

# 大気の大気と渦の数値シミュレーション

Numerical simulations of atmospheric convections and vortices

新野 宏\*, 野田 暁\*, 柳瀬 亘\*

\*東京大学海洋研究所

Hiroshi Niino, Akira Noda and Wataru Yanase

\* Ocean Research Institute, The University of Tokyo

E-mail: niino@ori.u-tokyo.ac.jp

## 1 はじめに

夏の青空に白く、高く、モクモクとそびえる積乱雲は代表的な夏の風物詩の1つである。意外と知られていないようであるが、平素、私達が何気なく眺めている積乱雲は、実は大気中の代表的な対流現象であり、私達の住む地球の環境に様々な形で深く関わっている。例えば、積乱雲は、その中で生ずる強い上昇・下降流を通して、熱や水蒸気を鉛直方向に輸送し、大気温度分布の形成に大きな影響を与えている。積乱雲はまた、集中豪雨、雷などの降水災害、竜巻、ダウンバーストなどによる強風災害、雷災害など多くの気象災害を通して、私達の生活に直接的に影響する。以下では、積乱雲に関わる多様な現象、中でも積乱雲が作り出す大気の渦について、我々が行っている最新の数値シミュレーション結果を中心に紹介する。

## 2 大気温度分布

大気中の対流現象の話をする前に、大気温度分布がどのようにして決まっているか、なぜ対流が発生するのかについて簡単に述べておこう。大気温度分布は第1近似では放射収支によって決まっている。あらゆる物体はその温度に見合った放射を出しているが、温度が高い(低い)物体から出る放射は波長が短い(長い)光が強い。例えば、太陽の出す放射(太陽放射)は5762Kの黒体放射の曲線で比較的良く近似されることが知られており、最も放射エネルギーが強いのは波長0.4~0.8 $\mu\text{m}$ の可視光線の領域である。一方、地表面の温度はたかだか300Kなので、その放射エネルギー(地球放射)の主体は波長0.8 $\mu\text{m}$ 以上の赤外線領域にある。

ところで、大気中には、二酸化炭素、水蒸気、メタンなどの多くの微量成分が含まれている。これら微量成分の重要な特徴の1つは赤外線の波長帯に吸収線を持つことである。このため、大気には、太陽放射は比較的良く透過するが、地球放射は比較的良く吸収するという性質がある(例外として成層圏に多いオゾンには太陽放射に含まれる有害な紫外線を吸収する)。現実的な大気温度分布を求めるには、大気中に含まれる数多くの分子の吸収特性を考慮した精巧な放射の数値モデルを作って、放射の吸収・射出によって加熱冷却を受けた結果としての平衡状態を計算してみれば良い。Fig.1(a)は、そのような計算結果を示したものである

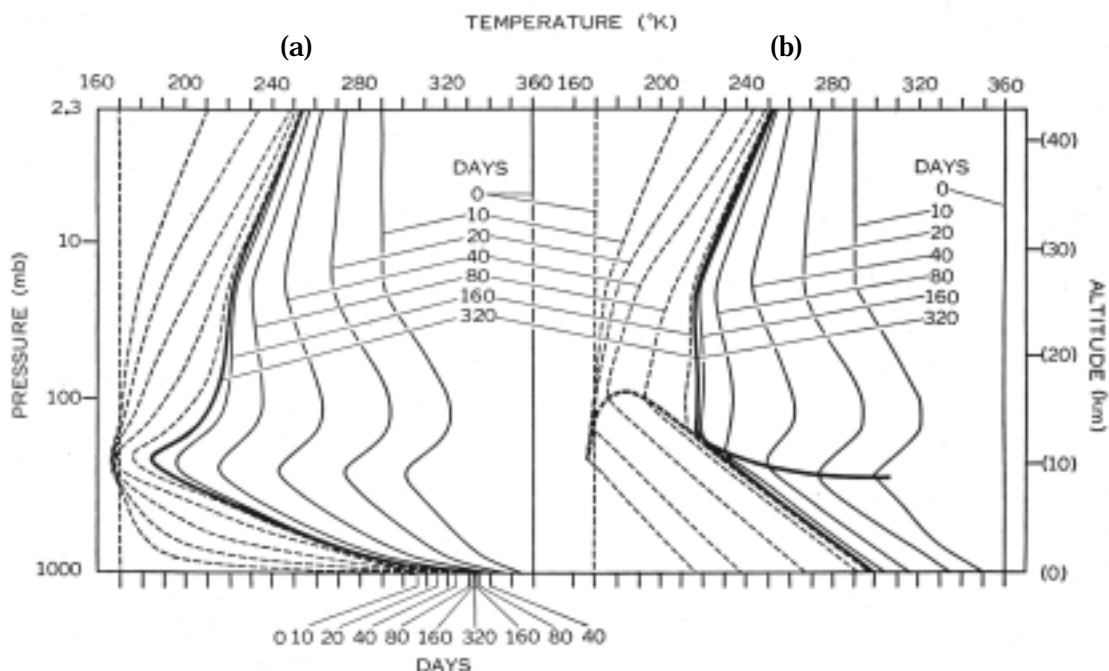


Fig. 1: Transitions from isothermal states to the equilibrium temperature profiles through radiative processes: (a) without and (b) with a convective adjustment. Dashed lines show transitions from a cold isothermal state of 170K and solid lines those from a warm isothermal state of 360K [1].

[1]。ここでは、大気が高さによらず等温の 360K と 170K の 2 つの状態から出発して、太陽放射を与え、大気の吸収・射出する放射の計算を行って気温の時間変化を見ている。いずれの場合にも、放射の計算を始めてほぼ 1 年経つと同一の平衡状態に到達することがわかる。興味深いのは、地表から高度 12km 付近までは、気温は高度と共に下がるが、12km を越えると高度と共に上がるようになることである（後者の原因はオゾンによる日射の吸収にある）。気温が高度と共に下降する領域は対流圏、温度勾配が 0 となる高さは対流圏界面、それ以上の高度は成層圏と考えられ、かなり現実的な大気の温度分布が得られていることがわかる。しかしながら、少し気をつけて見てみると、地表近くの気温は 330K と高く、また地表面近くの温度勾配は高度 1km につき 40K 以上と非常に大きくなっていることがわかる。このため、熱対流が発生して下層の熱を上空に運び、温度勾配を緩やかにしようとする。温度分布が放射収支だけで決まる静止大気は、熱対流に対して不安定なのである。

