

夏季に山麓で発達した積乱雲の内部構造

* 佐野哲也¹、坪木和久¹、

玉川一郎²、金田幸恵³、古川浩司¹、出世ゆかり¹、大東忠保¹

(1. 名古屋大学地球水循環研究センター 2. 岐阜大学工学部 3. (財) 地球科学技術総合推進機構)

1. はじめに

地形は大気に対して強制力として作用する。特に湿潤な大気場では、地形の強制を受けて降水が形成されることがある。その主要因の1つに山岳域で発生、発達する積乱雲がある。

山岳や山麓などで発生する積乱雲について、いくつかの研究がなされている。Caracena et al.(1979)はBig Thompson Stormの解析を行いBig Thompson 峡谷への水蒸気の流入と峡谷の地形の強制によって発生した強制上昇流により、ストームが発生したことを示した。Yoshizaki and Ogura(1988)はBig Thompson Stormの数値シミュレーションより、山麓から上昇流が生じて対流セルが発生し、斜面を登る方向に移動することと、新しい対流セルは既存の対流セルの低地側（下層の気流の上流側）に発生することを示した。一方、Tripoli et al.(1989)は、地形を導入した2次元の数値シミュレーションにより、山の頂点付近に発生した積乱雲は、斜面を下る方向に新しいセルを形成し、組織化、発達する事を示した。

夏季において中部地方や関東地方などの山岳域や山麓で積乱雲が多く発生、発達することはよく知られている。岩崎と大林 (1998) は群馬県で降雹をもたらせた積乱雲の出現特性を調べ、午後1時に山岳域とその南方斜面で積乱雲が多く出現したことを示した。このことは堀江と遠峰 (1998) や小島と岩崎 (2001) による関東山地における積乱雲の出現特性の解析でも示されている。また午後1時に山岳域とその南方斜面で発生する積乱雲は熱的局地循環と関連があり、小島と岩崎 (2001) は、熱的局地循環に伴う南寄りの風による山岳への水蒸気輸送と、南方斜面で地形収束が強まることで発生すると指摘している。

このように、山岳や山麓などで発生する積乱雲は、地形による強制が重要であることが示されてきた。しかしながら、山岳や山麓などで発生、発達する積乱雲はどのような内部構造をしているのか、また地形の強制があることでどのような発達、維持過程をたどるのか、詳しいことはまだ分かっていない。

本研究は夏季に山麓で発達した積乱雲について、

ドップラーレーダにより観測された事例を用いて、その内部構造を調べた。特に観測された対流セルの形状と振る舞い、そしてそれが受ける地形の効果に着目した。

2. 観測概要と解析に用いたデータ

2000年6月から9月にかけて名古屋大学と岐阜大学に2台のドップラーレーダーを設置して、夏季に濃尾平野に見られる降水システムを対象とした集中観測を行った。濃尾平野は西、北、東を山地で囲まれた、南の伊勢湾に開いた平野である(図1)。解析にはドップラーレーダーの観測データの他に、気象庁レーダーデータ、アメダス10分値データ、天気図、高層気象観測データ(浜松、潮岬)を用いた。

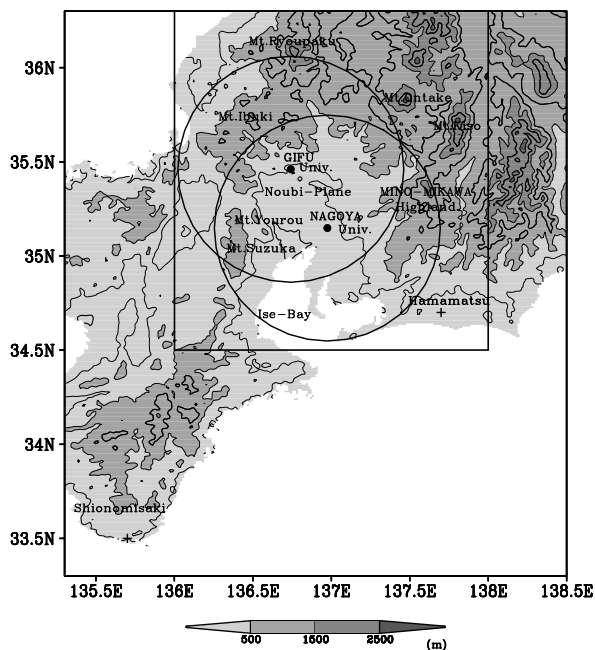


図 1: 濃尾平野とその周囲の地形。図中の四角は解析領域を示す。図中の●印はドップラーレーダ観測サイト、円はドップラーレーダ観測領域を示す。図中の+印は高層気象観測点を示す。

