

1984年4月19日に、仙台付近を中心とした東北地方に 起った地上気温の降下現象について*

岡 本 利 次**

要 旨

1984年4月19日に、仙台地方を中心に地上気温の降下現象がみられた。この地上気温の降下は、19日9時ごろに、栗駒山の麓からその東側に続く平野付近から始まり、その地域は徐々に拡大した。19日20時ごろに地上気温の降下域は最大に達し、その後、縮小を始め、20日3時には解消した。この地上気温の降下量は、隣接地域との比較から最大 4°C 以上に達していた。このため、仙台地方に18日夜遅くから降り続いていた雨が、19日15時ごろから同日22時ごろまで雪に変わったものと推測される。これは、南西、南々西からの湿潤空気が東北地方に存在した前線面に沿って上昇することによりもたらされる降水、降雪が、北東から流れ込んでくる乾燥した空気の中を落下する時の蒸発、融解による冷却により起ったと考えられる。

1. はじめに

寒気の移流、晴天時の放射冷却による気温の降下はよく知られている。しかし、まわりより乾燥している空気が、水滴、氷晶、雪片の落下に伴う蒸発、融解により冷却されることについてはあまり知られていない。例として、降水を伴った雷雲のなかで起きる落下する水滴による冷却がある(浅井富雄, 1982, 浅井富雄・武田喬男・木村竜治, 1983)。これは、実際の観測でも数値実験でも確かめられている(浅井富雄, 1982, 浅井富雄・武田喬男・木村竜治, 1983)。しかし、総観的スケールの低気圧等の雷雲以上の規模の現象では、数値実験で蒸発による冷却が示されているものの(栗原和夫・上野 充, 1988)、実際にこのような冷却が起ったという報告はないようである。ここで扱う1984年4月19日に仙台地方を中心とした東北地方に起った地上気温の降下がこの現象にあたると思われるので、以下、これについての解析結果を述べる。

2. 総観場

1984年4月18日に、サハリン付近を通過した低気圧に伴い寒冷前線が東北地方を通過した。また、4月18日から21日にかけて日本の南岸を低気圧が通過した。この低気圧は、上海付近から北東進し、九州、四国を通り紀伊半島から東海沖を通過して東北の東海上にぬけた。この時の気圧配置は、日本海、東北地方に弱い高気圧があり、低気圧の北上とともにその勢力を強めながらオホーツク海に移動する東北・関東地方に北東からの空気がはいるやすい場であった(第1図 a, b)。この低気圧は日本付近ではあまり発達しなかったが、南から強い暖湿流をもたらし、南西諸島を始めとして西日本各地に大雨を降らした。東北地方では、寒冷前線と南岸低気圧の影響をうけて、4月19日には層状性の降水があり、はだ寒い天気になるとともに、4月20日には東北地方の太平洋岸を中心に大雨が降った(大船渡 日降水量 171.5 mm)。

3. 局地気象状況

3.1 地上の状況

(1) 気温

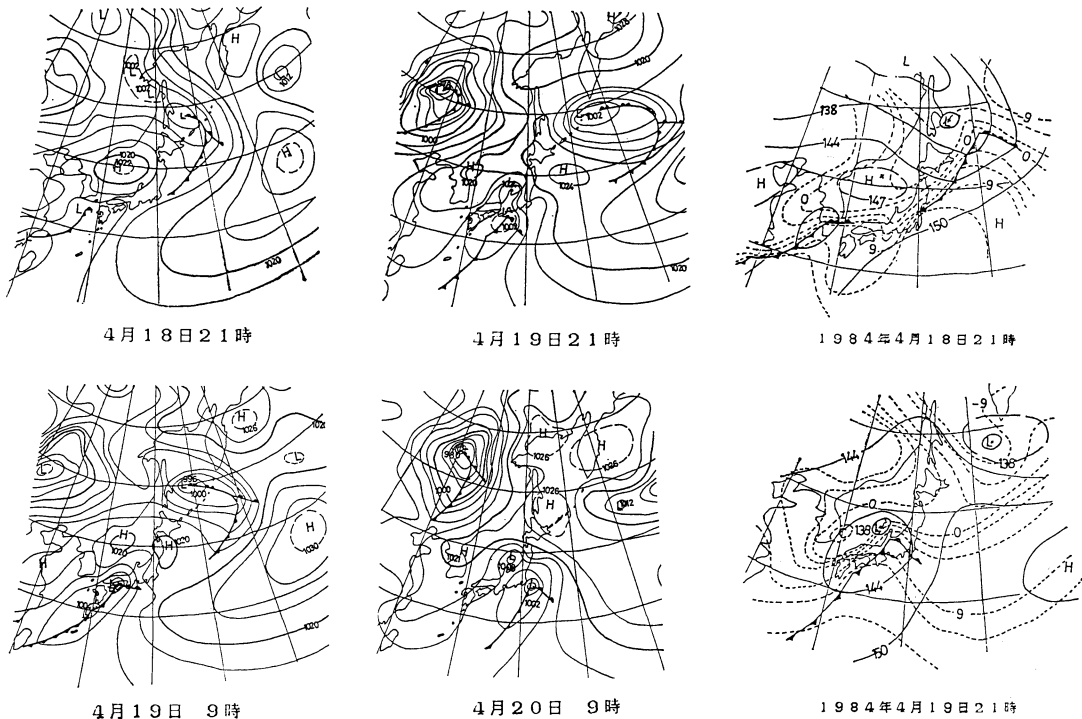
気温降下域の特徴的な気温分布である19日15時の例と19日9時から15時までの気温降下量が 2°C 以上と 3°C 以上となった地域を第2図 a に示す。破線は 2°C 以上、陰影をほどこした部分は 3°C 以上それぞれ気温が降下した地域を示している。また、気温降下域とそれ以外の

* The falling of surface temperature in Tohoku districts, which of center area was Sendai and its neighborhood, on 19 th April, 1984.

