

バルクウォータータイプ雲モデルを用いた
対流性降雪雲の2次元数値シミュレーション
2-Dimensional Simulation of the Convective Snow Band
Using the Bulk Parameterization of Cloud Microphysics

豊田康嗣*・下垣久**

By Yasushi TOYODA and Hisashi SHIMOGAKI

The present study deals with the bulk parameterization scheme of cloud microphysics which predicts the mixing ratio of six water species, i.e. water vapor, cloud water, cloud ice, rain, snow and graupel. This scheme is applied to the 2-dimensional simulation of the convective snow band which occurred over the Japan Sea off the coast of Niigata. The simulation showed that convective snow band occurred over the sea, and decayed its scale as soon as enter over the plane. Sensitivity experiments on the changing of collection efficiency of riming process showed various patterns of the formation of the snow precipitation. And conversion term from cloud ice to snow also plays a very important role in the formation of snow precipitation.

Keywords : bulk parameterization, convective snow band, collection efficiency of riming process, conversion term

1. はじめに

近年水工学の分野においては水資源の有効利用、洪水対策ならびに都市環境把握の観点から降水メカニズムについての研究が進展してきている。このメカニズムを表すため、雲、水蒸気、熱等の微物理過程の相互作用をモデル化したいわゆるバルクウォータータイプモデルを用いてのシミュレーションが挙げられ、様々な計算例が提示されてきた。山田¹⁾は地形性上昇気流によってもたらされる、氷晶を含む雲の発生および降水分布の計算を行っている。また神田²⁾は大気-土壌系の相互作用に着目し、暖かい雨モデルと乱流LES-モデルを用いて都市型積雲対流の計算を行っている。

本研究は、これら既往の研究で用いられている雲モデルについて、氷晶発生機構、捕捉率および転換項について改良したモデルを使い、降水をもたらす雲の形成・特性や従来のモデルとの違いをみるとともに降水量の計算を行う目的で行ったものである。ここでは日本に降る雨のほとんどが冷たい雨であることから降雪現象に着目し、新潟地方を対象にした対流性線状降雪雲のシミュレーションを2次元計算で行った。

2. 雲物理パラメタリゼーション

バルクウォータータイプの雲モデルは暖かい雨のみを取り扱ったKesslerモデルに始まり、その後冷たい雨を取り扱った代表的なものとしてWisner et al.³⁾, Lin et al.⁴⁾(以下Linモデルと呼ぶ), Rutledge and Hobbs⁵⁾(以下RH-モデル)といったモデルが提案された。以後、新たに雲物理学の分野で得られた成果を折り込んだCotton et al.⁶⁾, Murakami⁷⁾(以下村上モデル), Ikawa et al.^{8,9)}(以下猪川モデル)といった新たなモデルの提案が行われている。

これら上記のモデルのうち完成度の高いものとして猪川モデルが挙げられる。このモデルはLinモデルをベースとして改良された6種類の水物質(水蒸気、雲水、雲氷、雪、あられ、雨)の混合比を予報変数とする他、雲氷(氷晶)、雪そしてあられの数密度をも予報変数としたものである。数密度を予報変数すると逆指数型粒径分布に自由度が一つ増える利点があるものの、今回は簡単のため粒径分布は混合比のみに依存する従来の

*正会員 工修(財)電力中央研究所 環境科学部 陸域環境グループ研究員 (270-11我孫子市我孫子1646)

**正会員 工修 同研究所 環境科学部 陸域環境グループ研究主幹 (同上)

方法を用いる。よって本研究ではこの猪川モデルをベースに、混合比のみを予報変数とした雲モデルを用いる。このモデルの雲微物理過程のフローを図-1に示す。大きな特徴としては、氷晶核形成過程、水物質の転換過程そして降水粒子同士の衝突合体率（捕捉率）である。

2. 1 氷晶核形成過程

a) 昇華・凝結核形成 (Pidsn)

