

関西空港付近に発生したマイクロバーストの形態と構造 —空港気象ドップラーレーダー単独による自動検出とデュアル解析の比較—

石原正仁*¹・藤吉康志*²・新井健一郎*¹・
吉本直弘*³・小西啓之*³

要 旨

1998年8月7日にメソスケール降雨帯が大阪湾上を南下し、その中で特に発達した積乱雲が関西国際空港（「関西空港」という）に近づいた。同空港において低層ウィンドシアアを監視している空港気象ドップラーレーダー（DRAW）は、この積乱雲が同空港に到達するまでの間にマイクロバーストを延べ24回自動検出した。このとき低層ウィンドシアアに関する共同調査を実施中であった関西航空地方気象台と北海道大学低温科学研究所は、この積乱雲を対象としてDRAWと同研究所の可搬型ドップラーレーダーによるデュアル観測を行った。

この積乱雲は少なくとも4つのマイクロバースト（MB）を、7～9分間隔で発生させていたことがわかった。このうちの2つのMBについて、その振舞いと内部・周辺の風の3次元分布を詳細に解析した。2つめのMBについては、DRAWの自動検出では水平距離4kmで17m/sの風の水平シアアが測定され、デュアル解析によると高度3kmで7m/sの下降流、及び高度500mで14m/sの水平風が形成されていた。またMB3が到達した関西空港では21m/sの瞬間風速が記録された。これらのことから、DRAWの自動検出はMBの位置、形状、風の水平シアアの強さを精度よく算出していることがわかった。同時に、MBの非軸対称性が水平シアアの測定に誤差を生じさせる可能性のあることも分かった。

MBの微細構造として、1つめのMBにともなう地上付近の発散流は非軸対称的な分布を示し、MBの移動方向の右前方に強く吹き出していた。このMBにともなう発散流の先端のガストフロントでは上昇流が作られ、その上昇流によって上空に形成された降水コアが着地するとともに、2つめのMBが発生した。MBの生成には、降水粒子の蒸発による下降流内の空気の冷却、及び落下する降水粒子が空気を引きずり下ろす力の両者が作用していたと推測された。航空機がこのMBに進入した場合、飛行経路に沿った風の水平シアアにともなう揚力減少の効果は、下降流が航空機を直接降下させる効果より2.7倍以上であったと見積もられた。

1. はじめに

気象庁の空港気象ドップラーレーダー（DRAW：Doppler Radar for Airport Weatherと略す）は、アンテナ径7m、ビーム幅0.7°の高分解能Cバンドレーダーである。DRAWは空港から120kmまでの範囲

の反射強度とドップラー速度の3次元分布を観測し航空気象業務に供するとともに、空港周辺の低層ウィンドシアア[†]に関する情報を航空管制業務に提供している。DRAWの初号機は1995年2月に関西空港に設置され、設置後1年間のデータ評価の後、成田空港に設

*¹ 気象研究所。

*² 北海道大学低温科学研究所。

*³ 大阪教育大学。

—2009年3月11日受領—

—2009年6月10日受理—

[†] 本論文で用いるウィンドシアアあるいは水平シアアという用語は、収束・発散成分の有無に係わらず水平風の不連続部分を指す。これは、気象学の厳密な定義における収束発散成分のない理想的なシアアとは異なるが、航空気象やレーダー気象では、広義的な考え方として一般的に用いられる。

置された2号機とともに1996年4月に全面運用を開始した。その後全国主要空港への整備が進み、現在では9台のDRAWが運用されている。

DRAWが検出対象としている低層ウィンドシアアは、①対流雲の雲底下に生じるマイクロバースト（以後、「MB」と略す）、及び②前線付近の風の場の不連続や積乱雲のガストフロントなどに起因するシアラインである。ダウンバーストは、対流性降水雲の中に生じる下降流が地表付近で水平方向に強く発散する現象である。MBとはダウンバーストのうち規模は小さいが風の発散量が大いものである。一般的にMBは、「対流性雲に関連する地表付近の発散性の気流場で、一方から発散の中心に向かって見たとき、遠ざかる風成分（正）の最大値と近づく風成分（負）の最小値の差が10 m/s以上であり、最大値と最小値が現れる地点の距離が発生当初4 km以下であるもの」と定義されている（Fujita 1980；Wilson *et al.* 1984；Wilson and Wakimoto 2001）。ただし、DRAWでは付録Aに示す定義によってMBを検出している。

低速で飛行している着陸直前や離陸直後の航空機がMBに遭遇するとその対気速度が急変し揚力を失うため、ときとして墜落事故に至ることがある。米国では空港付近に発生したいくつかの航空機事故を契機として、特別観測や数値実験などによってダウンバーストの実態やそれが航空機に与える影響が明らかにされるとともに、ドップラーレーダーによるMBの検出アルゴリズムが考案された（Fujita and Byers 1977；Wilson *et al.* 1984；Fujita 1985；Rinehart and Isaminger 1986；Hjelmfelt 1988）。それらをもとに、米国連邦航空局は1993年から全米の主要43空港に空港ドップラー気象レーダー（Terminal Doppler Weather Radar：TDWR）を展開した。

国内でも1980年中頃からダウンバーストの出現が報告されるようになった（中山・伊関 1985；航空事故調査委員会 1986；Shirooka and Uyeda 1990；岩下 1992, 1995；Ohno *et al.* 1994；渡辺 1995）。大野ほか（1996）は各地から報告された資料を整理し、1981～1994年の14年間に国内で25件の事例によって75個のダウンバーストが発生していたと報告した。1992～1994年の気象庁の空港気象レーダー技術検討会では、各地の空港における突風の統計と事例解析が行われ、この中でMBの発生も報告された（野村ほか 1997）。こうした状況のもと、気象庁は航空機の安全運航のため航空気象業務においてMBを監視すること

が必要とし、米国や気象研究所などにおけるハードウェア・ソフトウェア両面での研究成果をもとに、航空局の協力を得て国内主要空港にMBなどの低層ウィンドシアアを検出するドップラーレーダーを整備することとなった。

DRAWによる低層ウィンドシアアの検出結果は、空港に設置された気象官署において予報・観測業務に利用されるとともに、空港内の航空局空港事務所と航空会社に配信されている。空港事務所ではこの検出結果をもとに「Low level Wind Shear 情報」を作成し、管制官を通じて離陸・着陸直前の航空機のパイロットに低層ウィンドシアアの発生を知らせている。同時にこの情報は航空会社にも通報されている。

DRAWが本格運用を開始した後、MBの検出状況が現地の気象台で調査された（石原ほか 1999；須田ほか 1999；津村ほか 2000）。こうした調査によってDRAWによって検出されるMBについて、その発生数、規模、寿命などの実態が明らかになってきた（付録B）。また、空港以外の地域でもダウンバーストによる突風被害が報告されており（Takayama *et al.* 1997；花宮ほか 1998；佐野・大野 2001；大久保ほか 2004）、航空の分野だけでなく一般社会における防災の視点からも、引き続き注目していくべき現象である。

MBの検出精度を向上させていくには、検出システムや検出アルゴリズムなどの技術の改良とともに、MBの振舞いや構造、発生発達機構をよく知っておくことが必要である。前述のとおり、米国では一連の特別観測や数値実験によってそれらが調べられている。一方、熱的安定度や風の鉛直シアアなどの環境場、親雲となる降水システム、さらには地形などが米国と相違するわが国では、発生するMBがどのような構造や特徴を持っているかは十分には調べられていない。

本論文の目的は、関西空港の近くに発生した一連のMBを対象として、DRAWと北海道大学低温科学研究所の可搬型ドップラーレーダー（「低温研レーダー」と略す）による共同観測によるデュアル解析にもとづき、DRAWの自動検出の性能を検証するとともに、MBの振舞いと3次元的な構造を理解することである。

2. 観測と解析手法

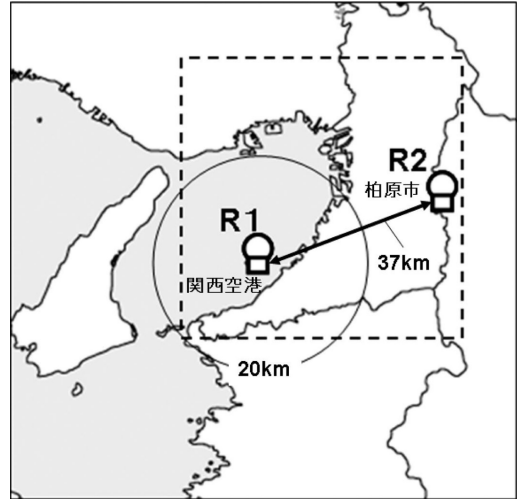
2.1 MBの自動検出

MBは3次元的構造をもつ現象であるから、MBを

監視するには本来は複数のドップラーレーダーが必要である。空港周辺に発生するMBを監視するため複数のドップラーレーダーを配置することは、経費の面からもデータ処理の面からも現実的でない。このため、1台のドップラーレーダーによってMBを自動的に検出し、それにとりあう発散の規模と量を推定するアルゴリズムが開発され、TDWRに採用されている(Merritt 1989)。DRAWにおけるMBの自動検出手法はTDWRのそれと基本的に同じである。ただし、わが国ではレーダーを空港内に設置しているため、検出アルゴリズムには独自の工夫が施されている(石原ほか 2001)。DRAWでは観測モードが2つ(空域モード・飛行場モード)用意されている。通常は6分間隔17仰角のボリューム走査による空域モードで半径120 kmの領域の降水の有無を監視している。空港を中心とする1辺40 kmの四角形領域内に降水が観測されると飛行場モードに切替わり、6分間で13仰角(仰角1.1~45.9°)のボリューム走査を行いながら、その間に5回のPPI(仰角0.7°)によって1.2分ごとにMBの検出を行っている。MBの検出領域は空港を中心とする半径20 kmの円内である(第1図)。MBの自動検出手法及び検出パラメータを付録Aに示す。

