

地表面物質の熱特性に関する測定法の検討

榎原保志 信州大学理数科学教育講座

岩井志織 JA（農業協同組合）山梨

浜田 崇 長野県環境保全研究所

中川清隆 上越教育大学

キーワード：都市気候，ヒートアイランド，熱伝導率，熱容量，アスファルト

1 はじめに

都市が郊外より高温になる現象はヒートアイランドとしてよく知られ、これまでにいくつもの興味深い研究がなされてきた。ヒートアイランドが生じる原因の一つに、都市構成物質の熱特性がある。日中、太陽光をうけて熱を蓄え、夜間その熱の放出を促進する材質が都市域で多いとする説による。

熱の出入りに関係する物理量は、熱の伝導率 λ 、比熱 c 、密度 ρ である。河村(1964)は、都市内外を 50m メッシュで区分し、各ブロックごとに土地利用を調べ、3つの物理量を組み合わせた熱特性地の分布と地上気温分布を比較した。その結果、両者がかなり類似していることから、都市温度形成要因として地上構成材質の熱特性の重要性を指摘した。成田(1984)はアスファルトブロックに熱流板と温度センサーを埋設し野外観測を行い、日中正味放射量の 30～40 %がアスファルト層内に貯熱され、日没後の放熱は夜間の都市気温の形成の大きな要因となっていることを示した。

一方 Oke(1981)は熱的パラメータとして $c \rho \lambda$ の平方根であるサーマルアドミッタンス μ を用いて、夜間冷却過程を再現する人工気象室を利用したスケールモデル実験を行った。その結果、コンクリートの μ は合板よりも大きいことを示したものの、これまで報告された μ の値において土壤とコンクリートを比較した場合はそのようなことは見出せないとしている。人工衛星の画像から求めた $c \rho \lambda$ の分布でも、都市内外で大きな違いがないとする報告がある(Carlson et al., 1981)。このように、都市内外の地表面物質の熱的特性値に差異があるかどうかについてはよく分かっていない。それは地表面物質の熱特性に関する測定法の吟味が不十分であることが考えられる。

そこで本研究では、地表面物質の熱特性値に関する測定法である①人工気象室によるスケールモデル実験と②野外観測による2つの方法でアスファルトを計測する方法について検討する。

2 人工気象室におけるスケールモデル実験

2.1 実験の条件

ヒートアイランドの成因と考えられる地表面構成物質の熱特性に焦点を当てるために、他の要因が無視できる状況を人工気象室内に以下のように設定した。

① 夜間の状況

② 都市の幾何学構造がない状況

- ③ 人工熱が無視できる状況
 - ④ 無風で顕熱、潜熱の無視できる状況
と定める。
- ①から③の条件下では地表面熱収支は次のようになる。

$$L^* = Q_H + Q_E + \Delta Q_S \quad (1)$$

ただし、 L^* は長波放射収支量、 Q_H と Q_E は乱流による顕熱フラックスと潜熱フラックス、 ΔQ_S は地中に蓄えられた熱の変化による地表面熱フラックスである。④の条件を付け加えると、 Q_H と Q_E は無視できるかあるいはお互いに相殺される傾向があるので、(1)は近似として次のようになる

$$L^* = \Delta Q_S \quad (2)$$

この式から、エネルギーの放射による排出量は、ほとんど地表面物質の蓄熱量の変化によって供給されることを意味する。Oke(1981)におけるスケールモデル実験では Brunt (1941) の地表面冷却式を変形させて μ の算出を行っている。Lyons(1983)は、Brunt の式が L^* を一定と仮定しているのにかかわらず Oke(1981)の結果は表面温度の変化に伴い L^* が減少していることから、Brunt のスキームの発展版である Groen(1947)の方法をこのスケールモデル実験では μ の算出に使用すべきとした。その根拠として、この式による理論的曲線と Oke(1981)の実験結果の間に非常によい一致をあげている。

2.2 サーマルアドミッタンスの算出法

Groen(1947)の方法を詳しく述べた近藤(1994)を以下に示す。夜間の下向き長波放射量 $L \downarrow$ は近似的に夕方の値 $L_o \downarrow$ に等しいと仮定できる。夕方($t=0$)の地表面温度を T_o 、ステファンボルツマン定数を σ とすれば、夕方の正味放射量 L^* は、 $L^* = L \uparrow - L_o \downarrow$ となり、 $L \uparrow$ は σT_o^4 と表すことができる。これで

$$L^* = \sigma T_o^4 - L_o \downarrow \quad (3)$$

となる。夜間において地表面はエネルギーを失うので地表面温度は下降するが、地表面温度が下降すると σT_o^4 は時間 t とともに小さくなり、正味放射量 R_n はしだいに 0 に近づく。そのときの極限温度を T_{RAD} とすると、次のように表される。

$$L^* = \sigma T_{RAD}^4 - L_o \downarrow = 0 \quad (4)$$

ゆえに、

$$T_{RAD} = \left(\frac{L_o \downarrow}{\sigma} \right)^{1/4} \quad (5)$$

と变形できる。 T_{RAD} は放射冷却で下がりうる最低温度の極限値、つまり天空の温度である。したがって地

表面の放射最大冷却量 DT_{MAX} は、

$$DT_{MAX} = T_0 - T_{RAD} \quad (6)$$

となる。 $t=0$ の基準は、地中温度が等温に近くなる日没 30 分前のころを選ぶ。

実際の地表層は下から地中伝導熱フラックスで熱を補給され、急には放射最大冷却量までにはならない。夕方の地表面温度 T_0 [K] と時間 t [sec]における地表面温度 T_s [K]の差、つまり冷却量は次式で表される。

$$T_0 - T_s = DT_{MAX} \times P(x) \quad (7)$$

$$\text{ただし, } x = \frac{(4\sigma T_0^3)^2 t}{c_g \rho_g \lambda_g} : \text{無次元の時間} \quad (8)$$

$$P(x) \equiv 1 - \exp(x) \operatorname{Erfc}(x) : \text{時間変化の関数} \quad (9)$$

$$\operatorname{Erfc}(x) = 1 - \frac{2}{\pi^{1/2}} \int_0^\infty \exp(-y^2) dy \quad (10)$$

$$P(x) \approx \frac{0.001 + 1.168x^{1/2} + x}{1.062 + 1.725x^{1/2} + x} \quad (0 < x \leq 64) \quad (11)$$

$$P(x) \approx \frac{x^{1/2} - 0.498}{x^{1/2} + 0.067} \quad (64 \leq x \leq 10^4) \quad (12)$$

