

## 乾燥土への浸潤にともなう地温変化と湿潤熱

赤江剛夫\*・田中亜弥\*\*・石黒宗秀\*

### Soil Temperature Change and Heat of Wetting during Infiltration into Dry soils

Takeo AKAE\*, Aya TANAKA\*\* and Munehide ISHIGURO\*

\* The Graduate School of Environmental Science, Okayama University,  
3-1-1 Tsushima-Naka, Okayama, Japan

\*\* Okayama Prefecture Association of Land Improvement Project Promotion,  
1-3-7 Uchisange, Okayama, Japan

#### Abstract

In infiltration process of water to dry soils, rise of the temperature just before the wetting front arrival is observed. This phenomenon is caused by wetting heat released by adsorption of water vapor onto the soil and or wetting of the soil. The temperature change affects not only soil water potential, infiltration itself due to change in viscosity of the water but also bio-chemical phenomena by changing temperature environment. However, few quantitative experiments and analytic studies have been made on this phenomena of natural soils, many problems remain to be solved on this matter. In this research, to evaluate the soil temperature change quantitatively, infiltration experiment was conducted on three types of natural soils under thermally insulated condition and the temperature change was monitored. In addition, wetting heat of the soils was measured by calorimetric method. The experimental results showed that the temperature increased at just before the wetting front by 2.3°C, 21.6°C and 5.8°C for the Masa soil, Ando soil and the red yellow soil, respectively. We observed strong relationship between the increases in the temperature and the wetting heats of each soil. The wetting heats of each soil showed strong relationship with the cation exchange capacity.

**Key words** : Infiltration, Heat of wetting, Specific surface, Adiabatic infiltration experiment, Cation exchange capacity

#### 1. はじめに

土壌の温度は、土壌中での微生物活動、植物や作物の生育、土壌中の様々な化学的变化を支配する重要な状態量である。日射、熱伝導、蒸発による潜熱輸送、降雨や灌漑による熱移流に加えて、湿潤熱の発生も土壌温度を支配する要因の一つである。

乾燥土壌に水を湿潤させると、バルクの水分子のもつ自由エネルギーは土粒子に拘束された状態まで低下する。そのエネルギー差が熱となって解放されるものを湿

潤熱と呼び、粘土の物理化学性の観点から注目されてきた。純粋な粘土の湿潤熱については過去の測定例があり (Keren and Shainberg, 1975, 1979, 1980 ; Kijne, 1969), 測定結果が整理されている (Iwata, S. *et al.*, 1988)。しかしながら、一般の土壌の湿潤熱測定例は、葛上 (1977) によるものなどがあるが、その例は少ない。また、乾燥した土壌への浸潤など現地に発生する現象における研究例は、非常に限られており、実際の水分条件での湿潤熱発生は小さく無視できるとして扱われるのが一般的である (Berge, H.F.M. ten, 1996)。

\* 岡山大学大学院環境学研究所 〒700-8530 岡山市津島中3丁目1-1

\*\* 岡山県土地改良事業団体連合会 〒700-0824 岡山市内山下1-3-7

キーワード : 浸潤, 湿潤熱, 比表面積, 断熱浸潤実験, 陽イオン交換容量

乾燥土壌中への浸潤現象に伴い、浸潤先端付近で発生する温度変化に関して、Anderson and Linville (1962, 1963) や Perrier and Prakash (1977) は詳細な観察結果を報告している。しかし、彼らの実験は熱の出入りに関して開放的な条件で行われており、浸潤に伴って観測された温度変化に関し、湿潤熱との関連で定量的な評価は行われていない。

以上のように、一般の土壌における湿潤熱の測定例は少なく、しかも実際に湿潤熱発生が想定される浸潤現象に伴う湿潤熱発生が土壌温度に与える影響を、定量的に評価した研究は見当たらないのが実態である。

本研究では、日本の畑地土壌として代表的な土壌型である黒ボク土、マサ土、赤黄色土について、低含水比における浸潤に伴う土壌温度変化を、外界と熱的に遮断した断熱浸潤実験を通じて精度良く測定して、浸潤に伴う一般土壌における温度変化がどの程度であるかを見積もった。また、各土壌の湿潤熱を熱量計法で測定し、湿潤熱と比表面積、陽イオン交換容量 (CEC)、初期含水比との関係を検討した。

## 2. 実験方法

### 2.1 試料とその基礎的性質

#### 2.1.1 試験土壌

断熱浸潤試験の供試土壌には、中国四国地域の代表的な畑地土壌である、黒ボク表層土 (鳥取県東伯町、畑地)、赤黄色土 (高知県中村市、農地造成圃場)、マサ土 (岡山大学農学部附属農場、畑地) を用いた。湿潤熱測定については、以上の3試料に加えて、既往の測定結果が得られているカオリナイト (日本粘土学会標準粘土) についても測定を行った。

