

# 筑波大学陸域環境研究センターにおける地表面熱収支の日変化とリモートセンシングへの応用

The Diurnal Variation of the Surface Energy Budget at TERC,  
University of Tsukuba and its Application to Remote Sensing Studies

北村 彩子\*・泉 岳樹\*・松山 洋\*

Ayako KITAMURA \*, Takeki IZUMI \* and Hiroshi MATSUYAMA \*

## はじめに

地表面温度の空間分布を把握することは、熱収支を解いたり、都市気候の研究を行ったりする上で重要である。人工衛星の熱赤外バンドを利用したりリモートセンシングは、広域を均質な精度で同時に観測することができ経済的であるうえ、高空分解能であるため、地表面温度を観測するのに有効である。しかしながら太陽同期準回帰軌道をとる衛星の場合、通過時刻が限られ、例えば Landsat では、回帰日数が 16 日で、南進軌道時の東京では午前 10 時ごろの画像しか得られないという問題がある。また、日本では、現在では地表面温度の観測が通常行なわれていないため(近藤, 2000), 多地点における気温, 地表面温度と衛星の輝度温度との関係を調べるには、地表面温度の日変化を求める方法を確立する必要がある。

この点について、近藤(1992)では、常時気象観測データの日平均値を波数展開し、地表面パラメータを与え、地表面熱収支式を解くことによって、観測値のない地表面温度と熱収支各項の日変化を解析的に求めている。関東地方を対象とした場合、地表面温度や熱収支の日変化を観測してい

るのは、館野の高層気象台(以下、館野)と筑波大学陸域環境研究センター(以下、TERC)だけしかないが、近藤(1992)の方法を用いれば常時気象観測を行なっている他の地点においても、地表面温度の日変化を求めることができる。

本研究は、観測値のない地表面温度と熱収支各項の日変化を、熱収支式を解析的に解いて求めることを目的とする。熱収支の入力データとして気象観測データを使用するほか、地表面パラメータとして、交換速度は近藤(1992)、アルベドは近藤(1998)、蒸発効率近藤(1992, 2000)、射出率は近藤(2000)の概略値を使用し、熱物理係数は計算から求める。得られた結果は、Landsat の飛来時(午前 10 時)の館野の上向き長波放射量から求めた地表面温度と TERC の顕熱の観測値との比較から、精度の検証を行なう。また熱収支計算で必要となる地表面のパラメータの感度解析を行なうとともに、TERC の熱収支各項の特徴について考察する。

## データと解析方法

(1) 対象日の選択と入力・検証データ

\* 東京都立大学大学院理学研究科

研究対象日を選択するために、Landsat-5 号/TM の画像が得られる日で、1985 年から 1999 年のうち特徴的な熱環境が見られる冬季（1, 2, 12 月）の気象庁（大手町）における気温、全天日射量、日照時間と関東地方の風向・風速、並びに気圧配置を調べた。画像と気象条件から、画像に雲がなく、移動性高気圧に覆われ静穏である 1992 年 2 月 28 日、1997 年 2 月 25 日、1998 年 12 月 13 日、1999 年 1 月 30 日を研究対象日とした。

これらの対象日における熱収支の日変化を近似解法を用いて解析的に求めた。熱収支式の入力に用いた TERC のデータは、気温（測定高度 1.6 m）、風速（1.6 m）、全天日射量（1.5 m）、露点温度（1.6 m）、水蒸気圧、気圧で、計算結果の検証に用いたデータは仮顕熱輸送量（1.6 m）、正味放射量（1.5 m）、地中熱流量（-0.02 m）、蒸発散量（ライシメーター）である。また、館野の観測値については、気温、風速、全天日射量、下向き長波放射量、露点温度、水蒸気圧を熱収支式の入力に使用し、正味放射量、上向き長波放射量を計算結果の検証に用いた。

これらはいずれも時別値であるが、次節で述べる近藤（1992）の方法では、日平均値を波数展開して熱収支式に与えることになっている。そこで、気温（第 1 図 a,b）と全天日射量（第 1 図 c,d）について、波数展開したものと時別値を比較したところ、前者は概ね日変化をよく再現していることが分かった。また、熱収支式は、1992 年の衛星通過時刻における館野の地表面温度（上向き長波放射量から算定）と TERC の顕熱の観測値を同時に再現できるようにパラメータを決め、これを 1997 年から 1999 年のデータで検証した。

## (2) 熱収支計算

近藤（1992）では地表面の熱収支式を解いて地表面温度と熱収支各項の日平均値、振幅、位相を表す式を求めている。この結果を利用すれば、気象官署やアメダス地点のように継続的に気象観測

を行なっている地点のデータを入力として熱収支各項の日変化を推定できる。ここで必要となる入力データとして、全天日射量、気温、比湿、下向き長波放射量の日平均値のほか、地表面のパラメータとして交換速度、アルベド、蒸発効率、熱物理係数、射出率が挙げられる。