2.2 デュアル解析

大阪湾を観測領域として風の場の3次元構造が解析できるよう、低温研レーダー(波長3.1 cmの可搬型Xバンドドップラーレーダー)をDRAWの東北東37 kmに位置する柏原市の大阪教育大学構内の丘の上(海拔150 m)に設置し、関西空港のDRAWと同期観測を行い、デュアル解析(石原 1986)を行った。低温研レーダーもDRAWと同様に6分間で13仰角のボリューム走査を行った。両者のドップラー速度データを水平方向1.0 km、鉛直方向0.5 kmの直角座標格子上に内挿した。対象とする現象のスケールが小さいので、水平方向の内挿には比較的小さめの半径0.5 kmの重み付影響円を使用した。次に第1図の破線内の領域において、地表で鉛直流がゼロの境界条件を与えて非弾性系連続の式を上向きに積分し、風の3成分(u, v, w)を計算した。一般に連続の式を積み上げる際には w の算出誤差が上空ほど大きくなるが、今回の解析では下層の流れを中心に議論するので、 w の誤差補正(石原 2001)は行わなかった。DRAWがMBを自動検出した期間は1414 JSTから1439 JST(以後「1414」などと標記する)までの25分間であり、



第1図 関西空港の空港気象ドップラーレーダー(R1)と柏原市の大阪教育大学構内に設置された北海道大学低温科学研究所可搬型ドップラーレーダー(R2)によるデュアル解析領域(破線)。円はR1による半径20 kmのマイクロバースト自動検出領域。

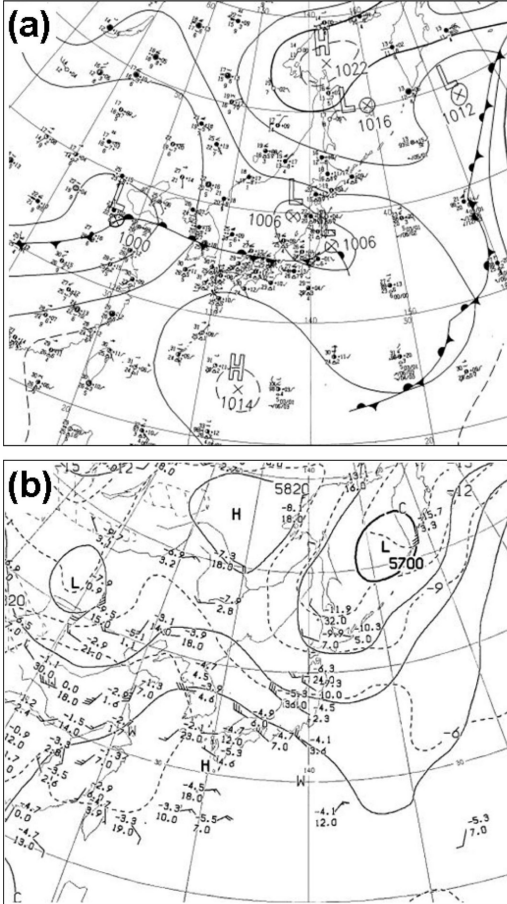
この期間内の1407, 1414, 1420(各時刻は各ボリューム走査の開始時刻)に3回のデュアル解析を行った。

なお、本報告の中では関西空港のDRAWが自動検出アルゴリズムによってMBを現業的に検出することを「自動検出」、またデュアル解析によって風ベクトルの分布を得ることを「解析」という用語を用いて、両者を区別する。

3. 環境場と調査対象

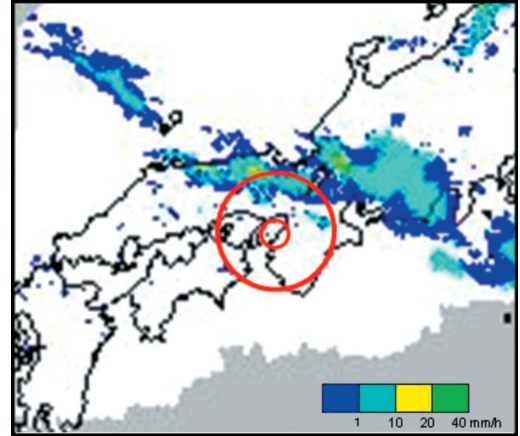
今回の解析対象は、帯状に組織化された積乱雲群が関西空港に接近した際に検出された一連のMBである。第2図aのように1998年8月7日09 JSTの地上天気図では、朝鮮半島から日本海を通過して太平洋に達する停滞前線があり、ゆっくりと南下していた。500 hPaでは(第2図b)、日本上空にはトラフがあり、近畿地方には北方から寒気が入り込んでいた。

気象庁のレーダーアメダス解析雨量(現在の解析雨量)によると(第3図)、停滞前線に対応して7日10 JST頃に兵庫県の日本海沿岸に降水域が発生し、12 JSTには西北西から東南東の走向を持つ長さ約200 kmのメソスケール降雨帯に組織化された。この降雨帯は近畿地方北部から20 km/h(6 m/s)の速度で南下し、同日20 JST頃和歌山市付近で消滅した。

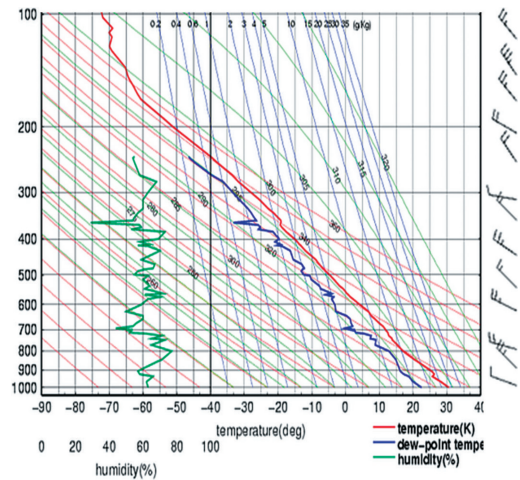


第2図 1998年8月7日09 JSTにおける (a) 地上及び (b) 500 hPa 天気図。気象庁。

当日09 JSTの潮岬のラジオゾンデ観測によると(第4図)、地表から100 hPa までほぼ西北西から北西の風であり、500 hPa 以下では風速は最大でも15 m/s であった。同時刻の米子でも風の鉛直分布は潮岬とほぼ同様であった。一方MB発生時の関西空港における14 JSTの地上風は南西5 m/s である。降雨帯が6 m/s 程度で南下していたことを考慮すると、降雨帯の南方から相対的に10 m/s 程度の地上風が降雨帯に流入していたことになる。14 JSTにおける関西空港上空の流れが09 JSTの潮岬上空の流れと同じであったと仮定すれば、地上と高度6 kmの風速差は8 m/s と小さく、対流有効ポテンシャルエネルギーCAPEも604 m²s⁻²と比較的小さかった。Bluestein (1993) によれば、こうした鉛直シアとCAPEの状況は、スーパーセルなどの大型積乱雲ではなく通常の積乱雲が発



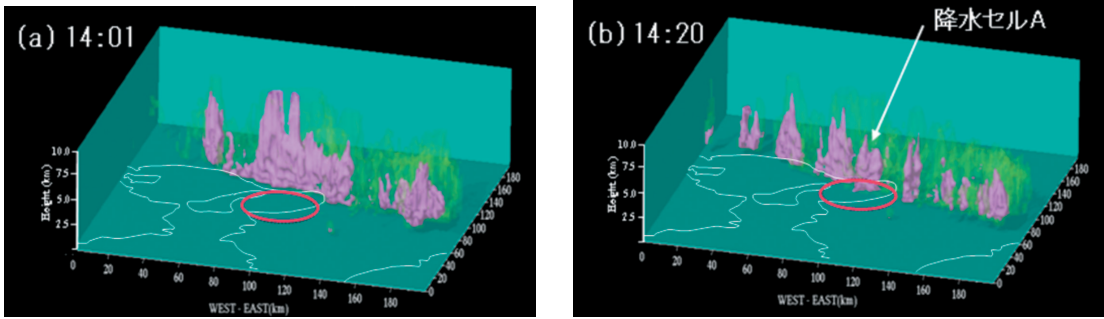
第3図 レーダーアメダス解析雨量。1998年8月7日12 JST。大きな赤円は空港気象ドップラーレーダーが降水観測を行っている半径120 kmの領域、小さな赤円は半径20 kmのマイクロバースト自動検出領域。



