

レーダーと写真撮影によって観測された長続きした対流雲の消長*

楠 研 一**

1. はじめに

対流雲の発達過程や維持機構は古くから関心が持たれ、レーダー、ドップラーレーダー、航空機、ゾンデを用いた3次元的な観測や数値計算など、数多くの研究がなされている。

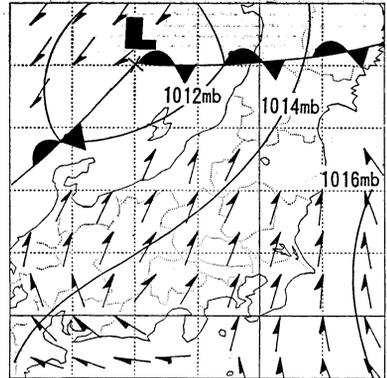
さて、日本では夏季に多くの熱雷が発生する。その中で関東平野に発生した熱雷については、レーダーエコーの移動方向や発達衰弱の様相、降水系の内外の3次元的な流れを調査した例がある(例えば 田畑ら, 1989)。一方、夏季の山岳地帯では孤立したセル状の対流雲が発生するが、災害をもたらすことはまれで、またその大きさからアメダス観測網に捉えることが難しいことから、調査の対象として注目されていないように思われる。

今回は、そのような小規模な対流雲のなかで1989年9月9日に山形県米沢盆地に発生した対流雲に着目した。この付近は気象庁の新潟レーダーによってルーチン的に観測されていて、エコーの移動の状況や降水強度を知ることができる。さらに今回は、気象庁のレーダーでは捉えることの出来ない対流雲の外観の特徴や動き、形の変化の様子を見るために、対流雲の全体像を一定時間刻みに写真に撮影し、雲の輪郭とその時間的な変化の様子を解析した。

2. 対流雲発生の際観規模的な背景

第1図に地上天気図(1989年9月9日09時)を示す。日本海から秋田県南部を通して太平洋に伸びる前線がある。前線の南側の範囲は全般に晴れていて、前線に向けて南よりの暖かく湿った風が吹き込んでいた。第2図に同時刻の輪島の成層状態と風の hodograph を示す。

地上から 700 mb までは対流不安定になっているが、



第1図 1989年9月9日09時の地上天気図。気象庁客観解析による地上風向を重ねてある。

700 mb 層のすぐ上に逆転層があり、この層から 500 mb 付近までは平均してみると安定な成層である。850 mb にある気塊を 500 mb まで持ち上げる SSI は 0.9°C で、0 に近い。また、飽和した気塊を持ち上げる SSI* は -2.4°C である。さらに 500 mb から 350 mb の間は条件付不安定になっている。従って大規模なじょう乱が発達する場ではないものの、日射によって地表面付近が熱せられて気温減率が大きくなったり、下層に局所的に周囲より湿った箇所があると対流雲が発達する条件にあったことがわかる。

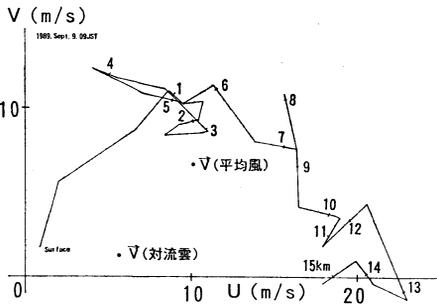
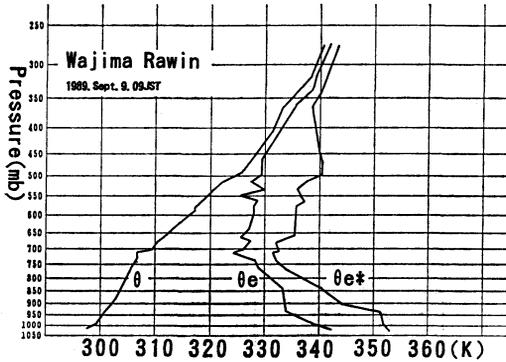
風の hodograph をみると、地上付近での風向は南南西で高度が上がるにつれて次第に南西に向きを変える。高度 1 km ~ 6 km 付近では、風のシャーはほとんど無い。さらに上層では次第に西の風が強まっていくことがわかる。全体としてみると、風ベクトルの鉛直分布が時計回りになっていることが特徴である。高度 1 km から圏界面付近までの風の鉛直シャーは $1 \times 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$ で、この値はシングルセル型(単細胞型)の対流雲が発達する条件といわれている(田畑ら, 1989)。

* Evolution of a long-lived convective cloud observed with a radar and photographs.

