

## No.3

## 積雲対流と渦とシア流の相互作用について

新野 宏（東京大学海洋研究所海洋気象部門）

On interactions among cumulus convections,  
vortices and shear flows

Hiroshi Niino

Ocean Research Institute, The University of Tokyo

## ABSTRACT

Several interactions among cumulus convections, vortices and shear flows in the atmosphere are illustrated. Firstly, the dynamics of cumulus convections is briefly explained before a recent study on a supercell, a special type of cumulus convection that often spawns tornadoes, is presented. Secondly, mid-tropospheric meso-scale vortices associated with a convective cloud band are introduced, where convections in the cloud band transported horizontal momentum upward and produced a strong mid-tropospheric horizontal shear flow, which, in turn, became barotropically unstable to generate the meso-scale vortices. Lastly introduced is a meso-scale cyclone called “polar low”, which is considered to develop as a result of a cooperative interaction between a meso-scale vortex and cumulus convections.

Key Words: cumulus convection, supercell, tornado, vortices, polar low, shear instability

## 1. はじめに

大気の流れの特徴の1つは、レイノルズ数が非常に大きいことである。中緯度で日々の天気変化を引き起こす高・低気圧を例にとってみると、その水平スケール $L$ は数1000km、代表的な風速 $U$ は10m、空気の動粘性係数 $\nu$ は $1 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ なので、レイノルズ数 $R=UL/\nu$ は $10^{12}$ を優に越える。このような超高レイノルズ数の流れは、当然乱流状態にあるのだが、面白いことにその中には大気擾乱と呼ばれる多くの組織構造が見られる。上述の高・低気圧をはじめとして、台風、ポーラーロウ、クラウドクラスター、スコールライン、積乱雲、竜巻などである。これらの擾乱の持つダイナミックレンジは、水平スケールにして数cmの大気境界層の乱流渦から、一周40000kmの地球をとりまいて流れるジェット気流まで、実に $10^9$ に及ぶ。

大気の運動のもう1つの特徴は、これらスケールの異なる擾乱どうしが、密接な（しかもしばしば協力的な）相互作用を行なうことである。中でも、夕立を降らせる積乱雲に代表される積雲対流は、水平・鉛直スケールともに10kmのオーダーの大気擾乱でありながら、直径1000kmの台風や直径数100kmのポーラーロウ、直径僅か100mの竜巻などの大気中の強い渦の形成に重要な役割をすることが知られている。本講演では、積乱雲を仲立ちとして、大気中のシア流（流体力学ではしばしば剪断流という）と渦がいかに複雑かつ興味深い相互作用を行なうかについて紹介してみたい。

## 2. 積雲対流

青空に高くそびえるモクモクした雲-積乱雲-はしばしば夕立、集中豪雨、ダウンバーストなどの嵐をもたらす、大気中の激しい対流現象である。強い

積乱雲は、高度10-15kmの上空まで到達する。第3節以下では積乱雲と渦及びシア流との相互作用を見るが、その前に、積乱雲の機構と力学を概観しておこう<sup>1)</sup>。

まず最初に頭に入れておいてほしいのは、大気は基本的に安定な成層をしている流体であるということである。地表から10-15kmの対流圏における標準的な気温は、高度が1km上昇する毎に約6.5K下がっている。もしも大気が液体であれば、この状態は上空ほど密度が大きい不安定な成層ということになる。しかし、圧縮性のある大気では事情は異なってくる。今、地表近くの空気塊を上空に持ち上げることを考えよう。上空は気圧が低いので、空気塊は持ち上げられながら膨張する。このとき気圧に逆らってまわりの空気に対して仕事をするので、空気塊の持つ内部エネルギーは減少し、気温が下がる。厳密な計算に依れば空気塊の気温の下がり方は地球の重力加速度 $g$ と空気の単位質量当りの定圧比熱 $C_p$ により、 $g/C_p=9.8\text{K/km}$ で与えられる。従って、空気塊が上空に持ち上げられるとき、その温度は1km昇る毎に周囲の気温より3.3K低くなり、負の浮力を受けて元の位置に戻されることになる。

