

竜巻*

新 野 宏**

1. はじめに

竜巻は積雲や積乱雲などの対流雲によって作られる鉛直軸周りの激しい渦である。1977-2006年の米国海洋大気庁 (NOAA) の統計によると、米国の気象災害別の死者は、1年当たり洪水99人、落雷62人、竜巻54人、ハリケーン49人となっており、竜巻は重要な気象災害の1つである。一方、わが国では竜巻による死者は1年当たり0.6人で¹⁾、台風や豪雨等に比べるとその重要性は低い。ところが、2006年には日本でも、9月17日の宮崎県延岡市の竜巻で3名の方が、11月7日の北海道佐呂間町の竜巻で9名の方が亡くなるという大きな被害が生じた。このため、竜巻等突風への対策が社会の強い関心を集め、気象庁でも2007年度末までに全国11箇所の現業用レーダーをドップラー化し、積乱雲に伴う突風に関する情報提供を行うべく準備を進めることになった。

竜巻は、このように防災上重要な現象であるが、気象学的にもその構造や発生機構に未解明の点の多い興味深い課題である^{2,3)}。

2. 竜巻の統計

竜巻は我が国では1年当たり平均して約20個発生する¹⁾。この発生数は米国の約50分の1であるが、単位面積当たりの発生数 (以下竜巻発生率と呼ぶ) にすると約半分と、それほど少ないわけではない。但し、我が国で信頼できる竜巻の記録が得られるようになったのは1961年以降であり¹⁾、それから46年を経た現在でも米国の1年分に満たない数の竜巻データが得られたに過ぎない。米国でも年々の竜巻発生数や強度の変動が非常に大きいことを考えると、我が国では100年以上の長期に渡って信頼できる竜巻のデータを蓄積することが肝要である。気象庁の地方官署が突風災害の発生に際して行っている現地調査報告は、信頼できる

データベース作成のため、是非とも恒久的に残る形で保存していただきたいものである。

3. 竜巻の構造と風速

ある1地点で竜巻に遭遇する確率は竜巻発生率の高い米国オクラホマ州でも2,000年に1回と非常に少ない。また、竜巻は平均的には直径100 m程度、寿命10分程度の短寿命・小スケールの渦であり、雷雲と共に移動する。このため、竜巻の構造や風速などを定量的に観測できる機会は極めて限られている。従来、竜巻の構造や風速分布は、渦の定常性や軸対称性を仮定した16 mm 映画の飛散物の動き⁴⁾や室内実験⁵⁾から推定されてきた。また、被害状況から最大風速を推定する藤田スケールも幅広く使われてきた。

しかし、近年車載型のドップラーレーダー (Doppler radar; 以下DR) が開発され、竜巻に近づく機会にさえ恵まれれば、風速の空間分布が測定可能になった^{6,7)}。1999年5月3日のオクラホマ市の竜巻では、 142 ms^{-1} という驚異的な風速が測定されたし⁸⁾、主渦が複数の子渦を伴う多重渦構造の竜巻に伴う風速分布も観測されている⁹⁾。但し、短時間で起きる竜巻の発生過程の観測にはアンテナを回転させるボリュームスキャン方式では限界があり、多数のアンテナ素子を用いた phased array radar の実用化が期待されている。

藤田スケールは、実際より大きな風速を与える傾向があり、また構造物の種類による推定風速の不確定性も無視できない。そこでこれを発展させた Enhanced Fujita Scale (EF スケール) が提案され、2007年2月1日からは NOAA でも公式に使われ始めている¹⁰⁾。

