

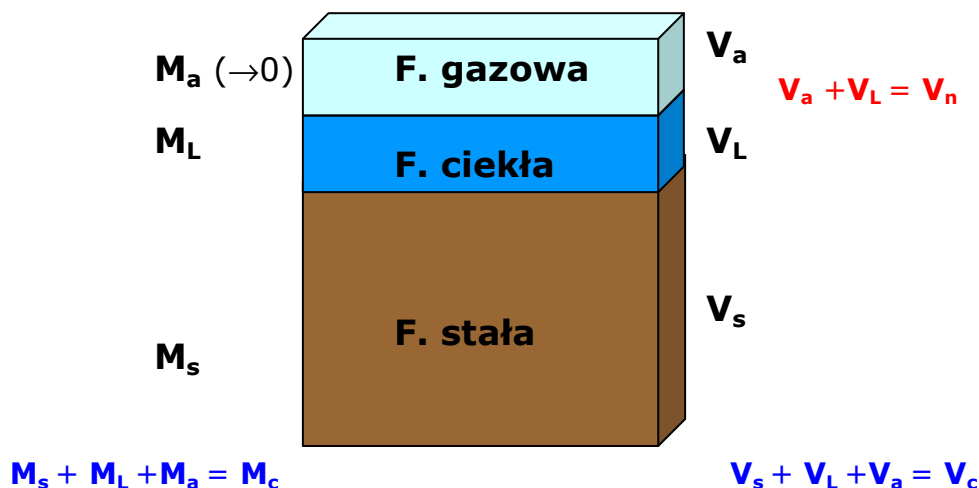
Ćwiczenie nr 3: Podstawowe fizyczne właściwości gleb

Zalecana literatura:

„Geneza, analiza i klasyfikacja gleb” – A. Mocek, S. Drzymała, Wyd. UP w Poznaniu, 2010.
„Gleboznawstwo” – red. S. Zawadzki, PWRiL, W-wa, 1999; strony 96, 105-107, 122-129, 146-179.

Gleba jest układem trójfazowym, składającym się z fazy stałej (index –s), fazy ciekłej (index –l) i gazowej – powietrza glebowego (index –a). W jednostce objętości każda z faz stanowi objętość cząstkową (V_l , V_s , V_a). Relacje pomiędzy trzema fazami decydują o właściwościach fizycznych gleby. Rozróżnia się podstawowe i wtórne właściwości fizyczne gleb. Im szczelniej „upakowane” są cząstki stałej fazy, tym mniejsza jest objętość wolnych przestrzeni (porów, index – n), natomiast wzrost cząstkowej objętości wody (tj. wilgotności) powoduje zmniejszenie objętości porów wypełnionych powietrzem.

Podstawowe właściwości fizyczne wynikają ze składu materiału glebowego i stosunków objętościowych faz, są to: skład granulometryczny gleby, gęstość, porowatość, konsystencja, struktura, lepkość i zwięzłość. Właściwości wtórne wynikają z podstawowych właściwości fizycznych danej gleby, są to m. in.: właściwości wodne, cieplne, chemiczne i powietrzne.



Rys. 1. Schemat trójfazowego układu gleby

Gęstość fazy ciekłej (ρ_l) – stosunek masy fazy ciekłej gleby (M_l) do objętości tej fazy (V_l), wyrażany w $\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ lub w $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$; w glebach niezasolonych gęstość fazy ciekłej jest w zasadzie równa fazowej gęstości wody: $\rho_l = \rho_w$

$$\rho_l = \frac{M_l}{V_l} \approx 1$$

Gęstość stałej fazy (ρ_s , niekiedy określana jako gęstość właściwa) – stosunek masy fazy stałej gleby (M_s ; gleba wysuszona do stałej masy w temperaturze 105°C) do objętości tej fazy (V_s), wyrażany w $\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ lub $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$$

Jest to średnia gęstość ciała niejednorodnego i wyraża stosunek wartości liczbowej masy cząstek glebowych do ich objętości. Gęstość stałej fazy charakteryzuje tylko fazę stałą i dla danej gleby jest stała w długim przedziale czasowym, zależy od składu mineralogicznego gleby i zawartości materii organicznej, nie zależy natomiast od stopnia rozdrobnienia części mineralnych, struktury i porowatości gleby.

$$1 \text{ Mg/m}^3 = 1 \text{ g/cm}^3 = 1000 \text{ kg/m}^3$$

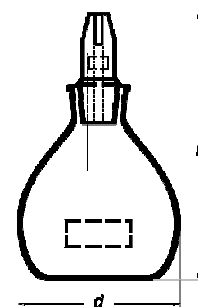
Tabela 1

Gęstości stałej fazy gleb i minerałów			
Minerał	Gęstość [$\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$]	Gleby	Gęstość [$\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$]
Minerały ilaste	2,6 – 2,9	Gleby mineralne	2,60 – 2,75
<i>Kwarc</i>	<i>2,65</i>	Gleby torfowe	1,50 – 1,80
Ortoklaz	2,54 – 2,57	Torf niski	1,30 – 1,60
Biotyt	2,70 – 3,10	Torf wysoki	około 1,2
Limonit	3,50 – 3,95	Torf niski namulony	1,6 – 1,9
<i>Materia organiczna</i>	<i>około 1,49</i>		