** Toshitsugu Okamoto, 気象庁観測部管理課統計室 現在大阪管区気象台調査課。

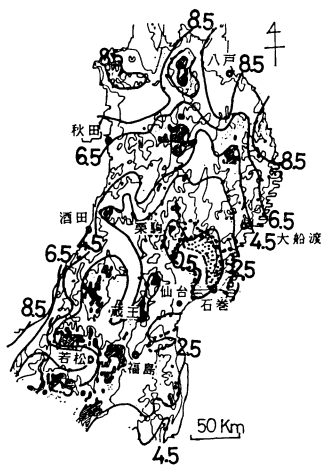
——1988年4月7日受領——

——1989年7月14日受理——

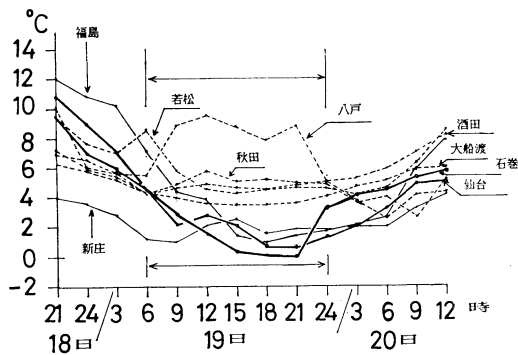


第1図a 4月18日21時から4月20日9時までの地上天気図.

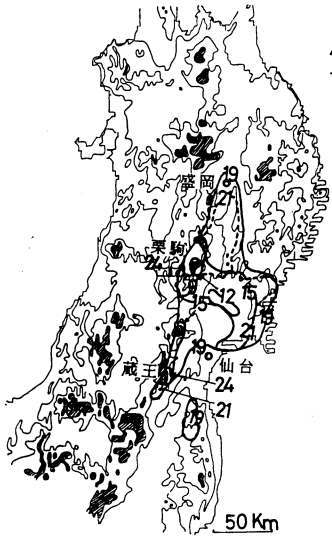
第1図b 4月18日21時と4月19日21時の850mbの高層天気図.



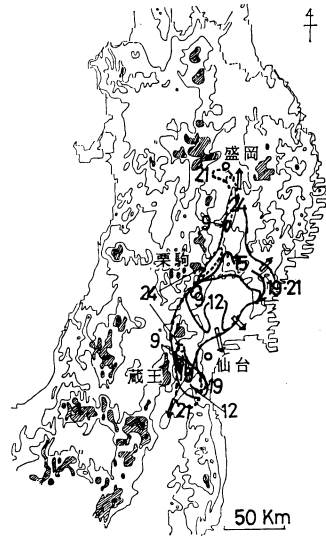
第2図a 地上気温降下域の特徴的な等温線分布例(1984年4月19日15時). (図内の数字は気温で単位は $^{\circ}\text{C}$, 等高線は100m, 500m, 1000m, 1500mである. 破線と陰影は19日9時から同日15時までに気温が 2°C 以上, 3°C 以上降下した地域をそれぞれ示す.)



第2図b 地上気温降下域内, 域外の地上気温の時間変化



第3図 4月19日9時から同日24時までの地上気温が 0.5°C 未満の地域分布の時間変化(図内の数字は時間、等高線は第2図aと同じ)



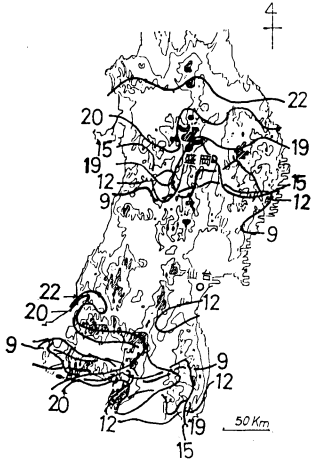
第4図 4月19日9時から同日24時までの無風域の地域分布の時間変化(図内の数字、等高線は第3図と同じ)

地域での気温の時間変化を第2図bに示す。気温降下域内の地点として、仙台、石巻、福島を、気温降下域外の地点として、秋田、八戸、大船渡、若松、新庄、酒田の地上気温の変化を示した。第2図bに示してある矢印は、ここで注目している気温降下が起ったと推定される期間を示している。第2図aから、気温降下域の中心は仙台、石巻に近いこと、気温降下の中心域は 0.5°C 未満を示す等温線で特徴づけられる。また、この 0.5°C 未満を示す等温線で囲まれる領域が気温降下域の中心域とほぼみなせることから、気温降下域の時間変化の特徴をこの 0.5°C 未満を示す等温線で囲まれる地域の時間変化で示したのが第3図である。第3図から 0.5°C 未満の地域は19日12時ごろまでは、栗駒山の麓からその東側に続く平野の一部に限定されていた。12時以降、この地域は徐々に拡大し、19日15時には石巻を含む海岸域まで達した。また、これとは別に、19日15時に蔵王山を中心とした地域にも 0.5°C 未満の地域が出現した。そして、19日16時には急速に拡大し、両地域はひとつにまとまった。その後、この拡大は19日19時ごろまで続き、最盛期には、北は盛岡、南は福島の近くまで達したが、山を越えて西への広がりはみられなかった。この 0.5°C 未満の地域は19日20時ごろを境に縮小をはじめた。この縮小は19日22時までにはゆっくりとしたものであったが、19日

22時から19日23時の間に急速に縮小して、栗駒山と蔵王山を中心とした山沿地域まで後退し、20日3時には完全に消失した。この 0.5°C 未満の地域は、気温降下域外にくらべ 4°C 以上低くなり、仙台、石巻などでは雨が雪に変わったものと推測される。

(2) 風向・風速

気温の 0°C 前後までの降下から少し遅れて 0.5°C 未満の地域と重なるように無風域も出現した。第4図に示すように、この地域は、気温の項で述べた栗駒山の付近に起った気温降下の中心域とほぼ同じ地域に19日9時ごろ発生した。この無風域は19日16時ごろまでは徐々に拡大、19日16時から17時には急速に拡大した。その拡大の様子は、気温降下の中心域の拡大とほとんど同じであり、19日21時から22時にかけてその範囲は最大となり、北は盛岡、南は福島、東は海岸の各付近まで達した。その後、19日22時から23時にかけてこの無風域は急速に縮小し、20日1時にはほとんど消滅した。この無風域の空間的・時間的变化は気温降下の中心域の空間的・時間的变化とその広がり範囲が小さかった以外はきわめてよく似ていた。さらに、風向は、この無風域が出現、消滅するまでの期間おおむね無風域から発散する方向であった。これらの事実は、気温降下と無風域が密接な関係にあったこと、また、無風域がおおむね上層からの下降流



