

遠心 pF とその測定法

須藤清次*

遠心法による pF 測定は美園・寺沢・木下および筆者の発表⁶⁾があってから広く普及している。遠心 pF の測定法は二三の著書^{5,7,16)}にも引用されてきたが、一方ではその改良の工夫^{9,13)}も行なわれてきた。しかし遠心汚過筒による pF 測定法は中村^{9,10)}と岩田⁴⁾によりその根拠が検討されているが、まだ理論的にも測定方法についても問題が残っている。

pF 理論そのものについては、わが国でも岩田^{1,16)}と妹尾¹¹⁾により整理が行なわれてきた。それらの理論に従い、遠心 pF については筆者は岩田により基本点は明らかにされていると考えるが、ここでは遠心 pF すなわち負圧 pF の定義¹⁴⁾とその土壤物理的意味を整理し、遠心器による実験過程で起こる諸現象を考慮しつつ遠心 pF の測定法の確立を追求した。

I 遠心法による pF

1. 計算式

土壌水の化学ポテンシャル(水 1 gr 当り)はいろいろな因子によりきまることが、遠心法により計算される pF は遠心力場での力学的状態量である水圧 P から求める。この土壌水の化学ポテンシャルは P 以外にたとえば溶質などの存在による低下などを加えなければならないが、遠心力をもとにして計算されるものは P によるものだけである。したがって遠心 pF は化学ポテンシャルの P 成分だけをいっているわけである。

このような遠心 pF は植物の吸水を規定するには不十分な数値であるが、土の力学や土壌水の運動については——それが P の反映であるから——負圧凝集力や水理ポテンシャルと等価である。土壌水と植物との関係を広く考えれば水の吸収力だけでなく補給速度⁸⁾も問題である。遠心 pF は P だけを反映するのであるが、それなりの意味をもっているわけである。

遠心法 pF は次のように計算される。

$$pF = \log(-\Delta\mu), \quad \Delta\mu = \mu - \mu_0 \dots\dots\dots(1)$$

μ_0 : 基準状態(常温, 大気圧)の水の化学ポテンシャル [cm]

力学的変化では化学ポテンシャル μ は(2)式で表わされる

$$d\mu = -s dT + v dp \dots\dots\dots(2)$$

s: 比エントロピー, T: 絶対温度,

v: 水の比体積, P: 静水圧

等温条件 dT=0 で考えると,

$$d\mu = v dp \dots\dots\dots(3)$$

この式から力学的状態量 p, v を変数として化学ポテンシャルの変化 $\Delta\mu$ を求めると,

$$\Delta\mu = \int_{p_0}^p v dp \quad p_0 = \text{大気圧}, v = 1 \text{ cm}^3/\text{gr}$$

$$\approx v \int_{p_0}^p dp = -v(p_0 - p) \text{ [dyn}\cdot\text{cm]}$$

$$= \frac{-v(p_0 - p)}{rg} \text{ [cm(head)]}$$

$$\approx -h \text{ [cm]} \dots\dots\dots(4)$$

h は負圧 (negative pressure) またはサクション (suction) と呼ばれている。(4)と(1)から pF が計算される。

$$pF = \log(-\Delta\mu) = \log h \quad h: \text{[cm]} \dots\dots\dots(5)$$

重力場での土壌水の負圧 h は 図-1 において、高さ H_a での負圧は h_a , H_b での負圧は h_b で与えられることはいうまでもない。したがって pF はそれぞれ $\log h_a$, $\log h_b$ となる。連続している土壌水で H_a と H_b とで pF すなわち化学ポテンシャルが異なった値をとることについては後で触れることにする。