では、このように安定に成層した大気中でどうして積乱雲のような強い対流が起きるのだろうか？その原因は太陽系惑星の中で唯一地球上だけに豊富に存在する「水」にある。上空に持ち上げられる空気塊には水蒸気が含まれている。空気塊の温度は1km上昇する毎に9.8K下がるので、空気塊が含むうる水蒸気量は急速に減少する。これに対して、空気塊に含まれている水蒸気量は変化しないので、やがて空気塊の湿度は100%に達し、含みきれなくなった水蒸気は細かい水滴（雲粒）となる。この高度を凝結高度という。ところが、水蒸気は凝結して水に

なるときに凝結の潜熱を放出するので、凝結高度以上に持ち上げられた空気塊では、気温の下がる割合が小さくなり大体5-6K/kmとなる。従って、凝結高度以上では、空気塊の温度は上昇するにつれ周囲の気温に追いつきはじめ、遂には周囲の気温に等しくなる。この高度を自由対流高度という。自由対流高度以上に空気塊が持ち上げられると、空気塊の温度は上昇すればするほど周囲の気温より高くなり、上向きの浮力が働いて、どんどん上昇を続ける。こうして作られるのが積乱雲である。

### 3. スーパーセルと竜巻

大気中の最も激しい渦である竜巻は積乱雲によって作られる。竜巻を作る機構は現在のところ2通りあると考えられている<sup>2)</sup>。そのうち、アメリカ中西部などでしばしば非常に強い竜巻を作り出すのはスーパーセル<sup>3)</sup>という特殊な積乱雲による場合である。

積乱雲の形態と振る舞いを決めるのに重要な役割を果たす環境場のパラメータは熱的な不安定度と水平風の鉛直シアである<sup>4)</sup>。鉛直シアを持たない場に発生する普通の積乱雲は発生後約1時間でその寿命を終える。これは、積乱雲の発達と共に、凝結で生成した雲粒が雨粒・雹などの降水粒子に成長し、上昇域の上空に貯まることによる。上昇流はやがて、蓄積された降水粒子の重さを支えることができなくなり、下降流が発達をはじめ、遂には上昇流が衰弱して下降流に取って代われ、積乱雲は衰弱する。ところが、鉛直シアがあると、降水粒子は上昇流の領域からずれて落下し、長続きする積乱雲が発達することが可能になる。スーパーセルの強いものは、寿命が数時間以上に及ぶものもある。

鉛直シアのもう1つの効果は、鉛直渦度の形成をもたらすことである。鉛直シアを持つ環境場にはもともと水平渦度が存在する。環境場の水平な渦管を対流雲の中の上昇流が局所的に持ち上げると、渦管は横から見てギリシャ文字の $\Omega$ の形に変形して、上昇流の両側に正負の鉛直渦度の対ができる。詳しい話は省略するが、図1のように高度と共に風向が時計回りに変わる環境風の場合には、このうち正（反時計回り）の渦度が強められるという事情<sup>5)</sup>があって、上昇域で正の鉛直渦度を持つメソサイクロン（最大の渦度が $10^{-2} \text{ s}^{-1}$ 以上で直径数kmの渦）が形成される。直径100m程度で $1 \text{ s}^{-1}$ のオーダーの渦度を持つ竜巻はメソサイクロンの中で発生するが、その詳細な過程は未だ明らかになっていない。

最近、スーパーセルにも様々な形態のものがあることがわかってきた<sup>6)</sup>。図1は1990年9月19日22時10分頃、栃木県壬生町で比較的強い竜巻の発生した約1時間前につくば市館野で観測された関東上空の気温・露点温度・風の分布である。この観測データを水平様な環境場として与えて、その中で積乱雲を発達させる数値シミュレーションを行なうと、レーダー等で観測されたもの<sup>7)</sup>と良く似た「小型の」スーパーセルが再現される<sup>8)</sup>。図2は計算を始めてから70分後のスーパーセルに伴う鉛直渦度と降水粒子の分布を示したものである。 $2 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ 以上の渦度をもつメソサイクロンと、その反時計回りの流れによって運ばれて鉤針状に東に突き出した降水粒子の分布が見られる。

