日本におけるダウンバースト発生の環境場と予測可能性

村 松 貴 有*·川 村 隆 一**

要 旨

1981年6月から2009年12月までに日本で発生したダウンバースト事例について,発生状況の統計,ならびに非ダウンバースト強雨事例との比較という観点から,ダウンバースト発生時の大気環境場の特徴を調査した.大気環境場の解析にはダウンバースト発生近傍(発生前6時間以内,かつ発生地点から半径60km以内)のラジオゾンデデータ(15事例),気象官署データ,大気再解析データを主に使用した.

その結果,①ダウンバーストの発生時刻は、東日本で14~16時のピークが明瞭である一方,西日本では明瞭な ピークとなる時刻がない,②ダウンバースト発生前には、850~500hPa間の気温減率が大きく、対流圏下層は乾 燥している傾向にある、③日本では中層の乾燥度を考慮しない指数の方が、ダウンバースト事例と非ダウンバース ト強雨事例の発生前での識別に有効である、④850~500hPa間の気温減率や大気下層の不安定度がダウンバース ト事例として比較的安定を示す場合には、鉛直シアーを考慮することでダウンバースト発生の予測精度を改善でき る可能性がある、⑤発生前の鉛直シアーの大きさが同程度でかつ下層の不安定度も同程度なダウンバースト事例同 士では、総観場や日照時間の条件も類似する傾向にある、⑥日本のダウンバースト発生時の総観場は、米国でのボ ウエコー発生時の総観場と同様、停滞前線付近または活発な総観規模擾乱を伴わないパターンと、活発な移動性低 気圧に伴うパターンとに大別できる、ことが分かった。

1. はじめに

ダウンバースト(以下,DB)は、積乱雲の下で地 上付近に急激かつ猛烈な風の水平発散を起こす強い下 降気流である.下降流は地表に到達後,突風となって 周囲へ吹き出し,地上の建築物被害や航空機の離着陸 障害などを及ぼす.DBは水平スケールが小さく短寿 命という特性を有するため,数値予報やレーダー観測 の技術が発達した近年においても,その発生の把握お よび予測が困難な現象である.

米国における DB 発生時の大気環境場を統計的に調

** 富山大学大学院理工学研究部(現:九州大学大学院 理学研究院地球惑星科学部門).

> -2010年11月24日受領--2012年6月7日受理-

© 2012 日本気象学会

査した研究の代表として、Atkins and Wakimoto (1991) が挙げられる.彼らは1986年に米国アラバマ 州北部で実施された DBの集中観測(MIST計画) の結果から、積乱雲中での下降流形成に対する対流圏 中層の乾燥空気の存在の重要性を指摘し、地表付近と 中層の相当温位の差($\Delta \theta_e$)が20Kを超えると、DB が発生しやすいことを示した.日本における $\Delta \theta_e$ の閾 値はアラバマ州同様20Kで良いとされている(大野 2001).さらに、McCann(1994)は米国内でのDB の観測結果を元に、Proctor(1989)が示したDBの 発生ポテンシャル評価指数を改良し、DB発生を予測 する新たな指数としてWINDEXを提案した.WIN-DEX は地表〜融点高度間の気温減率にもっとも強く 依存し、また対流圏下層が湿潤でかつ中層が乾燥して いるほど強い発散風がもたらされると評価する.

一方,日本においては,大野ほか(1996a)が日本のDB発生状況の統計的特徴を調べている.大野らは

^{*} 富山大学理学部(現:網走地方気象台技術課).

1981年6月から1994年9月までに日本で発生した25事 例を調査し、①日本で発生するDBの全てが湿った DBであること、②同一事例中でDBが複数発生する のが一般的であること、③降雹を伴うDBほど突風の 風速は増し、一方で吹き出しの水平スケールは小さく なる傾向があることなどを明らかにした.しかし大野 らの研究も含めて、日本におけるDB発生時の大気環 境場を統計的に調査した研究は無いのが現状である.

このように日本の DB に関する研究が遅れている背景 には、日本での DB の発生頻度が竜巻の1/5程度とか なり少ないことなどがあると考えられる(気象庁 2009).しかし、近年の異常気象および極端気象の出 現頻度の増加や(気象庁 2005; Fujibe *et al.* 2005), ひとたび DB が起こった際にもたらされる被害の大き さを考えれば、日本の DB の発生環境場について調査 することは学問的意義のみならず、社会的にも大きな

そこで本研究では、日本における DB 発生環境場の 統計的特徴を、特に DB 事例と非 DB 強雨事例(以 下,強雨事例)との比較という観点から、ラジオゾン デによる高層観測データや気象官署データ、大気再解 析データを用いて解析する.本研究の目的は、大気の 安定度や鉛直シアーを表す指数を基に日本での DB 発 生時の大気環境場の特徴を明らかにし、統計量や散布 図で DB 事例と強雨事例を比較的良く識別できた指数 や気象要素についての解析結果から、日本における DB の発生プロセスを理解し、DB 発生の予測可能性 に関して基礎的知見を与えることである.

2. 使用データおよび解析手法

意義があるといえるだろう.

2.1 使用データ

DB 事例および強雨事例(以下,両事例)発生時の 大気環境場を解析するために,米国ワイオミング大学 大気科学教室が公開しているラジオゾンデ観測データ (気圧・気温・混合比・風向・風速・相当温位の鉛直 プロファイル,および大気安定度に関する各種の指 数)を使用した(University of Wyoming 2010a). また,小スケールかつ短寿命という DB の特性を考 慮して,気象官署データ(気圧・高度・気温・相対湿 度)の1時間値(ただし1990年以前は3時間値)を後 述の SLI_{500min}, $\Delta \theta_{emax}$ の計算に使用した.さらにア メダスによる毎時の日照時間データを,日照分布状況 と DB 発生の関連性を調査するために使用した.総観 場の解析に際しては、地上天気図と気象庁および電力

70

中央研究所より提供されている JRA-25再解析 (Onogi et al. 2007),および気象庁より提供されている JCDASのデータから,気圧面解析値(気温・東西風・ 南北風・ジオポテンシャル高度・湿数・比湿・海面更 正気圧)の6時間値,およびモデルの標高データを 使用した.各データの水平解像度は緯度1.25°×経度 1.25°である.

さらに,強雨事例の抽出のために気象庁提供のレー ダー・アメダス解析雨量を使用した.本研究で使用し た解析雨量データの期間は2003~2005年の6~8月で ある.強雨事例の解析期間を上記とした理由は,2.3 節で後述する.

2.2 ダウンバースト事例の認定と抽出

本研究では①大野ほか(1996a), ②気象庁 HP「竜 巻等の突風データベース」(気象庁 2010), ③大野ほ か(1996b), ④ 石 原・井 高(1997), ⑤ 森・高谷 (2004)の5つの先行研究に基づいて, 1981年6月か ら2009年12月までの期間において計63事例をDBとし て認定した.その地理的分布を第1図に示す.DBの 認定基準は上記①と②で異なるが,本研究では事例数 を確保することを優先し,両者に記載された事例をす べてDBとみなした.ただし,②に記載の事例につい ては,現象区分が「DB」と特定されている突風事例



のみを対象とした. さらに③~⑤に記載された事例に ついては、ドップラー風速の観測値が①の認定基準を 満たすことが確認できたため、DBとして認定した.

本研究で対象とする各々の「DB 事例」は、大野ほ か(1996a)と同様、「同一地方(ここでは関東地方 程度の広がりを指す)同一日に発生した DB の全体」 を指すものとする.これは、「同一の大気環境とほぼ みなせる領域で発生した個々の DB は同一事例に含め る」という方針を採ったためである.各事例の発生時 刻・発生地点は、各々の事例中で最初に発生した DB の発生時刻・発生地点とした.ただし、上記①・③・ ④の事例については発生地点の緯度ならびに経度情報 が不明であったため、これらの事例については、原則 として各報告中の記載や各報告が参考にした文献中の 記載を参考にして決定した.文献等が入手できなかっ た事例については、各事例の発生場所が属する市町村 (合併前)の役所が存在する緯度・経度を DB の発生 地点として代用した.

次に, 竜巻の発生環境場を調査した櫻井・川村 (2008)の解析方法を参考にして, DB 全63事例の 内、「発生前6時間以内かつ発生地点から半径60km 以内」の条件(以下,近傍基準)を満たすゾンデデー タが得られた計15事例を抽出し,これらを本研究にお ける解析対象事例とした.第1表にこれらの詳細を示 す.

なお、DB に関しては、風の吹き出しの水平スケー ルが4km以下の場合にマイクロバースト、4km以 上の場合にマクロバーストと区別することがあるが、 本研究ではそのような区別をせず、「DB」と統一して 呼称する.また近年になり、冬型の気圧配置の中、関 東平野で晴天日の午後に降水を伴わない「乾いた DB」が発生する場合があることも明らかになってい るが(山内ほか 2008)、本研究では解析対象を「湿っ た DB」のみに限定して議論を行う.

