

低水分張力域における保水量の温度変化

中山 熙 之*

Change of moisture content with temperature in the zone of low moisture tension

Hiroyuki NAKAYAMA

I はじめに

土壌水分一定時の水分張力が温度によって変化する現象、あるいは逆に水分張力一定時の土壌水分量が温度変化をする現象の研究は、Moore¹⁾ (1940) によって開始された。その後 Gardner²⁾ (1955), Wilkinson and Klute³⁾ (1962) および Haridasan and Jensen⁴⁾ (1972) らの実験的研究により「土壌水分張力の温度変化は、水の表面張力の温度変化から予想されるよりも大きい」ことが確かめられた。Peck⁵⁾ (1960) および Chahal⁶⁾ (1964) は、その事実を土壌中の封入空気の影響で説明しようとしたが、封入空気の影響をできるだけ排除すべく努めた Haridasan ら⁴⁾ の実験においてもやはり計算値よりも大きな水分張力変化が認められた。今までのところこの現象を完全に説明する理論は確立されていない。

ところで彼らの対象とした水分領域は比較的高張力域である。しかし、転換畑において浅い地下水面とその直上の土壌水分の関係を扱うような場合には、水分張力が数十 cm 以下の領域における保水量の温度変化に関する情報が必要になることがある。表層土壌は一般に温度の日変化が大きいため、保水量の温度変化が大きければ表層土壌の水分が昼と夜とで異なることになる。表層土壌の水分の増減が、下層からの水の吸い上げまたは下層への水の排出という形で生じるものとすれば、保水量の温度変化の程度によっては、地下水位そのものが昼と夜とで変化する可能性がある。このような視点から二種の土壌について低張力域における保水量の温度変化を調査した。

II 調査方法

実験は農業土木試験場土壌実験棟恒温室において行った。同室の温度制御能力は5~35°Cの範囲で設定温度±1.0°Cとなっているが、調節範囲の限界付近では制御精度が低くなるので実験には8~33°Cの間を用いた。試料は豊浦標準砂（以下標準砂という）及び農業土木試験場

構内畑圃場表土で関東ロームである。

保水量測定試料作製のため、内径 48.3 mm、外径 50.6 mm のシンウォールサンプラーを長さ約 5 cm に切断した円筒の一端に汙紙を巻いて針金で固定し、その中に風乾試料を詰めた。これを 60(760-700)mmHg で減圧脱気した水中に浸漬して飽和させ、一旦網目間隔 0.25 mm のフルイ上に一昼夜静置して「水締め」**を行い、沈下した分の試料を補充した。これを再び脱気水中に浸漬飽和して、図-1 のようなプリズム型吸引装置にセットし、蒸発を防ぐため全体をビニルシートで覆うとともに、装置の傍に湿った布を置きその一端をシートの際間より外に出して水に浸し、シート内の湿度が常に 100% を保つようにした。

温度の設定は 8, 20, 33°C の 3 段階、水分張力は 10, 30, 50 cm H₂O の 3 段階、試料数は各土壌とも 3 個である。実験は先ず 8°C において h=10 cm の張力を与え、1~2 日して土壌水分が平衡したとき試料重量を測定した。次いで水分張力 30 cm, 50 cm における測定を行い、50 cm の測定が終わった後試料を再び脱気水中に浸漬した。各温度において同様の操作を繰返し、最後に炉乾重

