

# 赤外線放射温度計による地表面温度と 熱収支モデル計算による地表面温度の比較

木村玲二\*・石島英\*・横山拓哉\*

## 要旨

1次元熱収支モデルが適用できる土地被覆状態やスケールを検討するために、航空機に搭載した熱画像式赤外線放射温度計による地表面温度と熱収支計算による地表面温度を比較した。本研究では沖縄本島北部の計108画像について、各画像の平均地表面温度および土地被覆別の地表面温度を検討した。検討対象とした赤外線放射温度計の1画像の範囲は約270 m×250 mである。土地被覆を海、ダム湖、砂、赤土、市街地、草地、農耕地、森林の8つに分け、モデル計算では土地被覆別にパラメーターを設定した。1画像内の地表面温度の計算値は土地被覆ごとに計算した地表面温度に占有率をかけて、加重平均して算定した。地表面温度の観測値と加重平均による計算値の差の標準偏差は夏季に1.2°C、冬季に1.2°Cであり、様々な土地被覆が混在する狭いスケールにおいてもモデルの計算結果は観測値をほぼ再現できた。

### 1. はじめに

近年、衛星や航空機からなどのリモートセンシングによって得られた地表面温度を用いて、地表面からの顕熱フラックスや潜熱フラックスを評価することが多数試みられている(例えば、Perry and Moran, 1994; Zhang *et al.*, 1995)。さらに、複雑地形上のフラックスを評価する際に必要な粗度パラメーターを渦相関法によるフラックスや地表面温度の観測値を用いて算定する研究(Stewart *et al.*, 1994; Kustas and Humes, 1997)や、非一様性地表面の運動量、熱のバルク係数をスケールの観点から検討した研究も行われている(Frech and Jochum, 1999)。

リモートセンシングによる地表面温度を用いて算定したフラックスは不明確な点が多い。なぜなら、フラックスを算定してもそれを検証するためのフラックス観測値が得難いからである。水平一様な水田、裸地面などでは観測による検証も可能であるが(例えば Matsu-shima and Kondo, 2000)、土地被覆が混在している場所や地形的に複雑な場所を対象にした場合、フラク

ス観測の困難さから評価の方法が難しくなる。

地表面温度は地表面における熱収支で決まる。したがって、リモートセンシングによる地表面温度も熱収支で決定された地表面温度を示していることになる。一方、土地被覆によって、粗度長、アルベド、熱伝導率等のパラメーターは異なるが、過去における熱収支観測の研究で明らかにされているパラメーターも多い。したがって、水平一様な場所では熱収支モデルによって地表面温度やフラックスを同時に評価できるようになった(例えば Kimura and Kondo, 1998)。しかし、土地被覆が混在している場所や地形的に複雑な場所に熱収支モデルを適用して、地表面温度の計算値と観測値を比較した例は少ないようである。

そこで、本研究ではリモートセンシングによる地表面温度と熱収支計算による地表面温度の比較を試み、1次元熱収支モデルの土地被覆が混在している場所への適用性やスケールの問題について検討する。

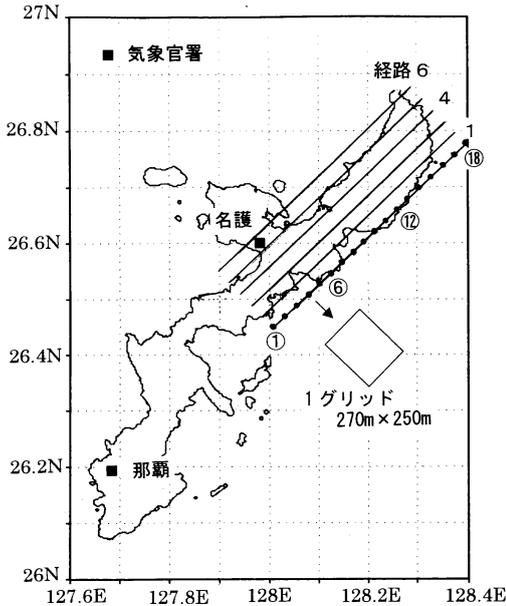
### 2. 観測方法

観測区域はヤンバルとしてよく知られる沖縄本島北部地帯である(第1図)。観測区域は島に沿う形の長方形で、その大きさは約20 km×50 km、そして標高の最大値は約0.5 kmである。観測時間は1999年2月7日の

\* 琉球大学理学部物質地球科学科。

—2000年8月17日受領—

—2001年3月5日受理—



第1図 本研究における観測対象域（沖縄本島）。飛行経路の番号は南東から北西方向に1～6，グリッドの番号は南西から北東方向に1～18。グリッド間隔は約3 kmで，1グリッドは270 m×250 m。

12時30分から14時30分，7月13日の12時20分から14時である。

地表面温度のリモートセンシングは飛行機（沖縄エアドルフィン（株）のセスナ機）に赤外線放射温度計（日本電子製：JTG-6300）を搭載して行った。センサーは飛行機の床窓に地面と垂直になるように設置した。飛行機は第1図に示したように，約2 km間隔の計6本（1本の飛行経路は約50 km）の経路を縦断し，2月7日には計1631画像（以降グリッドとよぶ場合もある），7月13日には計1651画像を得た。赤外線放射温度計の観測波長域は8～13  $\mu\text{m}$ ，センサーの水平視野角は横方向に25°，縦方向に23°，飛行高度は約0.6 kmである。したがって，1画像の領域は水平方向に約270 m×250 mであった。第1図に示したように，本研究では経路1本に対し18画像（約3 km間隔），計108画像を解析対象とした。

赤外線放射温度の観測と並行して，ビデオカメラによる可視画像の撮影も行った。観測区域の土地被覆は主に照葉樹林（スダジイ，オキナワウラジロガシが優占種）であるが，飛行経路には森林の他に海，ダム湖，砂，赤土，市街地，草地，農耕地が混在していた。そ

こで，本研究では可視画像から土地被覆をこれら8種類に判別した。

飛行高度の気温を測定するために飛行機の翼下部にサーミスタ抵抗温度計（コーナシステム社製：KDC-S1）を設置した。飛行観測ではGPSを利用し，2月7日と7月13日において同じ緯度と経度を目標に飛行した。したがって，2回の観測による各画像の撮影領域のずれは最大100 m以内に抑えられた。

### 3. 赤外線放射温度の大気および地表面射出率補正の方法

飛行機観測で得られた地表面温度は次式によって大気および地表面射出率補正を施す必要がある。

$$B(T_{\text{obs}}) = \epsilon^* \tau B(T_s) + (1 - \tau) B(T) + (1 - \epsilon^*) \tau B(T_{\text{sky}}) \quad (1)$$

ここに， $B(T_{\text{obs}})$ は放射温度計で観測される放射強度，それに相当する温度を $T_{\text{obs}}$ ， $\epsilon^*$ は観測波長範囲（本研究では8～13  $\mu\text{m}$ ）における地表面の射出率， $\tau$ は地表面から飛行高度までの大気の平均透過率， $\epsilon^* B(T_s)$ は地表面自体の出す放射強度（ $T_s$ は最終的に補正された地表面温度）， $T$ は地表面と観測高度の間における平均気温， $B(T)$ はそれに相当する放射強度， $T_{\text{sky}}$ は観測波長領域の空の有効温度， $B(T_{\text{sky}})$ はそれに相当する放射強度である。

