

GMS による地表面温度監視の試み

An Attempt of Monitoring Ground Surface Temperature from GMS.

荒井 浄・山下 洋

Kiyoshi Arai and Hiroshi Yamashita

Abstract.

In Shizuoka Prefecture, a district of central Japan at the side of the Pacific Ocean, agricultural products, tea, potato, sustained great damage by heavy frost on April of 1979. The estimated loss was above nine thousand million Yen.

Equivalent blackbody temperature (T_{BB}) fields on that nights obtained from GMS are analysed, showing that two type-areas of lower temperature are found; the one is due to the high elevation, the another is due to the strong radiative cooling. It was on the disastrous district that ($\Delta T_{BB}/\Delta t$) was negative value. But all negative values do not mean the area where it frosts. It is studied what such strong radiative cooling is caused by at the limited area. A relation between albedo and T_{BB} was investigated. The results have however been obscured in the cases treated here.

1. はしがき

1979年4月18日、および22日に、凍霜害による被害が静岡県で発生した⁽¹⁾。これは1972年4月の凍霜害による被害(13,000 ha, 29億円)を上回るもので、両日で14,000 ha, 93億5千万円に達し、近年にない被害額を記録した。また同月19日には福島県の果樹園を中心に東北地方で⁽²⁾、5月13日に埼玉県(3,000 ha)で、桑・茶などに霜害を受けた⁽³⁾。

従来、降霜の予測は、地表付近の気温を予測または監視して、それと地表面温度との統計的關係を利用してきた。

静止気象衛星(GMS)に搭載された走査放射計は、物体の表面温度とその反射能を測定する。(日本付近での距離分解能は赤外波長帯で約7 km, 可視波長帯で約1.8 km) Planck の式を用いて物体の表面温度を測定するには、放射計に入射するエネルギーがすべて同一物質からのそれであればならないので、地球表面のように種々雑多な物質からなる物体の温度は厳密には求められないが、広範囲の面積をほぼ同時的に走査できるという衛星観測の利点から「GMSによる地表面温度監視の可能性」を調査した。

2. 地表面温度観測に使用した仮定

2.1 理論的な物体の温度

GMSの放射計に入射する長波長エネルギー Q_L は三つの成分からなると考えられる。

$$Q_L = Q_{L1} + Q_{L2} + Q_{L3} \quad (2.1)$$

Q_{L1} は地表面から射出される長波長放射エネルギーで、

$$Q_{L1} = \varepsilon \int_{10.5\mu}^{12.5\mu} B_\lambda(T_s) \tau_{\lambda 0} d\lambda \quad (2.2)$$

と表わされる。ここで ε は地表面物質の射出率、 $B_\lambda(T)$ はプランクの関数、 T_s は地表面温度、 $\tau_{\lambda 0}$ は地表から放射計までの大気の透過率、 λ は波長。

Q_{L2} は大気より射出される長波長放射エネルギーだが、 Q_{L1} に比して一般に小さいとして無視される。

Q_{L3} は Q_{L2} の地表による反射量で、

$$Q_{L3} = (1 - \varepsilon) Q_{L2} \quad (2.3)$$

と表わされる。(1 - ε) は0.1~0.01のオーダーであるから、 Q_{L3} は Q_{L2} よりさらに小さい量である。

したがって $Q_L = Q_{L1}$ となり、地表面温度 T_s は (2.2) 式を解いて求めることができる。

(2.2) 式は単一物質に対する式なので、地球表面のように混合物質に適応して求めた温度は次の理由から「面積平均温度」と解することができよう。すなわち、いま放射計の見ている地表面が n 個の物質からなるとき、物質 i の瞬時視野角内に占める面積、射出率をそれぞれ N_i , ε_i ($i=1, 2, 3, \dots, n$) とすれば、

$$Q_L = \sum_{i=1}^n N_i \varepsilon_i \int_{10.5\mu}^{12.5\mu} B_\lambda(T_s) \tau_{\lambda 0} d\lambda$$

ここで $\sum_{i=1}^n N_i = 1$ であり、 $\varepsilon = \left(\sum_{i=1}^n \varepsilon_i \right) / n$ のような射出率が存在するならば (2.2) 式は

$$Q_L = \varepsilon \int_{10.5\mu}^{12.5\mu} B_\lambda(T_s) \tau_{\lambda 0} d\lambda \quad (2.4)$$

となる。

一方、GMS で取得される赤外データは、シャッター温度と宇宙空間の温度とでキャリブレーションされている。衛星で地表面温度を測定するには上記の ε の決定という困難を伴うが、ここでは $\varepsilon = 1$ とした赤外データをそのまま物体の温度として使用した。

2.2 水蒸気による減衰の補正

GMS の観測波長帯が「窓領域」にあるとは言え、地表面から射出される放射エネルギーは大気を構成する物

質の吸収による減衰を受ける。10 μm 帯では水蒸気による吸収が最も大きいので⁽⁴⁾、ここではこの効果のみを考えよう。

浜松の可降水量は

4月18日 00Z 5.6mm

4月22日 00Z 6.5mm

であった。10 μm 帯の吸収係数は 0.10 程度なので⁽⁵⁾、Beer の式で概算すればほとんど水蒸気の吸収による減衰は無視してよい。

2.3 limb-darkening

これは調査対象域が広いため、対象域の中央と端で放射計までの光学的路程に差を生じ、そのため端では補足エネルギーが小さくなるというものであるが、GMS のカバー領域 ($2 \times 6.4 \times 10^6 \text{km}^2$) に対して対象域の面積は日本付近 (10^6km^2) であるので、これも全く無視することにする。