従来この形成機構については、Fletcher¹⁰⁾が提案した氷晶核活性化理論の式を用いて雲水の濃度数とする方法がよく用いられていた。しかしFletcherの式は水飽和の条件で行われた実験を基に作られたものであり、水不飽和で水飽和という条件では合わないことが指摘されている。ここではこのような条件をも満たすHuffmann and Vali¹¹⁾の氷晶核活性化の式を拡張した村上モデルの昇華・凝結核形成のPidsnを用いる。

b) その他の氷晶核形成 (Pifzc, Pispl)

不均質雲粒凍結核形成については村上モデルのPifzcを用いる。また-40℃以下の大気中では雲粒は即座に凍結するものとする。

雪とあられがライミング（雲水を捕捉）成長する際に氷晶核が形成される過程、いわゆるHallet and Mossopの着氷時における二次氷晶生成には、猪川モデルのPisplを用いる。

2. 2 転換過程

a) 雲水から雪への転換 (Picns)

猪川モデルでは雲水が成長する要因を自身による凝集、水蒸気の付着ならびにライミングの3種類を考えている。このとき雲水と雪の境界を150μmとして、雲水がその粒径に達するまでに要する時間を理論的に求め、場を平均化することで雪に転換させる。

b) あられの発生 (Picng, Pg.iacw, Pscng, Pg.sacw)

猪川モデルでのあられの発生には、雲水から転換するものと雪から転換する過程があり、図-2(a),(b)にそれぞれ示したように、両者とも雲水を捕捉してそのライミング量が大きく、雪、雲水としての粒子密度の限度を越えたものがあられに転換するという考えに基づいたものである。

2. 3 衝突合体率（捕捉率）

a) ライミング（雪、あられ、雨）時の衝突率 (Psacw, Pgacw, Pracw)

Pitter and Pruppacher¹²⁾はポテンシャルフローで与えられた降水粒子周りの流れを基に、微小粒子との衝突率Excを、それら粒子同士の粒径と降水粒子の粒径に対する終端落下速度に依存する関数形で表現している。

$$E_{xc} = \text{stk}^2 / (\text{stk}^2 + 0.5) \quad \text{stk} = \frac{D_p^2 \bar{V}_x}{9\mu D_x} \quad (2.1)$$

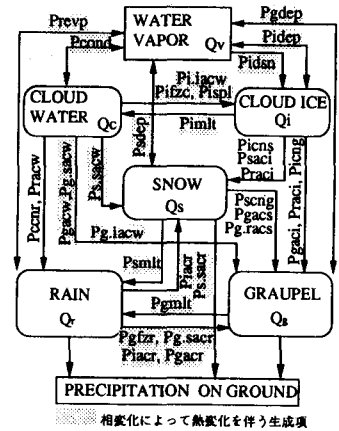
ここに添字xはそれぞれr,雨; s,雪; g,あられをさし、stkは粒子形状に対するストークス数である。Dcは雲粒の平均粒径、 $\bar{V}_x$ は降水粒子の平均落下速度、 D_x はその平均粒径ならびにμは粘性係数である。なおRHモデル、Linモデルでは降水粒子のライミング時における衝突率は均一に1.0としている。

b) 雲水のライミング時の衝突率 (Piacw) 猪川モデルではFletcher¹⁰⁾の図を基にして、気温、雲水の粒径、落下速度および雲水の粒径に依存した雲水と雲水の衝突率Eicを求めている。

c) 固（氷）相同士の衝突合体 (Psaci, Pgaci) ここではHallgren and Hosler¹³⁾が実験データから求めた、気温に依存した氷同士の衝突合体率Eを用いる（雪とあられの衝突は除く）。 $E = \min [10^{0.035T_c - 0.7}, 0.2]$ (2.3)

ちなみにLinモデルでは $E = \exp(0.025T_c)$ と、0℃近傍での合着率が100%となるような係数を採用し、RHモデル、猪川モデルでは $E = 0.1$ として計算を行っている。

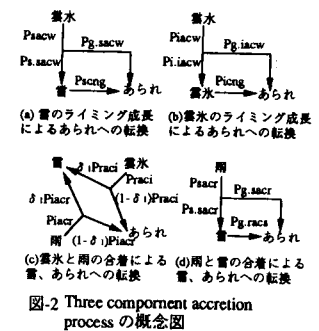
d) あられと雪の衝突合体率 (Pgacs)