#### 2.1.2 供試土の基礎的物性および化学性の測定

粒径分布、液性限界、塑性限界、強熱減量を JIS に定められた方法で測定した。湿潤熱発生と直接関係する高い pF (3.5~5.5) における水分特性曲線をサイクロメータ法 (Decagon Device Inc., WP-4) で測定した。比表面積については、風乾試料を  $N_2$  ガス吸着 BET 法 (島津製作所 (株)、マイクロメリティックス、フローソープ II 2300) で測定した。

2 mm 以下の細土について簡易ショーレンベルガー法により陽イオン交換容量 (CEC) を測定した。

### 2.2 断熱浸潤実験

実験装置の概要を図-1 に示す。内径 5 cm、長さ 2 cm および 5 cm のアクリル製リングで浸潤カラムを作成した。カラム上端から 20 cm までは長さ 2 cm のリングを 10 個、それ以下 50 cm までは 5 cm リングを 6 個連結して、長さ 50 cm の土壌カラムを作成した。下端は金網

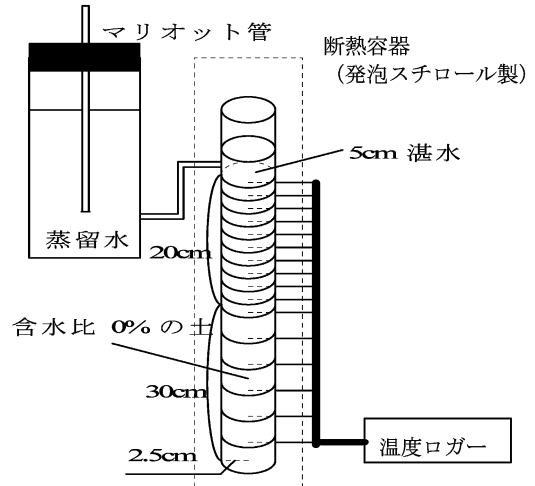


図-1 断熱浸潤測定装置

Fig. 1 Infiltration apparatus under thermo-insulated condition.

ネットを接着し、その上に濾紙を置いた開放状態とした。温度測定用の熱電対を通すため、各リングの中央部には、直径 2 mm の孔を設けた。2 mm フルイを通過した 3 種の土壌試料を 110°C で 24 時間炉乾燥し、その後デシケータ中で室温と平衡させた。マサ土は乾燥密度  $1.50 \text{ g/cm}^3$  で、黒ボク土は  $0.96 \text{ g/cm}^3$  で、赤黄色土は  $1.20 \text{ g/cm}^3$  で均質になるよう各リングごとに注意しながらカラムに充填した。各リング中央位置に感温部が来るよう熱電対を設置し、温度ロガー (江藤電気 (株) 製、サーモダック EF) に接続した。湛水のために土壌カラム上端に長さ 5 cm のリングを 2 個連結した。浸潤試験開始前の水蒸気の吸着を抑制するため、カラムの上端をパラフィルムでシールし、約 20°C の室温中で温度平衡させた。浸潤実験の給水用に蒸留水を満たしたマリオット装置も同じ室温で温度平衡させた。土壌温度がカラム上端から下端まで一定となったのを確かめた後、カラムの周囲を発泡スチロール製断熱材で断熱した。

カラム土壌と同じ温度の蒸留水をマリオット装置から給水して、カラム上部に水深 5 cm で湛水させ、浸潤を開始した。浸潤前線的位置を断熱材の一部をカットして設けた観測窓から目視により測定した。浸潤に伴う各深さの温度変化を熱電対で測定し、1 分ごとに温度ロガーに記録した。測定は、浸潤前線がカラム下端に到達するまで続した。

測定終了後、カラムを各リングごとに輪切りして各リング中の全試料を取り出し、これを炉乾して含水比と乾燥密度を測定した。実験は各試料について 2 対回ずつ行った。

2.3 湿潤熱測定

図-2 に実験装置の概要を示している。

風乾して2mmフルイを通過したマサ土，黒ボク土，赤黄色土の試料から，約20g計量して2個の秤量瓶に採取した。湿潤熱測定法の精度を評価するため，既往の測定結果が得られているカオリナイト（粘土学会標準粘土）についても測定を行った。110℃の乾燥炉中で24時間炉乾した後，デシケータに移し室温まで冷却した。2個のうち1個の秤量瓶は，ゴム栓で密栓した。

ゴム栓の中央部に熱電対を通し，熱電対の感温部を試料中に設置した。これにより，湿潤熱を発生しない条件での試料温度を測定し，対照温度とした。

断熱容器中に土壤重量の3倍の蒸留水を満たし，室温中で温度平衡させた。この水温は3本の熱電対で測定した。対照の試料温度と，水温が同じになったことを確認した後，もう1個の湿潤熱測定用秤量瓶中の試料を断熱容器の蒸留水中に投入し，静かに混合した。混合後の懸濁液の温度を，温度ロガー（江藤電気(株)製，サーモダック EF）で温度が一定となるまで約3分間，2秒間隔で測定を継続した。測定終了後，懸濁液を炉乾し，土壤重量を測定した。

