

第17回メソ気象研究会報告

2001年春のメソ気象研究会は気象学会春季大会前日(5月7日)に東京大学山上会館で「メソスケールシステムと周辺場との相互作用」というテーマで開催された。

1. コンピーナーの感想

二宮 洸三 (地球フロンティア研究システム)

今回はメソスケールシステムと周辺場の相互関係につき、「分からないこと、釈然としないこと、考えあぐねていること」をフランクに議論し、「知らざるを知らずとなせ、これ知るの始まりなり」によって、今後の研究の方向を見出すための研究会を意図しました。幾人かの発表者は、この意図に沿う問題提起をされましたが、すべてが「知らずとなせ」の問題点を明示できたわけではありませんでした。時間の制限もありましたが、総合討論も非常に盛り上がったとは言えないと思います。親しい仲間のインフォーマルな研究会ですから、次回からは、もっとリラックスして発表と討論を楽しみたいと願います。

このような反省点もありますが、様々な事例についての報告と質疑は、楽しく有益でありました。参加者の皆様に御礼申し上げます。

2. ポーラーロウの発生・発達機構と周辺場

柳瀬 亘・新野 宏 (東京大学海洋研究所)

衛星画像で冬期高緯度の海洋上を眺めると、メソ α スケールの低気圧が形成されていることがある。これらはポーラーロウと呼ばれ、気象衛星が導入された1960年代からその存在が目されるようになった。しかし、ポーラーロウは観測の困難な地域に発生するために、その発生・発達機構に関しては未だ不明の点が多い。これまでに複数の発生・発達機構(傾圧不安定、上層擾乱の影響、CISK、WISHEなど)が世界各地の事例に関して指摘されているが、多くの場合にはこれ

らの機構が事例毎・発達段階毎に様々な割合で寄与していると考えられる。今回の発表では、これらの機構が日本海のポーラーロウにおいても作用しているのかどうかを個々に検討した。

上層擾乱の影響に関しては、過去4年間に発生した34事例を調べ、多くの場合に上層に寒冷渦かトラフを伴っていることを確認した。こうした上層擾乱による影響の定量的な解析は今後の課題であるが、下層渦の引き伸ばしや成層の不安定化として作用していることが考えられる。次に、1997年1月21日の日本海の事例を水平格子6kmの気象研究所非静力学モデル(MRI-NHM; Ikawa and Saito, 1991)を用いて再現し、凝結熱と海面からの顕熱・潜熱フラックスの重要性を調べる感度実験を行った。この際、これら2つの物理過程には、渦自身に対する直接的寄与と渦が発達する環境場に対する寄与の2通りがあることを考慮し、感度実験の時間を変えることにより両者を分離する方法を考案した。この結果、渦自身の直接の発達には凝結熱が最も重要な物理過程であることがわかり、CISKが働いている可能性が示唆された。

一方、海面からの熱フラックスは渦の発達に必要な環境場を維持することにより、比較的長い時間スケールでの渦の発達に重要であることが明らかになった。すなわち、熱フラックスは成層を弱め、対流混合層を発達させることにより、上層擾乱とのカップリングや傾圧不安定の成長を助ける可能性がある。その他にも、日本海のポーラーロウの発生機構として、傾圧不安定や地形の影響も働いている可能性があることを過去の研究に基づき紹介した。ポーラーロウの発生・発達には複数の機構が複雑に絡み合っているため、今後は理想化した系での数値実験を行うことにより、どのような環境場でどのような機構が最も有効に働くか、またその場合にどのような構造が実現するかを明らかにして行きたい。

3. 寒気吹出の擾乱の階層の様相

二宮洗三 (地球フロンティア研究システム)

冬期のシベリア高気圧の盛衰と北西太平洋上の総観規模低気圧の発達には数日の間隔を以て準周期的に繰り返される。この過程の中で様々なスケールの循環系が発生し、それに伴い寒気吹出それ自体も複雑な時間の経過を示す。これまでの著者による多くの報告例を総括し、以下の3項目の観点から、問題を整理した。

1) 寒気内低気圧の階層構造

- 親循環 (総観規模低気圧) の影響下 (シアーラインの形成など) に於けるメソ α 規模低気圧 (ポーラーロウ) の発生、
- メソ α 規模低気圧やシアーラインの影響下に於けるメソ β 規模小低気圧の発生、
- 総観規模低気圧やポーラーロウの内部微細構造、
- 切離寒冷渦の周辺を巡る対流圏中上層のメソスケール循環 (短波トラフ) の役割と起源。

