej do podstawionego naczynia. Znając objętość naczynia i czas jego napełniania, natężenie przepływu określa się wzorem:**

$$Q = \frac{V}{t} \quad [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}, \text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (1)$$

Jest to metoda najdokładniejsza, lecz możliwość jej zastosowania ogranicza się do cieków o bardzo małym przepływie.

Metoda przelewowa – metoda wymaga zainstalowania w przekroju pomiarowym przelewu o określonym kształcie. Przepływ obliczamy ze wzorów, mierząc wysokość warstwy przelewającej się wody h . Najczęściej stosowane przelewy to

a) przelew prostokątny (Ponceleta) (rys. 1)



Rys. 1. Przelew prostokątny

$$Q = \frac{2}{3} \cdot \mu \cdot b \cdot h^{\frac{2}{3}} \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot h} \quad [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (2)$$

gdzie:

$$\mu = \left(0,578 + 0,037 \cdot \left(\frac{b}{B} \right)^2 \frac{3,615 - 3 \left(\frac{b}{B} \right)^2}{h + 1,6} \right) \left(1 + 0,5 \left(\frac{b}{B} \right)^4 \left(\frac{h}{h + p} \right)^2 \right) \quad (3)$$

μ – bezwymiarowy współczynnik wydatku przelewu,

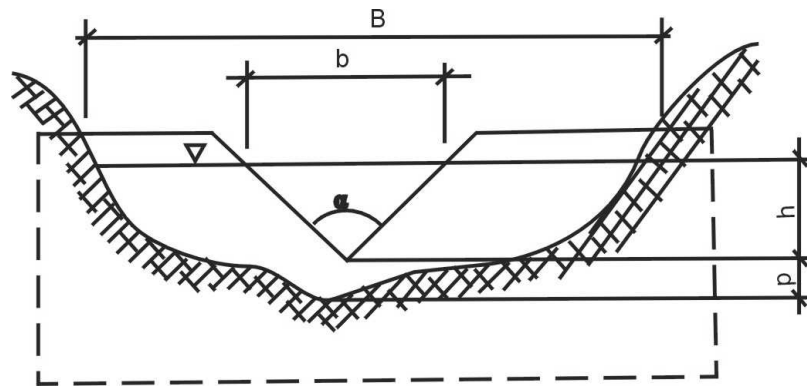
h – wysokość warstwy wody, m

b – długość krawędzi przelewu, m

B, h – patrz rys. 1

g – przyspieszenie ziemskie, $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$

b) przelew Thomsona – przelew trójkątny (rys. 2)



Rys. 2. Przelew Thomsona

$$Q = 0,014 \cdot h^{2,5} \text{ [m}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \text{ dla } \alpha = 90^\circ \quad (4)$$

Metoda pływakowa – metoda wieloparametrowa, polega na określeniu powierzchni przekroju przepływu oraz prędkości powierzchniowej. Prędkość powierzchniowa mierzona jest przy pomocy pływaków – mogą to być nietonące przedmioty (krążek drewniany, korek), które po wrzuceniu do cieku płyną z prędkością powierzchniową. Prędkość na drodze pływaka określa się z równania:

$$v = \frac{L}{t} \text{ [m} \cdot \text{s}^{-1}] \quad (5)$$

gdzie:

L – długość odcinka pomiarowego, m

t – czas przebiegu pływaka mierzony stoperem, s

Odcinek cieku, na którym ma być przeprowadzony pomiar pływakowy, powinien być prosty, dłuższy min. 10 razy od szerokości cieku. Pomiar prędkości dokonuje się kilkakrotnie, uśredniając wyniki.

2. Przebieg ćwiczenia i opracowanie wyników

Ćwiczenie polega na pomiarach przepływu w korycie prostokątnym, otwartym, symulującym odcinek rzeki. Pomiar natężenia przepływu należy wykonać 3 metodami:

1. objętościową,
2. przelewową,
3. pływakową.