である。 $c_g \rho_g$ [Jm⁻³K⁻¹]は熱容量、 λ_g [Wm⁻¹K⁻¹]は熱伝導率を示す。

以上の式を用いて μ を算出する。具体的な例として、今回行った人工気象室におけるスケールモデル実験の場合を示す。第 1 表に示すデータは、その実験結果の一例である。例えば、4 分後の場合を考える。

$T_0=12.647$, $T_{RAD}=-6.49$ であるので、式(6)

Table 1 Example of experiment result

により $DT_{MAX}=22.92$ が得られる。また、 T_0

$- T_s=3.79$ であるので、これらの値を式(7)に代入すると $P(x)$ が求められる。ここで、 $P(x)=0.165$ であるので、それに対応する近似式の左辺にこの値を代入し x を求める。

しかし、解析的に求めることは難しいので、あらかじめ、 x の値を 0.01 ~ 0.0001

きざみに代入して $P(x)$ を求めることにより $P(x)$ と x の表を作成し、その表を見て x の値を求めた。このようにして得られた結果が、 $x=0.029$ である。次にこの値と $T_0=16.432$, $t=240$ を式(8)に代入して、 $c_g \rho_g \lambda_g$ を求める。 μ は $\sqrt{c_g \rho_g \lambda_g}$ であるので、得られた値の平方根により $\mu=485$ となる。このように 2 分毎の μ をそれぞれ算出し、平均したものを近藤(1994)における μ の値とした。なお、後述する人工気象室におけるモデル実験では、人工気象室内にモデルを入れるタイミングがずれてしまう場合があるので、2 分後の μ の値は無視した。

ここで、二つの μ の算出方法における仮定の違いについて考察する。Oke(1981)の方法で用いる Brunt の理論式は、 L^* と μ が夜間を通してほぼ一定であるため、地表面温度がおよそ時間の平方根につれて減少

t(min)	T _s	T _{RAD}	T ₀ -T _s	DT _{max}	P(x)	x	μ
0	16.432 (=T ₀)	-6.16	0.00	22.59	—	—	—
2	12.64	-6.41	3.79	22.84	0.166	0.029	356
4	12.64	-6.49	3.79	22.92	0.165	0.029	485
6	11.26	-6.54	5.17	22.97	0.225	0.06	411
8	10.24	-6.58	6.19	23.01	0.269	0.093	374
•	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••

するということを表したものである。つまり、 L^* と μ が一定であるという条件のもとに成り立っている。一方、Groen(1947)の放射冷却の理論では、夜間の下向き長波放射量 $L\downarrow$ が時間とともに小さくなり、 $R_{no} \cdot R_n$ と $T_0 \cdot T_s$ が比例すると仮定し、 L^* が時間とともに変化することを可能にした。前述したLyons(1983)によれば、Brunt(1941)の発展版がGroen(1947)の式であるとしている。近藤(1983)もGroen(1947)の式を紹介する際に、Brunt(1941)の適応限界時間の範囲は小さいと述べている。その具体的な適用範囲については近藤(1982)に記されている。湿った土壤や砂地においては、その適用限界時間は、約 10^5 秒であるので、地表面温度は朝まで連続的に下降する。それに対し、新雪のような場合のその時間は約 10^3 秒であるから、地表面温度は短時間に平衡値に達し、そのあとはわずかしか下降せず、朝までほぼ一定の地表面温度が続くことになる。

野外観測を行った朴(1987)によれば夕方から夜間にかけて L^* はほぼ一定であり、そして後述する本研究の野外観測10例中8例の L^* は一定であり、残りの2例は一定に減少することはなかった。一方、Oke(1981)および今回の人工気象室におけるスケールモデル実験では L^* は一定ではなく、 $R_{no} \cdot R_n$ と $T_0 \cdot T_s$ が比例していた。これらのことから、人工気象室におけるモデル実験ではGroen(1947)の方法、フィールド観測ではOke(1981)の方法を用いて、 μ を算出した。

2.3 実験方法

使用するモデルは、幅46cm、奥行き46cm、高さ8cmの発泡スチロールの上に幅30cm、奥行き30cm、高さ5cmに調整した当研究用に作られたアスファルト

(第1図)および土壤のモデルを置き、その側面にスポンジゴムを取り付け、さらに厚さ8cm発泡スチロールで囲んだものである。これにより、モデルを相対的に冷えた部屋に入れた場合、水平方向の熱の移動を鉛直方向と比べかなり小さくなるようにした。またモデルに凹凸がないことは実験の条件②に一致する。そして、これらの材質を選んだ理由は、野外観測の値とスケールモデル実験の値と比較するために

