WYKŁAD I i II
METODY WYZNACZANIA PODSTAWOWYCH PARAMETRÓW W MECHANICE GRUNTÓW

1. Wprowadzenie.

Znajomość parametrów modeli matematycznych ma zasadnicze znaczenie dla poprawnego odwzorowania przebiegu wszystkich rzeczywistych procesów zachodzących w przyrodzie. Dlatego parametry te powinny być zawsze ściśle zdefiniowane, a ich sposób określania musi być odpowiedni do istoty, jaką pełnią one w modelu. Ponieważ matematyczny model rzeczywistych procesów stanowią najczęściej równania różniczkowe z odpowiednimi warunkami brzegowymi i początkowymi, więc sposób określania parametrów modelu powinien odpowiadać znaczeniu jakie te parametry pełnią w tych równaniach.

Podstawowymi parametrami modeli przepływu filtracyjnego w nasyconym ośrodku porowatym (w skale) są: gęstość i lepkość przepływającej cieczy, współczynnik porowatości, współczynnik filtracji (współczynnik przepuszczalności), współczynnik odsączalności (wodochłonność), współczynnik sprężystości pojemnościowej. Mogą być one określane

- metodami laboratoryjnymi,
- metodami terenowymi (polowymi),
- na podstawie znajomości innych parametrów cieczy i skał.

Metody laboratoryjne polegają na pobraniu próbki skały i ewentualnie cieczy, a następnie wykonaniu badań. Badania mogą być prowadzone na próbkach o nienaruszonej i naruszonej strukturze skały. Najlepsze wyniki uzyskuje się na próbkach o nienaruszonej strukturze. Metody laboratoryjne, obok niektórych badań terenowych, należy uznać za najdokładniejsze.

W metodach terenowych badania wykonuje się w miejscu naturalnego występowania skał. W terenie realizowany jest przepływ cieczy w taki sposób, aby do jego opisu można było wykorzystać istniejące rozwiązanie przepływu filtracyjnego stanowiące dokładne, modelowe odwzorowanie przepływu rzeczywistego. Następnie, na podstawie obserwacji i rejestrowania różnych danych związanych z przepływem, określa się szukane parametry skał.

W hydrogeologii często wykorzystuje się pośrednie metody określania parametrów modeli, tj. na podstawie oznaczeń innych właściwości skał (parametrów). Związki między różnymi parametrami mogą mieć charakter czysto empiryczny, mogą też mieć podbudowę teoretyczną. W literaturze dotyczącej przepływu filtracyjnego występuje bardzo wiele zależności empirycznych. Należy wyraźnie podkreślić, że tego typu związki mają ograniczony zakres stosowania, który powinien być ściśle przestrzegany. Przy ich wykorzystaniu należy również kierować się oceną ich przydatności przekazywaną przez innych badaczy. Jeśli natomiast związki między właściwościami zostały wyprowadzone na drodze teoretycznej tzn. w oparciu o ten sam model, to zakres ich stosowania jest zwykle dużo szerszy, a ograniczenia stosowania dotyczą wówczas samego modelu.

Podstawowe parametry występujące bezpośrednio w modelach przepływu filtracyjnego są powiązane związkami fizycznymi z wieloma właściwościami skał, które mogą być znane, są prostsze do oznaczenia lub na podstawie których parametry te są określane. Dlatego problematyka oznaczania parametrów modeli filtracyjnych zostanie potraktowana szerzej i obejmie:

- w odniesieniu do przepływającej cieczy: gęstość, lepkość, współczynnik ściśliwości,
- w odniesieniu do skały: współczynnik porowatości, współczynnik szczelinowatości, skład granulometryczny, powierzchnię właściwą, wielkość miarodajną ziarna, średnicę miarodajną kanalika, współczynnik ściśliwości objętościowej skały,
- w odniesieniu do cieczy i skały: współczynnik filtracji, współczynnik przepuszczalności, współczynnik odsączalności, wodochłonność (współczynnik niedostatku nasycenia), współczynnik sprężystości pojemnościowej, kapilarność, współczynnik retencji.

2. Parametry fizyczne i mechaniczne szkieletu gruntowego.

2.1. Gęstość szkieletu gruntowego.

Gęstość szkieletu gruntowego ρ_s jest to stosunek masy szkieletu gruntowego m_s do objętości szkieletu V_s:

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s}. \tag{5.1}$$

Oznacza się ją podobnie jak gęstość cieczy w piknometrach. Dla najczęściej występujących minerałów gęstość waha się w zakresie 2,4 do 3,2 g·cm^{-3} (tab. 5.1).

Tab. 5.1. Gęstości szkieletu gruntowego minerałów (wg [Jeske i inni, 1966])

Minerał	Gęstość szkieletu g·cm^{-3}	Minerał	Gęstość szkieletu g·cm^{-3}
Kaolin	2,40	Margiel	2,83
Kwarc	2,65	Gips	2,20
Wapień	2,72	Ortoklaz	2,55
Dolomit	2,80 - 2,92	Limonit	3,80
Mika	2,70 – 3,20		

Dla skał okruchowych takich jak żwiry, piaski, pyły i iły zmienność gęstości jest stosunkowo niewielka i generalnie mieści się w zakresie od 2,65 do 2,75 g·cm^{-3} [Jeske i inni, 1966].

2.2. Porowatość (współczynnik porowatości).

Parametrem charakteryzującym zawartość wolnych przestrzeni w skale jest porowatość najczęściej określana w polskiej literaturze jako współczynnik porowatości n. Używa się wiele pojęć porowatości np. efektywna, aktywna, otwarta, zamknięta i inne. Niektóre z tych pojęć nie zostały jasno zdefiniowane, a więc nie wiadomo dokładnie co oznaczają. Używany przez autorów termin współczynnik porowatości oznacza stosunek objętości przestrzeni między ziarnami i cząstkami skały V_p do całkowitej objętości skały V:

$$n = \frac{V_p}{V}. \tag{5.2}$$

Przestrzenie te tworzą w skale sieć połączonych ze sobą kanalików o zmiennej geometrii. Do objętości V_p nie są zaliczane zamknięte przestrzenie wypełnionych gazem, znajdujące się wewnątrz ziaren i cząstek, tj. wchodzące w ich strukturę.

Współczynnik porowatości jest wielkością bezwymiarową. Ma on wartość w przedziale (0,1) i dlatego może być podawany w %. Jest on określany różnymi metodami - za pomocą porozymetrów gazowych, rtęciowych, z użyciem mikroskopu, metodami rentgenograficznymi, ultradźwiękowymi i innymi (Kowalski S.J. 2004). W badaniach hydrogeologicznych najczęściej określa się go na podstawie gęstości szkieletu gruntowego:

$$n = \frac{V_p}{V} = \frac{V - V_s}{V} = \frac{V - \frac{m_s}{\rho_s}}{V}, \tag{5.3}$$

gdzie: V_s – objętość szkieletu mineralnego,
m_s – masa szkieletu mineralnego (masa suchej próbki skały),
ρ_s – gęstość szkieletu gruntowego,
V – całkowita objętość skały o masie m_s (próbki).

Porowatość jest również określana na podstawie innych właściwości skał:

$$n = \frac{\rho_s - \rho_o}{\rho_s} = \frac{\rho \cdot 100}{100 + w_n}, \tag{5.4}$$

gdzie:
ρ_o- gęstość objętościowa szkieletu gruntowego,
ρ – gęstość objętościowa skały,
w_n – wilgotność naturalna skały.

Gęstość objętościowa szkieletu gruntowego ρ_o oznacza stosunek masy szkieletu gruntowego m_s do do objętości skały V (łącznej objętości szkieletu gruntowego i por):

$$\rho_o = \frac{m_s}{V}. \tag{5.5}$$

Gęstość objętościowa skały ρ jest to stosunek masy skały m (masa szkieletu gruntowego łącznie z wodą znajdującą się w porach) do objętości skały V:

$$\rho = \frac{m}{V}. \tag{5.6}$$

Wilgotność naturalna w_n jest zdefiniowana jako stosunek masy wody m_w znajdującej się w porach skały do masy szkieletu gruntowego m_s i jest wyrażana w %:

$$w_n = \frac{m_w}{m_s} \cdot 100\% . \tag{5.7}$$

Można wykazać, że współczynnik porowatości nie zależy od wielkości cząstek i ziaren szkieletu mineralnego. Przykładowo jeśli wszystkie ziarna miałyby kształt kuli o tej samej średnicy i byłyby ułożone w ten sposób, że linie łączące środki kul tworzyłyby sześciany o boku równym średnicy kuli, to współczynnik porowatości wyniósłby 47,64%, niezależnie od wielkości ziaren. Z kolei przy maksymalnym zagęszczeniu ziaren w kształcie kul o jednakowej średnicy - współczynnik wynosi 25,95%. Współczynnik porowatości jest natomiast uzależniony od jednorodności uziarnienia, kształtu ziaren i cząstek, wzajemnego ich ułożenia.

Wartości współczynnika porowatości dla różnych skał mogą być mocno zróżnicowane (tab2).

Tabela 2. Współczynnik porowatości różnych rodzajów skał (wg [Pazdro, 1983]).

Rodzaj skały	Współczynnik porowatości	Rodzaj skały	Współczynnik porowatości
	%		%
Gleba	45 – 65	Żwiry	20 – 55
Torf	76 – 89	Margle łąkowe	20 – 32
Węgiel	0,1 – 6,0	Margle ilaste	20 – 49
Muły świeże	50 – 90	Kreda pisząca	3 – 55
Iły plastyczne	35 – 70	Wapienie i dolomity zbite	0,2 – 7,0
Iły zwarte	18 – 35	Martwice wapienne	20 – 32
Iłołupki	0,5 – 15	Fyllity	0,5 – 10
Gliny	24 – 42	Marmury	0,1 – 6,0
Lessy gliniaste	25 – 35	Kwarcyty	0,008 – 3,5
Lessy	40 – 65	Gnejsy	0,02 – 2,5
Piaski	20 – 48	Bazalty	0,2 – 3,0
Piaskowce	0,9 – 28	Porfiry	0,4 – 6,0
Szarogłazy	0,4 – 1,0	Granity	0,2 – 2,2

Oprócz współczynnika porowatości, do opisu wolnych przestrzeni między ziarnami i cząstkami w skale używa się wskaźnika porowatości. Wskaźnik porowatości ε został zdefiniowany jako stosunek objętości por V_p do objętości szkieletu mineralnego V_s:

$$\varepsilon = \frac{V_p}{V_s}. \tag{5.8}$$

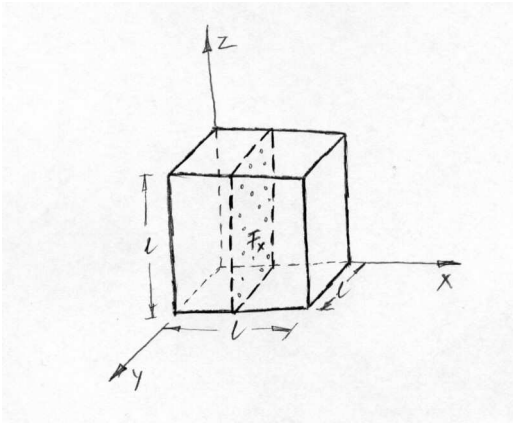
Między wskaźnikiem porowatości a współczynnikiem porowatości zachodzą relacje:

$$\varepsilon = \frac{n}{1-n} \qquad n = \frac{\varepsilon}{1+\varepsilon}. \tag{5.9}$$

W modelowaniu przepływu wód podziemnych używa się także pojęcia współczynnika porowatości powierzchniowej. Współczynnik porowatości powierzchniowej n_F odnosi się do powierzchni skały. Jest zdefiniowany jako stosunek pola powierzchni por lub szczelin F_p, występujących w przekroju skały do całkowitej powierzchni tego przekroju F:

$$n_F = \frac{F_p}{F}.$$

Można wykazać, że dla skał jednorodnych współczynnik porowatości powierzchniowej ma taką samą wartość jak współczynnik porowatości i nie zależy od kierunku kierunku przekroju. Weźmy w tym celu dowolnie zorientowany sześcian porowatej (spękanej) skały o boku l (rys.1) i załóżmy, że skała jest jednorodna.



Rys. 1. Fragment jednorodnej skały w kształcie sześcianu przecięty płaszczyzną prostopadłą do osi *x*.

Wstępnie przyjmijmy również, że w każdym z kierunków x, y i z współczynnik porowatości powierzchniowej ma inną wartość ($n_{Fx} \neq n_{Fy} \neq n_{Fz}$). W związku z tym pole powierzchni por i szczelin w każdym przekroju, o całkowitej powierzchni $F = l^2$, prostopadłym do poszczególnych osi będzie miało odpowiednio wartość F_x, F_y i F_z. Obliczmy teraz współczynnik porowatości n:

$$n = \frac{V_p}{V} = \frac{\int_0^l F_x \, dl}{F\,l} = \frac{F_x \int_0^l dl}{F\,l} = \frac{F_x}{F} = n_{Fx} \,. \tag{5.10}$$

Wykonując analogiczne obliczenia w kierunku osi z i y, otrzymuje się:

$$n = n_{Fx} = n_{Fy} = n_{Fz} \,.$$

Ponieważ orientacja sześcianu była dowolna, oznacza to, że jeśli tylko skała jest jednorodna, to współczynnik porowatości powierzchniowej ma w każdym przekroju taką samą wartość i jest równy współczynnikowi porowatości.

Odpowiednikiem współczynnika porowatości powierzchniowej w skałach, w których występują szczeliny jest współczynnik szczelinowatości n_s. Jest on zdefiniowany jako

$$n_s = \frac{b \sum l}{F} = \frac{F_s}{F} \,, \tag{5.11}$$

gdzie:
b – średnie rozwarcie szczeliny,
Σl – sumaryczna długość szczelin na powierzchni przekroju F,
F_s – powierzchnia szczelin.

Jeśli szczeliny skał nie są wypełnione materiałem okruchowym, a skała jest jednorodna, to wartości współczynnika porowatości i szczelinowatości muszą być identyczne.

Oznaczanie współczynnika szczelinowatości następuje poprzez pomiar powierzchni szczelin F_s na całkowitej powierzchni skały F. Przy jego oznaczaniu istotny jest dobór wielkości powierzchni F. Powinna być ona tak dobrana, aby oznaczona wartość n_s, przy zmianach powierzchni F w pewnym zakresie, była taka sama. Wielkość powierzchni powinna być odpowiednikiem wielkości REV.

2.3. Współczynnik ściśliwości objętościowej skały, edometryczny moduł ściśliwości.

Współczynnik ściśliwości objętościowej skały β jest zdefiniowany jako ujemna wartość ilorazu względnej zmiany objętości skały $\frac{\partial V}{V}$ wywołanej zmianą naprężeń w szkielecie mineralnym, do wielkości zmiany naprężeń $\partial\sigma$:

$$\beta = -\frac{\partial V}{V\,\partial\sigma} \,. \tag{5.12}$$

Jeżeli boczne ograniczenia warstwy wodonośnej uniemożliwiają odkształcenia w płaszczyźnie poziomej, współczynnik ściśliwości objętościowej skały może być wyrażony poprzez edometryczny moduł ściśliwości. Taka sytuacja ma miejsce, gdy następuje wielokrotna zmiana ciśnienia wody w warstwie wodonośnej. Korzystając wówczas bezpośrednio z definicji β dostajemy jego związek z edometrycznym modułem ściśliwości:

$$\beta = -\frac{\partial V}{V\,\partial\sigma} = -\frac{F\,\partial h}{F\,h\,\partial\sigma} = \frac{1}{E}\,, \tag{5.13}$$

gdzie:

F - przekrój próbki w kierunku normalnym do obciążenia σ,

h – wysokość próbki,

E - edometryczny moduł ściśliwości.

Przy oznaczaniu właściwości mechanicznych skał badania edometrycznego modułu ściśliwości są jednymi z podstawowych badań. Wykonuje się je w różnej konstrukcji edometrach. Wartości edometrycznych modułów ściśliwości są bardzo zróżnicowane.

Zakres zmienności współczynników ściśliwości objętościowej niektórych skał przedstawiono w tab. 3 i 4. W tab. 3 zakres wartości β określono na podstawie edometrycznych modułów ściśliwości skał. Niższe wartości współczynników występujące w tej tabeli będą się odnosić do skał występujących głębiej pod powierzchnią terenu.

Tabela 3. Orientacyjny zakres wartości współczynników ściśliwości objętościowej skał określony na podstawie przedstawionych przez [Jeske i inni, 1966] edometrycznych modułów ściśliwości.