第5図 4月19日9時から同日20時までの時間雨量が1mm以上の降水域分布の時間変化(図内の数字、等高線は第3図と同じ)

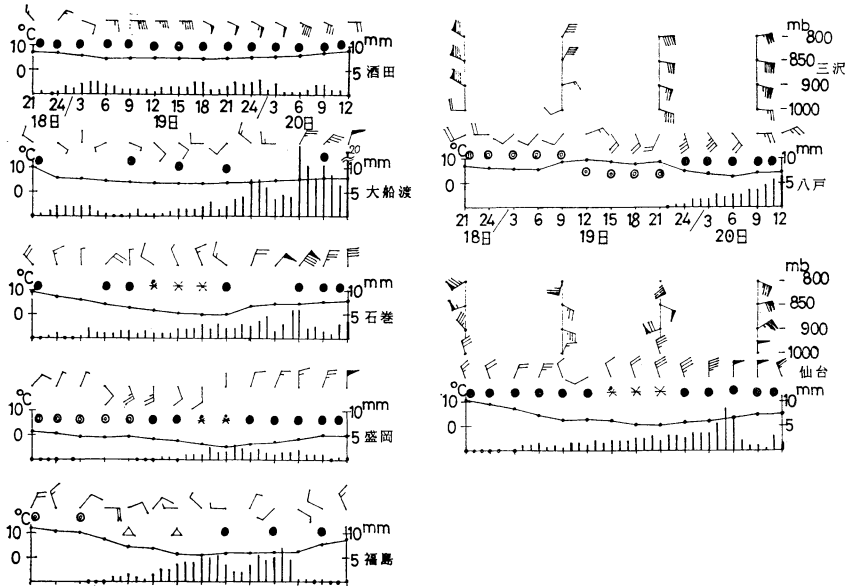
の場であった可能性を示している。

(3) 降水量と降水域

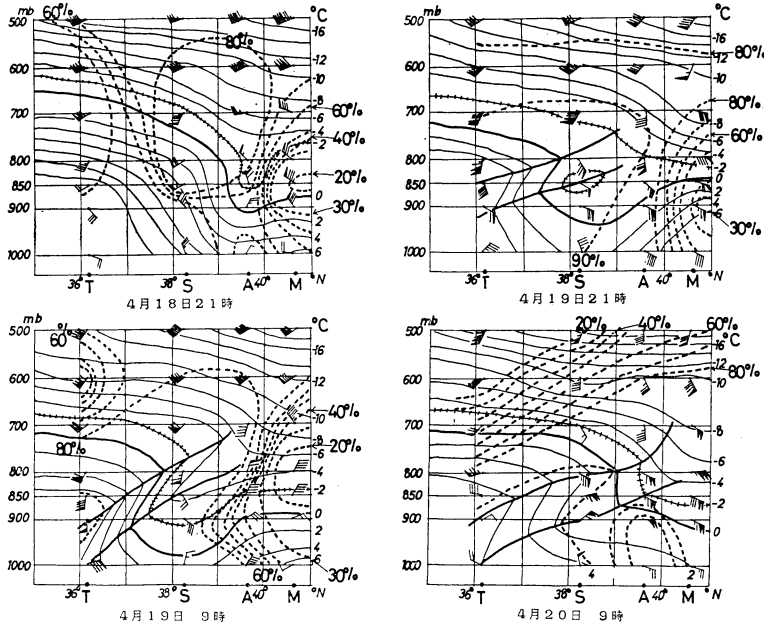
地域気象観測資料によって解析した1時間降水量1mm以上の降水域を第5図に示す。この図から、1時間降水量が1mm以上の地域は19日19時ごろまでは盛岡以南に限定されていたことがわかる。また、図には示していないが、降水量も多いところで1時間につき4mmから5mm程度であった。しかし、19日20時ごろからこの降水域は急速に北上した。また、1時間降水量も増え、多いところでは1時間に10mmを越える降雨となり南岸低気圧が通過する20日まで降り続いた。

(4) 気温・降水・地上風の毎時の変化と高層風(800mbまで)の変化

地上での気温、降水量、風向・風速、降水形態の時間変化と一部地点の高層800mbまでの風向・風速を第6図に示す。地点は気温降下域内の地点として、盛岡、仙台、福島、石巻、気温降下域外の地点として、八戸(高層は三沢)、酒田、大船渡である。この図から、気温の



第6図 4月18日21時から4月20日12時までの気温・降水・地上風の毎時の変化と高層風の変化(縦軸は気温、時間雨量、横軸は日・時、矢羽は風向・風速で /: 1m/s, /: 2m/s, /: 10m/s, 折線は気温変化、棒グラフは時間雨量の変化を示す。*印は雪、*印はみぞれ、●印は雨、◎は曇り、△は氷あられ、⊙は薄曇りを表わす。時間雨量の○印は0.5mm未満の降水があったことを示す。)



第7図 三沢, 秋田, 仙台, 館野を結ぶ線に沿った高層断面図。(矢羽は風向・風速で /: 1 m/s, /: 2 m/s, ^: 10 m/s, 実線は温度, 破線は湿度, 太い実線は不連続面と 0°C の等高線, 縦線の入った実線は -2°C の等温線, T: 館野, S: 仙台, A: 秋田, M: 三沢である。)

降下は降水の始まりとほぼ同時に起っていること, 気温降下域外の八戸では降水がなく気温が上昇していること, 大船渡, 酒田では降水はあるがその降下量は気温降下域内に比べ小さいこと, 盛岡では風向が南よりから北よりに, 石巻では西よりから東よりに変化した時に気温が上昇していること, 三沢の上層風が北よりから南よりに変わったと推定される時に気温降下域内の各地点で気温が上昇に転じていること, 気温の降下, 降水の始まりが, 仙台, 石巻, 福島, 盛岡の順であったことがわかる。これらの事実と風向・風速の項で述べた無風域の変化と降水量と降水域の項で述べた降水域の変化のふりまから, 気温降下と降水, 下降場, 上層風の風向が密接な関係にあったといえる。

