ランドサット TM 熱画像による輝度温度と 地上気温との関係の分析

嚴 網 林* 三 上 岳 彦**

Relationship between Surface Temperature from Landsat TM Thermal Images and Air Temperature Observed on the Ground

Wanglin YAN * and Takehiko MIKAMI **

Abstract

Urban heat island (UHI) phenomenon, as an important environmental issue affecting cities, has received much attentions in the past decades. The spatial structure of UHI, however, is not easy to verify in detail because of the complexity of its mechanism and cost of observations. Many researchers have studied this issue with satellite sensed thermal images, based on the assumption that the remotely sensed surface temperature and the ground air temperature are correlative to a large extent.

This study, focusing on Tokyo Metropolitan Area, examined the statistical and spatial correlation between remotely observed brightness temperature and ground air temperature observation. Five scenes of thermal images of Landsat TM, including two daytime ones and three nighttime ones, and about 100 stationary meteorological observations have been used as data sources.

The ground air temperature extracted from the meteorological records is compared separately to the satellite-estimated surface temperature for each data set and each radius from 100 m to 1000 m around meteorological stations. As a result, the following factors are concluded.

The correlation coefficient between ground-observed air temperature and satellite derived surface temperature could reach 0.9 under good observation conditions. However, the magnitude of the coefficients is affected by weather conditions, time and date of data acquisitions as well as spatial scale of data aggregation.

Wind speed not only affects the intensity of UHI but also the correlation coefficients of surface temperature and air temperature. The weaker the wind is, the stronger the UHI is, and the larger the coefficient is between the two measurements.

The correlation coefficients between the two are weak on daytime images but strong on nocturnal images. This suggests that nocturnal thermal images prefer to capture the same

* 武蔵工業大学環境情報学部 / 慶應義塾大学環境情報学部

** 東京都立大学理学部

* Faculty of Environmental and Information Studies, Musashi Institute of Technology/Faculty of Environmental Information, Keio University

** Department of Geography, Tokyo Metropolitan University

structure of a surface heat island with air heat island at night. Emissivity correction of surface temperature can enhance the correlation, but the intensity of improvement is uncertain. The gap of correlations between nocturnal images and daytime images could not be closed up sufficiently with an emissivity correction.

The surface temperature from the radiative power is mainly influenced by the urban canopy layer composed by micro land features. However, the ground air temperature is also affected by the local or mesoscale urban boundary layer. This essential difference causes the correlation of surface temperature and air temperature spatial-dependently. The maximal correlation is within 600 m around a meteorological station. Therefore, the range of 400–600 m may be a reasonable distance for planners to discuss mitigation policy. This could also be a reference to decide the spatial resolution in a simulation model.

The simple linear regressive equation in this paper could not be applied to other data and other cities. However, this study successfully verified the possibility of transferring satellite derived surface temperature to air temperature. This is meaningful for researchers and planners to explore the structure of heat islands or to discuss mitigation policies in microscale. Further research is in progress to identify the correlations between air temperature and surface temperature with urban landforms and environmental factors.

Key words : urban heat island, TM thermal image, Tokyo Metropolitan Area

キーワード : 都市ヒートアイランド, TM 熱画像, 東京

I. はじめに

都市の発達に伴って都市部と郊外部との間に気温差が生じることは 1833 年に Howard によって発見され, 1958 年に Manley (1958) によって都市ヒートアイランド (UHI) と名付けられた。それ以来, UHI に関する研究は世界中に広がり, 特に都市環境への関心が高まるにつれ, シンガポール (Nichol, 1994, 1998), 東京 (藤野ほか, 1996; Mikami *et al.*, 1997; Ichinose *et al.*, 1999), 上海 (白ほか, 1997), メキシコシティ (Jauregui, 1997), ロズ (ポーランド) (Klysiak and Fortuniak, 1999), プネー (インド) (Deosthali, 2000) などで現在も活発に研究されている。

UHI の研究はフィールド観測 (Oke, 1973) からメカニズムの解明 (Oke, 1995; Iino and Hoyano, 1996) や緩和策の検討 (一ノ瀬, 1999) まで多岐にわたるが, 中でも地上気温の観測は最も重要なものである。特に都市やその周辺地域の気

温を空間現象として捉える場合, 都市中心部と郊外部の限られた観測だけでは不十分で, 数 100 メートル～数キロメートルの間隔で考えなければならない (Oke, 1984)。しかし, そのための観測網を広域にわたって設置することは容易ではない。

高密度かつ低コストで地表の温度情報を取得するもう一つ的手段としてリモートセンシングが期待されてきた (Price, 1979; Gallo *et al.*, 1995; Quattrochi and Luvall, 1999)。人工衛星は広域にわたって均質な空間精度で都市とその周辺地域を同時に観測することができるため, それによる輝度温度データは UHI 研究に広く利用されている。例えば, Carlson (1986) は衛星データを UHI モデルの境界条件とし, 地表面のエネルギー収支バランスを計算することに利用した。入江・平野 (1995, 1999) はランドサット TM データを用いて緑地の UHI 緩和効果を検証した。Nichol (1994, 1998) は TM データで熱帯都市シンガポールの輝度温度の分布及び住宅地内の微気候への影

響を考察した。

これらの研究は気温と輝度温度との間に相関があり、衛星観測による輝度温度のヒートアイランドは気温のヒートアイランドに対応するとの認識に基づいている。しかし、衛星画像は元来地表面の放射を捉えた輝度データであり、そこから推計した輝度温度も真の地表面温度ではないため、それがどの程度地上気温を捉えているかについては必ずしも明らかではない (Roth *et al.*, 1989; 田宮, 1995)。近藤ほか (1993, 1997)、近藤・開発 (1995) は、関東平野、広島、瀬戸などを対象に一連の研究を行い、衛星観測による輝度温度分布と地上観測による気温分布が矛盾しないという結果を示したが、両者がどのような条件のもとでどの程度一致するかについて、高空間密度の地上気温観測データを用いて詳細に検証するには至っていない。

衛星データがどの程度地上気温を捉えているかを客観的に判断するためには、衛星観測と同時に高空間密度の地上気温データを取得し、輝度温度と気温との相関並びにその影響要因を体系的に検証しなければならない。しかし、アメダス観測所は平均して 10 数キロメートル間隔で配置されているため、都市内部の気温分布を対象とした研究には不十分である。地方自治体では大気汚染観測所・自動車排気ガス観測所を多数設置しており、気温・湿度・風向・風速などの気象条件も観測項目として併設されている。しかし、それらの観測システムは自治体ごとに運営されているため、広域にわたって均質な時間的、空間的精度でデータを揃えることは容易ではない。

