

problemy agrofizyki

POLSKA AKADEMIA NAUK • ZAKŁAD AGROFIZYKI



Ossolineum

zeszyt 2

rok 1972

**PODSTAWY TEORETYCZNE POMIARÓW
POTENCJAŁU WODY GLEBOWEJ**

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
ZAKŁAD AGROFIZYKI

PROBLEMY AGROFIZYKI

2

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PROBLEMY AGROFIZYKI

2

PIOTR KOWALIK

PODSTAWY TEORETYCZNE POMIARÓW POTENCJAŁU WODY GLEBOWEJ

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1972

Komitet Redakcyjny:

Bohdan DOBRZAŃSKI (przewodniczący), Jan GLIŃSKI, Bogusław SZOT

Okladkę projektował: ZYGMUNT ZIEMKA

Redaktor Wydawnictwa: MARIA STANISZEWSKA

Wszelkie prawa zastrzeżone. Printed in Poland

WPROWADZENIE

Jednym z głównych problemów współczesnej fizyki gleby jest zagadnienie pomiarów potencjału wody glebowej. Definicja potencjału może być sformułowana różnie. Na ogół przyjmuje się dwie możliwości: 1/ potencjał jako ilość energii zawartej w jednostkowej ilości wody glebowej, 2/ potencjał jako ilość pracy, potrzebnej dla przeprowadzenia jednostkowej ilości wody glebowej do stanu czystej swobodnej wody, znajdującej się w tym samym miejscu i w tej samej temperaturze. Tak więc określając potencjał wody glebowej możemy odnosić go do pewnego porównawczego układu fizycznego (czystej swobodnej wody), ale nie zawsze jest to konieczne.

Potencjał mierzy się przede wszystkim w celu wyznaczenia wielkości pracy, jaką musi wykonać roślina, aby pobrać z gleby potrzebne jej ilości wody. Dlatego też pomiary potencjału wody glebowej dostarczają informacji o relacjach energetycznych, zachodzących między glebą a rośliną podczas zaspokajania potrzeb wodnych rośliny. Pomiary te wiążą się ściśle z zagadnieniem optymalnego wykorzystania wody glebowej w produkcji roślinnej oraz poznaniem udziału wody glebowej w kształtowaniu pierwotnej produktywności ekosystemów lądowych.

Przytoczone rozważania przedstawiają podstawy teoretyczne współcześnie stosowanych metod pomiarów potencjału wody glebowej. Dużą uwagę zwrócono przy tym również na wyjaśnienie licznych nieporozumień terminologicznych, jakie występują w omawianej dziedzinie.

Pomiary potencjału wykonuje się głównie z dwóch powodów. Po pierwsze, wartości potencjałów decydują o dostępności wody glebowej dla roślin i o potrzebie zabiegów nawadniających. Po drugie, potencjał decyduje o zjawiskach przemieszczania się wody w glebie w strefie aeracji, a zwłaszcza o przepływach wody w ryzosferze. Pomiary potencjału wykonywane czasem w celu pośredniego określania uwilgotnienia gleby są jedynie orientacyjne i nie można zalecać ich szerszego stosowania.

Współczesna teoria potencjału wody glebowej uwzględnia nie tylko wewnętrzną kohezję wody jako cieczy, ale także: 1/ zjawisko powinowactwa wody i fazy stałej gleby, 2/ wpływ jonów zaadsorbowanych w warstwie podwójnej oraz 3/ wpływ substancji rozpuszczonych w roztworze glebowym. W oparciu o koncepcję potencjału istnieje możliwość uwzględniania wpływu na wodę glebową zewnętrznych pól sił, np. pola grawitacyjnego czy pola elektrycznego.

W dziedzinie fizyki gleby intensywne badania wody glebowej prowadzi się od około 60 lat. W okresie tym rozwinięto szereg metod pomiarów i obserwacji empirycznych oraz wiele jakościowych interpretacji gospodarki wodnej gleb. Stworzono również podstawy obecnie rozwijanych studiów teoretycznych nad zasadniczymi prawidłowościami dotyczącymi zachowania się wody w glebie. Omówiona koncepcja potencjału okazała się szczególnie przydatna do prób matematycznego modelowania zjawisk zachodzących w wodzie glebowej. Przypuszcza się, że teoria potencjału wody glebowej może być przydatna w praktyce rolniczej, zwłaszcza w próbach optymalnego zaspokajania potrzeb wodnych roślin uprawnych.

Przy omawianiu zagadnień oparto się zasadniczo tylko na koncepcjach i pracach dwóch autorów, którzy położyli największe zasługi w dziedzinie rozwoju nauki o potencjale wody glebowej. Stosowaną symbolikę, definicje i większość wyprowadzonych wzorów zaczerpnięto bowiem głównie z prac Sterlinga A. Taylora /8, 15, 23-33/, badacza amerykańskiego, oraz Gerarda H. Bolta /3-7, 10, 12/, gleboznawcy holenderskiego. W piśmiennictwie polskim odczuwa się dotkliwy brak prac dotyczących teoretycznych zagadnień fizyki gleby, dlatego też niniejsze opracowanie przeglądowe wydaje się potrzebne i pożyteczne.

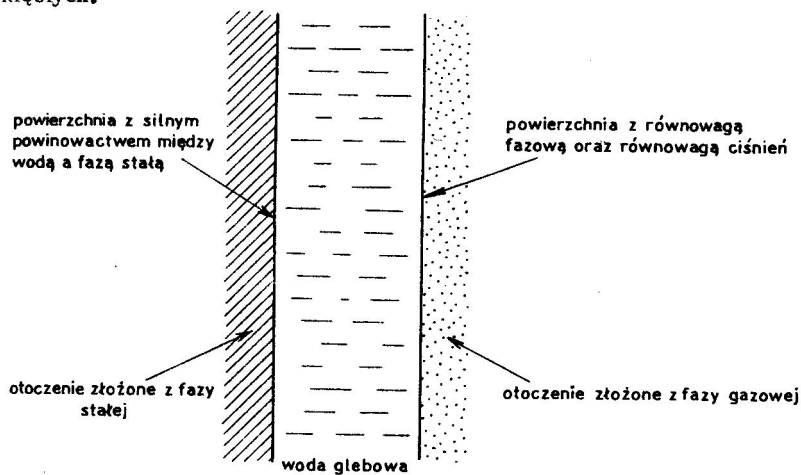
WSTĘPNE OKREŚLENIE PRZEDMIOTU ROZWAŻAŃ

Woda glebowa nazywana będzie dalej „układem”, natomiast wszystko, co nie jest wodą glebową, określane będzie jako „otoczenie układu”. W pracy niniejszej zajmujemy się jedynie fazą ciekłą gleby, a więc para wodna występująca w powietrzu glebowym stanowi część otoczenia układu, a nie część układu.

Badany układ, czyli woda glebowa, posiada dwie powierzchnie graniczne, oddzielające go od otoczenia. Jedna powierzchnia znajduje się na styku fazy ciekłej i fazy stałej gleby, druga leży na styku fazy ciekłej i fazy gazowej.

Przedmiot badań stanowi woda glebowa, znajdująca się w stanie równowagi z otoczeniem, a więc jedynie nieruchoma woda glebowa. Dla pewnych rozważań układem może być nie tylko woda glebowa, ale gleba jako całość. Również inne składowe gleby, nie tylko woda, mogą być przyjmowane jako układy, jeżeli stają się obiektem rozważań termodynamicznych.

Schematycznie układ i jego otoczenie przedstawia rycina 1 (z pominięciem kształtów geometrycznych granicznych powierzchni wody glebowej). Często błędnie uważa się – co warto przypomnieć – że w glebach bogatych w koloidy woda występuje w przestworach kapilarnych oraz że na granicy fazy ciekłej i gazowej formują się krzywizny menisków wklęsłych. Wiadomo bowiem, że powierzchnia między fazą gazową a ciekłą ma kształty, które uzależnione są często bardziej od powierzchni fazy z jej licznymi wypukłościami niż od menisków wklęsłych.



Ryc. 1

Rozważania dalsze oparte będą na zasadach termodynamiki i dotyczyć będą zależności zachodzących między zjawiskami energetycznymi a parametrami stanu wody glebowej. Wyprowadzone dedukcyjnie zależności termodynamiczne dotyczące wody glebowej opierają się m.in. na fenomenologicznym założeniu, że w rozważaniach termodynamicznych pomija się atomową i cząsteczkową strukturę materii. Dzięki temu – jak pisze Libuś /17/ – zależności termodynamiczne mają postać niezależną od aktualnego i ciągle jeszcze zmieniającego się stanu wiedzy na temat mikrostruktury materii.

Obok założenia, że zajmujemy się jedynie wodą w stanie ciekłym, przyjmujemy jeszcze dodatkowo, iż badany przez nas układ jest jednorodny, czyli: 1/ monofazowy i 2/ w stanie równowagi dowolna makroskopowa intensywna właściwość fizyczna jest taka sama zarówno dla całego układu, jak i dowolnej jego części. Właściwościami intensywnymi są na przykład: gęstość wody, ciepło właściwe, objętość właściwa wody oraz stała dielektryczna. Wyjaśnić tu należy, że omawiany dalej potencjał wody glebowej jest traktowany jako cecha makroskopowa układu i jest intensywną właściwością fizyczną wody glebowej.

Spotykane w piśmiennictwie propozycje, aby dla wody glebowej znajdującej się tuż przy powierzchni fazy stałej przyjmować inną gęstość niż dla pozostałej wody, nie zostały dotąd potwierdzone. Sugestie Lova i innych [1, 18, 19], że woda przy powierzchni fazy stałej na skutek wiązań hydrogenowych przyjmuje strukturę quasi-krystaliczną, a strefa takich zmian może sięgać nawet do kilkudziesięciu Å dla niektórych koloidów glebowych, zostały odrzucone m.in. przez Bolta [6] i dlatego przyjęto, że gęstość właściwa wody będzie tu traktowana jako właściwość intensywna układu. Woda quasi-krystaliczna staje się zatem raczej częścią fazy stałej niż cieczą.