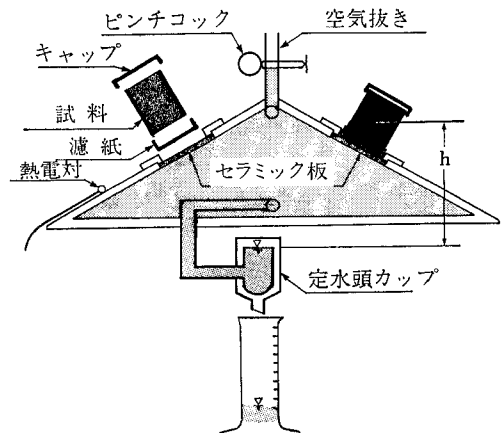


図-1 定水分張力吸引装置

* 農業土木試験場

** 飽和土壌から水を排出させると土壌が沈下して間隙率が減る。このようにして試料の密度を増す方法をここでは「水締め」と呼ぶ。

表-1 保水量測定試料の物理性

試料	粒度分布			真比重	乾燥密度 g/cm ³	間隙率 V _v	
	mm 2~0.02	mm 0.02~0.002	mm <0.002			m	Cv
豊浦標準砂	100%	0%	0%	2.64	1.534	41.9%	0.003
関東ローム	8	53	39	2.64	0.633	76.0	0.003

m : 3個試料の平均値 Cv : 変動係数

量を求めた。炉乾前の観察では何れの試料にも沈下は生じていず、水締め効果のあったことがわかった。温度分布の均一性をチェックするため吸引装置の2点の温度および室温を熱電対で測定した。なお、シンウォールサンプラーを用いたのは、吸引装置のセラミック板の直径が53.5mmで通常の100cc採土缶では濾紙を巻いたときの折重ね部分が邪魔になってセットできないためである。

III 結果と考察

保水量測定試料の物理性を表-1に、各温度における保水量を表-2に示す。データは、粒度分布を除いて、何れも3個の平均値である。また図-2に、8°Cの場合の水分張力 h と体積水分率 θ の関係を示した。図-2によれば、両試料とも 0 ≤ h ≤ 50 cm の範囲では (h, θ) が直線上に並ぶようである。特に砂質試料では h = 40 cm H₂O 付近に変曲点をもつことが多いので測定間隔をもっと密にすれば (h, θ) が直線から外れる可能性もないとは言えないが本報告では一応関係が直線近似できるものとみなして考察を進めることにする。各温度における h ~ θ の一次回帰式を求めると次のようになる。

$$\theta = -0.098 h + 41.6 \quad (8^\circ\text{C})$$

$$\text{標準砂 } \theta = -0.17 h + 42.2 \quad (20^\circ\text{C})$$

$$\theta = -0.18 h + 40.4 \quad (33^\circ\text{C})$$

表-2 各温度における保水量 (体積水分率)

試料	温度	h=10cmH ₂ O		h=30cmH ₂ O		h=50cmH ₂ O	
		m	Cv	m	Cv	m	Cv
標準砂	8°C	40.4	0.013	39.0	0.014	36.5	0.011
	20	39.8	0.019	38.6	0.015	33.1	0.030
	33	38.4	0.009	35.6	0.015	31.4	0.039
関東ローム	8°C	67.2	0.015	63.0	0.042	57.9	0.045
	20	65.3	0.011	61.6	0.030	54.2	0.034
	33	63.5	0.006	58.2	0.037	51.2	0.027