観測的事実、及び適切な初期値なしには擾乱が再現されないという数値実験事実から見て、親循環系と中上層短波トラフの役割は寒気内小低気圧の発生に本質的である。しかし、階層構造に見られる典型的なスケールの分離が現れる理由は未知である。短波トラフは高緯度帯の高渦位の変形分離によってもたらされたものであるとしても、その波長の理由と本当のオリジンは未知 (調べられていない) である。予報 (初期値) 実験ではなく高分解能大気大循環モデル (AGCM) でこの問題を是非調べたい。

2) 寒気吹出と総観規模低気圧に及ぼすメソ低気圧の影響

- 閉塞点での新 (再) 発達に伴う低気圧の東方伸張、
- 寒気内小低気圧発達に伴う2次前線 (複数) による低気圧の発達と西方伸張。

観測事実として明瞭だが、十分に調べられていない。最近では「顕著、または、特異現象」のみに関心が向けられ、総観規模低気圧が調べられていない。観測、初期値実験のみにとどまらず AGCM によっても調べたい。

3) 寒冷トラフ、寒気渦の微細構造

大規模な寒冷トラフや寒気渦 (切離低気圧) もメソスケール微細構造を示している。それらの微細構造は寒気内擾乱の発生に影響を与えるが、これまでそのオリジン、スケール、時間発展経過は関心を集めていない。観測、初期値実験のみにとどまらず AGCM によっても調べたい。

4. GAME再解析データを用いた中国1998年7月下旬豪雨のケーススタディ

山崎信雄 (気象研究所)

1998年7月下旬に揚子江流域で98年夏の中国豪雨の1つとして豪雨がおきた。この豪雨は20日から23日頃にかけて揚子江域の30°N帯でおき、特に深夜から早朝にかけておき顕著な日変化を伴っていた。30°N帯はGAME再解析 (山崎ほか, 2000) でもっともゾンデ観測密度が高いところなので、このデータを用いて豪雨の大規模なスケールでのケーススタディを行った。

下層の風のパターンの時系列を見ると、17日頃チベット高原東部にあった総観規模の擾乱が発達しながら東進し、豪雨の起きる直前の20日頃に110°E帯に達し、この擾乱の前面で下層収束と南西風が強まっています。豪雨の直接のトリガーとなったと考えられる。またこの擾乱はその南東側では高気圧性循環・下層発散域を常に持っていた。

98年夏は西太平洋、フィリピン、インドシナ半島にかけて対流活動が抑制され、逆に、この対流抑制域の北側の中国南部や赤道東インド洋では対流活動が活発であったことはよく知られている。このため夏平均の循環場は、フィリピン付近の不活発な対流活動 (冷源応答) に対応して、揚子江付近では低気圧性偏差となり (Nitta, 1987)、大雨の降りやすい条件にあった。

フィリピン付近の対流活動を上層雲量の時系列で見ると、ことに7月11~26日の期間がその前後に比して、対流活動が不活発となっている。5~20°N帯の経度-時間断面図でみるとこの不活発な対流活動域は11日にフィリピン付近にあるが、15日頃には南シナ海付近まで広がり、豪雨の数日前にその南側で高気圧性循環や水蒸気輸送の強化を伴っていた。

したがって7月下旬の豪雨は、(1) 季節平均としても、7月中下旬としてもフィリピン付近の対流活動の抑制に伴う冷源応答の結果として中国南部 (揚子江付近) の高気圧性 (低気圧性) 循環の強化、及び (2) チベット高原からの擾乱の東進という2つの総観場の原因が重なった結果としておきたと考えられる。

さらに日変化の時間スケールで豪雨域の南側の中国南部の850hPaの風を見ると、南西風が18UTCから00UTC (現地時間深夜から早朝) に最大となっている。これは中国南部での風の月平均鉛直プロファイルは700~850hPaで南西風が最大となっていることから、鉛直混合による影響が小さい (大きい) 早朝 (日中) に南西風が強ま (弱ま) った結果と解釈される。この時

間と豪雨のピークの時間とはほぼ対応することから、下層南西風と豪雨の日変化には密接な関連があることがわかる。

5. 中国大陸上の梅雨前線低気圧の発達とメソ対流系

加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室)

梅雨前線帯スケールでの降水の集中持続に関連した水循環過程と、個々の集中豪雨に関連したメソ β スケール対流システムの振る舞いととの間の、マルチスケール相互作用における橋渡的存在となるのがメソ α スケールの擾乱である。本講演では、1998年6月29~30日 (GAME/HUBEX 特別観測期間) 及び1991年7月3日頃の、淮河流域での事例解析に基づき、中国大陸上の梅雨前線上のメソ α 低気圧の形成に関する議論を行った。

