短時間スケールの気温分布特性と そのメッシュ化手法

山 田 一 茂

(北海道農業試験場)

Short-term Air Temperature on a Regional Scale and its Estimation with a Nocturnal Cooling Model

Kazushige YAMADA

(Hokkaido National Agricultural Experiment Station)
1, Hitsujigaoka, Sapporo, 062 Japan

Abstract

Accuracy of spatial estimation of air temperatures can be very poor for a short term temperature. The objective of this paper is to study feasibility of the regional estimation of air temperatures with a nocturnal cooling model, which was proposed by Kondo & Mori (1982) to describe nocturnal cooling rate with wind speed and site-specific parameters.

First, relationships between elevation and air temperatures within diurnal cycles were addressed at 27 monitoring points across a region of 110 km × 100 km in central Japan. The weather data were obtained from the Automated Meteorological Data Acquisition System. The results showed that air temperature in the evenings was linearly related to the elevation above sea level with little perturbations from the weather, wind speed and topography. In contrast, minimum air temperature in the mornings and nocturnal cooling rate were greatly influenced by the above factors. Furthermore, in a complex terrain, the morning air temperature and cooling rate were unrelated to those at nearby points. Therefore, the two temperature traits may not be accurately estimated by using spatial interpolation.

Second, two parameters (a & b) of the nocturnal cooling model were determined for each of the 27 monitoring points, and were related to topographical features of the points. Indexes of surface flatness (Sidx), cubical measure by a concavo-convex space (Cidx) and steepness (Ridx) on the level surface at observation were defined and calculated for each point using elevations of the grid points of the Digital National Land Information. The parameter b, which represents thermal conditions and accumulation of cold air, was related to Sidx and Cidx. The parameter a, which represents the extent of air mixing, was related to Ridx.

The short-term air temperatures could therefore be estimated on a regional basis with the nocturnal cooling model, whose parameters are determined with the topographical indexes.

Key words: AMeDAS, Digital National Land Information, Grid map, Nocturnal cooling, Temperature.

キーワード: アメダス, 気温, 国土数値情報, メッシュマップ, 夜間冷却

1. はじめに

国土数値情報を用いた近年のメッシュ気候・気象値の整備は、従来と比較にならない多くの気象情報の蓄積をもたらし、農耕地など観測点のない場所でのデータの提供を可能にしてきた(今ら, 1991)。最近の調査でも、メ

ッシュ気候値は公立農業関係試験研究機関の1/3以上が、またメッシュ気象値は約1/4が開発・整備し、作物の生育や収量の診断・予測、作期や作付の計画・適地判定、病害虫の発生予察・防除等への利用が図られつつある(山田, 1993)。

このようなメッシュ気候・気象値の作成には、地理的・地形的因子を説明変数とした重回帰式による方法、及び標高差や距離の逆数を重みづけして補間する方法が用い

1994年6月 日本農業気象学会全国大会において発表
1995年3月7日 受付, 1995年10月12日 受理

られてきた。これらの方法を気温に適用した場合、各々月平均、旬平均、日平均と統計期間を変えたとき平均期間が短いほど推定誤差が大きくなる(清野, 1993)。また、川島(1990)は推定誤差を小さくするための詳細な検討を行ったが、良い当てはめができた場合でも月平均に比べ、日平均では推定誤差の標準偏差が約 20～50% 増え、毎正時気温では約 3 倍となり、特に冬期で著しく大きくなることを報告している。これらの指摘にも関わらず、どのような現象で推定誤差が大きくなるかの検討は少なく、また手法上の改良の試みも余り見受けられない。

その中で、近藤・森(1982)はアメダスデータを用いて最低気温を予報するためのモデルを提示した。モデルは気温降下量を左右する大気状態も含む簡便な構造である。しかし、メッシュ気象に代表される最低気温の分布推定を目的としてはいないため、面的な高密度の最低気温の推定には利用できない。

そこで、本研究では、短い時間に出現する気象値のメッシュ化の試みとして、まず瞬時あるいは短時間に観測される気温の空間的な分布相関の解析を行い、次に、国土数値情報を用いた近藤のモデルのメッシュ気象への利用の可能性を検討したので報告する。

2. 資料と方法

2.1 気象観測資料

2.1.1 地上気象観測データ

地上気象観測データには茨城、栃木両県を中心とする北関東約 110 km × 100 km の範囲のアメダス気温(27 地点)を用いる。対象域の南半分は大部分が平野、北半分は山間部に属する。観測地点の海拔高度は 4～1292 m の範囲にあり、100 m 以下が 14 地点、100～300 m が 6 地点、300～500 m が 2 地点、500 m を越える地点が 5 である(Fig. 2 参照)。

