4.　0℃高度下の雪片の融解に関する数値計算

実験によって求めた融解速度式を基本式として用い，0℃高度より下で起こる雪片の融解に関する数値計算を行った。大気の相対湿度と雪片の大きさ，密度をパラメータとして，雪片の直径，含水率，落下速度の高度変化を計算によって求めた。外気から熱伝導で雪片へ輸送される熱と同様，雪片表面で起こる潜熱の交換が雪片の融解に重要な影響を与えると考えられるため，数値計算では，特に相対湿度が融解に与える効果に着目した。

4.1　数値モデル

4.1.1　仮　　定

簡単のため，雪片は球形とし0℃高度より落下するものとする。図14に数値モデルの概略を示す。0℃高度より下の大気は，気温減率γが6℃・km^{-1}であり，相対湿度RHは高度によらず一定とする。この仮定は，降水時の平均的な大気状態を参考にして採用した。雪片が0℃高度より落下し雨滴となるまでの間，外気の気温と相対湿度は変化しないものとする。その他の仮定を下に示す。

（1）雪片はしっかりした氷の骨格構造をもっており，これは融解によって壊れない。融解は雪片

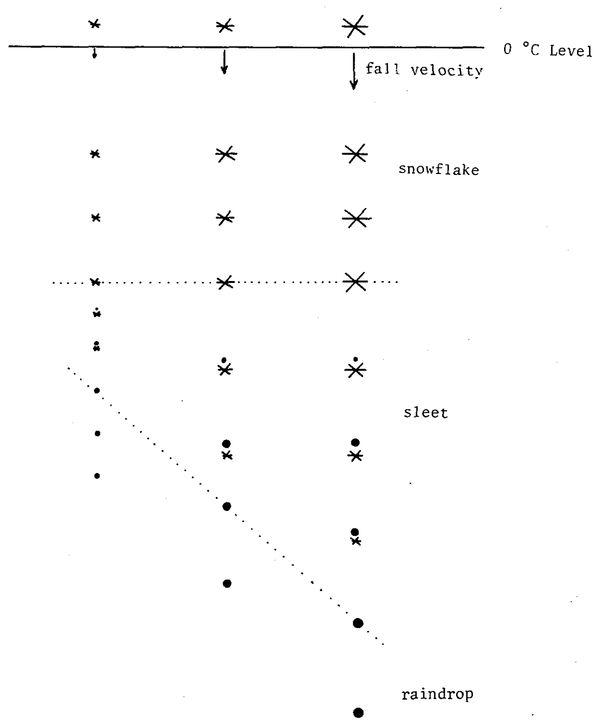

図14　Schematic drawing of a model. Snowflakes of various sizes, originating at 0℃ level, fall sublimating and melting toward the ground.

表面で起こり，生成した水は骨格構造の内部へしみ込み，表面には蓄積されない。しみ込んだ水は融解速度に影響を与えない。

（2）融解中の雪片の温度は0℃とする。

（3）落下中に，雪片の分裂，併合はない。

（4）雪片の半径が同質量の水滴の半径に等しくなった時，融解は完了したものとする。

4.1.2　融解中の雪片の落下速度

落下中の雪片に働く外力は，重力，抗力，浮力であり，雪片の浮力は一般に小さいので無視できるとすると次式がなりたつ；

$$M\frac{dV}{dt} = Mg - \frac{1}{2}\rho_a C_d S' V^2 \qquad (12)$$

ここで，Mは雪片の質量，gは重力加速度，ρa は空気の密度，Cd は雪片の抵抗係数，S′は雪片の断面積，Vは落下速度である。雪片が終端速度に達している状態では重力と抗力は釣り合っているので次式が得られる；

$$Mg = \frac{1}{2}\rho_a C_d S' V_t^2. \qquad (13)$$

雪片を球形と仮定すると，落下速度 Vt は次式で与えられる；

$$V_t = \left(\frac{8g}{3\rho_a}\right)^{1/2} C_d^{-1/2}\,\rho_i^{1/2}\,R^{1/2}. \qquad (14)$$

(13) 式は，もし抵抗係数 Cd が個々の雪片であまり違わないとすると，落下速度の2乗 Vt^2 と質量と断面積の比 M/S′は比例することを示している。図15（a）と（b）に，観測によって得られた Vt^2 と M/S′との関係を示す。データは 1978 年と 1979 年の冬期に新潟県長岡市で行った降雪観測によるものである。観測では落下中の雪片の落下速度，質量，断面積の同時測定を行っているが，観測の詳細については，5章で述べてある。図の中で，○印は地上気温が0℃以上の観測例であり，△印は0℃以下の場合を示す。Vt^2 はほぼ M/S′に比例している。特に気温が0℃以下の場合の測定値は，抵抗係数 Cdを 1.2 とした時の（13）式によりよく表現されていることがわかる。この値は，Magono and Nakamura (1965) が地上気温がほぼ0℃の場合に観測で得た値1.3にほぼ等しい。気温が0℃以上の場合，推定される抵抗係数 Cd は 0.6 ～ 1.2 の間でばらついている。小さい抵抗係数 Cd ≃ 0.6 をもったと考えられる雪片はかなり融けた雪片であり，質量は 2 mg 以上のものが多く，霙の中で観測された。抵抗係数 Cd ≃ 0.6 は,直径が 1.2 mm（質量は約 1 mg）以上の雨滴の抵抗係数に相当するので，このかなり融けた雪片は抵抗係数に関してほぼ雨滴に近い性質を持っていたといえる。観測の結果から考えると，融解中の雪片の抵抗係数 Cdは融けていない

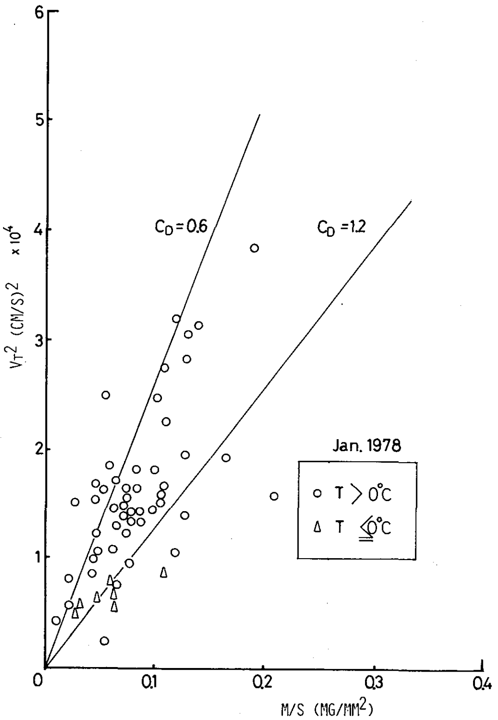

図15(a)　Relation between snowflake fall velocity and the ratio of snowflake mass to snowflake cross-sectional area obtained in the observation in January 1978, at Nagaoka city, Niigata prefecture, Japan.

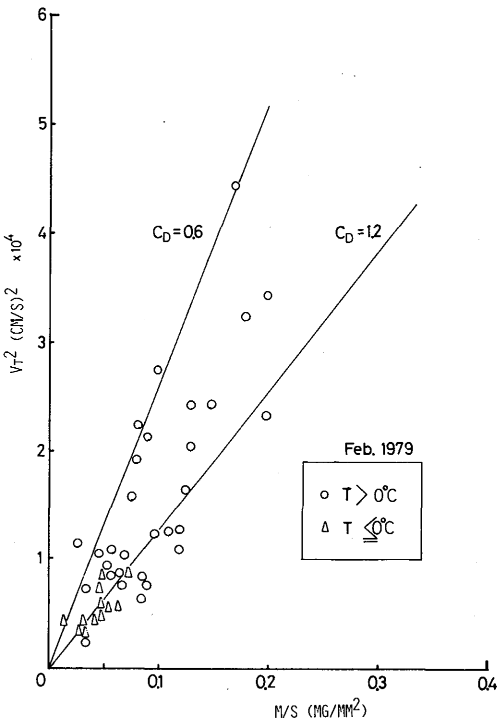

図15(b)　Same as Fig. 15(a) except for February 1979.

雪片の値（Cd ＝ 1.2 ）とそれと同質量の雨滴の抵抗係数との間にあるといえる。

物体の抵抗係数は，一般的に，物体の形，角張っている程度，表面粗度等によって変化する（西山，1971；石崎，1977）。実験によれば，物体の形が球形に近づくほど，角張った形態に丸みがつくほど，表面が滑らかになるほど，物体の抵抗係数は小さくなる。この時の抵抗係数の変化はRe数 200 ～ 4000 程度で最高 2.0（角板）から最低 0.4（球）にまで減少する。雪片は融解によって，角がとれて丸みをおび，表面も滑らかになり，最後に球形の雨滴になる。融解の過程は明らかに抵抗係数を小さくする作用がある。角張った雪片（Cd ＝ 1.2 ）から融解によって滑らかな球に近い雨滴（Cd ≃ 0.6 ）になるまでの抵抗係数の変化が観測結果に表わされているとみることができる。

抵抗係数の変化の度合は，融解の度合に応じると考えられる。融解の度合は雪片半径Rの変化として現われるので，抵抗係数 Cd を半径 R の関数として近似することができる。最も簡単に近似す

るならば，次のように1次関数で近似することができるであろう；

$$Cd = \frac{1.2 - Cdr}{Ro - Rr}(R - Ro) + 1.2 \quad \cdots\cdots (15)$$

ここで Cdr は初期半径 Ro の雪片が融けて雨滴となった時の抵抗係数，Rr は融解中の雪片の半径である。半径 Rr の雨滴の抵抗係数 Cdr は（14）式から次のように与えられる；

$$Cdr = \left(\frac{8g}{3\rho a}\right)\rho w\, Rr\, Vt'^{-2} \quad \cdots\cdots (16)$$

ここで ρw は雨滴の密度である。Vt′ は雨滴の落下速度で，Best（1950）によれば，次のように与えられる；

$$Vt' = 932\left(1 - \exp\left(-\left(Rr / 0.885\right)^{1.147}\right)\right). \quad \cdots\cdots (17)$$

融解雪片の抵抗係数 Cd を，このように半径Rの関数で表すならば，融解雪片の落下速度 Vt は結局半径Rの関数となる。

上で述べた議論は，雪片の落下速度が常に終端速度に達しているという仮定に基づいている。しかし，一般的には，融解中の雪片は，断面積の減少による抗力の変化を常にうけているので，必ずしも終端速度に達しているとはいえない。（12）式により，抗力の変化による落下速度の応答特性を調べてみる。（12）式より，$A = \rho a\, Cd\, S' / 2Mg$ とし，終端速度 $Vt = 1/\sqrt{A}$ を用いると落下速度Vは次のように与えられる；

$$V = Vt\left(\frac{e^{\frac{2g}{Vt}t} - 1}{e^{\frac{2g}{Vt}t} + 1}\right). \quad \cdots\cdots (18)$$

