

雲力学事始め (雲物理学, およびメソスケール大気水循環の研究)

—2001年度藤原賞受賞記念講演—

武 田 喬 男*

約40年前にこの安田講堂で大学を卒業して以来, いろいろな研究をしてきましたが, 研究テーマにしましても, 研究プロジェクト, 研究組織・グループにしましても, いつも立ち上げて終わってしまい, それらの発展はひとまかせにしてきましたので, 藤原賞のような名誉ある賞には縁がないものと思っておりました。それだけに, 受賞は大変光栄なことですし, 嬉しく思っております。

日本と中国の沢山の人の協力と努力のお陰で, 1998年, 1999年の夏に, GEWEX (全球エネルギー・水循環研究計画) の一環として GAME/HUBEX (GEWEX アジアモンスーン観測研究計画/淮河流域観測計画) が実施されました。この観測計画では, 2000 km スケールの地域でのゾンデ強化観測, 500 km スケール地域でのレーダ観測網, 100 km スケール地域でのドップラーレーダ観測網など, 梅雨前線周辺のメソスケール大気水循環の観測計画としては, 現段階での理想的なものの7割程度が達成されています。その具体的な研究成果がでてくるのはこれからですが, このような観測計画が実施されてみますと, その実現には, やはり40年の年月が必要であったように思われ, また, それには, きっかけとなる研究, 多くの人々との巡り合わせなど, 様々なことが必要であったことを実感しております。

1. 雲微物理学過程の数値計算

東京大学の大学院に入学した時, 私は雷の現象に興味があり, できれば大学院では電荷生成機構に関する

実験, あるいは雷の観測的研究をしたいと考えておりました。しかし, 指導教官の正野重方教授が私に修士課程の研究テーマとして指示されたものは, 「雲底下の雨滴の蒸発」でした (Syono and Takeda, 1962)。その趣旨は, その頃盛んに行われていた人工降雨実験の効果判定には, 雲の下での蒸発による減少も考慮すべきであるということです。実は, これは大変新しい研究テーマでした。それまでの雲物理学では, 個々の雲粒子, 降水粒子の成長過程を追いかけていく観点からの研究が主でしたが, この研究テーマでは, 落下する雨滴集団の蒸発が周りの大気を湿らせ, 冷やし, それらの変化が, また雨滴集団の蒸発に効いていくことを, 正確に評価することが不可欠でした。このように複雑な計算が可能であったのは, 計算機システムが急速に発展し始めたことにもあります。

私の研究のきっかけのもう1つは, 研究室の大学院学生による共同研究に参加させてもらったことでした。それは, 博士課程3年の柳井勉雄さん, 博士課程2年の松野太郎さんが中心となって行っていた伊勢湾台風の降雨の解析です。その年は, ちょうど伊勢湾台風が起こった翌年にあたり, 皆が協力して各地の生の雨量データやレーダデータを丹念に収集し, 台風のレインバンドの通過に対応する降雨の起こり方を詳細に調べていたものです (Staff Members, Tokyo Univ., 1969, 1970)。

雷現象の研究への私のこだわりは, 雨滴の蒸発過程を下降気流に関連する積乱雲の力学と結びつけさせ, それが雲の数値モデリングに発展し, また, 伊勢湾台風の解析は, 激しい降雨現象にも私の興味を向けさせ, 将来のいつか, 自分で豪雨のレーダ観測, ドップラーレーダ観測をしてみたいという欲望につながっていったわけです。雲力学とメソスケール降雨現象に私の研究を向けさせたきっかけは, 研究の筋道からするとこ

* 名古屋大学名誉教授, 鳥取環境大学教授。

—2001年8月27日受領—

—2001年11月29日受理—

のようなことでしたが，まだ，雲力学という研究分野がなかった頃に，私が雲力学を始めることができたことには，研究室の人間環境がかなり影響していたと考えております。

当時，東京大学の気象学研究室には，正野教授をリーダーとする大気力学研究グループがあり，助手の都田菊郎さん，大学院学生 of 柳井さん，松野さんらで構成され，私の1年後には廣田 勇さんが入られました。そして，一方には，磯野謙治助教授をリーダーとする雲物理学研究グループがあり，助手の駒林 誠さん，大学院学生 of 小野 晃さん，池辺幸正さんらで構成され，1年後には山下 晃さんが入られました。それぞれの人たちが卓越した研究者で，どちらも大変アクティブで素晴らしいグループでした。もともとは，雲物理学グループでの実験的，あるいは観測的研究を志向していた私が，大気力学グループに属し，どちらかというところ得意ではない数値計算から研究が始まったことは，私の研究に大変大きな方向付けをしたようです。実質的には，これら2つの研究グループのどちらにも属するわけではなく，どちらの研究にも関心をもちながら，いつも宙ぶらりんの状態にあり，どちらからも厳しい批判を受けながら研究をしていたことは，雲力学を始めるにはこれ以上はない環境であったと思います。勿論，それらの方々サポートと激励があったからできたことでもあります。