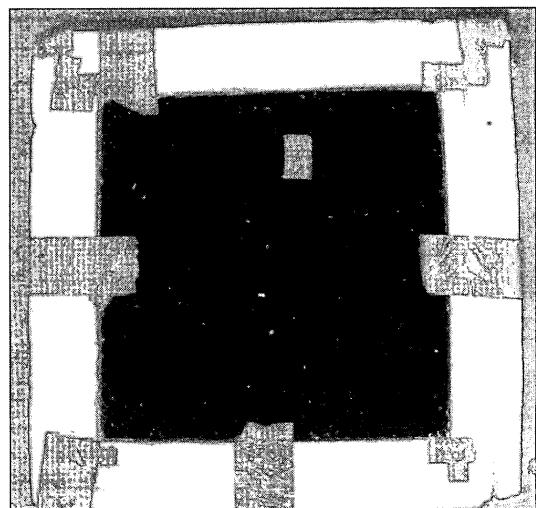


Figure 1 Scale model used in this experiment

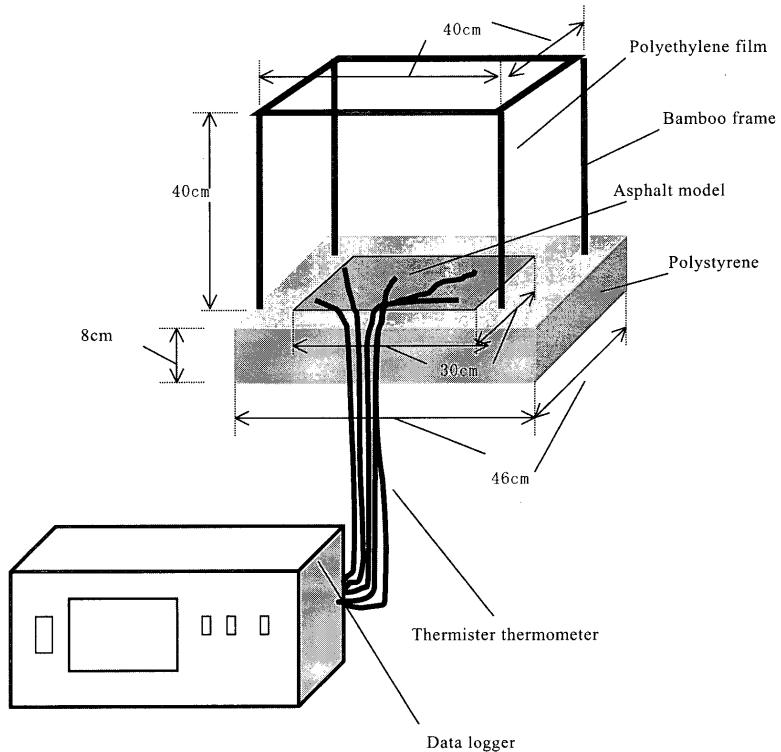


Figure 2 Schematic chart of scale model experiment

幾何学的構造のない駐車場と裸地を想定したからである。また、モデル内には内部発熱がないことで、実験の条件③を満足する。幅40cm、奥行き40cm、高さ40cmの竹ひごで枠組みを作り、その底面を除く5面に透明のポリエチレン膜を張ったテントを作った。それをモデルにかぶせ、モデル内外の空気の交換を妨げた（第2図）。これにより前述の実験条件④を満たすようになり、モデルの冷却過程が放射で決まる。

気温20°Cに設定した人工気象室の予備室に1時間以上放置したモデルを、-8°Cに設定した人工気象室（株島津製作所製、島津環境創造装置、SCA-6701）に入れ、中央に設置した高さ1mの机の上に置き、モデルの表面温度の時間的变化を測定した。この人工気象室は、内寸法が幅4.4m×奥行き4.05m×高さ2.4mで、制御コンピューターによって室内の温度（制御範囲-20～+50°C）、湿度（制御範囲30～80%）を調節することができる環境創造装置である。また、机の上にモデルを置くのは、相対的に暖かいモデルを人工気象室に入れることで空気の対流が生じることによる床面附近における水平方向の移流の影響を抑えるためである。

実験中は人工気象室の明かりを消した。これは実験の条件①に相当する。温度変化の様子は、温度データ収録装置（（株）テクノ・セブン製、K730）に接続したサーミスタ温度センサーを、モデル表面の中央と四隅の計5箇所に取り付けて60分間2分ごとに測定し、5箇所の平均値を地表面温度Tsとする。ここで、天空に相当する人工気象室内の壁面と天井の温度も併せて測定し、壁面と天井の平均値を天空の温度Tradとした。Tradの測定は各壁面及び天井の天空率を求めて算出することが望ましいが、壁面と天井の温度差は最大で約0.3°Cと小さいので、単純に平均しても大きな違いは生じない。

2.4 断熱材の厚さと熱的パラメータ値の関係

実験を行う際にモデルの材質の熱的パラメータを知るには水平方向の熱の移流がないと仮定した。そこで、前述のとおり材質の側面を、断熱材である発泡スチロールで囲んだ。この効果を見るために、断熱材の厚さを変化させることで、水平方向の伝導熱の影響を検討した。第3図は、2cm、4cm、6cm、8cm、10cm、12.5cmと厚さを変化させしたことによる結果である。図から分かるように、断熱材の厚さが増すと共に μ は増加するが、8cmを超えると一定になる。このことから、断熱材の厚さを8cmにして実験を行った。

