



地表面近傍での地中熱流量の測定における温度勾配法と熱流板法の比較および貯熱の影響

鈴木伸治¹・飯塚圭子^{2,3}・渡邊文雄¹・島田沢彦¹・高橋 悟¹

Comparison between temperature gradient and heat flux plate methods and effect of heat storage for determination of soil heat flux at near soil surface

Shinji SUZUKI¹, Keiko IIDUKA^{2,3}, Fumio WATANABE¹, Sawahiko SHIMADA¹ and Satoru TAKAHASHI¹

Abstract: The soil heat flux is an important component of heat exchange across the ground surface and is an essential input component used to help quantify evapotranspiration ratio based on the heat budget. Consequently, it is useful to understand the characteristics of soil heat flux measurement methods. One objective of the current study was to compare the temperature gradient method with the heat flux plate method at a depth of 0.02 m. A second objective was to assess the effect of heat storage in the soil surface layer (0.02 m thickness) under different soil water conditions. Further, the effect of the Philip's correction on the measurement of the heat flux plate method was also assessed. The results indicate that the soil heat flux measured by the heat flux plate method was almost identical with the heat flux measured by the temperature gradient method when the soil thermal conductivity was approximately half of the conductivity of the heat flux plate (i.e., wet condition). In contrast, the heat flux plate method overestimated the absolute value of the soil heat flux with a constant ratio when the soil thermal conductivity was approximately 1/10 of the conductivity of the heat flux plate (i.e., dry condition). In addition, the practical effect of the Philip's correction was not observed. Further, the heat storage in the surface layer showed a diurnal variation with a range comparable to the variation of the soil heat flux at a depth of 0.02 m, whereas the net daily heat storage was quite small.
Key Words : measuring methods of soil heat flux, thermal conductivity, soil surface temperature, heat budget, evaporation from soil surface

1. はじめに

地中熱流量は、陸面を境界とした熱交換の解析や評価

に欠かせない。そのため地中熱流量は、ボーエン比法やペンマン法など、熱収支をもとにして蒸発散量を測定・推定する場合でも重要な構成要素となっている。地中熱流量の測定方法には、温度積分法や熱流板法などがあるが(岡田, 1983; 広田ら, 2001), このうち熱流板法は、熱流板とデータロガーがあれば比較的簡便に測定できるために広く用いられている。熱流板法は、以下の式で表す Fourier の法則に基づいて地中熱流量を測定するものである。

$$G = -\lambda \frac{dT}{dz} \quad (1)$$

ここに、 G は地中熱流量 (W m^{-2}) で下向きが正、 λ は熱流板の熱伝導率 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 dT/dz は温度勾配 ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$ または K m^{-1}) で、熱流板の表裏の温度差 ($^{\circ}\text{C}$) を熱流板の厚さ (m) で除したものに相当する。実際には、熱流板表裏の温度差によって熱電堆(熱電対を直列に複数回連結したもの)に生じる起電力に、メーカーによって定められた換算係数を乗じることによって熱流量が算出される。また熱流板は、放射を避けるため、およびセンサーを固定して土壌と密着させる必要性から、土壌中に埋設される。一方で熱収支観測の実験書には、温度勾配法が紹介されている(Sauer and Horton, 2005)。温度勾配法も Fourier の法則((1)式)に基づくが、この場合、 λ は温度勾配の中心深さにおける土壌の熱伝導率 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 z は深さ (m)、 T は地温 ($^{\circ}\text{C}$) である。このように温度勾配法では、温度勾配と熱伝導率が求められれば、地中熱流量を求めることができる。

熱流板法の問題点として、(a) 熱流板が土壌とは異なる物質で構成されていることから、土壌と熱流板の熱伝導率が異なる場合に、熱流板とその周囲の土壌のそれぞれを通過する熱流に違いが生じる懸念があること、(b) 熱流板が土壌中の液状水および水蒸気の移動を制限する可能性があること、(c) さらに、熱流板と土壌の接触の不具合が結果に影響を及ぼすこと、が挙げられる(Sauer and

¹Department of Bioproduction and Environment Engineering, Faculty of Regional Environment Science, Tokyo University of Agriculture. 1-1-1 Sakuragaoka Setagaya, Tokyo 156-8502, Japan. Corresponding author : 鈴木伸治, 東京農業大学地域環境科学部生産環境工学科

²Department of Agricultural Engineering, Graduate School of Tokyo University of Agriculture. 1-1-1 Sakuragaoka Setagaya, Tokyo 156-8502, Japan.

³Present address: Shigeru Co., Ltd. 330 Yuracho, Ota 373-0036, Japan
2013年2月3日受稿 2013年6月13日受理

Horton, 2005). 一方温度勾配法では, (d) 土壌の熱伝導率の正確な値を得ることが難しいとされている (Sauer and Horton, 2005). このうち (a) については, Philip の補正 (Philip, 1961) がしばしば用いられる (Harazono et al., 1998; van Loon et al., 1998; Sauer and Horton, 2005; Frey et al., 2011). これは, 土壌と熱流板の熱伝導率, および熱流板の形状に応じて, 熱流板で測定された値を補正するものである. (b) は, 熱流板の上下に, 熱流板の周囲とは異なる土壌水分量の差が生じる原因となることに加え, 熱流板が水蒸気の移動を遮断した場合, 熱流板は潜熱輸送を計測することができないというものである.

