

放射ゾンデシステムを用いた 赤外放射の鉛直分布の観測結果

Sounding Results of Long Wave Radiation Fluxes, Using the Radiation Sonde System

臼井 規善*・西沢 利栄**

Noriyoshi USUI and Toshie NISHIZAWA

I はじめに

高度 z の面における正味の赤外放射フラックス R_n は、上向き赤外放射フラックス $R\uparrow$ と下向き赤外放射フラックス $R\downarrow$ から、

$$R_n(z) = R\uparrow(z) - R\downarrow(z)$$

で与えられる。

それゆえ、厚さ Δz の気層の放射フラックスのダイバージェンス $\Delta R_n / \Delta z$ は、

$$\frac{\Delta R_n}{\Delta z} = \frac{R_n(z + \Delta z) - R_n(z)}{\Delta z}$$

と表わされ、この分だけ気層の温度変化が生ずる。 $R\downarrow$ には上空の大気温度やちり、水蒸気量などが影響する。また $R\uparrow$ は、地表面温度 T とその表面の射出率 ε とすると、

$$R\uparrow = \varepsilon \sigma T^4$$

(σ : ステファン・ボルツマン定数)

で表わされ、地表面の状態が強く関係する。

都市気候を考える場合、都心部と郊外とでは、大気の状態や地表面のようすがかなり異なるため、気層の放射の状況も異なる。そしてこれらの差異に伴って、気温の時間変化などに差が生ずると考えられる。

実際に大気の放射収支を観測した研究では、中層大気の放射収支を把握するために放射ゾンデを使用した Sekihara (1975), Kano and Miyauchi (1977), 嘉納 (1978), 嘉納ほか (1986) などがある。また、都市の地表面と屋上面における放射収支の比較観測は、小林 (1979, 1982) などがある。しかし、実際に都市大気での放射の鉛直分布をとらえた観測例はない。

本研究では、近年開発された低層で使用できる放射ゾンデシステムを使用し、地表面状態の異なる地点の上空で、大気赤外放射を観測した。そして、この結果を各種気象要素と対比しながら、その鉛直分布の特性を明らかにすることを目的とする。

II 観測

1) 観測要素

観測要素は、土地条件の異なる2地点における任意の高度の上向き水平面赤外放射フラックス($R\uparrow$)と下向き水平面赤外放射フラックス($R\downarrow$)、乾球温度(DT)と湿球温度(WT)、風向(WD)と風速(WS)、および観測地点の地表面温度(GT)の7要素である。

2) 使用した機器と観測法

*筑波大学・自然科学類 **筑波大学地球科学系

$R\uparrow$ と $R\downarrow$ の観測には、最近開発された放射ゾンデシステムを、DT, WT, WD, WSには小型気象ゾンデシステム(カイツーン)を用いた。またGTには赤外線放射温度計を使用した。

放射ゾンデシステムは、放射センサーと繫留気球、そして気象野外データ収録ユニットから成る。放射センサー(明星電気製)は、 $R\uparrow$ と $R\downarrow$ を測定する2つの放射受感部、気温を測定する気温測定部、外筐、センサーからの電気信号をデータロガーに送るためのケーブルからなっている。放射センサーに使用されているサーミスタはビート型サーミスタで、ガラス外径約1.8mm、長さ約4.5mm、抵抗値は25°Cで20Ω(±10%)、B定数は約2700K、測定精度±1°C以内のものである。この放射センサーを、直径2.52m、高さ1.82m、容積6.05m³の水平に偏平な塩化ビニールフィルム製の繫留気球(気球製作所製)に吊るして観測した。また $R\downarrow$ の測定に気球の影響が出ないように、繫留気球と放射センサーの間を直径3mm、長さ約12mのビニロン製のロープで中継した。

観測時は、繫留気球からのロープで高度を調整して、地上から80mまでの観測を行なった。またセンサーからの信号は、150mのケーブルを介してデータロガーに取り込んだ。データロガーには気象野外データ収録ユニットMDU(越後電機製)を使用した。このユニットのハードウェアはハンドヘルドコンピュータHC-40(EPSON製)、A/Dコンバータ&パラレルI/OカートリッジADP-12(越後電機製)から成る。ソフトウェアはROMカプセルに格納されているMDUSYSTEM. BASを使用し、得られたデータは、ターミナルプリンターにプリントアウトをした。

3) 観測結果の処理と誤差

① 膜温サーミスタの温度の計算

膜温サーミスタの温度対抵抗は次の式で求めた。

$$t = \{A + B(\ln R_t) + C(\ln R_t)^3\}^{-1} (K)$$

ここで、

t : 温度(K)

R_t : $t(K)$ における膜温サーミスタの抵抗値(KΩ)

A, B, C : 膜温サーミスタ固有の定数(センサーに添付の試験成績表による)

なお本観測の場合は、ケーブルの抵抗値(センサーに添付の試験成績表による)を差し引いて計算を行なった。

② 水平面赤外放射フラックスの計算

放射受感部に入力する水平面赤外放射フラックス(F)は、①により計算した膜温サーミスタの温度により、次式から求められる(Sekihara, 1975)。

$$F = \sigma T_s^4 + K_1(T_s^2 - T_r^2) + K_2 \frac{dT_s}{dt}$$

ここで、

σ : ステファン・ボルツマン定数

K_1 : 空気の分子熱伝導率に関する器械定数

K_2 : 受感膜の熱容量等に関する器械定数

T_s : 受感膜の温度(K)

T_r : 反射膜の温度(K)

K_1 は一定の放射流速によってセンサーを平衡状態にして求められ、 K_2 はその放射流速を変化させて非平衡状態にした時の受感膜の応答速度を求めることにより決定されている。そして実際の値としては以下の値が用いられている(嘉納・広田, 1978)。

$$K_1 = 2.06 \times 10^{-5} \text{ly} \cdot \text{min}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$$

$$K_2 = 6.6 \times 10^{-3} \text{ly} \cdot \text{deg}^{-1}$$

実際に放射ゾンデを飛揚させて観測した $R\downarrow$ をラジオゾンデのデータを用いて放射伝達方程式を解いて得た計算値と比較すると、観測値が計算値より常に大きい。900mbの高度では計算値より約3.3%大きく、高度とともにその差は増加するとされている(Kano and Miyauchi, 1977; 嘉納・広田, 1978)。 K_2 の値から判断すると、このセンサーの時定数は1秒以下と予想される。本観測においてデータロガーとして使用しているHC-40のA/DコンバータADP-12は、二重積分方式であり、BASICを使用しているので、時定数の1/10秒単位でのデータの取り込みは不可能である。それゆえ、時定数を上回る時間間隔でのデータの取り込みは、異なった平衡状態でのデータを取り込むことになり、誤差を招く可能性が大きい。そのため本研究では上式第3項を無視することにした。