本研究では $T_{\text{sky}}$ は観測していない。そこで次のような，大気補正と射出率補正を分けて評価する補正法を試みた。まず，(1)式において，地表面が黒体（ $\epsilon^* = 1$ ）と仮定し，次式により大気補正温度 $T_{\text{sa}}$ を算定する。狭い温度範囲（10 K程度）では放射と温度の関係は近似的に直線の関係とみなせるので， $T_{\text{sa}}$ は

$$T_{\text{sa}} = \frac{T_{\text{obs}} - (1 - \tau) T}{\tau} \quad (2)$$

と表すことができる。 $\tau$ （8～13  $\mu\text{m}$ ）は当日の那覇の高層気象データ（午前9時）および標高を考慮してMODTRAN3（Snell *et al.*, 1995）により算定した。 $T$ は次のように求めた。まず，地上気温を高層気象データから求まる気温減率と飛行高度の気温および標高から求め，この地上気温と飛行機で測定された気温を平均したものを $T$ とした。標高は国土数値情報（250 mメッシュ）による値を用いた。

$T_{\text{sa}}$ を用いて，次式より地表面による射出率補正を施し， $T_s$ を算出した。

第1表 土地被覆別パラメーター。refはアルベド、 $\epsilon$ は地表面射出率、 $c\rho\lambda$ は地面の熱物理係数 ( $J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$ )、LAIは葉面積指数、 $h$ は建物または植被の高さ(m)、 $c_d$ 、 $c_h$ 、 $c_e$ は運動量、顕熱、潜熱に対する葉面輸送係数、 $d$ は地面修正量(m)、 $z_0$ 、 $z_T$ は風速、気温に対する粗度長(m)、 $\beta$ は蒸発効率。

	海	ダム湖	砂	赤土	市街地	草地	農耕地	森林
ref	0.07	0.07	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.15
$\epsilon$	0.92-0.97	0.92-0.97	0.9-0.98	0.9-0.98	0.85-0.95	0.9-0.95	0.9-0.95	0.97-0.99
$c\rho\lambda$ ( $\times 10^6$ )	2.38	2.38	0.39	3	2.3	3	3	3
LAI	---	---	---	---	---	3	3	6
$h$	---	---	---	---	7	0.3	1.5	15
$c_d$	---	---	---	---	---	0.2	0.2	0.2
$c_h$	---	---	---	---	---	0.06	0.06	0.06
$c_e$	---	---	---	---	---	0.017	0.017	0.006
$d$	0	0	0	0	5 (Eq.18)	f(LAI,h)	f(LAI,h)	f(LAI,h)
$z_0$	$0.27 \times 10^{-4}$	$0.27 \times 10^{-4}$	0.001	0.001	1 (Eq.19)	f(LAI,h,c_d)	f(LAI,h,c_d)	f(LAI,h,c_d)
$z_T$	$0.79 \times 10^{-4}$	$0.79 \times 10^{-4}$	0.001	0.001	0.001	f(LAI,h,c_d,h,e)	f(LAI,h,c_d,h,e)	f(LAI,h,c_d,h,e)
$\beta$	1	1	1	1	0	f(LAI,h,c_d,h,e)	f(LAI,h,c_d,h,e)	f(LAI,h,c_d,h,e)

$$\sigma T_{sa}^4 = \epsilon \sigma T_s^4 + (1 - \epsilon) L^{\downarrow} \quad (3)$$

ここに、 $\sigma$ はステファンボルツマン定数 ( $5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ )、 $\epsilon$ は全波長域における地表面の射出率で、Oke (1978) から抜粋した (第1表)。解析では、第1表における範囲の平均値 (例えば森林では0.98) を用いた。 $L^{\downarrow}$ は大気からの下向き長波放射量 ( $\text{Wm}^{-2}$ ) である。 $L^{\downarrow}$ は1日中一定であると仮定し、近藤(1994, p.90) によって算出した。

(2)式によると、 $T_{sa}$ は波長8~13  $\mu\text{m}$ に対応する温度である。ホップス・ムーニー (1993, p.44) は、波長域が8.2~8.6  $\mu\text{m}$ 、8.6~9.0  $\mu\text{m}$ 、9.0~9.4  $\mu\text{m}$ 、9.4~10.2  $\mu\text{m}$ 、10.2~11.2  $\mu\text{m}$ 、11.2~12.2  $\mu\text{m}$ の各チャンネルにより測定された放射温度を(2)式によって補正した。その結果、6チャンネル間の補正後の温度差は最大で0.7~1.2°Cであることを示した。これら補正値の差はLOWTRAN6があるチャンネルに対する大気の吸収を過小または過大評価していることに起因しているのではないかとしている。本研究では(2)式中の8~13  $\mu\text{m}$ の $T_{sa}$ と(3)式の全波長域の $T_{sa}$ が等しいと仮定している。透過率の評価が本研究で用いたMODTRAN3によって改善されたかどうかはわからないが、(2)、(3)式による補正誤差は0.5°C程度あると考えた。この根拠は次のことによる。近藤(2000, p.71)は次式によって補正温度 $T_s$ を算出している。

$$T_s^5 \equiv \frac{T_{obs}^5 - (1 - \tau) T^5 - \tau(1 - \epsilon^*) T_{sky}^5}{\tau \epsilon^*} \quad (4)$$

$$\epsilon_{sky} \equiv \left( \frac{T_{sky}}{T} \right)^5 \quad (5)$$

ここに、 $\epsilon_{sky}$ は窓領域(8~13  $\mu\text{m}$ )の有効射出率である。 $\epsilon_{sky}$ を当日の日平均水蒸気圧により推定し(近藤, 2000, p.77)、 $T_s$ を算定したところ、(2)、(3)式による $T_s$ との差の標準偏差は0.5°Cであった。また、海面水温に限って言えば、名護沿岸で観測された海面水温データ(沖縄県水産試験場が測定)と補正後の海面水温の差は0.1°Cとほぼ一致しており、補正法の妥当性が示された。

(2)式による $T_{sa}$ の値は透過率だけではなく射出率にも依存する。したがって、全波長域の射出率と8~13  $\mu\text{m}$ の射出率が大きく異なると $T_{sa}$ も大きく異なるが、多くの場合には近似が悪くなるほどではない。

#### 4. 熱収支モデルによる地表面温度の計算

##### 4.1 熱収支モデル

本研究で用いる熱収支モデルは1次元熱収支モデルである。地表面で吸収された正味の放射エネルギーは次式の熱収支式によって配分される。

$$(1 - ref) S^{\downarrow} + \epsilon(L^{\downarrow} - \sigma T_s^4) = H + IE + G \quad (6)$$