Oznaczanie gęstości fazy stałej (ρ_s) gleb metodą piknometryczną

1. Zważyć piknometr na wadze analitycznej [a]
2. Wsypać do piknometr ok. 2-3 g gleby wysuszonej w 105°C i zważyć na wadze analitycznej [b].
3. Napełnić piknometr odpowiednią wodą destylowaną do 1/3 objętości i gotować do czasu gdy przestaną uchodzić pęcherzyki powietrza (15-30 minut).
4. Ostudzić piknometr do temperatury pokojowej.
5. Napełnić piknometr odpowiednią wodą destylowaną i umieścić w termostacie na 24 h w celu ustabilizowania temperatury.
6. Po tym czasie wyjąć piknometr (jednorazowo do 5 sztuk), włożyć korek, osuszyć i zważyć piknometr wraz z wodą i glebą na wadze analitycznej [c].
7. Opróżnić piknometr i napełnić go odpowiednią wodą destylowaną i powtórzyć procedurę z pkt. 5.
8. Zważyć piknometr wraz z wodą na wadze analitycznej w sposób opisany w pkt. 6 [d].
9. Gęstość fazy stałej obliczamy ze wzoru:

$$\rho_s = \frac{b-a}{(d-a)-(c-b)} ; [g \times \text{cm}^{-3} = \text{Mg} \times \text{m}^{-3}]$$



Rys. 2 Piknometr Gay-Lussaca

Gęstość fazy stałej gleb oszacować można na podstawie zawartości materii organicznej (% OM):

$$\rho_s = \frac{100}{\frac{\%OM}{1,49} + \frac{100 - \%OM}{2,65}}$$

Gęstość gleby suchej (ρ_c) - stosunek masy gleby wysuszonej do stałej wagi w temperaturze 105°C (M_s) do objętości w układzie naturalnym (V_c , w której została pobrana), wyrażony w $\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ lub w $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

$$\rho_c = \frac{M_s}{V_c} \left[\frac{\text{Mg}}{\text{m}^3} = \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \right]$$

Jest to średnia gęstość gleby suchej w układzie naturalnym i wyraża stosunek wartości liczbowej masy suchej gleby (po wysuszeniu w temp. 105°C) do objętości próbki zmierzonej w układzie naturalnym (V_c).

Gęstość gleby suchej zależy zarówno od składu masy gleby (składu mineralogicznego i zawartości próchnicy) jak i sposobu „upakowania” cząstek stałych w jednostce objętości (materiał luźno usypany lub bardzo zbity, zagęszczony). Duży wpływ na gęstość gleby suchej wywiera materia organiczna. Gęstość gleby suchej charakteryzuje dwie fazy (stałą i gazową) i jest wartością zmienną dla danej gleby. Wielkość ta wzrasta wraz z zagęszczeniem stałej fazy gleby, przy czym maleje objętości porów. Na podstawie wartości gęstości gleby ocenić można zwięźłość gleby i stosunki powietrzne gleby. Niezależnie od składu granulometrycznego gęstość gleby zazwyczaj wzrasta wraz z głębokością. Wywołane jest to mniejszą zawartością materii organicznej w głębszych warstwach gleby, naciskiem warstw nadległych i słabszą penetracją przez korzenie roślin oraz ograniczonym wpływem czynników atmosferycznych (przemarzanie, przesychanie).

Oznaczanie gęstości gleby

1. Pobrać do cylindra o znanej objętości [V_c] próbkę gleby o nienaruszonej strukturze.
2. Cylinder z glebą wysuszyć do stałej masy w temperaturze 105°C (zwykle kilka dni), następnie zważyć z dokładnością do 0,01 g [M_{105}]
3. Zważyć pusty cylinder z dokładnością j.w., tara [T]
4. Gęstość objętościową gleby obliczyć ze wzoru:
- 5.

$$\rho_c = \frac{M_{105} - T}{V_c} \quad [g \times \text{cm}^{-3} \text{ lub } \text{Mg} \times \text{m}^{-3}]$$

Tabela 2

Przykładowe gęstości gleby suchej ρ_c

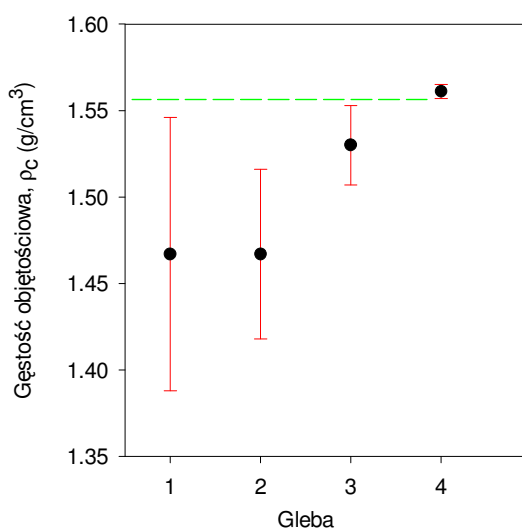
Gleba	Gęstość gleby suchej [Mg×m ⁻³]	Gleba	Gęstość gleby suchej [Mg×m ⁻³]
Gleby średniozwięzłe	1,3 – 1,5	Torfy niskie:	
Gleby piaszczyste	1,6	średnio rozłożone	0,06 – 0,12
		nieosiadłe	
Gleby uprawne	1,6 – 1,8	rozłożone osiadłe	0,1 – 0,2
Lessy	1,2 – 1,5	po melioracji przesuszone	0,25 – 0,35
Gliny	1,3 – 1,8	po melioracji namulone	0,25 – 0,35

