

して、中層の強い寒気を挙げる事ができる。中層寒気の南縁の温度傾度の強い部分は寒冷前線として、地上にまで達していた。また低気圧の渦中心は発生初期に既にほとんど直立していた。これは一般には閉塞期の低気圧の特徴として、低気圧のライフサイクルの最終期によく見られるものである。その後、元の低気圧中心の東に新しい低気圧中心ができ、世代交代して旧中心は消滅した。新低気圧中心が発達を続けるが下層では中心の周囲が寒気に囲まれ、中心から東に延びる閉塞前線が形成された。

南岸低気圧の発生初期には中層の擾乱は弱く、はっきりした寒気の南下は見られなかった。低気圧の下層南側で強い南西風が吹き、前面の寒気との間に下層主体の温暖前線が形成された。北側での寒冷コンベヤベルトの発達と共に後屈前線が形成された。低気圧は日本周辺で黒潮流軸の近傍を進み、暖かい海面からの熱フラックスを受けたため、低気圧周辺下層の気温分布は変質を受け、また成層が不安定化した。数値シミュレーションの感度実験で、降水の非断熱加熱を無視した場合には中心気圧が浅まったことから、低気圧の発達に降水の効果が大きいことが示唆される。

両低気圧に共通する環境場の特徴として、急発達期には寒帯前線ジェットが南下し、亜熱帯ジェットと接近していたことが挙げられる。どちらの低気圧もジェットストリーク下流の渦位移流によるサイクロ

ジェネシス効果を受けていた。

低気圧の構造は多様であり、経路が似ていても個々の低気圧には差異が見られることが多い。ここで取り上げた2例も日本海低気圧と南岸低気圧として、平均像を表現するものではない。しかし、地理的条件や環境場の違いはその構造に反映しており、低気圧の構造やその形成過程を考える上で、興味深い事例である。

参考文献

- Browning, K. A., 1990: Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume, Amer. Meteor. Soc., 129-153.
- Chen, S. J., Y.-H. Kuo, P.-Z. Zhang and Q.-F. Bai, 1991: Synoptic climatology of cyclogenesis over East Asia, 1958-1987, Mon. Wea. Rev., 119, 1407-1418.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser, 1990: Fronts, jet streams, and the tropopause. The Erik Palmén Memorial Volume, Amer. Meteor. Soc., 167-191.
- Takano, I., 2002: Analysis of an intense winter extratropical cyclone that advanced along the south coast of Japan, J. Meteor. Soc. Japan, 80, 669-695.
- 高野 功, 1999: 冬季の南岸低気圧と新しい低気圧モデル, つくば域降雨観測実験, 気象研究ノート, (193), 195-202.

1051 (梅雨; 数値シミュレーション; 理論モデル)

2-3. 梅雨前線上のメソ α 低気圧の特徴

田上浩孝*1・新野 宏*2・柳瀬 亘*3・加藤輝之*4

1. はじめに

日本付近にはさまざまなメソ α スケール¹⁾低気圧

*1 東京大学海洋研究所, tagami@ori.u-tokyo.ac.jp

*2 東京大学海洋研究所.

*3 東京大学気候システム研究センター.

*4 気象庁気象研究所.

© 2005 日本気象学会

(以下メソ α 低気圧)が発生する。これらのうち梅雨前線上に現れるメソ α 低気圧は、しばしばその内部にメソ β スケールの降水系を伴い集中豪雨をもたらす原因となることが知られている。梅雨前線上を通過する