ここに、refはアルベド、 $S^{\downarrow}$ は日射量( $\text{Wm}^{-2}$ )、 $T_s$ は

地表面温度 (K),  $H$  は顕熱フラックス ( $\text{Wm}^{-2}$ ),  $IE$  は潜熱フラックス ( $\text{Wm}^{-2}$ ),  $G$  は地中への伝導熱 ( $\text{Wm}^{-2}$ ) である。顕熱フラックス  $H$  および潜熱フラックス  $IE$  は次のバルク式で表される。

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (7)$$

$$IE = l \rho C_H U \beta \{ q_{sat}(T_s) - q \} \quad (8)$$

ここに,  $c_p$  は空気の定圧比熱 ( $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),  $\rho$  は空気の密度 ( $\text{kgm}^{-3}$ ),  $C_H$  は顕熱に対するバルク係数,  $U$ ,  $T$ ,  $q$  は基準高度  $z$  (m) における風速 ( $\text{ms}^{-1}$ ), 気温 (K), 比湿 ( $\text{kgkg}^{-1}$ ),  $q_{sat}$  は飽和比湿,  $l$  は蒸発の潜熱 ( $\text{Jkg}^{-1}$ ),  $\beta$  は蒸発効率である。

モニン-オブコフの相似則に基づき, 顕熱フラックスに対するバルク係数は次式で表される。

$$C_H = \frac{k^2}{\left( \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) - \psi_m \right) \left( \ln \left( \frac{z-d}{z_T} \right) - \psi_h \right)} \quad (9)$$

ここに,  $k$  はカルマン定数 ( $=0.4$ ),  $d$  は地面修正量 (m),  $z_0$ ,  $z_T$  はそれぞれ風速, 気温に対する粗度長 (m),  $\psi_m$ ,  $\psi_h$  はそれぞれ風速, 気温に対する積分普遍関数である。

積分普遍関数は Dyer and Hicks (1970), Businger (1988), Zhang *et al.* (1995) を参考に次式で表した。大気の状態が不安定時は,

$$\psi_m = 2 \ln \left( \frac{1+x}{2} \right) + \ln \left( \frac{1+x^2}{2} \right) - 2 \tan^{-1}(x) + \frac{\pi}{2} \quad (10)$$

$$\psi_h = 2 \ln \left( \frac{1+x^2}{2} \right) \quad (11)$$

安定時は,

$$\psi_m = \psi_h = -5\zeta \quad (12)$$

$x$  および  $\zeta$  は次式で定義される。

$$x = (1 - 16\zeta)^{1/4} \quad (13)$$

$$\zeta = \frac{z-d}{L} \quad (14)$$

ここに,  $\zeta$  は無次元高度,  $L$  はモニン-オブコフの安定度スケールである。無次元高度  $\zeta$  はバルクリチャードソン数  $Ri$  を使い, 次式を用いて表現した (Businger,

1988)。

$$Ri = \zeta; \text{不安定時} \\ Ri = \frac{\zeta}{1+5\zeta}; \text{安定時} \quad (15)$$

バルクリチャードソン数  $Ri$  は次式で表される。

$$Ri = \frac{g(T-T_s)(z-d)}{TU^2} \quad (16)$$

ここに,  $g$  は重力加速度 ( $\text{ms}^{-2}$ ) である。

地中伝導熱  $G$  は, 水面以外は近藤 (1994, p. 153) による解析的手法で計算した。海や湖における熱容量は大きく, 混合層の影響もあって水面温度, 顕熱フラックス, 潜熱フラックスの日変化はほとんど起きないことが知られている (竹内・近藤, 1981, p. 129)。そこで, 水面における  $G$  は以下の式で表した。

$$G = c_w \rho_w D \frac{dT_s}{dt} \quad (17)$$

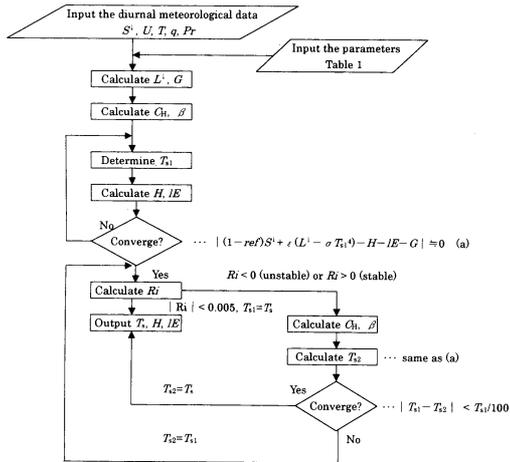
ここに,  $c_w \rho_w$  は水の体積熱容量 ( $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ ),  $D$  は地表面の熱交換によって等温変化する (完全混合) 厚さ ( $=0.2 \sim 2$  m, 本研究では 1 m を仮定) (近藤・桑形, 1992),  $t$  は時間 (s) である。 $T_s$  の初期値はダム湖に関しては本島北部にある福地ダムおよび安波ダムで観測されたデータ (各ダム管理支所が測定), 海に関しては名護沿岸で観測されたデータ (沖縄県水産試験場が測定) を用いた。

第2図にモデル計算の流れを示す。まず, 大気安定度が中立であると仮定して,  $C_H$  と  $T_s$  の第1近似値を計算する。 $T_s$  が決定されたら  $Ri$  数を計算し, 第2近似値の  $C_H$  と  $T_s$  を計算する。同様に計算を繰り返して  $T_s$  の収束値を求める。

#### 4.2 モデル計算に必要なパラメーター

第1表にモデル計算に必要なパラメーターを土地被覆別に示す。

粗度長  $z_0$  (m) や地面修正量  $d$  (m) に関しては水面のように過去の研究においてほぼ明らかにされているものもあれば, 市街地のように不明確なものもある。観測区域の市街地 (名護市付近) は大都市のように起伏がなく, 大きな建物が密集していない。 $d$  や  $z_0$  は建物の平均的高さ  $h$  を 7 m とし, 次式で与えた (Macdonald *et al.*, 1998; Petersen, 1997)。



第2図 熱収支計算の流れ図.

$$d = h \{ 1 + A - \lambda_p (\lambda_p - 1) \}$$

$$\lambda_p = \frac{A_p}{A_d} \tag{18}$$

$$z_0 = 0.5h \frac{A_f}{A_d} \tag{19}$$

ここに、 $A_d$ は対象領域内の面積、 $A_p$ は対象領域内にある建物の床面積、 $A_f$ は対象領域内にある建物の主風向に対する垂直方向の投影面積（本研究では Petersen, 1997と同様に  $A_f = 0.6A_p$ とした）、 $A$ は定数であり Macdonald *et al.*, (1998) による結果（論文中の Fig. 4）の平均値4を用いた。（18）、（19）式より、本研究における市街地の平均的な  $d$  は5 m、 $z_0$  は1 mとなった。これらの値は檜山ほか（1998）が行った市街域の観測値にほぼ一致する。