なお2台のセンサー間での器差があったため、1つのセンサーを基準にデータを補正した。

小型気象ゾンデシステム（カイツーン）は、地点AでAIR-3B(A.I.R.社製)を、地点BではTS-2AR型(A.I.R.社製)を使用した。AIR-3B型の観測データは、ターミナルプリンターRX-80(EPSON製)にプリントアウトさせた。またTS-2AR型の観測データは、観測員が表示を読みとり、記録用紙に記録した。双方とも観測時には、ウインチで高度を調節しながら観測を行なった。

またTS-2AR型とAIR-3B型との間で器差が認められたため、DTとWTに関して、同一条件において、アスマン通風乾湿計を基準に器差補正を行なった。

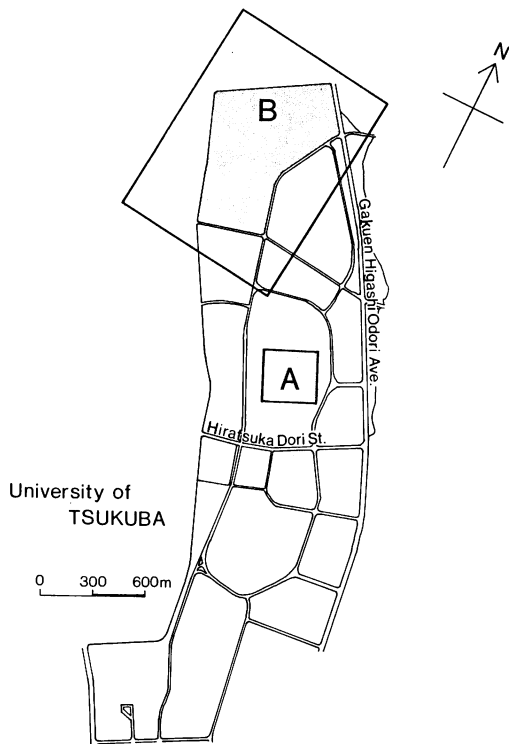
つぎにGTの観測には、焦電型赤外線放射温度計ER-2008(松下通信工業製)を使用した。この温度計の温度分解能は $-10.0 \sim +150.0^{\circ}\text{C}$ で 0.1°C 、測定精度は $-30.0 \sim 0.0^{\circ}\text{C}$ 未満が $\pm 3.0^{\circ}\text{C}$ 、 $0.0 \sim +150.0^{\circ}\text{C}$ が $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$ である。また応答赤外波長

は $7 \sim 9 \mu\text{m}$ 、応答速度は約1秒である。両地点とも、地上から1.5mの高さで真下に向けて三脚で固定した。また測定視野は 1° であるので、測定範囲は直径約6cmの円になる。観測データは、ER-2008からアナログ出力で、地点Aではポータブル・ハイブリッド・レコーダに、地点Bではペンレコーダに出力した。

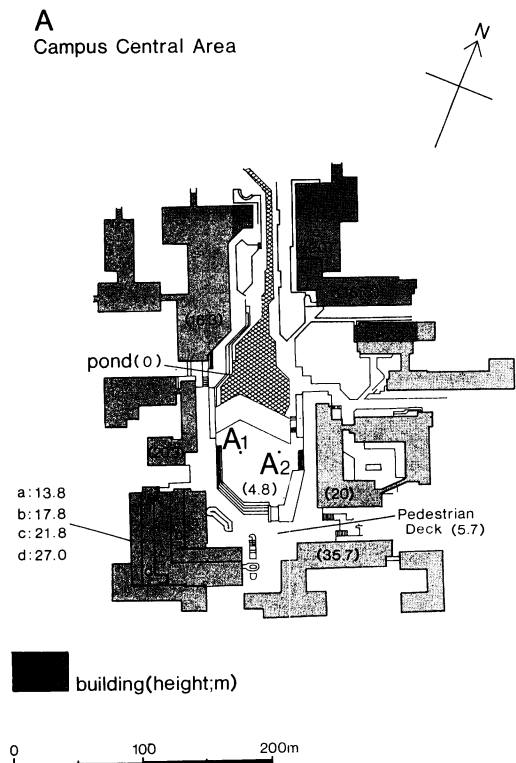
なお赤外線放射温度計の器差は、標準温度計によって補正を行なった。

4) 観測地点

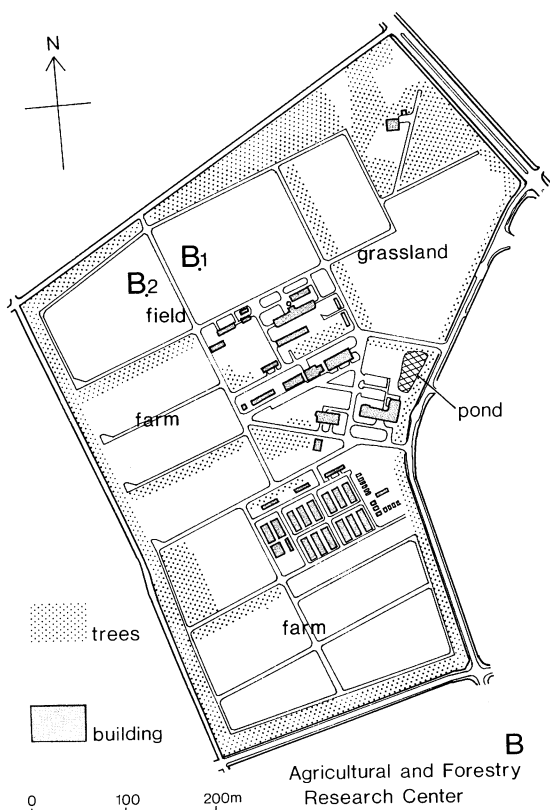
筑波大学構内の2地点(地点A・B)で観測を行なった(第1図a)。地点A(第1図b)は、比較的都市的な要素を持つ場所として、地表面がコンクリートや石材で覆われ、周囲に建物のある、中央図書館前広場を、地点B(第1図c)は、比較的田園的な要素を持つ場所として、農林技術センター飼料作物用圃場を選らんだ。両地点間の直線距離は約



第1図a 観測地点図(筑波大学全体図)