¹⁾ メソ α スケールは水平スケールにして2000~200 km, メソ β スケールは200~20 km をさす。

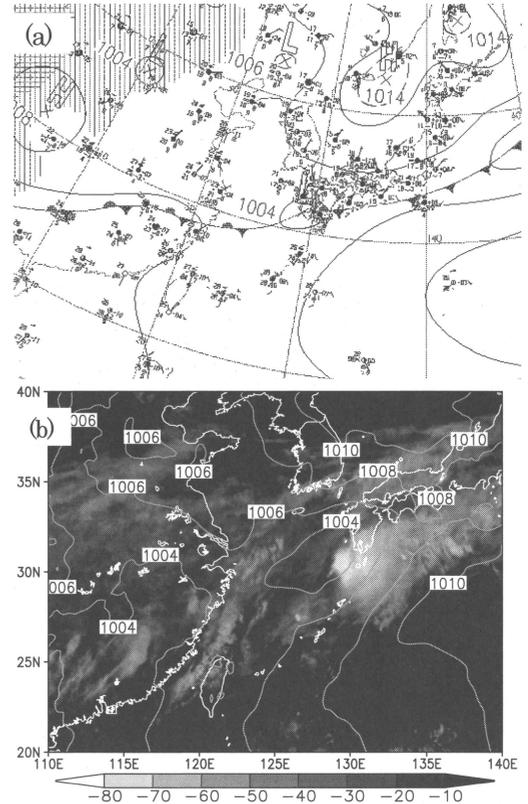
低気圧については1960年代から観測的、理論的研究が行われ、その構造や特性についていくつかの興味深い特徴が報告されている。例えば Ninomiya *et al.* (1971), Yoshizumi (1977) は高層ゾンデ観測, 多田 (1989) は客観解析データを用いて、メソ α 低気圧の下層の中心東側で低温となっており、トラフの軸は高度とともに東に傾くことを指摘している。一方, Tokioka (1973) ほかは Eady (1949) の傾圧不安定の線形理論を湿潤大気に拡張し、潜熱の開放により実質的な成層が弱まると、総観規模より小さな水平スケールの東へ傾く構造を持つ低気圧が発達できることを示した。しかし、このような構造が生ずる原因はこれまで十分に理解されていなかった。

近年は客観解析データの空間解像度や計算機・数値モデルの性能が向上したため、メソ α 低気圧の特性に関するより詳細な研究が行えると期待される。そこで、本講演では2001年の梅雨前線上に現れたトラフが高度と共に東に傾く低気圧の事例解析・数値シミュレーション(田上, 2003)及びその理論的検討結果(Yanase and Niino, 2004) について紹介する。解析に用いたデータは気象庁領域客観解析データ(水平解像度20 km)とGMS赤外画像データ(同5 km)である。数値シミュレーションには気象研究所/数値予報課統一非静力学メソスケールモデルMRI/NPD-NHM (Saito *et al.* 2001) を用いた。

2. 解析結果

第1図に2001年6月20日の地上天気図及び赤外画像を示す。九州の西の梅雨前線上に解析対象の低気圧がある。この低気圧は水平スケールが1000 km以下と小さく、活発なCloud Clusterを伴っていたが、その寿命は短く、Cloud Clusterの発生から24時間後には衰弱期に入った。梅雨前線上を通過する低気圧にはその発生・発達に上層擾乱が寄与するものもある(Ninomiya, 1981; 長谷, 2001)が、本事例では目立った上層擾乱は見られなかった。

第2図は3.5日の移動平均からの差を偏差として、20日06 UTCの低気圧下層の相対渦度中心を通る東西断面での高度と温位の偏差を示したものである。800 hPaより下層でトラフが高度とともに東に傾いており、また温位偏差を見ると下層のトラフの東側(124°~127°E)で西側に比して低温となっている。このような構造は低気圧の発達段階を通して解析された。低気圧中心から東側には強い南風が存在し暖気移流となっ

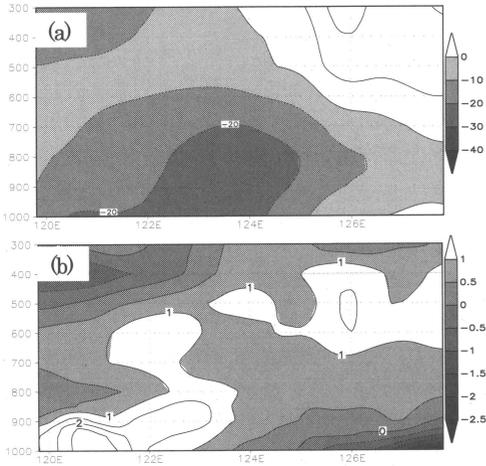


第1図 2001年6月20日18 UTCの(a)地上天気図(気象庁提供), (b)GMS赤外画像と気象庁領域客観解析データによる海面気圧(等値線間隔2 hPa). 赤外画像中の輝度温度[K]の分布は下のグレイスケールによる。