Jeżeli się założy, że układ jest jednorodny oraz że znana jest jego masa właściwa i objętość właściwa, to można przyjąć, iż stan układu może być określony przez wartości trzech wielkości fizycznych, czyli parametrów opisujących układ. Są to: P – ciśnienie, v – objętość i T – temperatura układu. Dla stanu równowagi musi zachodzić zależność funkcyjna między podanymi trzema parametrami. Zależność tę nazywamy równaniem stanu układu. Jest to relacja typu

$$f(P, v, T) = 0. \quad [1/]$$

Funkcję f znajduje się dla konkretnego układu glebowego drogą doświadczeń, wyznaczając wartości jednego z parametrów w zależności od wartości pozostałych dwóch parametrów. Dla wody glebowej więc konkretna postać równania stanu wynika z właściwości substancji tworzącej układ.

Przyjęto do rozważań zbiór uporządkowany

$$\langle P, v, T, f \rangle, \quad [2/]$$

gdzie P , v i T są elementami, a f relacjami zachodzącymi między elementami.

mi, nie oddaje w pełni stanu wody glebowej. Woda ta bowiem nigdy nie jest czysta, a zatem i układ nie jest jednoskładnikowy.

W związku z tym przyjęta objętość układu v musi być podzielona na objętości poszczególnych substancji chemicznych, z których składa się roztwór glebowy. Dominującym składnikiem jest tu oczywiście woda, ale występują również substancje rozpuszczone w roztworze glebowym. Składniki oznaczają się symbolem n z indeksami: $1, 2, \dots, j$, wodę – zwykle symbolem n_w . Przedmiotem przekształceń matematycznych staje się wówczas zbiór uporządkowany

$$\langle P, T, n_1, n_2, \dots, n_j, \dots, n_w, y \rangle, \quad /3/$$

gdzie P i T – j.w., n_j – liczba moli poszczególnych składników w układzie, y – funkcja stanu układu, czyli relacje zachodzące między pozostałymi elementami zbioru. Relacja y jest bardzo zawiła i dlatego sprowadzana jest zawsze do założonego układu funkcji matematycznych, które dopiero łącznie opisują stan układu w sposób mniej lub bardziej wszechstronny. Poszczególne funkcje matematyczne, przyjmujące postać odpowiednich równań, wyprowadzone są dedukcyjnie z praw termodynamiki po wprowadzeniu pewnych pomocniczych pojęć i definicji.

Wprowadza się pięć podstawowych funkcji termodynamicznych, służących do opisu stanu układów. Są to: 1/ energia wewnętrzna układu, 2/ entalpia, 3/ entropia, 4/ energia swobodna zwana też energią swobodną Helmholtza, funkcją Helmholtza i funkcją pracy, 5/ entalpia swobodna zwana energią swobodną Gibbsa, funkcją Gibbsa i potencjałem termodynamicznym.

Całkowita energia wewnętrzna układu oznaczana jest przez u i nazywana energią wewnętrzną. Definiuje się ją jako ilość energii wymienianą między układem a otoczeniem, przy przejściu od jednego do drugiego stanu układu, w postaci ciepła q oraz pracy w . Tak więc zmiana energii wewnętrznej układu może być zapisana następująco:

$$\Delta u = q + w$$

lub

$$du = dq + dw.$$

Przy zmianach stanu układu może się zdarzyć, że na układzie nie została wykonana praca ($dw = 0$) ani nie dostarczono do układu ciepła ($dq = 0$). Wówczas

$$du = 0$$

oraz

$$u = \text{const.},$$

co jest po prostu zasadą zachowania energii. W powyższych zapisach, zgodnie z założeniami termodynamiki /17, s. 15/, symbol u oznacza wszystkie rodzaje energii wymienionej między układem a otoczeniem, z wyjątkiem energii wymienianej w postaci ciepła.

Jeżeli przy opisie stanu układu weźmie się pod uwagę obok energii wewnętrznej u również ciśnienie P i objętość v , to zależność między nimi w postaci

$$h = u + P v$$

nosi nazwę entalpii (h).

Jeżeli uwzględnia się oddawanie lub przyjmowanie przez układ ciepła (q lub dq), to zależność w postaci

$$ds = \frac{dq}{T}$$

jest definicją funkcji s zwanej entropią. T oznacza tu temperaturę bezwzględną (w stopniach Kelvina).

W układach nieizolowanych, z którymi najczęściej mamy do czynienia, wprowadza się dwie dodatkowe funkcje termodynamiczne: energię swobodną (funkcję Helmholtza)

$$f = u - T s$$

oraz entalpię swobodną (funkcję Gibbsa)

$$G = h - T s.$$

Z podanych funkcji termodynamicznych zajmować się dalej będziemy głównie ostatnią, zwaną entalpią swobodną, energią swobodną Gibbsa lub potencjałem termodynamicznym. Dla oznaczania potencjału termodynamicznego (G) nie wolno używać pojęć mających znaczenie odmienne, jak: entalpia (h), energia wewnętrzna (u) czy energia swobodna (f), bowiem prowadzi to zwykle do poważnych błędów i nieporozumień.

Dla układu złożonego z $n_1, n_2, \dots, n_j, \dots, n_w$ składników należy równanie opisujące entalpię swobodną sprowadzić do układu równań opisujących entalpię swobodną poszczególnych składników układu. Wówczas uzyskuje się równania

cząstkowej molowej entalpii swobodnej układu, czyli równania potencjału chemicznego, o którym będzie mowa niżej.

POTENCJAŁ WODY GLEBOWEJ WYPROWADZONY Z RÓWNAŃ

J. W. GIBBSA

Energia swobodna Gibbsa odniesiona do jednostkowej masy lub objętości wody glebowej nosi nazwę potencjału wody glebowej. Energia ta określana jest w oparciu o prawa termodynamiki na podstawie ciśnienia, objętości i temperatury składników roztworu glebowego. Ponieważ odnoszona jest do poszczególnych składników chemicznych, nazywana jest niekiedy potencjałem chemicznym. Na ogół zamiast mówić o potencjale chemicznym wody glebowej, mówi się po prostu o potencjale wody, pamiętając, że na potencjał ten składa się suma potencjału chemicznego wody oraz potencjałów wszystkich pozostałych składników wchodzących do roztworu glebowego.

Potencjał wody glebowej definiowany jest termodynamicznym równaniem Gibbsa w postaci

$$d\left(\frac{\partial G}{\partial n_w}\right) = \frac{\partial}{\partial n_w}\left(\frac{\partial G}{\partial T}\right) dT + \frac{\partial}{\partial n_w}\left(\frac{\partial G}{\partial P}\right) dP + \\ + \frac{\partial}{\partial n_w}\left(\frac{\partial G}{\partial n_w}\right) dn_w + \sum_j \frac{\partial}{\partial n_w}\left(\frac{\partial G}{\partial n_j}\right) dn_j,$$

/4/

gdzie zmienną zależną jest G – wolna energia Gibbsa, a zmiennymi niezależnymi: T – temperatura w skali Kelvina, P – całkowite ciśnienie w układzie, n_w – koncentracja wody w układzie (masa wody, frakcja molarna, objętość względna itp.) oraz n_j – koncentracje składników chemicznych w układzie. Indeks „w” oznacza w podanych wzorach wodę w układzie wieloskładnikowym, pozostałe składniki oznaczane są indeksami: 1, 2, ..., j, ...

Wszystkie zmienne, z wyjątkiem ujętych w ostatnim wzorze w nawiasach, są wartościami stałymi, d operatorem różniczkowania, a ∂ operatorem różniczkowania cząstkowego.

Zawartość wody w glebie w rozpatrywanym układzie (n_w) może być wyrażona zarówno w jednostkach wagowych, jak i objętościowych, należy jednak dokładnie zdawać sobie sprawę z możliwości popełniania przy obliczeniach wartości n_w błędów rachunkowych.

W oparciu o prawa termodynamiki przyjmuje się, że

$$\frac{\partial G}{\partial n_w} = \mu_w, \quad /5/$$

gdzie μ_w - jest to tzw. potencjał chemiczny rozpatrywanego składnika układu, którym w naszym przypadku jest woda. Ponadto wiadomo, że

$$\frac{\partial G}{\partial T} = -S, \quad /6/$$

gdzie S - jest entropią całego układu, natomiast

$$\frac{\partial S}{\partial n_w} = S_w, \quad /7/$$

gdzie S_w - jest cząstkową entropią wody w układzie. Dodać należy, że w termodynamice cząstkową entropią wody w układzie oznacza się obok S_w również jako $\bar{S}$. W obecnej pracy oznaczenie to jednak nie będzie stosowane.

Przyjmuje się również, że

$$\frac{\partial}{\partial n_w} \left(\frac{\partial G}{\partial P} \right) = V_w, \quad /8/$$

gdzie V_w jest to tzw. cząstkowa (molarna) objętość właściwa wody w układzie.

Zgodnie z podanymi uprzednio wzorami przyjmuje się również, że

$$\frac{\partial}{\partial n_w} \left(\frac{\partial G}{\partial n_w} \right) = \frac{\partial \mu_w}{\partial n_w} = \mathcal{L}'_w = \tau_w, \quad /9/$$

gdzie ostatnie dwa wprowadzone symbole: $\mathcal{L}'_w$ i τ_w nazywane są cząstkowym (molarnym) chemicznym potencjałem wody w układzie. Są one stosowane zwłaszcza w piśmiennictwie amerykańskim i nazywane charakterystyką retencyjności wody glebowej, wyrażają bowiem zależność między potencjałem (μ_w) a ilością wody w glebie (n_w). W związku z tym wyrażenie

$$\frac{\partial n_w}{\partial \mu_w}$$

nazywane jest różniczkową pojemnością wodną (ang. differential water capacity), która jest definiowana np. przez Aslynga /2/ jako stosunek zmiany zawartości wody (∂n_w) do odpowiedniej zmiany potencjału ($\partial \mu_w$). Pojęcie to wykorzystuje się niekiedy w pracach teoretycznych nad gospodarką wodną gleb. Szczególnie ważne jest ono dla badań nad retencyjnością wodną gleb kurczących się i pęczniejących.

Dla rozpatrywanego układu składniki rozpuszczone w wodzie opisuje się zależnością

$$\left[\sum_j \frac{\partial}{\partial n_w} \left(\frac{\partial G}{\partial n_j} \right) \Delta n_j = \sum_j \pi_j \Delta n_j \right] \quad /10/$$

gdzie π_j - ciśnienie osmotyczne powstające w wyniku rozpuszczonego w wodzie składnika n_j .