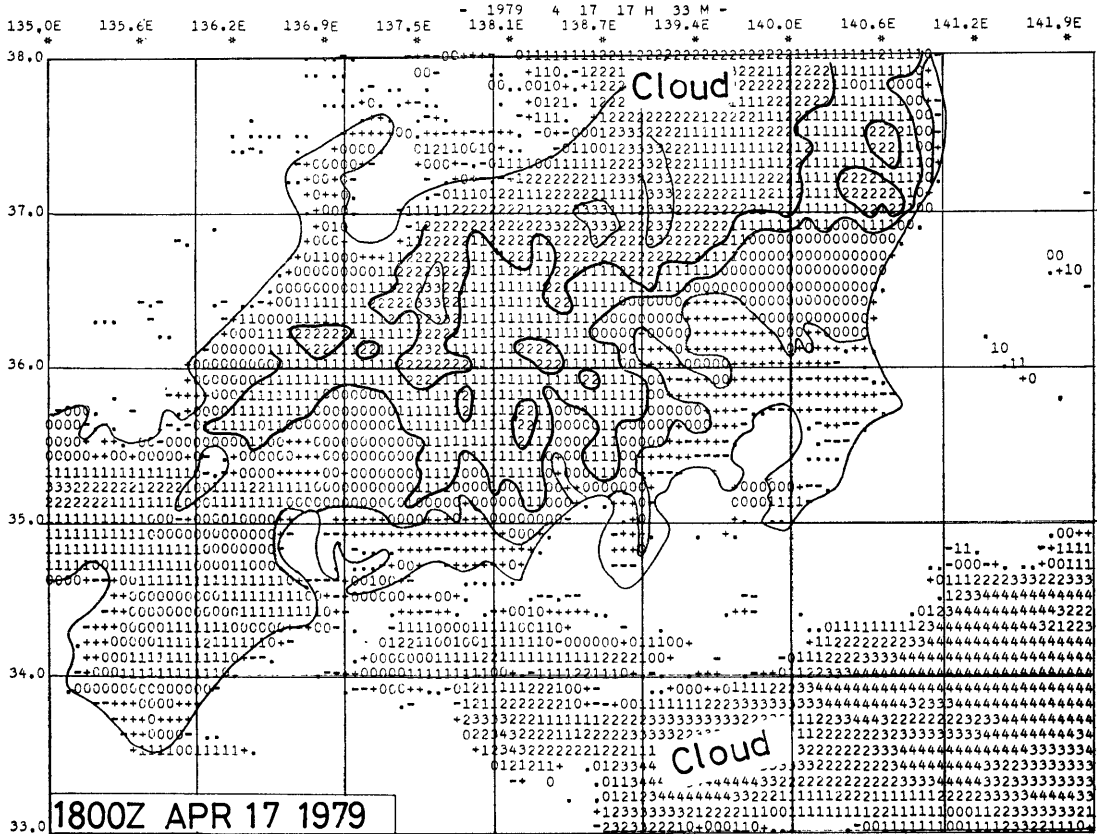


Fig. 1a. GMS-1 IR data for 1800 Z April 17, 1979, showing geographical feature. Codes $\langle \cdot \rangle$, $\langle - \rangle$, $\langle + \rangle$ and $\langle 0 \rangle$ correspond to surface temperatures on a plain field. Codes $\langle 1 \rangle$, $\langle 2 \rangle$, $\langle 3 \rangle$ correspond to those on an area of which elevations are 1 km, 2 km, 3 km, high, respectively. The assignment is given in Table 1.

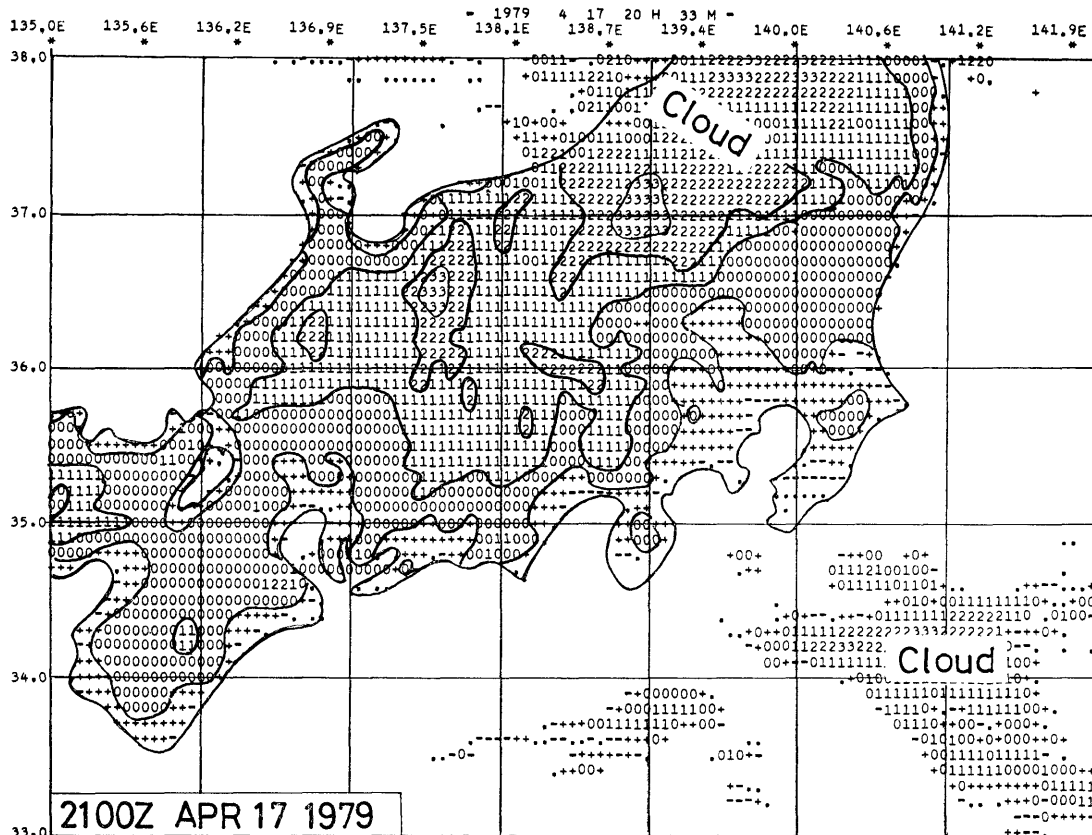


Fig. 1b. GMS-1 IR digital data for 2100 Z April 17, 1979. Others are the same as Fig. 1a.

