

1988年9月22日千歳竜巻のライフサイクル

—1997年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

小 林 文 明*

1. はじめに

この度は、山本・正野論文賞という名誉ある賞を頂きまして、大変光栄に思っております。

受賞対象論文 (Kobayashi *et al.*, 1996) は著者が北海道大学大学院に在学中に実施された、石狩平野で発生するシビアーストームの観測的研究の内、千歳市内で発生した竜巻の発生から消滅を論じたものです。竜巻の構造を研究する場合、竜巻の親雲、雲底下の漏斗雲の振る舞い、そして地上の被害や風速分布という特徴的な部分をそれぞれ同時に把握する必要があります。今回、このような瞬発性の現象を観測的に捉え、竜巻のライフサイクルに沿った変化を示すことができました。以下、本研究の観測方法も含めて、千歳竜巻の構造について述べたいと思います。

2. 北海道における竜巻の発生

まず、北海道における竜巻の発生実態について触れたいと思います。第1図は1961～1990年まで30年間に北海道で発生した竜巻の年別、月別発生頻度です。年毎の変動もかなりありますが、年平均では1個強発生しており、月別頻度では9月、10月が突出しています。また、発生場所は海岸線のほか、石狩平野内での発生が顕著です(第2図)。石狩平野で秋口に発生する竜巻は、日射により加熱された地表面付近の気塊が、大陸からの寒気の侵入により熱的に不安定化された場で発生するのが特徴です。また、メソスケール的には、石狩平野は北西、北東、南東の3方向に開けており、異なった気流の侵入、収束する場であるという点が挙げられます。さらに、今回は下層(～850 hPa)に顕著な

風のシアが存在しており (Kobayashi *et al.*, 1996, Fig. 17), 竜巻を発生させるような積乱雲の形成に条件が整っていました。

3. 観測手法と解析データ

第1表は近年北海道大学理学部気象学講座で観測または調査を行った、石狩平野内で発生した竜巻あるいはダウンバーストのリストです。1985年、1986年と2年続いた9月の事例をもとに、総観的な場からの予想(心の準備)もあり、今回はドップラーレーダーによるリアルタイムでの観測を行いながら、過去の経験を生かした現地調査により、いち早く竜巻の詳細なデータを得ることができました。竜巻発生地点は北大理学部レーダーから南東方向に35 km離れた石狩平野中央部であったためレーダー観測にも支障無く、竜巻に伴う漏斗雲は最大20 km離れた所から目視あるいは写真観測が可能でした。このように、現地観測から地表付近の竜巻渦の挙動を、カメラやビデオによる画像データにより雲底下の漏斗雲の変化を、そしてレーダーにより親雲の構造を明らかにすることができました。

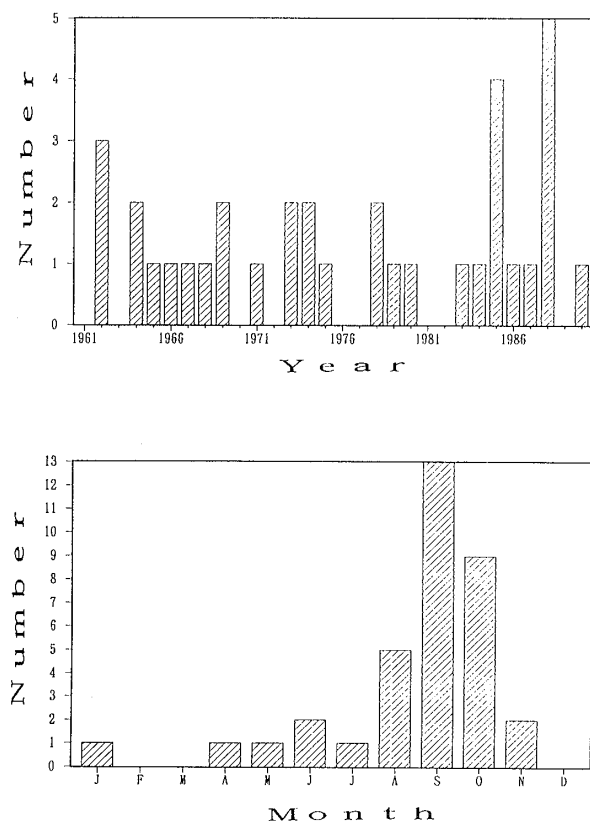
また、現地調査の他に石狩平野内の約100の小中高校へのアンケートも行い、さまざまな有益な情報を得ることができました。降雹分布図 (Kobayashi *et al.*, 1996, Fig.12) もアンケート調査の結果によるものです。また、最大の雹(2 cm以上)のサンプリングも行うことができました(菊地ほか, 1989)。

