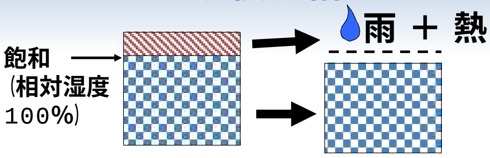
雲過程･雲物理過程

雲過程･雲物理過程

- 水の相変化による凝結･蒸発量、それに伴う潜熱による温度変化
  - 水物質の落下
  - 降水量
- 放射の雲への応用も
- モデルの中で最も難しい過程の一つ
  - さまざまなタイムスケール･空間スケール

大規模凝結



- もっとも簡単な雲スキーム
  - 飽和水蒸気量を超えた水蒸気を直ちに降水として大気から除去する。
  - 凝結量を計算するときには、凝結に伴う潜熱による加熱によって、飽和水蒸気量が変化することも考慮

大規模凝結

- 格子内は一様であると仮定
  - 格子平均の水蒸気量が飽和水蒸気量を超えた分を降水として落とす
- つまり、モデルでは、大気中に凝結した水は存在しない。
  - 凝結した形態での水の移流は考慮されない
- 古いモデルでは広く使われていた
- 欠点
  - 強い降水を風上に落とす傾向
  - 凝結が生じるまでに時間がかかることも

格子内の非一様性を考慮した凝結量の見積もり

- 数値予報モデルで予報するのは格子平均値
  - 非一様性の考慮は物理過程の重要な要素
- しかし、格子の中の温度(位)、総水量は一様でなく、平均すると格子平均値になる。
  - 格子の中には、平均より大きいところも小さいところもあり、格子平均値が飽和水蒸気量を下回っていても、部分的には飽和水蒸気量を上回って凝結することも。
  - 部分的に凝結した格子内の面積の割合=雲量
    - ほとんどのモデルでは、鉛直方向は一様としているが、最近はその鉛直方向の非一様性を考慮したスキームも提案されている

非一様性の表現

- 非一様性は、平均値からの温度(位)、総水量の平均値からのずれ (θ_l', q_w') を確率変数とした確率密度関数(PDF)で表現
  - 格子内で一様であれば、PDF fは

$$f(q_w') = \delta(q_w')$$

  - 層状の雲では、PDFは正規分布でよく近似できるが、対流雲の中では分布が正のskewness を持つことが観測か知られている。
    - 分布関数が確率変数が大きい方にゆがんでいる

雲量と凝結量

- 「雲量」は、飽和水蒸気量を超える確率

$$C = P(\overline{q_w} + q'_w > q_{sat}) = P(q'_w > q_{sat} - \overline{q_w}) = \int_{q_{sat}-\overline{q_w}}^{\infty} f(q'_w) dq'_w$$

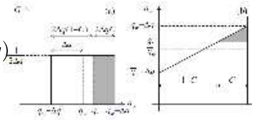
- 「凝結量」は飽和水蒸気量を超えた分の期待値

$$\overline{q_l} = E(\overline{q_w} + q'_w - q_{sat}) = \int_{q_{sat}-\overline{q_w}}^{\infty} (\overline{q_w} + q'_w - q_{sat}) f(q'_w) dq'_w$$

例:一様分布

- PDFが $-\Delta q \le q'_w \le \Delta q$ で一様

$$f(q'_w) = \begin{cases} \dfrac{1}{2\Delta q} & (-\Delta q \le q'_w \le \Delta q) \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}$$



$$C = \int_{q_{sat}-\overline{q_w}}^{\infty} f(q'_w) dq'_w = \begin{cases} 0 & (q_{sat} - \overline{q_w} > \Delta q) \\ \dfrac{\Delta q - (q_{sat} - \overline{q_w})}{2\Delta q} & (-\Delta q < q_{sat} - \overline{q_w} < \Delta q) \\ 1 & (q_{sat} - \overline{q_w} < -\Delta q) \end{cases}$$

$$\overline{q_l} = \int_{q_{sat}-\overline{q_w}}^{\infty} (\overline{q_w} + q'_w - q_{sat}) f(q'_w) dq'_w = \begin{cases} 0 & (q_{sat} - \overline{q_w} > \Delta q) \\ \dfrac{[\Delta q - (q_{sat} - \overline{q_w})]^2}{4\Delta q} = C^2 \Delta q & (-\Delta q < q_{sat} - \overline{q_w} < \Delta q) \\ 1 & (q_{sat} - \overline{q_w} < -\Delta q) \end{cases}$$