3. T_{BB} の分布

地表面の温度が 0°C またはそれ以下ならばいつでも降霜の可能性はある。したがって降霜域の監視の第一歩は、相当黒体温度 (T_{BB}) が 0°C またはそれ以下の温度の地域を抽出することである。図1a, 図1b, 図1cは表1の温度割り付けによった T_{BB} の分布である。つまり、マーク $\langle 0 \rangle$, $\langle + \rangle$, $\langle - \rangle$, $\langle \cdot \rangle$ は 0°C 付近の温度を表わしている。マーク $\langle 1 \rangle$, $\langle 2 \rangle$, $\langle 3 \rangle$ などは海拔 0 m の温度を 0°C とし、鉛直温度減率を $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ とすると、 $\langle 1 \rangle$, $\langle 2 \rangle$ はそれぞれ標高約 1 km , 2 km の温度を表わすことになる。

図1a, 図1b, 図1cは標高差による空間的温度分布をよく表わしていると言えよう。(図1cは東北地方の T_{BB} の分布を出力したものであるが、北部と南部が雲におおわれて、あまり明確に標高差による温度分布を表わしていない。) GMSの放射計に入射する放射エネルギーは、日常的な意味での「地面」からのほかに、都市では日中、日射で暖められた舗装道路や建造物の側壁からの放射もあるであろう。山岳地帯では樹木からの放射が大部分を占めるのかも知れない。それにもかかわらず、地球

Table 1 Temperature range represented by the code, used in Fig. 1(a, b, c), Fig. 2(a, b).

Class	($^{\circ}\text{C}$)	Code
4	----- 3	-
3	----- 2	+
2	----- 0	·
0	----- -3	0
-3	----- -9	1
-9	----- -15	2
-15	----- -21	3
less than	----- -21	4

表面温度 (T_{BB}) の高さによる変化率 ($\partial T_{BB}/\partial h$ ただし h : 標高) が気温減率とおおむね一致していることは、地表面の物質が熱的には大気と一次近似で平衡状態にあることを示すものであろう。このことは他の例(図2a, 図2b)でも確かめることができる。

一方、霜による被害は農作物の生育状態と場所により変り、農作物が存在しない場合は被害は発生しない。農耕地は概して平野にあるので、霜の監視には、標高が高いための低温と放射冷却が強いための低温とを識別する必要がある。

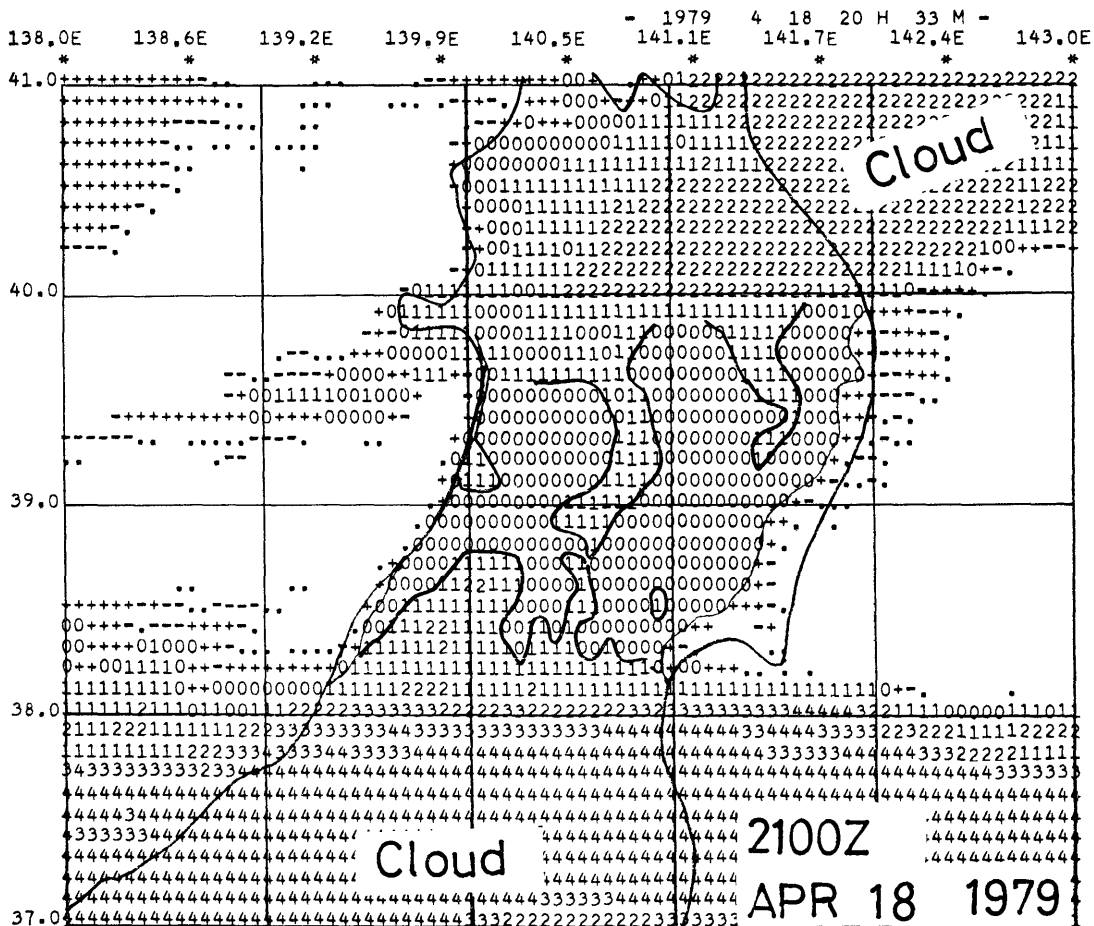


Fig. 1c. GMS-1 IR digital data for 2100 Z April 18, 1979. Others are the same as Fig. 1 a.

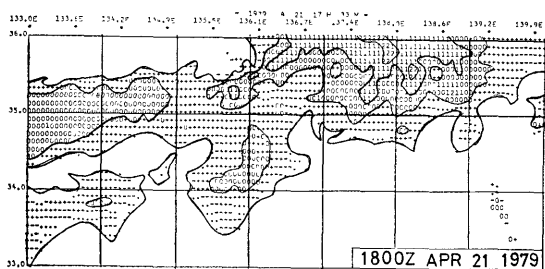


Fig. 2a. Computer printout of T_{BB} for 1800 Z April 21, 1979. Others are the same as Fig. 1 a.