竜巻をもたらした雷雲は、1988年9月22日10時頃積丹半島で発生し、正午頃札幌市を通過しました。この雷雲はエコー頂が10 kmを超える発達したセルを有し(菊地ほか, 1989, 第1図)、東南東に30 km/hで移動しながら各地に最大直径3 cmに達する降雹をもたらしました。竜巻は13時すぎにストームの南端、千歳空港の北10 kmの地点で発生しました。

* 防衛大学校地球科学科。

—1998年4月24日受領—

—1998年11月10日受理—

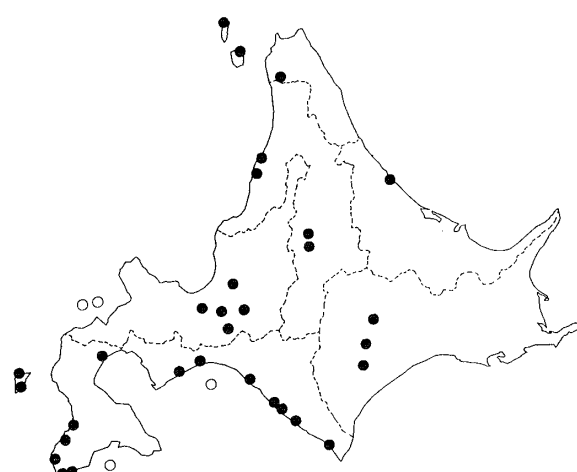


第1図 1961年から1990年までの30年間の北海道における竜巻の年別（上図）、月別（下図）発生頻度。1982年までは光田（1983）をもとに、1984年以降は著者の調べによる。

以下の章で竜巻渦の構造、雲底下の竜巻と地上の被害との関係、親雲内の循環と竜巻の発生・移動の関係についてお話したいと思います。

4. 竜巻渦の構造

竜巻渦の形成と構造は、至近距離で撮影された連続写真（第4図参照）を用いて議論されました。千歳竜巻の初期の竜巻渦は、1300JST すぎに雲底下の漏斗雲の形成と地表付近の渦がほぼ同時現象として確認されました。竜巻渦の touch down 直後の写真(Kobayashi *et al.*, 1996, Fig.3A, 3B) をみると、地表付近にまで達した漏斗雲 (funnel cloud) と同時に土埃で可視化された渦管（これを dust column と呼びました）が確認できます。その後、竜巻が最盛期を迎えると、地上付近で竜巻渦によって巻き上げられた土埃 (dust cloud と定義；Kobayashi *et al.*, 1996, Fig.3C) は高度 400 m まで達しました。第3図は最盛期の漏斗雲であり、親雲（親渦）から伸びた漏斗雲と地上付近で発達した dust cloud が確認できます。



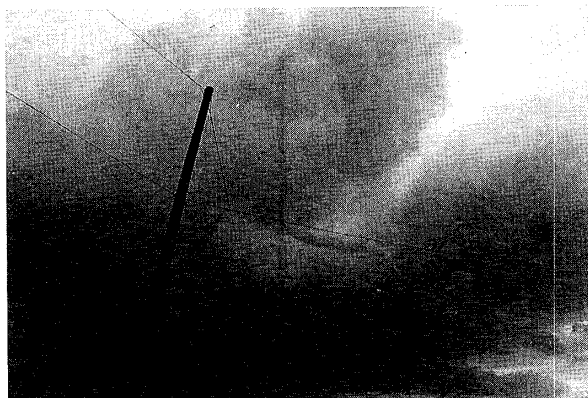
第2図 北海道における竜巻の発生場所（1961～1990）。○印は海上竜巻を示す。

第1表 近年石狩平野で発生した竜巻・ダウンバーストのリスト。

日 時	場 所	被害の程度 (種類)	文 献
1985年 9月10日	広島町	F2 (竜巻)	生本・若原 (1985) 小林ほか (1987)
1986年 9月23日	北村～ 美唄市	F2 (ダウンバースト)	Kobayashi and Kikuchi (1989)
1988年 9月22日	千歳市	F1 (竜巻)	菊地ほか (1989) Kobayashi <i>et al.</i> (1996)
1992年 7月9日	札幌市 白石区	F2 (竜巻)	菊地ほか (1992)