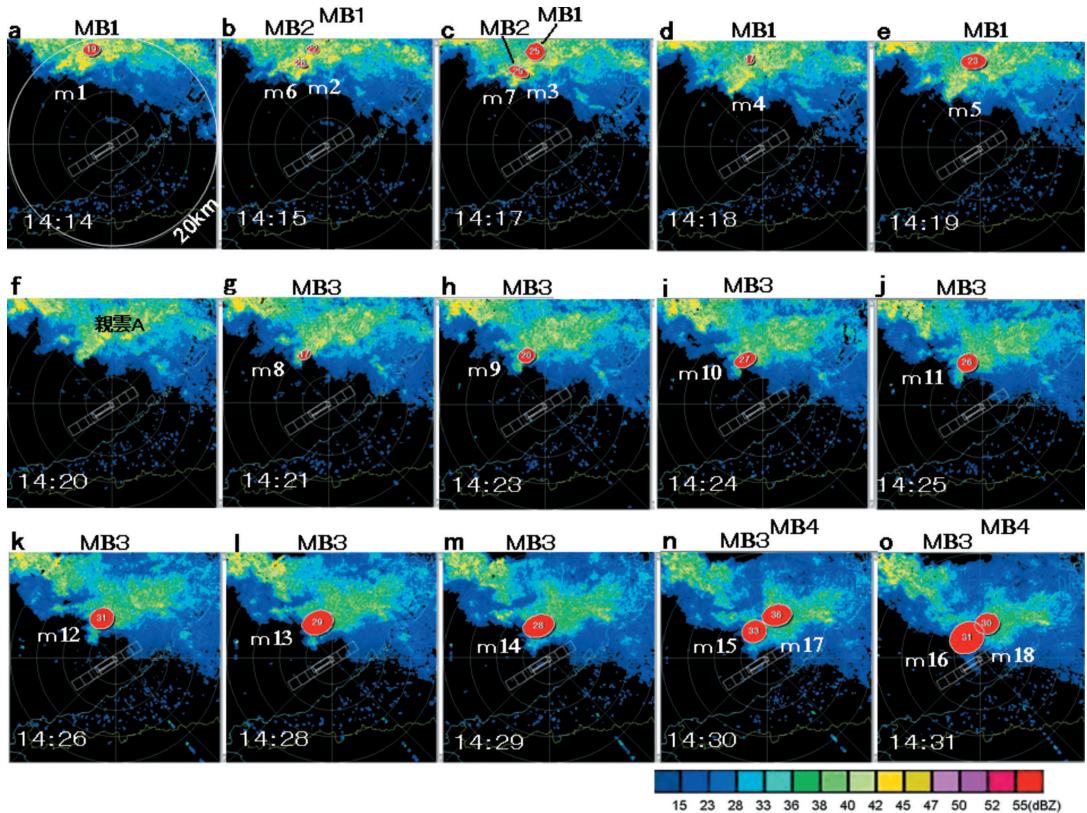
第4図 潮岬における1998年8月7日09 JSTのエマグラム。

生する環境場であった。ただし、潮岬の高層データの地上観測値のみを関西空港の12 JSTの地上観測値に置き換えて計算し直すとCAPEは2400 m²s⁻²となり、MBの発生時刻には関西空港上空の中層～下層においては、比較的大きな対流不安定が存在した可能性がある。

第5図は、DRAWのボリューム走査で得られた反射強度データの立体表示である。45 dBZの等値面及



第5図 関西空港の空港気象ドップラーレーダーのデータから作成したメソスケール降雨帯の反射強度の立体表示。30 dBZ（黄緑色）と45 dBZ（紫色）の等値面を示す。1998年8月7日1401 JST (a), 同1420 JST (b)。レーダーを中心として200 km×200 km×10 kmの領域を示す。楕円は半径20 kmのマイクロバースト自動検出領域。



第6図 関西空港の空港気象ドップラーレーダーによるマイクロバースト (MB, 赤楕円) の自動検出の状況。1998年8月7日1414~1431 JST。m1~m18は1.2分ごとに検出されたMBの通し番号。MB 1~MB 4は時間・空間の連続性を考慮して決めた4つのMB。赤楕円内の数字は最大速度差 (ノット)。カラーバーは反射強度 (dBZ)。

びDRAWが算出している鉛直積算雨量の分布(図略)に着目すると、1401には降雨帯は水平規模が20

km程度の6~7つの降水セルから構成され、それらがほぼ30 kmの間隔で並んでいた。各降水セルは下層

～中層の環境場の流れとほぼ一致して南東に向って移動していた。各降水セルの寿命は1～2時間であった。この中の降水セルAが今回解析をする一連のMBをもたらした。

降水セルAは13 JST 頃に神戸市の北方20 km 付近に発生し、1401には反射強度45 dBZ 以上の領域が高度10 km まで達し、他の降水セルにくらべ特に発達していた。この後、降水セルAは大阪湾上を南下し、反射強度を減少させながら1430にはその南端が関西空港上空に達した。降水セルAのエコー頂高度は14 JST 頃には14 km 以上に達し、関西電力が運用する広域雷予知警報システム (SAFIR) は1410頃をピークとして1330から1440まで降水セルA付近に活発な雷放電を検出した (吉橋ほか 2000)。こうしたことから、降水セルAは発達した積乱雲であり、1410頃に最盛期にあったことが分かる。

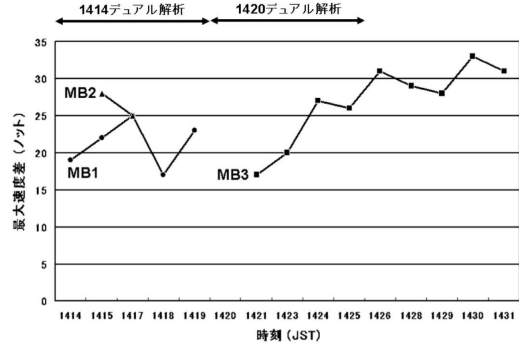
この日の1414から1439の25分間に関西空港の北方において、DRAW はこの降雨帯の中にMB を延べ24回、自動検出した。以下では、このうち1414から1431までの間に18回自動検出されたMB を対象として議論する。

4. 観測と解析の結果

4.1 MB の自動検出

第6図は、関西空港のDRAW による1414から1431におけるMB の自動検出結果である。DRAW による反射強度の分布図の上に、MB が赤い楕円として表示されている。各楕円内の数字はノットで示した最大速度差である。最大速度差とは、MB 内を通過する各レーダービームにおけるドップラー速度の最大値と最小値の差のうち、最も大きな値であり、航空機がMB に進入したときに被る対気速度の損失量の目安となる。各時刻に自動検出されたMB にm1～m18の記号を付けて、その振舞いを追跡した。

m1～m5は時間的にも空間的にも連続して検出されているので、ひとつの下降流を起源とする同一のMB と考え、これをMB 1とした。MB 1の大きさを検出された楕円の長径で示すと2～3 km である。MB 1の寿命は自動検出では5分だが、自動検出領域外にあった1414以前にすでに発生していた可能性があり、実際の寿命は不明である。同様に1415と1417に自動検出されたm6とm7も同一のMB と考えられ、これをMB 2とした。1421から1431まで自動検出されたm8～m16も同一のMB であり、これをMB 3とした。



第7図 DRAW のMB自動検出によって検出された3つのMBにおける最大速度差(ノット)の時間変化。1998年8月7日1414～1431 JST。

MB 3の大きさは2～6 km で、寿命は10分であった。第7図は、この3つのMBにおける最大速度差の時間変化である。MB 1の最大速度差は17～28ノット (9～14 m/s)、MB 3のそれは17～33ノット (9～17 m/s) であった。さらにm17とm18は4つめのMB 4に対応しており、1430から1439まで存続した。米国におけるダウンバーストやMB を対象とした野外観測の結果をまとめた田畑ほか (2001) を参考にすると、MB 1とMB 3の性質は米国に発生するダウンバーストの範疇に入るものである。

第7図に示すように、1414のデュアル解析はMB 1とMB 2の発生から消滅までに対応し、1420のデュアル解析はMB 3の前半期を捉えていた。今後はMB 1、MB 2、MB 3の3つのMBについて議論することにする。なお、ここでは、MBをもたらす対流雲をMBの「親雲」と呼ぶことにする。これら3つのMBをもたらした親雲は第6図fに示された降水セルAであり、以後これを親雲Aという。第2章では、親雲Aでは1400頃に対流活動が最も活発であったことを示した。親雲Aの南端がDRAWの半径20 kmのMB検出領域に入ったのは1400直後である。したがって、これら3つのMBは親雲Aが最盛期から衰弱期にあった時期に発生したことになる。

