

# リモートセンシングによる土壤水分の測定 —グランドトゥースを主体とした基礎研究—

## Measurement of Soil Moisture with Remote Sensing Techniques

### —A Basic Study on Ground Truth—

小 泉 健\*

Takeshi KOIZUMI

#### I はじめに

リモートセンシングは、直接手を解れないで対象物や現象に関する情報を収集し、対象物や現象の識別、分類、判断および分析を行なう技術である。土壤調査への応用においては、土壤の含水量とそれに関連した性質を調べる事が主体となっている。特に、土壤水分は、水循環、地表面でのエネルギー交換および植物の生育等において重要な要素であるため最も重要な特性の1つであり、他の特性に比べて探知しやすい事も含めて現在の研究の中心となっている。

しかしながら、土壤はその複雑性から、実際には土壤水分の相対的比較が可能であるというのが現状である。しかも、これまでの研究では、ある特定の土壤について一つの手法を用いて土壤水分との関係を述べただけの例が多く、どの手法が最も有効であるのかといった検討が不十分であり、その精度について具体的に数値が示された例も少ない。そこで、本研究では、ローム質土壤の水分量変化に伴う電磁波特性を、反射および放射特性の両方から同時に観測して両者の比較検討を試み、土壤水分測定の可能性を調べる事を目的とした。そのため、今回は観測地をあらかじめ設定し、グランドトゥース（地上において物体の放射量を実測する手段でリモートセンシングでは必要不可欠な方法）を主体に季節的变化をみる事も考慮して連続的観測を行なった。

#### II 研究方法

##### 1) 利用した波長域の基本的特徴

###### (1) 0.4~0.9 $\mu$ mの波長域

この波長域では、太陽スペクトルの単位波長当たりのエネルギー量がほぼ0.48 $\mu$ mで最大となり、大気中の窒素、酸素、その他の気体の個々の分子によって太陽放射が散乱される。このような分子は放射の波長( $\lambda$ )に比べてきわめて小さいので、散乱過程はレイリーの法則に従う。すなわち、散乱の効率は $1/\lambda^4$ に比例する。これは、0.4 $\mu$ mの青色光が0.7 $\mu$ mの赤色光より約9倍も効率よく散乱されることを意味している。

また、すべて自然物体は、入射した日射を反射したり透過したりする。表面の反射率( $R(\lambda)$ )は、特定の波長( $\lambda$ )で入射した日射量 $I_0(\lambda)$ に対する反射量 $I_i(\lambda)$ の割合で表わされる。

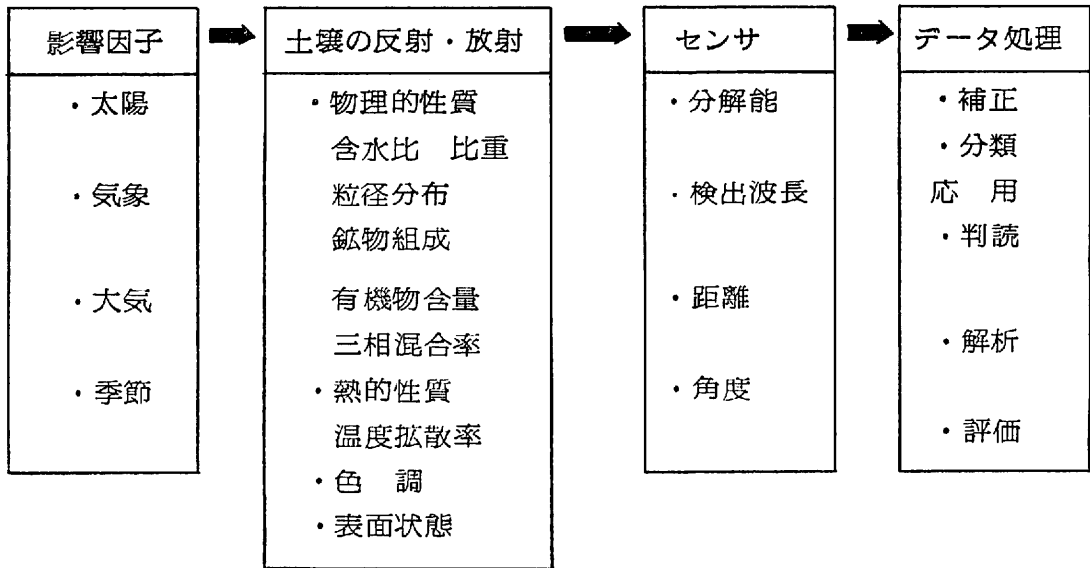
$$R(\lambda) = I_i(\lambda) / I_0(\lambda) \dots\dots\dots(1)$$

