

II-48

地表面伝熱量の実用的計算法

北見工業大学大学院 ○学生員 児島 正洋
 北見工業大学工学部 フェロー会員 佐渡 公明
 北見工業大学工学部 正会員 中尾 隆志

1. はじめに

土壤熱特性値が近似的に一定な範囲の熱伝導場に対し、ある初期条件および境界条件のもとに1次元熱伝導方程式を解くことにより地表面伝熱量(以下、地中伝熱量と呼ぶ)が求められる¹⁾²⁾。一方、初期条件や地表面境界条件をどのように与えれば、地中伝熱量の計算精度が向上するかを示した研究例は少ない。

本研究では、地表面下を半無限の熱伝導場とみなし、初期条件として深さ方向に定数および3次式、地表面境界条件として地表面温度変化を一定時間内において一定値あるいは一次変化と考え、4つの地中伝熱量の実用的計算法を示す。また、北見工業大学内にある寒地気象観測露場(以下、露場と呼ぶ)で観測された実測データを用いて、地中伝熱量の実用的計算法における初期条件あるいは境界条件の影響について検討する。露場における観測期間は、1997年8月23日～11月20日、1998年5月1日～10月31日である。また、地中伝熱量に対する体積含水率の感度を求め、体積含水率の地中伝熱量への影響についても述べる。さらに、地中伝熱量の影響を表す指標として伝導対流比を用い、露場における過去11年間の5～10月までの月平均地表面熱収支に対する月平均地中伝熱量の影響について評価を行う。

2. 地中伝熱量の実用的計算法および測定法

2.1 地温および地中伝熱量の実用的計算法

a) 土壤熱特性

土壤の体積熱容量($c_g \rho_g$)は、土中の体積含水率(θ)を用いて次式で計算することができる³⁾。

$$c_g \rho_g = (1 - \theta_{SAT}) c_s \rho_s + \theta_w \rho_w \quad (1)$$

ここに、 θ_{SAT} :飽和体積含水率、 c_s :土粒子の比熱、 ρ_s :土粒子の密度、 c_w :水の比熱、 ρ_w :水の密度である。

芝生で覆われた露場における土壤の比熱は $c_s = 0.836 \text{ Jg}^{-1}\text{K}^{-1}$ を与えた⁴⁾。また、1997年11月21日に露場で砂置換法による単位体積重量試験および土粒子の比重試験を行い、 $\theta_{SAT} = 52.13\%$ 、また $\rho_s = 2.53 \text{ gcm}^{-3}$ と得られ、最終的に

$c_g \rho_g = 2.12 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ を得た。

体積含水率 θ は誘電率を利用した TDR 法により1時間ごとに測定した。1997, 98 年には、土壤水分センサーを露場内3ヶ所の地表面下7mmに水平に埋設し、 $\theta_{0.7}$ を測定した。また、1999年5月21日～6月30日の期間、地表面下7mmと深さ0～10cmの平均体積含水率 $\bar{\theta}_{10}$ を測定した。ここで、 $\theta_{0.7}$ はTDR法の測定原理より体積含水率を正確に表してはいないが、表層7mmの乾湿の程度は反映されている。そのため、 $\bar{\theta}_{10}$ の $\theta_{0.7}$ への回帰直線式を求めると次式のように得られた。

$$\bar{\theta}_{10} = 0.6422\theta_{0.7} + 10.97 \quad (2)$$

温度拡散係数(k_g)は1997, 98年の降雨浸透や蒸発の影響が少ないと思われる133日に対し、地表面下0, 10cmの地温の1時間ごとの変化を24等分調和分析し⁵⁾、日較差と位相差より求めた。

次に、熱伝導率(λ_g)は式(3)で表すことができる。

$$\lambda_g = c_g \rho_g k_g \quad (3)$$

式(3)で求められた λ_g と1997, 98年観測期間中に測定された $\theta_{0.7}$ の時空間平均値を式(2)に代入して求めた深さ0～10cmの平均体積含水率 $\bar{\theta}_{10}$ を回帰分析した結果、次式を λ_g ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)の推定式とした。

$$\lambda_g = 0.1424\sqrt{\bar{\theta}_{10}} - 0.01618 \quad (4)$$

b) 実用的計算法

間隙内の浸透流れや水蒸気の移動に伴う熱輸送を無視すれば、熱源のない半無限地盤中の地温の1次元非定常熱伝導方程式は、次の通りである。

$$\frac{\partial(c_g \rho_g T)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_g \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (5)$$

