

都市における各種地表面温度の敏感度解析*

菅原 広史**・近藤 純正***

要 旨

都市の各種地表面について、熱収支モデルを用いて地表面温度と気象条件、地表面のパラメータとの関係について調べた。

気象条件では日射量が地表面温度に与える影響は大きく、建物の日陰の地表面温度は日向と比べてかなり低い。一方、気温や大気の比湿は地表面温度にあまり影響を与えないことがわかった。

都市と郊外（アスファルト面と芝生面）を比較すると地表面温度には地表面の湿潤度が最も大きな影響を与えている。また地中の熱物理係数は地表面温度の位相、振幅を変化させ、場合によっては日中にクールアイランドが形成される可能性があることを示した。

1. はじめに

ヒートアイランド現象は次のような理由から、その解明が必要とされている。第1に都市は人間の生活の場であり、生活に直接関係すること。第2にグローバルな地球温暖化を考える際、測定データに含まれるローカルな都市温暖化の影響を取り除く必要があることである。

しかし、ヒートアイランドに代表される都市温暖化現象は、そのメカニズムが正確につかめていない。木村(1992)は、ヒートアイランド現象の原因として主に次のようなものをあげている。1. 人為的な放熱、2. 舗装による潜熱の減少、3. 日中に地中に蓄えられた熱が夜間に放出される、4. 建物等による日射の吸収効果の増大。このような様々な要因が影響しているため、都市の気温形成のメカニズムは複雑になっている。

Oke (1978, p. 257) によるとヒートアイランドの強度と都市の人口との間には比例関係があり、その比例係数はヨーロッパ大陸と北米大陸で異なっている。これらのことから都市の構造や地形的要因がヒートアイ

ランドの形成に大きくかかわっていると思われる。

また杉本・近藤(1994)は仙台市における気温の水平分布を、自動車による移動観測により測定した。これによると市街地と郊外(水田)との境界では大きな気温のギャップがあり、仙台市におけるヒートアイランドは都市と郊外での土地利用の違いが大きな原因であるとされた。

そこで本研究では、ある特定の都市に注目するのではなく、都市を構成する部品つまり地表面に着目し、その温度について考える。都市の地表面にはアスファルトやコンクリートだけでなく公園や街路樹などの植生地もあり、それぞれが異なった表面温度を示す。地表面の熱収支を考えれば、太陽からの日射はまず地表面を加熱し、加熱された地表面が大気を加熱する。したがってヒートアイランドについて理解するためには、このような様々な地面での表面温度の形成過程をつかむ必要がある。本研究では地表面の熱収支を解く線形モデルを使って、気象条件や地表面のパラメータと地表面温度との関係を調べる。なお、人為的な放熱もヒートアイランドの原因として見逃すことはできないが、本研究では扱わない。

2. モデルの説明

計算モデル(近藤, 1992)の概略を説明する。このモデルは日射量や気温を入力条件として地表面での熱収支を解き、地表面温度を求めるものである。第1図に示すように地表面には太陽からの日射量 S と大気

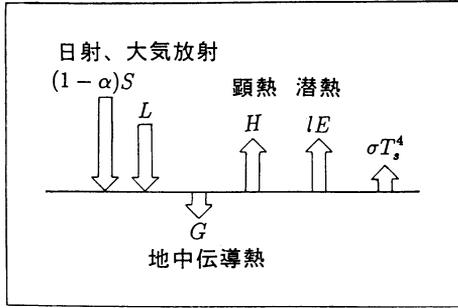
* Sensitivity test of urban surface temperature.

