

## 複雑地形上の中小都市における晴天夜間の 下向き赤外放射について

桑 南 平\*<sup>1</sup>・小林 哲 夫\*<sup>1</sup>・武 政 剛 弘\*<sup>2</sup>  
森 牧 人\*<sup>3</sup>・後 藤 慎 吉\*<sup>4</sup>・薦 田 広 章\*<sup>2</sup>

### 要 旨

晴天夜間の下向き赤外放射フラックス  $L^{\downarrow}$  に対する地形およびそれに付随する冷気堆積の影響を評価するために、複雑地形上に位置する長崎市、唐津市および太宰府市で放射観測を行った。また、同時に測定した気温と湿度の鉛直分布と福岡における高層観測資料から、平行平面大気モデルに基づいて  $L^{\downarrow}$  を計算した。その結果、 $L^{\downarrow}$  の実測値と計算値は、約  $10 \text{ Wm}^{-2}$  の誤差の範囲内で一致した。各都市における市街地中心部と比高約 300 m の郊外の丘の上での  $L^{\downarrow}$  の差については、実測値の方が大きくなる傾向が見られた。これは斜面からの赤外放射の影響と考えられるが、その差は高々  $5 \text{ Wm}^{-2}$  程度であった。したがって、複雑地形上での  $L^{\downarrow}$  の分布は、地形の凹凸の影響を考慮せず、気温と湿度の鉛直分布のみから、平行平面大気モデルによって良い精度で計算できることがわかる。一方、冷気堆積による  $L^{\downarrow}$  の減少量は、一晩で高々数  $\text{Wm}^{-2}$  と見積もられた。

観測が行われた冬季から春季にかけての晴天夜間の大気の有効放射率 ( $L^{\downarrow}/\sigma T^4$ 、ただし  $T$  は  $L^{\downarrow}$  観測点の気温) は、市街地のビルの屋上で  $0.67\sim 0.72$ 、郊外の丘の上で  $0.63\sim 0.68$  であった。これは、凹地よりも標高の高い凸地で接地気層の放射冷却が大きいことを示す。

### 1. はじめに

下向き赤外放射は、夜間に限れば、地表面のエネルギー収支を支配する要素であり、24時間にわたって積分しても、複雑地形上では地表面への最大のエネルギー供給機構になりうる (Whiteman *et al.*, 1989)。

平坦かつ一様な地形上では、地表面に到達する赤外放射は上空大気中の温度と、水蒸気、炭酸ガス、オゾン、あるいは雲や煙霧 (haze) など放射物質の分布によって決まる。したがって、晴天時の下向き赤外放射フラックス  $L^{\downarrow}$  は比較的広範囲にわたって一様と見なすことができる (Oke and Fuggle, 1972; Fujimoto, 1975; Aida and Yaji, 1979)。一方、地表面温度に依存する上向き赤外放射は、場所による変動は著しいが、

それが近傍の地表面のエネルギー収支に及ぼす影響は無視できる。

これに対して、複雑地形上では、下向き赤外放射は上空大気のみならず周辺の地物が射出した放射をも含んでいる (近藤, 1982)。更に、地形の凹凸は放射冷却によって生成された冷気の移動と堆積をもたらすので、上空大気中の温度や放射物質の分布が場所によって変動しやすく、したがって、 $L^{\downarrow}$  の場所による変動も大きいものと想像される。しかし、そのような現象をとらえた観測例は少ない (Whiteman *et al.*, 1989)。

本報では、複雑地形上に位置する九州北部の3都市、長崎市、唐津市および太宰府市において、市街地中心部のビルの屋上と郊外の丘の頂で行った  $L^{\downarrow}$  の同時観測の結果に基づいて  $L^{\downarrow}$  に対する冷気の移動と堆積の影響について考察する。また、平行平面大気モデルに基づく  $L^{\downarrow}$  の計算結果と観測結果を比較することにより、 $L^{\downarrow}$  に対する地形の影響についても簡単に考察する。