ここに、 T :地温、 t :時間、 z :地表面を原点とする深さ方向の座標である。

今、ある時空間の計算範囲に対し、土壤熱特性値が一定であると仮定すると、式(5)は

表-1 土層分割法および実用的計算法

土層分割法	$G = H_p + c_g \rho_g \sum_{i=1}^K \Delta h_i \frac{\Delta T_i}{\Delta t}$ (11)
初期条件:深さ方向に一定 境界条件:区分的線形の場合	$T(z, K \Delta t) = C_0 \operatorname{erf} \frac{\alpha}{\sqrt{K}} + 4 \sum_{j=0}^{K-1} T_j \phi_{j,K}$ (12)
初期条件:深さ方向に一定 境界条件:区分的一定の場合	$T(z, K \Delta t) = C_0 \operatorname{erf} \frac{\alpha}{\sqrt{K}} + \sum_{j=1}^{K-1} \bar{T}_j \left(\operatorname{erf} \frac{\alpha}{\sqrt{K-j}} - \operatorname{erf} \frac{\alpha}{\sqrt{K-j+1}} \right) + \bar{T}_K (1 - \operatorname{erf} \alpha)$ (14)
初期条件:深さの3次式 境界条件:区分的線形の場合	$T(z, K \Delta t) = a_0 z^3 + 6a_0 k_g z K \Delta t + b_0 z + c_0 \operatorname{erf} \frac{\alpha}{\sqrt{K}} + 4 \sum_{j=0}^{K-1} T_j \phi_{j,K}$ (16)
初期条件:深さの3次式 境界条件:区分的一定の場合	$T(z, K \Delta t) = a_0 z^3 + 6a_0 k_g z K \Delta t + b_0 z + c_0 \operatorname{erf} \frac{\alpha}{\sqrt{K}} + \sum_{j=1}^{K-1} \bar{T}_j \left(\operatorname{erf} \frac{\alpha}{\sqrt{K-1}} - \operatorname{erf} \frac{\alpha}{\sqrt{K-j+1}} \right) + \bar{T}_K (1 - \operatorname{erf} \alpha)$ (18)

H_p : Δt 時間内に熱流板を通過した平均熱流束, Δh_i : 土層 i の厚厚, ΔT_i : 土層 i における Δt 時間の地温変化, $\operatorname{erf}()$: 誤差関数

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_g \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

となる。

今、式(6)の解析解を求めるために、以下に示す初期条件(7)、(8)および地表面境界条件(9)、(10)を考える。

$$t=0, \quad T(z, 0) = C_0$$
 (7)

$$t=0, \quad T(z, 0) = a_0 z^3 + b_0 z + c_0$$
 (8)

$$z=0, \quad T(0, t) = \bar{T}_m;$$
 (9)

$$(m-1)\Delta t \leq t \leq m\Delta t, \quad (m=1, 2, \dots)$$
 (9)

$$z=0, \quad T(0, t) = T_{m-1} + (T_m - T_{m-1}) \frac{t - (m-1)\Delta t}{\Delta t};$$
 (10)

$$(m-1)\Delta t \leq t \leq m\Delta t, \quad (m=1, 2, \dots)$$
 (10)

ここに C_0 : 定数, T_{m-1} , T_m はそれぞれ $t=(m-1)\Delta t$, $m\Delta t$ のときの地表面温度である。その結果、表-1に示す4つの地温の計算式が得られる。以下、式(9)、(10)をそれぞれ区分的一定、区分的線形と呼ぶ。さらに、 $t=K\Delta t$ のときの地中伝

熱量 $G(K\Delta t)$ は、 $G(K\Delta t) = -\lambda_g \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}$ より、表-1の4つの

地中伝熱量計算式のように求まる。なお、式(12)、(13)は Pivovarov により初期条件(7)および地表面境界条件(10)のもとで求められたものである²⁾。