Tabela 3

Przykład – sprawdzenie istotności różnic stanu zagęszczenia 4 gleb

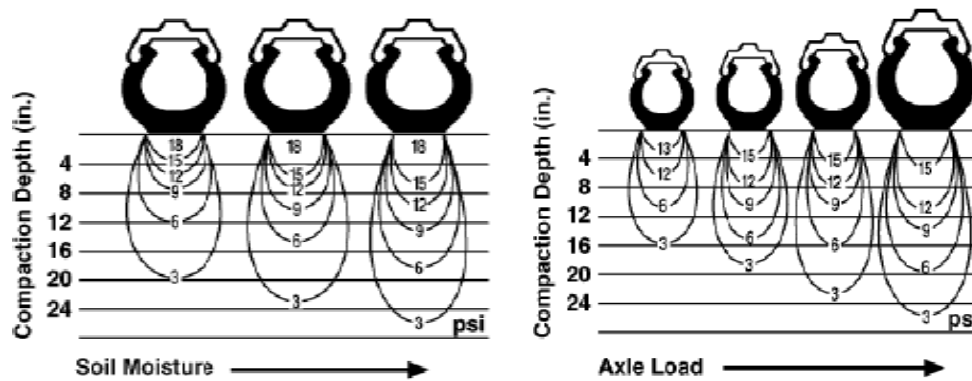
Wzór		Gleba 1	Gleba 2	Gleba 3	Gleba 4
	Cylinder 1	1.425	1.425	1.539	1.539
	Cylinder 2	1.465	1.465	1.545	1.555
	Cylinder 3	1.511	1.511	1.526	1.569
	Cylinder 4	n.o.	1.468	1.508	1.572
	Cylinder 5	n.o.	n.o.	n.o.	1.569
	Wielkość próby (n)	3	4	4	5
$\bar{x}_p = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$	Średnia	1.467	1.467	1.530	1.561
$\sigma_p = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_p)^2}{n}}$	Odchylenie standardowe	0.043	0.035	0.016	0.015
$V_p = \frac{\sigma_p}{\bar{x}_p} 100\%$	Współczynnik zmienności	2.9	2.4	1.1	1.0
przy zadanym poziomie ufności α (np. 0,05) wartość $\mu_{\alpha,n}$ odcz. z tab. rozkł. T-studenta,*	$\mu_{\alpha=0,05,n}$	3,182	2,776	2,776	0,571
$\delta = \mu_{\alpha,n} \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$	Przedział ufności	±0.079	±0.049	±0.023	±0.004
$(\bar{x}_p - \delta)$	Dolny zakres	1.393	1.425	1.507	1.556
$(\bar{x}_p + \delta)$	Górny zakres	1.560	1.527	1.552	1.565

*, w excelu do obliczeń przedziału ufności przyjmowana jest umowna stała wartość 1,96

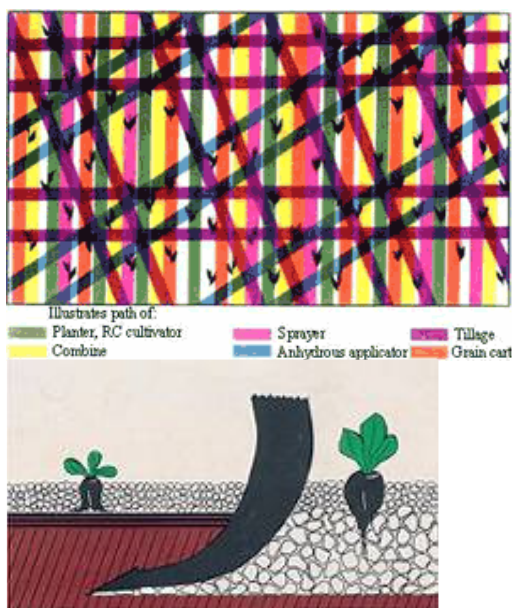


Rys. 3. Graficzne zestawienie średnich gęstości gleb z tabeli 2.

Interpretacja wyników (z tab. 3 i rys. 3): Różnice między gęstościami gleb 1, 2 i 3 nie są statystycznie istotne na poziomie $\alpha=0,05$, jedynie gęstość gleby 4 różni się od pozostałych wartości na poziomie istotnym statystycznie.



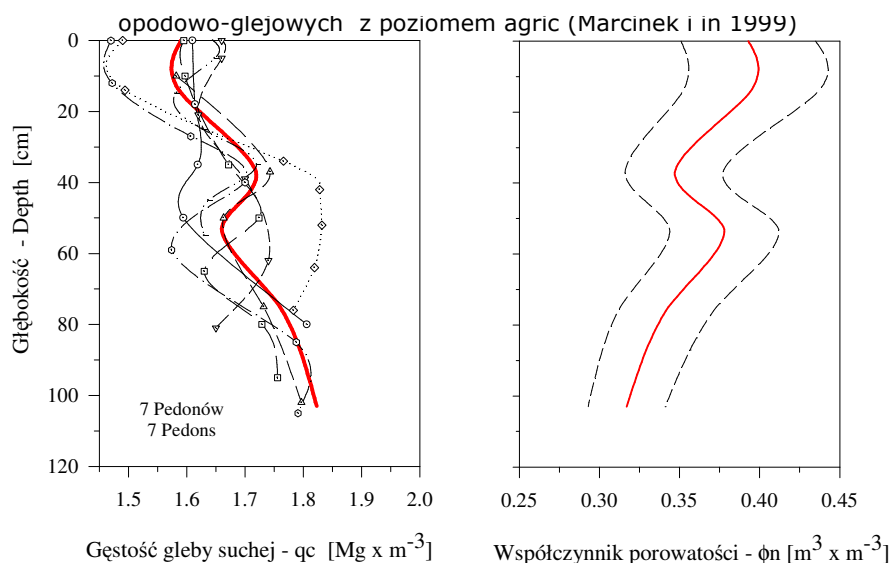
Rys. 4. Wpływ masy urządzeń i wilgotności gleby na głębokość przenikania naprężeń (Soehne 1958)



W tradycyjnej uprawie ponad 90 % powierzchni gleby jest corocznie ugniatane (Univ. of Nebraska, 1999, Management Strategies to Minimize and Reduce Soil Compaction. Publ. G89-896-A).

