# 日本における竜巻発生の環境場と予測可能性

# 櫻 井 渓 太\*・川 村 隆 一\*\*

#### 要 旨

竜巻発生近傍(発生前後 2 時間以内,半径50 km 以内)のレーウィンゾンデデータ(55事例)と JRA-25長期再解析データを主に用いて、日本の竜巻発生環境場の実態を統計的に調査し、シビアストーム発生のポテンシャルを示す既存のパラメータについて、その診断基準が日本ではどの程度有効かどうかを考察した。

K指数(Ki)と対流抑制(CIN)の頻度分布から、他の大気安定度パラメータに較べて、両パラメータの有効性が高いことがわかった。また、水平風の鉛直シアーに関するパラメータではストームに相対的なヘリシティ(SRH)が有効な指標であることが再確認された。複合パラメータに関しては、対流有効位置エネルギー(CAPE)の有効性が低いために、どの複合パラメータも実用面で問題がある。このため、KiとSRHの積で定義される新しい複合パラメータ(KHI)を提案し、環境場の事例解析により検証を行った結果、米国と比較すると日本では対流圏中層が湿潤で下層の鉛直シアーが大きい、ミニスーパーセルの発生環境場で竜巻被害が起こることが多いと考えられる。KHIのシビアストームの検出率は高いが、上層の寒冷渦に起因する竜巻の事例等では検出が難しいことも示唆された。

#### 1. はじめに

「シビアストーム」とは、「竜巻、26 ms<sup>-1</sup>を超える 突風、あるいは直径1.9 cm 以上の雹を降らせる雷雨」 のことを米国では指している(大野 2001)。日本で はシビアストームに代わる言葉はなく、むしろ集中豪 雨などの災害気象に関する言葉の方が多い。その理由 の1つは、米国と較べると日本においては竜巻を伴う 激しい雷雨が発生することは必ずしも多くなく、集中 豪雨や大雪のような災害気象の方が重要視されがちで あるからと言えよう。しかし、発生はまれであっても 竜巻による被害は甚大なものである。2006年は比較的 強い竜巻が頻発した。調査報告(気象庁・宮崎県地方 気象台 2006;気象庁・札幌管区気象台 2006)によ ると、2006年9月17日に宮崎県延岡市で発生した竜巻

- \* 富山大学理学部(現:京都大学大学院理学研究科).
- \*\* 富山大学大学院理工学研究部。

-2007年3月27日受領--2007年10月18日受理-

© 2008 日本気象学会

は、死者3名・負傷者143名・全壊半壊被害住家460 戸、特急列車の横転など多くの被害を出した。また、2006年11月7日の北海道佐呂間町の竜巻では、9名もの死者を出した。これらの2006年の竜巻は藤田スケールでそれぞれF2、F3とされている。

世界的にみると、米国で竜巻の発生が顕著であることは良く知られている。そのため、1960年代から竜巻とその発生要因となる積乱雲の特性に関する研究が精力的に進められてきている。Rasmussen and Wilhelmson(1983)はレーウィンゾンデ観測から対流有効位置エネルギー(Convective Available Potential Energy: CAPE)と下層 0-4 km 高度の平均鉛直シアーの関係を統計的に調査し、CAPEと鉛直シアーの大きい環境場で竜巻が発生しやすいと述べている。McCaul(1991)はハリケーンに伴う竜巻の近傍のレーウィンゾンデ観測データを用いたコンポジット解析から、鉛直シアーやストームに相対的なヘリシティ(Storm Relative environmental Helicity: SRH)といったパラメータはハリケーンに伴う竜巻発生頻度分

布と良い相関があると述べている。CAPEやSRHといった物理量は、米国の竜巻に関する統計的解析や数値実験によって、竜巻発生及びその親雲の形態(スーパーセルあるいは非スーパーセル)と関係があることがわかっている(Davies 1993; Davies-Jones et al. 1990; Stensrud et al. 1997など)。そして、これらの竜巻発生環境場に関する理解を背景に、現業のドップラーレーダーなどを利用し、米国気象局(NWS)によって、竜巻注意報と警報を公共に発令できるほどに研究が進んでいる。

一方、日本の竜巻に関する研究は統計的研究(光田 1983; 林ほか 1994; Niino et al. 1997) や数値モデ ルを用いた研究(坪木ほか 2000; 吉野ほか 2002な ど)、ドップラーレーダーなどの観測的研究(Suzuki et al. 2000; Kobayashi 2003; 中井ほか 2005; 柴 田 2006など)があるが、竜巻の発生環境場の特徴を 統計的にまとめた研究報告はほとんどなく, 竜巻など のシビアストームの予測可能性の基盤となる発生環境 場の理解が必ずしも十分ではない。そこで本研究で は、米国の竜巻発生環境場との比較という観点から、 主に高層気象観測データ(レーウィンゾンデ観測 [RAwinsonde OBservation;略してRAOB] デー タ) と再解析データ (JRA-25長期再解析データ) を 用いて,統計的に日本の竜巻発生環境場の実態を調 べ,シビアストームの予測可能性の展望について考察 することを目的とする.

