

第8回メソ気象研究会「台風および梅雨季低気圧のメソ構造」の報告

日本気象学会1995年秋季大会の翌日(10月19日)午前9時～午後3時に、上記の会を大阪管区気象台大会議室において開催した。今回は、各種低気圧に伴うメソスケール現象を、メソ α ～総観場との関連に重点を置いて、理論・モデル・観測・予報のあらゆる角度から議論してみたいと考え、多くの講演を比較的若い世代の方々にお願ひし、完成したレビューよりも、むしろ学会等の短時間の講演では十分に尽くせない研究手法の詳細や、突っ込んだ討論などを期待した。結果的に世話人の予想を遥かに超える数(名簿記載だけで83名、実数はもっと多い)の参加者が、大学・研究所・気象官署の全て、かつ若手から権威者まで参加され、たいへん盛会であった。各講演では、論じ尽くせずに終わった未解決問題が多く指摘されたが、これらはむしろ今後のメソ気象学の大きな進展を予感させるものと言えよう。

今回は、台風の観測と数値実験、梅雨前線上の低気圧およびその中にあるメソ降水系の観測と数値実験、大阪空港付近に発生した豪雨の事例解析など、8つの講演が行われた。

なお、この開催に当たり研究会事務局の吉崎・坪木両氏には多大の御助力を頂き、特に吉崎氏には本報告の完成までお手を煩わせた。また徳永調査課長・川嶋調査官をはじめ大阪管区気象台の各位には、多くの関連行事がある中で本研究会に最適の会場を割いて頂いた上、多忙な職務の間を縫って積極的に参加して頂いた。以上の各位ならびに講演者各位、さらに貴重なコメントを頂いた出席者の全ての方々に、深甚の謝意を表する次第である。

コンビーナー 山中大(京都大学超高層電波研究センター)

1. 台風 MU レーダー観測

山中大(京都大学超高層電波研究センター)

大気レーダー技術のメソ気象学への応用・貢献の可能性については、今回の1995年秋季大会シンポジウム

において十分に論じられた通りである。その一つの典型例として、滋賀県信楽の京都大学 MU レーダーによる台風9019号ならびに9426号の観測について紹介した。十分に発達した台風の場合は、気象庁発表のベストトラックを補間した中心位置を用い、これに関して定常な軸対称構造を仮定することによって、1点での水平風速の時間変化の観測結果を、接線・動径風速の中心からの距離に関する変化に近似的に読み替えることができる。日本付近では一般に台風は急速に衰弱し温帯低気圧化していくので、上記はかなり大胆な解析法であろうが、大気レーダーの鉛直流測定能力と鉛直分解能とを組み合わせることによって得られる台風の立体構造の情報は、他手段にはまねのできない貴重なものである。

特に9426号では、気象庁の中心推定や MU 観測所の地上気圧変化等から、中心が MU レーダーのごく近くを通過したことが観測直後から推定されていたが、中心の軌跡や通過時刻を少しずつずらして上記解析法を用いることにより、このことを改めて確認することができた。さらにこうして得られた最適の解析結果(秋季大会シンポジウム予稿集・ポスターの図は地上気圧最低時刻を中心通過としたものであるが、その後のさらなる検討で、この時刻と第二の気圧低極との間は約20分間、移動距離にして10～20 km 程度の鍋底状を呈しており、この期間の中央を最適と判断している)によると、9019号等でも確認された対流圏界面付近より上の高気圧性渦領域の他に、中心のごく近傍にも周囲の低気圧性渦とは逆向きの接線風速が得られることがわかった。

この結果については、講演時までは周囲の低気圧性渦が遠心力で内側へ入り込めなくなる所、つまり「眼」の内部に高気圧性渦が存在すると考えていたが、その後の解析結果では、むしろほぼ無風の中心軸の周囲に「眼」の外壁に相当する低気圧性の渦管が、緩やかな高気圧性螺旋を描いて巻き付いた形になっていると見る方が妥当であることがわかった。このような構造が得られたのは台風では初めてのことであるが、米国におけるトルネードの観測例やその室内流体実験例では類

似のものが確認されており、最盛期ではほぼ鉛直に真直伸びていた渦管が、恐らく上陸・衰弱に伴う下端強制あるいは不安定によって変形したもの（従って最盛期には衛星から雲の穴を通して地上が見えるが上陸すると見えない！）ではないかと考えられる。今後、角運動量や相当温位などの保存量について定量的な解析を行い、また基礎的な理論や流体実験を手がかりに、さらに詳細な実態・成因の考察を行う予定である。