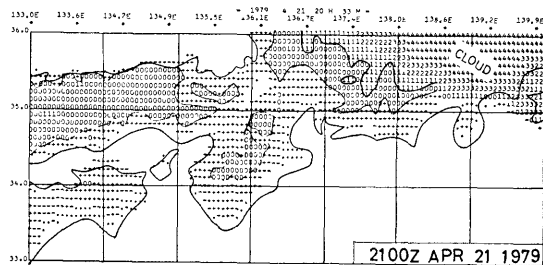


Fig. 2b. Computer printout of T_{BB} for 2100 Z April 21, 1979. The upper right part of this figure is covered by clouds. Others are the same as Fig. 1 a.

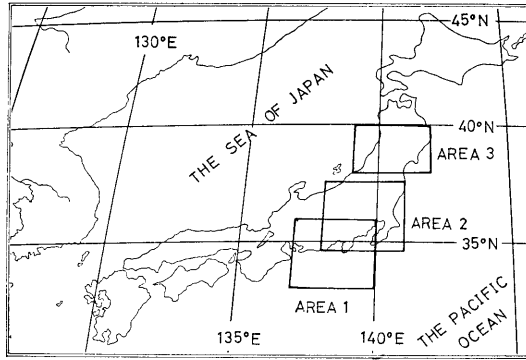


Fig. 3. The T_{BB} -field on the frost night are analysed in AREA 1, AREA 2 and AREA 3 enclosed with squares. The geometric center of the AREA 1 is set as to be at Shizuoka Prefecture, and the area is used in Fig. 3 a, Fig. 3 b, Fig. 7 a and Fig. 7 c. Also the center of AREA 2 is laid on Saitama Prefecture, and the AREA 2 is employed in Fig. 7 d. The square depicted as AREA 3 is a middle part of Tohoku District where the frost was light. The most of damaged area is a southern part of Tohoku District, reportedly. But the area could not be analysed because it was covered by clouds. The AREA 3 is used in Fig. 3 c.

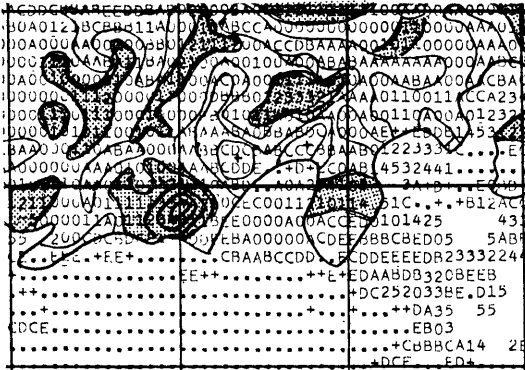


Fig. 3a. The time-difference in T_{BB} in Shizuoka Prefecture, for April 17, 1979. The values, which is subtracted $T_{BB(t=03LST)}$ from $T_{BB(t=06LST)}$, is printed. The areas where T_{BB} decreases with time are stippled. We will define it the negative area. The frost night had, of course, occurred on the negative area, while it had fallen on the positive area, too. (Compare this figure to Fig. 4.) See Table 3 for meaning of codes.

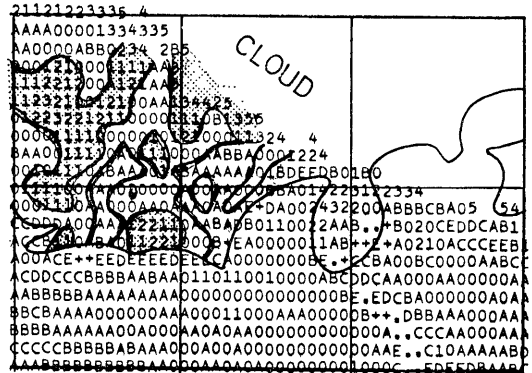


Fig. 3b. Computer printout of $(\Delta T_{BB}/\Delta t)$ in Shizuoka Prefecture, for (03 LST - 06 LST) April 21, 1979. Others are the same as Fig. 3 a.

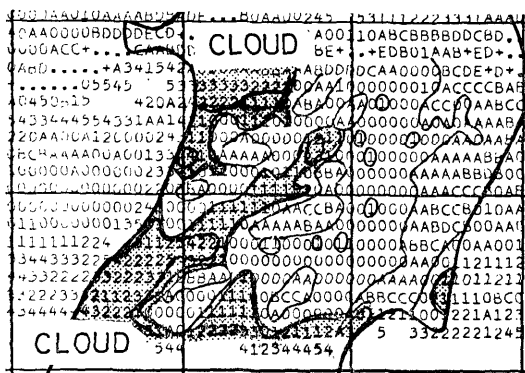


Fig. 3c. Computer printout of (dT_{BB}/dt) in Tohoku District, for (03 LST-06 LST) April 19, 1979. Others are the same as Fig. 3 a.

Table 3 Temperature range represented by the code, used in Fig. 3 (a, b, c).

Class of Temperature difference (°C/hour)	Code
-5.5 ----- -4.5	5
-4.5 ----- -3.5	4
-3.5 ----- -2.5	3
-2.5 ----- -1.5	2
-1.5 ----- -0.5	1
-0.5 ----- 0.5	0
0.5 ----- 1.5	A
1.5 ----- 2.5	B
2.5 ----- 3.5	C
3.5 ----- 4.5	D
4.5 ----- 5.5	E

そこで霜夜における T_{BB} の分布を標高による成分と放射冷却による成分とからなると仮定して、後者の効果のみを取り出すために、最低気温起時に近い午前6時と午前3時との T_{BB} の差 ($T_{BBt=6} - T_{BBt=3}$) を計算した。(図3 a, 図3 b, 図3 cを参照。)

次に T_{BB} の時間差の分布が地表面温度の監視に役立つかどうかを検討する。図4は異常気象速報から抜粋したもので、被害面積を%で示している。図4と図3 a, 図3 bを比べてみると、被害域は静岡県東部の $(dT_{BB}/dt) > 0$ 域と西部の $(dT_{BB}/dt) < 0$ にわたっている。勿論被害最大域は T_{BB} の時間変化率が負の領域にあるのであるが、正の域にも凍霜害が発生している。正域は広い範囲にわたっているため、観測誤差や計算誤差ではない。

T_{BB} の時間変化は空間分布の理解を助けるであろう。図5は、気温の時間変化と比較するためにアメダス地点を選び、 T_{BB} が時間と共にどのように変化したかを示す。特定地点の観測値は、アメダス地点を含む0.1 long.