4.2 デュアル解析の結果

(1) 流れの場と発散の分布

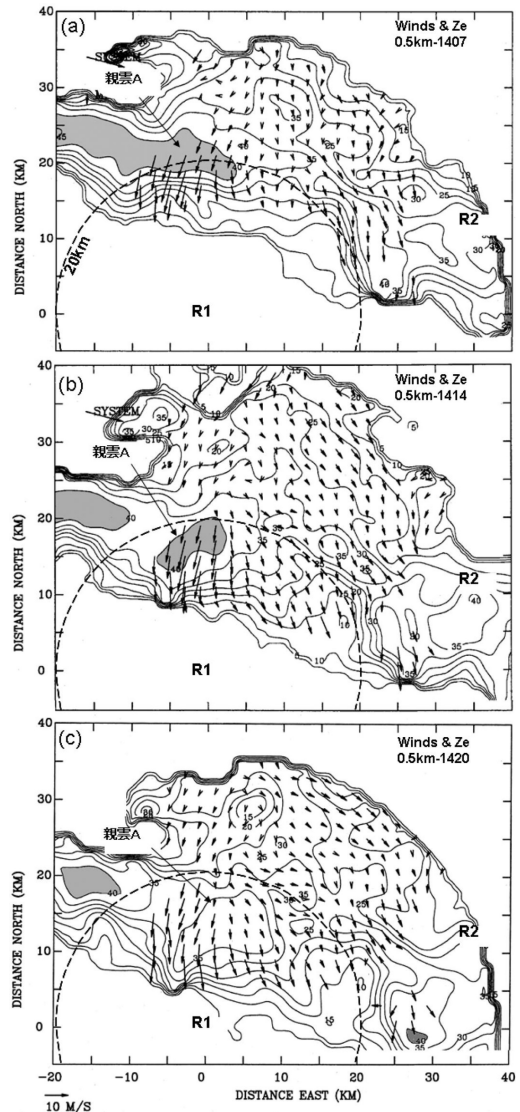
米国コロラド州デンバーで行われたダウンバーストの特別観測 Joint Airport Weather Studies (JAWS) 等の結果では、ダウンバーストにともなう水平発散の最大値は地上から高度200 m までに現われ、そこから

高度500 m付近まで漸減すると報告されている (Wilson *et al.* (1984) の Fig.3, Hjelmfelt (1988) の Fig. 10). これにもとづき, 今回の解析では最も低い解析高度である500 mにおける風の様子を調べることとする. 第8図は, 1407, 1414, 1420の高度500 mにおけるエコーの反射強度 (以後, すべてDRAWの観測値) と, デュアル解析によって得られた地表に相対的な水平流である. 第9図は水平流から計算した発散量の分布である.

1407には40 dBZ以上の領域が親雲Aに対応しており (第8図a), ここからほぼ南に向かう風速14 m/sに達する強い流れが特徴的である. この流れによる発散域は第9図aのD1であり, 発散量は $4 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ である. D1のすぐ南にある $-4 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の収束域C1は, 南向きの発散流がその前方の一般流 (関西空港の滑走路脇の風向風速計によると西南西の風) と衝突し, ガストフロントを形成した結果であると考えられる. この時刻にはD1はDRAWの自動検出域内に完全に入っていないため, MBとしては自動検出されていない. 発散の高度分布によると (図略), MB1にともなう強い発散は最下層に限られており, $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 以上の発散は高度500 mと1 kmのみに見られる. この傾向は, 1414, 1420においても同様である.

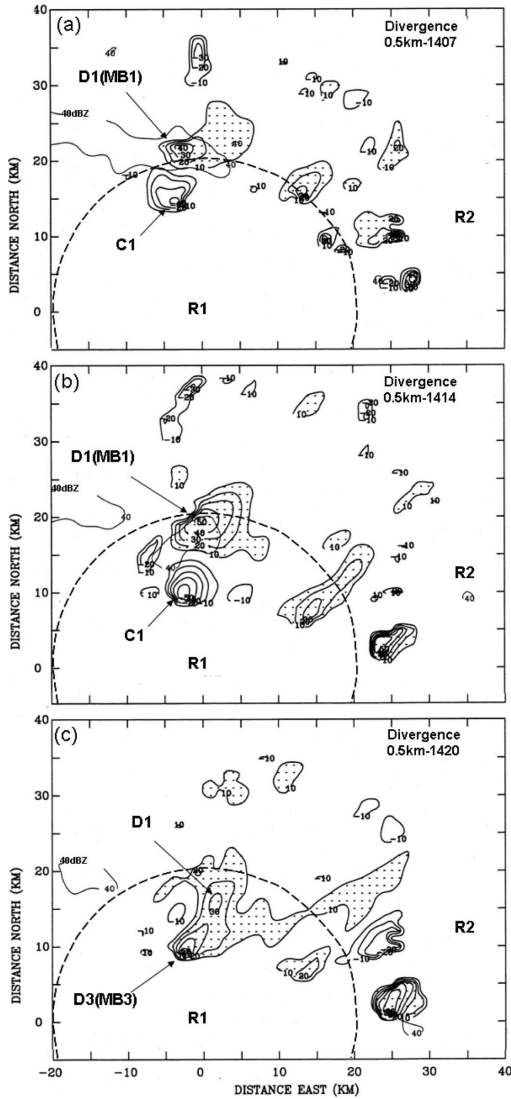
1414には, 親雲AはDRAWのMB自動検出域内に入った (第8図b). ほぼ40 dBZ以上のエコー域に対応して最大14 m/sの南向きの流れが見られる. 第9図bによると, 1407に見られたD1はこの時刻には南南東に3 km進み, $5 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の発散域となった. 発散域の面積は1407の面積より増加した. D1の位置と自動検出されたMB1の位置 (第6図a) はよく対応している. 第6図bとcに見られたMB2は, デュアル解析では表現されていない. これは, 動径方向150 m, 方位方向 0.7° の空間分解能で1.2分ごとに処理される自動検出に比べ, 1 kmの水平格子に内挿されたデータを用いて6分ごとに行われるデュアル解析では時間・空間分解能が低いため, MB1とMB2を分離して別個の発散域として捉えることができなかったことによるものと考えられる.

1420には, 親雲Aの反射強度は35 dBZ程度に弱まった (第8図c). しかし, 親雲Aから南向きに吹き出す強い流れは依然として顕著である. ただし, その流れの中心は親雲Aの南西部に偏って分布している. 第9図cによると, 発散域D1は1414の位置からさらに南南東に7 km進み, その発散量は $3 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$



第8図 デュアル解析によって得られた高度500 mにおける地表に相対的な水平風ベクトルとエコーの反射強度. 1997年8月7日1407 JST (a), 同1414 JST (b), 同1420 JST (c). R1は関西空港の空港気象ドップラーレーダー (DRAW), R2は低温研ドップラーレーダーの位置. 破線はDRAWによる半径20 kmのマイクロバースト自動検出領域. 反射強度は10 dBZから10 dBごとで, 斜線部は40 dBZ以上の領域を示す.

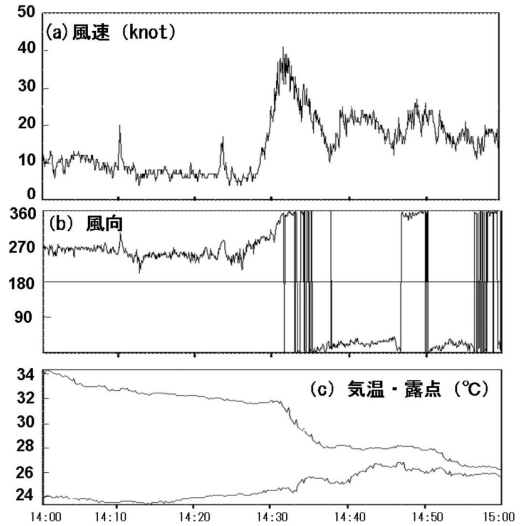
に減少し, その結果MBとしては自動検出されなくなった (第6図f). D1の南西10 kmの位置には, $5 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の発散量を示す新たな発散域D3が出現



第9図 第8図と同じ。ただし高度500 mにおける発散の分布。等値線は $\pm 10^{-3} \text{s}^{-1}$ から 10^{-3}s^{-1} 間隔で、点線部は発散域を示す。反射強度40 dBZの等値線を付加する。

した。第9図cのD3は1414のデュアル解析では発生
の兆候は見られないことから、1414から1420の間に
出現し急速に発達した発散域であり、これは1421から
DRAWにより自動検出され始めたMB3（第6図
g）に対応している。