竜巻に伴う最大風速あるいは風速分布はしばしば特定の構造物への顕著な被害から推定されますが、今回は周囲に構造物がなかったこともあり、ビデオ画像をもとに飛散物の連続変化から風速の推定を試みました(小林・菊地, 1994)。その結果、この竜巻の最大風速は高度400 m において水平風速が70 m/s、上昇流は85 m/sに達し、漏斗雲の外側から dust cloud の範囲で強風域が存在していたことが明らかにされました。すなわち、地表面付近から高度400 m 以下の領域では、少なくとも直径20 m～200 m の範囲で竜巻渦に伴う強風が存在したと考えられます。

その後漏斗雲の形状は曲線状に変化を始め、渦自体が衰弱を始めました。特に、dust cloud の衰弱と同時に被害幅が減少したことが確認されました。衰弱期になると漏斗雲はローブ状に変化しましたが(Kobayashi *et al.*, 1996, Fig.3D)、地上から400 m くらいまで

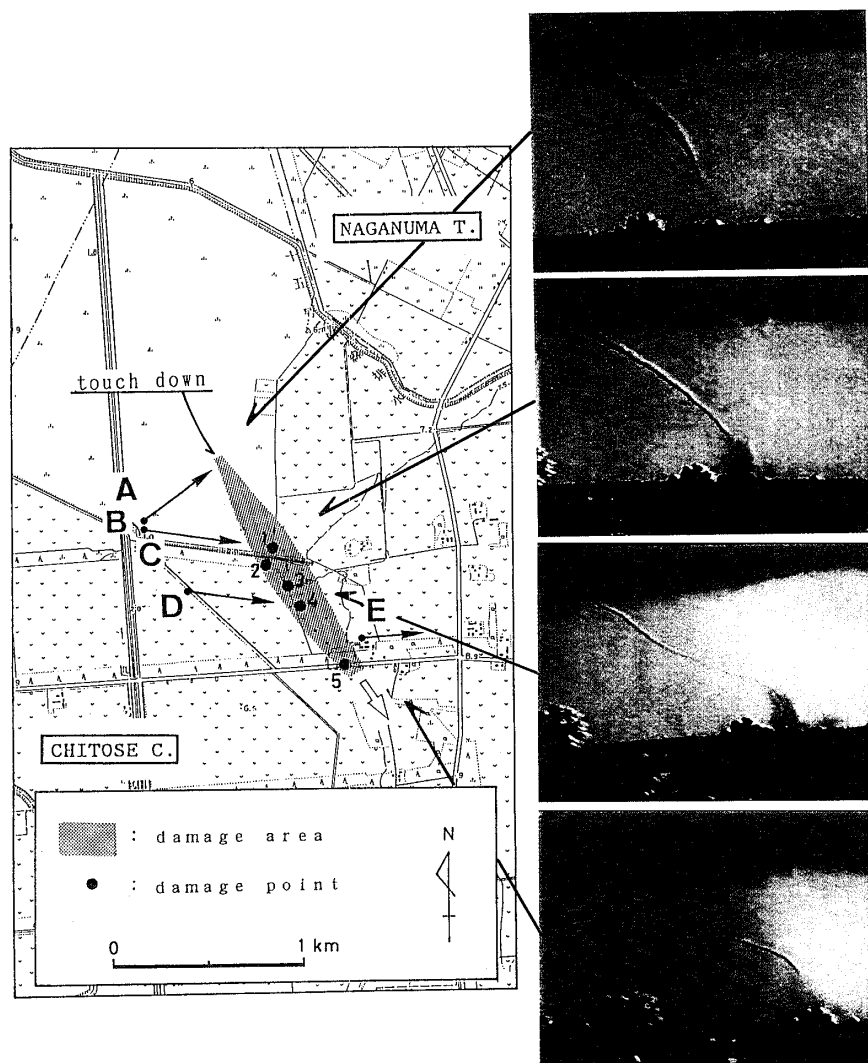


第3図 最盛期の漏斗雲と親雲。地上付近に“dust cloud”と“dust column”が認められる。スパイラル状の親渦は直径1 kmのマイソサイクロンに対応している。地上の竜巻(touch down)の位置から約500 m離れた場所から東方を望む。