2. 気象レーダーや衛星から見た台風の構造

赤枝健治（気象研究所台風研究部）

台風を構成する降雨帯は眼の壁雲と内側・外側降雨帯から構成されている。これら各種降雨帯のうち眼の壁雲は下層の摩擦収束によって維持される対流雲が中心になって構成されており、外側降雨帯は降水が作る寒気と一般流（摩擦による吹き込み）の収束によって維持される対流雲によって構成されている。外側降雨帯周辺は成層の不安定度も大きく、対流活動は活発で状況によってはミニスーパーセルを思わせるフック状エコーに伴うメソ低気圧や竜巻が観測されることもある。これに対し、内側降雨帯周辺では成層の不安定度は小さく、降水のタイプは層状性を中心に対流性の降雨が混在する形になっている。内側降雨帯内の対流領域の通過時の地上要素の変化の特徴は、外側降雨帯の場合とは異なり地上気温の低下や気圧の上昇は見られない。このことは内側降雨帯内での対流領域の維持メカニズムが外側降雨帯とは異なっていることを示唆していると考えられる。台風全体での降水分布を考えたとき、台風によってもたらされる降雨の多くは内側降雨帯によってもたらされており、内側降雨帯の維持メカニズムを明らかにすることは台風の水循環を知る上でも重要である。

最近の研究で、内側降雨帯は外側の移動速度の遅い幅の広い降雨帯（principal band と呼ばれることもある）と内側の移動速度の速い幅の狭い降雨帯（secondary band）で構成されていることが知られるようになっている。関東地方に上陸した台風においてもこれら2種類のバンドが観測された例があり、それらの場合前者では降雨帯を横切って外側に傾いた収束域が見られるのに対して、後者の降雨帯では最下層を除いて直立した収束域が観測されている。これら2種類の降雨帯の成因についてはまだ未解明の点が多い。

3. 台風モデルのレインバンド中に見られるメソ

ケールの降水系の構造

那須野智江（東京大学理学部）

Yamasaki (1983) で台風のレインバンド中に3時間程度の時間スケールを持つ降水が顕著に見られた。また回転風速が増して地表摩擦による吹き込みが強くなると、降水の時間スケールが長くなることも示された。今回は、同じモデル（軸対称で、雲の微物理過程はBerryのパラメタリゼーション）で最小の格子を細かくし、領域を300 km から800 km となるように広くとって、300 km より外側にもレインバンドのあるケースについて調べた。（最小の格子間隔はYamasaki (1983) では500 m、今回は1 km）。この場合も多くのレインバンドに3時間の周期が見られたが、その他に摩擦による吹き込みが強くなると、外側のレインバンドの中に約12時間の周期を持つ降水系があらわれた。この2つの降水系の構造を比較しつつ考察する。

まず3時間周期の降水は次のようなサイクルを示す。雲が成長して強い降水が30分程度持続し、down-draftが生じる。このため下層の収束域は外側に移動して新しい雲は成長できない。降水をもたらす前の雲は下層の雲と離れ、消滅する。down-draftが弱まって下層の雲が同じ所でできるようになると、下層の空気が暖まって雲が成長して、次の強い降水をもたらす。

一方、12時間周期の降水では強い降水が2回起こる。最初の強い降水は2時間程度持続し、down-draftも4～5時間持続する。この間下層の収束域は外側に移動し、雲は成長しにくくなる。しかし摩擦による吹き込みが強いため、背の低い雲が次々と形成されては内側に流れ、降水は弱いが持続する。down-draftが弱まると雲は再度成長して、2回目の強い降水が生じる。摩擦による強い吹き込みにより下層の収束域は内側に移動し続け、降水は4～5時間持続する。そうするうちに雲の根元が降水域より風下（内側）になり、外からの暖かく湿った空気の流入が妨げられるようになって、強い降水が終わる。しかし、終わりかけの強い降水からのdown-draftが今度は外からの吹き込みと収束して、すぐ外側に新しい雲を作り次の降水系となる。

4. 梅雨低気圧の気象レーダー観測

清水収司（宇宙開発事業団・地球観測データ解析研究センター）

梅雨前線及びそれに伴う中間規模低気圧に関して、過去様々なスケールで様々な観測・解析的研究が行われている。しかしそのメソ β スケールの降雨の構造に

については、その現象を把握し得る高層観測ネットワークがまだ確立されていないことから、まだ良くわかっていないのが現状である。そこで梅雨前線に伴う降雨域の気流系の詳細な構造を明らかにする目的で、1990年、1991年の2度の梅雨季において、滋賀県信楽町の京都大学超高層電波研究センターの信楽 MU 観測所に北海道大学理学部の X-band 気象ドップラーレーダーを設置して、MU レーダーとの同時連続集中観測を行った。