3.2 上層の状況

第7図に4月18日21時から4月20日9時までの三沢, 秋田, 仙台, 館野を結ぶ線に沿った高層断面図を示す。この図から前線性の不連続面が存在していたことがわかる。そして, この不連続面を境にしてその下層では気温・風向がその上層にくらべ大きく変化した。

(1) 気温・風・湿度

不連続面より上層の温度分布は18日21時から20日9時までにはほとんど変化がなかったが, 不連続面より下層の温度分布は大きく変化した。この変化の特徴をあらわしているのが -2°C の等温線である。この等温線は18日21時の秋田上空 850 mb 付近から19日9時には, 仙台上空 900 mb 以下の層まで降下したが, 19日21時には一部が仙台上空 850 mb 付近に取り残される形で分離した。その後, 分離した等温線は解消され, 単純に南で高く北で低い状態となった。

風向・風速は, 18日21時から19日21時までには, 前線性の不連続面より上層では, ほぼ風向は西南西から南南西で, 風速は約 10 m/s から 40 m/s であった。不連続面より下層では, 風向は北西から北東, 南東へと大きく変化した。風速は数 m/s から 20 m/s であった。19日21時以降は, 不連続面より上層では風向は南西から南または南南東に変化し, 風速も若干弱くなった。不連続面より下層では, 仙台, 館野でのみ風向が南南東から北北東へと変化した。

湿度は18日21時から19日21時まで、三沢上空 850 mb から 850 mb あたりに最低時で20%以下という乾燥域が存在したが、20日9時には解消した。第8図に第7図と同じ断面、同期間での相当温位分布を示す。この図は低相当温位域が南に広がるとともに、仙台を中心としてドーム状に大きく拡大し、下層で冷却が起っていた可能性を示している。

(2) 発散場と鉛直流

東北地方のおおまかな上昇・下降流の傾向を把握するため、地表面は北緯 37°45′、東経 140° を起点として、格子間隔 25 km で、900 mb, 850 mb, 800 mb, 700 mb, 600 mb, 500 mb 面は北緯36°、東経136°を起点として、格子間隔 100 km で発散を求めた。発散は u を経線方向、 v を緯度方向とし、各々、東、北の方向を正の方向として下記式により計算した。

$$D = \frac{u_{i+1,j} - u_{i-1,j}}{2\Delta R} + \frac{v_{i,j+1} - v_{i,j-1}}{2\Delta R} \dots\dots\dots(1)$$

D は発散、 ΔR は格子間の距離、 u_{ij} 、 v_{ij} は格子点 (i,j) での風速である。また、上昇流 ω は連続の式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

と発散の式

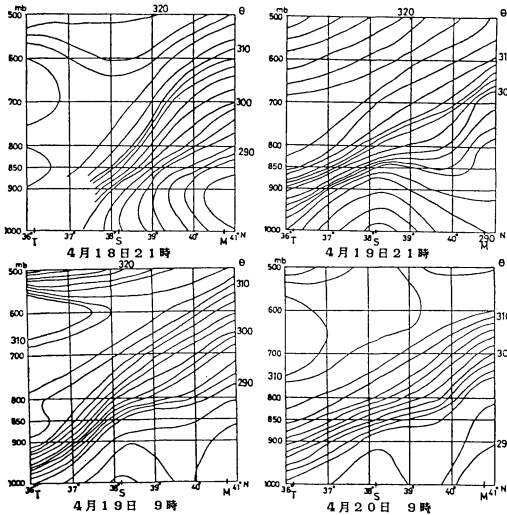
$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = D$$

から、

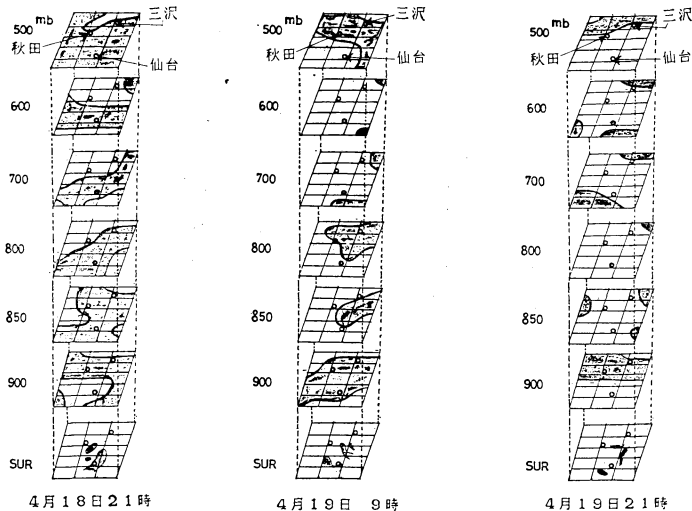
$$\omega(p) = - \int_{p_0}^p D dp \approx \sum_{i=1}^N D_i \Delta p \dots\dots\dots(2)$$

により評価した。 D_i は式(1)により求めた量で i 気圧面での発散である。

今述べた方法で18日21時から19日21時にかけて発散を求め、図にしたのが第9図である。この図から、18日21時から19日21時にかけて、東北地方では上層 500 mb 面までの発散域から徐々に下層で発散、上層で収束の場へと変化したことがわかる。また、下降流の強さは気圧座標系における鉛直速度 ω と z 座標系における鉛直速度 w



第8図 三沢、秋田、仙台、館野を結ぶ線上に沿った相当温位断面図。(T: 館野, S: 仙台, A: 秋田, M: 三沢である。)



第9図 各高層面における発散分布図(発散域はうすい陰影で示す。)

の関係

$$\omega \approx -\rho gw$$

と式(2)により求めた値は約 3 cm/s から 4 cm/s のオーダーであった。なお、この値は不連続面に沿って約 10 m/s の水平速度で下降してくる速さに相当していた。