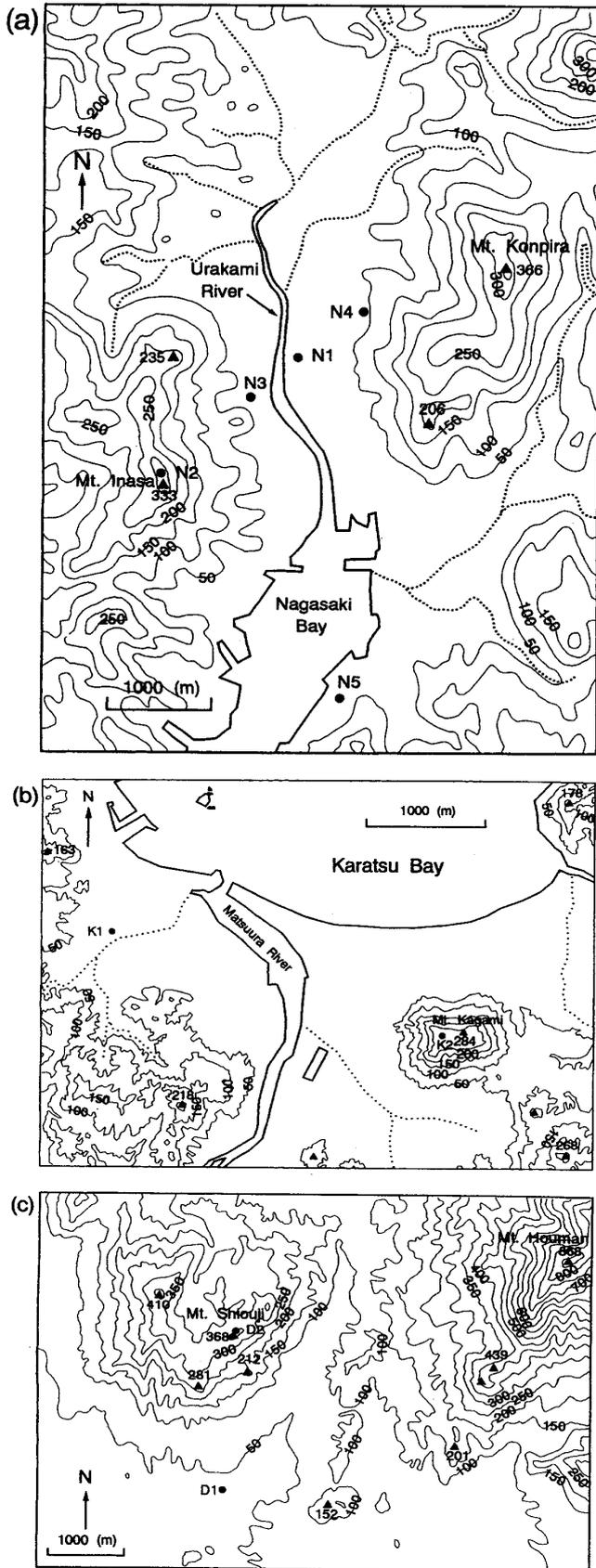
\*<sup>1</sup> 九州大学農学部、\*<sup>2</sup> 長崎大学工学部。

\*<sup>3</sup> 九州大学農学部 (現:九州大学熱帯農学研究センター)。

\*<sup>4</sup> 農業環境技術研究所。

—1996年7月24日受領—

—1996年12月20日受理—



第1図 各都市の中心部の地形と観測点の位置。  
(a) 長崎市 (b) 唐津市 (c) 太宰府市。

第1表 赤外放射観測点の概況。

記号	場所	標高 (m)
N1	長崎新聞社ビル屋上	34
N2	稲佐山山頂建物屋上	340
K1	唐津市長松小学校屋上	10
K2	鏡山山頂	280
D1	太宰府市役所屋上	65
D2	四王寺山山頂	365