ここで熱対流に伴って上昇する空気塊を考えよう。気圧は上空ほど低いので、上昇する気塊は気圧の低下と共に断熱膨張して冷える。このときの気温の下がり方は乾燥断熱減率と呼ばれ、 $\Gamma_d = C_p/g (=9.8\text{K/km})$  で与えられる。ここで、 $C_p$  は気塊の比熱、 $g$  は重力加速度である。以上のことから、水の中では温度勾配が負ならば対流が生ずるが、大気では温度勾配が乾燥断熱減率  $\Gamma_d$  を越えなければ対流が生じないことがわかる。さて、放射収支によって地表面近くに作られた 40K を越える温度勾配は、対流による熱輸送で乾燥断熱減率 9.8K/km の中立な状態へと緩和されそうに思われるが、現実大気の対流圏の温度勾配はほぼ 6.5K/km になっている。その原因は大気中に存在する水蒸気にある。

今、温度勾配が 6.5K/km の大気があったとしよう。もし、大気の水蒸気を含まなければ、地

表付近の空気塊を上昇させるとき、その気温は  $9.8\text{K/km}$  で下がるため、上昇すればするほど気塊の温度は周囲の空気より冷たくなる。冷たい空気は重いので、気塊は元の位置に下降する。すなわち、このような大気は熱対流に対して安定である。ところが、気塊が水蒸気を含んでいたらどうであろう。上昇する気塊は気温の低下と共に、ある高度に達すると水蒸気に対して飽和し、細かい水滴（雲）を生ずるようになる（凝結高度）。ところが、凝結が始まると凝結熱の発生のために気温の低下は緩やかになる。以下では、話を簡単にするため、このときの気温の低下率を  $5\text{K/km}$  とすると、一度周囲より冷たくなった気塊の温度は高度の上昇と共に次第に周囲の温度に追いつき始め、遂には周囲の温度に等しくなる（自由対流高度）。気塊が自由対流高度を超えて持ち上げられると、気塊の温度は上昇すればするほど周囲の温度より高くなり、激しい対流を生ずる。こうして発生するのが積乱雲である。

以上の説明からわかるように、積乱雲は温度勾配が  $9.8\text{K/km}$  以下でも発生するが、その発生のためには地表面近くの空気塊を強制的に自由対流高度以上に持ち上げる仕掛けが必要であり、常時どこにでも発生できるわけではない。現実大気でどのようにして  $6.5\text{K/km}$  という温度勾配が維持されているかを説明することは容易ではないが、水蒸気存在のために、気温勾配が乾燥断熱減率以下でも積乱雲が発生して鉛直熱輸送を行うことがその原因の一端を担っていることは明らかである。話は少しそれるが、近年、二酸化炭素等温暖化気体の増加に伴う気温の変化が大気大循環モデルと呼ばれる全球大気モデルにより予想されているが、これらのモデルの大半は水平分解能が  $50\text{km}$  を越えており、個々の積乱雲の解像に必要な  $1\text{km}$  程度の分解能は持っていない。従ってモデルで解像できない積乱雲による熱・水蒸気の鉛直輸送やその放射収支に対する影響を、どのように表現するか（パラメタリゼーションと呼ばれる）が大きな課題となっており、未だに信頼に足る改善策は見出されていない。

さて、対流圏の温度勾配が  $6.5\text{K/km}$  になることの説明は難しいが、この勾配を越えると積乱雲等の効果により比較的短時間に  $6.5\text{K/km}$  に戻すような熱輸送が行われるという仮定（対流調節と呼ばれる）を加えて、同様の数値計算を繰り返すと Fig.1(b)のような結果を得る。平衡状態として得られた温度分布は地上気温が  $290\text{K}$  となること、対流圏界面の上で等温層が現れること、これより上層で気温が上昇することなど、標準的な大気の温度分布と較べても遜色ない現実的な結果となっている。

以上見てきたように、大気の温度分布は基本的には放射収支で決まっている。しかし、放射だけしか存在しない静止大気では、対流圏内で大きな温度勾配が生じ、積乱雲の発生が必然的に要請される。地球上に多数発生している積乱雲は、熱や水蒸気の鉛直輸送を通して、地球の気候形成に重要な役割を演じている。一方、個々の積乱雲は、集中豪雨、竜巻、ダウンバースト、雷などを生ずると共に、台風やポーラーロウと呼ばれる数  $100\text{km}$  の渦を組織化して、人間社会に直接的な影響を与える。以下では、これらの現象のうちから積乱雲によって形成される大小2種類の渦について、数値シミュレーションを通して調べた結果について紹介したい。