遠心力場では 図-2 のようになる。土壌水が圧力を伝達する(水理学的連続)条件のもとで(4)式の計算は次のようになる。

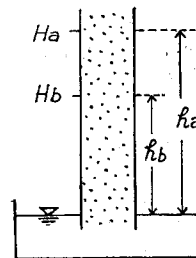


図-1 重力場

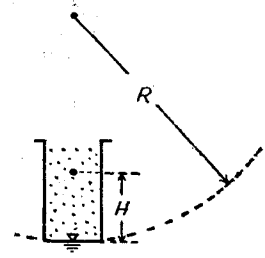


図-2 遠心力場

* 山形大学農学部, 1970. 4.30 受理

$$\begin{aligned}
 h &= \frac{v}{rg} \int_{p_0}^p dp \quad [\text{cm}] \\
 &= \frac{-1}{rg} \int_R^{R-H} r r \omega^2 dr \quad \omega: \text{角速度} [\text{rad/sec}] \\
 &= \frac{-\omega^2}{g} \int_R^{R-H} r dr = \frac{-\omega^2}{g} \left[\frac{r^2}{2} \right]_R^{R-H} \\
 &= (RH - \frac{H^2}{2}) \frac{\omega^2}{g} \\
 &= (RH - \frac{H^2}{2}) \frac{1}{981} \left(\frac{2\pi n}{60} \right)^2 \quad n: [\text{rpm}] \\
 &= (RH - \frac{H^2}{2}) \times 1.118 \times 10^{-5} \times n^2 \quad [\text{cm}] \dots (6)
 \end{aligned}$$

$$\therefore pF = \log h = \log \left(HR - \frac{H^2}{2} \right) + \log (1.118 \times 10^{-5}) + 2 \log n \dots (7)$$

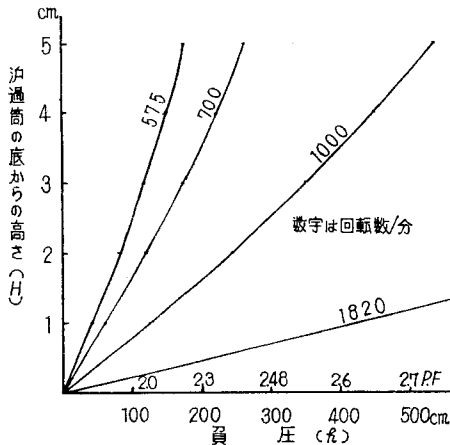


図-3 遠心過筒内の高さ(負圧)と回転数の関係 (R=12.05cm)

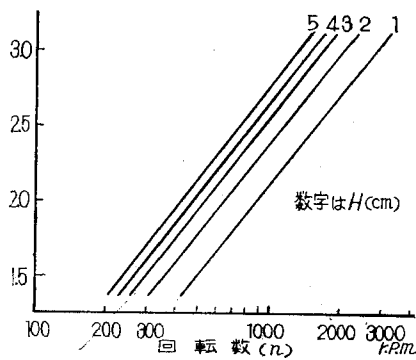


図-4 回転数とPF (R=12.05cm)

R = 12.05cmの場合の(6), (7)式の関係を図-3, 4に示す。

2. 過筒内の基準面

前項で(6)式の計算では底面を自由水面とした。それが自由水面であるかどうかということは、Russel-Richardsのように確実に自由水面をつくる方法を思い浮べつつ、

いつも問題になってきた 4.9.10.13), 中村¹⁰⁾によれば有底(自由水面あり)と無底(自由水面なし)の実測値の差は含水比の測定値のふれの程度であるとみられている。岩田⁴⁾の考えは、図-5において底面に異なる間隙径 $r_1, r_2 (r_2 > r_1)$ があるとき大き方の r_2 で底面の状態がきまるといことである。すなわち水の力学的平衡は高圧から低圧に向って進むから同一レベルでは低圧部できまり、底面の水圧は $2\sigma/r_2$ となる。

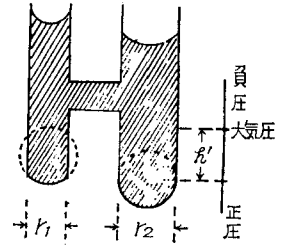


図-5 毛管の底面 (岩田から)