熱流板法と温度勾配法はともに, 上記の測定上の理由により, 土壌中のある深さにおける熱流量を測定する. そのため地表面における熱流量を知るためには, 熱流板法や温度勾配法で地中熱流量を測定した深さよりも上層に貯留される熱量が加味されなければならない. この加味される熱量を温度積分法によって算出し, 地表面における地中熱流量を求める方法は, 組み合わせ法と呼ばれている (岡田, 1983; 広田ら, 2001; Sauer and Horton, 2005). その際, 熱流板法や温度勾配法によって地中熱流量を決定する深さについては議論が多い. Sauer and Horton (2005) は, 熱流板を 0.05 m 以深に埋設することにより, (b) の影響を少なくすることができ, また (d) の理由により, 温度勾配法は深さ 0.20 m 以深で測定するべきであるとしている. さらに, 地表面では地温の振幅が大きいことに加え, 断続的に日陰ができて日射が遮られる場合があり, 地表面への入射の変化によって地表面温度が大きく変化することから (Heusinkveld et al., 2004), 地表面近傍で熱流量を測定した場合には, 測器の応答が測定に影響を及ぼすことが懸念される. 一方で, 地温の振幅は深くなるにつれて減衰する (深い位置での温度勾配が非常に小さくなる) ことから, 深さが深くなると, 熱流板法や温度勾配法での測定が困難になる等の懸念もある (Heusinkveld et al., 2004). そのため実際の報告例でも, 深くなるにつれて温度勾配法による地中熱流量の測定精度が向上したとする一方で (Kimball et al., 1976), 熱流板法や温度勾配法においてそれぞれ, 深さ 0.02 m より浅い位置での測定が良好であったというものもある (Heusinkveld et al., 2004; Evett et al., 2012).

熱流板法や温度勾配法による測定が地表面近傍で可能であれば, 合わせ法によって地中熱流量を修正する際に, 貯熱量の計算に必要なパラメーター (深さごとの地温と土壌の乾燥密度および体積含水率) の数を減らすことができる. しかし, 熱流板法と温度勾配法の比較を野外の同一の深さで行った報告はいくつかなされているものの (Cobos and Baker, 2003; Sauer et al., 2003; Ochsner et al., 2006), それらは上記の理由により 0.06 m 以深を対象としており, とくに温度勾配法の地表面近傍での実用性についての議論は十分ではなかった. 地中熱流量は, 陸面における熱収支の定量化に必要な測定項目であるため, 測定方法ごとの特性を知ることは重要である. そこで本研究では, 測器と土壌の接触および地表面における温度

測定に注意を払い, 以下の3つを目的とした. すなわち, (i) 地表面近傍において熱流板法と温度勾配法を比較して, 両者の特徴を明らかにすること, (ii) またその際, 熱流板法では上記 (a) の影響について吟味する必要性から, Philip の補正の影響について検討すること, (iii) さらに表層の貯熱の影響について検討すること, である. なお土壌の熱伝導率や体積熱容量は, 水分量によって変化することから, 本研究における比較や検討は異なる土壌水分量のもとで行った.

2. 試料および方法

2.1 観測地点

本研究における観測は, 東京農業大学世田谷キャンパスの生産環境工学科試験圃場 (N 35° 38' 33", E 139° 38' 4", Alt 47 m) にて, ガラス温室に設置されたライシメーター (縦・横それぞれ 1.0 m, 深さ 0.8 m) で行った. ライシメーターには 2008 年に, 5 mm ふるいを通じた褐色低地土 (粘土:シルト:砂の質量比 = 27:35:38) を, 乾燥密度が 0.91 Mg m^{-3} となるように充填した. 2010 年以降, 本研究を始めるまでは, ライシメーターに加水しておらず, 土壌が非常に乾燥 (体積含水率約 $0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) していた. 以降, この水分状態を乾燥状態とする. 測器の設置前に, 測器が土壌に密着しやすくなるよう, ライシメーターの表層 0.05 m の土壌を 2 mm ふるいを通過させ, ライシメーターのほぼ中央で以下の測定を行った.

2.2 温度勾配と地中熱流量の測定深さの決定

温度勾配法では, 温度勾配 (dT/dZ) を正確に求めることが重要となる. dT/dZ の算出は, 異なる深さで測定した地温の差を深さの差で除して求める方法が一般的である. Cobos and Baker (2003) は, 熱伝導率を求めた深さ (0.10 m) の上下 6 mm で dT/dZ を得た場合と, 上下 12 mm で得た場合を比較したところ, 両者の違いはほとんどなかったと述べている. また地温の鉛直分布を曲線 (たとえば深さを独立変数とした 2 次関数など) で近似し, 深さで微分することによって dT/dZ を得る場合もある (Sauer et al., 2003; Sauer and Horton, 2005). 本研

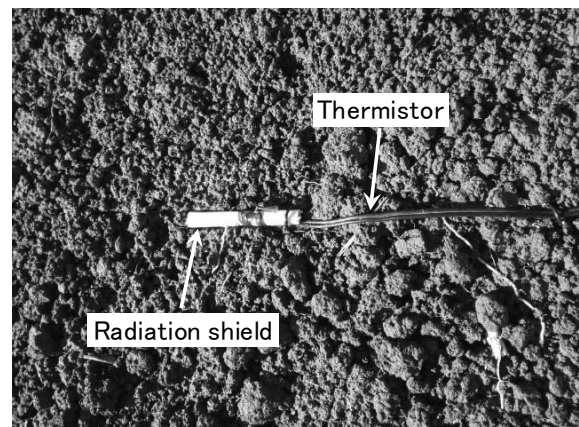


Photo. 1 土壌表面に設置したサーミスター温度計と放射除け. Radiation shield covering on a thermistor placed at soil surface.

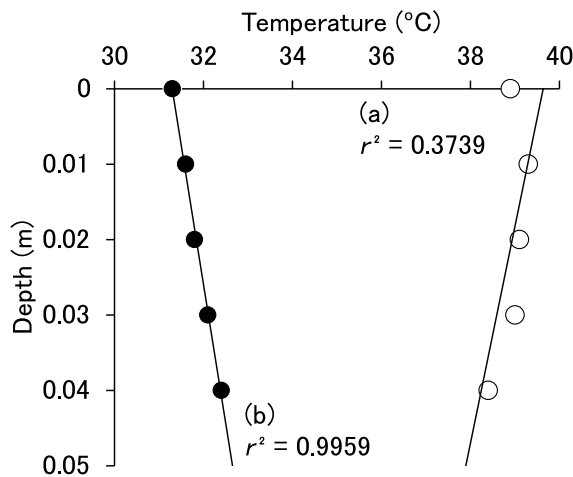


Fig. 1 2011年7月13日17:40 (a)および2011年7月18日5:30 (b)における地温の鉛直分布。 r^2 は決定係数を示す。 Soil temperature profiles observed at 17:40 on 13 July, 2011 (a) and at 5:30 on 18 July, 2011 (b). r^2 is the coefficient of determination.