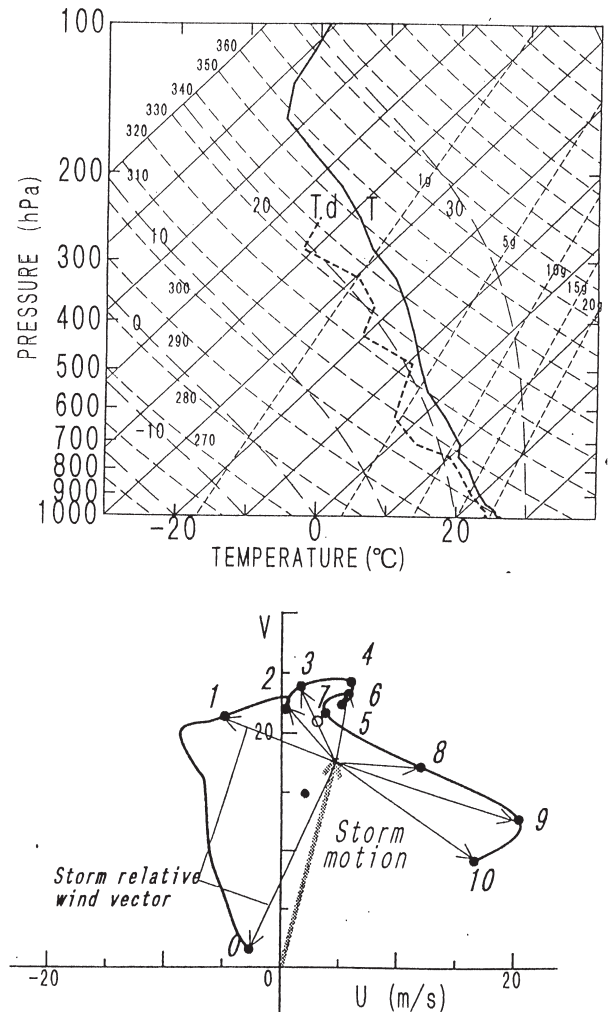


図1：1990年9月19日21時つくば市館野の高層気象台における観測<sup>7)</sup>。上図は温度（実線）・露点温度（破線）の高度分布（高度は気圧で表してある）。下図は風速ベクトルの高度分布。U, V が正はそれぞれ西風、南風成分が正を表し、黒丸のそばの数字は高度をkmで表したものの。太い矢印は観測されたスーパーセルの移動速度ベクトル、細い矢印はセルに相対的な各高度の風速ベクトル。

スーパーセルによるメソサイクロンとこれに伴う竜巻の形成は、初期に鉛直渦度を全く持たない水平様な環境場の中で、環境風の鉛直シアの持つ水平渦度から積乱雲の作用により鉛直渦が作られる過程として興味深い。

### 4. 対流性雲バンドに伴う渦列

1994年4月11日21時から12日03時にかけて、静止気象衛星「ひまわり」の赤外画像で、沖縄の南東海上に、南西から北東にかけて積乱雲が長さ1000kmにもわたって連なる雲バンドが見られた。更に、この雲バンド上に、位相速度22m/sで北東に動く、波長約150kmの渦列が現れた<sup>9)</sup>（図3）。

上空の大気の観測は気球に測器をつけて飛揚させる高層ゾンデ観測に依っているが、その空間密度は300km四方に1個以下で、沖縄周辺では那覇における6時間に1度の観測のみである。そこで、雲バンドが形を変えずに一定の速度で南東進したと仮定して、那覇における雲バンドに平行な風の時系列