以上の実用的計算法においては、土壌中の浸透流や水蒸気による熱輸送が研究段階であるので⁶⁾ 実用的見地からこれらを見無視し、体積含水率が近似的に一定すなわち土壌熱特性値を近似的に一定と扱える $z-t$ 平面の半無限熱

伝導場で、比較的簡単な初期条件と境界条件のもとに地温や地中伝熱量の解析解を求めることに特徴がある。初期条件が z の 3 次式の場合、解析解は他で発表されておらず、初期条件の影響を強く受けると思われる経過時間の短い期間における地温計算値の精度向上が期待できる。

2.2 地中伝熱量の測定法

露場における地中伝熱量の測定は土壤内の水や水蒸気の移動が無視できる場合、以下の方法によった。地表面下 10cm に熱流板を水平に埋設し、これより上部に地表面下 0, 1, 2, 5, 10cm の深さに計 5 本の地温センサー (Pt100Ω) を埋設し地温を測定した。なお、熱流板の熱流束と地温の測定間隔は 1 時間である。 Δt 時間内の平均地中伝熱量(Q)は熱流板の熱流束と各土層内の貯熱量の和となり、表-1の式(11)により表される(以下、土層分割法と呼ぶ)。

3. 地中伝熱量の計算値と実測値の比較

土壤熱特性の測定、実用的計算法において雨の持ち込む熱量を無視しているため、地中伝熱量の計算には降雨が無く、体積含水率がほぼ一定と見なせる期間を選ぶ必要がある。その結果、以下に示す4期間において比較を行った。

- 1) 1997. 9.11 0:00 ~ 1997. 9.15 12:00
- 2) 1997.10.15 0:00 ~ 1997.10.19 24:00
- 3) 1998. 5.17 0:00 ~ 1998. 5.19 24:00
- 4) 1998. 8. 7 0:00 ~ 1998. 8. 9 12:00

数値計算においては各期間の開始の時刻を初期時刻とした。また、初期条件の地温は深さ 0, 1, 2, 5, 10, 20, 50, 100cm の計 8 点を用いて、平均値および 3 次の回帰式を求めた。

3.1 地温計算値に対する初期条件・境界条件の影響

上記 2)の期間において求めた地温計算値に対する初期条件・境界条件の影響について例に挙げる。この期間の実

測値 $\theta_{0.7}$ を式(2)に代入して得られた $\bar{\theta}_0$ の平均値は 32.6% と得られ、露場における土壤の熱特性は式(1)、(4)より、 $c_{\theta} \rho_{\theta} = 2.37 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ 、 $\lambda_{\theta} = 0.796 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ と得られ、これらを式(3)に代入して $k_{\theta} = 0.0034 \text{ cm}^2\text{sec}^{-1}$ と求めた。また、初期時刻における 0~1m までの深さ方向の平均地温は 9.3°C、3 次の回帰式は以下のように得られた。ここで、 z の単位は m である。

$$T = -6.237z^3 + 12.41z + 7.267 \quad (20)$$

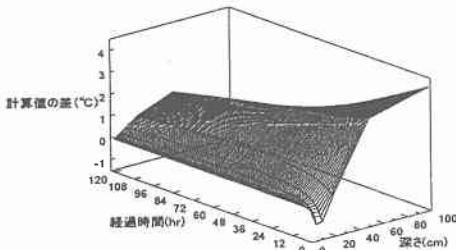
a) 初期条件による影響

初期条件の影響が経過時間と共にどのように変化していくのかを検討する。初期条件が 3 次式の場合の地温計算値と初期条件が定数の場合の計算値の差に関する時系列変化を地表面境界条件ごとに図-1 に示す。