本来，雲粒子，降水粒子の成長などの微物理学過程は，個々の粒子を追いかけていく，いわゆるラグランジュ流の手法で取り扱われるべきです。雨滴の蒸発の計算でもそうです。私の克服すべき問題の1つは，雲底下の各場所での雨滴粒度分布の変化をオイラー流の枠組みの中で計算しなければならないことでした。そのためにつくった式は下記のものです：

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -U \cdot \frac{\partial N}{\partial X} - W \cdot \frac{\partial N}{\partial Z} + \frac{\partial (NV)}{\partial Z} - \frac{\partial (N \cdot DR/Dt)}{\partial R}$$

ここで N は半径 R の雨滴の数密度， V は雨滴の落下速度， DR/Dt は蒸発による雨滴の半径の時間変化です。最後の項は，一種のアナロジーですが，空間内の移流と同じように，雨滴の中心を原点とする半径座標の中で雨滴が蒸発過程により移動することにより，各大きさの雨滴の数密度が変わるとしたものです。勿論，この項は，凝結，併合などによる水滴の成長過程に対しても適用することができます。

正野先生の示唆のもとにこの式をつくり，採用した

ことにより，その後も雲の微物理学過程をオイラー流の枠組みで数値計算できるようになり，雲力学の研究も進めることができたわけです。この式は，似たような発想でほかの研究者も使うようになりました。しかし，数値計算の誤差が生じる中では必ずしも良い式ではありません。降水形成の微物理学過程は，100万個の雲粒の中の1個が雨滴になるかどうか，というような微妙な過程ですが，その効果をこの式で扱おうと，数値計算の誤差のため，どうしても降水が実際よりも早く起こってしまうことになります。つまり，移流の項にしても，最後の項にしても，数値積分では，それらの項により，微小時間 δt の間に少数の水滴が必ず隣の格子座標（空間座標，半径座標）に移動してしまい，それらの水滴が降水形成の速さに影響してしまうわけです。このようなことが起こらないように，多くの研究者がいろいろと努力を続けてきましたが，この問題は今でも解決されていないようです。

私が研究を始めた頃，正野先生は，新しい研究分野として天気力学（weather dynamics）を志向されておられました。残念ながら，その研究計画や内容は，先生から直接伺ってはいず，詳細は分かりませんが，1つのポイントは雲微物理学過程が大気場をいかに変えるかということでしたから，私の修士論文のテーマはその一環でもあったと考えられます。指導教授としての先生のすごさは，最初の研究テーマを与えた後は，どのように研究を進めていくかは学生まかせで，自由に研究をさせてくださったことです。このことは，私の修士論文発表の2週間前に「今度の修士論文の発表は誰だっけ？」という言葉に象徴されています。私も多数の大学院学生の研究を指導してきましたが，このような放任主義はなかなかできることではありません。

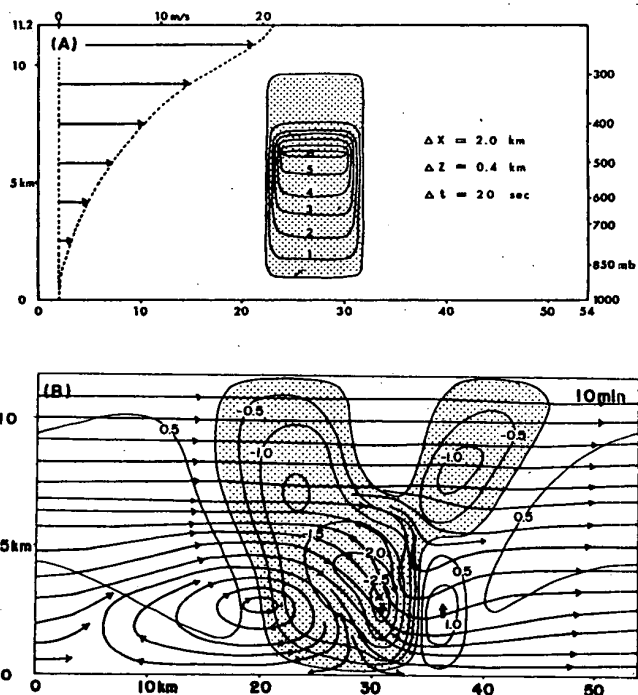
私の研究の直接指導は，実際には，助手であった都田さんがしてくださいましたが，武田さんの研究は荒野を独りで行くようなものだから，とよく言われました。降水形成の微物理学過程が周りの大気場の状態を変え，その変化がまた微物理学過程を変えていくことをオイラー流の枠組みで数値計算していく際，様々な計算不安定が生じました。雲粒子，降水粒子の成長過程という時定数の非常に短い過程をそのような枠組みで計算するのですから，それは当然ではあったのですが，参考にする論文が皆無でしたので，それは研究を進めていく上では，大きな障害でした。博士課程1年のほぼ1年間は計算不安定に悩まされ，全く新しい結