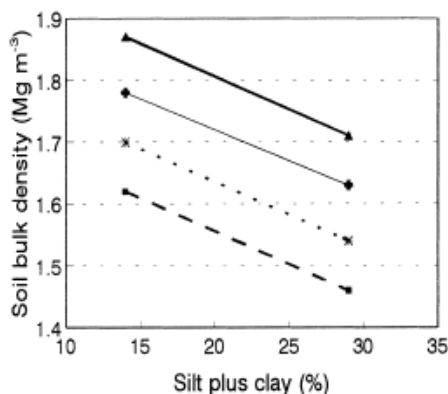
Intensywna uprawa powodować może rozwój trwałego zagęszczenia w poziomie poduprwnym – podeszwa płuzna. Duże zagęszczenie zwiększa oporność mechaniczną gleby, (nasilające się wraz ze spadkiem wilgotności gleby) i powoduje ograniczenie rozwoju korzeni roślin. Zjawisko to można eliminować np. przez głęboszowanie.
<http://www.ar.wroc.pl/~zimny/index.html>

Rys. 5. Skala i następstwa ugniatania gleby



Rys. 6. Przykład przekształceń właściwości fizycznych intensywnie użytkowanych gleb płowych zaciekowych opadowo-glejowych z obszaru Wielkopolski (Marcinek i in. 1999).

Ocena wpływu stanu zagęszczenia gleby na warunki rozwoju korzeni roślin



W kolejności od góry ku dołowi kolejne linie odpowiadają coraz mniejszej wilgotności gleby. tj.:

- linia ciągła gruba – wilgotność gleby zbliżony do stanu pełnego nasycenia wodą (wilgotność $\approx$ porowatości)
- linia ciągła cienka
- linia kropka-kropka
- linia przerywana – gleba prawie sucha,

Gęstość przy której następuje hamowanie rozwoju korzeni roślin maleje wraz ze wzrostem zawartości frakcji pyłu i łu oraz spadkiem wilgotności gleby.

Rys. 7. Wpływ uziarnienia i wilgotności gleby na wartość gęstości objętościowej krytycznej dla rozwoju korzeni roślin (Pabin i in. 1998)

Tabela 4

Orientacyjne wartości krytycznej gęstości gleb dla różnych utworów glebowych

(USDA-NRSC Soil Quality Institute, Agronomy Technical Note 17, 2003)

Uziarnienie	Gęstość optymalna [Mg $\times$ m ⁻³]	Gęstość przy której może wystąpić ograniczenie wzrostu [Mg $\times$ m ⁻³]	Gęstość krytyczna (wyrażne ograniczenie rozwoju korzeni) [Mg $\times$ m ⁻³]
Piaski	<1,6	1,69	>1,80
Gliny piaszczyste, gliny	<1,4	1,63	>1,80
Gliny średnie i ciężkie	<1,4	1,60	>1,75
Pyły, pyły piaszczyste	<1,3	1,60	>1,75
Pyły ilaste, gliny pylaste	<1,4	1,55	>1,65
Iły (>35% fr. łu)	<1,1	1,49	>1,58

Na obszarach intensywnie użytkowanych rolniczo gęstość gleby w poziomie uprawnym i poduprawnym kształtowana jest przez zabiegi agrotechniczne – naprężenia powstające w glebie pod kołami urządzeń.

Porowatość gleb lub współczynnik porowatości (ϕ_n) - stosunek objętości wszystkich wolnych przestrzeni ($V_n = V_a + V_L$), tzn. zajętych przez fazę ciekłą i gazową, do całkowitej objętości gleby w układzie naturalnym (V_c), wyrażany w m³/m³ lub cm³/cm³.

$$\phi_n = \frac{V_a + V_L}{V_c} = \frac{V_n}{V_c} \left[\frac{\text{cm}^3}{\text{cm}^3} = \frac{\text{m}^3}{\text{m}^3} \right]$$

Jest to cząstkowa zawartość wolnych przestrzeni w jednostce objętości gleby. Porowatość charakteryzuje stosunki wodno-powietrzne gleb. Ilość przestworów zależy w znacznym stopniu od struktury gleby i gęstości upakowania cząstek stałych. Porowatość gleby jest mała gdy cząstki stałej fazy ułożone ściśle np. w piaskowcach lub w zbitym poziomie poduprawnym (podeszwa pluźna); gdy cząsteczki stałej fazy ułożone są luźno (wydmy) lub tworzą porowate skupienia (struktury gruzelkowe w poziomie akumulacyjno-próchnicznym) porowatość jest duża.

Porowatość wyznaczyć można w sposób bezpośredni jednak najczęściej jest obliczana:

Z definicji $\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$, więc $V_s = \frac{M_s}{\rho_s}$, również z definicji $\rho_c = \frac{M_s}{V_c}$ więc $V_c = \frac{M_s}{\rho_c}$. Podstawiając tak wyznaczone wartości V_s i V_c do definicji:

$$\phi_n = \frac{V_a + V_L}{V_c} = \frac{V_n}{V_c} = \frac{V_c - V_s}{V_c} = 1 - \frac{V_s}{V_c} = 1 - \frac{M_s}{\rho_s} \cdot \frac{\rho_c}{M_s} = 1 - \frac{\rho_c}{\rho_s}$$