2. 観測場所と方法

観測が行われた3都市の中心部の地形と観測点の位置を第1図に示す。下向き赤外放射フラックス  $L^{\downarrow}$  を、市街地の高いビルの屋上(以後、市街地) N1, K1, D1 と郊外の丘の頂(以後、山頂) N2, K2, D2 で測定した(第1表)。用いられた放射計の種類と性能については、次節で解説する。

N2 と D2 を除くすべての放射観測点と N3 および N4 では気温を測定し、特に N3, N4, K1 および D1 においては、繫留気球とサーミスター自記温度計(MDL, IBC 製)を用いて鉛直分布も測定した。

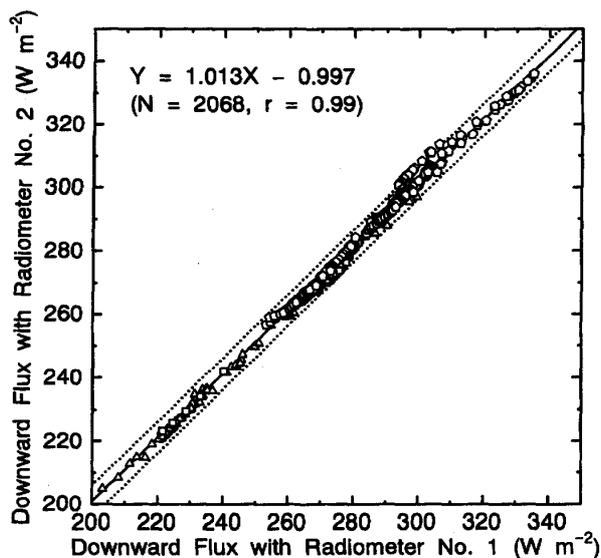
湿度は K1, K2 および D1 でのみ測定した。K1 と K2 では簡易通風シェルター内で MDL のセンサーにガーゼを巻き付け、吸水させて湿球温度を測定し、K1 では繫留気球を用いて鉛直分布も測定した。D1 ではアスマン通風乾湿計を用いた。

測定間隔は、アスマン通風乾湿計の場合は1時間、他の自記記録要素の場合は1分間とした。

3. 赤外放射計の性能

本観測で用いた赤外放射計は精密赤外放射計 MS-200 (EKO 製) で、特殊コーティングされたシリコンドームによって、波長が  $3 \mu\text{m}$  以上の長波放射のみ測定できるように設計されている。

まず、室内実験によって、この放射計が赤外放射フラックスの変化をどの程度の精度でとらえられるかを確かめた。直径 1.4 m、深さ 0.8 m のプラスチック製の桶に、深さ 0.2 m まで水を張り、赤外放射計を水面から次第に遠ざけながら上向き放射フラックス ( $L^{\uparrow}$ ) の変化を測定した。また、水温  $T_w$  とプラスチック壁温  $T_p$ 、および桶に水を張った場合と空の場合に、放射計を底に近づけて測定したそれぞれの有効放射率 ( $L^{\uparrow} / \sigma T_i^4$ 、ただし  $\sigma$  はステファン・ボルツマン定数、 $i = w, p$ ) に基づいて、 $L^{\uparrow}$  の高度変化を計算し、両者を比較した。その結果、詳細については別報に譲るが (Sang et al., 1997)、放射計は  $0.5 \text{ Wm}^{-2}$  の精度で  $L^{\uparrow}$  の変化をとら



第2図 2台の放射計の比較測定の結果  
Nはデータ数, rは相関係数.

えることが確認された.