Rodzaj skały	B
	Pa^{-1}
Żwiry i pospółki	1,25E-08 – 3,33E-09
Piaski grube i średnie	
zagęszczone	1,25E-08 – 5,00E-09
średnio zagęszczone	2,00E-08 – 6,67E-09
luźne	5,00E-08 – 1,25E-08
Piaski drobne i pylaste	
zagęszczone	2,00E-08 – 6,45E-09
średnio zagęszczone	5,00E-08 – 1,00E-08
luźne	6,67E-08 – 2,00E-08
Piaski gliniaste, pyły gliny iły	
zwarte	8,33E-09
półzwarte	3,33E-08 – 8,33E-09
twardoplastyczne	8,33E-08 – 1,11E-08
plastyczne	2,50E-07 – 1,67E-08
miękkoplastyczne	5,00E-06 – 8,33E-08

W kolejnej tabeli zamieszczono typowe wartości przedstawiane w literaturze.

Tabela 4. Współczynniki objętościowe niektórych skał.

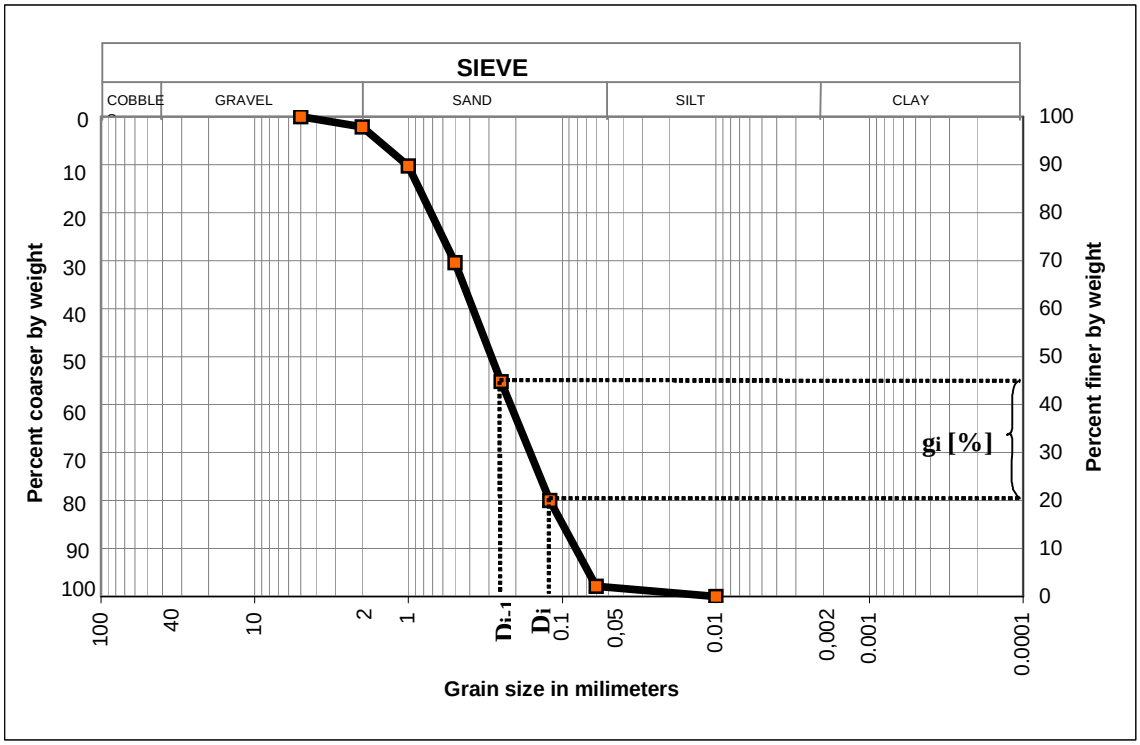
Rodzaj skały	*B*
	Pa^{-1}
Ił	10E-06 – 10E-08
Piasek	10E-07 – 10E-09
Żwir	10E-08 – 10E-10
Skały zwięzłe	10E-08 – 10E-10

V.2.4. Skład granulometryczny.

Skład granulometryczny charakteryzuje rozkład wielkości ziaren i cząstek skał, tj. procentowy udział poszczególnych frakcji skały oraz inne właściwości ziaren i cząstek, np. kształt, obtoczenie,

gładkość. Frakcję skały stanowią ziarna lub cząstki, które mieszczą się w zadanych granicach wielkości.

Aby określić rozkład wielkości ziaren lub cząstek, przeprowadza się analizę granulometryczną. Należy ona do podstawowych badań hydrogeologicznych właściwości skał. Analizę granulometryczną przeprowadza się różnymi metodami: sitową, areometryczną, pipetową, optyczną - za pomocą laserów i innymi. Na podstawie tych badań przedstawia się udział poszczególnych frakcji - sporządza się krzywą uziarnienia (rys. 2) lub podaje się częstość, z jaką występują ziarna o określonym przedziale wielkości.



Rys. 2. Typowy wykres uziarnienia skały. Przy dostatecznie gęstym rozbiciu na frakcje krzywą uziarnienia można przedstawić jako krzywą składającą się z odcinków prostych.

2.5. Powierzchnia właściwa.

Stosuje się różne definicje powierzchni właściwej skał. Jest to stosunek łącznej powierzchni ziaren i cząstek ΣF_z przy czym odnosi się go albo do całkowitej objętości skały, albo do objętości szkieletu gruntowego, albo masy skały. Używane przez autorów pojęcie powierzchni właściwej s będzie oznaczać stosunek łącznej powierzchni ziaren i cząstek ΣF_z znajdujących się w całkowitej objętości skały V do tej objętości:

$$s = \frac{\sum F_z}{V}. \qquad (5.14)$$

Powierzchnia właściwa jest istotną właściwością skał. Na jej podstawie można wnioskować o przepuszczalności skały, parametrach wytrzymałościowych, właściwościach sorpcyjnych, transporcie zanieczyszczeń w skale.

Powierzchnię właściwą określa się różnymi metodami. Dobre wyniki oznaczeń otrzymuje się metodami opartymi na pomiarze adsorpcji gazów, par [Kowalski, 2004] oraz metodą ciepła zwilżania i metodą desorpcji glikolu etylenowego. Ponadto stosuje się metody polegające na wtłaczaniu do ośrodka porowatego rtęci, lub badaniu wypływu wody z nasyconej próbki, w warunkach wytwarzania podciśnienia względem ciśnienia atmosferycznego. Pomiar tą metodą jest zbliżony do pomiaru kapilarności biernej, która omówiona będzie w dalszej części rozdziału.

W gruntoznawstwie i hydrogeologii najczęściej stosuje się metodę polegającą na adsorpcji błękitu metylenowego (Myślińska 1998), a przede wszystkim na podstawie składu ziarnowego. Stąd ostatnia z nich omówiona zostanie bardziej szczegółowo.

2.5.1. Oznaczanie powierzchni właściwej na podstawie składu ziarnowego.

Zgodnie z definicją, powierzchnia właściwa dla materiału złożonego z ziaren o jednakowej wielkości i jednakowym kształcie wynosi:

$$s = \frac{\sum F_z}{V} = \frac{N \cdot F_z}{V} = \frac{\frac{V_s}{V_z} \cdot F_z}{V} = \frac{\frac{V \cdot (1-n)}{V_z} \cdot F_z}{V} = \frac{(1-n) \cdot F_z}{V_z} = A \cdot \frac{(1-n)}{a}, \qquad (5.15)$$

gdzie: N - ilość ziaren w całkowitej objętości materiału V, F_z - powierzchnia pojedynczego ziarna, V_s - objętość wszystkich ziaren (szkieletu ziarnowego) w objętości V, V_z - objętość pojedynczego ziarna, n - współczynnik porowatości, A - współczynnik kształtu ziarna, a - największy wymiar ziarna.

Współczynnik kształtu ziarna A można określić na podstawie powierzchni granicznej ziarna F_z, jego objętości V_z i największego wymiaru a:

$$A = a \cdot \frac{F_z}{V_z}. \qquad (5.16)$$

Przykładowo, jeśli ziarna mają kształt kuli o średnicy d, to $a = d$ i $A = 6$. Współczynnik kształtu ziaren ma również wartość 6, jeśli ziarna mają kształt sześcianu o boku a, lub walca o średnicy podstawy a i wysokości a. Jeśli natomiast ziarna są wydłużone lub płaskie, to wartość A wyraźnie wzrasta.

Dla materiału o zróżnicowanym uziarnieniu, składającego się z mieszaniny N_f zbiorów ziaren (frakcji), z których każdy zbiór charakteryzuje się ziarnami o jednakowej wielkości, o takim samym kształcie i takiej samej gęstości, powierzchnię właściwą można obliczyć z wzoru:

$$s = \frac{\sum F_z}{V} = \frac{\sum_{i=1}^{N_f} (N_i \cdot F_i)}{V} = \frac{\sum_{i=1}^{N_f} \left(\frac{m_{si}}{\rho_{si} \cdot V_i} \cdot F_i \right)}{\frac{m_{sc}}{\overline{\rho}_s \cdot (1-n)}} = \overline{\rho}_s \cdot (1-n) \cdot \sum_{i=1}^{N_f} \left(\frac{g_i \cdot A_i}{\rho_{si} \cdot a_i} \right), \qquad (5.17)$$

gdzie: N_i - ilość ziaren i-tego zbioru, F_i - powierzchnia ziarna i-tego zbioru, ρ_{si} - gęstość szkieletu materiałowego i-tego zbioru, m_{si} - masa materiału i-tego zbioru, V_i - objętość ziarna i-tego zbioru, m_{sc} – całkowita masa materiału, $\overline{\rho}_s$ - gęstość szkieletu materiałowego całej próbki (masa wszystkich ziaren do ich łącznej objętości), A_i - współczynnik kształtu ziarna i-tego zbioru, a_i - największy wymiar ziarna i-tego zbioru, $g_i = m_{si}/m_{sc}$ - udział masowy i-tego zbioru.

W przypadku naturalnych gruntów powierzchnię właściwą można określić na podstawie wyników analizy sitowej lub areometrycznej oraz kształtu typowego ziarna danej frakcji i gęstości poszczególnych frakcji. Powierzchnię właściwą skały rzeczywistej, dla której przyjmiemy rozkład wielkości ziaren zgodnie z rys. 5.2 możemy wyrazić jako:

$$s = \frac{\Sigma F_z}{V} = \overline{\rho}_s \cdot (1-n) \cdot \int_0^{100} \frac{A \cdot dG}{\rho_s \cdot a} = \overline{\rho}_s \cdot (1-n) \cdot \sum_i \left(\int_{G_i}^{G_{i-1}} \frac{A_i}{\rho_{si}} \cdot \frac{dG}{a} \right), \qquad (5.18)$$

gdzie: A – współczynnik kształtu ziaren jako funkcja zależna od wielkości ziarna a, ρ_s – gęstość szkieletu gruntowego jako funkcja zależna od a, G – funkcja zależna od wielkości uziarnienia stanowiąca krzywą kumulacyjną na rys. 5.2 ($G=f(a)$ oznacza wartość w procentach wyrażającą stosunek masy ziaren mniejszych od a w odniesieniu do całkowitej masy próbki).

Zakładając, że współczynnik kształtu ziarna A_i i gęstość szkieletu gruntowego ρ_{si} są stałe w zakresie G_{i-1} a G_i, tj. dla danej frakcji, a rozkład funkcji G w tym samym zakresie jest liniowy (rys. 5.2) to:

$$G = C_i x + C_{i1},$$

gdzie C_i i C_{i1} są stałymi, więc

$$dG = \frac{dG}{dx} \cdot dx = C_i dx.$$

Stała C_i jest nachyleniem i-tego odcinka krzywej uziarnienia i wynosi:

$$C_i = \frac{g_i}{\lg(D_{i-1}) - \lg(D_i)}.$$

gdzie D_i i D_{i-1} są to średnice zastępcze stanowiące granice podziału na frakcje. W przypadku analizy sitowej są to wielkości oczek kolejnych sit.

Oś odciętych x na krzywej uziarnienia wyrażona jest we współrzędnych logarytmicznych. Stąd:

$$x = \lg a = \frac{\ln a}{\ln 10}$$

i

$$dx = \frac{1}{a \cdot \ln 10} \cdot da.$$

Uwzględniając powyższe związki otrzymujemy:

$$s = \rho_s \cdot (1-n) \cdot \sum_i \left(\frac{A_i}{\rho_{si}} \cdot \int_{G_i}^{G_{i-1}} \frac{dG}{a} \right) = \rho_s \cdot (1-n) \cdot \sum_i \left(\frac{A_i}{\rho_{si}} \cdot \frac{C_i}{\ln 10} \cdot \int_{D_i}^{D_{i-1}} \frac{da}{a^2} \right) = \rho_s \cdot (1-n) \cdot \sum_i \left(\frac{A_i}{\rho_{si}} \cdot g_i \cdot \frac{\frac{1}{D_i} - \frac{1}{D_{i-1}}}{\ln \frac{D_{i-1}}{D_i}} \right)$$

. (5.19)

Porównując zależności (5.19) i (5.17) widać, że można obliczyć powierzchnię właściwą skały, dla której rozkład wielkości ziaren jest taki jak na rys. 5.7, traktując ją jako mieszaninę frakcji, z których każda ma ziarna jednakowej wielkości. Jeżeli więc wielkość ziarna a_i przyjmie się zgodnie z wzorem:

$$a_i = \frac{\ln \frac{D_{i-1}}{D_i}}{\frac{1}{D_i} - \frac{1}{D_{i-1}}}, \qquad (5.20)$$

to można ją uznać za miarodajną dla danej frakcji.

Dla gruntu składającego się z ziaren kulistych a_i będzie oczywiście oznaczało średnicę miarodajną d_i. Przy założeniu, że gęstość szkieletu gruntowego nie zależy od wielkości ziaren, powierzchnia właściwa wyniesie:

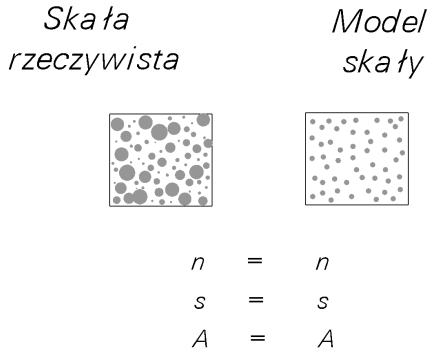
$$s = 6 \cdot (1-n) \cdot \sum_{i=1}^{N_f} \frac{g_i}{d_i}. \qquad (5.21)$$

Powyższa formuła stosowana jest od dawna do określania powierzchni właściwej skał rzeczywistych, lecz najczęściej przy innym przyjęciu miarodajnej wielkości frakcji. Przeprowadzone rozważania wskazują, że jeżeli grunt będzie składał się z ziaren o kształcie zbliżonym do kuli, można stosować znany wzór (5.21), przyjmując jako średnicę miarodajną frakcji średnicę wyrażoną wzorem (5.20). Jeśli natomiast kształt ziaren będzie wyraźnie odbiegał od kuli - do obliczeń powierzchni właściwej należy wykorzystać wzór (5.19).

2.6. Miarodajna wielkość ziarna.

Miarodajna średnica ziarna w hydrogeologii została wprowadzona przez A. Hazena. Na podstawie przeprowadzonych badań uznał on, że przepuszczalność skały rzeczywistej będzie taka sama jak przepuszczalność skały złożonej z kulistych ziaren o takiej samej średnicy. Średnicę tę nazwał miarodajną i określił ją jako średnicę, poniżej której zawartość ziaren w składzie granulometrycznym skały stanowi 10% masy - d_{10} [Pazdro, 1983]. Średnicę d_{10} można oznaczyć dla danego gruntu w sposób jednoznaczny, jednak jej odniesienie do wodoprzepuszczalności jest już niejednoznaczne. Skała zbudowana z ziaren o jednakowej średnicy może mieć różną przepuszczalność w zależności np. od porowatości. Aby powiązać w sposób jednoznaczny związkami fizycznymi przepuszczalność skały, składającej się ze zróżnicowanej wielkości i kształtów ziaren przyjęto w dalszych rozważaniach definicję miarodajnej wielkości ziarna. Wykazuje ona analogię do miarodajnej średnicy ziarna wprowadzonej przez [Krügera, 1918] lecz stanowi szersze pojęcie. Jako definicję miarodajnej wielkości ziarna a_e

przyjęto największy wymiar ziarna w takim fikcyjnym materiale, który ma identyczną powierzchnię właściwą i taki sam współczynnik porowatości jak grunt rzeczywisty, przy czym wszystkie ziarna budujące ten materiał mają jednakową wielkość i jednakowy kształt (rys. 3). Kształt tego ziarna jest taki sam jak typowego ziarna gruntu rzeczywistego [Żak, 2003].



Rys. 3. Model rzeczywistej skały jako materiału składającego się z jednakowej wielkości ziaren (n – współczynnik porowatości, s – powierzchnia właściwa, A – współczynnik kształtu ziarna).