2.3 強雨事例の認定と抽出

ゾンデデータが DB 発生前の特有な大気環境場を捉 えているかを判断し,かつ DB 発生の予測可能性につ いての議論を深めるためには,非 DB 事例についても 同様に解析して両者の結果を比較する必要がある.そ こで本研究では,レーダー・アメダス解析雨量を用い

第1表 「ラジオゾンデ観測が DB の発生前 6 時間以内かつ発生地点から半径60km 以内」の近傍基準により抽出した事例の一覧. 総観場,および気圧の谷の分類方法は付録 B を参照. ゾンデ地点と気象官署はそれぞれ発生地点から最寄りの観測点名で示す.また,近傍距離は発生地点と最寄りのゾンデ観測地点との距離[km]である.発生年月日と時刻,およびゾンデ時刻は日本標準時(JST)で示す.

No.	年月日	時刻	場所	総観場	気圧 の谷	ゾンデ地点, 時刻	近傍 距離	気象官署
1	1981.06.19	15:00	福岡県みやま市 (旧,瀬高町)	停滞前線の近傍	後面	福岡, 09時	48.5	佐賀
2	1984.04.19	12 : 24	那覇空港	寒冷前線の近傍	前面	那覇, 09時	3.7	那覇
3	1985.08.06	14:00	秋田県横手市	分類不可	なし	秋田, 09時	52.8	秋田
4	1986.09.23	21:25	北海道岩見沢市 (旧,北村)	寒冷前線の前面	前面	札幌, 21時	37.8	岩見沢
5	1988.06.10	11:14	鹿児島空港	停滞前線の北側	後面	鹿児島,09時	22.0	鹿児島
6	1988.09.22	13:40	新千歳空港付近	分類不可	前面	札幌, 09時	42.2	苫小牧
7	1995.08.10	14:52	茨城県結城郡八千代町	寒冷前線の近傍	前面	館野, 09時	26.7	館野
8	1996.07.15	14:50	茨城県筑西市 (旧,下館市)	停滞前線の南側	なし	館野, 09時	32.1	宇都宮
9	1998.08.26	11:45	宮城県黒川郡大郷町	寒冷前線の近傍	前面	仙台, 09時	21.3	仙台
10	1999.06.29	07:50	福岡県糟屋郡志免町	寒冷前線の近傍	前面	福岡, 03時	8.0	福岡
11	2000.05.24	11:58	茨城県坂東市	分類不可	後面	館野, 09時	25.1	館野
12	2003.10.13	15:00	千葉県成田市	温带低気圧中心	前面	館野, 09時	35.1	千葉
13	2007.07.12	11:50	愛知県豊田市	停滞前線の近傍	前面	浜松, 09時	54.6	名古屋
14	2008.07.28	12:10	静岡県浜松市浜北区	停滞前線の南側	なし	浜松, 09時	7.4	浜松
15	2009.06.14	14:30	埼玉県北埼玉郡騎西町	分類不可	前面	館野, 09時	49.5	熊谷

て(非 DB)強雨事例の抽出を行った.その際,どの 程度のエコー強度を「強雨」とするかについては主観 的にならざるを得ないが,いくつかの DB 発生時の レーダー・アメダス解析雨量を確認した結果,注目し た事例全てにおいて解析雨量20mm/hr 以上のエコー 強度が発生地点付近に出現していたことがわかったた め,本研究では解析雨量20mm/hr 以上のエコー強度 を「強雨エコー」と定義し,強雨エコーの出現時刻を もって,その時刻に強雨事例が発生したと判断した. なお,この解析雨量20mm/hr の閾値が結果として妥 当であったことについては第6節で後述する.

次に,強雨事例を抽出する際の近傍基準,抽出作業 を行うラジオゾンデ観測地点,および解析期間を以下 のように定めた.

- ・近傍基準:発生前6時間以内かつ発生地点から半径 60km以内
- 抽出地点:館野・浜松・福岡・仙台(高層観測地点 名で表記)
- ・解析期間:2003~2005年の6~8月

ここで,解析期間を上記のように定めたのは,この期間を通じて解析雨量データの時間解像度が30分,空間 解像度が2.5km×2.5kmで均一であったこと,DBの 発生が6~8月に集中していること(3.2節で後述),

および上記期間で解析に必要な強雨事例数を確保できること,の3点が理由である.

また,強雨事例の抽出は以下の3つの規則に従って 行った.

- ①ゾンデ観測地点から60km以内において、同時刻に 2つ以上の強雨エコーが出現した場合、より強度の 強いエコーの出現地点をその強雨事例の発生地点と する。
- ②①のケースにおいて、同時刻に出現した2つ以上の 強雨エコーのエコー強度がすべて同じだった場合、

ゾンデ観測地点に最も近い強雨エコーの出現地点 を,その強雨事例の発生地点とする.

③近傍基準を満たす時刻内において,解析雨量20 mm/hr以上のエコーが出現し,いったん消えた後 に再び出現した場合,ゾンデ観測時刻に近い方の出 現時刻をその強雨事例の発生時刻とする。

上記の手順に従って抽出できた強雨事例は, 館野で 58事例, 浜松で86事例, 福岡で91事例, 仙台で71事例 となった.

2.4 各種の診断指数

本研究では、ラジオゾンデ観測データより計算され

る大気の安定度および鉛直シアーに関する各種指数を 使用して大気環境場の解析を行った. ゾンデデータよ り計算される指数の内、ショワルターの安定指数 (SSI)、リフティド指数 (LI)、シビアウェザー指数 (SWEAT)、K指数(KI)、トータル・トータルズ指 数 (TT), バーティカル・トータルズ指数 (VT), クロス・トータルズ指数 (CT)、対流有効位置エネル ギー (CAPE)、対流抑制 (CIN)、バルク・リチャー ドソン数 (BRN). バルク・リチャードソン数シアー (BRNS), 平均鉛直シアー(MS), 平均風向シアー (MDS),密度重み付け平均風速 (|ジ|_{AVE}),相当温位 差(Δθ。)の15種類を本解析に用いた.各指数の計算 方法は、University of Wyoming (2010b) に基づく (ただし BRNS, MS, MDS については付録 A を, △θ_eについては次段落を参照).また、各指数の概念 や安定・不安定の判断基準については大野(2001)な どを参照していただきたい.

これらの指数の内、 $\Delta \theta_{e}$ は地表付近の最大相当温位 と中層の最小相当温位との差として計算される指数で あり、Atkins and Wakimoto (1991) や大野 (2001) が指摘するように、DB 発生の可能性を評価する指標 として比較的よく用いられる。本研究では便宜上、地 表〜925hPa を「地表付近」、700〜400hPa を「中層」 と定義し、近傍基準を満たした各事例のゾンデデータ について $\Delta \theta_{e}$ を計算した。

上記15種の指数はすべてゾンデ観測に基づくが、① 日本におけるゾンデ観測点は約300km四方に1地点 と少ない、②DBの発生が集中するのは14~16時であ り(3.3節で後述),原則1日2回のゾンデ観測(09時 と21時)の中間に当たってしまう、などの問題があ り、ゾンデデータが DB 発生場の解析に十分な時空間 解像度を有しているとは言い難い、そこで、これらの 問題に対処するため、ゾンデデータよりも時空間的に 密な気象官署データを使用した指数として最小地表リ フティド指数 (SLI_{500min}), 最大相当温位差 ($\Delta \theta_{emax}$) (付録A参照)を新たに考案し、上記の15指数と併 せて DB 発生環境場の検証に用いた.いずれも DB お よび強雨各事例の発生地点から最寄りの気象官署にお ける、発生前3~4時間以内の地上観測データを利用 して計算される. これらはゾンデ観測時刻以降の地表 面加熱等による地表付近の大気の不安定化を捉えるこ とを第一の目的として考案した。参考までに、DBと して解析対象の15事例の発生地点と最寄りの気象官署 間の平均距離は20.9km である。

以上に従って、ラジオゾンデ観測データおよび気象 官署データから計算される診断指数に基づいて、DB 事例発生前の大気環境場の解析を行った.ただし、自 由対流高度が存在しない事例のCAPE と CIN は欠測 とした.また BRNS は、ゾンデデータ中に地上500m 以下の風向・風速値が1高度しかない事例(DB で1 事例,館野で2事例,浜松で5事例,福岡で4事例, 仙台で1事例)で欠測とした.

3. ダウンバースト発生状況の統計

3.1 地理的分布

第1図に示したように、DB 事例の発生地点は北海 道から沖縄まで広く分布し、関東地方北西部で特に発 生数が多い、この傾向は大野ほか(1996a)がすでに 指摘しているが、大野らの示した発生分布と比較する と、東海・北陸・近畿地方での発生確認数は他の地域 と比較して近年に増加傾向を示している.気象庁現業 レーダーのドップラー化年月日(例えば、2006年3月 に東京、2007年2月に名古屋・仙台、2010年3月に大 阪・福井)との対応は明瞭でないことから、むしろ近 年、気象庁による突風災害の現地調査が以前より積極 的に行われるようになってきたことが深く関与してい ると考えられる(気象庁 2008など).また、内陸部と 沿岸部とで比較すると、内陸部での発生数がやや多い 傾向もみられる. なお, 竜巻は沿岸部に集中して発生 し、北緯36度以北の太平洋側で発生数が少ない傾向が みられるが (気象庁 2009), DB にはそのような地域 的特徴はない.