究では、ライシメーターの地表面から深さ0.04 mまで、0.01 m間隔でサーミスター温度計 (TR-0106, T&D) を水平方向に設置し、2011年7月8日から8月25日にかけて、地温をデータロガー (TR-71Ui, T&D) に10分間隔で記録した。地表面に設置した温度計は、感部の半分が土壤に埋め込まれるようにし、日射を避けるために割り箸をかぶせた (Photo. 1)。地温の鉛直分布を調べたところ、Fig. 1 (a) に示すように、深さに対して地温を直線近似した際の決定係数 (r^2) が小さく、線形性の低い場合が観測された一方で、Fig. 1 (b) に示すように、 r^2 が大きく、線形性が非常に高くなる場合が見られた。そこで、土壤の熱伝導率を求める深さを0.02 mとし、地表面から深さ0.04 mまでの地温を深さの関数として直線近似した際、 r^2 が0.990を超える時刻の dT/dZ (近似直線の傾き) を採用することとした。このことから、熱流板の埋設深さも0.02 mとした。

2.3 ライシメーター上での熱伝導率の測定と地表面温度の確認

シングルニードル熱特性計 (KD2, Decagon devices, Inc.) のプローブ (直径1.27 mm, 長さ60 mm) を深さ0.02 mに水平に埋設した。地表面に出したプローブのコネクター部分はプラスチック容器の中に入れておき、測定時に熱特性計本体をプローブに接続して、測定日ごとに1~2回、土壤の熱伝導率を測定し、これを λ_s とした。また λ_s の測定に併せ、サーミスター温度計による地温測定と同じ時刻に、測器を設置してある付近の土壤面において、約0.15 mの高さから、放射温度計 (THI-300, タスコジャパン) を用いて地表面温度を測定した。放射温度計での地表面温度の測定は、5秒間隔で3回繰り返し、その平均値を解析に用いた。

2.4 温度勾配法による地中熱流量の算出

上述の通り求めた dT/dZ と λ_s を (1) 式に代入して地中熱流量を求め、 $G'_{g0.02}$ とした。一方で、地表面温度に放射温度計で測定した温度を用いて温度勾配を求め、

地中熱流量を計算して $G'_{g0.02}$ とした。 $G_{g0.02}$ と $G'_{g0.02}$ を比較することによって、地表面温度の測定方法の妥当性について検討した。 $G_{g0.02}$ と $G'_{g0.02}$ の比較は、放射温度計によって地表面温度を測定し、かつ dT/dZ 決定の条件を満たした時刻における地中熱流量の比較となる。

2.5 熱流板法による測定

深さ0.02 mに熱流板 (HFT-1.1, Radiation Energy Balance Systems, Inc.) を埋設し、10分間隔で出力電圧をデータロガー (U12-014, Onset Computer Co.) に記録した。U12-014は熱電対用に開発されたデータロガーであるため、U12-014に電圧が入力されると、測定値は温度としてロガーに記録されるが、その値を5次式で電圧に変換することにより、熱流板から出力される微弱な電圧を精度よく測定することができる (鈴木ら, 2011)。HFT-1.1は円盤状で、直径と厚さがそれぞれ38, 3.9 mm、熱伝導率は $1.0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ である (Radiation and Energy Balance Systems, 2004)。以降、熱流板にて測定した地中熱流量を $G_{p0.02}$ とし、 dT/dZ を採用した時刻の $G_{g0.02}$ と比較した。なお使用した熱流板は、事前に同じ形式の製品どうしで比較し、製品間で差異がないことを確認した。また $G_{g0.02}$ と $G_{p0.02}$ の比較における $G_{g0.02}$ の計算について、 λ_s は、地中熱流量や地温に比べて時間による変化が少ないため、 λ_s を測定日ごとに1日の中で一定とした。

2.6 Philipの補正

Philip (1961) は、円盤状の熱流板に対する補正係数を以下のように提案した。

$$\frac{G_c}{G_m} = 1 - 1.92 \left(\frac{h}{d} \right) \times \left(1 - \frac{\lambda_s}{\lambda_m} \right) \quad (2)$$

ここに、 G_c 、 G_m 、 h 、 d 、 λ_m はそれぞれ、補正後の地中熱流量 (W m^{-2})、熱流板により測定された補正前の地中熱流量 (本研究では $G_{p0.02}$)、熱流板の厚さ (mm)、熱流板の直径 (mm)、熱流板の熱伝導率 ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) である。(2) 式によって $G_{p0.02}$ を補正し、その影響について検討した。

2.7 乾燥密度および体積含水率の測定

ライシメーター上での λ_s および放射温度計による地表面温度の測定にともなって、測器を設置してある付近で、地表面から深さ0.02 mの不攪乱土壤と、深さ0.01~0.03 mの不攪乱土壤を、ステンレス製円筒容器 (直径50 mm, 高さ25 mm) を用いて採取した。地表面から深さ0.02 mの不攪乱土壤は、容器を地表面から深さ0.02 mまで鉛直に挿入することによって、また深さ0.01~0.03 mの不攪乱土壤は、表層の土壤を厚さ0.01 m取り除き、容器を深さ0.03 mまで鉛直に挿入して採取した。採取した土壤試料は実験室に持ち帰り、 105°C で24時間乾燥させ、乾燥密度 ($\rho_d, \text{Mg m}^{-3}$) と体積含水率 ($\theta, \text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) を測定した。不攪乱土壤の採取個数は、 λ_s と放射温度計で地表面温度を測定した日ごとに1個ずつである。地表面から深さ0.02 mの ρ_d と θ は表層の貯熱量の算出に用い、深さ0.01~0.03 mの θ は λ_s の評価に用

Table 1 乾燥および湿潤状態のそれぞれで記録された地温.
Soil temperatures recorded under dry and wet condition, respectively.