### 3. 竜巻を起こす積乱雲

竜巻は積乱雲に伴って発生する、大気中の最も激しい渦である。その代表的な直径は  $100\text{m}$

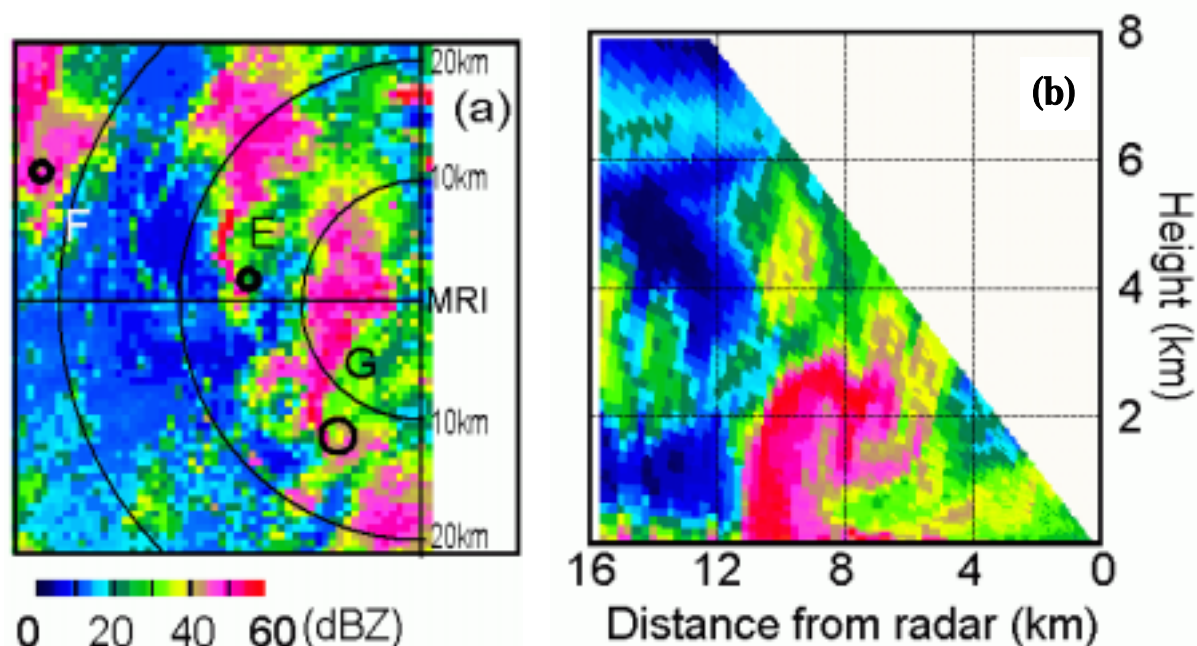


Fig. 2: (a) Horizontal and (b) vertical distributions of reflectivity of storms as observed at 2146 and 2153 JST, respectively, by the Doppler radar at the Meteorological Research Institute (MRI) in Tsukuba [3]. The reflectivity is indicated by the color bar in the unit of dBZ. The regions with strong vertical vorticity (mesocyclones) are indicated by open circles in (a).

程度と小さいが、最近の観測ではその最大風速は 140m/s を越えるものもあることがわかっている[2]。アメリカでは平均すると 1 年に 80 人近い人が竜巻の被害で亡くなっている。竜巻はその水平スケールが小さく、平均的な寿命も 10 分程度であるため、その発生過程や構造を観測で捉えることは容易ではない。比較的良く解明された対流圏の大気現象の中であって、竜巻は未だに多くの謎に包まれた数少ない現象の 1 つである。

近年、電子計算機の性能の向上に伴い、竜巻を生ずる積乱雲の数値シミュレーションが可能になりつつあり、竜巻の発生機構に迫る有力な手法の 1 つとなることが期待されている。ここでは、1990 年 9 月 19 日夜、関東平野で少なくとも 3 つの竜巻が発生した事例のシミュレーション結果について紹介する。当夜は、和歌山県に上陸した台風 19 号が紀伊半島を北東に縦断中で、関東平野では南よりの暖湿な風が吹いていた。茨城県つくば市にある気象研究所では雲の中の風速分布を測定できるドップラーレーダーという特殊なレーダーによる観測を行っており、18 時から 24 時にかけて、雲内に反時計回りに回転する直径数 km の低気圧（メソサイクロン）を持つ積乱雲を関東地方の広い範囲で少なくとも 9 個観測した。これらの積乱雲のうち 3 個が竜巻を伴っており、中でも 22 時過ぎに栃木県壬生町を通過したものは比較的強い竜巻を発生させ、大きな被害を生じた。Fig.2(a)は上述のドップラーレーダーで観測した 3 つの積乱雲 E、F、G に伴う降水の水平分布とメソサイクロンの位置を示したものである[3]。いずれの積乱雲の降水分布も南に長細く突き出しており、その南端にメソサイクロンがある。F と G では降水がメソサイクロンの回転気流により反時計回りに流されて鉤状の降水分布を示している。F はこれから約 30 分後に栃木県壬生町に達して上述の竜巻を発生させた。Fig. 2(b)は積乱雲 G の南端部の降水の鉛直断面を示したものである。レーダーから 9km の距離の高

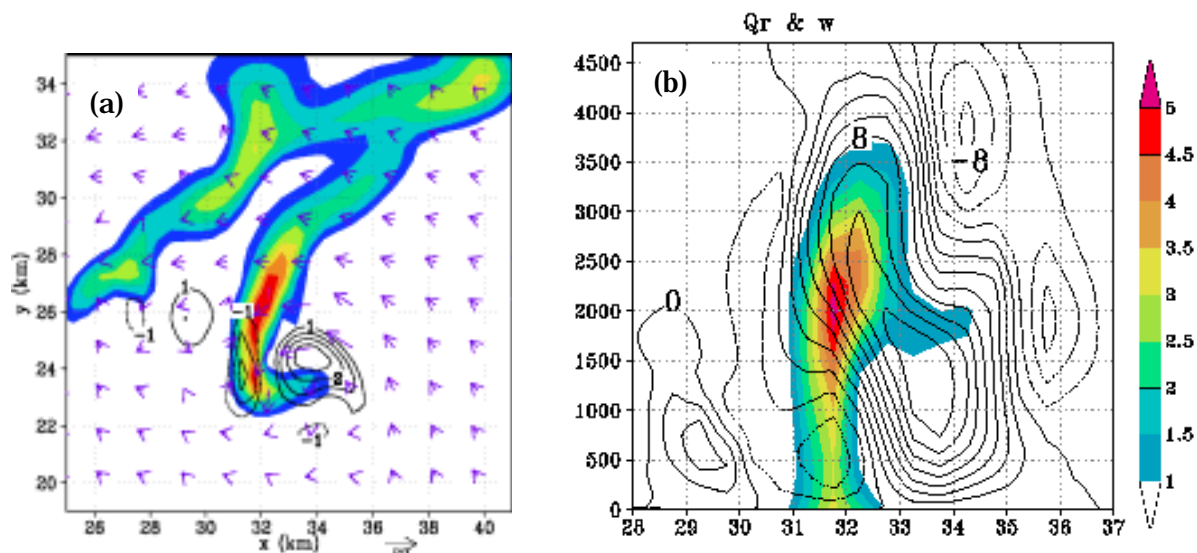


Fig. 3: Structure of the simulated storm at 70 min :(a) horizontal distribution of the rain water (color shade), vertical vorticity (contour lines) and horizontal wind vector (arrows) at the height of 1km, and (b) vertical distribution of rainwater (color shade) and vertical velocity (contour lines) at  $y=24.75\text{km}$ [5].

度 1-2km にかけて、降水の弱い領域が見られ、その上にドーム状になった降水の強い領域が見られる。このような構造は、丸天井(vault)と呼ばれ、上昇流が強くて雨粒が発達する時間がないことと、上空の雨粒が落下することができないことによって生ずると考えられている。

当夜、数時間にわたって関東地方の広い範囲でこのような特徴を持った積乱雲が多数観測されたことから、21時に館野(つくば市)の高層気象台で気球観測によって測られた大気の温度、湿度、風向、風速、気圧の鉛直分布を水平一様に与え、人工的に初期に温度擾乱を与えて積乱雲の発達を調べる数値シミュレーションを行った。使ったモデルはアメリカ・オクラホマ大学で開発された ARPS(Advanced Regional Prediction System) Ver. 4.5.1である[4]。このモデルは、準圧縮系非静力学の3次元モデルで、本計算では、風速、温度、水蒸気、雲