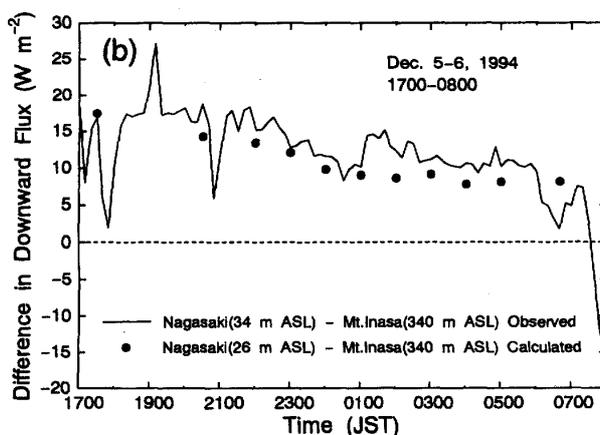
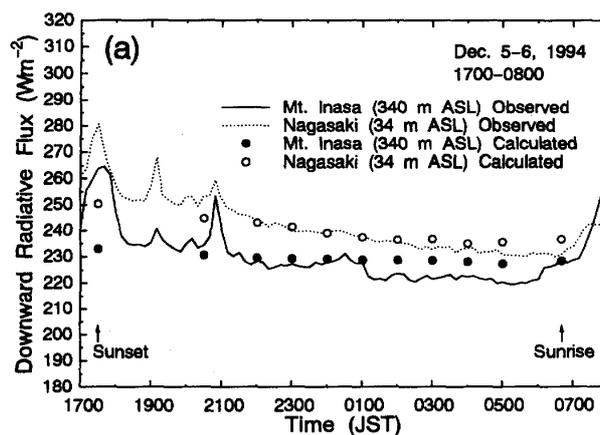
次に2台の放射計の器差をみるために、屋外での比較測定を行った。その結果を、散布図の形で第2図に示す。比較測定は、 $L^{\downarrow}$ の値域が現地観測の値域をカバーできるよう、数回に分けて九州大学の校舎の屋上で行った。その結果、両者の相関は極めて良く（奇与率0.99）、器差の平均値は $2.5 \text{ Wm}^{-2}$ 、標準偏差は $1.5 \text{ Wm}^{-2}$ であった。

したがって、両測器による測定結果は、第2図中に示された回帰式を用いて補正することにより、約 $2 \text{ Wm}^{-2}$ 以内の精度で比較可能と考えられる。

#### 4. フラックスのモデル計算

平行平面大気モデルに基づいて、観測が行なわれた夜の下向き赤外放射フラックス $L^{\downarrow}$ を計算した。用いた計算スキームはKatayama (1972)の方法で、炭酸ガスの取り扱いについてはYagai (1995)の方法を援用した。ただし、放射物質としては水蒸気と炭酸ガスのみを考慮し、オゾンの影響は無視した。地上での下向きフラックスを対象としているので、ほとんど問題はないと考える。

大気層を地上から成層圏下部（高度約17 km）まで30層に分割し、下層大気（標高300~400 mまで）については現地での気温と相対湿度の実測値を用い、それより上層については福岡の高層観測資料を時間的に内挿して用いた。その際、各層の気温と相対湿度は、上層大気については実測値を高度に関して内挿し、下層大気については、気温は実測値を用い、相対湿度は地