良い観測の無かった竜巻の気圧分布も、2003年6月24日に藤田スケール4の強い竜巻の通過に伴い10秒間に約100 hPa という気圧低下の記録が得られた¹¹⁾。

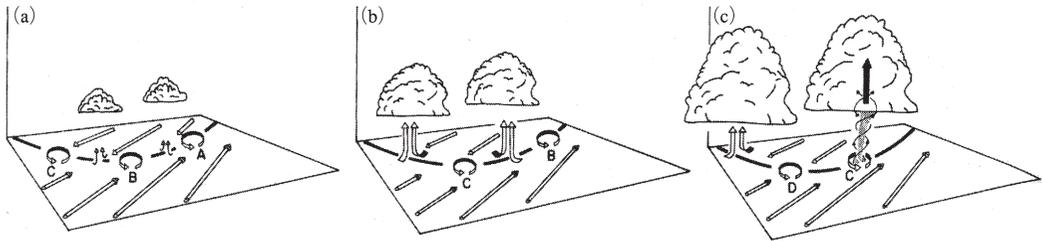
4. 竜巻の発生機構

竜巻の発生機構は大別して2通りあると考えられている。1つは局地的な前線に伴うもの、もう1つはスーパーセル¹²⁾という特殊な積乱雲に伴うものである。

* Tornadoes and waterspouts.

** Hiroshi NIINO, 東京大学海洋研究所.

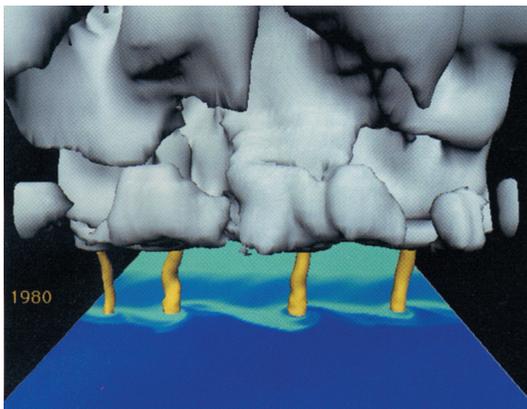
© 2007 日本気象学会



第1図 局地前線に沿って竜巻が発生する様子。白抜き矢印は地表付近の風向、英文字のついたリング状の矢印はシア不安定で生じた渦、前線付近の上向きの黒い矢印は上昇気流を表す¹³⁾。

4.1 局地前線に伴う竜巻

地形の効果や他の降水系からの冷気外出流などによって生ずる局地前線では、温度・湿度だけでなく、風向・風速も水平方向に鋭く変化する。このような前線では、水平シア流の不安定により、前線沿いに直径数 km 程度の渦がいくつも並んだ状態が実現することがある(第1図a)。前線付近では収束する気流も存在することが多いので、上空では空気が持ち上げられて対流雲が発生しやすい(第1図b)。対流雲の上昇気流が前線沿いに並んだ渦の渦管を引き伸ばすと、渦が強まって竜巻が形成される¹³⁾(第1図c)。このような仕組みで竜巻が発生しうるのは数値実験によっても検証されており¹⁴⁾(第2図)、4.2節で述べるスーパーセルに伴う竜巻に対して、スーパーセルによらない竜巻(ノン・スーパーセル竜巻)と呼ばれる。海上の竜巻は線状の積雲列下に形成された局地前線に伴う



第2図 冷気と暖気がぶつかる局地的な前線に生じたシア不安定の渦を上空に生じた対流雲の上昇流が引き伸ばして発生した竜巻。地表面の青色は濃いほど低温、灰色は雲水(0.2g/kg以上)、黄色は鉛直渦度(0.1s⁻¹以上)を表す¹⁴⁾。

ものが多く、第2図のように同時に複数個が起きることが少なくない^{15,16)}。ただし、この種の竜巻では、上空の風で流される対流雲が局地前線の上に留まる保障がなく、強い竜巻は生じにくいと考えられている。

4.2 スーパーセルによる竜巻

スーパーセル(supercell;以下SC)というのはBrowning¹²⁾による造語である。通常の対流セルに比べて、非常に強い上昇気流を伴い、ほぼ定常な構造を保ちながら長続きして、激しい現象を生ずる対流セルという意味で名付けられたと思われる。典型的なSCは発生して1時間位すると、雲内に直径数 km の循環(メソサイクロン mesocyclone;以下MC)を生じ、この循環に流された降水粒子が鉤針(フック hook)状の水平分布を示すようになる。強い竜巻はこのフック状の降水分布の先端付近に生ずることが知られている。