3 野外観測による方法

3.1 L*を一定とした場合の μ の測定方法

野外観測により熱的パラメータを求めるのに必要な気象要素は、夜間に下向き長波放射量、上向き長波放射量、地表面温度の観測が必要である。この値を用いた熱的パラメータ

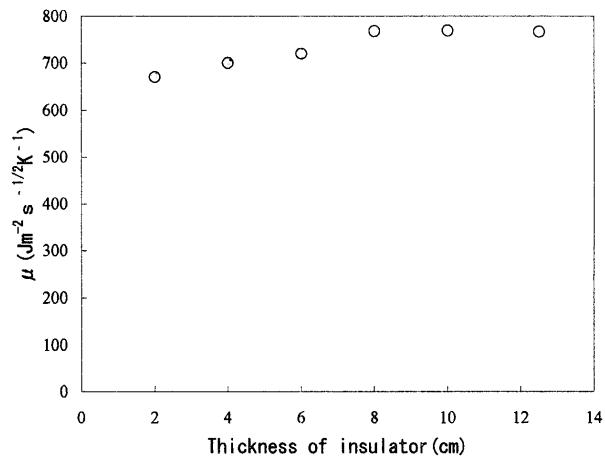


Figure 3 Relationship between thickness of insulator and thermal admittance

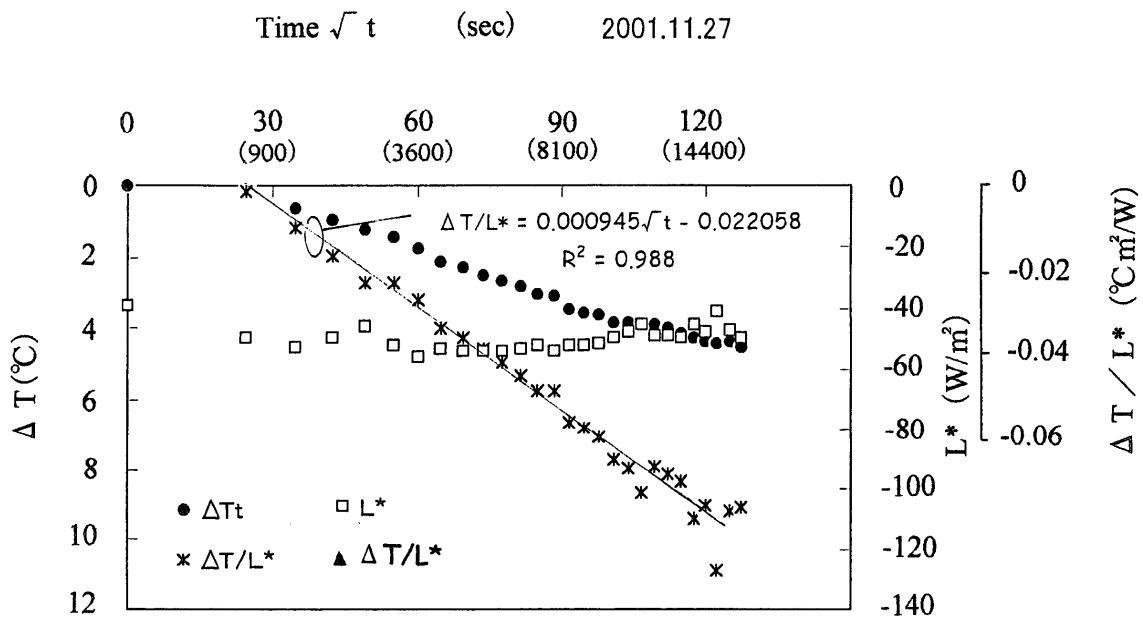


Figure 4 Trend of surface temperature and net longwave radiation from sunset

を算出する Oke(1981)の方法を次に述べる。

Brunt(1941)によると、地表面温度の減少量 ΔT [°C]は、地表面の長波放射收支量を L^* [Wm⁻²]、地表面のThermal Admittanceを μ [Jm⁻²s^{1/2}K⁻¹]としたとき、日没後の経過時間 t [sec]において、

$$\Delta T = -\frac{2}{\pi^{1/2}} \frac{L_f^*}{\mu} t^{1/2} \quad (14)$$

という式で与えられる。

Brunt の理論式が成り立つ気象条件は、 L^* が一定であり、大気放射量と比べ顯熱と潜熱の輸送量が小さいときである。前者は一般に日没後数時間は一定とされ、後者は風の弱い晴天夜間に成り立つとされる(近藤, 1994)。またこの式は、都市と郊外の冷却の差が、長波放射收支量が一定ならば、 μ の違いにより生じることを表している。これを変形すると次のようになる。

$$\frac{\Delta T}{L_f^*} = -\left(\frac{2}{\pi^{1/2} \mu}\right) t^{1/2} \quad (15)$$

ここで、 L^* は測定した地表面温度を T_s 、下向き長波放射量を $L \downarrow$ とすると、式(3)より求め、これと実験結果から時間 t における地表面温度の減少量 ΔT から、左辺の値を求める。ここで x 軸を $t^{1/2}$ 、 y 軸に $\frac{\Delta T}{L^*}$ をとり、得られた観測値をプロットし、1次回帰線のグラフの傾き

を求める、その傾きが $\left(\frac{2}{\pi^{1/2}\mu}\right)$ に等しいとして μ を求める。第4図は2001年11月27日におけるアスファルト面における野外観測の結果である。図から分かるように $\Delta T/L^*$ と $t^{1/2}$ は比例の関係にある ($r^2 = 0.989$)。この回帰線の傾きは -0.000945 であるので、 $\left(\frac{2}{\pi^{1/2}\mu}\right) = 0.000945$ となる。

これを変形し μ を求める
と、 $\mu = 1194[\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1/2}\text{K}^{-1}]$ となる。ただし、 ΔT は1回目の表面温度の減少量 (°C) があり、 t は1日目の観測時刻からの時間差(sec) である。

3.2 下向き長波放射量の測定と野外観測日の気象状況

風の弱い晴天日に大学構内のアスファルト面(天空率 0.87)と土壌面(天空率 0.96)の表面温度を日没時から10分毎に2時間程度観測した(第5図)。用いた放射温度計(ミノルタ(株)製、スポットタイプ・デジタル放射温度計 505)は、あらかじめ標準温度計と検定し、補正した値を使った。