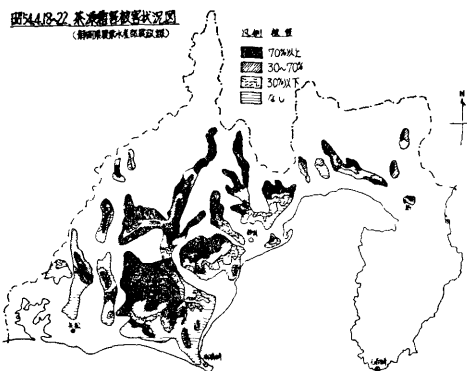


Fig. 4. The damaged area by the frost⁽¹⁾, for the period from April 18 to April 22, 1979.

Explanations

- “Black” more than 70%
- “Hatched” ranging from 30% to 70%
- “Stippled” less than 30%
- “Lateral hatched” no damaged

$\times 0.1$ lat. の四辺形に入る T_{BB} の平均である。写真の視察から明らかに雲が存在すると認められた時刻の、異常に低い値は除いている。観測は3時間ごとである。

図6 (a~d) は気温の時間変化を示す。選定した地点は

- 静岡県牧の原 $(dT_{BB}/dt) < 0$
- 吉原 $(dT_{BB}/dt) > 0$
- 埼玉県所沢 $(dT_{BB}/dt) < 0$

である。 (dT_{BB}/dt) の符号は図3 (a~c) によった。

図5によれば T_{BB} が3時~6時に昇温することがあるのに対して、図6は若干振動する成分があるがほぼ一様に下降している。温度変化率は図5、図6とも夜間の前半が大きく、後半はやや小さい。その上、乱れの成分が加わっているようである。したがって放射冷却の強い地域を抽出するには3h~6hの時間の差をとるのは適当ではない。それをより明らかに示すにはむしろ夜間(18h~24h)の前半がよいことがわかる。図7 (a~d) は、09Z~16Zの時間帯での温度変化率である。その時間帯の、衛星のルーチンの観測時刻は0900Z, 1030Z, 1100Z, 1130Z, 1200Z, 1600Zとなっている。2枚の画像のうち片方に雲がかかっていると温度変化率の計算ができないので、2枚とも対象地域に雲の無い時刻を選ぶと微差が場合によって異って来る。仮りに中央差分として差分値を計算した時刻を定めると、使用画像によって計算時刻が異なることになる。このように変化率は時間の関数であるので、計算時刻の違いは差分値のとりうる

Table 7da Temperature range represented by the code, used in Fig. 7 d, Fig. 7 a.

Class	(°C/hour)	Code
-13.5	-12.5	W
-12.5	-11.5	Y
-11.5	-10.5	Z
-10.5	-9.5	X
-9.5	-8.5	9
-8.5	-7.5	8
-7.5	-6.5	7
-6.5	-5.5	6
-5.5	-4.5	5
-4.5	-3.5	4
-3.5	-2.5	3
-2.5	-1.5	2
-1.5	-0.5	1
-0.5	0.5	0
0.5	1.5	A
1.5	2.5	B
2.5	3.5	C
3.5	4.5	D
4.5	5.5	E
5.5	6.5	F
6.5	7.5	G
7.5	8.5	H

Table 7bc Temperature range represented by the code, used in Fig. 7 b, Fig. 7 c.

Class	(°C/hour)	Code
-3.5	-3.3	U
-3.3	-3.1	T
-3.1	-2.9	S
-2.9	-2.7	R
-2.7	-2.5	Q
-2.5	-2.3	P
-2.3	-2.1	O
-2.1	-1.9	X
-1.9	-1.7	9
-1.7	-1.5	8
-1.5	-1.3	7
-1.3	-1.1	6
-1.1	-0.9	5
-0.9	-0.7	4
-0.7	-0.5	3
-0.5	-0.3	2
-0.3	-0.1	1
-0.1	0.1	0
0.1	0.5	A
0.3	0.5	B
0.5	0.7	C
0.7	0.9	D
0.9	1.1	E
⋮	⋮	⋮
omission		
⋮	⋮	⋮
more than	5.2	blank

範囲 (スケール) を変動させる。そのため図7の温度割り付けテーブル (文字) はそれぞれの日に適したテーブルを使用した。図7 (a~d) から、埼玉県や静岡県では霜害日の前夜の T_{BB} の時間変化率が霜害地を示していることがわかった。

東北地方については、最大の被害を受けたといわれる福島県⁽²⁾が靄雲におおわれたため、被害地と $(\Delta T_{BB}/\Delta t)$ の分布との関係が検討できなかった。

4. アルベドと温度変化率との関係

この節では T_{BB} の時間変化率に寄与する因子について考察する。

前節でも少しふれたように、気温下降量は一様に下る成分と振動する成分からなり、 T_{BB} の下降量も気温と T_{BB} とが一次近似で熱平衡にあることから、同様に2つの成分からなることが推論される。しかし3時間ごとのGMS 観測では上述の振動成分は検出できないので、ここでは、図6aなどでみられる一様に降下する成分におよぼす因子について考察する。

まず図5の4月17日静岡県牧の原 (50476) の T_{BB} の時間変化は、20時の極大値を記録したあとと下降を続けるが、午前1時から午前3時の間に5°Cの昇温がみられる。昇温傾向はこの地点、この日だけの現象ではなく、時間帯は違いが図7a、図7bなどにもみられ、もっと広範囲の現象のようである。霜が、表面的には日没後の気温の下り始めから最低気温出現時までの、12時間程度の現象であるのに対して、観測が3時間間隔である限りは詳細な T_{BB} の分布はわからない。