第1図b 観測地点図(地点A:大学中心地区)
建物の高さは、地表面からの高さを示す。



第1図c 観測地点図 (地点B:農林技術センター)

1500mである。

地点Aは、周囲の地表面高度より4m以上高い所にあり、周囲の建物とは2階の部分とで接続されている。この広場の中央部分には石材が、周囲の歩行者専用道路の部分にはタイルが敷き詰められている。周囲の建物は、すべて鉄筋コンクリート造りで、壁面は赤茶色のタイル貼りとなっている。図中に各建物の地上高を示す。広場の北側には浅い人工池があり、またその池と広場の間の斜面には芝生が貼られている。

地点Bの飼料作物用圃場は、観測時には北西部1/4が牧草地、あとの3/4は耕されて裸地の状態であった。図中のB₁が放射ゾンデシステム、B₂がカイツーンの観測位置である。GTはB₁の東約10m付近で観測をした。B₁とB₂の間を幅約3mのアスファルトで舗装された道路が通っているが、車両の通行はない。

5) 観測期間および観測状況

観測は、土地条件によって放射冷却現象の違いが起りやすい、秋から冬にかけて風の無い晴れた1988年11月22～23日の夜に行なった。

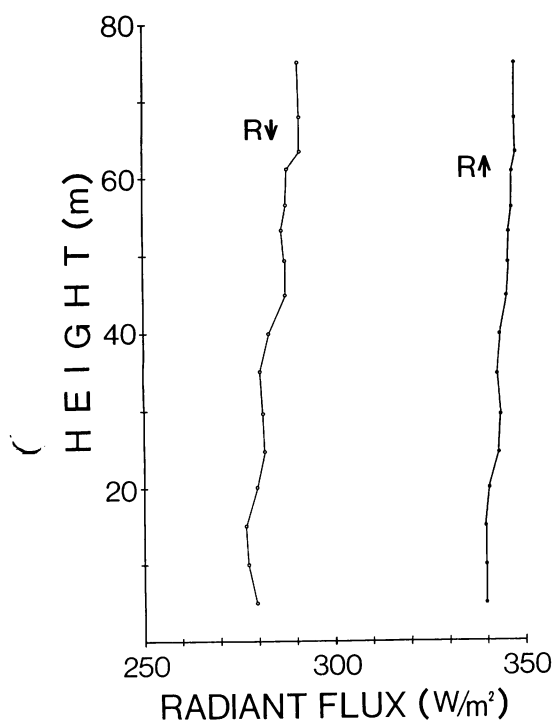
11月22日は、本州付近が移動性の高気圧に覆われて、関東地方は晴天に恵まれた。観測は18時に開始した。18時の観測地点における気象状態は、両地点とも、天気は快晴で雲量0。22時過ぎには上空に薄い雲が出たが、0時をまわってから雲はほとんど見られなかった。地上付近の風は、両地点とも、一晩中無風状態であった。なお、地点Aでは、中央図書館(第1図b中a, b, c, dの表示のある建物)が22:00まで開館し、全館暖房がなされていた。周囲の他の建物は、18:00で全館暖房は終了した。また地点Bでは、22:00を過ぎる頃から、霜が降り、3:00過ぎには地面が凍っていた。地点Aでも、3:00過ぎには地上に置かれた物品に霜がつき始めた。

カイツーンによる観測は、地表面(地点Aの場合には広場の面)の高さを基準に、5m間隔で高さ80mまでの計16高度において行なった。カイツーンによる観測には、往復で60分を要するので、22日18:00から90分に1往復の間隔で観測を実施した。しかし、23日3:00以降はB地点で、電池の低温による電圧降下のため観測はできなかった。

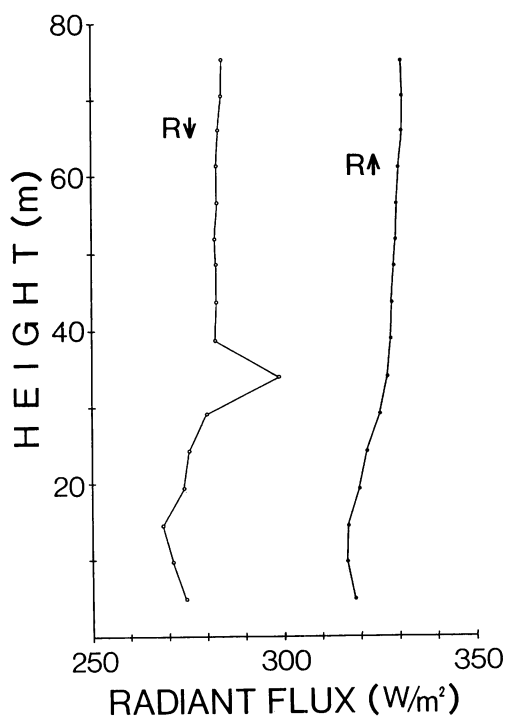
なお、このカイツーン観測では1高度で、地点Aは10秒間隔の6組のデータを、地点Bでは3組のデータを記録し、それらを平均して各高度の値とした。また風による繫留気球の高度誤差は、目測によりロープの傾斜角を測定し、高度の補正を行なった。

放射ゾンデシステムによる観測は、22日18:00から90分毎に2往復ずつ、カイツーンによる観測と同じ測定高度で行なった。しかしハンドヘルドコンピュータのトラブルで、23日6:00までに数回の欠測があった。

なお放射ゾンデシステムでは、1往復の観測に要する時間は約30分であり、各高度において、10秒間隔の2組のデータを記録し、データ整理時にこれらを平均した。また、この場合もカイツーンの観測と同じようにして高度の補正を行なった。



第2図a 11月22日21:00の地点Aにおける $R\downarrow$ と $R\uparrow$ の鉛直分布



第2図b 11月23日1:30の地点Aにおける $R\downarrow$ と $R\uparrow$ の鉛直分布

III 結果

1) 地点Aにおける $R\downarrow$ と $R\uparrow$ について

高度別に $R\downarrow$ の時間変化をみると、高さ70m付近の $R\downarrow$ は、21:00には約 290 W/m^2 であったものが、1:30には約 280 W/m^2 に減少し、4:30には再び約 295 W/m^2 まで増加した。

35m付近では、21:00と22:30では約 280 W/m^2 であったものが、1:30には約 294 W/m^2 の値を示し、この高度の上と下の高度に比べて約 10 W/m^2 大きく、一つのピークを成している。そしてこのピークは6:00のデータでもみられた。