ガストフロントと思われる収束域C1は1407にはD
1との距離は7 kmであったが（第9図a）、1414に
はD1から11 kmの地点まで遠ざかり、収束量は



第10図 関西空港における1998年8月7日14~15
JSTの(a) 風速(ノット)、(b) 風向、
(c) 気温と露点温度の変化。

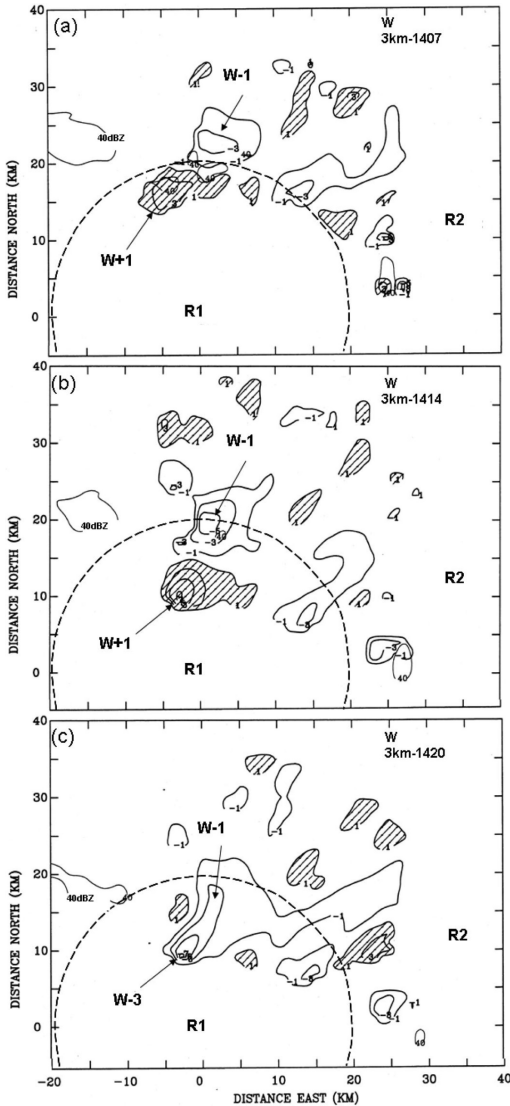
$-5 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ に増加した（第9図b）。この収束域は
1420のデュアル解析（第9図c）には現れていない
が、これはガストフロントが親雲Aの移動速度より大
きな速度で南進して降水域の外に出たため、レーダ
ーでは観測できなくなったからである。このガストフ
ロントは1432に関西空港に到達し、同空港ではそれ
まで吹いていた西南西の風が北風に順転し、瞬間風
速21 m/sの突風が記録された（第10図）。

(2) 鉛直流の分布

第11図は高度3 kmにおける鉛直流の分布である。
1407には第9図aのD1の位置に3 m/sの下降域W-
1がある。1414には下降域W-1はその面積を拡大した。
W-1の南南西には上昇域W+1があり、その強さは7
m/sに達している。このW+1は第9図bの収束域C
1に対応しており、MB1から流れ出した発散流が周
辺流と衝突して上昇した結果である。1420にはW-1
の強さは3 m/sに減少したが、その面積は拡大した。
一方この時刻には、MB3に対応する新たな下降域
W-3がW-1の南南西に出現し、ここでの下降流の強
さは7 m/sに達した。

5. 議論

第4章では、DRAW単独により自動検出されたM
Bの振舞いと、2台のドップラーレーダーにより解析
された2つのMBの付近の風の様子を示した。それらの



第11図 第9図と同じ。ただし高度3 kmにおける鉛直流の分布。等値線は±1 m/sから2 m/s間隔で、斜線部は上昇域を示す。

結果をもとに、本節ではMBの自動検出の検証、MBの成長過程、発散流の軸対称性及び鉛直構造などのMBの微細構造、及びMBが航空機に与える影響について議論する。

5.1 MB自動検出の検証

(1) 位置

自動検出されたMB 1とMB 3を、デュアル解析で算出した発散域D 1、D 3とそれぞれ比較する。両者

の中心位置に関しては、1～2 km程度の差ではほぼ一致している。デュアル解析が6分間のボリューム走査のデータにもとづいていることを考慮すれば、1～2 km程度の位置のずれは、十分小さいといえる。

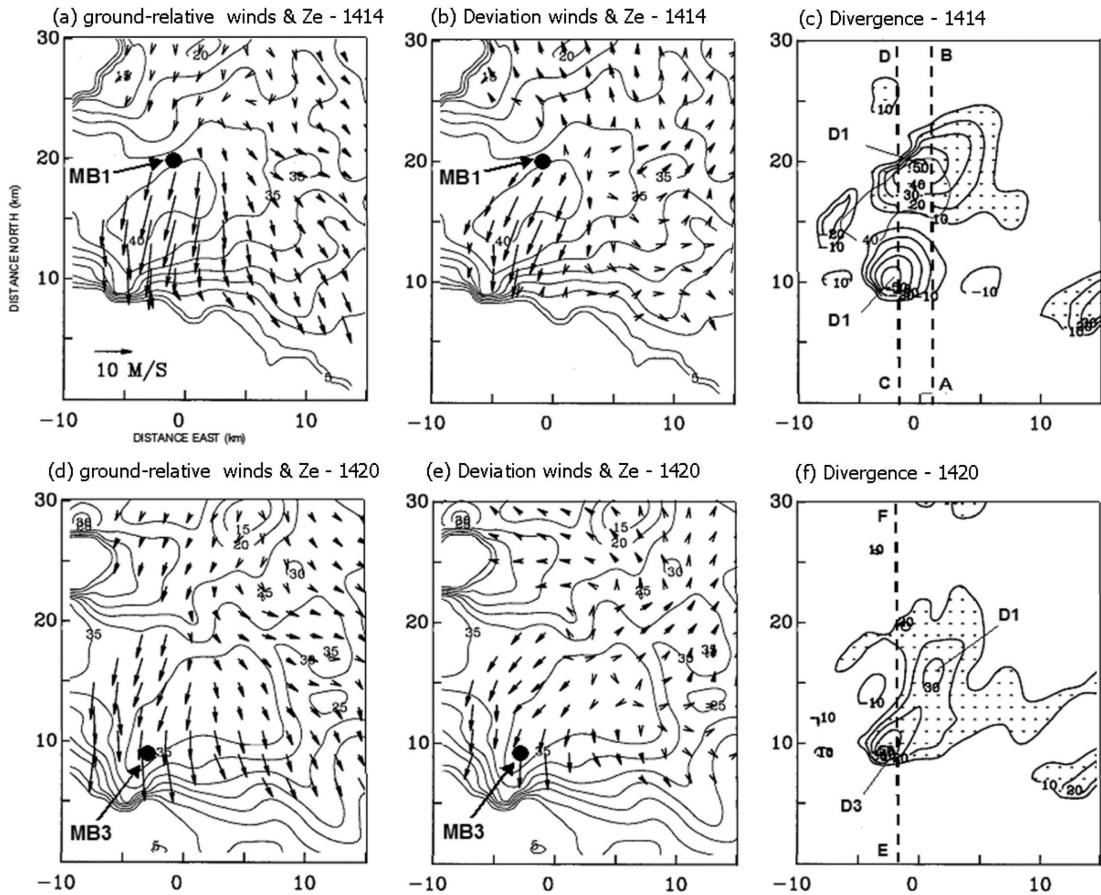
(2) 大きさと形状

MBの形状に関しては、第9図b, cの $4 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の等値線を見ると、D 1は北東—南西方向を長軸とする3 km×5 kmの楕円、D 3はやはり北東—南西方向を長軸とする2 km×3 kmの楕円である。一方第6図b～eに示したように、自動検出されたMB 1は東西に2～4 kmの長軸を持つ楕円形で近似されている。第6図g～kによるとMB 3の長軸は2～3 kmであり、やはり北東—西南西方向を長軸とする楕円で示されている。デュアル解析による発散域の水平スケールが自動検出のMBよりやや大きいのは、これはD 1、D 3からMBを判定する際の発散量のしきい値に依存するものであり、MBのサイズと形状に関しては両者は高い精度で一致している。すなわち、今回の事例に関しては、1台のドップラーレーダーによるMBの自動検出は、MBの実態を高い精度で表現していたことが分かる。

(3) 風の水平シアの大きさ

DRAWの自動検出で示される最大速度差はMBにともなう発散流の強さを示す指標であり、これによってMBに遭遇した際の航空機の対気速度の減少量を見積もっている。レーダービームがMBの楕円を横切った場合の楕円の両端の距離を Δr 、最大速度差を ΔV とすれば、 $\Delta V / \Delta r$ はレーダービームに沿ったMBによる風の水平シアである。

1420のMB 3についてこの水平シアを計算してみると、1421から1425まで4回の自動検出時の値はそれぞれ、 $5.8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 、 $5.2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 、 $5.6 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 、 $3.8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ である。一方、1420のデュアル解析では、MB 3に対応する発散域D 3は $5 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の発散量を示した。発散の形状が完全な軸対称であれば、単独ドップラーレーダーで測定した水平シア値はレーダービームに沿った方向のみから算出しているの、実際の発散値の半分になるはずである。今回両者の値がほぼ一致したのは、第8図cに示したとおり、MBにおける発散流が北向きのレーダービームとほぼ平行していたからである。言い換えれば、このMBを今回とは異なった方向からドップラーレーダーで測定すると、実際の発散量を過小評価することがあることを示している。MBの自動検出結果を利用する際



第12図 1998年8月7日の1414 JSTと1420 JSTの高度500 mにおける水平風 (a, d), 平均風から水平風を差し引いた偏差ベクトル (b, e), 及び発散 (単位は 10^{-3}s^{-1} , 発散域にハッチ)(c, f). MB 1とMB 3は発散の分布から決めた各MBの中心位置. A-B, C-D, E-Fは, 第13図の3つの断面図の位置を示す.