Przyrównując zatem powierzchnię właściwą skały rzeczywistej z odpowiednikiem mającym jednakowej wielkości ziarna

$$\rho_s \cdot (1-n) \cdot \sum_i \left(\frac{g_i \cdot A_i}{\rho_{si} \cdot a_i} \right) = \frac{A_e \cdot (1-n)}{a_e}$$

i zakładając, że współczynnik kształtu ziarna stanowi następującą średnią ważoną

$$A_e = \sum_i g_i \cdot A_i \,, \tag{5.22}$$

można określić miarodajną wielkość ziarna a_e:

$$a_e = \frac{\sum_i g_i \cdot A_i}{\rho_s \cdot \sum_i \left(\frac{g_i \cdot A_i}{\rho_{si} \cdot a_i} \right)} \,, \tag{5.23}$$

gdzie a_i wyrażone jest wzorem (5.20).

Jeśli wszystkie ziarna w skale, niezależnie od frakcji, będą miały zbliżony kształt tj. $A_1 = A_2 = ... = A_e$ i gęstość szkieletu gruntowego nie będzie się zmieniać wraz z uziarnieniem ($\rho_1 = \rho_2 = ... = \rho_e$), to miarodajna wielkość ziarna skały wyniesie:

$$a_e = \frac{1}{\sum_i \frac{g_i}{a_i}} \,. \tag{5.24}$$

Oczywiście dla gruntu, którego ziarna mają kształt kuli, a_i są równe średnicom poszczególnych frakcji d_i i a_e jest równa średnicy miarodajnej ziarna d_e. Stąd dostajemy wprowadzoną przez J. Krügera zależność:

$$d_e = \frac{1}{\sum_i \frac{g_i}{d_i}} \,. \tag{5.25}$$

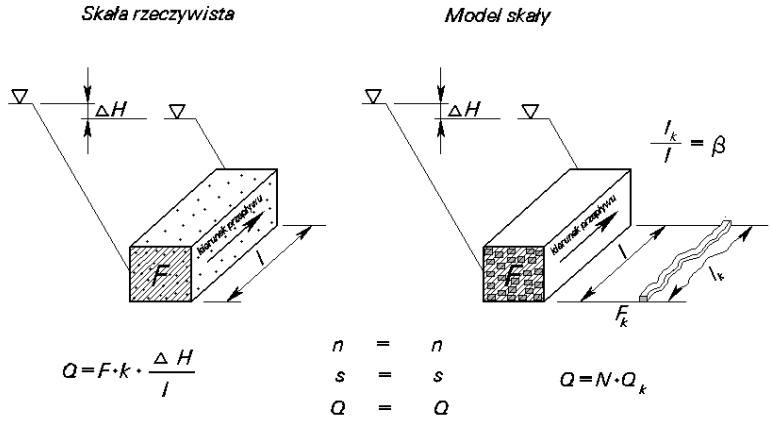
gdzie d_i oznacza średnicę miarodajną frakcji.

W stosowanej aktualnie zależności przedstawionej przez J. Krügera d_i stanowią średnie arytmetyczne z największego i najmniejszego ziarna frakcji. W tym ujęciu wartości d_i stanowią średnice mia-

rodajne frakcji i są wyrażone są wzorem (5.20).

2.7. Miarodajna średnica kanalików.

Przez miarodajną wielkość kanalików będziemy określać wielkość kanalików w takim materiale, który ma taką samą powierzchnię właściwą jak grunt rzeczywisty, taki sam współczynnik porowatości jak grunt rzeczywisty, lecz wszystkie kanaliki są ułożone równolegle w kierunku przepływu cieczy, mają jednakowy, stały przekrój poprzeczny. Aby określić wielkość tych kanalików, wytnijmy myślowo prostopadłościan z gruntu o objętości $V = F \cdot l$, przez który przepływa woda (rys4).



Rys. 4. Model rzeczywistej skały jako materiału w którym znajduje system jednakowych kanalików o stałym przekroju wzdłuż osi (*n* – współczynnik porowatości, s – powierzchnia właściwa, *Q* – natężenie objętościowe przepływu - wydatek).

Załóżmy teraz, że zamiast tego gruntu mamy materiał o takiej samej objętości, wewnątrz którego zamiast por znajdują się kręte kanaliki o dowolnym, lecz jednakowym przekroju poprzecznym F_k. Oznaczmy długość obwodu w przekroju poprzecznym pojedynczego kanalika przez U_k. Powierzchnia graniczna kanalików w objętości V takiego materiału wynosi:

$$s \cdot V = U_k \cdot \Sigma l_k, \tag{5.26}$$

gdzie s oznacza powierzchnię właściwą, Σl_k łączną długość wszystkich kanalików, a l_k długość pojedynczego kanalika.

Z drugiej strony objętość kanalików w objętości V wynosi

$$n \cdot V = F_k \cdot \Sigma l_k , \tag{5.27}$$

gdzie n oznacza współczynnik porowatości.

Z równania (5.26) mamy:

$$\Sigma l_k = s \cdot V/U_k, \tag{5.28}$$

co po podstawieniu do równania (5.27) daje

$$\frac{n}{s} = \frac{F_k}{U_k} \tag{5.29}$$

Stosunek F_k/U_k określany jest jako promień hydrauliczny R_h. Jeśli przyjmiemy, że kanaliki będą miały przekrój kołowy, to średnicę przekroju określimy jako miarodajną Φ_e i zgodnie z powyższym równaniem wyniesie ona:

$$\Phi_e = \frac{4 \cdot n}{s}. \tag{5.30}$$

Uwzględniając powierzchnię właściwą, otrzymujemy związek między wielkością miarodajną ziarna a_e, a średnicą miarodajną kanalików Φ_e:

$$\Phi_e = \frac{4 \cdot n}{A_e \cdot (1-n)} \cdot a_e . \tag{5.31}$$

Dla ziaren w kształcie kuli powyższa zależność ma postać:

$$\Phi_e = \frac{2 \cdot n}{3 \cdot (1-n)} \cdot d_e . \tag{5.32}$$

3. Parametry filtracyjne ośrodka porowatego.

3.1. Wznios kapilarny.

Kanaliki utworzone z porów gruntu można uważać za kapilary. W rurkach kapilarnych, jeśli kąt zwilżania Θ jest mniejszy niż 90º, ciecz podnosi się do pewnego poziomu ponad jej swobodne zwierciadło. Wysokość wzniosu kapilarnego h_k w danej temperaturze zależy od średnicy rurki i wynosi:

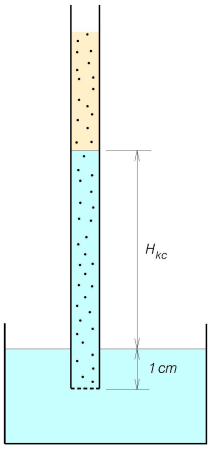
$$h_k = \frac{2\,\sigma_{np} \cos\theta}{\rho\, g\, r}, \tag{5.33}$$

gdzie:

σ_{np} – napięcie powierzchniowe między fazą gazową a ciekłą,
θ – kąt zwilżania,
ρ – gęstość cieczy,
g – przyśpieszenia ziemskie,
r – promień kapilary.

Kapilarność czynną i bierną oznacza się w odmienny sposób w różnego rodzaju kapilarymetrach. Dla potrzeb hydrogeologii i mechaniki gruntów najczęściej kapilarność czynną oznacza się na próbkach o naruszonej strukturze umieszczanych w rurkach szklanych o niewielkiej średnicy. Grunt w stanie powietrzno - suchym należy tak rozdrobnić, aby nie było w nim grudek. Do rurki szklanej, zaopatrzonej u dołu w filtr lub siatkę (rys. 5), wsypuje się porcjami badany grunt, każdorazowo w takiej ilości, aby powstała warstwa grubości 2 cm.

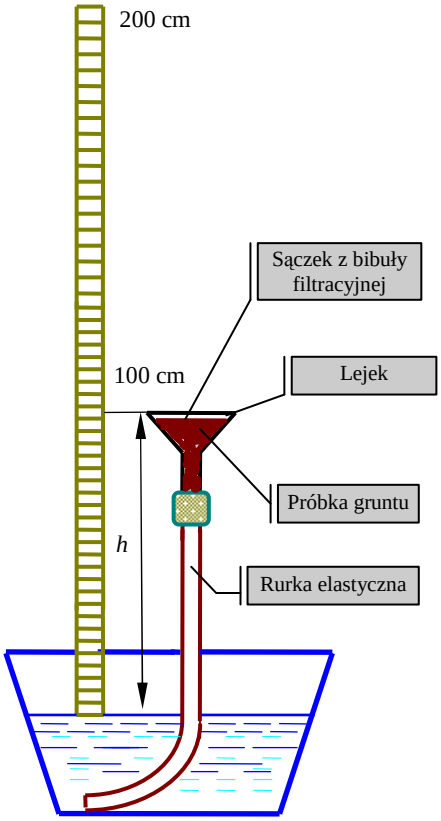
Każdą warstwę zagęszcza się. Po napełnieniu rurki gruntem wstawia się ją do naczynia w pozycji pionowej tak, aby zanurzenie dolnego końca rurki wynosiło 1cm.



Rys. 5. Schemat stanowiska do oznaczania kapilarności czynnej.

Wysokość kapilarnego podnoszenia się wody obserwuje się po zmianie zabarwienia gruntu. W ciągu całego procesu badania należy uzupełniać wodę w naczyniu, aby utrzymać stały jej poziom. Pomiar wzniosu kapilarnego wykonuje się po upływie:1, 2, 5, 10, 15 i 30 min. oraz po 1, 2, 3, 4, 6 i 24 h , a następnie co 24 h, aż do uzyskania dwóch jednakowych wyników. Za początek kapilarnego podnoszenia się wody przyjmuje się czas, w którym poziom wody w gruncie zrówna się z poziomem wody w naczyniu. Maksymalna, końcowa wysokość h_{kc}, na którą wzniesie się woda w skale stanowi kapilarność czynną. Wysokość kapilarnego podnoszenia się wody, mierzy się od poziomu wody w naczyniu do linii zmiany zabarwienia gruntu.

Kapilarność bierną określa się na zasadzie pomiaru wielkości podciśnienia względem ciśnienia atmosferycznego, mierzonego w centymetrach słupa wody, przy którym przebija się powietrze przez próbkę gruntu. Oznaczenie przeprowadza się na próbce powietrzno – suchego gruntu, z którego odsiewa się ziarna większe niż 2 mm. Kapilarność bierną określa się na przyrządzie przedstawionym na rys. nr 5.6.



Rys. 6. Schemat aparatu do oznaczanie kapilarności biernej.

Próbkę skały w ilości ok. 20 g wsypuje się małymi porcjami do lejka każdorazowo ugniatając lekko jej powierzchnię w celu usunięcia z próbki pęcherzyków powietrza. Napełnianie lejka gruntem powietrzno - suchym odbywa się przy częściowym zanurzeniu lejka w wodzie. Badanie przeprowadza się w dwóch etapach. Najpierw wykonuje się badanie wstępne, a następnie badanie właściwe.

Badanie wstępne przeprowadza się w ten sposób, że lejek z próbką gruntu podnosi się równomiernie (bez drgań) z prędkością około 1 cm/s do chwili, gdy pod próbką utworzy się pęcherzyk powietrza. Następnie mierzy się różnicę między spodem próbki gruntu a zwierciadłem wody w naczyniu. Pomierzoną różnicę przyjmuje się za wstępną wielkość kapilarności biernej h_w.

Badanie właściwe przeprowadza się równolegle na dwu następnych próbkach w ten sposób, że lejek podnosi się z prędkością 1 cm/s do wysokości 0,7 H_w. Na tej wysokości pozostawia się go nieruchomo na okres 5 min. obserwując jednocześnie, czy pod próbką nie tworzy się pęcherzyk powietrza. Jeśli w ciągu 5 min. nie utworzy się podnosi się lejek z prędkością 1 cm/s do położenia wyższego o 5 cm. Tę procedurę powtarza się do momentu pojawienia się pęcherzyka powietrza pod próbką badanego gruntu. W momencie utworzenia się pęcherzyka powietrza mierzy się czas t, jaki upłynął od chwili zatrzymania lejka na ostatnim poziomie oraz wysokość poziomu h [cm] ponad zwierciadłem wody w naczyniu.

Kapilarność bierną oblicza się według wzoru:

$h_{kb} = (h - 5{,}0) + \Delta h$ [cm], (5.34)

gdzie: h_{kb} – kapilarność bierna [cm],

h - wysokość, na której nastąpiło utworzenie się pęcherzyka powietrza [cm],

5,0 - różnica wysokości pomiędzy kolejnym położeniem lejka [cm],

Δh - poprawka interpolacyjna [cm].

Poprawkę wyznacza się z wzoru:

$\Delta h = t \cdot v$, (5.35)

gdzie: t - czas, jaki upłynął od chwili zatrzymania się lejka na poziomie na którym ukazał się pęcherzyk [min.]

v - prędkość podnoszenia się lejka [1 cm/min.]

Jako ostateczny wynik oznaczenia kapilarności biernej badanego gruntu przyjmuje się średnią arytmetyczną dwóch wyników badania właściwego. Jeżeli wyniki dwóch równoległych badań różnią się więcej niż o 0,1 H_{kb}, należy wykonać badania na dwóch dodatkowych próbkach, biorąc do obliczeń średnią arytmetyczną trzech najbardziej zbliżonych do siebie wyników.

Wysokość wzniosu kapilarnego w skale można określić na podstawie wzoru (5.26) wstawiając w miejsce r średnicę miarodajną kanalika Φ_e. Wówczas:

$$h_k = \frac{4 \cdot \sigma \cdot \cos\theta}{\Phi_e \cdot \rho \cdot g}. \quad (5.36)$$

Dla większości minerałów i wody kąt zwilżania ma wartość zbliżoną do 0°. W takich przypadkach wysokość wzniosu kapilarnego można oznaczyć na podstawie znajomości średnicy miarodajnej kanalika Φ_e, lub powierzchni właściwej skały s lub wielkości miarodajnej ziarna i współczynnika kształtu ziarna:

$$h_k = \frac{4 \cdot \sigma}{\Phi_e \cdot \rho \cdot g} = \frac{\sigma \cdot s}{n \cdot \rho \cdot g} = \frac{A_e \cdot (1-n) \cdot \sigma}{n \cdot \rho \cdot g \cdot a_e}. \quad (5.37)$$

Wysokość wzniosu kapilarnego skał zbudowanych z ziaren zbliżonych do kuli o średnicy miarodajnej d_e wynosi:

$$h_k = \frac{6 \cdot (1-n) \cdot \sigma}{n \cdot \rho \cdot g \cdot d_e}. \quad (5.38)$$

Po wstawieniu do powyższego równania odpowiednich danych dla piasku kwarcowego i wody, wysokość wzniosu h_k w temperaturze 10ºC wynosi:

$$h_k = 0{,}454 \cdot \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d_e}, \quad (5.39)$$

gdzie h_k i d_e [cm].

Wyrażenie to jest analogiczne do przedstawionego przez [Połubarinova-Kochina, 1952]:

$$h_k = 0{,}45 \cdot \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d_{10}}. \quad (5.40)$$

Różnica wynika tylko ze sposobu określania miarodajnej średnicy ziarna.

V.3.2. Współczynnik filtracji.

Istnieje bardzo wiele metod określania współczynnika filtracji. Można go wyznaczać realizując przepływ różnych cieczy i gazów przez próbki skały, przez skały w miejscu ich występowania, na podstawie składu granulometrycznego. Najbardziej dokładne wyniki uzyskuje się stosując metody laboratoryjne i terenowe.

3.2.1. Laboratoryjne metody oznaczania współczynnika filtracji.

Badania współczynnika filtracji w oparciu o przepływ płynów przez próbkę ośrodka porowatego przeprowadza się na aparatach zwanych permeametrami. W przypadku ściśliwych, bardzo słabo przepuszczalnych gruntów współczynnik filtracji można oznaczyć wykonując badania konsolidacji.

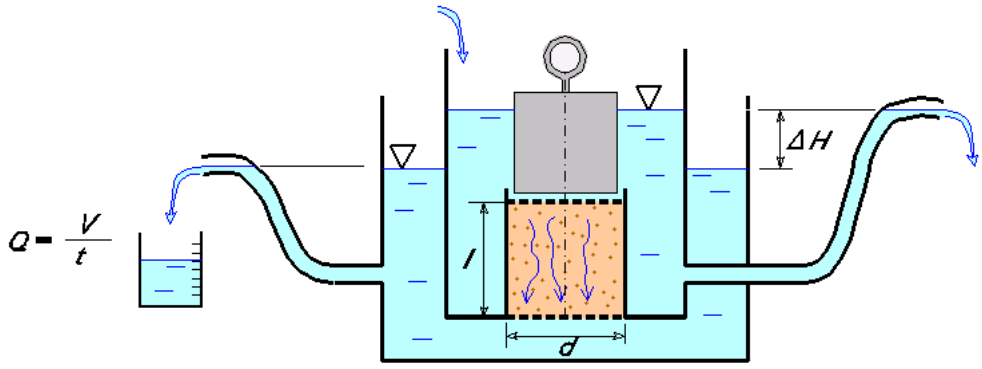
Są dwie podstawowe metody badań współczynnika filtracji w permeametrach:

a) metoda przepływu ustalonego,

b) metoda przepływu nieustalonego.