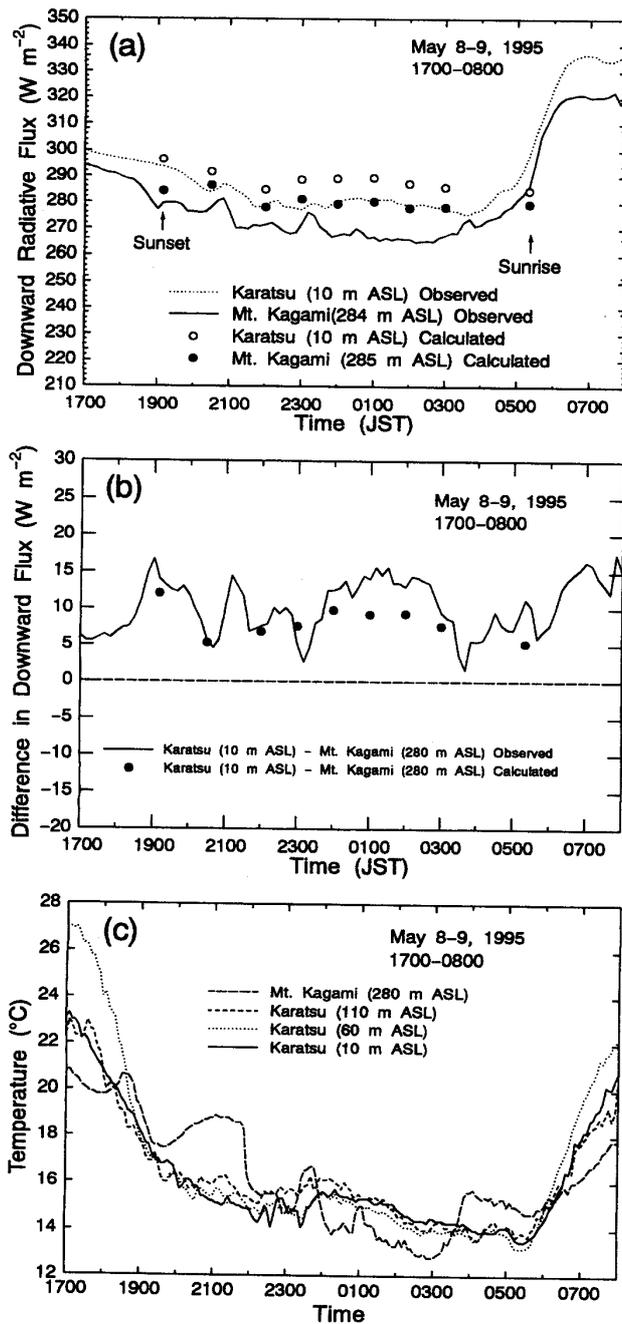
第3図 (a)長崎市における下向き赤外放射フラックス $L^{\downarrow}$ の測定結果とモデル計算の結果。(b)市街地と稲佐山山頂の $L^{\downarrow}$ の差.

上での実測値を用いた。また、炭酸ガス濃度は一定とし、360 ppmとした。

#### 5. 結果と考察

##### 5.1 長崎市の場合

1994年12月5日から6日にかけて、市街地と稲佐山山頂で測定した下向き赤外放射フラックス $L^{\downarrow}$ の時間変化を第3図aに示す。天気は晴であった。両地点のフラックスは日没から日の出までに約 $20 \text{ Wm}^{-2}$ 減少した。両地点の $L^{\downarrow}$ の差も、10数 $\text{Wm}^{-2}$ から約 $10 \text{ Wm}^{-2}$ まで、数 $\text{Wm}^{-2}$ 減少した(第3図b)。これは冷気堆積の影響と考えられる。ところどころに、雲の影響によるスパイク状の変動が見られるが、時間的推移は比較的安定していた。大気の有効放射率 $L^{\downarrow}/\sigma T^4$ (Swinbank, 1963)は市街地で約0.7、稲佐山山頂で0.65前後であった。ただし、 $T$ は $L^{\downarrow}$ 観測点の気温である。日の出前後から $L^{\downarrow}$ は急激に増したが、ドームの温度上昇の補正を行っていないことが主な原因と思われる。



第4図 (a) 唐津市における下向き赤外放射フラックス  $L^{\downarrow}$  の測定結果とモデル計算の結果. (b) 市街地と鏡山山頂の  $L^{\downarrow}$  の差. (c) 気温の測定結果.

る.

両図の白丸と黒丸は平行平面大気モデルによる計算結果を示す. 下層大気については, 気温は N2 と繫留気球を揚げた N3 および N4 (標高 26 m, 175 m, 283 m, 340 m) での実測値を, また相対湿度は N5 (長崎海洋気象台) の値を用いた.  $L^{\downarrow}$  の絶対値をみると (第3図 a), よく一致しているが, 夜半から日の出前にかけて実測値の方が小さい. ドームの温度低下の影響につい

て補正を行っていないことがその一因と思われる. 市街地と山頂の差については, 実測値の方が  $2 \sim 5 W m^{-2}$  大きかった. これは斜面からの赤外放射の影響と考えられる.