記号

Pxdep; xに水蒸気が付着(昇華)する
Pxacy; xがyを捕捉する
Pxcny; xが転換してyになる
Pxfzy; yが凍結してxになる
Pxmli; xが融解する
Pcond; 雲水の凝結(蒸発)
Pidsn; 氷晶の昇華・凝結核形成
Pispl; 2次氷晶形成
Prev; 雨が蒸発(水蒸気付着)する
添字x,yはそれぞれ
c,w; 雲水 i; 雲水 s; 雪 g, あられ r, 雨

図-1 雲物理過程概略図



この過程はまだ不明な点が多く、きちんとしたパラメータ化が行われていないのが現状である。ちなみにこの係数の算定には以下の値が用いられていた。

Linモデル $E_{gs} = \exp(0.09T_c)$ for $T_c < 0^\circ\text{C}$, $E_{gs} = 1.0$ for $T_c \geq 0^\circ\text{C}$ 猪川モデル $E_{gs} = 0.001$

ここでは氷点下の状態では猪川モデルの値を用い、 $T_c \geq 0^\circ\text{C}$ ではあられ、雪の両者とも水膜でコーティングされるものとしてライミング時の衝突係数を応用したものを採用する。

表-1 2次元非静水圧・非弾性系雲モデル一覧表

2. 4 その他の雲物理過程

水蒸気から雲水への凝結はその逆過程の蒸発も扱えるRHモデルのPcondを採用する。また同様の理由から雲水の水蒸気の付着過程についてもRHモデルのPDEPI(ここではPidep)を採用した。

3. 計算概要

3. 1 大気モデル

ここで対象とする現象は冬季に日本海上で発生する対流性線状降雪雲である。今回は2次元の非静水圧、非圧縮系モデルを用いる。モデルの概要をYoshizaki¹⁴⁾に準じまとめたのが表-1である。サブグリッドスケールの乱流過程の取り扱いにはKlemp and wilhelmson¹⁵⁾のやり方に従い、飽和・不飽和の状態によって混合の度合いを区別する方法を採った。

地表面からの顕熱および潜熱の熱フラックスと運動量フラックスの効果は、Monin-Obukhov理論と実験解析を基にしたBarker and Baxter¹⁶⁾の手法によって与えた。

3. 2 大気初期条件

大気中の温位ならびに湿度の初期条件を図-3に示す。これはIkawa et al.⁸⁾を参考にしたもので、温位については高度1000mまでは対流が起きやすい不安定に近い状態となっている。風速については、今回はモデルの感度解析ならびに雪雲への気温等の影響をまず調べるのが目的であるので、簡単のためシアを設けずに下端から上端まで水平風速は5m/sと一様な流れ場を設定する。

3. 3 グリッドおよび地形条件

モデルグリッドは水平方向に1000m、鉛直方向に200mであり、スタガードメッシュを採用した。領域は150km×7kmである。水平方向に風上から90kmまでを日本海、その地点より風下では新潟平野を想定した平坦地形とした。海面、地面からはそれぞれ運動量、温度ならびに水蒸気フラックスの効果がグリッド下端に組み込まれる。海面の温度は10℃で、湿度100%、グリッド下端は温度0℃で、湿度60%とする。陸上についてはグリッド下端と陸面の温度(0℃)、湿度(60%)ともに鉛直勾配を設けずに初期条件とした。