###### (2) 8.5~12.5 $\mu$ mの波長域

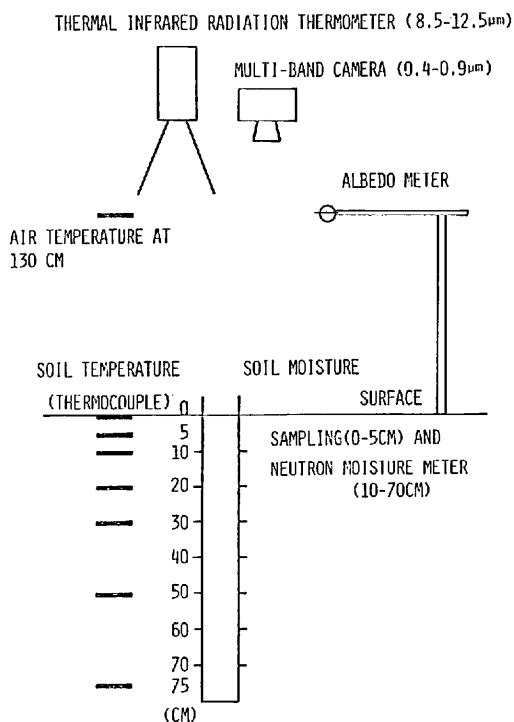
絶対零度以上の全ての物体は、その温度に応じて赤外線を放射している。これより、測定対象物から放射される赤外線エネルギーをとらえることにより、温度の測定ができる。表面温度と放射に関する物理法則は、Plank, Stefan-Boltzman, Wienなどによって与えられている。放射の基本式であるPlankの式は(2)式で表わされる。

$$W_\lambda = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{ch/\lambda kT} - 1} \dots\dots\dots(2)$$

\*筑波大学、大学院、環境科学研究科



第1図 リモートセンシングにおけるデータ収集の基本概念



第2図 観測施設の概要

ここで、 $W_\lambda$ は黒体の単位表面積から単位時間に放射されるエネルギーの単位波長当りの大きさ ( $W \text{ cm}^2 \mu\text{m}^{-1}$ )、 $\lambda$ は波長 ( $\mu\text{m}$ )、 $T$ は絶対温度 ( $^\circ\text{K}$ )、 $h$ は Planck 定数 ( $6.626 \times 10^{-34} W \text{ sec}^2$ )、 $C$ は光速 ( $2.998 \times 10^{10} \text{ cm sec}^{-1}$ )、 $K$ は Boltzman 定数 ( $1.380 \times 10^{-23} W \text{ sec}^\circ\text{K}$ ) である。この式によれば、常温  $300^\circ\text{K}$ の物体からの放射は波長  $10\mu\text{m}$  にピークをもつ分布をしている。

また、Wien の変位則によれば、最大放射を示す波長  $\lambda_m$  と絶対温度  $T$  との関係は、次式で表わされる。

$$\lambda_m T = 2898 \mu\text{m}^\circ\text{K} \dots\dots\dots(3)$$

これは、Planck の式を波長で微分し、微分商を 0 とおき、 $W_\lambda$  が最大になる波長を求めたものと一致する (Bastuscheck, 1970)。

一方、絶対温度  $T$  の黒体から半球面内へ放射されるエネルギー  $W$  は、Stefan-Boltzman の式で表わされる。

$$W = \sigma T^4 \dots\dots\dots(4)$$

ここで  $\sigma$  は Stefan-Boltzman 定数 ( $5.67 \times 10^{-12} W \text{ cm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ )

2) 観測方法

リモートセンシングによるデータ収集の基本概念は、第1図に示すとおりである。したがって、観測においては、影響因子、土壤の反射および放射特性にかかわる種々の性質、それを感知するセンサの性能等を総合して考える必要がある。そこで、第2図にあるような施設を水理実験センターホ場に2か所設けた。観測地の面積は、それぞれ6×6m<sup>2</sup>程度とし、両方とも裸地である。ここで、同一土壤における水分量の違いによる反射および放射特性を同時に観測して、両方の特徴について比較検討した。

### III 結果および考察

#### 1) 土壤の反射特性について

##### (1) 土壤の物理的性質

土壤の反射特性は、その種類、水分量、表面状態などによりことごとく異なってくる (Coulson, 1966; Condit, 1969)。そのため、土壤水分の違いによる反射率の変化をみるには、土壤水分の挙動がどのようなメカニズムによってなされるのかを知る必要がある。そこで、第1図に示した反射特性に影響を及ぼす土壤の物理的性質について調べた。その結果、観測地の表層土および10~20cmの深さの土の粒経分布は砂分とシルト分が多く、分類からみればロームにあたり、比重は2.50であった。また、腐植層を含み、色調は暗黒色で粘土鉱物はアロフェンを主成分とする。三相分布は固相率が小さく、液相と気相が大きくて透水性・保水性に富んでいる。そして、液性限界は173%、塑性限界は76%であり、これらの諸性質から観測地の土壤は、明らかに関東ロームの一種である。なお、今回観測した水分量の測定範囲は、約40~70%の間であり、pF水分曲線から考えて、水分の変化は自由水や毛管水の移動によって生じていることがわかる。