には, 流れの非軸対称性に起因して最大速度差に測定誤差が生じる可能性のあること (Wilson *et al.* 1984) を認識しておく必要がある.

5.2 MB 1とMB 3の微細構造

デュアル解析の結果をもとに, MB 1とMB 3の流れの構造をより詳細に見ることにする.

(1) 流れの軸対称性

MB 1, MB 3周辺の高度500 mにおける発散流を詳細に見ると (第12図 a, d), 前述のとおり両MBともに風ベクトルはほぼ全域で南向きであり, 発散流は中心から四方に均一に流れ出すような軸対称形ではない. また Fujita (1985) などの報告のとおり, 強風の最大域は発散の中心域とは一致していない. 同じく Fujita (1985) によると, 移動するMBは進行方向前

方に強風域がある. 一方, 今回の2つのMBの移動方向は南東であるが, 強風域の風ベクトルはMBの進行方向 (南東) の右前方 (南) に偏って発生している. 当日09 JSTの潮岬の高層観測によると (第4図), 地上から上層まで南向き成分の風は見られない (米子の観測でも同様). 今回の発散流の南向きへの偏移は, 雲底下の風による偏移 (Hjelmfelt 1988), あるいは下降流が上空の水平運動量を地上付近に運ぶ効果によっては解釈できない. 今回の解析ではこれ以上議論する材料がないので, この偏移については今後の検討課題とする.

一方, 各風ベクトルからデュアル解析全域 (第1図破線) での平均風を差し引いた偏差ベクトル (第12図 b) では, MB 1の発散の中心D 1からほぼ軸対称の

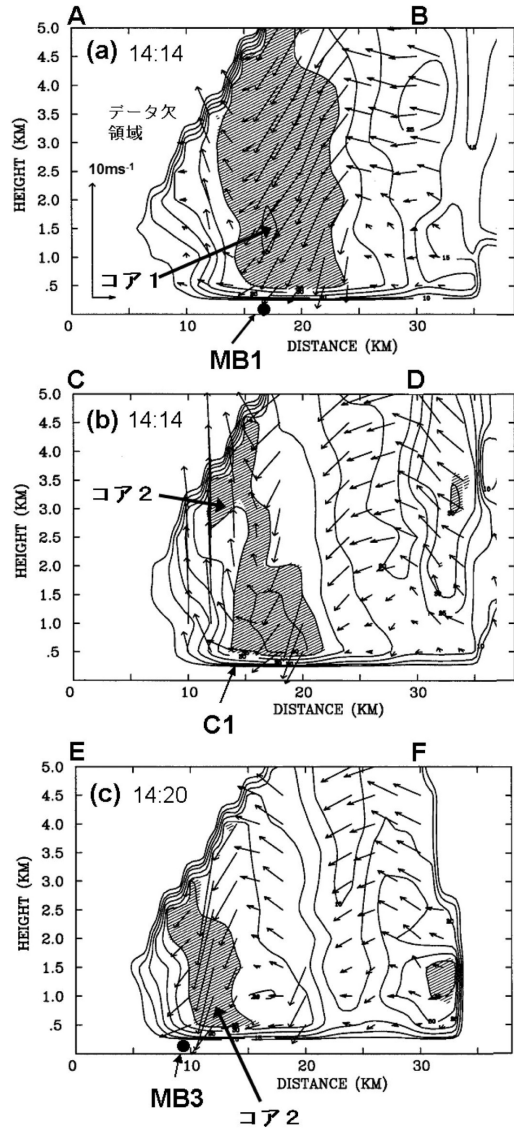
流れが解析される。これは、MB 1の発散の分布自体はほぼ軸対称であったことを示している。1420についても偏差ベクトルを見ると(第12図 e), 1414にMB 1が自動検出された位置付近にはほぼ軸対称の流れが残っているが、MB 3の中心付近の流れは南向きに強く偏っている。MB 3の場合には、先に発生したMB 1の流れが妨げとなって偏差ベクトルで見ても北向きの流れは作られておらず、それに代わって南向きの風が強化されたと見られる。

(2) 流れの鉛直構造

MBの鉛直構造について調べる。第13図 aは1414におけるMB 1を横切る南北断面図であり、同図 bは同時刻のMB 1の南に作られたガストフロント C 1を横切る南北断面図である。同図 cは1420におけるMB 3を横切る南北断面図である。

1414には(第13図 a), 距離20 km付近を中心とする強いエコー域(コア1)にほぼ対応して顕著な下降流が存在しており、その地表付近にMB 1が生じている。この図からでは下降流の開始高度は分からないが、高度5 kmにはコア1の後方(北側)からコア1に流入する水平流が下降域に流れ込んでいるので、この高度付近である可能性がある。同じく1414には(第13図 b), ガストフロント C 1のすぐ南のMB 1から吹き出た発散流の先端に、ほぼ直立した上昇流が形成されている。この上昇域には35 dBZ以上のエコー(コア2)は3 kmより上の高度のみに存在しており、降水のコアがまだ上空に留まっている状態を示している。

1420にはコア2は地表に達しており(第13図 c), この先端でMB 3が形成されている。1414から6分後には新しいMBが地上に出現したことになり、このような短時間にMBが出現したことの妥当性を考える。1414に高度3 kmにあったコア2が1420には地表に達していることから、コア2の降下速度は8 m/s程度である。35 dBZの反射強度から類推される降水粒子の落下速度は6 m/sであり(Joss and Waldvogel 1970), 高度1.5 kmにおける下降流の強さは5 m/sであったから、これらを加えると、コア2の降下速度は妥当な値の範囲にある。また、Hjelmfelt (1988)のFig.18, Roberts and Wilson (1989)のFig.12によると、米国のMBでは、平均的には地上でMBが確認される5分前に下降流が上空に出現していた。今回の事例は、こうした観測結果とも矛盾しない。また、降下する降水コアの着地とともにMBが発生すること



第13図 MB 1の南北鉛直断面図。地表に相対的流れの断面に沿った成分と反射強度を示す。反射強度の等値線は5 dB間隔で、斜線域は35 dBZ以上の領域。各断面図の位置(A—B, C—D, E—F)を第12図 c, fに示す。黒丸はMB 1とMB 3の中心位置。

は国内でも指摘されている(石原・田畑 1996)。なお、本章(1)で述べたようにMB 3が南向きに偏った非軸対称な形状の発散流であることは、第13図 cによっても明らかである。

(3) その他の微細構造

MBにともなう流れの微細構造として、Fujita (1985), Mahoney and Elmore (1991) などによると、高度数 km に局所的な低気圧性循環 (マイソサイクロン: misocyclone) が発生することがある。またガストフロント先端の雲底下には環状の水平渦 (ローター: rotor) が認められることがある。今回のデュアル解析ではマイソサイクロンは認められなかった。またローターも解析されなかったが、これは高度分解能0.5 km のデュアル解析ではローターを解析するには不十分であったためと推測される。

(4) MBの発生原因

MBをもたらす対流雲内の下降流の発生原因は、①降水粒子の蒸発・融解による空気非断熱冷却、②降水粒子の落下が空気を引きずり下ろす力 (drag force)、③静水圧平衡を破られることによって生じる鉛直方向の気圧傾度力、の3つである (Roberts and Wilson 1984)。

今回の事例では、環境場の中層が低温で下層から中層にかけての対流不安定が比較的大きいこと、本章(2)で示したように親雲Aの中層では後方からの流れが下降流に取り込まれていること、また第4図に示すように雲底 (持ち上げ凝結高度は1.3 km) より下の層が比較的乾燥していたことから、①の効果がMBの形成にかなりの程度かかわっていたと推測される。第10図に示すように、関西航空地方気象台の観測ではMB3に伴う外出流の到達によって、気温は34.1°C (7日14 JST) から26.2°C (同15時) に大きく下がる一方、この間の露点温度は1.9°Cの上昇にとどまった。これは、外出流をもたらした下降流が降水粒子の蒸発で冷却された結果であると考えられる。また本章(2)で示したように、MB3の発生が上空の降水コアの着地に同期していたことは、②の効果もMBの発生に寄与していたと考えられる。ただし、今回の解析では両者の寄与の割合を厳密に議論するには至らなかった。

5.3 MBが航空機に与える影響

第4章に示した関西空港の地上観測による21 m/sの瞬間風速、DRAWの自動検出によるMB3の33ノット (17 m/s) の最大速度差、デュアル解析による高度500 mでの14 m/sの水平風ベクトルから判断して、藤田 (F) スケール (Fujita 1981) で見ると、今回のMBがもたらした風はF0クラスの突風であった。この強さの風は一般にはテレビアンテナや樹木の小枝を折る程度であるが、離着陸時の航空機には影響

を与える。

MBが水平飛行中の航空機を降下させる原因は風の水平シアーと下降流であり、これら2つの効果は次に示す無次元量のF-factorの2つの項で評価できる (Bowels and Targ 1988)。

$$F = \frac{(\Delta V / \Delta r) \cdot V_M}{g} - \frac{w}{V_A}$$

ここで、 $\Delta V / \Delta r$ は航空機の飛行経路に沿った風の水平シアー、 w は飛行経路上の鉛直流、 V_M はMBに相対的な航空機速度、 V_A は航空機の対気速度、 g は重力加速度である。