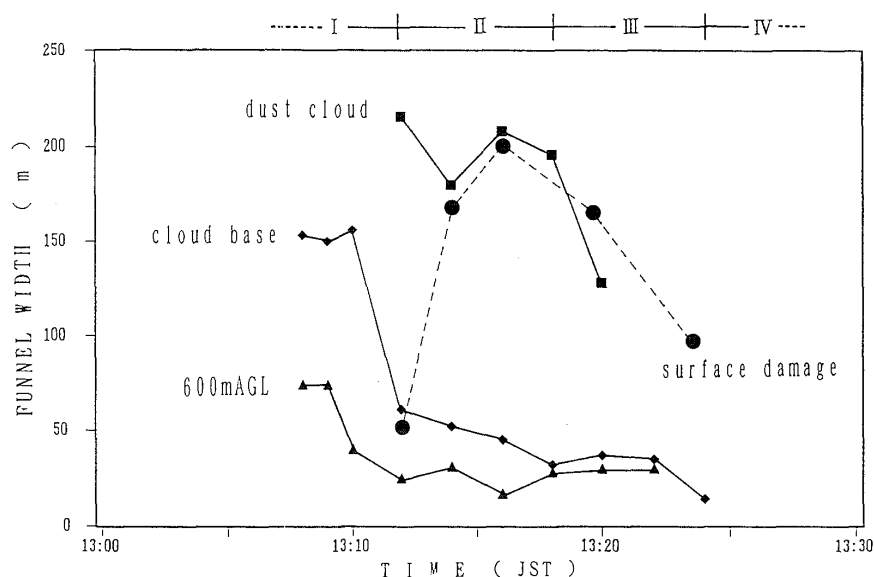
は、まだ鉛直に伸びた漏斗雲と dust column が認められ、地表付近の渦管はその強度を保っていたことが考えられます。実際、地上のビート畑には顕著な痕跡が残されていました。衰弱期になると、竜巻に隣接して東側で強い降水が観測され、降水域の広がりと同時に漏斗雲は次第に地上から上空に向けて徐々に消滅していく様子が確認されました。この竜巻発生地点から南に約10 km 離れた千歳空港では13時40分に15 m/s のガストが観測されており、降水に伴って強い下降気流が存在していたことを裏づけています。

5. 地上の被害分布と漏斗雲の変化

竜巻発生場所の周辺は、荒地地が広がっていたため、人的被害や構造物への被害はなく、そのかわりに竜巻



第4図 被害マップと漏斗雲の変化。影の部分は植生の被害、飛散物の状況等から推定された竜巻の影響を受けた範囲を、●印は特徴的な被害が確認された場所を示す。4枚の画像は漏斗雲のそれぞれ発生期、最盛期、衰弱期、消滅期に対応している。A～Eは Kobayashi *et al.* (1996) の Fig.3に対応している。



第5図 地上600 mと雲底(地上1200 m)における漏斗雲の直径(◆印と▲印), 地上100 mにおける dust cloudの直径(■印)および地上被害幅(●印)の時間変化. I～IVは竜巻の各ステージを示す(Kobayashi *et al.*, 1996).

渦の痕跡や飛散物の散乱状況をかなり正確に把握することができました. このようにして作成したのが第4図の被害マップです. 被害の長さは1.5 km, 被害幅は最大200 mに達していたことが分かります. 地表面やビート畑に残されたループ状の竜巻渦の痕跡(tornadic trace)から, 竜巻の渦管(dust column)の直径は20 mと推定されました.

特定の構造物から風速を見積もることはできなかったものの, 最も被害の大きかった林で松の木が根こそぎ転倒していたことから, 地上被害の強さは少なくともFスケールでF1(風速33~49 m/s)を有していたと推定されました.

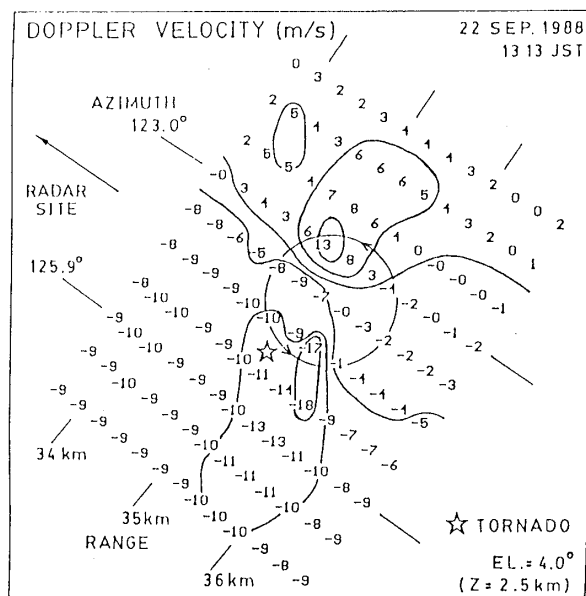
第4図の右図に示したように, 地上の被害マップに対応した漏斗雲全体の形状の時間変化を把握することができました. 漏斗雲は発生期の雲底付近が最も直径が大きくなり, 次第にその直径が小さくなるとともに, 漏斗雲の地上と雲底部分の距離は時間と共に大きくなり, 東側で降水が始まるとともに消滅しました. 第5図は, 高度600 mと雲底下(高度1200 m)における漏斗雲の直径, 漏斗雲に伴ってその周囲に発生した“dust cloud”の直径および地上の被害幅の時間変化を示したものです. 竜巻渦のtouch down直後, 漏斗雲は雲底下で直径150 m, 高度600 mで75 mの直径がありました. 最盛期において漏斗雲の直径は, 雲底下で70~30 m, 高度600 mで50~20 mに減少しました. 一方, 地上の