そのうち層状性の強い降雨が観測された1990年7月2～3日と1991年7月4日の2事例について、詳しい解析を行った。まず、1990年7月2～3日の事例では、温暖前線の接近に伴い、基本的には下層に南東風、上層で西風が卓越していた。この間で前線面に対応するシアラインが観測された。この期間前半では、その間に南風に伴う乾いた空気が存在していたことにより、降雨が押さえられていた。それに対し後半では、温暖前線面の上に南西風が存在し、全層でほぼ飽和していた。その状況下で、高度3 km より上でメソβスケールの弱い収束が連続していた。これはMU レーダーで観測された上昇流とよく対応していた。この収束による中層より上での対流により、信楽で連続的に強い降雨となった。

1991年7月4日の事例では、温暖前線の通過に伴い、下層で南東風、中層で南西風、上層で西風が卓越していた。このときの前線面付近での温度コントラストは1990年の事例に比べて弱いものであった。南西風と西風とのシアラインは階段状の構造をしていた。その傾斜の大きい時間・高度とメソβスケールの強い収束が対応しており、それに伴い強い上昇流が発達していた。この強い収束によって断続的な強い降雨となった。

どちらの事例も温暖前線によるものであり、中層より上におけるメソβスケールの収束により強められた層状性降雨であるが、その前線面付近の成層構造と収束の強さ及び連続時間によって、雨の降り方は大きく変わってくる。

5. MU・境界層・気象レーダーを用いた梅雨季低気圧の観測

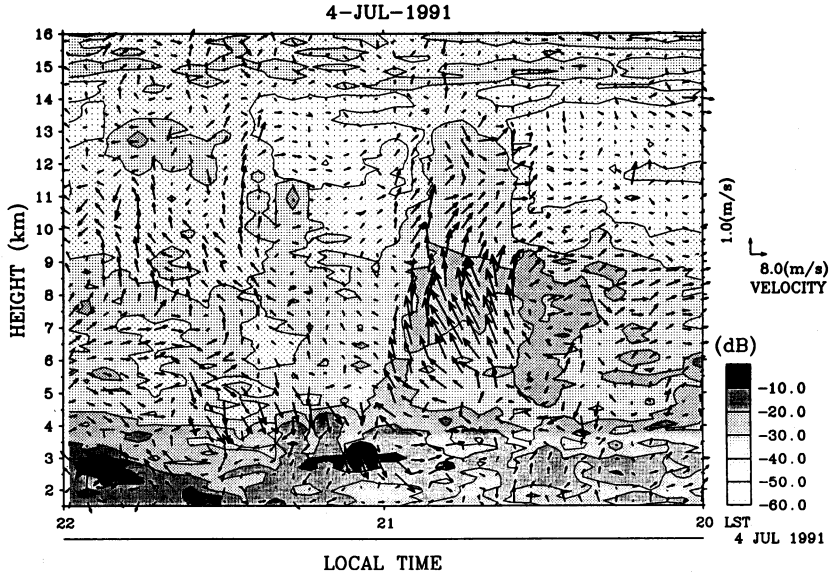
柴垣佳明 (大阪電気通信大学)

集中豪雨をもたらす梅雨季のメソスケール擾乱は、これまで降雨や雲の観測に基く研究が主であったため、特に力学的な成因に多くの謎を残していた。本研究では、1991年6月17日～7月8日に行われたMU・

気象 (C・X・Ku 帯) レーダーの3週間連続の同時観測データを用いて、短時間の詳細な風速変動のみならず、対流や乱流などの長期的な時間変化や低気圧など大規模構造内での不均質な分布を調べた。この3週間全期間において、MU レーダー上空の水平風は前線面を中間規模低気圧が通過する時に下層が強まり、続いて境界面ジェット高度が強まる様相がみられ、鉛直流は低気圧の通過後に数時間にわたる顕著な上昇流が確認できた。次に、中規模の対流群あるいはクラウドクラスターの分布を(1)前線北側、(2)前線南側、(3)低気圧中心付近の3領域に分類し解析した結果、鉛直流および雨雲は低気圧中心に対して非対称な構造を持っており、その構造は前線面と境界面付近の層状性乱流下端高度 (14～15 km) によって制約されていた。例えば、温暖前線北側では雨雲を伴った強い上昇流 (～3 km 高度幅) やその雨雲の雲頂付近から層状性乱流下端高度の間で弱い上昇流 (～5 km 高度幅) がみられ、寒冷前線北側では降雨を伴わない対流性の強い上昇流 (～8 km 高度幅) が数時間にわたり卓越していた。温暖前線付近の発達した雨雲では、下層で吹き込み、雲頂付近で吹き出す風の立体的な循環構造が確認できた (第1図参照)。また、他の観測期間のMU・境界層レーダーデータの結合を行った結果、下部対流圏で東側に傾いた背の低い低気圧やそれに伴う激しい水平風の循環構造の降下が観測された。このように、高時間・高高度分解能のMU レーダーを中心手段とした観測により、短時間・局所的な雲対流の発生・成長・衰弱に関わる大気変動から、長期的かつ広域的な低気圧構造への組織化までを一挙に調べることができた。