草地（雑草地）、農耕地（サトウキビ）、森林の  $d$  (m)、 $z_0$  (m)、 $z_r$  (m) は植被高  $h$  (m) や葉面積指数 LAI の関数として計算した（近藤, 1994, p. 227）。森林の植被高や葉面積指数の値は、日本の典型的な森林のものを仮定した（近藤ほか, 1992）。

$\beta$  は水面では1、市街地では0とした。草地や農耕地における  $\beta$  は木村ほか（1999）を参考に次のように決めた。まず、 $c_d$ 、 $c_h$ 、 $c_e$ （それぞれ運動量、顕熱、潜熱に対する葉面輸送係数）の関数として土壌水分や日射量が十分であると仮定したときに計算される日中の  $\beta$  の最高値  $\beta_{Max}$  を求める。そして、その  $\beta_{Max}$  を用いて次式で  $\beta$  を日変化させた。

$$\beta = \beta_{Max} \tanh(0.002 \cdot S^+) \tag{20}$$

第1表中の  $c_d$ 、 $c_h$ 、 $c_e$ の値は木村ほか（1999）による芝、水田、ソルガム、マメ畑の値を参考にしたものであり、（20）式も同様に芝、水田、ソルガム、マメ畑の  $\beta$  の日射量に対する日変化傾向を平均的にしたものである。

木村・石島（1999）は過去に米国地質調査所や沖縄開発庁が行った河川流出解析データより、沖縄北部森林地帯における年蒸発散量は年降水量が2000 mm をこえた場合、ほぼ  $1100 \pm 100$  mm の一定値になることを示した。そして、沖縄本島北部森林地帯からの年蒸発散量シミュレーション（日変化計算の年間積み上げ）と河川流出解析による年蒸発散量を比較することで、 $\beta_{Max}$ が0.25であることを示した。そこで、一般的な樹木の光合成反応は日射量に対して飽和型であるということや渡辺ほか（1998）の夏季落葉樹林における  $\beta$  と日射量の関係を参考に、森林における  $\beta$  の日変化は次式で表した。

$$\beta = \beta_{Max} \tanh(0.005 \cdot S^+) \tag{21}$$

なお、Kimura and Kondo (1999)が行ったように  $\beta_{Max}$  の値から  $c_e$ の値を求めると、森林では0.006となる（第1表）。

土壌面の  $\beta$  に関しては、砂、赤土ともに1を仮定した。理由として2月7日においては、観測日以前は降雨日や曇天日が多く（2月1日：1.5 mm、2月2日：8.5 mm、2月3日：2.5 mm、2月4日：1.0 mm、2月5日-6日：曇天日）、7月13日においても7月1日から観測日前日までは毎日降雨日であったため（総雨量239 mm）、土壌が圃場容水量に近かったと考えられたからである。

各土地被覆の熱物係数  $cpl$  は近藤（1994, p. 152）を参考に決めた。市街地ではコンクリートとアスファルトを平均したもの、草地・農耕地・森林では水田土壌のような粘土質土壌を想定した。

1画像内の熱収支モデル計算は次のように行った。まず、1画像の中に混在する土地被覆を上記8種類に分け、各土地被覆の占有率を決める。土地被覆ごとに計算した地表面温度に占有率をかけ、加重平均することで1画像内の加重平均地表面温度を求めた。したがって、占有率の低い土地被覆が加重平均地表面温度に及ぼす影響は小さくなる。

#### 4.3 モデル計算に使用する気象データ

モデル計算に必要な気象データは日射量、風速、気

温, 比湿, 降水量である. 本研究では日射量に関しては那覇(26°12'N, 127°41'E), 風速, 比湿に関しては観測区域に近い名護(26°35'N, 127°58'E)の1時間おきの気象データを用いた.

2月7日の観測時間帯はほとんどの画像で直達日射が雲で遮られている状態で(計85画像), 正確な全天日射量がわからない. 沖縄気象台のデータを見ても, 観測時間帯の全天日射量は13時に498 Wm<sup>-2</sup>, 14時に464 Wm<sup>-2</sup>, 15時に147 Wm<sup>-2</sup>(雲量10-)であり, 快晴ではなかった(12時の雲量は5, 全天日射量は692 Wm<sup>-2</sup>). モデル計算では観測時間範囲内(13時から15時)の平均全天日射量を用いた. 理由は, 本研究の主目的は熱収支モデルの適用性(スケール等)の検討であるので, 気象データによる各グリッド間の計算のばらつきを極力小さくするため(85画像全体の計算誤差を検討するには観測時間範囲内の平均日射量を用いた方がよいと考えられたため)である. なお, 計算に対する日射量の感度を調べるために, 13時と14時の平均日射量を用いた計算も同時に行った.

7月13日の観測時間帯における沖縄気象台の全天日射量の値は13時において962 Wm<sup>-2</sup>, 14時において970 Wm<sup>-2</sup>でありほぼ快晴の状態であった. 108画像のうち, 67画像が, 直達日射が雲で遮られていない状態であった. したがって, 7月13日の計算には, 13時と14時の平均日射量を用いた.

風速は測候所付近の地物の影響を受けるので, 飛行観測区域の風速を代表しているとはいえない. そこで, 本研究では近藤ほか(1991)が定義した準実測風速および地域代表風速を利用し, 風速は次のように与えた.

$$U = \frac{\alpha_1 + \alpha_4}{2} \cdot u_{obs} \quad (22)$$

ここに,  $U$  は地上高50 mに換算された風速,  $\alpha_1$ と $\alpha_4$ は日本の気象官署ごとに異なる年間一定の係数,  $u_{obs}$ は測候所の観測データである. 名護では $\alpha_1$ と $\alpha_4$ はそれぞれ1.16, 0.78であるので, (22)式より $U$ と $u_{obs}$ はほぼ同じ値になることがわかる.

気温は前述したように飛行観測高度における気温と高層気象データによる気温減率, および標高を用いて計算したものである. 観測日の気温減率は2月7日においては0.0073°Cm<sup>-1</sup>, 7月13日においては0.0066°Cm<sup>-1</sup>であった.

## 5. 結果および考察

### 5.1 地表面の被覆状況

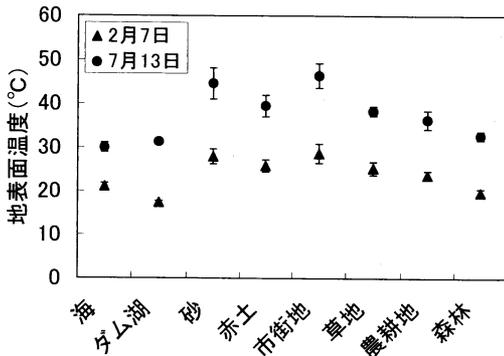
本研究における解析対象画像(計108の赤外画像)について, 可視画像と比較しながら各土地被覆の占める割合を求めたところ, 海34%, ダム湖0.5%, 砂0.3%, 赤土1.4%, 市街地2.9%, 草地2.6%, 農耕地4.2%, 森林53%, その他1.1%(岩, 鉄塔, ビニールハウス, ダム本体など)であり, 森林が約半数を占めている. 1画像がすべて森林であるのは108画像のうち30画像, すべてが海(ほとんどがサンゴ礁の比較的浅い海)であるのは33画像であった. したがって, 他の45画像では何らかの土地被覆が混在していた.