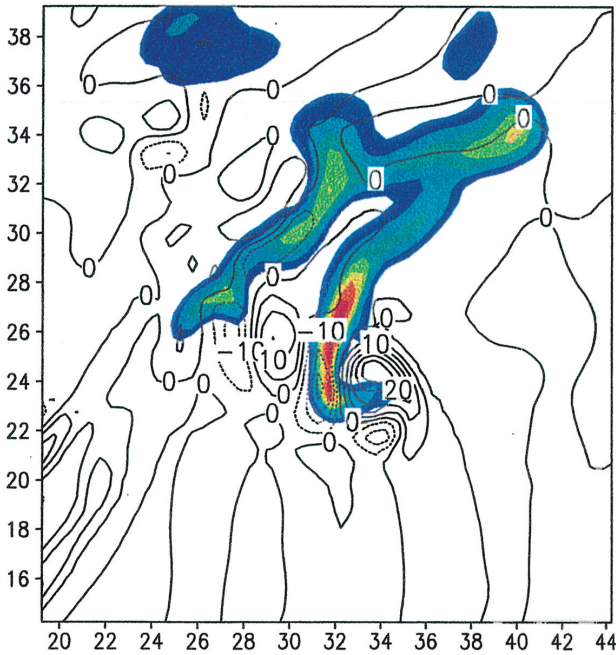


図 2：数値シミュレーションで得られた小型のスーパーセル。計算開始から 70 分後の高度 1.08km の降水粒子（カラーの影）と鉛直渦度（黒の等値線）の分布<sup>8)</sup>。横軸は東西方向、縦軸は南北方向の座標を km で表したもので、計算領域 66km×66km の一部だけを示してある。

データを、雲バンドに直交する方向の空間分布として見なおしたのが、図 4 である。図の 6 時間は約 100km に対応する。影をつけたのは、湿度が 70% 以上の領域では雲バンドに対応する。これを見ると、11 日 09 時頃に雲バンドは那覇を通過したが、その頃、対流圏中上層の 600-300hPa では風速が小さく、下層 700-1000hPa では大きくなっている。これは、対流雲が下層（上層）の風速の小さい（大きい）空気を上空（下層）に運んだために起こった現象である。

興味深いことに、対流圏中上層の 600-300hPa の弱風層の北西側（図の左側）には強い水平シアの領域が見られる。図 4 に見られるような 3 次元的な風速場の線形安定性を調べたところ、最も不安定な擾乱の波長と位相速度及び出現高度は観測と良く一致した。擾乱の鉛直スケールは非常に小さく、そのエネルギーは基本場の水平シアの運動エネルギーから供給されていた。

この例では、鉛直シアのある流れの中で、バンド状に組織化された積雲対流が、鉛直方向に運動量を運び、その結果生じた水平シア流が順圧不安定を起こして渦列が作られ、対流雲の雲粒で可視化されるという入り組んだ相互作用が起きている。

## 5. ポーラーロウ

図 5 は 1997 年 1 月 21 日 05 時の静止気象衛星「ひまわり」の赤外画像である<sup>10)11)</sup>。図の中央、北緯 39 度、東経 139 度付近に渦巻き状の雲域がある。この雲域は主として積乱雲の集まりからできており、中心付近の発達した積乱雲は高度 6km に達している（この季節のほとんどの雲は 1.5km 以下であることに注意）。この直径約 300km の渦は、通常の中緯度

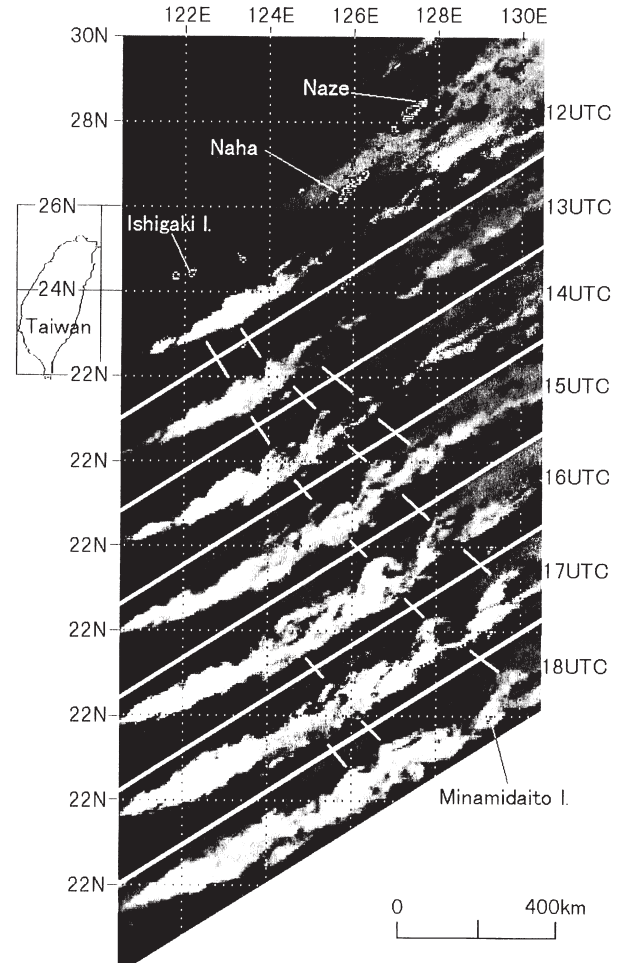


図 3：1994 年 4 月 11 日 21 時～12 日 03 時の静止気象衛星「ひまわり」の赤外画像の時系列<sup>9)</sup>（気象庁気象衛星センター提供のデータをもとに作成）。