Depth (m)	Temperature (°C)			
	Dry*		Wet*	
	max	min	max	min
0	46.9	27.8	15.2	2.1
0.02	43.7	28.8	13.2	3.6
0.04	40.6	29.7	13.5	4.8

*Approximate volumetric water content at a depth of 0.02 m for the dry and wet condition was 0.03 and 0.27 m³ m⁻³, respectively.

いた.

2.8 表層の貯熱量の算出

地表面における地中熱流量 (G^* , W m⁻²) は,

$$G^* = \Delta G + G \quad (3)$$

と表される. ΔG は温度勾配法や熱流板法で地中熱流量を測定した深さ (本研究では 0.02 m) より上層の貯熱量 (W m⁻²) であり,

$$\Delta G = C \Delta z \frac{\Delta T}{\Delta t} \quad (4)$$

で求められる. ここに, C は土壌の体積熱容量 (J m⁻³ K⁻¹), Δz は層の厚さ (0.02 m), $\Delta T/\Delta t$ は地温の経時変化率 (°C s⁻¹ または K s⁻¹) である. C は以下の式によって求められる.

$$C = C_s \rho_d + C_w \rho_w \theta \quad (5)$$

ここに, C_s と C_w は土壌の固相と液相の定圧比熱で, それぞれ 837, 4,186 J kg⁻¹ K⁻¹ とした (広田ら, 2001). ρ_w は水の密度 (1,000 kg m⁻³) である. ライシメーターより採取した不攪乱土壌 (地表 ~ 深さ 0.02 m) の ρ_d と θ を (5) 式に代入し (ただし ρ_d の単位を kg m⁻³ とする), C を求めた. ΔT は, ある時刻 j において, その前後 (時刻 $j-1$ と $j+1$) の地表面と深さ 0.02 m の温度 (T_0^{j-1} , T_0^{j+1} , $T_{0.02}^{j-1}$, $T_{0.02}^{j+1}$) から,

$$\Delta T = \frac{T_0^{j+1} + T_{0.02}^{j+1}}{2} - \frac{T_0^{j-1} + T_{0.02}^{j-1}}{2} \quad (6)$$

で求めた. そのため, Δt は 20 min (= 1,200 s) とした. ΔG が正の場合は, 地温の上昇にともなう熱の貯留を表し, 負の場合は, 地温の低下にともなう放熱を表す. 地中熱流量に及ぼす ΔG の影響について検討した.

2.9 異なる土壌水分量における測定

2012年11月4日から, ライシメーターに 100 mm の水道水を 10 日に分けて加え, ライシメーター表面をビニールシートで覆って 2 週間静置し, 湿潤状態 (表層の体積含水率約 0.27 m³ m⁻³) とし, 2012年11月30日 ~ 12月18日に上記の測定を繰り返した. 以降, この状態を湿潤状態とする. 乾燥状態, 湿潤状態ともに, 一連

の測定は, 各測器を設置してから 2 日後に開始した. なお乾燥状態, 湿潤状態ともに, $Gg_{0.02}$ と $Gp_{0.02}$ の比較や表層の貯熱量 (ΔG) の評価は, 断続的な数日間のデータを用いて行った. これは, λ_s や ρ_d , θ の測定が自動観測ではなく, 筆者らがライシメーター上で行なったためである.

2.10 熱伝導率の検証

さらに, ライシメーターに充填した土壌と同じ土壌を実験室内にて風乾後, 2 mm ふるいを通さず, 脱イオン水の添加, あるいは炉乾燥によって水分量を調節し, ライシメーターに充填された状態と同じ ρ_d (0.91 Mg m⁻³) になるように, 直径 50 mm, 高さ 75 mm のステンレス製円筒容器に充填した. 作成した供試体は, 蒸発を防ぐために容器上端をプラスチックフィルムで密閉し, 20 °C の実験室内において 24 時間以上静置した後, シングルニードル熱特性計を用いて λ_s を測定した. 供試体は λ_s の測定後, 炉乾燥させて θ を求めた. 測定された λ_s を, θ との関係として整理した.

ところで, ライシメーターの地温の最大値と最小値は Table 1 に示す値となり, ライシメーター上で λ_s を測定した深さ 0.02 m の地温は, 乾燥状態では 40 °C を超え, 湿潤状態では 5 °C を下回った. 土壌において, (1) 式の λ (すなわち λ_s) は, 厳密には潜熱輸送も含む見かけの熱伝導率である (宮崎ら, 2005). 土壌中の熱伝達における潜熱輸送の寄与は, 温度によって変化するため, λ_s は温度依存性を示し, 著しく乾燥した砂を除き, 一般に温度の上昇とともに λ_s が大きくなる (Hiraiwa and Kasubuchi, 2000; Sakaguchi et al., 2007). そこで, λ_s の温度依存性が地中熱流量に及ぼす影響を調べるため, 乾

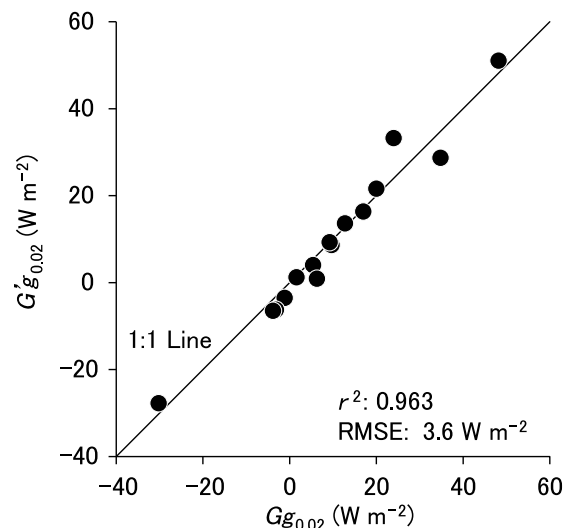


Fig. 2 Fourier の法則で求めた地中熱流量における地表面温度をサーミスター温度計で測定した場合 ($Gg_{0.02}$) と放射温度計で測定した場合 ($G'g_{0.02}$) の比較. r^2 および RMSE はそれぞれ決定係数と平方平均二乗誤差を示す.