## 2. 使用データおよび解析手法

#### 2.1 使用データ

解析には、ワィオミング大学大気科学教室が公開しているレーウィンゾンデ観測(RAOB)データ(気温・露点温度・混合比・風向・風速・温位・相当温位の鉛直プロファイル、大気安定度に関する各種のパラメータ)を使用した(http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html, 2007年06月12日現在)。

また、環境場の解析には、気象庁及び電力中央研究所による JRA-25 (Japanese Re-Analysis 25 years) 長期再解析プロジェクトによって提供されている再解析データから、指定気圧面解析値(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・発散・渦度・鉛直流)を使用した。

## 2.2 事例の抽出

本研究では、竜巻発生環境場を解析するために、距離・時間に関して特定の基準(近傍基準)を設け、竜

巻発生近傍の RAOB データを抽出した。その方法 は、まず、竜巻の事例に関する資料として、気象庁 HPの「災害をもたらした気象事例」(http://www. data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/index. html, 2007年05月31日現在) より, 「被害竜巻一覧 (1971~2005年, 発生年月日・住所・被害状況・竜巻 の特徴・総観気象状況), 2007/05/31より竜巻等の突 風データベースに更新 | を用いて、これに記載されて いる住所から、Geocoding (http://www.geocoding. jp/, 2007年06月12日現在)[世界測地系(WGS84) に対応]を活用して緯度・経度を同定した、次に、こ の位置情報と RAOB 観測点の位置情報から、 竜巻発 生前後2時間以内,かつ半径50km以内のRAOB データを抽出した、このような近傍基準は、米国の竜 巻発生環境場の統計に関する研究報告において用いら れている。例えば、McCaul (1991) は、2時間/40 km 以内と 3 時間/185 km 以内の 2 つの近傍基準で RAOB データを抽出し、主に後者のデータでハリ ケーンに伴う竜巻近傍の環境場の特徴を調査してい る. Rasmussen and Blanchard (1998) は,発生3 時間前から6時間後の間に観測された竜巻発生地点か ら400 km 以内の竜巻発生地点に吹き込む風(最下層 500 m の平均風)を観測している RAOB データにつ いて統計解析を行っている。本研究の近傍基準は, McCaul (1991) の厳しい方の近傍基準を参考にして いるが、台風以外の様々な気象状況下の竜巻も対象と しているため、空間の近傍基準を若干緩めている。本 研究の近傍基準によって抽出された RAOB データは 55事例となり、そのうち33事例が竜巻発生前のデー タ,22事例が発生後のデータであった。抽出事例の竜 巻発生位置を第1図に、各事例の詳細を第1表に示 す.

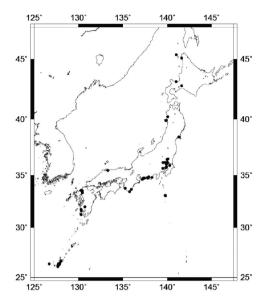
# RAOB データを使用して、雷雨の発生・発達条件を表現するパラメータである、ショワルターの安定指数 (SSI)、リフティド指数 (Li)、K指数 (Ki)、

2.3 雷雨の発生・発達及び形態を表すパラメータ

数(SSI),リフティド指数(Li),K指数(Ki),トータル・トータルズ(TT),対流有効位置エネルギー(CAPE),対流抑制(CIN)といった大気の安定度に関するパラメータを計算することができる。 SSI,Li は下層の空気塊を上層に持ち上げたときの空気塊が持つ浮力を示し,Li の方が地表面に近い空気塊を扱う。Ki は中層の気温減率と湿潤度を表す項をもち,エントレインメントを考慮している。TT は中層の気温減率と下層の湿潤度を示す項をもつ。CAPE

第1表 竜巻発生前後2時間以内,かつ半径50km以内の近傍基準により抽出した事例。表は左から竜巻発生時刻(年月日時 JST),竜巻発生場所,総観気象状況,RAOB時刻(UTC),RAOB地点。