25m付近では、21:00から22:30にかけては 6 W/m^2 程度の減少がみられたが、22:30から1:30にかけては逆に約 7 W/m^2 の増加がみられ、それ以後は約 280 W/m^2 で6:00まで推移した。

15m以下では、21:00と22:30に、地表に近づくに

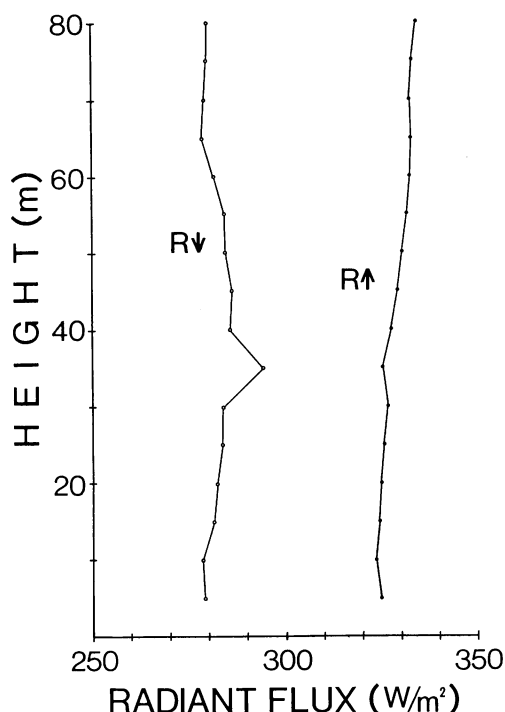
したがって $R\downarrow$ が若干増加する傾向がみられた。しかし、1:30以降は変化がみられなかった。

次に $R\uparrow$ についてみると、どの時刻についても、10mから30mにかけて、 5 W/m^2 程度増加する傾向がみられた。また1:30以降では、30m以上の特定の高度より上では増加の傾向がみられた。そして、この高度は、1:30で35m、4:30で45m、6:00で55mというように、徐々に高度を増している。そして、これらの高度の値は、その直下の高度の $R\uparrow$ に比べてわずかに小さい値を示している。

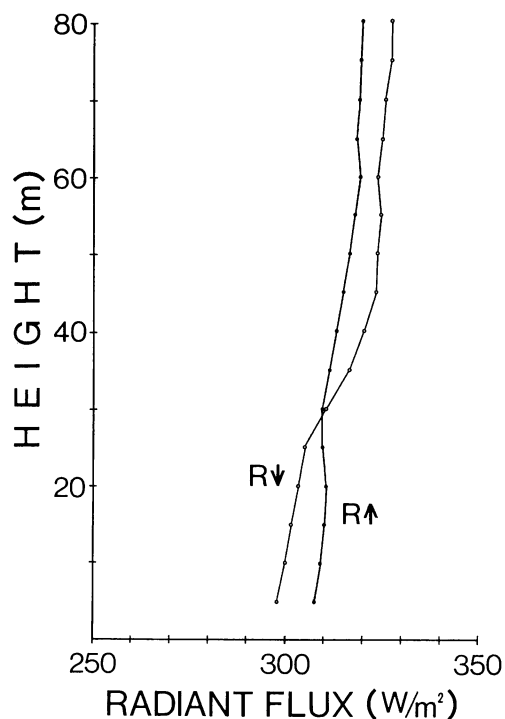
そして、21:00の観測からは、観測を重ねるたびに、全層にわたって、 $R\uparrow$ の値が徐々に減少している。

2) 地点Bにおける $R\downarrow$ と $R\uparrow$ について

$R\downarrow$ の時間的変化を高度別に追ってみると、高さ60m以上では、 $R\downarrow$ は時間を経るにしたがって増加している。70m付近の値は、21:00の約 284 W/m^2 か



第3図a 11月22日21:00の地点Bにおける $R\downarrow$ と $R\uparrow$ の鉛直分布



第3図b 11月23日1:30の地点Bにおける $R\downarrow$ と $R\uparrow$ の鉛直分布

ら0:00の約 294 W/m^2 , 1:30の約 326 W/m^2 と時間とともに増加している。

35m付近では、18:00から0:00のデータに、他の高度に比べて著しく高い値がみられた。このピークは、22:30には他の高度にも波及している。そして1:30のデータでは鉛直方向の値にピークが無く、観測した全高度にわたって、高さとともに $R\downarrow$ の値が増加している。

15m付近では18:00から21:00にかけて約 24 W/m^2 の減少があり、極小値を示している。この傾向は22:30になると無くなり、 $R\downarrow$ の値も18:00とほぼ同じ値に戻っている。22:30のデータでは、15m以下の高度で、それ以上の高度に比べ約 5 W/m^2 低い値を示している。また0:00のデータでは25mから10mまで、値が減少し、10mから5mにかけてはやや増加している。

次に $R\uparrow$ の高度別時間変化をみると、18:00から

時間が経るにしたがい、 $R\uparrow$ の値は全層にわたって徐々に減少している。18:00のデータでは、5mから20mにかけてはほぼ一定の値をとったが、20m以上は増加し、50m以上になるとほぼ一定の値をとっている。

21:00のデータでは、5mから10mまでは若干減少している。10mから65mにかけては 15 W/m^2 程度増加し、65m以上では再びほぼ一定の値をとっている。

22:30のデータでは、30mまでは $R\uparrow$ の値に変動があるものの、ほぼ一定の値をとっている。そして35m付近に若干のピークがみられ、45mから60mにかけては急に増加し、60m以上では微増となっている。

0:00のデータでは、5mから20mまでは減少し、20mから35mまでは急に増加し、35m以上では、65m付近に $R\uparrow$ の若干の減少がみられたものの、全体と