3. 夏季の濃尾平野とその周辺における 発達した積乱雲の出現分布

まず夏季に濃尾平野とその周辺における積乱雲の出現分布調べた。ここで、気象庁レーダエコー図より、降水強度が 32mm/h 以上に達した塊状のエ

コーを発達した積乱雲と定義した。そして、それについて時間をさかのぼって追跡し、初めて降水強度が 16mm/h に達した地点を、その出現位置とした。期間は 1999 年から 2001 年までの 7、8 月を対象とし、地上天気図上で温帯低気圧や前線など特に大きな擾乱がみられなかった日を選んだ。解析の結果を図 2 に示す。これを見ると、標高 100m よりも高い所で発達した積乱雲が多く出現したことが分かった。特に木曽山脈から美濃三河高原にかけて、そして伊吹山地から両白山地にかけて、これら 2 つの地域で発達した積乱雲が特に多く出現した。

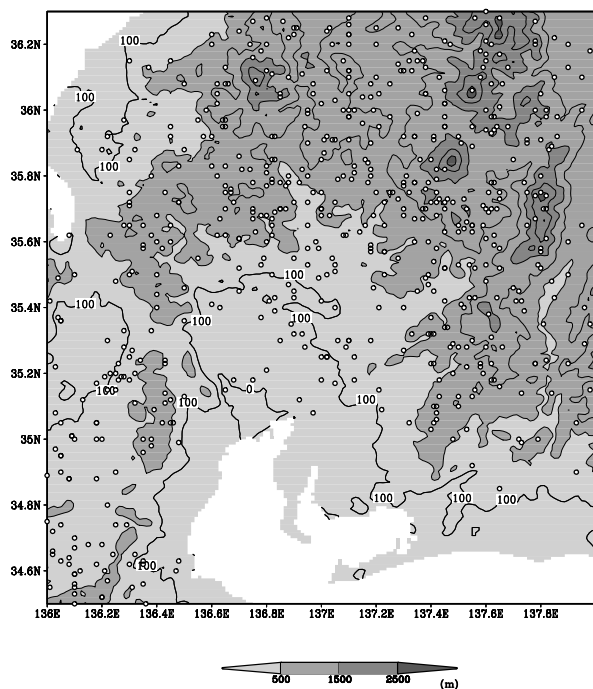


図 2: 発達した積乱雲の出現分布。図中の○印は発達した積乱雲の出現位置を示す。等高線は 0m と 100m、500m 以上では 500m 毎である。

次章からは、これら 2 つの領域で発達した積乱雲が出現し、また 2 台のドップラーレーダで観測が行われた、2000 年 7 月 5 日の事例を取り上げる。

4. 2000 年 7 月 5 日の総観場と

積乱雲の出現状況

2000 年 7 月 5 日 0900JST の地上天気図では、日本列島付近には特に大きな擾乱はみられなかった(図略)。一方 500hPa 面天気図をみると、日本列島上空に -9°C 以下の寒気を伴うトラフが見られた(図 3)。大気の状態は不安定であり、午後に日本各地で雷雲が発生した。

図 4 上図は 0900JST の浜松と潮岬の温位、相当温位、飽和相当温位の鉛直プロファイル図である。浜松では高度 1500m 付近に湿った層が存在し、その上では逆転層がみられた。高度約 2500m 付近か