正味放射計(フルード社製、REBSQ7-1)を信州大学教育学部の屋上に設置し(第6図)、夜間の正味長波放射量を測定した。屋上面は濃い緑色をした合成樹脂製のラ

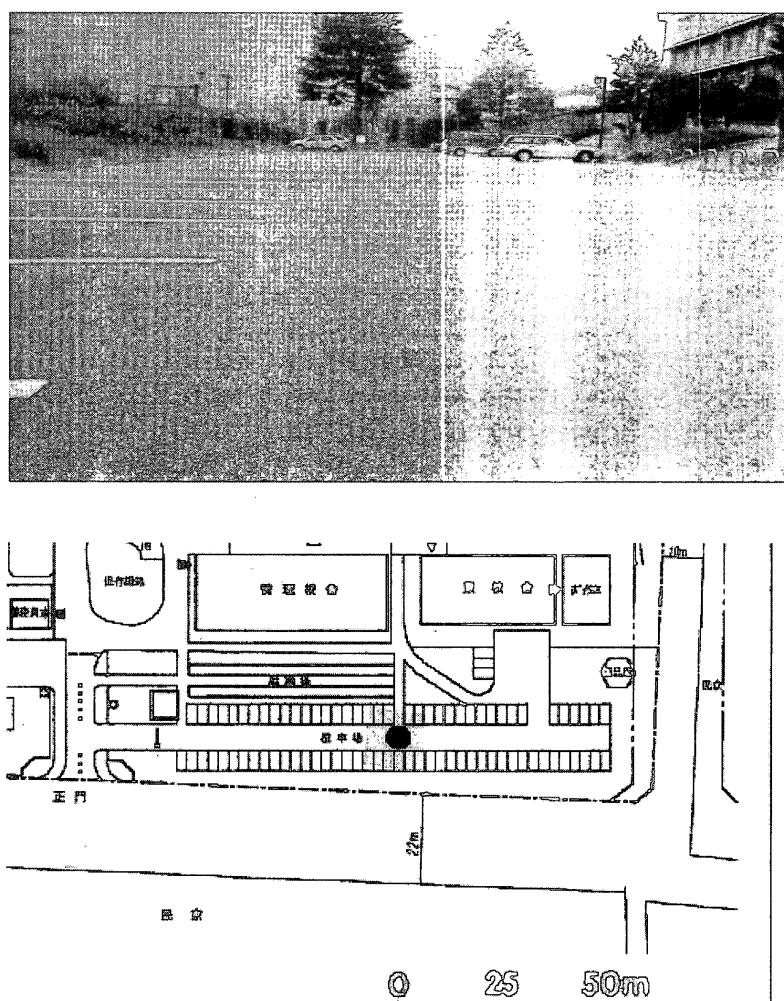


Figure 5 Location of a field site

Upper: picture of parking lot; Lower: Index map of observation site

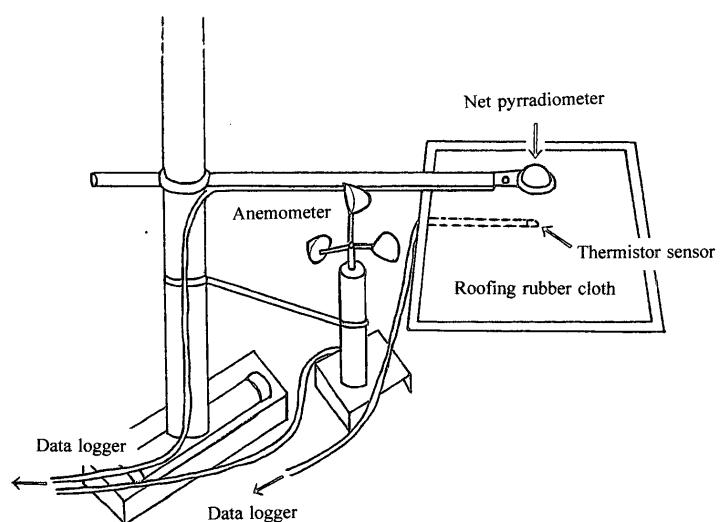


Figure 6 Net Pyrradiometer, anemometer and thermistor sensor set up on the roof of the building

バーで覆われている。このラバーの上にサーミスタ温度計を設置し、その上に同じ材質をした40cm × 40cmのラバー(射出率=1)をかぶせ、ラバーの隅をテープで固定した。ここで得られた地表面温度を屋上面温度とし、こ

の値から上向き長波放射量を求めた。下向き長波放射量は(3)式を変形して、 L^* と L_\downarrow の差から求めた。観測は晴天で風の弱い日に行った(第2表)。

3.3 山本の放射図による下向き長波放射量の測定

前節で示した下向き長波放射量の測定値がどの程度信頼しうるかを放射図による方法により得られた値と比較することで検討する。放射図による方法は下向き長波放射量をラジオゾンデのデータを用いて図式的に求めるものである(山本, 1954)。特に、高層気象台のラジオゾンデデータを利用する場合は一日に2回しか求められない。また、天気が快晴でないと雲量や雲の種類などの情報を用いた経験式による補正が必要になる。

単位面積別の垂直気柱内に含まれる水蒸気量は気圧の効果を考慮して

$$w^* = \frac{1}{g} \int q \frac{dp}{p_0} \quad (16)$$

で定義される有効水蒸気量 w^* が用いられる。その単位は kg m^{-2} (または g cm^{-2})であるが、普通、可降水量と同様に cm で表す。ただし、 g は重力加速度、 q は比湿、 p は気圧、 $p_0 (= 1013.2 \text{ hPa})$ は標準気圧とする。図式計算では、ラジオゾンデによって測定されたデータに基づき、気温 T と有効水蒸気量 w^* の関係をプロットし、閉曲線を描き、面積を