気温データは 1988 年 8 月から 1990 年 8 月までの 2 年間の水戸及び宇都宮気象台における資料を参考に、当日から翌日までの雲量が概ね 2 以下の場合と 8 以上の場合を選びだした。この 2 地点において連続した 2 日間にわたり上の天候条件を満たす日を、ここでは便宜的に各々快晴日、曇天日と呼ぶことにする。選出された快晴日は 2 年間で 51 日となり、秋から春にかけて多かったものの夏期には少なかった。曇天日は 53 日あり、期間に関係なく認められた。

地形因子解析法に基礎をおく現在のメッシュ気象は、天候に関係なくモデルが作成、適用されている。しかし、ここで、快晴日と曇天日を区別して調べる理由の 1 つは、両条件下で大気放射が大きく異なることからアメダス気温の分布と変化の特徴がかなり違ったものになると考え

るからである。

2.1.2 高層気象観測データ

大気放射と上空風の計算には、茨城県館野の高層気象観測データを用いる。館野は、解析対象域の南端及び北端に位置する観測地点からそれぞれ約 20 km と 90 km の内部にあり、東西方向にはほぼ中央に位置する。

ここでは、上のサンプル日当日の 20 時 30 分、翌日の 8 時 30 分の地上から上層約 400 hPa 付近までの気圧、気温、湿度の観測データを利用し、後述する全有効水蒸気量を求め、大気放射を計算した。以下の解析では、サンプル日の解析対象域では館野上空におけると同じ上層大気が広がっているものとした。なお、400 hPa 付近は冬期に湿度が観測できる限界高度に近くなる。

また、上層風の計算には、同じ時刻の地上から 3000 m 付近までの風速データを利用した。

2.1.3 国土数値情報

地形因子の算出には 1/4 メッシュ国土数値情報に一部次のような手を加えて用いる。湖沼面の標高は、その周囲で最も標高の低いメッシュ値と同じとする。海面の高さは、標高が 0 m のメッシュ点と区別するため -0.2 m とする。国土数値情報の標高値は 1 の位を最小単位としており、また、およそ 1,000 m を越える高標高域では有効数字 3 桁としている(1 の位がほぼ例外なく 0 で表されている)ことが窺えることなどから、ここでの海面の扱いの影響は無視できる。

解析対象域とした北緯 36～37 度付近におけるメッシュ交点間の距離は、緯度方向が約 231 m、経度方向が約 278 m となる。なお、以下では、高さについてアメダス地点は海拔高度、国土数値情報には標高の用語を用いる。

2.2 方法

2.2.1 統計的解析

まず、夕方の気温、朝方の最小気温、この間における気温変化すなわち気温降下量の分布特性を調べる。天候別に各気温と海拔高度及び観測地点間の距離との関係について解析する。

夕方の気温は、日没直前 2 回と日没直後 1 回のアメダスの連続した毎正時 3 回の観測気温の平均値とする。これは、地表面付近の温度勾配がほとんど見られなくなる時刻が一般に日没直前であることから、日没前の観測値に重みづけをした結果である。

朝方の最小気温とは、アメダスの翌朝 1 時から日の出直後までに観測された毎正時気温のうちの最小値とする。最小気温の呼称は、連続観測による最低気温と区別するためである。

2.2.2 モデル

近藤(1981)は、理論的な考察から地表面温度が夕方

から朝方までに降下する冷却量の大きさ ΔT_s を求める以下の式を提案した。

$$\Delta T_s / \Delta T_{s,0} = 1 - \exp(-c/u^*) \quad (1)$$

ただし、 $\Delta T_{s,0}$ は無風時（顕熱、潜熱ともに 0）における「最大可能冷却量」、 u^* は地表面の摩擦速度、 c はパラメータである。

冷却により地表面近くの大気が実際に降下する気温 ΔT_{mes} は、式(1)から次のように近似する。

$$\Delta T_{mes} / \Delta T_{s,0} = b \{1 - \exp(-a/U)\} \quad (2)$$

ここで、 U は摩擦速度 u^* と関係する上空の風速、 b は対象地点付近の冷気の堆積・流出のし易さや地表面付近の熱的物理性質と、また a は鉛直混合や上層風の遮断と関係するパラメータである。

ΔT_{mes} は先の 27 アメダス観測値から求め、最大可能冷却量 $\Delta T_{s,0}$ の計算は放射バランスの成立時（正味放射 = 0）より、

$$\begin{aligned} \Delta T_{s,0} &\equiv T_0 - T_e \\ &\equiv (T_0/4) \{1 - L_0/\sigma T_0^4\} \end{aligned} \quad (3)$$