### 5.2 土地被覆別地表面温度

土地被覆による地表面温度の違いを検討するために, 冬季(2月7日)と夏季(7月13日)に分けて, 直達日射が雲で遮られていない画像のみを抽出して解析を行った. 直達日射があたっていた画像のみを対象とする理由は, 市街地や植生地の地表面温度は直達日射があたっている時とあたっていない時とは大きく異なるため, 直達日射が雲で遮られた画像も含めて解析すると, 地表面温度の違いを検討することに影響が出るためである.

2月7日において観測時に直達日射が雲で遮られなかった画像は, 可視画像から判断すると23画像であった. そこで, この23画像を対象に土地被覆別の地表面温度の違いを検討した(第3図). 図のプロットは全23画像を対象にした土地被覆ごとの平均値である. 縦の線は平均値からのばらつきの標準偏差である. 熱赤外線画像で得られた観測値は3節の方法に従い補正した. 高層気象データおよび標高を考慮してMODTRAN3によって推定されたこの日の大気平均透過率 $\tau$ (8~13 $\mu$ m)は0.878(海拔0 mから飛行高度までの間)であった. 森林の場合は補正後もそれほど地表面温度は変化していないが, 土壌や市街地では補正後の値が1~2°Cほど高くなっている. 平均すれば補正によって地表面温度が約0.9°C高くなっている. このうち大気補正による寄与分は約0.3°Cの上昇であり, 大気中の吸収物質による影響は少ないと考えられた.

第3図によれば, 市街地28.6°C, 砂27.9°C, 赤土25.8°C, 草地25.2°C, 農耕地23.6°C, 海21°C, 森林19.6°C, ダム湖17.3°Cの順に地表面温度が低くなっており, 市街地や土壌の温度が上がりやすいことが示されている. 草地, 農耕地, 森林の地表面温度は過去の



第3図 2月7日(冬季)と7月13日(夏季)の土地被覆ごとの地表面温度観測値。プロットは平均値、縦の線は平均値からのばらつき標準偏差。いずれも直達日射が雲で遮られなかった画像のみを対象(冬季23画像, 夏季67画像)。

研究結果(川島, 1986)と同じように、市街地や土壌に比べて低い。

7月13日において、雲で直達日射が遮られなかった画像数は67であった。大気平均透過率は0.686(海拔0mから飛行高度までの間)であり、補正後の地表面温度は補正前と比較すると平均で約1.7°Cの上昇であった。第3図によれば、市街地46.4°C、砂44.6°C、赤土39.5°C、草地38.3°C、農耕地36.3°C、森林32.7°C、ダム湖31.3°C、海30°Cの順に地表面温度が低くなっており、2月7日とほぼ同様の傾向を示した。

植生面だけに注目すると、冬季、夏季ともに粗度形態の大きな順に地表面温度が低くなっており、地表面温度が植生の幾何学的構造に左右されているのが示唆される。

### 5.3 赤外線放射温度計と熱収支モデルによる地表面温度の比較

#### 5.3.1 2月7日(冬季)における結果

第4図aに経路1から6までの赤外線放射温度計による観測値と熱収支モデルによる計算値の比較を示す。観測値は1画像内平均地表面温度、計算値は加重平均による地表面温度である。

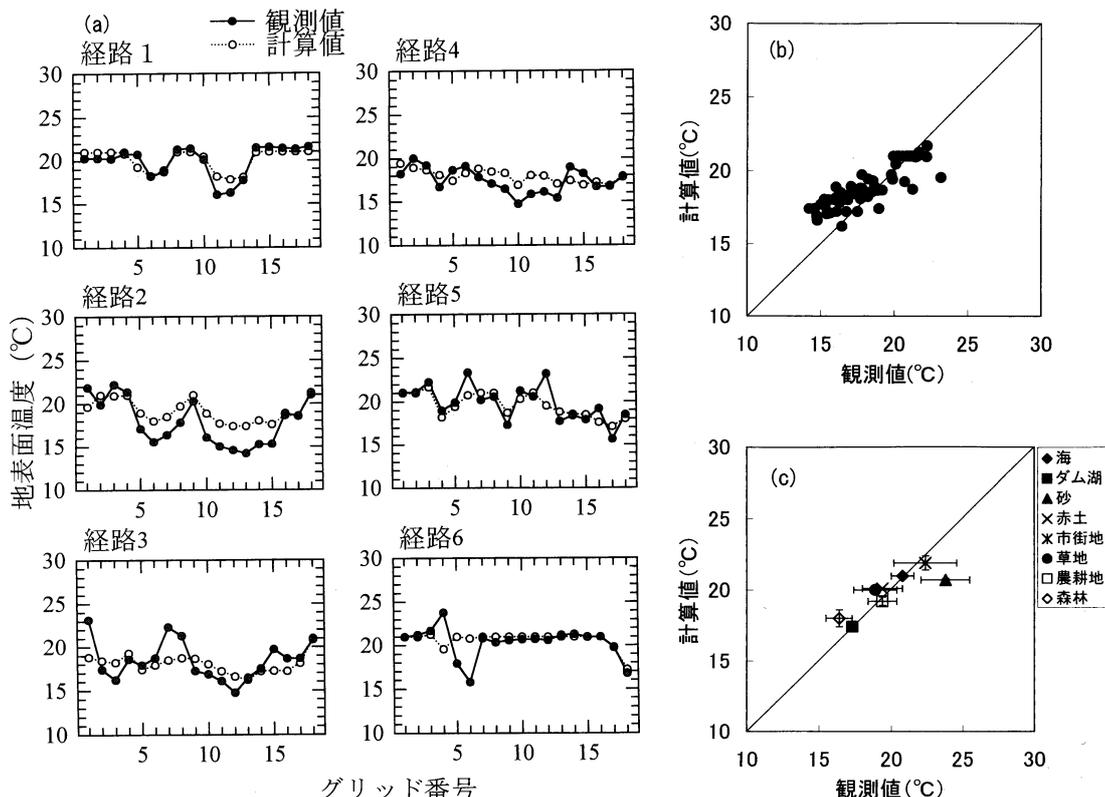
全体的に見ると、各経路の観測値と計算値の変化の傾向がよく似ている。しかし、経路によっては同じ森林でも観測値と計算値の差が異なっている場合もある。例えば、経路2の11~13では差が平均で2.9°Cであるが経路3の10~14では0.7°Cである。経路5は様々な土地被覆が混在しているグリッド(3, 5, 6, 9, 10, 12, 14, 15, 16)が多いが、6, 12を除き、ほぼ傾向が一