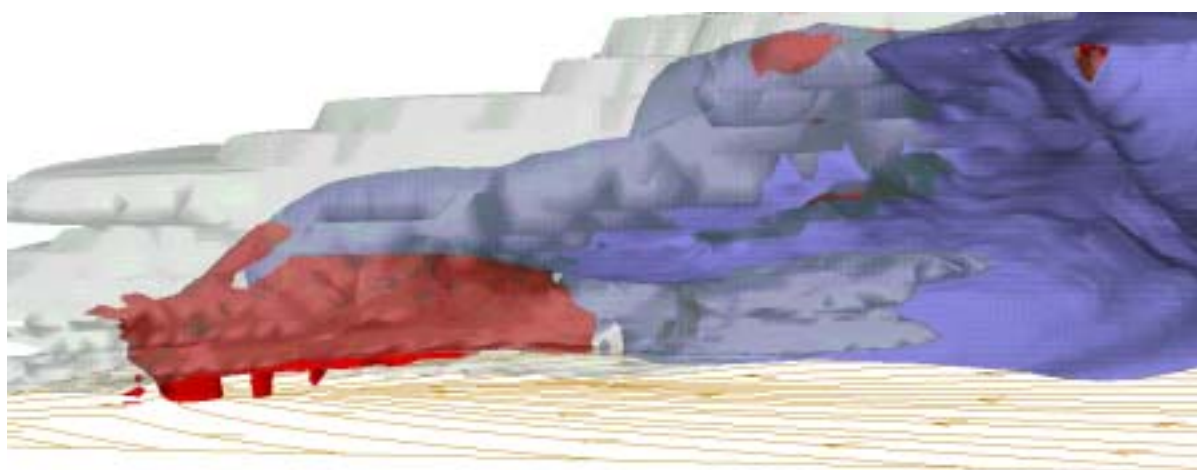


Fig. 4: The southeastern region of the simulated storm viewed from the north-eastern direction at 130 min. The region has a dimension of 11km in the north-south direction, 6km in the east-west direction and 4km in the vertical direction. The gray color shows the region of cloud water larger than  $0.1\text{g/kg}$ , the purple color that of rain water larger than  $2.0\text{g/kg}$  and the red color that of vertical vorticity larger than  $0.02\text{s}^{-1}$ . The brown curves show the surface streamlines [6,7].

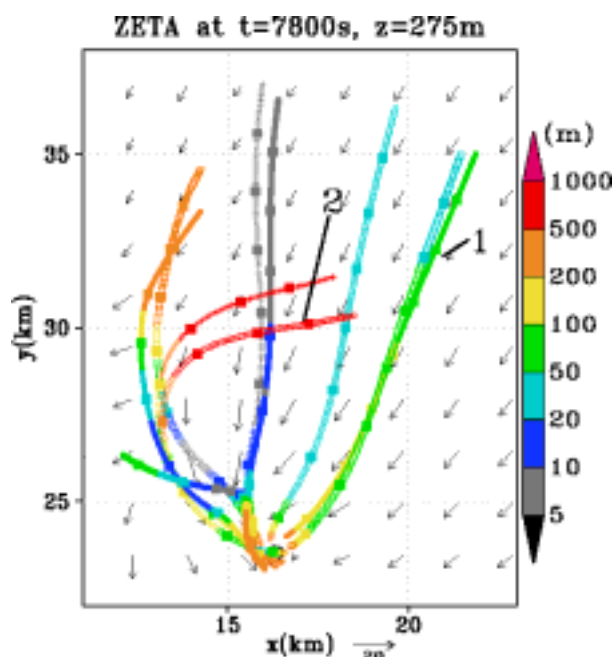


Fig. 5: Twenty minutes - backward trajectories of air parcels which are located at the height of 275m near the simulated tornado-like vortex at 130 min [6,8].

ることとした。Fig. 4 は計算開始から 130 分が経過して最盛期を迎えた積乱雲の南東部を 3 次元的に示したもので、雲水を灰色で、雨水を紫で、鉛直渦度が大きい領域を赤で、地表面近くの流線を茶色の線で示してある [6, 7]。図の左側手前あたりに積乱雲の南東端の高度 1km 以上に、鉛直渦度が大きい領域が幅 5km 程度の範囲に広がっているのが見える。これが、竜巻を生み出す母体となるメソサイクロンである。メソサイクロンの南端の高度 1km 以下から地表面まで、竜巻に似た、渦度の一際大きな柱状の領域が伸びている。この強い渦の直径は格子間隔で解像できる 600m に近く、最大渦度は実際の竜巻の約 10 分の 1 にあたる  $0.13s^{-1}$  に達する。現実の竜巻の直径が平均的には 100m 程度であることを考えると、水平格子間隔 150m は未だ竜巻渦を解像するには十分とは言えない。今後格子間隔を小さくすることにより、更に現実的な竜巻渦をシミュレートできるものと期待している。

地上 275m において竜巻に似た渦を取り巻くように環状に置いた 10 個の気塊の過去 20 分間の軌跡を描いたのが Fig. 5 である [6, 8]。軌跡の高度は色で区別してある。竜巻に似た渦近くに流入する気流は主として 2 つの経路からなっている。1 つは渦の北側の地表面近くから真っ直ぐに南へ進み渦に近づくものであり、もう 1 つは上空 500m 付近から反時計回りに下降して渦の西側から流れ込むものである。詳しい話は省くが、これらの軌跡に沿った渦度収支を調べることにより、この事例での竜巻渦の鉛直渦度の起源は環境風の鉛直シアの持つ水平渦度にあることがわかってきている。

#### 4 積乱雲が組織化する渦

前節では、鉛直シアを持つ環境場の中で発生する積乱雲が、積乱雲に比べると水平スケールがはるかに小さい竜巻を発生させることを見た。本節では、多くの積乱雲が集まることによ

水、雨水などを予報変数としている。計算領域は水平方向 64km 四方、鉛直方向 14.1km で、水平格子間隔は 500m、鉛直格子間隔は可変で、地表面付近で 50m、モデル上端で 550m と地表面付近ほど細かくしてある。Fig. 3 (a) は計算開始から 70 分後の高度 1km における雨水、鉛直渦度、水平風ベクトルの分布である。観測で見られたと同様、南北に細長い雨水の分布とその南東端に見られる鉛直渦度の大きなメソサイクロンが見られる。Fig. 3(b) は同じ時刻の  $y=24.75km$  における鉛直断面を示したもので、雨水が高度 4km 弱までしか存在しない背の低い構造、 $x=35km$  付近の丸天井構造など観測された積乱雲の構造をよく再現している [5]。