h : 水分張力 m : 3個試料の平均値 Cv : 変動係数

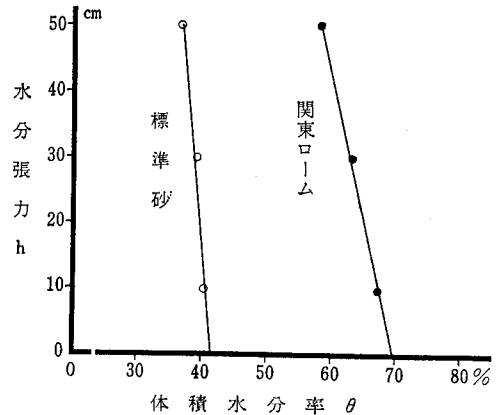


図-2 8°Cにおけるθ-h関係

$$\theta = -0.23 h + 69.7 \quad (8^\circ\text{C})$$

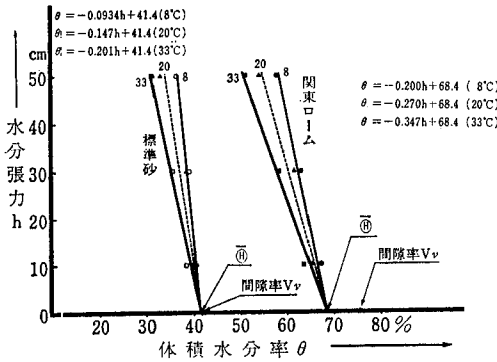
$$\text{ローム } \theta = -0.28 h + 68.7 \quad (20^\circ\text{C})$$

$$\theta = -0.31 h + 66.9 \quad (33^\circ\text{C})$$

これらの式において右辺第二項に示す回帰定数 θ (図3参照) は、h=0における水分量の外挿推定値である。h=0とは試料中の水に外部から吸引力が作用していない状態であるから、h=0の水分量とは試料の保持しうる最大水分量に他ならない。したがって θ は直線近似による推定最大保水量である。

標準砂について各温度における θ の平均値 $\bar{\theta}$ を求めると $\frac{41.6+42.2+40.4}{3} = 41.4\%$ (標準偏差0.748%, 変動係数0.018) となり、表-1における間隙率 V_v = 41.9% にほぼ一致する。言い換えれば $\bar{\theta}$ は全ての空隙に水が満ちたときの水分量 V_v、すなわち保水量の実際の最大値に等しい。推定最大保水量の平均値と現実の保水量の最大値が一致することは、標準砂に対する適用近似式が妥当であることを示すものといえよう。

また変動係数から分るように θ の温度変化は小さいので、実験条件の範囲内ならば最大保水量は温度に拘らず一定値 $\bar{\theta}$ を取るとみなしても差支えないであろう。そうすれば保水量の温度変化は基本的に h ~ θ 直線の勾配の変化として表わすことができ、現象の把握が簡明になる。このような観点から各温度における直線の勾配を、



図一 3 平均推定最大保水量 $\bar{\theta}$ を通る回帰直線の温度変化

$h=0$ で $\bar{\theta}$ を通るといふ条件の下に、最小二乗法で求め図一 3 の左半分を示した。同図によれば、横軸に θ 、縦軸に h をとったとき、温度の上昇に連れて直線が次第に左側に倒れていく様子が伺える。

次に関東ロームについて $\bar{\theta}$ を計算すると $\frac{69.7+68.7+66.9}{3}=68.4\%$ (標準偏差 1.159%, 変動係数 0.017) となって表一 1 の間隙率 V_v (76.0%) よりも明らかに小さく、標準砂とは様子を異にする。つまり、直線近似式から推定される最大保水量は飽和水量に満たず、外部から何の吸引力も作用しない $h=0$ という条件下でも試料が不飽和であることになる。ここから関東ロームに対し次の疑問が生ずる。

i) $h=0$ における本当の水分量は $\theta=V_v$ (飽和水量) であり $\theta=\bar{\theta}$ という推定値は誤りであるのか、それとも

ii) $h=0$ における保水量は実際に $\theta=\bar{\theta} (<V_v)$ であり、全間隙が満水されていないのが事実なのか。

筆者は試料の初期水分調整法からみて後者の可能性が強いと考える。関東ロームの場合、風乾試料を脱気水に浸漬する方法では一定量 v の微細間隙中の空気が水と置換しきれずに残存し、全間隙からその分を除いた (V_v-v) 量の間隙だけが置換性間隙として水で満たされる。すなわち関東ロームにおける推定最大保水量の平均値 $\bar{\theta}$ は、標準砂のように全間隙中に満水した水量 V_v を示す ($\bar{\theta}=V_v$) のではなく、置換性間隙を満たした水量を表わす ($\bar{\theta}=V_v-v$)。