果が出てこない中で，毎日，都田さんが部屋に来られ，「どうですか？ なにか新しい結果ができましたか？」と尋ねられることが，私にとっては大変辛く，都田さんが来られる時間にはしばしば屋上に逃げていたものです。計算不安定との闘いは，名古屋大学に移られた磯野先生の研究グループに博士課程2年の途中で助手として参加した後もしばらくは続きました。その後，雲粒核が雲粒粒径分布に及ぼす影響に関する数値計算では，オイラー流の枠組みで雲の構造を計算する一方，ラグランジュ流の枠組みで雲粒の形成，成長を計算することを試みたことがあり，大雲粒の形成について興味深い結果を得ることもできました (Kuba and Takeda, 1983)。

2. 積乱雲の数値実験

雨滴集団の蒸発の計算から積乱雲の力学へ研究が発展する中で，私の最初のこだわりは，「一般に，風の鉛直シアが強いと対流雲は傾き，発達には妨げられるのに，非常に発達し，直立した積乱雲は，鉛直シアが強い時に出現する (Hitschfeld, 1960 ; Ludlam, 1963 ; Newton, 1967)」というパラドックスに答えることでした。当時，shallow convection (積雲) の数値モデリングは，小倉先生をはじめとして，多くの研究者によりなされていましたが (Asai, 1964 ; Ogura, 1963)，雨滴の形成と落下，つまり空気とは異なる運動をする水物質の動きも入れた deep convection (積乱雲) の数値モデリングは，ほとんどなされていませんでした。1968年にカナダのトロントで開かれた国際雲物理学会議でも，そのような研究発表は，アメリカの Orville 博士，インドの Das 博士，それと私の3人のみでした (Das, 1964 ; Orville, 1968 ; Takeda, 1965, 1966a, b)。

研究の障害のもうひとつは，deep convection の数値モデリングのために必要な大きな計算機がまだ自由には使えないということでした。助手の頃の私の1年間の研究費は20万円でした。当時の名古屋大学の計算機では私の数値モデルを走らせることはできず，IBM の計算機を使いましたが，私の研究費で可能な計算時間はわずか1時間です。従いまして，私の学位論文は，既に雨が降っている積乱雲の2次元モデルを，風の鉛直シアが異なる4例について，それぞれ10分間だけ走らせたというものです (第1図)。その頃，カナダのモントリオールにあるマクギル大学には大変大きな計算機があり，しかも使うひとがまだ少ないという状況でしたので，Hitschfeld 教授から招かれた時は，それ



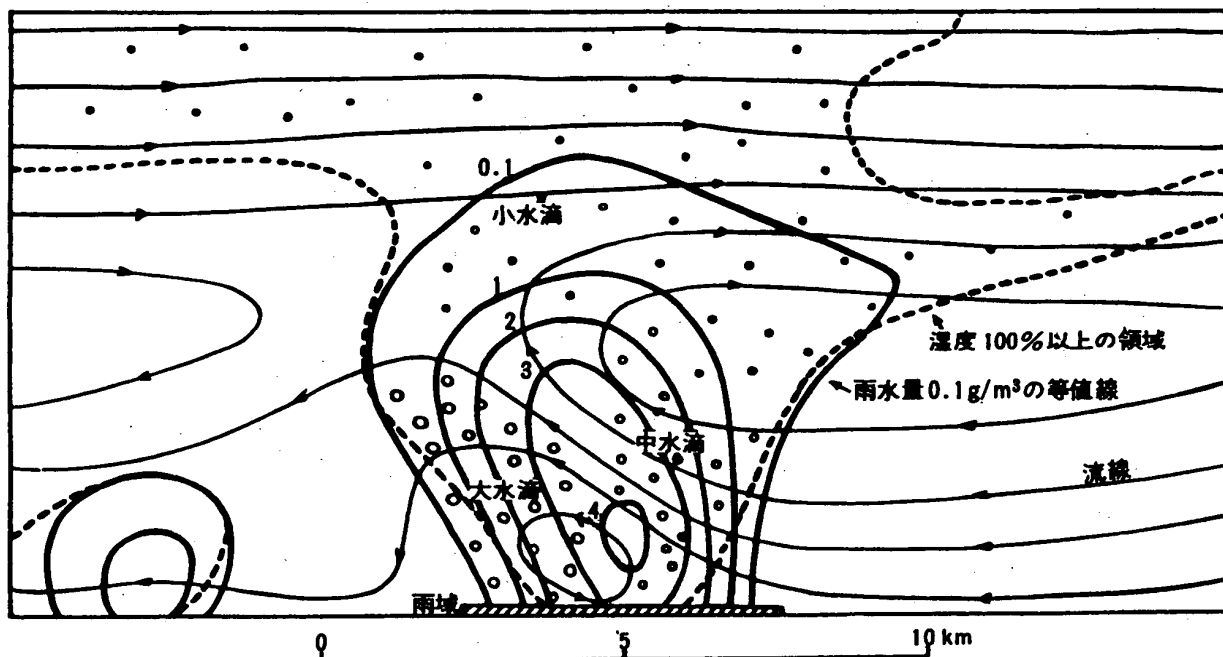
第1図 (a) 数値実験の初期条件として与えた風の鉛直シアと初期擾乱として与えた液体水量（雲水+雨水）の分布. (b) 10分後の流線と鉛直流の速度. 下降気流のシアー風下側に新しい上昇気流が形成されている (Takeda, 1966b)。