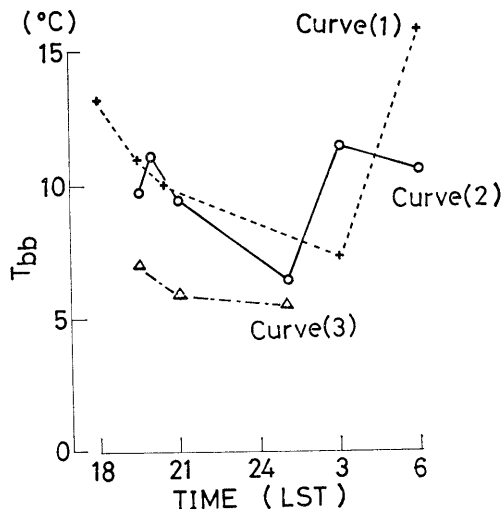


Fig. 5. The Curve(1) for April 17 and the Curve(2) for April 21 show the temperature-change with time respectively, observed at MAKI NO HARA, Shizuoka Prefecture (34°43.4'N, 138°07.4'E), where $(\frac{\Delta T_{BB}}{\Delta t})$ was negative in Figures 7 a and 7 b. The Curve(3) is a presentation of the one for May 13 observed at TOKOROZAWA, Saitama Prefecture (35°46.2'N, 139°25.0'E), where light frost would be. (because no publication is available.)

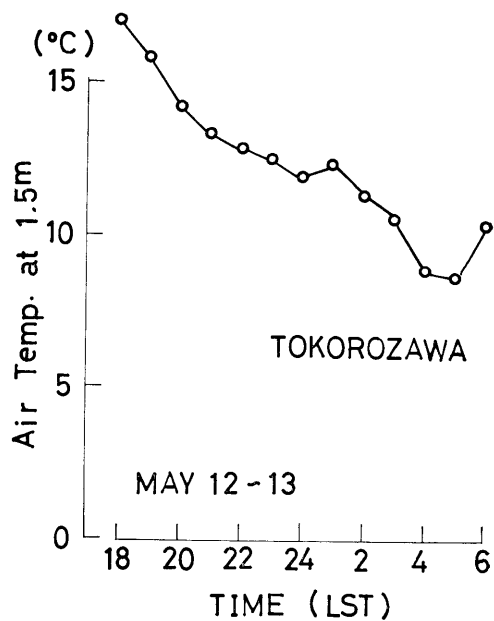
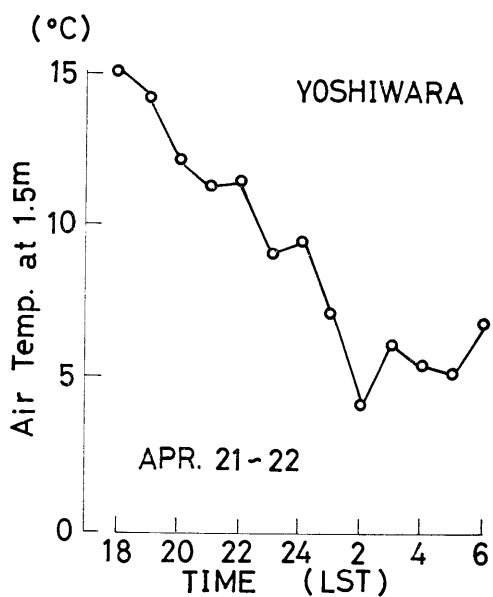
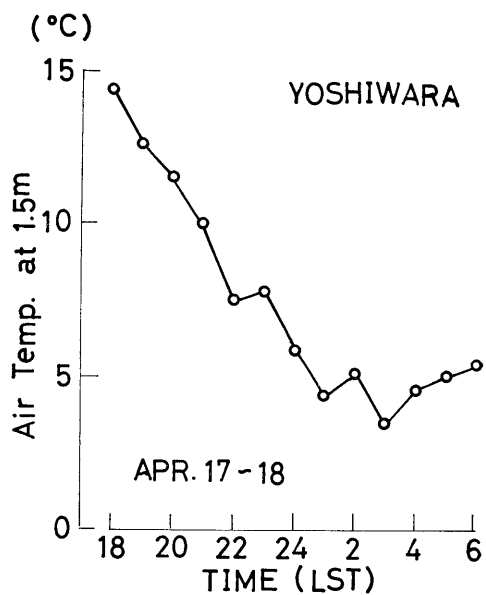
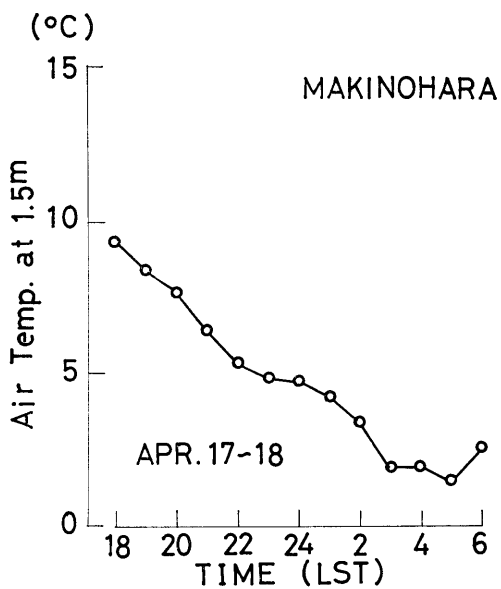


Fig. 6(a-d) The changes of air temperature with time measured by thermometer. High (low) temperature is observed when the frost is light (heavy). The figures show that two component are to be. The one is temperature declines straightly. The another is that it varies with time cyclically.