##### (2) 反射率と写真濃度の関係

撮影した各バンド別のフィルム濃度のデータは、そのまま水分量の値と結びつけることはできない。それは、同一対象物に同一フィルムを用いても写真濃度は、露光時間、太陽光源の強さと分光特性の変化、撮影条件、フィルム現象の処理方法などの影響をうけるため一定でないからである。このため、対象物の情報に近い値を引き出す方法として、写真内に反射率の判ったグレイスケールを同時に写し込む方法を用いた。土壤表面の反射率  $R$  とフィルム濃度  $D$  との関係は、(1)式との関係から次式で表わされる。

$$D = \log \frac{I_0}{I_t} = \log \frac{1}{R} \dots \dots \dots (5)$$

第3図は、このことをもとに、1978年9月8日午前10時に撮影した土壤におけるグレイスケール

反射特性については、0.4~0.9 $\mu$ mの波長域をマルチバンドカメラによってとらえた。今回用いたマルチバンドカメラは、普通のカメラにKodakの赤外線フィルムを用い、Blue, Green, Red, IRの4種類のフィルターを使って撮影したものである。なお、撮影は、午前10時に行ない、フィルムの正規化をはかるため反射率のわかっているKodakのグレイスケールを同時に写し込んだ。一方、放射特性については、8.5~12.5 $\mu$ mの波長を利用した赤外線放射温度計を用いた。この温度計の性能は下記のとおりである。

視野角; L/28.6cm $\phi$  (L(cm)は測定距離)

感度; 0.1 $^{\circ}$ C (-10 $^{\circ}$ C以上において)

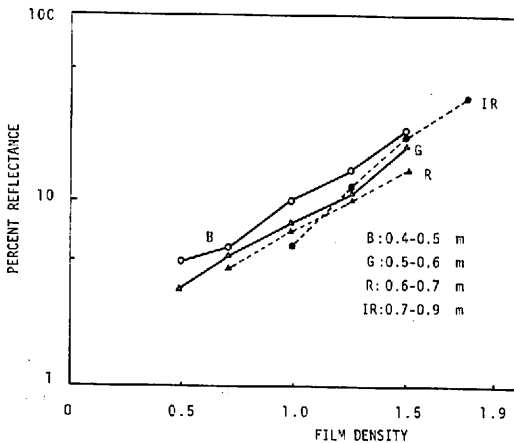
測定精度;  $\pm$ 0.5 $^{\circ}$ C (10~+60 $^{\circ}$ Cの範囲)

有効測定範囲; 50cm $\sim$  $\infty$

測定温度範囲; -50~+150 $^{\circ}$ C

このような性能をもつ赤外線放射温度計を用いて、土壤の表面温度を連続観測した。

また、土壤の水分量は、表層0~5cmについてはサンプリングにより、また深さ10~70cmまでは10cm間隔に中性子水分計を用いて測定した。地温および気温は、熱電対により測定した。ただし、熱電対による地表面温度の測定は、地表面下数ミリ程度の温度を示すものである。日射量の測定は、アルベドメーターによって行なった。なお、観測は、1978年8月から11月にかけて、リモートセンシングのデータとして有効な晴天日を中心に行なった。



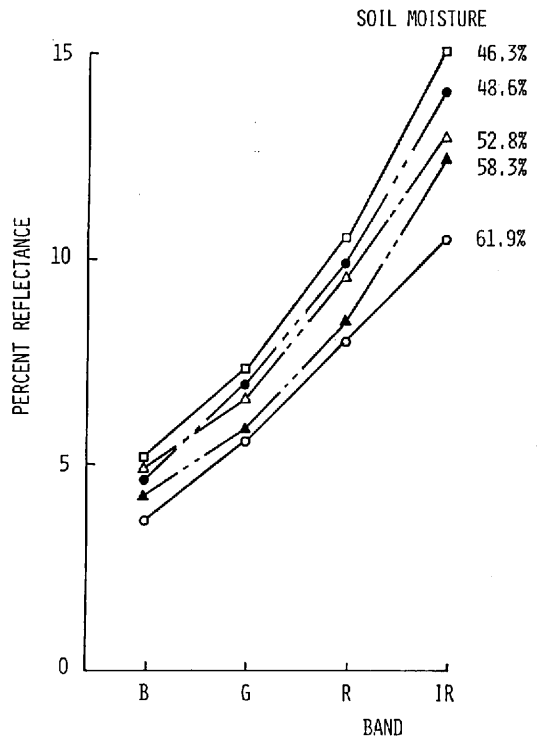
第3図 透過写真濃度と反射率の関係

の反射率と透過写真濃度の関係を示したものである。この図をみると、グレイスケールの反射率は5~50%程度の範囲で透過写真濃度とほぼ直線関係にあるため、この範囲内では、フィルム濃度を反射率におきかえることができる。このようにして、各写真ごとにこの関係を用いてグラフをつくりフィルム濃度を反射率に換算した(辰巳・天田, 1976)。