科学技術振興事業団では 1996 年度から 2000 年度まで 5 年間にわたって UHI の計測と制御に関する研究プロジェクトを実施した (Ichinose, 1997; Mikami *et al.*, 1999)。同プロジェクトでは東京都 23 区を含む 40 km × 40 km の地域に平均 4 km ほどの間隔で合計 119 ケ所の観測所を設置し、3 年間にわたって地上の温湿度を 15 分間隔で連続的に観測し、高い空間密度の観測データを取得した (以下、これを単に研究プロジェクトと呼ぶ)。また、研究プロジェクトの期間中にランドサット

TM の昼間と夜間熱画像も複数取得した。それにより、これまで困難であった高密度な気温データと面的な衛星データを定量的に比較し、多様な視点から検証することが可能となった。本論の目的は研究プロジェクトで取得した地上気温データを用いて、ランドサット TM 熱画像からの輝度温度と同時刻の地上気温との関係を体系的に検証し、衛星データで気温 UHI を捉える可能性を明らかにすることである。

II. 研究の視点

都市気候学では一般に都市の表面とその上空を都市キャノピー層と都市境界層という 2 つのレイヤから捉えて UHI を議論する。本論では地上約 1.5 m の高さに設置した自動記録式気温計で測定したキャノピー気温と数百キロメートル上空の人工衛星が観測した地表面の輝度温度を比較する。キャノピー気温には空気と接するキャノピー層の全物体の表面からの放射や風による移流などが反映されているが、輝度温度には衛星から見える都市キャノピー層 (屋上や一部の壁面) の放射しか入っていない。このように気温と輝度温度は本来別の物理量であるが (近藤, 1997)、両者が捉えている地表面の放射に共通する部分が多いため、その間に深い関係が存在すると考えられる。

Price (1979) は 1978 年 6 月 6 日午後 1 時に撮影したニューヨークの 500 m 解像度の HCMM (Heat Capacity Mapping Mission) 画像と気温を分析し、両者が一致することを定性的に確認した。Goldreich (1985) は航空機搭載熱赤外センサーで夜明け前のヨハネスブルグの中心市街地をスキャンし、2.5 m 解像度の熱画像を作成し、解像度 75 m へ集計した結果、放射輝度と気温の勾配は中心市街から郊外に向かって一致することを確認した。

近藤ほか (1993) は関東平野を対象にランドサット TM 熱画像からの輝度温度と気温との単回帰分析を行い、0.76 という比較的高い相関係数を得た。また、近藤・開発 (1995) は広島を対象に衛星観測と同時に地上気温観測を行い、気温・輝度温度の関係を考察した。観測時の気象条件に起

図 1 気温と輝度温度：観測から応用まで。

Fig. 1 Air temperature and brightness temperature : from observation to application.

因する移流の影響を考慮すれば、気温と輝度温度は対応させられることを示唆した。

一方、Roth *et al.* (1989) は午後 2 時と午前 2 時に撮影された NOAA/AVHRR 画像でバンクーバー、シアトル及びロサンゼルス の輝度温度と気温を比較した結果、両者の相関が弱いことを指摘し、リモートセンシングデータの利用に関する 4 つの問題点を指摘した。

NOAA/AVHRR をベースとした研究はほかにも Balling and Brazel (1988), Gallo *et al.* (1993), Gallo and Owen (1999) など多数あり、共通して気温・輝度温度の相関が弱いことを指摘している。

以上に述べた研究事例は異なる画像データを利用しているため、結論を単純に比較することは妥当でない。また、気温・輝度温度が同時に観測されても、観測の条件やデータ処理の手法などによって相関の度合が変わることも考えられる。事実上、輝度温度と気温は異なるシステムで観測されるため、図 1 に示すようにデータの取得から比

較ができるまで多くの要因が影響している。図中の気温観測所の配置や衛星入射角度などの問題については、Oke (1984) や近藤ほか (1995) らの研究で言及されている。ここでは両者の対応に最も大きく影響すると思われる気象条件、画像の観測時間、画像解像度を取り上げて研究の視点を絞ることにする。なお、データ処理については次章で述べることにする。

1) 気象条件

本論で取り上げる気温・輝度温度の対応とは同じ地点・時点の気温データと輝度温度データを直接比較することを意味する。しかし、気温や気温 UHI 強度は観測当時の気象条件によって変わりやすい。風速が 8 m/sec 以上になると、気温 UHI は殆ど消滅する (Oke, 1976)。また、風速が 8 m/sec 以下でも、風下に移流が発生し、気温・輝度温度が同一の場所に対応しなくなり (近藤・開発, 1995), 両者の相関が小さくなると考えられる。したがって、輝度温度と気温の対応関係を検証するに当たっては、衛星データが撮影された当時の

地上気象条件の影響をまず考慮しなければならない。

2) 観測時間

気温・輝度温度の相関が気温 UHI 強度に影響されるなら、両者の対応に利用する画像データの取得時間が重要となる。例えば、気温・輝度温度の関係が弱いとする見解 (Roth *et al.*, 1989) に対して近藤・開発 (1995) は AVHRR の観測時間に問題があると解釈した¹⁾。一般に、太陽同期極軌道の地球観測衛星は決まった時刻に同一緯度帯の上空を通過するため、画像の取得時間は選べない。ランドサット TM の場合、16 日おきに午前 10 時頃と午後 9 時頃に東京地区を観測する。それぞれは気温 UHI の日変化の異なるフェーズにあり、対応する気温 UHI 強度が異なる。さらに重要なことに輝度温度も気温も昼間と夜間ではそれぞれ異なる空間分布を示すのが普通である。気温 UHI や輝度温度 UHI に見られるこのような日変化は気温・輝度温度の相関にどのような影響を与えるかについて、定量的に検証する必要がある。