W oparciu o powyższe równania można napisać

$$d\mu_w = -S_w \cdot dT + V_w dP + \mathcal{L}'_w dn_w + \sum_j \pi_j dn_j. \quad /11/$$

Równanie to może być zastosowane do wody glebowej i do czystej swobodnej wody, znajdującej się w umownych stałych warunkach temperatury i ciśnienia. Dla wody glebowej potencjał chemiczny to μ_w , a dla czystej wody, stanowiącej układ odniesienia - μ_w^0 . Otrzymujemy wówczas

$$\Delta \mu_w = \mu_w - \mu_w^0 = \psi, \quad /12/$$

gdzie $\Delta \mu_w = \psi$ jest nazywane potencjałem wody lub potencjałem wilgotności. Dla jego oznaczenia najczęściej używany jest symbol ψ . W piśmiennictwie spotyka się szereg określeń potencjału ψ , m.in.: deficyt ciśnienia dyfuzyjnego, stres wilgotnościowy, ciśnienie kapilarne, potencjał kapilarny (tzw. potencjał Buckinghama), ciśnienie ssące, ssanie glebowe, siła ssąca itd. Niezależnie od stosowanych tu nazw potencjał ψ obejmuje sumę wszystkich czynników wywierających wpływ na stan energetyczny wody glebowej.

Wzór na potencjał można zapisać

$$\Psi = \Delta\mu_w = V_w \cdot \Delta P + \mathcal{E}'_w \cdot \Delta n_w + \sum_j \pi_j(n_w) \cdot \Delta n_j, \quad /13/$$

gdzie zmienne $\mathcal{E}'_w$ oraz $\pi_j(n_w)$ zawsze są funkcjami od uwilgotnienia gleby (n_w) i muszą być mierzone doświadczalnie. A zatem, aby zmierzyć potencjał wody glebowej, należy mierzyć parametry układu znajdujące się z prawej strony podanego równania /13/.

Składowa $V_w \Delta P$ w ostatnim równaniu opisuje różnicę ciśnień (ΔP), jakie panują w wodzie glebowej (P) i w wodzie stanowiącej układ odniesienia (P_o). Wyrażenie to nazywa się potencjałem ciśnieniowym Ψ_p i można je zapisać

$$\Psi_p = V_w \Delta P. \quad /14/$$

Stosuje się tu przyjęte na wstępie założenie, że gęstość wody i jej objętość właściwa (V_w) są niezmiennie i niezależne od ciśnienia oraz od zawartości wody w glebie. Potencjał Ψ_p nazywany jest niekiedy ciśnieniem hydraulicznym lub parciem hydraulicznym i nie ma związku z naprężeniami występującymi w glebie w fazie stałej.

Następna składowa wzoru /13/ może być zapisana następująco:

$$\mathcal{E}'_w \Delta n_w = \Psi_m, \quad /15/$$

gdzie Ψ_m – tzw. potencjał macierzysty. Wzór ostatni dotyczy oddziaływania zachodzącego między fazą stałą gleby a wodą glebową. Występuje tu zjawisko powinowactwa między fazą stałą a ciekłą i przyjęte zostało w piśmiennictwie, że faza stała adsorbująca wodę glebową nazwana została macierzą glebową (ang. soil matrix), zdolność retencionowania wody przez glebę opisywana jest natomiast jako tzw. potencjał macierzysty (ang. matric potential). Charakterystyka retencyjności gleby $\mathcal{E}'_w$ jest wielkością wyznaczaną doświadczalnie, zależną zarówno od ilości wody w glebie, jak i od histerezy układu, czego przejawem jest występowanie pętli histerezy na krzywej opisującej retencyjność gleby. Dlatego też wartości Ψ_m mogą być uzyskiwane tylko z pomiarów bezpośrednich potencjału macierzystego. Dla określenia potencjału macierzystego

używa się szeregu równoważnych określeń. Między innymi jest to: ciśnienie wody glebowej (ang. soil moisture tension), ssanie glebowe (soil suction), ssanie macierzyste (matric suction), ssanie wody glebowej (soil water suction) oraz ciśnienie odsysające (imbibitional pressure). Zagadnienie pomiarów potencjału macierzystego omówimy osobno.

Ostatnia składowa wzoru /13/ może być zapisana następująco:

$$\sum_j \pi_j \Delta n_j = V_w \Delta \pi = \psi_s, \quad /16/$$

gdzie $\Delta \pi$ – ssanie roztworowe (ang. solute suction), ssanie osmotyczne (osmotic suction) lub ciśnienie osmotyczne (osmotic pressure), ψ_s – potencjał osmotyczny, zwany też potencjałem roztworowym (solute potential); wyraża on efekt energetyczny, jaki wywierają wszystkie rozpuszczone w roztworze glebowym składniki. Potencjał osmotyczny, czyli roztworowy, ma znaczenie podobne jak ciśnienie osmotyczne, ciśnienie roztworowe, ssanie osmotyczne i ssanie roztworowe. Pamiętać należy, że pomiary potencjału osmotycznego są inne dla wody glebowej, inne dla wody w roślinach. Pomiar w roślinach daje jako „potencjał osmotyczny” sumę $\psi_m + \psi_s$, natomiast w wodzie glebowej – tylko ψ_s .

Dla potencjału wody glebowej otrzymuje się wyrażenie

$$\psi = \psi_p + \psi_m + \psi_s, \quad /17/$$

gdzie oznaczenia są takie same jak podano wyżej.

Dotychczasowe rozważania nie uwzględniły kilku dodatkowych potencjałów, które mogą występować w glebie, przede wszystkim w wyniku zewnętrznych pól sił działających na glebę. Może to być pole grawitacji, pole elektryczne itp. Wówczas uwzględniać trzeba potencjał grawitacyjny ψ_g , potencjał elektryczny ψ_e i in.

Dla potencjału grawitacyjnego przyjmujemy określony poziom odniesienia oraz lokalizację rozpatrywanego układu. Potencjał wyraża wielkość pracy, którą trzeba by wykonać, aby pokonać siłę grawitacji przemieszczając wodę z punktu odniesienia do punktu rozpatrywanego. W ten sposób potencjał grawitacyjny jest definiowany na przykład przez Aslynga /2/ jako „przypadająca na

jednostkową ilość czystej wody ilość pracy, która musi być wykonana, aby przenieść w sposób odwracalny i izotermiczny nieskończenie małą ilość wody z miejsca, w którym roztwór wodny posiada identyczny skład chemiczny jak woda glebowa i w którym określone jest położenie i ciśnienie atmosferyczne, do miejsca o podobnych warunkach atmosferycznych, którego wysokość jest taka, jak punktu będącego przedmiotem rozważań". Potencjał grawitacyjny wynosi więc

$$\psi_g = \rho \cdot g \cdot \Delta h, \quad /18/$$

gdzie ρ – gęstość wody, g – przyspieszenie grawitacyjne, Δh – omawiana pionowa odległość między poziomem odniesienia a poziomem rozpatrywanym.

Wyżej omawiano zagadnienia związane ze stanem, gdy temperatura układu była stała. Wysuwa się propozycje, aby rozszerzyć pojęcie potencjału i włączyć do niego również składową opisującą „potencjał temperaturowy” ψ_T , określany w odniesieniu do temperatury porównawczej $j = 25^\circ\text{C}$. Wówczas przyjmuje się, że

$$\psi_T = \int_{T_0}^T -S_w dT, \quad /19/$$

gdzie S_w jest cząstkową entropią wody w układzie (por. wzór /7/). Zagadnienia związane z „potencjałem temperaturowym” są bardzo dyskusyjne i brak ostatecznych ustaleń zarówno co do metodyki badań, jak i stosowanej terminologii. Wiadomo na przykład, że wartość ψ_T zależy od drogi całkowania, a więc ψ_T jest funkcją wieloznaczną. Dalszych studiów wymaga szczególnie relacja między tzw. potencjałem cieplnym (ang. thermal potential). Główne trudności wynikają bowiem z błędnej interpretacji pojęcia ciepła spotykanej w języku potocznym. Ciepło nie jest bowiem rodzajem energii gromadzonej przez układy, ale jedynie energią wymienianą między układami na skutek różnicy ich temperatur /17, s. 15/; stąd zasadnicze trudności w interpretacji pojęć potencjałów: temperaturowego i cieplnego.

Sumaryczny potencjał wynosi

$$\psi = \psi_m + \psi_g + \psi_p + \psi_s. \quad /20/$$

Zaproponowana koncepcja potencjału wodnego (ψ) wskazuje, że woda jest

utrzymywana w glebie przez pewne siły, które muszą być przewyciężone, aby woda mogła się przemieszczać. Ilość pracy potrzebna do przeprowadzenia jednostkowej ilości masy wody z układu glebowego do stanu czystej swobodnej wody, znajdującej się w tym samym miejscu i w tej samej temperaturze, jest właśnie potencjałem wody glebowej. Ponieważ praca musi być dostarczona do układu, aby oddał on wodę, więc potencjał wody jest ujemny. Stosowanie ujemnego znaku przy wartościach potencjału jest zatem koniecznością.

Czasem podejmuje się próby wyeliminowania wartości ujemnych za pomocą zmian stosowanej terminologii. Termin potencjał wodny zastępuje się bowiem terminem tzw. powinowactwo wodne. Mówi się wówczas o powinowactwie macierzystym (ang. *matric affinity*), powinowactwie roztworowym (ang. *solution affinity*) itp. zamiast o potencjale macierzystym czy osmotycznym. Propozycje te współcześnie nie przyjęły się.

POTENCJAŁ WODY GLEBOWEJ W UJĘCIU G. H. BOLTA

Bolt [3-7, 10] podjął próbę odmiennego zdefiniowania potencjału wody glebowej niż w oparciu o równanie swobodnej energii Gibbsa. Uzyskane wyniki są jednak identyczne jak w rozważaniach przedstawionych uprzednio.