遠心器内の過筒では実際にどうなっているだろうか。回転中は測定が困難だから、静置した土柱で図-6のような実験を行なった。自由水面をもつAと自由水面をもたないBの各土柱の水圧(負圧)分布を較べれば両者のちがいがわかる(両者とも底面は同様にカーゼで覆った)。負圧の比較は直接測定ではなく、図-6に示すように土柱高・含水比曲線の差 Δh をもって底面の圧力差 Δh とした。

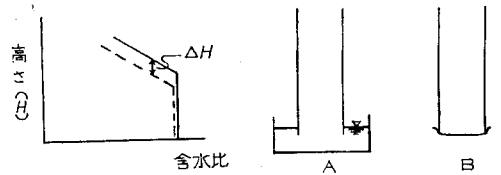


図-6 土柱底面の比較

このような実験では土(砂)の密度などの影響が出やすいので、試料の充填は筒内落下法で行ない、外要因の介入を避けるようにした。この9対の実験値について、対応のある場合の差の検定 (F(0.05)) とサイン検定(0.05)を行ない有意差を確かめた。この結果両者の有意差が認められる。

$$\Delta h = \Delta H = -2.5 \text{cm}, \quad \Delta H = H_B - H_A$$

さらに土柱の下端に遠心器の過筒(濾紙を敷いた)を接続して行なった実験では $\Delta h \approx -1.5 \text{cm}$ となった。

自由水面のない底面は約2cmの負圧になっている。もし図-5のような底面モデルでは底面は正圧となり、過筒の穴は直径1mmだから約3cmの正圧になるはずである。ところが約2cmの負圧になっているということは、底に曲率半径約0.8mmの凹メニスカスができていていることを意味している。このようになった理由は、何らかの衝撃で底面の凹メニスカスが落下したものと考える。長時間の静置は不可能なのであろう。

静置実験でもこのような負圧が生じたことから、遠心

器内ではなおさら起こりうることである。しかし凹メニスカスの半径がそう小さくなることはありえないから、遠心器内の汙過筒でもやはり底は 3 cm ぐらいの負圧であろう。

無底の遠心汙過筒では回転時間を 67hr にすると、低 pF に相当する土壤水も減少して懸垂水だけになるという中村¹⁰⁾の実験(図-7)も、衝撃の累算による筒外への脱水およびセル間の水の切断によると解釈できる。

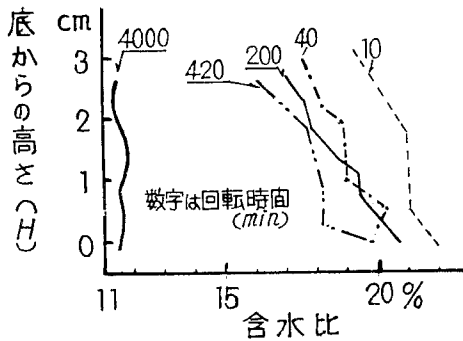


図-7 回転時間と含水比(中村)

底面の負圧が 3 cm のときの(7)式の計算値への影響は小さく、 $pF=1.5$ でも 0.022 にすぎない。したがって(7)式で計算しても実用的にはさしつかえない。

II. 遠心法 pF の測定法

1. 回転時間

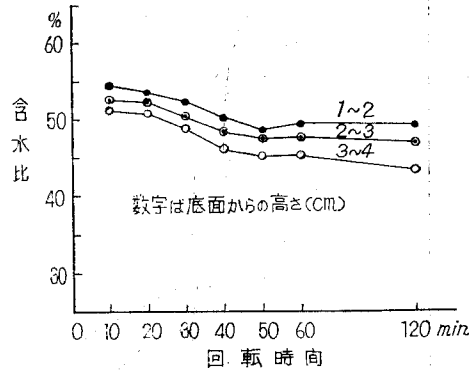
遠心器の所要回転時間は透水速度できまる問題である。汙過筒内の動水勾配は不明であるが、開放不飽和浸透が行なわれているはずだから脱水速度は不飽和透水係数 k だけでほぼきまるといえる。岩田³⁾ Wessling¹⁵⁾ の資料から k と負圧 k との関係は $k=Ah^{-B}A, B>0$ とみられ、 k は pF が高くなると小さくなる。すなわち pF が高くなるにしたがい所要回転時間は長くなるはずである。図-8 の実験値で、水分が安定する時間は高 pF ほど長くなるから、上述の考え方が肯定されよう。