** Ken-ichi Kusunoki, 新潟地方気象台(現気象研究所気象衛星・観測システム研究部)。

——1991年12月9日受領——

——1992年6月4日受理——



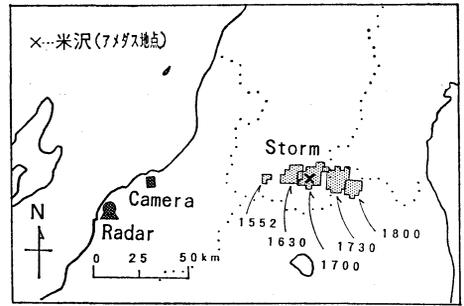
第2図 1989年9月9日09時の輪島上空の温位(θ), 相当温位(θ_e), 飽和相当温位(θ_{e*})の鉛直分布と風のホドグラフ。

3. 観測・解析方法

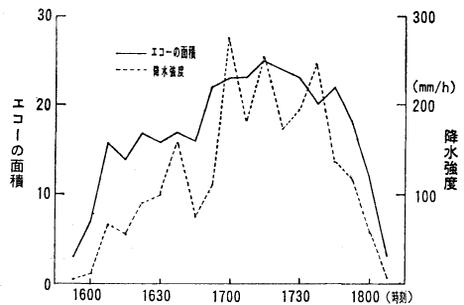
対流雲の観測は、新潟レーダーの PPI 観測と、新潟地方気象台の屋上の鉄塔に設置したカメラ（ペンタックス P30N, 50 mm レンズ）による写真観測によって行われた。レーダー、カメラおよび観測した対流雲の位置関係を第3図に示す。対流雲は、観測中カメラに対して常に東の方向に見られた。

新潟レーダーからはエコー強度を降水強度に置き換えたデジタルデータが7分30秒毎に得られた。デジタルデータは、1辺 2.5 km の正方形の領域を1画素とし、降水強度 0.5 mm/h 以上に対応する領域を画素の集まりとして表示するものである。カメラによる写真観測からは、2分30秒毎の対流雲の全体像の写真が得られた。なお、この対流雲がレーダーエコーとして見えていたのは16時直前から18時過ぎまでの間で、エコーとしての寿命は約2時間であった。一方写真撮影は16時35分から開始し、日没までの40分間行われた。

解析は、得られた対流雲の写真をもとに、対流雲の動きや形態の変化をレーダーエコーの変化の様子と併せて



第3図 新潟レーダー、カメラおよび観測した対流雲の位置。対流雲はレーダーエコーの輪郭で示してある。×印は米沢（アメダス地点）の位置。



第4図 レーダーエコーの占める面積（画素の個数）の時間変化（—線）と、降水強度（各画素の降水強度を足し合わせたもの）時間変化（……線）。

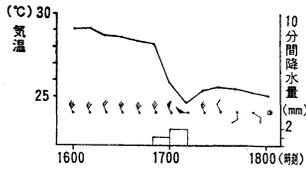
行った。

4. 結果

4.1 レーダーエコーとアメダスのデータの特徴

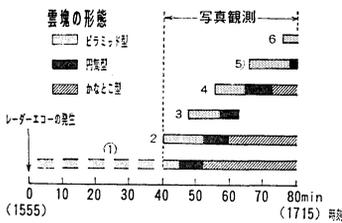
デジタルエコー（水平分解能 2.5 km）は、発生から消滅までの約2時間、孤立した1つの塊のシングルセル型エコーとして現れた（第3図）。エコーの直径は発生期や消滅期を除くとほぼ 10 km~15 km で、東の方向に約 6 m/s で移動していた。この移動方向は、地上から圏界面付近高さ 15 km までの空気密度の重みをつけた平均風に対して右にずれている（第2図）。第4図に、レーダーエコーの面積および降水強度の時間的変化を示す。レーダーエコーの面積はほぼ滑らかな変化をしているが、降水強度の時間的変化には15分程度の変動が見られる。

レーダーエコーの動きから、対流雲は17時頃、山形県

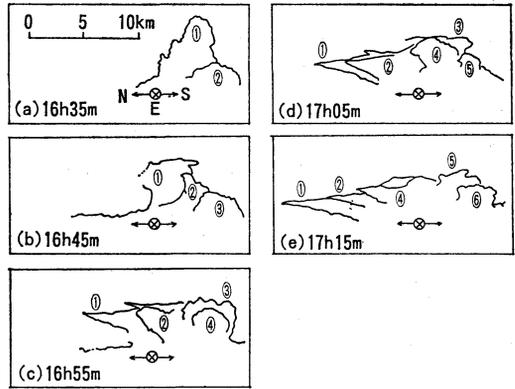


第5図 山形県米沢市におけるアメダス観測所の記録。

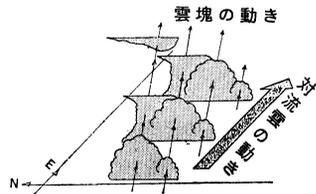
気温：折れ線
 10分間雨量：棒グラフ
 風向風速：矢羽は1m/s, 旗は5m/s
 で図の上が北。