から求める。ここで、 T_0 は前述の定義による夕方の気温、 T_e は正味放射が 0 となったときの仮想的温度。大気放射 L_0 (W/m^2) は茨城県館野の 20 時 30 分における高層気象観測データ（気温、湿度、気圧）から有効水蒸気量 w (g/cm^2) を計算し、次の経験式（竹内・近藤, 1981）を用いて求める。

$$L_0/\sigma T_a^4 = 0.73 + 0.20 (\log_{10} w) + 0.06 (\log_{10} w)^2 \quad (4)$$

T_a は地上約 200m までの間で観測された地上及び任意の高度の平均気温を表わす。ただし、

$$w = \sum \{ (1/g) \int_{p_1}^{p_2} q(p/p_0) dp \} \quad (5)$$

g は重力の加速度 (980 cm/sec^2)、 q は比湿、 p は上層の観測気圧 (hPa)、 p_0 は標準気圧 (1000 hPa) である。比湿 q を求めるための水蒸気圧力は井上・平木 (1976, Smithsonian Meteorological Tables の公式) の計算式によった。

サンプル日のデータの範囲では、幾つかのケースを除き 1 晩当たりの有効水蒸気量の変化は小さい (Table 1)。したがって、解析に当たっては変化の大きい日を除き、20 時 30 分の観測データをもって一晩中の大気放射とした。

2.2.3 地形因子

式(2)のパラメータ b は、対象地点周辺における移流の効果も含めた冷気の堆積の難易と地表面付近の熱的特性に、また、パラメータ a は上層風との混合等の生じ易さに関係する（近藤・森；1982, 1983）。両パラメータと地形との対応を、ここでは $b \equiv f$ (対象地点周囲の空間的

Table 1 Example of effective water vapor and atmospheric radiation of vertical air column at Tatenno.

Year	Month/Day/Time	w g/cm ²	L w/m ²
1990	01/05/20:30	0.52	234
	01/06/08:30	0.43	226
	01/06/20:30	0.44	236
	01/07/08:30	0.36	228
	08/07/20:30	2.76	345
	08/08/08:30	2.66	347
	08/14/20:30	3.18	354
	08/15/08:30	3.11	358

な地形の特徴)、 $a \equiv g$ (対象地点周囲の地形の凹凸の程度) として検討する。

具体的には、観測地点の海拔高度を水平に横切る平面を与え、これより低いあるいは高い地形における空間容積/水平面積（次元 m 、以下便宜的に容積指標と仮称する）、斜面面積/水平面積（無次元、面積指標と仮称する）、及び（メッシュ標高－観測地点海拔高度）² の平方根（次元 m 、RMS 指標と仮称する）を求める。

任意の観測地点における容積指標と面積指標は、観測地点に最も最寄りのメッシュの交点を中心として、東西南北各方向に 8 メッシュ（全体では 17×17 メッシュ = $3.9 \text{ km} \times 4.7 \text{ km}$ となる）を対象とした範囲で計算する。求め方は Fig. 1 の上段に示すように、中心に接する最も内側のメッシュ (Inner area) では、メッシュの交点で結ばれる四角形を対角線で 2 つに分割し 8 個の三角形のブロックを作成して各ブロック毎に求める。それより外

Fig. 1. Method of calculation the index from the 1/4 mesh data.

側(Outer area)ではメッシュの交点で結ばれる四角形のブロック毎に求める。

計算は、気流の流入・流出のし易さ(堆積の難易)を目安にし、上部側が大きく、かつ下部側に開けた空間が広い場合ほど正の大きい値となるようにした。すなわち、基準面より上部側を正、下部側を負として各ブロック毎に次式より計算した。これにより、容積指標は、

$$\left\{ \text{基準面より上部の} \sum_1^n \left\{ \frac{\text{容 積}}{\text{水平面積}} \right\} \right\} - \left\{ \text{基準面より下部の} \sum_1^n \left\{ \frac{\text{容 積}}{\text{水平面積}} \right\} \right\}, \quad (6)$$

同様に、面積指標は、

$$\left\{ \text{基準面より上部の} \sum_1^n \left\{ \frac{\text{斜面面積}}{\text{水平面積}} \right\} \right\} - \left\{ \text{基準面より下部の} \sum_1^n \left\{ \frac{\text{斜面面積}}{\text{水平面積}} \right\} \right\} \quad (7)$$