### 5.2 唐津市の場合

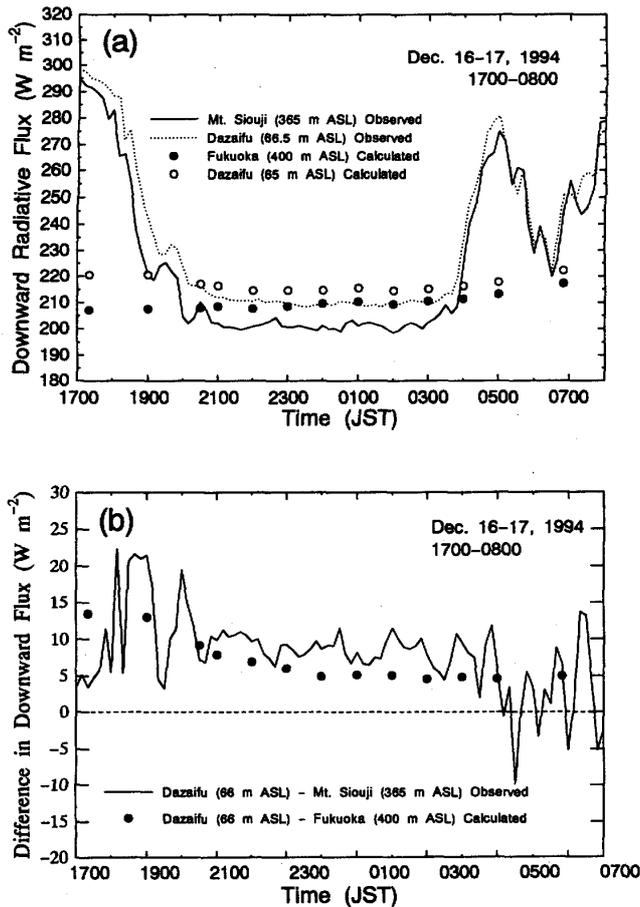
1995年5月8日から9日にかけて, 市街地と鏡山山頂で測定した  $L^{\downarrow}$  の時間変化を第4図 a に示す. 天気は快晴であった. 日没から日の出までの減少量は約  $10 W m^{-2}$  で, 長崎市の場合と比較して小さかった. 有効放射率は市街地では約 0.7 であったが, 鏡山山頂では, 夕方の約 0.7 弱から夜半には 0.65 まで減少し, 日の出前には再び約 0.7 まで上昇した. 両地点の  $L^{\downarrow}$  の差は  $10 W m^{-2}$  を中心に大きく変動した (第4図 b). 市街地の有効放射率に大きな変動はなかったため, 雲の影響ではないと考えられる.

第4図 a において, しばしば, 鏡山山頂で  $L^{\downarrow}$  が数  $W m^{-2}$  上昇すると, 時間的に若干遅れて市街地の  $L^{\downarrow}$  が  $2 \sim 3 W m^{-2}$  上昇するという現象が見られる. この現象は鏡山の気温上昇と密接に関係している (第4図 c). 市街地の気温に大きな変動は見られないので, 高度  $200 \sim 300 m$  の大気の運動の影響と考えられる. 夜半前から早朝にかけて気温の逆転現象が解消されており, このような現象は内陸の谷間や盆地では普通は考えられないことで, 沿岸部独特の現象が起きていたことを示唆する. 結果的に, 市街地と鏡山山頂の  $L^{\downarrow}$  の差は, 山頂の気温が上昇すると小さくなった. 現象の空間的スケールが測点間隔より小さいことによるものと思われるが, それ以上立ち入った議論は難しい.