例:bi-normal 分布 (Sommeria and Deardorff 1977)

気象庁全球モデルの場合

- 雲量、凝結量は、一様分布を過程して診断
  - 雲量、凝結量を予報するスキームもある
- 粒子の成長そのものは表現しない
  - 雨への変換は雲水量の関数として評価
- その他、考慮している過程
  - 降水の蒸発、氷の融解
  - 雨、雲氷の落下

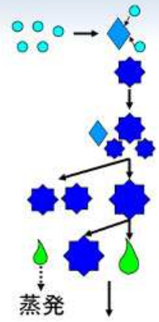
雲物理

- 大気中には、さまざまな形で水が存在
  - 気体: 水蒸気
  - 液体: 雲水、雨(落下速度の有無で分類)
  - 固体:雲氷、雪、霰、雹(雲氷の有無、密度の違いで分類)
- その相互の形態の変化を記述
- 雲水、雲氷が成長して、落下する降水になるまでの過程も考慮
  - 大規模凝結と異なるところ

雲物理で考慮する水の状態種別

- 水蒸気: 気体の水
- 雲水: 落下速度を持たない凝結した水粒
- 雨: 雲水が成長するなどして落下速度を持つようになった水粒
- 雲氷: 落下速度を持たない氷粒
- 雪: 落下速度を持つ氷粒
- あられ: 雪より密度が大きい(落下速度が大きい)氷粒
- 雹: あられよりも密度が大きい氷粒

雲･雲物理



モデル化

質量(混合比)や
数濃度の時間
変化率を追跡

雲物理の代表的な過程

- 拡散成長
  - (雲氷の場合)過飽和の水蒸気が氷晶に向かって拡散。水蒸気が氷晶の表面に捕らえられて氷晶が成長
- 衝突併合による成長
  - 2つの粒子が衝突して、一方に取り込まれる、または別の形態種別になる。
  - 一方が静止している場合、両方が落下している場合の両方が考え得る。

など

雲物理の"状態"を表す量

- 質量
  - "量"の大小を端的に表す
  - 気体大気の密度に対する水の形態種別xの密度の比 を予報変数にとることが多い。 $q_{\mathrm{x}}=\dfrac{\rho_{\mathrm{x}}}{\rho_{\mathrm{a}}}=\dfrac{\rho_{\mathrm{x}}}{\rho_{\mathrm{d}}+\rho_{\mathrm{v}}}$
    - 水蒸気の場合は比湿になる。
    - 相変化がなければ、分母は不変で、加算･減算が質量の加算･減算に対応
      - 相変化によって気体大気の質量が変化する場合には対応しないが、その変化量は元々の量に比べ小さいので無視するのが普通。
    - 全密度は不変なので、全密度に対する粒子xの密度の比を予報変数にすれば、加減算は常に質量の加減算と厳密に対応

質量だけで状態は決まるか？

- 数濃度(単位体積あたりの粒子数)
  - 同じ質量であっても、粒子の数が多ければ、一つ一つの粒子は小さくなる。
    - 後述のように、雲物理の個々のプロセスは、粒径の関数であり、粒の大きさは重要
- 形、密度
  - 通常は球を仮定することが多い。
  - また、形態ごとに粒子そのものの密度は一定と仮定
  - それらの違いを質量-粒径関係に入れることも

$$m_i=\rho_i\frac{4}{3}\pi\left(\frac{D_i}{2}\right)^3=\frac{\pi}{6}\rho_i{D_i}^3\ \Rightarrow\ m_i=c_i{D_i}^{d_i}$$

落下速度

- 各粒子の落下速度は、以下の形が仮定される。

$$V_i(D_i)=a_i{D_i}^{b_i}$$

  - 係数は粒子ごとに仮定される

雲物理過程の定式化

- 粒子1つの記述が基本
  - 例1) 雲氷の拡散成長 (拡散方程式の解として)

$$\frac{dm_i(D_i)}{dt}=2\pi D_i(S_{\mathrm{I}}-1)f_{\mathrm{v}}\rho_{\mathrm{I}}\left(\frac{\rho_{\mathrm{I}}L_{\mathrm{s}}^2}{KR_{\mathrm{v}}T^2}+\frac{\rho_{\mathrm{I}}}{\rho\psi q_{\mathrm{SI}}}\right)$$