3.2 月別発生頻度

全63事例の月別の発生数分布を第2図に示す.全体 の約3/4にあたる46事例が,6~8月の夏季に集中し て発生している.発生月は西日本から東日本,そして 北日本へと北上するにつれて遅くなる傾向が認められ る.近年の関東地方以外での発生確認事例数の増加を 考慮しても,大野ほか(1996a)と同様の結果が得ら れている.

3.3 時刻別発生頻度

次に,全63事例の時刻別の発生数分布を第3図に示 す.日本全国での発生数には14~16時に明瞭なピーク が見られるが,一方で東経138度以西の西日本と同以 東の東日本とでは,発生時間帯が異なる傾向がある. つまり,東日本ではDBの発生が午後に集中する傾向 が強いが,西日本ではそのような傾向は不明瞭で,昼 夜を問わずDBが発生している.関東地方では同地方



第3図 DB事例の時刻別の発生数分布. 東経 138度以西で発生した事例の分布を黒棒 で,東経138度以東で発生した事例の分 布を白棒でそれぞれ示す.

で発生の全20事例中,21時から翌11時までに発生した 事例は一つもないことも特徴である。同時間帯に発生 した DB 事例は、東経138度以西の西日本で28事例中 10事例(36%)であるのに対し、同以東の東日本では 35事例中3事例(9%)となっている。西日本では午 前や夜間に発生する事例の割合が高いことから、DB の発生と地表面加熱および熱的局地循環との関係性が 東日本よりも小さい可能性が示唆される。

3.4 総観場別発生頻度

全63事例の総観場別の発生数分布を第4図に示す. 地上天気図に対して別途に定めた基準を適用し,各事 例の総観場を分類している.分類手法の詳細は付録 B に示す.DB は停滞前線に伴って発生しやすく,特に その近傍から南側での発生数が多い.また,地上の総



第4図 DB事例の地上天気図に基づく総観場別の発生数分布.停滞前線事例では前線の近傍,南側,北側で発生した DBを,寒冷前線事例では前線の近傍,前面,後面で発生した DBをそれぞれ分けて示す.総観場分類の方法は付録Bを参照のこと.

観規模前線に伴うパターンとしては寒冷前線に伴う DBが次いで多く,特に寒冷前線の近傍から前面での 発生が多い.一方で,温暖前線に伴うDBは1事例の みである.ほぼ半数の31事例で地上天気図に総観規模 擾乱がない状況でDBが発生している(図中では分類 不可とした).

次に,第4図で分類した総観場ごとに,再解析デー タを用いて対流圏中層の気圧の谷の有無,および発生 地点と気圧の谷の位置関係を調査した(第2表).気 圧の谷の判定基準は付録Bに併せて示す.第2表よ り,特に寒冷前線に伴うDBのほとんどは気圧の谷の 前面で発生している.また,地上天気図で分類不可と なった事例でも,2/3以上の22事例では対流圏中層に 気圧の谷を伴って発生している.すなわち,DB発生

第2表 総観場ごとの中層の気圧の谷の有無(有 りの場合は DB 発生地点が気圧の谷の前 面または後面に位置したかで細分),お よび熱雷発生の目安として,DB事例発 生地点での発生前最寄りの正時までの積 算日照時間が5.0時間を超えた事例数. 総観場の分類は第4図と対応する.

☆☆ 毎日 +月、 (三上)	中層	雪気圧の	D谷	積算日照時間		
芯铌场(FI)	前面	後面	なし	≧5.0時間		
停滞前線(18)	6	3	9	3		
温帯低気圧中心(1)	1	0	0	0		
寒冷前線(12)	11	0	1	3		
温暖前線(1)	0	0	1	1		
分類不可(31)	17	5	9	13		

74

時の総観場の把握には地上 天気図のみでは不十分であ り,中層の総観場状況も併 せて確認することが重要と いえる.

また,地表面加熱や熱雷 と DB 発生との関連を調べ るため,アメダスデータを 用いて DB 発生地点におけ る発生前最寄りの正時まで の当日の積算日照時間を調 べた.ただし,深夜に発生 した事例の積算日照時間を 他と同列に扱うのは適切で ないと判断し,ここでは日

没時刻から2時間を超えて発生した事例は対象外とした.第2表より,積算日照時間≧5.0時間(熱雷発生の目安としてこの閾値を採用)となった事例は第4図で分類不可となった事例で比較的多い.また,停滞前線事例で積算日照時間≧5.0時間となった3事例はすべて停滞前線の南側で発生していた.地表面加熱に伴う対流の発生と強化が,これらの事例の発生に強く関与したことが示唆される.ただし,地上天気図と中層にも総観規模擾乱が無く,かつ積算日照時間<5.0時間となった事例も4事例存在したことから,より小規模の局地前線等がDB発生に強く寄与する事例もあると思われる.

4. ダウンバースト事例と強雨事例の比較

第3表に、2.4節で示した各種指数の両事例におけ る平均値と標本標準偏差(以下,標準偏差)を示す. 同表と各指数値の出現頻度分布(図略)を調査した結 果、VT および SLI_{soomin}が比較的高い精度で両事例 の識別ができていた。そこで本節以降では、誌面の都 合上、有用性が高いと判断できた VT と SLI_{soomin}, およびこれらとの併用による有用性が高いことを確認 できた BRNS に論点を絞って議論を進める。また4.1 節では、Atkins and Wakimoto(1991)との比較の ため、 $\Delta\theta_{e}$ および $\Delta\theta_{emax}$ についても言及する。

4.1 有用性の高い指数

4.1.1 バーティカル・トータルズ指数

第5図aにバーティカル・トータルズ指数(VT) の出現頻度分布を示す.DB事例における出現頻度の ピークは25~28°Cと、強雨事例のピークとなる22~

第3表 DB事例および強雨事例について,各指数の平均値(左列)と標準偏差(右列:斜字). ここで,強雨 事例平均は各指数について強雨事例4地点の値の平均値. 丸カッコ内は,計算に用いた事例数(*ただ し CAPE, CIN, BRNS, BRN は欠測含む).

	DB 事作	列(15)	館野	(58)	浜松	(86)	福岡	(91)	仙台	(71)	強雨事	例平均
VT[°C]	25.6	2.6	23.0	2.2	22.8	1.9	22.8	1.9	23.1	2.4	22.9	2.1
SLI _{500min} [°C]	-4.8	2.5	-1.7	4.0	-2.5	2.7	-3.2	2.6	-1.4	4.1	-2.2	3.4
*BRNS[m ² s ⁻²]	72.0	61.7	40.5	41.3	36.6	32.7	46.2	48.6	41.3	41.1	41.1	40.9
$\overline{\varDelta \theta_{\mathrm{e}}[\mathrm{K}]}$	16.3	7.1	17.3	10.8	13.8	10.5	17.4	8.7	10.8	10.8	14.8	10.2
$\Delta \theta_{\rm emax}[{ m K}]$	21.6	8.2	17.8	13.2	18.7	10.9	21.5	10.3	14.7	12.3	18.2	11.7
SSI[°C]	0.6	2.0	1.5	2.6	0.7	1.8	0.8	2.1	1.1	2.4	1.0	2.2
LI[°C]	-1.2	2.0	0.5	3.3	-0.7	2.3	-0.8	2.0	1.5	3.1	0.2	2.7
SWEAT	248.0	93.7	229.1	69.9	254.4	69.8	274.1	76.7	235.7	71.1	248.3	71.9
KI[°C]	32.1	6.2	32.0	7.0	33.5	5.1	32.6	5.8	33.0	5.0	32.8	6.0
TT[°C]	46.0	2.9	42.4	3.9	42.8	3.0	42.4	<i>3.2</i>	43.2	3.6	42.7	3.4
CT[°C]	20.4	1.6	19.3	3.4	19.9	1.9	19.7	2.2	20.0	2.0	19.7	2.4
*CAPE[Jkg ⁻¹]	359.4	340.7	470.2	472.7	501.7	532.0	444.6	458.3	288.9	411.6	426.3	468.6
*CIN[Jkg ⁻¹]	-115.2	82.2	-71.2	78.6	-58.2	86.3	-53.9	60.0	-98.1	85.3	-70.4	77.6
*BRN	12.9	18.4	71.3	108.3	253.9	1254.4	116.0	407.7	61.5	179.0	125.7	487.3
$MS_{0-2km}[10^{-3}s^{-1}]$	10.3	5.3	11.2	4.2	10.4	3.8	10.5	4.3	11.0	3.8	10.8	4.0
$MS_{2-6km}[10^{-3}s^{-1}]$	4.2	1.8	4.7	2.1	4.2	1.8	4.1	1.5	4.4	1.5	4.4	1.7
$ \vec{V} _{AVE2-6km}[ms^{-1}]$	17.5	6.9	10.7	4.7	11.7	7.1	13.4	8.3	11.5	6.3	11.8	6.6
$MDS_{0-2km}[^{\circ}km^{-1}]$	52.4	40.6	77.1	43.5	67.0	41.5	65.4	39.4	92.1	48.6	75.4	43.3
$MDS_{2-6km}[^{\circ}km^{-1}]$	8.8	4.6	25.0	21.3	22.2	21.5	20.5	25.8	20.3	17.0	22.0	21.4

23°Cよりも高い. また第3表に示したように, VTの 平均値は DB 事例で強雨事例よりも2.7°C大きく, DB 発生前には850~500hPa 間の気層がより不安定な傾向にある.