被害は漏斗雲が地上に達してから顕著になり約8分間の最盛期を迎えました. dust cloudは高度400 mにまで達し(この高度は雲底下, 地上からの1/3の高度に相当します), 直径は200 m前後でちょうど地上の被害幅(図中点線)と一致していました. また, 地面に残された竜巻特有の円形の痕跡(tornadic trace)は直径20 mでほぼ一定であったことから, 最大被害幅は漏斗の直径の10倍であったことがわかりました.

以上のように, この事例では漏斗雲の形状と地上被害の変化から竜巻は次の4ステージに分けられました.

- I 発生期 (formation stage)…漏斗雲の形成と伝搬
- II 最盛期 (mature stage)…漏斗雲周囲に発達した dust cloud と顕著な地上の被害
- III 衰弱期 (shrinking stage)…漏斗雲の蛇行と被害幅の減少
- IV 消滅期 (decaying stage)…漏斗雲の消滅

竜巻のライフサイクルに関しては, アメリカ合衆国における“巨大竜巻”の事例(Golden and Purcell, 1978)では, 漏斗雲が地上に達してからさらに発達しており, この点が大きく異なっていました.



第6図 竜巻発生直後(1313JST)の竜巻周辺におけるドップラー速度場。正の値がレーダーに近づく成分を表す。強い渦の位置を円(直径1 km)で示す。☆印は地上の竜巻位置を示す(Kobayashi *et al.*, 1996)。

6. 親雲内の循環(メソサイクロン)と竜巻の発生と移動

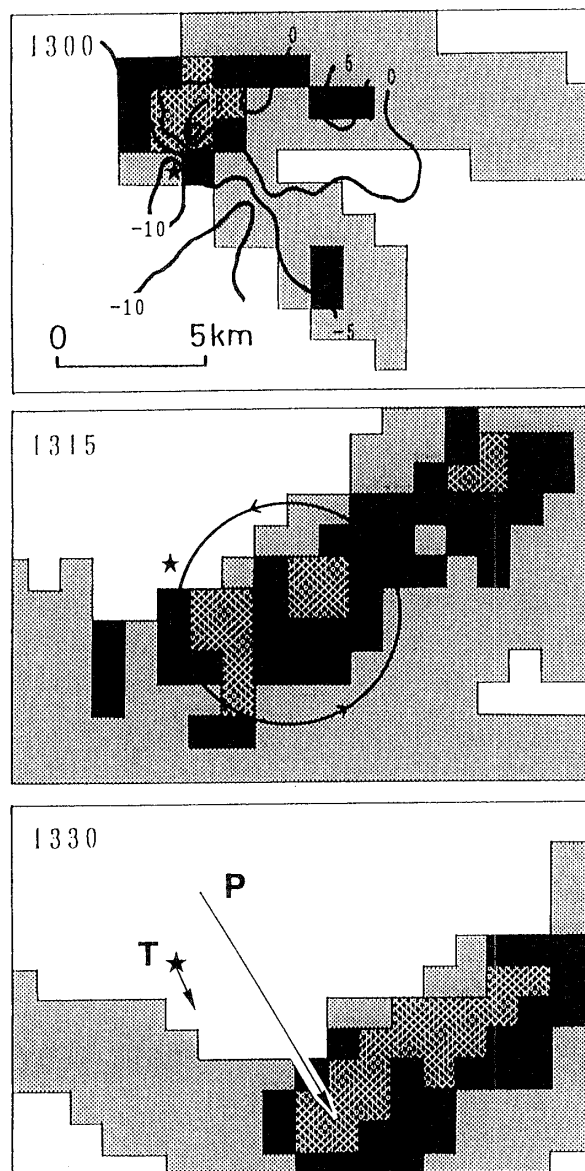
竜巻発生直後、1313JSTのドップラー速度場をみると、竜巻発生地点の近傍に6 m/sの近づく成分のピークと18 m/sの遠ざかる成分のピークの対が認められ(Kobayashi *et al.*, 1996, Fig.10)、この直径7 kmの循環がメソサイクロン(mesocyclone)に対応することがわかりました。また、メソサイクロンの北西象限をクローズアップしてみると(第6図)、+13 m/sと-17 m/sのピークが存在し、地上の竜巻(図中☆印)に対応して、直径1 kmの循環が存在したことが認められました。これがマイソサイクロン(misocyclone)に対応します。地上の竜巻はマイソサイクロンの西側に位置していましたが、これは第3図で示したように、漏斗雲が東に傾いていた事実と対応していると考えられます。レーダーからみた親雲内の循環と地上からみた親雲を対応させると、最盛期における漏斗雲の雲底部分には親渦(parent vortex)が確認できます(第3図)。この親渦の直径は約1 kmあり、ドップラーレーダーでみたマイソサイクロンに対応します。また、親渦の周囲をみますと、さらに大きく渦巻く親雲(parent cloud)の存在が認められ、この親雲は竜巻の発生から消滅まで存在し、スケールのにはレーダーでみた直径7 kmのメソサイクロンに対応していると考えられま