Metoda przepływu ustalonego

Metodą przepływu ustalonego oznacza się współczynnik filtracji zarówno dla gruntów sypkich (żwiry, piaski) jak i spoistych (gliny, iły). Przy badaniu gruntów sypkich próbkę umieszcza się najczęściej w cylindrze lub rurze pomiarowej. Jeśli to możliwe próbka powinna mieć nienaruszoną strukturę i być w pełni nasycona badaną cieczą (np. wodą, ropą naftową). W przypadku próbek skał, o naruszonej strukturze, najczęściej najpierw się je suszy a następnie umieszcza w cylindrze warstwami, poddając każdą warstwę zagęszczeniu. Przed badaniem próbki w permeametrze powinny być w stanie nasycenia, tzn. takim, w którym wszystkie pory są wypełnione cieczą. W tym celu albo preparuje się je w odpowiedni sposób, albo wywołuje się próżnię i dopiero później nasyca cieczą albo, jak to ma miejsce w przypadku prób o większych ziarnach (żwiry, piaski), zalewa się je od dołu odgazowaną cieczą, powodując bardzo wolny wzrost zwierciadła wody. Filtrowana przez próbkę ciecz musi być odgazowana, aby w porach z cieczy nie wydzielał się gaz. Odgazowanie może nastąpić przez wcześniejsze wywołanie podciśnienia nad powierzchnią cieczy lub jej podgrzanie, albo przez zastosowanie filtrów, przez które ciecz będzie przepływać, zanim będzie użyta w permeametrze. Następnie wymusza się przepływ ustalony. Polega to zwykle na zainstalowaniu dwóch przelewów – na dopływie i odpływie wody z permeametru (rys. 7).



Rys. 7. Schemat permeametru ITB ZW-K$_2$.

W ten sposób wytwarza się stałą różnicę poziomów wody ΔH wzdłuż określonej drogi filtracji l. Mierząc średnicę cylindra d, różnicę poziomów ΔH, długość drogi filtracji l oraz wydatek Q, współczynnik filtracji można obliczyć przekształcając wzór (3.1):

$$k_T = \frac{4 \cdot V \cdot l}{\pi \cdot d^2 \cdot t \cdot \Delta H}, \qquad (5.41)$$

gdzie:

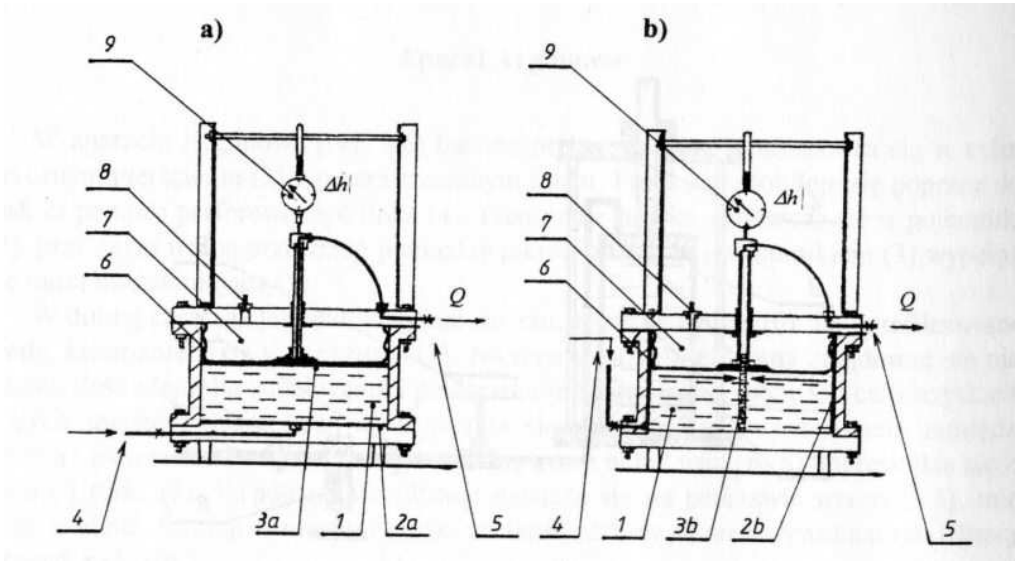
k_T – współczynnik filtracji odniesiony do temperatury w czasie pomiaru,

F – pole powierzchni przekroju cylindra,

V - objętość wody jaka przepłynęła przez próbkę w czasie t.

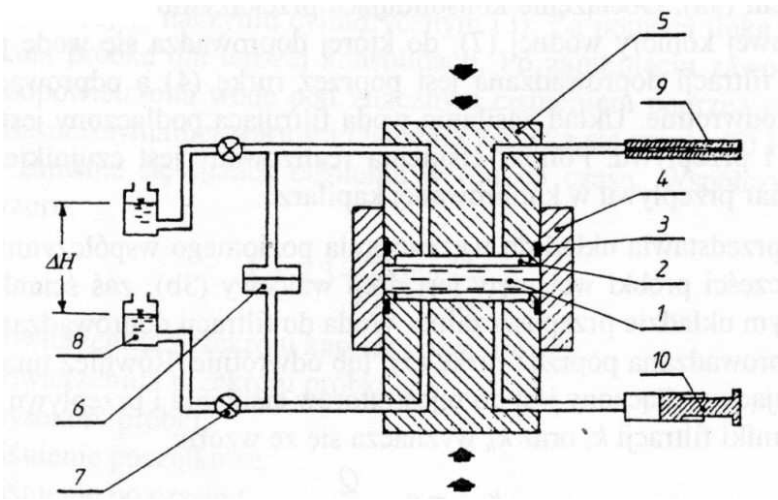
Istnieje wiele różnego rodzaju konstrukcji permeametrów przystosowanych do badań gruntów sypkich i spoistych metodą przepływu ustalonego. Zgodnie z normą branżową w budownictwie oznaczenia współczynnika filtracji skał okruchowych wykonuje się za pomocą aparatu ITB-ZWK2 (rys. 7). Badania są wykonywane w zakresie spadków hydraulicznych od 0,3 do 0,8 przy przepływie wody w dwóch kierunkach – z dołu do góry i z góry na dół. Dokładność oznaczania współczynnika filtracji dla gruntów piaszczystych w tym aparacie wynosi 10%.

Badania metodą przepływu ustalonego wykonuje się również w aparacie trójosiowego ściskania i innych aparatach o zróżnicowanej konstrukcji. Ich nazwy pochodzą zazwyczaj od ich twórców. Szczególnie znane są permeametry Argunowa, Rowe'a, Olsena. Szerszy Ich opis przedstawiono w pracy [Ossowskiego, 1985], [Marciniaka i innych, 1999]. Duże znaczenie w metodyce badań współczynnika filtracji mają rozwiązania przedstawione przez Rowe'a i Olsena. Są to aparaty przystosowane do oznaczania wodoprzepuszczalności gruntów spoistych. Pierwszy z nich (rys. 8) umożliwia pomiar współczynnika filtracji skał anizotropowych w kierunku poziomym i pionowym. W kierunku pionowym współczynnik filtracji określany jest ze wzoru (5.41), natomiast w poziomie realizowany jest przepływ radialny i współczynnik filtracji określa się z wzoru jak dla studni doskonałej wykonanej w warstwie o napiętym zwierciadle wody.



Rys. 8. Aparat Rowe'a (wg [Ossowskiego, 1985]).

W aparacie Olsena zastosowano tzw. metodę flow-pump. Polega ona na wymuszeniu przepływu ze stałym wydatkiem za pomocą pompy tłokowej (rys. 9).



Rys. 9. Schemat aparatu Olsena (wg [Ossowskiego, 1985]).

W tej metodzie współczynnik filtracji określa się również ze wzoru (5.41). Niektóre tego typu aparaty umożliwiają przygotowanie próbek do badań jako ośrodków dwufazowych (w ośrodkach dwufazowych wszystkie pory wypełnione są cieczą). Usunięcie gazów z por gruntu polega na cyklicznym wywoływaniu podciśnienia (względem ciśnienia atmosferycznego) i napełnianiu odgazowaną cieczą.

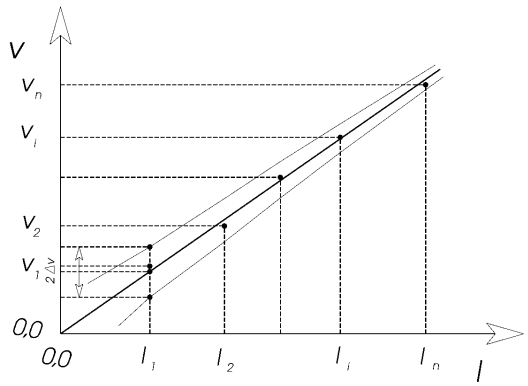
Badania współczynnika filtracji metodą przepływu ustalonego przeprowadza się zazwyczaj przy zadawaniu wielu różnic wysokości hydraulicznej ΔH_1, ΔH_2 ..., ΔH_N, tj. wielu wartości spadków hydraulicznych:

$$I_1 = \frac{\Delta H_1}{l}, \qquad I_2 = \frac{\Delta H_2}{l}, \qquad \cdots, \qquad I_N = \frac{\Delta H_N}{l}.$$

Dla każdej różnicy ΔH_i wielokrotnie mierzony jest wydatek Q_i i obliczana wartości prędkości filtracji:

$$v_1 = \frac{4\,Q_1}{\pi\, d^2}, \quad v_2 = \frac{4\,Q_2}{\pi\, d^2}, \quad ..., \quad v_N = \frac{4\,Q_N}{\pi\, d^2}$$

W ten sposób dla każdej wartości spadku hydraulicznego I przypisuje się odpowiadającą jej wartość prędkości filtracji v. Jeśli powstałe w ten sposób punkty (I_1, v_1), (I_2, v_2), …, (I_n, v_n) nanieść na wykres (I, v), okaże się, że nie leżą one idealnie na prostej. Jest to związane przede wszystkim z dokładnością wykonywana pomiarów. Aby znaleźć najlepsze dopasowanie tych punktów do zależności $v = kI$ powinno się zastosować metody statystyczne - w tym przypadku metodę regresji liniowej. Najczęściej wykorzystywana jest do tego celu klasyczna metoda najmniejszych kwadratów. Polega ona na poprowadzeniu prostej, najlepiej dopasowanej do punktów pomiarowych (rys. 10).



Rys. 10. Określenie zależności $v = k \cdot I$ metodą regresji liniowej.

Dla linii prostej wyrażonej jako

$$v = k_T\ I$$

dopasowanie polega na wyznaczeniu stałej, tj. k_T. Określona na tej zasadzie wartość współczynnika filtracji wynosi:

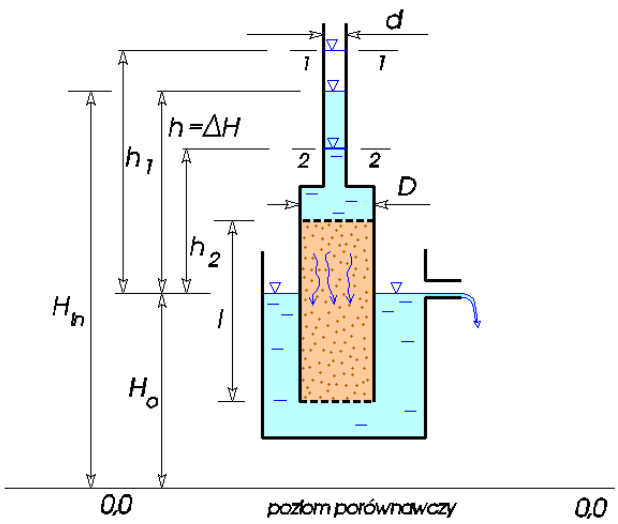
$$k_T = \frac{\sum_{i=1}^{N} I_i \cdot v_i}{\sum_{i=1}^{N} I_i^2}. \qquad (5.42)$$

Sposób ten umożliwia określenie wartości k_T z przedziałem ufności odpowiadającym założonemu poziomowi ufności.

Metoda przepływu nieustalonego

Bardzo uniwersalną metodą oznaczania współczynnika filtracji jest metoda przepływu nieustalonego. Stosowana jest zarówno do gruntów spoistych, jak i do gruntów sypkich.

Zasada pomiaru objaśniona zostanie na uproszczonym schemacie (rys. 11).



Rys. 11. Schemat permeametru do badania współczynnika filtracji metodą przepływu nieustalonego.

W cylindrze o średnicy D znajduje się badana skała. Cylinder ma połączenie z przeźroczystą rurką o stałej średnicy d. W chwili początkowej $t = 0$ różnica wysokości hydraulicznych między powierzchnią wpływu wody do próbki (górną) a powierzchnią wypływu (dolną) wynosi h_1. Po czasie t_k różnica wysokości hydraulicznych zmniejsza się do wartości h_2.

Aby rozwiązać przepływ w permeametrze, przyjmijmy, że w dowolnie wybranej chwili $0 < t < t_k$ różnica wysokości hydraulicznych na długości próbki l wynosi $\Delta H = h$. Zgodnie z prawem Darcy'ego wydatek wody przepływający w tym momencie przez skałę wynosi:

$$Q = k_T \cdot \frac{\pi \cdot D^2}{4} \cdot \frac{h}{l}. \tag{5.43}$$

W tej samej chwili t przez dowolny przekrój rurki o średnicy d przepływa wydatek:

$$Q = -\frac{\pi \cdot d^2}{4} \cdot \frac{dh}{dt}. \tag{5.44}$$

Wynika to z faktu, że prędkość przepływu w tej rurce jest taka sama jak prędkość opadania w niej zwierciadła wody, a prędkość opadania można wyrazić jako „$-\frac{dh}{dt}$"

Zgodnie z zasadą ciągłości przepływu obydwa wydatki (5.43) i (5.44) powinny być takie same:

$$k_T \cdot \frac{\pi \cdot D^2}{4} \cdot \frac{h}{l} = -\frac{\pi \cdot d^2}{4} \cdot \frac{dh}{dt}. \tag{5.45}$$

Otrzymane równanie (5.45) jest równaniem różniczkowym pierwszego rzędu. Po rozdzieleniu zmiennych dostajemy:

$$k_T \cdot dt = -\frac{l \cdot d^2}{D^2} \cdot \frac{dh}{h}. \tag{5.46}$$

Całkując obustronnie równanie (5.46) po h i t w przedziale czasowym od 0 do t_k i przedziale różnicy wysokości hydraulicznych od h_1 do h_2, dostajemy:

$$\int_0^{t_k} k_T \cdot dt = -\frac{l \cdot d^2}{D^2} \cdot \int_{h_1}^{h_2} \frac{dh}{h}, \tag{5.47}$$

stąd

$$k_T = \frac{d^2 \cdot l}{D^2 \cdot t_k} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2}. \tag{5.48}$$

Jak widać ze wzoru (5.48), aby otrzymać wartość k_T, należy pomierzyć średnice cylindra D, średnicę d, długość drogi przepływu l, początkową i końcową różnicę wysokości hydraulicznych h_1 i h_2 oraz czas t_k, po jakim nastąpi obniżenie zwierciadła wody w rurce od wartości h_1 do h_2.

W metodzie przepływu nieustalonego współczynnik filtracji może być określony przy różnych wartościach h_1 i h_2. Jako wynik oznaczenia można wówczas wziąć średnią. Przy większej ilości badań rozkład wartości współczynnika filtracji powinien być normalny i można zastosować metody statystyczne.