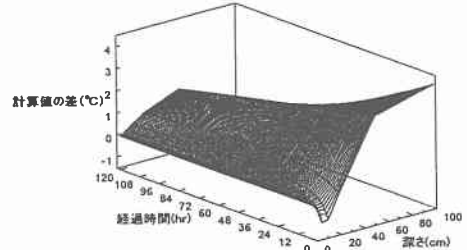
この結果、いずれの境界条件の場合においても地表面下 0~50cm までは初期時刻からの経過時間が短いほど初期条件の影響が大きく、時間の経過と共に小さくなっていることが分かる。特に表面付近の 1cm, 2cm の地温に関しては計算値の差が 0 付近に収束していくのが分かる。また、1m の地温は他の計算値とは別の傾向を示し、計算値の差が 0 に近づくものの、それ以降は時間経過と共に大きくなっていく。他の 3 期間についても、同様の傾向が見られた。

b) 境界条件による影響

次に、地表面境界条件の与える影響について検討する。初期条件による影響のときと同様に、地表面境界条件が区分的一定の場合の地温計算値と区分的線形による計算値の差を、深さ 10cm までについてその時系列変化を初期条件ごとに図-2 に示す。この図から明らかのように、いずれの初期条件の場合においても深さ 5cm までの地表面付近の地温計算値については、計算値の差が大きく変動し、地表面境界条件による影響が大きいことが分かる。一方、10cm より深い部分の地温については、図には示されていないが計算値の差がほとんど無く、境界条件による影響が小さいことが分かる。他の 3 期間でも同様の傾向が見られ、

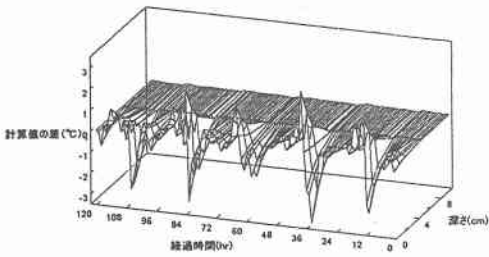


(a) 地表面境界条件:区分的線形における比較

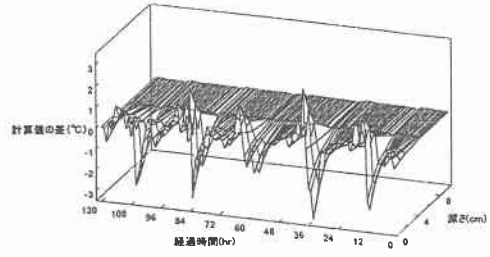


(b) 地表面境界条件:区分的一定における比較

図-1 初期条件による影響 (1997.10.15 1:00 ~ 10:19 24:00)



(a) 初期条件: 深さ方向に一定における比較



(b) 初期条件: 深さの3次式における比較

図-2 地表面境界条件による影響 (1997.10.15 1:00 ~ 10.19 24:00)

日中に大きく計算値の差が変動し、夜間ではあまり大きな変動が見られないという結果も同様であった。

3.2 露場における地中伝熱量の計算値と実測値の比較

地中伝熱量の4種類の実用的計算法における初期条件として、0~1mまでの計8点の地温データを用いた場合、および0~20cmまでの計6点の地温を初期条件に用いた場合について、先に示した1)~4)の4つの観測期間に対しそれぞれ計算を行った。

上記1)の期間における土層分割法および実用的計算法による地中伝熱量の計算値の比較を例にあげる。このとき、 $\bar{\theta}_0$ の平均値は20.2%と得られ、熱定数は、それぞれ $c_p \rho_g = 1.86 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$, $\lambda_g = 0.624 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, $k_g = 0.0034 \text{ cm}^2\text{sec}^{-1}$ と求まった。また、初期時刻における0~1mまでの深さ方向の平均地温は14.7°C、0~0.2mまでの平均地温は14.0°Cと得られた。

図-3に地中伝熱量の実測値および初期条件を定数としたときの計算値の変化を示す。この結果、初期条件として0~1mの平均地温、0~0.2mの平均地温を用いた場合いずれにおいても、地表面境界条件が同一の場合、似たような変化を示している。また、境界条件が区分的線形を用いた方が日振幅が大きく、土層分割法に近い結果となっていることが分かる。初期条件として0~0.2mまでの平均地温を用いた場合の計算値は、0~1mまでのデータを用いた場