致している。経路6は3, 4, 17, 18を除きすべて海であるが、5, 6では観測値とモデルによる計算値がかけ離れている。1つの理由として、この地点がちょうど入り江になっていて、2つの河川から河川水が流入していることによると考えられる。第4図bは第4図aを散布図に表したものである。ただし、直達日射が雲で遮られていない23画像のデータは除いてある。理由として、計算に用いた日射量は快晴の場合よりも雲の多い場合に対応しているからである。RMS誤差は1.2°Cであった。なお、モデル計算に使用した日射量は13時, 14時, 15時の平均日射量である。モデル計算に対する日射量の感度を調べるため、13時と14時の平均日射量(481 Wm<sup>-2</sup>)を用いて計算を行ってみた。RMS誤差は1.3°Cであり、日射量を変えたことによる差は0.1°Cと比較的小さい。

加重平均による地表面温度を比較するだけでは、モデルが各土地被覆における熱収支特性を表現していると判断できない。すなわち、占有率の低い土地被覆が加重平均値に及ぼす影響は小さくなる。そこで、土地被覆別に地表面温度を抽出し、熱収支モデルによる結果と比較することを試みた(第4図c)。第4図cのプロットは各グリッドに散在する各土地被覆の地表面温度の抽出をすべてのグリッドに対して行い、それらを平均したものである。横線と縦線は観測値および計算値の平均値からのばらつき標準偏差である。図を見ると、砂地における観測値と計算値の差が大きい。これは、砂地における蒸発効率 $\beta$ の設定が大きいことに起因しているかもしれない。砂は水の浸透性が高いため、観測時間帯の砂地表面が乾いていた可能性がある。本研究では長期間のシミュレーションを行っていないので、土壌面の $\beta$ のパラメーター化を考慮していないが、土壌面の $\beta$ に関する一連の研究(近藤, 1994; 廣田, 1999)が利用できる。森林においては、2°C程度の計算誤差が認められる。森林の計算誤差については後述する。

#### 5.3.2 7月13日(夏季)における結果

第5図aに7月13日における観測値と計算値の比較を示す。図は13時と14時の全天日射量の平均値(966 Wm<sup>-2</sup>)を用いて計算した結果である。しかし、前にも述べたように観測区域は時おり雲に遮られていた。したがって、日射の影響と思われる大きな誤差が認められるが傾向としてはよく一致している。なお、誤差が日射の影響であるとしたら、観測値のほうが計算値より低くなるはずだが、図では逆の傾向も認められる。



第4図 2月7日における地表面温度の観測値と計算値の比較。(a) 各経路における観測値と計算値の比較。横軸は各経路のグリッド番号、縦軸は地表面温度。(b) (a)を散布図にしたもの。(c) 土地被覆別の観測値と計算値の比較。プロットは平均値、縦の線、横の線はそれぞれ計算値および観測値の平均値からのばらつきの標準偏差。

これは、市街地の中に特殊な人工物があることや砂地の $\beta$ の不明確な設定によるものと考えられる。第5図bは直達日射が雲で遮られなかった67画像だけを対象にした観測値と計算値の比較である。RMS誤差は2月7日と同じく、 $1.2^{\circ}\text{C}$ であった。

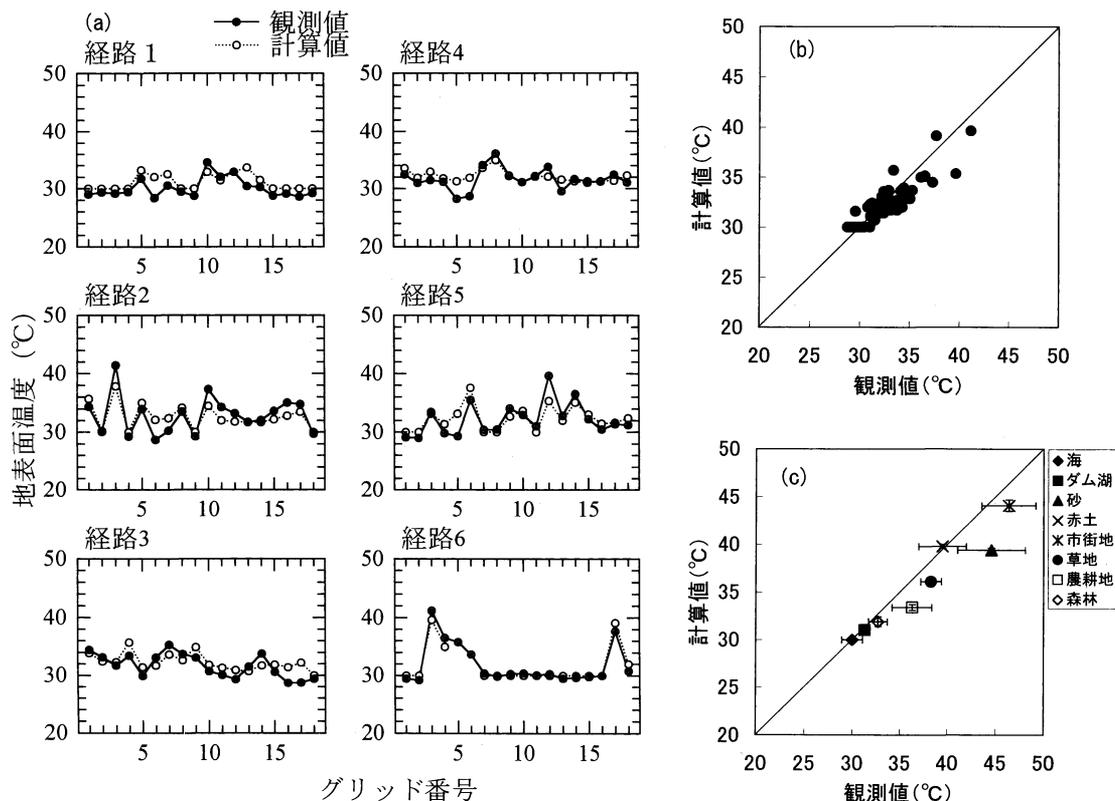
第5図cに土地被覆別の観測値と計算値の比較(直達日射が雲で遮られなかった67画像のみ)を示す。砂地においては、2月7日と同様に $\beta$ の不明確な設定によると思われる誤差が認められる。草地と農耕地に関しては、計算値は観測値よりも低い傾向がある。これは、LAIや $h$ の設定に起因しているかもしれない。本研究ではLAIや $h$ の季節変化はないものとしてモデル計算を行っている。しかし、これらの土地被覆以外では観測値のばらつきも考慮すると計算値は観測値をほぼ再現している。

### 5.3.3 計算誤差の検討

以上、冬季と夏季に分けて地表面温度の計算値と観

測値を比較してきた。本研究でモデル計算を行うにあたり、不確かな要素が3つあげられる。それはモデル内パラメーター、入力気象データ、1次元熱収支モデルの適用スケールである。

本研究で用いたモデル内パラメーターは、過去の研究で蓄積されてきた土地被覆ごとのパラメーターである。この中で、市街地と植生地のパラメーターは未解明な部分が多い。第4図cと第5図cの計算誤差を見てみると、市街地に関しては冬季、夏季ともに計算誤差が比較的小さい。これは、本島北部の市街地が大都市のような複雑な構造を持っていないため、粗度や熱伝導率等の設定が概ね妥当であったことによると考えられる。植生地では、冬季に森林の計算誤差が大きく、夏季に草地や農耕地の計算誤差が大きい。草地や農耕地の誤差要因の1つとして、LAIや $h$ の季節変化が考えられる。一方、本研究で対象とされている森林は常緑広葉樹で構成されているため、誤差要因がLAIや $h$