こそ喜び勇んで行ったわけです。レーダ気象学のメッカでもあったマクギル大学での滞在は，私の研究人生の中では，計算機が思う存分使えたこともあり，大変幸せな時期でもありました。

マクギル大学での主な研究成果は，下層大気の適当な高度にジェット状の風があると，最初にできた積乱雲が直立したものとしてそのまま長続きできるというものでした (第2図)。2次元モデルではありましたが，私の初めのこだわりに部分的には答えたもので，雲力学を始めて，自分でも満足できる興味深い結果をようやく出すことができたという感じです (Takeda, 1971)。この論文が日本気象学会の1973年度学会賞の対象にもなったことは嬉しいことでした。

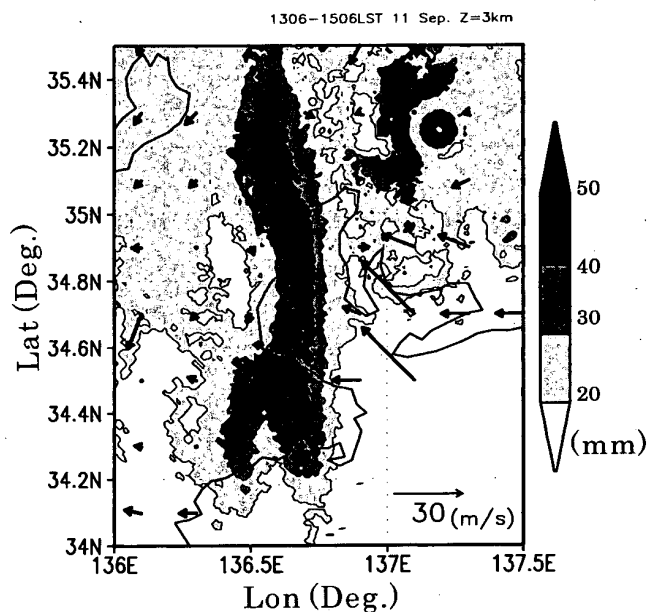
3. 降水現象のレーダ観測

3次元の現象を2次元モデルで表現することは，物理過程にかなり制約を与えることです。通常でしたら，次の研究ステップとしては，数値モデリングを3次元モデルに発展させることが当然の筋道であり，当時，少しは3次元モデルも試みました。しかし，やはり自分で自然現象を観測したいという欲望は強く，また，数値モデリングによりある程度の業績をあげる



第2図 数値実験の初期条件として下層に左向きジェット流を与えた場合の60分後の流線と雨水量の分布. 全体として右向きの鉛直シアがあるにもかかわらず, 積乱雲は直立して, しかもこの構造を維持する (Takeda (1971) による).

ことができたことは, 観測機器の取得も可能にしましたので, その後のしばらくは, 積乱雲, あるいはメソ現象を観測できるシステムを研究室に整備することに努めるようになりました. そのようにして, 東京大学大学院に入学してから14年後にようやく最初のレーダである垂直レーダを取得し, 16年後に RHI レーダ (RHI: Range Height Indicator), 19年後にミリ波測雲レーダを, そして30年後には2台のドップラーレーダを取得できました. また, 宇宙からリアルタイムで現象を観るために, 大学院に入学してから25年後には人工衛星 NOAA の生データ受信装置を, そして29年後には GMS (ひまわり) の生データ受信装置を名古屋大学に整備することができ, 観測用航空機を除いては, 初期の計画はほぼ実現できたのではないかと思います. これらの観測システムは, 国内では, 名古屋, 尾鷲, 長崎, 屋久島, 北陸, 石狩湾, その他の地域におけるメソスケール降水現象の観測に活躍しました (Fujiyoshi *et al.*, 1997; Geng *et al.*, 1997; Kanada *et al.*, 1999; Kanada *et al.*, 2000; Seko and Takeda, 1986; Takeda *et al.*, 1982a; Takeda and Seko, 1986; Takeda and Takase, 1980). また, 国外では, 北極圏カナダでの特別観測, および前述の GAME/HUBEX の特別集中観測で貴重な観測データを提供しました (Fujiyoshi *et al.*, 1982; Fujiyoshi *et al.*, 2000; Shusse *et al.*, 2001; Takeda *et al.*, 1982