Potencjał wody glebowej sprowadza się tu do pojęcia istniejącego w glebie pola sił i związanej z nim energii potencjalnej, zmagazynowanej w jednostkowej masie (lub objętości) wody. Ilość energii potencjalnej w jednostkowej ilości wody wyraża się w jednostkach erg/g, co – jak wiadomo – jest równoważne 10^{-4} dżul/kg i $0,23884 \cdot 10^{-7}$ cal/g. Pole sił działające w wodzie glebowej sprowadza się do sumy określonych sił (wektorów) przypadających na jednostkowe ilości wody. Jeżeli oznaczymy jednostkę masy wody glebowej przez m , a działające na nią pole sił przez siłę F , otrzymamy wektor

$$\vec{F} = \frac{F}{m}, \quad /21/$$

który ma wymiar fizyczny (dyna/g). Jeżeli przyjmiemy, że w przyjętym polu sił k pod wpływem działającej na jednostkę masy wody wypadkowej siły tego

pola F nastąpi przemieszczenie tej wody w polu sił względem określonego punktu odniesienia o odległość $d\vec{l}$, to potencjał wody w polu sił w odniesieniu do jednostkowej masy wody wyniesie

$$\Psi_k = \int - \vec{F}_k \cdot d\vec{l} \quad (\text{erg/g}). \quad /22/$$

Z wzoru /22/ wynika, że potencjał jest tu całką z pracy wykonanej na drodze $d\vec{l}$ w odniesieniu do jednostkowej masy wody glebowej m .

W zapisie powyższym mamy do czynienia z określonym wektorem $\vec{F}$, działającym na jednostkową masę wody, oraz z określonym skalarą, czyli potencjałem Ψ_k . Woda w glebie znajduje się pod działaniem kilku pól sił (adhezyjnych, osmotycznych, grawitacyjnych i innych), których analiza w zapisie wektorowym jest trudna do przeprowadzenia. Dlatego też współcześnie stosuje się głównie łatwiejszy zapis skalarowy, używając potencjału jako charakterystyki wody glebowej. Przede wszystkim w zapisie skalarowym suma efektów rozmaitych pól nie jest sprowadzona do pewnej wypadkowej siły (wektora), ale do algebraicznej sumy potencjałów, odpowiadających różnym działającym polom. A więc potencjał całkowity wynosi

$$\Psi = \sum_k \Psi_k = \sum_k - \int \vec{F}_k \cdot d\vec{l}, \quad /23/$$

gdzie Ψ - potencjał całkowity obejmujący efekt wszystkich pól sił (k), odniesiony do jednostkowej masy wody glebowej.

Dla układu w stanie równowagi suma wektorowa wszystkich sił $\vec{F}_k$ w każdym miejscu układu musi być równa zeru, w związku z czym mamy

$$\begin{aligned} \Psi &= \sum_k - \int \vec{F}_k \cdot d\vec{l} = - \int \left(\sum_k \vec{F}_k \right) \cdot d\vec{l} = \\ &= - \int 0 \cdot d\vec{l} = 0 + \text{const}. \end{aligned} \quad /24/$$

Z ostatniego równania wynika, że dla stanu równowagi w układzie potencjał całkowity odniesiony do jednostkowej ilości wody jest stały, czyli niezmienny (inwariantny) z lokalizacją. Teoria potencjału i ostatnie kryterium są bardzo

wygodne dla opisu zachowania się wody glebowej, ponieważ uwzględniają różne siły działające w glebie.

Kryterium równowagi ($\Psi = \text{const.}$) jest prawdziwe jedynie wtedy, gdy spełnione są dodatkowe dwa warunki: stałość temperatury układu i stałość koncentracji substancji rozpuszczonych w wodzie glebowej. Nie jest konieczna natomiast stałość poszczególnych składowych potencjałów w układzie, wymaga się jedynie, aby kompensowały się one wzajemnie w ten sposób, żeby ich suma była stała. Składowe potencjały, jak podano już uprzednio, wynoszą

$$\Psi = \psi_m + \psi_g + \psi_p + \psi_s. \quad /25/$$

Pierwszy ze składowych potencjałów ψ_m jest wynikiem działania na wodę glebową różnych sił związanych z macierzą glebową, czyli fazą stałą gleby. Potencjał macierzysty może być zapisany następująco:

$$\psi_m = - \int \vec{F}_m \cdot d\vec{l}. \quad /26/$$

W układzie wody glebowej niemożliwe jest dokładne poznanie sił i kierunku działania siły wypadkowej F_m . Wiadomo jednak, że siły te przejawiają swoją działalność poprzez ssące działanie gleby wobec wody, obserwowane na przykład podczas podsiąku kapilarnego. Ssanie glebowe, oznaczone symbolem S_m , działa jak ujemne ciśnienie hydrostatyczne. Siłę F_m sprowadza się do równoważnego jej gradientu ciśnienia (zewnątrznego) w ten sposób, że dla 1 g wody w zasięgu oddziaływania ciśnienia P mamy:

$$\vec{F}_p = - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{dP}{dl}, \quad /27/$$

czyli

$$\psi_p = - \int - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{dP}{dl} \cdot d\vec{l} = \frac{1}{\rho} \int dP, \quad /28/$$

gdzie ρ – gęstość wody [g cm^{-3}]. Przy stałej gęstości wody potencjał macierzysty równoważny potencjałowi ciśnieniowemu wynosi dla wody glebowej

$$\psi_m = \frac{1}{\rho} \cdot P_v = \bar{v} \cdot P_v = - \bar{v} \cdot S_m, \quad /29/$$

gdzie $\bar{V} = 1/\rho$ – tzw. objętość właściwa wody $[\text{cm}^3 \text{ g}^{-1}]$. Jako poziom odniesienia przyjęto tu wolną swobodną wodę, dla której P i S_m są równe zero. Bierze się to pod uwagę w ostatnim wzorze przy obliczeniach potencjału macierzystego.

Formalnie potencjał macierzysty Ψ_m może być rozdzielony na kilka składowych, ale nie jest to praktyczne i potrzebne. Ogólnie Ψ_m jest sumą

$$\Psi_m = \Psi_\alpha + \Psi_\phi + \Psi_\omega, \quad /30/$$

gdzie Ψ_α – potencjał adsorpcyjny (wynikający z następujących sił: 1/ siły London-Van der Waalsa, 2/ siły wiązań wodorowych, 3/ siły elektrostatycznych wiązań dipoli wodnych), Ψ_ω – potencjał osmotyczny warstwy podwójnej (wynikający z siły osmotycznej, wiążącej wodę na powierzchni fazy stałej na skutek większej koncentracji jonów w warstwie podwójnej), Ψ_ϕ – potencjał kapilarny (wynikający z tzw. siły kapilarnej, która jest wypadkową sił adsorpcji, siły osmotycznej warstwy podwójnej oraz siły kohezji, czyli siły wzajemnego przyciągania cząstek wody). Dla potencjału Ψ_m składowa Ψ_α jest szczególnie duża dla warstewek o grubości kilku molekuł wodnych, tj. tuż przy powierzchni fazy stałej. Składowa Ψ_ω rozciąga się w warstwie o większej grubości i jej udział w potencjale macierzystym jest szczególnie duży w glebach drobnoziarnistych, w przeciwieństwie do składowej Ψ_ϕ , która jest istotna dla wody w glebach dobrze uwilgotnionych i gruboziarnistych /11/. A zatem potencjał kapilarny jest składową potencjału macierzystego i nie można ich ze sobą identyfikować. Rozpowszechnione dawniej pojęcie potencjału kapilarnego jest obecnie prawie całkowicie eliminowane z piśmiennictwa naukowego na rzecz potencjału macierzystego.

Potencjał grawitacyjny uwzględnia się wówczas, gdy woda glebowa znajduje się pod wyraźnym wpływem pola grawitacji. Wówczas

$$\Psi_g = - \int \vec{F}_g \cdot d\vec{l} \quad /31/$$

oraz

$$\vec{F}_g = \frac{F}{m} \vec{g} = \frac{m\vec{g}}{m} = \vec{g}, \quad /32/$$

gdzie $\vec{m}g$ – siła grawitacji, czyli ciężar jednostkowej ilości wody. Wówczas

$$\psi_g = - \int \vec{g} \cdot d\vec{l} = g \cdot \Delta h, \quad /33/$$

gdzie g – przyspieszenie w polu grawitacyjnym, Δh – wysokość powyżej umownego poziomu odniesienia.

Potencjał ciśnieniowy ψ_p może być wyliczony jako przeciwstawny ssaniu macierzystemu. Wynosi on wówczas

$$\psi_p = \frac{1}{\rho} \int dP \quad /34/$$

i jeżeli ciśnienie będzie równe atmosferycznemu, to $\psi_p = 0$. Jeżeli natomiast ciśnienie w fazie gazowej będzie wyższe, wówczas potencjał nadciśnienia gazów wyniesie

$$\psi_{pe} = \bar{V} \cdot \Delta P_e, \quad /35/$$

gdzie ΔP_e jest zewnętrznym ciśnieniem gazów działających na wodę glebową.

Potencjał osmotyczny ψ_s (lub ψ_π) uwzględnia wpływ składników rozpuszczonych w wodzie glebowej, a nie związanych w warstwie podwójnej. Obecność tych składników będzie wpływać na potencjał wody glebowej przyrównywany do potencjału czystej swobodnej wody. Potencjał osmotyczny może być zdefiniowany analogicznie jak potencjał ciśnieniowy wzorem

$$\psi_s = - \bar{V} \cdot \pi, \quad /36/$$

gdzie π – ciśnienie osmotyczne związane z substancjami rozpuszczonymi w wodzie glebowej. Znak minus wskazuje, że potencjał ten jest niższy niż w czystej swobodnej wodzie będącej układem odniesienia.

Całkowity potencjał wody glebowej w powyższym ujęciu będzie miał wzór

$$\Psi = (\psi_{pe}) + \psi_g + \psi_m + \psi_s, \quad /37/$$

gdzie ψ_{pe} ujmuję jedynie efekt nadciśnienia w fazie gazowej, ewentualne ciśnienie hydrostatyczne włącza się natomiast do potencjału ψ_m . Równanie ostatecznie można napisać:

$$\Psi = \bar{V} \cdot \Delta P_e + g \cdot \Delta h - \bar{V} \cdot S_m - \bar{V} \cdot \pi, \quad /38/$$

gdzie kolejno występuje wpływ: fazy gazowej, grawitacji, macierzy i stężenia roztworu glebowego. Jako jednostki fizycznej we wzorze /38/ używa się erg/g albo dżul/kg = 10^4 erg/g. Istnieje zatem ścisła zgodność pomiędzy ostatnim /37/ a wcześniejszymi wzorami dotyczącymi potencjału wody glebowej (np. ze wzorem /20/).