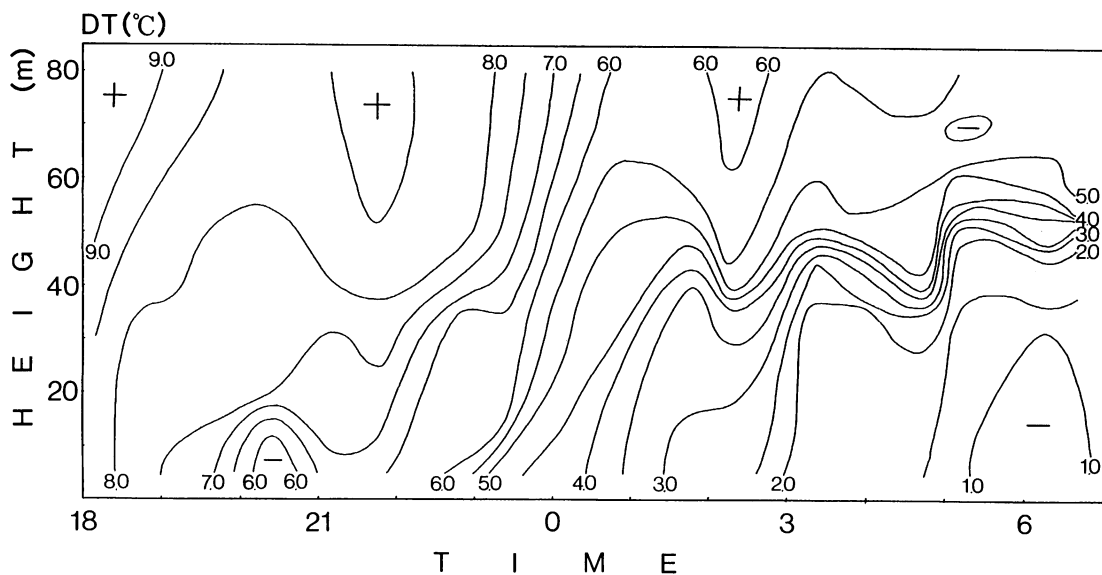
しては、微増となっている。

1:30のデータでは、5mから30mまではほぼ一定で、30mから60mまでは増加し、60m以上はほぼ一定となった。また高度約30m以上のところで、 $R \uparrow$ は $R \downarrow$ より値が小さくなっている。

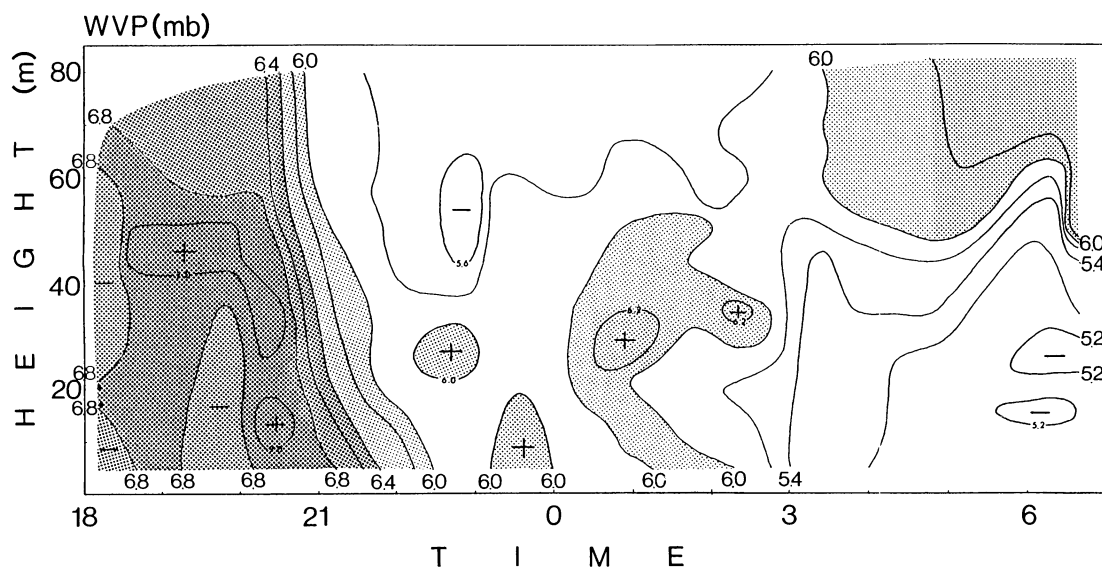
3) 地点Aにおける各種気象要素について

① 乾球温度 (DT) について

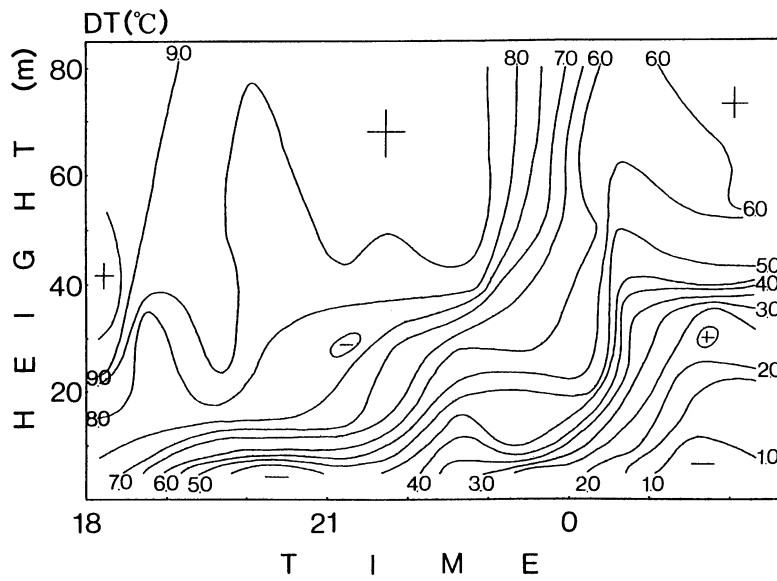
第4図aをみると、18:00から既に全層にわたって冷却が始まっている。しかし、21:00を過ぎると上空に暖気が認められ、冷却が一時中断している。