	<del></del>	寸刻 (エ	平月 口 🗈	付 151), 电苍光生场所, 総観	KAUD 时刻	(UIC), KAOI	0 地点。
1973	9	27	23	北海道礼文郡礼文町	寒冷前線	730927/1200	稚内
1974	6	6	10	静岡県浜北市	その他	740606/0000	浜松
1974	8	27	10	静岡県周智郡森町	停滯前線	740827/0000	浜松
1976	6	10	19	鹿児島県枕崎市	寒冷前線	760610/1200	鹿児島
1976	7	18	15	群馬県桐生市境野町7丁目	停滯前線	760718/0600	館野
1976	9	9	8	茨城県下館市	寒気移流	760909/0000	館野
1976	9	19	20	宮城県石巻市	その他	760919/1200	仙台
1976	10	20	20	茨城県稲敷郡新利根村紫崎	低気圧	761020/1200	館野
1976	10	23	7	沖縄県豊見城市	低気圧	761023/0000	那覇
1976	12	25	10	東京都八丈島八丈町大賀郷	低気圧	761225/0000	八丈島
1977	3	27	7	静岡県磐田市	低気圧	770327/0000	浜松
$\frac{1977}{1977}$	9	8	10	福岡県福岡市西区	寒冷前線	770908/0000	福岡
1977	9	9		茨城県坂東市矢作			
		9	10		停滯前線	770909/0000	館野
1977	9		13	茨城県下妻市高道祖	停滞前線	770909/0600	館野
1977	11	19	8	秋田県男鹿市脇本	寒冷前線	771119/0000	秋田
1978	2	28	22	千葉県市川市	寒冷前線	780228/1200	館野
1978	8	14	11	北海道天塩郡豊富町字稚咲内	低気圧	780814/0000	稚内
1978	9	15	23	和歌山県日高郡みなべ町西岩代	台風	780915/1200	潮岬
1979	4	2	9	沖縄県宜野湾市嘉数	寒冷前線	790402/0000	那覇
1979	8	22	19	福岡県福岡市南区井尻3丁目	停滯前線	790822/1200	福岡
1979	9	4	19	千葉県松戸市紙敷	台風	790904/1200	館野
1980	7	30	9	鹿児島県日置郡東市来町神之川	その他	800730/0000	鹿児島
1982	2	28	7	秋田県男鹿市脇本脇本脇本	その他	820228/0000	秋田
1982	11	11	9	愛知県田原市田原町	その他	821111/0000	浜松
1983	3	12	7	沖縄県糸満市伊原	低気圧	830312/0000	那覇
1984	2	1	22	秋田県男鹿市船川港	寒気移流	840201/1200	秋田
1984	10	6	11	沖縄県浦添市港川	低気圧	841006/0000	那覇
1984	11	19	22	鳥取県米子市灘町	寒冷前線	841119/1200	米子
1985	4	20	8	静岡県志太郡大井川町	寒冷前線	850420/0000	浜松
1987	1	5	8	沖縄県中頭郡勝連町南風原	寒冷前線	870105/0000	那覇
1988	4	28	20	沖縄県糸満市	寒冷前線	880428/1200	那覇
1988	9	25	10	和歌山県東矣婁郡串本町潮岬	台風	880925/0000	潮岬
1989	4	24	22	東京都八丈島八丈町中之郷	寒気移流	890424/1200	八丈島
1989	10	6	21	北海道小樽市	寒冷前線	891006/1200	札幌
1990	4	3	22	沖縄県国頭郡金武町	寒冷前線	900403/1200	那覇
1990	9	19	22	栃木県宇都宮市幕田町	台風	900919/1200	館野
1990	10	6	11	- 協小県子師西川春田町 - 鹿児島県薩摩川内市都町	台風	901006/0000	
1990	2	13	22			910213/1200	
1991	6	25	11	沖縄県浦添市内間	寒冷前線	910213/1200	那覇 鹿児島
	2	15	9		一	910625/0000	
1992	5		19	沖縄県具志川村久米島空港			那覇
1992		23		栃木県芳賀郡益子町七井	低気圧	920523/1200	館野
1992	9	22	10	沖縄県名護市真喜屋	台風	920922/0000	那覇
1993	9	4	8	茨城県つくば市篠崎	台風	930904/0000	館野
1995	9	23	9	沖縄県中頭郡読谷村	台風	950923/0000	那覇
1997	10	20	10	北海道十歳市	寒冷前線	971020/0000	札幌
1997	11	17	8	東京都八丈島	その他	971117/0000	八丈島
1999	5	4	10	愛知県田原市赤羽根町	低気圧	990504/0000	浜松
1999	9	24	11	愛知県豊橋市	台風	990924/0000	浜松
1999	10	29	22	秋田県能代市荷八田	寒冷前線	991029/1200	秋田
2000	9	11	8	和歌山県新宮市佐野	台風	000911/0000	潮岬
2001	8	22	3	埼玉県羽生市秀安	台風	010821/1800	館野
2002	4	3	8	沖縄県うるま市具志川	その他	020403/0000	那覇
2004	6	27	8	佐賀県鳥栖市立石町	停滞前線	040627/0000	福岡
2004	9	27	20	沖縄県名護市豊原	台風	040927/1200	那覇
2004	9	29	23	愛知県豊橋市大岩町	台風	040929/1200	浜松
				•	•		