Zestawienie wprowadzonych w pracy potencjałów:

- G - potencjał termodynamiczny, czyli entalpia swobodna, energia swobodna Gibbsa, funkcja Gibbsa;
- μ - potencjał chemiczny;
- $\mathcal{E}' = \mathcal{E}'_w$ - cząstkowy (molarny) potencjał chemiczny wody w układzie;
- Ψ - potencjał wody lub potencjał wilgoci glebowej;
- Ψ - potencjał całkowity (sumaryczny) wody glebowej;
- Ψ_p - potencjał ciśnieniowy wody glebowej;
- Ψ_m - potencjał macierzysty wody glebowej;
- $\Psi_s = \Psi_\pi$ - potencjał osmotyczny wody glebowej;
- Ψ_g - potencjał grawitacyjny;
- Ψ_e - potencjał elektryczny;
- Ψ_T - „potencjał temperaturowy”;
- Ψ_k - potencjał wody w polu sił k;
- Ψ_a - potencjał adsorpcyjny;
- Ψ_ω - potencjał osmotyczny warstwy podwójnej;
- Ψ_σ - potencjał kapilarny (wypadkowy z działania sił adhezyjnych fazy stałej i sił kohezji wody jako cieczy);
- Ψ_{pe} - potencjał nadciśnienia gazowego.

ZASADY POMIARÓW POTENCJAŁU WODY GLEBOWEJ

Wyznaczanie wartości potencjału w oparciu o pomiar ciśnienia wody

Omówiona zależność między potencjałem wodnym a ciśnieniem P stała się podstawą dla pomiarów potencjału. Przy pomiarach tych zakłada się stałość temperatury T oraz objętości właściwej $\bar{V}$.

Zasada pomiaru podana jest na rycinie 2. Woda glebowa znajduje się w bezpośrednim kontakcie z wodą aparatu pomiarowego za pośrednictwem półprzepuszczalnej przegrody (membrany). Jeżeli przyjmiemy, że półprzepuszczalna przegroda jest ścianką porowatego naczynia tensjometrycznego i po lewej stronie przegrody znajduje się gleba, a po prawej woda łącząca się z manometrem podciśnieniowym, to w przypadku ustabilizowanej równowagi musi być spełniony warunek równości potencjałów

$$\Psi = \Psi', \quad /39/$$

gdzie Ψ jest potencjałem wody glebowej, Ψ' – potencjałem wody w tensjometrze. Z równania tego wynika, że

$$\Psi_g + \Psi_m + \Psi_s = \Psi'_g + \Psi'_p + \Psi'_s, \quad /40/$$

gdzie oznaczenia są takie same jak w rozdziale poprzednim.

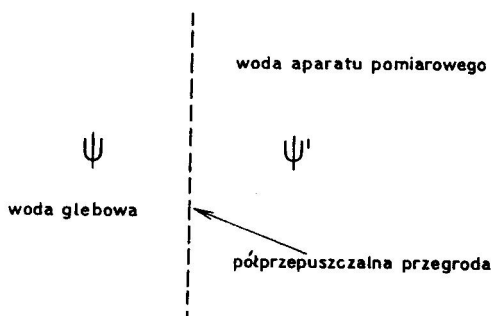
W pomiarach tensjometrycznych można pominąć wpływ grawitacji, gdyż wysokość grawitacyjna naczynia jest taka sama jak wody glebowej. A więc

$$\Psi_g = \Psi'_g. \quad /41/$$

Wiadomo, że ścianki porowatego naczynia tensjometru nie stanowią przeszkody dla dyfuzji substancji rozpuszczonych z wody glebowej do wody w naczyniu.

Dzięki dyfuzji wyrównuje się stężenie w glebie i w tensjometrze, co daje

$$\psi_s = \psi'_s. \quad /42/$$



Ryc. 2

Stan równowagi stężeniowej powstający w wyniku swobodnej dyfuzji najbardziej prawdopodobny jest dla gleb gruboziarnistych i dla naczyń tensjometrycznych ze stosunkowo grubego filtra ceramicznego (o dużej średnicy porów). Warunek równowagi sprowadza się do wyrażenia

$$\psi'_p = \psi_m. \quad /43/$$

Stosując wprowadzony uprzednio wzór na potencjał ciśnieniowy, otrzymujemy

$$\psi_m = \frac{1}{\rho} \cdot \Delta P = \frac{1}{\rho} (P - P_o), \quad /44/$$

gdzie P i P_o są odczytami manometru, gdy mierzy się ciśnienie odsysające wodę z gleby (P) w porównaniu z odsysaniem wolnej wody (P_o). Podana różnica

ciśnienie nazywa się ciśnieniem ssącym glebowym (ang. soil suction). Dla oznaczenia tzw. ssania macierzystego używa się wyrażenia

$$S_m = P_o - P. \quad /45/$$

W związku z tym potencjał macierzysty wynosi

$$\psi_m = -\frac{S_m}{\rho}, \quad S_m = -\rho \cdot \psi_m. \quad /46/$$

Pomiar ciśnienia ssącego wody glebowej (S_m) w tensjometrze jest zatem bezpośrednim pomiarem potencjału macierzystego (ψ_m). Sytuacja nieco się komplikuje, gdy naczynie porowate tensjometru ma tak małe pory, że substancje rozpuszczone w wodzie glebowej nie mogą swobodnie przenikać drogą dyfuzji do tensjometru i ścianka naczynia działa tak, jak przegroda półprzepuszczalna. Wysokość ciśnienia ssącego S_t (tzw. ssanie całkowite, ang. total suction) rejestrowana w tensjometrze odnosi się wówczas zarówno do potencjału macierzystego, jak i potencjału osmotycznego. Jeżeli założy się, że tensjometr jest wypełniony czystą wodą (nie roztworem glebowym), wówczas

$$\psi'_s = 0 \quad /47/$$

oraz

$$\psi' = \psi, \quad /48/$$

$$\psi'_g + \psi'_p + \psi'_s = \psi_g + \psi_m + \psi_s, \quad /49/$$

$$\psi'_p = \psi_m + \psi_s \quad /50/$$

$$\frac{1}{\rho} (P - P_o) = \psi_m + \psi_s \quad /51/$$

i

$$P - P_o = S_t, \quad /52/$$

gdzie S_t jest to tzw. ssanie całkowite.

Mamy więc

$$-\frac{1}{\rho} \cdot S_t = \psi_m + \psi_s, \quad /53/$$

$$S_t = -\rho (\psi_m + \psi_s). \quad /54/$$

Odczyt tensjometru (S_t) wyposażonego w „półprzepuszczalne” naczynie porowate nazywany jest nie ssaniem macierzystym (S_m), ale ssaniem całkowitym: macierzystym i osmotycznym łącznie.

Zastosowania tensjometru są dość ograniczone, musi on być bowiem na stałe zakopany w glebie, a zakres pomiarów ogranicza się do wartości 0-800 cm słupa wody. Wynika to z faktu, że przy wyższym podciśnieniu rozpuszczony w wodzie tensjometru gaz powoduje formowanie się banieczek gazowych, co daje przerywanie ciągłości cieczy w tensjometrze. Identycznie jak tensjometr pracuje tzw. płyta podciśnieniowa (zwana też „płytą tensyjną”). Jest to spiekany filtr ceramiczny lub szklany, na którym umieszcza się glebę początkowo nasyconą wodą. Wodę z gleby odprowadza się stopniowo przez filtry do zbiornika wodnego znajdującego się pod płytą. W zbiorniku tym możliwy jest pomiar ciśnienia wody, a często również i dokładny pomiar zmian objętości wody.

Wyznaczanie wartości ciśnienia ssącego i potencjału macierzystego w zakresie wartości od 1000 do 20000 cm słupa wody jest zwykle realizowane przez stosowanie ciśnieniowego aparatu membranowego. W aparacie takim dla ciśnienia ssącego ponad 1 bar wilgotna gleba jest przedmiotem działania nadciśnienia gazu, gdy tymczasem woda jest odprowadzana przez porowatą membranę na zewnątrz, gdzie panuje ciśnienie atmosferyczne. Musi być zachowana ciągłość fazy ciekłej znajdującej się w glebie z wodą nasycającą drobnoporowatą membranę i wodą odpływającą na zewnątrz. Dla stanu równowagi musi być spełniony warunek równości potencjału w aparacie i w wodzie na zewnętrznej stronie membrany (ryc. 3).

Warunek równowagi

$$\psi^i = \psi \quad /52/$$

oraz

$$\psi_g^i + \psi_p^i + \psi_s^i = \psi_g + \psi_m + \psi_s + \psi_{pe}. \quad /53/$$

Występuje tu podobieństwo do pomiarów tensjometrycznych takie, że

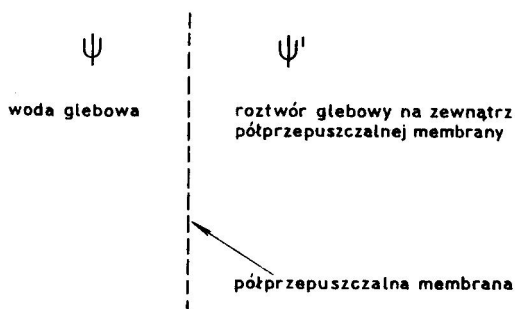
$$\psi'_g = \psi_g, \quad /54/$$

$$\psi'_s = \psi_s, \quad /55/$$

więc

$$\psi'_p = \psi_m + \psi_{pe}, \quad /56/$$

gdzie ψ_{pe} jest potencjałem nadciśnienia w fazie gazowej w aparacie ciśnieniowym.