第5図 第4図と同じ。ただし、7月13日。

の季節変化であるとは考えにくい。冬季森林においては、計算誤差が大きいグリッドと小さいグリッドがあったことから、誤差要因はパラメーターというよりも地表面方位による日射吸収量の違いなどによるものかもしれない。なお、パラメーターの敏感度については後述する。

本研究では、風速は地域代表風速、準実測風速を用い、気温は飛行高度の気温と標高、気温減率から算定したものを用いた。風速に関しては観測区域の東西幅が20 km と狭いことや、起伏度が小さいこと、四方が海に囲まれているという条件から見て、地域代表風速または準実測風速で概ね近似できたと考えられる。気温については別に名護の気温データのみを用いて地表面温度の計算を行ってみたが、観測値に比べ計算値が2°Cほど高い傾向が見られた。したがって、熱収支計算における気温の影響は大きいことが示唆された。全天日射量に関しては、夏季における地表面温度の計算値のRMS誤差(直達日射が雲で遮られていないグリッドのみを対象(第5図b))。全天日射量のデータも

ほぼ快晴状態)と冬季のRMS誤差が等しいことから、冬季において不明確と思われた日射量の設定も本研究で用いたグリッド全体で考えれば概ね妥当であったと考えられる(パラメーターの設定は冬季、夏季ともに同じであるため)。

モデルに適用される土地被覆の構成やスケール、地表面の方位による日射吸収量の違いの問題は本研究における最も重要な論点である。最近では、1 km 四方以上を対象としたスケールアップに関する研究が多く、本研究のように270 m×250 m という狭いスケールをターゲットにした研究は少ないようである。前述したように、パラメーターや入力気象データに多少の誤差があったとしても、補正誤差やRMS誤差から判断して1次元熱収支モデルは様々な土地被覆が混在した狭いスケールにも適用できることが示唆される。ただし、沖縄本島は四方を海に囲まれ、標高は高くても500 m という起伏度の小さな亜熱帯島嶼である。したがって、一般的な山岳地帯や大都市などと比較して、モデルの適用しやすい場所かもしれない。今後は本研究で取り

扱ったモデルを沖縄本島よりも複雑な地形に適用し、問題点を探る必要がある。

#### 5.3.4 熱収支計算に対するパラメーターの敏感度

熱収支計算に対する各パラメーターの敏感度は近藤(1994, p. 157)で詳細に述べられており、アルベドや蒸発効率の敏感度が相対的に大きいことが示されている。第1表に示したパラメーターのうち、本研究において最も不明確なパラメーターは市街地における $z_T$ である。市街地における $z_T$ に関する報告は過去においてほとんどなされていない。ここでは、市街地における $z_T$ の熱収支モデル計算に対する敏感度について検討する。

第1表に示した $z_T$ の値を10分の1または10倍にしてモデル計算を行った場合、観測値と計算値の差は2月で $\pm 0.5^\circ\text{C}$ 、7月で $\pm 2^\circ\text{C}$ 以内であった。これは、第4図cや第5図cに見られる観測値と計算値の差にほぼ一致する。したがって、 $z_T$ の熱収支計算に対する敏感度はオーダー的に見て小さいことが理解できる。アルベドや $cp\lambda$ の誤差も考慮して(アルベドを0.1,  $cp\lambda$ を2倍変化させ、様々な組み合わせでモデル計算を行った)、地表面温度の観測値に計算値が一致するときの $z_0$ と $z_T$ の比は次のようになる。

$$\frac{z_0}{z_T} \equiv 10^3 \sim 10^4 \quad (23)$$

これを顕熱のバルク係数 $C_H$ に換算すると(風速の基準高度50 m, 大気安定度が中立のときを想定), 0.0032~0.0039の範囲である。したがって、たとえアルベドや $cp\lambda$ を大きく変化させたとしても $z_T$ の熱収支計算に対する敏感度は比較的小さいことがわかる。

## 6. まとめ

本研究では沖縄本島北部地域を対象に、航空機観測で得られた地表面温度と1次元熱収支モデルによって計算した地表面温度を比較し、土地被覆が混在している場所へのモデルの適用性やスケールの問題について検討した。

用いた熱収支モデルは熱収支式にバルク式を組み入れたもので、各土地被覆に対応するパラメーターを考慮している。加重平均による地表面温度の計算値のRMS誤差は2月7日:  $1.2^\circ\text{C}$ , 7月13日:  $1.2^\circ\text{C}$ で、計算値は観測値を比較的良好に再現できた。また、土地被覆ごとに地表面温度の観測値と計算値を比較したところ、砂地では蒸発効率 $\beta$ の設定によると思われる誤差

が見られたが、概ねモデルの妥当性が示唆された。また、本研究において最も不明確なパラメーターである市街地の $z_T$ に関して、熱収支計算に対する敏感度はオーダー的に見て小さいことがわかった。

これまでの結果より、1画像の範囲が $270\text{ m} \times 250\text{ m}$ と小さいにも関わらず、モニン-オブコフの相似則を仮定した1次元熱収支モデルでも比較的良好に地表面温度を再現できることがわかった。最近では、本研究のように面積比で加重平均する方法に代わって、内部境界層の理論を考慮し、風上、風下の粗度または地表面温度を用いてフラックスを評価する方法も提案されている(松島ほか, 1998)。しかし、実際は加重平均の方法も検証に足りる観測値が不足していることから、十分に議論がなされているとは言い難い。本研究の観測区域である沖縄本島北部は大都市のように市街地が複雑ではなく、森林もまばらではなく十分繁茂している。さらに、標高は高く500 m程度であり、起伏度が小さい。したがって、このような地形が単純な場所で地表面温度の観測を行うことは、土地被覆ごとのパラメーター化の検証や1次元熱収支モデルの適用性を検討する第一段階として、重要なことと思われる。

## 謝 辞

本研究を行うにあたり、赤外線放射温度計は千葉大学環境リモートセンシング研究センターの高村民雄先生からお借りした。また、琉球大学理学部物質地球科学科の学生には観測やデータ処理において多大な御協力を頂いた。さらに、沖縄県水産試験場の鹿熊信一郎さんには貴重な海水温データを提供して頂いた。記して謝意を表します。

## 参 考 文 献

- Businger, J. A., 1988: A note on the Businger-Dyer profiles, *Bound.-Layer Meteor.*, **42**, 145-151.
- Dyer, A. J. and B. B. Hicks, 1970: Flux-gradient relationship in the constant flux layer, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **96**, 715-721.
- Frech, M. and A. Jochum, 1999: The evaluation of flux aggregation methods using aircraft measurements in the surface layer, *Agric. For. Meteor.*, **98**, 121-143.
- 廣田知良, 1999: 農耕地における地温, 土壌水分, 熱収支の長期動態把握に関する基礎的研究, 北海道農業試験場研究報告, **169**, 145pp.
- 檜山哲哉, 玉川一郎, 福嶋義宏, 岩浪英二, 1998: 航空