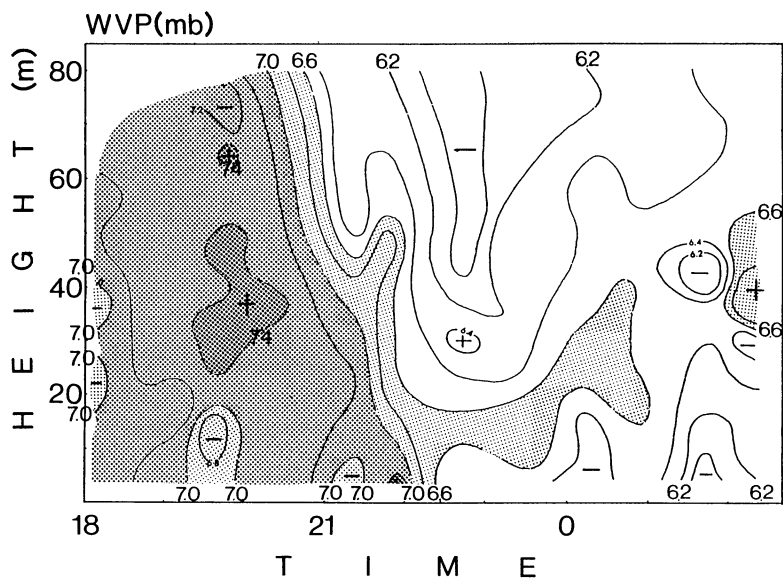
第4図a 地点Aにおける乾球温度 (DT) のアイソプレス



第4図b 地点Aにおける水蒸気圧 (WVP) のアイソプレス



第5図a 地点Bにおける乾球温度 (DT) のアイソプレス



第5図b 地点Bにおける水蒸気圧 (WVP) のアイソプレス

その後、22：00を過ぎてから再び冷却が進み、等温線が縦に走るようになる。1：30を過ぎてから、40m付近でDTが急に变化している。この温度変化の急な気層は、時間の推移にともなう高度を10mほど上下しているものの、朝まで残った。1：30以降の35m以下の高度では、等温線が縦に走り、35m以下の気層全体のDTが一様に变化した。

② 水蒸気圧 (Water Vapour Pressure, 以下WVPと称す) について

赤外放射フラックスに影響を与える大気中の絶対水蒸気量の分布を把握するため、DTとWTからWVPを計算し、そのアイソプレスを作成した。それを第4図bに示す。

WVPの分布の特徴は、まず18：30から20：00にかけて45m付近にWVPの高い気層が帯状にみられることである。その後、20：00から22：00にかけては下層の方がWVPが高くなっている。また同一高度においてはそれ以後、時間が経つにつれてWVPが減少している。22：00から3：00までは、局部的にWVPが高い気層が現われている。特に0：00から3：00までは35mを中心とする高度でWVPが高い層が認められる。

4) 地点Bにおける各種気象要素について

① DTについて

DTのアイソプレスを第5図aに示す。地点Aと違い、大気は地表面に近いところが著しく冷却しており、18：00から22：00頃までは地上から高度10mまでの間の等温線が密である。20：00頃に地表面付近の冷却のピークがみられるが、21：00から23：00までの間は上空には暖気があり、冷却が一時中断している。40m以上の層では23：00から0：30までの間、一様にDTが減少しているが、0：30を過ぎると逆にDTは増加している。0：00を過ぎる頃から40m以下の高度で再び冷却が始まり、高度40m付近の等温線が密になっている。

② WVPについて

地点Aと同様にDTとWTからWVPを計算し、アイソプレスをにした (第5図b)。

18：00では20mと40m付近でWVPがやや小さい高度がみられたが、20：00には35m付近を中心に

WVPが高い高度が分布している。20：00を過ぎてから、上空から徐々にWVPが減少し始め、22：00には地上付近がWVPが一番多い高度になっている。その後、WVPが一番高い領域は、地表から上昇し始め、変動があるものの、1：00前には15mから40mの高度に分布している。40m以上の高度では、23：00頃からWVPが増加し、1：00を過ぎると、地上付近よりも高くなっている。2：00すぎには、40m付近にWVPが高い領域がみられる。

5) 地表面温度 (GT) について

GTの変化を第6図に示す。時間の経過に伴い、両地点とも多少変動があるものの、低下の傾向を示している。いずれの時間も地点Aの方が地点Bよりも高温である。

IV 考 察

$R\downarrow$ と $R\uparrow$ について、他の気象要素と照らし合わせて考察を試みる。

1) 地点Aにおける $R\downarrow$ と $R\uparrow$ について

$R\downarrow$ とDTと比較してみると、高度70m付近で、1：00頃と3：00頃にDTの最も低い値があり、これは $R\downarrow$ の変化と似ている。

また、35m付近にみられる $R\downarrow$ のピークの出現時間は、鉛直方向にDTの急に増加する層の出現と、時間が一致している。また $R\downarrow$ のピークの高度のすぐ上にDTの急に増加する層の高度が存在する。そこで、高度に対する気温減率 (Temperature Lapse Rate, 以下TLRと称す) の計算を行ない第7図aとした。この図でみると、DTが鉛直方向に急に増加する気層が、22：00以降では、40m付近に出現するようになり、特に1：30以降では、帯状になっている。しかし、このような気層のところで、必ずしも $R\downarrow$ にピークがみられるわけではない。

つぎに25m付近の $R\downarrow$ の変化とDTの関係についてみると、21：00から22：30にかけて $R\downarrow$ の減少がみられ、このときDTも気層全層にわたり低下する傾向がみられる。しかし、22：30から1：30にかけての $R\downarrow$ の増加については、DTとの対応が認められない。そこでWVPとの対応をみると、22：00から3：00までは、局部的にWVPが高い気層が現わ

れている。特に、0：00から3：00までは、35mを中心とする高度でWVPの高い層があり、これが25m付近での $R\downarrow$ の増加をもたらしたと考えられる。

15m以下における $R\downarrow$ は21：00と22：00の観測において、地表に近づくにしたがってDTが減少したにもかかわらず、増加しているのは、WVPが逆に増加し、その影響が出たためと考える。またこの時間帯は、地点Aの周辺の建物で人間活動による熱の放射があり、その影響による効果も考えられる。