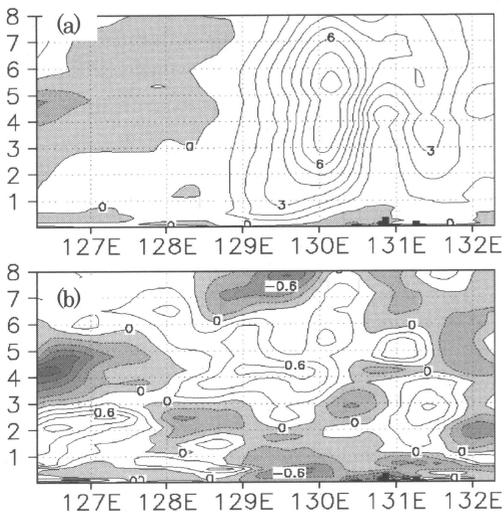
ているので、低気圧東側を低温にするにはこれを打ち消すプロセスが働くことが必要となる。

3. 数値シミュレーション

この低気圧の振る舞いを詳しく調べるために数値シミュレーションを行った。モデルは水平格子間隔5 km, 格子数400×400×38で雲物理にはcold rain schemeを用い、積雲対流のパラメタリゼーションは用いていない。これを20日00 UTCを初期値とする気象庁領域モデルにネスティングし、20日03 UTCから21時間積分を行った。時間積分の結果は領域客観解析データで見られた地上低気圧、レーダーによる観測結果を良く再現しており、その相対渦度軸・上昇流の軸共に高度と共に東に傾く構造となっていた(図略)。このときの熱収支解析の一部を第3図に示す。図では5

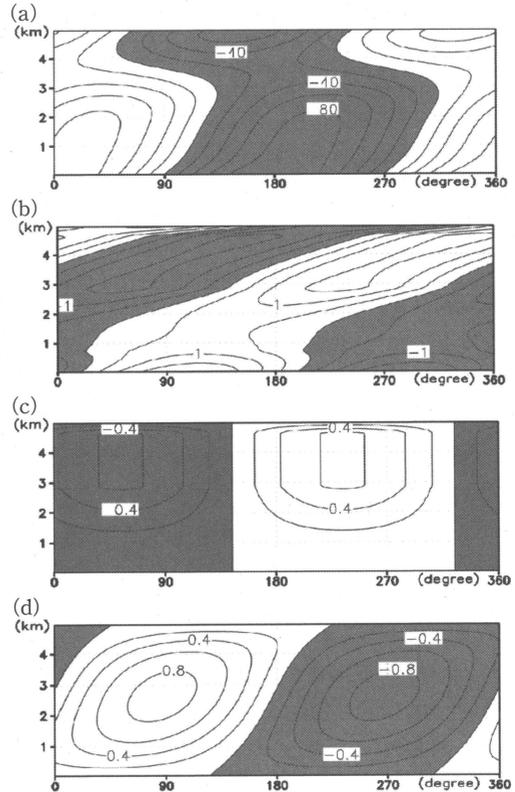


第2図 6月20日06 UTCの低気圧中心(123.8°E, 28.6°N)を通る(a)高度偏差[m], (b)温位偏差[K]の東西断面. 影は図右のグレイスケールによる.



第3図 20日19 UTCの低気圧中心(129.3°E, 31.8°N)を通る南北100 km平均の(a)NHMより直接出力した非断熱加熱[K/hour], (b)非断熱加熱と鉛直流による断熱冷却(加熱)の和[K/hour]の東西鉛直断面図. 図中黒塗は地形, 影は負値.

km 格子スケールで表現される対流による空間変動が非常に大きいため水平方向に100 kmの smoothing をかけてある. 非断熱加熱と断熱冷却の和(第3図b)を見ると低気圧東側(130°E付近)下層には-0.6 K/hour程度の冷却域があり, その上空4.5 km付近には最大で



第4図 非断熱加熱の効果を加えた線形モデルの結果(Yanase and Niino, 2004). (a)ジオポテンシャル偏差(等値線間隔 $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), (b)温位偏差(等値線間隔 0.5 K), (c)非断熱加熱, (d)断熱冷却(加熱)(共に等値線間隔 0.2 K hour^{-1}).

0.6 K/hour を超える強い加熱域がある. 一方, 非断熱加熱(第3図a)は低気圧前面のほぼ全高度で強い上昇流に伴う凝結加熱域があり, 蒸発による冷却はごく地表付近に僅かに見られるだけである. 低気圧東側は暖気移流となっていることから, 低気圧東側下層の低温は上空の強い加熱で駆動される上昇流による断熱冷却が原因であると考えられる.