VT が考慮する上記以外の高度間での気温差につい ても調査した所(第5図b~e),両事例で平均値や出 現頻度分布の明瞭な差異は生じていなかった.した がって,DBの発生予測にVTを用いることが,それ 以外の高度間での気温差を用いるよりも有用性が高い ことを確認できた.

夏季の日本で、VT は融点層(6~9月の日本でお よそ600hPa付近)を含む気層の気温減率である.大 野ほか(1996a)は降雹を伴うとDBによる突風の最 大風速が大きくなる傾向があることを示しており、 DB 事例で大きな環境場の VT はこうした降水粒子の 形成過程と関与している可能性がある.しかし本研究 では,VT について物理的考察は行わず,VT に有用 性が現れた統計的事実を示すにとどめる.

4.1.2 最小地表リフティド指数

第6図に最小地表リフティド指数(SLI_{soomin})の出 現頻度分布を示す.DB事例の発生前には-4°C以下 となる頻度が高いが,強雨事例平均のピークは不明瞭 で,強雨事例の発生前には+1°C以上であることも多 い.平均値ではDB事例の方が2.6°C小さく,より不 安定な値を示している.なお,DB事例の内で1990年 以前に発生した6事例では,地上の気象官署データが 3時間間隔でしか得られず,空気塊の持ち上げを(正 規の4つではなく)1つもしくは2つのみしか行えな

75



第5図 (a) VT (= T₈₅₀ - T₅₀₀), (b) T₄₀₀ - T₃₀₀, (c) T₅₀₀ - T₄₀₀, (d) T₉₂₅ - T₈₅₀, (e) T_{srf} - T₉₂₅の出現頻度分布
 図. ここで, T の添字は気圧面値(数値)または地表(srf)を表す.館野,浜松,福岡,仙台の高層
 観測点で抽出した強雨事例の出現頻度分布を実線,破線,点線,一点破線(以上全て細線)で,強雨事
 例4 地点の平均出現頻度分布を太破線で,DB 事例の出現頻度分布を太実線でそれぞれ示す.境界値は
 その前のデータ区間に含む.また(b)~(e)では,DB 事例と強雨事例4 地点平均(Heavy rain)について,平均値(Ave)と標準偏差(SD)をそれぞれ記入している.

かったため, DB 事例の SLI_{500min}の分布は本来はさら に小さい側にあったはずである.

一方, 強雨事例については標準偏差が大きく, SLI_{soomin}が強雨発生の判定に適した指数であるとは言 い難い.また, SLI_{soomin}の不安定化は日照による地表 面加熱が最も重要な条件であるため(5.1節参照),熱 雷型の強雨事例のみに限定すれば,DBと非DBの平 均値や出現頻度分布の差異はさらに小さくなる.

しかし,日照のない時間に発生するDB,あるいは 非熱雷型のDBであっても,発生直近の地表観測デー



タを用いて計算される不安定度指数が最低限ある閾値 以下(ここでは第6図より、SLI_{soomin}< -1° C)でな いとDBの発生可能性は低いという知見を与える意味 で、SLI_{soomin}は有用性があると考えられる.また、 BRNS との併用による有用性も認められたため(4.2 節参照)、ここでは有用性の高い指数として分類す る.

4.1.3 相当温位差,最大相当温位差

本研究では、Atkins and Wakimoto (1991) が有 用性を強調した相当温位差 ($\Delta \theta_e$) ついても調べた. 第3表より、ゾンデデータから計算した DB 発生前の $\Delta \theta_e$ は平均で16.3K であり、全15事例の内で $\Delta \theta_e$ が20 K を超えたのは4事例のみであった. これは、DB の 発生数が午後にピークとなる一方、ゾンデ観測は当日 09時に行われるため、DB 発生時刻における大気下層 の状態がゾンデデータにあまり反映されていないこと が原因と考えられる.

そこで、本研究では SLI_{soomin}と同様の手法で最大 相当温位差($\Delta \theta_{emax}$)を計算し、発生時刻にかけての 日射等による大気の不安定化を考慮した.その結果、 $\Delta \theta_{emax}$ は $\Delta \theta_e$ に比べるとより対流不安定な傾向を示し たものの、 $\Delta \theta_{emax} \ge 20$ Kとなったのは8事例にとど まった.また、DB事例と強雨事例平均での $\Delta \theta_{emax}$ の 平均値の差が3.4Kであるのに対して、標準偏差はそ の2~4倍程度も大きい.したがって、大野(2001) は日本のDB発生予測における $\Delta \theta_e$ の閾値は20Kで良 いとしたが、日本のDB発生予測にゾンデデータから 得られる $\Delta \theta_e$ を用いることには注意が必要である.

4.1.4 バルク・リチャードソン数シアー

バルク・リチャードソン数シアー(BRNS)は積乱 雲の移動速度に相対的な下層風の流入量(運動エネル ギー)を評価する指標であり,対流圏下層の鉛直シ アーと対応が良いとされる(Weisman and Klemp 1982).下層鉛直シアーとの対応については本研究で も調査し, MS_{0-2km} との相関係数は強雨事例4地点平 均で0.74であった.相関係数の大きさは,MSの計算 上端高度を上げるほど低下した.一方, $|\vec{V}|_{AVE2-6km}$ と の相関係数は同平均で0.84に達し,BRNSが大きい 時には概して上空の風が強いことも分かった.なお, DB事例の高度0~6km間での風速極大は1事例を 除く全てで高度2km以上にあった.

第3表の両事例間での平均値の差からも分かるよう に、BRNS は DB 発生前に相対的に大きな値を示す 傾向にある.一方、標準偏差が両事例で共に大きいた め BRNS 単独では有用性がそれ程高いとはいえな い.しかし、BRNS については次節で後述するよう に、VT および SLI_{500min}との併用時の有用性を確認 できたため、便宜上、ここでは BRNS を有用性の高 い指数に分類する.第3表で、 MS_{0-2km} や MS_{2-6km} と 比較しても、BRNS は両事例をよく識別できてお り、BRNS で鉛直シアーの効果を評価することが日 本の DB の発生予測に有効であることを確認できる.

4.2 指数の併用による予測可能性

4.2.1 BRNS-VT 散布図

第7図に BRNS-VT 散布図を示す.主な特徴は, DB 事例の多くが強雨事例密集域の右上側にプロット されており,VT が小さな状況下で DB が発生する際 には,大きな BRNS が観測されている点である.統 計的に必ずしも有意ではないが,DB 事例の相関係数 k=0.47(危険率 $\alpha=0.092$;両側 t 検定)と,強雨 事例 4 地点平均の-0.27よりも高い.VT が小さな状 況下であっても,BRNS が大きければ DB 発生の可 能性が十分にあると考えられるかもしれない.

一方,寒冷前線事例(第7図中Cを添えて示した DB事例)についてはBRNS-VT間の相関関係があ まり当てはまらなかった.そこで寒冷前線事例につい て再解析データを用いた総観場解析を別途に行った結 果(図略),低気圧暖域内で観測されたゾンデデータ が寒冷前線後面の中層での乾燥した寒気の移流や前線 帯の大きなBRNSを事前に捉えられない場合がある ことが分かった.しかし,ゾンデデータに大きな BRNS等が反映されていない場合でも,前線付近に はそのような環境場は存在する.すなわち,特に移動 速度の速い寒冷前線事例に対して,本研究の近傍基準 に基づくゾンデデータは上記のような問題点を有しや すいものの,前線の移動方 向の上流側(多くは西方) の環境場状況にも合わせて 着目することで,同問題点 はかなり改善できると考え られる.

4.2.2 BRNS-SLI_{500min} 散布図

第 8 図 に BRNS -SLI_{500min}散布図を示す. 主 な特徴は、DB 事例に関し て、BRNS-SLI_{500min}間に 中程度の正相関が認められ る点である.相関係数は DB 事 例 で0.66 (a = 0.011; 両側 t 検定), 強雨 事例4地点の平均では0.46 であり、DB 事例でより顕 著な正相関が統計的に有意 にみられる. SLI_{500min}が比 較的安定を示す場合でも, BRNSが大きいとDBが 発生することがある、つま り、対流圏下層の不安定の 度合いが DB 事例としてあ まり強くない場合には、強 い鉛直シアーが DB 発生の 必要条件となっている可能 性が示唆された.