第3図 2000年9月の東海豪雨における降雨強度と地上風の分布. ただし, 降雨強度は13時6分から15時6分までに三国山レーダで観測した高度3kmの平均降雨強度で表示. 黒部分は15 mm/hr以上の領域. 豪雨時はこのような降雨帯がより東側に停滞した (金田, 2002).

b: Tsuboki *et al.*, 2000).

私が名古屋大学を停年退官した年, 2000年に東海豪雨が起ったことは皮肉なことでもあります. この豪雨では, 濃尾平野の中にある名古屋市に年平均雨量の

1/3にあたる580ミリもの雨が1日に集中して降っています(第3図)。もたらされた大きな水災害は、都市型災害について多くの問題を投げかけた一方、メソスケールの降雨現象、あるいは大気水循環に関する重要な諸過程のほとんどが含まれています。この豪雨がどのようにして起こったかをスマートに説明することができたならば、メソ降雨現象を α 、 β 、 γ の各スケールでかなり理解できたことになり、また、人工衛星のデータ、レーダ、ドップラーレーダの観測データ、様々な気象データ、数値予報データなどは、それができるだけの情報を提供しているとも言えます。

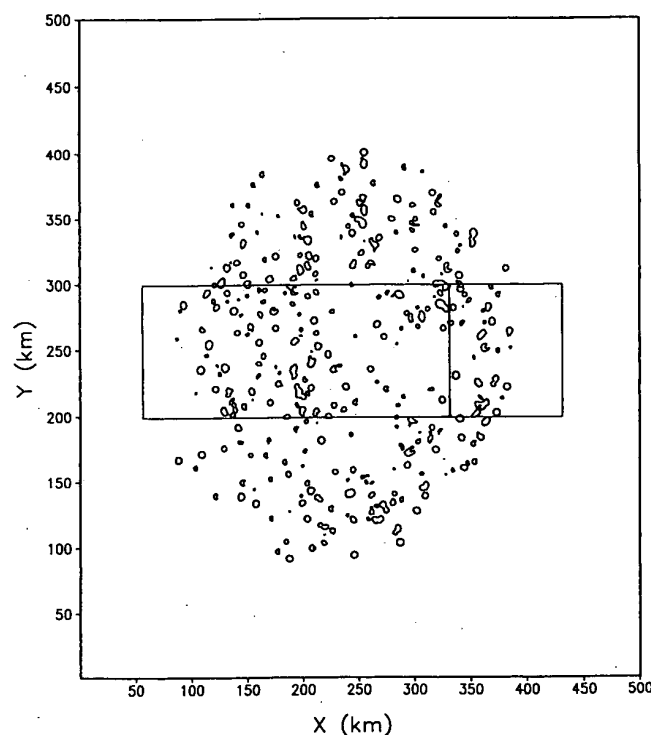
具体的なテーマとしては、例えば、以下のようなものが挙げられます：

- ・長時間にわたる水蒸気、対流エネルギーの流入、収束の維持過程
- ・メソ降雨現象が形成される前の大気構造の変化
- ・メソ α スケールの擾乱と停滞するメソ β スケール降雨帯の形成、組織化、維持過程との関係
- ・降雨帯の中の積乱雲の発達過程と狭域への降雨集中過程
- ・他の降水雲の関与 (seeding) による降雨の強化過程
- ・これらの過程における地形効果の役割。

予報という立場からすれば、初期値、各種パラメータを変えてみるなど、技術的にどのようなことをすれば数値モデルによりこの現象を再現できるか、という研究も大切であると考えられますが、狭い場所にあれだけの大雨が集中するためには、どのような物理過程、あるいは複合過程が必要なのかといった、物理プロセスを追及する研究もぜひなされて欲しいと思います。もしも厳密な意味で現象が再現できていれば、関連する過程のすべてがモデルに含まれており、また、現象も正しく理解されたことになり、サイエンスとして未知のことを知る楽しみはそれほどないとも言えます。数値モデリングということでは、実際の現象の数値シミュレーションのみではなく、現象をモデル化した物理システムについての数値実験も、プロセス研究として大切であり、興味深いものであると考えられます。