- 機搭載レーダ測距計による広域粗度分布の観測と広域地表面パラメーターの推定, 科学研究費補助金研究成果報告書 (研究課題番号07558196), 79-95.
- ホブズ, R. J. and H. A. ムーニー, 1993: 生物圏機能のリモートセンシング, シュプリンガー・フェアラーク東京, 397pp (大政謙次, 恒川篤史, 福原道一監訳). (Hobbs, R. J. and H. A. Mooney, 1990: Remote sensing of biosphere functioning, Springer-Verlag New York.)
- 川島茂人, 1986: 航空機 MSS データによる地表面熱収支分布の評価, 天気, **33**, 333-344.
- Kimura, R. and J. Kondo, 1998: Heat balance model over a vegetated area and its application to a paddy field, J. Meteor. Soc. Japan., **76**, 937-953.
- Kimura, R. and J. Kondo, 1999: Studies on the relationships among the leaf transfer coefficient for water vapor, soil water content, and spectral reflectance, J. Meteor. Soc. Japan., **77**, 873-886.
- 木村玲二, 近藤純正, 大槻恭一, 神近牧男, 1999: 植生面蒸発散量のモデリングモデルおよび観測による検証一, 水文水資源学会誌, **12**, 17-27.
- 木村玲二, 石島 英, 1999: 沖縄本島北部森林地帯からの蒸発散量の試算, 琉球大学理学部紀要, **68**, 13-21.
- 近藤純正 (編著), 1994: 水環境の気象学—地表面の熱収支・水収支, 朝倉書店, 348pp.
- 近藤純正, 2000: 地表面に近い大気科学—理解と応用一, 東京大学出版会, 324pp.
- 近藤純正, 桑形恒男, 中園 信, 1991: 地域代表風速の推定法, 自然災害科学, **10**, 171-185.
- 近藤純正, 桑形恒男, 1992: 日本の水文気象 (1) 放射量と水面蒸発, 水文水資源学会誌, **5**, 13-27.
- 近藤純正, 渡辺 力, 中園 信, 1992: 日本各地の森林蒸発散量の熱収支的評価, 天気, **39**, 687-695.
- Kustas, P. W. and K. S. Humes, 1997: Spatially distributed sensible heat flux over a semiarid watershed. Part II: Use of a variable resistance approach with radiometric surface temperatures, J. Appl. Meteor., **36**, 293-301.
- Macdonald, R. W., R. F. Griffiths and D. J. Hall, 1998: An improved method for the estimation of surface roughness of obstacle arrays, Atmos. Environ., **32**, 1857-1864.
- 松島 大, 檜山哲哉, 玉川一郎, 福嶋義宏, 1998: 風向に沿った土地被覆の変化による影響を考慮した広域地表面フラックスの推定, 日本気象学会講演予稿集74, 27.
- Matsushima, D. and J. Kondo, 2000: Estimating regional distribution of sensible heat flux over vegetation using satellite infrared temperature with viewing angle correction, J. Meteor. Soc. Japan., **78**, 753-763.
- Oke, T. R., 1978: Boundary layer climates, Methuen & Co., 272pp.
- Perry, E. M. and M. S. Moran, 1994: An evaluation of atmospheric corrections of radiometric surface temperatures for a semiarid rangeland watershed, Water. Resour. Res., **30**, 1261-1269.
- Petersen, R. L., 1997: A wind tunnel evaluation of methods for estimating surface roughness length at industrial facilities, Atmos. Environ., **31**, 45-57.
- Snell, H. E., G. P. Anderson, J. Wang, J.-L. Moncet, J. H. Chetwynd and S. J. English, 1995: Validation of FASE (FASCODE for the Environment) and MODTRAN3, Conference on Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere III, Proceedings of SPIE, Paris, France.
- Stewart, J. B., W. P. Kustas, K. S. Humes, W. D. Nichols, M. S. Moran and H. A. R. DE Bruin, 1994: Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship for eight semiarid areas, J. Appl. Meteor., **33**, 1110-1117.
- 竹内清秀, 近藤純正, 1981: 大気科学講座 1—地表に近い大気, 東京大学出版会, 226pp.
- 渡辺 力, 大谷義一, 安田幸生, 谷 誠, 1998: 落葉広葉樹林における蒸発効率の算定, 日本気象学会講演予稿集73, 124.
- Zhang, Lu., R. Lemeur and J. P. Goutorbe, 1995: A one-layer resistance model for estimating regional evapotranspiration using remote sensing data, Agric. For. Meteor., **77**, 241-261.

## A Comparison between the Observed and Calculated Surface Temperature using an Infrared Thermometer and a Heat Balance Model

Reiji Kimura\*, Suguru Ishijima\*\* and Takuya Yokoyama\*\*

\* (Corresponding author) Department of Marine Sciences, University of the Ryukyus, Senbaru 1, Nishihara, Okinawa 903-0213, Japan

\*\* Department of Marine Sciences, University of the Ryukyus.

(Received 17 August 2000 ; Accepted 5 March 2001)



### 教官（東京大学海洋研究所海洋環境研究センター）の公募

東京大学海洋研究所では、下記の要領で海洋環境研究センター（時限10年）の教官を公募いたします。

#### 記

1. 職種・人員：助手 2名

2. 公募の趣旨：

本研究センターは、海洋の諸現象の解明という広い研究対象の中から、特に海洋のもつ地球環境保全機能に着目し、21世紀の人類共通の課題である地球環境問題の解決に資する目的指向型・仮説立証型の新しい研究を行う目的で平成12年度に設置されました。今回の公募では、主に物理・化学などの手法を駆使して、海洋環境変動とその影響に関する総合的な研究を意欲的に推進する人材を求めます。

3. 応募資格：博士の学位を有すること

4. 提出書類：

- 1) 履歴書
- 2) 研究業績目録（原著論文、総説、その他に分けること）
- 3) 主要論文3編以内の別刷り（またはコピー）各1部
- 4) 研究業績の概要（1000字程度）

5) 採用後の抱負（1000字程度）

6) 推薦書1通、または応募者について参考意見を述べることのできる人（2名）の氏名および連絡先（特に要望がない限り、応募書類は選考後も返却いたしません）

5. 公募期限：平成13年8月31日（金）

6. 提出書類送付先：

〒164-8639 東京都中野区南台1-15-1

東京大学海洋研究所長 小池勲夫

（封筒に「海洋環境研究センター教官応募書類在中」と朱書きし、簡易書留で送付のこと）

7. 海洋環境研究センターの教官構成

センター長	教授	助教授	助手
平 啓介	佐野有司	藤尾伸三	(本公募)
			(本公募)

問い合わせ先：

平 啓介 電話：03-5351-6417

e-mail : taira@ori.u-tokyo.ac.jp

佐野有司 電話：03-5351-6823

e-mail : ysano@ori.u-tokyo.ac.jp