### (3) 土壌水分量と反射率

土壌の反射は、表層のごく浅い部分によって決まることから、表面の水分量を正確にとらえることは重要であるが、技術的にみて困難であり、誤差を含みやすいため、今回は一般的な方法として100 ccのサンプラーにより表層0~5 cmの水分量を求めた。これより求めた水分量と各バンド別の反射率との関係をグラフにしたのが第4図である。ここで、含水率46.3%は最小値を示し、61.9%はほぼ飽和状態に近く最大値を示している。これより、水分量が減少すると反射率は各バンドとも増加し、全体としてはBlueからIRになるに従い反射率は大きくなっていて、土壌の分光反射特性とも一致している。特に、IRバンドにおいては、水分量の違いを反射率の値がよく示している(Bowers and Hanks 1965)。

しかしながら、水分量の差が4%程度の小さい場合、土壌水分量の違いを反射率から判読するこ



第4図 土壌水分量と反射率の関係

B: Blue, G: Green, R: Red  
IR: Infrared

とは技術的にみて誤差を含みやすく、はなはな困難である。また、これよりバンド比を計算してみると、IR/Bはすべて3.0前後、IR/Gは2.0前後の値となり、水分量の違いをバンド比から見出す事はできず、土壌水分量の解析にはバンド比はあまり有効ではないと言えよう。したがって、0.4~0.9  $\mu\text{m}$ の波長域を用いたマルチバンド写真では、精度からみてローム質土壌の水分量判読にはあまり有効ではなく、さらに研究が必要であると考えられる。

### 2) 土壌の放射特性について

#### (1) 土壌の熱的性質

土壌の放射特性は、地表面の温度に影響されることから、土壌の温度および熱的性質について調べた。地表面において純放射は、潜熱伝達、顕熱伝達および地中伝導に配分されている(Chudno-

skii, 1962)。

土壤の熱伝導についてみると、一般に次式で表わされる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K^2 \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \dots \dots \dots (6)$$

ここで、 $T$ は温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )、 $t$ は時間 (sec)、 $z$ は深さ (cm)、 $K^2$ は温度拡散率 ( $\text{cm}^2/\text{sec}$ )である。この式より、深さ $z_1$ 、 $z_2$ における日較差を $R_1$ 、 $R_2$ とすると、温度拡散率 $K^2$ は、

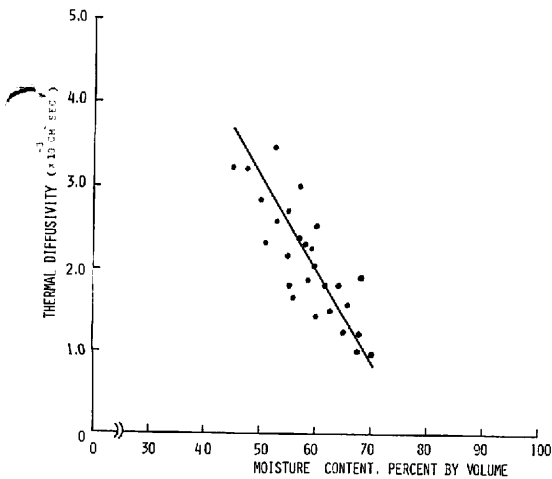
$$K^2 = \frac{(z_2 - z_1)^2 (\log_{10} e)^2}{(\log R_1 - \log R_2)^2} \cdot \frac{\pi}{T} \dots \dots \dots (7)$$

となる。この温度拡散率  $K^2$  と水分量との関係を第5図に示す。この図より、多少のばらつきはあるが、測定水分量の範囲内において、水分量が増すと温度拡散率は直線的に減少する傾向があると言える。

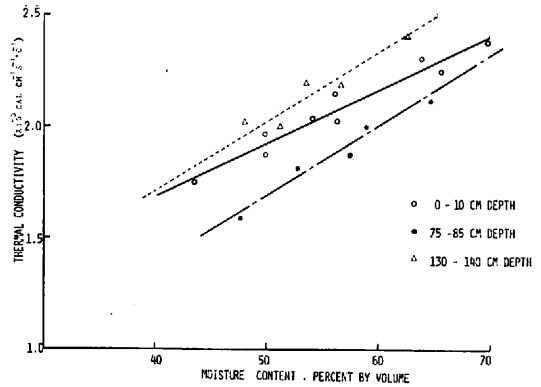
また、温度拡散率  $K^2$ 、比熱  $c$ 、密度  $\rho$  より熱伝導率  $\kappa$  を求める事ができる。

$$\kappa = K^2 \rho c \text{ (cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^{\circ}\text{C)} \dots \dots \dots (8)$$

ここで、 $\rho c$ は体積熱容量であり、土粒子と水分および土壤空気の各  $\rho c$  の和で表わされる (Jackson and Taylor, 1965)。土壤の熱伝導率は、土粒子の大きさ、間隙率等に影響をうけるが、水分量が変