4. 積乱雲群の数値実験

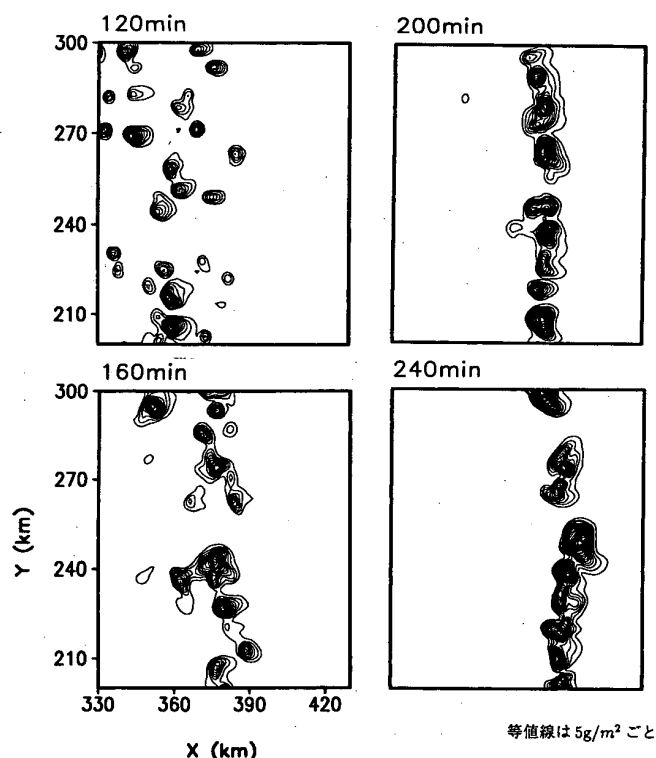
現在も私がこだわっていることは、「同じ大気環境に多数の積乱雲が形成、発達する中で、なぜある特定のものが著しく発達し、あるいは組織化されるのか、また、ある積乱雲群のみが、集団システムとして組織化



第4図 ランダムに分布する多数の熱気塊を初期擾乱として与えた数値実験. 120分後の高度5.2 kmにおける雲水 (混合比0.5 g/kg以上)の分布. 約300個の積乱雲ができている (佐野, 2000).

されるのか? そのようなことに、ミクロスケール、あるいは雲スケールでの雲水から降水への変換率はどのような影響を及ぼすのか?」ということです。これは、予報の立場でも大切なことではしょうが、実際に現象を観測していると、大変に気になることです。現在のコンピュータの能力、計算技術は、そのような観点からの数値モデリングをも可能にしています (Misumi *et al.*, 1994)。私が雲力学の研究を始めた時、将来の夢の1つと考えていたような数値実験が、今では可能です。私が指導した最後の修士課程学生のひとりがそのような数値実験を試みました (佐野, 2000)。今風に言えば、複雑系の科学です。

それは、2次元的な風の鉛直シアーを与えた500 km×500 kmの領域に、ランダムに多数の熱気塊を初期擾乱としておき、その後は長時間走らせ、形成、発達、消滅を繰り返す積乱雲の相互作用の結果、何が起こるかを観察するものです。特に、もしも積乱雲、あるいは積乱雲群の組織化が起これば、その詳細を解析しようとするものです。第4図のように、120分後には、約300個の積乱雲が形成されています。この中で、例えば、第5図に示すように、第4図の東側領域、つまり下層で風が流入してくる側で、積乱雲がだんだん南北



第5図 第4図の東側（右側）領域における鉛直積分雨量の分布の時間変化。積乱雲が時間と共に南北に带状に並ぶようになる。降雨帯を構成する積乱雲は組織化された構造をもち、長続きする（佐野，2000）。

带状に並んでいきます。言い換えれば、東方に進むスコールラインである組織化されたバンド状積乱雲群が形成されたことになります。構成する積乱雲も長続きする組織化されたものです。降雨帯の形成経過は、簡単に言うと、多数の積乱雲の発達に伴う上下混合や降雨の蒸発冷却により、上空の水平運動量が下層に運ばれたり、下層の気温が下がるなどして、バンドの西側領域における大気の大鉛直構造が変化していく中で、東側からの下層風との境界で、積乱雲が一行に並んでいったということです。計算領域の中央付近では、次第に大気が安定化する中で、周りの積乱雲から流出する冷気流の助けにより、長続きし、しかも発達する積乱雲が現れたり、興味深い現象が他にもいくつか見出されます。境界条件の影響など、まだ計算上の問題点もあり、理想的な数値実験ではありませんが、このような結果を詳細に解析していくことにより、上記のこだわりに対する答えのヒントも得られるのではないかと考えています。