各土壤試料について，含水比調整後の2サンプルについて各々3回の測定を行った。

湿潤熱は(1)式で計算した。

$$Q_{im} = \{C_s \cdot W_s \cdot (T - T_s) + C_w \cdot W_w \cdot (T - T_w)\} / W_s \quad (1)$$

ここで， $Q_{im}$ ：湿潤熱 ( $J \cdot g^{-1}$ )， $T$ ：湿潤後の平衡温度 ( $^{\circ}C$ )， $T_s$ ：土の初期温度 ( $^{\circ}C$ )， $T_w$ ：水の初期温度 ( $^{\circ}C$ )， $C_s$ ：土粒子の比熱 ( $J \cdot g^{-1} \cdot K^{-1}$ )， $W_s$ ：土の質量 (g)， $C_w$ ：水の比熱 ( $J \cdot g^{-1} \cdot K^{-1}$ )， $W_w$ ：水の質量 (g) である。

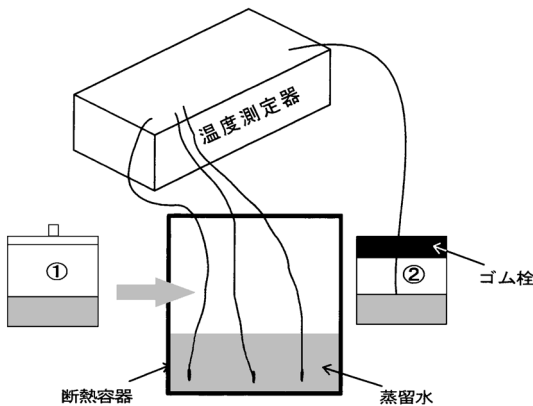


図-2 湿潤熱測定装置

Fig. 2 Wetting heat measurement apparatus.

湿潤熱は，初期含水比に大きく影響される。そこで，0.425 mm 以下のマサ土と黒ボク土について，初期含水比を変化させて測定した。

湿潤熱が土粒子表面での水の吸着に起因して発生する現象であることから，湿潤熱の大きさは表面の大きさを規定する粒径に関係すると考えられる。そこで，湿潤熱発生の大きい黒ボク土については，2mmフルイ通過粒径画分から，0.075 mm 以下，0.075~0.425 mm，0.425~0.85 mm，0.85~2.00 mm の4粒径画分を取り出し，それぞれの画分について湿潤熱を測定した。

3. 実験結果と考察

3.1 基礎物理性

表-1 に試料の基礎的な物理性を示している。また，図-3 には，3種の土壤の水分特性曲線を示している。窒素吸

表-1 マサ土・黒ボク土・赤黄色土の基礎的物理性

	マサ土	黒ボク土	赤黄色土
土粒子密度 ( $g/cm^3$ )	2.64	2.62	2.66
砂 (0.02~2.0) mm	75	31	85
シルト (0.002~0.02)	13	34	12
粘土 (0.002 mm 以下)	6	25	3
土性	SL	SCL	SL
液性限界 (%)	30.9	38	28.1
塑性限界 (%)	20.2	34.4	17.5
塑性指数	10.7	3.6	10.6
活性度	1.78	0.4	3.53
比表面積 ( $m^2/g$ )	4.05	13.8	25.8
強熱減量 (%)	2.1	14.2	1.3
陽イオン交換容量 ( $cmol_c/kg$ )	4.44	33.1	8.97

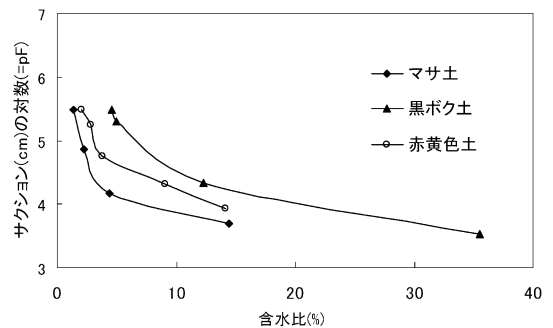
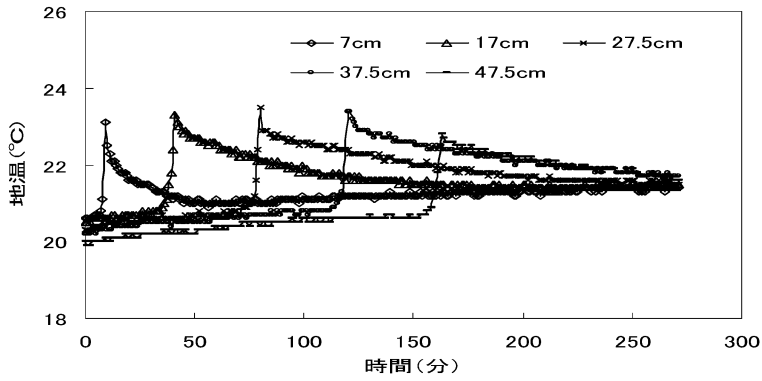
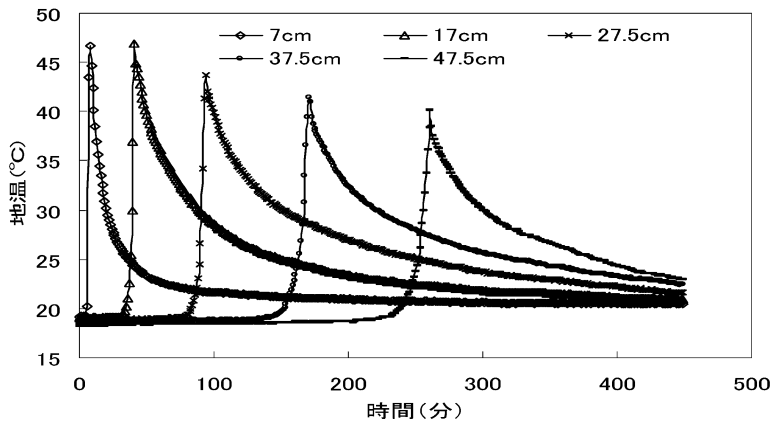