Table 2 Meteorological conditions on observation date

観測日	日没時刻	風速(m/s)						観測開始時の雲量	放射図によるLskyの算出	μ の算出アスファルト
		16h	17h	18h	19h	20h	21h			
2001/8/16	18:38	5.0	5.8	6.5	7.5	2.6	2.6	0	○	
2001/10/23	17:01	7.7	6.6	4.3	4.6	3.9	4.1	1	○	
2001/10/24	17:00	4.9	3.6	3.7	2.1	1.0	1.0	0	○	
2001/10/25	16:59	5.6	5.8	5.6	3.2	3.5	1.0	0	○	
2001/10/26	16:58	4.2	3.5	0.9	2.2	1.5	2.4	0	○	
2001/11/7	16:45	3.1	4.6	1.0	0.5	2.3	2.9	0	○	
2001/11/15	16:39	1.1	1.7	1.5	2.1	0.5	1.4	0	○	*
2001/11/16	16:38	2.8	2.0	1.5	1.0	2.2	1.6	0	○	
2001/11/27	16:33	2.4	2.0	1.0	0.8	1.8	1.2	1	○	
2001/12/12	16:32	1.4	1.7	2.2	2.8	2.5	2.0	0	○	

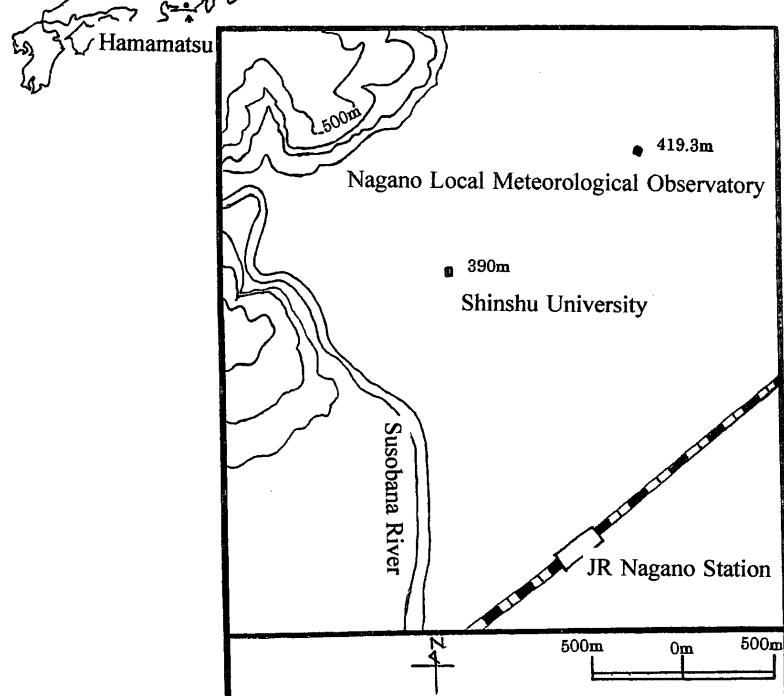


Figure 7 Observation site of radio sonde and field study

求める。計算は、まず水蒸気だけによる放射量を求め、二酸化炭素による寄与は補正するようになっている。ラジオゾンデのデータは、21時の館野、浜松、輪島の3地点を用いる。長野市はこれら3地点の中央に位置すると考え、3地点の平均を長野市の $L \downarrow$ とした(第7図)。

ただし、一般に晴天静夜で生じる接地逆転層は都市域下層では解消される。地上付近から95mまでの気温や湿球温度のプロファイルパターンを11月27日21時の気球観測結果と同様であると仮定した。ちなみに、長野市において2001年11月27日に行なった気球観測で、地上高0mから95mまでの乾球と湿球温度のプロファイルを使ってラジオゾンデのデータの最下層を修正すると、下向き長波放射量が 11.3Wm^{-2} 増加する。

3.4 2つの方法による下向き長波放射量の比較

輪島、館野、浜松の3地点のラジオゾンデの高層気象データをもとに山本の放射図により算出した長野市における $L \downarrow$ を推定した。それぞれの日の $L \downarrow$ を比較すると、3つの地点の最大差の平均は 17.1Wm^{-2} であり、標準偏差は9.7となる(第8図)。また、特定の地点が低いとか高いという傾向は認められない。そこで、平均値を長野市における $L \downarrow$ とした。

次に、正味放射計から算出した $L \downarrow$ と山本の放射図により得られた $L \downarrow$ を比べると、観測日すべてにおいて正味放射計により算出した下向き長波放射量のほうが大きい値を示した(第9図)。両者の差の平均は 17.7Wm^{-2} であり、標準偏差は7.7であった。

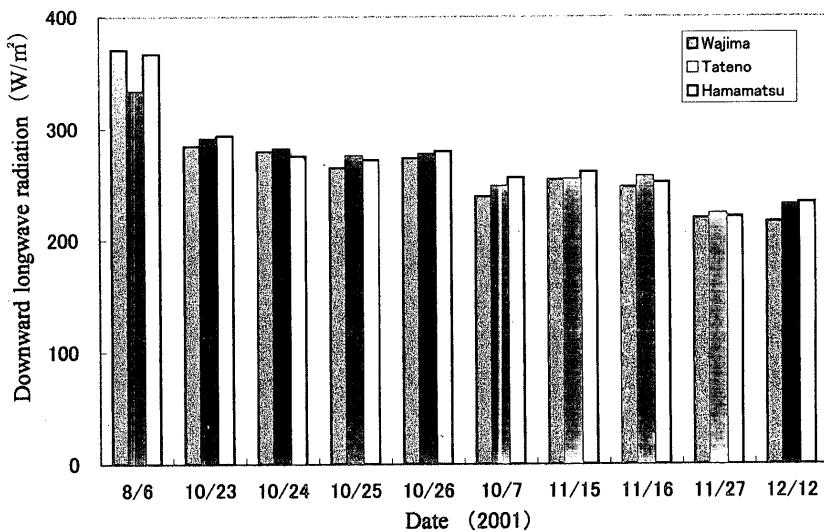


Figure 8 Comparison of downward longwave radiation observed at Wajima, Tateno and Hamamatsu