他方、 $R\uparrow$ はGTに応じて変化するため、 $R\uparrow$ の時間変化と、GTの変化がよい対応をみせている(第6図)。

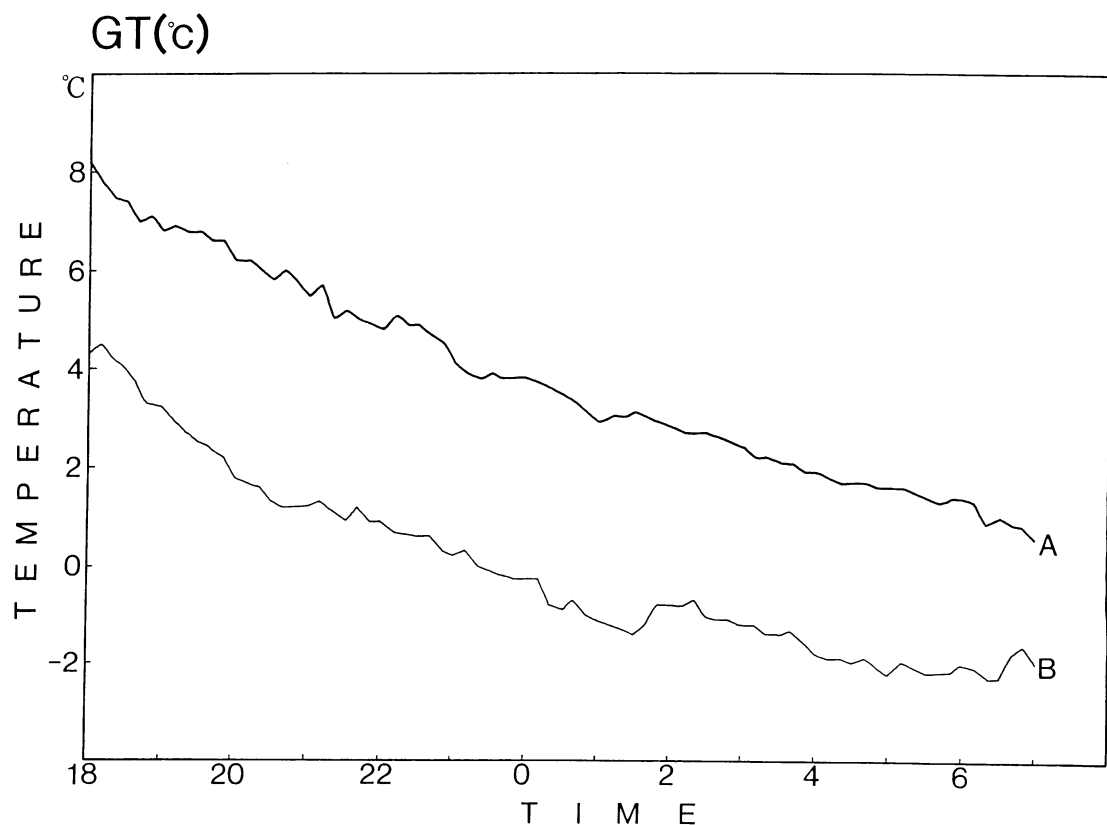
つぎに10mから30mの層で $R\uparrow$ が増加しているが、第4図aからわかるように、どの時間でもDTの接地逆転がみられ、高度が高いほどDTも高い。したがって、高度が高いほど $R\uparrow$ が大きくなると考える。

また、周囲の建物の地上高は16.3mから35.7mあり(第1図b)、それらからの放射の影響もあるものと考えられる。

1：30で35m、4：30で45m、6：00で55m以上でみられた $R\uparrow$ の増加と、その増加の始まる高度が時間にともなって上昇していく傾向は、DTの高さによる変化率が急激に大きくなる層の出現高度の時間変化に対応している。それゆえ、 $R\uparrow$ が増加する高度は逆転層の成長に関係があるものと考えられる。

2) 地点Bにおける $R\downarrow$ と $R\uparrow$ について

$R\downarrow$ とDTとの対応を第5図aでみる限り、21：00以降の70m付近における $R\downarrow$ の増加の原因は説明できない。ただし、1：30すぎに55m以上で暖気のみられ、この暖気は同時刻の地点Aのデータにもみられるので、上空に暖気が入ってきた影響が多少あると考えられる。

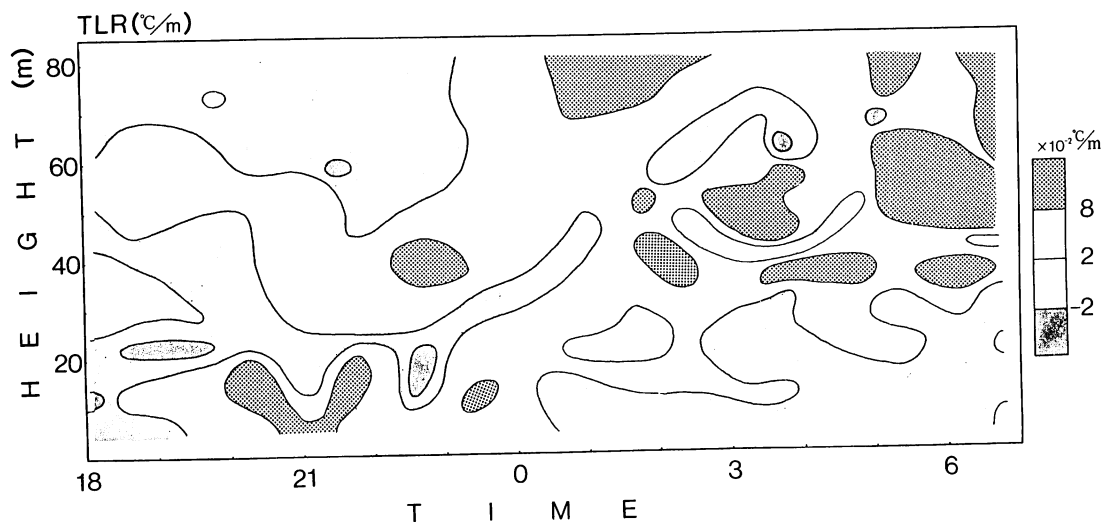


第6図 地点A・地点Bにおける地表面温度 (GT)

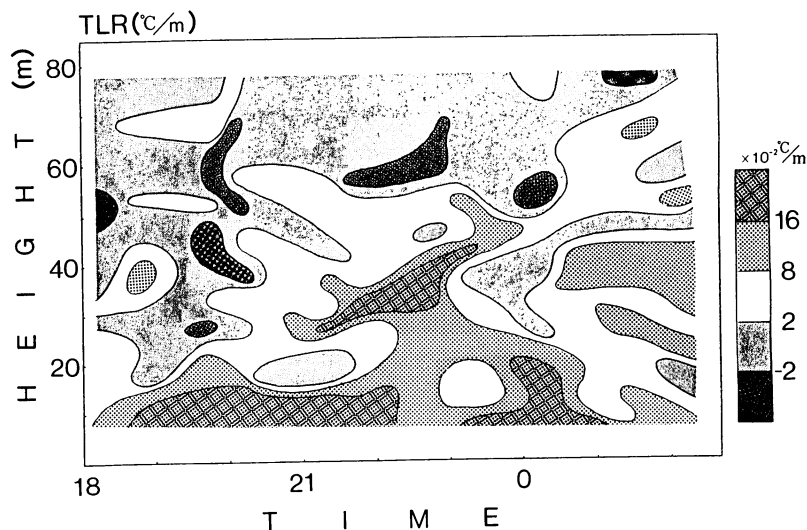
35m付近に認められる $R\downarrow$ のピークについては、地点Aと同じように、DTが鉛直方向に急に増加する層の出現する高度に一致している。しかし、そのような層は他の高度にもあり、地点Aほど対応がよくない。第7図bに示すTLRのアイソプレスでみると、19:00頃と、21:00頃から23:30頃まで、高度30~40mのところに、急にDTが増加する層がみられる。また10m付近にもそのような層がみられる。