図-3 水分特性曲線

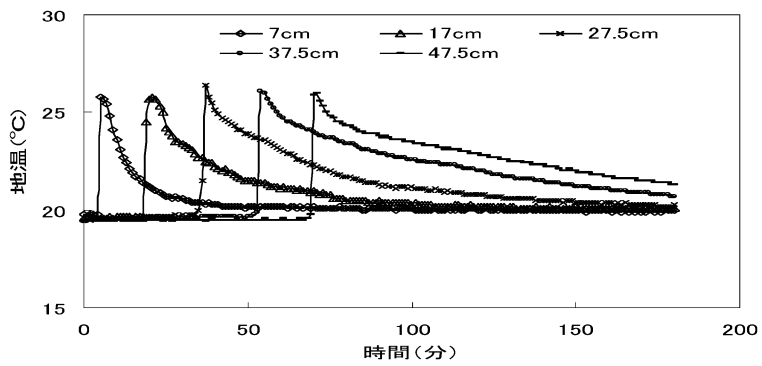
Fig. 3 Soil moisture characteristic curves of soils.



a. マサ土



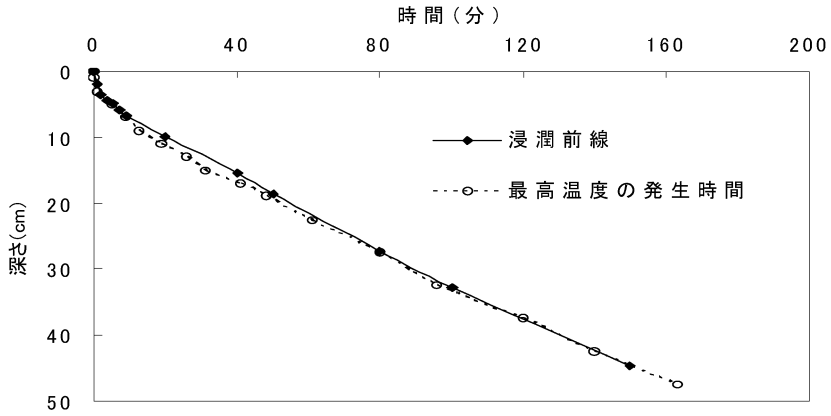
b. 黒ボク土



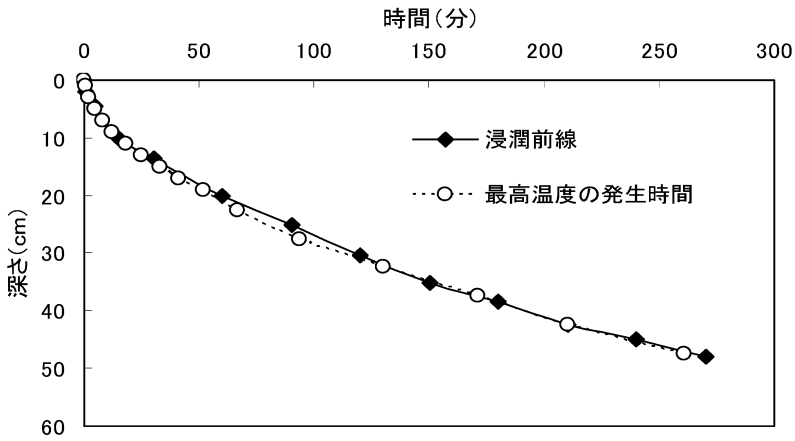
c. 赤黄色土

図-4 浸潤に伴う各深さでの地温変化

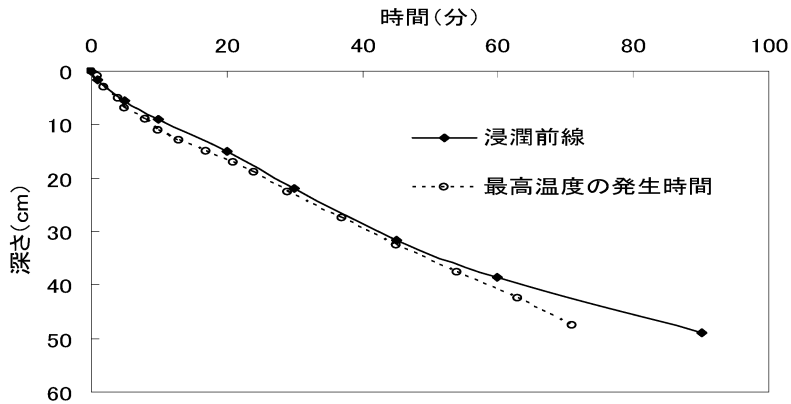