** Hirofumi Sugawara, 東北大学理学部(現, 防衛大学校地球科学科).

*** Junsei Kondo, 東北大学理学部.

—1995年4月4日受領—

—1995年9月5日受理—



第1図 地表面熱収支モデルの概念図。

放射量 L が入力し、そのエネルギーが顕熱 H 、蒸発の潜熱 LE 、地中伝導熱 G 、長波放射量 σT_s^4 に分配される。つまり α をアルベドとすれば、次のような熱収支式が成り立つ。

$$(1-\alpha)S + L = H + LE + G + \sigma T_s^4 \quad (1)$$

顕熱、潜熱輸送量はバルク式を用いて次のように表せる。

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T_a) \quad (2)$$

$$LE = l \rho \beta C_H U (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (3)$$

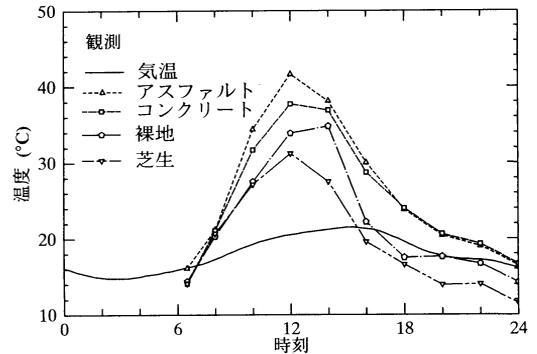
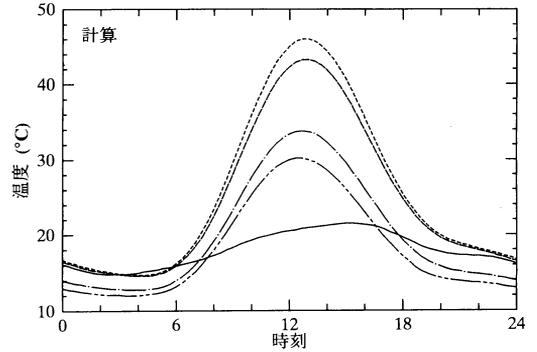
ただし、 $C_H U$ は顕熱の輸送速度、 β は地表面の湿潤度(蒸発効率)、 T_s は地表面温度、 T_a は気温、 q_a は大気の水蒸気比湿、 $q_{sat}(T_s)$ は T_s に対する飽和水蒸気比湿である。

ここで、地表面温度の日変化を時間 t の三角関数で展開し、地中での熱伝導方程式を解くことにより地中伝導熱 G を解析的に表す。同様に S 、 T_a についても時間 t の三角関数で表し、熱収支式(1)を地表面温度 T_s について解く。

計算に必要な気象条件は日射量、長波放射量、気温、大気の水蒸気比湿であり、地表面のパラメータはアルベド α 、顕熱の輸送速度 $C_H U$ 、地表面の湿潤度 β 、地中の熱物理係数 $c_p \rho \lambda_g$ (比熱×密度×熱伝導率)である。地表面のパラメータは日変化せず一定値をとるとした。なお地表面温度や気温、日射量の展開には日変化の波数4の成分まで使った。典型的な日変化はこの程度の波数で十分に表せる。

3. モデルの検証

この計算モデルを杉本・近藤(1994)による観測結果によって検証した。彼らの観測は季節ごとに計12日について行われている。第2図にその一例として1993年9月27日の結果を示す。上段は計算、下段は観測による地表面温度の日変化である。アスファルト、コンクリートでは $C_H U = 0.0095$ m/s (風速 $U = 2.6$ m/s)、



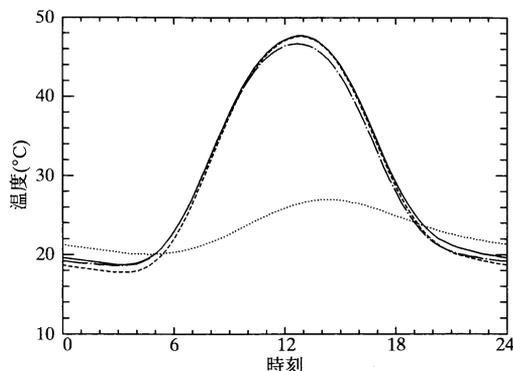
第2図 モデルの検証。上図：計算値，下図：観測結果。1993年9月27日。

$\beta = 0$ 、裸地では $C_H U = 0.0095$ m/s ($U = 2.6$ m/s)、 $\beta = 0.38$ 、芝生では $C_H U = 0.011$ m/s ($U = 1.7$ m/s)、 $\beta = 0.49$ とした。計算では $C_H U$ や β に一定値を与えていることを考慮すれば、観測値をよく再現している。他の観測日についても同様に計算値は観測結果をよく再現した。