す。さらに、親雲の西側には晴天域も確認され、竜巻がメソサイクロンの西端で発生したこととよく一致しています(第3図と第7図の1300JST)。

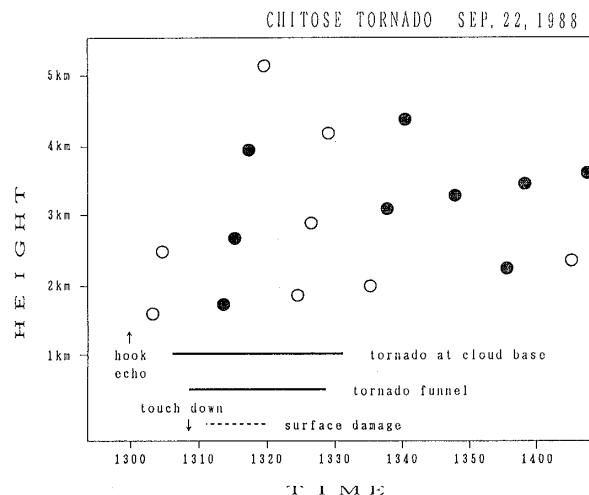
それぞれの循環の渦度を計算すると、メソサイクロンが $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ のオーダーで、マイソサイクロンが $6 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ の渦度であり1オーダー大きくなっていました。また、雲底下の竜巻の渦度は 0.8 s^{-1} のオーダーであり、雲底下の竜巻渦とマイソサイクロンとの間で、角運動量が保存されることも確かめられました。すなわち、地上から雲内高度3 km付近までの竜巻渦の連続性が実証されたわけです。ただ、メソサイクロン中でのマイソサイクロンあるいは竜巻渦の形成過程には未だ不明な点が残されています。

エコー分布に対応して、親雲(P)と地上の竜巻(T)の移動を示したのが第7図です。1300JSTに見られた竜巻固有のフック状エコー(hook echo)とメソサイクロンのスケールとは一致し、また地上の竜巻はフックエコー、メソサイクロンの西端に対応していました。その後、地上の竜巻は親雲の移動に伴って南東進しましたが、地上竜巻の移動速度1.2 m/sに対して親雲の移動速度は5 m/sと4倍ほど速かったため、竜巻渦の位置は地上と雲底で離れていき、形状もかなり異なった様相を呈しました(第3図、第4図)。このことから、今回の竜巻(漏斗雲)の消滅に関しては、伸ばされた渦管自体の限界と、前述した降水および下降流による渦管(上昇流)の消滅という2つの要因が考えられます。

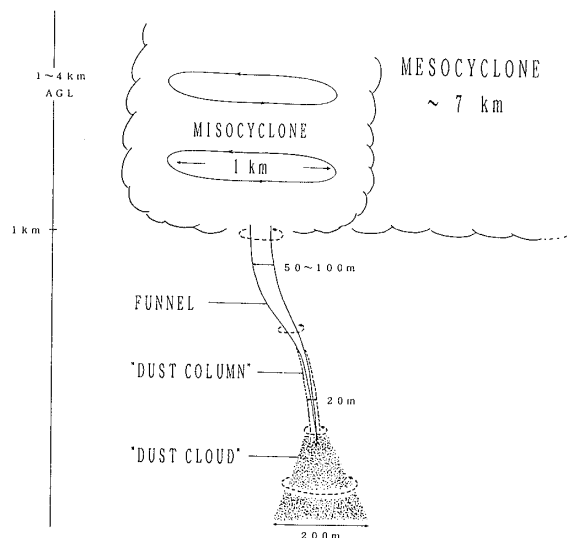
最後に、この竜巻のtime historyをまとめてみますと(第8図)、この竜巻に伴う漏斗雲のライフタイムは20分間であり、その内地上での被害をもたらされたのは最盛期から衰弱期にかけての約10分間でした。上空の渦に関しては、時間的にはフックエコー、メソサイクロンが先行し、竜巻渦の形成と高度4 kmにまで達するマイソサイクロンの形成とはほぼ同時現象であったことがわかります。第9図は最盛期における千歳竜巻の模式図であり、親雲内のメソサイクロン(直径7 km)、メソサイクロン内で形成された鉛直方向に3 km伸びたマイソサイクロン(直径1 km)、そして雲底から地上まで連続した直径100 m程度の竜巻という渦の多重構造が確認されました。また、竜巻に伴う漏斗雲、dust cloud、地上被害のスケールおよび時間変化を明らかにすることができました。一方、この竜巻の消滅後にも再度メソサイクロン中にマイソサイクロンが形成されたわけですが、このときは地上の竜巻は発生しま