結局、私のこれまでの研究は、雲水から降水への変換率にどのような因子、過程が効いてくるのか、この変換率の違いがどのような現象を引き起こすのか、と

いった問題について、様々な空間スケールで興味をもってきたことになります。しかし、雲力学の数値モデリングがかなり発展している一方、依然として解決できていないことは、ミクロスケールに扱うにしても、雲スケールで扱うにしても、雲水から降水への変換率をどう取り扱うかです。これまでに、変換率に関するパラメタリゼーションはいろいろと開発され、それらの利用の結果、数々の成果があげられてはきましたが、エアロゾルの働きによる雲粒形成、氷粒子形成など、雲微物理学過程が雲の力学に果たす役割を物理的に正しく評価しているかという点、必ずしもそうとはいえません。言い換えますと、雲微物理学の本当の面白さが雲力学においてまだ十分に活かされてはいないのではないかとわざわざを言います。これは大変難しい課題である一方、積乱雲群の組織化、メソスケール大気水循環における変換率の働きもまた興味ある課題です。

雲力学事始めにはいろいろと苦労がありましたが、40年が過ぎてみると、コンピュータとリモートセンシングの急速な進歩もあり、雲微物理学過程を雲スケールで研究することができるようになり、長い間こだわってきた研究の多くが可能になりましたし、持ち続けてきた夢のかなりのものが実現されました。また、地球規模の水循環の変動とメソスケール降水現象の規模、頻度との対応関係という興味ある研究にチャレンジすることも可能になりました。なによりも、雲力学、メソスケール降水現象の分野の研究者層が厚くなったことは大変嬉しいことです。研究のさらなる発展を期待しております。

最後になりましたが、雲力学、およびメソスケール大気水循環の研究において、新しい課題、あるいは新しい研究手法の開発に、大学院学生として私と一緒に楽しくチャレンジして下さった約70名の人たちに心から感謝いたします。

参考文献

- Asai, T., 1964: Cumulus convection in the atmosphere with vertical wind shear—Numerical experiment, J. Meteor. Soc. Japan, 42, 245-259.
- Biao Geng, Y. Fujiyoshi and T. Takeda, 1997: Evolution of a multicell thunderstorm in association with mid-level rear inflow enhanced by a mid-level vortex in an adjacent thunderstorm, J. Meteor. Soc. Japan, 75, 619-637.

- Das, P., 1964 : Role of condensed water in the life cycle of a convective cloud, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 404-418.
- Fujiyoshi, Y., T. Takeda and K. Kikuchi, 1982 : Observation of wintertime clouds and precipitation in the Arctic Canada (Polex-North) : Part 3. Radar observation of precipitating clouds, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 1227-1237.
- Fujiyoshi, Y., N. Yoshimoto and T. Takeda, 1997 : A dual-Doppler radar study of longitudinal-mode snowbands. Part 1 : A three-dimensional kinematic structure of meso- γ -scale convective cloud systems within a longitudinal-mode snowband, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 72-91.
- Fujiyoshi, Y., K. Kurihara, H. Uyeda, Biao Geng, K. Tsuboki and T. Takeda, 2000 : Meso-scale features of the Meiyu-front observed by triple Doppler radars during GAME/HUBEX IOP 1998. *Proc. of Int. GAME/HUBEX Workshop in Sapporo*, 55-60.
- Hitschfeld, W., 1960 : The motion and erosion of convective storm in severe vertical wind shear, *J. Meteor.*, **17**, 270-282.
- Kanada, S., Biao Geng, N. Yoshimoto, Y. Fujiyoshi and T. Takeda, 1999 : Doppler-radar observation on the orographic modification of a precipitating convective cloud in its landing, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 673-686.
- Kanada, S., H. Minda, Biao Geng and T. Takeda, 2000 : Rainfall enhancement of band-shaped convective cloud system in the downwind side of an isolated island, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 47-67.
- 金田幸恵, 2002 : 東海豪雨のメカニズム, 日本気象学会秋季大会シンポジウム「東海豪雨—自然, 都市, 人間のかかわり—」, 基調講演, 天気, **49**, 投稿済.
- Kuba, N. and T. Takeda, 1983 : Numerical study of the effect of CCN on the size distribution of cloud droplets : Part 2. Formation of large droplets, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 375-387.
- Ludlam, F. H., 1963 : Severe local storm : A review, *Meteor. Monogr.*, **5**, No. 27, 1-30.
- Misumi, R., Divjak, S. Tanahashi and T. Takeda, 1994 : A numerical study on the formation of organized convective storms. Part 1. Formation patterns of long-lasting cells, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 235-253.
- Newton, C. W., 1967 : Severe convective storms. *Advances in Geophysics*, Vol. 12, New York, Academic Press, 257-308.
- Ogura, Y., 1963 : The evolution of a moist convective element in a shallow, conditionally unstable atmosphere : A numerical calculation, *J. Atmos. Sci.*, **20**, 407-424.
- Orville, H. D., 1968 : Ambient wind effects on the initiation and development of cumulus clouds over mountains, *J. Atmos. Sci.*, **25**, 385-403.
- 佐野成人, 2000 : 対流性降水雲群の発達に関する数値モデリング, 名古屋大学大学院理学研究科大気水圏科学専攻, 修士論文, 91pp.
- Seko, K. and T. Takeda, 1987 : Radar-echo structure of a quasi-steady heavy rain storm, *Natural Disaster Sci.*, **9**, 23-37.
- Shusse, Y., K. Tsuboki, Biao Geng, H. Minda and T. Takeda, 2001 : Structure of a deeply developed and long-lived cumulonimbus cloud in the atmosphere situation of weak vertical wind shear, *J. Meteor. Soc. Japan*, 投稿済.
- Staff Members, Division of Meteor., Tokyo Univ., 1969 : Precipitation bands of typhoon Vera in 1959 (Part 1), *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 103-117.
- Staff Members, Division of Meteor., Tokyo Univ., 1970 : Precipitation bands of typhoon Vera in 1959 (Part 2), *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 103-117.
- Syono, S. and T. Takeda, 1962 : On the evaporation of raindrops in a sub-cloud layer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 245-265.
- Takeda, T., 1965 : The downdraft in convective shower-cloud under the vertical wind shear and its significance for the maintenance of convective system, *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 302-309.
- Takeda, T., 1966a : The downdraft in the convective cloud and raindrops : a numerical computation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 1-11.
- Takeda, T., 1966b : Effects of the prevailing wind with vertical shear on the convective cloud accompanied with heavy rainfall, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 129-144.
- Takeda, T., 1971 : Numerical simulation of precipitating convective cloud : The formation of a long-lasting cloud, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 350-376.
- Takeda, T., Y. Fujiyoshi and K. Kikuchi, 1982a : Observation of wintertime clouds and precipitation in the Arctic Canada (Polex-North) : Part 1. Characteristic features of clouds and precipitation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 1203-1214.
- Takeda, T., K. Isono, M. Wada, Y. Ishizaka, K. Okada, Y. Fujiyoshi, Y. Maruyama, M. Izawa and K. Nagaya, 1982b : Modification of convective snow-clouds in landing the Japan Sea coastal