4. 理論的考察

Yanase and Niino (2004) は下層の上昇流に比例する非断熱加熱の効果を検討した Tokioka (1973) の非地衡風・非静水圧線形傾圧不安定波の構造とエネルギー収支を再検討した. 第4図は非断熱加熱の効果を加えた時に最も不安定なモードのジオポテンシャル, 温位偏差, 非断熱加熱, 温位の鉛直移流の東西鉛直断

面である。このモードの最も特徴的な構造は低気圧に伴うトラフが下層で高度と共に東に傾く構造となっていることである (Tokioka, 1973)。温位偏差はジオポテンシャルと静水圧の関係を満たすように擾乱東側下層で低温となっている。鉛直流、南北風についても高度と共に東に傾く分布となっており(図略)、前述の解析や数値シミュレーションで得られた低気圧の構造と似ている。

線形論における低気圧東側下層の低温域(第4図b)の形成の仕組みは以下の通りである。温位の鉛直流(第4図d)を見ると低気圧東側下層では非断熱加熱(第4図c)と南風による暖気移流(図略)を上回る断熱冷却がある。低気圧東側上層で非断熱加熱により駆動された上昇流がこの断熱冷却を生じている。ちなみに、非断熱加熱がない場合には、断熱冷却が南風による暖気移流を下回り東側の低温域は形成されない。

5. まとめと今後の課題

梅雨前線線上を通過するメソ α 低気圧の中には時にそのトラフ軸が高度と共に東に傾くものが解析される。2001年6月20日の事例について解析と数値シミュレーションを行ったところ、鉛直トラフ東側下層は低温域となっており、この低温域は低気圧前面の強い上昇流に伴う断熱冷却によって生じていた。また低温域の上空には強い非断熱加熱域が存在した。このような構造は、潜熱加熱を考慮した非地衡風線形傾圧不安定波の結果 (Tokioka, 1973; Yanase and Niino, 2004) と類似している。従って、これまで報告されてきたトラフ軸が高度と共に東に傾くメソ α 低気圧の構造は、低気圧東側中・上層における潜熱加熱で駆動された強い上昇流による断熱冷却により、低気圧東側下層に低温域が生ずることによっていると考えられる。

ここではトラフ軸が高度と共に東に傾く低気圧に絞って紹介したが、全てのメソ α 低気圧がそのような構造を示すわけではない。理論モデルからの類推では、低気圧の構造は環境場の傾圧性と非断熱加熱の兼ね合いに依存して時間的・空間的に変化すると想像される。ここに紹介した理論モデルでは南北一様な環境場を考

えたが、現実の梅雨前線の環境場は北側と南側とで大きく異なっている。また下層の上昇流に比例するという潜熱加熱方式も簡略化しすぎだと思われる。今後はさらに解析事例を増やすと共に、理想化しつつも、より現実的な環境場や物理過程を導入した数値実験を行い、低気圧の特性を調べていく必要がある。

参考文献

- Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves, *Tellus*, 1, 33-52.
- 長谷江里子, 2001: 1999年梅雨期の擾乱と大規模場に関する解析的研究, 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻修士論文, 63pp.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1971: The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 663-677.
- Ninomiya, K., M. Ikawa and T. Akiyama, 1981: Long-lived medium-scale cumulonimbus cluster in Asian subtropical humid region, *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 564-577.
- Saito, K., T. Kato and T. Muroi, 2001: Document of the Meteorological Research Institute/Numerical Prediction Division unified nonhydrostatic model, *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, 133pp.
- 田上浩孝, 2003: 梅雨前線に伴う擾乱とその環境場に関する研究, 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻修士論文, 86pp.
- 多田英夫, 1989: 梅雨前線帯におけるメソスケール擾乱の解析, 東京大学大学院理学系研究科地球物理専攻修士論文, 98pp.
- Tokioka, T., 1973: Non-geostrophic and non-hydrostatic stability of a baroclinic fluid, *J. Meteor. Soc. Japan*, 48, 503-520.
- Yanase, W. and H. Niino, 2004: Structure and energetics of non-geostrophic non-hydrostatic baroclinic instability wave with and without convective heating, *J. Meteor. Soc. Japan*, 82, 1261-1279.
- Yoshizumi, S., 1977: On the structure of inter-mediate scale disturbances on the Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, 55, 107-120.