第7図 レーダーエコーと竜巻 (T: 地上の竜巻, P: 親雲) の位置関係. 等値線はドップラー速度場を (1300JST), 円 (直径 7 km) はメソサイクロンの位置を表す. ★印は竜巻の touch down の位置を示す. エコー強度は, 影, 塗りつぶし, 点画の領域がそれぞれ 0.2, 10, 40 mm/h を示す (Kobayashi *et al.*, 1996).



第8図 千歳竜巻のライフサイクル. ○印と●印はそれぞれレーダーでみたメソサイクロンとマイソサイクロン (メソサイクロン中にマイソサイクロンが認められた場合) の存在を示す. 実線は雲底と高度600 m における竜巻 (漏斗雲) の存在を, 破線は地上の被害が確認された時間帯を示す (Kobayashi *et al.*, 1996).



第9図 最盛期における千歳竜巻の模式図.

せんでした. おそらく, 下降気流によって地上の温湿度の条件が大きく異なっていたことが影響したと思われますが, 上空のメソサイクロンと地上竜巻の顕在化との関係は興味深い課題です.

7. おわりに

米国においては, すでにさまざまな竜巻観測プロジェクトが行われており, スーパーセルに伴う竜巻

(supercell tornado), non-supercell tornado, 海上竜巻 (waterspout) の構造が報告され (Golden, 1974; Wilson, 1986; Wakimoto and Wilson, 1989; Wakimoto and Martner, 1992など), 特にスーパーセルのメソサイクロン内での竜巻の形成過程が盛んに議論されています[†]. 一方, わが国においても, 1980年代後半になるとドップラーレーダー観測も行われるようになったこともあり, 1988年9月22日千歳竜巻 (菊地ほ

か, 1989; Kobayashi *et al.*, 1996), 1990年9月19日壬生町竜巻 (Suzuki *et al.*, 1996), 1990年12月11日千葉県茂原竜巻 (鈴木・新野, 1991; Niino *et al.*, 1993)あるいは1992年7月9日札幌市竜巻(菊地ほか, 1992)の陸上で発生した各観測事例で親雲内部にメソサイクロンを伴うようなスーパーセル的なストームの解析が報告されています。

また, わが国の竜巻の発生地点は一部の平野を除けば, ほとんどの竜巻発生地点は海岸線に集中しています (Niino *et al.*, 1997). 小林ほか (1997) が報告しているように, 海岸線における竜巻の発生には, water spout 的なメカニズムに地形の影響が加わっていることも考えられます. わが国の海岸線で多発する標準的な竜巻のメカニズムが米国のそれとどのように異なっているかを明らかにすることは, 積乱雲の構造を理解する上でも重要であると思われます。

最後に, 今回の事例のように, 近年の家庭用ビデオカメラの普及と突発性気象現象への関心の高さから, 積乱雲に伴う竜巻, 突風, 落雷等の現象が画像として残され, 学術資料として利用されるケースもしばしば見られるようになっていきます. さまざまなデータを提供して頂いた皆様に深く感謝すると同時に, このような貴重なデータの提供はメソ研究者にとって大変心強いものであるといえます。

謝 辞

本研究は, 著者が北海道大学で行ったものであり, 同じ北海道大学構内で授賞式に臨めましたことを大変感慨深く思っております。

論文が完成するまでには, 観測時, 解析時, 論文作成時に多くの方のご指導, ご協力を賜りました. まず, 論文の連名者であり, 恩師であります菊地勝弘先生, 上田博先生には, 観測から論文作成にまで一貫してご指導して頂きました. 米国の竜巻観測プロジェクトのようなエキサイティングな観測を経験させて頂いたことを心より感謝しております. また, 当時の研究室の