DB はボウエコーと呼ば れる弓状の降水エコーに 伴って頻発するとされ (Johns 1993),日本でもボ ウエコーや類似した形状 の降水エコーに伴ったDB の観測例はいくつか報告 されている(小元 1987;



第7図 BRNS-VT 散布図. DB 事例の内, 添字Cは寒冷前線事例を, 添字 N は明け方または夜間に発生した事例をそれぞれ示す.



第8図 BRNS-SLI_{soomin}散布図.様式は第7図と同様.また,DB事例につい ての回帰直線と相関係数を併せて図中に示している.

Kobayashi and Kikuchi 1989;森・高谷 2004). Johns (1993) はボウエコー発生時の総観場状況は, 停滞前線付近もしくは活発な総観規模擾乱が存在しな い暖候期パターン(発生期:晩春〜夏季)と,活発な 移動性低気圧に伴う移動性低気圧パターン(発生期: 通年)に大別できることを示した.前者では成層の不 安定度は大きく中層の風は平年値よりやや強い程度で あるのに対し,後者では成層は比較的安定で中層の風 はかなり強い.第8図で,BRNSが200m²s⁻²前後の 特に大きな環境下で発生した2つのDBは,いずれも 明け方か夜間に発生した事例(図中にNを添えて示 したDB事例)であり,これらの事例発生時は中層の 風が強く,移動性低気圧パターンと類似する総観場の 状況であった(第4表,5.1節参照).地表面加熱や熱

78

No.	VT [°C]	$\underset{[°C]}{\text{SLI}_{\text{500min}}}$	$\begin{array}{c} BRNS \\ [m^2 s^{-2}] \end{array}$	$\frac{ \vec{V} _{\rm AVE2-6km}}{[\rm ms^{-1}]}$
1	22.3	-5.5	117.2	26.3
2	24.3	-4.4	20.2	15.1
3	26.9	-6.2	27.5	9.2
4	25.2	-1.5	192.8	30.1
5	21.3	-1.3	欠測	12.5
6	27.7	-4.2	33.7	11.0
7	27.5	-9.2	49.9	16.3
8	27.5	-5.7	28.7	12.2
9	23.7	-4.8	36.2	14.4
10	21.7	-1.2	203.5	30.1
11	30.5	-7.3	91.0	17.7
12	25.9	-4.9	69.3	23.6
13	25.3	-2.9	89.1	19.8
14	26.9	-8.9	6.6	12.1
15	27.3	-4.5	42.2	12.7

的局地循環の影響がなく,成層が比較的安定な状況で DBが発生するためには,環境場にかなり大きな BRNSが存在している必要があることが示唆され る.

ただし問題点として、強雨事例のSLI_{soomin}には VTと比べて地域依存性が大きいことが挙げられる. 第3表より、強雨事例の抽出を行った4地点間におけ るVTの平均値の差は最大で0.3°Cであるのに対し て、SLI_{soomin}では1.8°Cに達する.したがって、 BRNS-SLI_{soomin}散布図の有用性をより高めるために は、上述のSLI_{soomin}の地域依存性を正確に把握する ための解析が別途必要である.

なお, BRNS との相関が高い $|\vec{V}|_{AVE2-6km}$ を第7図 と第8図の横軸とした場合, BRNS を用いた場合よ りも両事例のプロット域の重なりが大きくなり有用性 は低下する.

5. ダウンバースト発生時の総観場の特徴

前節で示した DB 発生前の BRNS-SLI_{500min}間に見 られた正の相関関係の背後には、日本での DB 発生時 に卓越する総観場の特徴が存在する可能性がある. そ こで本節では, 第8図で回帰直線の右端付近, 左端付 近に位置したDB事例群をそれぞれグループR (BRNSとSLI_{soomin}が共に大きい事例), グループL (BRNSとSLI_{soomin}が共に小さい事例)と表記し, 各 グループ内での総観場の特徴を示す. また,本節で得 られた結果の典型性について検討を加えるために, 米 国におけるボウエコーの発生環境場に関する先行研究 (Johns 1993; Johns and Hirt 1987)の結果とも比較 する.

以下本節では、「第1表のNo.1の事例」を「事例 1」と略記して個別の事例を指す.

5.1 グループRの特徴

第9図に、代表例(事例10; BRNS=203.5m² s⁻², SLI_{500min}=-1.2°C)の発生当日09時のJRA-25 データによる (a) VT, (b) 925hPa 相当温位, (c) BRNSの分布図と(d) 地上天気図を示す.発生地点 (a 図の+の位置)の福岡県付近は温帯低気圧の中心 付近に位置し、下層には南西方向からの暖湿気流が流 入している. VT は暖域内で比較的大きいが、福岡県 付近の VT は DB 発生時としては小さい.また、地 上低気圧の前面では BRNS が大きく、大きな鉛直シ アーの環境場が存在している。当時、 $|\vec{V}|_{AVE2-6km}$ は約 30ms⁻¹に達するなど、中層の風は強かった(第4 表). 気象レーダー画像によれば、九州北部には線状 降水帯がかかり、事例10の発生地点付近で最大のエ コー強度は60mm/hr 以上に達していた. Kato (2006) はこの強い対流性降雨が持続した原因とし て、①寒冷前線の上空500hPa付近に湿度30%以下の 低 6。空気が西から流入し続けていたこと、②鉛直シ アーが大きく、対流加熱後の高 θ。空気が寒冷前線上 空に留まらず対流不安定が維持されたことを指摘して いる、したがって事例10は、寒冷前線帯の活発な対流 活動、および大きな鉛直シアーの場の複合効果で発生 した事例といえるであろう.

この代表例以外にも事例4 (BRNS=192.8m²s⁻², SLI_{500min}=-1.5°C) もグループRに属する.事例4 は上空500hPa 面上で閉じた等温線と等高度線分布を もつ寒冷低気圧(寒冷渦)の前面で発生した.BRNS は寒冷低気圧の地上中心付近で小さかったのに対し, そこから400km ほど南東に離れて解析された地上の 寒冷前線周辺では特に大きかった.この寒冷前線沿い では,60mm/hr 以上の強い降水エコーを伴う線状 降水帯が形成されていた.事例4はボウエコーに伴っ



第9図 グループR (BRNSとSLI_{soomin}が共に大きい)事例(事例10)発生時の総観場の代表例として,1999年6月29日09時の(a)VT・SLP(海面更正気圧)・500hPa風,(b)925hPa相当温位・925hPa風,(c)BRNS・SLP・925hPa風の分布図,および(d)同日09時の地上天気図.事例10は,同日07時50分に福岡県糟屋郡志免町(a図の+の位置)で発生した.

て発生したことが指摘されている(Kobayashi and Kikuchi 1989). したがって,事例10と事例4は共に 「寒冷前線に伴う活発な線状降水帯と大きな BRNS の複合」する状況下で発生した点で共通する.また再 解析データを用いて中層の乾燥度を調査したところ, 事例4についても寒冷前線後面の中層500hPaに事 例10の発生時と同程度の乾燥貫入が見られた.

SLI_{soomin}の変動要因を調査したところ,DB事例 (ただし,21時過ぎに発生の事例4を除く14事例)に ついて,最寄りの気象官署における発生前最寄りの正 時までの積算日照時間とSLI_{soomin}とに危険率1%で 統計的に有意な負相関(相 関係数は-0.69)が認めら れた.つまり無日照の時刻 に発生したことが,事例10 と事例4 で他のDB事例 より相対的にSLIsoomin が大きくなった主因と考え られる.ただし,日射によ る地表付近の不安定化が 無かったこれらの事例でも SLIsoominは負値であり,環 境場には活発な対流を生じ 得る不安定が保持されてい たと推察される.

5.2 グループLの特徴 第10図に、代表例(事例 14; BRNS=6.6 m^2 s⁻², SLI_{500min}=-8.9°C)の発 生当日15時の JCDAS デー タによる (a) VT, (b) 925hPa 相 当 温 位, (c) BRNSの分布図と(d)ア メダスデータによる同日12 時までの積算日照時間分布 図. および (e) 同日09時 の地上天気図を示す.発生 地点の静岡県浜松市付近は 事例14の発生当時には南進 する停滞前線の南側にあ り, 停滞前線の南側に広く 分布する高VT域の縁に 位置していた. 第10図b で、本州付近の対流圏下層

ている.一方,500hPaの気温は低く,同日09時の館 野のゾンデ観測では-6.9°C(平年同日比-1.9°C)で あった.BRNSは発生地点付近で小さく,同様に $|\vec{V}|_{AVE2-6km}$ もDB事例として小さかった(第4表). 500hPa風速は同日09時の館野のゾンデ観測で13.9 ms⁻¹であった(7月の平年値は13.2ms⁻¹).また,当 日は停滞前線の南側の地域である程度の日照があり, その中でも発生地点付近では特に日照時間が長かった(第10図 d).