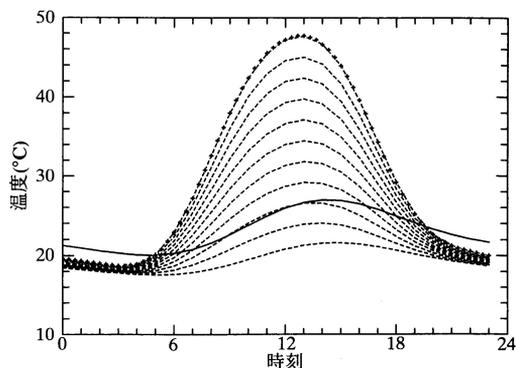
第2図を見るとアスファルト面の地表面温度は芝生面に比べて昼夜を通して高い。特に夜間にも地表面温度は気温よりも高く、したがって顕熱も正のまま推移する。アスファルト面は夜間も大気を加熱していることがわかる。これは18時過ぎには地表面温度が気温より低くなる芝生面と比べて大きな違いである。このように各地面において表面温度は異なった日変化を見せる。しかし、これは様々なパラメータが関与した結果であり、どのパラメータが重要であるのかははっきりしない。そこで次節では、敏感度の計算によってパラメータの1つ1つについて地表面温度への影響を調べる。

4. 地表面温度の各種パラメータへの依存性

このモデルによって地表面のパラメータ、気象条件



第3図 気温を変えたときの地表面温度(夏の条件). 点線: 基準となる気温, 実線: 基準条件の場合の地表面温度, 破線: 平均気温を 2°C 下げた場合の地表面温度, 一点鎖線: 気温の振幅を $1/2$ にした場合の地表面温度.



第4図 日射量を変えたときの地表面温度(夏の条件). 実線: 気温, 破線: 地表面温度, +は快晴日の場合でこれから 10% ずつ日射量を減らし, 一番下の破線は日射が全くない場合の地表面温度.

を変えたとき, 地表面温度の日変化がどのように反応するかを調べる. まず夏の日, 冬の日を代表的な条件を設定する. 東北大学理学部における実測値及び理科年表をもとに快晴日の値とした. 設定した条件の日平均値は以下の通りである.

夏: 日射量 $=329\text{ Wm}^{-2}$,
 大気放射量 $=366\text{ Wm}^{-2}$,
 気温 $=23.1^{\circ}\text{C}$, 比湿 $=0.0145\text{ kg/kg}$
 (相対湿度 83%),

冬: 日射量 $=100\text{ Wm}^{-2}$,
 大気放射量 $=224\text{ Wm}^{-2}$,
 気温 $=1.9^{\circ}\text{C}$, 比湿 $=0.00293\text{ kg/kg}$
 (相対湿度 68%).

地表面のパラメータは杉本・近藤(1994)による観測結果から裸地面における代表的な値を求め, 夏と冬とで一定であるとして

$$C_H U = 0.0089\text{ m/s (風速 } U = 2.0\text{ m/s に相当)},$$

$$\beta = 0.3, \alpha = 0.20,$$

$$c_g \rho_g \lambda_g = 3.00 \times 10^5\text{ J}^2\text{s}^{-1}\text{K}^{-2}\text{m}^{-4}$$

を使用した. これらのパラメータのうちひとつを変化させて, 地表面温度への影響を見る.

4.1 地表面温度と気温

気温を基準条件から変えた場合の地表面温度を第3図に示す. 夏と冬では大きな違いがないので夏の場合についてののみ示す. 平均気温が 2°C 違う場合, 地表面温度の差(実線と破線)は 1°C 以下, 冬の場合は 2°C 以下である. 気温の日変化の振幅を 2 分の 1 にした場

合の地表面温度(一点鎖線)も同様であり, 同じ計算で $C_H U$ を 2 倍にしても地表面温度の差はこの程度であった. この気温による地表面温度の違いは後に述べる他のパラメータの影響と比べると小さいものである. 杉本・近藤(1994), その他の過去の研究によれば, 実際の都市と郊外との気温差は数 $^{\circ}\text{C}$ 程度で, 気温の違いは地表面温度にあまり影響しないことがわかる.