全天日射量は日平均値が求められれば、近藤（1992）の秋の式を元に、日変化を表す式を作ることができる。ここで秋の式を用いたのは冬の推定式がないためで、研究対象日は春分・秋分より冬に近いので、秋の式を用いた。この式は北緯 43 度の 10 月 20 日を想定しており、式は以下のようになっている。日射量は波数 4 までしか合成していないので、やや平滑化された日変化となる。

$$S \downarrow = 157 - 248 \cos t + 116 \cos 2 t - 21 \cos 3 t - 4 \cos 4 t \quad (1)$$

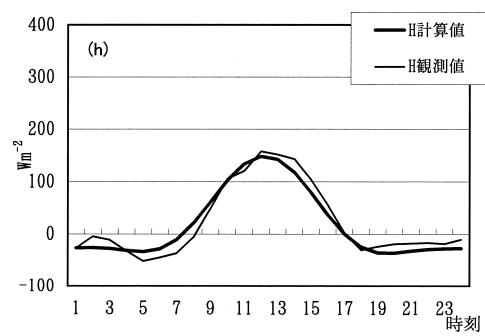
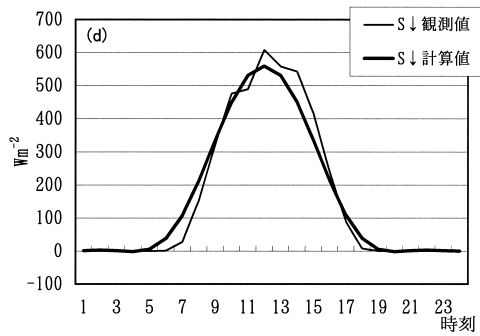
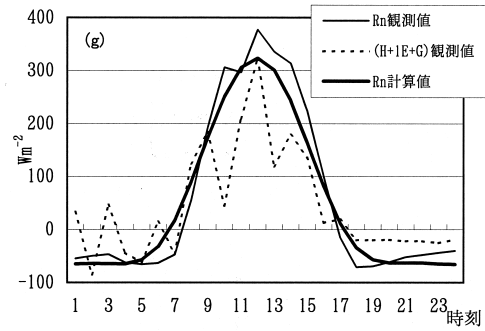
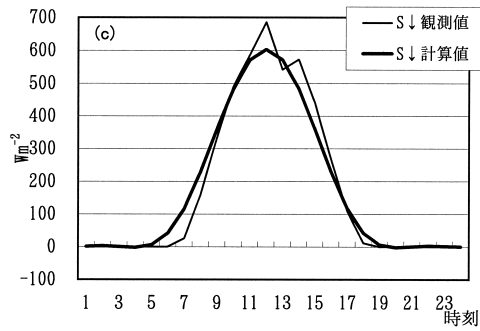
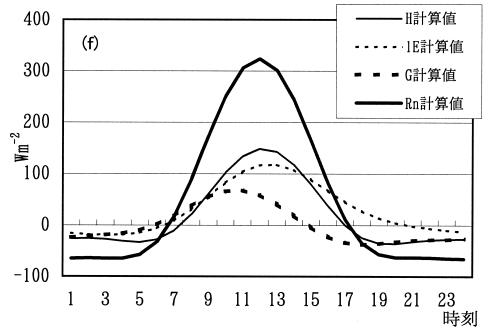
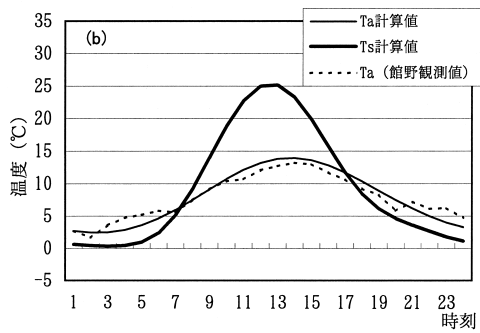
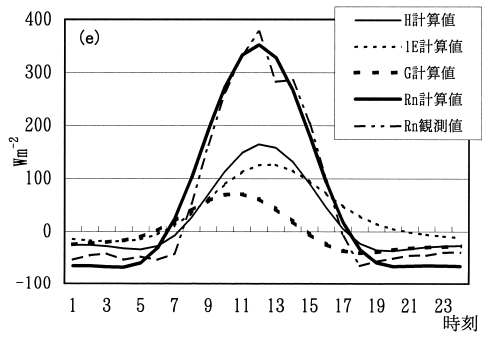
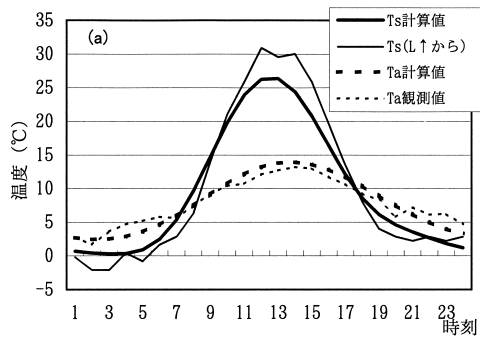
$S$  : 全天日射量 ( $W/m^2$ )  
 $t$  : 日変化の角速度 ( $= 0.727 \times 10^{-4} s^{-1}$ )  
 $t$  : 時間 (s)