には、太平洋高気圧の西縁に沿って暖湿気流が流入し

この事例14は1991年6月27日に岡山市で発生した

DB(国内では過去最大の F 2 クラスの突風をもたら した; Ohno et al. 1994) の発生状況と比較して、① 発生地点と停滞前線・太平 洋高気圧・高VT域との 位置関係がよく類似し、② 停滞前線の南側に位置して 発生時刻までよく晴れてい た、といった多くの共通点 を有している (図略). す なわち、事例14や上記の岡 山市における事例は、停滞 前線付近で DB が発生する 際の1つの典型的パターン と考えられる.

また本研究の解析対象の 中では、 事例 3 (BRNS= $27.5m^2s^{-2}$, $SLI_{500min} =$ -6.2°C) もグループLの 事例に該当する. この事例 は、日本南方の台風に伴う 下層の暖湿気流と、上空の サーマルトラフの通過に伴 う中層の低温化との複合す る不安定な環境場中で発生 した(中層の気圧の谷は検 出できなかった). 同日09 時の秋田のゾンデ観測での 500hPa 気 温 は-7.3°C (平年同日比-1.9°C), 500 hPa 風 速 は11.8ms⁻¹で あった(8月の平年値は 13.5ms⁻¹). 事例3の発生 前4時間以内には比較的日 照もあった. すなわち事例 3と事例14は、下層に暖気 移流があり,かつ日照や中 層の寒気による不安定化が 複合する状況下で発生した 点で共通する.

これらの事例の発生場に みられた特徴(総観場は比 較的静穏で,不安定度が大





第10図 グループL(BRNSとSLI_{500min}が共に小さい)事例(事例14)発生時 の総観場の代表例として、2008年7月28日15時の(a) VT・SLP・500 hPa 風, (b)925hPa 相当温位 · 925hPa 風, (c)BRNS · SLP · 925hPa 風の分布図、(d)同日12時までの積算日照時間と12時の地上風の分布 図、および(e)同日09時の地上天気図、事例14は、同日12時10分に静岡 県浜松市浜北区(a図, d図の+の位置)で発生した.

きく、中層の風速は平年値と同程度)は、Johns (1993)が示した暖候期パターンと類似する.しか し、レーダー画像解析の結果、事例14、3および上記 の岡山市の事例はボウエコーに伴っていない、または 形状や規模が米国のボウエコーと異なる降水エコーに 伴って発生した.具体的には、事例3は面積がおよそ 500km²程度の孤立性エコー域に伴って生じた.ま た、事例14や上記の岡山市の事例では線状の強雨域は 存在したが、明瞭な弓状を呈さず、長さも40~80km 程度であった.これは、米国の暖候期パターン時に典 型的なボウエコーが160km程度の長軸長を有する (Johns 1993の第2図a)ことと比べて水平規模が小 さい.

レーダー画像解析の結果を反映するように、不安定 度は日米で大きく異なった. Johns and Hirt (1987) は、米国で総観場が暖候期パターン時にボウエコーが 発生する際には、その93%でLI<-8℃であること を示した. また Johns et al. (1990) は. ボウエコー 発生域での CAPE は (14事例の) 平均で2400Jkg⁻¹ で、消滅までの間にはさらに平均4500Jkg-1の領域を 通過することを示した.これらの値は、事例3(LI= -2.4°C, CAPE=530Jkg⁻¹) や事例 14 (LI= -2.7°C, CAPE=374Jkg⁻¹)の発生前と比べてもか なり不安定な値である.また事例14や事例3における 500hPa 風速(上記参照)は、米国の暖候期パターン 時におけるボウエコー発生時の平均が21ms⁻¹である (Johns and Hirt 1987) こと比べて小さかった. した がって、日本の DB 発生時についても米国のボウエ コー発生時に類似した2パターンへの総観場分類が可 能であるが、特に総観場が暖候期パターン時におい て、DBをもたらす降水系の規模や構造が日米で異な ることが示唆される.

6. 考察

前節までに本研究で新たに示した知見をまとめると,以下の(1)~(6)のようになる.

- (1) DBの発生時刻は、東経138度以東の東日本で 14~16時のピークが明瞭である一方、同以西の西 日本では明瞭なピークが見られない。
- (2) DB 事例の約半数は地上天気図で近傍に擾乱を伴 わず発生する.中層の気圧の谷の有無や日照時間 にも着目して DB 発生を監視することが重要であ る.
- (3) 日本においては従来の*Δθ*eよりも, 850~500hPa

間の気温減率 VT や、中層の乾燥度を考慮しな い SLI_{500min}を用いる方が DB 発生の予測精度の 向上が期待できる.

- (4) 鉛直シアーの効果を BRNS で評価し利用することで、DB 発生の予測精度向上が期待できる.
 VT や SLI_{soomin}が DB 事例としては安定な値をとる状況でも、BRNS が特に大きければ DB は発生しやすい傾向にある。BRNS は中層の風速と有意な正相関を示す。
- (5) BRNS と SLI_{soomin}が共に大きい事例(グループ R)は、地上の温帯低気圧中心や寒冷前線の付近 で、活発な対流活動(線状降水帯)と高 BRNS の環境場が同時に出現した場合に発生した.ま た、BRNS と SLI_{soomin}が共に小さい事例(グ ループL)は、下層に暖気移流があり、かつ日射 や中層の寒気の影響が加わって不安定が強化され る場合に発生した.
- (6) BRNS と SLI_{soomin}の正の相関関係に従って日本の DB 事例を分類すると,総観場状況について, 米国でのボウエコーの発生時と類似したパターン分けが可能である.

これらに関して、本節で考察を加える.

まず(1)に関して,解析対象の15事例の発生前の VTは、東日本で大きく,西日本で小さい傾向にある (第4表).総観場が停滞前線(付近,南側,北側の合 計)時に発生したDBの割合は,北海道・東北の北日 本で13%,関東・中部の東日本で27%,近畿以西の西 日本で44%であった.環境場のVT分布を支配する 大規模場の気候学的分布や季節進行の特性により, DBの発生時刻や発生月にみられた地域性(第3節) がもたらされている可能性がある.また,夏季の日本 域の降水に見られる日変化特性(金田ほか 2010)と の関係も示唆される.

次に(2)に関して,中層の気圧の谷や日照時間(熱 雷)以外に,遠方の台風もDB発生の間接的要因とな り得る.台風に関しては,停滞前線等を強化する以外 にも,台風熱源が励起するPJテレコネクションパ ターンが日本東方の高気圧を強化し,東西気圧傾度の 強化を通じて下層の暖湿気流を強化するプロセスがあ る(Kawamura and Ogasawara 2006).実際,10~ 40°N,110~150°Eの範囲において,DB発生時に台 風が存在した事例は全63事例中で35事例に達すること から(第4図で分類不可の31事例中では18事例),遠 方の台風による前線または下層暖湿気流の強化がDB



第11図 (a)500hPa および(b)925hPa における相対湿度(RH)の出現頻度分布.その他の図の様式は第5図 b~eと同様.

発生に寄与した事例は多数 あった可能性がある.

次に(3)の原因を考察す るため、第11図に DB 事例 と強雨事例における(a) 500hPa および(b)925hPa の相対湿度の出現頻度分布 を示す. 前者は対流圏中 層.後者は同下層におけ る代表的な相対湿度の分 布形態を示している. 第11 図によれば、下層ではDB 発生前により乾燥傾向に あるが,一方で中層の相対 湿度は両事例で差異が不 明瞭である.したがって, $\Delta \theta_{e} \diamond \Delta \theta_{emax}$ が中層の乾燥 度まで考慮することが、逆 にこれらの指数の有用性を 低下させたと考えられる. Atkins and Wakimoto (1991) らの米国アラバマ 州における観測結果と矛盾



第12図 SLI₅₀₀の18時間時系列. 横軸は両事例の発生前最寄りの正時を0とした時の時刻[hr].各事例について、当該時刻に観測されたSLI₅₀₀の全事例での平均値をプロットし折れ線で結んでいる.また本図におけるSLI₅₀₀の計算に際しては、使用できる限りのゾンデデータを用いてT₅₀₀の時間変化を考慮した.各事例と折れ線の線種の対応は第5図と同様である.ただしDB事例について、1990年以前に発生した6事例については(気象官署データが3時間間隔であるために)1時間毎の気象官署データを線形内挿によって得ているため、1990年以後に発生した9事例とは別の太実線で、プロット点を□と◇に分けて示している.

する結果が得られた原因としては、①彼らの統計解析 の対象は DB 事例が12事例(朝と午後の $\Delta\theta_e$ が共に 観測された事例数)に対してその比較対象の非 DB 雷 雨事例は3事例のみであり、本研究と比べて比較対象 の非 DB 事例数が少ない、②総観場に前線を伴って発 生した DB 事例がない、といったことが挙げられる. ただし、特に総観場が移動性低気圧パターン時には、

本研究の近傍基準を満たすゾンデデータでは捉えられ ない中層の乾燥貫入(4.1.2節, 5.1節)が DB 発生に 寄与する場合がある点に留意する.