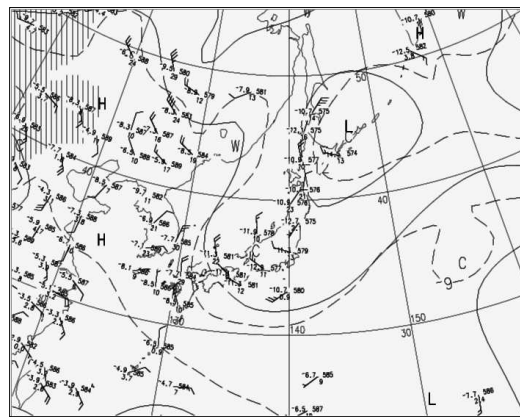


図 3: 2000 年 7 月 5 日 0900JST の 500hPa 面天気図

ら約 6000m 付近までは乾燥し、不安定な層をしていた。また高度約 8000m 付近では湿った層をなしていた。潮岬でも、浜松ほどではないが高度 1500m 付近と高度 8000m 付近でやや湿った層があり、高度約 2500m 付近から約 6000m 付近までは乾燥し、不安定な層をしていた。

気流場をみると、0900JST では浜松、潮岬ともに西から東への鉛直シアがあった(図略)。現象が発生した 1500JST の潮岬のホドグラフ(図 4 下図)をみると地表面から高度約 9000m まで北北西から南南東へ方向に鉛直シアがあった。これは上空の寒気を伴ったトラフの通過によるものと考えられる。濃尾平野と潮岬との距離は約 200km であるが、1500JST における濃尾平野での大気場の鉛直シアの方向は、潮岬と同じであると考えられる。

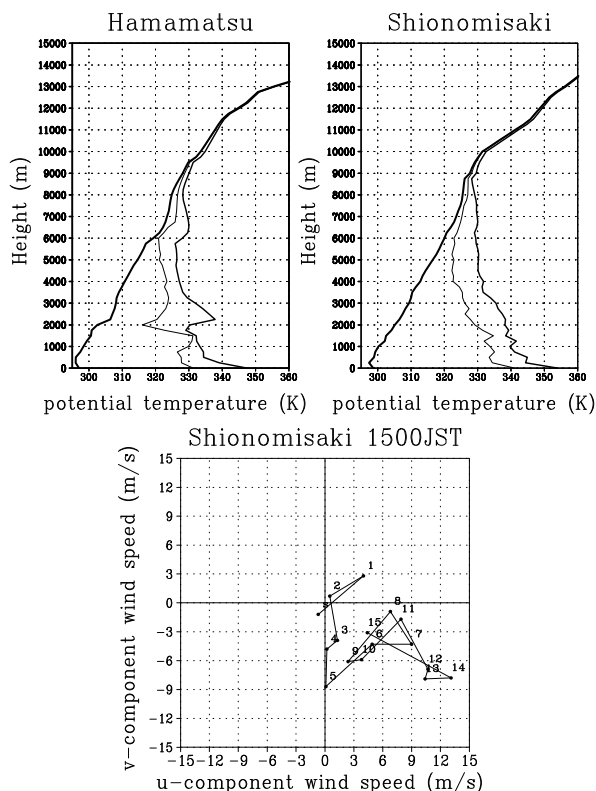


図 4: 上図: 0900JST の浜松と潮岬の温位、相当温位、飽和相当温位の鉛直プロファイル図。下図: 1500JST の潮岬のホドグラフ。図中の数字は高度(×1000m)である。

図5は1540JSTにおける気象庁レーダエコー図である。木曽山脈から美濃三河高原にかけてみられたレーダエコーは、1200JST頃に木曽山脈の山頂付近で発生し、発達しながら濃尾平野、斜面を下る方向に移動した。一方伊吹山地の山麓で出現したレーダエコーは、出現した場所で停滞しながら発達した。