時間・空間解像度の良いレーダーデータが取られるようになって、SCは決して定常ではないばかりか、世代交代をすることが多く¹⁷⁾、その形態も様々であることがわかってきた。降水をあまり伴わないもの(LP(Low Precipitation)SC)¹⁸⁾、強い降水を伴うもの(HP(High Precipitation)SC)¹⁹⁾、小型(mini)SCなどである。Browningが提示した典型的なSCは現在では古典的(classic)SCと呼ばれる。また、SCはDRで見たとき、10⁻²s⁻¹以上の渦度を伴う回転上昇気流(MC)を持つ積乱雲と定義されている。

SCの力学については対流雲の数値実験に基づいて、ある程度理解が進んできている²⁰⁾。SCは環境場の鉛直シアの大きさと対流有効位置エネルギー(CAPE)で決まるバルクリチャードソン数が10と50の間にあるときに起きるとされる²¹⁾。鉛直シアのない環境場に生ずる積乱雲では、上昇域の上空に降水粒子が蓄積し、やがてその加重によって上昇流が壊され、約1時間で寿命を終える。しかしながら、鉛直シアがあると降水粒子は上昇域とずれた場所で落下でき、長続きする強い積乱雲が生ずることが可能となる。

鉛直シアの効果はこれだけに止まらない。鉛直シア

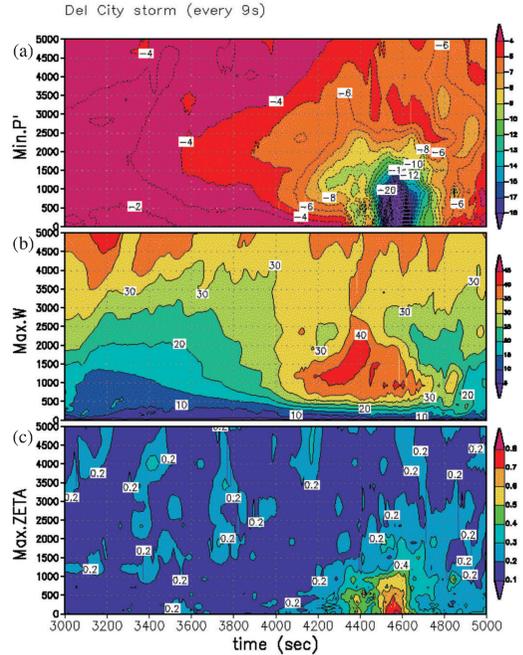
のある環境場で積乱雲が発達すると、鉛直シアに伴う水平な渦管を積乱雲の上昇流によって立ち上げて鉛直軸周りの渦 (MC) を生ずる²²⁾。また、北 (南) 半球中緯度では下層に暖かく湿った南 (北) 風が吹き込み、中・上層で乾いた西風が吹いているときに強い積乱雲が発生しやすいが、高度が増すにつれて風向が時計回り (反時計回り) に変化するときには上昇気流と鉛直シアの相互作用で生ずる鉛直気圧傾度力により、中層に反時計回り (時計回り) の MC を持つ SC が発達しやすいことが知られている²³⁾。

また、竜巻の発生にとってより重要な下層の MC の形成には、鉛直シアに伴う水平渦度だけでなく、降水域の冷気と環境場の暖気に伴う地表面付近の水平温度差によって傾圧的に作られる水平渦度の上昇気流による立ち上げも重要と考えられている²⁴⁾。

MC の存在は SC の最大の特徴であり、DR で MC が観測されることは、米国では竜巻警報の発令基準の 1 つである。ただ、最近の米国の調査によれば MC が検出されても竜巻が発生する割合は 20% 程度である。また、DR でほとんど同じ形態に見える MC であっても、竜巻が発生する場合としない場合がある²⁵⁾。これらのことは、竜巻の発生が上空の MC の存在だけでは決まらないことを示唆しているように見える。

SC に伴う竜巻の力学の研究は、計算機の性能の向上と共に盛んになってきた。当初は SC の中でも MC の周辺だけをより微細な格子で表現するネスティングが行われていた^{24,26)}が、近年は SC と竜巻を全領域一様な格子間隔で再現することも可能となってきた²⁷⁾。しかし、竜巻の渦度源に関しては数値実験^{26,27)}の結果と VORTEX (Verification of Origins of Rotation in Tornado EXperiment)²⁸⁾ という観測実験の結果が整合的とは言えず、その理解は未だ不十分である。