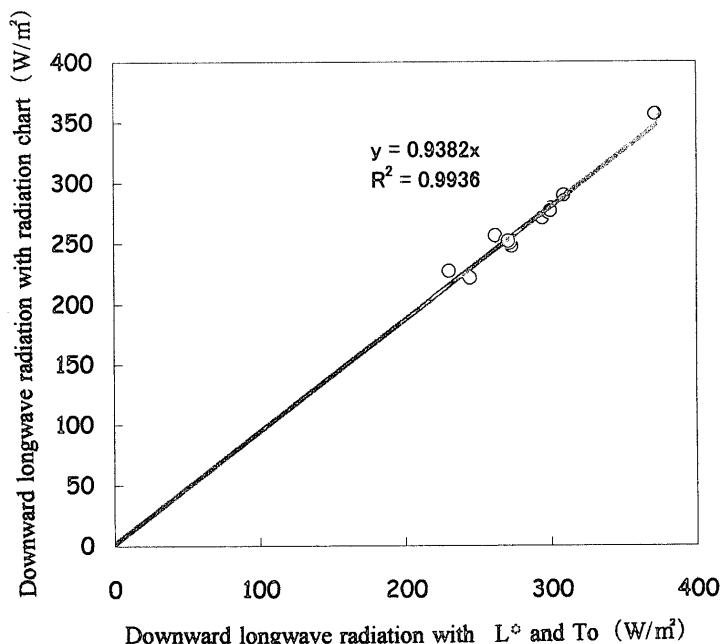


Figure 9 Relationship between downward longwave radiation with L^* and surface temperature and that with radiation chart

4 2つの方法で得られた地表面物質の熱特性値の比較

野外観測の場合の μ の算出に対しては、10回の観測のうち、前述した Brunt の式が成立する気象条件として、次のものを示した。

(1) L^* の変動が 20 W m^{-2} 以内

(2) 観測期間において 3.3 m/s を超える風速がない。

後者については、

ビュフォードの風力
階級の分類によると
風力 2 が $1.6 \sim 3.3 \text{ m/s}$ に相当し、この風を軽風とされることによる（和達、1979）。

第10図はその条件を満たした 2001 年 11 月 27 日の例である。図から L^* が一定であり、風速が 3.3 m/s 以下であることが読み取れる。2001 年 11 月 27 日と同様のグラ

フが得られた日は、12 月 12 日である。

本研究で得られたアスファルトの μ を他の研究報告と併せて第11図に示す。野外観測における平均値ではこれまで報告された値と大きな違いがない。しかし、野外観測を行った場所は毎回同じ場所であるので、 μ の値は個々の観測における観測値は同程度になるはずであるが測定値間の差異は大きい。この点について、 L^* および $L \downarrow$ の観測精度の問題があると考える。

前述したように正味放射計と山本の放射図により得られた $L \downarrow$ には平均で 17.7 W m^{-2} そして標準偏差は 7.7 である。ここで、山本の放射図により得られた $L \downarrow$ が真の値として、そ

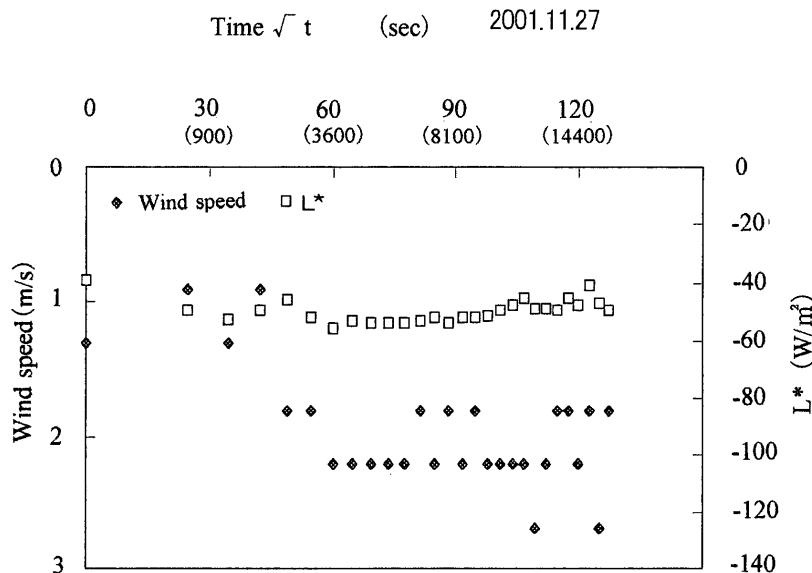


Figure 10 Trend of wind speed and net longwave radiation from sunset

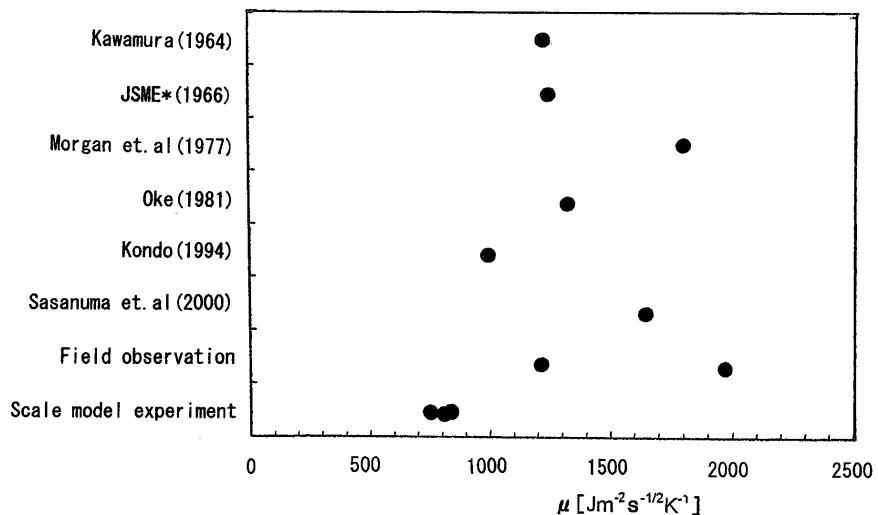


Figure 11 Comparison of thermal admittance of asphalt

の影響が正味放射計を用いた方法で求めた μ の値に対する影響を調べると、 $200 \sim 400 \text{ J m}^{-2} \text{s}^{1/2} \text{k}^{-1}$ 大きくなる。このことからより精度の良い放射計で調べないとこの程度の差異が生じてしまうからである。