式 (1) の右辺第一項は日平均値となっており、右辺各項の係数を足すとゼロになる。この点に留意して、式全体にある割合を掛けて対象日の全天日射量の日変化を表す式を作成した。

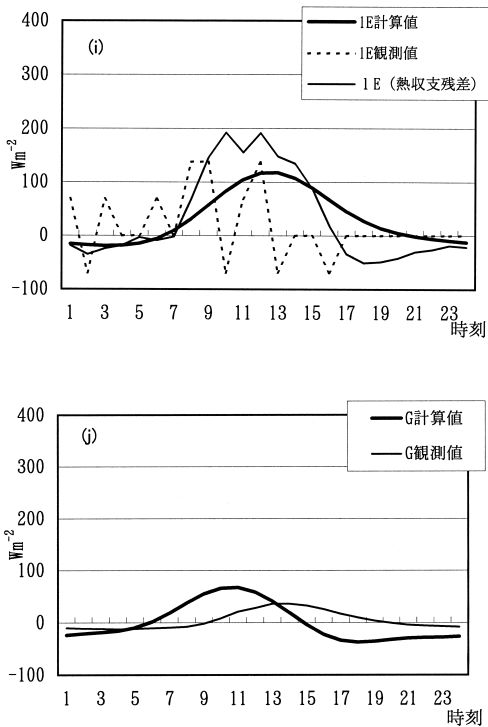
気温の日変化を表すには波数 0 から 2 まで合成する必要がある。式は以下のようになる。

$$T = T_M - B_1 \cos(t - \phi) + B_2 \cos(2t - \psi) \quad (2)$$

$T$  : 気温 ( )  
 $T_M$  : 日平均気温 ( )  
 $B_1$  : 振幅 ( $= 0.5 (T_{\max} - T_{\min})$ )  
 $T_{\max}$  : 日最高気温  
 $T_{\min}$  : 日最低気温  
 $B_2$  : 波数 2 の時の振幅  
 $\phi$  : 日周期 ( $= 0.727 \times 10^{-4} s^{-1}$ )  
 $\psi$  : 入力放射量と気温の位相差 (rad)



第1図 1992年2月28日の地表面温度，気温と熱収支の日変化



第1図(続き) 1992年2月28日の地表面温度, 気温と熱収支の日変化

この式の $B_2$ を求めるために最小二乗法を用いた。は観測値とあうように30分単位で変化させ、誤差が一番小さくなったときの値を採用した。また、日平均下向き長波放射量は、近藤(1994)の式(4.83)を用いて推定した。推定誤差は $15 \sim 20 \text{ W/m}^2$ である。

### (3) 地表面パラメータの設定

次に地表面のパラメータについて述べる。地表面の熱収支各項を誤差 $20 \text{ W/m}^2$ 以内で求めることは非常に難しいと言われているが(近藤, 1996), 交換速度( $C_H U$ )について言えば、熱収支量を20%程度の精度で知りたければ交換速度は50%程度の精度で分かれば良いとされている(近藤, 1992)。TERCの顕熱は冬季の日中に $150 \text{ W/m}^2$ 程度であり(第1図h), その20%, 約 $30 \text{ W/m}^2$ は、目標とする精度の $20 \text{ W/m}^2$ と同程度である。交換速度は地表面状態や測定高度により変化するが、通常は $0.001 \sim$

$0.01 \text{ ms}^{-1}$ 程度である。そこで今回は交換速度を、近藤(1992)で基準条件とされている $0.01 \text{ ms}^{-1}$ とした。

アルベドはTERCで1994年6月に観測されたデータがあり(Mabuchi *et al.*, 1997), 平均で0.18となっている。TERCのデータ解析を行なった近藤(1998)では、アルベドを0.18で一定として1年間同じ値を用いている。冬のTERCは、6月とは地表面状態が異なる上、地表面が枯れ草で覆われている状態になるが(第2図), 本研究でもアルベドを0.18とした。

最も重要なパラメータの一つである蒸発効率( )は、0から1までの値をとる。地表面温度の観測値があれば、他の観測データと合わせて蒸発効率を求めることができるが、地表面温度の観測値がないので、ここでは概略値を適用する。近藤(2000)では、TERCにおいて、冬季でも枯れ草の下の土壌面から蒸発がおきているので、蒸発効率を $0.3 \sim 0.4$ としている。また冬季の芝生の気象観測露場では例として $0.2 \sim 0.4$ という値が挙げられており、近藤(1992)では草地の値として0.4としているので、本研究でも蒸発効率を0.4とした。