第5図 土壤水分量と温度拡散率の関係

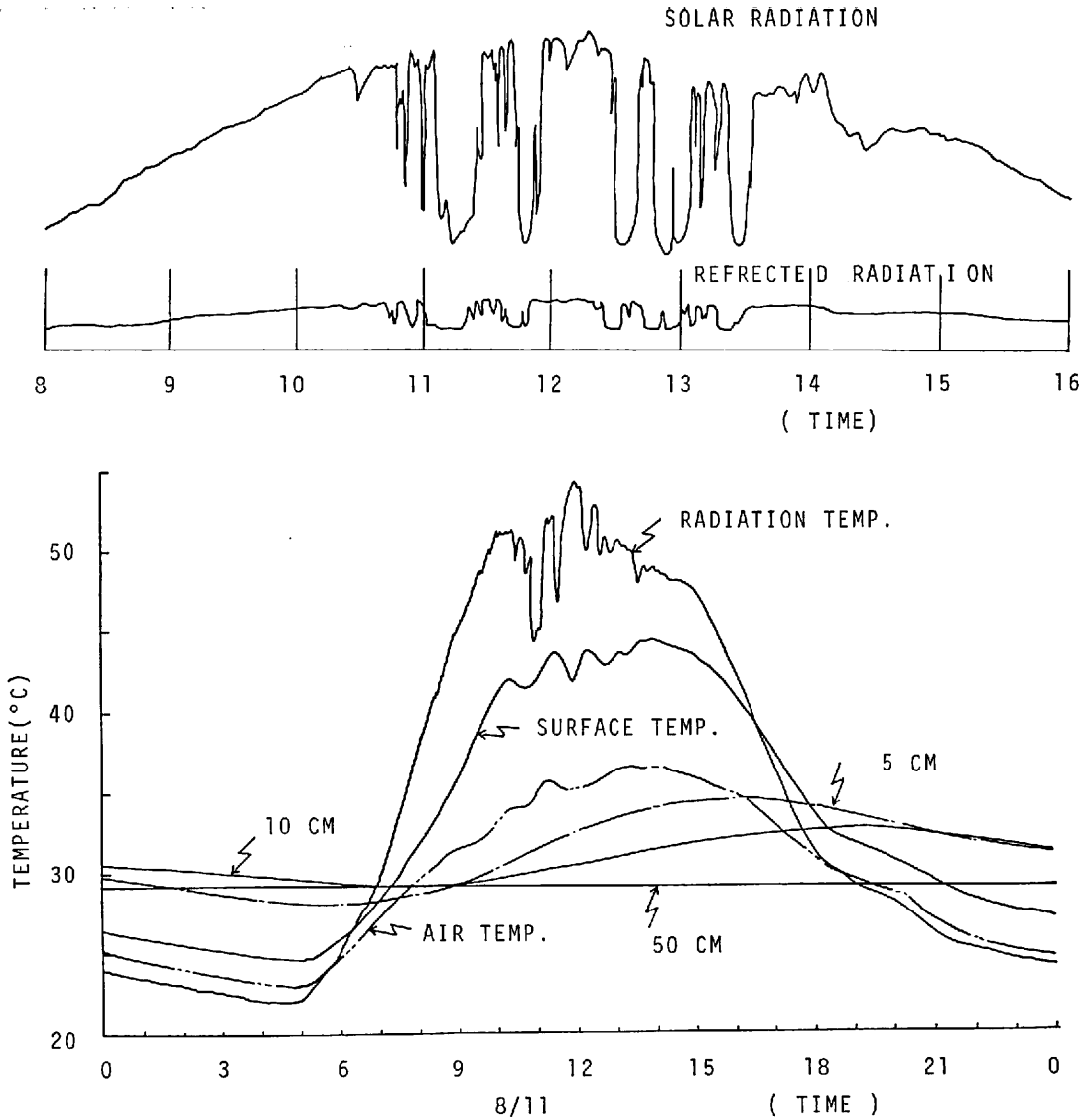


第6図 土壤水分量と熱伝導率の関係

化した場合について関係を調べてみると、第6図に示すように、水分量が減少すると熱伝導率も小さくなり、その関係は直線的である事が判明した。粕淵 (1972, 1973) の研究によれば、土壤の熱伝導率と水分量との間には1次の相関関係が存在し、その回帰直線の勾配は土壤によって異なり、固相率が大きいほど勾配は大きい傾向にあるとされている。これは、今回の結果と一致するものである。さらに、これらの結果から、(8)式より、体積熱容量と水分量との間には直線関係があると言える。このように、水分量は、土壤の熱的性質に大きな影響を及ぼしていることがわかった。