Tabela 5

Czynniki kształtujące porowatość gleb

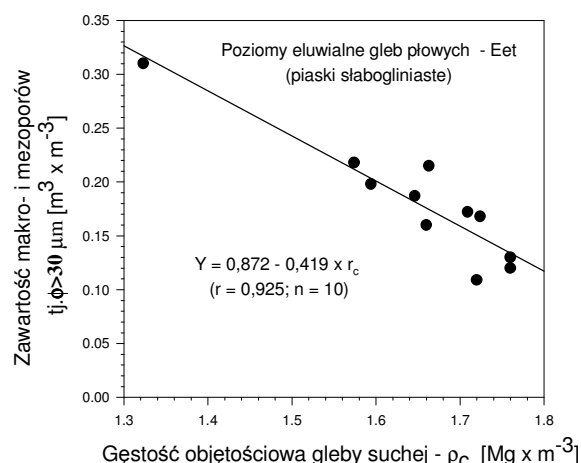
Czynniki wewnętrzne	Czynniki zewnętrzne
– skład granulometryczny – struktura gleby – rodzaj minerałów ilastych – ilości i skład materii organicznej – skład kationów wymiennych	– zabiegi uprawowe – rodzaj użytkowania gleb – ilość i intensywność opadów atmosferycznych – zmiany temperatury (klimat)

Tabela 6

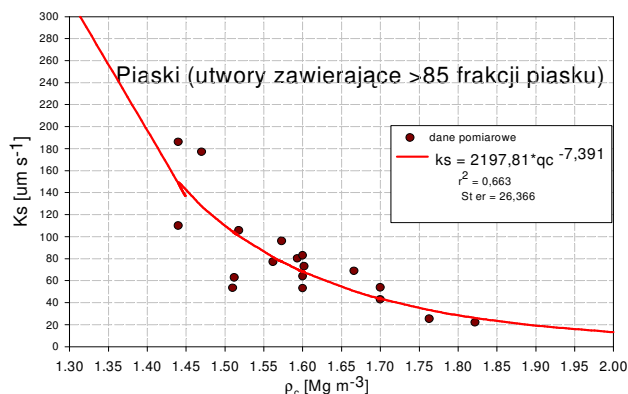
Klasyfikacja funkcjonalna porów glebowych

(za **Brewer 1964**; Fabric and Mineral analysis of soils, John Wiley & Sons, uzupełnione)

Klasa	Podklasa	Równoważna średnica por [μm]	Warunki transportu i dostępności wody
Makropory	grube średnie drobne bardzo drobne	> 5000 2000 - 5000 1000 - 2000 75 - 1000	Woda grawitacyjna, niedostępna dla roślin
Mesorpory		30 - 75	j.w., przepływ wolniejszy dostępna w niewielkim stopniu
Mikropory		5 - 30	woda kapilarna, w całości dostępna dla roślin
Ultramikropory		0,1- 5	woda kapilarna, trudno dostępna dla roślin
Kryptopory		< 0,1	woda nieruchoma, niedostępna dla roślin



Rys. 8. Wpływ zagęszczenia na cząstkowy udział makro- i mezoporów w poziomach podpowierzchniowych gleb płowych z obszaru Wielkopolski (**Marcinek i in. 1999**)



Rys. 9. Wpływ gęstości piasku zwykłego na współczynnik filtracji (**Spychalski i Hahnel, KGiRG UP Poznań**).

Porowatość aeracyjna (ϕ_a) - stosunek objętości fazy gazowej (V_a) do objętości całkowitej w układzie naturalnym (V_c), wyrażony w m^3/m^3 lub cm^3/cm^3 . Jest to cząstkowa zawartość fazy gazowej.

$$\phi_a = \frac{V_a}{V_c} = \phi_n - \Theta$$

Dla większości roślin uprawnych optymalne warunki tlenowe, tj. odpowiednia ilość tlenu będącego receptorem elektronów występują przy porowatości aeracyjnej w strefie korzeniowej przekraczającej **0,1 – 0,15** m^3/m^3 . Wyjątkiem są trawy, które przetrwają nawet przy ϕ_a na poziomie 0,06 m^3/m^3 .

Wilgotność objętościowa (Θ) - stosunek objętości fazy ciekłej (V_l) do objętości całej próbki w układzie naturalnym (V_c), wyrażony w m^3/m^3 lub cm^3/cm^3

$$\Theta = \frac{V_l}{V_c} \quad \text{dla wody} \quad \Theta = \frac{V_l}{V_c} = \frac{V_l}{V_s + V_n}$$

$$\text{lub} \quad \Theta = \frac{\rho_c}{\rho_l} * W \approx \rho_c \times W$$

gdzie: W - wilgotność wagowa, V_L – objętość wody, ρ_L – gęstość wody

Wilgotność wagowa (W) - stosunek masy fazy ciekłej (tj. wody, M_L) zawartej w glebie do masy suchej gleby (M_S), wyrażony w Mg/Mg lub w g/g :

$$W = \frac{M_L}{M_S}; (\text{Mg}/\text{Mg} \text{ lub w g/g})$$

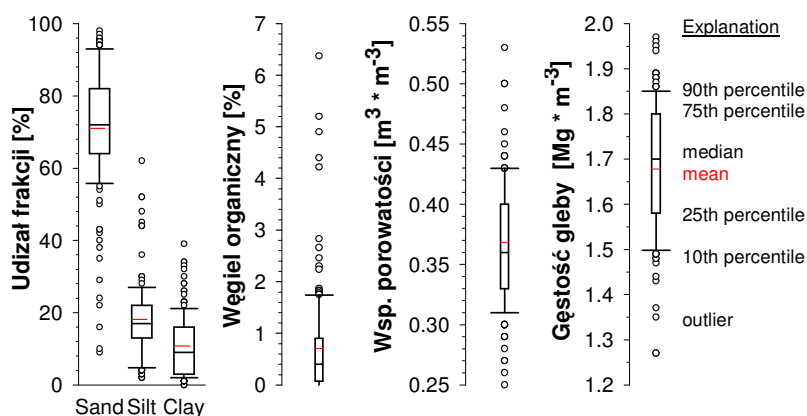
Wskaźnik nasycenia gleby wodą (f) - stosunek objętości fazy ciekłej (V_l) do objętości wolnych przestrzeni (V_n), wyrażony w postaci liczby niemianowanej (wskaźnik):