射出率も概略値を使用した。近藤(2000)では地表面の状態ごとに射出率を挙げており、土壌では $0.95 \sim 0.98$ , ゴルフ場の芝生では0.98, コンクリート, アスファルト面では0.96, 森林では1としている。本研究では草地を対象としているので射出率を0.98とした。



第2図 TERCの観測圃場の様子(2003年3月3日撮影)

熱物理係数 ( $c_{GGG}$ ) は熱収支の日変化の振幅と位相を支配するパラメータである。これも熱収支式を解く方法で熱収支各項を求める場合は 50% 程度の精度で分かっているといえよ (近藤, 1992)。最初に熱物理係数の概略値として近藤 (1982) で挙げられている  $2.0 \times 10^6$  ( $J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$ ) を使って地表面温度を求めた。この値は夜間冷却量から求めたもので、無風時の平野部での代表的な値である。土壌の場合だと少し湿り気味の土や砂の値が  $2.0 \times 10^6$  ( $J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$ ) になる (近藤, 1982)。館野の上向き長波放射量の観測値から射出率を 0.98 として間接的に得られる地表面温度と比較したところ、計算値のほうが小さくなり、日変化を再現できなかった。そこで近藤・森 (1982, 1983)、近藤 (1994) の方法で実際に気温と下向き長波放射量のデータを使って夜間冷却量を計算し、熱物理係数を求めたところ、上向き長波放射量の観測値がある館野においては  $0.35 \times 10^6$  ( $J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$ ) という値が得られた。館野においてその値を使って熱収支式から解析的に求めた地表面温度と、上向き長波放射量から求めたものとを比較すると、計算値の日変化が全体的に小さくなり、一致性がよくなかった。

夜間冷却量から熱物理係数を求めるとうまく日変化を再現できない理由として、熱物理係数を求める際に夜間に重点を置いたために、本研究で必要となる昼間の値よりも大きな値になったことが挙げられる。つまり日中は草の温度が非常に上昇するため、その直下の土壌の温度より地表面温度がかなり高温になり、熱物理係数の値は小さくなる。一方、夜間の草の温度はその直下の土壌の温度より低くなるが大きな差がないため、夜間に重点をおいた解析から得られた熱物理係数は土壌に重みがついた大きな値になったと考えられる (近藤 私信)。

そこで昼間に重点をおいた熱物理係数を求めるために、他のパラメータを固定し、館野の上向き長波放射量から求めた地表面温度と、TERC で観測されている顕熱の両方の計算値が同時に一致する

ように繰り返し計算を行った。ここで熱収支項のうち顕熱としたのは、顕熱を求めるバルク式 (4) に地表面温度の項が出てくると、ほかの熱収支項目に比べ顕熱を測定している超音波風速温度計の精度が信頼できると考えられるからである。

計算値を観測値に合わせるときに、日変化が合うようにする方法と、衛星の飛来時の観測値が合うようにする方法があるが、今回は衛星の飛来時の観測値に合わせる方法を採用した。このようにして熱物理係数を求めたところ、1992 年では  $0.2 \times 10^6$  ( $J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$ ) になった。これを 1997 年から 1999 年のデータで検証したところ、衛星通過時の館野の地表面温度 (上向き長波放射量から算出) と TERC の顕熱の観測値を同時によく再現できた。よって以下ではすべての時期でこの値を用いることとする。

以上のように決定したパラメータを用いて、地表面温度と熱収支各項の日変化を解析的に求めた。具体的には以下の式を解くことで得られる。

$$Rn = H + IE + G \quad (3)$$

$$H = c_p C_H U (T_s - T) \quad (4)$$

$$IE = l C_H U (q_s - q) \quad (5)$$

$$G = G_1 \cos\left(t - \frac{\pi}{4}\right) \quad (6)$$

$$G_1 = A_1 (c_{GGG})^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

$$T_s = T_{s,M} + A_1 \cos\left(t - \right) \quad (8)$$

$$T_s - T = \frac{\left((1 - )S_M + L_M - T_M^4\right) - x}{4 T_M^3 + c_p C_H U + l C_H U +} \quad (9)$$

$$x = l C_H U (q_s(T_M) - q) \quad (10)$$

$T_s$ : 地表面温度 ( )

$q_s$ :  $T_s$  における飽和比湿 (kg/kg)

$q$ : 測定高度における比湿 (kg/kg)

$A_1$ : 波数 1 のときの地表面温度の振幅 ( )

: 日変化の角速度 (=  $0.727 \times 10^{-4} s^{-1}$ )