ここで次の仮定を行なう。すなわち凍霜害の発生した地域は放射率の高い物質から構成されている地表面である。これに対して同じような気象条件にある隣接した平野で凍霜害の発生しなかった地域は、放射率の低い物質から構成された地面でなかろうか。 $(\Delta T_{BB}/\Delta t) < 0$ 域(以下負域という)は可視波長帯に対して「白く」、赤外波長帯では「黒い」地表面をもつ。 $(\Delta T_{BB}/\Delta t) > 0$ 域(以下正域という)は可視波長帯では「黒い」地表面である。これらの特性を仮定すると、正域負域とも日射量に差がないものにもかかわらず、負域は日中の受熱量が少なく、赤外波長帯での放射率が高いので夜間は大きい温度変化率を示すことになる。正域では日中、日射によりたくわえられた熱がよいのうち heat island のように解放されて、温度変化率を小さく(または正に)するのであろう。赤外波長帯に対して正域が「白い」のか「黒い」のかを図6(a~d)などから推測することはできない。いずれにしても温度変化率におよぼす因子のひとつは地球表面の放射特性にあるように思われる。かりにこの仮定が成り立つならば、放射特性の差違はアルベドの差違

として表わすことができないであろうか。

可視データをアルベドとして使用するには、太陽高度や地表面の傾斜などを正規化する必要がある。しかし正規化するには技術的に不明な数値があるので、0300 Z (1200 LST) の可視データをそのまま(単位:%)使用することにした。03 Z の画像をみると、その多くは午前中日射を受ける山脈の東斜面に積雲が発生しており、東海地方や関東地方のスケールで雲のない日はきわめて少い。図8は序節で述べた霜害日と違うが、比較的広域にわたって雲のない日(4月10日 0300 Z)の可視データを出力したものである。表8を使用した。これによる

Table 8 Albedo in % represented by the code, used in Fig. 8.

Class	(%)	Code	
0	-----	3	blank
3	-----	6	W
6	-----	9	G
9	-----	12	C
more than	12		

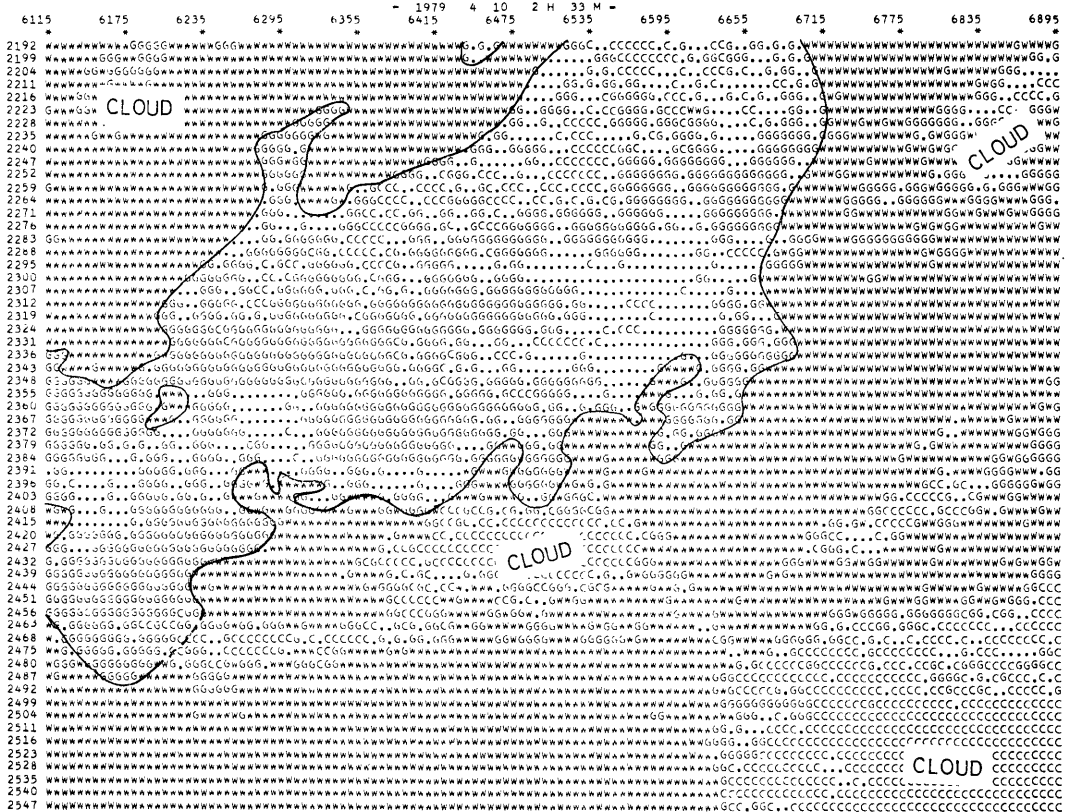


Fig. 8.

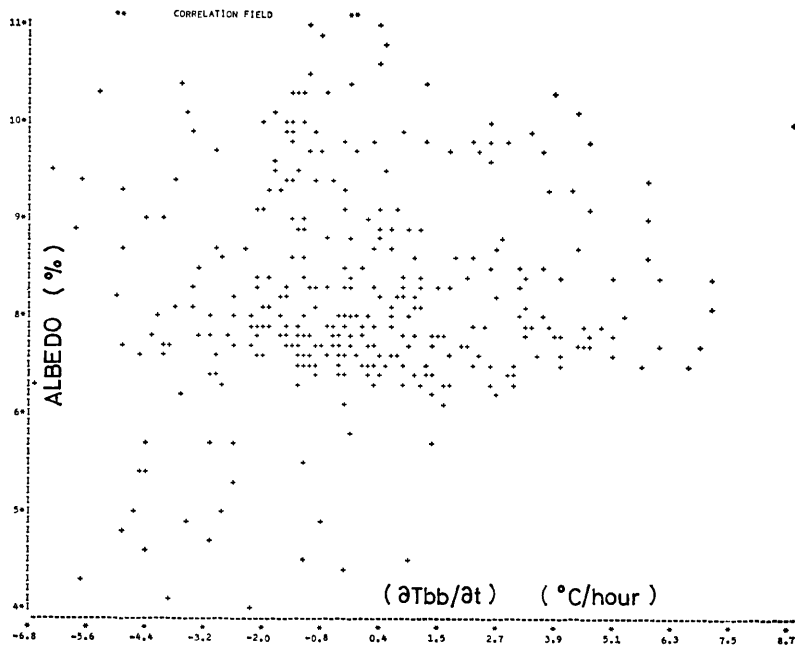


Fig. 9. The relation between albedo and $(\Delta T_{BB}/\Delta t)$ is shown. The albedo field is produced by CMB method⁽⁶⁾, in which the data taken at 1200 LST had been collected from the period April 12-April 17, 1979. While $(\Delta T_{BB}/\Delta t)$ for April 17 is derived from Eq. $[T_{BB(t=1033 Z)} - T_{BB(t=0833 Z)}] / 2^{\text{hours}}$. Both are sampled from the area bounded by the latitudes of 36°N and 34°N , and by the longitudes of 137°E and 139°E .