## (2) 赤外線放射温度の特徴

赤外線放射温度計は、前述したように8.5~12.5 $\mu\text{m}$ の波長域を感知し、温度に換算できるが、実際に土壤表面の温度を測定した場合、影響要素は何か、地温との関係はどうなっているのかを検討する必要がある。第7図は、8月11日における各温度およびアルベドメーターの変化を示したものである。これをみると、赤外線放射温度は日中常に地表面温度より高く、その温度差は10 $^{\circ}\text{C}$ にもなっているが、逆に夜間は低くなっている。この変化は、土壤の貯熱(日中)または放熱(夜間)の動きを示していると考えられる。また、8月から11月にかけてみると、日中の赤外線放射温度と地表面温度の差は1 $^{\circ}\text{C}$ 程度と小さくなって



第7図 地温およびアルベドメータの日変化 (1978年8月11日)

いて、土壌が春から夏にかけて貯熱した熱を放熱していることが読みとれる。

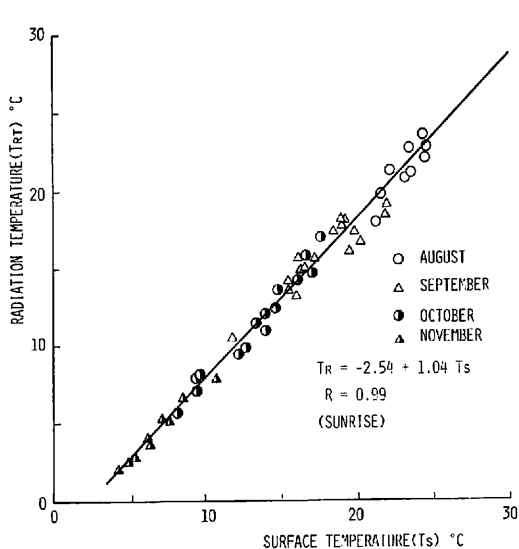
また、赤外線放射温度は、アルベドメータの動きからわかるように、直達日射量に影響される。そこで、4ヶ月間を通じて日出時、南中時および日没時における赤外線放射温度  $T_{RA}$  と気温  $T_A$  および地表面温度  $T_S$  との相関を調べたのが第1表である。これより、赤外線放射温度と気温

との相関は、平均で  $R=0.96$  と非常に高い値を示し、気温に大きく影響を受けている事がわかる。また、地表面温度との相関も平均で  $R=0.98$  と非常に高いので、地表面温度は赤外放射温度から正確にとらえることができると言える (第8図)。Bonn (1977) は、これと同じ関係を5か所の観測地について調べているが、相関係数においては、今回の結果の方が良い値を示した。これは、同

第1表 赤外線放射温度 ( $T_{RT}$ ) と気温 ( $T_A$ ) および地表面温度 ( $T_s$ ) との相関関係

PERIOD	$T_{RT} = A + B T_s$			$T_{RT} = A + B T_A$		
	A	B	R	A	B	R
AUGUST--Nov. SUNRISE	-2.54	1.04	0.99	-1.67	1.04	0.99
SOLAR NOON	-2.94	1.15	0.99	-9.61	1.74	0.94
SUNSET	-2.35	0.99	0.97	-2.25	1.04	0.96
MEAN			0.98			0.96