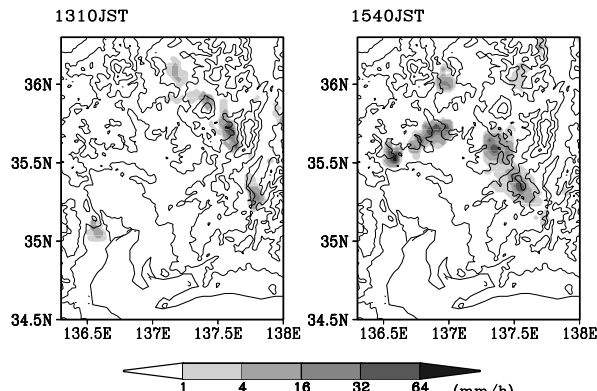


図 5: シェードは 1540JST における気象庁レーダエコー図である。コンターは等高線である。

次章からは、伊吹山地の山麓で発達した積乱雲のついて、ドップラーレーダで観測されたデータを用いて詳しく解析した結果を述べる。

5. ドップラーレーダで観測された 対流性エコーの内部構造

図6はドップラーレーダで観測された、高度4kmのCAPPI図における、伊吹山地の山麓で出現した対流性エコーの時間変化である。ここで対流性エコーとは、高度4kmのCAPPI図において反射強度が10dBZ以上で直径が10km以上の塊状のエコーと定義する。また対流セルは、対流性エコー中にみられ反射強度30dBZ以上で閉じた領域を持つセル状エコーと定義する。1506JSTに(-10,60)付近で対流性エコーAが出現した(図略)。そして1520JSTに(-35,45)付近に対流性エコーBが出現した(図略)。対流性エコーAは、対流性エコーBに向かって、伊吹山地の走行に平行に、新しい対流セルを形成しながら伸びていった。一方対流性エコーBは出現した位置で停滞していた。その後2つの対流性エコーは融合するような振る舞いを見せ、1616JSTに反射強度が50dBZ以上に達した対流セルが観測された。

図7は、図6中の線分で切った1534JSTから1555JSTまでの鉛直断面図である。この時間帯は対流性エコーAの発達期にあたる。断面の方向は1500JSTの潮岬の高層観測より得られた鉛直シアの方向を考慮して切っている。1534JSTに対流セルIII.1が出現した。この対流セルは1541JSTに最も発達する。その時平野側、すなわち鉛直シアの

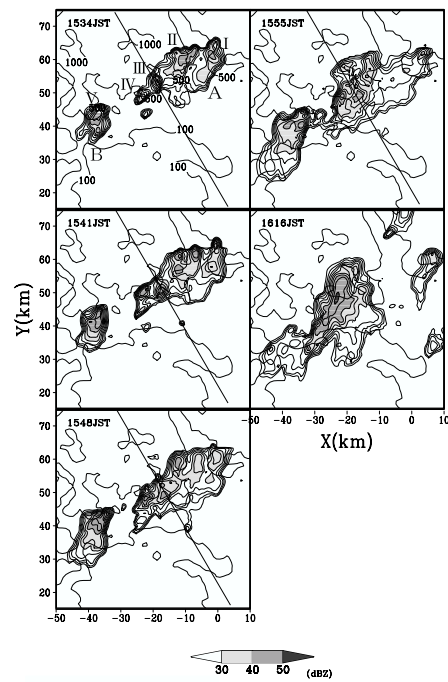


図 6: ドップラーレーダ観測で得られた、高度4kmのCAPPI図。太線コンターは10dBZ以上、5dBZ毎。細線コンターは等高線(単位 m)。座標は名大ドップラーレーダサイトを(0,0)とする。

ある方向に傾いた形状をなしていた。このような対流セルをDownshear Tilting型対流セル(以下DT型セル)と名付ける。高度8km付近でアンヴィルを形成し、平野側、山地側の両方に伸びていった。対流セルIII.1は平野側に移動し倒れながら衰弱した。1548JSTに、対流セルIII.1が発達したあと、その後方、すなわち山地側かつ対流セルIII.1が出現した位置とほぼ同じ位置で対流セルIII.3が出現した。これは、発達期に鉛直シアのある環境場においてほぼ直立した形状をなしていた。のような対流セルをUpright型対流セル(以下U型セル)と名付ける。1555JSTになると、対流セルIII.3の後方、山地側に対流セルIII.4が出現した。これも発達期にはほぼ直立した形状を保っていた。また対流セルIII.2が出現しているが、これは対流セルIII.3と同時期に出現したものである。またこれらは対流セルIII.1から伸びるアンヴィル下で形成した。