3) 画像解像度

Price (1979) や Goldreich (1985) らの研究では数 10 m ないし数 100 m という比較的高い解像度の画像を使い、気温と輝度温度が同じ傾向を示すことが確認された。一方、NOAA/AVHRR ベースの研究では両者の相関が弱いというが、1 km という粗い画像解像度の影響が具体的に検証されていない。良好な気象条件では、都市キャノピー気温が形成される空間スケールと衛星画像の放射輝度が集計されるスケール (画像解像度) が一致する時に、両者の対応がよくなるという (Roth *et al.*, 1989)。しかし、この空間スケールの大きさについて、既往研究では具体的に示された事例がない。

このように、気象条件と観測時間は気温 UHI・輝度温度 UHI の強度と分布を、画像解像度は気温・輝度温度のスケールを代表するものであり、気温・輝度温度がどの程度結び付けられるかを決める重要な要因である。以下、観測データを用いて、その影響を具体的に検証する。

III. データ処理

1) データの準備

(1) TM 熱画像

画像データを確実に取得するために財団法人リモートセンシング技術センターにランドサット TM の昼間・夜間観測を依頼した。その結果、表 1 に示す夜間 3 画像、昼間 2 画像の良好な熱画像を入手した。1999 年 3 月 1 日の夜間画像を例として図 2 に示す。そして、図 2 の画像の範囲を全数サンプリングし、各画像の放射輝度 (デジタル値) の諸統計量を表 1 に示した。表中で Range は都心と郊外の放射輝度の差、S.D. は標準誤差である。5 つの画像の中ではデータ 990130 (D) に、夜間 3 画像の中ではデータ 990301 (N) に最大の放射輝度の差が見られた。

(2) 地上気温観測

研究プロジェクトで整備した観測網は図 3 の通りである。観測機器には A タイプ (101 点) と B タイプ (18 点) の 2 種類があったが、本研究では A タイプの観測結果を用いた (三上, 1999; 山添ほか, 1999)。A タイプ (佐藤計量器製作所製データロガー) は気温と湿度を 15 分間隔で観測し、2 ヶ月に 1 回の割合で観測所を巡回し、バッテリー交換及びデータ回収を行った。すべての観測機器は小学校構内の百葉箱に設置し、センサ高度は 1.2 m から 1.7 m までの範囲内となっている。

図 3 に示す全観測所の記録から表 1 の衛星観測とはほぼ同時刻の気温データを取り出した。各観測日の気温観測の諸統計量を表 2 に示す²⁾。表中 Min は最低気温、Max は最高気温、Range は最高気温と最低気温の差、すなわち、気温 UHI 強度である。また、A タイプの 101 観測所がすべての時刻で全部稼働しなかったため、表中の有効サンプル数が観測日によって異なる。

5 つの観測時刻においてデータ 990301 (N) には 7.8℃ (翌朝 6:00 頃) という最大の気温ヒートアイランド強度が観測された。最高気温を示した観測所は千代田区兜町 (図 2 中 18 番) であり、最低気温を示したものは八王子市加住町 (図 2 中 94 番) であった³⁾。

図 2 ランドサット TM 夜間熱輝度画像 (1999 年 3 月 1 日午後 9 時).

Fig. 2 Landsat TM night brightness image (1999/03/01 9:00 pm).

表 1 TM バンド 6 の放射輝度の統計量 (N: 夜間, D: 昼間).

Table 1 Statistics of digital count of TM band 6 (N: Night time, D: Day time).

Data set	Time	Path/Row	Min	Max	Range	Mean	S.D.
981211 (N)	21:10	205/209	47	143	96	94.3	6.89
990213 (N)	21:10	205/209	39	131	92	84.2	7.40
990301 (N)	21:10	205/209	50	175	125	93.0	5.82
981213 (D)	09:55	107/035	52	164	108	102.2	3.87
990130 (D)	09:55	107/035	41	211	170	97.2	3.45

Range=UHI intensity in digital count=Max-Min. S.D.=Standard Error.

(3) アメダスデータ

気象庁の 1998 年～1999 年アメダスデータを用いて、対象地区内及びその近辺の観測所の風向・風速を取り出した。表 3 に衛星観測時の平均風向と平均風速を示す。夜間では 990301 (N), 昼間では 981213 (D) が最も静穏であった。

2) 輝度温度への変換

各観測日の衛星データを平面直角座標系へ幾何補正して、ニアレストネーバー法で 100 m 解像度へリサンプリングした。次に以下の方法で放射輝度を示すデジタル値から輝度温度へ変換した (NASDA, 1986) ⁴⁾。

図 3 研究プロジェクトの気温観測網（観測所がカバーする全域が対象）.

Fig. 3 Air temperature observation stations of the research project (Mikami *et al.*, 1997).

表 2 地上気温観測の統計量（気温単位：℃）.

Table 2 Statistics of ground observation (Unit: °C).

Data set	Time	Min	Max	Range	Mean	S.D.	Number of Samples
981211 (N)	21:10	2.9	9.4	6.5	6.6	0.98	65
990213 (N)	21:10	- 4.3	2.5	6.8	- 0.1	1.17	65
990301 (N)	21:10	3.0	10.8	7.8	7.4	2.00	72
981213 (D)	10:00	3.7	10.3	6.6	7.0	1.37	72
990130 (D)	10:00	2.3	6.8	4.6	3.6	0.94	98

Range=UHI of air temperature=Max-Min. S.D.=Standard Error.

表 3 衛星観測当時の気象条件（アメダスによる）.

Table 3 Weather conditions at the satellite observation time.

Data set	Time	Aver. wind Direction	Aver. wind speed (m/s)	Number of Samples
981211 (N)	21:00	11 (WSW)	5	19
990213 (N)	21:00	12 (W)	3	19
990301 (N)	21:00	14 (NW)	2	19
981213 (D)	10:00	13 (WNW)	1	19
990130 (D)	10:00	14 (NW)	3	15

$$5.1292 \times 10^{-5} T_{bs}^2 - 1.7651 \times 10^{-2} T_{bs} + 1.6023$$

$$= R \quad (1)$$

$$R = \frac{DC(R_{\max} - R_{\min})}{DC_{\max}} + R_{\min} \quad (2)$$

ここで、 T_{bs} は輝度温度、 DC はCCTデジタル値(0～255)、 $DC_{\max}=255$ である。また、 R は絶対放射輝度($\text{mW/cm}^2 \cdot \text{sr}/\mu\text{m}$)、 $R_{\max}$ 、 $R_{\min}$ は R の最大値と最小値であり、ランドサットTMバンド6バルク補正済みの場合、それらの値は $R_{\max}=0.1534$ 、 $R_{\min}=1.896$ となる。式(1)を解くことによって T_{bs} を求めることができる。