いま融解中の雪片の平均の終端速度を $Vt \simeq 300\ \mathrm{cm \cdot sec^{-1}}$ 程度として計算してみると，$\tau \simeq 0.2$ 秒となる。応答時間 τ は非常に短い。いま，融解による落下速度の時間変化は，落下速度が常に終端速度となっていると仮定した場合，大きくても1秒間に $20\ \mathrm{cm \cdot sec^{-1}}$ 程度の変化である（数値計算の結果より）。常に終端速度であることを仮定した場合に落下速度に与える誤差は，最大で $20\ \mathrm{cm \cdot sec^{-2}} \times \tau \simeq 4\ \mathrm{cm \cdot sec^{-1}}$ 程度となる。

4.1.3　計算スキーム

雪片の融解過程は，大気の状態が水飽和の場合と水未飽和の場合とで異なる。飽和の場合，0℃高度の直下では雪片の表面へ水蒸気の凝結が起こり，未飽和の場合は，雪片の表面から水蒸気が昇華する。このため計算のスキームも2つの場合でやや異なる。

1）0℃高度の下の大気が水飽和の場合

外気の水蒸気密度は，0℃の氷の飽和水蒸気密度より高いため，落下中の雪片の表面へ水蒸気が凝結する。雪片は外気から熱伝導で輸送される熱と凝結熱の両方で融解する。雪片半径Rの融解による減少速度は（10）式で与えられる。0℃高度より下では，融解中の雪片の温度は0℃に保たれると仮定することができるので，（10）式の中の温度差 ΔT と水蒸気密度差 $\Delta\sigma$ は次のように与えられる；

$$\Delta T = \gamma Z$$

$$\Delta\sigma = \frac{Mo}{\widetilde{R}}\left(\frac{e_a}{Ta} - \frac{e_s}{273.15}\right) \quad \cdots\cdots (19)$$

ここでZは雪片の0℃高度からの落下距離，Mo は水の分子量，$\widetilde{R}$ は普遍気体定数，$Ta = 273.15 + \gamma Z$ は外気温，$e_a = (RH/100) \times e_{sat}(Ta)$ は外気の水蒸気圧，RHは相対湿度（この場合は水飽和で100％），$e_s = e_{sat}(T = 273.15^\circ K)$ は0℃の雪片表面の飽和水蒸気圧である。水の飽和水蒸気圧 $e_{sat}(Ta)$ は Ta の関数として Tetens の公式によって次のように与えられる；

$$e_{sat}(Ta) = 6.11 \times 10^{\frac{7.5(Ta-273.15)}{Ta-35.9}} . \quad \cdots\cdots (20)$$

（19）および（20）式から，ΔT と $\Delta\sigma$ はZの関数となっていることがわかる。Ventilation 係数 $\widetilde{a}$ はRの関数であるので，融解速度 dR/dt は落下距離Zと雪片半径Rの関数となる（（10）式参照）。0℃高度における雪片の初期半径 Ro を与えれば，（10）式を数値積分することによって，落下距離Zにおける雪片半径Rを求めることができる。落下距離Zは $Z = \int_0^t V t dt$ で与えられる。

融解によって生成する水の質量 Mw の時間変化は（10）式から，

$$\frac{dMw}{dt} = \frac{4\pi\varepsilon\widetilde{a}R}{Lf}(K\Delta T + LvD\Delta\sigma) \quad \cdots\cdots (21)$$

のように与えられ，凝結する水の質量 mc の時間変化は，

$$\frac{dmc}{dt} = 4\pi\varepsilon\widetilde{a}RD\Delta\sigma \quad \cdots\cdots (22)$$

で与えられる。したがって，落下距離Zの高度までに生成する水の質量 Mw と mc は，これらの式を数値積分することによって求められる。凝結した水は液体の状態を保つとすると，雪片の含水率 F（％）は Mw と mc を用いて，

$$F = \frac{Mw + mc}{Mi + mc} \times 100 \quad \cdots\cdots (23)$$

のように表わされる。ここで，Mi は雪片の初期質量である。凝結した水の質量は雪片の質量を増加させ，落下速度を増加させる付加的効果がある。

2）0℃高度より下の大気が水未飽和の場合

図16に，未飽和大気中における雪片の融解に関するモデルを示す。実線は外気温，破線はRH＝90％の時の外気の水蒸気密度の高度変化である。0℃の飽和水蒸気密度は 4.85×10^{-6} gr・cm^{-3} であり，図の上方の中央に示されている。0℃高度から落下する雪片は3つの異なった過程を経て雨滴となる。それらの過程に対応して，大気を3つの層 ── Ⅰ層（雪），Ⅱ層（ぬれ雪），およびⅢ層（ぬれ雪）── にわけることができる。

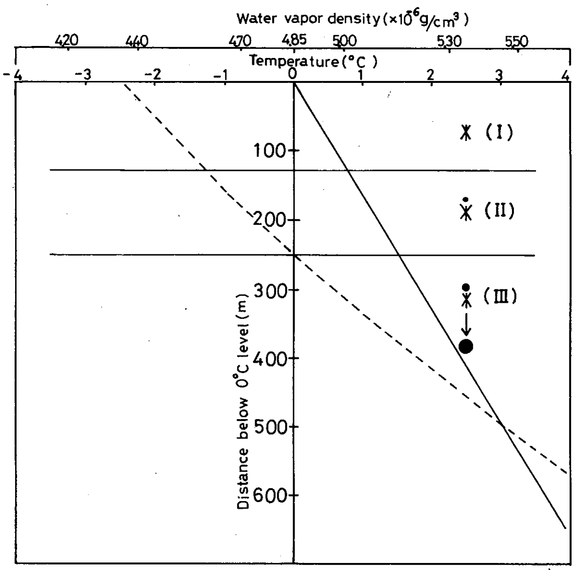

図16　Schematic drawing showing the effects of air temperature and water vapor density of the air on melting of snowflakes below freezing level. The layer below freezing level is divided into three sublayers(Ⅰ), (Ⅱ), and (Ⅲ) due to the difference in heat transfer.

Ⅰ層（雪）では，外気の水蒸気密度が0℃の氷に対する飽和水蒸気密度より小さいため，雪片表面から水蒸気の昇華が起こる。昇華による冷却効果が，外気からの熱伝導によって暖まる効果より大きいため，雪片は冷やされ融けない。Ⅱ層（ぬれ雪）では，外気によって暖まる効果が昇華によって冷やされる効果より大きいため，雪片の融解が起こる。Ⅲ層（ぬれ雪）では，外気の水蒸気密度が0℃での水の飽和水蒸気密度より高くなるため，雪片表面へ水蒸気が凝結する。融解は凝結により発生する熱と外気から熱伝導で流入する熱の両方で起こるため急速に進行し，最終的に雨滴が

生成する。各層における理論的取り扱いを下に示す。

（a）I層（雪）

この層では，雪片は昇華によって冷やされ融けない。昇華に必要な熱は外気からの熱伝導で流入する熱で補われる。定常状態では，2つの熱は釣り合うので次式が得られる；

$$K\,(Ta - Ts) = \frac{Ls\,DMo}{\widetilde{R}}\left(\frac{e'_s}{Ts} - \frac{ea}{Ta}\right) \qquad (24)$$

ここで，Ta は気温，Ts は雪片の温度，Ls は昇華熱，ea は外気の水蒸気圧，es′ は温度 Tsの雪片表面の氷の飽和水蒸気圧である。Tetens の公式によれば，es′（Ts）は，水に対する飽和蒸気圧と同じような形で次のように与えられる；

$$e'_s\,(Ts) = 6.11 \times 10^{\frac{9.5\,(Ts - 273.15)}{Ts - 7.7}} . \qquad (25)$$

いま，各落下距離Zで定常状態が成立しているとすると，（24）および（25）式から，ある距離Zにおける雪片温度 Ts の値を数値的に求めることができる。後で示すが，求められた温度 Ts は落下距離と共に高くなり，最終的に0℃となる。この温度から雪片の融解が始まり，雪片はII層に入る。雪片の昇華によって起こる半径の減少速度，質量の減少速度，含水率を下に示す。含水率は融解が起こっていないので0となる。

$$\frac{dR}{dt} = -\frac{\widetilde{a}\,\varepsilon\,DMo}{\widetilde{R}\,\rho i}\,\frac{1}{R}\left(\frac{e'_s}{Ts} - \frac{ea}{Ta}\right) \qquad (26)$$

$$\frac{dM}{dt} = -\frac{4\pi\,\varepsilon\,\widetilde{a}\,DMo}{\widetilde{R}}\,R\left(\frac{e'_s}{Ts} - \frac{ea}{Ta}\right) \qquad (27)$$

$$F = 0 \qquad (28)$$

ここで，Mは雪片の質量である。雪片の半径，質量，落下速度の高度変化は，前と同様に求めることができる。

（b）II層（ぬれ雪）

雪片がI層を通過し，II層に入ってくると融解が始まる。II層では，外気から熱伝導で雪片へ流入する熱は，蒸発（あるいは昇華）と融解に使われる。雪片半径の減少は，融解と蒸発によって起こり次式で示される；

$$\frac{dR}{dt} = -\frac{\varepsilon\,\widetilde{a}}{Lf\,\rho i}\,\frac{1}{R}\left[K\,(Ta - 273.15) - Ls\,D\,\frac{Mo}{\widetilde{R}}\left(\frac{e'_s}{273.15} - \frac{ea}{Ta}\right)\right]$$
$$-\frac{\widetilde{a}\,DMo}{\rho i\,\widetilde{R}}\,\frac{1}{R}\left(\frac{e'_s}{273.15} - \frac{ea}{Ta}\right) \qquad (29)$$

ここで，右辺第1項は融解による半径Rの減少を，第2項は蒸発による半径の減少を示す。雪片表面で起こる蒸発は，水から起こる過程であるか，氷から起こる過程であるかははっきりしない。融解実験の観察によると，融解中，雪片表面には氷が露出していた。ここでは蒸発は昇華によって起こると仮定する。この層では，外気の水蒸気密度は0℃の水の飽和水蒸気密度に近く，層厚もそれほど厚くない。したがって，いずれの過程を採用しても数値計算の最終的な結果にはあまり影響しない。