運動の式(Yoshizaki, 1985)	
$\frac{\partial u'}{\partial t} = -w\eta - \frac{\partial K}{\partial x} - C_p \theta_v \frac{\partial \Pi'}{\partial x} + \frac{\partial R_{ij}}{\partial x_j} + N(u') \quad (1) \quad R_{ij} = K_m \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) - 2\delta_{ij} E \quad \eta = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \quad K = \frac{1}{2}(u'^2 + w'^2)$	
$\frac{\partial w}{\partial t} = w\eta - \frac{\partial K}{\partial z} - C_p \theta_v \frac{\partial \Pi'}{\partial z} + B_{ynt} + \frac{\partial R_{ij}}{\partial x_j} + N(w) \quad (2) \quad B_{ynt} = \frac{g}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} + 0.608 Q_v - Q_{LH} \right)$	
$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(C_p \theta_v \rho \frac{\partial \Pi'}{\partial x_i} \right) = -\sigma \frac{\partial (\frac{\partial \Pi}{\partial x_i})}{\partial t} \quad (3) \quad \sigma = \frac{\partial}{\partial x} \{ \overline{RHS \text{ of (1)}} \} + \frac{\partial}{\partial z} \{ \overline{RHS \text{ of (2)}} \}$ RHS: 右辺の圧力項を除いた項	
サブグリッドスケール乱流パラメタリゼーション(Klemp and Wilhelmson, 1978)	
$\frac{DK_m}{Dt} = \frac{C_L^{-1}}{2K_m} (B_{ynt} + S) + \frac{1}{2} \left[\frac{\partial^2 K_m}{\partial x_i^2} \right] - \frac{K_m}{2L} \quad (4) \quad K_m = CLE^{0.5} \quad L = 500m \quad C = 0.2 \quad K_m = K_m Pr^{-1}$	
$B_{ynt} = -\frac{K_m}{Pr} \left(\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} + 0.608 \frac{\partial Q_v}{\partial z} \right) \quad (\text{雲の外}) \quad S = K_m \left(\frac{\partial^2 u_i}{\partial x_i^2} + \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_j^2} + \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_k^2} \right)$	
$B_{ynt} = -\frac{K_m}{Pr} \left(\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{\partial Q_{LH}}{\partial z} \right) \quad (\text{雲の中}) \quad A = \frac{1}{8} \frac{1 + L_1^2 C_L^2 Q_v / R_4 T}{1 + L_1^2 C_L^2 Q_v / R_4 T^2} \quad \epsilon = 0.622$	
熱、水物質保存式	
熱 $\frac{D\theta}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_h \frac{\partial \theta}{\partial x_i} \right) + M(\theta) + N(\theta) \quad (5)$ 水蒸気、雲水、雪水 $\frac{DQ_x}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_v \frac{\partial Q_x}{\partial x_i} \right) + M(Q_x) + N(Q_x) \quad (6)$	
雪、あられ、雨 $\frac{DQ_x}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial (\rho \bar{V}_x Q_x)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_s \frac{\partial Q_x}{\partial x_i} \right) + M(Q_x) + N(Q_x) \quad (7)$	
雲物理パラメタリゼーション (添字xは降水物質に対してそれぞれ雨、雪s、あられgである)	
粒径分布 $n(Dx) = n_{\infty} \exp(-\lambda_x Dx) \quad \lambda_x = \left(\frac{\pi \rho_x \alpha_{\infty}}{\rho Q_x} \right)^{1/3}$ 落下速度 $V_x = \alpha_x Dx^2 \left(\frac{\rho_x}{\rho} \right)$ 場の平均 $\bar{V}_x = \frac{\alpha_x \Gamma(4+bx) (\rho_x / \rho)^{1/3}}{6 \lambda_x^x}$	
接地域界層(Barker and Baxter, 1975) $\overline{u''w''} = -u_s^* \theta_s^* \theta_s^* \quad \overline{Q_v''w''} = -u_s^* Q_v^*$	
ag あられ落下速度定数124 ar 雨滴落下速度定数842 as 雪片落下速度定数17 bg あられ落下速度定数0.64 br 雨滴落下速度定数0.8 bs 雪片落下速度定数0.5 Bynt 浮力項 C LES定数0.2 Cp 定圧比熱 Cw 水の比熱 Dg あられの粒径 Dr 雨滴粒径 Ds 雪片粒径 E サブグリッドスケールの乱流エネルギー g 重力加速度 K 運動エネルギー Ks 運動粘性係数 L 混合距離 Ls 融解潜熱 M() スカラー量の生成項 (図-1) N() コンピューティングノイズ除去項(Yoshizaki, 1985) nag あられ粒径分布関数の切片 1.14×10^6 nar 雨滴粒径分布関数の切片 8×10^6 nas 雪片粒径分布関数の切片 4×10^6 p 気圧 p0 標準気圧1000hpa Pr プラントル数0.4 QLH = Qc + Qi + Qs + Qg + Qr (水の液相、固相) Qc 雲水混合比 Qg あられ混合比 Qi 雲氷混合比 Qr 雨混合比 Qs 雪混合比 Qv 水蒸気混合比 Qv 比湿 Rv 乾燥気体定数 T, Tc 気温(K, °C) u, w 風速成分 θ 露位 θc 相当露位 θv 仮露位 θs 摩擦温度 ρ 大気密度 ρ0 標準大気密度 ρs あられ粒子密度300kgm ⁻³ ρr 雨密度1000kgm ⁻³ ρs 雪片密度34kgm ⁻³ Π 無次元圧力 π 円周率	