第4図 a, b の白丸と黒丸はモデル計算の結果を示す. 下層大気については, 繫留気球を揚げた K1 と山頂の K2 (標高 10 m, 60 m, 110 m, 280 m) において測定した気温と相対湿度を用いた.  $L^{\downarrow}$  の絶対値に関してはやはり計算値の方が  $10 W m^{-2}$  程度大きくなった. ドームの温度補正をしていないことが一因と思われる. 両地点の差は  $5 \sim 10 W m^{-2}$  で, 長崎市の場合と同様, 実測値の方が  $5 W m^{-2}$  程度大きかった. 実測値は大きく変動したが, 上述のように,  $L^{\downarrow}$  の差のスパイク状の減少は測定点間の距離が現象のスケールより大きいことによるもので, それ以上の物理的意味はないと思われる.

### 5.3 太宰府市の場合

1994年12月16日から17日にかけて, 市街地と四王子山山頂で測定した  $L^{\downarrow}$  の時間変化を第5図 a に示す. 天気は冬型で曇一晴一曇と推移した. 晴れていた20時



第5図 (a)太宰府市における下向き赤外放射フラックス  $L^{\downarrow}$  の測定結果とモデル計算の結果。(b)市街地と四王子山山頂の  $L^{\downarrow}$  の差。

から翌朝4時前までは、 $L^{\downarrow}$ は漸減しながらも安定していたが、雲が出ると急激に上昇した。両地点間の  $L^{\downarrow}$  の差は、晴天時には約  $10 \text{ Wm}^{-2}$  でほとんど変わらなかったが、曇天時には測点間隔が雲現象の空間的スケールに比較して大きいために、激しく変動した。有効放射率は、晴天時は市街地が  $0.67 \sim 0.68$ 、山頂が  $0.63$  前後と、他の都市での測定結果よりも低かった。しかし、雲が出ると  $0.85$  程度まで上昇した。

両図の白丸と黒丸はモデル計算の結果を示す。下層大気については、繫留気球を揚げた D1 (標高 65 m, 140 m, 215 m) で測定した気温と同点 (標高 65 m) で測定した相対湿度を用いた。D2 (標高 365 m) では、事故のために温湿度のデータが取れず、福岡の高層観測資料の標高 400 m の値で代用した。しかし、両点は10数 km しか離れていないので、大きな誤差の原因にはならないと考えられる。 $L^{\downarrow}$  の絶対値に関しては、晴天時には、計算値の方が  $5 \sim 10 \text{ Wm}^{-2}$  大きくなった。山頂

と市街地間の差については、他の観測点の場合と同様、実測値の方が  $5 \text{ Wm}^{-2}$  前後大きかった。山頂の測定が標高 365 m で行なわれたのに対して、計算では標高 400 m としたので、 $L^{\downarrow}$  の差の計算値は、これでも少し過大評価されている可能性がある。

## 6. 結論

晴天時の夜間の下向き赤外放射フラックス  $L^{\downarrow}$  は、夕方から早朝にかけて漸減する。その際、谷間や盆地など、冷気の堆積しやすい場所では短周期変動は小さいが、沿岸地域では必ずしもそうはならない。一晩の  $L^{\downarrow}$  の減少量は、長崎市の場合は約  $20 \text{ Wm}^{-2}$  であったが、唐津市と太宰府市の場合は約  $10 \text{ Wm}^{-2}$  であった。市街地と郊外の山頂の間の  $L^{\downarrow}$  の差についても、長崎市の場合は一晩で数  $\text{Wm}^{-2}$  減少した。これは冷気堆積の影響と考えられる。しかし、太宰府市の場合は、晴天時に限っても、ほとんど減少せず、冬型の天気の下で、冷気の堆積は十分ではなかったものと思われる。一方、唐津市の場合は、夜半過ぎまでは逆に増加した。晴天夜間の、厚さ約 300 m の下層大気内の気温の分布と変動は、地形や上空の風等の影響を受け、場所により時によって大きく異なりうることを示唆する。