雪片の含水率Fは次式で与えられる；

$$F = \frac{Mw}{Mi - ms} \times 100 \quad \cdots\cdots (30)$$

ここで，Mwは融解により生成した水の量，msは昇華によって失なわれた氷の量である。Mwとmsは (29) 式の右辺第1項と第2項を時間積分することによって得られる。前と同様な方法で雪片の半径，質量，落下速度，含水率の高度変化が求められる。

（c）Ⅲ層（ぬれ雪）

この層では，外気からの熱伝導で流入する熱に，表面での水蒸気の凝結熱が加わるため融解が急速に進む。理論的取り扱いは，飽和大気中の雪片の融解（4.1.3　1））の場合と同様である。

$$\frac{dR}{dt} = -\frac{\varepsilon \tilde{a}}{Lf \rho i} \frac{1}{R} \left[K (Ta - 273.15) - Lv D \frac{Mo}{\tilde{R}} \left(\frac{es}{273.15} - \frac{ea}{Ta} \right) \right] \cdots (31)$$

$$\frac{dmc}{dt} = -4\pi \varepsilon \tilde{a} D \frac{Mo}{\tilde{R}} R \left(\frac{es}{273.15} - \frac{ea}{Ta} \right) \quad \cdots\cdots (32)$$

$$F = \frac{Mw + mc}{Mi + mc} \times 100 \quad \cdots\cdots (33)$$

融解速度式 (10) に初期値を与え，これを時間的に積分することによって，まず基本となる雪片の半径Rの時間変化を得て，さらに，雪片の半径，含水率，落下速度の高度変化を求める。計算は融解が完了する時点で打ち切る。計算では時間差分 Δt は1秒とした。差分 Δt を0.5秒，1秒，5秒，10秒を与えてテストした結果，雪片半径Rの時間変化は与えた時間差分にはほとんど影響されなかった。但し，融解が完了する時間は与えた時間差分 Δt だけの差があった。したがって，融解が完了し雨滴が生成する落下距離は，時間差分 Δt の違いにより，この計算では最大10m程度の差が生じる。

この節では，各層における雪片と空気との間の熱と水蒸気の輸送については，定常状態を仮定している。しかし落下する雪片のまわりの状態は常に変わるため，厳密には，この定常状態の仮定は成立しない。特に，雪片が昇華している時，雪片の温度は変化し，定常の仮定は成り立たない。昇華過程における雪片温度の応答特性を調べてみる。

いま初期温度 $T_{s,o}$ をもつ雪片を相対温度 RH，気温 T_∞ ($>T_{s,o}$) の空気にさらしたとする。雪片の温度 T_s は昇華によって下がり，最終的には定常温度に達する。この時の応答時間 τ を求める。外気から雪片へ熱が輸送される速度 F_x は次のように与えられる；

$$F_x = 4\pi\varepsilon R\tilde{a}\left[K(T_\infty - T_s) + L_s D(\rho_\infty - \rho_s)\right] \qquad \cdots\cdots (34)$$

ここで，ρ_∞ は空気の水蒸気密度で $\rho_\infty = \rho_{sat}(T_\infty) \times RH/100$ である。また ρ_s は雪片表面の氷の飽和水蒸気密度であり，$\rho_s = \rho_{sat}(T_s)$ である。雪片の温度の時間変化については，(34)式から次のように書き表わされる；

$$\frac{\rho_i C R^2}{3\varepsilon\tilde{a}}\frac{d}{dt}(T_\infty - T_s) = -K(T_\infty - T_s) - L_s D(\rho_\infty - \rho_s) \qquad \cdots\cdots (35)$$

ここで，ρ_i は雪片の密度，Cは氷の比熱である。いま，狭い温度領域では飽和水蒸気密度は温度の1次関数とみなせるので，$\rho_{sat}(T_\infty) - \rho_{sat}(T_s) = \beta(T_\infty - T_s)$ となる。これを (35)式に代入して，この微分方程式を解き，応答時間 τ を求めると次のようになる；

$$\tau = \frac{\rho_i C R^2}{3\varepsilon\tilde{a}(K + L_s D\beta)}. \qquad \cdots\cdots (36)$$

いま，雪片の応答時間 τ を次のような雪片を代表する値と数値を入れて (36)式を用いて計算する；

$\rho_i = 0.02\ \mathrm{gr \cdot cm^{-3}}$
$C = 0.5\ \mathrm{cal \cdot gr^{-1} \cdot ℃^{-1}}$
$R = 0.3\ \mathrm{cm}$
$K = 5.66 \times 10^{-5}\ \mathrm{cal \cdot cm^{-1} \cdot sec^{-1} \cdot ℃^{-1}}$
$L_s = 677\ \mathrm{cal \cdot gr^{-1}}$
$\beta = 3.6 \times 10^{-7}\ \mathrm{gr \cdot cm^{-3} \cdot ℃^{-1}}$ (0℃付近)
$\varepsilon\tilde{a} = 10$ ($V_t = 100\ \mathrm{cm \cdot sec^{-1}}$ とする)
$D = 0.22\ \mathrm{cm^2 \cdot sec^{-1}}$

応答時間 τ は，0.3秒となり，雨滴の応答時間が通常4～5秒であるのに比べ，応答が非常に早い。雪片の昇華過程における定常状態の仮定は妥当なものといえる。定常状態を仮定して計算した場合，雪片の融解が開始する高度（I層の底の高度）に与える誤差は，$\tau \times V_t$ 程度となる。雪片の落下速度を $100\ \mathrm{cm \cdot sec^{-1}}$ とすると，この誤差は0.3m程度となる。I層の厚さは，普通100m以上あるので誤差は0.3％以下となる。

4.2　計算結果

4.2.1　雪片の温度の高度変化

図17に，計算によって求めた雪片の温度の高度変化を破線で示す。計算で与えた外気条件は，相対湿度がRH＝100，90，80％の3例で，気温の高度変化は6℃・km^{-1}（実線）である。雪片

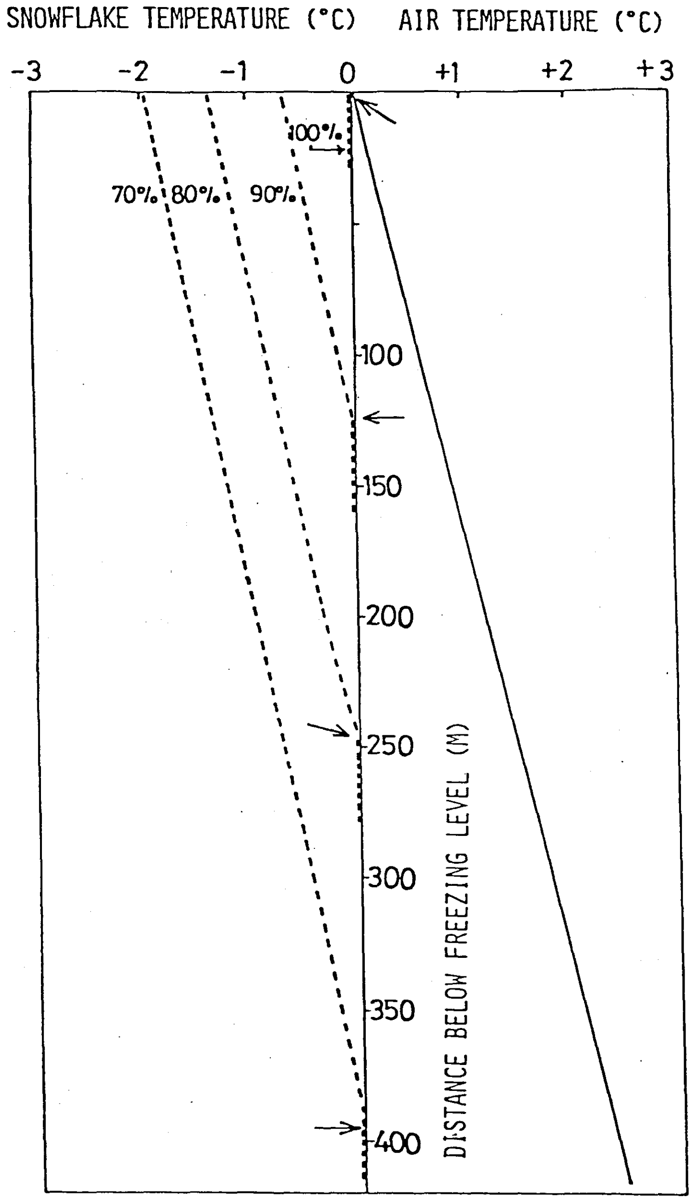

図17　Calculated snowflake temperature as a function of distance below freezing level for various relative humidities of air. Calculated snowflake temperature is indicated by dashed lines. The ambient air temperature is also indicated by a solid line as a reference.

の粒径は，(24) 式から明らかなように，この数値モデルでは雪片の温度に影響を与えないので，条件として与えていない。矢印は雪片の温度が0℃となる高度，つまり融解が開始する高度を示す。この高度より下では融解によって雪片の温度は0℃に保たれる。大気が飽和（RH＝100％）していると，融解は0℃高度から始まるが，未飽和の場合は0℃高度から，ある距離落下しないと融解が始まらない。この距離は相対湿度が90％まで120m，80％で250m，70％で390mとなる。このように大気が水未飽和の場合，0℃高度の下に，雪片の融解が起こらない非融解層がかなり厚く形成されることは興味深い。この非融解層はＩ層（雪）に相当する。図18に，形成する非融解層の厚さと相対湿度との関係を示す。この場合，層の厚さを融解が開始する高度の外気温（気温減率$\gamma=6$ ℃・km^{-1}）で示す。実線は融解が開始する高度の気温と相対湿度の関係であり，この融解開始線

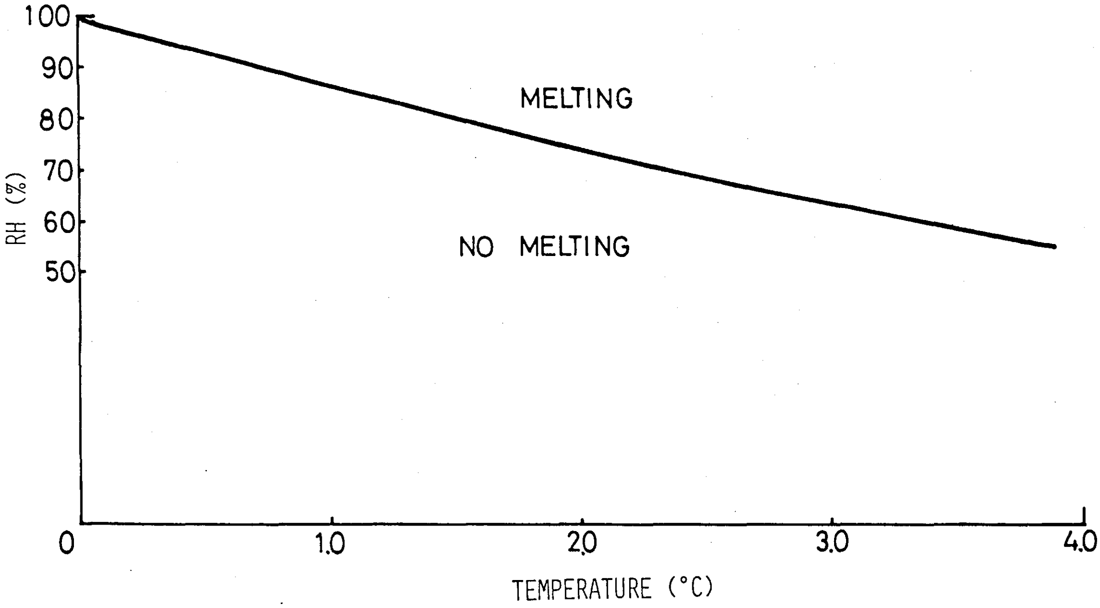

図18　Dependence of melting on air temperature and relative humidity of air. A solid line is a critical line of melting.