合に比べ、最大値あるいは最小値となるようなときに絶対値が大き目となる傾向がある。

4種類の地中伝熱量計算法の土層分割法に対する誤差評価を、先に示した4期間において行った。0~1mまでの地温を初期条件として用いた場合の結果を表-2に、0~0.2mまでの地温を用いた場合の結果を表-3に示す。その結果、3)の期間を除いて、0~1mまでの地温を用いた初期条件が3次式、地表面境界条件が区分的線形による計算値が、誤差の絶対値の平均値および平均二乗誤差ともに最も小さく、次いで0~1mまでの地温を用いた初期条件が定数、地表面境界条件が区分的線形の場合の順となった。また、初期条件が定数の場合について2つの表を比較すると、0~1mまでの地温を用いた方が土層分割法に対する誤差が小さい結果となった。表-3の初期条件が3次式の場合、土層分割法に対する誤差が他の場合に比べて明らかに大きいのが分かる。これは、地表面下20cmまでの比較的浅い部分の地温データだけで3次式の近似を行うために、式(8)の3次の項の係数 a_0 が1mまでの地温データを使ったときの a_0 に比べ $10^2 \sim 10^3$ 程度大きな値をとり、式(17),(19)の右辺第1項目にこの影響が現れるためと考えられる。以上、初期条件に関係なく、地表面境界条件を区分的線形とすることで土層分割法により近い結果が得られたが、初期条件として3次式を用いる場合には、地表面付

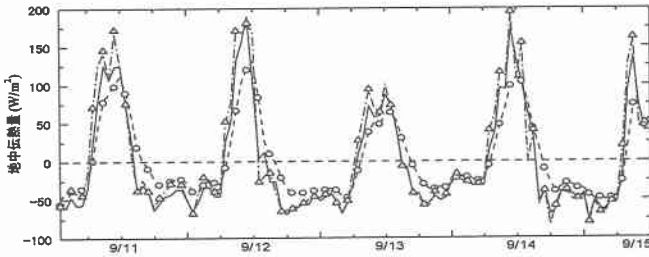
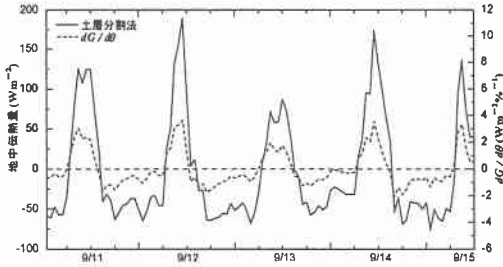


図-3 地中伝熱量の実測値と初期条件を定数とした場合の計算値の変化 (1997.09.11 1:00 ~ 09.15 12:00)

表一2 初期条件として0~1mの地温を用いた
地中伝熱量の誤差評価 (W/m²)

計算期間	初期条件 地表面境界条件	定数		3次式	
		区分的離散	区分的一定	区分的離散	区分的一定
1)	誤差の絶対値の平均値	12.0	21.8	11.3	20.3
	平均二乗誤差	18.1	28.0	17.3	27.7
	誤差の標準偏差	17.2	27.8	17.3	27.8
2)	誤差の絶対値の平均値	9.9	23.8	9.9	22.8
	平均二乗誤差	14.5	32.3	14.2	32.1
	誤差の標準偏差	14.2	32.3	14.3	32.2
3)	誤差の絶対値の平均値	12.1	11.2	11.3	10.8
	平均二乗誤差	16.2	15.9	15.6	15.5
	誤差の標準偏差	18.3	18.0	15.6	15.5
4)	誤差の絶対値の平均値	9.4	11.6	9.0	11.2
	平均二乗誤差	13.8	15.8	13.4	15.5
	誤差の標準偏差	13.9	15.8	13.5	15.6



図一4 地中伝熱量とdG/dθの変化
(97.09.11 1:00 ~ 09.15 12:00)

近の温度だけを使うと計算誤差が大きくなるので注意する必要がある。

3.3 地中伝熱量に対する体積含水率の敏感度

体積含水率1%の変化に対し、地中伝熱量の変化率がどの程度あるかを調べるために敏感度に着目した。まず、式(11)を体積含水率 θ で微分し、 H_p は θ に独立であると近似して、体積含水率1%あたりの土層の貯熱量変化を求めると、

$$\frac{dG}{d\theta} = c_w \rho_w \sum_{i=1}^5 \Delta h_i \frac{\Delta T_i}{\Delta t} \quad (20)$$