なお、1:30になり、35m付近の $R\downarrow$ のピークが無くなり、高度が高くなるほど $R\downarrow$ が増加したのは、上空に暖気が入り込み、その影響によるものと考えられるが、詳細については、さらに検討する必要がある。

18:00から21:00にかけて15m付近でみられた $R\downarrow$ の極小を、TLRのアイソプレスで対応させてみると、温度変化のほとんど無い層であることがわかる。ただしWVPでみると、他に比べあまりはつき



第7図a 地点Aにおける気温減率 (TLR) のアイソプレス



第7図b 地点Bにおける気温減率 (TLR) のアイソプレス

りした違いは認められない。22:30のデータで15m以下でみられる $R\downarrow$ の少ないところは、DTのアイソプレスでみてみると、その高度では上空に比べ、冷却がやや進んでいることがわかる。

0:00のデータでの下層における $R\downarrow$ の減少は、DTとWVPの減少によって説明がつくと考えられるが、10mから5mにかけての若干の増加はDTとWVPの変化だけでは説明できない。

他方、 $R\uparrow$ は、地点Aと同様に、時間とともに低下するGTの変化に伴って、その値を小さくしている。

それぞれの観測のデータから特徴を取り出してみると、地上からある高度（この高度を a とする）まで $R\uparrow$ は微減ないし、一定の値をとり、高度 a から更に高い高度（この高度を b とする）まで $R\uparrow$ は増加し、高度 b から上では $R\uparrow$ は微増ないし、一定の値をとる。

まず18:00から22:30では高度 a はおおよそ20mから10m、30mと変化し、この高度はDTのアイソプレスでみてみると7.0~8.0°Cの高度に相当する。また同じように高度 b は50mから65m、60mと変化し、この高度は上空の等温層の下限の高度に対応する。

0:00から1:30にかけてのデータでは、高度 a は20mから30mと高くなり、この高度はDTが急に変化する気層の高度にほぼ一致する。また同じように高度 b は35mから60mと高くなり、この高度はやはり上空の等温層の下限の高度に一致する。つまりこの高度 a と高度 b はDTの逆転層の成長に深い関係があると考えられる。

1:30のデータではGTの低下にともない $R\uparrow$ の値が小さくなり、約30mより上空では $R\downarrow$ よりも小さくなる。つまりこの高度では放射収支が逆転し、むしろ放射過熱の状態になっている。実際、DTのアイソプレスでは、DTは同一高度において、一定かむしろ微増傾向にあり、DTと $R\uparrow$ の対応関係が認められる。

V 結 論

本研究では、放射ゾンデシステムを用いて、放射冷却のみられた夜間に、筑波大学構内の土地条件の異なる2地点において、地表から高さ80mまでの大

気の鉛直方向における赤外放射の観測を行なった。そして様々な気象要素との対応を考えながら、大気の赤外放射の鉛直分布の特性について検討を行なった。その結果、以下のことが明らかになった。

1) 地表面がコンクリートや石材で覆われ、周囲に建築物のある都市的な性格を持つ場所においては、地表面付近で、地表面の構造物や周囲の建築物の影響を受け、 $R\downarrow$ と $R\uparrow$ がともに増加する傾向がある。

2) 地表面が裸地あるいは緑地で、周囲に建築物の無い田園的な性格を持つ場所においては、地表面温度の変化がその放射環境に大きな影響を持つ。

3) $R\downarrow$ や $R\uparrow$ は、気温だけでなく、水蒸気圧によっても変化し、微小の高度差でも変化が生じる。

4) 気温の逆転層の発達状況と、 $R\downarrow$ 、 $R\uparrow$ の変化には対応関係がある。特に気温が急に変わる高度や、上空の等温層の下限にあたる高度において、 $R\downarrow$ や $R\uparrow$ に変化がみられることが多い。

これらの結果により、土地条件の違いにより、地上80m程度の気層内の放射環境が大きく変わることがわかった。しかし、本研究で使用した放射ゾンデシステムは新しい測器であり、また観測例は全くないに等しいため、正確な放射環境を把握しているかどうかは、これからの研究を待たなければならない。本研究で得られた種々の気象データや、高層気象のデータなどから、放射ゾンデシステムによって得られたデータをもっと正確に吟味する必要がある。

このようなシステムを使用した観測は、接地境界層における放射環境の解明や、実際の都市における都市気候研究への応用などに、大いに期待されよう。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、地球科学系の小林守講師には格別のご助言をいただきました。また地球科学系気候学気象学分野の諸先生、水理実験センター、農林技術センターの諸先生にもご指導、ご協力をいただきました。さらに上越教育大学自然系の中川清隆助教授には放射ゾンデシステムに関する極めて有益なご指導と資料の提供をしていただきました。

観測に際し、地球科学研究科、環境科学研究科、第一学群自然科学類の気候学気象学分野の学生のご協

力をいただきました。

本論文は、筆者の一人臼井規善による「筑波大学構内における赤外放射の鉛直分布について」(昭和63年度第一学群自然科学類卒業研究)に加筆修正を加えたものである。

文 献

嘉納宗靖 (1978) : 放射収支の分布. 気象庁技術報告, **93**, 201—208.

嘉納宗靖・広田道夫 (1978) : 輻射ゾンデ・日射ゾンデの問題点. 気象庁技術報告, **93**, 361—363.

嘉納宗靖・柴田裕司・鈴木 正・宮内正厚・八尾 孝・青木忠生・水野芳成・青木輝夫 (1986) : 放射ゾンデ.

気象研究所技術報告, **18**, 127—143.

小林 守 (1979) : 都市の地表面と屋上面における長波放射収支の比較観測. 地理学評論, **52**, 251—260.

小林 守 (1982) : 夜間の長放射場に及ぼす都市大気の影響. 地理学評論, **55**, 421—444.

Kano, M. and Miyauchi, M. (1977): On the Comparison Between the Observed Vertical Profiles of Longwave Radiative Fluxes and the Computed Ones in Japan. Papers in Meteorology and Geophysics, **28**, 1—8.

Sekihara K. (1975): A Study of Radiometer Sonde Observations of the Lower Stratosphere in Japan. Papers in Meteorology and Geophysics, **26**, 93—110.