このように考えれば、関東ロームの $\bar{\theta}$ あるいは各温度における θ は、飽和水量よりも少ないけれども実際の最大水分量であることが説明できる。なお標準砂の場合に両者が一致したのは、たまたま標準砂の間隙が全て置換性間隙であり非置換性の微細間隙がなかったためであると理解される。

さて、変動係数から知れるように関東ロームの θ の温

度変化も小さいから実験条件の範囲内では一定値 $\bar{\theta}$ をとるとみなし、標準砂の場合と同様にして各温度における直線を求めた。その結果を図一 3 の右半分に示した。関東ロームの場合もやはり温度の上昇に伴って直線が左方に傾いていく傾向が明らかである。これは次の二つのことを意味する。

- ① 土壌の同一水分張力における保水量は温度が上昇すればするほど減少する。
- ② 温度上昇が同じ場合、保水量の減少は水分張力が高くなるほど著しい。

なお、Haridasan⁴⁾ らは、圧力ヘッドがゼロ近くの水分量は低温時より高温時の方が多い旨を述べた。ゼロ近くの圧力ヘッドとは、彼らの示した Fig.2 からみて約 $-10 \text{ cm H}_2\text{O}$ のヘッドだと思われる。本報告における水分張力 $10 \text{ cm H}_2\text{O}$ の水分量も低温時の方が多く、彼らの結果と一致している。

今回の実験は目的を保水量の温度変化の測定に置いたため水分張力の温度変化は直接計測しなかった。一方、水分の少ない領域の研究では水分量を一定に保って pF 値の温度変化を追跡する方法が多く採用されている。データ解析の仕方が上記のままでは今回の結果と既往の成果との比較が困難なので、次のような間接的な方法により同一水分量における水分張力の温度変化を求めた。

先ず各温度において、 h を θ で表わす必要がある。今まで述べてきたことから $\theta-h$ 関係は $\theta=\bar{\theta}$ で $h=0$ を通る直線で近似できると考えられる。今、独立変数を θ 、従属変数を h とする直線の温度 T における勾配を最小二乗法によって a_T と定め、水分量 θ_i における水分張力を $h_T(\theta_i)$ とすれば直線は $h_T(\theta_i)-0=a_T(\theta_i-\bar{\theta})$ すなわち $h_T(\theta_i)=a_T(\theta_i-\bar{\theta})$ の形に書くことができる。同一水分量 θ_i における温度 T' の水分張力 $h_{T'}(\theta_i)$ も同様の形に書けば両者の比は

$$\frac{h_{T'}(\theta_i)}{h_T(\theta_i)} = \frac{a_{T'}(\theta_i-\bar{\theta})}{a_T(\theta_i-\bar{\theta})} = \frac{a_{T'}}{a_T}$$

となり、水分量 θ_i に拘りなく両温度における直線の勾配の比で表わされる。表一 3 に水分張力および表面張力に関する計算結果を示した。

8°C の場合と 33°C との場合を較べると、水の表面張力の減少率 0.05 に対し、標準砂の減少率は 0.54、関東ロームのそれは 0.42 で各々水の 10.8 倍及び 8.4 倍にも達する。これは Gardner²⁾ の砂壤土のデータ (水分 14.9%, 温度 20→40°C, 平均 pF 2.2 の場合) から計算した 10.9 倍及び Haridasan⁴⁾ らの Dubbs シルトロームのデータ (水分率 0.40 cm^3/cm^3 の場合) による 6.1 倍に近い値である。要約すれば