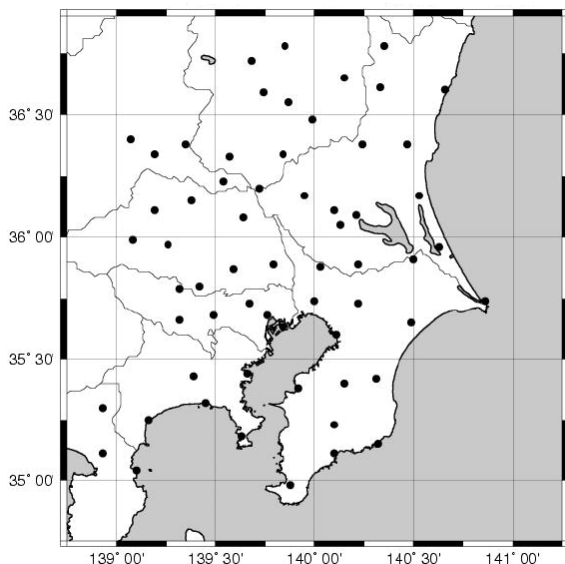
$T_{s,M}$ : 日平均地表面温度 ( )

$c_{GG}$  : 熱物理係数 (ここでは  $0.2 \times 10^6 \text{J}^2 \text{s}^{-1} \text{K}^{-2} \text{m}^{-4}$ )  
 : 入力放射量と地表面温度との位相差 (rad)  
 $S_M$  : 日平均全天日射量 ( $\text{W}/\text{m}^2$ )  
 $L_M$  : 日平均下向き長波放射量 ( $\text{W}/\text{m}^2$ )  
 : 飽和比湿の温度に対する変化率 ( $\text{K}^{-1}$ )

## 結果と考察

式 (3) - (5) を波数 0 から 4 まで合成して日変化を表す。式 (6), (8) は波数 1 のときであり, これらも波数 4 まで合成して日変化を表した。ここでは正味放射量, 地中熱流量は下向きを正, 顕熱, 潜熱は上向きを正とした。また, それぞれのパラメータが地表面温度や熱収支各項にどの程度寄与しているのか調べるために, 近藤 (1992), 菅原・近藤 (1995) にならい 1992 年 2 月 28 日において Landsat-5 号 /TM の関東シーンを (ほぼ第 3 図に対応) で気象データのある場所のデータを平均し, その平均値を用いて感度解析を行った。

なお, 一連の熱収支の日変化の計算には菅原・近藤 (1995) で使用されている防衛大学地球海洋学科の菅原広史氏のプログラムを使用した。また, 本研究で行なった熱収支計算は近似解法であるため誤差があるが, 今回基準とした衛星通過時の顕熱の推定誤差が  $20 \text{W}/\text{m}^2$  程度なので, 十分実用的と考えた (参照)。



第 3 図 感度解析の際に参照した気象官署, アメダス地点

### (1) 地表面温度と熱収支各項の日変化について

第 1 図 (a) は 1992 年 2 月 28 日の館野における気温と地表面温度の日変化を示している。地表面温度の日変化を見ると, 日中は計算値のほうが小さくなっているが, 衛星飛来時で見ると, 計算値と観測値の差は 1.27 になった。日変化で計算値の方が小さくなったのは, 日射量の推定値が観測値より小さくなっていることと (第 1 図 c), パラメータを一日を通して一定としたことが要因と考えられる。近藤 (2000) では, 市販の放射温度計の問題点をいくつか挙げているが, その誤差は大きいもので  $2 \sim 3 \text{K}$  となっている。このことから, 衛星飛来時の計算値と, 上向き長波放射量から求めた地表面温度との差 1.27 は十分な精度であると言える。

地表面温度は日の出直後から上昇し始め, 13 時に最高となり次の日の朝方にかけてまた下降する。気温は地表面温度と位相が 1 時間ずれており, 14 時に最高となる (第 1 図 a)。また地表面温度と正味放射量 (第 1 図 e) において, 観測値と比較すると計算値の方が位相が早い。これは日射量の推定式を作る際に観測値との位相差を考慮しなかったことが要因と考えられる (第 1 図 c)。観測では例えば 11 時から 12 時の平均値を 12 時の観測値としているため, 本来は 11 時 30 分のところにプロットされなければいけないものが 30 分遅れたところにプロットされていることになる。よって地表面温度の位相もずれたものと推測される。また 13 時に正味放射量の観測値が急に小さくなっているのは, この時間に雲が出ていたためと考えられる (第 1 図 c, e)。

計算の結果得られた熱収支各項を TERC の観測値と比較した。なお, TERC の気温は欠測となっていたので, ここでは館野の観測値を用いて計算を行なった。正味放射量の観測値 (第 1 図 g) は, 顕熱, 潜熱, 地中熱流量の観測値の和とは一致せず, 熱収支が閉じていない。また 3 項の和として求めた正味放射量は変動が激しくなっている。次に熱

収支各項について見ていくと、顕熱は日変化がよく再現できている（第1図h）。衛星の飛来時刻で見ると観測値と計算値との差は  $3.02 \text{ W/m}^2$  となった。日変化は7時ごろまでマイナスの値をとり、それから上昇して12時に最高となり、17時ごろ再びマイナスとなる。