$$f = \frac{V_l}{V_l + V_a} = \frac{\Theta}{\phi_n}; (-)$$

Tabela 7

Przykład – obliczenia wilgotności gleby

Wielkość	Cylinder 1	Cylinder 2
V_c (cm^3)	100	100
M_s (g)	120	180
$q_c = M_s/V_c$ (g/cm^3)	1,20	1,80
Po wleciu do obu cylinderków po 30 g wody		
$W = M_l/M_s$ (g/g)	0,250	0,167
$\Theta = V_l/V_c$ (cm^3/cm^3)	0,300	0,300



Rys. 10. Wykresy skrzynkowe ilustrujące skalę zróżnicowania fizycznych właściwości gleb – dotyczyć mogą obszaru pola, regionu lub dowolnego zbioru danych.

Retencja wody w glebie

Przepływ i retencja wody w ośrodku porowatym, zjawiska poboru i transportu wewnątrz roślin oraz straty do atmosfery są zjawiskami energetycznymi, związanymi ze zmianami stanu energii potencjalnej oraz kinetycznej (Brady i Weil, 2008). Dla charakterystyki stanu i ruchu wody w ośrodku porowatym kluczowe znaczenie posiada energia potencjalna, wynikająca z występowania sił adhezji (przyciąganie cząsteczek wody przez stałą fazę gleby) i kohezji (wzajemne przyciąganie cząstek) powodujących powstawanie potencjału matrycowego Ψ_m . Siły adhezji i kohezji umożliwiają zatrzymywanie wody w glebie oraz w znacznym stopniu regulują jej ruch oraz pobieranie przez rośliny.

Stan energetyczny wody w glebie, a tym samym możliwość jej pobierania przez korzenie roślin wyrażony jest całkowitym potencjałem wody glebowej (Ψ_t), będącym sumą wartości potencjałów cząstkowych:

$$\Psi_t = \Psi_m + \Psi_o + \Psi_g + \Psi_h$$

- Potencjał matrycowy występuje w strefie nad poziomem zwierciadła wody gruntowej, **jest zawsze ujemny**, wywołuje zjawiska adsorpcji i kapilarności w porach glebowych i znacząco zmniejsza poziom energetyczny wody w pobliżu powierzchni stałej fazy w stanie częściowego nasycenia wodą.
- Potencjał osmotyczny (Ψ_o), składowa energii potencjalnej wody związana z siłami przyciągania wody przez jony z roztworu glebowego, **jest zawsze ujemny**. Wpływa na możliwość pobierania wody przez komórki korzeni roślin i jest rozpatrywany przy wysokim stężeniu roztworu glebowego, np. w glebach słonych. Wpływ na ruch wody jest znikomy, bowiem jony lub rozpuszczone substancje poruszają się wraz z wodą.
- Potencjał grawitacyjny (Ψ_g) zależy od położenia umownego poziomu odniesienia (na który miałaby być „przeniesiona cząsteczka wody”), **jest dodatni powyżej rozpatrywanego poziomu odniesienia i ujemny poniżej tego poziomu**. Siły grawitacji decydują o zstępującym ruchu wody w tzw. przewodach niekapilarnych (makro- i mezoporach), w których wysokość wzniosu kapilarnego (ciśnienie kapilarne) jest mniejsza od siły grawitacji. Poniżej poziomu zwierciadła wody zamiast potencjału matrycowego rozpatrywany jest natomiast dodatni potencjał hydrostatyczny (Ψ_h).
- Potencjał hydrostatyczny (Ψ_h) występuje poniżej poziomu wody gruntowej, gdzie jest rozpatrywany zamiast potencjału matrycowego, **nie występuje w strefie nienasyconej** (nad zwierciadłem wody) i **jest zawsze dodatni**.

W strefie nienasyconej, przy braku potencjału hydrostatycznego ($\Psi_o=0$), przy pominięciu kwestii poziomu odniesienia ($\Psi_h = 0$) oraz zazwyczaj pomijalnej wartości potencjału osmotycznego ($\Psi_o \approx 0$, w większości gleb nie wykazujących zasolenia), stan energetyczny wody wyraża sam potencjał matrycowy. Stąd dla potrzeb charakterystyki zdolności retencyjnych gleb w stanie nienasyconym rozpatrywana jest jedynie zależność między wilgotnością gleby a potencjałem matrycowym. **Woda przepływa od potencjału wyższego do potencjału niższego niezależnie od ilości wody w glebie, to znaczy z miejsc gdzie jest wiązana z mniejszą siłą do miejsc o większej sile ssącej, tj. np. z miejsca o potencjale $\Psi_m = -10$ kPa do miejsca o potencjale $\Psi_m = -100$ kPa, niezależnie od gradientu wilgotności.**

Potencjał matrycowy wyraża ilość energii niezbędnej do przeniesienia jednostkowej ilości wody ze stanu gleba-woda do zbiornika wody wolnej znajdującego się na tej samej wysokości. W praktyce odpowiada pokonaniu ciśnienia (p) odpowiadającego wysokości wzniosu kapilarnego (h) w przewodzie o określonej średnicy (d); opisanego równaniem Younga–Laplace’a dla ciśnienia kapilarnego ($p = \rho_l gh$):

$$h [m] = \frac{29,68}{d [\mu m]}$$

Usunięcie lub pobranie z gleby, wody znajdującej się w polu działania kilku sił związane jest z wykonaniem pewnej pracy, tj. wydatkowaniem energii na pokonanie sił wiązania, stąd też ujemny znak potencjału matrycowego.