Fig. 4 Temperature change at each depth during infiltration.



a. マサ土



b. 黒ボク土



c. 赤黄色土

図-5 浸潤前線と最高温度の発生位置

Fig. 5 Locations of wetting fronts and maximum temperature.

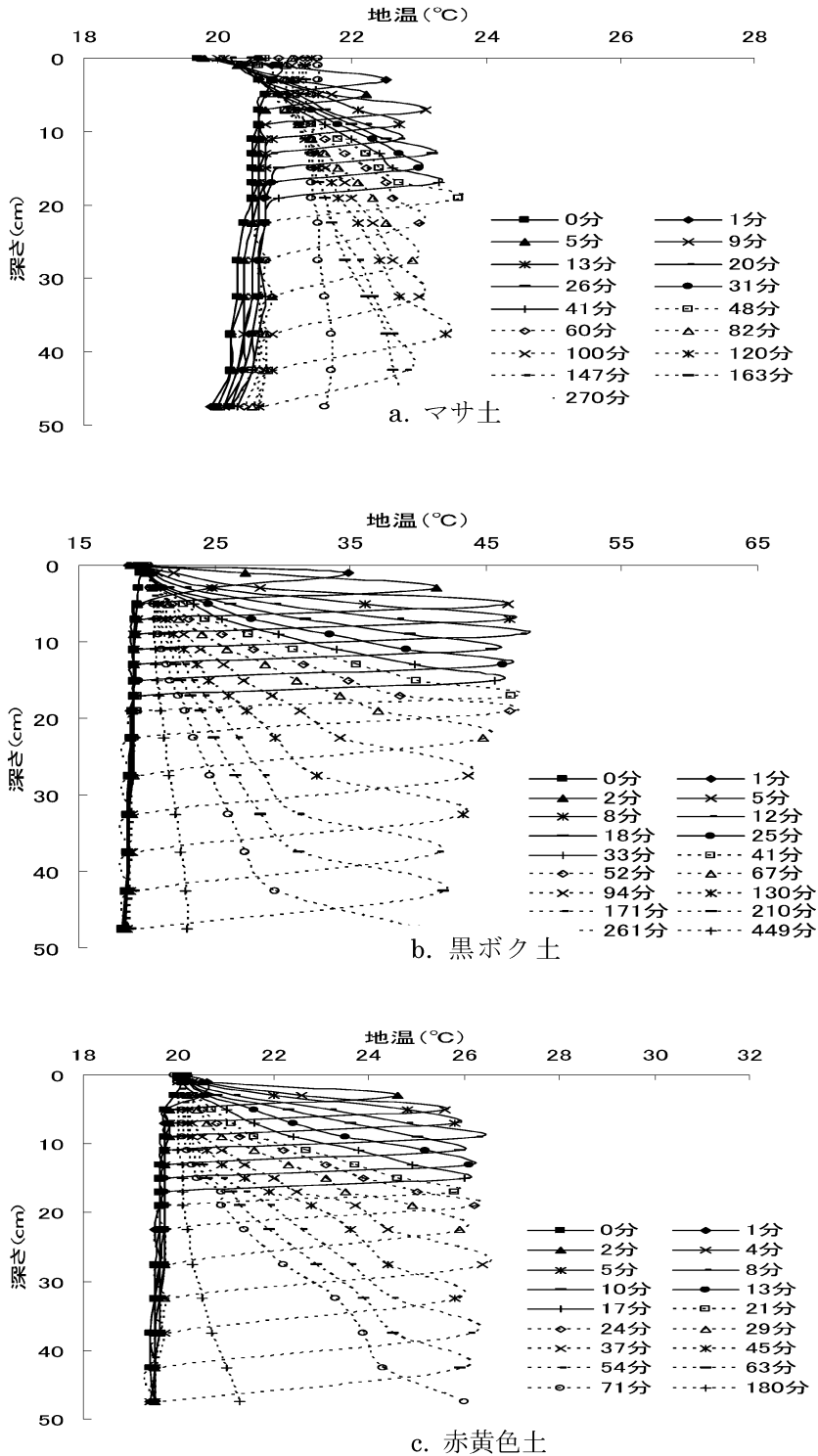


図-6 地温プロファイルの時間変化

Fig. 6 Temperature profiles at different times during infiltration.