今回観測された対流性エコー中には大きく分けて2つの対流セルが存在していた。図8は、対流性エコー中にみられたDT型セルの軌跡と、U型セルの出現位置を示したものである。1番の対流セルがDT型セルである。DT型セルの軌跡上、あるいはその周辺でU型セルが出現した組み合わせが6組みられた。また出現位置をみると、それらは山地の走行に平行で、列状に分布しており、DT型セルとU型セルはほぼ同じ場所でも出現していた。

図9は1548JSTにおける鉛直断面図であり、断面に平行でセルに相対的な風速を示している。風速

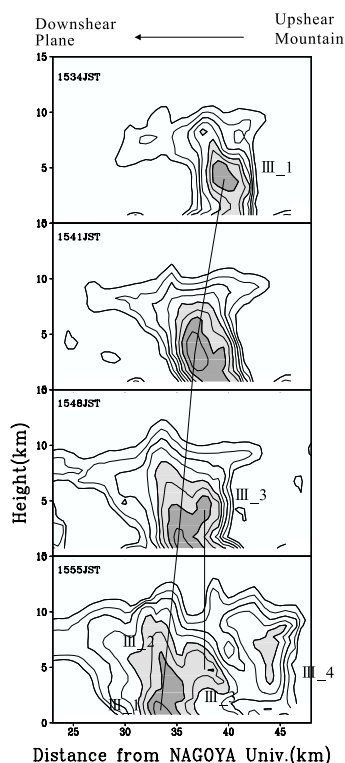


図 7: 図 6 中の線分で切った鉛直断面図。コンターは 10dBZ 以上、5dBZ 毎。

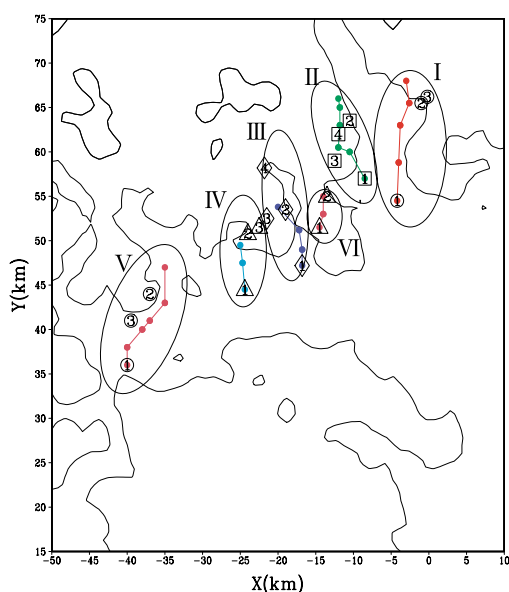


図 8: DT 型セルの軌跡と U 型セルの出現位置。

は 2 台のドップラーレーダで観測されたドップラー速度を合成して計算したものである。ただし、岐阜大学のレーダーでは、下層が障害物により観測の陰領域であったため、そこでの十分な気流場の計算はできなかった。対流セル III.1 の上部では平野側に向かう風速が大きかった。一方対流セル III.3 の上部付近では、対流セル III.1 のそれに比べて風速が小さかった。下層では対流セルに吹き込む気流がみられた。

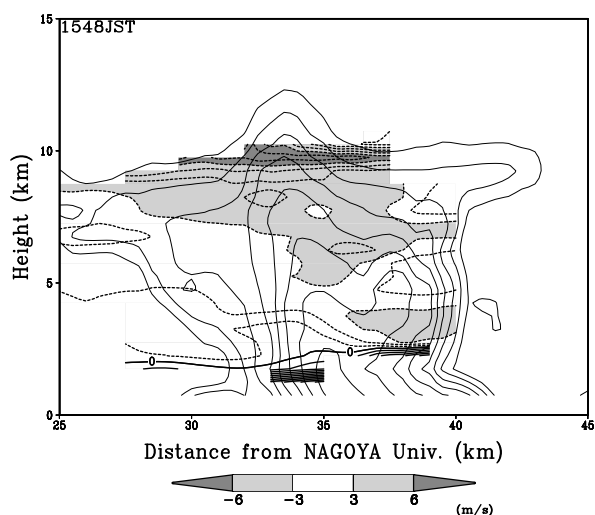


図 9: 1548JST における鉛直断面図。太線のコンターとシェードは断面に平行でセルに対して相対する風速を示す。左から右への方向を正とする。細いコンターは反射強度場である。