Pomiary należy wykonać dla kilku (5÷10) różnych natężeń przepływów. Dla każdego natężenia należy wykonać pomiary jednocześnie 3 metodami. Natężenie przepływu w korycie reguluje się sterując dopływem wody do układu pomiarowego (różny stopień otwarcia kranu).

Układ pomiarowy

- koryto o przekroju prostokątnym o wymiarach 30 x 20 x 300 cm, symulujące odcinek cieku naturalnego,
- przelew prostokątny, montowany w korycie,
- pływaki drewniane lub korkowe,

Woda do układu doprowadzana jest z sieci wodociągowej, a odpływ następuje do kanalizacji.

Metoda objętościowa

Dla zadanego natężenia przepływu wykonuje się min. 3 pomiary czasu napełniania wycechowanego naczynia. Średni czas napełnienia naczynia wynosi:

$$t_{sr} = (t_1 + t_2 + t_3)/3 \text{ [s]} \quad (6)$$

Następnie obliczamy wielkość przepływu ze wzoru (1)

$$Q = \frac{V}{t_{sr}} \text{ [dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (7)$$

gdzie:

V – objętość wody (naczynia), dm^3

Metoda przelewowa – przelew prostokątny lub trójkątny

Zamontować odpowiedni przelew w korycie. Dla zadanego natężenia przepływu wykonać pomiar wysokości warstwy przelewającej się wody h (rys. 1). Zanotować pozostałe, niezbędne do obliczeń wielkości: B , b , p . Wielkość przepływu obliczyć ze wzoru (2) lub (4).

Wyniki zestawień w tabeli 1.

Metoda pływakowa

Zdemontować przelew w korycie. Wybrać odcinek pomiarowy o długości 2÷2,5 m. Wykonać pomiar prędkości powierzchniowej cieczy w korycie poprzez pomiar czasu przepływu pływaka po powierzchni wody na wybranym odcinku. Dla zadanego natężenia przepływu wykonać kilka pomiarów prędkości.

Prędkość powierzchniową pływaka, równą prędkość powierzchniowej wody w korycie określa się ze wzoru:

$$v_p = \frac{a}{t_{sr}} \text{ [m} \cdot \text{s}^{-1}] \quad (8)$$

gdzie:

a – długość wybranego odcinka, m

t_{sr} – średni czas przepływu wyznaczony z kilku pomiarów prędkości, s

Wielkość przepływu określa się ostatecznie ze wzoru:

$$Q = F \cdot v_{sr} \text{ [m}^3 \cdot \text{s}^{-1}, \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}] \quad (9)$$

gdzie:

F – pole powierzchni przekroju przepływu (szerokość koryta x wysokość napełnienia), m^2

v_{sr} – średnia prędkość wody w korycie, obliczona ze wzoru:

$$v_{sr} = v_p \cdot (0,59 + 0,02 \cdot h) \text{ [m} \cdot \text{s}^{-1}] \quad (10)$$

h – głębokość wody w korycie (wysokość napełnienia), m, cm

Wyniki zestawić w tabeli 1.

Opracowanie wyników

Tab. 1. Zestawienie wyników zmierzonych przepływów

Lp	Natężenie przepływu zadane	Natężenie przepływu wyznaczone metodą			Napełnienie wody w korycie cm
		objętościową	przelewową	pływakową	
		$\text{cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	$\text{cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	
	Q_1 Q_2 Q_i				

Sporządzić wykres krzywej konsumpcyjnej, przedstawiający zależność natężenia przepływu od wysokość napełnienia koryta (Q na osi poziomej, h na osi pionowej)

Sprawozdanie powinno zawierać:

- cel ćwiczenia,
- wartości mierzonych parametrów,
- obliczone wartości przepływów,
- wykres krzywej konsumpcyjnej,
- wnioski z przeprowadzonego ćwiczenia.

ĆWICZENIE NR 5

Oznaczanie kapilarności czynnej w gruntach

1. Wstęp

Jednym z objawów działania sił molekularnych jest zjawisko włoskowatości, które polega na tym, że w wąskich rurkach, tzw. kapilarach, zanurzonych w cieczy poziom jej podnosi się do pewnej wysokości, lub opada.