Comparison of soil heat flux calculated by the Fourier's law using surface temperature measured by thermistor ($Gg_{0.02}$) with that calculated using surface temperature measured by radiation thermometer ($G'g_{0.02}$). r^2 and RMSE represent the coefficient of determination and root mean square error, respectively.

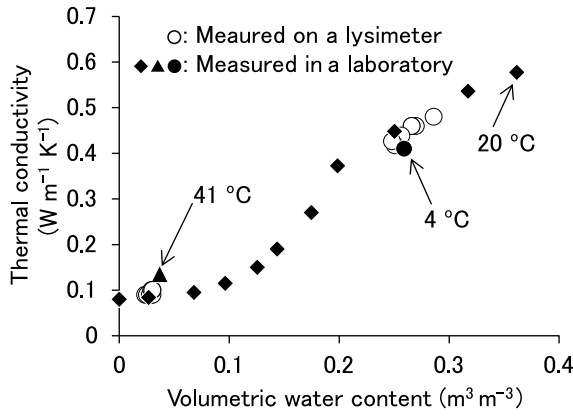


Fig. 3 体積含水率の関係で表した土壌の熱伝導率. Soil thermal conductivity as a function of volumetric soil water content.

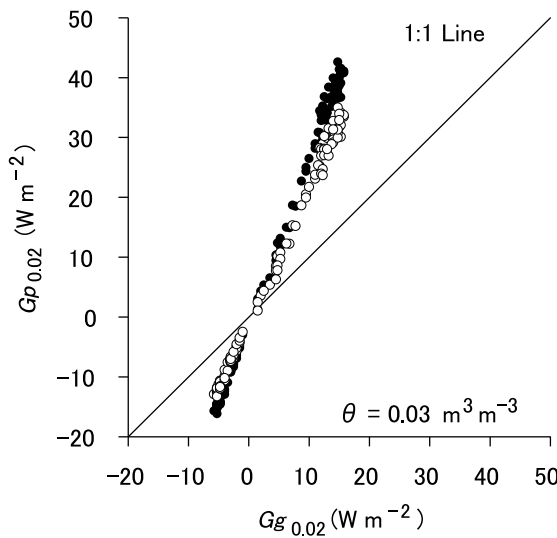


Fig. 4 乾燥状態における温度勾配法 ($Gg_{0.02}$) と熱流板法 ($Gp_{0.02}$) で求めた地中熱流量の比較. 白抜きと塗りつぶしはそれぞれ Philip の補正あり, 無しを示し, θ は深さ 0.02 m におけるおよその体積含水率を示す. 決定係数 (r^2) および平方平均二乗誤差 (RMSE) は Table 2 に示す.

Comparison between soil heat flux measured by the temperature gradient method ($Gg_{0.02}$) and that measured by the heat flux plate method ($Gp_{0.02}$) with (open) and without (closed) Philip's correction under dry condition. θ denotes approximate volumetric water content at a depth of 0.02 m. Coefficient of determination (r^2) and root mean square error (RMSE) are shown in Table 2.

乾燥状態, および湿潤状態でのライシメーターの θ (深さ 0.01 ~ 0.03 m) にはほぼ等しい供試体を用意し, 恒温チャンバー内にてそれぞれ 41 および 4 °C に温度を設定し, λ_s を測定した.

これらの実験室内での λ_s の測定では, 1 つの θ に対して供試体を 1 つ用意し, 各供試体に対し, λ_s を 15 分おきに 3 ~ 5 回測定して, その平均値を求めた.

3. 結果および考察

3.1 地表面温度測定の妥当性

(1) 式で求めた温度勾配法による地中熱流量について, 地表面の温度に, 割り箸を取り付けたサーミスター温度計で測定した値を用いて温度勾配を算出したもの

($Gg_{0.02}$) と, 放射温度計によって測定した値を用いて求めたもの ($G'g_{0.02}$) は, $-30 \sim 51 \text{ W m}^{-2}$ に分布しつつおおむね一致し, 両者の決定係数 (r^2) および平方平均二乗誤差 (RMSE) はそれぞれ, 0.963 と 3.6 W m^{-2} であった (Fig. 2). この RMSE の値は, 後述する $Gg_{0.02}$ と $Gp_{0.02}$ の比較における誤差とほぼ同等, あるいはそれ以下であったため, 温度勾配法による地中熱流量の算出において, サーミスター温度計で測定した地表面温度を用いることに問題はなかったものと考えられる.

3.2 熱伝導率測定の妥当性

Fig. 3 に示すように, 乾燥状態では, 体積含水率 (θ) は $0.02 \sim 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ と極めて低い値であり, ライシメーター上で測定された λ_s は $0.09 \sim 0.10 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ であった. これに対し湿潤状態では, θ が $0.25 \sim 0.29 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であり, ライシメーター上で測定された λ_s は $0.42 \sim 0.48 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ であった. ライシメーター上での λ_s の測定値は, 実験室内で測定した値とおおむね一致した (Fig. 3). 実験室内で測定した 41 および 4 °C における λ_s は, 乾燥状態ではライシメーター上で測定された λ_s よりもわずかに大きな値, 湿潤状態ではわずかに小さな値となったが, その差は非常に小さかった (約 $0.03 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). このことから, ライシメーター上での λ_s の測定において, 熱特性計のプロブと土壌との接触の不具合等の問題はなかったと考えられる.