そこで、更に水平格子間隔を 150m と小さくして、竜巻が再現できる可能性を探ってみ

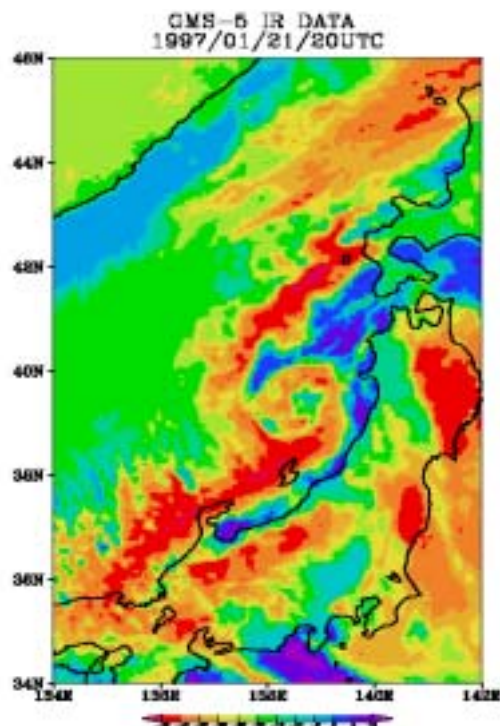


Fig. 6: Geostationary Meteorological Satellite (GMS-5) infrared image of the polar low at 0500JST on 22 January 1997.

雲頂が高く、雲頂温度が低いため、赤外線放射量が少ないことを示している。佐渡島の北約200kmの日本海上に、台風にそっくりなスパイラル状の雲バンドとそれに囲まれた眼を持つ、直径約300kmのポーラーロウが見られる。このポーラーロウは、1月21日10時ごろ北海道の西の日本海上で発生したもので、次第に発達して南下し、22日08時頃、山形県に上陸した後、急速に衰弱した [9]。

ポーラーロウは、観測網がほとんど整備されておらず、自然条件も厳しい冬季の高緯度海洋上で発生するため、その発生・発達機構については様々な説が唱えられているものの、未だ十分にわかっていない点が多い。日本海は周囲を大陸と日本列島に囲まれており、レーダー観測や高層気象観測、地上気象観測など豊富な観測網が存在する。また、ポーラーロウの発達する海域の中では比較的low緯度に位置するために、赤道上にある静止気象衛星の画像も1時間間隔で入手でき、ポーラーロウ研究に恵まれた環境にあると考えられる。観測データが豊富であることは、数値シミュレーションの初期値も良質なものが入手できることを意味する。そこで、この顕著な事例を数値シミュレーションで再現することを試みた。

使用したモデルは、気象庁で現業数値予報に用いている領域予報モデル(RSM: Regional Spectral Model) [10]と気象研究所非静力学モデル(MRI-NHM: Meteorological Research Institute - Non-Hydrostatic Model) [11]である。領域予報モデルは、緯度60度において格子間隔20kmに相当する解像度を持つスペクトルモデルで、鉛直方向の運動方程式には静力学平衡を仮定したプリミティブモデル(primitive model)である。当然積乱雲を解像することはできないので、積乱雲による熱や水蒸気の鉛直輸送とこれに伴う降水をパラメタライズするモデル [12]を使っている。領域予報モデルの予報結果を初期値、境界値として、その中に埋め

り、積乱雲よりはるかに大きな渦を発生させる例を見てみよう。

毎年、夏から秋にかけては、日本列島は台風の来襲を受ける。台風(より一般的には熱帯低気圧と呼ばれる)は熱帯の海洋上で発生する直径約1000kmの強い渦で、その発達には台風内に多数存在する積乱雲が重要な役割を果たすことが知られている。台風が発生するのは海面温度26C以上の海洋上に限られている。これは、海面温度が高くないと積乱雲の発達を維持するだけの十分な水蒸気量が保証されないためであると考えられている。ところが、気象衛星が打ち上げられるようになって、驚いたことに冬の高緯度の海洋上にも台風に似た強い渦が見られることがわかってきた。ポーラーロウ(寒気内低気圧)と呼ばれるこのような渦は日本海にも発生する。Fig. 6は1997年1月22日05時の静止気象衛星「ひまわり5号」の赤外線による日本付近の衛星画像である。暖色系の色ほど、

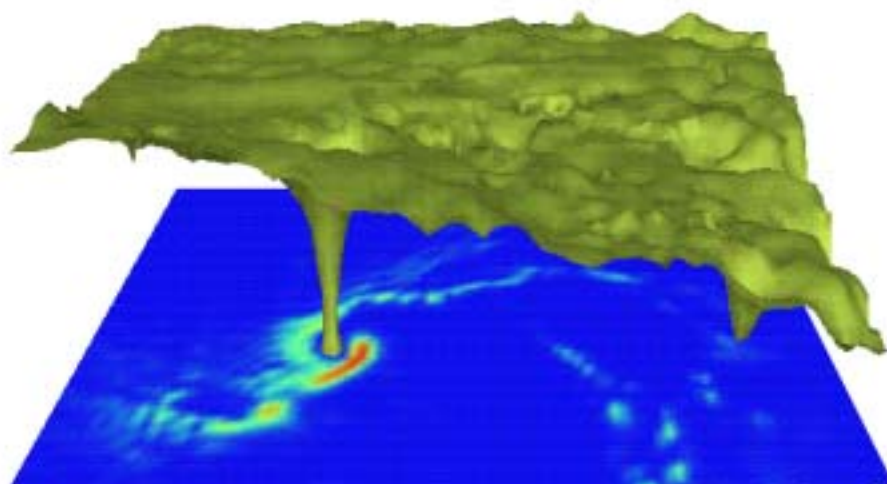


Fig. 7: The structure of the simulated polar low at 0500 JST on 22 January 1997. The green color shows the 271.5K surface of potential temperature. Horizontal distribution of vertically-integrated snow is shown by the color on the sea surface, where warmer color shows larger intergrated snow [9].