Jeżeli ciecz styka się z ciałem stałym, oprócz oddziaływania między cząsteczkami cieczy, na cząsteczki cieczy działają również siły przyciągania ze strony cząsteczek ciała stałego. Na granicy ciała stałego i cząsteczek cieczy powstają siły wypadkowe różnie skierowane, zależnie od rodzaju cieczy i ciała stałego oraz wartości sił spójności i sił przylegania. W wyniku tych sił powierzchnia cieczy w miejscu zetknięcia się jej z ciałem stałym może mieć różny kształt. Wyróżnia się tu dwa przypadki:

1. siły spójności w cieczy są mniejsze niż siły przylegania ciała stałego (woda i szkło); powstaje menisk wklęsły - ciecze zwilżające,
2. siły spójności w cieczy są większe niż siły przylegania; (rtęć i szkło); powstaje menisk wypukły - ciecze niezwilżające.

Cząsteczki cieczy znajdujące się w warstwie powierzchniowej tworzą rodzaj sprężystej i kurczliwej błonki znajdującej się w stanie napięcia (napięcie powierzchniowe cieczy), gdyż siły spójności starają się zmniejszyć powierzchnię. Ciśnienie wewnętrzne cieczy pod powierzchnią płaską jest wszędzie jednakowe. Jeżeli jednak powierzchnia cieczy jest zakrzywiona (np. menisk) występuje dodatkowe ciśnienie zwane **włoskowatym**, które jest tym większe, im mniejszy jest promień krzywizny. Jest ono dodatnie w przypadku powierzchni wypukłej, ujemne zaś w przypadku powierzchni wklęsłej. Właśnie w rurkach o małej średnicy, gdzie zakrzywienie powierzchni wody ma kształt bliski półkuli, wartość ciśnienia włoskowatego ma największe wartości, co powoduje wznoszenie się cieczy. Wznoszenie będzie trwało dopóty, dopóki ciężar słupa cieczy nie zrównoważy ciśnienia włoskowatego.

W skałach, w których występują bardzo wąskie szczelinki lub kanaliki, woda podnosi się jak w naczyniach włoskowatych ponad swe zwierciadło swobodne. Wodę taką nazywamy kapilarną, a zjawisko kapilarnością. Na granicy strefy aeracji i saturacji może więc występować strefa kapilarnego wzniosu, która ma jakby charakter przejściowy. Przyczyną wzniosu kapilarnego są siły działające na granicy ciała stałego (grunt, skała) i cieczy (woda), opisane wyżej.

Wznios kapilarny zależy przede wszystkim od promienia przewodu kapilarnego. Biorąc pod uwagę fakt, że kanaliki i pory w skałach okruchowych są mniejsze niż średnica ziaren, należy oczekiwać, że wysokość wzniosu kapilarnego powinna być największa w takich skałach jak gliny i iły. Wielu autorów podaje dla takich skał wysokość wzniosu rzędu kilkunastu, lub kilkudziesięciu metrów, jednak żadne doświadczenia tego nie potwierdziły. Należy przypuszczać, że w ciężkich glinach, tym bardziej w iłach, wolne przestrzenie są tak małe, że wypełnia je całkowicie woda błonkowata i nie ma tu miejsca na zjawiska kapilarne.

Pory i kanaliki w skałach i gruntach okruchowych tworzą splot naczyń włoskowatych o różnej i zmiennej średnicy. Wznosząca się kapilarnie woda osiąga poziom mniej więcej równy. Jeśli napotyka zbyt duże pory i kanaliki omija je lub przestaje się podnosić.

Kapilarność czynna H_{kc} – jest to maksymalna wysokość na jaką podniesie się woda w porach gruntu ponad poziom swobodnego zwierciadła wody gruntowej. Wysokość ta oraz prędkość wznoszenia się wody zależą od:

- uziarnienia gruntu,
- struktury i tekstury gruntu,
- temperatury wody
- składu chemicznego i lepkości wody.