3.3 熱流板法と温度勾配法の比較

乾燥状態での地中熱流量は, $-16 \sim +43 \text{ W m}^{-2}$ の間を推移し (Fig. 4), 温度勾配法による測定値 ($Gg_{0.02}$) に対する熱流板法による測定値 ($Gp_{0.02}$) の r^2 と RMSE はそれぞれ, 0.997 および 15.4 W m^{-2} であったが (Table 2), 傾きがほぼ 3 となり (図示はしていない), 温度勾配法に対して熱流板法は, 地中熱流量が正 (下向き) の時は過大評価し, 地中熱流量が負 (上向き) の時は過小評価した. つまり, 熱流板法は地中熱流量の絶対値を一定の割合で過大評価した. Sauer et al. (2003) や Ochsner et al. (2006) は, 本研究と同じ形式の熱流板を使って温度勾配法と比較した結果, 熱流板法は温度勾配法に比べ, 地中熱流量の絶対値を一定の割合で過小評価したと報告

Table 2 乾燥, 湿潤状態のそれぞれにおける温度勾配法と熱流板法の間での決定係数 (r^2) と平方平均二乗誤差 (RMSE), および Philip の補正が測定法の精度に及ぼす影響.

Coefficient of determination (r^2) and root mean square error (RMSE) between soil heat flux measured by the temperature gradient method and that by the heat flux plate method under dry and wet condition, respectively. The effect of Philip's correction on the accuracy of measurement is also shown.

Philip's correction	Dry*		Wet*	
	r^2	RMSE (W m^{-2})	r^2	RMSE (W m^{-2})
No	0.997	15.4	0.983	2.1
Yes	0.997	11.0	0.982	3.4

* Approximate volumetric water content at a depth of 0.02 m for the dry and wet condition was 0.03 and $0.27 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, respectively.

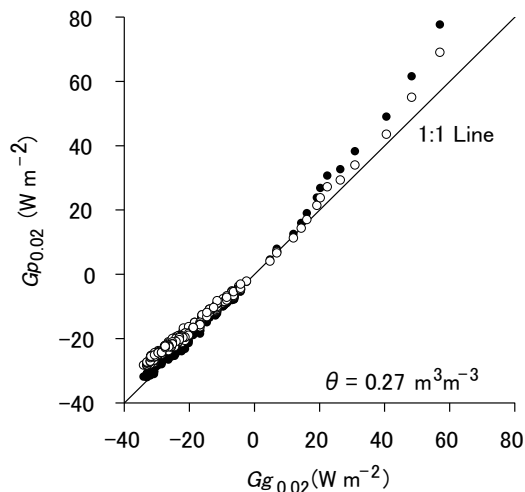


Fig. 5 湿潤状態における温度勾配法 ($Gg_{0.02}$) と熱流板法 ($Gp_{0.02}$) で求めた地中熱流量の比較. 白抜きと塗りつぶしはそれぞれ Philip の補正あり, 無しを示し, θ は深さ 0.02 m におけるおよその体積含水率を示す. 決定係数 (r^2) および平方平均二乗誤差 (RMSE) は Table 2 に示す.

Comparison between soil heat flux measured by the temperature gradient method ($Gg_{0.02}$) and that measured by the heat flux plate method ($Gp_{0.02}$) with (open) and without (closed) Philip's correction under wet condition. θ denotes approximate volumetric water content at a depth of 0.02 m. Coefficient of determination (r^2) and root mean square error (RMSE) are shown in Table 2.

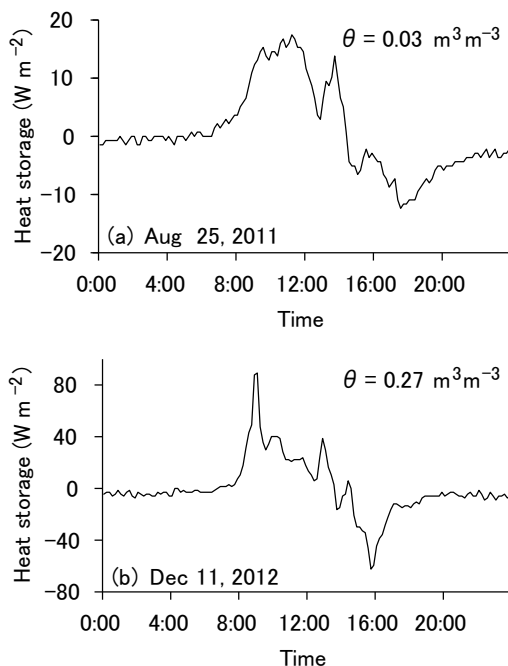


Fig. 6 表層 0.02 m の貯熱量の日変化. (a), (b) はそれぞれ乾燥, 湿潤状態を示し, θ は深さ 0.02 m におけるおよその体積含水率を示す.

Diurnal changes of heat storage in surface layer (0.02 m thickness) under dry (a) and wet (b) conditions. θ denotes approximate volumetric water content at a depth of 0.02 m.

しており, 本研究はこれらとは対照的な結果となった. Sauer et al. (2003) は, 熱流板法の過小評価の原因として, 熱流板の中央部と外縁部に生じる熱流の違いや熱流

板と土壌の接触の不具合を挙げ, Ochsner et al. (2006) は, 熱流板が潜熱輸送の寄与を計測できなかったことを挙げている. 本研究では Fig. 3 より, ライシメーター上での λ_s の測定に問題はなかったと考えられる. 図示はしていないが, 仮に (1) 式に 40°C で測定された λ_s を用いても, $Gg_{0.02}$ はほとんど変化しない. 熱流板の設置の際にも, 土壌との接触が良くなるように注意を払った. 熱流板が地中熱流量の絶対値を一定の割合で過大評価したという事実から, 潜熱輸送に関する問題ではないと考えられる. 一方で, 土壌が非常に乾燥していたために λ_s が小さく, 熱流板の熱伝導率 (λ_m) の約 1/10 の値であった. そのため, 周囲の土壌よりも熱伝導率の大きい熱流板に多くの熱が流れたものと考えられる.