なお図は示さないが, 大気比湿の変化も地表面温度に与える影響は小さい. 相対湿度を 60% から 100% へ変化させても地表面温度は 3°C 高くなる程度であった.

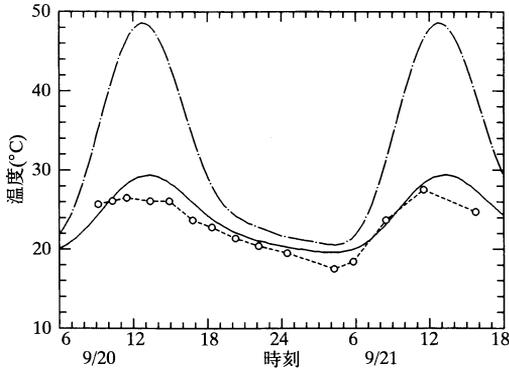
4.2 地表面温度と日射量

第4図は日射量を変えたときの地表面温度で, 日射量は快晴日の値から 10% ずつ変化させた. 第4図において破線のそれぞれは等間隔であり, 地表面温度は日射量に対して線形的に変化することがわかる.

夏の正午の値についてみると, 日射量の 10% の減少で地表面温度は 2.5°C , 冬の正午(図は省略)では 1.5°C 低くなる. 晴れたり曇ったりすることで日射量は数 10% の範囲で変動しており, 現実的にも日射量が地表面温度に与える影響は大きい.

このことから, アルベードも地表面温度に大きな影響を与えることがわかる. たとえばアスファルトと新雪に相当するアルベードの概略値 0.1 と 0.4 では地表面温度(夏, 正午)に 10°C の差ができる.

実際の都市の地表面を考えると, 建物に囲まれてあまり日がささない. この場合の地表面温度について考えるため計算及び観測を行った. 第5図は東北大学理



第5図 建物間の地表面温度。丸印：観測値(1994年9月20～21日)、実線：計算値、一点鎖線：計算による日向での地表面温度。

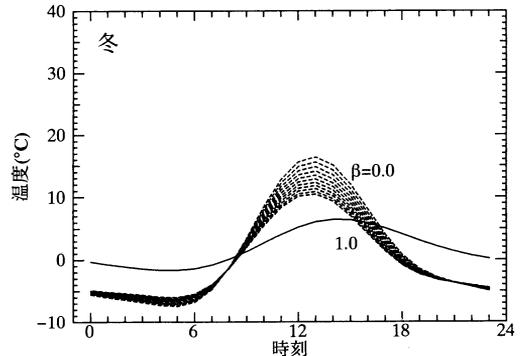
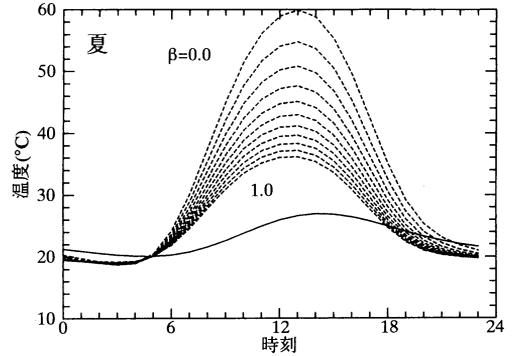
学部構内で2つの建物(物理A棟とB棟)に南北をはさまれたアスファルト面の地表面温度である。この場所で測定した結果、日射量は平地での20%であった。白丸が地表面温度の観測値(1994年9月20～21日)、実線が計算による再現値、一点鎖線が日向での地表面温度の計算値である。実線と一点鎖線の違いは日射量だけであり、日が差さないことで地表面温度が日中20°Cも低くなるのがわかる。このことから、建物が密集した都市ではクールアイランドが形成される可能性があることが理解できる。