期間1)における土層分割法による地中伝熱量と式(20)による敏感度を図一4に示す。この結果、日中のピーク付近においてdG/dθは地中伝熱量の2~3%程度の大きさとなり、地中伝熱量の体積含水率に対する敏感度は小さい結果となった。この傾向は先に述べた他の3期間についても同様であった。

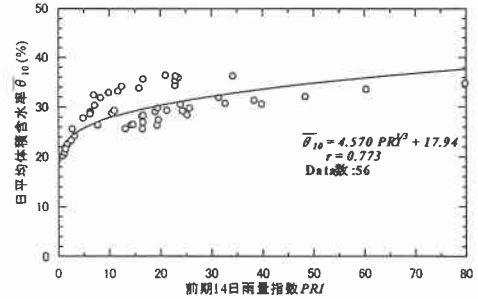
4. 露場における月平均地中伝熱量の評価

4.1 前期雨量指数による日平均体積含水率の推定

露場における過去11年分(1987年9月~1999年6月)の観測データを用いて土層分割法により5~10月までの地中伝熱量の計算を行った。ここで、1997年8月23日以前では土壌水分センサーを用いた体積含水率の測定は行って

表一3 初期条件として0~0.2mの地温を用いた
地中伝熱量の誤差評価 (W/m²)

計算期間	初期条件 地表面境界条件	定数		3次式	
		区分的離散	区分的一定	区分的離散	区分的一定
1)	誤差の絶対値の平均値	12.9	22.1	245.1	245.6
	平均二乗誤差	19.2	28.1	292.1	291.5
	誤差の標準偏差	17.8	27.6	160.2	161.7
2)	誤差の絶対値の平均値	11.3	24.0	136.1	140.2
	平均二乗誤差	16.2	32.0	161.7	164.4
	誤差の標準偏差	15.3	31.7	88.2	93.2
3)	誤差の絶対値の平均値	12.1	11.2	150.6	152.1
	平均二乗誤差	16.4	15.7	178.2	182.1
	誤差の標準偏差	16.0	15.5	1007.0	104.8
4)	誤差の絶対値の平均値	9.8	10.8	48.9	51.2
	平均二乗誤差	13.9	15.3	58.7	59.8
	誤差の標準偏差	14.0	15.5	35.3	36.6



図一5 9月の前期雨量指数による
日平均体積含水率の推定

いないため、日平均体積含水率の推定が必要となった。そこで、本研究では土壌の乾湿状態を示す指標として次の前期雨量指数を定義した。

$$PRI = R_0 + R_1 + \frac{R_2}{2} + \frac{R_3}{3} + \dots + \frac{R_n}{n} \quad (21)$$

ここに、 R_0 :PRI 計算対象となる日の日降水量(mm)、 n :PRI 計算対象とする日の計算開始前の日数、 R_n :PRI 計算対象となる日の開始 n 日前の日降水量(mm)である。地表面下10cmまでの日平均体積含水率の推定を行うため、半月程度前までの日降水量の影響を考慮すればよいと考え、日数 n は14日とした。この前期雨量指数PRIを土壌水分センサーを埋設した1997年8月23日以降の5~10月までの異常値、欠測データを除く263日に対して適用し、月ごとにPRIと日平均体積含水率の回帰分析を行った。9月のPRIと日平均体積含水率の関係を図一5に示す。

$$\bar{\theta}_{10} = 4.570 PRI^{0.73} + 17.94 \quad \text{相関係数 } r = 0.773 \quad (22)$$

この結果、相関係数が0.773となり、PRIから日平均対積含水率をほぼ推定できると考えられる。他の月についても同様の回帰分析を行った結果、相関係数が0.577~0.818となり、月ごとに得られた回帰式を用いて日平均体積含水率を推定した。

4.2 月平均地中伝熱量の評価

地表面熱収支は一般に次式のように表される。

表一4 1987年9月～1999年6月、11年間の露場における月平均地中伝熱量とその評価(値は全て月平均値)