Ryc. 3

Woda na zewnętrznej stronie membrany jest wolna i znajduje się pod ciśnieniem atmosferycznym. Dlatego jej potencjał ciśnieniowy wynosi

$$\psi'_p = 0. \quad /57/$$

Uzyskuje się więc

$$\Psi_m = - \Psi_{pe} \quad /58/$$

Stosując wprowadzone uprzednio równanie na potencjał nadciśnienia fazy gazowej

$$\Psi_{pe} = \frac{1}{\rho} \cdot P_e, \quad /59/$$

otrzymujemy potencjał macierzysty, który wynosi

$$\Psi_m = - \frac{1}{\rho} \cdot P_e, \quad P_e = - \rho \cdot \Psi_m. \quad /60/$$

Tak więc potencjał macierzysty może być uzyskany bezpośrednio z pomiarów ciśnienia w aparacie membranowym.

Podane wzory na potencjał macierzysty dla tensjometru i aparatu ciśnieniowego wskazują, że nie należy mylić pojęcia potencjału wody glebowej z pojęciem ciśnienia ssącego. W praktyce ciśnienie ssące gleby wyraża się w cm słupa wody (cm H₂O), tj.

$$h_s = \frac{S_m}{\gamma}, \quad /61/$$

gdzie γ – ciężar właściwy wody. Wyrażanie ciśnienia ssącego w cm H₂O jest szczególnie wygodne przy wyznaczaniu tzw. krzywych retencyjności gleby. Ciśnienie ssące wyraża się wówczas najczęściej jako tzw. pF wody glebowej /22/ według wyrażenia

$$pF = \log_{10} h_s, \quad /62/$$

gdzie h_s – wielkość ciśnienia ssącego w cm H₂O. Stosowane jednostki ciśnienia ssącego gleby zestawiono w tabeli 2.

Zasady pomiarów potencjału w oparciu o pomiar ciśnienia pary wodnej

Przyjęty do rozważań układ będący wodą glebową znajduje się w stanie równowagi ze swym otoczeniem. Musi więc istnieć stan równowagi między wodą w fazie

ciekłej a wodą w fazie gazowej, czyli między wodą glebową a parą wodną w powietrzu glebowym. Dla stanu równowagi w warunkach izotermicznych potencjały wody i pary wodnej muszą być równe

$$\Psi' = \Psi, \quad /63/$$

gdzie Ψ' – całkowity potencjał pary wodnej w fazie gazowej gleby, Ψ – całkowity potencjał wody glebowej jako cieczy.

Para wodna jest czystą wodą, a cząstki pary wodnej znajdują się na tyle daleko od fazy stałej, że nie podlegają działaniu sił macierzystych. Całkowity potencjał pary wodnej Ψ zależy więc tylko od ciśnienia cząstkowego pary wodnej p oraz od położenia w polu grawitacyjnym. Potencjał ciśnieniowy Ψ'_p pary wodnej może być wyliczony z ciśnienia cząstkowego według wzoru

$$\Psi'_p = \int \frac{1}{\rho_v} dp, \quad /64/$$

gdzie Ψ'_p – potencjał ciśnieniowy pary wodnej, ρ_v – gęstość pary wodnej, p – ciśnienie cząstkowe pary wodnej.

Jeżeli jako ciśnienie porównawcze p_0 przyjmie się takie, które występuje nad czystą swobodną wodą, oraz założy się, że do pary wodnej stosuje się prawa dotyczące gazu idealnego, można napisać

$$\Psi'_p = \int_{p_0}^p \frac{RT}{M} \cdot \frac{dp}{p}, \quad /65/$$

gdzie R/M – stała gazowa odnosząca się do 1 g gazu, RT/p – objętość mola, M – ciężar cząsteczkowy pary wodnej. Z ostatniego wzoru /65/ uzyskuje się

$$\Psi'_p = \frac{RT}{M} \ln p/p_0. \quad /66/$$

Dla przeciętnej temperatury pomiarów (około 25°C) stała RT wynosi około $25 \cdot 10^9$ erg/mol, ciężar cząsteczkowy $M = 18$; przy zamianie logarytmu naturalnego na dziesiętny uzyskujemy

$$\Psi'_p = \frac{25 \cdot 10^9}{18 \cdot 0,4343} \lg p/p_0 \quad [\text{erg/g}] = \quad /67/$$

$$\begin{aligned}
 &= 3,2 \cdot 10^9 \log p/p_0 \quad [\text{erg/g}] \approx \\
 &\approx 3,2 \cdot 10^6 \log p/p_0 \quad [\text{cm H}_2\text{O}].
 \end{aligned}
 \tag{67/}$$

Dla warunku równowagi mamy

$$\Psi' = \Psi'_p + \Psi'_g, \tag{68/}$$

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_s + \Psi_g, \tag{69/}$$

gdzie oznaczenia są takie same jak wyżej. Składowa Ψ_m , jak wiadomo, wynika z powinowactwa macierzy glebowej względem wody, a Ψ_s - z zawartości substancji rozpuszczonych w roztworze glebowym. Jeżeli woda glebowa znajduje się w równowadze z parą wodną występującą w powietrzu glebowym, a ciśnienie fazy gazowej wynosi około 1 atm., można napisać

$$\Psi'_p + (\Psi'_g) = \Psi_m + \Psi_s + (\Psi_g), \tag{70/}$$

czyli

$$3 \cdot 10^9 \log p/p_0 (+g \cdot \Delta h) = \bar{V} \cdot P_w - \bar{V} \cdot \pi (+g \cdot \Delta h.) \tag{71/}$$

Jeżeli rozpatruje się sytuację, kiedy para wodna występuje na tej samej wysokości (Δh), co i woda glebowa, można pominąć składową grawitacyjną. Wówczas pomiar względnego ciśnienia pary wodnej w powietrzu glebowym p/p_0 jest pomiarem sumy potencjałów: macierzystego i osmotycznego, związanego ze składnikami rozpuszczonymi w roztworze glebowym. Tak więc jeżeli pominiemy wpływ położenia badanej próbki w profilu glebowym, czyli pominiemy potencjały grawitacyjne, potencjał całkowity wody glebowej wynika wprost z pomierzonej wartości względnego ciśnienia pary wodnej. Jeżeli wprowadzi się tu jednostki ciśnienia ssącego (cm H₂O lub milibary), można napisać, że tzw. ssanie całkowite S_t wynosi

$$S_t = S_m + S_s \approx -3 \cdot 10^6 \log p/p_0 \quad [\text{mbar}], \tag{72/}$$

gdzie S_m - ssanie macierzyste, S_s - ssanie roztworowe (osmotyczne).

Wskaźnik pF wyniesie tu

$$pF = 10g \frac{S_t}{\gamma}, \quad /73/$$

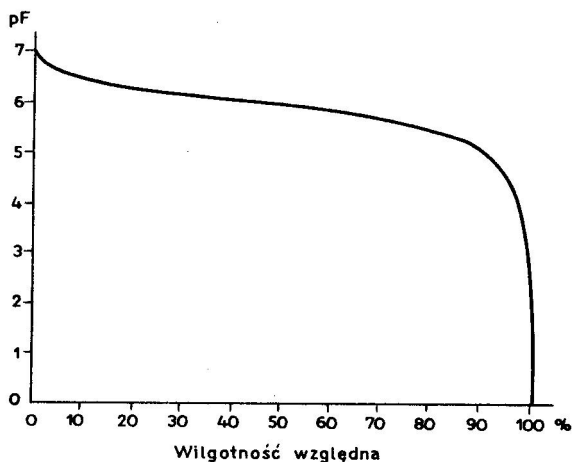
gdzie oznaczenia są takie same jak wyżej, a pF jest tu wskaźnikiem ciśnienia ssącego macierzystego i osmotycznego (roztworowego) łącznie.

Wyprowadzone równanie, podające zależności między potencjałem całkowitym wody glebowej ($\Psi_m + \Psi_s$) a względnym ciśnieniem pary wodnej, jest wykorzystywane w praktyce dla pomiarów potencjału wody glebowej /13, 20, 21/. Z podanego wzoru /72/ widać, że względne ciśnienie pary wodnej równe 0,90 (90%) odpowiada całkowitemu ciśnieniu ssącemu równemu 146 000 cm H_2O , gdy tymczasem względne ciśnienie równe 0,99 (99%) odpowiada ciśnieniu ssącemu równemu około 14 000 cm H_2O . Cyfry te wskazują na ograniczoność metody pomiarów ciśnienia pary wodnej dla wyznaczania potencjału wody glebowej. Dla zagadnień rolniczych najważniejszy jest zakres wartości ciśnienia ssącego od 100 do 15 000 cm H_2O , czyli od 99 do 100% względnego ciśnienia pary wodnej. Dlatego też musi tu być stosowana specjalna aparatura, pozwalająca na dokładne pomiary ciśnienia w warunkach izotermicznych.

W piśmiennictwie spotyka się propozycje uproszczonych wzorów, wiążących wskaźnik pF z względnym ciśnieniem pary wodnej w powietrzu glebowym. Jednym z częściej spotykanych jest wzór podawany m.in. przez Kohnkego /14/, tj.

$$pF = 6,5 + \log (2 - \log RH), \quad /74/$$

gdzie RH (ang. relative humidity) - wilgotność względna powietrza w procentach. Graficzną ilustrację wzoru /74/ podaje rycina 4. Ostatni wzór /74/ i rycina 4 są szczególnie przydatne dla poprawnych interpretacji zjawiska higroskopijności gleby, a zwłaszcza popularnych pomiarów tzw. maksymalnej higroskopijności i obliczanych z nich ilości wody niedostępnej dla roślin.



Ryc. 4

Zasady pomiarów potencjału w oparciu o pomiar temperatury zamarzania wody glebowej

Zależności między temperaturą a potencjałem wody glebowej ujęte są w podanym uprzednio równaniu Gibbsa (wzór /4/). Dla przypadku uproszczonego, kiedy zakłada się: stałe ciśnienie P w wodzie glebowej ($dP = 0$), stałą wilgotność gleby ($dV = 0$) oraz stałą koncentrację soli w roztworze glebowym (co jest możliwe jedynie w glebach dość dobrze uwilgotnionych), zależność między cząstkową entalpią swobodną H_w , cząstkową entropią S_w oraz potencjałem chemicznym wody μ_w opisywana jest równaniem Gibbsa-Helmholza w postaci

$$\mu_w + T S_w = H_w. \quad /75/$$

Jeżeli równanie /75/ podzieli się obustronnie przez T^2 oraz dokona przekształceń matematycznych w oparciu o równanie

$$S_w = - \frac{\partial \mu_w}{\partial T}, \quad /76/$$

otrzyma się w rezultacie

$$\frac{\partial}{\partial T} \left(\frac{\mu_w}{T} \right) = - \frac{H_w}{T^2}, \quad /77/$$

co opisuje poszukiwaną relację między potencjałem wody glebowej μ_w a temperaturą T /27/.