1430におけるMB3の最大速度差は33ノット (17 m/s)、直径4 km (第6図n) であるから風の水平シアーは $4.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ である。 V_M と V_A は近似的に等しいとし、航空機の一般的な着陸速度である80 m/sとする。デュアル解析によると、MB3をもたらした下降流の強さは高度500 mにおいては1 m/s程度であった。したがって、上式の右辺第1項は0.035、第2項は0.013となり、高度500 mを飛行する航空機の揚力に与える水平シアーの影響は下降流による効果の2.7倍であったと見積もられる。ただし、着陸時に空港から5 kmの地点 (MB3の位置) を飛行する航空機の高度は250 m程度 (進入角を3度とする) であるから、この高度では下降流は1 m/sより小さかったと推測される。したがって、今回のMBについても離陸直後や着陸直前の航空機にとっては、水平シアーによる影響は下降流による影響の2.7倍以上であったと推測される。また、Bowels and Targ (1988) はF-factorが0.08より大きいと航空機には危険であるとしている。今回の値は0.048であり、もしMB3に着陸直前の航空機が進入したとすれば、墜落などには至らないものの、飛行に何らかの支障を与えたと推測される。

第1章に述べた管制官がパイロットに通報する「Low level Wind Shear 情報」は2つに分かれている。航空機の大気速度の減少が20~30ノットと見込まれる場合にはwind shear alertが、同様に30ノット以上の場合にはmicroburst alertが発せられる。今回の事例ではmicroburst alertが発せられ、実際に関西空港では1430前後に着陸態勢にあった航空機が、着陸を一時的に取りやめる「着陸復行」を行った。

6. まとめ

1998年8月7日に停滞前線付近で発生したメソスケール降雨帯が大坂湾上を南下し、その中で特に発達した積乱雲が関西空港に近づいた。1995年に同空港に設置され1.2分間隔で低層ウィンドシアアを監視しているDRAWは、この積乱雲が同空港に到達するまでの間にマイクロバーストを延べ24回自動検出した。このとき低層ウィンドシアアに関する共同調査を実施中であつた関西航空地方気象台と北海道大学低温科学研究所は、この積乱雲を対象としてDRAWと同研究所の可搬型ドップラーレーダーによるデュアル観測を行った。

解析の結果、この積乱雲は少なくとも4つのMBを、7~9分間隔で発生させていたことがわかつた。このうちの2つのMBについて、その振舞いとその内部・周辺の流れの3次元分布を詳細に解析した。デュアル解析によると、2つめのMBにおいては高度3kmで7m/sの下降流、高度500mで14m/sの水平風が形成されていた。DRAWの自動検出では水平距離4kmで17m/sの風の水平シアアが測定された。さらに関西空港の地上観測では21m/sの瞬間風速が記録された。この結果、DRAWの自動検出はMBの位置、形状、風の水平シアアの強さなどを精度よく算出していることがわかり、航空管制業務に取り入れられているDRAWによるMBの監視が精度の高いものであることが検証された。同時に、MBの非軸対称性が水平シアアの測定に誤差を生じさせる可能性のあることもわかつた。

MBの微細構造として、MBにともなう地上付近の発散流は非軸対称的な分布を示し、MBの移動方向の右前方に強く吹き出していた。最初のMBにともなう発散流の先端のガストフロントでは上昇流が作られ、その上昇流によって上空に形成された降水コアが着地するとともに、2つめのMBが発生した。MBの生成には、降水粒子の蒸発による下降流内の空気の冷却、及び落下する降水粒子が空気を引きずり下ろす力の両者が作用していたと推測された。航空機がこのMBに進入した場合、揚力の減少は航空機にかなりの影響を与えたであろうと推測された。このとき、水平シアアにともなう揚力の減少の効果は、下降流が航空機を直接降下させる効果より2.7倍以上であつたと見積もられた。

謝 辞

本調査は、筆者のひとり(石原)が関西航空地方気象台勤務中に、同気象台と北海道大学低温研究所の共同調査、及び科学研究費補助金基盤研究(A)「大阪周辺域における強風・落雷・豪雨の短時間高精度測定と予測システムの構築」(研究代表:藤吉康志)の一部として実施された。当時の名古屋大学武田喬男教授からは、本調査を着想する上で貴重なご示唆をいただきました。DRAWデータのドップラー速度折返し補正アルゴリズムは気象研究所の鈴木修氏・田中恵信氏から提供を受けました。当時同気象台に勤務していた木俣昌久・溝本悟・山腰裕一・風早範彦の各氏には、データ処理等で協力をいただきました。同空港の地上観測データは同気象台観測課の田尾孝幸主任技術専門官から提供を受けました。皆様に感謝いたします。本共同調査の実施にご理解をいただいた当時の大阪管区気象台櫻井邦雄技術部長、及び大阪教育大学の山下晃教授に感謝いたします。本論文の投稿にあたって親切なコメントをいただいた編集委員の茂木耕作氏と2名の査読者に厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

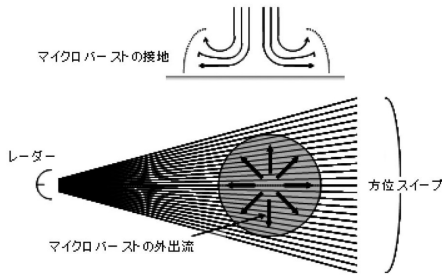
- Bluestein, H. B., 1993: Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol. II. Oxford Univ. Press, 488 pp.
- Bowels, R. and R. Targ, 1988: Windshear detection and avoidance: Airborne systems perspective. 16th Congress of the International Council of the Aeronautical Sciences, Jerusalem, Israel.
- Fujita, T. T., 1980: Downbursts and microbursts — An aviation hazard. 19th Conf. on Radar Meteor., Miami, Amer. Meteor. Soc., 94-101.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1511-1534.
- Fujita, T. T., 1985: The Downburst. Univ. of Chicago, 122 pp.
- Fujita, T. T. and H. R. Byers, 1977: Spearhead echo and downburst in the crash of an airliner. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 129-146.
- 花宮廣務, 松浦健次, 岩本博之, 1998: 1996年5月22日大分県玖珠町・九重町で深夜発生したダウンバースト. *天気*, **45**, 531-540.
- Hjelmfelt, M. R., 1988: Structure and life cycle of microburst outflows observed in Colorado. *J. Appl. Meteor.*, **27**, 900-927.
- 石原正仁, 1986: 2台のドップラーレーダを用いた観測と