として求めた。

Fig.1の下段に容積指標の算出方法を示す。基準面からの各メッシュの交点の標高値は矢印の終点で示す。

三角形のブロックにおける容積と面積指標は、メッシュの中心交点Oの標高を基準面とした仮想的な水平面O-A-Bのうち、上部に位置するO-A-C1-C2、下部に位置するB-C1-C2とそれぞれ対応する斜面からなる立体より求める。同様に、四角形のブロックでは標高がOに相当する基準面をD-E-F-Gとして、D-E-F-P1-P2と上方の斜面、G-P1-P2と下方の斜面からなる立体として求める。各標高値が基準面より全て高いか低い場合は単純な立体となり、図の場合に比べて計算は簡単である。また、指標は観測地点が位置する場所の勾配が大きく裾野が広がるに従い大きい値となる。

RMS指標は中心の交点から東西南北方向に最大で30メッシュ、全体で61×61メッシュの範囲を対象とし、平面を任意の大きさに区切りつつ指標値を求める。風の遮蔽には基準面(中心交点の標高)より高い標高のメッシュ点が大きく影響すると考え、それらの点についてのみ計算し対象範囲の総和を求めた。

なお、観測地点とそれに最も近いメッシュの交点との標高差は、Fig.2の下段に示すように一致しないことが多い。地形因子への加工に当たっては、このような差が誤差の一因となる(早川ら, 1991)。解析対象域では両者の標高差が比較的小さかったこと、また観測地点は微地形的には周囲に比べ開けた場所や比高のやや高い所に位置することが多いところから、観測環境に配慮し観測地点の海拔高度を採用した。

Fig. 2. Difference of above the sea level of observation and the height of object mesh.

3. 結果と考察

3.1 気温の分布特性

3.1.1 海拔高度分布

曇天日及び快晴日の夕方の気温(T_{eve})、朝方の最小気温(T_{mon})および気温降下量($T_{eve} - T_{mon}$)と海拔高度との関係について、Fig.3, 4に一例を示す。

曇天日については(Fig.3)、夕方の気温は海拔高度と直線関係にあり、図に示す1989年1月13日(一般風4.0 m/sec)の相関係数は0.99、1月26日(同8.2 m/sec)0.87、7月23日(同4.0 m/sec)0.97と何れも高い値であった。気温減率は同じ日で各々約0.80℃/100 m, 0.56℃/100 m, 0.57℃/100 mであった。朝方の最小気温と海拔高度との相関係数は1月13日、1月26日、7月23日で各々0.86, 0.52, 0.95, また、気温減率は各々約0.80℃/100 m, 0.30℃/100 m, 0.50℃/100 mであった。これらに対応する日の気温降下量の相関係数は各々0.10, 0.54, 0.37となり、風が弱い日にはばらつきが大きくなった。

一方、快晴日については(Fig.4)、夕方の気温は曇天日と同様相関係数が0.90前後の値となり、海拔高度と直線関係が認められ、気温減率は夏期に約0.60~0.70℃/100 m, 冬期に0.80~1.00℃/100 m前後の値であった。朝の最小気温と海拔高度との相関係数は夏期には0.90程

Fig. 3. Relationship between above the sea level and evening mean temperature (T_{eve} , left), next morning minimum temperature (T_{mon} , center), $T_{eve}-T_{mon}$ (right) on cloudy days. (Wind speed in figure is a value at the level of 2000 m).

Fig. 4. Relationship between above the sea level and evening mean temperature (T_{eve} , left), next morning minimum temperature (T_{mon} , center), $T_{eve}-T_{mon}$ (right) on clear days. (Wind speed in figure is a value at the level of 2000 m).

度と高く、ほとんどのケースで直線関係にあるが、冬期には直線から外れ、1月5日では0.29と一般風の風速が弱いときばらつきが大きくなる傾向となった。気温降下量は時期に関係なくばらつきが大きく、特に一般風の風速が弱いときに顕著であった。

気温降下量が著しく小さい地点は観測場所が山頂にある筑波山、山頂近くにある那須などである。地形的に冷気が下方に流れ比較的暖かい空気が補給され易いため気温降下量が小さくなっていると考えられる。

なお、日平均気温と海拔高度との相関についても一般

風が強くなると高くなる傾向にあるが、多くの報告がありここではふれない。

図の例を含め、サンプル日の結果をまとめると、夕方の気温の分布は海拔高度を用いた一次式で概ね説明できる。地表面付近の放射収支がバランスする夕方の気温は、気温と地温との温度勾配が小さくまた局地的な地形に起因する移流等が始まる前であることが理由と考えられる。