このように求めた輝度温度 T_{bs} 中には大気条件と放射率の誤差が含まれている。絶対大気補正はPaccagnellaらが開発したLOWTRAN 6プログラム(Desjardins *et al.*, 1990)やPrice(1983)のNOAA対象の簡易式があるが、両方とも高層気象条件が必要である。絶対大気補正を行わない場合、地表面温度の絶対値には誤差が残るが、3～40キロメートル範囲における地表面温度の空間的な差を検討する場合では、十分精度が高いと考え、本論では大気補正を行わないことにした。

3) 放射率補正の実施

リモートセンシングの熱画像は地球表面が黒体であると想定して設計されているが、実際の地表面には様々な被覆があり、放射率は一様でない。それによってもたらす輝度温度の計算値には数パーセントの誤差がある(近藤ほか, 1993)。また、メソスケールの研究では大気補正よりもミクロスケールの放射率補正がより重要であるという(Nichol, 1994)。

放射率は物体表面の放射量の理想放射体(黒体)の全放射量に対する比率である(Lyon, 1997)。しかし、同じ土地被覆でも文献によって示されている値にはかなりの差があり(Nichol, 1994)、広域にわたって各被覆条件の放射率を直接測ることは不可能である。そこで、ヒートアイランドの強度に最も強く影響するのは人工的の被覆と自然的被覆であることから、本研究では土地被覆区分を水域、植生被覆地、非植生被覆地の3区分とした。各土地被覆の放射率についてはNichol(1994)がTM

熱バンドの放射率補正を目的として独自に計測した値(植生被覆0.95, 非植生被覆0.92, 水域1.0)を利用した。土地被覆図の作成に当たっては、リモートセンシング画像の可視域と近赤外域の画像を利用することにした。データ981213(D)⁵⁾からNDVI値を計算し、ISODATA法⁶⁾でクラスター分析を行い、NDVI画像を水域、植生被覆、非植生被覆に分類した。

そして、式(3)(Artis and Carnahan, 1983)を用いて昼夜各データに放射率補正済みの輝度温度を計算した。

$$T_s = \frac{T_{bs}}{1 + (\lambda T_{bs}/\alpha) \ln \epsilon} \quad (3)$$

ここで、 T_s は放射率補正済みの輝度温度(K)、 T_{bs} は式(1)で計算した輝度温度(K)であり、各パラメータ値 α 、 λ は以下のような値で定義される。 $\lambda = 11.5 \mu\text{m}$ (TMバンド6の中心波長)、 $\alpha = hc/K = 1.438 \times 10^{-2} \text{mK}$ 、 K =ステファンボルツマン定数($1.38 \times 10^{-23} \text{J/K}$)、 h =プランク定数($6.26 \times 10^{-34} \text{J-sec}$)、 c =光速($2.998 \times 10^8 \text{m/sec}$)。また、TM可視域画像の解像度は30mであるため、放射率補正後の輝度温度も30mの解像度、ニアレストネーバー法でリサンプリングした。

4) 単回帰分析

各観測所のポイントマップをもとに観測所から100m、200m、400m、600m、800m、1000mの距離で集計範囲を示すバッファマップを作成した。そして、それぞれのバッファマップを放射率補正前の輝度温度データと重ねて、バッファ内の輝度温度の平均値を計算した。これによって距離圏別・画像別合計25の気温・輝度温度ペアを得た。それぞれに対して単回帰分析を行い、表4に示す単相関係数を算出した。

放射率補正後の輝度温度データに対しても同じ方法で、距離圏別に平均値を計算し、輝度温度と気温との相関を求めた。放射率補正前と補正後の600m距離圏時の単相関係数を表5に示した。データ981213(D)が改善が最も顕著で、データ990213(N)及び2つの昼間データには放射率補正の効果が認められなかった。データ990301(N)

表 4 観測局からの距離別輝度温度（放射率補正なし）と気温との相関係数.

Table 4 Correlation coefficients between air temperature and brightness temperature without emissivity correction.

Data set		100 m	200 m	400 m	600 m	800 m	1000 m
981211 (N)	Coefficient	0.62	0.64	0.64	0.64	0.56	- 0.17
	Confidence Level	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18
	Significance level	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	—
990213 (N)	Coefficient	0.78	0.78	0.77	0.77	0.63	- 0.14
	Confidence Level	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24
	Significance level	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	—
990301 (N)	Coefficient	0.78	0.79	0.81	0.82	0.53	- 0.14
	Confidence Level	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26
	Significance level	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	—
981213 (D)	Coefficient	0.53	0.06	0.07	0.48	0.12	0.11
	Confidence Level	0.00	0.61	0.53	0.00	0.31	0.36
	Significance level	1 %	—	—	1 %	—	—
990130 (D)	Coefficient	0.24	0.14	0.09	0.14	0.12	0.13
	Confidence Level	0.05	0.24	0.45	0.24	0.32	0.28
	Significance level	5 %	—	—	—	—	—

表 5 放射率補正後の輝度温度と気温との相関係数（600 m 距離圏平均値）.

Table 5 Correlation coefficients between air tempertre and brightness temperture with emissivity correction within 600 m.

Data set	981211 (N)	990213 (N)	990301 (N)	981213 (D)	990130 (D)
Before correction	0.64	0.77	0.82	0.48	0.14
Confidence Level	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24
Significance Level	1 %	1 %	1 %	1 %	—
After correction	0.80	0.77	0.90	0.47	0.14
Confidence Level	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25
Significance Level	1 %	1 %	1 %	1 %	—

は補正によって相関係数を 0.90 まで上昇させることができた。

データ 990301 (N) が観測所から 600 m 距離圏で最も高い相関を示していることから、同距離での放射率補正後の散布図と相関関数を図 4 に示した。それを用いて、ランドサット TM 熱画像で得た輝度温度から地上気温を推計する式 (4) を得た。推定値の標準誤差は $\pm 0.9^{\circ}\text{C}$ である。

$$T_{\text{推計気温}(^{\circ}\text{C})} = 0.968 \times T_s(^{\circ}\text{C}) - 8.0 \quad (4)$$

IV. 考 察

1) 気温・輝度温度の相関について

表 4 と表 5 によると、一定の条件において気温・輝度温度の間に高い相関が存在することが認められた。データ 990301 (N) では 600 m の集計単位の時に放射率補正前に 0.8, 放射率補正後に 0.9 の相関係数に達している。しかし、相関の度合は

図 4 衛星観測の輝度温度と気温との相関（放射率補正済，1999 年 3 月 1 日午後 9 時）。

Fig. 4 Correlation between brightness temperature and air temperature (1999/03/01 9:00 pm).