D_i ： 粒径 (直径)、R_{v}: 湿潤大気の気体定数、K 大気の熱伝導率、
ψ: 水蒸気の拡散係数、ρ: 大気の密度、ρ_{I}: 氷の密度、
L_{s}: 昇華熱、$S_{\mathrm{I}}=q_{\mathrm{v}}/q_{\mathrm{SI}}$: 氷飽和に対する過飽和度、
q_{SI}: 氷に対する飽和比湿、f_{v}: 通風係数

雲物理過程の定式化

– 例2) 衝突・併合

- 粒子iが静止している粒子jを捕捉して成長

$$\frac{dm_i(D_i)}{dt} = \frac{\pi}{4} {D_i}^2 E_{ij} m_j V_i(D_i) \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/2}$$

- 落下している粒子iが、落下している粒子jを捕捉

$$\frac{dm_i(D_i, D_j)}{dt} = \frac{\pi}{4} (D_i + D_j)^2 E_{ij} m_j(D_j) \times (V_i(D_i) - V_j(D_j)) \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/2}$$

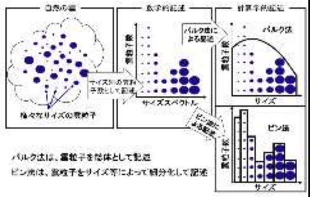
雲物理過程における質量時間変化

- 粒子1つ1つの記述では、質量の時間変化率は粒径に依存する。
- しかし、粒子1つ1つを記述するには膨大な計算が必要

→粒径ごとの粒子数を記述する粒径分布関数を作り、統計的に記述する

$$\frac{dM_i}{dt} = \int_0^\infty \frac{dm_i}{dt} n(D) dD$$

$n(D)$: 粒径分布関数



バルク法は、雲粒子を全体として記述
ビン法は、雲粒子をサイズ等によって細分化して記述

粒径分布の表現:ビン法

- ビン(bin)法
  - それぞれの粒子を、粒径によって複数のカテゴリー(“ビン”)に分けて、そのカテゴリーごとに状態を表す量を予報
  - 粒径分布の表現の自由度は高いが、カテゴリー間の相互作用、遷移等を表現する必要があり、膨大な計算が必要
  - 粒径以外にも、形、縦横比など、カテゴリーを多次元にすることも
  - 研究用のモデル

バルク法

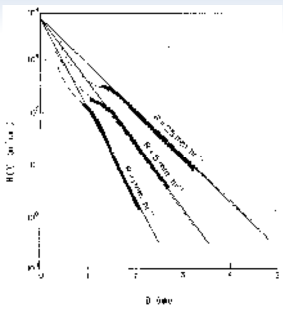
- 粒径に関する分布関数の形を仮定
- 分布関数に表れるパラメータを質量や数濃度で表す。
- 例)
  - 指数分布 $n_i(D_i) = N_{i0} \exp(-\lambda_i D_i)$
  - ガンマ分布(指数分布を含む)

$$n_i(D_i) = N_i \frac{\alpha_i}{\Gamma(\nu_i)} {\lambda_i}^{\alpha_i \nu_i} {D_i}^{\alpha_i \nu_i - 1} \exp[-(\lambda_i D_i)^{\alpha_i}]$$

  - 単分散

$$n_i(D_i) = N_i \delta(D_i - D)$$

分布関数の正当性



Marshall and Palmer, 1948, The distribution of raindrops with size. J. Meteor. 5, 165-166.

- Martial and Palmer (1948)
  - 雨粒の粒径分布を指数分布で記述できる

分布関数とモーメント

- p 次のモーメント $M_p^i = \int_0^\infty D_i^p n_i(D_i) dD_i$
  - 統計学では、1次のモーメントが平均、2次が分散
- 各分布関数のモーメント
  - 指数分布: $M_p^i = \frac{N_{i0}}{{\lambda_i}^{p+1}} \Gamma(p+1)$
  - ガンマ分布: $M_p^i = \frac{N_{i0}}{{\lambda_i}^p} \frac{\Gamma(\nu_i + \frac{p}{\alpha_i})}{\Gamma(\nu_i)}$
  - 単分散: $M_p^i = N_i D^p$