の高低気圧が数 1000km の大きさであるのに比べると格段に小さい。このような渦は、しばしば高緯度の海洋上で、通常の低気圧の西～北西の寒気内で発生するので、寒気内低気圧（polar low）<sup>12)</sup>と呼ばれる。日本海は、このような渦が発生する海としては最も南に位置する。寒気内低気圧はそのスケールこそ小さいが、中心付近は気圧傾度が非常に急になっており、強い風が吹く。この強風と高波のため、船舶の航行にとっては大変危険な大気擾乱である。

寒気内低気圧の成因は未だ十分に理解されていない。しかし、渦の海面近くの大気境界層では摩擦の影響のために中心に吹き込む気流がある。強風に伴う強制対流によって海面から補給された顕熱や潜熱がこの吹き込み流によって中心に運ばれ、中心付近で上昇して対流雲を発生させると、中心付近の上空が暖められる。このため中心付近の気圧が低下して、大気境界層より上でも吹き込みが起こる。そうすると、角運動量の保存則のため、渦が強まり、大気境界層では更に吹き込みが強まるといった、渦と積乱雲との協力的な相互作用が指摘されている<sup>13)14)</sup>。

このように、積乱雲は自らの数十倍大きなスケールの渦とも協力的な相互作用をして、両者の組織化に重要な働きをする。

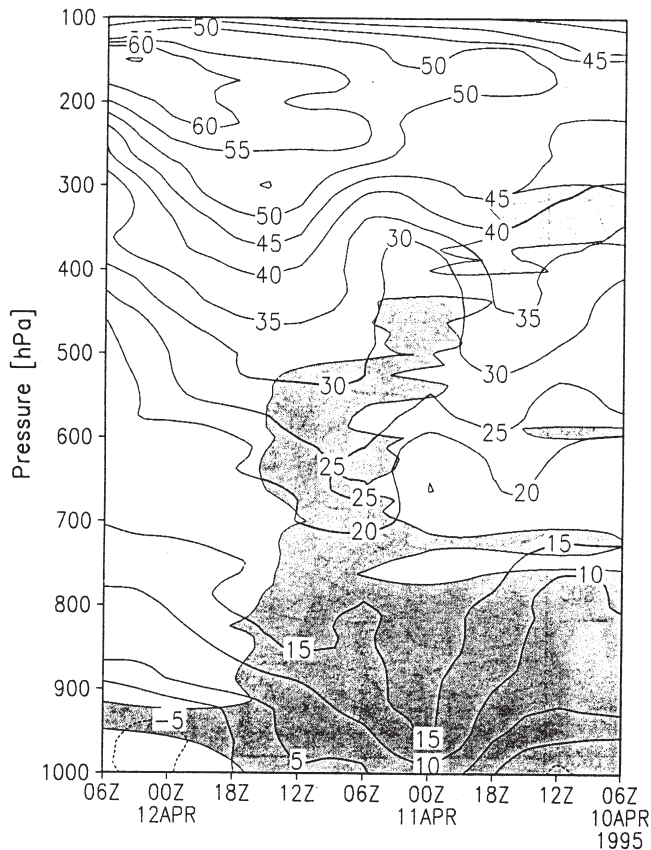


図4：1999年4月10日15時～4月12日15時までの那覇における高層風の変化の様子。実線は5m/s毎の等値線、影は湿度70%以上の領域。縦軸は高度を気圧で表したもので横軸は世界標準時（気象庁提供のデータをもとに作成）。