4.3 地表面温度と地表面の湿潤度 β

第6図は β を変えて計算した地表面温度で上図が夏、下図が冬の場合である。地面が湿って β が大きくなると地表面温度は低くなる。アスファルトと水田に相当する β の概略値(0, 0.7)では夏の日中に20°Cもの温度差ができることがわかる。冬はポーエン比の気温依存性により(近藤, 1994, pp.142-146)、顕熱輸送量に比べて潜熱輸送量が小さくなるため β の効果は夏より小さい。

図中の破線は等間隔ではなく、 β が小さいところほど β の変化は地表面温度に大きな影響を与える。これは次のような理由による。地面が乾燥したところでは地表面温度が高く、地表面の飽和比湿と大気比湿の差が大きい。したがって β が少し変化することで潜熱輸送量、地表面温度が大きく変化する。一方、地表面が湿った場合には比湿の差は小さく、 β の変化に対して潜熱輸送量や地表面温度の変化は相対的に小さい。

また、一般に潜熱輸送量は地表面温度の変化に対して非線形的に変化する。それは飽和比湿 q_{sat} が温度に



第6図 地表面の湿潤度 β を変えたときの地表面温度、上図は夏、下図は冬、実線：気温、破線：地表面温度で、 β の変化は0～1の範囲で0.1刻みで与えた。

対して指数関数的に変化するためであり、ポーエン比の気温依存性の原因として知られている。

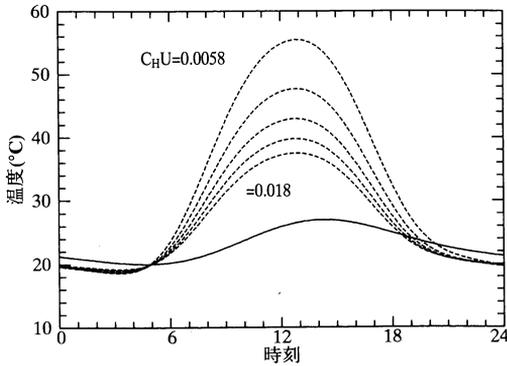
この2つの理由から地表面温度は β に対して非線形的に反応する。

4.4 地表面温度と顕熱の輸送速度 $C_H U$

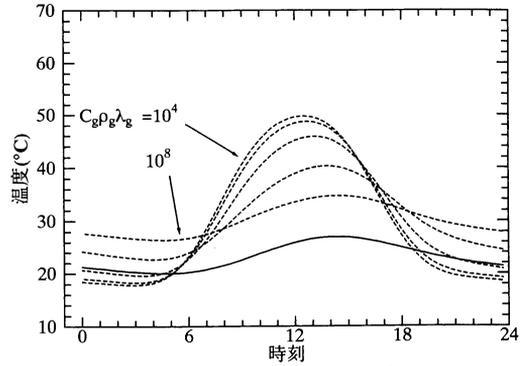
第7図に $C_H U$ を変えて計算した地表面温度を示した。図中の破線は上から順に $C_H U = 0.0058, 0.0089, 0.012, 0.015, 0.018$ m/sのときの地表面温度である。この $C_H U$ の値は裸地において大気安定度が中立の時、風速がそれぞれ1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0 m/sの場合に対応する。ただし風が弱い時、 $C_H U$ は地表面温度と気温の差の関数となる(近藤, 1994, p.113)。

$C_H U$ が大きくなると地表面温度は気温に近づく。この $C_H U$ の範囲では夏の日中で最大18°C、冬の場合は6°Cの差が生じる。ただし、その応答は先ほどの β と同様に非線形的で、 $C_H U$ が小さいときほど地表面温度の変化は大きい。

大気は、地表面からの顕熱によって加熱されている。顕熱は地表面温度と気温との差および $C_H U$ に比例す



第7図 $C_H U$ を変えたときの地表面温度(夏の条件). 実線: 気温, 破線: 上から順に $C_H U = 0.0058, 0.0089, 0.012, 0.015, 0.018 \text{ m/s}$ のときの地表面温度 (裸地面で大気安定度が中立のとき $U = 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0 \text{ m/s}$ に対応).