図 10 は名大レーダによって得られた、1548JST における高度 1km のドップラー速度図である。図 6 の CAPPI 図と比べてみると、対流性エコー A について、山側に出現している対流セルの下でレーダから遠ざかる速度が大きくなっていた。対流セル III.1 と対流セル III.3 下では特に大きかった。平野側でもレーダから遠ざかる速度がみられたが、対流セルの下より小さかった。1550JST のアメダスの風向風速データを見ると、対流性エコー A の南側では南寄りの風が卓越していた。対流性エコー A の北側にあるアメダス観測点、八幡では南東風が観測された。これは対流性エコー A からの外出流であると考えられる。一方、伊吹山地の山麓にあるアメダス観測点、樽見では北風が観測されていた。対流性エコー B は、名大レーダに近づく速度を示した。その下のアメダス観測点では西南西の風が観測された。

6. 考察

伊吹山地の山麓で発達した積乱雲の内部構造について、ドップラーレーダ観測のデータを用いて解析を行った。観測された対流性エコー中に、大きく分けて Downshear Tilting 型対流セルと Upright 型対流セルの 2 つのタイプの対流セルが存在した。

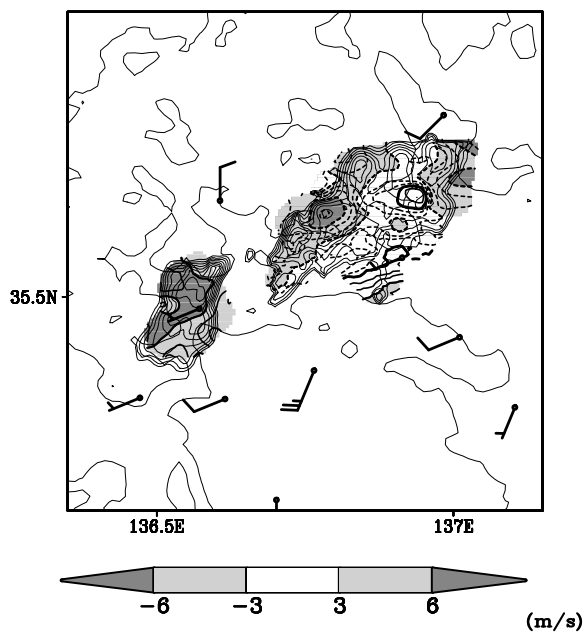


図 10: 名大レーダから得られた 1548JST における高度 1km のドップラー速度。波線は名大レーダから離れる速度を示す。実線は名大レーダへ近づく速度を示す。コンターは 1m/s 毎、太い実線は 0m/s である。シェードは絶対値 3m/s 以上のドップラー速度を示す。その下の実線のコンターは高度 4km の CAPPI 図である。矢羽根は 1550JST におけるアメダス観測点でも風向風速を示す。

DT 型セルが発達し、衰弱しながら平野側に動くとき、その軌跡上またはその周辺で新しい対流セルが続いて出現した。この時 DT 型セルが上空の運動量を輸送するため、鉛直シアが弱まり、ほぼ直立した形状をした U 型セルとなった。2 つの対流セルの振る舞いにより、観測された積乱雲は、システムとして寿命は 2 時間と長く、山麓で停滞する様な振る舞いを見せた。また U 型セルは DT 型セルから伸るアンヴィルの下で発達したことから、種まき効果が生じていたことが示唆される。