込んだ格子間隔5kmと2kmのMRI-NHMによる予報を行い、目的に応じて解析を行った。MRI-NHMは、完全圧縮系の非静力学モデルで、今回の計算では積乱雲のパラメタライズは行っていない。格子間隔5kmのモデルで積乱雲を陽に扱うことの物理的妥当性についてはしばしば疑問が投げかけら

れることもあるが、集中豪雨のシミュレーション[13]等における経験から、格子間隔5kmのモデルでも積乱雲の組織化された降水バンド等はかなり現実的に表現できていることがわかっている。同様の問題は、格子間隔2kmのモデルでも全く気にしなくて良いほどではないが、後で見ると格子間隔2kmとすると、かなり現実的と思われるシミュレーション結果が得られる。今後、計算機の能力が向上するにつれ、格子分解能が降水系の振舞に及ぼす効果は真剣に検討していく必要がある。

Fig. 7は計算領域が水平方向600km四方、鉛直方向20.36kmの、5km格子のMRI-NHMで再現したポーラーロウの構造である[9]。スパイラル状の雲に伴う降雪域とこれに囲まれた眼が良く再現されている。緑は大気中での断熱圧縮・断熱膨張に対しても保存するある種の温度として定義された温位が271.5Kの面を示す。この等温位面はポーラーロウの圏外ではほぼ2kmの高さにあるが、眼の中では上空から海面近くまで低く垂れ下がっている。温位は通常上空ほど高いので、このことは、眼の中心で下降気流があることを示唆している。実際、眼の中の詳しい熱収支を調べてみると、眼の上空が暖かいのは下降気流に伴う断熱圧縮の昇温によることが明らかになっている[9]。

格子間隔5kmのシミュレーションでは、ポーラーロウ内にある対流雲の効果がどの程度再現できているか不安なところがあるので、更に格子間隔を2kmにして行ったシミュレーション結果を示したのが、Fig. 8(a)である[13]。計算領域は水平方向720km四方、鉛直方向約19kmである。Fig. 8(a)には、鉛直方向に積分した全水量(雪・霰・雨・雲水・雲氷の総計)をグレイスケールで示してある。これを見ると、発達初期のポーラーロウが既に中心付近の雲のない領域と、これを取り巻く活発な対流雲からなるスパイラルバンドを伴っているのがわかる。残念ながら、このポーラーロウが発達したのは夜間であり、解像度の良い衛星可視画像は得られていない。しかし、Fig. 8(a)の約12時間前の1月21日13時08分のアメリカ気象衛星NOAA-12による可視画像(Fig. 8(b)[9])と比較すると、定性的な雲のパターンは良く似てい





Fig. 8: (a) Simulated horizontal distribution of the vertically-integrated total water ( a sum of snow, graupel, rain, cloud water and cloud ice) at 01JST on 22 January 1997. This result was obtained by the 16 hours simulation using 2km-resolution MRI-NHM initiated at 09JST on 21 January 1997[14]. (b) NOAA-12 visible image of the polar low at its initial stage (1308-1321 JST on 21 January 1997. Hokkaido island is seen near the upper-right corner.[9]

ることがわかる。ポーラーロウ自身ではないが、スパイラルバンドの外側に見られる寒気の吹き出しに伴う筋状の雲列の様子についても、シミュレーション結果と衛星画像は非常に良い対応を示している。すなわち、ポーラーロウの北側では、北ないしは北東走行の雲列が見られ、西側から南側にかけては、北西ないしは西走向の雲列が見られる。寒気の吹き出しに伴う筋状の雲列は吹き出しの風向に並ぶことが力学的に知られているが[15]、ポーラーロウとその周辺の筋状雲を格子間隔 2km の非静力学モデルで現実的に再現したシミュレーションはこれまで行われていなかった。

観測されたポーラーロウが良く再現されたことにより、その構造や発達機構を詳しく調べることができる。Fig. 9 は海面上高度 20m の鉛直渦度と海面気圧、風速、全水量、海面からの熱フラックスの水平分布を示したものである。Fig.9(a)を見ると海面気圧はポーラーロウ中心の半径 50km 以内で急激に低くなっている。全水量の分布(Fig. 9(c))を見ると、Fig. 8 で見たように全水量の少ない眼と、これを取り巻くスパイラルバンドに対応する降水が見られる。鉛直渦度はスパイラルバンドのすぐ内側で大きくなっている (Fig. 9(a)(c))。風速は渦の西側で 24m/s と大きく、東側で小さい (Fig. 9(b))。海面からの顕熱と潜熱のフラックスの合計は、渦の西側の風の強い領域で約  $800\text{W}/\text{m}^2$  と大きくなっている (Fig. 9(d))。

次に、ポーラーロウの中心を通る東西鉛直断面の構造をみてみよう。Fig. 10 は鉛直渦度、全水量、鉛直速度、水蒸気の凝結による加熱を示したものである。鉛直渦度の大きな領域は高度 5km 近くまで及ぶが、その最大値は高度 200m 付近という低い高度で惑星渦度の約 25 倍の  $2.5 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$  に達している (Fig. 10(a))。鉛直渦度の軸は高度と共に約 1/5 の勾配で西に傾いている。鉛直速度 (Fig. 10(b)) を見ると、上昇流の領域は鉛直渦度の大きな領域とほぼ一致しており、鉛直渦度の最大値が現れるよりやや上空の高度 1000m 付近で最大値 0.6m/s をとる。