着による比表面積は、赤黄色土で最も大きく  $25.8 \text{ m}^2/\text{g}$ 、ついで黒ボク土で  $13.8 \text{ m}^2/\text{g}$ 、マサ土は  $4.05 \text{ m}^2/\text{g}$  と最小であった。陽イオン交換容量は、黒ボク土が圧倒的に大きく、ついで赤黄色土、マサ土の順であった。吸引圧  $3.16 \times 10^3 \text{ cm}$  (=pF 3.5) から吸引圧  $3.16 \times 10^5 \text{ cm}$  (=pF 5.5) の保水性も、黒ボク土、赤黄色土、マサ土の順に大きな値を示した。このように、水に対する吸着量、陽イオン交換容量からは、黒ボク土が特に大きく、赤黄色土、マサ土の順であった。粘土分が最も多い黒ボク土の比表面積が大きくでなかったのは、黒ボク土中に存在すると考えられるアロフェンあるいはイモゴライトの内部表面に窒素が吸着しなかったことが考えられる。

### 3.2 浸潤にともなう地温変化

#### 3.2.1 地温変化と時間の関係

図-4は、浸潤時間の経過に伴う7cm, 17cm, 27.5cm, 37.5cm, 47.5cmの位置での地温の時間的変化を3種の土壌について示している。浸潤前線の接近・通過に伴い、温度はいったん上昇するが、新たな浸潤水の到達と熱伝導によって徐々に温度は低下していき、最終的には流入水温に近づいている。

深さが深くなるほど温度上昇の速度がゆっくりになり、温度低下の速度も遅くなっている。温度上昇は、マサ土では、 $2^\circ\text{C} \sim 3^\circ\text{C}$ 、黒ボク土では  $20^\circ\text{C} \sim 25^\circ\text{C}$ 、赤黄色土では  $4.5^\circ\text{C} \sim 6.2^\circ\text{C}$  となっており、特に黒ボク土の温度上昇は著しい。

#### 3.2.2 地温変化前線と浸潤前線

図-5は3試料土壌の浸潤前線位置と最高温度発生位置を、浸潤開始後の時間に対しプロットしたものである。浸潤前線の進行速度は、今回の実験条件において赤黄色土で最も速く、マサ土と黒ボク土はほぼ同じであった。最高温度の発生時間は浸潤前線とほぼ同じであるが、詳細にみると浸潤前線よりもわずかに早く発生している。浸潤前線より前方で温度が上昇するのは、水蒸気が浸潤前線の前方に液状水よりも早く到達して、吸着され、湿潤熱が発生して温度が上昇したものと考えられる。湿潤前線の到達に先立って温度が上昇する現象は、Andersonら(1962)も見い出しており、それが水蒸気

吸着によると推定している。

#### 3.2.3 地温分布変化の時間的変化

図-6は、地温の深さ方向分布が時間とともに進行していく状況を示している。

最高到達温度は土壌の種類によって、マサ土  $23.7^\circ\text{C}$ 、黒ボク土  $47.5^\circ\text{C}$ 、赤黄色土  $26.5^\circ\text{C}$  と、発生する湿潤熱の大きさによって、それぞれ異なる値をとる。しかし、地温分布の形状は互いに類似している。すなわち、浸潤前線の接近した深さで急激に温度が上昇し、最高温度に到達する。最高温度が達成された後方、すなわち、最高温度発生深さより浅い部分では浅くなるにつれ徐々に温度が低下している。最高温度よりも後方の位置における温度勾配は、時間が経過し、前線が深くまで到達するほど緩やかである。前線前方のシャープな温度変化は、湿潤熱の発生により大きな熱が発生することと、最高温度地点から前方への熱伝導が小さいことを示している。最高温度後方の緩やかな温度低下は、流入する水により冷却されるとともに、発生した熱が浅い層へと熱伝導により徐々に解放されていることを示している。

### 3.3 湿潤熱測定結果

#### 3.3.1 湿潤熱

3種の土壌試料とカオリナイトの湿潤熱測定結果を、表-2に示している。カオリナイトの測定値と文献値を比較してみると、測定値  $4.83 \text{ J/g}$  に対し文献値 (Iwata, S. *et al.*, 1988) は  $5.96 \text{ J/g}$  となっている。本法で測定した湿潤熱の値は文献値よりやや低いもののほぼ一致していることから、本法による測定結果は十分信頼できると考えられる。測定値と文献値の差の要因としては、測定に供したカオリナイトの産地の違いによるものと考えられる。また、変動係数はカオリナイトの16.1%から赤黄色土の21.6%の範囲にあるので、複数回の測定を行えば、その平均値は信頼するに足る値であると考えられる。