- ③ 一定水分量における土壌水分張力は水の表面張力と同じく温度の上昇に伴って低下するが、その低下

表-3 水の表面張力及び同一水分量における土水分張力の温度変化

温度及び比率	8°C	20°C	33°C	$\frac{h_8}{h_8}$ または $\frac{\delta_8}{\delta_8}$	$\frac{h_{20}}{h_8}$ または $\frac{\delta_{20}}{\delta_8}$	$\frac{h_{33}}{h_8}$ または $\frac{\delta_{33}}{\delta_8}$
標準砂の張力 h_T	$h_8 = -10.627 \times (\theta - 41.4)$	$h_{20} = -6.495 \times (\theta - 41.4)$	$h_{33} = -4.936 \times (\theta - 41.4)$	1.00	0.61	0.46
関東ロームの張力 h_T	$h_8 = -4.963 \times (\theta - 68.4)$	$h_{20} = -3.670 \times (\theta - 68.4)$	$h_{33} = -2.866 \times (\theta - 68.4)$	1.00	0.74	0.58
水の表面張力 σ_T	74.48 (dyn/cm)	72.75 (dyn/cm)	70.67 (dyn/cm)	1.00	0.97	0.95

率は水の表面張力の低下率よりもはるかに大きい。

以上、今まであまり知られていなかった飽和に近い多水分領域においても少水分領域と同様に保水状態の大きな温度変化のあることが判明した。この現象の原因を確定することは困難であるが、一つの要因としてはやはり Peck⁵⁾ や Chahal⁶⁾ の指摘した捕捉空気の影響が考えられよう。Chahal および Yong⁷⁾ の実験によれば、初期不飽和土壌において温度およびマトリックスアクションを一定に保ったときの水分量は、吸引法の方が加圧法よりも明らかに少ないが、これは吸引法の場合気泡体積が膨張するためであり、土壌水中に捕捉された気泡が一定張力値の水分量に影響を与え得ることを示すものである。

一方 Haridasan⁴⁾ らは、試料を CO₂ 置換法によって完全飽和し使用した水も脱気水であるから捕捉空気の影響は回避できたと考えている。しかし試料が測定過程で不飽和状態に置かれる限り土壌水と空気とは接触せざるを得ず、接触すれば空気は Henry の法則に従って土壌水中に溶解する。すなわち接触空気圧が高いほど、温度が低いほど、接触時間が長いほどそして水の単位質量当りの接触面積が大きいほど多量の空気が溶解する。Haridasan⁴⁾ らの実験は不飽和透水係数の測定に主眼があるため、「脱気水」が常に不飽和土壌中を流下しており、土壌の不飽和度を調節するため種々のレベルの気相圧力が土壌に与えられた。彼らの示した Fig.4 A によれば圧力ヘッドがゼロ近くの最大透水係数でも 6 cm/hr であり、カラムの高さが 10 cm であるとすれば水が流入しはじめてから流出し終えるまで 1.7 時間大気圧以上の空気と接触したことになる。ヘッドが -100 cm H₂O になると透水係数は 7×10^{-2} cm/hr、接触時間は 139 時間にも達する。このような条件下では、土中を流れる水は空気を溶解しており、水が土壌中を流動する過程で間隙径の急変部に気泡を発生する可能性が残ると筆者は考える。つまり、Haridasan⁴⁾ らの方法では気泡の影響を必ずしも完全除去したことにはならず、そのため圧力ヘッド-水分量関係に温度依存性が現れるものと思われる。

なお、以上の考察と関連して、関東ロームの最大保水量と温度の関係には検討の余地が残されている。関東ロ

ームの最大保水量は温度が上昇するほど減少する傾向がわずかにある。これを、低温で溶解していた空気が温度の上昇によって気泡として析出し、しかも温度の上昇に伴って空気体積が膨張したためだと解することも可能である。しかし、標準砂の場合には最大水分量と温度との関係は明白でなく、しかも両試料において最大水分量の変動係数は同程度に小さい。両試料を統一的に説明するため本報告では、 $h=0$ における水分量の温度変化は無視し得るという立場をとったが、 $h=0$ においてもかなりの不飽和間隙を有する土壌は別に扱うべきなのかも知れない。この問題は更にきめ細かな実験によって詰めて行く必要がある。