無底の汙過筒では回転時間が 35hr. までは含水比は漸減し、67hr では水理学的不連続な懸垂水だけが残ることは図-7 でみた。無底の汙過筒では不必要な回転時間を過ぎない方がよい。図-8 のような実験によると、砂も植壤土もいずれも $pF \approx 2.0$ で 40min, $pF \approx 2.5$ で 60min でよい。

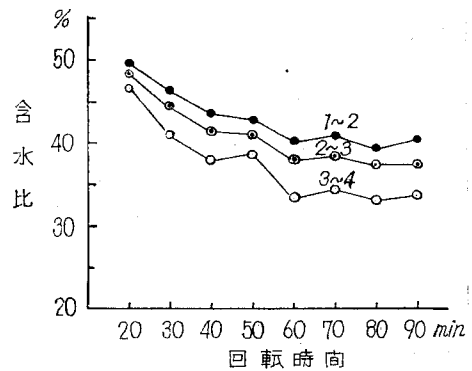
2. 汙過筒内の水分の安定条件

汙過筒では(7)式により図-3 の pF 値が実現されるが、実験上には次のような誤差が生ずる。

異なる回転速度 n でえられた同 pF 値の含水比を同一座標にプロットすると図-9 のようになる。砂では高 pF



(a) 回転数 1100 rpm



(b) 回転数 2750 rpm

図-8 回転時間と含水比(砂)

部分すなわち汙過筒の上部でサンプルしたものは pF・含水比曲線から著しく低水分側に外れる。また底に近い下部では含水量が高いことから水の移動が予想されるが、図のようにばらつきが大きい。一方植壤土では上部は共通な曲線に乗り、下部のみ低水分側に外れる。

筒内上部の過低水分は植壤土ではみられず砂だけに現われたことから、この原因は蒸発(実験では試料の上端は紙で覆った)によるのではない。砂での上部の過低水分は、上部に懸垂水化が現われたものと考え。間隙セル間の連続が切れる確率は負圧が大きいほど大きい¹²⁾。植壤土で筒内上部の平衡が維持されたのは大小セルが入り組んでいるから安定が保たれたのだといえる。

このように筒内の pF のちがいがおよび含水比のちがいに、一般に筒内下部と砂の上部では含水比の測定試料をとってはならない。

含水比測定のための試料採取にはある厚さ ΔH を必要とする。 ΔH の大きさにより pF 値は巾をもってくる。いま(7)式を H で微分すると、

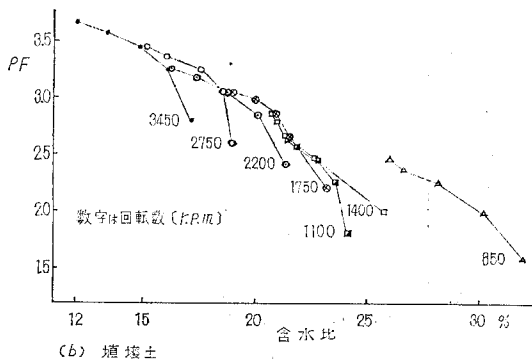
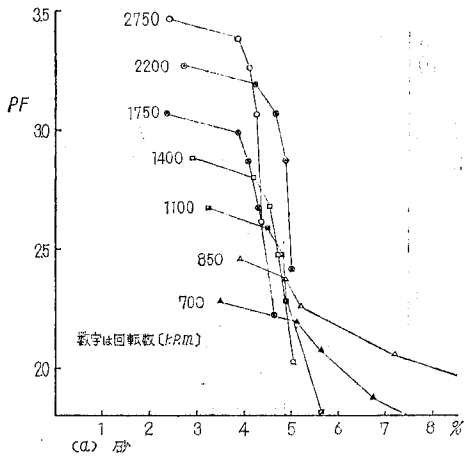