Wprowadza się tu dodatkowo pojęcie absolutnej aktywności chemicznej wody - λ_w , definiowanej za pomocą równania

$$\mu_w = R T \ln \lambda_w, \quad /78/$$

gdzie R - uniwersalna stała gazowa, T - temperatura [$^{\circ}\text{K}$], μ_w - potencjał wody, $\ln$ - symbol logarytmu naturalnego, λ_w - aktywność chemiczna wody glebowej.

Jeżeli równanie /78/ zostanie zastosowane do wody glebowej i do czystej swobodnej wody jako układu odniesienia, wówczas różnica potencjałów wyniesie

$$\mu_w - \mu_w^{\circ} = R T \ln \lambda_w / \lambda_w^{\circ} = R T \ln a_w, \quad /79/$$

gdzie μ_w° - potencjał chemiczny wody dla układu odniesienia, λ_w - aktywność chemiczna czystej swobodnej wody, $a_w = \lambda_w / \lambda_w^{\circ}$ - współczynnik aktywności chemicznej wody glebowej.

Jeżeli do równania /77/ podstawimy wprowadzone wzory na aktywność chemiczną, otrzymamy

$$\frac{\partial}{\partial T} \left(\ln \lambda_w \right) = - \frac{H_w}{R T^2}. \quad /80/$$

Jeżeli równanie /80/ zastosowane zostanie równocześnie zarówno do wody glebowej, jak i do swobodnej wody jako cieczy i ponadto, gdy odejmiemy stronami uzyskane wzory, otrzyma się

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial T} \left(\ln \lambda_w / \lambda_w^{\circ} \right) &= \frac{\ln a_w}{T} = \\ &= - \left(H_w - H_w^{\circ} \right) / RT^2, \end{aligned} \quad /81/$$

gdzie H_w oraz H_w° są cząstkowymi swobodnymi entalpiami wody glebowej (H_w) i czystej wody (H_w°)

Równanie /81/ pozwala uzyskać obniżenie wartości punktu zamarzania wody glebowej w porównaniu z punktem zamarzania czystej wody. W układzie, w którym można pominąć wpływ ciśnienia P , można rozpatrywać taki stan równowagi, jaki ukształtuje się między wodą glebową a lodem, czyli czystą wodą w fazie stałej. Wprowadza się tu, według Taylora i wsp. /27/, dodatkowe indeksy przy symbolach. Indeks s oznacza czysty lód, indeks $^{\circ}$ czystą swobodną wodę, a symbole bez indeksu odnoszą się do roztworu glebowego. Dla stanu równowagi między lodem a roztworem glebowym, występującym przy punkcie zamarzania, zależność jest następująca:

$$\lambda_w(T) = \lambda_w^s(T). \quad /82/$$

Jeżeli przyjmijemy, że pewna temperatura T° oznacza temperaturę odpowiadającą występowaniu stanu równowagi dla czystej swobodnej wody przy jej punkcie zamarzania, wówczas

$$\lambda_w^{\circ}(T^{\circ}) = \lambda_w^s(T^{\circ}). \quad /83/$$

Podzielenie /83/ przez /82/ daje

$$\lambda_w^{\circ}(T^{\circ}) / \lambda_w(T) = \lambda_w^s(T^{\circ}) / \lambda_w^s(T). \quad /84/$$

Pomnożenie obu stron równania przez wartość

$$\lambda_w^{\circ}(T) / \lambda_w^{\circ}(T),$$

daje

$$\lambda_w^o(T) / \lambda_w(T) = \left[\lambda_w^o(T) / \lambda_w^o(T^o) \right] \cdot \left[\lambda_w^s(T^o) / \lambda_w^s(T) \right]. \quad /85/$$

Po zlogarytmowaniu ostatniego równania mamy

$$\ln \left[\lambda_w^o(T) / \lambda_w(T) \right] = \ln \left[\lambda_w^o(T) / \lambda_w^o(T^o) \right] - \ln \left[\lambda_w^s(T) / \lambda_w^s(T^o) \right]. \quad /86/$$

Jeżeli podstawimy się tu równanie /80/, odnosząc je kolejno do czystego lodu i czystej wody oraz poddając te nowe równania scłakowaniu, uzyska się

$$\ln \left[\lambda_w^s(T) / \lambda_w^s(T^o) \right] = - \int_{T^o}^T H_w^s / RT^2 dT, \quad /87/$$

oraz

$$\ln \left[\lambda_w^o(T) / \lambda_w^o(T^o) \right] = - \int_{T^o}^T H_w^o / RT^2 dT. \quad /88/$$

Po podstawieniu równań /87/ i /88/ do równania /86/ uzyskuje się

$$\begin{aligned} \ln \left[\lambda_w^o(T) / \lambda_w(T) \right] &= - \int_{T^o}^T H_w^o - H_w^s / RT^2 dT = \\ &= - \int_{T^o}^T \Delta f \cdot H_w^o / RT^2 dT, \end{aligned} \quad /89/$$

gdzie $\Delta f \cdot H_w^o$ jest ciepłem topnienia czystej wody.

Równanie /89/ może być rozwiązane jedynie wtedy, gdy znana jest dokładna zależność funkcyjna między $\Delta f \cdot H_w^o$ a temperaturą T . Gdy weźmie się pod

uwagę uśrednione wartości ciepła topnienia w określonym przedziale czasowym, można uzyskać przybliżone rozwiązanie, które jednak nie odbiega zbyt-
nio od rozwiązania dokładnego. Uzyskuje się

$$\ln \left[\lambda_w^{\circ}(T) / \lambda_w(T) \right] = \Delta f \cdot H_w^{\circ} / R \left(1/T - 1/T^{\circ} \right), \quad /90/$$

gdzie $\Delta f \cdot H_w^{\circ}$ jest tu wstawione jako uśredniona wartość ciepła topnienia w rozpatrywanym przedziale temperaturowym. Tak więc w oparciu o równanie /90/ można obliczyć potencjał wody glebowej $\Delta\mu_w$ z równania /79/.

Równanie /90/ podaje poszukiwaną relację obniżenia punktu zamarzania wody glebowej (T) w porównaniu z czystą swobodną wodą (T°). Absolutna aktywność wody czystej jest oczywiście zawsze wyższa niż wody glebowej. Związane to jest z występowaniem sił wiązania wody w glebie, które wynikają zarówno z powinowactwa między fazą stałą a ciekłą w glebie, jak i z koncentracji substancji rozpuszczonych w wodzie glebowej. Wynika z tego, że stosunek

$$\lambda_w^{\circ}(T) / \lambda_w(T)$$

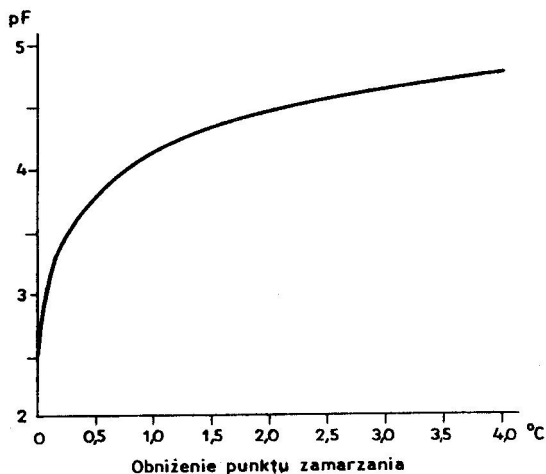
jest zawsze większy od 1, a jego logarytm zawsze dodatni. Ciepło topnienia czystej wody jest zawsze dodatnie, z czego wynika, że $T < T^{\circ}$. Tak więc punkt zamarzania wody glebowej jest zawsze niższy niż czystej wody, jeżeli lód jest czystą wodą w fazie stałej. Obniżenie punktu zamarzania może być — jak wspomniano — związane zarówno z potencjałem roztworowym, jak i z potencjałem macierzystym. Tak więc potencjał $\Delta\mu_w$ obliczony z równań /79/ i /90/ należy przeliczać na ciśnienie ssące S_t . Jeżeli ciśnienie to przedstawia się jako wskaźnik pF, uproszczony wzór wiążący potencjał wody glebowej z obniżeniem punktu zamarzania ma postać

$$pF = 4,1 + \log FPD, \quad /91/$$

gdzie FPD (ang. freezing-point depression) jest obniżeniem punktu zamarzania wody glebowej w $^{\circ}\text{C}$ /14/. Graficzną ilustrację ostatniego wzoru /91/ podaje rycina 5.

Równanie /90/ może być zastosowane również do zjawiska zmiany wartości punktu wrzenia wody glebowej, biorąc pod uwagę ciepło parowania potrzeb-

ne do zmiany skupienia wody z cieczy w parę. Dotychczas nie zostały jeszcze opracowane metody pomiaru punktu wrzenia wody glebowej, ponieważ przy takiej temperaturze jest bardzo mało wody w glebie; woda ta łatwo paruje, nawet poniżej punktu wrzenia. Odparowywanie wody z gleby powoduje, że nie można oznaczyć charakterystycznego punktu wrzenia. Podobny problem pojawia się wówczas, gdy mierzy się punkt zamarzania w suchych glebach; dzięki bardzo precyzyjnym pomiarom trudności te można jednak wyeliminować.



Ryc. 5

Metody pomiaru obniżenia punktu zamarzania do pomiaru potencjału wody glebowej nie zaleca się, ponieważ zbyt wiele jeszcze zagadnień metodycznych wymaga tu rozwiązania.