6. 梅雨前線に伴うクラウドクラスターの数値実験 坪木和久 (東京大学海洋研究所)

梅雨期に発生する集中豪雨のメカニズムを解明しその予測精度の向上を目的として、1987年から1989年にかけて、重点領域研究「集中豪雨のメカニズムと予測に関する研究」(研究代表者：浅井富雄)が行なわれた。この研究課題において、1988年7月に九州地方を中心として特別観測が実施された。この期間中7月16日から18日にかけて、九州地方に豪雨をもたらした3個のクラウドクラスターが観測された。このうち17日の1事例については詳しく解析されており、降水域の北側の対流圏中層からの乾燥空気の侵入が、下層の冷気塊を形成し降水を強化していることが明らかにされた (Ishihara *et al.*, 1995: JMSJ; Kawashima *et al.*,



第1図 1991年7月4日に観測された対流雲に伴う風速変化。矢印は背景風を取り除いた東西・鉛直流、等値線図はMUレーダーの(乱流・水蒸気に依存した)鉛直エコー強度を示す。

1995: JMSJ)。このような乾燥空気がどこから来るのか。他の2事例についても同じような乾燥空気の侵入があるのか。また、クラウドクラスター形成やそれに伴う豪雨に対してこの乾燥空気がどのような役割をもつのかを調べるため、データの解析と数値実験を行った。

数値実験に用いたモデルは、気象庁の日本域スペクトルモデル (JSM) で、現在、現業用に用いられているものの旧バージョン (Segami *et al.*, 1989: JMSJ) とその解像度を上げたものである。水平解像度約 40 km の JSM の結果から、この期間九州南部では対流圏下層で南西風が持続しそれにより比湿の大きな気塊が南西から運ばれていた。500 hPa ではほぼ北西風が卓越し、それにより水平スケールが 500 km から 1000 km のパッチ状の湿度の低い領域が大陸上から九州地方に移流するのが繰り返しみられた。3個のクラウドクラスターに対応したモデルの顕著な降水はこの乾燥域が梅雨前線帯に達するごとに発生した。

水平解像度約 10 km のモデルの結果は、上記の3個のクラウドクラスターに対応して、1988年7月15日 17UTC から16日 09UTC、7月17日 00UTC から17日 10UTC、7月17日 16UTC から18日 09UTC に顕著な降水を示した。この期間地上の梅雨前線は北緯33度から34度付近にほぼ停滞しており、降水はその南側で発

生した。梅雨前線の南側では対流不安定になっており、地上の梅雨前線による持ち上げなどの何らかの理由で対流が発生したところに、偏西風により大陸上から運ばれてきた対流圏中層の乾燥空気が北側から侵入すると、対流はそれを取り込み雨滴の蒸発で下層に冷氣プールを作った。これが湿潤な下層大気を持ち上げ顕著な降水が持続した。このように大陸上から移流されてきた対流圏中層の乾燥空気が、梅雨前線帯のクラウドクラスターとそれに伴う豪雨の形成および維持に重要な働きをする。

本研究を進めるにあたり気象庁数値予報課の方々にはたいへんお世話になりました。ここに深くお礼申し上げます。

7. 大阪空港付近の豪雨とメソスケール場との関連 (1994年9月6日~7日)

大西英記 (大阪管区气象台予報課)

1994年9月6日夜半前から7日未明にかけて大阪空港付近の極めて狭い範囲(南北約10 km・東西約20 km)で発生した豪雨について、アメダス、レーダー、高層、GMS、山岳観測所(剣山、伊吹山)の実況値などのデータを用いて解析を行った。