表 6 画像データ取得時の UHI 強度，風速，気温・輝度温度の相関係数。

Table 6 UHI intensity, wind speed and correlation coefficients when images observed.

Data set	Range of Brightness in TM	UHI by ground observation (°C)	Correlation (600 m)	Aver. wind speed (m/s)	Sunset time in Tokyo
981211 (N)	96	6.5	0.64	5	16:28
990213 (N)	92	6.8	0.77	3	17:20
990301 (N)	125	7.8	0.82	2	17:36
981213 (D)	96	6.6	0.48	1	
990130 (D)	170	4.6	0.14	3	

画像によって異なる。特に昼間と夜間の差が大きい。また，気温観測所からの集計距離が 100 m から 200 m ごとに増加するに伴って相関の割合も変化する。以上の解析結果について，次に気象条件，観測時間，集計距離の観点から考察を行う。

(1) 気象条件（風速）の影響

5 つの画像の 600 m 集計距離での相関係数，気温 UHI 強度，観測時の平均風速，夜間 3 画像の取得日の日没時間を表 6 にまとめた。

夜間 3 画像のうち，データ 990301 (N) が最も高い相関を，データ 981211 (N) が最も低い相関を示している。これを気温 UHI 強度の項と比べると，気温 UHI 強度が大きいほど，気温・輝度温

度の相関係数が高いことがわかる。表 6 の輝度温度 UHI 強度は気温 UHI 強度と地点が一致しないため，両者は直接比較するものではないが，静穏な天候では輝度温度 UHI 強度が大きいほど，気温 UHI 強度も大きいことがうかがえる。

気温 UHI と輝度温度 UHI は共に日没以降に顕著に現われる現象である。しかし，両者が同時に発達・衰退するとは限らない。また，気温 UHI のほうが風速の影響を受けやすい。したがって，夜間画像に見られる気温・輝度温度の相関の大きさはそれぞれの画像が日没から経過した時間と当時の気象条件の両方から影響されると考える。ここで，まず日没からの経過時間の影響を検証する。

図 5 気温 UHI の日変化 (1999 年 3 月 1 日 0 時～3 月 2 日 9 時)。

Fig. 5 Diagram of air temperature UHI a day (1999/03/01 0:00 ~ 03/02 9:00).

静穏な天候では地表面温度の変化が一般に気温変化に先行する。特に自然的土地被覆の地表面温度は日没前後から急速に低下するため、輝度温度 UHI 強度は日没から数時間後に衰退フェーズに入る可能性が高い。これによって、日没からの経過時間が最も短い 990301 (N) に最大の輝度温度 UHI 強度をもたらしたと考えられる。また、輝度温度 UHI の発達は気温 UHI の発達をもたらすことから、表 6 の気温 UHI 強度の違いは日没からの経過時間が影響しているように見える。

図 5 は 990301 (N) が撮影された前後の気温 UHI ダイアグラムを示している。気温 UHI は日没から夜半にかけて発達し、早朝まで低下しないことがわかる。同等な気象条件では気温 UHI が日没から同じ速度で発達すると考えられるため、画像データを取得する午後 9 時では日没から長く経過した画像のほうが対応する気温 UHI 強度が大きくなるはずである。夜間 3 画像では 981211 (N) が日没からの時間が最も長い時間、それに対応する気温 UHI がより強く現われてもよかった。しかし、表 6 の気温 UHI 強度の項ではこれと逆の事実を示している。すなわち、夜間 3 画像を取得した時の気温 UHI 強度の違いに日没時間による影響は顕著でないと言える。

一方、風速が大きいと移流が発生し、都市キャノピー層のローカルな気温が広く拡散され、気温

UHI が小さくなり (Mikami *et al.*, 1999)、輝度温度との局地的対応も弱くなる。表 6 では昼間画像同士、夜間画像同士とも風速が小さいほど、気温 UHI 強度が強く、気温・輝度温度の相関が高いことを示している。

したがって、衛星画像が撮影された午後 9 時の気温 UHI 強度には風速が最も影響しており、それが気温・輝度温度の相関にも直接影響を与えている。これにより、移流の影響がない場合、夜間画像の輝度温度分布が気温分布と対応させられるという近藤・開発 (1995) の見解を客観的に再確認した。

(2) 画像取得時間の影響

表 4 に示したように夜間 3 画像は共に気温と良好な単相関が見られるが、昼間 2 画像は弱い相関となっている。これは気温 UHI 強度の日変化及び輝度温度・気温の空間分布の変化から考えることができる。

画像取得時の気温 UHI 強度についてはデータ 981211 (N) が 6.5°C、データ 981213 (D) が 6.6°C であり、大きな違いがない。すなわち、輝度温度・気温の相関係数の昼夜間の違いは (1) で述べた気温 UHI 強度では解釈することができない。

日中は日射が差し、陰の影響もあるため、場所による熱収支が異なり、熱画像のデジタル値の分散が局所的に大きくなる。一方、日射が当たるす

図 6 昼間熱画像と同時刻の気温等温線 (1998 年 12 月 13 日午前 10 時)。

Fig. 6 Daytime thermal image and ground observed isotherm (1998/12/13 10:00am).