潜熱は檜山ほか（1993）で述べられていたように時別値の変動が激しく、日中に負の蒸発が見られた（第1図i）。これはライシメーターの精度の問題である。日積算値においても計算値と約  $340 \text{ W/m}^2$  の差があったので、観測値と比較することができなかった。そこで潜熱に関しては間接的方法として、熱収支の残差として求めたものと比較したところ、日積算値の差が約  $8 \text{ W/m}^2$  となった。しかし残差として求めた潜熱のほうが位相が早く、日変化で見ると一致しなかった。計算値では13時に最大となり、残差から求めた潜熱は10時に最大となっている。これは地中熱流量の項に大きく影響を受けていると考えられる。地中熱流量の観測値は振幅が小さく、また計算値では最大が11時に現れるのに対し、観測値は15時と、位相が4時間ずれている（第1図j）。

1997年から1999年においても1992年と同じパラメータを用いて同様の解析を行った。館野の上向き長波放射量から求めた地表面温度と計算値を比較すると、衛星の飛来時刻で1998年は0.46、1999年は0.14の差となった。なお1997年は上向き長波放射量が欠測であったため比較できなかった。TERCの顕熱と比較すると、1997年が  $16.44 \text{ W/m}^2$ 、1998年が  $0.42 \text{ W/m}^2$ 、1999年が  $30.57 \text{ W/m}^2$  となり、精度よく再現できていると言える。またTERCで観測されている熱収支各項の日変化についても1992年と同様の傾向が見られた。

## (2) パラメータの感度解析

1992年のデータを使ってパラメータの感度解析を行なった。気温、日射量は、気象官署、アメダス地点（第3図）での観測値の平均値を基準条件

とし、パラメータと観測値をそれぞれある割合で変化させた。なお、アメダス地点における日射量は、近藤ほか（1991）にならって日照時間と可照時間から推定した。推定式をTERCの観測値と比較したところ、RMSEは  $19.64 \text{ W/m}^2$  であった。比湿は、気象官署では観測値を用い、アメダス地点では最も近い気象官署のデータを用いた。

日射量と下向き長波放射量の推定式の精度は約  $20 \text{ W/m}^2$  となった。そこでその分日射量と下向き長波放射量が大きくなったときに地表面温度と熱収支各項にどの程度の影響が出るのかを感度解析により調べた。

感度解析の結果は第1表の通りである。日射量では地表面温度の振幅は約1、日平均値で0.7、衛星の飛来時で1.67高くなった。また下向き長波放射量では、衛星の飛来時の地表面温度は0.83高くなった。

地表面温度に影響を与えるパラメータと入力すべき観測値は交換速度、アルベド、蒸発効率、日射量、下向き長波放射量で、特にLandsatが飛来する10時の値と比較すると、交換速度、蒸発効率、日射量の地表面温度に対する感度が高い。地表面温度の日平均値（ $A_m$ 、式（8）では  $T_{S,M}$ ）が大きくなるのは、日射量、下向き長波放射量が大きく、アルベド、交換速度が小さいときである。地表面温度の振幅（ $A_1$ ）が大きくなるのはさらに蒸発効率が小さいときである。顕熱の日平均値が大きくなるのは交換速度、蒸発効率が小さく、下向き長波放射量、日射量が大きいときで、潜熱の日平均値が大きくなるのは交換速度が大きいときである。地中熱流量の日平均値はパラメータの影響を受けないが、振幅は熱物理係数が大きいときに大きくなる。

地表面温度は、熱収支式を解く際に必要となるパラメータの影響を受けやすいが、その感度は実際の観測で使われる放射温度計の器差や観測誤差と比べると小さい。つまり第1表より、熱物理係数以外のパラメータを固定しても地表面温度の推定に与える影響は小さいと言える。

第1表 パラメータの感度解析

基準条件	条件の変化	$\Delta T_m$ (°C)	$A_m$ (°C)	$H_m$ (%)	$E_m$ (%)	$G_m$ (%)	$A_l$ (°C)	$H_l$ (%)	$E_l$ (%)	$G_l$ (%)	$T_s(10:00)$
基準条件のとき		0.3(°C)	9.9(°C)	3.6(W/m <sup>2</sup> )	34.6(W/m <sup>2</sup> )	0.01(W/m <sup>2</sup> )	11.4(°C)	94.1(W/m <sup>2</sup> )	69.8(W/m <sup>2</sup> )	49.9(W/m <sup>2</sup> )	18.0(°C)
$C_U$ 0.01(m/s)	+0.005 (m/s)	-0.6	-0.6	-151.0	134.6	100.0	-2.2	109.4	120.3	78.9	-2.3
albedo 0.18	+0.1	-0.7	-0.7	-141.6	87.6	100.0	-1.0	86.3	90.3	89.8	-1.7
$\beta$ 0.4	-0.1	0.4	0.4	235.5	80.2	100.0	0.7	107.0	78.6	105.9	0.8
$c \rho \lambda$ 0.2E+06 (J <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> K <sup>-2</sup> m <sup>-4</sup> )	+ (0.1E+6) (J <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> K <sup>-2</sup> m <sup>-4</sup> )	0.0	0.0	100.0	100.0	100.0	-0.3	95.1	96.9	118.8	-0.5
q 4.7E-3 (kg/kg)	+ 1.0E-3 (kg/kg)	0.5	0.5	280.6	73.6	100.0	0.0	100.0	100.0	100.0	0.5
emi 0.98	+0.02	-0.1	-0.1	71.2	98.5	100.0	0.0	99.6	100.0	99.7	-0.1
$S_m$ 165 (Wm <sup>-2</sup> )	+20 (Wm <sup>-2</sup> )	0.7	0.7	342.9	112.4	100.0	1.1	114.0	108.7	110.4	1.7
$T_m$ 9.7 (°C)	+1 (°C)	-0.5	0.6	-67.6	109.5	100.0	-0.3	98.5	104.6	98.2	0.5
$I_m$ 164.8 (Wm <sup>-2</sup> )	+20 (Wm <sup>-2</sup> )	0.8	0.8	387.3	114.7	100.0	0.0	100.4	99.2	99.5	0.8