Właściwością ruchu kapilarnego jest spadek prędkości przy postępującym wzroście wysokości. Początkowo woda kapilarna wznosi się szybko, następnie coraz wolniej. Krzywa spadku prędkości ma kształt zbliżony do paraboli. Przyczyną parabolicznego spadku prędkości wznoszenia się jest malejąca różnica między ciśnieniem włoskowatym, a ciężarem słupa wnoszącej się cieczy.

Kapilarność oznacza się dla gruntów niespoistych (sypkich) oraz małospoistych między innymi w celu oceny niebezpieczeństwa tworzenia się wysadzin na skutek zamarzania gruntu oraz w celu obliczenia dodatkowego obciążenia gruntu spowodowanego obniżeniem zwierciadła wody gruntowej. Woda kapilarna może być przyczyną osuwisk, wpływa na własności fizyczno-mechaniczne gruntów, powoduje zawilgocenie dróg, fundamentów, murów, itp.

2. Oznaczanie kapilarności czynnej

Zasada metody oznaczania kapilarności czynnej gruntu: pomiar wysokości na jaką podniesie się woda w gruncie wypełniającym szklaną rurkę ponad poziom wody w naczyniu, w którym jest zanurzona, po określonym czasie.

Przebieg ćwiczenia

Stanowisko pomiarowe do oznaczania kapilarności czynnej składa się z czterech rurek szklanych wypełnionych badanymi gruntami. W każdej z nich badana będzie jednocześnie kapilarność czynna kilku różnych gruntów, różniących się np. wielkością ziaren.

- 1) Rurki szklane średnicy 2 cm obciągnąć z jednej strony gazą, co zabezpieczy przed wysypywaniem się gruntu podczas doświadczenia.
- 2) Wstawić rurki do kolb stożkowych (o pojemność 2 litrów). Kolby stanowią statyw dla rurek aby mogły stać pionowo i jednocześnie naczynie na wodę potrzebną do doświadczenia.
- 3) Wypełnić rurki badanym gruntem. Grunt do badania należy wcześniej wysuszyć w suszarce w 105°C.
- 4) Wlać wodę do kolb stożkowych, w których ustawione są rurki, w takiej ilości aby jej głębokość w kolbie wynosiła 1,5÷2 cm.
- 5) Ustawić ostatecznie rurki w pozycji pionowej i natychmiast rozpocząć pomiar czasu, po jakim wzniesie się woda na kolejnych centymetrach. UWAGA: początkowo prędkość wzniosu jest duża (1÷3 cm·s⁻¹).
- 6) Zmierzyć maksymalną wysokość na jaką wzniesie się woda w każdej z rurek.

Dwa jednakowe odczyty wykonane w odstępach 24 godzinnych określają kapilarność czynną H_{kc} . W ramach tego ćwiczenia za ostateczny przyjąć wynik odczytu po 24 h.

3. Opracowanie wyników

Podczas opracowywania wyników należy porównać wyniki doświadczenia z przybliżonymi wartościami kapilarności czynnej H_{kc} :

Rodzaj gruntu	Kapilarność czynna H_{kc} [m]
Żwiry i pospółki	< 0,03
Piaski grube	0,04÷0,15
Piaski średnie	0,15÷0,30
Piaski drobne	0,30÷0,50
Piaski pylaste i gliniaste	0,50÷2,00
Pyły	2,00÷5,00
Gliny	5,00÷15,00
Iły	15,00÷60,00

Sporządzić krzywą charakteryzującą prędkość wzniosu kapilarnego.

Sprawozdanie powinno zawierać:

- cel ćwiczenia,
- wartości mierzonych parametrów,
- określenie wartości kapilarności czynnej H_{kc} ,
- wykres krzywej prędkości wzniosu kapilarnego,
- wnioski z przeprowadzonego ćwiczenia.

ĆWICZENIE NR 6

Oznaczanie kapilarności biernej w gruntach

1. Wstęp

Jednym z objawów działania sił molekularnych jest zjawisko włoskowatości, które polega na tym, że wąskich rurkach, tzw. kapilarach, zanurzonych w cieczy poziom jej podnosi się do pewnej wysokości, lub opada.