ここでは、数値実験により竜巻の発生機構に迫る最近の試み²⁷⁾を紹介しておく。数値実験では、1977年5月20日にオクラホマ州で竜巻を伴う SC が発生した際の高層観測データを水平一様に与え、初期に下層に温度擾乱を与えて積乱雲を発生させ、その後の発達を見た。40分後にはフック状の降水分布が形成され、70分後にはフック状降水分布の先端がスパイラル状に巻き込み、その場所に鉛直渦度 0.85s^{-1} の竜巻が発生した。竜巻発生前後の各高度における気圧偏差の最小値、上昇流の最大値、渦度の最大値の時間変化を見たのが第3図である。3300s以降、高度2kmを中心として気圧が下がり始めているのがわかる。これは、上述した鉛直シアと上昇流の相互作用によって生ずる気圧偏差²¹⁾による。この負の気圧偏差は、負の浮力を持った地表近くの空気塊を上空に持ち上げると共に、更に下層の上昇流を加速する (第3図b)。この上昇



第3図 各高度における (a) 気圧偏差の最小値 (hPa), (b) 上昇流の最大値 (ms^{-1}), (c) 鉛直渦度の最大値 (s^{-1}) の時間変化²⁷⁾。各図の縦軸は高度 (m)。

流は、地表面近くの鉛直シアに伴う水平渦度とガストフロントを横切る水平温度差で作られる水平渦度を立ち上げ、引き伸ばす²⁴⁾ことで、更に鉛直軸周りの (下層の MC に対応する) 回転を増し、高度1km付近の気圧を下げる。この気圧低下による加速により、4000s頃からは高度500mでも 30ms^{-1} 、高度1kmでは 40ms^{-1} を越える上昇流が見られるようになる。図には示されていないが、水蒸気の凝結加熱による浮力で上昇流が最大になるのは、高度8km付近であり、この下層の強い上昇流は明らかに力学的に作られたものである。竜巻は、この強い上昇流が地表面付近に存在したガストフロント上で水平シアの不安定により発生した渦の1つを引き伸ばすことにより発生した。以上の結果は、竜巻の発生にとって MC の存在が重要なのは、竜巻の渦度源としてではなく、その気圧低下により下層に強い上昇流を作り出し、地表面近くに何らかの原因で存在する鉛直渦度を引き伸ばすためであることを示唆している。SC は竜巻の発生に必要な下層の渦度源と強い上昇気流を同時に提供するが、最終的な竜巻の発生機構自身はノン・SC 竜巻と似ているようにも思われる。今後の検証が待たれている。

5. 台風に伴う竜巻

日本で発生する竜巻の約20%は台風に伴うものである¹⁾。1979年の台風12号では全国で11個の竜巻が発生する²⁹⁾など、台風に伴う竜巻の報告は多い^{30,31)}。

台風（ハリケーン）に伴う竜巻は古くからあり³²⁾、移動方向の右前方象限³³⁾で発生しやすいことが知られている。これは、右前方象限の環境場の大気安定度と風向風速の高度分布がSCの発生に適しているためと考えられる³³⁾。実際、この象限の環境場を水平一様と与えて、積乱雲を発達させる数値実験により、SC^{31,34)}や竜巻が再現されている。2006年の台風13号に伴う延岡市の竜巻では、気象庁領域モデルにメソスケール数値モデルを多重にネストして、現実的な場でのSCと竜巻の再現に成功している^{35,36)}。現実的な場での竜巻の再現は、理想化実験では評価の難しい地表面摩擦の効果や海岸地形の影響、竜巻の予測可能性の評価など、多くの興味深い研究への発展が期待される。

なぜ竜巻を発生させやすい台風とそうでない台風があるかも、台風の構造の形成に関して興味深い。

6. 海上の竜巻

日本で竜巻発生率が一番高い県は沖縄県で、これに島嶼部のある東京都が続く¹⁾。また、その他の地方でも沿岸部で竜巻発生率が高い。これらのことは、陸上よりも海上で竜巻が発生しやすいことを示唆しているように思われるが、その原因は解明されていない。