4. 地上気温降下量の見積り

気温の変化はラグランジュ的には次式によりあらわすことができる。

$$\frac{DT}{Dt} = w \cdot \Gamma + \frac{1}{(C_p + C_v \cdot r + C_r \cdot l)} \sum_i CQ_i \dots (3)-1$$

T は気温、 w は垂直流、 C_p は乾燥空気定の比熱、 C_v は水蒸気の定比熱、 r は混合比、 C_r は水または氷の比熱、 l は乾燥空気 1g に含まれる水滴または氷晶の量、 CQ_i は蒸発、融解、日射、長波放射による加熱、冷却量、 Γ は空気の断熱減率である。

今、ある地点での気温の変化をラグランジュ的に考える。時刻 t_0 に点 $A(x_0, y_0, z_0)$ にある空気塊が時刻 t_1 に点 $B(x_1, y_1, z_1)$ に達したとすれば、この空気塊の時刻 t_0 から t_1 における温度変化 ΔT_L は式(3)-1を時間に関して積分して、

$$\Delta T_L = [T]_{t_0}^{t_1} = \int_{t_0}^{t_1} w \cdot \Gamma dt + \sum_i \int_{t_0}^{t_1} \frac{CQ_i}{(C_p + C_v \cdot r + C_r \cdot l)} dt$$

である。さらに、準定常的な状態が維持されていたとすればこの積分は

$$\begin{aligned} \Delta T_L &= T_L(t_1, x_1, y_1, z_1) - T_L(t_0, x_0, y_0, z_0) \\ &\approx \frac{\Gamma(t_1, x_1, y_1, z_1) + \Gamma(t_0, x_0, y_0, z_0)}{2} \cdot (z_1 - z_0) \\ &+ \sum_i \frac{CQ_i(t_1, x_1, y_1, z_1) + CQ_i(t_0, x_0, y_0, z_0)}{2 \cdot (C_p + C_v \cdot r + C_r \cdot l)} \cdot (t_1 - t_0) \dots (3)-2 \end{aligned}$$

である。サフィクス (L) は空気塊の温度を意味する。次に、 B 点での時刻 t_0, t_1 における温度を $T_B(t_0, x_1, y_1, z_1), T_B(t_1, x_1, y_1, z_1)$ とすれば、点 B での時刻 t_0 から t_1 における温度変化 ΔT_B は、

$$\Delta T_B = T_B(t_1, x_1, y_1, z_1) - T_B(t_0, x_1, y_1, z_1)$$

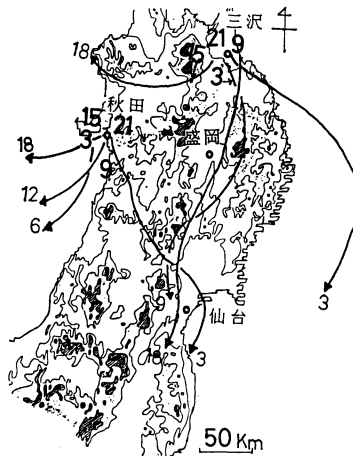
である。ここで、空気塊は時刻 t_1 には点 B に達しているから、

$$T_L(t_1, x_1, y_1, z_1) = T_L(t_1, x_1, y_1, z_1)$$

であるので ΔT_B は

$$\Delta T_B = T_L(t_1, x_1, y_1, z_1) - T_B(t_0, x_1, y_1, z_1)$$

である。式(3)-2から T_L を求め、上式に代入し、 A 点での時刻 t_0 での温度 $T_A(t_0, x_0, y_0, z_0)$ は、 $T_L(t_0, x_0,$



第10図 850 mb 面を基点とした流跡線図(大きい数字は移動開始時刻、細い数字は到達時刻を示す。なお、数値21は18日21時、その他は19日の時刻を示す。)

y_0, z_0)であることを考慮すると ΔT_B は

$$\begin{aligned} \Delta T_B &\approx (T_A(t_0, x_0, y_0, z_0) - T_B(t_0, x_1, y_1, z_1)) \\ &+ \frac{\Gamma(t_1, x_1, y_1, z_1) + \Gamma(t_0, x_0, y_0, z_0)}{2} \cdot (z_1 - z_0) \\ &+ \sum_i \frac{CQ_i(t_1, x_1, y_1, z_1) + CQ_i(t_0, x_0, y_0, z_0)}{2 \cdot (C_p + C_v \cdot r + C_r \cdot l)} \cdot (t_1 - t_0) \dots (4) \end{aligned}$$

となる。この式を使用して気温の移流による変化量と蒸発等の加熱・冷却による変化量を調べた。なお、ここでは放射による影響は無視し、移流による変化は断熱変化も含めた形で評価した。

4.1 移流(断熱変化も含む)による気温降下量

第3図、第4図から気温降下の中心域は無風であり、かつ、風は無風域から発散していた。また、発散場と鉛直流の項で述べたように、東北地方には下降流の場が存在していた。これらの事と第7図からこの地域には上層から不連続面に沿って下降する移流があったと考えられる。この移流の様子を見るため、第10図に、平均的に下降流は 3 cm/s から 4 cm/s として、18日21時から19日15時における6時間ごとの、秋田、三沢上空の 850 mb 面を基点とし、900 mb→1000 mb 面へと下降した場合の流跡線図を示す。この図から仙台付近の 900 mb 面から下層に到達しうる空気塊は18日21時では、秋田上層から、19日3時以降では三沢上層からのものである。また、移流による気温の変化量は、仙台←→三沢、秋田←→仙台間の距離はそれぞれ約 270 km と 180 km であ

第1表 移流による気温変化量

三沢、秋田からの移流による仙台の地上、1000 mb, 900 mb の各気温の変化量 () で囲んだ値は、仙台上空に達した後、飽和湿潤で下降した場合の値である.)