すべての土地被覆の表面温度が急速に上昇するため、都心と郊外、つまり、マクロスケールでの分散が小さくなっている。このことは図 6 と表 1 から確認することができる。

図 6 はデータ 981213 (D) の放射輝度と同時刻の地上等温線を示したものである。それを前出の図 2 と比較すると、衛星画像の昼夜間放射輝度の分布が大きく異なっていることがわかる。昼間画像では都心・郊外間の輝度差が少なく、画像全体の標準誤差は夜間画像の半分ほどである。

一方、気温分布を見ると、都心の丸ノ内地区で等温線が最大値を示すものの、板橋区や世田谷区の多摩川沿いなどで局所的な高温域を示している。これは研究プロジェクトで報告された冬季昼間気温 UHI の分布パターンと一致する (山添ほか、

1999)。つまり、都市全体では夜間のような明瞭な気温ヒートアイランド構造が見られず、輝度画像との対応が取りにくい。

さらに、図 6 の昼間画像では都心地区の輝度がやや低い。データ 980130 (D) から同様な傾向が読み取れた。これは都心地区に集中する高層ビル・密集市街地が午前 10 時頃にビル影に覆われることが多く、輝度温度の上昇を遅らせていると推測される。近藤・開発 (1995) は広島市街の 5 月昼間画像でも同様な現象を捉えた。

したがって、夜間では気温 UHI も輝度温度 UHI も発達し、その空間分布も一致するため、両者の間に高い相関が見られる。昼間では気温 UHI が明瞭な構造を示さず、輝度温度 UHI では都心地区に低温域を形成するため、両者の間に弱い相関、

あるいは相関のない状態を示すことになる。

(3) 集計単位の影響

表4では夜間3画像に対して輝度温度の平均値の集計単位が100 mから600 mまで増加させても気温と輝度温度との相関係数は殆ど変化が見られない。データ990301(N)はやや増加する傾向にある。しかし、800 mからは一気に低下する。すなわち、気温・輝度温度の相関の度合は気温観測所からの集計距離によって変化する。これはキャノピー気温の形成スケールと衛星画像の解像度から解釈することができる。

都市キャノピー気温は数100メートルにおける様々な都市構成の表面放射の平均である(Carlson and Boland, 1978)。本論では観測所を中心とした集計距離を試した結果、東京のような都市形態では600 mの距離で気温・輝度温度が最も相関が高いことが示された。800 m～1 kmとなると、集計単位(=画像解像度)が大きすぎて、熱画像上の表面放射が広範囲にわたって平均化され、キャノピー気温が形成された空間スケールを超えるからである。これは解像度1 kmのAVHRRが気温と弱い相関を示す一因ではないかと推測できる。

表4では集計距離が小さくなるにつれ、データ990301(N)に関する相関がやや下がる傾向が見られた。これはキャノピー気温のスケールと画像解像度のスケールが一致しない逆の例である。都市のキャノピー構造は地表構成によってミクロに変化するため、輝度温度がミクロなパターンを形成している。一方、キャノピー気温は輝度温度より変化の頻度が小さいと思われる。そこで、集計距離あるいは解像度が極端に小さいと、気温は観測所直下の輝度温度と比較することになり、相関係数が弱くなることが起こるからである。これは近藤ほか(1997)が飛行機搭載高解像度MSS画像を用いた研究で示した地表面温度と気温との差が、地表面温度の平均値を取る窓サイズによって変化する現象と一致する。

2) 衛星画像で推計した気温分布について

(1) 衛星推計気温分布と地上観測気温分布の比較

口絵1-1は式(4)より推計した東京地区1999年3月1日夜9時頃の気温分布である。同時地上観測によって内挿した0.5℃間隔の等温線(単位0.1℃)も表示している。119のプロジェクト観測所のうち、データが取得できて前述の単回帰分析に用いたのは72点であり、東京湾中央に位置する「海ほたる」上の観測所も含まれている。旗マークはアメダス観測所における風速と風向を示している。データ取得時の風向は南風または南東風で風速3 m/秒以下の微風となっている。内挿した等温線はエッジ部で異常を示すこともあるため、以下の考察では対象としない。

地上観測からの等温線と衛星推計の気温画像を比較すると、両者の気温分布が一致することがわかる。衛星画像推計値も地上気温観測値も東京湾で最も高い。そして、衛星画像推計値に赤・ピンク・オレンジで示されている東京から川崎・横浜までの沿岸高温域の広がり8.5℃、9.0℃、9.5℃の等温線が示す気温パターンがよく一致する。また、東京北部では八潮市・越谷市方面(東武線沿線)、川口市・浦和市方面(東北本線沿線)へ高温域が広がっている。東京南西部では多摩市・町田市の間に低温域が形成されている。

(2) 東京のヒートアイランドの空間構造

以下、衛星データから推計した高解像度の温度分布図を用いて東京のヒートアイランドの空間構造を考察する。都心地区から川崎市・横浜市にかけての沿岸域は東京湾に面し、市街地密度も高いため、気温が高い。千代田区・中央区と川崎臨海部ではそれぞれヒートアイランドのコアが形成されている。都心地区の高温域は新宿・渋谷一帯で一段落し、国分寺市・小平市まで比較的变化の少ない“高原地域”が続く。南西部では広域にわたって市街化が進んでいるため、高温域は川崎市多摩区・宮前区まで続く。多摩市と町田市との境界域に低温域が存在する。

東京北部では東武伊勢崎線、東北本線、東武東上線、西武新宿線などの鉄道沿線に市街地が広がっており、高温域も鉄道に沿って発達していることがわかる。

さらに、口絵1-1の都心部分を注目すると、衛

星推計気温分布では渋谷、新宿、池袋などにローカルスケールのヒートアイランドが明瞭に映っている。しかし、同時に観測した地上気温等温線からは読み取ることができない。

このような詳細な気温分布の変化は口絵 1-2 に示す衛星推計気温のプロフィールからも確認できる。同プロフィールの下に土地利用構成も合わせて表示している。断面 A-A' は南西部の多摩市から東部の市川市まで東京を横断するものである。そこから都市的土地利用の多い区間、特に都心地区では気温が高いことがわかる。断面 B-B' は都心地区から東北本線沿いにとったものである。鉄道駅付近では市街地密度が高いため、気温も高いことを明白に示している。

したがって、静穏な夜間に取れた衛星画像を用いると、従来にない空間分解能で都市の気温分布を均質に捉えることができ、UHI 研究のために重要な情報を提供できることを改めて確認することができた。

V. 結 論

本論は 1998 年 12 月から 1999 年 3 月までの夜間 3 つ、昼間 2 つのランドサット TM 熱画像と同時地上観測を用いて、気象条件、観測時間、集計距離、データ処理の観点から体系的に分析した結果、冬季における気温と輝度温度について次のことを明らかにした。

(1) TM 熱画像による輝度温度と気温は異なる物理量であるが、静穏な夜間に撮影されたランドサット TM 熱画像が放射率補正によって気温との間に 0.9 という高い相関係数を示すことを確認した。

(2) 気温・輝度温度の相関は集計距離 (= 画像解像度) によって変わることが確認できた。東京のような都市構造では 600 m で最大を示すことを明らかにした。