Jeżeli ciecz styka się z ciałem stałym, oprócz oddziaływania między cząsteczkami cieczy, na cząsteczki cieczy działają również siły przyciągania ze strony cząsteczek ciała stałego. Na granicy ciała stałego i cząsteczek cieczy powstają siły wypadkowe różnie skierowane, zależnie od rodzaju cieczy i ciała stałego oraz wartości sił spójności i sił przylegania. W wyniku tych sił powierzchnia cieczy w miejscu zetknięcia się jej z ciałem stałym może mieć różny kształt. Wyróżnia się tu dwa przypadki:

1. siły spójności w cieczy są mniejsze niż siły przylegania ciała stałego (woda i szkło); powstaje menisk wklęsły, ciecze zwilżające,
2. siły spójności w cieczy są większe niż siły przylegania; (rtęć i szkło); powstaje menisk wypukły, ciecze niezwilżające.

Cząsteczki cieczy znajdujące się w warstwie powierzchniowej tworzą rodzaj sprężystej i kurczliwej błonki znajdującej się w stanie napięcia, gdyż siły spójności starają się zmniejszyć powierzchnię – napięcie powierzchniowe cieczy. Ciśnienie wewnętrzne cieczy pod powierzchnią płaską jest wszędzie jednakowe. Jeżeli jednak powierzchnia cieczy jest zakrzywiona (np. menisk) występuje dodatkowe ciśnienie zwane **włoskowatym**, które jest tym większe, im mniejszy jest promień krzywizny. Jest ono dodatnie w przypadku powierzchni wypukłej, ujemne zaś w przypadku powierzchni wklęsłej. Właśnie w rurkach o małej średnicy, gdzie zakrzywienie powierzchni wody ma kształt bliski półkuli, wartość ciśnienia włoskowatego ma największe wartości, co powoduje wznoszenie się cieczy. Wnoszenie będzie trwało dopóty, dopóki ciężar słupa cieczy nie zrównoważy ciśnienia włoskowatego.

W skałach, w których występują bardzo wąskie szczelinki lub kanaliki, woda podnosi się jak w naczyniach włoskowatych ponad swe zwierciadło swobodne. Wodę taką nazywamy kapilarną, a zjawisko takie kapilarnością. Na granicy strefy aeracji i saturacji może więc występować strefa kapilarnego wzniosu, która ma jakby charakter przejściowy. Przyczyną wzniosu kapilarnego są siły działające na granicy ciała stałego (grunt, skała) i cieczy (woda), opisane wyżej.

Wznios kapilarny zależy przede wszystkim od promienia przewodu kapilarnego. Biorąc pod uwagę fakt, że kanaliki i pory w skałach okruchowych są mniejsze niż średnica ziaren, należy oczekiwać, że wysokość wzniosu kapilarnego powinna być największa w takich skałach jak gliny i ły. Wielu autorów podaje dla takich skał wysokość wzniosu rzędu kilkunastu, lub kilkudziesięciu metrów, jednak żadne doświadczenia tego nie potwierdziły. Należy przypuszczać, że w ciężkich glinach, tym bardziej w łąch, wolne przestrzenie są tak małe, że wypełnia je całkowicie woda błonkowata i nie ma tu miejsca na zjawiska kapilarne.

Pory i kanaliki w skałach i gruntach okruchowych tworzą splot naczyń włoskowatych o różnej i zmiennej średnicy. Wnosząca się kapilarnie woda osiąga praktycznie poziom mniej więcej równy. Jeśli napotyka zbyt duże pory i kanaliki omija je lub przestaje się podnosić.

Kapilarność bierna H_{kb} – jest to maksymalna wysokość, na jakiej utrzymuje się woda wypełniająca całkowicie pory gruntu ponad poziom swobodnego zwierciadła wody gruntowej przy jego obniżaniu się.

- uziarnienia gruntu,
- struktury i tekstury gruntu,
- temperatury wody,
- składu chemicznego i lepkości wody.