図-9 pF-含水比の重ね合せ

$$\frac{d(pF)}{dH} = \frac{d \log(RH - H^2/2)}{dH} = 0.4343 \times \frac{R-H}{RH - H^2/2}$$

上式で $R=12.05\text{cm}$ の場合は図-10のようなになる。したがって上部ほど一定幅 $4H$ 当りの pF 差は小さい。

慣行法⁶⁾では明確な規定はなかったが、理論上から秤量試料は底面から 1cm のところから採取すべきであると

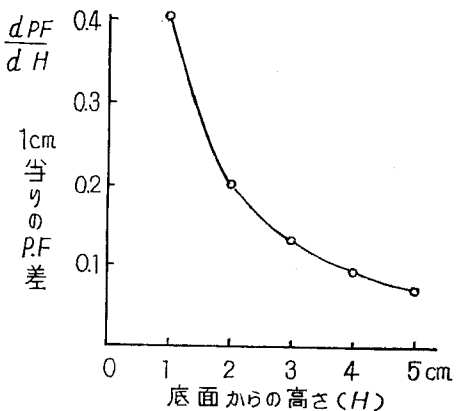


図-10 汎過筒内の pF スケール

されてきた。しかし上述の事情から 1cm のような下部では水移動による過剰水分の誤差と pF 値の中誤差の大きいところに当る。このような実験条件の制約があることが、慣行法で pF 含水比のふれが大きいとされた理由であろう。遠心法は否定されるべきものではない。

III. 二、三の問題点

1. 力学的平衡と化学ポテンシャル

土柱内の水分は連続しているにも拘らず、高さにより pF すなわち水の化学ポテンシャルはことなるとしてきた。このような定義による pF は水圧 (負圧) h だけから計算され、 h はその力学場の位置のポテンシャル H' との和で静力学平衡が表わされる。

$$h + H' = \text{const} \dots\dots\dots(8)$$

このような関係を熱力学的に理解して、 h を化学ポテンシャルとみる岩田の立場もある¹⁶⁾。

しかしそれではコップの中の溶質の濃度分布などは取扱えない。土壤水が熱力学的平衡になっていると理解をする理由はない。(3)式の P すなわち水圧 h のみによる pF 成分を取扱っているのだと知っていれば一つのすじは通るわけである。

物質の平衡を取扱かうとき、温度と力の平衡は短時間にえられるが、化学ポテンシャル μ の平衡はすぐには達しないとみた方が一般的である。 μ が不平衡だから土粒子の溶出や溶質の移動が進行するわけである。

遠心力など水力学的手段でえられた pF は水の化学ポテンシャルの圧力成分だけである。その故にまたこれらの pF は土壤水または土の力学的状態を規定することができる。

2. 水理学的連続

前項の(8)式はいうまでもなく水が液体であるから成立する。常温・常圧下で水および水溶液の液体はほぼ $h \leq 1000\text{cm}$ すなわち $pF \leq 3$ で維持される。このような条件は遠心法・吸引法のような負圧の場合だけではなく、圧膜法のような正圧の場合も同様であろう。なぜなら、加圧側の気圧は等方的であるので、脱水方向へ押し出す力が生ずる条件は制限されるからである。

遠心法では $h=0 \sim 1000\text{cm}$ までの距離 H は短い。毛管切断の確率は距離にも関係するから、遠心法では h 遠 $=1000\text{cm}$ すなわち $pF=3$ の近くまで水理学的連続が保たれ易いといえる。