(3) 最大の相関を示した衛星画像と気温から回帰式を求め、東京の詳細な気温分布図を作成した。それにより、衛星熱画像を用いて都市気温ヒートアイランドを従来にない空間解像度で捉えることができることを再確認した。

これらの知見は今後の衛星熱画像の利用及びヒートアイランドの解析に有益であろう。ただし、本論は冬季の東京を対象としたものであり、ほかの季節やほかの都市について類似の結論が得られるかどうか、不明である。また、気温・輝度温度の相関を影響する集計単位については、気温観測所周辺の土地利用や観測高度の影響を考慮に入れていない。これらの課題については、今後気温 UHI と輝度温度 UHI のメカニズムに基づいたシミュレーションやローカルスケールでの連続的観測によって、さらに追求しなければならない。

謝 辞

本研究は科学技術振興事業団戦略的基礎研究「都市ヒートアイランドの計測制御システム」プロジェクトの一環として行われたものである。同プロジェクト観測チームの方々の精力的な地上観測網の整備とデータ整理がなければ本研究ができなかったはずである。ここに、観測チーム一同に御礼を申し上げる次第である。また、衛星画像を研究用としてご提供頂いた (財) リモートセンシング技術センターにも感謝する。

注

- 1) 厳密にいうと近藤・開発 (1995) が指摘したのは NOAA/AVHRR が撮影される午前 2 時頃の地表面温度・気温の冷却過程の時間的ずれである。ここではその時間的な概念を借用し、気温 UHI 日変化の異なるフェーズに当たる午前 10 時頃と夜間 9 時頃の熱画像が気温と異なる対応関係を示す可能性があることを意味する。
- 2) 研究プロジェクトの A タイプの観測所は毎 15 分にデータを記録するが、衛星画像の画像センター観測時刻 21:10 に合わせるために、地上気温を 21:00 と 21:15 の観測値の平均値を取った。
- 3) 気温 UHI 強度は一般に都市中心と郊外の気温の差として定義されるが、都市中心または郊外に基準点というものが存在しない。本論での気温 UHI 強度はある時点の研究対象地域における全気温観測データから最高気温と最低気温の観測所をそれぞれ探し、その 2 点間の気温差を取ったものである。したがって時点によって気温 UHI 強度が対応する都心・郊外の気温観測所が違ってくる。ただし、各画像データセットに対して同一の研究地域を対象としているため、そのような違いがあっても、本論の研究目的にとって支障がないと判断した。
- 4) 放射輝度から輝度温度への変換について、Malaret *et al.* (1985) の線形、2 次、3 次式もあるが、気温域によって最大 10℃ ほど過大・過小評価されることがある。NASDA の式も衛星の打ち上げから 10 数年

以上経過しており、センサが老化していて補正が必要との指摘もある(稲永ほか, 1996a, b)。そうした補正式は必ずしも定着しているわけでないため、本論では国内で最もよく使う NASDA の変換式を使うことにした。

- 5) 本研究で注目するデータ 990301 (N) の夜間画像とできるだけ近い時期の植生画像を採用すると考えて 19981213 付けの TM 昼間画像を用いることにした。しかし、冬季の可視画像は地表の植物状況を最大に反映していないため、夏季の可視画像を利用する考えもあるだろう。研究の中で 19970717 付けの昼間画像から NDVI 画像を作成し、同様に分類して放射量補正に使ってみたが、19981213 付けの画像と殆ど効果が変わらなかった。
- 6) これは画像処理ソフト Erdas Imagine に実装されているクラスター分析の方法である。その原理は Tou and Gonzalez(1974) が提案した Iterative Self-Organizing Data Analysis Technique である。分類するクラスターの数、収束条件にする繰り返しごとにクラスに所属するピクセルの割合の変化率、最大繰り返し回数という 3 つのパラメータを指定すると、自動的に指定したクラス数にデータを分けてくれる。結果は最小距離分類法に似ているが、レベルスライスのレベル設定、最小距離法のトレーニングエリアの指定が必要ない利点がある。本論の場合、クラス数が少なく、分類結果の意味付けが容易であるため、それを適用した。

文 献

- Artis, D.A. and Carnahan, W.H. (1983): Survey of emissivity variability in thermography of urban areas. *Remote Sens. Environ.*, **12**, 313-329.
- Balling, R.C. and Brazel, S.W. (1988): High-resolution surface temperature patterns in a complex urban terrain. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **54**, 1289-1293.
- Carlson, T.N. (1986): Regional-scale estimates of surface moisture availability and thermal inertia using remote thermal measurements. *Remote Sens. Rev.*, **1**, 197-247.
- Carlson, T.N. and Boland, F.E. (1978): Analysis of urban-rural canopy using a surface heat flux/temperature model. *J. Appl. Meteorol.*, **17**, 998-1013.
- Deosthali, V. (2000): Impact of rapid urban growth on heat and moisture island in Pune City, India. *Atmos. Environ.*, **34**, 2745-2754.
- Desjardins, R., Gray, J. and Bonn, F. (1990): Atmospheric correction for remotely-sensed thermal data in a cool humid temperature zone. *Intern. J. Remote Sens.*, **11**, 1369-1389.
- 白迎玖・白田祐一郎・巖網林・久保幸夫・史中超・東ジョン (1997): 上海における夏期のヒートアイランドの計測と考察。地理情報システム学会講演論文集, **6**, 187-192.
- 藤野 毅・浅枝 隆・和氣亜紀夫 (1996): 夏季の都市部周辺における気温分布特性に関する数値実験。地理学評論, **69A**, 817-831.
- Gallo, K.P. and Owen, T.W. (1999): Satellite-based adjustments for the urban heat island temperature bias. *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 806-813.
- Gallo, K.P., Brown, J.F., Hood, J.J. and Tarpley, J.D. (1993): The use of NOAA AVHRR data for assessment of the urban heat island effect. *J. Appl. Meteorol.*, **32**, 899-908.
- Gallo, K.P., Tarpley, J.D., McNab, A.L. and Karl, T.R. (1995): Assessment of urban heat islands: A satellite perspective. *Atmos. Environ.*, **37**, 37-43.
- Goldreich, Y. (1985): The structure of the ground-level heat island in a central business district. *Amer. Meteorol. Soc.*, **24**, 1237-1244.
- Ichinose, T. (1997): *Proceedings of International Symposium on Monitoring and Management of Urban Heat Island*. Organized by Research Project on Monitoring and Management System on Urban Heat Island, Fujisawa Campus of Keio University.
- 一ノ瀬俊明 (1999): わが国の都市における「風の道」の必要性について。環境システム研究, **27**, 721-730.
- Ichinose, T., Shimodozono, K. and Hanaki, K. (1999): Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo. *Atmos. Environ.*, **33**, 3897-3909.
- Ino, A. and Hoyano, A. (1996): Development of a method to predict the heat island potential using remote sensing and GIS data. *Energy and Buildings*, **23**, 199-205.
- 稲永麻子・竹内章司・杉村俊郎・吉村充則 (1996a): NOAA/AVHRR の観測輝度温度に基づく LANDSAT/TM の観測輝度温度誤差の補正。日本リモートセンシング学会誌, **16**, 10-20.
- 稲永麻子・竹内章司・長谷川 泉 (1996b): LANDSAT/TM データによる東京都の地表面温度変化と土地被覆変化との関連解析。写真測量とリモートセンシング, **35**, 27-30.
- 入江彰昭・平野侃三 (1995): ランドサット TM データ解析による都市気象緩和に効果的な緑地形態と規模に関する研究—千葉市域を事例として—。第 30 回日本都市計画学会学術論文集, **30**, 325-331.
- 入江彰昭・平野侃三 (1999): ランドサット TM データ解析による都市気象緩和に効果的な緑地形態と規模に関する研究—熊本市域を事例として—。第 34 回日本都市計画学会学術論文集, **34**, 7-12.
- Jauregui, E. (1997): Heat island development in Mexico City. *Atmos. Environ.*, **31**, 3821-3831.
- Klysik, K. and Fortuniak, K. (1999): Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Lodz, Poland. *Atmos. Environ.*, **33**, 3885-3895.
- 近藤昭彦 (1997): リモートセンシングによる地表面温度環境の推定—都市の温度環境のモニタリング—。資源・環境観測解析センター編: 高度リモートセンシング技術に関する調査研究報告書, 37-46.
- 近藤昭彦・開発一郎 (1995): 広島市市街地におけるランドサットデータによる輝度温度と気温及び都市キャ