Stosowane jednostki fizyczne przy opisie potencjału wody glebowej

Omówione potencjały wody glebowej mogą być wyrażone w różnych jednostkach fizycznych. Potencjał można wyrazić jako energię w jednostce masy, energię w jednostce objętości lub energię w 1 molu substancji. W związ-

ku z takimi możliwościami spotyka się w piśmiennictwie propozycje, aby potencjał wody glebowej nazywać właściwym (ang. specific), gdy odnosi się do masy, objętościowym (ang. volumetric), gdy odnosi się do objętości, lub molarnym (ang. molar), gdy odnosi się do mola. Taka sama modyfikacja nazewnictwa może być stosowana do wszystkich albo tylko do niektórych potencjałów składowych. Przy sumowaniu potencjałów muszą być one sprowadzone do tej samej jednostki fizycznej. Wartości potencjału najwygodniej wyrażać w dżulach na kilogram, co może być łatwo przeliczone na inne jednostki (tab. 1).

Z tabeli wynika, że 1 erg/kg odpowiada ciśnieniu 1 centybara, przy założeniu gęstości wody równemu 1 g/cm^3 . Atmosfera jest tylko o 1% większa od bara, natomiast ciśnienie 1 cm słupa wody jest o 2% mniejsze od ciśnienia 1 milibara.

Stosowane jednostki ciśnienia esącego gleby podaje tabela 2.

Jednostki fizyczne stosowane przy opisie potencjału wodnego /27/

Jednostki energetyczne	Równoważne jednostki ciśnienia lub ssania, obliczone dla gęstości wody równej 1,000 g/cm ³					
	erg/g	dżul	bar	milibar	centybar	atmosfera cm H ₂ O
1	0,0001		0,000001	0,001	0,0001	0,000009870 0,001017
10000	1		0,01	10	1	0,009870 10,17
1000000	100		1	1000	100	0,9870 1017
1000	0,1		0,001	1	0,1	0,0009870 1,017
10000	1		0,01	10	1	0,009870 10,17
1013000	101,3		1,013	1013	101,3	1 1030
983,3	0,09833		0,0009833	0,9833	0,09833	0,0009703 1

Jednostka	1N/m^2	1 dyna/cm^2	1 bar
1N/m^2	1	10^1	10^{-5}
1 dyna/cm^2	10^{-1}	1	10^{-6}
1 bar	10^5	10^6	1
1 at	$0,980665 \times 10^5$	$0,980665 \times 10^6$	0,980665
1 atm	$1,01325 \times 10^5$	$1,01325 \times 10^6$	1,01325
1 cm H_2O	$0,980665 \times 10^2$	$0,980665 \times 10^3$	$0,980665 \times 10$
1 mm Hg	$1,333224 \times 10^2$	$1,333224 \times 10^3$	$1,333224 \times 10$

Tabela 2

nia ssącego gleby /16/

1 at	1 atm	1 cm H ₂ O	1 mm Hg	Nazwa jednostki
716×10^{-5}	$0,986923 \times 10^{-5}$	$1,019716 \times 10^{-2}$	$7,50062 \times 10^{-3}$	paskal
716×10^{-6}	$0,986923 \times 10^{-6}$	$1,019716 \times 10^{-3}$	$7,50062 \times 10^{-4}$	baria
716	0,986923	$1,019716 \times 10^3$	$7,50062 \times 10^2$	
	0,967841	10^3	735,559	atm. techn.
227	1	1033,227	760	atm. fiz.
	$0,967841 \times 10^{-3}$	1	0,735559	
5×10^{-3}	$1,31579 \times 10^{-3}$	1,35951	1	torr

PIŚMIENICTWO

1. Anderson D.M., Low P.F.: The density of water adsorbed on lithium, sodium and potassium bentonite, *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 1958, 22, 99.
2. Aslyng H.C.: Soil physics terminology. Report of Terminology Committee, Commission I /Soil Physics/, *Intern. Soc. Soil Sci. Bull.*, 1963, 22, 5.
3. Bolt G.H.: On the magnitude of coupling effects between different fluxes in porous media. *Colloque des transferts en milieux poreux non-satures*, Grenoble 1969.
4. Bolt G.H., Frissell M.J.: Thermodynamics of soil moisture, *Netherlands J. Agr. Sci.*, 1960, 8, 57.
5. Bolt G.H., Groenevelt P.H.: Thermostatics and thermodynamics of soil water., *Trans, ICID Congress, Prague 1966*.
6. Bolt G.H., Janse A.R.P., Koenigs F.F.R.: Basic elements of soil chemistry and physic, LAC, Wageningen 1966.
7. Bolt G.H., Miller R.D.: Calculation of total and component potentials of water in soil, *Trans. Am. Geophys. Union*, 1958, 39, 917...
8. Box J.E., Taylor S.A.: Influence of soil bulk density on matric potential, *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 1962, 26, 119.
9. Day P.R.: The moisture potential of soils, *Soil Sci.*, 1942, 54, 391-400.
10. Day R.R., Bolt G.H., Anderson D.M.: Nature of soil water, w: *Irrigation of agricultural lands*; Ed. R.M. Hagan, Am. Soc. of Agron., Madison 1967, s. 193-208.
11. Gardner W.R.: Availability and measurement of soil water, w: *Water deficits and plant growth*; Ed. T.T. Kozłowski, Acad. Press, New York 1968, 1, s. 107-135.

12. Groenevelt P.H., Bolt G.H.: Non-equilibrium thermodynamics of the soil - water system, *Jour. of Hydrol.*, 1969, 5.
13. Klute A., Richards L.A.: Effect of temperature on relative vapor pressure of water in soil: Apparatus and preliminary measurements, *Soil Sci.*, 1962, 93, 391.
14. Kohnke H.: *Soil physics*, Mc Graw-Hill, New York 1968.
15. Korven H.C., Taylor S.A.: The Peltier effect and its use for determining relative activity of soil water, *Canadian Jour. Soil Sci.*, 1959, 39, 76-85.
16. Kowalik P., Zaradny H.: Potencjał wody glebowej, *Arch. Hydrotech.*, 1970, 4, 607-613.
17. Libuś W.: *Chemia fizyczna. Część I*. Wydawnictwo Politechniki Gdańskiej, Gdańsk 1970.
18. Low P.F.: Physical chemistry of clay-water interaction, *Advan. in Agron.*, 1961, 13, 269-327.
19. Low P.F.: Effect of quasi-crystalline water on the processes involved in plant nutrition, *Soil Sci.*, 1962, 93, 6-15.
20. Monteith J.L., Owen P.C.: A thermocouple method for measuring relative humidity in the range 95-100%, *Jour. Sci. Inst.*, 1958, 34, 443-446.
21. Richards L.A., Ogata G.: Thermocouple for vapor pressure measurement in biological and soil systems at high humidity, *Science*, 1958, 128, 1089.
22. Schofield R.K.: The pF of the water in soil, *Third Intern. Congr. Soil Sci.*, 1935, 2, 37-48.
23. Slatyer R.O., Taylor S.A.: Terminology in soil - plant - water relations, *Nature*, 1960, 187, 922.
24. Taylor S.A.: The activity of water in soils, *Soil Sci.*, 1958, 86, 83-90.
25. Taylor S.A.: Terminology in plant and soil water relations, w: *Water deficits and plant growth*; Ed. T.T. Kozłowski, Acad. Press, New York 1968, t. 1, s. 49-72.
26. Taylor S.A., Box J.E.: Influence of confining pressure and bulk density on soil water matric potential, *Soil Sci.*, 1961, 91, 6-10.

27. Taylor S.A., Evans D.D., Kemper W.D.: Evaluating soil water. Bulletin 426, Agric. Exp. Station, Utah State University, Logan 1961.
28. Taylor S.A., Kijne J.W.: Evaluating thermodynamic properties of soil water, w: Humidity and moisture: measurement and control in science and industry; Ed. A. Wexler, Reinhold, New York 1965, t. 3, s. 335.
29. Taylor S.A., Slatyer R.O.: Water - soil - plant relations terminology, Trans. 7th Intern. Congr. Soil Sci., Madison, Wisc., 1960, 1, 395.
30. Taylor S.A., Slatyer R.O.: Proposals for a unified terminology in studies of plant - soil - water relations. UNESCO Arid Zone Res., 1962, 16, 339-349.
31. Taylor S.A., Slatyer R.O.: Przedłożenia po unifikacji terminologii przyjmowanej przy badaniu powiedzenia wody w systemie poczwierastienije, w: Rastienije i woda, Ried. G.F. Chilmi, Gidromieteorologiczeskoje Izd., Leningrad 1967, s. 116-127.
32. Taylor S.A., Stewart G.L.: Some thermodynamics properties of soil water, Proc. Soil Sci. Soc. Am., 1960, 24, 243
33. Zollinger W.D., Cambell G.S., Taylor S.A.: A comparison of water - potential measurements made using two types of thermocouple psychrometers, Soil Sci., 1966, 102, 231.

OPIS RYCIN

- Ryc. 1. Woda glebowa jako badany układ w stanie równowagi z otoczeniem.
- Ryc. 2. Szkic ilustrujący zasadę pomiaru potencjału wody w tensjometrze.
- Ryc. 3. Szkic ilustrujący zasadę pomiaru potencjału wody w aparacie ciśnieniowym.
- Ryc. 4. Przykładowa zależność pomiędzy pF gleby a wilgotnością względną powietrza glebowego wg /14/.
- Ryc. 5. Przykładowa relacja między pF gleby a obniżeniem punktu zamarzania wody glebowej wg /14/.

SPIS TREŚCI

	Str.
Wprowadzenie	5
Wstępne określenie przedmiotu rozważań	6
Potencjał wody glebowej wyprowadzony z równania J. W. Gibbsa	11
Potencjał wody glebowej w ujęciu G. H. Bolta	17
Zasady pomiarów potencjału wody glebowej	23
Wyznaczanie wartości potencjału w oparciu o pomiar ciśnienia	
wody	23
Zasady pomiarów potencjału w oparciu o pomiar ciśnienia pary	
wodnej	28
Zasady pomiarów potencjału w oparciu o pomiar temperatury za-	
marzania wody glebowej	32
Stosowane jednostki fizyczne przy opisie potencjału wody	
glebowej	37
Piśmiennictwo	42
Opis rycin	45

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1972.
Nakład: 300 + 130 egz. Objętość: ark. wyd. 2. ark. druk. 3. Papier
offset, kl. III. 70 g. 61 × 86. Oddano do druku 21 XII 1972. Druk
ukończono w grudniu 1972. — Wrocławska Drukarnia Naukowa.

Zam. 837/72. Cena zł 10.—