朝方の最小気温と海拔高度との相関は夏期に高く、次に冬期を中心とする季節風の強い快晴日、風の弱い快晴日の順に低い。冬期は有効水蒸気量の減少による下向き

大気放射の低下と植生が少なくなる効果に加わり、地形的影響が相対的に大きくなったためと考えられる。この快晴日の結果は、鈴木ら（1982）の円錐丘や青木ら（1992）などの盆地を対象とした最低気温と高度との直線的な関係とは異なっている。これらの報告が地形的に連続した単純な系のもとでの観測結果であるのに対し、アメダスは様々な地形によって境界ができ異なる系の現象となることが多いためと考えられる。この結果は、後述するように、任意のアメダス観測地点の気温がそれぞれ独立した現象であることを示唆していよう。

気温降下量と海拔高度との関係は風の影響がさらに強いことが窺われ、風の弱い日にはほとんど相関が認められなくなる。風の弱い日は上空の大気との混合が少なく、放射冷却と移流や冷気の堆積効果などの起こり易さが強く影響したものと考えられる。

各気温と海拔高度との関係は、サンプル日が異なると少し違った値となるが、雲の有無と風の強弱による上の傾向は変わらない。地形因子解析法を用いた短い時間スケールの気温要素の推定誤差が大きくなる（清野，1993）原因の1つは、天候により気温分布に及ぼす地形の効果が異なることが考えられる。

3.1.2 観測地点間の距離

Fig. 5には、解析対象域のほぼ中央に位置する茨城県笠間（茨城県笠間市、観測地点標高65m）からの距離と気温降下量との関係を示す。笠間は東西方向が平野に、南北方向が山間地につながる低い鞍部の地形上に位置し、各観測地点までの水平距離は約20～80kmである。

それぞれの日について求めた変動係数（CV）は図の上段から各々43, 36, 32%であるが、その他のサンプル日を含めて時期、雲の有無、風速による明瞭な違いは確認できなかった。また、笠間から距離が近い順に9～8観測地点毎に3グループにわけた時、最も距離の遠いグループで変動係数がやや大きくなる傾向にあったが、距離に従って一定の増加ないし減少する関係は認められなかった。

このことから、笠間の気温降下量は近傍の平野や山間地に位置するアメダスの気温降下量の大きさと関係なく、独立に生じているとみなすことができる。図には20km未満の観測地点がないが、広い水田地帯では水平方向への影響距離は長くなり、山間地では地形の方向に応じてかなり短い距離でも独立した変化を示すと考えられる（近藤・森，1982）。

以上、海拔高度と水平距離との関係から調べた結果は、気温降下量や朝方の最小気温は天候の影響を受け、観測地点毎に独立性の強い分布をしていることを示している。すなわち、これらの要素の分布推定に当たっては天候と

Fig. 5. Distribution of $T_{eve} - T_{mon}$ and the distance from Kasama observation.

対象地点周辺の地形、地表面付近の熱的性質の影響を考慮する必要があることが示唆される。また、任意地点の現象が及ぶ範囲は地形が複雑な地域でかなり狭く、距離による補正は限定されよう。

これらのことを踏まえ、次に快晴日について、近藤のモデルの国土数値情報を用いたメッシュ化への可能性について検討する。

3.2 パラメータ b, a

3.2.1 b と a の分布

各観測地点の冬期におけるパラメータ b と a の値と地形的特徴を Table 2 に示す。パラメータ b の値は、各サンプル日の冷却量 / 最大冷却量の値を上層風の風速の逆数に対してプロットし、両者の関係を曲線で近似させ、風がほとんどなくなる $U=1\text{m/sec}$ ($1/U=1.0$) の時の値とした。またパラメータ a の値は、b の値と (2) 式か

Table 2 Estimated parameter and topographical features at observations of AMeDAS.