第8図 $c_g \rho_g \lambda_g$ を変えたときの地表面温度. 実線: 気温, 破線: 地表面温度で各々 $c_g \rho_g \lambda_g = 10^4, 10^5, 10^6, 10^7, 10^8 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ m}^{-4}$ の場合.

るため、第7図のように地表面温度が低くなってもそれに比例して顕熱が小さくなるとは限らない。また、 $C_H U$ に対する顕熱の変化は地表面の湿潤度 β の値によっても変わり、 β と $C_H U$ が共に大きい時、顕熱は $C_H U$ に反比例する (Kondo and Watanabe, 1992)。

4.5 地表面温度と地中の熱物理係数 $c_g \rho_g \lambda_g$

第8図は $c_g \rho_g \lambda_g$ (比熱×密度×熱伝導率) を $10^4, 10^5, 10^6, 10^7, 10^8 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ m}^{-4}$ と変えた時の地表面温度である。 $c_g \rho_g \lambda_g$ が大きいほど地表面温度は日中小さく、夜間は大きくなる。これは地面が昼間に、より多くの熱を蓄え、それを夜に放出することを意味する。

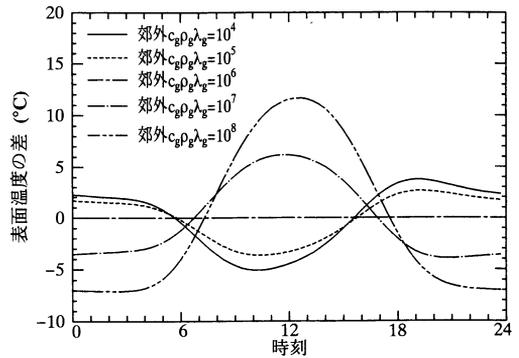
ここで $c_g \rho_g \lambda_g$ の値 (単位は $\text{J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ m}^{-4}$) はおおよそ次のような地表面に相当する (近藤, 1994, p.152)。

- $c_g \rho_g \lambda_g = 10^4$: 新雪
- $c_g \rho_g \lambda_g = 10^5$: 古雪, 乾燥裸地面
- $c_g \rho_g \lambda_g = 10^6$: アスファルト
- $c_g \rho_g \lambda_g = 10^7$: 湿潤裸地面, 水面

この図は $\beta = 0.3$ の場合であり、地表面温度の差は最大で 18°C 近くになる。 β を変えた計算によると、 $c_g \rho_g \lambda_g$ の影響は β が小さい時ほど大きい。

また、第8図を見ると地表面温度の位相は $c_g \rho_g \lambda_g$ が大きいほど遅くなることがわかる。その度合いは $C_H U$ (第7図) や β (第6図) による位相の早め方よりもはるかに大きい。

第8図においてアスファルトに相当する $c_g \rho_g \lambda_g = 10^6 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ m}^{-4}$ と他の値の場合との温度差を第9図に示す。ここで仮想的に都市と郊外での地表面の違いが $c_g \rho_g \lambda_g$ の値のみであるとしよう。このとき図中の縦



第9図 $c_g \rho_g \lambda_g$ の違いによる地表面温度の差. 都市 ($c_g \rho_g \lambda_g = 10^6 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ m}^{-4}$) と郊外との差.

軸は都市と郊外との地表面温度の差 (都市-郊外) に相当する。郊外が $c_g \rho_g \lambda_g = 10^5 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-2} \text{ m}^{-4}$ (古雪, 乾燥裸地面) の場合、日中は郊外のほうが 4°C ほど地表面温度が高い。したがって例えば砂漠の中に都市があり、都市と郊外の違いが地中の熱物理係数だけであった場合、クールアイランドが形成される可能性がある。

5. アスファルトと芝生面の地表面温度の違い

以上の敏感度の計算をまとめる。都市を代表する地表面としてアスファルト、郊外を代表するものとして芝生を考える。各パラメータがアスファルトの値をとった場合と、芝生の値をとった場合の地表面温度の最大値の差 (アスファルト面-芝生面) を第1表に示す。アルベード α の値は実測値を用い、 $\beta, C_H U, c_g \rho_g \lambda_g$ は杉本・近藤 (1994) による観測結果から推定した値とした。 $\beta, c_g \rho_g \lambda_g$ の値は土壤水分量によって変化する

第1表 パラメータの違いによる地表面温度の差. $c_g\rho_g\lambda_g$ の単位は $J^2s^{-1}K^{-2}m^{-4}$, C_HU (m/s) は中立大気で $U=1.0$ m/s に相当する.