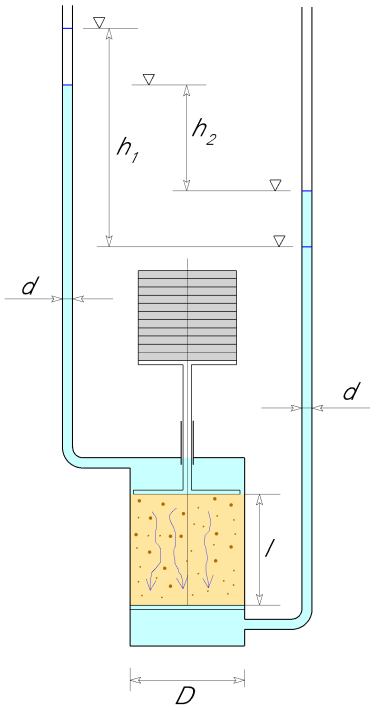
Przedstawiona metoda ma istotne zalety:

1) wszystkie wielkości, oprócz czasu t_k, można określić przed właściwym pomiarem, a podczas badania skupić się wyłącznie na pomiarze czasu opadania zwierciadła wody w rurce,
2) można *z* dużą dokładnością określić k_T przy bardzo niewielkich wydatkach, a więc dla skał bardzo słabo przepuszczalnych. Jest to tylko kwestia odpowiedniego doboru średnic d i D,
3) konstrukcja permeametru umożliwia wyeliminowanie wpływu parowania cieczy, co dla skał o bardzo małej wodoprzepuszczalności jest istotnym problemem w metodzie przepływu ustalonego.

Przy badaniu wodoprzepuszczalności gruntów piaszczystych średnica d może być równa średnicy próbki D. Permeametr stanowi wówczas jedna przeźroczysta rurka. Nosi ona nazwę rurki Kamieńskiego.

W badaniach przepuszczalności gruntów spoistych (gliny, iły) istotnym czynnikiem wpływającym na wodoprzepuszczalność jest konsolidacja. Współczynnik filtracji określa się wówczas w przystosowanych do tego celu edometrach. Oznaczone wartości współczynnika filtracji powinno się podawać łącznie z wartościami naprężeń konsolidujących. Szczególną uwagę należy też zwracać na stan próby. Próba powinna być w stanie nasycenia (wszystkie pory wypełnione przepływającą cieczą).

Przykład rozwiązania permeametru do badań gruntów spoistych metodą przepływu nieustalonego przy zastosowaniu dwóch rurek (rys. 12) przedstawili [Ossowski, Żak, 1975]. W aparacie tym można preparować próby jako dwufazowe, zadawać naprężenia konsolidujące i mierzyć wielkość osiadań próby.



Rys. 12. Schemat aparatu do badania wodoprzepuszczalności gruntów spoistych.

Jeśli w rurkach o tej samej średnicy wysokość obniżenia zwierciadła w jednej z nich jest taka sama jak wzniosu w drugiej rurce, można uznać, że próba była dwufazowa i współczynnik filtracji zostanie określony poprawnie. Współczynnik filtracji dla takiego schematu przepływu oblicza się z wzoru:

$$k_T = \frac{d^2 \cdot l}{2\,D^2 \cdot t_k} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2}\,. \tag{5.49}$$

Oznaczenia symboli w powyższym wzorze są takie same jak we wzorze (5.48).

W gruntach spoistych, zwłaszcza w stanie plastycznym, różnice wysokości hydraulicznych w przedziale (h_1, h_2) nawet w trakcie badania mogą powodować konsolidację i wpływać na określaną wartość współczynnika filtracji [Żak, Ossowski, 1995]. W takim przypadku badania należy prowadzić przy możliwie małych wartościach h_1 *i* h_2).

Metoda konsolidacji

Współczynnik filtracji bardzo słabo przepuszczalnych, ściśliwych skał (iły plastyczne, gliny) można określić na podstawie badań konsolidacji. Badania takie przeprowadza się w edometrach. Do oznaczenia wykorzystuje się rozwiązania konsolidacji oparte na modelach Terzaghiego i Biota. Zgodnie z rozwiązaniem Terzaghiego, dla dostatecznie długiego czasu trwania badania t, współczynnik filtracji można określić z wzoru:

$$k_T = \frac{\rho_w\, g\, c_v}{E} = -\frac{\rho_w\, g\, h^2}{\pi^2\, E\, t} \ln\left[\frac{\pi^2}{8}\left(1 - \frac{E\,\delta}{\sigma\, h}\right)\right]. \tag{5.50}$$

gdzie:
ρ_w – gęstość wody,
h – wysokość próbki przed obciążeniem,
c_v – współczynnik konsolidacji,
E -.edometryczny moduł ściśliwości,
π – liczba,
t – czas,
δ – wielkość osiadań próby po czasie t,
σ – naprężenia konsolidujące.
przy czym czas badania powinien być dłuższy niż:

$$t > \frac{2\,\rho_w\, g\, h^2}{\pi^2\, k_T\, E} \tag{5.51}$$

Należy nadmienić, że badania współczynnika filtracji tą metodą wymagają, dużej precyzji i niezawodnego funkcjonowania edometru. Nieduży rozrzut wyników osiadania w czasie może prowadzić do bardzo dużych rozbieżności współczynnika filtracji [Żak, Ossowski, 1996).

Badania współczynnika filtracji zarówno w permeametrach, jak i w edometrze powinny być wykonywane w stałej temperaturze. Oznaczony współczynnik filtracji odnosi się do temperatury pomiaru i dlatego został oznaczony przez k_T. Wartość współczynnika filtracji powinna być podawana łącznie z temperaturą, przy której został on oznaczony. W hydrogeologii współczynnik filtracji odnosi się do temperatury 10°C i oznacza się przez k_{10}. Brak indeksu przy wartości k też oznacza, że jest to współczynnik filtracji odniesiony do temperatury 10°C. Znając współczynnik k_T określony w temperaturze T jego wartość odniesioną do 10°C oznacza się za pomocą wzoru:

$$k = k_{10} = k_T \cdot \frac{1{,}359}{1 + 0{,}0337 \cdot T + 0{,}00022 \cdot T^2}\,, \tag{5.52}$$

gdzie T oznacza temperaturę w °C.

Typowe wartości współczynnika filtracji dla różnego rodzaju skał, odniesione do temperatury 10°C przedstawiono w tab. 3.2.

3.2.2. Określanie współczynnika filtracji na podstawie składu ziarnowego.

Współczynnik filtracji jest określany również w sposób pośredni tj. na podstawie badań innych właściwości skał. Chodzi tutaj przede wszystkim o jego określanie na podstawie składu ziarnowego i powierzchni właściwej. Największe praktyczne znaczenie ma określanie przepuszczalności ośrodka porowatego na podstawie składu ziarnowego, ponieważ jest to standardowe i najczęściej wykonywane badanie skał.

Wzory oparte na modelowaniu struktury ośrodka porowatego.

Podstawy teoretyczne związku współczynnika filtracji z powierzchnią właściwą, średnicą miarodajną ziarna, średnicą miarodajną kanalika, wzniosem kapilarnym bazują na założeniu, że przepływ w gruncie jest równoważny przepływowi przez materiał opisany w podrozdziale 2.3 tj. przez pęk kanalików o stałym przekroju. Jeśli długość drogi filtracji wynosi l, to długość pojedynczego kanalika, z uwagi na jego krętość jest większa i wynosi $l_k = l \cdot \beta^*$, a współczynnik β^* wyraża krętość kanalików. Wydatek Q_k pojedynczego kanalika dla ruchu laminarnego można wyrazić wzorem:

$$Q_k = F_k \cdot v_{śr} = F_k \cdot \frac{R_h^2}{\alpha \cdot \eta} \cdot \frac{\Delta p}{l_k} = F_k \cdot \frac{\rho \cdot g \cdot \left(\frac{F_k}{U_k}\right)^2}{\alpha \cdot \eta \cdot \beta^*} \cdot \frac{\Delta H}{l}, \tag{5.53}$$

gdzie: $v_{śr}$ – średnia prędkość przepływu w kanaliku, R_h - promień hydrauliczny kanalika, α - współczynnik zależny od kształtu kanalika, η - współczynnik lepkości dynamicznej, Δp - różnica ciśnień na długości drogi przepływu l, ΔH - różnica wysokości hydraulicznych na długości drogi przepływu l.

Liczba kanalików N znajdujących się w materiale wynosi:

$$N = \frac{\sum l_k}{l_k} = \frac{s \cdot V}{U_k \cdot l \cdot \beta^*} = \frac{s \cdot F}{U_k \cdot \beta^*}. \tag{5.54}$$

Stąd można określić liczbę kanalików przypadającą na jednostkę powierzchni materiału:

$$\frac{N}{F} = \frac{s}{U_k \cdot \beta^*} \tag{5.55}$$

Dla kanalików o przekroju kołowym wyniesie ona:

$$\frac{N}{F} = \frac{s^2}{4 \cdot \pi \cdot n \cdot \beta^*}. \tag{5.56}$$

Znając liczbę kanalików można określić całkowity wydatek Q przez pęk kanalików:

$$Q = Q_k \cdot N = \frac{F_k \cdot s \cdot F \cdot \rho \cdot g \cdot \left(\frac{F_k}{U_k}\right)^2}{U_k \cdot \alpha \cdot \eta \cdot \beta^{*2}} \cdot \frac{\Delta H}{l} = F \cdot \frac{\rho \cdot g \cdot n^3}{\alpha \cdot \beta^{*2} \cdot \eta \cdot s^2} \cdot \frac{\Delta H}{l}. \tag{5.57}$$

Przyrównując powyższe wyrażenie do wydatku określonego zgodnie z prawem Darcy otrzymujemy wzór na współczynnik filtracji k:

$$k = \frac{\rho \cdot g \cdot n^3}{\alpha \cdot \beta^{*2} \cdot \eta \cdot s^2} \tag{5.58}$$

lub przepuszczalność K

$$K = \frac{n^3}{\alpha \cdot \beta^{*2} \cdot s^2}. \tag{5.59}$$

Przeprowadzone badania wykazały, że iloczyn $\alpha' = \alpha \cdot \beta^{*2}$ ma wartość równą ok. 5, a krańcowy przedział zmienności tego iloczynu wynosi od 3,5 do 5,8 [Coulson i inni, 1991]. Jest to czynnik, który decyduje o anizotropowości gruntu.

Jeśli założymy, że model gruntu stanowi materiał z pękiem krętych kanalików o przekroju kołowym lub ziarna gruntu będą zbliżone kształtem do kuli, to wstawiając w miejsce α' wartość równą 5 oraz wyrażając powierzchnię właściwą s poprzez średnicę miarodajną kanalika lub średnicę miarodaj-

ną ziarna, otrzymujemy różne postacie wzoru na współczynnik filtracji szeroko znane pod nazwą Kozeny - Carman [Liszkowska, 1996]:

$$k = \frac{\rho \cdot g \cdot n^3}{5 \cdot \eta \cdot s^2} = \frac{\rho \cdot g \cdot n}{80 \cdot \eta} \cdot \Phi_e^2 = \frac{1}{180} \cdot \frac{n^3}{(1-n)^2} \cdot \frac{\rho \cdot g}{\eta} \cdot d_e^2 \qquad (5.60)$$

Współczynnik przepuszczalności skał wyraża się wówczas w postaci:

$$K = \frac{1}{180} \cdot \frac{n^3}{(1-n)^2} \cdot d_e^2 = \frac{1}{5} \cdot \frac{n^3}{s^2} . \qquad (5.61)$$

Ponieważ zależności (5.58), (5.59), (5.60) i (5.61) mają uzasadnienie teoretyczne, więc ich zakres stosowania może być bardzo szeroki. Ograniczenia mogą dotyczyć przepływu wód związanych, gdzie siły molekularne powodują istotną zmianę gęstości i lepkości przepływającej wody. Należy też podkreślić, że wzór Carman – Kozeny jest stosowany nie tylko w hydrogeologii, lecz również w inżynierii chemicznej, metalurgii i innych dziedzinach nauki.

Wzory empiryczne.

Współczynnik filtracji bardzo często jest określany za pomocą wzorów empirycznych bazujących na krzywej uziarnienia. Ponieważ analizę uziarnienia wykonuje się standardowo, przy niemal każdym badaniu laboratoryjnym gruntów i skał, ten sposób oznaczania jest szeroko praktykowany. Wzorów empirycznych na obliczanie współczynnika filtracji k na podstawie składu ziarnowego jest wiele. Dokładność oznaczeń i zakres stosowania są również bardzo zróżnicowane. Poniżej przedstawione zostaną trzy proste wzory, które są często wykorzystywane do określania k i w opinii wielu hydrogeologów dają dobre wyniki.

Uproszczony wzór Hazen'a:

Jest to wzór zalecany do stosowania w Polsce przez normę branżową dla budownictwa:

$$k_{10} = 1{,}16 \cdot d_{10}^2 , \qquad (5.62)$$

gdzie:

k_{10} - współczynnik filtracji w temp. 10ºC [cm/s],

d_{10} - średnica określana z krzywej uziarnienia (średnica, poniżej której masa frakcji w badanym gruncie stanowi 10 %) [mm].

Wzór można stosować jeśli 0,1mm ≤ d_{10} ≤ 3,0 mm i współczynnik różnoziarnistości $U = d_{60}/d_{10}$ < 5.

Wzór USBSC – amerykański:

$$k_{10} = 0{,}36 \cdot d_{20}^{2,3} \qquad (5.63)$$

gdzie:

k_{10} – współczynnik filtracji [cm/s],

d_{20} - średnica określana z krzywej uziarnienia, poniżej której masa frakcji w badanym gruncie stanowi 20 % [mm].

Wzór może być stosowany jeśli 0,01 mm≤ d_{20} ≤ 2,0 m.

Wzór Seelheima:

$$k_{10} = 0{,}357 \cdot d_{50}^2 , \qquad (5.64)$$

gdzie:

k_{10} – współczynnik filtracji [cm/s],

d_{50} - średnica określana z krzywej uziarnienia, poniżej której masa frakcji w badanym gruncie stanowi 50 % [mm].

Wzór może być stosowany do określania wodoprzepuszczalności wszystkich skał sypkich.

V.3.2.3. Badania współczynnika filtracji w skałach anizotropowych.

Szczególny sposób oznaczania współczynnika filtracji dotyczy gruntów anizotropowych. Należy wówczas określić wartości współczynnika w kierunku osi głównych tensora wodoprzepuszczalności k_{dx}, k_{dy}, i k_{dz}. Jeśli przez kierunek „z_d" oznaczyć kierunek, w którym wartość jest najmniejsza, to w warunkach rzeczywistych często pokrywa się on z kierunkiem pionowym „z". Jest to związane z procesem sedymentacji skał okruchowych i działaniem pionowych sił konsolidacyjnych. Jeśli zachodzi sedymentacja, np. utworów rzecznych, tworzą się poziome, równolegle ułożone warstewki osadów bardziej drobnoziarnistych i gruboziarnistych. Najmniejsza wodoprzepuszczalność takich osadów jest, jak to będzie wykazane w następnych rozdziałach, w kierunku prostopadłym do ułożenia warstw, tj. najczęściej w kierunku pionowym. W kierunku równoległym do ułożenia warstw współczynnik filtracji ma wartość najmniejszą. Często można przyjąć, że w kierunku poziomym wartości k_{xx}, i k_{yy}, mają taką samą wartość i wystarczą badania w dwóch kierunkach. Jeśli warstwy skał uległy pofałdowaniu, kierunek „z_d" nie będzie pokrywał się z linią pionową i wówczas badania należy wykonywać odpowiednio w kierunkach „x_d", „y_d" i „z_d". Podobna sytuacja dotyczy skał skonsolidowanych. W tym przypadku wartości współczynnika filtracji będą najmniejsze w kierunku działania obciążenia konsolidującego. Właściwości anizotropowe skał pod względem przepuszczalności mogą występować w spękanych skałach zwięzłych. Badania k_{dz} k_{dx} i k_{dy} należy prowadzić więc w kierunkach ortogonalnych i takich, aby tensor przepuszczalności w układzie współrzędnych (x_d, y_d, z_d) miał postać diagonalną $\mathbf{k_d}$:

$$\mathbf{k_d} = \begin{bmatrix} k_{dx} & 0 & 0 \\ 0 & k_{dy} & 0 \\ 0 & 0 & k_{dz} \end{bmatrix}. \tag{5.65}$$

Mając wartości współczynnika filtracji wzdłuż kierunków głównych tensora przepuszczalności można określić macierz współczynników przepuszczalności $\mathbf{k}$ (k_{ij}):

$$\mathbf{k} = \begin{bmatrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{yx} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{zx} & k_{zy} & k_{zz} \end{bmatrix}. \tag{5.66}$$

Wartości macierzy k_{ij} wyrażone są jako:

$$k_{ij} = \sum_{i_d=1}^{3} \sum_{j_d=1}^{3} A_{i_d}^{i} A_{jd}^{j} \; k_{dij} \; , \tag{5.67}$$

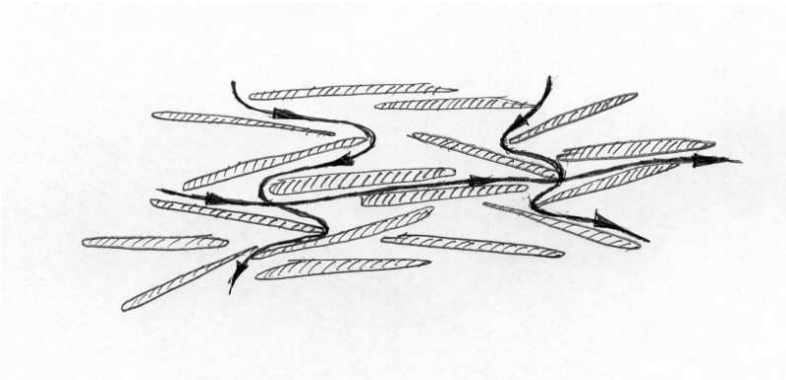
gdzie

$$A_{i_d}^{i} A_{jd}^{j} = \cos(i_d, i) \cos(j_d, j) \tag{5.68}$$

oznacza tensor transformacji między układami współrzędnych.