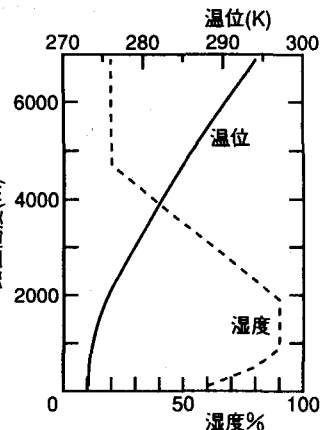


図-3 大気初期条件

3. 4 計算条件

まず今回は、以上述べてきたモデル条件を使って、雪雲の海上における発生、発達ならびに平野部への進入の再現を行った。また新たに改良した点、すなわち1) あられの有無、2) 捕捉率および3) 転換過程 について従来のモデルとの比較ならびにあられが降雪場に及ぼす影響について着目し計算を行った。

4. 計算結果

4. 1 雪雲の遷移

今回のシミュレーションでは雪雲を発生させるため、意図的に擾乱を与える（風上境界から20km離れた地点の500m上空での気温を瞬時に1.5℃上げる）。この擾乱が流れによって伝播し発達する様子を雲水、雪の混合比分布で示した。それぞれ図-4(a)

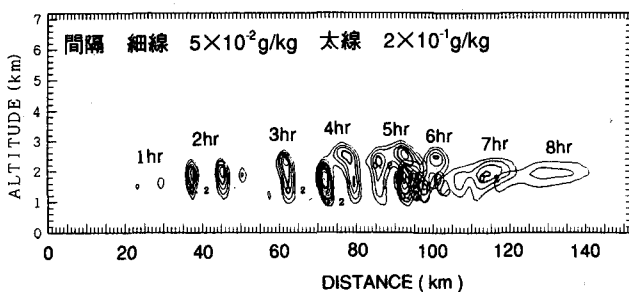


図-4 (a) 雲水混合比分布の毎時変化

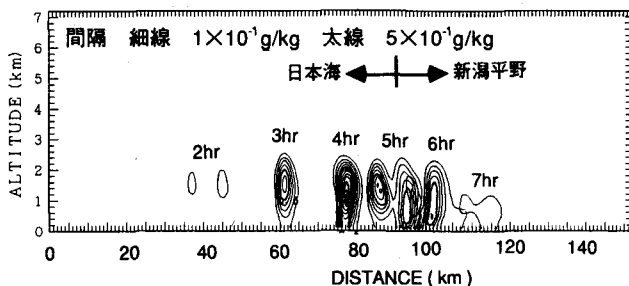


図-4 (b) 雪混合比分布の毎時変化

が雲水混合比、(b)が雪の混合比である。雲水は擾乱発生地点からすぐ風下側で発生しており、対流と共に伝播する様子が伺える。雪についても同様に発達しながら海の上空を進行し、擾乱発生地点から40km風下の海面に到達している。さらに発達した雪雲は平野部上空に到達後は対流の衰えとともに衰退していく様子が再現できた。

このシミュレーションで得られた雪雲内の雲微物理過程の時系列変化を図-5(a)~(d)に示す。図-5(a)は各水物質の混合比の時系列変化を表したもので、雪と雲水の混合比が大きいのが目立つ。この理由は雲水は雲氷、雪、あられのライミングによって失われる分、対流の発達により水蒸気から供給され続けるからである。雪については落下速度が小さいため地上に到達するまでに時間がかかる分、大きく成長しやすいからである。雲氷の混合