土壌試料中、黒ボク土は最大の  $21.4 \text{ J/g}$  を示し、ついで赤黄色土の  $5.64 \text{ J/g}$ 、最小はマサ土の  $3.25 \text{ J/g}$  であった。湿潤熱の大きさの順は、断熱浸潤実験における浸潤にともなう温度上昇の順と一致している。最高温度発生点での含水比は0%に近いと考えられるので、腐植含量

表-2 土壌の湿潤熱 (J/g)

	測定数	平均湿潤熱	標準偏差	変動係数 (%)	湿潤熱
マサ土	6	3.25	0.55	16.9	—
黒ボク土	6	21.40	3.98	18.6	—
赤黄色土	6	5.64	1.22	21.6	—
カオリナイト	6	4.83	0.78	16.1	5.96*

\*: Iwata S. *et al.* (1988)

を考慮したマサ土、黒ボク土、赤黄色土の比熱は、それぞれ 0.814, 1.04, 1.06 J/g/K と計算される。湿潤実験時の各土壌の乾燥密度において、湿潤熱発生による温度上昇は、マサ土 4.0°C、黒ボク土 20.6°C、赤黄色土 4.2°C と計算された。これらの値は、断熱浸潤実験で観測された各土壌の温度上昇と一致しており、断熱浸潤実験における温度上昇が湿潤熱の発生に起因するものであることを示している。

3.3.2 粒径と湿潤熱の関係

黒ボク土の粒径画分と湿潤熱の測定結果を表-3 に示している。0.075 mm 以下の微細な粒径画分のみを含む試料で 30.0 J/g と最も高く、0.075 mm 以下を含まない 0.075~0.425 mm では 22.6 J/g と 25%程度低下する。0.425~0.85 mm は 22.5 J/g でほとんど変化はなく、0.85~2.0 mm で 19.9 J/g へわずかに減少した。なお、2.0 mm 以下は、21.6 J/g となっており、ほぼ各画分の重みをつけた平均値となっている。微細粒径分ほど大きな湿潤熱を持つことは確かであるが、より大きな粒径画分の湿潤熱と比べて、その差は比表面積から予想されるほど大きくはない。これは、黒ボク土には、団粒中の内部間隙が存在しており、粗大な粒径画分においても団粒内間隙における水の吸着でかなりの湿潤熱が発生するためと考えられる。この点については、3.3.4 でも考察を加える。

3.3.3 初期含水比と湿潤熱

図-7 はマサ土と黒ボク土の湿潤熱と初期含水比の関係を示している。いずれの試料も初期含水比の増加とともに湿潤熱の発生は著しく低下し、マサ土では 4% 以上で湿潤熱の発生が見られなくなり、黒ボク土でも 5% 以上では事実上、湿潤熱の発生は見られなくなる。湿潤熱発生が見られなくなる含水比は、マサ土では pF 4.2、黒ボク土では pF 5.2 に相当する。このことから、浸潤に伴う地温変化の発生も、pF 4.2~5.2 以上に乾燥した時に発生し、乾燥するほど地温変化も大きいことが予想される。

3.3.4 湿潤熱と比表面積、陽イオン交換容量 (CEC) の関係

3種の土壌の湿潤熱と比表面積および陽イオン交換容

量の関係を、図-8 にプロットした。湿潤熱は陽イオン交換容量の増加に比例して直線的に増大している。これに関し、一般に言われているように比表面積の増大とともに湿潤熱が増大する傾向は認められる(葛上, 1977)ものの、本研究では、黒ボク土が比表面積に対して特に大きな湿潤熱を示したのが特徴的である。これは、N<sub>2</sub> ガス吸着法では、N<sub>2</sub> ガスが吸着される外表面が測定されるが、水分子は外表面以外に火山灰起源の粘土鉱物の構造内部間隙にも吸着され、より広範な部位で湿潤熱が発生

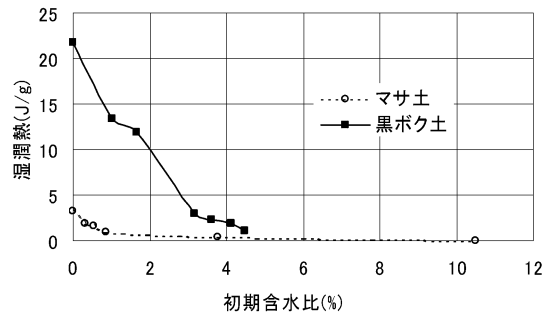


図-7 初期含水比と湿潤熱

Fig. 7 Dependence of wetting heat on initial water content.