一方遠心法で $pF=4.2$ ぐらいまで測定しても含水比

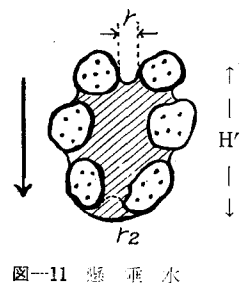


図-11 懸垂水

は $pF=3$ 以下からスムーズに変化している。これは $pF=3$ 未満のところから土壌水の懸垂水化が進みはじめ、 $pF > 3$ で完全に懸垂水になるところえスムーズに連なっているものと理解したい。

懸垂水は力場の影響下では次のような平衡が考えられる。図-11において、遠心力方向の長さを H' とすると。

$$H'rg = 2\sigma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \dots \dots \dots (9)$$

かりに遠心力 $= 10^3rg$, $r = 0.005\text{mm}$, $r_2 = 0.01\text{mm}$ とすると、

$$H' = \frac{2 \times 74}{981 \times 10^3} \left(\frac{1}{0.0005} + \frac{1}{0.001} \right) = 0.45\text{cm} = 4.5\text{mm}$$

となり、遠心力を 10^4rg にすると同様な r で $H = 0.45\text{mm}$, 遠心力を $750rg$ とすると $H' = 9.0\text{mm}$ となる。

3. 遠心器の型

遠心力の方向は斜めに汙過筒が固定されている型の遠心器の場合は、汙過筒の底面を遠心方向に垂直に細工をしない限り(7)式の計算は通用できない。それでも筒面が遠心力方向と斜交するので水分移動の経路が試料中で平等にならないから、平衡所要時間の問題が複雑になる。このような点から汙過筒は可動型のに限る。

IV. 要 約

1) 遠心法などの水圧 h で定義される pF は力学的平衡の表現であり、同一水塊でも pF 値はことなるという立場で pF を整理し、その故に実用的意義もでてくるとした。

2) 遠心汙過筒の底面は大気圧との差は約 3cm ぐらい

で pF 計算には影響しないこと、秤量は底面上 1cm ではふれが大きいなどの測定上の問題点を明らかにした。

〔謝辞〕 実験は鈴木隆氏、渡部一之君の協力により行なった。論文のまとめに当り美園繁氏、寺沢四郎氏、岩田進午氏との討論に負うところが大きかった。厚く御礼申上げる。

文 献

- 1) 岩田進午：土肥誌, 32(11)52~58, 1961.
- 2) 同 上：土壌の物理性, (6)24~43, 1962.
- 3) 同 上：農土研, 30(7), 9~18, 1963.
- 4) 同 上：土肥誌, 39(3), 107~107~178, 1968.
- 5) 川口柱三郎：土壌学, 朝倉, 1967.
同 上：農芸化学実験書(第1巻), 産業図書, 1960.
- 6) 美園繁ほか：農技研報告, B. 2. 95~124, 1953.
- 7) 同 上：土壌肥料全編, 養賢堂, 1958.
：続作物試験法, 農業技術協会, 1960.
- 8) 同 上：土肥誌, 34(9), 49~353, (10)363~366, 1963.
- 9) 中村忠春：研究の資料と記録(東大), (16), 24~34, 1967.
- 10) 同 上：農土誌, 37(8), 11~15, 1969.
- 11) 妹尾学：農土論集, (14), 5~8, 1965.
- 12) 田淵俊雄：The Theory of Suction Drain from the Saturated Ideal Soil : Analysis of Capillary Moisture-Distribution Curve : Soil Sci. 102(2), 161~166, 1965.
- 13) 竹中肇：研究の資料と記録(東大), (13), 33~34, 1963.
- 14) 寺沢四郎：土壌の物理性, (11・12), 64~82, 1965.
- 15) Yong, R. N. and Warkentin, B. P.: Introduction to Soil Behavior, P. 378. Macmillan Co, 1966.
- 16) 山崎不二夫編：土壌物理, 養賢堂, 1969.