の下側の高度（気温）では雪片の融解がまだ起こらないが，上側の高度（気温）では融解がすでに起こっている。融解開始線を直線とみなすと，RH＝100－13T で表わされる。この関係式は，物理的には，温球温度が0℃となるような気温と相対湿度の関係を示している。このように相対湿度が低いほど非融解層は厚くなる。

最近，藤吉・武田（1980）はレーダ観測によって，0℃高度の下，1～1.5 km の高度にできたブライトバンドを見出だした。この時，0℃高度付近は，相対湿度が低く，50％以下となっていた。この原因はデータ不足ではっきりしないが，現象的には0℃以上の高温時にみられる降雪現象とよく似ている。低湿度による雪片の冷却効果を示唆している。これについては後で詳しく述べる。

4.2.2　雪片の直径，含水率，落下速度の高度変化

図19（a），（b），（c）に雪片直径の高度変化を示す。相対湿度の条件としては，100％，90％，

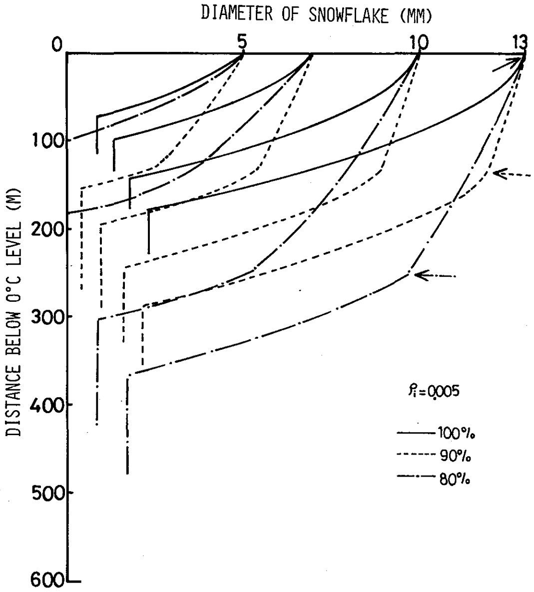

図19(a)　Calculated snowflake diameter as a function of distance below freezing level for various relative humidities of air. Density of snowflakes is 0.005 $gr \cdot cm^{-3}$.

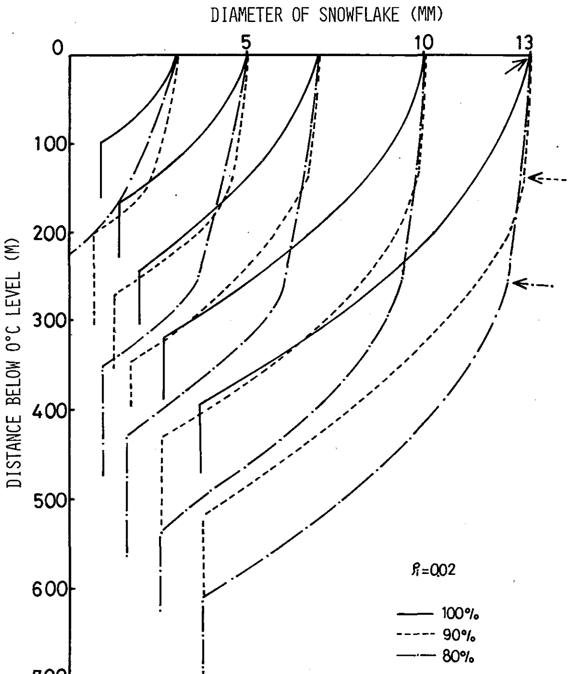

図19(b)　Same as Fig. 19(a) except for density $\rho i = 0.02$.

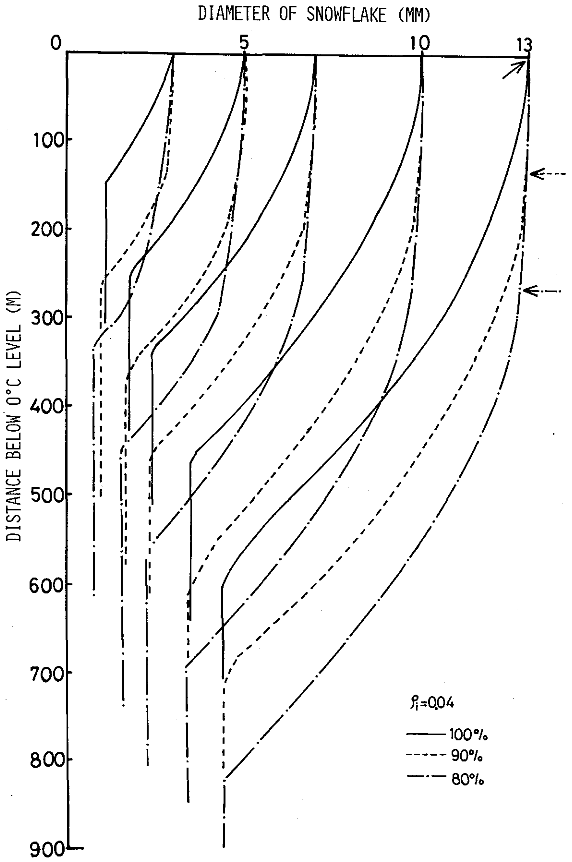

図19(c)　Same as Fig. 19(a) except for density　$\rho i = 0.04$.

80%を，雪片の密度としては $\rho i = 0.005$（軽い），$\rho i = 0.02$（中程度），$\rho i = 0.04$（重い）が与えられている。矢印は融解が開始する高度を示す。大気が飽和していると，融解は0℃高度の直下より始まり，雪片の直径は急速に小さくなり最後に雨滴の直径となる。未飽和の場合，0℃高度の下ではまず昇華が起こり，これによって直径が僅かに減少する。融解が開始すると雪片は急速に小さくなり最後に雨滴になる（破線，一点鎖線）。直径の変化は，一般に，融解層中で大きく非融解層中では非常に小さい。雨滴のなる高度は，雪片の初期直径と密度が大きいほど，また相対湿度が低いほど低くなる。融解が始まる高度は，相対湿度に依存し，融解が完了する高度は相対湿度の他に雪片の初期直径と密度に依存している。ここでいま，初期直径が13 mm，密度が $\rho i = 0.04$ の雪片の高度変化を例にとってみる（図19（c））。計算例の中で，これは一番重くて大きい雪片である。この時，生成する非融解層と融解層の厚さは相対湿度100%でそれぞれ0 mと620 m，90%で120 mと590 m，80%で250 mと570 mとなる。相対湿度が低くなると非融解層は厚く融解層は逆に狭くなる。この時生成する雨滴の直径はいずれも約5 mmとなり，地上で観測される最大の雨滴粒径に近い。雪片の初期直径と密度がこれより小さくなると，雨滴が生成する高度は高くなり，生成する雨滴の直径は小さくなる。たとえば，雨滴直径にして1～3 mm程度の雪片は，0℃高度

より下，数100ｍの層内で融解が完了する。これらの結果は，雪片の融解速度が，蒸発による冷却効果と雪片の熱容量に大きく依存していることを示している。相対湿度が低いほど，蒸発による冷却効果が大きくなり，雪片は融けにくくなる。粒径と密度が大きいほど雪片の熱容量は大きく，融け終わるまでに時間がかかる。

図20（a），（b），（c）に雪片含水率の高度変化を示す。矢印は融解が開始する高度である。含水率曲線の上の数字は，初期雪片の直径である。含水率は落下距離と共に増加し，最後には100％となる。落下距離に対する含水率の増加の速度は，小さくて軽い雪片ほど大きい。また，同じ粒径，密度の雪片でも，相対湿度が低いほど含水率の増加速度は大きい。これらの原因は，（ｉ）小さくて軽い雪片ほど落下速度が小さく融解速度が大きいため，落下距離に対する含水率の増加速度が大きくなるためであり，（ii）相対湿度が低くなるほど，非融解層中での昇華量が大きくなるため，雪片はますます小さくなり，これが融解層に入ると急速に融けるため含水率の増加速度が大きくなる，ためである。（ii）の状況は，特に軽くて小さい雪片の場合に顕著に見られる。粒径，密度が非常に小さい雪片は，相対湿度が低くなると，融解層に入る前に昇華によって消滅してしまうことがある。この例は，図20（ａ）の初期直径３，５，７mmの雪片に示される。

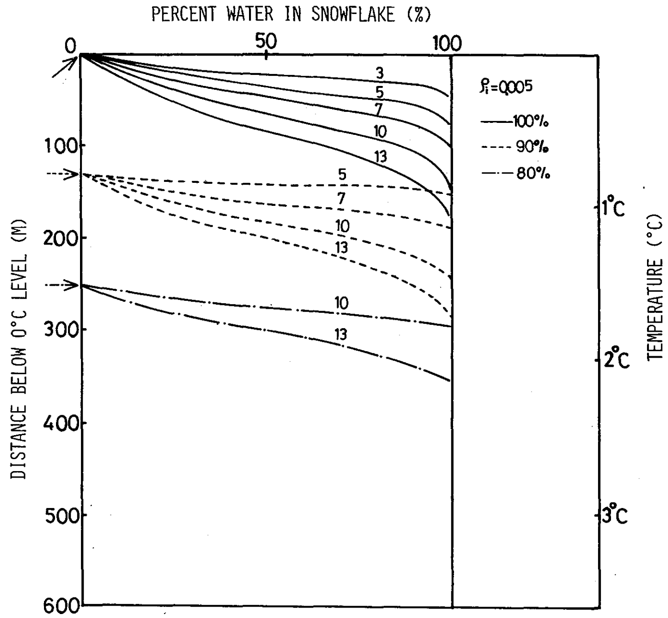

図20(a)　Calculated liquid water content of snowflakes as a function of distance below freezing level for various relative humidities of air and snowflake diameters. Density ρ_i is 0.005.