冬季の日本海は海上竜巻の発生頻度が高く、日本海沿岸の石川県や秋田県も冬季に竜巻の発生頻度が高い¹⁾。冬型の気圧配置の時の日本海では、海面近くに対流混合層が生じ、その上部には活発な積雲対流が生ずる。ミシガン湖上では、寒気の吹き出し時に蒸気旋風が発生することが知られている³⁷⁾が、日中、砂漠や裸地上に生ずる塵旋風と類似のメカニズムが働いている可能性もある。冬季日本海上の海上竜巻については詳細な観測例³⁸⁾が少なく、更に研究が必要である。

7. おわりに

竜巻の研究に関して個人的に興味深いと思っている事柄をいくつか述べてきた。竜巻に関してはまだまだ多くの研究課題が残っている。本稿をきっかけに興味を持っていただければ幸いである。なお、地球温暖化との関連、竜巻の予知・予報や竜巻災害の軽減などについては筆者の別の解説³⁹⁾を参照していただきたい。

参考文献

- 1) Niino, H. *et al.*, 1997: *J. Climate*, **10**, 1730-1752.
- 2) 新野 宏, 1993: 気象庁技術報告, **113**, 105-144.
- 3) Davies-Jones, R. P. *et al.*, 2001: *Meteor. Monogr.*,

- 28, 167-221.
- 4) Hoecker, W. H., Jr., 1960: *Mon. Wea. Rev.*, **88**, 167-180.
- 5) Church, C. R. *et al.*, 1979: *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1755-1776.
- 6) Wurman, J. *et al.*, 1996: *Science*, **272**, 1774-1777.
- 7) Bluestein, H. B. and A. L. Pazmany, 2000: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 2939-2951.
- 8) Wurman, J., 2000: private communication.
- 9) Wurman, J., 2002: *Wea. Forecasting*, **17**, 473-505.
- 10) <http://www.spc.noaa.gov/efscale/>
- 11) <http://www.spc.noaa.gov/faq/tornado/samaras.gif>
- 12) Browning, K. A., 1964: *J. Atmos. Sci.*, **21**, 634-639.
- 13) Wakimoto, R. M. and J. W. Wilson, 1989: *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1113-1140.
- 14) Lee, B. D. and R. B. Wilhelmson, 1997: *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2387-2415.
- 15) <http://www.astrogeo.va.it/immagini/cielo/giudici.htm>
- 16) 小林文明ほか, 1997: 天気, **44**, 19-36.
- 17) Burgess, D. W. *et al.*, 1982: Preprints 12th Conf. on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., 422-424.
- 18) Bluestein, H. B. and C. R. Parks, 1983: *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2034-2046.
- 19) Moller, A. R. *et al.*, 1990: Preprints 16th Conf. on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., 52-57.
- 20) Klemp, J. B. *et al.*, 1987: *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **19**, 369-402.
- 21) Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982: *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.
- 22) Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978: *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1097-1110.
- 23) Rotunno, R. and J. B. Klemp, 1982: *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136-151.
- 24) Rotunno, R. and J. B. Klemp, 1985: *J. Atmos. Sci.*, **42**, 271-292.
- 25) Wakimoto, R. M. and H. Cai, 2000: *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 565-592.
- 26) Wicker, L. J. and R. B. Wilhelmson, 1995: *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2675-2703.
- 27) Noda, A. T. and H. Niino, 2005: *SOLA*, **1**, 5-8.
- 28) Rasmussen, E. N. *et al.*, 1994: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 995-1006.
- 29) 小元敬男, 1982: 天気, **29**, 967-980.
- 30) Suzuki, O. *et al.*, 2000: *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1868-1882.
- 31) 坪木和久ほか, 2004: 天気, **47**, 777-783.
- 32) Smith, J. S., 1965: *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 453-459.
- 33) McCaul, E. W. Jr., 1991: *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1954-1978.
- 34) Niino, H. and A. Noda, 2000: Preprint 20th Conf. on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., 607-610.
- 35) 益子 渉, 2007: 日本気象学会2007年度春季大会講演予稿集, (91), B201.
- 36) 坪木和久, 2007: 日本気象学会2007年度春季大会講演予稿集, (91), B202.
- 37) Lyons, W. A. and S. R. Pease, 1972: *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 235-237.
- 38) Kobayashi, F. *et al.*, 2007: *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 321-334.
- 39) 新野 宏, 2007: 予報時報, (230), 8-13.