Badania anizotropowych właściwości dotyczących przepuszczalności skał można określić na specjalnej konstrukcji permeametrach. (np. aparat Rowe'a). Powinny być one wykonywane przede wszystkim na próbkach o nienaruszonej strukturze. Ponadto szczególną uwagę należy zwrócić na wielkość próby (REV). Przy jej wyraźnej warstwowości skały próba powinna mieć na tyle dużą wysokość, aby identyczny układ warstw powtórzył się co najmniej kilkakrotnie.

Dla skał zbudowanych z ziaren płaskich, wydłużonych wartości współczynnika filtracji w różnych kierunkach można także określić na podstawie analizy uziarnienia z wzorów (5.58) i (5.59). Zróżnicowanie wielkości przepuszczalności uzyskuje się wprowadzając różną wartość współczynnika krętości β^* (rys. 13).



Rys. 13. Zróżnicowanie krętości kanalików w skonsolidowanych iłach.

3.3. Współczynnik odsączalności.

Odsączalność jest to zdolność ośrodka do oddawania wody pod wpływem siły grawitacji. W naturze proces odsączania występuje przy obniżaniu się zwierciadła wody podziemnej. Parametrem charakteryzującym odsączalność jest współczynnik odsączalności μ, nazywany również współczynnikiem odsączalności grawitacyjnej. Jest on zdefiniowany jako stosunek maksymalnej objętości wody ∂V_w, jaka odsącza się ze skały w pełni nasyconej wodą pod wpływem siły grawitacji, do objętości skały ∂V, z której następuje odsączanie:

$$\mu = \frac{\partial V_w}{\partial V}. \qquad (5.69)$$

∂V oznacza objętość jaką zakreśla opadające zwierciadło wody. Można ją wyrazić jako iloczyn wartości obniżenia zwierciadła wody ∂h i pola powierzchni F, gdzie wartość ∂h mierzona jest w kierunku siły grawitacji, a powierzchnia F w płaszczyźnie poziomej:

$$\mu = \frac{\partial V_w}{\partial V} = \frac{\partial V_w}{F\ \partial h}. \qquad (5.70)$$

Współczynnik odsączalności stanowi bardzo istotny parametr modeli filtracyjnych, w których występuje nieustalony przepływ w warstwach ze swobodnym zwierciadłem wody. Współczynnik odsączalności oznaczany jest metodami laboratoryjnymi na podstawie znajomości innych właściwości skał oraz metodami polowymi. Jego oznaczenie na podstawie badań jest bardzo czasochłonne i może być mało dokładne. Stąd dużą uwagę przywiązuje się do oznaczania tego parametru metodami pośrednimi, tj. na podstawie innych właściwości skał.

Szeroki przegląd laboratoryjnych metod oznaczania współczynnika odsączalności przedstawił [Rogoż, 2004]. Wiele z tych metod, jak metody odwirowania, parowania, drenażu kapilarnego, nasycania kapilarnego opierają się na założeniu, że siły przyciągające, w miarę zmniejszania odległości między cząsteczkami wody i skały, zaczynają szybko wzrastać dokładnie w miejscu, w którym są one równe sile grawitacji. W związku z tym wodę odprowadza się ze skały, wywołując siły istotnie większe niż siła grawitacji i przyjmuje się, że z próbki zostałaby odprowadzona taka sama ilość wody jak w naturalnym procesie odsączania. Bardzo istotną zaletą tych metod jest możliwość oznaczenia współczynnika odsączalności w krótkim czasie i na małych próbkach. Wadą jest wpływ błędu systematycznego na wyniki oznaczeń. Błąd ten wynika ze wspomnianym wcześniej założeń.

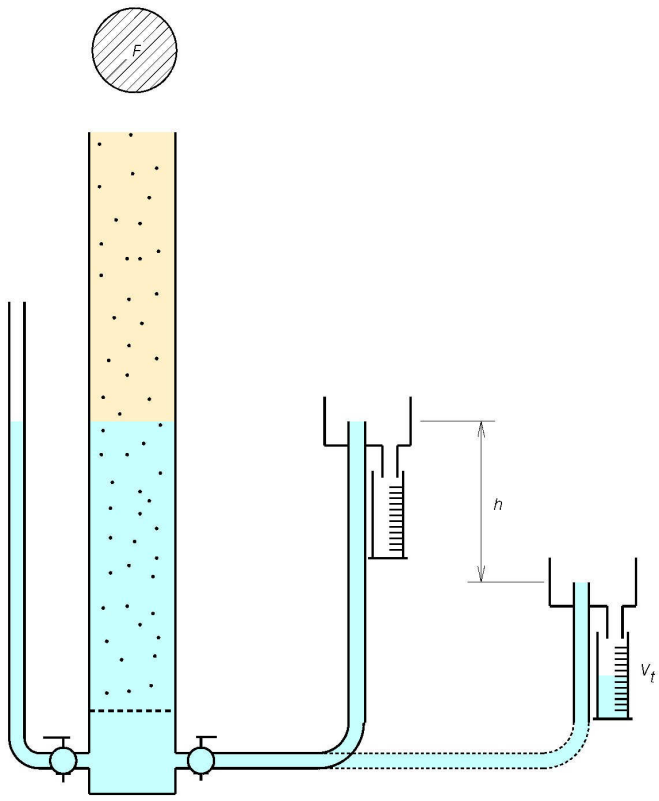
Laboratoryjnie współczynnik odsączalności może być oznaczony tzw. metodą wysokich kolumn (metodą Kinga). Metoda wysokich kolumn polega ona na umieszczeniu próbek gruntu w pionowej rurze i poddaniu go grawitacyjnemu odsączaniu. Wysokość rury jest uzależniona od rodzaju badanej skały. Wiąże się to z koniecznością wyeliminowania wpływu na wynik zjawiska kapilarności. Jest oczywiste, że jeśli wysokość rury byłaby mniejsza niż wartość kapilarności biernej, to z próbki skały, pomimo pełnego nasycenia, żadna objętość wody się nie odsączy. Dla poprawnego określenia współczynnika odsączalności wysokość próbki skały powinna być równa sumie wysokości pełnego profilu wilgotności plus wysokość, o którą obniżać się będzie zwierciadło wody. Pełny profil wilgotności oznacza wysokość od poziomu zwierciadła wody do wysokości, na której wilgotność skały jest równa współczynnikowi retencji.

Grunt w rurze (rys. 14) powinien mieć zagęszczenie takie jak w warunkach naturalnych. Na spodzie rury znajduje się siatka filtracyjna, a pod nią komora wodna. Komora jest połączona z ruchomym

przelewem i przeźroczystą rurką piezometryczną. Kolumnę badanego gruntu wypełnia się w całości wodą, doprowadzając do całkowitego nasycenia por i szczelin. W tym celu najpierw wytwarza się w rurze podciśnienie pompą próżniową, a następnie doprowadza od spodu odgazowaną wodę. Badaną skałę wysyca się wodą na całej jej wysokości. Następnie obniża się położenie przelewu i prowadzi się odsączanie. Położenie przelewu powinno być na takiej wysokości, aby ponad swobodnym zwierciadłem wody był cały profil wilgotności. Odsączanie prowadzi się do ustania wypływu wody.

Po wykonaniu powyższych, wstępnych czynności można przejść do właściwego procesu badawczego. Polega on na ponownym obniżeniu przelewu i badaniu objętości wypływającej wody w czasie V_t. Wielkość obniżenia przelewu h odczytuje się na rurce piezometrycznej. W pierwszej fazie odsączania pomiary odsączonej wody wykonuje się w krótkich odstępach czasu, a następnie odstępy te wydłuża się. Zakończenie pomiarów powinno nastąpić po całkowitym ustaniu wypływu wody z kolumny. Wówczas współczynnik odsączalności określa się jako stosunek odsączonej wody V_w do objętości skały z której następuje odsączanie:

$$\mu = \frac{V_w}{V}. \tag{5.71}$$



Rys. 14. Schemat stanowiska do oznaczania współczynnika odsączalności.

gdzie:

$V = F \cdot h$ - objętość skały poddanej odsączaniu,

F - pole powierzchni przekroju próbki prostopadłego do osi kolumny,

H – wysokość o jaką obniżono przelew.

Problem występujący przy oznaczaniu współczynnika odsączalności tą metodą związany jest z jednej strony z dużymi wielkościami prób potrzebnych do badań, a z drugiej strony z czasochłonnością samych badań. Badania [Kinga, Kozerskiego, 1967], [Wieczystego, 1982], [Żaka, 1997] pokazują, że proces odsączania trwa miesiącami, a nawet trzeba go liczyć w latach. Skrócenie okresu badań odbywa się kosztem dokładności oznaczenia parametru.

Często stosowaną metodą oznaczania współczynnika odsączalności jest metoda odwirowania. Polega ona na umieszczeniu próbek badanej skały w wirówce i poddaniu ich dodatkowej, odśrodkowej sile oddziaływania. Woda pokonuje wówczas „siły kapilarne” i może wypłynąć z próbki.

Pośrednich metod określania współczynnika odsączalności jest wiele. W przypadku skał jedno-

rodnych możliwe jest niekiedy jego oznaczenie na podstawie badań na próbce pobranej ze strefy aeracji w miejscu i czasie, który zapewnia odpowiednią jej wilgotność objętościową. Np. po długich okresach bezopadowych wilgotność skał w strefie aeracji może być odpowiednia, tzn. zbliżona do współczynnika retencji. Współczynnik odsączalności μ określa się wówczas poprzez pomiar wilgotności objętościowej θ_w (współczynnika retencji) i współczynnika porowatości n z wzoru:

$$\mu = n - \theta_w . \tag{5.72}$$

Wilgotność objętościowa θ_w zdefiniowana jest jako stosunek objętości wody zawartej w skale do objętości skały. Oznaczyć ją można poprzez określenie masy wody w próbce:

$$\theta_w = \frac{m_n - m_s}{\rho_w V} , \tag{5.73}$$

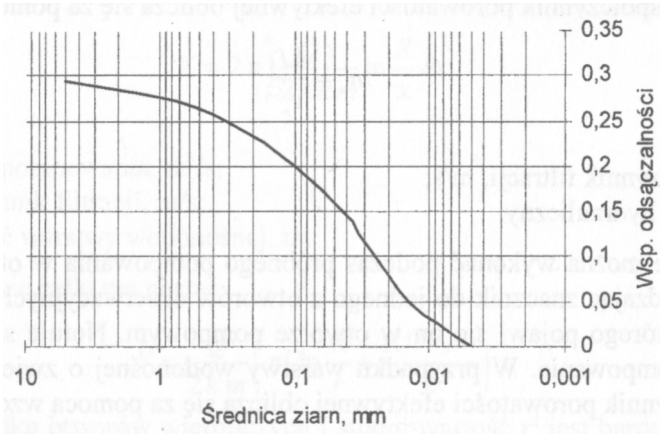
gdzie: m_n – masa próbki gruntu nawodnionej (z zawartością wód resztkowych),
m_s – masa próbki suchej skały (szkieletu mineralnego),
ρ_w – gęstość wody,
V – objętość próbki.

Współczynnik odsączalności może być określony na podstawie średnicy miarodajnej kanalika i grubości warstwy (błonki) wód związanych (Żak 2003). Przyjmując, że kanaliki mają przekrój kołowy o średnicy miarodajnej Φ_e i średnia grubość wód związanych na powierzchni granicznej gruntu jest równa δ, współczynnik odsączalności wynosi:

$$\mu = \frac{V_w}{V} = \frac{\pi \cdot (\Phi_e - 2 \cdot \delta)^2 \cdot \sum l_k}{4 \cdot V} = \frac{n \cdot (\Phi_e - 2 \cdot \delta)^2}{\Phi_e^2} , \tag{5.74}$$

gdzie V_w oznacza objętość wody odsączonej pod wpływem siły grawitacji z całkowitej objętości skały V w pełni nasyconej wodą.

Średnia grubość wód związanych δ uzależniona jest od wielkości kanalików i została przyjęta w taki sposób, aby uzyskać zgodność współczynnika odsączalności z badaniami [Tolmana, 1937] (rys. 15) oraz z badaniami przedstawionymi w Dranaige Manual 1984.



Rys. 15. Zależność współczynnika odsączalności od średnicy ziaren skał sypkich przy porowatości *n* = 0,3 (wg [Tolmana, 1937]).

Na podstawie związku między współczynnikiem filtracji a współczynnikiem odsączalności (Drainage Manual 1984) uzyskano zależność δ [m] od Φ_e [m] w postaci:

$$\delta = 7.54 \cdot 10^{-7} + \frac{8.67 \cdot 10^{-6} \cdot \Phi_e}{0.000032 + \Phi_e} \tag{5.75}$$

Zależność tę proponuje się stosować dla naturalnych gruntów zawierających na powierzchni grubszych ziaren cząstki pyłowe i ilaste.

Z kolei dla gruntów sortowanych płukanych wykorzystano wyniki badań C. F. Tolmana określające związek między średnicą ziarna a współczynnikiem odsączalności. W tym przypadku uzyskano zależność między δ [m] a Φ_e [m] w postaci:

$$\delta = 8.88 \cdot 10^{-7} + \frac{7.15 \cdot 10^{-6} \cdot \Phi_e}{0.0001 + \Phi_e} . \tag{5.76}$$

Należy tutaj zaznaczyć, że zarówno jedna, jak i druga zależność dobrze wpisują się w punkty pomiarowe, jednak różnica w średniej grubości wód związanych dochodzi do 2,5 mikrometra. Zgodnie z powyższymi zależnościami, średnia grubość wód związanych δ, utrzymująca się w kanalikach o przekroju kołowym, po zakończeniu procesu odsączania zmienia się od wartości ok. 1 mikrometra dla skał o najmniejszych cząstkach do ok. 8 – 9,5 mikrometrów dla skał o ziarnach najgrubszych. Wzory (5.75 i 5.76) można stosować dla każdej średnicy ziaren i cząstek. Ograniczenie stosowania dotyczy wzoru (5.89), gdzie powinien być spełniony warunek:

$$2\,\delta \geq \Phi_e\,. \tag{5.77}$$

Oznacza to, że jeśli podwójna grubość wód związanych będzie większa od średnicy miarodajnej kanalika, to współczynnik odsączalności wynosi zero.

Ponieważ wcześniej przedstawione były związki między średnicą miarodajną kanalika a powierzchnią właściwą , średnicą miarodajną ziarna, współczynnikiem filtracji , wysokością wzniosu kapilarnego, więc znając te właściwości, można określić średnicę miarodajną kanalika, a następnie wartość współczynnika odsączalności.

Do przybliżonego określania współczynnika odsączalności bardzo często wykorzystywane są wzory empiryczne. Wzór P.A. Biecińskiego przedstawia związek współczynnik μ ze współczynnikiem filtracji:

$$\mu = 0{,}117\ \sqrt[7]{k}\,, \tag{5.78}$$

gdzie k oznacza współczynnik filtracji [m·doba^{-1}].

Dla skał sypkich o dobrych właściwościach filtracyjnych może być stosowany wzór przedstawiony przez [Kozerskiego, 1971]

$$\mu = 0{,}303 - 0{,}215\, e^{-1{,}6\frac{d_{10}}{\sqrt{U_2}}}\,, \tag{5.79}$$

gdzie:

μ – współczynnik odsączalności,

d_{10} – średnica zastępcza ziaren określona na podstawie krzywej uziarnienia,

$$U_2 = \frac{d_{60}}{d_{10}}\,.$$

Warunkiem stosowania wzoru Kozerskiego jest, aby iloraz $\frac{d_{10}}{\sqrt{U_2}}$ zawarty był w przedziale (0,08; 3,22).

Orientacyjne wartości współczynnika odsączalności dla różnych rodzajów skał przedstawiono w tab. 6.