- region, J. Meteor. Soc. Japan, 60, 967-977.
- Takeda, T. and K. Seko, 1986 : Formation and maintenance of band-shaped convective radar echoes, J. Meteor. Soc. Japan, 64, 941-955.
- Takeda, T. and K. Takase, 1980 : Radar observation of rainfall system modified by orographic effects, J. Meteor. Soc. Japan, 58, 500-516.

- Tsuboki, T., Biao Geng and T. Takeda, 2000 : Dual Doppler radar analysis of a squall line observed over the China Continent during the HUBEX intense field observation, Proc. of Int. GAME/HUBEX Workshop in Sapporo, 69-75.

Study on Cloud Physics and Meso—scale Atmospheric Water Cycle

Takao TAKEDA*

* *Tottori University of Environmental Studies, Wakabadai, Tottori 689-1111, Japan*

(Received 27 August 2001 ; Accepted 29 November 2001)

総会成立に向けての御協力をお願い

常任理事会

2002年5月22～24日に、日本気象学会春季大会が大宮ソニックシティにて開催されます。その中日の23日（木）午後には、総会が行われ、予算や事業計画などを含む重要事項が審議されます。

総会は、可能なかぎり多数の通常会員が参加し、学会の在り方や活動をよりよく発展させるために、会員各自の考えを出し合い議論する場です。従いまして、会員の総会への参加は、会員としての重要な権利であり、（強制ではないけれども）義務でもあります。

総会は、「総会の成立条件は通常会員数の過半数」となりました。我が学会の実情から言いますとこの過半数は相当大きな数であり、総会成立が危惧される数であります。このような状況を踏まえて、会員の皆様に積極的に「参加」の呼び掛けを行いました。

総会成立の困難な事情は、今後とも続くものであり、会員の皆様には、こうした状況をご理解して頂き、今回の総会におきましても、前回に増しまして総会参加のご協力を頂きますよう、心からお願い申し上げます。

なお、総会参加の形態は、総会会場に直に出席して頂くのが最も望ましいものですが、都合でそれが無理な場合には、総会への意思表示を文書によって示して頂く方法もあります。それで、今回は「総会参加票」の葉書またはFAXなどの文書を提出して頂くことをもって、総会参加と意思表示とさせて頂きました。次回も同様な形で実施したいと考えておりますので、重ねてご協力をお願い申し上げます。

なお、総会参加票の葉書は春季大会の数週間前にすべての会員の皆様に郵送される予定です。