本観測によれば、冬季と春季の晴れた日に限られるが、大気の有効放射率は、市街地で  $0.67 \sim 0.72$ 、比高約 300 m の郊外の丘の上で  $0.63 \sim 0.68$  であった。これは、凹地にある市街地では凸地である郊外の山頂に比べて、気温の割には多くの下向き赤外放射を受けていること、したがって、山頂の接地気層の方が放射冷却を受けやすいことを示す (森ほか, 1983)。

全体的には、晴天時の実測値とモデル計算値は良く一致し、特に  $L^{\downarrow}$  の局地的な変動を評価するためには、平行平面大気モデルが良い精度で利用できることをが明らかになった。少なくとも本研究で対象とした程度の地形環境では、遮蔽率などのような標高以外の地形因子が夜間の下向き赤外放射に及ぼす影響は小さく、高々  $5 \text{ Wm}^{-2}$  程度と推定される。

## 謝辞

本観測を行うに際しては、田中明(佐賀大学)、脇水健次(九州大学)の両先生、および九州大学農学部と長崎大学工学部の多くの学生諸氏のご協力をいただいた。また、本研究は住友財団の環境研究助成を受けて行われた。記して謝意を表する。

## 参 考 文 献

- Aida, M. and M. Yaji, 1979 : Observations of atmospheric downward radiation in the Tokyo area, *Bound. Layer Meteor.*, **16**, 453-465.
- Fujimoto, F., 1975 : Influence of atmospheric pollution on the long wave rediation-Part II of Influence of atmospheric pollution on the solar radiation measured on the ground, *Geophys. Mag.*, **37**, 207-256.
- Katayama, A., 1972 : A simplified scheme for computing radiative transfer in the troposphere, Numerical simulation of weather and climate, Technical Report No. 6, University of California, 1-77.
- 近藤純正, 1982 : 複雑地形の夜間冷却—研究の指針—, *天気*, **29**, 935-949.
- 森 洋介, 近藤純正, 庄司邦彦, 佐藤 威, 安田延壽, 萩野谷成徳, 三浦 章, 山沢弘実, 川中敦子, 高平 進, 阿部愛美, 1983 : 山地の夜間冷却と熱収支, *天気*, **30**, 259-266.
- Oke, T. R. and R. F. Fuggle, 1972 : Comparison of urban/rural counter and net radiation at night, *Bound. Layer Meteor.*, **2**, 290-308.
- Sang, N. and T. Kobayashi, 1997 : The mechanism for radiative cooling of the air next to the ground surface. submitted to *J. Meteor. Soc. Japan*.
- Swinbank, W. C., 1963 : Long-wave radiation from clear skies, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **89**, 339-348.
- Whiteman, C. D., K. J. Allwine, L. J. Fritschen, M. M. Montie and J. R. Simpson, 1989 : Deep valley radiation and surface energy budget microclimates. Part I : Radiation, *J. Appl. Meteor.*, **28**, 414-426.
- Yagai, I., 1995 : Numerical simulation of atmospheric thermal tides with a General Circulation Model, *Geophys. Mag. Ser. 2*, **1**, 13-104.

---

## Nocturnal Downward Infrared Radiation on Clear Nights in Small-to-Medium Sized Cities in Complex Terrain

Nanping Sang<sup>\*1</sup>, Tetsuo Kobayashi<sup>\*1</sup>, Takehiro Takemasa<sup>\*2</sup>, Makito Mori<sup>\*3</sup>, Sinkichi Gotou<sup>\*4</sup> and Hiroaki Komoda<sup>\*2</sup>

<sup>\*1</sup> (*Corresponding author*) *Faculty of Agriculture, Kyushu University, Fukuoka 812-81, Japan.*

<sup>\*2</sup> *Faculty of Engineering, Nagasaki University.*

<sup>\*3</sup> *Faculty of Agriculture, Kyushu University (Present affiliation : Institute of Tropical Agriculture, Kyushu University).*

<sup>\*4</sup> *National Institute of Agricultural Environmental Sciences.*

(Received 24 July 1996 ; Accepted 20 December 1996)

---