Kapilarność oznacza się dla gruntów niespoistych (sypkich) oraz małospoistych między innymi w celu oceny niebezpieczeństwa tworzenia się wysadzin na skutek zamarzania gruntu oraz w celu obliczenia dodatkowego obciążenia gruntu spowodowanego obniżeniem zwierciadła wody gruntowej. Woda kapilarna może być przyczyną osuwisk, wpływa na własności fizyczno-mechaniczne gruntów, powoduje zawilgocenie dróg, fundamentów, murów, itp.

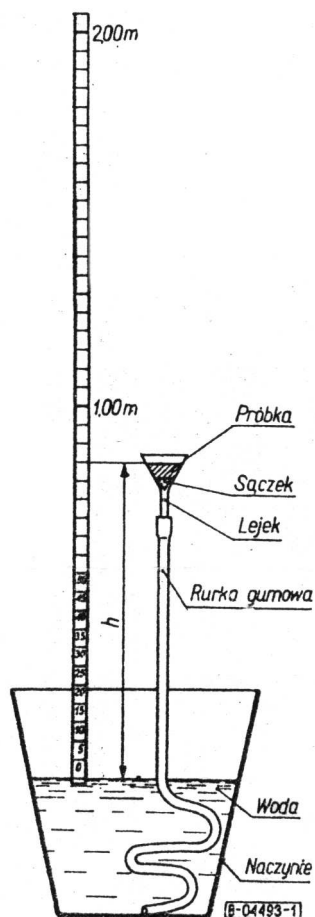
2. Oznaczanie kapilarności biernej

Zasada metody oznaczania kapilarności biernej gruntu: podczas badania w warunkach laboratoryjnych przyjmuje się, że kapilarność bierna gruntu jest równa wysokości słupa wody, w cm, przy której przebija się powietrze przez próbkę gruntu.

Przygotowanie próbek:

Grunt powietrzno suchy rozciera się do stanu sypkiego i odsiewa ziarna większe od 2 mm i pobiera 5 próbek o ciężarze po około 20 g. 3 próbki służą do badania kapilarności, pozostałe 2 do ewentualnych dodatkowych badań w przypadku nie uzyskania wymaganej dokładności.

Zestaw do laboratoryjnego badania kapilarności biernej przedstawiony jest na rys. 1.

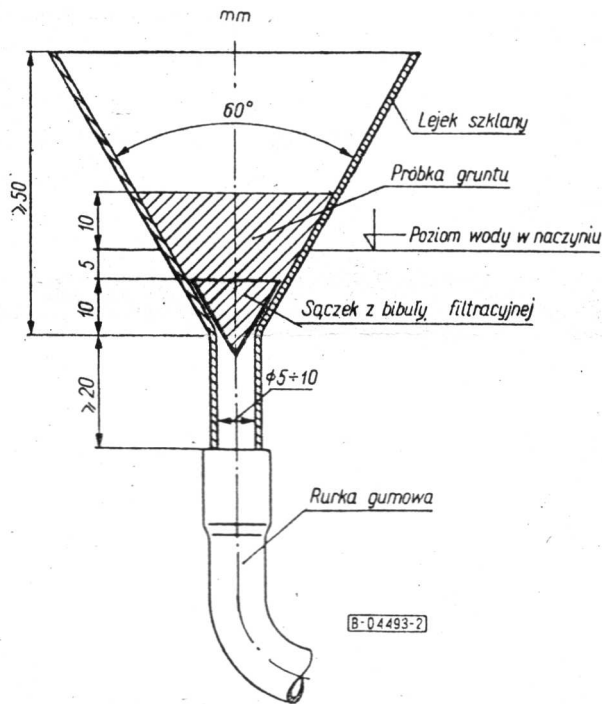


Rys. 1. Zestaw do oznaczania kapilarności biernej

Przygotowanie przyrządu

Rurkę z lejkiem zanurza się stopniowo w wodzie, doprowadzając do położenia jak na rys. 2. Przy zanurzeniu należy zwracać uwagę na dobre odpowietrzenie rurki i lejka. Następnie wkłada się do lejka sączek filtracyjny, przytrzymując go na dnie lejka pod wodą

Przygotowaną próbkę wsypuje się małymi porcjami do lejka, każdorazowo ugniatając lekko jej powierzchnię w celu usunięcia pęcherzyków powietrza. Powierzchnia próbki po ugnieceniu, poziom wody oraz sączek powinny mieć położenie w lejku jak pokazano na rys. 2.