華中の梅雨前線帯上のメソ α 低気圧については、チベット高原の熱的・力学的影響で形成された初期擾乱の東進が重要な場合も少なくない (いわゆる南西渦など)。しかし本研究で例示されるように、総観規模での前線帯の降水強化過程に伴って対流雲群がメソ α スケールへ組織化され、(恐らく収束に伴う渦管の伸びにより) メソ α 低気圧の循環が形成されると考えられるケースも少なくない点が注目される。

ところで、チベット高原の存在は、南からモンスーンに伴う多量の水蒸気の準定常的な輸送をもたらす要因の1つとなる。一方、高原の北側には中国乾燥地域が形成され、大陸の梅雨前線は、極めて湿潤な環境と極めて乾燥した環境とが隣接するという特殊な場所に位置することになる。乾燥地域の地面加熱に恐らく関係したと考えられる総観規模低気圧の接近により、亜熱帯高気圧域の強い下層南風領域とつながって、平均的な梅雨前線帯よりも更に北方まで水蒸気を多量に運べる状態を作り出す。このように中国乾燥地域の存在は、上記のメソ α 低気圧の初期擾乱の形成に関連した降水の活発化とメソ α スケールへの組織化に対して、重要な役割を演じている可能性を示唆している。

6. メソ α 低気圧近傍のクラウドクラスターの階層構造とそれに伴う鉛直流の振舞い

柴垣佳明 (大阪電気通信大学)

これまでに Ninomiya *et al.* (1988) 等によってクラウドクラスターの時空間変化やそのマルチスケール構造が報告されているが、それらに伴う鉛直流の振舞

いについてはまだ報告例は少ない。本研究では、1991年7月3~5日に日本列島を通過したメソ α 低気圧近傍のクラウドクラスターの階層構造とその鉛直流の振舞いについて調べた。今回注目したクラスターは東シナ海に位置した低気圧Aの前面で発達し、そのクラスター内では新たに低気圧Bが発生した。その後、クラスターは低気圧Bの南西側の下層ジェット的な強風域に位置しながら東進した。気象レーダーデータから、低気圧Bが発生した時間帯のクラスター内にはメソ α ~ β スケールの降水バンドが確認され、クラスターが中部日本に移動した際にはその内部に複数のメソ β 降水システムが存在した。高層ゾンデデータから、低気圧Bが発生した際のクラスター域前面では100 hPa/hの上昇流の最大値が確認されたが、それが中部日本に移動した際には上昇流の最大値は25 hPa/hに減少していた。中部日本においてMUレーダーで観測されたクラスター内の鉛直流は、高層ゾンデデータと同様に平均的には弱い上昇流を全高度で示していたが、クラスター内のメソ β 降水システムの通過時には下層で大きな上昇流域や中~上層に顕著な上昇流域を伴った鉛直循環が発見された。このようにメソ α 低気圧近傍で発達・維持されたクラスターの時空間変化や高層ゾンデデータからクラスター内の鉛直流プロフィールを示すことができた。またMUレーダーデータから、クラスター内の微細構造とそれに対応した鉛直流の振舞いを調べることができた。

7. 梅雨前線帯のメソ α スケールクラウドクラスターにみられる対流システムとそのマルチスケール構造 (1996年7月7日の事例より)

若月泰孝 (名古屋大学地球水循環センター)

1996年7月7日に九州南西方の東シナ海上の梅雨前線帯で観測された停滞性の長寿命のメソ α スケールクラウドクラスター ($M\alpha CC$) 内のメソ β スケール対流システム ($M\beta CS$) の構造とそれらの形態の違いについて解析した。 $M\alpha CC$ の維持に関しては、 $M\beta CS$ 、 $M\gamma CS$ が $M\alpha CC$ の西側(風上側)で断続的に発生、発達することで説明されるが、 $M\alpha CC$ の発達は観測された $M\beta CS$ の約5時間間隔での発達が重要な役割を果たしていたと考えられる。ドップラーレーダ観測では、 $M\beta CS$ をアーク状対流システム(5時間周期で発達した $M\beta CS$ に対応)とバンド状対流システムの2つのタイプに分類した。前者はスコールラインに似た構造をもち、下層後方からの寒冷空気を伴う流入が特徴で