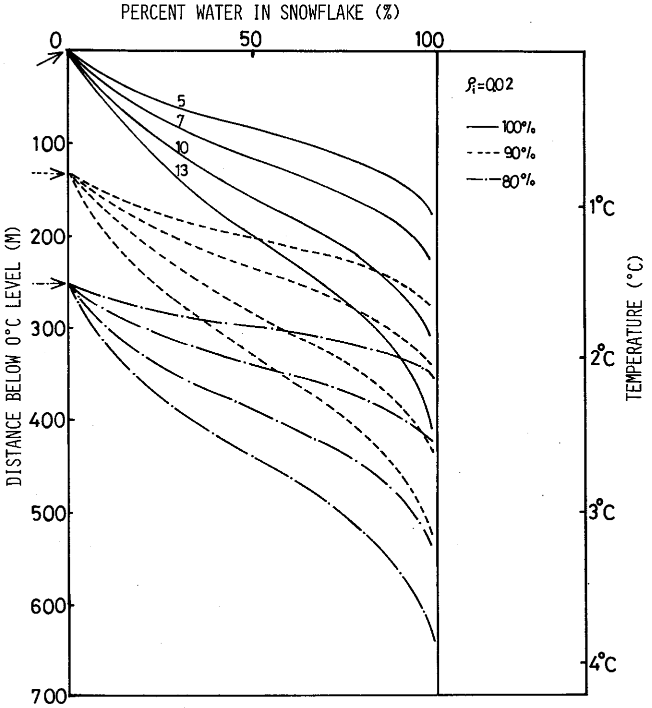

図20(b)　Same as Fig. 20(a) except for density $\rho i = 0.02$.

図21に雪片の落下速度の高度変化を示す。曲線の端の数字は初期雪片の直径である。相対湿度が100％の場合，落下速度は0℃高度から徐々に増加し，最終的に雨滴の落下速度となる。相対湿度が90％の場合，落下速度は最初はほとんど変化しないが融解が開始すると急速に大きくなる。このような落下速度の変化は，主に融解による雪片断面積の減少によって起こる。雪片の落下速度は，融解の完了直前でのみ増加するとした Austin and Bemis (1950) の推測はあまり妥当なものではないことがわかる。

計算によって得られた結果をまとめて下に示す。

(1) 0℃高度より下の大気が水飽和の場合，雪片の融解は0℃高度の直下より始まり，融解層が形成される。形成する融解層は，雪片の粒径，密度が大きくなるほど厚い。

(2) 0℃高度より下の大気が水未飽和の場合，雪片は0℃高度より下，かなりの距離にわたって昇華し，昇華によって雪片は冷されるため融けない。この時形成する非融解層は，相対湿度が低いほど厚くなる。融解層は，この非融解層の下に形成する。融解層は，相対湿度が低いほどうすく，雪片の密度，粒径が大きいほど厚くなる。

(3) 0℃高度より下における雪片の含水率と落下速度は，大気の相対湿度，雪片の密度，粒径に

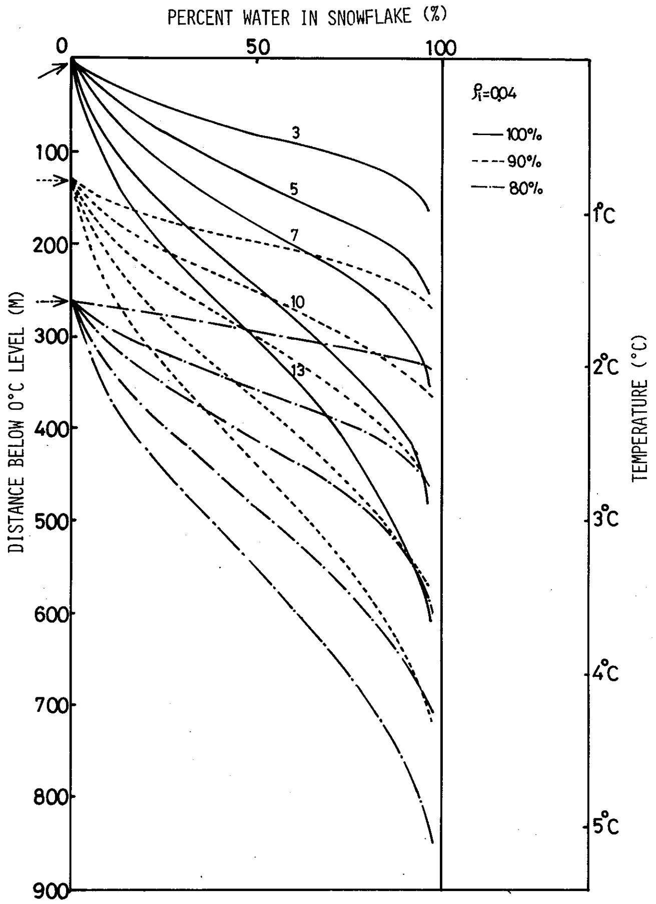

図20(c)　Same as Fig. 20(a) except for density $\rho i = 0.04$.

依存して変化する。

このように，雪片の融解過程に影響を与える因子として，これまで指摘されている気温の他に相対湿度，さらには雪片の粒径，密度が重要であることがわかる。

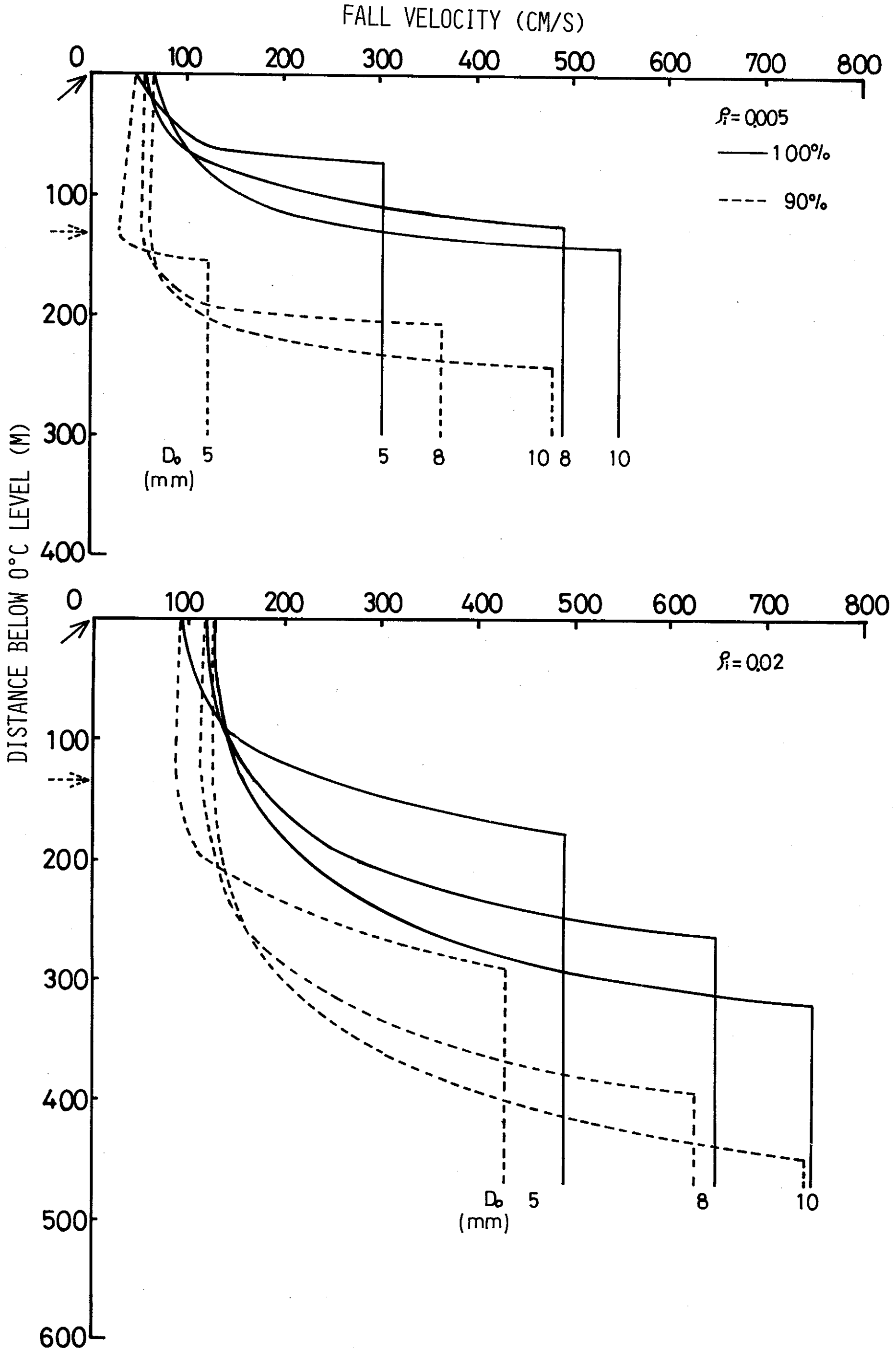

図21 Calculated snowflake fall velocity as a function of distance below freezing level for relative humidities of RH = 100 % and 90 % ; D_0 is snowflake diameters and ρ_i densities.