$\Delta T_m$ : 地表面温度と気温の差の日平均値  
 $A_m$ : 地表面温度の日平均値  
 $H_m, E_m, G_m$ : 顕熱, 潜熱, 地中熱流量の日平均値  
 $A_l$ : 地表面温度の振幅  
 $H_l, E_l, G_l$ : 顕熱, 潜熱, 地中熱流量の振幅  
 $T_s(10:00)$ : 地表面温度の10時における差  
emi: 地表面の射出率  
注)  $\Delta T_m, A_m, T_s(10:00)$ は基準条件の時との差で表し, そのほかは基準条件を100とした時の値で表す。

(3) 熱収支のインバランス問題

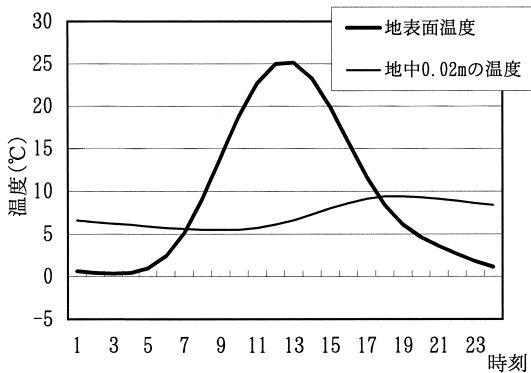
TERCの観測値を解析したところ, 熱収支が閉じないことが確認できた(第1図g)。これは顕熱や潜熱を直接測定する渦相関法が用いられるようになった頃から, ほかの観測でも報告されるようになったことである(宮崎・山本, 2001)。これまで使用してきたボーエン比法や熱収支法は熱収支が閉じることが前提となっていた。しかし顕熱と潜熱が別々に観測できるようになると, 多くの研究者から熱収支のインバランス問題が指摘されるようになった。具体的には, TERCと同様に, 正味放射量の観測値が顕熱, 潜熱, 地中熱流量を足したものより大きくなる。これはランダム誤差ではなく系統的な問題とされている(塚本, 2001)。

熱収支のインバランス問題への対応として, 測器のキャリブレーションを定期的に行なうことが挙げられる。TERCの正味放射量はセンサーの交換後に実際より大きく観測されているという報告があるように(近藤, 1998), 測器のキャリブレーションを定期的に行ない, 測器の癖を知ることによって精度よく観測することができる。また熱収支が閉じない一因として, 蒸発散量を測定しているウエイグライシメーターの時別値の精度が良くないことが挙げられる(第1図i)。日平均値では観測値と計算値で差が小さくなったが, 時別値でみる

と日中に負の蒸発がおこるため, このデータを用いて日変化について調べることができない。

また熱収支のインバランスの一番大きな要因として考えられるのは, TERCの場合, 地中熱流量が実際よりも小さくなっていることが挙げられる。つまり, 地中熱流量の日変化が計算値と大きく異なったのは草の影響が考えられる(第1図j)。TERCでは冬季の草刈後, 草がそのまま放置されるため(第2図)地表面が厚みを持っている(近藤, 1998)。日中, 日射により地表面が温められるが, その一部は草の層の昇温に使われるため熱収支のインバランスが起こると考えられる。また草の層を通ったものが地中へと流れていくので, 計算値に比べると位相が遅れ振幅も小さくなる。実際に地中 0.02 mの温度と, 解析的に求めた地表面温度の日変化を見ると(第4図), 1992年には地表面温度は13時に最大になるのに対し, 地中 0.02 mの温度の最大値は18時に現れている。これは近藤(2000)で見ると, 地中 0.13 mの温度に相当する。TERCの熱収支解析では草の層の熱容量を考慮しておらず, また熱収支各項の観測場所がそれぞれ離れているため(例えば桜ほか, 1999の第1図), 他の熱収支項と同一面とはならず, 熱収支のインバランス問題が発生したと考えられる。逆に草の層の熱容量がわかれば, 冬季に地面が枯れ草に覆われていて