	体積含水率 (%)	$c_p \rho_s$ Jm ⁻³ °C ⁻¹	H_p W/m ²	土層貯熱量 W/m ²	G W/m ²	Rn W/m ²	CC
5月	21.921	1.929E+06	5.627	0.493	6.120	105.98	0.061
6月	19.738	1.838E+06	5.902	0.191	6.093	124.16	0.052
7月	19.703	1.836E+06	6.483	0.216	6.699	116.38	0.061
8月	25.590	2.124E+06	4.315	0.002	4.317	99.59	0.045
9月	27.860	2.177E+06	-0.108	-0.501	-0.609	62.14	-0.010
10月	30.998	2.308E+06	-3.951	-0.523	-4.473	29.56	-0.131

$$Rn = H + lE + G \quad (23)$$

ここに、 Rn :純放射量、 H :顕熱輸送量、 l :水の蒸発潜熱、 E :蒸発散量、 G :地中伝熱量である。

本研究では、地中伝熱量の地表面熱収支に対する影響の程度を表す指標として、伝導成分(地中伝熱量)と対流成分(顕熱輸送量と潜熱輸送量の和)の比で表される伝導対流比(Conduction Convection ratio, CC)を用いた。

$$CC = \frac{G}{H+lE} = \frac{G}{Rn-G} \quad (24)$$

本論文では、地表面熱収支における G の影響は主観的ではあるが、 CC の絶対値が 0.05 以下のとき無視できるものとする。

1987年9月1日～1999年6月30日までの5～10月の土層分割法による月平均地中伝熱量の計算結果およびその評価を表一4に示す。表中の月平均体積含水率は前節で得られた各月の日平均体積含水率推定式より計算し、これを式(1)に代入することで月平均体積熱容量 $c_p \rho_s$ が得られた。また、 Rn は放射収支計による実測値を用いた。気温が高く、日射量も多い7月に蒸発散量が大きくなるために月平均体積含水率が最も小さく、熱流板を通過する平均熱流速 H_p が最大となっている。その結果、月平均の地中伝熱量としては7月が最大値を取っている。伝導対流比を見ると、8、9月に絶対値が0.05以下となり無視できるという結果になった。一方、5～7月にかけて、 G の熱収支全体に占める割合が大きくなると思われたが、伝導対流比がほとんど変化しない結果となった。さらに、10月では $CC = -0.131$ となり G が対流成分に対し13.1%の大きさになり、熱収支計算において無視できないことも特徴的である。

5. 結論

本研究で得られた結論を以下に示す。

- 1) 地温の計算値において、地表面下0～50cmまでは初期時刻からの経過時間が短いほど初期条件の影響が大きく、時間の経過と共に小さくなっている

- 2) 地表面境界条件について見ると、露場においては地表面下5cmまでは計算値に差があり影響が見られたが、それより深い部分ではほとんど影響が現れなかった。
- 3) 地中伝熱量の実用的計算法において初期条件の対象とする地温の深さを変えて誤差評価を行った。その結果、0～0.2mまでの地温より0～1mまでの地温を初期条件に用いた場合、土層分割法に対する誤差が小さかった。また、初期条件より地表面境界条件の影響を強く受け、地表面境界条件としては区分的線形の方が計算精度が良い。
- 4) 地中伝熱量に対する体積含水率の敏感度は、日中の地中伝熱量が最大となる付近で体積含水率1%の変化に対し、地中伝熱量は2～3%程度の変化と小さい結果となった。
- 5) 地表面熱収支における地中伝熱量の影響を表す指標として伝導対流比を用い、露場における11年間の月平均地中伝熱量を評価した結果、熱収支季節変化の変わり目である8、9月にほぼ無視できることが分かった。

参考文献

- 1) Carslaw, H.S. and Jaeger, J.C. : Conduction of Heat in Solids, pp.50-64, Oxford University Press, 1978.
- 2) Pivovarov, A.A. : Thermal Conditions in Freezing Lakes and Rivers, pp.37-40, John Wiley & Sons, 1973.
- 3) 近藤純正 : 水環境の気象学, pp.203, 朝倉書店, 1994.
- 4) 土壌物理性測定法委員会編 : 土壌物理性測定法, pp.299-303, 養賢堂, 1972.
- 5) 谷口 修 : 標準機械工学講座5 振動工学, pp.9-13, コロナ社, 1957.
- 6) Schelde, K., et al. : Diurnal fluctuations of water and heat flows in a bare soil, Water Resources Research, 34, pp.2919-2929, 1998.