- 解析. 気象研究所技術報告, (19), ドップラーレーダによる気象・海象の研究, 59-67.
- 石原正仁, 2001: ドップラー気象レーダーの応用. 気象研究ノート, (200), 39-73.
- 石原正仁, 田畑 明, 1996: 降水コアの降下によるダウンバーストの検出. 天気, **43**, 215-226.
- 石原正仁, 田代照政, 中谷観治, 1999: 関西国際空港の空港気象ドップラーレーダーによる低層ウィンドシヤーの検出状況. 航空気象ノート, (55), 気象庁, 3-18.
- 石原正仁, 赤枝健治, 鈴木 修, 2001: 空港気象ドップラーレーダー. 気象研究ノート, (200), 197-216.
- 岩下晴彦, 1992: 羽田で発生したダウンバースト. 天気, **39**, 279-290.
- 岩下晴彦, 1995: 1988年8月24日伊丹付近で発生した2つのダウンバースト. 天気, **42**, 833-842.
- Joss, J. and A. Waldvogel, 1970: Raindrop size distributions and Doppler velocity. Preprints 14th Radar Meteor. Conf., Amer. Meteor. Soc., 153-156.
- 航空事故調査委員会, 1986: 昭和59年4月19日的那覇空港でのJA8031の事故調査報告(紹介). 航空気象ノート, (32), 気象庁, 43-70.
- Mahoney, W. P. and K. L. Elmore, 1991: The evolution and fine-scale structure of a microburst-producing cell. Mon. Wea. Rev., **119**, 176-192.
- Merritt, M.W., 1989: Microburst divergence detection for terminal Doppler weather radar. Preprints, 24th Conf. on Radar Meteor., Tallahassee, FL, Amer. Meteor. Soc., 220-223.
- 中山 章, 伊関次男, 1985: 1983年7月27日に富山空港で発生したmicroburst. 天気, **32**, 329-332.
- 野村保雄, 渡辺正人, 川村貴史, 今井達也, 浅沼文友, 徳弘貴之, 福田次郎, 寸田 寛, 福永秀一, 高田朋尚, 福永祐一郎, 1997: 空港で発生した突風現象とレーダーエコー. 航空気象ノート, (51・52), 気象庁, 101 pp.
- Ohno, H., O. Suzuki, H. Nirasawa, M. Yoshizaki, N. Hasegawa, Y. Tanaka, Y. Muramatsu and Y. Ogura, 1994: Okayama downbursts on 27 June 1991: Downburst identifications and environmental conditions. J. Meteor. Soc. Japan, **72**, 197-222.
- 大野久雄, 鈴木 修, 楠 研一, 1996: 日本におけるダウンバーストの発生の実態. 天気, **43**, 101-112.
- 大久保 篤, 柴田のり子, 根口光太郎, 辻本嘉大, 橋田重延, 大石喜仁, 武井康郎, 水野康隆, 宮原寿夫, 仲居史志, 2004: 2003年10月13日に千葉県, 茨城県で発生したダウンバーストについて. 天気, **51**, 363-369.
- Rinehart, R. E. and M. A. Isaminger, 1986: Radar characteristics of microbursts in the Mid South. 23rd Conf. on Radar Meteor., Snowmass, Amer. Meteor. Soc., J116-J119.
- Roberts, R. D. and J. W. Wilson, 1984: Precipitation and kinematic structure of microburst producing storms. 22nd Conf. on Radar Meteor., Zurich, Amer. Meteor. Soc., 71-76.
- Roberts, R. D. and J. W. Wilson, 1989: A proposed microburst nowcasting procedure using single-Doppler radar. J. Appl. Meteor., **28**, 285-303.
- 佐野 浩, 大野久雄, 2001: 姫路・神戸ダウンバースト 1991年6月27日. 天気, **48**, 873-883.
- Shirooka, R. and H. Uyeda, 1990: Morphological structure of snow downburst in the winter monsoon surges. J. Meteor. Soc. Japan, **68**, 677-686.
- 須田 智, 春原城辰, 畔上三代守, 石橋俊之, 宇井今日子, 1999: 成田空港における低層ウィンドシヤーの検出状況. 研究時報, **51**, 別冊, 気象庁, 86-87.
- 田畑 明, 石原正仁, 赤枝健治, 鈴木 修, 2001: 航空機運航とドップラー気象レーダー. 気象研究ノート, (200), 171-196.
- Takayama, H., H. Niino, S. Watanabe, J. Sugaya and Members of Tsukuba Area Precipitation Studies, 1997: Downbursts in the northwestern part of Saitama Prefecture on 8 September 1994. J. Meteor. Soc. Japan, **75**, 885-905.
- 津村邦一, 金井義文, 坂本憲市, 小林俊彦, 羽田 茂, 高垣正治, 藤野継夫, 2000: DRAW(空港気象ドップラーレーダー)におけるMBの検出状況. 平成12年度大阪管区府県研究会誌, 気象庁, 74-75.
- 吉橋幸子, 河崎善一郎, 藤吉康志, 新井健一郎, 石原正仁, 2000: ダウンバーストの発生と雷放電の比較検証(2). 日本気象学会2000年度秋季大会予稿集, P156.
- 渡辺 明, 1995: 電痕から求めたダウンバーストの風速. 天気, **42**, 627-632.
- Wilson, J. W., R. D. Roberts, C. Kessinger and J. McCarthy, 1984: Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection. J. Appl. Meteor., **23**, 898-915.
- Wilson, J. W. and M. Wakimoto, 2001: The discovery of the downburst: T. T. Fujita's contribution. Bull. Amer. Meteor. Soc., **82**, 49-61.

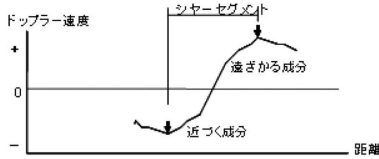
付録A 空港気象ドップラーレーダーにおけるMBの自動検出手法

単一のドップラーレーダーでMBを観測すると, MBはドップラー速度が距離方向(動径方向)に大きく増加する領域として認識される. MBの自動検出は3つのプロセスに分かれる. 第A1図のように, まず仰角 0.7° のPPIにおいて方位角 0.7° ごと, 距離方向150

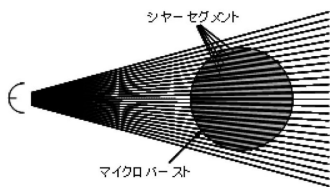
(a) マイクロバーストの地上への到達と外出流の発生



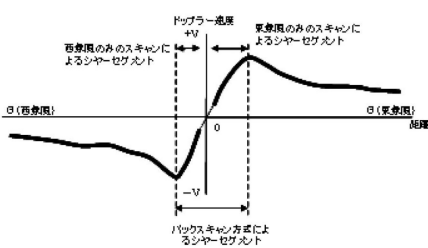
(b) シアーセグメントの検出



(c) マイクロバースト領域の認定と楕円による近似



(d) バックスキャン方式によるレーダー近傍の検出の改良



第 A1図 空港気象ドップラーレーダーにおけるマイクロバーストの自動検出アルゴリズムの概念図。

m ごとに得られる極座標格子上的ドップラー速度をもとに、各ビーム上の距離方向の変化に着目し、距離の増加とともにドップラー速度が増加している区間をさがし、この区間におけるドップラー速度の最大値と最小値の差（速度差）が規定値以上である区間をシアーセグメントとする。次のプロセスでは距離が近いシアーセグメントを結合し、セグメント集合体（フィーチャー）を定義する。最後に誤検出を防ぐため、これらフィーチャーを1.2分前の前回、2.4分前の

前々回のフィーチャーの検出結果と比較し、時間的に連続して検出されたものを最終的にMBとして登録する。ここまでは米国の TDWR が採用している方式と同等である (Merritt 1989)。

DRAW のように空港内に設置されているレーダーでは、レーダーの真上にMBが発生した場合、レーダーからMBの外縁までの区間でシアーセグメントを決定したのでは、本来の速度差を過小評価する。たとえばレーダーの中心とMBの中心が一致していれば、測定される最大速度差は半分になってしまう。この対策として、レーダーから周辺に向かって放射状にスキャンする上記方式に代えて、半径20 kmの検出円を東と西の2つの象限に分け、その西象限の端からスキャンを開始し、レーダーを通過して東象限の端に達するようにしてシアーセグメントを検出する方式（ボックスキャン方式）を開発し導入した。これによりレーダーの上空やごく近傍に発生するMBの最大速度差を過小評価する確率が減り、MBの見落としや発散量の過少評価を防ぐことができる。

DRAW におけるMBの自動検出では、ノイズや不良データによって誤検出が生じないように各種のパラメータが設定されている。主なパラメータ値（1998年4月以降）は次のとおりであり、各条件が同時に満たされる場合MBと認定する。

- a. フィーチャーを構成する各シアーセグメントにおける速度差のうち、その最大値（最大速度差）が8 m/s 以上であるもの。
 - b. 各シアーセグメントにおけるドップラー速度の距離方向の増加率のうち、最大値が5.6 m/s/km 以上であるもの。
 - c. フィーチャーの面積が3 km²（直径約2 kmの円に相当）以上であるもの。これは、ドップラー速度の不良値などによって微小なフィーチャーがMBとして誤って検出されることを防ぐため設定されている。
- これらの基準によるMBの定義は、本文第1章で述べた一般的な定義 (Fujita 1980 ; Wilson *et al.* 1984) とは内容が若干異なっている。

付録B 空港気象ドップラーレーダーによるMBの検出状況

1997年5月～1998年4月の1年間におけるMBの検出状況調査したところ (石原ほか 1999)、関西空港を中心とする半径20 kmの円内で、延べ29日間に135個のMBにともない399回の自動検出があった (検出間

隔1.2分)。MBの平均直径は3.1 km, 総数の84%が寿命4分以下であった。最大速度差は8~22 m/sの範囲にあり, その平均値は11 m/s, 最頻値は10 m/sであった。津村ほか(2000)は同様の調査を2000年8月までの3年4ヶ月に延長した。それによると, 関西空港ではこの期間中に834個のMBが延べ3206回自動検出された。1年間あたりの検出数は石原ほか(1999)の値より多かったが, 最大速度差・平均直径・寿命の統計値については, ほぼ同様の結果を示した。米国における同様の調査と比較すると, 米国では

最大速度差がより大きいMBが含まれるものの, 全体の傾向はほぼ同様であった。

成田空港においても同様の調査が1999年の1年間実施された(須田ほか1999)。延べ89日に6123回自動検出され, 最大風速差は8~68 m/s, 平均値は13 m/sであった。なお, その後の調査により成田空港において特に大きな最大速度差を示した事例には, 台風の襲来による強風や地形エコーによるMBの誤検出が含まれていることがわかり, 検出アルゴリズムに改修が加えられた。

Morphology and Structure of Microbursts Generated near by the Kansai Airport : Comparison between Single-Doppler Radar Detection and Dual-Doppler Analysis

Masahito ISHIHARA*¹, Yasushi FUJIYOSHI*², Kenichirou ARAI*¹,
Naohiro YOSHIMOTO*³ and Hiroyuki KONISHI*³

*¹ *Meteorological Research Institute, Nagamine, Tsukuba, 305-0052 Japan.*

*² *Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Kitaku, Sapporo, 060-0819 Japan.*

*³ *Osaka Kyoiku University, Asahigaoka, Kashiwara, Osaka, 582-8285 Japan.*

(Received 11 March 2009 ; Accepted 10 June 2009)