Rys. 2 Przygotowani próbki gruntu w lejku

Przebieg badania:

Badanie przeprowadza się w dwóch etapach: a) badanie wstępne i b) badanie właściwe.

a) Badanie wstępne

- 1) Lejek z próbką gruntu należy podnosić równomiernie (bez drgań) z prędkością około 1 cm/s do chwili, gdy pod próbką (sączkiem) utworzy się pęcherzyk powietrza
- 2) Pomierzyć różnicę poziomów spodu próbki gruntu i zwierciadła wody w naczyniu; zmierzoną różnicę przyjmuje się za wstępną wielkość H_{kb} .

b) Badanie właściwe

- 1) Badanie właściwe przeprowadza się równolegle w dwóch następnych próbkach.
- 2) Badanie wykonuje się jak w a 1), z tym, że lejek podnosi się do wysokości $0,7H_{kb}$ pozostawiając go nieruchomo w ciągu 5 minut; w tym czasie obserwuje się, czy w rurce szklanej lejka pod sączkiem nie utworzył się pęcherzyk powietrza
- 3) Po upływie 5 minut przesuwa się lejek równomiernie (bez drgań) do położenia wyższego o 5 cm, z prędkością 1 cm/s i pozostawia się lejek nieruchomo na okres następnych 5 minut
- 4) Postępowanie jak w 3 b) powtarza się do chwili, gdy pod sączkiem powstanie pęcherzyk na skutek przebicia się powietrza przez próbkę
- 5) W chwili powstania pod sączkiem pęcherzyka powietrza notuje się czas t (w minutach) jaki upłynął od chwili zatrzymania lejka na ostatnim poziomie i wysokość tego pomiaru h (w cm) ponad zwierciadłem wody w naczyniu
- 6) Jeżeli nie utworzył się pęcherzyk powietrza pod sączkiem przy położeniu lejka na wysokości $h = 170$ cm, to badanie uznaje się za ukończone i przyjmuje się, że grunt jest zbyt spoisty do oznaczania H_{kb}

Badanie jest niemiarodajne, jeżeli na skutek złego odpowietrzenia rurki wystąpił ruch pęcherzyków powietrza z rurki ku górze w kierunku sączka lub gdy nastąpiło przebicie się powietrza między próbką a powierzchnią lejka.

3. Opracowanie wyników

Wynikiem badania każdej próbki jest kapilarność bierna gruntu H_{kb} obliczona wg wzoru:

$$H_{kb} = (h - 5,0) + \Delta h$$

w którym:

H_{kb} – kapilarność bierna gruntu, cm

h – wysokość na jakiej nastąpiło ostatnie zatrzymanie lejka, cm

$\Delta h = t \cdot v$ – poprawka interpolacyjna, cm, gdzie $v = 1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$

t – czas, jaki upłynął od chwili zatrzymania lejka na poprzednim poziomie, min

Jako ostateczny wynik oznaczania kapilarności biernej badanego gruntu przyjmuje się średnią arytmetyczną wyników badania właściwego. Jeżeli wyniki dwu równoległych badań różnią się więcej niż o $0,1H_{kb}$, to należy wykonać badania dwu próbek dodatkowych, biorąc do obliczenia średniej arytmetycznej trzy najbardziej zbliżone do siebie wyniki.

Sprawozdanie powinno zawierać:

- cel ćwiczenia,
- wartości mierzonych parametrów,
- określenie wartości kapilarności biernej H_{kb} ,
- wnioski z przeprowadzonego ćwiczenia.