湿潤状態では, $Gg_{0.02}$ と $Gp_{0.02}$ が, $-34 \sim 78 \text{ W m}^{-2}$ の間を推移し (Fig. 5), -20 W m^{-2} 以下および 20 W m^{-2} 以上では, 熱流板法が地中熱流量を過大評価する傾向があったもののおおむね一致し, r^2 と RMSE はそれぞれ 0.983 および 2.1 W m^{-2} と, 乾燥状態での場合に比べて誤差が非常に小さくなった (Table 2). 湿潤状態では, λ_s が増加し λ_m の約 1/2 となったことから (Fig. 3), 熱流板法が地中熱流量を過大評価する傾向が弱まり, 乾燥状態に比べ, $Gg_{0.02}$ と $Gp_{0.02}$ 間の誤差が減少したものと考えられる.

3.4 Philip の補正の影響

Philip の補正係数 ((2) 式) は, 乾燥状態では約 0.82, 湿潤状態では約 0.89 となった. その結果, 乾燥状態では $Gg_{0.02}$ と $Gp_{0.02}$ の間の r^2 はほとんど変化しなかったものの, 補正をしなかった場合に比べて RMSE が 4.4 W m^{-2} 減少した (Table 2). しかし $Gg_{0.02}$ を真の値と仮定した場合, 依然として補正後の RMSE は補正前後の RMSE の差 (4.4 W m^{-2}) の 2.5 倍も大きく, Philip の補正による精度の改善は顕著ではなかった. また湿潤状態では, Philip の補正の結果, r^2 は乾燥状態の場合と同様にほとんど変化しなかったものの, RMSE が 1.6 倍となった (Table 2). これは補正によって, 地中熱流量の負の値における温度勾配法との乖離が進んだためと考えられる (Fig. 5).

Harazono et al. (1998) は, Philip の補正によって, 日中の地中熱流量が 50 ~ 60 % 増加した (補正係数が 1.5 ~ 1.6 であった) と述べている. また Frey et al. (2011) は, 補正係数が 0.5 ~ 0.7 であったため, 補正は重要であると述べている. Philip の補正係数は, (2) 式に示すように, 土壌と熱流板の熱伝導率, および熱流板の形状によって決まるが, 本研究では, 乾燥状態では補正係数が 0.82 と大きかったため, また湿潤状態では補正によって誤差が大きくなったことから, Philip の補正の実用上の効果は認められなかった.

3.5 表層の貯熱の影響

貯熱量 (ΔG) の日変化について, 乾燥状態では 2011 年 8 月 25 日, 湿潤状態では 2012 年 12 月 11 日の例を Fig. 6 (a) (b) に示す. 乾燥状態では, ΔG が $-12 \sim 17 \text{ W m}^{-2}$ で推移し, 5:30 ~ 14:30 までは正の値, 14:30 以

Table 3 乾燥, 湿潤状態のそれぞれにおける表層 0.02 m の貯熱量の日積算量.

Daily heat storage in surface layer (0.02 m thickness) under dry and wet condition, respectively.

	Heat storage (kJ m^{-2})	
	Dry*	Wet*
Mean	24.7	12.3
Standard deviation	21.6	52.0

* Approximate volumetric water content at a depth of 0.02 m for the dry and wet condition was 0.03 and $0.27 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, respectively.

降に負の値を示した。湿潤状態では、 ΔG の推移が $-62 \sim 89 \text{ W m}^{-2}$ と、乾燥状態の場合に比べて広くなり、地中熱流量の変化幅 (Fig. 5) に匹敵するほどの変化幅となった。また 6:30 ~ 13:30 までは正の値、13:30 以降に負の値を示した。 ΔG の日変化は、乾燥状態と湿潤状態のそれぞれにおいて、観測期間中、同様の傾向を示した。湿潤状態では、乾燥状態に比べ、地温の変化幅が小さかったにもかかわらず (Table 1), ΔG の変化幅が大きくなったのは (Fig. 6), 水の定圧比熱 (C_w) が土壤の他の構成要素に比べて大きいことから、湿潤状態における土壤の体積熱容量 (C) が乾燥状態よりも大きくなったためと考えられる。

このように、 ΔG は 1 日の中で大きく変化するため、Mayocchi and Bristow (1995) や広田ら (2001) が指摘している通り、1 日未満の時間間隔で地表面における地中熱流量の変化を詳細に調べる場合は、熱流板や温度勾配法で求めた地中熱流量に ΔG を加える必要がある。一方で、 ΔG を 1 日で積算し、観測期間を通して平均すると、乾燥状態では $24.7 \pm 21.6 \text{ kJ m}^{-2}$ 、湿潤状態では $12.3 \pm 52.0 \text{ kJ m}^{-2}$ となった (Table 3)。1 日積算の ΔG は、地表面温度による地中熱流量の測定誤差 (Fig. 2) や、温度勾配法と熱流板法との誤差 (Table 2) を 1 日で積算した場合と比較すると、1/10 以下と極めて小さい。これは、正負に変化する ΔG が、1 日を通して相殺されたためである。このことから、季節変動や長期変動の評価のように、地中熱流量を 1 日積算で用いるような場合は、地表面から厚さ 0.02 m の ΔG は地中熱流量にほとんど影響を及ぼさないと考えられる。

4. まとめ

地中熱流量の測定において、地表面近傍での熱流板法と温度勾配法を比較し、両者の特性を明らかにするとともに、表層の貯熱量の影響について検討することを目的に、東京農業大学世田谷キャンパスの生産環境工学科試験圃場におけるライシメーターで観測を行った。その結果、土壤が湿潤で、その熱伝導率が熱流板の熱伝導率の約 1/2 の場合では、温度勾配法と熱流板法は非常によく一致したが、土壤が乾燥し、その熱伝導率が熱流板の熱伝導率の約 1/10 の場合では、熱流板法は温度勾配法に比べ、地中熱流量の絶対値を一定の割合で過大評価した。結果として温度勾配法は、熱伝導率や温度勾配の測定に