第4図 1992年2月28日のTERCの地表面温度（解析解）と地中0.02mの温度の日変化

も熱収支各項を精度良く推定することが可能である。また、熱流板だけではなく、温度積分法（広田ほか，2001）と組み合わせるなどして測定精度を上げることも重要である。冬季の霜柱などにより埋設深が変わっている恐れがあるので、まずは熱流板が本当に0.02 mに埋設されているかを確認したほうが良いであろう。

### 結論

本研究では、交換速度、アルベド、蒸発効率、射出率、熱物理係数を設定し、気温を波数2まで、日射量を波数4まで合成して熱収支式を解析的に解き、地表面温度と熱収支各項の日変化およびLandsat 飛来時（午前10時）の値を求めた。本研究によって明らかになったことをまとめると、以下ようになる。

- ・熱収支式から解析的に求めた地表面温度と熱収支各項の日変化を館野とTERCの観測値と比較したところ、十分な精度でこれらを求めることができた。
- ・熱収支解析では、熱物理係数の設定が難しく、その他の地表面パラメータは標準的な値にしておけばよいことが感度解析より明らかになった。
- ・TERCの観測値で熱収支が閉じない原因として、

顕熱、潜熱を独立して測っていること、正味放射量の観測値が実際より大きく観測されていること、蒸発散量を測定しているライシメーターの特別値の精度が悪いこと、草刈後に地表面を覆う草の貯熱量が考慮されていないことを指摘した。

今後は、本研究の手法を関東地方の気象官署とアメダス地点に適用し、本研究で解析対象とした日時の地表面温度、気温、衛星Landsatの輝度温度の関係を調べる予定である。

### 謝辞

本研究は、北村彩子による東京都立大学理学部地理学科の2002年度卒業論文（熱収支の日変化を考慮した、衛星データによる熱環境の把握に関する研究）の一部をまとめたもので、その骨子は平成14年度陸域環境研究センター年次研究報告会で発表しました。本稿執筆の機会を与えて下さったTERCの田中正先生とスタッフの皆様へ感謝いたします。

東北大学名誉教授の近藤純正先生には、卒業研究全般にわたり指導して頂きました。また、本稿にも目を通していただき、有益なコメントを頂戴しました。産業技術総合研究所資源環境研究所の三枝信子氏からは論文をお送りいただき、防衛大学地球海洋学科の菅原広史氏には熱収支式のプログラムを使わせていただきました。TERCの野原大輔氏と浅沼順氏には、データ利用時や2002年10月24日のTERC見学の際に便宜を図っていただきました。

ここに記してお世話になった方々に感謝の意を表します。

### 文献

- 近藤純正（1982）：複雑地形における夜間冷却 研究の指針。天気，29，935-949。
- 近藤純正（1992）：地表面温度と熱収支の周期解及

- びその応用．農業気象，**48**，265-275．
- 近藤純正編（1994）：『水環境の気象学』朝倉書店，350p．
- 近藤純正（1996）：放射量の観測．農業気象，**52**，171-174．
- 近藤純正（1998）：種々の植生地における蒸発散量の降水量および葉面積指数への依存性．水文・水資源学会誌，**11**，679-693．
- 近藤純正（2000）：『地表面に近い大気の科学』東京大学出版会，324p．
- 近藤純正・森 洋介（1982）：アメダス（地域気象観測所）データを用いた夜間冷却量と最低気温予報式（1）．天気，**29**，1221-1233．
- 近藤純正・森 洋介（1983）：アメダス（地域気象観測所）データを用いた夜間冷却量と最低気温予報式（2）．天気，**30**，143-150．
- 近藤純正・中村 亘・山崎 剛（1991）：日射量および下向き大気放射量の推定．天気，**38**，41-48．
- 桜 久美子・新村典子・木村富士男（1999）：長期データを用いた草地の熱収支の変動について．筑波大学水理実験センター報告，**24**，97-106．
- 菅原広史・近藤純正（1995）：都市における各種地表面温度の敏感度解析．天気，**42**，813-818．
- 塚本 修（2001）：地表面フラックスと大気境界層．気象研究ノート，No.199，1-9．
- 檜山哲哉・杉田倫明・三上正男（1993）：ウエイングライシメーターと熱収支法による潜熱フラックスの比較．筑波大学水理実験センター報告，**18**，41-53．
- 広田知良・福本昌人・渡辺 力（2001）：地中熱流量と水体・森林貯熱．気象研究ノート，No.199，141-152．
- 宮崎 真・山本 晋（2001）：熱収支インバランス研究会報告．天気，**48**，711-713．
- Mabuchi, K., Kida, H., Saigusa, N. and Oikawa, T. (1997): A biosphere-atmosphere interaction model (BAIM) and its primary verifications using grassland data. *Papers in Meteorology and Geophysics*, **47**, 115-140.
- （2003年5月14日受付，2003年7月24日受理）