Observation	Parameter				Elevation the sea m	Topographical features
	winter		summer			
	b	a m/s	b	a m/s		
Utsunomiya	0.490	8.7	0.380	11.5	120	Plain. Urban district. Building on the Northwest.
Sano	0.486	6.9	0.439	14.6	39	Plain. Paddy field.
Mooka	0.484	9.4	0.385	12.6	91	Plain. Plowed and coppice field.
Oyama	0.477	8.6	0.421	12.5	44	Plain. Building on the North.
Koga	0.455	6.7	0.429	12.8	20	Plain. Residential district. Corner of the ground.
Kasama	0.454	9.2	0.460	12.6	65	Surrounded by mountains on the North and the South.
Shimotsuma	0.453	8.3	0.364	10.3	20	Plain. Paddy field.
Ryugasaki	0.449	7.6	0.411	7.2	4	Plain. Paddy field.
Otahara	0.446	4.2	0.313	10.6	215	Plain. Tableland.
Mito	0.433	7.6	0.345	8.2	29	Plain. Tableland in the urban district.
Tsutiura	0.431	6.6	0.403	8.2	26	Plain. Near the lake. Corner of the ground.
Hokota	0.414	8.9	0.401	8.4	32	Plain. Tableland. Near the ocean.
Kashima	0.344	5.5	0.303	6.6	37	Plain. Tableland. Near the ocean.
Daigo	0.463	8.3	0.381	18.6	120	Mountainous. Easy slope facing the South.
Karasuyama	0.462	5.8	0.327	11.2	162	Mountainous. Highland.
Ose	0.447	8.2	0.352	17.0	95	Mountainous. Corner of the ground.
Kuroiso	0.441	4.0	0.308	9.4	343	Easy slope facing the southeast.
Dorobu	0.438	3.6	0.382	11.6	925	Mountainous. Riverside.
Ikari	0.428	3.5	0.326	14.0	620	Mountainous. Facing the lake.
Kanuma	0.404	7.2	0.375	14.6	165	Mountainous. Riverside in the Southern direction.
Imaichi	0.338	5.1	0.336	12.4	414	Mountainous. Col. Corner of the pond.
Shioya	0.369	5.5	0.336	13.8	255	Mountainous. Riverside. Easy slope facing Southeast.
Otsu	0.288	4.8	0.213	5.0	30	Hillside. Facing the ocean.
Hitachi	0.250	5.5	0.228	7.3	52	Steep slope facing the East. Facing the ocean.
Nikko	0.248	5.4	0.274	7.6	1292	Mountainous. Col. Facing the lake.
Nasu	0.233	3.0	0.362	6.5	749	Mountainside near the top. Facing the East.
Tsukubasan	0.176	3.5	0.133	4.6	868	Mountaintop.

ら求めた。以下の計算には冬期(10月16～2月15日)32日間,夏期(5月1～8月30日)7日間の快晴日のデータを用いた。これらの時期は地表面付近の植生等が余り変化しない時期として便宜的に分けた。

小さいbの値は最大可能冷却量に対して気温降下量が少ないことを示している。bは観測地点が山頂にある筑波山,山頂近くにある那須,数部にある日光などで0.2前後の小さい値,海岸部や湖沼,山間部に位置する地点で中間的な値,平野部に位置する地点で0.45前後の値となった。

山頂付近の地点では夜間,冷気の流出とともに上空より暖かい空気が補給され気温の低下が緩和されていることが窺える。また,海岸部や湖沼の地点では,比熱の大きい海や湖の影響を受けて比較的小さい値になったと考えられる。海岸部のうち観測地点が斜面の中腹にある日立や大津では冷気が流出し易いことも加わって,一層小さい値となったと考えられる。山間部の観測地点は山塊に囲まれた川筋や盆地状の地形下に位置するが,設置場所は任意の方向に緩い勾配を持っていたり,高台の地形であることが多かった。これらの観測地点では山塊から冷気が流れてくるが,局所的に堆積することなく移動す

るため,値が大きくならなかったものとみられる。一方,平野部では冷気の流出先がないことがbの値を大きくしている。

得られた北関東におけるbの値は近藤・森(1982)よりやや小さいが,地形的特徴との対応は良い一致を示している。

一方aの値は,山頂付近や標高の高い地点に位置する観測地点で5m/s程度以下と小さく,平野の地点で6～9m/sの大きい値となった。平野や山間部で小さい値となった数地点については,観測場所が周囲に対して切り立った台地など凸状地形に位置していることが影響していると考えられる。

3.2.2 時期別変化

冬期及び夏期のbの値の関係をFig.6に示す。冬期の値を求めた1988～90年の観測データには,一部積雪に覆われた海拔高度の高い山間地と積雪がほとんどない平野,海岸部が含まれる。しかし,最多雪地の日光で最深積雪38cmが観測された年もあるが,サンプル日の積雪の深さは多い場合でも20cm前後であった。

図より,数地点を除き一般に冬期の値の方が夏期より大きいといえる。冬期の北関東では晴天日が卓越するこ

Fig. 6. Relationship of parameter b between in winter and in summer.