## 6. まとめ

水平・鉛直スケールが共に10km程度の大気中の対流現象である積乱雲は、鉛直シアの無い環境中では自分自身の作り出す降水粒子のために、約1時間で寿命を終える自己破滅的な<sup>15)</sup>存在である。しかしながら、状況によっては、貯蓄の効く燃料である「水蒸気」を有効に利用して、長時間組織化され、集中豪雨雪や突風などの激しい現象を引き起こす。また、水平スケール100mから1000kmにわたる様々なスケールの渦やシア流と相互作用を行う。大気の異なるスケールの現象間の、積乱雲を仲立ちとした相互作用の実態を、本講演を通して少しでも感じとっていただけたならば幸いである。

## 参考文献

- 1) 新野 宏：大気の運動のしくみ，新教養の気象学，朝倉書店，(1998)，pp.31-46.
- 2) 新野 宏：風環境の特異点-竜巻-，地球環境と流体力学，朝倉書店，(1991)，pp.11-26.
- 3) K. Browning: J. Atmos. Sci., 21, (1964), pp.634-639.
- 4) M.L. Weisman and J.B. Klemp: Mon. Wea. Rev., 110, (1982), pp.504-520.
- 5) J.B. Klemp and R. Rotunno: Mon. Wea. Rev., 110, (1982), pp.136-151.

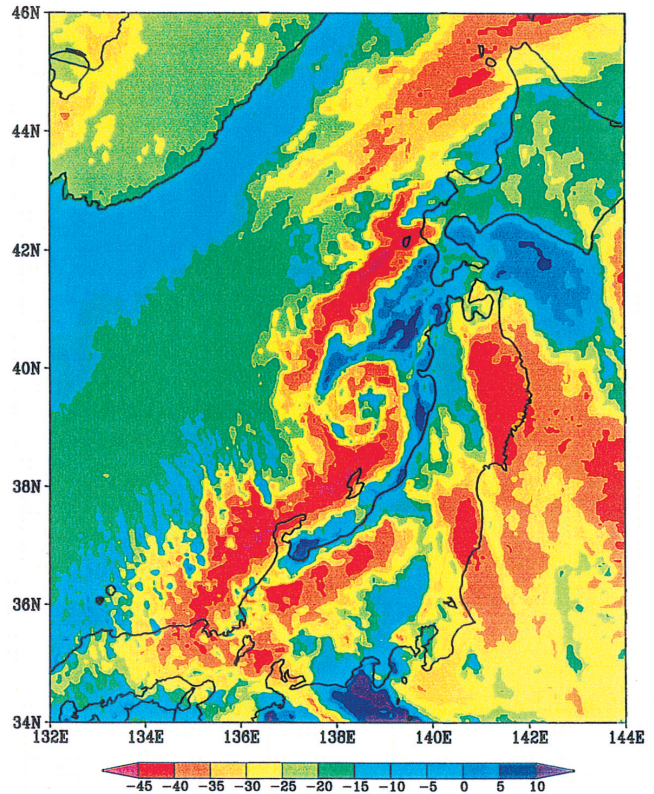


図5：1997年1月21日05時の静止気象衛星「ひまわり」の赤外画像<sup>10)</sup>。カラーの影は図下のカラーバーで示した有効放射温度に対応（気象庁衛星センター提供のデータをもとに作成）。

- 6) C.A. Doswell and D.W. Burgess: Geophys. Monogr., 79, (1993), pp.161-172.
- 7) O. Suzuki, H. Niino, H. Ohno and H. Nirasawa: Mon. Wea. Rev., (1999), (accepted).
- 8) 新野 宏：積乱雲による鉛直渦の形成機構，第48回理論応用力学講演会講演論文集，(1998)，pp.143-144.
- 9) E. Toyoda, H. Niino, K. Tsuboki, R. Kimura and M. Yoshizaki: J. Atmos. Sci., 56, (1999), pp.2637-2656.
- 10) G. Fu: 日本海のポーラーロウに関する観測的・数値的研究，東京大学大学院理学系研究科博士論文，(1999)，109pp.
- 11) G. Fu, H. Niino and T. Kato: An observational and numerical study on a polar low over the Japan sea on 21 January 1997, (in preparation).
- 12) D.G. Harley: Meteor. Mag., 89, (1960), pp.146-147.
- 13) E. Rasmusen: Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 105, (1979), 531-549.
- 14) K.A. Emanuel and R. Rotunno, Tellus, 41A, (1989), pp.1-17.
- 15) 小倉義光：メソ気象の基礎理論，東京大学出版会，(1997)，pp.128.