第7図 各々の雲塊について、発生や形態の時間的な変化の様子を示す。



第6図 対流雲の写真をトレースしたもの。雲塊は、発生した順番に番号(①～⑥)を記した。紙面垂直に向かって向こう側が東、手前が西。



第8図 対流雲と、対流雲を構成している雲塊の動きの概念図。

米沢市を通過したことがわかる。米沢市にあるアメダス観測所の記録に、この時刻の一時的な風の強まりと風向の変化、さらに3°C程度の気温の下降が観測されている(第5図)、これは、対流雲に含まれる冷たい下降流の影響と思われる。

4.2 写真から見た対流雲の特徴

第6図に、得られた対流雲の写真のトレースしたものを10分毎に並べた。対流雲は幾つかの雲の塊から構成されていることがわかる。雲塊には発生した順番に番号(①～⑥)を記した。また、各々の雲塊について、発生や形態の時間的な変化の様子を第7図に示した。特徴は以下の通りである。

(1) レーダーエコーは約2時間の寿命を持ち、シングルセル型のエコーとして現れたが、実際の対流雲は寿命の短い複数の雲塊が寄り集まったクラスターになっている。このように、レーダーエコーでは1個の塊だが、写真で見ると複数の短寿命の雲から構成されているという観測例は、Shirookaら(1991)に報告されている。また、あるレーダーで準定常な1個の巨大セル(スーパーセル)として見えているものが、レーダーの分解能を細かくすると短寿命の多くのセルから出来ていたという報告もある(Knight, 1984)。今回見られたシングルセル

状のエコーも、レーダーの分解能を細かくすれば雲塊に対応した複数のエコーが観測される可能性がある。

(2) 雲塊は、約10分間隔で南西側から次々に発生する。その後「ピラミッド型→円筒型→かなとこ型」のように形を変えながら北東側へ移動して行く。このことと、レーダーエコーが東に動いていることから、対流雲は雲塊の移動方向に対して右にずれて進んでいることがわかる(第8図)。また一般に、積乱雲はその一生の間の成熟期(今回の場合は第7図の円筒型の時期と想像される)に最も降水強度が強いと言われている(武田, 1987)。第4図にみられる降水強度の15分程度周期の変動は、これらの雲塊が世代交代を繰り返して順番に成熟期を迎えていることに対応しているものと思われる。

(3) 第7図から、雲塊が発生してから円筒型に変化するまでの時間を見ることが出来る。雲塊②～⑤についてはほぼ同じで、10～12分程度である。一方、最初に発生したと思われる雲塊①についてこの時間を考えてみる。雲塊①の発生した時刻の写真観測はないが、少なくとも

レーダーエコーが現れた時点でこの雲塊①が発生していたと考え、雲塊①の発生から円筒型への変化の時間は45分であり、他の雲塊の4倍の時間であることがわかる。

その他の特徴として、第6図のかなとこ雲の時間的な変化が挙げられる。第6図のかなとこ雲は上部が平らになっており、かなとこ雲の雲頂が圏界面に達したと考えられるが、時間が経つにつれて次第に下がって行くように見える(第6図(c)~(e))。これはかなとこ雲の部分だけが対流雲から切り離され、圏界面付近の強い西風に流されてかなり遠くに移動したために見かけ上そう見えたのであろう。

5. 議 論

写真観測を行った40分間について見ると、対流雲は様々な成長段階の複数の雲塊から構成されていることがわかる。新しい雲塊は約10分おきに対流雲の右側に発生し、移動しながら世代交代を繰り返している。そして、対流雲は雲塊の移動方向や平均風に対し右にずれて進んで(伝播して)いる。

この対流雲と個々の雲塊の振舞いは、レーダーで観測されたマルチセル型雷雲とそれを構成しているセル状エコーの振舞いによく似ている(Knight, 1984; Marwitz, 1972b; Miller, 1983; Takeda, 1986)。しかし、今回の風の鉛直シャーは $1 \times 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$ で、マルチセル型雷雲の際に観測された鉛直シャーの半分以下(Marwitz, 1972b)と弱く、また成層もそれほど不安定でないことが特徴である。

風の hodograph が時計回りであること(第3図)は、新しいセルが対流雲の右側に次々と出来るための条件と言われている。その理由の一つは、対流雲の右側で上向き、左側で下向きの鉛直気圧傾度力が生じることである(Rotunno ら, 1982)。また、Weisman ら(1984)は数値計算により次のような「フィードバック機構」を提案した。まず、初期の上昇流は小さくて弱い。その後この上昇流によって出来た対流雲(第1のセル)内に降雨が起こって冷たい下降流が発生し、地上付近に広がっていく。その結果対流雲の右側の下層に収束域ができ、上向きの鉛直気圧傾度力と一緒に第2の上昇流を形成する。この上昇流は初期の上昇流よりも強い。この第2の上昇流に2番目のセルが形成され、この一連のサイクルが繰り返される。