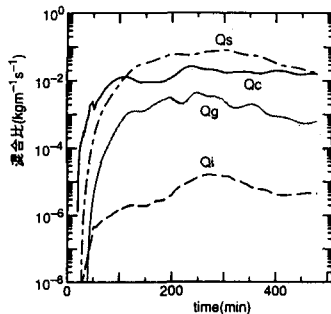


図-5(a) 各水物質の混合比 (注)

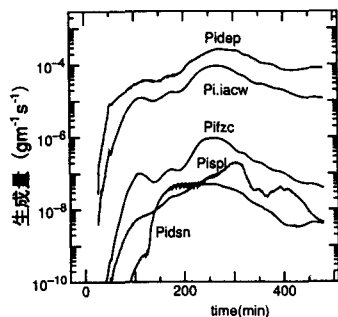


図-5(b) 氷晶生成項の時系列変化 (注)

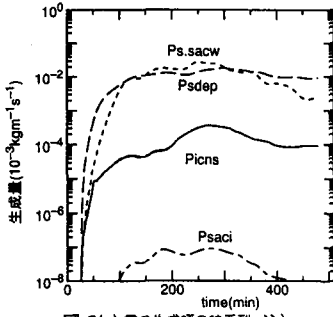


図-5(c) 雪の生成項の時系列 (注)

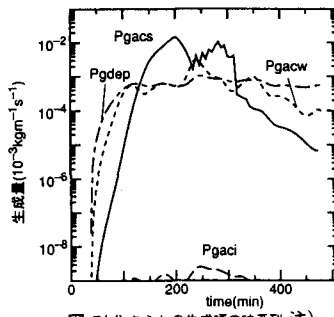


図-5(d) あられの生成項の時系列 (注)

比が少ないのは図-5(b),(c)から説明されるように水蒸気の付着(Pidep)、ライミング(Pliacw)で成長した分、は同量がすぐさま雪に転換(Picns)されるためである。また図-5(b)から雲氷の発生には昇華・凝結核形成

(Pidsn)よりも凍結核形成(Pifzc)の方が大きく寄与することがわかった。

図-5(c)を見ると雲氷から転換(Picns)した雪は水蒸気の付着(Psdep)によってまず成長し、落下速度が大きくなってライミング成長(Ps.sacw)が雪の成長に最も寄与する過程となることになっている。図-5(d)はあられ生成項の時系列変化を示したものであり、雪とはほぼ同様の成長パターンを示しているが、途中から雪の捕捉による成長(Pgacs)が卓越するのは、気温が0℃以上の領域に雪やあられが落下したときに、両者の表面が水膜で覆われるものとして衝突合体率が高くなるよう設定しているためである。なお雪雲が平野部上空に進入するやPgacsによってあられは生成されない結果となった。

4. 2 あられの有無に関する数値実験

この計算は雪雲に対してあられの寄与度を確認するために行った。気温が相対的に高いことと過冷却水滴が多く存在する場では、あられが発生しやすいことから、グリッド下端の気温を2℃に設定してあられの有無、2パターンについて計算を行った結果、雪について混合比の差はほとんどなかったが、図-6から融解して発生する雨量に大きな差があることがわかる。この原因はあられは雪よりも落下速度が速く、融けきらないうちに地上に落下するため、雪よりも融解しにくい事が理由として挙げられる。この結果は冷たい雨の計算の際にはあられの有無が大きな差として生じる可能性を示唆すると思われる。

4. 3 捕捉率に関する感度解析

降水粒子の雲粒の捕捉(ライミング)にて問題となるのが捕捉率の設定であり、ここでは捕捉率の違いが雲物理過程に及ぼす影響を、2.3で述べた捕捉率とLinモデルで接定された捕捉率(液相と固相の衝突率は1.0、固相同士は0.1)とを使って計算を行った。図-7(b)の結果は雪のライミング成長量(Ps.sacw)の時系列変化を示している。この図からLinモデルで設定した捕捉率(Esc=1.0)の場合よりも、式(2-1)の捕捉率Escを使ったライミング量の方が大きい値を算出していることがわかる。図-7(a)はこのときの雲水量と雲氷のライミング量の時系列を示したもので、雲水量もFletcherの図から定めた捕捉率を使った場合の方が多く、それに伴う雲氷のライミング量も同様である。図-7(a),(b)のようになった理由は、ライミング成長した雲氷は、4.1で述べたようにすぐさま雪に転換(Picns)され、よって前者の方が雪の生成が大きく、その雪が捕捉する雲水の量も前者の方が多いからである。