Tabela 6. Orientacyjne wartości współczynnika odsączalności grawitacyjnej wg [Wieczysty, 1982]

Ośrodek wodonośny	Współczynnik odsączalności grawitacyjnej μ
Torf	0,03 – 0,10
Glina	0,04 – 0,10
Piasek	0,10 – 0,25
Pospółka	0,10 – 0,25
Żwir	0,22 – 0,30
Rumosz skalny	0,25 – 0,30
Skały zwięzłe szczelinowate	0,0002 – 0,01
Skały zwięzłe skrasowione	0,005 – 0,15

V.3.4. Współczynnik retencji.

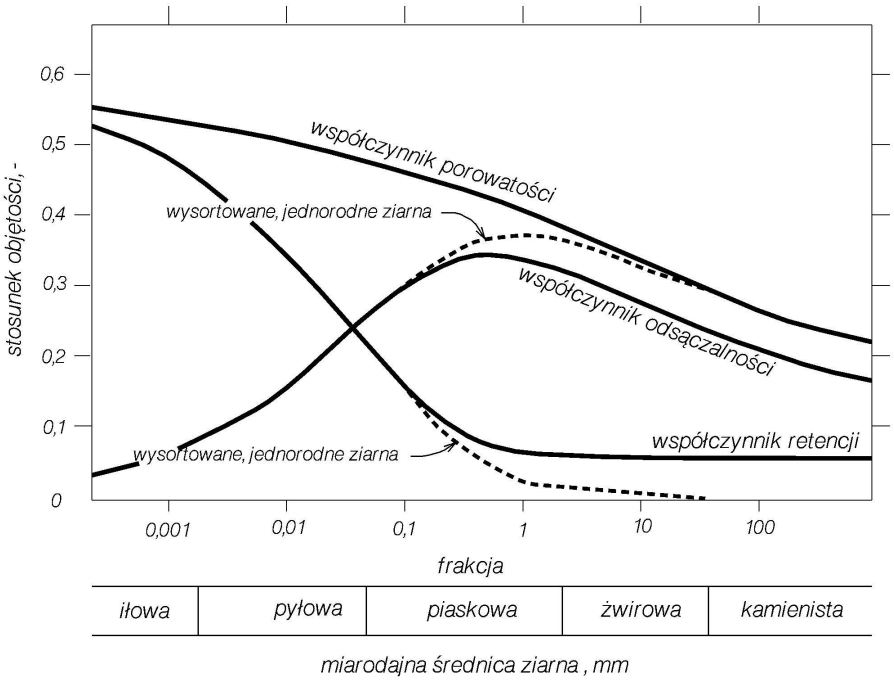
Współczynnik retencji s_r jest zdefiniowany jako stosunek objętości wody związanej V_{wz}, do całkowitej objętości skały V:

$$s_r = \frac{V_{wz}}{V}. \qquad (5.80))$$

Objętość V_{wz} jest objętością wody, jaka pozostaje w skale po procesie grawitacyjnego odsączania. Jest ona zatrzymywana w skale siłami oddziaływania molekularnego z powierzchnią graniczną cząstek i ziarn skały, które są większe niż siła grawitacji.
Przy założeniu, że skała jest w pełni nasycona wodą, zachodzi następująca zależność między współczynnikiem odsączalności μ a współczynnikiem porowatości n:

$$n = \mu + s_r, \qquad (5.81)$$

gdzie s_r oznacza współczynnik retencji.
Współczynnik retencji jest zatem szczególną wartością wilgotności objętościowej Θ.
Orientacyjne wielkości współczynnika odsączalności w zależności od uziarnienia i porowatości skały przedstawiono na rys16.



Rys. 16. Orientacyjna zależność współczynników porowatości, odsączalności i retencji od uziarnienia skały (wg Conkling i in., i późn. modyfikacji przez [Davis i De Wiest, 1966], vide [Bear i Verruijt , 1987]

Charakterystyczna jest tutaj zmiana udziałów współczynnika retencji i odsączalności na granicy między frakcją piaskową a pyłową.

3.5. Wodochłonność.

Wodochłonność charakteryzuje zdolność skały będącej w stanie napowietrzenia do gromadzenia dopływającej wody. Najczęściej proces ten ma miejsce podczas wznoszenia się swobodnego zwierciadła wody. Wodochłonność w_c wyrażana jest jako stosunek objętości wody ∂V_w, jaka zostaje zgromadzona w skale do objętości skały ∂V, w której woda jest gromadzona:

$$w_c = \frac{\partial V_w}{\partial V}. \qquad (5.82)$$

∂V oznacza przyrost objętości nasyconej wodą skały.

Wodochłonność można wyrazić jako iloczyn wartości wzniosu zwierciadła wody ∂h i pola powierzchni F, gdzie wartość ∂h mierzona jest w kierunku siły grawitacji, a powierzchnia F w płaszczyźnie poziomej:

$$w_c = \frac{\partial V_w}{\partial V} = \frac{\partial V_w}{F\ \partial h}\ . \tag{5.83}$$

Jest to więc parametr zdefiniowany analogicznie jak współczynnik odsączalności. Wartości wodochłonności są jednak inne niż współczynnika odsączalności. Wiąże się to z tym, że w strefie aeracji, tj. powyżej zwierciadła wody, pory i szczeliny skał są zwykle częściowo wypełnione gazem, a częściowo wodą. W strefie tej występują wody związane i wody infiltrujące, pochodzące z opadów. Wodochłonność można oznaczyć poprzez określenie współczynnika porowatości n i wilgotności objętościowej próbki skały θ_w pobranej ze strefy aeracji:

$$w_c = n - \theta_w \tag{5.84}$$

Oznaczenie wodochłonności metodami polowymi wymaga zastosowania rozwiązań nieustalonego przepływu wody, w których występuje wznios zwierciadła wody podziemnej lub iniekcja cieczy w strefę aeracji.

3.6. Współczynnik sprężystości pojemnościowej.

Współczynnik sprężystości pojemnościowej (współczynnik sprężystości warstwy wodonośnej) η_{spr} jest zdefiniowany jako:

$$\eta_{spr} = \frac{\partial V_w}{V\ \partial H}\ , \tag{5.85}$$

gdzie ∂V_w oznacza objętość wody wypływająca lub gromadzona przez skałę o objętości V na skutek zmiany wysokości hydraulicznej o ∂H.

Jest on uzależniony od właściwości sprężystych skały, ściśliwości wody oraz od zmian porowatości (szczelinowatości) skał wywołanych zmianami wysokości hydraulicznej. Zmiany porowatości mogą być wynikiem różnych procesów wywołanych zmianami ciśnienia wody w górotworze i mogą zależeć nie tylko od samej warstwy, w której nastąpiło zmiana H, lecz od właściwości i układu warstw leżących powyżej, a także poniżej. Stąd też parametr ten najlepiej jest określać metodami polowymi. Z uwagi na specyfikę parametru η_{spr} może być on oszacowany tylko w warunkach przepływu nieustalonego, np. podczas pompowania badawczego ze studni lub podczas modelowania przepływu wód za pomocą specjalistycznych programów komputerowych.

Współczynnik sprężystości pojemnościowej można także określić drogą pośrednią tj. na podstawie znajomości innych parametrów skał. Wymaga to jednak przyjęcia modelu zachowania się skał w obszarze, gdzie wystąpiły zmiany wysokości hydraulicznej. W najprostszym przypadku można przyjąć, że zmiana ciśnienia wody w porach skał Δp powoduje zmianę naprężeń w skale $\Delta\sigma$ zgodnie z równaniem:

$$\Delta p = -\Delta\sigma\ . \tag{5.86}$$

Odpowiada to sytuacji, w której warstwa wodonośna znajduje się między dwoma warstwami bardzo słabo przepuszczalnymi. Górna warstwa działa na warstwę wodonośną z określoną siłą wywołaną ciężarem nadkładu tak jak tłok. Jeśli ciśnienie wody w warstwie wodonośnej zmniejszy się, to siła oddziaływania na strop górnej, słaboprzepuszczalnej warstwy będzie mniejsza i obciążenie warstwy wodonośnej zwiększy się. Przyrost siły będzie powodować ściskanie warstwy wodonośnej. W związku z tym jej objętość ulegnie zmniejszeniu. Takie oddziaływanie otaczających warstw skalnych na warstwę wodonośną, może być opisane poprzez współczynnik ściśliwości objętościowej skały β (5.13):

$$\beta = -\frac{\partial V}{V\ \partial\sigma}\ , \tag{5.87}$$

gdzie $\frac{\partial V}{V}$ oznacza względną zmianę objętości skały pod wpływem zmiany naprężeń $\partial\sigma$.

Zakładając, że objętość fazy stałej pozostaje niezmienna, tzn. cała zmiana objętości skały jest wynikiem zmiany objętości por i uwzględniając związek (5.86) otrzymuje się:

$$\beta = \frac{\partial V_p}{V\ \partial p} = \frac{\partial n}{\partial p}\ , \tag{5.88}$$

gdzie n oznacza współczynnik porowatości.

Wykorzystując powyższy związek można wyrazić współczynnik sprężystości pojemnościowej w postaci:

$$\eta_{spr} = \rho\ g\ [n\beta_w + \beta] = \rho\ g\left[n\beta_w + \frac{1}{E}\right], \tag{5.89}$$

gdzie:
ρ – gęstość wody,
g – przyśpiesznie ziemskie,
β_w – współczynnik ściśliwości wody,
E – edometryczny moduł ściśliwości.

Jest to najczęściej przedstawiana formuła na współczynnik pojemności sprężystej (C. E. Jacob, N Szczełkaczew – Wieczysty, P. S. Eagleson (Hydrologia dynamiczna. Zależność powyższa została wyprowadzona również w rozdziale 4 - równania (4.90, 4.91).

Inne wyrażenie na współczynnik sprężystości pojemnościowej można uzyskać zakładając, że zmiana wysokości hydraulicznej w warstwie wodonośnej nie wywołuje zmian objętości skały. W takim przypadku zmiana objętości por w skale musi być równa zmianie objętości szkieletu mineralnego (z przeciwnym znakiem):

$$\partial V_p = -\partial V_s\,. \tag{5.90}$$

Sytuacja taka może mieć miejsce np. wówczas, gdy ponad warstwą wodonośną występuje dużej miąższości kompleks sztywnych skał, a zmiany wysokości hydraulicznej obejmują niewielki obszar. Wychodząc wówczas z definicji współczynnika ściśliwości szkieletu mineralnego β_s, otrzymamy:

$$\beta_s = -\frac{\partial V_s}{V_s\ \partial p} = \frac{\partial V_p}{V_s\ \partial p} = \frac{\partial \varepsilon}{\partial p}\,. \tag{5.91}$$

ε w powyższym równaniu oznacza wskaźnik porowatości. Wyrażając go przez współczynnik porowatości n, otrzymuje się zależność między zmianą współczynnika porowatości a zmianą ciśnienia w postaci:

$$\partial n = (1-n)^2\ \beta_s\ \partial p\,. \tag{5.92}$$

Korzystając z powyższego równania można otrzymać następujące wyrażenie na współczynnik sprężystości pojemnościowej:

$$\eta_{spr} = \rho\ g\ \left[n\beta_w + (1-n)^2\ \beta_s\right]. \tag{5.93}$$

Parametr współczynnika sprężystości pojemnościowej ma wymiar m^{-1}. Zmienność jego jest stosunkowo niewielka i zazwyczaj mieści się w zakresie 10^{-5} do 10^{-6} m^{-1}.

4. Przykłady wyznaczania parametrów modeli filtracyjnych metodami terenowymi.

Badania terenowe wykonuje się na skałach o nienaruszonej strukturze w miejscu ich występowania. Są one głównie stosowane do określania współczynnika filtracji (współczynnika przepuszczalności), współczynnika odsączalności, wodochłonności, współczynnika sprężystości pojemnościowej. Metody terenowe oparte są na modelowaniu przepływu wód podziemnych. Wykorzystuje się w takim przypadku istniejące rozwiązania przepływu przy określonych warunkach brzegowych. Wybiera się do tego celu zwykle proste, jednowymiarowe zadania przepływu jednostajnego radialnego lub sferycznego. Celem oznaczenia poszukiwanego parametru wymusza się w terenie przepływ wód podziemnych w taki sposób i w takich warunkach, aby był on zgodny z warunkami istniejącego rozwiązania zadania, które będzie wykorzystane do opisu filtracji. Może to być pompowanie ze studni wierconych, studni kopanych, zalewanie szybików, otworów obserwacyjnych, iniekcje cieczy o różnej lepkości itp. Zalewanie lub pompowanie może odbywać się ze stałym wydatkiem lub stałym ciśnieniem. Wymuszany przepływ może być ustalony lub nieustalony. Przepływ może być realizowany w strefie aeracji lub saturacji. W trakcie wymuszania przepływu wykonuje się pomiary odpowiednich wielkości związanych z filtracją, tj. poziomu zwierciadła wody (depresji), ciśnienia, wydatku, czasu przepływu znacznika i in. Na podstawie tych wielkości oraz znanej lub założonej geometrii warstwy, w której odbywa się filtracja, określa się szukany parametr. W metodach tych najczęściej oznacza się jeden parametr, np. współczynnik filtracji, ale są również wykonywane badania służące do oznaczenia większej ilości parametrów skał. Przykładowo przy pompowaniu wody ze studni w warunkach filtracji nieustalonej może być określany jednocześnie współczynnik filtracji i współczynnik sprężystości pojemnościowej lub współczynnik odsączalności. Jeśli wymuszony przepływ rzeczywisty w skale odpowiada założonemu modelowi i określany jest jeden parametr, to metody terenowe dają najlepsze wyniki oznaczeń poszukiwa-

nego parametru. Ważny jest tutaj fakt, że oznaczenie jest wykonywane w warunkach „in situ”, a więc w warunkach nienaruszonej struktury skał.

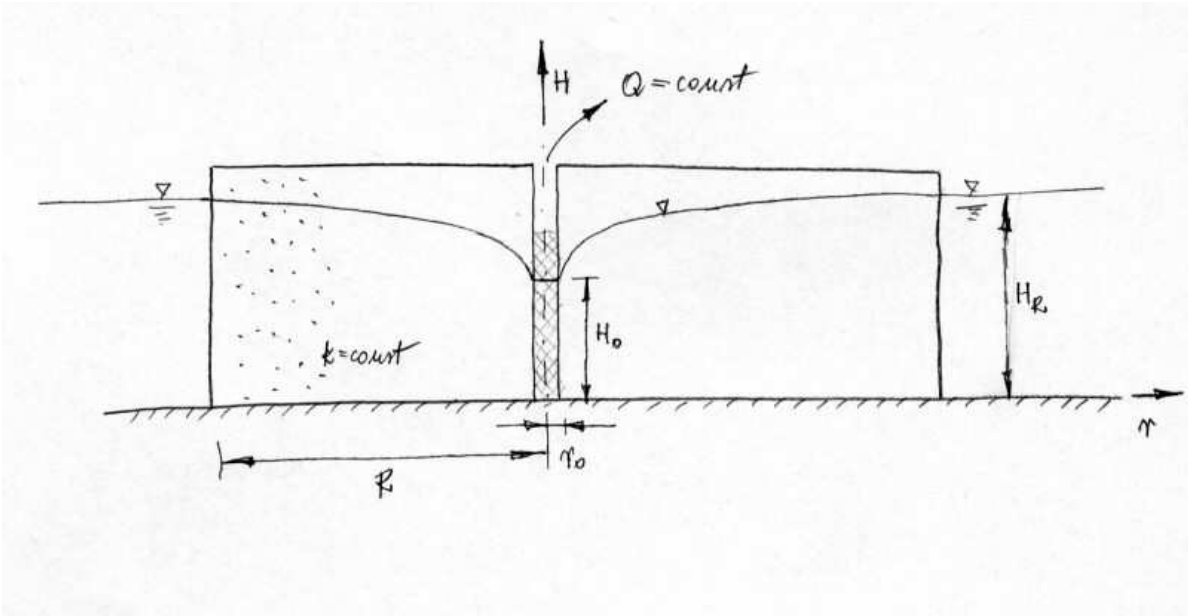
Część metod terenowych dotyczy oznaczania parametrów skał przy samej powierzchni terenu. Wiele z nich powszechnie stosowanych i opisywanych, jak metody oznaczania współczynnika filtracji Bałdyriewa, Kamieńskiego, Niestierowa [Turek, 1971], [Kowalski, 1987], [Czamara i inni, 2005] należy traktować jako szacunkowe. Wiąże się to z tym, że realizowany w terenie rzeczywisty przepływ jest bardziej skomplikowany i nie odpowiada modelowi przepływu wykorzystywanemu do oznaczania współczynnika filtracji.