さて今回の観測では、雲現①は発生期から円筒型になるまで、他の雲塊の4倍の時間がかかった。これは

Weisman らが述べたように、雲塊①に伴う上昇流は、雲塊①以降にできた上昇流に比べて冷たい下降流によって引き起こされる下層の収束がなく、相対的に弱かったことが原因ではないかと推測される。しかし、今回の観測では雲の周辺や内部の大気の流れを知ることが出来ないため、観測された対流雲をこの種のマルチセル型対流雲とはっきり結論づけることは出来ない。山岳地帯に発生した対流雲であることから、地面の起伏による強制的な上昇や流れの収束など、地形の影響を複雑に受けているとも考えられる。

6. ま と め

1989年9月9日に山形県米沢盆地付近に発生した対流雲の構造を、新潟レーダーのデータと1台のカメラで撮影した写真を用いて解析した結果、次のことがわかった。

(1) レーダー(水平分解能 2.5 km)で見ると、この対流雲は約2時間の寿命をもったシングルセル型エコーであった。

(2) 写真撮影によると、この対流雲は複数個の短寿命の雲塊から構成されていた。

(3) 雲の塊は対流雲の南西側で次々と発生し、発達しながら北東側に移動して行った。そして対流雲は雲塊の移動方向や平均風に対して右にずれて進んだ。

以上のように、レーダーと写真観測を組み合わせることで、レーダーだけでは知ることのできない対流雲の細かい形態の時間変化を調べることが出来た。

しかし対流雲の写真撮影の機会は、対流雲とカメラとの適切な距離、良好な視程、撮影をさえぎる他の雲や建物がないこと、など極めて限定されるという難点がある。また雲の内部構造は全く知ることができない。さらに詳しい総合的な対流雲のメカニズムを研究するには、ドップラーレーダーやレーウィンゾンデの併用に加え、2台のカメラを配置したステレオ撮影などが必要であろう。

謝 辞

アメダスのデータは山形地方気象台から提供された。研究に当たっては、気象庁図書資料管理室の高谷美正氏、気象研究所台風研究部の皆様に助言をいただいた。深く感謝いたします。

なお、本研究は平成2年度東京管区調査研究補助費による研究である。

参考文献

- Knight, C.A., 1984: Radar and other observation of two vaulted storms in northeast Colorado, *J. Atmos. Sci.*, 41, 258-271.
- Marwitz, J.D., 1972b: The structure and motion of severe hailstorms. Part II: Multicell storms. *J. Appl. Meteor.*, 11: 180-188.
- Miller, L.J. and J.C. Fankhauser, 1983: Radar echo structure, air motion and hail formation in a large stationary multicellular thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2399-2418.
- Rotunno, R. and J.B. Klemp, 1982: The influence of the shear-induced pressure gradient force on thunderstorm motion. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 136-151.
- Shirooka, R. and H. Uyeda, 1991: Morphological structure of evolving cumuli as seen by a radar and stereographic photographs. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII, 9, 41-50
- 田畑 明, 中澤 栄, 安富裕二, 榊原 均, 石原正仁, 赤枝健治, 1989: 寿命の長いシングルセル型対流雲の構造の解析, *天気*, 36
- 武田喬男, 1987: 水循環の科学, 東京堂出版, 44-45.
- Takeda, T. and K. Seko, 1986: Formation and maintenance of band-shaped convective radar echo. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64: 941-955.
- Weisman, M.L. and J.B. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2479-2498.



1993日中砂漠化機構解明研究シンポジウム

主催：科学技術庁（日中砂漠化機構解明研究シンポジウム組織委員会）

期日：1993年3月2～4日

場所：科学技術庁研究交流センター
茨城県つくば市竹園 2-20-3
TEL. 0298-51-1331

シンポジウムの主要課題：

- ①砂漠形成史
- ②砂漠化機構および環境変動
- ③砂漠化と気候変動
- ④半乾燥地域における生態系の保存および回復機構
- ⑤砂漠化のシミュレーションおよび砂漠化防止への応用

参加登録：1992年11月30日締切

登録料：無料

講演要旨：1993年1月10日締切

連絡先およびサーキュラー請求先：

〒351-01 埼玉県和光市広沢 2-1

理化学研究所地球科学研究室内

1993日中砂漠化機構解明研究シンポジウム事務局

岡田昭彦, 杉原滋彦, 長島秀樹, 高橋和也

TEL. 0484-62-1111

内線 3632, 3633, 3634, 3636

FAX. 0484-62-4654