4.3　計算結果と解析結果との比較

解析結果と比較しやすいように，計算結果を前節で示された図を基にして書き直し，図22（a），（b），（c）に示す。破線は雪片の融解が開始する高度の気温と相対湿度の関係（融解開始線）を示し，ほぼ直線となる。実線は融解が完了する高度の気温と相対湿度の関係（融解完了線）で2次式に近い曲線となる。融解開始線は雪片の性質によらないが，完了線は粒径，密度にも依存している。完了線に沿って書かれた括弧の中の数字は生成する雨滴の直径（mm）である。相対湿度が低いほど雪片表面での水蒸気の昇華量が多くなり，生成する雨滴直径は小さくなる。点刻の領域は遷移領域で，この領域では水分を含んだ雪片（霙に相当）が存在する。先の解析結果（図5(a),(b),(c))と計算結果を比較してみると，融解の開始線と完了線の定性的傾向は，ほぼ一致している。

ここで，解析で得られた関係式の意味を計算結果を用いて考察する。0℃以上の高い地上気温で観測される降雪現象は融解の開始線と関連していると考えることが出来る。この現象は先の解析で得られているようにＲＨ cri（snow）とＴの関係式で表わされる。これを計算結果と比較しやすいようにまとめて，図23に示す。破線は解析によって得られた各地点における関係であり，実線は計算結果である。破線と実線とはほぼ一致している。しかし，融解の起こっていない領域が，解析の方が理論より広くなる傾向が見られる。これは，（1）解析の非融解領域は，目視によって雪と判定された領域であり，僅かに融けた降雪は霙ではなく雪と判定されやすいためであり，（2）応答の遅れにより，実際の雪片の温度は，計算の温度よりいくらか低くなっているため，と考えられる。これらの原因を考慮すと，解析結果と計算結果はよく一致しているとみることができる。解析例における相対湿度の高度分布は分らないが，地上気温が0℃以上の時にみられる降雪現象は低い相対湿度の大気中で起こった現象であり，これは昇華によって雪片が冷やされ融けないために起こったと解釈できる。

図5に示されている遷移領域の幅は融解の完了線と関連していると考えられる。遷移領域の幅は，2章ですでに述べたように，それぞれの相対湿度に対する気温の幅で示される。すなわち，ある相対湿度の大気中を落下する雪片が融け始めてから融け終わるまでに経験する気温領域とも考えることができる。数値計算では，広い気温幅は，落下する雪片の粒径，密度が大きいことを意味する。この観点からすると，解析で得られた各地点の気温幅は，各地点の降水中にときどき観測される雪片の粒径あるいは密度の最大値を反映していると考えられる。これより小さくて軽い雪片は雨として地上に落下するため，遷移領域内に含まれてしまう。

解析で得られた遷移領域の幅から，各地点の雪片の最大直径を計算結果を参考にして見積ることが可能である。各地点の雪片の密度はわからないので，これまで報告されている平均的な密度($\rho_i = 0.02$)を採用する。図22（b）を参考にすると，輪島の遷移領域の幅（ここでは最大幅2.2℃に着目する）は，直径にして約11mmの雪片の融解完了線に相当する。日光の幅は1.8℃で，直径にして約8mm，松本は1.2℃で約6mmとなる。雪片の最大直径は，輪島，日光，松本の順に小さくなっている。

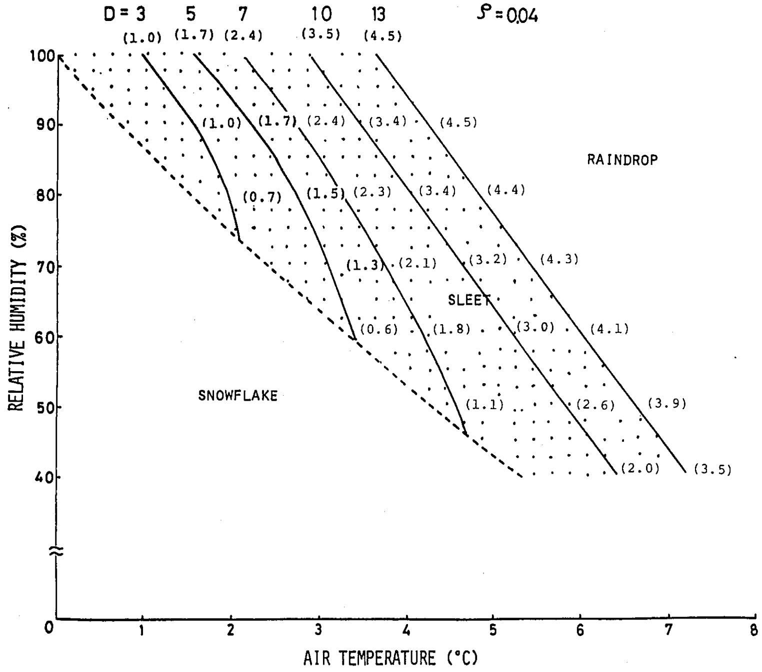

図22(a)　Relationship obtained from previous calculation among precipitation types on the ground, surface air temperature, and relative humidity, for various initial diameters of snowflakes whose density is 0.04. Solid lines indicate the relations in the completion of melting, for various initial snowflake diameters. Numbers in parentheses on the lines indicate diameters of generated raindrops due to melting. In this case, it is assumed that snowflakes fall melting and evaporating through air with constant relative humidity.

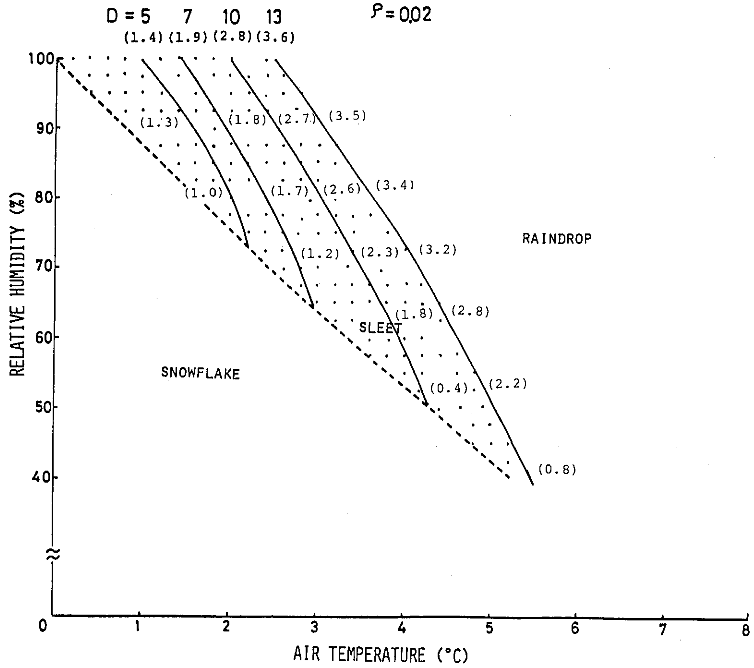

図22(b)　Same as Fig. 22(a) except for density $\rho_i = 0.02$.

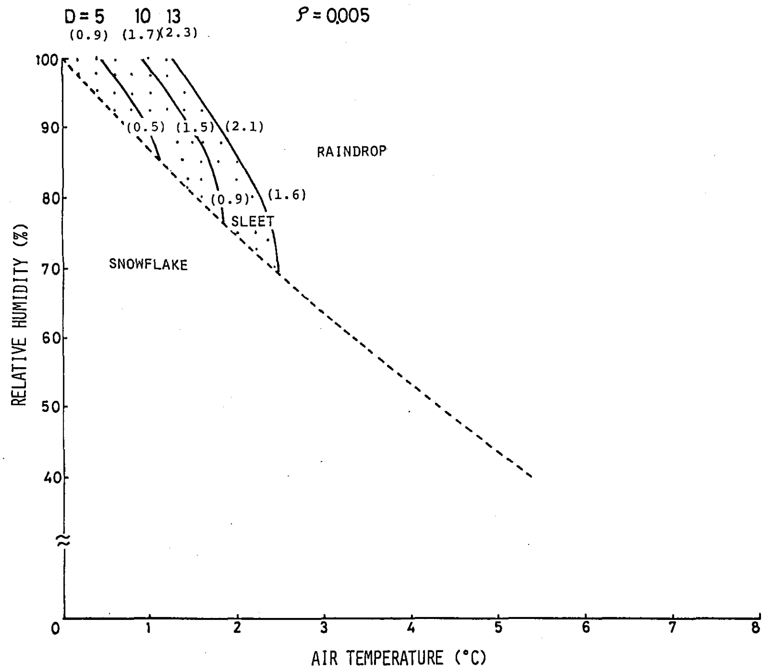

図22(c)　Same as Fig. 22(a) except for density $\rho = 0.005$.

ここで示した見積りは，解析で得られた遷移領域の幅が融解速度式が適用できるような雪片と関連している場合に，妥当なものといえる。解析に用いた資料の中には，雪片の性質に関する記録が含まれていないのではっきりしないが，内陸の松本や日光の資料の中には氷晶もしくは2～3個の氷晶からなる小雪片の降雪が含まれているかもしれない。しかし，これらの降雪は融解の進行が早いため，解析結果の中では遷移領域の中に雨として取り込まれてしまっていると考えられる。遷移領域の幅は，主に速度式が直接適用できる大きい雪片に関連しているものと考えることができる。

図24に，各地点の降水強度の出現頻度をヒストグラムで示す。解析の対象とした期間は，2.2節と同じであるが，日光については降水量のデータが入手できない期間があり短くなっている。降水強度は前1時間の降水量で表わすことにする。0.0～0.5mm/hr の弱い降水強度の出現頻度は，松本が一番高く，日光，輪島の順に低くなっている。これに反して，1mm/hr 以上の降水強度の出現頻度は輪島が一番高い。これから判断すると，降水強度の大きい降水は輪島で降りやすく，日光，松本の順に降水強度が弱くなってゆく傾向があるといえる。この傾向は，各地点で見積られた雪片の最大直径の順序と一致する。

図25に長岡市において観測した降雪中の雪片断面積の出現頻度をヒストグラムで示す。長岡市は輪島と同じ北陸地方の日本海沿岸地帯にあり，冬期の降雪の状況は輪島と似ている。したがって降雪中の雪片の性質も長岡と輪島とでは似ていると考えられる。図の横軸は雪片断面積を $10\,mm^2$ 毎に分けたクラスを示し，縦軸は相対出現度数を示す。1978年2月と1979年1月の種々の降雪中で測定した全雪片の個数は198個である。降雪中には比較的小さい雪片が卓越し，$50\,mm^2$ 以下の断

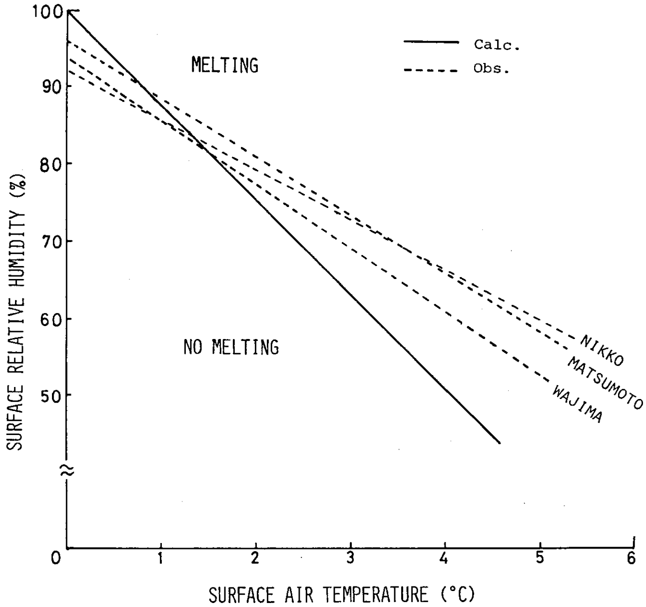

図23 Dependence of melting of snowflakes on air temperature and relative humidity. A solid line and dashed lines are critical lines obtained from the calculation and the analyses for three Weather Stations, respectively.