	パラメータの値		温度差 ΔT_s (°C)	
	芝生	アスファルト	夏	冬
α	0.23	0.12	3.5	2.0
β	0.3~0.6	0	12.3~18.8	2.2~4.0
$c_g\rho_g\lambda_g$	$10^5\sim 10^7$	10^6	-2.1~+5.6	-3.2~+4.9
C_HU	0.0087	0.0058	8.0	2.0

第2表 気象条件の違いによる地表面温度の差 (1日の中での差の最大値).

気象条件の変化		温度差 ΔT_s (°C)	
		夏	冬
日射量	-10%	-2.5	-1.5
気温 (平均)	-2°C	-1.0	-1.5
気温 (振幅)	-50%	-1.0	-1.5
相対湿度	+10%	+0.5	+0.2

る. C_HU は安定度が中立で $U=1.0$ m/s のときに相当する値である. この表によると β の効果が非常に大きく, ついで C_HU , $c_g\rho_g\lambda_g$ の効果が大きいことがわかる. 芝生面とアスファルト面ではアルベドの値が大きく異なるため地表面温度に及ぼす影響は比較的小さい. また冬は夏と比べて気温と日射量が小さいために地表面温度の変化も小さい.

気象条件に対する地表面温度の敏感度を第2表に示す. 基準となる値は仙台における典型的な快晴日の値とした. 気象条件では日射量が地表面温度に与える影響が大きいことがわかる.

6. 結論

地表面の熱収支モデルにより, 各パラメータに対する地表面温度の敏感度を調べ, 都市域での地表面温度について考えた. 気象条件では気温や大気の水蒸気は地表面温度にあまり影響を与えないが, 日射量は地表面温度に大きな影響を与える. そのため, 建物の日陰で日射量が日向の20%ほどしかないところでの地表面温度は日中 20°C も低くなる.

地表面のパラメータでは

- アルベドの変化0.1に対して地表面温度は2~3°C変化する. Aida (1982) によれば建物のような地表面の凸凹によってアルベドは0.2程度減少する. このとき地表面温度は4~6°C高くなることかわかる.

- 地表面の湿度 β の効果は特に乾燥状態で大きくなる. アルファルトと芝生面の地表面温度を比較すると β による差が一番大きく, ヒートアイランドの形成に深く関与していると考えられる.
- 顕熱の輸送速度 C_HU も同様に地表面温度と非線形の関係にある. つまり C_HU はその値が小さいときほど地表面温度に与える影響は大きい.
- 地中の熱物理係数 $c_g\rho_g\lambda_g$ は地表面温度の振幅と, 位相を変化させる. β が小さいときほどその効果は大きい. この値によっては, たとえば郊外の地面が熱物理係数の小さい砂漠のようなものであった場合, 日中はクールアイランドが, 夜間はヒートアイランドが形成される可能性がある.
- 地表面温度の位相についてみると, 影響を与えるのは主に $c_g\rho_g\lambda_g$ であり, C_HU や β による影響は小さい.

参考文献

- Aida, M., 1982: Urban albedo as a function of the urban structure—a model experiment, *Boundary-Layer Meteorol.*, **23**, 405-413.
- 木村富士男, 1992: 都市の熱汚染. 大気汚染学会誌, **27**, A87-A94.
- 国立天文台編, 1994: 理科年表, 丸善, 194-263.
- 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 (編著), 1994: 水環境の気象学, 朝倉書店, 348 pp.
- Kondo, J., and T. Watanabe, 1992: Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2183-2199.
- Oke, T. R., 1978: *Boundary Layer Climates*, Methuen & Co., 272 pp.
- 杉本荘一, 近藤純正, 1994: 仙台市におけるヒートアイランドと各種地表面温度の日変化の観測, *天気*, **41**, 541-544.