U 型セルは、DT 型セルの後方、山地側に出現した。U 型セルが出現し始めたのは 1530JST から 1540JST にかけてである。図 11 上図は、アメダス観測点樽見における、降水量、気温、風向風速の 10 分値時系列データである。時間帯は 1300JST から 1800JST までである。樽見は今回解析している対流性エコーの北側に位置しており、それに伴う降水はなかった。1530JST までは無風であったが、1540JST に北風を観測した。これは U 型セルが出現を始めた時間帯とほぼ一致する。この北風を観測してから約 1 時間、気温の降下はみられなかった。DT 型セル衰弱時と U 型セル出現時において、高度 1km で山地方向に向かうドップラー速度がみられた。これらから U 型セルは、DT 型セルからの外出流と、山地から流れてくる暖かい気流とが収束し上昇流を形成してできたと考えられる。

図 11 下図は、1500JST における高度補正された気温分布、そしてアメダス観測点における風向、

風速を示す。伊吹山地の山麓で対流性エコーが出現する前は、濃尾平野では南寄りの風が、北陸側の福井平野では北寄りの風が卓越しており、ともに海岸から山岳域に向かって気温は高くなっていた。特に濃尾平野の北側と伊吹山地の山麓で高温となっていた。また木曽山脈など伊吹山地よりも標高の大きいところで積乱雲の出現が認められている (図 5)。以上から、局地風が熱と水蒸気を山岳域に輸送し、そこで蓄積されたことが考えられる。Kimura and Kuwagata(1993,1995) の数値実験から、局地循環によって山岳に熱や水蒸気が輸送され、蓄積されることを示している。また、木村 (1999) は北関東での局所降水と水蒸気輸送の関係について、降水頻度と地形との対応は、水蒸気が局地循環によって輸送された結果と考えることができると示している。

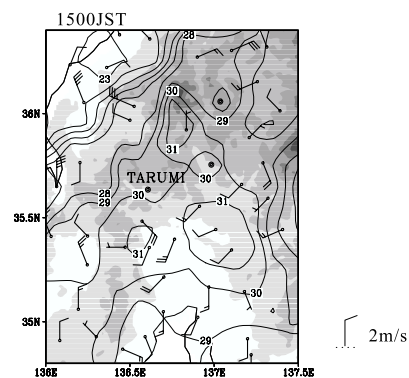
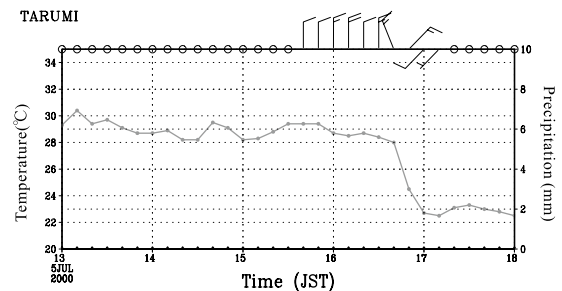


図 11: 上図: アメダス観測点、樽見における降水量、気温、風向風速の 10 分値時系列。下図: 500JST における高度補正された気温分布、そしてアメダス観測点における風向風速図。

以上から今回観測された積乱雲の内部構造は次のように考えられる (図 12)。伊吹山地の山麓で積乱雲が出現する。その積乱雲は環境場の鉛直シアの効果を受けるので、シアのある方向に傾いた DT 型セルが出現する。それまで濃尾平野上と福井平野上の局地風によって、伊吹山地に熱と水蒸気を輸送していたが、積乱雲が発生したことで濃尾平野側からのそれらの供給が絶たれる。そして伊吹山地で蓄積されていた熱と水蒸気は濃尾平野側、すなわち積乱雲のある方向に流れだす。DT 型セルは発達期か

ら衰弱期にかけて平野側に移動する。その時、下層で外出流を形成する。山地側に流れる外出流と山地から流れる気流が収束し、上昇気流が発生する。この位置は DT 型セルが出現した位置とほぼ同じであり、対流が立ちやすい環境になっているので容易に対流セルが形成される。そして DT 型セルが中層から上層にかけての運動量を輸送するので、鉛直シアは弱く、ほぼ直立をした形状の U 型セルが形成する。そして U 型セルはアンヴィルからの種まき効果により発達することができる。