とから土壌が乾燥しやすいこと、及び有効水蒸気量も減少することが原因と考えられる。しかし、那須や日光などでは冬期の値の方が小さい。近藤・森 (1983) は、積雪の深さが少ないときは地表面の凹凸や植生などにより積雪の影響が小さいが、積雪が深く乾いた雪があれば b の値は大きくなることを述べている。それにも関わらず図のような結果となったのは、日中、融けた積雪表面が夜間に凍結する過程で潜熱を放出し、気温降下を緩和したと考えられるが明らかでない。今後、検討を要する。

以上のように b の値には、地表面付近の熱的特性が含まれる。しかし、時期別に広範な範囲の状態を細かく把握することは困難であったため、次節では、サンプル日が多くかつ植生等地表面の状態に変化が少ないと判断される冬期の値を用いて、地形との関係を検討する。

3.3 地形因子との関係

3.3.1 b と地形因子

Fig. 7 に b と面積指標 ($Sidx$, 無次元) との関係を示す。面積指標は海拔高度の高い観測地点の 10 程度から平野、海岸部の約 6 までの値となった。 b の増加とともに減少し、面積指標 6~7 付近ではばらつきの大きい関係となった。曲線より上に分布する観測地点の多くは、海岸、湖沼に近い場所に位置していた (Table 2 参照)。海岸、湖沼に近い観測地点と内陸部平野の観測地点は、ともに水田地帯や台地など凹凸の少ない地形に位置しているため指標値として同じ程度となったことによる。ばらつきはあるが、曲線で近似すると、次式で表せる。

$$Sidx = \exp(4.84b \times b - 4.47b + 2.97) \quad (8)$$

次に、Fig. 8 に冬期のパラメータ b と標高値をもとに計算した容積指標との関係を示す。平野、海岸に位置する観測地点の容積指標は概ね 100 以下であり、それに続く山間部で 100~300 程度、標高の変化の大きい険しい山間地で 1000 前後であった。筑波は孤立峰に近い山頂に位置しているため特に大きい値となった。両者の間に

Fig. 7. Relationship between surface index and parameter b .

Fig. 8. Relationship between capacity index and parameter b .

は曲線的な関係が認められ、容積指標 ($Cidx$) は近似的に次式で示された。

$$Cidx = \exp(24.1b \times b - 26.9b + 11.9) \quad (9)$$

Fig. 8 は Fig. 7 より $b=0.4$ 付近でのバラツキが相対的に小さく、幾分改善されていることが分かる。式 (8)、(9) は式 (2) のモデルのパラメータ b が地形的特徴を指標化することにより表せることを示している。海や湖沼など地表面と熱的物理性の異なる環境に隣接する観測地点については、その影響を評価することでよりばらつきの少ない関係が得られる可能性もある。

なお、指標を算出するためのここでのメッシュ領域は固定的なものでなく、それぞれの地方の地形の特徴に応じたより良いスケールがあろう。原因として、冷却や冷気の堆積、流出などの現象が起こる系は、稜線などによって区切られることが多い。その結果、稜線の複雑さなどに応じたメッシュ領域をとることが現象との対応をよくすると考えられる。

空間指標と面積指標のいずれの方法を採用するかについては、今後、時期や他の地域を加えて検討する。

Fig. 9. Relationship between RMS index and parameter a.

3.3.2 a と地形因子

Fig. 9 に RMS 指標 (Ridx) とパラメータ a との関係を示す。観測地点の指標は a がおよそ 4 m/s 以下の値のとき非常に大きく、4 m/s 以上を示した地点の多くで約 500 以下であった。図には a が 4 m/s 以下であった観測地点のデータが少ないが、曲線を当てはめると以下になる。

$$Ridx = 16600 \exp(-0.775 \times a) \quad (10)$$

なお、式 (10) はカーブフィットによって求めたものである。

指標が約 500 以下の地点には平野と比較的標高の低い山間地の観測地が含まれるが、この範囲における指標と a との関係は明瞭でない。冬季の主風向は西～北方向が多いことから、それらの方向に位置する標高値をもとに指標を算出した場合も、図の関係は余り変わらなかった。平野部のなかで a の値が小さい太田原は北西側に杉林を有する小丘があり冬季の主風向を遮断する地形、一方、山間部で a の値が大きくなった大子、小瀬、鹿沼は西～西北側が開けているか川筋がのびる方向に当たっており風通しのよい地形となっている。用いた国土数値情報のデータ密度約 230 m × 280 m では観測地点周囲の微地形的凹凸の形状を評価できなかったこと、及び RMS 指標は風道となるような川筋地形の表現に適していなかったことが指標 500 以下での a との不明瞭な関係の一因と見られる。

ここでは、RMS 指標が非常に大きい値から小さい値までの両者の概略の関係にとどめ、周囲の微地形による評価は今後、高密度の地形情報の整備を行いつつ検討したい。

4. ま と め

北関東を対象域とした快晴及び曇天日の短い時間スケールに観測されるアメダス気温分布の解析を行った。また、このうち、気温分布が天候と地形とに強く影響される気温降下量について、近藤 (1982) のモデルに国土数