Z uwagi na możliwość przeliczenia ilości energii na ilość wody wyrażoną w jednostkach masowych, objętościowych lub wagowych, wartość potencjału wyrazić można odpowiednio w trzech ekwiwalentnych jednostkach (Kędziora 1995, Warrick 2002):

- **energii na jednostkę masy** (potencjał właściwy lub chemiczny):

$$\mu = \frac{p}{\rho} = \frac{\rho gh}{\rho} = gh \quad [np. J / kg]$$

- **energii na jednostkę objętości** (potencjał objętościowy) - potencjał wody glebowej

$$\Psi = \frac{p \times V}{V} \quad \text{lub } p = \rho gh \quad [np. J / m^3 = N \times m^{-2} = Pa, atm, bar]$$

- **energii na jednostkę wagi** (potencjał wagowy) - wysokość hydrauliczna ciśnienia:

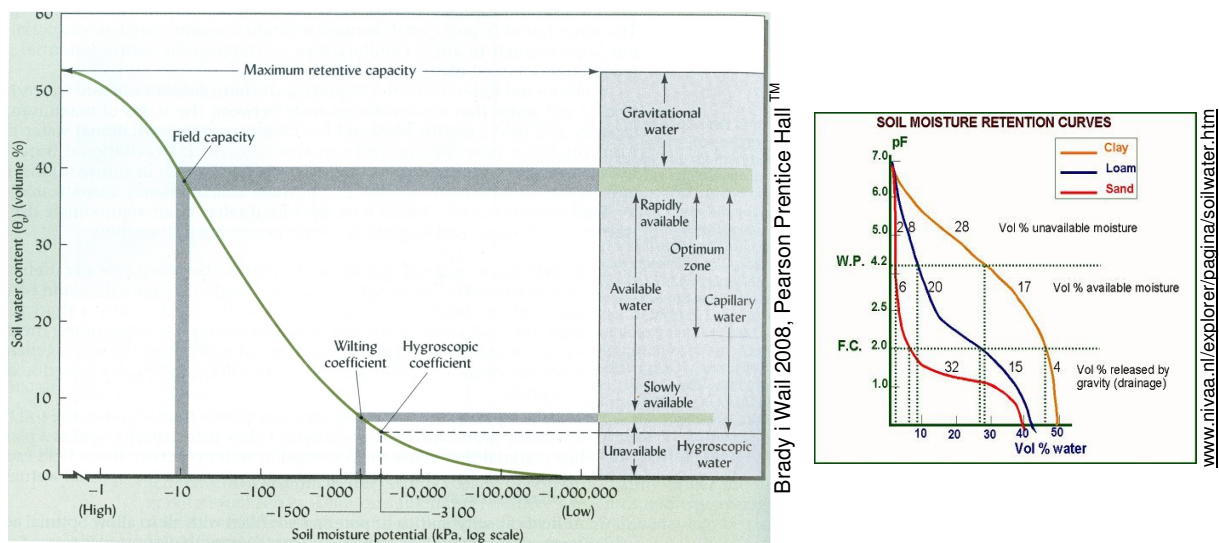
$$h = \frac{\Psi}{\rho g} = \frac{\rho gh}{\rho g} \quad [np. cm, m]$$

przeliczanie jednostek wyrażających siłę wiązania wody w glebie:

- 1 bar = 1020 cm sł. wody = 0,9869 atm = 100 J = 10^5 Pa = 3,01 pF
- 1 kPa = 0,001 MPa = 10,2 cm sł. wody = 10 mbar = 0,01 bara = 0,0099 atm = 0,145 psi

„Siła ssąca” gleby może być wyrażana w jednostkach ciśnienia (jako bezwzględna wartość potencjału objętościowego tj. potencjału wody glebowej, np. kPa lub atm) lub ekwiwalentnych jednostkach wysokości hydraulicznej (jako potencjał wagowy, np. cm lub m; Kędziora 1995).

Z uwagi na dużą rozpiętość wartości liczbowych potencjału matrycowego jego wartość wyrażana jest często w jednostce pF, obliczanej jako logarytm dziesiętny jego wysokości hydraulicznej w centymetrach słupa wody, redukując to zakres wartości i ujemny znak potencjału matrycowego. ($\Psi_m = -10$ kPa odpowiada $h = -100$ cm sł. wod, $pF = \log(100) = 2$).



Rys. 11. Krzywa wodnej retencyjności wraz z oceną stanu dostępności wody dla roślin

Stale wodno – glebowe:

Pełna pojemność wodna – stan w którym woda wypełnia wszystkie wolne przestrzenie; wilgotność objętościowa równa jest porowatości ogólnej.

Polowa pojemność wodna (PPW) – zawartość wody w glebie po swobodnym odcieku wody grawitacyjnej z gleby uprzednio całkowicie wysyczonej wodą (jest to ilość wody pozostającej w glebie po 2÷3 dniach swobodnego odcieku, przy braku oddziaływania zwierciadła wody gruntowej i przerwany parowaniu terenowym. Przy tej wilgotności woda utrzymywana jest z siłami wynoszącymi około $pF=2$ (wysokość hydrauliczna ciśnienia $h=100$ cm słupa wody). Polowa pojemność wodna jest podstawową charakterystyką wodno-glebową.