(単位 °C)

秋田 (18日21時) から の移流経路			仙台 (18日21時) の観測 値との差			三沢 (19日9時) から の移流経路		仙台 (19日9時) の観測 値との差		
(秋田)	(仙台)	(900mb)	(1000mb)	(地上)	(三沢)	(仙台)	(900mb)	(1000mb)	(地上)	
800 mb→	地上	/	/	6	800 mb→	地上	/	/	12.8	
800 mb→	900 mb→地上	0.8	/	6 (1.5)	800 mb→	900 mb→地上	7.9	/	12.8 (9.7)	
800 mb→	1000 mb→地上	/	5	6 (5.4)	800 mb→	1000 mb→地上	/	12.4	12.8 (12.2)	
850 mb→	地上	/	/	1.2	850 mb→	地上	/	/	10.5	
850 mb→	900 mb→地上	-4.1	/	1.2 (-2.8)	850 mb→	900 mb→地上	5.6	/	10.5 (7.4)	
850 mb→	1000 mb→地上	/	0.2	1.2 (0.6)	850 mb→	1000 mb→地上	/	10.1	10.5 (9.9)	

ること、下降流は「発散場と鉛直流」の項で述べたように 3 cm/s から 4 cm/s 程度であったこと、850 mb, 900 mb, 1000 mb 面へと各層を通過しながら下降してきた場合、その平均的な水平速度は 8 m/s から 12 m/s だったことを考慮して式(4)の第1項、第2項により求めた。この場合、流跡線図から仙台付近の地上に直接到達する場合と山脈の影響で 900 mb から 1000 mb にかけての上層から下降して地上に到達する場合の両方が考えられるので、この両方について求めた。さらに、仙台上層の 900 mb 面より下層では19日9時以降、湿度が90%以上であったことから、三沢付近から空気塊が移流し、仙台付近に達した時は飽和している場合も考慮し、下降する場合は、湿潤、飽和湿潤の両断熱変化によるものを求めた。なお、式(4)の第2項で必要となる湿潤、飽和湿潤の断熱減率はそれぞれ次式で求めた。

[湿潤空気]

$$\frac{dT_k}{dz} = -\Gamma_d \cdot (1+r) / \left[C_p \cdot \left(1 + \frac{C_v}{C_p} \cdot r \right) \right]$$

[飽和湿潤空気]

$$\frac{dT_k}{dz} = \frac{-\Gamma_d \cdot \left(\frac{P}{P_d} \cdot \left[1 + \left(\frac{L \cdot (1+r_s)}{R_m \cdot T_k} - 0.61 \right) \cdot r_s \right] \right)}{\left[1 + \frac{(C_v \cdot r_s + C_r \cdot l)}{C_p} + \frac{L^2 \cdot r_s \cdot (0.622 + r_s)}{C_p \cdot R_d \cdot T_k^2} \right]}$$

ここで、 Γ_d は空気の乾燥断熱減率、 P は飽和湿潤空気

の圧力、 P_d , R_d は乾燥空気の分圧、気体定数、 r_s は飽和混合比、 R_m は湿潤飽和空気の気体定数、 T_k はケルビン温度、 L は蒸発熱である。この結果を示したのが第1表である。第1表から秋田上層を18日21時、三沢上層を19日9時に出た空気塊は仙台の地上気温を 1.2°C から 12.8°C 上昇させるものであった。

4.2 蒸発・融解による気温降下量

三沢、秋田の空気塊が仙台の地上空気が含んでいる水蒸気と同じ水蒸気を落下する水滴、氷晶により供給された場合にもたらされる温度降下量の推定結果を第2表に示す。なお、これらの量は次のようにして求めた。

混合比 r の空気塊が混合比 r' に変化したとすればこの空気塊に供給された水蒸気量 Δr は、乾燥空気 1g に対して

$$\Delta r = r' - r$$

である。なお、混合比を求めるにあたっての飽和蒸気圧は下記の Tetens の方法で計算した。

$$e_s = 6.11 \cdot 10^{(7.5 \cdot T_0) / (237.3 + T_0)}$$

e_s は飽和蒸気圧、 T_0 は気温で単位は mb と °C である。この Δr の水蒸気の増加が雪片等の蒸発のみにより供給された場合として温度降下量 ΔT を次式により求めた。

第2表 蒸発による冷却のための気温変化量

氷晶、雪片、水滴の蒸発により、仙台の地上の水蒸気量と同じになるまで三沢、秋田から移流してきた空気に水蒸気が供給された場合の気温降下量。

(単位 °C)

気圧面	800 mb	850 mb
場所(日・時)		
三沢 (19日9時)	-9.0	-8.5
秋田 (18日21時)	-4.9	-6.7

$$\Delta T = \frac{L \cdot \Delta r}{C_p + C_v \cdot r' + C_r \cdot l}$$

第2表から、秋田上層からの空気塊は4.9°Cから6.7°C、三沢上層からの空気塊は9.0°Cから8.5°Cの冷却を受けたと推測される。これを見積りが妥当かどうかを式(4)の第3項を使用して調べてみる。この計算には、蒸発量、融解量を必要とするが、これらの計算は小倉・高橋(1971)の式によった。

[氷晶からの蒸発率]

$$P8 = -\frac{1}{\rho_a} \cdot \frac{\left(\frac{Q_v}{Q_{is}} - 1\right) \cdot C \cdot (\rho_a \cdot Q_i)^{0.525} \cdot f_0^{-0.42}}{\left[7 \cdot 10^5 + \left(\frac{0.41 \cdot 10^7}{e_{is}}\right)\right]}$$

Q_v は水蒸気の混合比、 Q_i は氷の混合比、 Q_{is} は水蒸気の飽和混合比、 e_{is} は飽和蒸気圧、 ρ_a は乾燥空気の密度、 f_0 は落下粒子の種類により与えられる定数でここでは、小倉・高橋が与えた0.75をそのまま使用した。Cはventilation係数で

$$C = 1.6 + 0.57 \cdot 10^{-3} \cdot (V_i)^{1.5} \cdot f_0^{-1} \dots\dots\dots (5)$$

で、 V_i は

$$V_i = 3.12 \cdot 10^3 \cdot (\rho_a \cdot Q_i)^{0.125} \cdot f_0 \text{ (cm/s)}$$