4. 4 転換のモデル化による雪とあられ生成量の違い

ここでは雪とあられの発生をパラメータ化した転換(conversion)についてその違いによる生成量への影響を検討する。図-8(a)にパラメタライズの違いによる雪の雲氷からの転換量の時系列を示した。ここで用いたモデルを以下に示す。

$$1) \text{ Linモデル } \text{Psaut} = 10^{-3} \exp(0.025 T_0) (Q_i - 10^{-3}) \quad (3-1)$$

$$2) \text{ RHモデル } \text{PCONV} = \left(Q_i - \frac{M_{\max} N_i}{\rho} \right) / \Delta t \quad (M_{\max} \text{は雲氷の最大質量で雪との境界粒径に対応する値}) \quad (3-2)$$

$$3) \text{ 猪川モデル Picns (Murakami のパラメタリゼーション) } \quad (2.4(a) \text{参照})$$

図-8(a)からわかるようにLinモデルのように雲氷がある臨界値を越えて、雪を発生させる手法は他のモデルと較べて2オーダーも値が違う。一方、RHモデルのPCONVと猪川モデルのPicnsとはほぼ同じような結果となった。ここでPCONVとPicnsの式は雲氷濃度数 N_i に依存した形となっており、これが転換量を大きく左右する

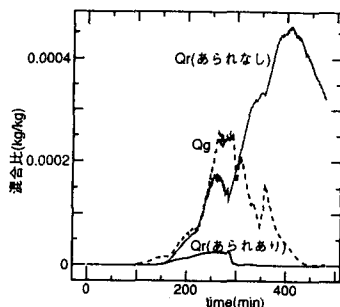


図-6 あられの有無における雨、あられの混合比

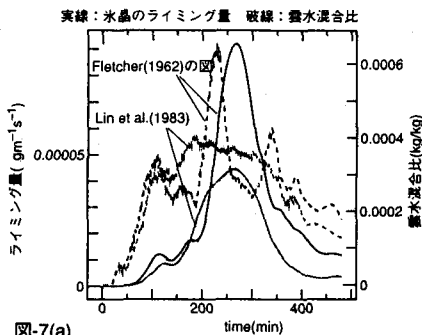


図-7(a) 捕捉率による氷晶ライミング量と雲氷混合比の比較 (注)

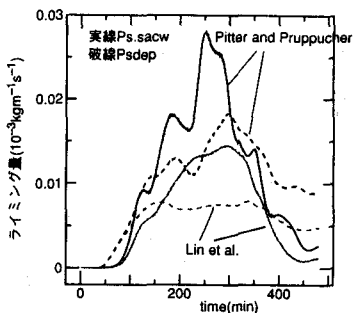


図-7(b) 捕捉率による雪のライミング量の比較 (注)

と思われる。今回はHuffmann and Vali¹¹⁾の氷晶核活性化の式にて雲氷濃度数の計算を行っており、実際の雪雲観測からはこの活性化理論より大きい氷晶(雲氷)濃度数が計測されている¹⁶⁾。今後、濃度数をCotton et al.⁶⁾や猪川モデルのように予報変数とする方法が望ましいかを検討したい。

図-8(b)は氷晶もしくは雪からあられへの転換量の時系列を示したもので、同時にLinモデル中の雪からあられへの転換量Pgautの時系列も示す。この転換項は先に示したPsauteとほぼ同様の形をしており、力学的根拠がないため、猪川モデルでパラメタライズされた転換と発生時刻、発生量とも全く違う結果を算出してしまうことが図-8(b)からも明らかである。

5. まとめ

今回のシミュレーションにより日本海上で発生し、平野部で減衰する対流性降雪雲の再現が、表-1ならびに図-1で示した雲モデルを用いて再現できた。

今回用いた雲モデルにおける感度解析の結果、捕捉率の設定と転換のモデル化は降雪量に多大な影響を及ぼすことがわかった。またモデル中におけるあられの導入は融解後の冷たい雨としての雨量に影響を及ぼす可能性がある。