N = 63 N = 63

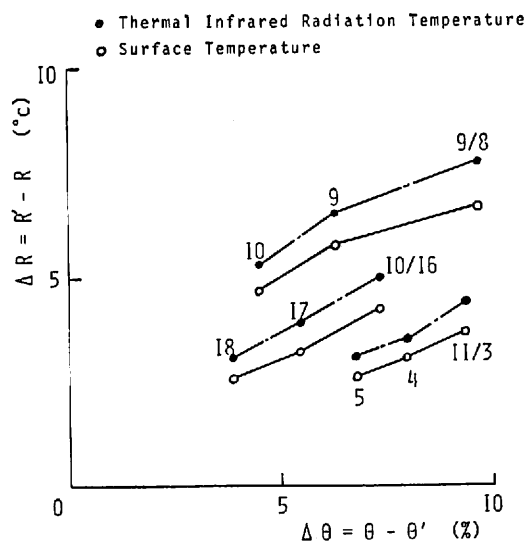


第8図 日出時における地表面温度 ( $T_s$ ) と赤外線放射温度 ( $T_{RT}$ ) の関係

土壌だけを観測したこと、温度の測定精度が良い等の理由によるものと考えられる。

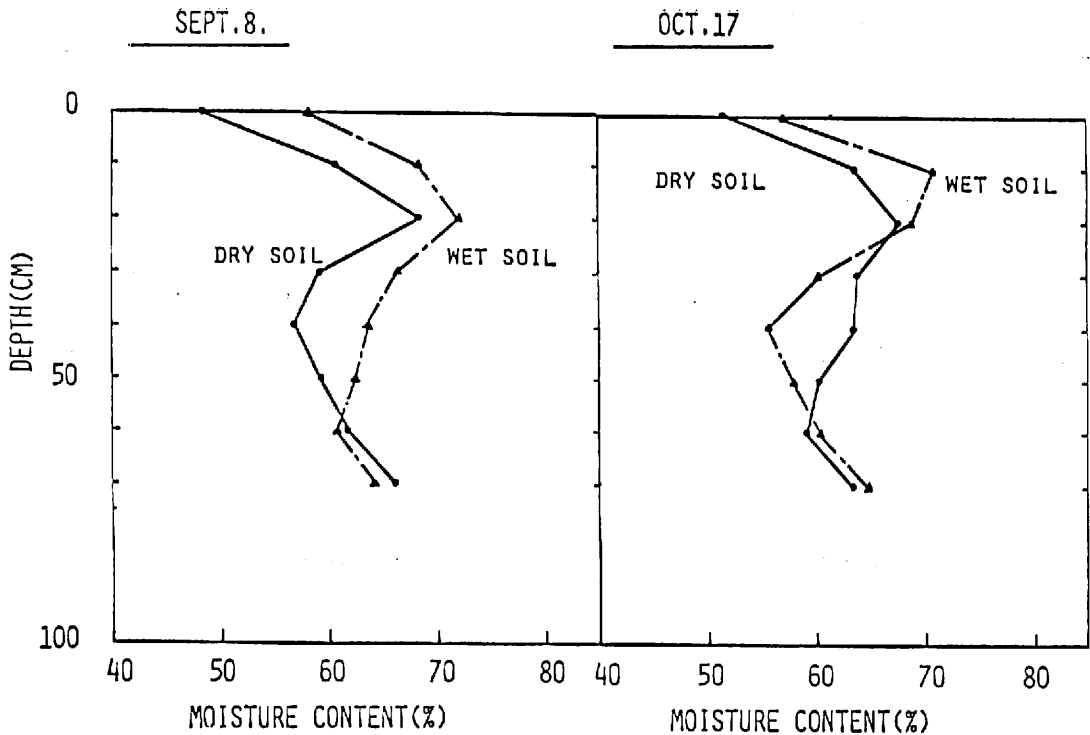
(3) 赤外線放射温度および地表面温度と土壌水分量の関係

地表面温度と水分量の関係を調べるため、水分量の異なる2つの観測地を同一気象条件のもとで観測し、その水分量の違いと赤外線放射温度および地表面温度の日較差の変化を測定した。この場合、水分量の違いは、一方の観測地に散水したり、降雨時に他方にシートをかけて濡れないよう



第9図 2つの観測地の水分量の差 ( $\Delta\theta$ ) とそれぞれの赤外線放射温度および地表面温度の日較差の差 ( $\Delta R$ ) の関係

にして与えたものである。第9図は、この関係について、月別に、3日間連続して快晴となり観測できたデータにつき水分量の差 ( $\Delta\theta = \theta - \theta'$ ) と日較差の差 ( $\Delta R = R' - R$ ) をとってグラフにしたものである。このグラフよりローム質土壌における特徴として次のようなことが言える。(1)水分量の違いがあれば日較差に差があらわれ、水分量の差が4%程度の小さい場合でも日較差の違いより区別できる。ただ、水分量の差が同じでも日較差の



第10図 土壌水分量の垂直プロファイル (1978年9月8日, 10月17日)

差には月別の変化がみられる。(2)赤外線放射温度は、熱電対による地表温度の変化よりも水分量の違いを大きくとらえる事ができ、その違いを見分けられる可能性がある。

次に第10図に9月8日と10月17日の水分量の垂直プロファイルを示す。このグラフは、代表的な2つのタイプを示すもので、9月9日では60cmの深さまで水分量の値に一定の差が認められているのに対し、10月17日では20cmの深さで水分量の値が逆転している。ただこの場合、中性子水分計の信頼度および30cm以下の深さの土層状態の違い等から、単純に2つの観測地の水分量を比較するには問題があるが、少なくとも20cm程度の深さの水分量までは、何らかのかたちで地表温度に影響を与えていると言えるであろう。したがって地表温度の変化から地表面下の水分状態を推定できると考えられ、実際の水分量の違いが下層状態の違いから生まれる事を考えると、同時に、

下層状態の推定(例えば、下層に粘土層がある)が可能になると考えられる。

#### (4) 熱映像への応用

以上のようなことをもとに、熱映像を利用して、土壌水分の測定が可能になると考えられる。しかしながら、実際の熱映像の撮像においては日較差を知るため2回にわけて行なう必要がある。そのため、熱映像画像の幾何学的歪みや大気の影響による誤差の補正をそれぞれについて行なうので、レジストレーションが困難な場合もあり、グラントルースで得られた成果をただちに应用するには技術的にまだ問題があり、熱映像自体にもなお研究の余地がある事を考慮しなければならない。(松田ほか, 1977; 田中ほか, 1972; Myerset al. 1966)。