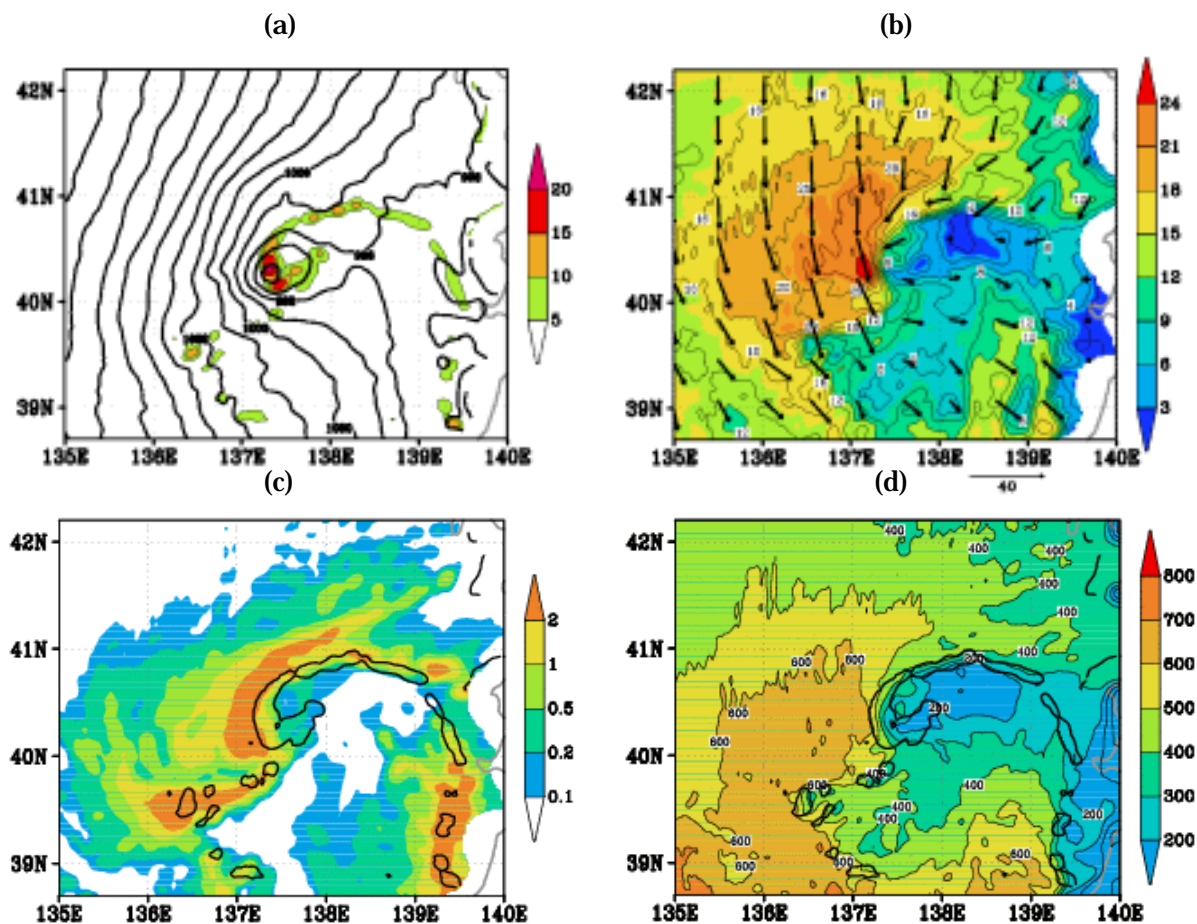


Fig. 9: Horizontal distributions of (a) surface pressure ( contour lines ) and vertical vorticity ( color bar ;  $10^{-4}\text{s}^{-1}$  ), (b) horizontal wind vector ( arrows ) and its magnitude ( color bar ; m/s ), (c) vertically-integrated total water ( gray scale ;  $\text{g}/\text{m}^2$  ) and (d) sum of surface sensible and latent heat fluxes ( gray scale ;  $\text{W}/\text{m}^2$  ). The thick lines in (c) and (d) show the region with vertical vorticity larger than  $5 \times 10^{-4}\text{s}^{-1}$ [16,17].

このことは強い鉛直渦度が上昇流による引き伸ばしで生じていることと整合的である。全水量の大きな領域は、鉛直渦度や上昇流の強い領域よりやや西に位置する ( Fig. 10(c) )。寒気の吹き出しによる筋状の雲の高さが 2km 以下であるのに対し、スパイラルバンド付近の雲は遥かに発達して高度 5km にまで達していることがわかる。水蒸気の凝結による加熱の分布は基本的に上昇流の分布と良く似ているが、その最大値は高度 500m で  $6\text{K}/\text{hr}$  となっており、凝結加熱が上昇流の加速に大きく寄与していることを示している。

以上のように、数値シミュレーションにより観測と良く似たポーラーロウが再現されたことにより、観測の難しいポーラーロウの詳細な内部構造が明らかになってきた。数値シミュレーションの良いところは、モデルに含まれている特定の物理過程を考慮したり、取り除いたりすることにより、現象に対する個々の物理過程の寄与の重要性を明らかにできることである。本研究でも、水蒸気の凝結による加熱、海面からの熱と水蒸気のフラックスの2つ物理過程を考慮したり、無視したりすることにより、ポーラーロウの発達に寄与する物理過程を特定する感度実験を行った[13,15]。詳細は省くが、感度実験の結果、ポーラーロウの直接的な発達には積乱雲の中で生ずる水蒸気の凝結加熱が本質的に重要であることがわかってきた。一方、海面からの熱や水蒸気のフラックスは、海面近くに対流混合層を発達させ、大気下層