氷晶核形成機能については雲粒凍結核形成が最も大きい発生項であり、2次氷晶生成量も雪とあられのライミグ量に応じて昇華・凝結核形成量を上回る。よって雲氷の濃度数の算定について再考が必要である。

今後は著者らが平成4年度から行っている新潟平野における降雪時のゾンデ観測結果との照合や山岳地域を含んだ降雪シミュレーションを行っていく予定である。

注) 本文中図-5、図-7および図-8の縦軸には、各混合比、生成項の計算領域全体で積分したものを領域の水平距離(150km)で割った値についてプロットした。

謝辞 この研究を進めるにあたっては中央大学の山田正教授ならびに気象研究所の松尾敬世、村上正隆、斉藤和雄の各氏に多大なる助言を頂いた。ここに記して感謝の意を表す。

参考文献

- 1) 例えば山田・茂木・亀田：水工学論文集第35巻，pp.243-250，1991
- 2) 神田・日野：水工学論文集第35巻，pp.27-32，1991
- 3) Wisner, C., H.D. Orville and C. Myers : *J. Atmos. Sci.* **29**, pp.1160-1181, 1972
- 4) Lin, Y.H., R.D. Farley and H.D. Orville : *J. Clim. Appl. Meteor.* **22**, pp.1065-1092, 1983
- 5) Rutledge, S.A. and P.V. Hobbs : *J. Atmos. Sci.* **40**, pp.1185-1206, 1983
- 6) Cotton, W.R., G.J. Tripoli, R.M. Rauber and E.A. Mulvihill : *J. Clim. Appl. Meteor.* **25**, pp.1658-1680, 1986
- 7) Murakami, M.: *J. Meteor. Soc. Japan* **68**, pp.107-128, 1990
- 8) Ikawa M., H. Mizuno, T. Matuo, M. Murakami, Y. Yamada and K. Saito : *J. Meteor. Soc. Japan* **69**, pp.641-667, 1991
- 9) 猪川・斉藤：気象研究所技術報告第28号，1991
- 10) Fletcher, N.H.: *Physics of rain clouds*. Cambridge Univ. Press, 386p, 1962
- 11) Huffmann, P.J. and G. Vali : *J. Appl. Meteor.* **12**, pp.1018-1024, 1973
- 12) Pitter, R.L. and H.R. Pruppacher : *J. Atmos. Sci.* **31**, pp.551-557, 1974
- 13) Hallgren, R.E. and C.L. Hosler : *Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union* **5**, pp.257-263, 1960
- 14) Yoshizaki, M. : *J. Meteor. Soc. Japan* **63**, pp.397-404, 1985
- 15) Klemp, J.B. and R.B. Wilhelmson : *J. Atmos. Sci.* **35**, pp.1070-1096, 1978
- 16) Barker, E.J. and T.L. Baxter : *J. Appl. Meteor.* **14**, pp.620-622, 1975
- 17) 例えば松尾：科学と工業 **66**(1), pp.18-25, 1992

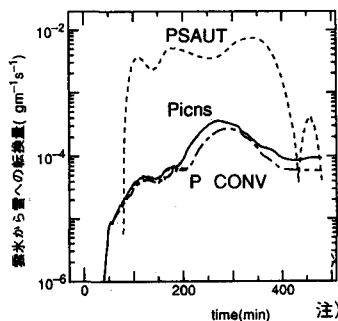


図-8(a) 雲氷から雪への転換量のモデルによる違い

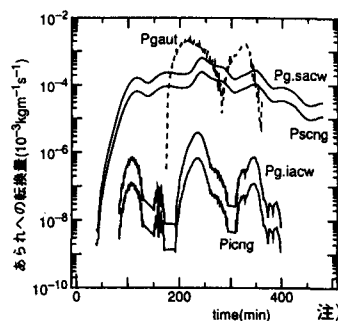


図-8(b) モデルによるあられへの転換量の比較
実線：Ikawa et al.(1991)
破線：Lin et al.(1983)