注意が必要であるものの、地表面近傍でも使用できることが確認できた。実用的には、熱流板の検証用として効果があるものと考えられる。また、熱流板法による地中熱流量の測定において、Philip の補正の実用的な効果は認められなかった。さらに、表層 0.02 m の貯熱量は、1 日の中では深さ 0.02 m における地中熱流量と同程度の変化を示したが、1 日の積算では極めて小さかった。これは、貯熱と放熱によって正味の貯熱量が相殺されるためである。

謝辞

本研究の遂行にあたっては、東京農業大学地域環境科学部生産環境工学科地水工学研究室専攻生の協力を頂いた。また北海道農業研究センターの廣田知良博士、および Cranfield University の Robert W. Simmons 博士より、原稿に対して貴重な助言を賜った。記して謝意を表します。

引用文献

- Cobos, D.R. and Baker, J.M. (2003): In situ measurement of soil heat flux with the gradient method. *Vadose Zone Journal*, 2: 589–594.
- Evelt, S.R., Agam, N., Kustas, W.P., Colaizzi, P.D. and Schwartz, R.C. (2012): Soil profile method for soil thermal diffusivity, conductivity and heat flux: Comparison to soil heat flux plates. *Advances in Water Resources*, 50: 41–54.
- Frey, C.M., Parlow, E., Vogt, R., Harhash, M. and Wahab, M.M.A. (2011): Flux measurements in Cairo. Part 1: in situ measurements and their applicability for comparison with satellite data. *International Journal of Climatology*, 31: 218–231.
- Harazono, Y., Kim, J., Miyata, A., Choi, T., Yun, J.-I. and Kim, J.-W. (1998): Measurement of energy budget components during the International Rice Experiment (IREX) in Japan. *Hydrological Processes*, 12: 13–14.
- Heusinkveld, B.G., Jacobs, A.F.G., Holtslag, A.A.M. and Berkowicz, S.M. (2004): Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 122: 21–37.
- 広田知良, 福本昌人, 渡辺力 (2001): 地中熱流量と水体・森林貯熱量. *気象研究ノート*, 199: 141–151.
- Hiraiwa, Y. and Kasubuchi, T. (2000): Temperature dependence of thermal conductivity of soil over a wide range of temperature (5–75 °C). *European Journal of Soil Science*, 51: 211–218.
- Kimball, B.A., Jackson, R.D., Nakayama, F.S., Idso, S.B. and Reginato, R.J. (1976): Soil-heat flux determination: temperature gradient method with computed thermal conductivities. *Soil Science Society of America Journal*, 40: 25–28.
- Mayocchi, C.L. and Bristow, K.L. (1995): Soil surface heat flux: some general questions and comments on measurement. *Agricultural and forest meteorology*, 75: 43–50.
- 宮崎毅, 長谷川周一, 粕淵辰昭 (2005): 土の中の熱移動. *土壤物理学*, pp. 66–76, 朝倉書店, 東京.

- Ochsner, T.E., Sauer, T.J. and Horton, R. (2006): Field test of the soil heat flux plate method and some alternatives. *Agronomy Journal*, 98: 1005–1014.
- 岡田益己 (1983): 地中伝導熱量の測定. *農業気象*, 38: 419–421.
- Philip, J.R. (1961): The theory of heat flux meters. *Journal of Geophysical Research*, 66: 571–579.
- Radiation and Energy Balance Systems (2004): Heat flow transducer (HFT-1.1) instruction manual. Rev. 10. Radiation Energy Balance Systems, INC., Bellevue, WA, USA.
- Sakaguchi, I., Momose, T. and Kasubuchi, T. (2007): Decrease in thermal conductivity with increasing temperature in nearly dry sandy soil. *European Journal of Soil Science*, 58: 92–97.
- Sauer, T.J. and Horton, R. (2005): Soil heat flux. In *Micrometeorology in Agricultural Systems* (eds. J.L.Hatfield and J.M. Baker), pp. 131–154, *Agronomy Monograph No. 47*, American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Sauer, T.J., Meek, D.W., Ochsner, T.E., Harris, A.R. and Horton, R. (2003): Errors in heat flux measurement by flux plates of contrasting design and thermal conductivity. *Vadose Zone Journal*, 2: 580–588.
- 鈴木伸治, 田島淳, 真田篤史, 渡邊文雄, 高橋悟, 関山哲雄 (2011): 熱電対用小型データロガーを用いた地中熱流量および純放射量の測定とエチオピア国中央部での利用. *沙漠研究*, 20: 201–206.
- van Loon, W.K.P., Bastings, H.M.H. and Moors, E.J. (1998): Calibration of soil heat flux sensors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92: 1–8.

要 旨

地中熱流量は、陸面における熱交換の重要な構成要素であり、熱収支をもとにした蒸発散量の定量化に必要である。そのため、測定方法の特性を知ることは有益である。本研究では、異なる土壌水分のもと、(i) 深さ 0.02 m において温度勾配法と熱流板法を比較すること、(ii) その際、熱流板法において Philip の補正の影響について検討すること、(iii) さらに表層（厚さ 0.02 m）の貯熱の影響について検討すること、を目的とした。その結果、土壌の熱伝導率が熱流板の熱伝導率の約 1/2 の場合（湿潤状態）では、温度勾配法と熱流板法は非常によく一致したが、土壌の熱伝導率が熱流板の熱伝導率の約 1/10 の場合（乾燥状態）では、熱流板法は地中熱流量の絶対値を一定の割合で過大評価した。また Philip の補正の実用的な効果は認められなかった。さらに表層の貯熱量は、1 日の中では深さ 0.02 m における地中熱流量と同程度の変化を示したが、1 日の積算では極めて小さかった。

キーワード：地中熱流量測定法，熱伝導率，地表面温度，熱収支，土壌面蒸発