また、人工気象室における実験の方が野外観測の値よりはるかに小さい値を示した。コンクリートの熱物性値は製造過程や内容物によって同一の材質であっても、その熱物性値には大きなばらつきがある（渡辺、1984）。このことから駐車場における野外実験とスケールモデル実験の結果が一致しないことは当然の結果かもしれない。しかし、ここではこのようになった原因に他の理由を考える。それは、スケールモデルが駐車場の表層であるアスファルトしか考慮していないため、モデルが早く冷却したという可能性である。スケールモデルでは断熱材を基盤に用いて熱の移動を無視できるとしたが、屋外にある駐車場のアスファルト層の下には土壌があり、そこから熱供給が行われているならばモデルの結果と異なる可能性がある。今後、土壌層も含んだ新しいスケールモデルにより、都市表面物質の熱特性値を調べる必要があるだろう。

5 おわりに

本研究では、人工気象室におけるスケールモデル実験と野外観測により地表面物質の熱特性値を測定する方法を検討した。それによると野外観測の結果はスケールモデル実験より大きな値になった。これについては断熱材を基盤に設けたモデルの構造上の問題点の可能性を指摘した。また、同一の方法でありながら、野外観測の結果に無視できない差異が生じたことについては、下向き長波放射計の測定精度による可能性を指摘した。今後精度の良い全天放射計を用いたしの測定から、地表面物質の熱特性値について検討したい。

謝辞

地表面物質の熱特性値の測定について、防衛大学地球海洋学科の菅原広史博士に有益なコメントをいただきました。ここに謝意を表します。

参考文献

- Brunt, D. 1941: Physical and Dynamical Meteorology, Cambridge Press, London, 1-428.
- Carlson T. N., J. k. Dodd, S. G. Benjamin and J. N. Cooper, 1981 : Satelite estimation of the surface energy balance, moisture availability and thermal inertia, *Journal of Applied Meteorology*, **20**, 67-87.
- Groen, P, 1947: Note on the theory of nocturnal radiation cooling of the earth's surface, *J. of Meteorology*, **4**, 63-66.
- 河村 武, 1964 : 熊谷市の都市温度の成因に関する二、三の考察, 地理学評論, **37**, 560-565.
- 近藤純正, 1982 : 複雑地形における夜間冷却一研究の指針一, 天気, **29**, 935-949.
- 近藤純正, 1994 : 水環境の気象学, 朝倉書店, 1-348.
- 近藤純正・山沢弘実, 1983 : 夜間の地表面放射冷却と積雪および日本各地の最低気温の極値について, 天気, **30**, 295-302.
- Lyons T.J. 1983: Short communications comments on 'Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: comparisons of scale model and field observation', *J. of Climatology*, **3**, 95-101.
- Morgan, D. Myrup, L., Rogers, and Baskett, R. 1977: Microclimates within an urban area. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, **67**, 55-65.

- 成田健一・関根毅・徳岡利一,1984: 都市地表面物質の熱特性—アスファルト舗装面における熱収支の研究—, 地理学評論, 57, 639-651.
- Oke, T.R. 1981 : Canyon geometry and the nocturnal urban heat island ; comparison of scale model and field observations, Journal of Climatology, 1, 237-254.
- 木村健一, 宇田川光弘, 久保俊介, 1974: 都市化とヒートアイランド現象, 気象研究ノート, (119), 189-195.
- 朴 恵淑, 1987 : ヒートアイランドの形成要因としての都市キャニオンの天空比と夜間の長波放射収支. 天気, 34, 579-587.
- Oke, T.R. 1981 : Canyon geometry and the nocturnal urban heat island :Comparison of scale model and field observations, J.Climatology, 1, 237-254.
- 笹沼宏之, 成田健一, 村上周三, 吉田伸治, 足永靖信, 持田 灯, 大岡龍三, 磐田靖子, 2000 : 対流・放射・湿気連成解析による屋外環境共生空間の研究 (その 12) 団地内実測による各種温熱環境パラメータの同定, 日本建築学会大会 (東北) 学術講演梗概, D-1 分冊, 1139-1140.
- 山本義一, 1954 : 大気輻射学・主として赤外輻射の伝達及びその熱作用-, 岩波書店, 74-80.
- 和達清夫, 1979 : 新版・気象の事典, 東京堂出版, 1- 704.
- 渡辺 隆, 姫野賢治, 勝呂 太, 1984 : アスファルト混合物の伝熱特性に関する実験的研究, 日本土木学会予稿集, j-222, 443-444.

Discussion about a measurement method of thermal admittance of surface material with a scale model experiment in artificial meteorological chamber and a field observation

Yasushi SAKAKIBARA*, Shiori IWAI**, Takashi HAMADA*** and Kiyotaka NAKAGAWA****

**(corresponding author) Faculty of Education, Shinshu University, Nagano, 380-8544, Japan.*

e-mail: ysakaki@shinshu-u.ac.jp

***JA Yamanashi.*

****Nagano Environmental Conservation Research Institute.*

***** Joetsu University of Education.*

Keywords: urban climate, heat island, thermal conductivity, heat capacity, Asphalt

Abstract: In this study we discuss about a measurement of thermal admittance μ ($= \sqrt{C \rho \lambda}$) of asphalt as a surface material with two methods: One is an experiment in the artificial meteorological chamber and the other is a field observation. Results show that there is possibility of problems in scale model structure and accuracy of a pyrradiometer observing a downward longwave radiation.

(2004年9月27日 受理)