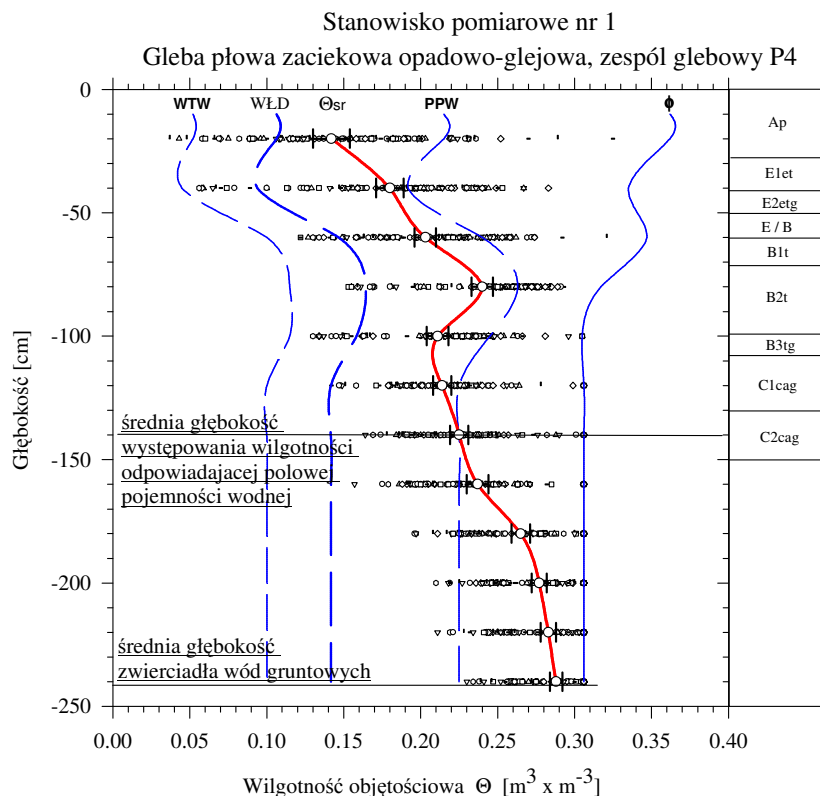
Wilgotność trwałego wędnięcia (WTW) – zawartość wody w glebie, przy której rośliny trwale wędną, trwale tracą turgor; jest to wilgotność gleby odpowiadająca sile wiązania wody na poziomie $pF=4,2$ (wysokość hydrauliczna ciśnienia $h=15000$ cm słupa wody).

Woda potencjalnie dostępna dla roślin (WPD) – jest to woda zawarta pomiędzy $pF 2$ a $4,2$ (zawartość wody przy PPW - zawartość wody przy WTW).

Woda łatwo dostępna dla roślin (woda użyteczna WU lub WŁD) – przyjmowana często jako 2/3 wody potencjalnie dostępnej dla roślin; może być wyznaczona jako różnica PPW i zawartości wody przy potencjale matrycowym $\Psi_m = -200$ kPa (wysokość hydrauliczna ciśnienia 2000 cm sł. wody lub $pF = 3,3$, porównaj rys. 11 według Brady i Wail 2008).

Woda higroskopowa (Wh) – woda związana głównie przez koloidy glebowe z siłami od $pF 4,2$ ÷ 7 .

Woda grawitacyjna (Wg) – woda odciekająca z gleby pod wpływem sił grawitacji, utrzymywana siłami mniejszymi od 100 cm wysokości słupa wody ($pF=0$ ÷ 2).



Rys. 12. Zakres zmian wilgotności w profilu gleby płowej w latach 1992-1999 (Przybroda k/Poznań, Kaźmierowski 1999 na podstawie wyników badań Marcinka i in. 1994 i 1999).

Tabela 8

**Zestawienie średnich wartości wybranych charakterystyk glebowych
z różnych zbiorów danych**

Zbiór	Liczba poziomów	qc	ϕ	Corg	Piasek	Pyl	Il	FC		WP		PAWC	
								średnia	wariancja	średnia	wariancja	średnia	wariancja
		Mg/m^3	v/v	%	%	%	%	v/v	-	v/v	-	v/v	-
1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	14	15
Metodycznie jednorodne zbiory danych – jedna metodyka, zwykle niewielki obszar													
Puckett et al. (1985)	42	1.628	0.390	0.07	59.6	18.4	22.0	0.263	0.005	0.188	0.006	0.075	5E-04
Mohanty et al. (1999)	128	1.402	0.466	0.76	46.8	36.9	16.3	0.289	0.003	0.123	0.002	0.165	0.002
Denton et al. (2004)	97	1.625	0.387	0.06	69.5	25.2	5.4	0.237	0.010	0.131	0.008	0.107	0.007
Kaźmierowski (2007) WLKP	167	1.677	0.368	0.70	71.1	18.1	10.8	0.266	0.004	0.059	0.002	0.168	0.003
Kompilacyjne zbiory danych- różne metody, globalna lub regionalna skala													
Tempel et al. (1996)	1570	1.424	0.458	0.72	46.4	29.5	24.1	0.334	0.013	(0.154	(0.008	0.181	0.006
Nemes et al. (1999)	338	1.464	0.445	0.70	49.9	33.0	17.2	0.294	0.016	0.147	0.009	0.150	0.007
Stolbovoy (2002)	682	1.367	0.476	1.22	31.3	46.6	22.1	0.338	0.004	0.100	0.001	0.288	0.004
Batjes (2002)-FC	1010	1.381	0.478	0.89	43.4	24.3	32.3	0.295	0.018	-	-	-	-
Batjes (2002)-WP	3807	1.412	0.463	0.99	38.2	30.0	31.7	-	-	0.163	0.009	-	-
Batjes(2002)AWC	900	1.356	0.487	0.95	41.9	24.1	33.9	-	-	-	-	0.127	0.004
Dane z obszaru polski	97	1.560	0.410	0.70	66	24,5	9.5	0.231	0.009	0.078	0.003	0.165	0.005