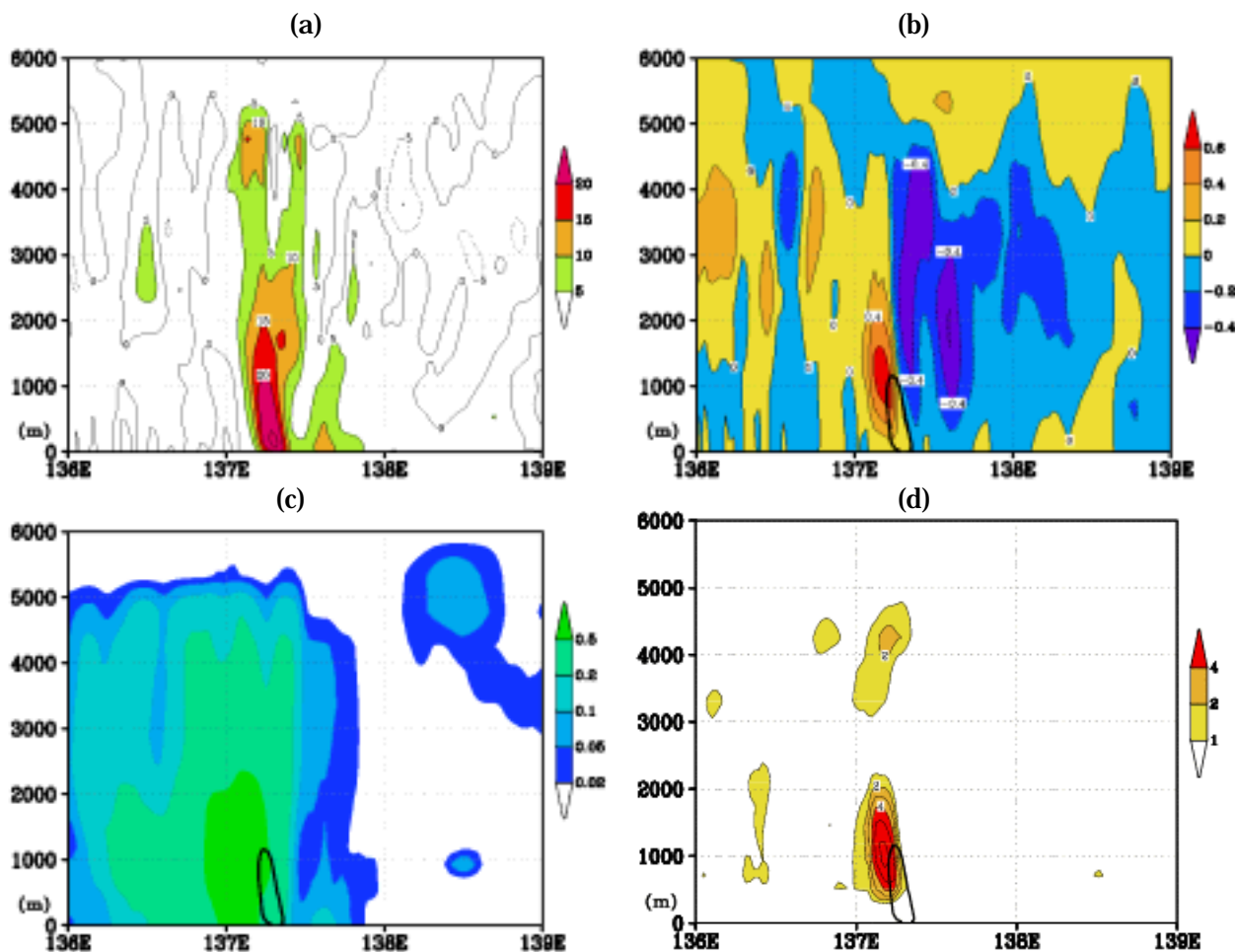


Fig. 10: Zonal-vertical cross section through the center of the polar low at 05 JST on 22 January 1997: (a)vertical vorticity ( $10^{-4}s^{-1}$ ), (b)vertical velocity (m/s), (c) total water (g/kg), (d) condensational heating (K/hr). The solid lines in (b)-(d) show the region with vertical vorticity larger than  $2 \times 10^{-3}s^{-1}$  [16,17].

の密度成層を弱めることにより、ポーラーロウの発達しやすい環境場を維持する上で重要な役割を演ずることがわかってきている。

## 5 まとめ

大気中に生ずる代表的な対流現象である積乱雲は、地球の放射熱収支の結果として必然的にその発生が要請される。発生した積乱雲は熱や水蒸気の鉛直熱輸送及び放射の散乱・吸収を通して、地表面付近の気温や平均的な気温の鉛直分布などの大気環境の形成に重要な役割を演ずる。積乱雲はまた、集中豪雨、雹、雷、竜巻、ダウンバーストなどを生じ、私達の生活に大きな影響を与える。竜巻は積乱雲により作り出される強い渦で、環境場の風の鉛直シアに伴う水平渦度を雲内の上昇・下降流で立ち上げ、また引き伸ばすことによって生ずることがわかってきた。積乱雲はまた、台風やポーラーロウと協力的な相互作用を行い、雲内で起きる水蒸気の凝結加熱に伴うエネルギーをこれらの渦に提供することにより、渦の発達に寄与する。一方、渦は積乱雲の発達に必要な水蒸気を供給する。

積乱雲は水平スケールが数 10km の現象であり、竜巻は水平スケール 100m、ポーラーロウ

は数100kmの現象である。電子計算機の性能の向上により、積乱雲と竜巻、積乱雲とポーラーロウのようにスケールが大きく異なりながら、両者を解像することが本質であるような現象の数値シミュレーションが現実的になりつつある。積乱雲の振る舞いを精度良くパラメタライズすることは気候モデルなどにおいても重要であり、今後積乱雲及びその組織化された現象の研究が数値シミュレーションにより一層進むことが期待される。

### 謝辞

本研究の遂行に当たっては、文部科学省科学研究費補助金特定領域研究(B)(2)No.12125201の補助を得た。また、ポーラーロウの数値シミュレーションは気象庁数値予報課斉藤和雄博士、気象研究所加藤輝之博士との共同研究として行ったものである。

### 参考文献

- [1] S. Manabe and R.F. Strickner, Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment, *J. Atmos. Sci.*, 21, (1964), 361-385.
- [2] J. Wurman, Private communication (1999).
- [3] O. Suzuki, H. Niino, H. Ohno and H. Nirasawa, Tornado-producing mini-supercells associated with Typhoon 9019, *Mon. Wea. Rev.*, 128, (2000), 1868-1882.
- [4] M. Xue, K.K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, K. Brewster, ARPS Ver.4.0 User's Guide, Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, (1995), 381pp.
- [5] H. Niino, A. Noda, Numerical simulation of a mini-supercell over Kanto plain on 19 September 1990. Preprint of the 20th Conf. on Severe Local Storms, 11-15 September 2000, Orlando, FL, Amer. Meteor. Soc., (2000), 607-610.
- [6] A. Noda, H. Niino, Vortex-lines and airflow structure near a tornado-like vortex in a simulated mini-supercell. Preprint of the 9th Conf. on Mesoscale Processes, 30 July- 2 August 2001, Fort Lauderdale, FL, Amer. Meteor. Soc., (2001), 552-556.
- [7] 新野 宏、竜巻 - 渦の驚異と謎に迫る, *FRONT*, Vol.13, No.6, (2001), 10-13.
- [8] 野田 暁, 新野 宏, 木村龍治, 小型スーパーセルにおけるトルネードサイクロンを形成する渦糸と気流構造、日本気象学会春季大会講演予稿集、70, (2001), 110.
- [9] G. Fu, An observational and numerical study on polar lows over the Japan Sea, Ph.D. Thesis, Dept. of Earth and Planetary Sci., The Univ. of Tokyo, 109pp.
- [10] M. Nakamura, Regional Spectral Model, *Prog. Rep. Num. Wea. Prediction*, 28, 47-54.
- [11] 斉藤和雄, 加藤輝之, 気象研究所非静力学ネスティングモデルの改良について, *天気*, (1996), 369-382.
- [12] A. Arakawa and W.H. Schubert, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part 1, *J. Atmos. Sci.*, 31, (1974), 674-701.
- [13] T. Kato, H. Goda, Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998, *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, (2001), 899-924.
- [14] W. Yanase, H. Niino, K. Saito, Cloud-resolving simulation of a polar low over the Japan Sea. Preprint of the 9th Conf. on Mesoscale Processes, 30 July- 2 August 2001, Fort Lauderdale, FL, Amer. Meteor. Soc., (2001), 497-501.
- [15] Asai, T., Stability of a plane parallel flow with variable vertical shear and unstable stratification, *J. Meteor. Soc. Japan*, 48, (1970), 129-139.
- [16] 柳瀬 亘, 日本海のポーラーロウの構造と発達機構に関する数値的研究, 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻修士課程, (2001), 64 pp.
- [17] W. Yanase, H. Niino, K. Saito, Cloud-resolving simulation of a polar low over the Japan Sea on 21 January 1997 (to be submitted to *Geophys. Rev. Letters*).