である。

[雨滴からの蒸発率]

$$P7 = -\frac{1}{\rho_a} \cdot \frac{\left(\frac{Q_v}{Q_{vs}} - 1\right) \cdot C \cdot (\rho_a \cdot Q_r)^{0.525}}{\left[5.4 \cdot 10^5 + \frac{0.41 \cdot 10^7}{e_{ws}}\right]}$$

Q_{vs} は水蒸気の飽和混合比、 Q_r は雨滴の混合比、 e_{ws} は飽和水蒸気圧である。但し、式(5)にあらわれる V_i は、

$$V_i = 3.12 \cdot 10^3 \cdot (\rho_a \cdot Q_i)^{0.125} \text{ cm/s}$$

である。

[雪片の融解率]

$$P5 = 2.27 \cdot 10^{-6} \cdot C \cdot (T - 273) \cdot (\rho_a \cdot Q_i)^{0.525} \cdot \rho_a^{-1} \cdot f_0^{-0.42}$$

1989年10月

第3表 蒸発・融解率

三沢、秋田、仙台の上層における単位時間当りの蒸発・融解率。(*印は気温が0°C以上の層であったことを示す。上段が氷晶、雪片の蒸発率、下段が水滴の蒸発率)

(単位 $\times 10^{-6}/S$)

地名	日・時	800 mb	850 mb	900 mb	1000mb	
蒸 発 率	秋田 18日12時	0.15	0.13	0.54	*0.54 7.49	
	三沢 19日9時	1.1	1.17	*1.69 1.35	*1.12 9.56	
	仙台	19日9時	0.12	0.15	0.16	*0.24 1.30
		19日21時	0.87	0.09	0.12	*0.21 0.89
融 解 率	仙台 18日21時	6.3	7.0	9.4	15	
	仙台 19日9時	0	0	0	1.3	

但し、式(5)にあらられる V_i は、

$$V_i = 5.92 \cdot 10^2 \cdot (\rho_a \cdot Q_i)^{0.11} \text{ cm/s} \dots\dots\dots (6)$$

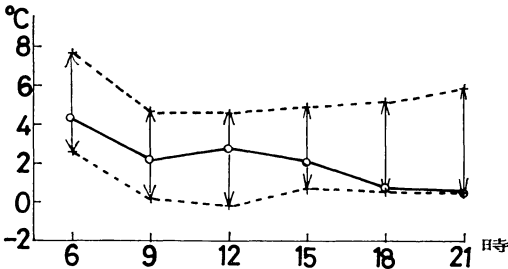
である。上記の各式によって計算した蒸発率、融解率の結果を示したのが第3表である。この値を使って、蒸発による熱量 CQ_1 を $L \cdot (P8 \text{ または } P7)$ として温度降下量を式(4)の第3項により計算した。なお、式(4)の第3項にあらわれる時間($t_1 - t_0$)は、4.1項で述べたように移動速度を平均して10 m/s、また、第5図から降水域は19日20時までは盛岡以南であったことから、盛岡から仙台の区間で冷却を受けるとしてその距離約150 kmから、この時間を15,000秒とした。しかし、空気塊が蒸発により飽和に達する時間がこれより小さくなった場合は飽和に達する時間とした。

融解による熱量 CQ_2 は、 $(L_m \cdot P5)$ として式(4)の第3項により温度降下量を求めた。 L_m は融解熱である。この場合、式(4)の第3項の時間($t_1 - t_0$)は、融解層通過時間として次のようにして求めた。雪片の落下速度を式(6)より求め、大気中に含まれる雪片の混合比を降水量から推定し、この値と雪片の融解率を使って雪片がとける時間 t を求めた。次に、この t と落下速度から融解層の厚さを推定した後、融解層は0°Cの等温線に沿って存在し、秋田、三沢からの空気塊は不連続面の傾きに沿って、平均して、水平速度10 m/s、降下速度3 cm/s ~ 4 cm/sではぼ移動するとして求めた。(推定した融解層の厚さは60mから100m、雪片の落下速度は110

第4表 蒸発・融解の冷却による仙台的地上気温変化量
(第1表に対応して、移流経路ごとに変化量を示す。)

(単位 °C)

冷却原因	移流経路	秋田→仙台 (18日21時)	三沢→仙台 (19日9時)
蒸発	800 mb→地上	-5.7	-9.4
	800 mb→900 mb→地上	-6.0	-10.7
	800 mb→1000 mb→地上	-3.0	-9.3
	850 mb→地上	-7.5	-8.9
	850 mb→900 mb→地上	-7.5	-8.9
	850 mb→1000 mb→地上	-4.8	-8.8
融解	—	-0.4~-1.0	-0.2~-1.7



第11図 仙台での19日6時から同日21時における地上気温の計算値と観測値の比較。(縦軸は気温、横軸は日・時、実線が観測値、破線が計算値、矢印は推定幅を示す。)

5時間から7時間、三沢から約7時間から10時間かかるので、それぞれ平均として6時間、9時間かかるとして、 t_1 よりそれぞれ6時間前、9時間前の値である。また、図には、4.1で考慮した移流方法のそれぞれで計算した値の範囲を示した。この図から、各時刻とも計算値は4.1°Cから5.3°Cの幅があるが、その平均的な値として、観測値が位置していること、また、変化傾向が一致していることがわかる。それゆえ、推定のあらさを考慮すれば、計算値はおおむね観測値と一致しているといえる。なお、放射収支面からの冷却、加熱は移流と蒸発・融解により観測値がおおむね説明できることから影響は少なかったと推定される。

cm/s となった。) こうして求めた値は600秒から7,000秒であった。これらの結果を示したのが第4表である。第4表から秋田、三沢から仙台に移流してくる空気塊は蒸発により3°C~10.7°C、融解により0.2°C~1.7°Cの冷却を受けた事がわかる。この値は第2表に示した値とほぼ等しく、第2表の見積りが妥当であった事を示している。