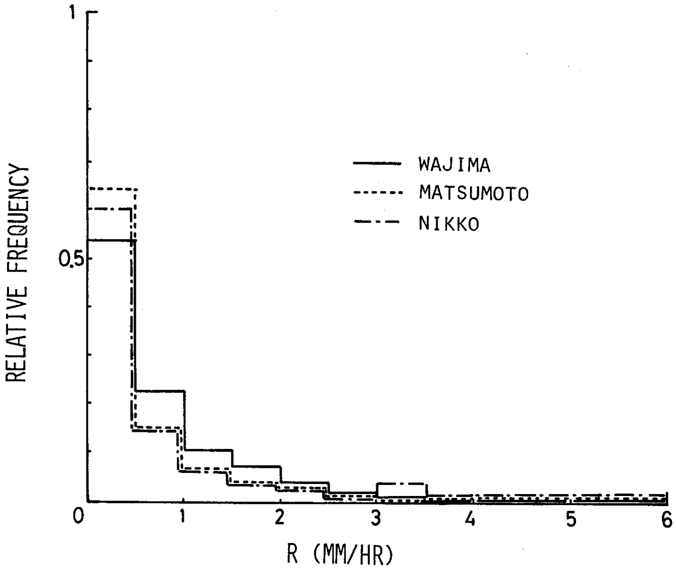

図24 Histogram showing relative frequency of hourly precipitation rate at each station. The analyzed periods are as follows : Jan.-Mar. 1975-1978 at Wajima, Oct.-May 1970-1977 at Matsumoto, and Oct.-May 1975-1977 at Nikko.

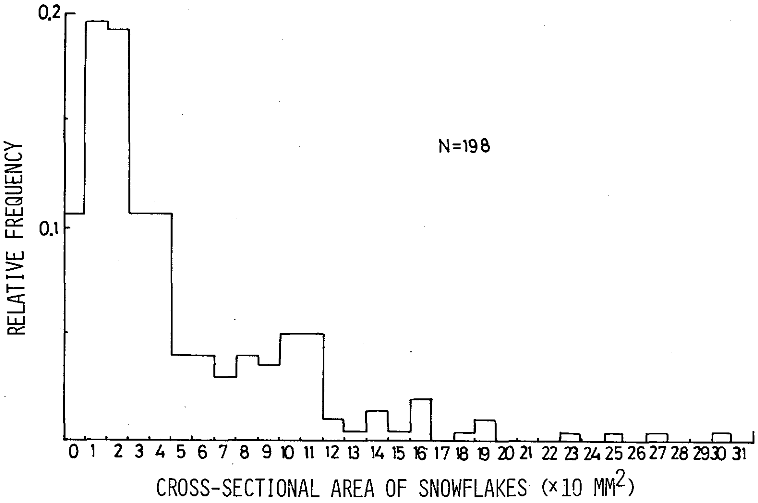

図25　Histogram showing relative frequency of cross-sectional areas of snowflakes observed in January of 1978 and in February of 1979 at Nagaoka in Japan. The numbers of abscissa indicate the sign of classified cross-sectional areas. Total number of observed snowflakes is 198.

面積をもつ雪片が圧倒的に多い。大きい雪片も存在し，120 mm^{2}もの断面積をもつものが見られる。更に大きい雪片も見られるが，出現頻度が極めて小さく2％以下である。これからすると，長岡で時々観測される大雪片の断面積は120 mm^{2}程度と見られる。これを直径に換算すると約12 mmとなり，輪島の解析の最大直径11 mmとほぼ一致する。解析の最大直径は，降雪中に時々見られる大雪片の直径と対応している。日光と松本の大雪片の粒径についてははっきりしない。しかし，一般的にいって，内陸の日光や松本の大雪片の粒径は，沿岸の輪島の大雪片に比べて小さいことは充分考えられる。計算結果と解析結果はよく対応しているようである。

4.4　雪片の昇華，融解に伴う大気の変化

0℃高度より下では，雪片は一般に昇華，融解，凝結等の過程を経て雨滴となる。昇華，融解に必要な熱は外気からの熱伝導で補われるので，大気の気温は常に降下する傾向にある。また，昇華や凝結により起こる水蒸気密度と気温の変化によって，大気の相対湿度も常に変化すると考えられる。藤吉・武田（１９８０）は簡単な試算から，０℃高度より下の空気が入れ替わらない状態（閉じた系）で，降水量として2 mmの雪片が蒸発すると外気温は数度降下すると述べている。空気の入れ替わりがあると，気温の降下量はこれより小さくなる。現在のところ，大気中で起こる空気の入れ替わりの程度に関して，我々は全く正確な知識を持っていない。一般的には，大気中には風があ

り，そのシャーや乱れによって空気が入れ替わっていることは確かである。実際の現象は，空気の入れ替わりが激しい状態（開いた系）と入れ替わりが全くない状態（閉じた系）との間で起こっていると考えられる。本章の計算では，外気状態が変化しないという開いた系の仮定を用いている。開いた系の計算結果と解析結果がほぼ対応していることから，現実は開いた系に近い状態になっているとも考えられる。ここで，2つの系の限界をおさえる意味で，閉じた系についても試算を行うことは有意義である。試算によって，外気状態の変化が雪片の融解に与える最大の影響をおさえることができる。

試算は，外気状態（気温と相対湿度）の変化が，雪片の昇華によって起こる場合と融解によって起こる場合の2つにわけて考える。外気は単位体積の閉じた空気を考え，この空気の気温と相対湿度の時間変化を計算によって求める。計算には，空気の中に含まれる雪片の粒径分布が必要になるが，この場合，粒径は融解直径ではなく実際の粒径が必要となる。報告されているこれまでの粒径分布の殆んどが融解直径で表わされている。したがって，適当な仮定において，報告されている粒径分布を実際の粒径分布に変換する必要がある。雪片の粒径分布（融解直径）は，Sekhon and Srivastava (1970) によれば，

$$n(Dm) = n_0 \exp(-\Lambda Dm) \quad \cdots\cdots (37)$$

ここで，$n_0 = 0.025\,R_f^{-0.94}\ \mathrm{cm}^{-4}$，$\Lambda = 22.9\,R_f^{-0.45}\ \mathrm{cm}^{-1}$ である。R_f は降水強度(mm/hr)，Dm は融解直径である。いま雪片の密度を ρi として，融けていない雪片の粒径を Ds とすると$Dm = Ds\,\rho i^{1/3}$ となり，これを用いて (37) 式を書き直すと次式が得られる；

$$n(Ds\,\rho i^{1/3}) = n_0 \exp(-\Lambda Ds\,\rho i^{1/3}). \quad \cdots\cdots (38)$$

直径 $Ds \sim Ds + dDs$ の間にある雪片の空間個数濃度は次式で表現できる；

$$n(Ds)\,dDs = n_0\,\rho i^{1/3} \exp(-\Lambda Ds\,\rho i^{1/3})\,dDs. \quad \cdots\cdots (39)$$

(39) 式を雪片の粒径分布として使用する場合，新たに得られる降水強度が先の (37) 式の降水強度とあまり違わないことが必要である。雪片の密度としては，一般的な値 $\rho i = 0.02$ を採用する。新しく得られる降水強度 R_f' を下に示す。(40) 式から求めてみる；

$$R_f' = 3.6 \times 10^4 \int_{Ds} n(Ds)\,V(Ds)\,\frac{4}{3}\pi \left(\frac{Ds}{2}\right)^3 \rho i\,dDs \quad \cdots\cdots (40)$$

ここで，$V(Ds)$は雪片の落下速度で (14) 式から求められる。先の降水強度 R_f を与えて新しい降水強度 R_f'を計算すると，$R_f = 1$ mm/hr に対して $R_f' = 1.0$ mm/hr，$R_f = 4$ mm/hr に対して $R_f' = 3.6$ mm/hr となる。R_f と R_f' との間には大きな相異はない。したがって，(39) 式を雪片の粒径分布として使用する。

4.4.1　雪片の昇華によって起こる気温と相対湿度の変化

非融解層中では，気温は雪片の昇華によって降下する。相対湿度は，気温の降下と水蒸気密度の増加で高くなる。昇華によって起こる気温と相対湿度の時間変化をもとめる。

直径Ds の雪片から単位時間に昇華する水蒸気の質量は（27）式より得られる。したがって，δt 時間に単位体積の空気中の種々の雪片から放出される全水蒸気量 δMt は次式で与えられる；

$$\delta Mt = \int_{Ds} n(Ds) \frac{dM}{dt} \, dDs \, \delta t . \qquad (41)$$

Ls を昇華による水の潜熱とすると，雪片表面で昇華によって使われる全熱量は Ls δMt で表わせる。昇華に必要な熱は外気からの熱伝導で補われるので，気温の降下量 δT は次式で与えられる；

$$\delta T = \frac{Ls \; \delta Mt}{Cp \; \rho a} \qquad (42)$$

ここで，Cp，ρa はそれぞれ空気の定圧比熱と密度である。気温に初期値を与えて（42）式から気温の時間変化を求めることができる。

時刻 t における相対湿度ＲＨは次式で与えられる；

$$RH = \frac{\sigma_i + M't}{\sigma^*(T)} \times 100 \qquad (43)$$

ここで，$\sigma^*(T)$ は時刻 t の空気の温度Ｔに対する飽和水蒸気密度，σ_i は $t = 0$ における初期水蒸気密度，Mt′ は時刻 t までに放出された全水蒸気の質量である。簡単な数値計算によって，気温と相対湿度の時間変化を求めて表２に示す。降水強度 R_f' は 1.0 mm / hr と 3.6 mm / hr の場合が与えてある。いずれの降水強度の場合でも，100 秒程度では昇華による気温と相対湿度の変化は非常に小さい。最大でも10％程度の変化にすぎない。しかし，1000 秒経過すると影響がでてくる。$R_f' = 1.0$ mm / hr の場合，気温は 0.6 ～ 0.9 ℃下降し，相対湿度は10％程度増加する。$R_f' = 3.6$ mm / hr の場合，変化量はこれより大きく，気温は 1.4 ～ 2.3 ℃下降し，相対湿度は10～30％増加する。気温と相対湿度の変化量は初期の相対湿度が低いほど大きくなる。

いま，ここでこのような気温と相対湿度の変化が，雪片の昇華過程に与える影響を考察する。まず，非融解層中で起こる雪片直径の減少速度に与える影響を考える。昇華によって起こる気温の下降と相対湿度の上昇は，雪片の昇華をおさえ，雪片直径の減少速度を小さくする。ただし，非融解層中では昇華によって雪片の直径が減少する速度は極めて小さいため，昇華による大気の変化は，雨滴が生成する高度や生成する雨滴の直径等の最終的な結果には殆ど影響を与えない。

次に，気温と湿度の変化によって起こる融解の開始高度の変化について考える。昇華による気温の下降は，融解の開始高度を低くする働きがあり，また，昇華による湿度の上昇は開始高度を高く

表2 Time change in air temperature and relative humidity due to sublimation of water vapor from snowflakes, at a given rainfall intensity.