#### Ⅳ おわりに

リモートセンシングによる土壌水分の測定に関



する基礎研究として、グラントルースを主体に、ローム質土壌の反射および放射特性を同時に観測し解析した結果、 $0.4\sim 0.9\mu\text{m}$ の波長域を利用したマルチバンド写真より、次のような事実が判明した。

(1) 水分量の違いによる各バンド別の反射率の変化は、近赤外の領域ほど大きな差があらわれ、バンド比は土壌水分の解析にはあまり有効でない。

(2) バンド別の反射率を利用した水分量の判読には限度があり、水分量の差が4%程度の小さい場合には、技術的にみて誤差を含みやすく、判読は非常にむずかしいと考えられる。

また、 $8.5\sim 12.5\mu\text{m}$ の波長域を用いた赤外線放射温度計によって得られた結果は、次のとおりである。

(1) 赤外線放射温度は、周囲の気温、風速、直達日射量に影響をうけ、気温との相関は4か月間を通じて $R=0.96$ となった。

(2) 赤外線放射温度と地表面温度との関係より土壌の貯熱・放熱の変化をみる事ができ、地表面温度の日較差と水分量との間には相関が認められた。

(3) 表層の水分量の差が小さい場合(4%程度)でも、地表面温度の日較差から区別でき、地表面下20cm程度までの水分量あるいは地質状態をも温度変化から推定できると考えられる。

以上を総合すると、ローム質土壌における水分量の測定には、放射特性を用いたほうが有効であると考えられ、今後、土壌の種類、表面状態の異なるものについてグラントルースを主体とした研究を行えば、リモートセンシングによる土壌水分の測定技術の確立につながると期待される。

なお、今回の観測は、水理実験センター付属の中性子水分計、熱電対、アルベドメーター等の観測機器を用いて行なった。

最後に、今回の研究にあたり、直接指導して下さいました安仁屋政武先生をはじめ、有益な助言を下さった古

藤田一雄助教授、佐倉保夫氏はか水理実験センターの方々に心から感謝いたします。

## 文 献

粕淵辰昭 (1972) : 土壌の熱伝導率におよぼす水分の影響. 日本土壌肥科学雑誌, **43**, 437~441.

粕淵辰昭 (1973) : 土壌の熱伝導機構に関する諸問題. 農業気象, **25**, 201~207.

辰己修三・水田 徹・天田高白・本田健二 (1976) : 河川環境調査へのリモートセンシングの応用. 写真測量とリモートセンシング, **15**, 24~35.

田中総太郎・中山裕則・杉村俊郎 (1977) : 赤外線データから地上温度を求める方法. 写真測量とリモートセンシング, **16**, 31~38.

松田博幸・本山満・佐藤浩二・成ヶ沢憲太郎(1977) : 地表対象物の分光放射輝度係数および放射温度の高度別観測結果. 写真測量とリモートセンシング, **16**, 13~21.

Bastuscheck, C. P. (1970) : Ground temperature and thermal infrared. *Photogrammetric Engi. and Remote Sensing*, **36**, 1064-1072.

Bonn, F. J. (1977) : Ground truth measurements for thermal infrared remote sensing. *Photogrammetric Engi. and Remote Sensing*, **43**, 1001-1007.

Bowers, S. A. and Hanks, R. D. (1965) : Reflection of radiant energy from soils. *Soil Sci.*, **10**, 100-130.

Chudnouskii, A. F. (1962) : *Heat transfer in soil. English translation from Russian, published for the Nat., Sci., Foundation and O. S. DEP. Agri.*, by the Israel Program for Scientific Translation., Jerusalem.

Condit, H. R. (1969) : The spectral reflectance of american soils. *Photogrammetric Engi. and Remote Sensing*, **36**, 955-966.

Coulson, L. (1966) : Effects of refraction properties of natural surface in aerial reconnaissance. *Appl. Opt.*, **5**, 905-917.

De Vreis, A. D. (1952) : The thermal conductivity of granular materials. *Bulletin de l'Inst. International de froid, Annexe*, **1**, 115.

Jackson, R. D, and T aylar, S. A. (1965) : Heat

- transfer methods of soil analysis. *Agro., Monograph.*, **9**, 349-360.
- John, E.E. (1977) : Measuring soil moisture with an airborne imaging passive microwave radiometer. *Photogrammetric Engi. and Remote Sensing*, **43**, 1273-1281.
- Myers, V. I., Wiegand, M. D., Heilman, M. D. and Tomas, J.R. (1966) : Remote sensing in soil and water conservation research. *Proc., of 4th Symp., of Michigan.*
- Myers, V. I. and Heilman, M. D. (1967) : Thermal infrared for soil temperature studies. *Photogrammetric Engi., and Remote Sensing*, **39**, 1024-1032.
- Schumugge, T., Gloersen, P., Wileit, T. and Geiger, F. (1974) : Remote sensing of soil moisture with microwave radiometers. *Journal of Geophysical Research*, **79**, 317-323.