Parametry skał położonych głębiej oznacza się zwykle wykonując otwory wiercone (studnie, otwory obserwacyjne) i realizując w nich przepływ radialny lub sferyczny. Wykorzystuje się do tego celu ścisłe, analityczne rozwiązania przepływu, rozwiązania zawierające aproksymację Dupuit, rozwiązania przybliżone. Mogą być też stosowane rozwiązania numeryczne, np. załączone programy do obliczeń dopływu do studni (dogłębionej lub niedogłębionej o zwierciadle swobodnym lub napiętym ze stałym zasilaniem wodami infiltracyjnymi lub zasilaniem uzależnionym od powstałego obniżenia zwierciadła wody w warstwie wodonośnej) lub inne profesjonalne programy jak np. AquiferTest.

Sposób oznaczania parametrów modeli filtracyjnych metodami terenowymi zostanie omówiony na kilku przykładach.

Przykład I

Załóżmy, że studnia została wykonana na środku wyspy o promieniu R (rys.17). Cała wyspa jest zbudowana z porowatej, jednorodnej i izotropowej skały. Spąg warstwy wodonośnej zalega poziomo. Poniżej warstwy wodonośnej występują skały o bardzo słabej wodoprzepuszczalności, które można uznać za nieprzepuszczalne. Studnia o promieniu r_0 jest pionowa, dogłębiona do spągu warstwy wodonośnej i zafiltrowana na całej pobocznicy. Ze studni jest pompowana woda ze stałym wydatkiem Q. Pompowanie trwa tak długo, że poziom wody w studni już się nie zmienia (przepływ jest ustalony).



Rys. 17. Schemat dopływu wody do studni w warstwie o swobodnym zwierciadle wody zasilanej bocznie.

Zakładając, że w całym obszarze przepływ jest laminarny i ustalony, wydatek wody z takiej studni wynosi:

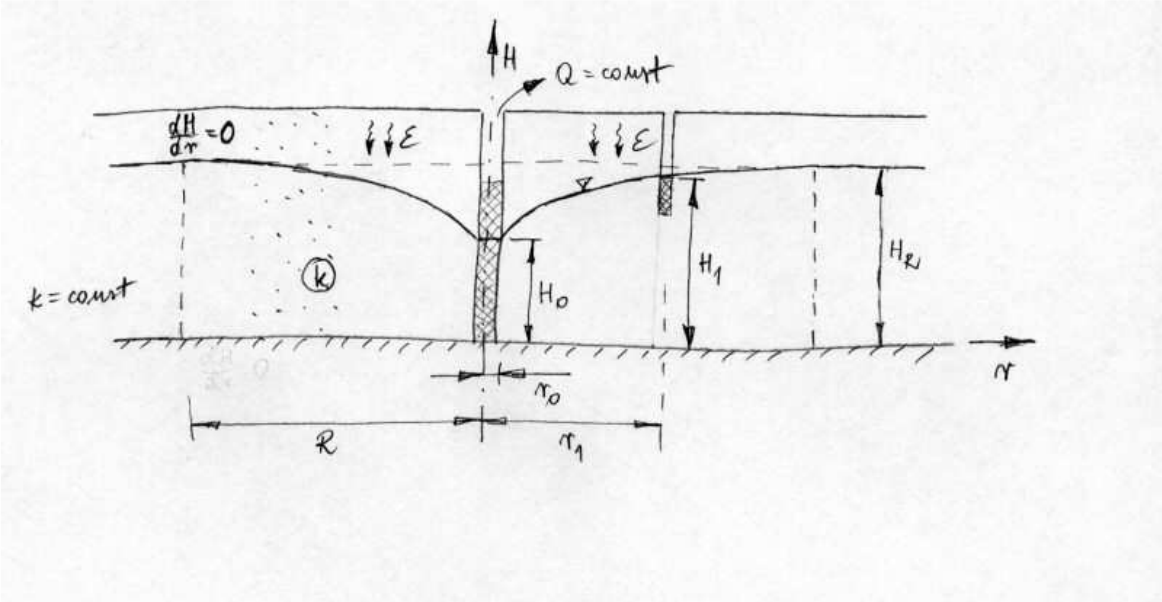
$$Q = \frac{\pi k \left(H_R^2 - H_0^2\right)}{\ln \frac{R}{r_0}}. \tag{5.94}$$

Znając więc geometrię warstwy wodonośnej, tj. R i H_R, promień studni r_0 oraz poziom wody w studni H_0 i wydatek Q, wartość współczynnika filtracji k można obliczyć z wzoru:

$$k = \frac{Q \ln \frac{R}{r_0}}{\pi \left(H_R^2 - H_0^2 \right)}. \tag{5.95}$$

Przykład II

Załóżmy, że warstwa wodonośna o dużych wymiarach w rzucie z góry jest zbudowana ze skał jednorodnych i izotropowych. Jest ona zasilana wodami infiltracyjnymi pochodzącymi z opadów (rys. 18). Natężenie infiltracji ε jest stałe i jednakowe dla całego obszaru. Zwierciadło wody utrzymuje się na stałym poziomie H_R ponad spągiem warstwy wodonośnej.



Rys. 18. Schemat dopływu wody do studni w warstwie o swobodnym zwierciadle wody z zasilaniem infiltracyjnym.

Utrzymywanie się stałego poziomu związane jest z występującą tu siecią rowów melioracyjnych i cieków wodnych. W warstwie wodonośnej została wykonana pionowa studnia o promieniu r_0. Jest ona dogłębiona do stropu, występujących pod warstwą wodonośną, bardzo słabo przepuszczalnych skał. Ze studni pompowana jest woda, ze stałym wydatkiem Q, a przepływ jest ustalony. Zakładając, że w całej przestrzeni filtracji ruch wody jest laminarny, współczynnik filtracji k można określić, korzystając z rozwiązania przedstawionego w rozdz. IV. W tym celu trzeba znać: natężenie infiltracji ε, położenie zwierciadła wody w studni H_0, wydatek pompowanej wody Q, położenie zwierciadła wody przed pompowaniem H_R, i promień studni r_0 (jeśli wokół rury studziennej wykonana była obsypka, to za promień r_0 należy przyjąć promień łącznie z obsypką):

$$k = \frac{\varepsilon\, r_0^2}{H_R^2 - H_0^2} \left[0{,}5 - \frac{R^2}{r_0^2} \left(0{,}5 - \ln \frac{R}{r_0} \right) \right], \tag{5.96}$$

gdzie

$$R = \sqrt{\frac{Q}{\pi\, \varepsilon}}. \tag{5.97}$$

R oznacza zasięg leja depresji.

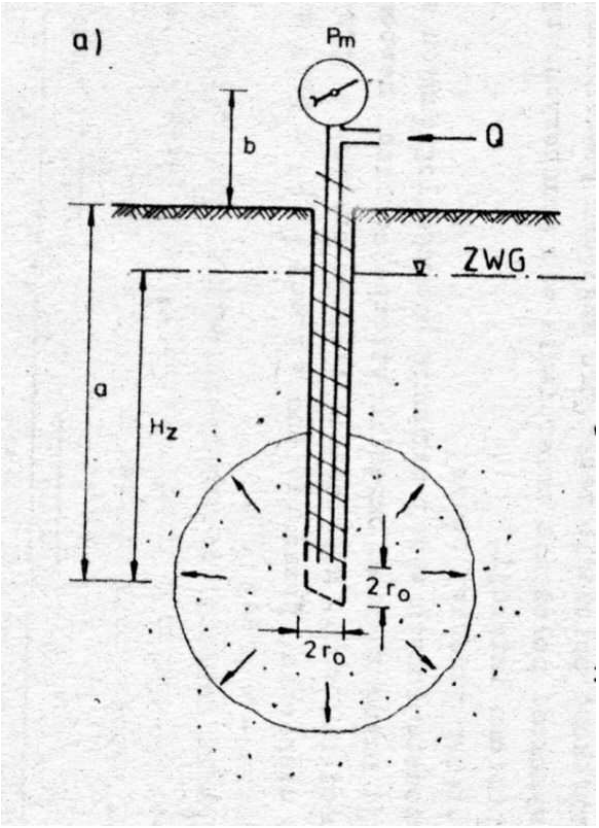
Wykonanie studni i prowadzone pompowanie oczyszczające powodują często zmiany właściwości skały w najbliższym otoczeniu studni. Ponieważ, w przepływie radialnym opory ruchu w bezpośrednim sąsiedztwie studni są bardzo duże, więc zmiany właściwości skał mogą istotnie wpłynąć na oznaczaną wartość współczynnika filtracji. Dla dokładniejszego oznaczenia tego parametru wskazane

jest wykonanie w pobliżu studni otworu obserwacyjnego (piezometru). Znając położenie zwierciadła wody w piezometrze H_1, znajdującego się w odległości r_1 od osi studni, współczynnik filtracji powinno określić się z wzoru:

$$k = \frac{\varepsilon\, r_1^2}{H_R^2 - H_1^2}\left[0{,}5 - \frac{R^2}{r_1^2}\left(0{,}5 - \ln\frac{R}{r_1}\right)\right]. \tag{5.98}$$

Przykład III

Przyjmijmy, że do jednorodnej i izotropowej skały, (rys. 19), wtłaczana jest przez końcówkę żerdzi wiertniczej woda o gęstości ρ_w. Tłoczenie następuje do strefy aeracji, w której pory skały wypełnione są powietrzem glebowym i wodą.



Rys. 19. Sferyczny przepływ cieczy iniekowanej przez końcówkę żerdzi wiertniczej.

Woda wtłaczana jest ze stałym wydatkiem Q i wpływając w przestrzenie międzyziarnowe wypiera pęcherzyki powietrza glebowego. Zakładając, że przepływ jest sferyczny i laminarny, współczynnik filtracji można określić z wzoru [Żak, 1989]:

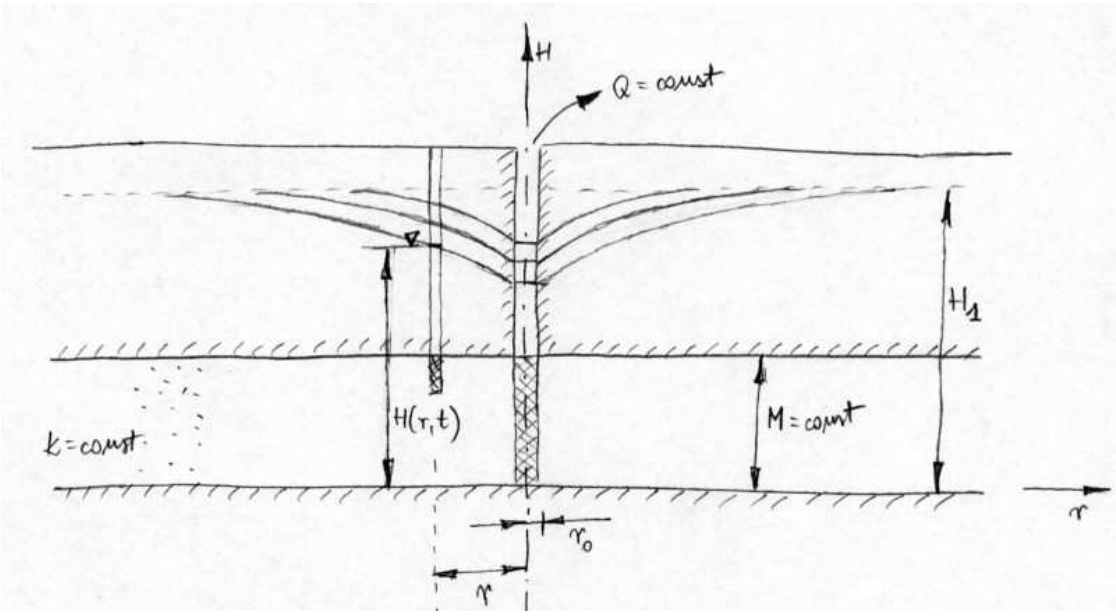
$$k = \frac{Q}{4\pi\left[\dfrac{p_m(t)}{\rho_w\, g} + a + b\right]}\left(\frac{1}{r_0} - \frac{1}{\sqrt[3]{\dfrac{Q\,t}{4\pi\, w_c} + r_0^3}}\right), \tag{5.99}$$

gdzie:
$p_m(t)$ – ciśnienie wskazywane przez manometr po czasie t od początku iniekcji,
g – przyśpieszenie ziemskie,
a – głębokość iniekcji względem powierzchni terenu,
b – wysokość położenia manometru ponad powierzchnią terenu,
r_0 – promień czaszy poprzez którą następuje iniekcja wody do skały (promień żerdzi wiertniczej),

t – czas jaki upłynął od początku iniekcji,
w_c –wodochłonność.

Przykład IV

Załóżmy, że wykonano pionową studnię ujmującą wodę z poziomo zalegającej, odkształcalnej warstwy wodonośnej o stałej miąższości M. Studnia jest dogłębiona i zafiltrowana na całej miąższości jednorodnej i izotropowej warstwy wodonośnej. Poniżej i powyżej tej warstwy zalegają skały, które można uznać za nieprzepuszczalne. Napięte zwierciadło wody jest poziome i kształtuje się na wysokości H_1 (rys. 20).



Rys. 20. Schemat nieustalonego dopływu wody do studni wg modelu Theis'a.

Przyjmijmy, że w czasie t = 0 rozpoczęto pompowanie wody ze studni ze stałym wydatkiem Q. Wokół studni zacznie powstawać, a następnie powiększać się lej depresji. Położenie zwierciadła wody H względem spągu warstwy wodonośnej w odległości r od osi studni zgodnie z rozwiązaniem Theis'a wyraża się wzorem:

$$H = H_1 - \frac{Q}{4\pi T}\int_u^{\infty}\frac{e^{-x}}{x}dx = H_1 - \frac{Q}{4\pi T}W(u) = H_1 - \frac{Q}{4\pi T}\left(-0{,}577216 - \ln u + u - \frac{u^2}{2\cdot 2!} + \frac{u^3}{3\cdot 3!} - \ldots\right) \tag{5.100}$$

Gdzie:
$W(u)$ – tzw. funkcja studni,

$u = \dfrac{r^2 S}{4 T t}$

$T = M \cdot k$ - wodoprzewodność,

$S = M \cdot \eta_{spr}$ - współczynnik pojemności sprężystej warstwy wodonośnej,

t – czas.

W przedstawionym rozwiązaniu występują dwa parametry skały – współczynnik filtracji k i współczynnik sprężystości pojemnościowej η_{spr}. Teoretycznie wartości te można określić znając wydatek Q, miąższość warstwy wodonośnej M oraz położenie zwierciadła wody $H(r, t_1)$, $H(r, t_2)$ w dowolnej lecz nie przekraczającej zasięgu leja depresji odległości r dla dwóch różnych czasów t_1 i t_2. W praktyce, dla uzyskania wyższej dokładności, parametry te określa się wykonując pomiary $H(r, t_i)$ dla wielu czasów t_i. Następnie tak się dobiera k i η_{spr} (S i T), aby funkcja $H(r, t_i)$ najlepiej wpisała się w punkty pomiarowe uzyskane w badaniach terenowych. Dopasowanie można wykonać w sposób graficzny,

lecz lepiej jest to zrobić za pomocą komputerów, stosując np., metodę najmniejszych kwadratów. W ten sposób wykonując badanie terenowe, można określić jednocześnie dwa parametry k i η_{spr}.

Przedstawione powyżej przykłady zostały wybrane z bardzo dużej palety metod badań terenowych i świadczą one o dużej różnorodności metodyki badawczej. Zastosowane w metodach terenowych rozwiązania powinny dokładnie odpowiadać rzeczywistym warunkom przepływu. Rozwiązania analityczne bazują najczęściej na założeniu jednorodności skał w całym obszarze rozpatrywanego przepływu. Założenie to jest trudne do spełnienia. Im większy obszar obejmuje wymuszony przepływ wody w terenie, tym prawdopodobieństwo niejednorodności skał jest większe. Dlatego bardziej wiarygodne wyniki uzyskiwane są wówczas, gdy badania terenowe i zastosowany model przepływu obejmują niewielką przestrzeń filtracji (badania laboratoryjne, metody iniekcyjne, krótkotrwałe pompowanie wody ze studni). Tylko wówczas określone tymi metodami wartości parametrów modeli można odnieść do skał. Uzyskuje się wtedy parametry skał tylko w określonych „punktach" i na większym obszarze należy wykonać wiele takich badań.

Przy oznaczaniu właściwości skał metodami terenowymi w warunkach wymuszonego przepływu, obejmującego duży obszar filtracji, uzyskane wyniki są poprawne tylko przy spełnieniu warunków występujących w wykorzystywanym rozwiązaniu. Uzyskane wyniki można wówczas uznać za najbardziej miarodajne w odniesieniu do wszystkich metod badawczych. Jeśli natomiast warunki te nie są spełnione, zwłaszcza jednorodności i izotropowości skał, oznaczony parametr może być obarczony dużym błędem i stanowi tylko wartość szacunkową. Często nie powinno się go odnosić do właściwości konkretnych skał. Charakteryzuje on przede wszystkim miejsce, w którym został on oznaczony.