あった。後者は暖気内で発達するバックビルディング型の対流システムであった。これらの周期的発達と入れ替わりは、クラウドクラスターの発達、維持過程において重要な役割を果たしていたと考えられる。

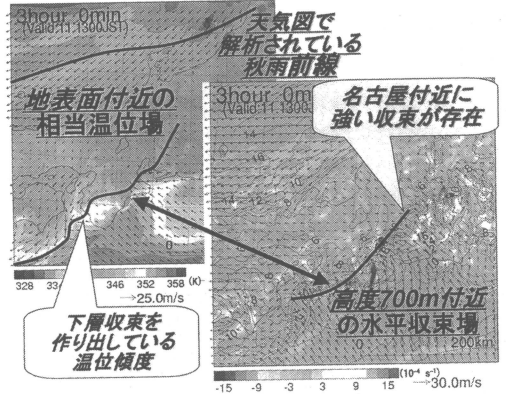
8. メソモデル実験に見られるレインバンドとその周辺場との関係—1998年新潟豪雨, 1999年福岡豪雨, 2000年東海豪雨からの検証—

加藤輝之 (気象研究所)

暖候期, 特に梅雨期に発生する豪雨は線状構造を持つメソ対流系 (レインバンド) により発生する。そういったメソ対流系を発生させる周辺場を把握することは豪雨を予想するためには非常に重要なことである。今までの研究から豪雨の発生要因として, 下層における高比湿気塊の南方からの流入だけでなく, その場所での大気的不安定化が有利に働くことが分かっている。しかしながら, 高層観測網からだけでは大気的不安定化する原因を十分に解像することができない。特に, 海上での情報が著しく欠如している。そこで, 本研究では5 km 分解能の気象研究所非静力学メソスケールモデル (MRI-NHM) で再現に成功した数例の豪雨の発生要因について, 対流不安定気層 (下層で高相当温位, 上層で低相当温位の空気層) の流入および不安定度の時間変化 (強化) を指標として検討してみた。

総観規模からみた豪雨の発生要因としては対流不安定度の強化および下層収束場の存在が指摘された。対流不安定度は下層への高比湿気塊の流入だけでなく, 下層の高相当温位気塊と上層の低相当温位気塊の合流によって強化される (例えば, 1999年福岡豪雨)。そのように強化された領域の下層に収束場が存在していればメソ対流系を発生させる。逆に強い対流不安定気層が流入するだけでは豪雨だけでなく降雨も発生させない。梅雨期の湿舌に代表される中層に高相当温位領域が存在する場合, 前線がその領域の北側に解析されていても豪雨がその南側で発生することがある (第1図)。その領域は弱い上昇流域となっているので下層へ流入した高比湿気塊が自由対流高度に達し, 豪雨が発生する。その場合は顕著な対流不安定度の強化は見られない。

モデルの初期値を変えた場合, 豪雨の再現性がどうなるか東海豪雨を対象に行った。初期値を与える気象庁領域スペクトルモデルが降水過程として対流のパラメタリゼーションを用いている一方, MRI-NHMは直接, 雲水・雨水・雲氷・あられを予想して降水を計



第1図 5 km 分解能 MRI-NHM で予想された2000年9月11日13日本時における地表面付近の相当温位 (左図) と高度約700 m の水平収束場 (右図)。

算している。降水過程が異なると潜熱の放出による加熱の分布が違ってくるために予想される下層収束場の位置が必ずしも一致しない。そのため初期値を変えると豪雨の発生位置が微妙にずれてくることがある。このケースでは初期値により豪雨の再現性が異なることから, 下層収束場の強度・位置が豪雨の発生をコントロールしていることが分かった。

今後の課題としては, 下層への高比湿気塊の生成原因 (特に, 太平洋上, 台風との関係) を調べる必要がある。今年度行われる X-BAIU-01やエアロゾンデによる台風の環境場の観測結果に期待したいものである。

参考文献

- Ikawa M. and K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI, Tech. Rep. Meteor. Res. Inst., (28), 238pp.
- Ninomiya K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988: Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part I: Evolution and meso- β -scale characteristics, J. Meteor. Soc. Japan, **66**, 331-350.
- Nitta T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, J. Meteor. Soc. Japan, **65**, 373-390.
- 山崎信雄, 釜堀弘隆, 谷田貝亜紀代, 高橋清利, 植田宏昭, 青梨和正, 隈 健一, 竹内義明, 多田英夫, 福富慶樹, 五十嵐弘道, 藤波初木, 梶川義幸, 2000: GAME 再解析データの公開, 天気, **47**, 659-663.