- ノビー層の構造との対応関係. 地学雑誌, **104**, 225-238.
- 近藤昭彦・栗原昭子・三上岳彦 (1993): ランドサットデータによる関東平野の諸都市のヒートアイランド強度の解析. 日本リモートセンシング学会誌, **13**(2), 32-42.
- 近藤昭彦・宝 馨・立川康人 (1997): 航空機 MSS リモートセンシングによるヒートアイランド現象の解析—気温と地表面温度の同時観測による検討—. 地学雑誌, **106**, 377-385.
- Lyon, B.R. (1997): Apply Emissivity properly for better IR measurements. *Test and Measurement World*, **May**, 43-48.
- Malaret, E., Bartolucci, L.A., Lozano, D.F., Anuta, P.E. and McGillem, C.D. (1985): landsat-4 and Landsat-5 Thematic Mapper data quality analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **51**, 1407-1416.
- Manley, G. (1958): On the frequency of snowfall in metropolitan England. *Quarter. J. Royal Meteorol. Sci.*, **84**, 70-72.
- 三上岳彦 (1999): 首都圏ランドモニタリングによるヒートアイランドの実態解明. 久保幸夫編: ヒートアイランドの計測制御システム中間報告書. 科学技術振興事業団 (JST), 1-3.
- Mikami, T., Ushiyama, M. and Kubo, S. (1997): Measurement and monitoring system of urban heat islands in Tokyo, Shanghai and Bangkok. *Proceedings of the International Symposium on Monitoring and Management of Urban Heat Island, Fujiawa Campus of Keio University*, 14-16.
- Mikami, T., Kanari, Y., Yamazoe, Y., Suzuki, C., Kimura, K. and Kubo, S. (1999): Investigation of urban heat islands in Tokyo Metropolis based on the ground monitoring system. *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millennium: Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney, 8-12 November 1999*, 491-495.
- Nichol, J.E. (1994): A GIS-based approach to microclimate monitoring in Singapore's high-rise housing estates. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **60**, 1225-1232.
- Nichol, J.E. (1998): Visualization of urban surface temperatures derived from satellite images. *Intern. J. Remote Sens.*, **19**, 1639-1649.
- Oke, T.R. (1973): City size and the urban heat island. *Atmos. Environ.*, **7**, 769-779.
- Oke, T.R. (1976): The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere*, **14**, 268-277.
- Oke, T.R. (1984): Methods in urban climatology. *Applied Climatology, Zurcher Geographische Schriften*, **14**, 19-29.
- Oke, T.R. (1995): The heat island of the urban boundary layer: Characteristics, causes and effects. In Cermak, J.E., Davenport, A.G., Plate, E.J. and Viegas, D.X. eds.: *Wind Climate in Cities*. Kluwer Academic, 81-107.
- Price, J.C. (1979): Assessment of the urban heat island effect through the use of satellite data. *Monthly Weather Rev.*, **107**, 1554-1557.
- Price, J.C. (1983): Estimating surface temperature from satellite thermal infrared data - A simple formulation for the atmospheric effect. *Remote Sens. Environ.*, **13**, 353-361.
- Quattrochi, D.A. and Luvall, J.C. (1999): Urban sprawl, urban pall. *Geo Info Systems*, **May**, 26-33.
- Roth, M., Oke, R. and Emery, W.J. (1989): Satellite-derived urban heat islands from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology. *Intern. J. Remote Sens.*, **10**, 1699-1720.
- 田宮兵衛 (1995): 都市ヒートアイランド研究における地表面温度観測の意義と実際. 気候影響・利用研究会会報, **11**, 82-87.
- Tou, J.T. and Gonzalez, R.C. (1974): *Pattern Recognition Principles*. Reading, Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company.
- 宇宙開発事業団 (NASDA) 編 (1986): 地球観測データ利用ハンドブック—ランドサット編. リモートセンシング技術センター, 6-1 ~ 2.
- 山添 謙・牛山素行・三上岳彦 (1999): 東京における夏季および秋季の気温分布の日変化—高密度都市気候観測網データを用いた解析—. 久保幸夫編: ヒートアイランドの計測制御システム中間報告書. 科学技術振興事業団 (JST), 16-22.

(2001年5月18日受付, 2002年7月22日受理)