SLI_{500min}の有用性についての補足として,第12図に 両事例の発生前最寄りの正時から前12時間~後6時間 の計18時間における SLI₅₀₀の時系列を示す. DB 事例 の発生前には SLI₅₀₀が継続的に減少し,その後は急 激な増加を示す傾向にある。DB 事例の不安定な SLI500は、特に発生前最寄りの正時から前6~7時間 以降に強雨事例と比べて顕在化している。DB 発生時 刻にかけての SLI 500の低下は地上気温の上昇と良く 対応し、一方で地上相対湿度は発生時刻にかけて低下 していく傾向にあった. すなわち, 第11図 b に示し た DB 発生前の(ゾンデ観測時刻での)下層大気の乾 燥傾向は、多くの DB 事例の発生時刻にはさらに強化 されていた。第12図で発生時刻以後に SLI₅₀₀が急激 に安定化していることから、DB 発生時に降水粒子の 融解や蒸発による多量の潜熱吸収が雲底下で起きてい ることが示唆される. なお、地上の水蒸気混合比は相 対湿度の低下に対して、DB 発生時刻にかけて一定、 もしくはやや増加していた.また、DB 事例にみられ た SLI₅₀₀時系列曲線の形状の特徴は, 無日照の時間 帯に発生した DB 事例(事例4,10) についても同様 に確認できた(図略).ただし、これらの事例では SLI500の値そのものは平均的な DB 事例の発生前後よ りも大きな値で推移した.

次に(4) (5) (6)に関して、Johns (1993) は総観 場が移動性低気圧パターン時(中層の風速は大きい) に発生するボウエコーによる冷気外出流の形成には. 水平運動量の下方輸送が重要な寄与をすることを指摘 した. 中層の風速は本研究の DB 発生時でも大きかっ たことから、特に BRNS が大きな場合には、Johns の指摘する運動量輸送が日本の DB 発生にも大きな寄 与をしている可能性がある.また.鉛直方向の平均風 向シアー (MDS_{0-2km} , MDS_{2-6km}) も調べてみると (第3表), DB発生時の風向シアーは下層と中層のい ずれでも強雨事例の発生時と比べて小さい傾向にあっ た. つまり DB 事例の大きな BRNS は. 主に風速シ アーに依存していた. これは DB をもたらす降水系の 型と関与している可能性がある。しかし、環境場の鉛 直(風速+風向)シアーが DB 発生に与える影響の詳 細にまで検証するには本研究の解析手段では不十分で ある.また、環境場の鉛直シアーの役割としては、① 対流不安定の維持(5.1節), ②エントレインメントの 増加による雲粒や降水粒子の蒸発量の増加(浅井 1996), ③上昇気流と下降気流の分断(新田ほか 2002 など)などの効果も無視できない. これらの点につい ては、数値シミュレーションによる定量的アプローチ が特に必要といえる.

(6)に関して、日本で総観場が特に暖候期パターン に類似した時に起こる DB は、米国のボウエコーとは 異なる規模や形状の降水エコーに伴って発生した (5.2節). 加えて、米国で暖候期パターンでのボウエ コー出現が多発する季節・地域(5~8月、米国北東 部)とほぼ対応する季節・地域にて実施された DB 集 中観測 (NIMROD 計画) では、36% (全50個中で18 個)が乾いた DB であった (Johns and Hirt 1987; Fujita 1985). つまり, 米国のボウエコーに伴う DB の多くも、乾いた DB であることが示唆されるが、こ れらの乾いた DB と本研究の対象とする湿った DB で は発生の主要因が物理的に異なる(大野 2001).した がって、日本の DB 発生時の総観場についても米国の ボウエコー発生時と類似する2パターンに大別できる 点は統計的事実として興味深いが、ここで見出された 指数や総観場特性の類似性がどの程度の物理的類似性 に基づくかについては、さらなる事例解析を蓄積した 上で検討すべき課題である.

最後に、本研究で DB 事例の比較対象とした強雨事 例の抽出の際に、解析雨量20mm/hr 以上の降水エ コーを強雨エコーと定義した点の妥当性について述べ る. 平原・水野(2000)により、KI は降水量と正比 例の関係があり、他の指数よりも強雨の予測精度が良 いことが分かっている. そこで第3表より、両事例に おける KI の平均値や標準偏差を比較すると、いずれ もほぼ同等の値を取っていることが分かる. すなわ ち、DB 事例においても上記の基準で抽出した強雨事 例と同等程度の地上降水がもたらされていたと考えら れる.

7. おわりに

近年までに日本で発生した DB 事例について, ラジ オゾンデ観測データ, 気象官署データ, 大気再解析 データ等を使用し, (非 DB) 強雨事例との比較とい う観点から, 日本における DB 発生環境場の統計解析 を行った. その結果, DB 発生状況の統計, DB 発生 時の特有な大気環境場, および DB の発生プロセスに ついて, 第6節に示したような知見や考察を本研究で 新たに示すことができた. ゾンデデータに適用した近 傍基準が DB の時空間スケールに対してかなり緩かっ たにもかかわらず, 非 DB 強雨との識別ができる可能 性を示せたことは, DB 予測の観点からみて重要な知 見である. 例えば, DB 発生までに 6 時間程度の予報 リードタイムを持てる可能性や, 半径60km を代表し た気象要素と DB 発生に相関があることを示すことが できた. また, 地上気象官署データとの併用により, DB 事例に特有な対流圏下層の不安定化が DB 発生の およそ6~7時間前から開始していることも示すこと ができた(第12図).実際には、ラジオゾンデ観測の 時空間密度はかなり粗いため、これらの知見を単独で 現業予報に用いることはできないが、数値予報モデル との併用を行うことで DB 発生の予測精度向上に寄与 できる可能性がある.

一方,本研究においては「そもそも解析対象の DB 事例数が少ない」,「DBの認定基準が複数存在す る」,「本研究で得られた DB 発生環境場の特徴が, 実際の発生時刻まで持続していたとは限らない」, 「強雨事例の発生時刻でその降水システムが最盛期に 達していたとは限らない」,等の問題点が依然として 残る.また,Chuda and Niino (2005)が示した各種 指数の地域・季節依存性(4.4.2節で示した SLI_{soomin} の地域性の問題を含む)や,Potvin *et al*.(2010)が 示した竜巻や雷雲スケールの現象の環境場解析にゾン デデータを使用する際の最適な近傍基準の設定方法等 についても,今後は考慮して,本解析結果の改善を試 みる必要がある.

謝 辞

元気象庁気象研究所の高谷美正氏には,森・高谷 (2004) に記載された DB 事例に関する詳細な情報を 提供していただきました.気象研究所予報研究部の林 修吾氏には,総観場分類等の解析作業に際して丁寧な ご助言を頂きました.気象研究所の研究員の方々に は,予報研究部コロキウム発表においてご聴講をいた だいた際に数多くの有益なコメントを頂きました.担 当編集委員の京都大学防災研究所の榎本 剛氏,なら びに2名の査読者からは,本稿の根幹部分から軽微な ミスに至るまで貴重なコメントとご助言を頂きまし た.ここに重ねて感謝いたします.

付録A

本研究で使用した各種指数の内, University of Wyoming (2010b) で記載がない指数の計算方法を 以下に示す.ただし2.4節で言及した*Δθ*。を除く. ①地表リフティド指数 (SLI₅₀₀)

 $\mathrm{SLI}_{500} = T_{500} - T_{\mathrm{surface} \rightarrow 500\mathrm{hPa}}$

 T_{500} :時空間的に最寄りのゾンデ観測で得られた 500hPa の気温[°C],

 $T_{\text{surface-500hPa}}$:発生地点から最寄りの気象官署に おける地表空気塊を, θ_{e} が保存すると仮定して 断熱的に500hPaまで持ち上げた時の気温 [℃].

- ②最小地表リフティド指数(SLI_{500min})
 - SLI_{500min}= $T_{500} T_{(surface-500hPa)max}$ T_{500} :①に同じ、
 - *T*_{(surface-500hPa)max}: DB および強雨各事例の発生 地点から最寄りの気象官署で観測された,発生 前最寄りの正時から前3時間以内の各正時にお ける計4つの地表空気塊を断熱的に500hPaま で持ち上げた時,最も高温となった空気塊の気 温[℃].
- ③最大相当温位差 ($\Delta \theta_{\text{emax}}$)

$$\Delta \theta_{\rm emax} = \theta_{\rm e^{int} \pm b_{\rm e} \pm b_{\rm$$

- $\theta_{e^{105 \text{KR}}}$: DB および強雨各事例の発生地点から 最寄りの気象官署で観測された,発生時刻前最 寄りの正時から前3時間以内の各正時における 計4つの地表空気の相当温位(θ_e)の内で最大 の θ_e [K],

θ_eの算出方法は Bolton (1980) に基づく.