値情報を適用したメッシュ化の可能性について検討した。結果は、以下のように要約される。

(1) 夕方の気温 (T_{eve}) は時期、雲の有無、風速によらず概ね海拔高度を用いた一次式で表された。地表面付近の放射収支がバランスする時刻の値であること、地形性の冷気の流入・流出・堆積等の起こる直前であることが原因と考えられる。一方、朝方の最小気温 (T_{mon}) と海拔高度との相関は夏期にやや高く、冬期には直線から外れ風速の弱いときにばらつきが大きくなった。気温降下量 ($T_{eve} - T_{mon}$) と海拔高度との関係は時期、雲の有無に関係なくばらつきが大きく、特に風が弱い時に著しかった。この結果、地形や天候の影響は夕方の気温の分布では小さく、朝方の最小気温、気温降下量の分布では大きいことが分かった。

(2) 対象域のほぼ中央に位置する茨城県笠間とその他のアメダス地点の気温の変化は時期、雲の有無、風速に関わらず距離との関係が認められなかった。このことから、任意地点の現象が及ぶ範囲は地形が複雑な地域でかなり狭く、アメダス地点の気温降下量は概ね独立に生じているとみなせる。この結果は、地表面付近の放射収支がバランスする時刻の気温を除き、距離の逆数の重みづけによって求める従来のメッシュ化方法は誤差が大きくなる可能性が示唆された。

(3) パラメータ b の値は、概ね平野部で最も大きく山間地、海岸、鞍部、山頂に位置する観測地点の順で小さい値となった。また、b の値は夏期に比べて冬期にやや大きくなる傾向が認められた。この結果、積雪の有無や地表面付近の植生の違いが大きい時期、地域では、それに応じて b の値を求める必要のあることが認められる。

(4) 地形因子として本報で定義した空間指標、面積指標とパラメータ b との間には一定の関係式が得られた。また、RMS 指標とパラメータ a は、a が 4 m/s 以下の地点で指標は大きく、約 4～10 m/s の範囲で 500 以下となる曲線的な関係が認められた。パラメータ b、a の地形因子による関数化が示されたことにより、近藤のモデルが短い時間スケールに出現する気温のメッシュ化手法として利用可能と判断された。なお、微地形の評価には改善の余地があり、今後の課題としたい。

謝 辞

取りまとめに当たっては、農林水産省・北陸農業試験場・高見晋一気象資源研究室長 (現：近畿大学農学部)、東北大学・理学部・近藤純正教授に有益な助言を頂きました。また、農林水産省・北陸農業試験場・竹澤邦夫主任研究官にはデータ処理にあたって協力いただきました。さらに、査読委員には、細部にわたって丁寧かつ貴重な

コメントをいただきました。ここに感謝申し上げます。

引用文献

- 青木正敏・細野達夫・谷 宏・松村伸二, 1992: 北海道赤井川盆地における日最低気温及び最高気温と標高の関係. 農業気象, **48**, 1-10.
- 早川誠而・鈴木義則・河村宏明・堀口郁夫・谷 宏, 1991: 国土数値情報の地域代表性のズレとメッシュ気候値について. 農業気象(1991年大会講演要旨), 242-243.
- 井上君夫・平木永二, 1976: 農業気象観測資料, 数値表の解説・使用例とプログラム. 農業技術研究所気象科, 71-76.
- 川島茂人, 1990: アメダスデータに基づく毎時気温補間手法の比較, 「農業生産管理システム構築のための情報処理技術の開発」研究成果集. 農業研究センター, 322-333.
- 今 久・中山敬一・脇山恭行, 1991: 農業気象情報システムの現状-アンケートを中心にして-. 農業気象, **46**, 233-238.
- 近藤純正, 1981: 複雑地形の夜間冷却-研究の指針-. 天気, **29**, 935-949.
- 近藤純正・森 洋介, 1982: アメダス(地域気象観測所)データを用いた夜間冷却量の解析と最低気温予報式(1). 天気, **29**, 1221-1233.
- 近藤純正・森 洋介, 1983: アメダス(地域気象観測所)データを用いた夜間冷却量の解析と最低気温予報式(2). 天気, **30**, 143-150.
- 清野 裕, 1993: アメダスデータのメッシュ化について. 農業気象, **48**, 379-383.
- 鈴木義則・佐藤正一・川尻佳合, 1982: 暖地の凍霜害・寒害と地形気象(1)宇部小野茶園における最低気温分布. 農業気象, **37**, 289-296.
- 竹内清秀・近藤純正, 1981: 大気科学講座1 地表面に近い大気. 86-88.
- 山田一茂, 1993: 農業気象情報とシステム化について-自治体における動向分析-. 農業情報研究, **2**, 1-15.