この豪雨は、メソ α スケールでみると、大太平洋高気圧の縁辺流が西日本に流入する中、寒冷前線や顕著な

乾燥寒気を伴う擾乱の通過によって発生している。しかし、大阪空港付近でメソ γ スケールの線状エコーが発達するなど、強いエコーが停滞した原因にはメソ β スケールやメソ γ スケールの地形効果による要因が大きく関係した。大雨の発生から減衰までは以下の通りである。

(1)環境の形成期：太平洋高気圧の強まりにより、中・下層では相対的に乾燥した寒気が西日本に流入した結果、①境界層では南よりの風が強まり、地形効果により兵庫県南東部から大阪府北部で暖湿流が収束し、メソ γ スケールの低気圧が形成された。②太平洋高気圧に伴う中層の乾燥した寒気が、近畿地方に流入する温湿流の先端部をよりシャープな形状にした。

(2)発生期：①先行して通過した寒冷前線により近畿の北・中部は寒気場となり、兵庫県南東部から大阪府北部では特に不安定場が強められた。②地上では後続の擾乱に伴うメソスケールのシアラインが、兵庫県南東部に停滞するメソ γ スケールの低気圧とカップリングする頃から線状エコーが発生し、停滞しはじめた。

(3)最盛期：①擾乱に伴う顕著に乾燥した寒気が対馬海峡から近畿地方に流入し、更に南北の温度傾度を強め、不安定場を持続させた。②メソ γ スケールの積乱雲が大阪空港付近で発達し、活発な線状エコーを停滞させた。

(4). 衰弱期：①850 hPa のシアラインが近畿地方を通過するのに伴い、前線はゆっくり南東進した。②メソ γ スケールの積乱雲が東に抜けるにしたがって、停滞していた線状エコーは衰弱しながら南東へ移動した。

メソ気象研究会では豪雨の発生・発達・減衰を簡単に紹介したが、今後は地方自治体などの気象データを含めてより詳細な解析を加えたい。また、大阪府北部で発達・停滞する大雨の事例解析を加え、この地域で発生する大雨を直感的に把握できる「メソ天気系概念モデル」の作成などを考えたい。

8. 高分解能数値モデルの結果から見た集中豪雨の発生過程とそのメカニズムについて

加藤輝之(気象研究所予報研究部)

1993年8月1日鹿児島地方で発生した豪雨では雨域はライン状になり停滞したが、気象庁現業日本域数値

予報モデル(JSM)の予報結果では、ライン状にならずそのため雨域は停滞せず東進してしまった。その原因として、モデルの降水過程(湿潤対流調節)が適切でないこと、水平分解能(30 km)が粗いこと、初期値化が適切でないこと、等が考えられる。分解能に対して、永田(1994年秋季気象学会)がJSMの分解能を10 kmにしたモデルを用いて再現実験を行ったが、ライン状豪雨は再現できなかった。そこで、加藤(1995年春季気象学会)は降水過程を雲水、雨滴を予報するwarm rainタイプの雲物理過程に変更したところ、停滞するライン状豪雨を再現することができた(分解能:10 km)。ここでは、水平分解能を5または2 kmにさらに細かくしてライン状豪雨の発生過程とメカニズムを詳しく解析してみた。モデルの鉛直格子間隔は可変であり、地上付近では40 m、モデルのトップでは1240 mである。

シミュレーション結果から考察されるライン状対流の発生過程を以下に示す。

(1)南西方向から不安定な湿潤域が流入し、先ず浅いロール状の対流群が南東に傾いた等温位線に平行に生成され、対流が深くなるにしたがって高度3~5 kmの西風に流される形で方向を変えたとともにおおそ短径10 km、間隔25 kmの対流群になる。

(2)対流セルの潜熱の解放により湿潤域の気圧が下がり、南からは湿った暖かい気塊が北からは南のものより1~2度温度の低い気塊が収束し、Cold poolを生成する。

(3)南北の気塊の収束と相重なって対流セルの組織化が進み、水蒸気の補給がある湿潤域の南縁に沿って組織化した対流群がライン状に並ぶようになるとともに境界層では風速の収束線が顕在化する。

次に、ライン状豪雨の内部および周りの風の構造を考察する。降雨バンドの中では、下層南寄りの湿った空気の流れにより水蒸気が補給され、対流が維持される。これによる上層の発散風のうち、湿潤域(降雨バンドの北側)への発散風は一般風と合流して一般風を加速する。一方、乾燥域(降雨バンドの南側)への発散風は力学的過程により下降流を形成し、下層の収束線付近では気圧が低く風は発散できないので、その下降流は一般風と合流して下層ジェットを形成する。上昇流の一部は対流圏上部の北寄りの一般風に合流し巻雲を形成する。