④バルク・リチャードソン数シアー (BRNS)

Weisman and Klemp (1982) により以下のように 定義される.

BRNS =
$$\frac{1}{2} \left[(u_6 - u_{0.5})^2 + (v_6 - v_{0.5})^2 \right]$$

 u_6 , v_6 , $u_{0.5}$, $v_{0.5}$:高度 0~6 km 層 および 0~ 0.5 km 層の密度重み付け平均風速の東西,南北成分 $[ms^{-1}]$.

⑤平均鉛直シアー (MS)

Rasmussen and Wilhelmson (1983) により,以下 のように定義される.

$$MS = \frac{\int_{Z_1}^{Z_2} \frac{\partial \vec{V}(z)}{\partial z} dz}{\int_{Z_1}^{Z_2} dz}$$

$$\vec{V}$$
:水平風ベクトル $[ms^{-1}]$,

Z₁, Z₂:地表からの高度[km] (ただし, Z₂>Z₁). ⑥平均風向シアー (MDS)

$$\text{MDS} = \frac{\int_{Z_1}^{Z_2 |\frac{\partial V_{\text{dir}}(z)|}{\partial z} dz}}{\int_{Z_1}^{Z_2} dz}$$

844

- V_{dir}:風向[°],
- Z_1, Z_2 :地表からの高度[km](ただし, $Z_2 > Z_1$). 風向変化の向きは考慮せず, $|V_{dir}(z+1) - V_{dir}(z)| \leq 180^{\circ}$ である.

付録B

- 本研究では以下の手順に従って DB 事例(計63事 例)の総観場分類を行った. 【】内は分類区分名を示
- す. なお本手順では,気象庁 HP「竜巻等の突風デー タベース | による突風事例の総観場分類にほぼ対応す
- るように前線からの距離等の基準値を設定した.
- (1-1)停滞前線から50km以内【停滞前線の近傍】
- (1-2)停滞前線から南に50km以上かつ150km以内 【停滞前線の南側】
- (1-3)停滞前線から北に50km以上かつ150km以内 【停滞前線の北側】
- (2) 温帯低気圧の中心から100km 以内【温帯低気圧中 心】
- (3-1)寒冷前線から50km以内【寒冷前線の近傍】
- (3-2)寒冷前線から移動方向の前面に50km以上かつ 150km以内【寒冷前線の前面】
- (3-3)寒冷前線から移動方向の後面に50km以上かつ 150km以内【寒冷前線の後面】
- (4) 温暖前線から移動方向の前面に500km 以内【温暖 前線】
- (5)温帯低気圧の暖域内(寒冷前線と温暖前線の先端 同士を結ぶ直線内)【暖域内】
- ただし上記は以下の注意事項に従う.
- ・より上位の基準を優先して総観場を各 DB 事例について1つに選定する.
- ・1~5は全て、DB発生時刻前後の地上天気図(気象庁提供)の線形内挿により判断する.また、前線の有無はより近傍の天気図に準ずる.なお、5に区分されたDBは0事例であった.

また,上記(1)~(5)の区分ごとに中層の気圧の谷の 有無も調査した.判定基準は,DB発生時刻・発生地 点にJRA25・JCDAS データに基づく500hPa ジオポ テンシャル高度の水平勾配が10m/100km 以上の領域 があり,かつ南方に凸の等高度線分布があることとし た.

参考文献

浅井冨雄, 1996:ローカル気象学. 東京大学出版会, 233

pp.

- Atkins, N. T. and R. M. Wakimoto, 1991: Wet microburst activity over the southeastern United States: Implications for forecasting. Wea. Forecasting, 6, 470-482.
- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. Mon. Wea. Rev., 108, 1046-1053.
- Chuda, T. and H. Niino, 2005: Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 83, 391-408.
- Fujibe, F., N. Yamazaki, M. Katsuyama and K. Kobayashi, 2005: The increasing trend of intense precipitation in Japan based on four-hourly data for a hundred years. SOLA, 1, 41–44.
- Fujita, T. T., 1985: The downburst. Microburst and macroburst. SMRP Research Paper 210, University of Chicago, 122pp.
- 平原洋一,水野 量,2000:日本列島での強雨予測に対す る各種指数の有効度.気象庁研究時報,52,125-142.
- 石原正仁,井高孝志,1997:空港気象ドップラーレーダー がとらえたマイクロバーストとシヤーライン.天気, 44,455-456.
- Johns, R. H., 1993: Meteorological conditions associated with bow echo development in convective storms. Wea. Forecasting, 8, 294–299.
- Johns, R. H. and W.D. Hirt, 1987: Derechos: Widespread convectively induced windstorms. Wea. Forecasting, 2, 32-49.
- Johns, R. H., K. W. Howard and R. A. Maddox, 1990: Conditions associated with long-lived derechos —An examination of the large-scale environment. Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, Albert, Canada, Amer. Meteor. Soc., 408-412.
- 金田幸恵,津口裕茂,加藤輝之,藤部文昭,2010:15年分 の解析雨量を用いた梅雨期日本周辺域の降水の日変化に ついて.日本気象学会2010年度秋季大会予稿集,C352.
- Kato, T., 2006: Structure of the band-shaped precipitation system inducing the heavy rainfall observed over Northern Kyushu, Japan on 29 June 1999. J. Meteor. Soc. Japan, 84, 129–153.
- Kawamura, R. and T. Ogasawara, 2006: On the role of typhoons in generating PJ teleconnection patterns over the western North Pacific in late summer. SOLA, 2, 37-40.
- 気象庁,2005:異常気象レポート2005 (1.3 異常気象の長 期変動).55-79.
- 気象庁, 2008:「気象庁 機動調査班」の創設について. 2pp.
- 気象庁,2009: 竜巻などの激しい突風に関する気象情報の

利活用について. 64pp.

- 気象庁, 2010: 竜巻等の突風データベース. http://www. data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/tornado/index. html (2011.2.20閲覧).
- Kobayashi, F. and K. Kikuchi, 1989: A microburst phenomenon in Kita Village, Hokkaido on September 23, 1986. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 925–936.
- McCann, D. W., 1994: WINDEX A new index for forecasting microburst potential. Wea. Forecasting, 9, 532-541.
- 森 真理子,高谷美正,2004:関東地方で発生した降ひょ う・ダウンバーストを伴ったスーパーセルの事例解析. 天気,51,567-581.
- 新田 尚,伊藤朋之,木村龍治,住 明正,安成哲三編, 2002:キーワード気象の事典.朝倉書店.532pp.

大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象. 東京堂出版, 309pp.

- 大野久雄, 鈴木 修, 楠 研一, 1996a:日本におけるダ ウンバーストの発生の実態.天気, 43, 101-112.
- 大野久雄, 鈴木 修, 楠 研一, 1996b:1995年8月10日 に関東平野で発生した雷雨に伴うボウエコー, ガストフ ロントおよびダウンバースト.天気, 43, 167-170.
- 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.
- 小元敬男, 1987:強風災害をもたらした下降流突風の事例 解析. 天気, **34**, 633-642.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K.

Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, **85**, 369-432.

- Potvin, C. K., K. L. Elmore and S. J. Weiss, 2010: Assessing the impacts of proximity sounding criteria on the climatology of significant tornado environments. Wea. Forecasting, 25, 921-930.
- Proctor, F. H., 1989: Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: Sensitivity experiments. J. Atmos. Sci., 46, 2143-2165.
- Rasmussen, E. N. and R. B. Wilhelmson, 1983: Relationships between storm characteristics and 1200 GMT hodographs, low-level shear, and stability. Preprints, 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., J5-J8.
- 櫻井渓太,川村隆一,2008:日本における竜巻発生の環境 場と予測可能性.天気,55,7-22.
- University of Wyoming, 2010a: Upper Air Data (Soundings). http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding. html (2011.2.20閲覧)
- University of Wyoming, 2010b: Sounding Station Parameters and Indices. http://weather.uwyo.edu/ upperair/indices.html (2011. 2.20閲覧)
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. Mon. Wea. Rev., 110, 504–520.
- 山内 洋, 新野 宏, 鈴木 修, 吉野勝美, 坂本 圭, 2008:2008年1月1日羽田空港周辺で発生したドライ・ ダウンバースト.日本気象学会2008年度春季大会予稿 集, B208.

The Environment and Potential Predictability of Downbursts in Japan

Takanari MURAMATSU* and Ryuichi KAWAMURA**

- * Faculty of Science, University of Toyama (Present affiliation: Abashiri Local Meteorological Observatory, 2-1-6, Daimachi, Abashiri-shi, Hokkaido 093-0031, Japan).
- ** (Corresponding author) Graduate School of Science and Engineering for Research, University of Toyama (Present affiliation: Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University, 6-10-1, Hakozaki, Higashi-ku, Fukuoka-shi, Fukuoka 812-8581, Japan).

(Received 24 November 2010; Accepted 7 June 2012)