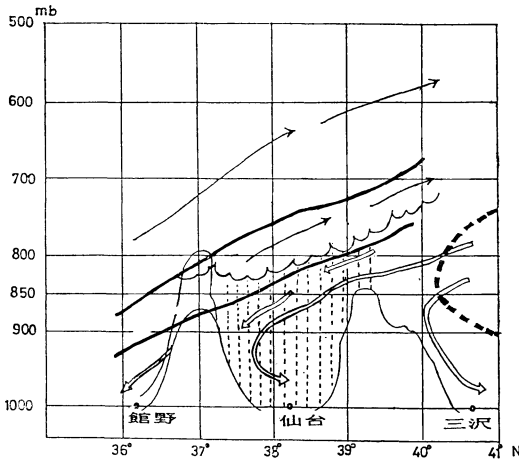
4.2 移流、蒸発、融解による冷却・加熱から期待される仙台的地上気温と観測値との比較

気温降下は19日6時ごろから同日24時ごろまでの間に起ったと推定されるので、仙台で観測された6時、9時、12時、15時、18時、21時の各気温の値と移流、蒸発、融解による加熱・冷却を式(4)により評価した同時刻での仙台的気温の値を示したのが第11図である。なお、式(4)のなかの t_1 は仙台的観測時刻を、 t_0 は4.1で述べた移流速度と秋田、三沢と仙台間の距離から、空気塊がこれら地点上空から仙台上空付近に到達するのに秋田から約

5. 仙台付近を中心とする東北地方の地上気温が降下した現象についての考察

今までの解析結果をまとめると次のとおりである。

- (ア) 3.1 から降下域の中心はまわりより最大4°C以上低くなり、地上気温の降下は降水の始まりとともに起っていた。
- (イ) 3.2 から東北地方では前線性の不連続面が存在し、不連続面を境に上層では面に沿う上昇流が、下層では面に沿う下降流が存在した。
- (ウ) 4.1 から秋田、三沢上層からの移流による温度変化は1.1°C~12.8°Cであった。
- (エ) 4.2 から、仙台付近に流れ込んでくる空気塊の流路では、飽和に達するまで蒸発が起りえるに十分な降水域の拡がりが存在した。そして、氷晶、水滴、雪片からの蒸発により8.5°C~9°C、雪片の融解により0.2°C~1.7°Cの冷却があった。これは、三沢、秋田上層の乾燥した空気が仙台付近へ



第12図 地上気温降下を示す模式図

流入することにより起った。

以上の事からを考慮してその状態を簡単な模式図にしたのが第12図である。この図は三沢、仙台、館野を結んだ線に沿った断面図であり、縦軸には高度 (mb)、横軸に緯度をとるとともに、おおまかな山の断面も示してある。また、不連続面は太い実線、空気の流れは2重線と実線、降雨・雪帯は点々で、乾燥域は太い点線でそれぞれ示した。

この図を使って、4月19日に起った仙台付近を中心とする地上気温の降下を考える。東北地方には、この日、図に示したように前線性の不連続面が存在していた。この不連続面より上層では面からこの面に沿って上昇流があり、これに伴い盛岡以南で降雨域となっていた。不連続面より下層ではこの面に沿って北から下降する流れがあった。この北からの空気は三沢上空 800 mb で湿度16%と乾燥しており、この乾燥した空気が降雨帯を通過中に、氷晶、水滴、雪片の蒸発で冷却されつつ仙台付近に下降し、地上気温の降下をもたらしたと考えられる。また、観測値と計算値がそれらの値と変化傾向がおおむね一致したこともこの考え方の妥当性を示している。

6. 結 論

仙台付近を中心とする気温の降下は、北方の乾燥空気が、前線性の不連続面に沿って下降し、降雨帯を通過するときに、氷晶、水滴、雪片の蒸発により冷却され降下したものである。また、この冷却は、前線性の不連続面が存在し、その面の層で上昇流、下層で下降流があ

り、かつ、上昇流が継続した降雨をもたらし、乾燥した空気が下降流として流れ込んでいる状況下で起ったものである。

7. 謝 辞

本研究をまとめるにあたり、貴重な御意見および御校閲をいただいた、野本真一博士 (気象協会)、能登正之予報官 (長期予報課)、青木孝予報官 (長期予報課)、手塚雅美統計室長 (現測候課) にここに深く感謝の意を表します。

参考文献

- 荒川正一, 1975: おろし風を中心とした山越え気流論, 気象研究ノート, 125, 115-148.
- 浅井富雄, 1982: 中小規模擾乱に関する研究の発展, 天気, 29, 677-700.
- , 武田喬男・木村竜治, 1983: 大気科学講座 2 雲や降水を伴う大気, 東京大学出版会.
- 会田 勝, 1986: 大気と放射過程, 東京堂出版, 152-228.
- 加藤内蔵進, 1985: オホーツク海域における大気中の熱収支と下層気温の変動について, 天気, 32, 425-433.
- 近藤純正, 桑形恒男, 1983: 東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した1983年4月27日の異常乾燥風, 天気, 30, 545-552.
- 松尾敬世, 1984: 大気中における雪片の融解現象に関する研究, 気象研究所技術報告第8号
- 長野美文, 1976: 現行ルーチンの客観解析, 電子計算室報告・別冊22号, 24-41.
- Ogura, Y. and Takahashi, T. 1971: Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell, Monthly Weather Review, 99, 895-911.
- Soon, S.T. and Ogura, Y. 1973: A comparison between axis-symmetric and slab-symmetric cumulus cloud models, J. Atmos. Sci., 30, 879-893.
- Stieplens, G.L. 1978: Radiation Profiles in Extended Water Cloud. I, Theory Journal of the Atmospheric Sciences, 35, 2111-2122.
- , Paltridge, G.W. and Platt, C.M.R., 1978: Radiation Profiles in Extended Water Clouds. III: Observation, J. Atmos. Sci., 35, 2133-2141.
- 山岸米二郎, 1983: 関東地方の局地的悪天時の場の特徴の数値シミュレーション, 天気, 30, 531-538.
- 山本 晃, 1984: 関東平野の雪, 研究時報, 36, 131-149.
- 栗原和夫, 上野 充, 1988: 数値予報モデルの物理過程, 数値予報課報告別冊第34号, 97-103.