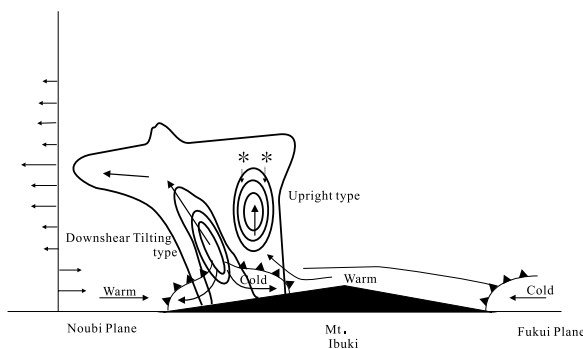


図 12: 解析された山麓で発達した積乱雲の内部構造の概念図

7. まとめ

伊吹山地の山麓で発達した積乱雲の内部構造を主にドップラーレーダのデータを用いて解析した。その結果以下のことが分かった。

- 積乱雲は、Downshear Tilting 型対流セルと Upright 型対流セルとの、大きく分けて 2 つのタイプの対流セルで構成されていた。
- U 型セルが DT 型セルの発達期から衰弱期にかけて、その軌跡上、山地側で連続して出現していた。それにより、積乱雲は約 2 時間維持できた。
- U 型セルは伊吹山地から流れてくる暖かい気流によって形成された。この暖かい気流は熱的局地循環によって伊吹山地に蓄積された熱と水蒸気を含んでいると考えられる。また U 型セルはアンヴィルによる種まき効果により発達できた。

U 型セルが DT 型セルの山地側に形成したことが、山麓で発達した積乱雲の内部構造の特徴の 1 つである。また U 型セルの形成に効いていたと考えられる、局地風によって山岳に蓄積された熱と水蒸気の積乱雲への流入が、山岳の効果であると考えられる。これまでの研究では、山岳で発達する積乱雲の発生位置と熱的局地循環の関係を統計的な解析

を通して関連づけ、熱的局地循環が山岳域での積乱雲の発生のトリガーになっていることが示唆されている。今回の解析から、熱的局地循環が積乱雲の発生のトリガーにではなく、積乱雲の発達、維持、変質に寄与していたことが考えられる。

謝辞

岐阜大学にはドップラーレーダを設置していただいたと同時に、観測において多大な御協力をいただきました。また、観測と研究を進めるにあたって研究室の皆様より多くの御助言、御協力をいただきました。あわせて感謝致します。

参考文献

- [1] Caracena, F., R.A. Maddox, L.R. Hoxit and C.F. Chappel, 1979: Mesoanalysis of the Big Thompson Storm. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1-17
- [2] 堀江晴男, 遠峰菊郎, 1998: 関東地方における熱雷の発生と移動について —1995 年夏期の解析—. *天気*, 45, 441-453
- [3] 岩崎博之, 大林裕子, 1998: 群馬県に降雹をもたらした積乱雲の出現特性. *天気*, 45, 5-12
- [4] Kimura, F. and T. Kuwagata, 1993: Thermally induced wind passing from plain to basin over a mountain range. *J. Appl. Meteor.*, 32, 1538-1547
- [5] Kimura, F. and T. Kuwagata, 1995: Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed layer model and a numerical model. *J. Appl. Meteor.*, 34, 549-558
- [6] 木村富士男, 1999: 夏の北関東における局地的降水と水蒸気輸送の日変化. *気象研究ノート*, (193), 137-145
- [7] 小島恵津子, 岩崎博之, 2001: 夏期の関東地方における積乱雲の融合の特徴. *天気*, 48, 141-149
- [8] Tripoli, G.J. and W.R. Cotton, 1989: Numerical Study of an Observed Orographic Mesoscale Convective System. Part 1, Simulated Genesis and Comparison with Observations. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 273-304
- [9] Yoshizaki, M. and Y. Ogura, 1988: Two- and Three-Dimensional Modeling Studies of the Big Thompson Storm. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3700-3722