皆様 (谷口恭博士, 李東仁博士, 岩波越博士, 城岡竜一博士, 高橋暢宏博士, 松浦馨氏, 金村直俊氏) にも観測, 解析時にお世話になりました. 論文作成に際しましては, 東京大学海洋研究所の木村龍治博士, 新野宏博士に細部にわたり貴重な助言を頂戴しました. 深くお礼を申し上げます. またコメントを頂きました担当編集委員の皆様, レフェリーの方々にも改めて感謝いたします. 最後に, データを提供して頂いた皆様, 本研究にあたり関係者の皆様にこの場をお借りして謝意を表したいと思ひます。

参 考 文 献

- Golden, J. H., 1974: The life cycle of Florida Keys' waterspouts, I, *J. Appl. Meteor.*, **13**, 676-692.
- Golden, J. H. and D. Purcell, 1978: Life cycle of the Union city, Oklahoma tornado and comparison with waterspouts. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 3-11.
- 生本 武, 若原勝二, 1985: 1985年9月10日から11日にかけて広島町と寿都町で発生した竜巻について, 札幌管区気象台研究会誌, 197-198.
- 菊地勝弘, 上田 博, 小林文明, 岩波 越, 城岡竜一, 高橋暢宏, 松浦 馨, 金村直俊, 1989: 札幌付近に発生した降雹と竜巻, *天気*, **36**, 215-217.
- 菊地 理, 菊地勝弘, 上田 博, 遊馬芳雄, 高橋暢宏, 木下 温, 1992: 1992年7月9日札幌で発生した竜巻 I・II, *日本気象学会秋季大会講演予稿集*, 250-251.
- 小林文明, 岩波 越, 菊地勝弘, 1987: 1985年9月10日北海道広島町に発生した竜巻について, *北海道大学地球物理学研究報告*, **48**, 17-33.
- Kobayashi, F. and K. Kikuchi, 1989: A microburst phenomenon in Kita village, Hokkaido on September 23, 1986, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 925-936.
- 小林文明, 菊地勝弘, 1994: 竜巻に伴う漏斗雲と地上の強風域の観測的研究, 第13回風工学シンポジウム論文集, 25-30.
- Kobayashi, F., K. Kikuchi and H. Uyeda, 1996: Life cycle of the Chitose tornado of September 22, 1988, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 125-140.
- 小林文明, 千葉 修, 松村 哲, 1997: 1994年10月4日土佐湾海上で発生した竜巻群の形態と構造, *天気*, **44**, 19-34.
- Niino, H., O. Suzuki, H. Nirasawa, T. Fujitani, H. Ohno, I. Takayabu, N. Kinoshita and Y. Ogura, 1993: Tornadoes in Chiba prefecture on 11 December 1990, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3001-3018.
- Niino, H., T. Fujitani and N. Watanabe, 1997: A statistical study of tornadoes and waterspouts in

† 組織化された積乱雲内部に循環 (メソサイクロン) を伴う supercell tornado に対して, non-supercell tornado は「地上付近の既存のシアーライン上で形成された渦と積雲内の上昇気流がカップリングして発生する」と考えられている. 一方, waterspout は「積雲からの下降気流の作り出す海面付近のシアーにより形成された渦が隣接する積雲内の上昇気流に引き伸ばされて発生する」と考えられている.

- Japan from 1961-1993, *J. Climate*, **10**, 1730-1752.
- 光田 寧編, 1983:「竜巻など瞬発性気象災害の実態とその対策に関する研究」, 資料編, 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果報告書, 105pp.
- Suzuki, O., H. Niino, H. Ohno and H. Nirasawa, 1996: Tornado producing Bonsai supercells associated with typhoon 9019, Preprints, 18th Conf. on Severe Local Storms, San Francisco, CA, Amer. Meteor. Soc., 344-348.
- 鈴木 修, 新野 宏, 1991: レーダーがとらえた1990年12月11日千葉県の竜巻の親雲の特性, *天気*, **38**, カラーページ.
- Wakimoto, R. M. and B. E. Martner, 1992: Observations of a Colorado tornado. Part II: Combined photogrammetric and Doppler radar analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 522-543.
- Wakimoto, R. M. and J. W. Wilson, 1989: Non-supercell tornadoes, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1113-1140.
- Wilson, J. W., 1986: Tornadogenesis by nonprecipitation induced wind shear lines, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 270-284.

Life Cycle of the Chitose Tornado of 22 September 1988

Fumiaki Kobayashi*

* *Department of Geoscience, National Defense Academy, Yokosuka 239-0811, Japan.*

(Received 24 April 1998 ; Accepted 10 November 1998)