保水量の温度変化という現象は、原因の解明も重要であるが、その現象が惹起するかも知れない結果も重要である。浅い地下水位を持ち土壌表面付近まで多量の水を含む土壌の温度が日中上昇し、そのため表層土壌の保持し得る水分が減少し、保持しきれなくなった水分が下方に移動して地下水面直上層位の不飽和間隙を満たしたとする。その層位は飽和層位に、したがって地下水面以下の層位になったことになる。これは、表層土壌の温度上昇によって地下水位が上昇する可能性を表わしており、事実、屋外に置かれた土槽の地下水位が日中上昇して夜間に低下する事例⁸⁾ が報告されている。低張力域における保水量の温度変化が上述の程度に大きければ、土壌の不飽和透水性によっては、そのようなことも十分に起り得るであろう。この点に関する詳細な報告は追って発表の予定である。

IV 摘要

水柱表示 50 cm 以下の低水分張力域における保水量の温度変化を実験的に研究した。試料は豊浦標準砂と関東ロームで、結果は以下のようである。

- ① 土壌の同一水分張力値における保水量は、温度が上昇すればする程減少する。
- ② 温度上昇が同じ場合、保水量の減少は水分張力が高くなるほど著しい。
- ③ また、同一水分量における水分張力は水の表面張力と同じく温度の上昇につれて低下するが、水分張力の

低下率は水の表面張力の低下率よりも大きかった。

謝 辞

本研究の遂行に当って農業土木試験場農地整備部農地整備第三研究室の根岸久雄室長からは貴重な御助言を頂いた。同室研究員長谷川周一博士には実験条件の整備に関して御協力を頂いた。また関東ロームの粒度分析は茨城大学農学部学生佐藤泰一郎君の御協力に依った。記して感謝の意を表する次第である。

なお、本研究は農林水産省のプロジェクト研究「転換畑を主体とする高度畑作技術の確立に関する総合的研究」に参加した昭和54～56年度に担当した課題「地下水位の変動機構」の研究過程で得られた成果を含むものであり、データの一部は高性能水圧地温計測装置に記録させたものであることを附記する。

引 用 文 献

- 1) Moore, R. E. : The relation of soil temperature to soil moisture : pressure potential, retention, and infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 5, 61~64 (1940)
- 2) Gardner, R. : Relation of temperature to moisture tension of soil. *Soil Sci.*, 79, 257~265 (1955)
- 3) Wilkinson, G. E. and Klute, A. : The temperature effect on the equilibrium energy status of water held by porous media. *Soil Sci. Amer. Proc.*, 26, 326~329 (1962)
- 4) Haridasan, M. and Jensen, R. D. : Effect of temperature on pressure head-water content relationship and conductivity of two soils. *Soil. Sci. Amer. Proc.*, 36, 703~708 (1972)
- 5) Peck, A. J. : Change of moisture tension with temperature and air pressure : theoretical. *Soil Sci.*, 89, 303~310 (1960)
- 6) Chahal, R. S. : Effect of temperature and trapped air on the energy status of water in porous media. *Soil Sci.*, 98, 107~112 (1964)
- 7) Chahal, R. S. and Yong, R. N. : Validity of the soil water characteristics determined with the pressurized apparatus. *Soil Sci.*, 99, 98~103 (1965)
- 8) 東近農試畑作部農業土木研究室 : III 下方からの補給水量。昭和47年度畑地における水利用の研究, 85~99 (1972)

(1983. 4. 15 受理)

Summary

Changes in soil moisture content with temperature were studied experimentally within a moisture tension range of less than 50 cm H₂O. The results obtained by using Toyoura standard sand and Kanto loam as samples were as follows.

1. For the same moisture tension, the soil moisture content preserved decreased with the increase of the temperature.
2. In the same range of temperature increase the decrease of moisture content under higher moisture tension conditions was more pronounced than that under lower moisture tension conditions.
3. For the same moisture content, the moisture tension as well as surface tension of water decreased when the temperature rose, but the rate of decrease per unit temperature of the former was more pronounced than that of the latter.