と、偶然のことも知れないが、マーク〈W〉は水域に〈G〉は緑域に、〈・〉は平野や都市に対応しているように思われる。特に琵琶湖や駿河湾は数値でみると（出力省略）一様な値（5～6%）であった。

静岡県の場合で言えば、温度変化率の分布が東西模様であるのに対して、図8は南北模様、すなわち海岸地方にマーク〈・〉が分布し、標高から判断して森林山岳地帯と思われるところは〈G〉が分布している。したがって視察からアルbedoと温度変化率との間の相関関係はあまりないことが予想される。

可視データと温度変化率との相関がわるいのは、霜害起日と可視データ取得日との違いが原因かもしれない。

降霜に至るまでの総観の推移をみると、まずじょう乱が日本付近を通過して各地に降雨をもたらす。その後トラフや寒冷前線が通過してその後面へ寒気が入り、地上天気図では移動性高気圧におおわれたとき霜が降りている。したがって霜発生条件として寒気移流のほか、土じょう水分も熱拡散率に寄与するので地面の状態が因子のひとつとなるであろう。この意味で最新のアルbedoを使う必要がある。しかし前述したように、広域にわたって当日のアルbedoを取得することは雲の発生（または

存在）のためむつかしいので、当日から前5日間の03Zの画像データから最低輝度レベルの画素を拾うと雲が除けるというCMB法⁽⁶⁾を用いてアルbedo場を作り、それと温度変化率の関係を調べることにした。

図9に、一例としてそのようにして得たアルbedoと温度変化率との相関の程度を示した。縦軸にアルbedo(%)を、横軸に温度変化率(°C/hour)をとった。これによるとほとんど無相関と言えよう。他の例も（図省略）同様であった。しかし詳細にみると、温度変化率が一様に分布しているのに対して、アルbedoは8%あたりに集中している。かりに同一の物質からなる表面はアルbedoの標準偏差が小さく、混合物質からなる地表のそれは大きいとすると、アルbedoの標準偏差も地表面の放射特性を表わすことが考えられる。図10はこの仮説も否定した。図10は4月21日静岡県を中心とした温度変化率の分布にアルbedoの標準偏差をオーバーラップさせた。点描域は温度変化率が負、その他は正の地域であり、記入された数値は0.5 long. × 0.5 lat. の面積（サンプル数は全部陸ならば25個）のアルbedoの標準偏差である。おおまかには温度変化率（負）の大きいところは標準偏差も大きいようであるが、標準偏差1.1は正域にも負域にも対応し

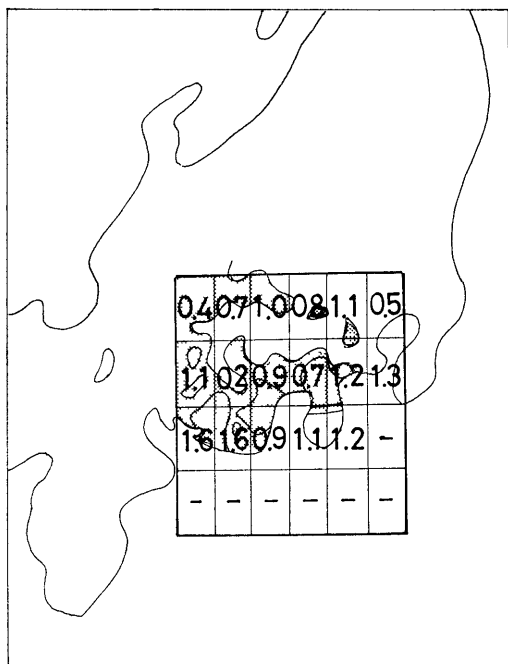


Fig. 10. The relation between standard deviation of albedo and $(\Delta T_{BB}/\Delta t)$. The numbers put into mesh are standard deviation of albedo in an area $0.5^\circ \text{ long.} \times 0.5 \text{ lat.}$. The albedo-field used here is also made by CMB method⁽⁶⁾. A pattern superimposed upon them is the time-difference of T_{BB} for April 21, 1979, which is computed from Eq. $[T_{BB}(t=1133 Z) - T_{BB}(t=1003 Z)]/1.5^{\text{hour}}$. The negative areas are stippled.

ている。他の例もそうであった(図省略)ので、やはりこの両者は相関関係にあるとは言えない。物質の差違を可視データの分布や標準偏差で識別することはできなかった。

5. むすび

解析例が少ないが、本調査から得られた結論を列挙すると、

- (1) T_{BB} の分布は第一に標高による温度分布を示す。
- (2) T_{BB} の時間変化が負の領域は、凍霜害を受けた地域と一致していた。
- (3) うえの二つのことから、一枚の画像には標高が高いための低温と放射冷却が強いための低温とが含まれている。
- (4) 夜間の前半に取得された二枚の画像から計算した T_{BB} の時間変化は、放射冷却の強さの度合を示していた。
- (5) 放射冷却の強い地域と弱い地域の特性を明らかにするため、温度変化率とアルベド、およびアルベドの標準偏差との関係を調べたが、両者はほとんど相関関係になかった。

現業への利用としては、うえの結論を踏まえると、 $(\partial T_{BB}/\partial t) < 0$ の地域がすべて被害地ではないので、過去に霜害のあったところをリストアップして総観の気象状況を考慮しながら監視を続ければ、かなり確度の高い情報が取得、または提供できよう。

References

- (1) 静岡地方気象台(1979): 昭和54年4月18日から22日までの間の降霜および低温に関する異常気象報告。12 pp.
- (2) 仙台管区気象台電話照介
- (3) 日本気象協会(1979): 気象, Vol. 23. 7月号, p. 18
- (4) 気象庁気象衛星課(1975): 静止気象衛星計画, p. 263
- (5) K. YA. Kondratyev(1969): Radiation in the atmosphere. p. 116 and p. 119, Academic Press.
- (6) E. P. McClain and D. R. Baker(1969): Experimental Large-Scale Snow and Ice Mapping with Composite Minimum Brightness Charts. Technical Memorandum NESCTM 12.