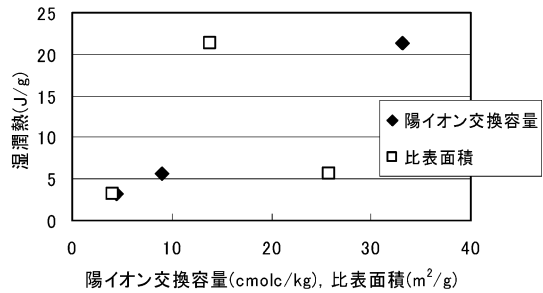


図-8 陽イオン交換容量、比表面積と湿潤熱

Fig. 8 Relationship between wetting heat and CEC and that of between wetting heat and specific surface.

表-3 黒ボク土の粒径と湿潤熱 (J/g)

	粒径 (mm)			
	<0.075	0.075~0.425	0.425~0.85	0.85~2.0
run 1	29.7	23.3	22.9	20.2
run 2	30.2	21.9	22.0	19.5
平均	30.0	22.6	22.5	19.9



するためと考えられる。

#### 4. おわりに

本研究では、マサ土、黒ボク土、赤黄色土の乾燥状態での浸潤における地温変化を定量的に把握するため、断熱した土壌カラムでの浸潤実験を行い温度変化を測定した。また、各土壌における湿潤熱を熱量計法で測定した。

その結果、浸潤前線直前においてマサ土、黒ボク土、赤黄色土でそれぞれ最大 2.3°C、21.6°C、5.8°C の大きな地温変化が発生することが分かり、湿潤熱と地温変化の間には高い相関が認められた。各土壌の湿潤熱は、特に CEC との相関が高いことが明らかになった。

#### 謝 辞

試験土壌の採取に当たっては、東伯農業水利事業所、高知西南開拓建設事業所の担当者各位に便宜を図っていただいた。記して謝意を表します。

#### 引用文献

- Anderson, D.M. and Linville, A. (1962) : Temperature fluctuations at a wetting front : I. Characteristic temperature-time curves, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **26** : 14-18.
- Anderson, D.M. and Linville, A. (1963) : Temperature fluctuations at a wetting front : II. The effect of initial water content of the medium on the magnitude of the temperature fluctuations, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **27** : 367-369.
- Berge, H.F.M. ten : 九州地下水研究会 (1996) 訳：裸地

表面と低大気層における熱と水分の輸送, 森北出版, p. 31.

- Iwata, S. (1972) : Thermodynamics of soil water. II, *Soil Sci.*, **113** : 313-316.
- Iwata, S., Tabuchi, T. and Warkentin, B.P (1988) : Soil-water interaction Mechanism and application, *Mercel Dekker Inc., New York* : p. 102.
- Keren, R. and I. Shainberg (1975) : Water vapor isotherms and heat of immersion of Na- and Ca-Montmorillonite systems, I. Homoionic clay, *Clays and Clay Minerals*, **23** : 193-200.
- Keren, R. and I. Shainberg (1979) : Water vapor isotherms and heat of immersion of Na- and Ca-Montmorillonite systems, II. Mixed systems, *Clays and Clay Minerals*, **27** : 145-151.
- Keren, R. and I. Shainberg (1980) : Water vapor isotherms and heat of immersion of Na- and Ca-Montmorillonite systems, III. Thermodynamics, *Clays and Clay Minerals*, **28** : 204-210.
- Kijne, J.W. (1969) : On the interaction of water molecules and Montmorillonite surfaces, *Soil Sci. Soc., Amer. Proc.*, **33** : 539-543.
- 葛上 久 (1977) : 細粒土の工学的性質研究のための熱測定について—細粒土の工学的性質に関与する比表面 (S.S) について (Ⅲ)—, *農土論集*, **68**, 50-57.
- Perrier, E.R. and Prakash, O.M. (1977) : Heat and vapor movement during infiltration into dry soils, *Soil Sci.*, **124** (2) : 73-76.

#### 要 旨

乾燥した土壌への浸潤現象においては、浸潤前線の進行にともなって前線直前で温度が上昇される現象が観察される。これは、前線から蒸発した水蒸気が土壌に吸着・浸漬する際に発生する湿潤熱によるものである。温度変化は、土壌水の水分ポテンシャルの変化、土壌水の粘性変化を通じて浸潤現象そのものに影響するばかりでなく、土壌内の生化学的現象にも影響すると考えられる。しかしながら、この現象についての一般土壌に対する定量的な実験および解析に関する既往の研究事例は極めて少なく、明らかにすべき課題が多く残されている。

本研究では、マサ土、黒ボク土、赤黄色土の乾燥状態での浸潤における地温変化を定量的に把握するため、断熱状態とした土壌カラムの浸潤実験でカラムの温度変化を測定した。また、各土壌の湿潤熱を熱量計法で測定した。その結果、浸潤前線直前においてマサ土、黒ボク土、赤黄色土でそれぞれ最大 2.3°C、21.6°C、5.8°C の大きな地温変化が発生した。湿潤熱と地温変化の間には高い相関が認められるとともに、各土壌の湿潤熱は、比表面積ならびに CEC との相関が高いことが明らかになった。

受稿年月日：2007年 1月 4日  
受理年月日：2007年 4月 18日