R_f'=1.0 mm/hr

t=0 sec		t=10 sec		t=100 sec		t=600 sec		t=1000 sec	
T	RH	T	RH	T	RH	T	RH	T	RH
0.0	90	-0.00	90	-0.05	91	-0.36	96	-0.61	100
0.5	90	0.50	90	0.45	91	0.14	96	-0.11	100
0.0	80	-0.00	80	-0.07	81	-0.48	88	-0.82	93
1.0	80	1.00	80	0.93	81	0.51	88	0.17	92
0.0	70	-0.00	70	-0.08	71	-0.54	78	-0.93	84
1.0	70	1.00	70	0.92	71	0.45	78	0.08	83

R_f'=3.6 mm/hr

t=0 sec		t=10 sec		t=100 sec		t=600 sec		t=1000 sec	
T	RH	T	RH	T	RH	T	RH	T	RH
0.0	90	-0.00	90	-0.09	91	-0.86	100	-1.40	100
0.5	90	0.50	90	0.41	91	-0.21	100	-0.93	100
0.0	80	-0.00	80	-0.12	82	-1.16	99	-2.00	100
1.0	80	1.00	80	0.86	82	-0.19	98	-1.00	100
0.0	70	-0.00	70	-0.16	72	-1.30	90	-2.30	100
1.0	70	1.00	70	0.84	72	-0.34	90	-1.30	100
2.0	70	2.00	70	1.84	72	0.66	89	-0.31	100

する効果がある。開始高度の変化は，気温の下降率と相対湿度の上昇率の兼ね合いによってきまる。融解が開始する高度の気温と相対湿度の関係は先に示したようにRH＝100 － 13Tとなる。これは湿球温度が0℃となるような外気の気温と相対湿度の関係をも表わしている。表2から，時刻t＝10秒からもt＝1000秒の期間の気温の下降率に対する相対湿度の上昇率を求める。ΔRH／ΔTは，初期の気温，相対湿度および降水強度によらず一定で，－15%／℃となる。この値は，上の関係式（融解開始線）の勾配－13%／℃にほぼ等しい。このことは，開始高度付近の気温と相対湿度が昇華にによって変化しても，変化した後の0℃高度付近の気温と相対湿度の関係は，やはり湿球温度を0°Cとするような関係になっていることを示している。即ち，これは雪片の融解が開始する高度は，昇華によって起こる気温と相対湿度の変化には，殆んど影響を受けないことを示している。このように，昇華によって大気状態が変化しても，気温の下降率と湿度の上昇率がほどよく釣り合って開始高度は変化しない。

0℃高度は昇華によって気温が下降するために低くなる。降水強度が1.0mm / hrの場合，1000

秒後には気温は最高0.9℃下降し，高度にすると150m下がることになる。3.6mm/hrの場合，最高2.3℃下がり，380m低くなる。融解の開始高度は外気状態の変化に殆ど依存しないので，非融解層の厚さは降水の経過と共に狭くなる。

このように，昇華による大気の状態変化は，100秒程度では無視できるが1000秒程度と長くなると現われてくる。しかし結論的には，昇華による大気状態の変化は雨滴が生成する高度や生成する雨滴の直径の問題等の最終的な結果には，殆ど影響を及ぼさない。最終的な結果には，融解層中の過程が主要な役割を演じているからである。

4.4.2　雪片の融解に伴う気温と相対湿度の変化

融解中の雪片の温度は0℃となっている。融解中の雪片の表面へは，外気から常に熱伝導によって熱が輸送されているので，気温は時間tと共に下降する。δt時間に直径Dsの雪片へ輸送される熱量δQは次式で与えられる；

$$\delta Q = 4\pi\left(\frac{Ds}{2}\right)\varepsilon\tilde{a}KT\delta t. \quad \cdots\cdots (44)$$

単位体積の空気中でのδt時間に失われる全熱量δQtは次のようになる；

$$\delta Qt = \int_{Ds} 4\pi\left(\frac{Ds}{2}\right)\varepsilon\tilde{a}KT\delta t\, n(Ds)\, dDs. \quad \cdots\cdots (45)$$

したがって，気温の降下量δTは次式で与えられる；

$$\delta T = \frac{\delta Qt}{Cp\,\rho a}. \quad \cdots\cdots (46)$$

いま，$\int_{Ds} 4\pi\,(Ds/2)\,\varepsilon\tilde{a}K\cdot n(Ds)\,dDs = A$ と置くと，気温Tの時間変化は次式で与えられる；

$$T = T_0\, \exp\left(-\frac{A}{Cp\,\rho a}t\right) \quad \cdots\cdots (47)$$

ここで，T_0は$t=0$における気温である。係数Aを計算すると，$R_f'=1.0$mm/hrの場合に1.38×10^{-3}となり，$R_f'=3.6$mm/hrでは1.78×10^{-3}となる。融解による気温の変化は1000秒程度経過すると現われてくる。

次に，空気の水蒸気密度の時間変化を求める。δt時間に直径Dsの雪片に凝結する水蒸気の質量δmcは次式で与えられる；

$$\delta mc = 4\pi\left(\frac{Ds}{2}\right)\varepsilon\tilde{a}D(\sigma-\sigma^*)\delta t \quad \cdots\cdots (48)$$

ここで，Dは水蒸気の空気中における拡散係数，σ は空気の水蒸気密度，σ^* は 0℃の飽和水蒸気密度である。単位体積の空気から δt 時間に失われる全水蒸気の質量 $\delta\sigma$ は次式で与えられる；

$$\delta\sigma = -\int_{Ds}\delta mc\cdot n(Ds)\,dDs = -\int_{Ds}4\pi\left(\frac{Ds}{2}\right)\varepsilon\tilde{a}D\cdot n(Ds)\,dDs\,(\sigma-\sigma^*)\delta t \quad \cdots\cdots (49)$$

ここで，$\int_{Ds}4\pi(Ds/2)\varepsilon\tilde{a}Dn(Ds)\,dDs = B$ と置くと，水蒸気密度の時間変化は次式で表わされる；

$$\sigma-\sigma^* = (\sigma_0-\sigma^*)\exp(-Bt) \quad \cdots\cdots (50)$$

ここで，σ_0 は $t=0$ における空気の水蒸気密度である。Bの値を計算すると，$R_f'=1.0$mm/hr の場合に $B=1.67\times10^{-3}$ となり，$R_f'=3.6$ mm / hr で $B=2.16\times10^{-3}$ となる。空気中の水蒸気密度もやはり1000秒程度経過すると影響がでてくる。

初期条件として，気温を4℃とし，相対湿度は100%，90%，80% を与えて計算した気温と相対湿度の時間変化を表3に示す。時間 t が100秒までは，気温と相対湿度の変化は小さいが，1000

表3　Time change in air temperature and relative humidity due to melting of snowflakes, at a given rainfall intensity.

R_f'=1.0 mm/hr

t=0 sec		t=10 sec		t=100 sec		t=600 sec		t=1000 sec	
T	RH	T	RH	T	RH	T	RH	T	RH
4	100	4.0	100	3.5	100	1.7	99	1.0	99
4	90	4.0	90	3.5	91	1.7	95	1.0	96
4	80	4.0	80	3.5	82	1.7	91	1.0	94

R_f'=3.6 mm/hr

t=0 sec		t=10 sec		t=100 sec		t=600 sec		t=1000 sec	
T	RH	T	RH	T	RH	T	RH	T	RH
4	100	3.9	100	3.3	100	1.4	98	0.7	99
4	90	3.9	90	3.3	92	1.4	98	0.7	97
4	80	3.9	81	3.3	83	1.4	95	0.7	96

秒経過すると変化がかなり現われてくる。降水強度 R_f' が 1.0 mm / hr の場合，1000秒後には気温は3℃降下し，相対湿度は最大14％上昇する。相対湿度の上昇は主に気温の下降によって起こる。R_f' が 3.6 mm / hr の場合，1000秒後には気温3.3℃降下し，相対湿度の上昇は最高で16％となる。

この計算では，簡単のため，雪片の空間個数分布 n（Ds）は融けていない雪片の分布を使用した。融解層中では雪片の直径は融解によって小さくなっており，また空間個数も落下速度の増加によって少なくなっている。したがって計算結果は，実際の熱輸送量及び水蒸気輸送量の過大評価となっている。計算例は，気温と相対湿度がともに最大の変化に対応している。

一般に，融解層の厚さは300～500mであり，この中の雪片の平均の落下速度は2～4 $\mathrm{m \cdot sec^{-1}}$ 程度である。したがって，雪片が融解層を通過するのに要する時間は，100秒程度と考えて良い。100秒程度では，計算にも示されているように，気温と相対湿度は殆ど変化しない。これは融解層中で雪片が融け始め，その後雨滴となるまでの間，層内の気温と相対湿度の分布は殆ど変化しないことを示している。しかし，降水の開始から1000秒と長く経過した場合には，大気の状態は最初と変わっていることは考慮する必要がある。

計算で与えた条件の厳しさと，閉じた系の非現実性を考えると，雪片の昇華や融解が大気の状態に与える実際の影響は，更に小さいものと考えられる。モデル計算の中で用いた，“外気の気温と相対湿度は変化しない”という仮定は，計算結果を実際に適用する際に，大きな影響を与えないと判断してもよいであろう。