モーメントと平均質量・数濃度

- 質量

$$\overline{\rho_i} = \int_0^\infty m_i(D_i) n_i(D_i) dD_i = \int_0^\infty c_i D^{d_i} n_i(D_i) dD_i = c_i M^i_{d_i}$$

$$q_i \equiv \frac{\overline{\rho_i}}{\rho_\mathrm{a}} = \frac{1}{\rho_\mathrm{a}} c_i M^i_{d_i}$$

- 数濃度

$$\overline{N_i} = \int_0^\infty n_i(D_i) dD_i = M^i_0$$

質量・数濃度は2つのモーメントと関係している。
→質量、数濃度によって粒径分布関数の2つのパラメータが決められる

指数分布の場合

- 質量、数濃度と未知パラメータの関係

$$N_i = \frac{N_{0i}}{\lambda_i}$$

$$q_i = c_i \frac{N_{i0}}{\lambda_i^{d_i+1}} \Gamma(d_i + 1)$$

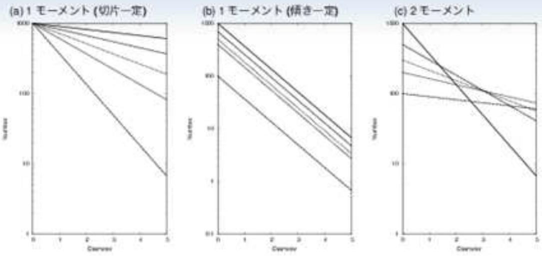
この 2 つの関係式から未知パラメータ N_{0i}, λ_i が求まる。

- すなわち、質量と数濃度が決まれば、粒径分布が決まって、粒径分布が与えられれば、質量や数濃度の時間変化率がわかる。

1-moment と 2-moment

- 粒径分布のパラメータを決める質量、数濃度のうち、
  - 1-moment スキーム: 質量のみ予報して、パラメータのうち1つを固定する。
  - 2-moment スキーム:質量と数濃度の両方を予報する。
    - 形態種別ごとに1-moment, 2-moment が選べる

1-moment と 2-moment



- 分布の自由度が異なる。
- 2-moment の方が粒径分布の表現の自由度が増す。しかし、その自由度をうまく活かすかは別の問題
  - 数濃度の時間変化率のパラメタリゼーションにも大きく依存

雲物理と非一様性

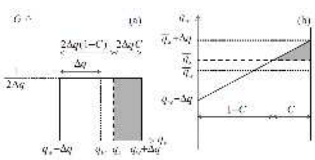
- 雲物理過程はもともと高解像度モデル向けに開発
  →格子内の一様性を仮定
- しかし、非一様性を無視できる解像度は非常に小さい(180m)
  →雲物理過程にも非一様性の導入が必要
- 非一様性を入れるには、q -> q/C に置き換えて雲物理スキームを適用すればよいが、雲域と雨域は一致しないので格子内で雨の占める割合も考慮する必要あり。

Warm-rain におけるテスト

カテゴリー

No Cloud No Rain	No Cloud Rain
Cloud No Rain	Cloud Rain

雲量の求め方



Rain Fraction
(Maximum-Random Overlap)

$$C_k^\mathrm{rain} = 1 - \frac{(1 - C_{k+1}^\mathrm{rain})(1 - \max(C_k, C_{k+1}))}{1 - \min(C_{k+1}, 1 - \varepsilon)}$$

C_k: cloud fraction, C_k^rain: rain fraction

テストの結果

2011年新潟・福島豪雨の事例

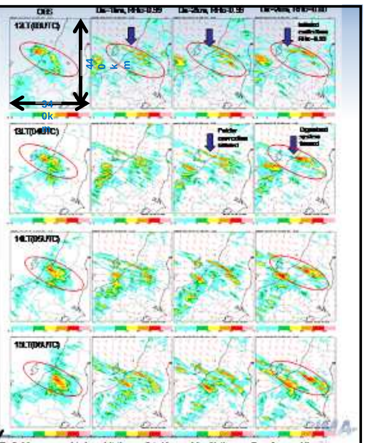


Fig.3 1-hour accumulated precipitation predicted by models with three configurations and the corresponding observations

気象庁
Japan Meteorological Agency