第1図 本研究の近傍基準(前後2時間以内・半 径50km以内)で抽出したレーウィン ゾンデ観測(RAOB)データの対象事 例の分布図(●印)。

は地表面付近の空気塊が(浮力により)獲得するエネルギーとして示されるが、エントレインメントなどの対流の抑制条件を含んでいない。一方、CIN は負のCAPE とも呼ばれ、値の絶対値が大きいほど対流雲が発生しにくいことを示す。本研究のCAPE とCINの計算には下層500 mの平均空気塊を用いている。

雷雨の形態に関しては, 水平風の鉛直プロファイル が重要になり、さらに、竜巻を伴うような雷雨という ことならば、その環境場がスーパーセルを発生させる ポテンシャルを持っているかどうかが重要になる。こ れらを表現するパラメータとして, 平均鉛直シアー (MS), ストームに相対的なヘリシティ (SRH) 等の 水平風の鉛直シアーに関するパラメータがある。MS は計算高度間のホドグラフの長さを高度で割った値で 示される平均鉛直シアーである (Rasmussen and Wilhelmson 1983)。本研究では MS を高度  $0 \sim 3 \text{ km}$ で計算した  $(MS_{0-3km})$ . SRH は雷雨が発生した場 合, この雷雨がメソサイクロンを持つ雷雨, すなわち スーパーセル雷雨へと組織化するか否かを診断する指 標で, 雷雨の移動速度と風の鉛直分布から求められる (Davies-Jones et al. 1990). 本研究では, SRH の計 算高度を $0 \sim 3 \text{ km}$  で計算した。また、ストームの移 動ベクトルを,柴田(2006)で用いられている05 R85 (0~6 km の密度重み付け平均風の風向を 5 度右にずらし、風速を85%に減じる)と吉野ほか(2002)で用いられている30R75 (0~6 km の密度重み付け平均風の風向を30度右にずらし、風速を75%に減じる)の 2 種類で計算した(それぞれ  $SRH_{05R85}$ 、 $SRH_{20875}$ と記述する)。

また, 竜巻の発生には強い上昇流と大気下層の渦度 が重要な要素であるため、大気の安定度に関するパラ メータと、大気下層の水平渦を指標化した水平風の鉛 直シアーに関するパラメータを複合させたものも,シ ビアストーム予報に関して重要な診断パラメータであ る. 具体的には、バルク・リチャードソン数 (BRN), Vorticity Generation Parameter (VGP), Energy Helicity Index (EHI) がある。BRN は CAPE & Bulk Richardson Number Shear (BRNS) と呼ばれる下層から中層の鉛直シアーで示されたパラ メータとの比 (CAPE/BRNS) で求められ、多重セ ル雷雨とスーパーセル雷雨のどちらが発生しやすいか を診断する (Weisman and Klemp 1982). BRN= 10~50ではスーパーセルが発生しやすく, BRN> 35~50では多重セル雷雨が発達しやすい。VGPは MS と √CAPE の積で求められ、環境場の水平渦(鉛 直シアー)を積乱雲の上昇流で立ち上げる過程を指標 化したパラメータである (Rasmussen and Wilhelmson 1983)。VGP>0.2 ms<sup>-2</sup>の条件で竜巻を伴う雷雨 の可能性が大きくなると言われる。EHIはSRHと CAPE の積で求められ、EHI>1.0 Jkg<sup>-1</sup>・m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>の条 件を満たすとスーパーセル発生のポテンシャルをも ち, EHI>2.0でスーパーセルが発達する非常に高い 可能性をもち、EHI>4.0で顕著な竜巻が発生する可 能性が高いと言われている (Davies 1993). 本研究で は, SRH を SRH<sub>05R85</sub>と SRH<sub>30R75</sub>の 2 種類で計算し ているため、EHIについても $EHI_{05R85}$ 、 $EHI_{30R75}$ と 記述することにする。上記のパラメータの計算式は付 録に一部を記載した。

RAOB データによって計算された上述の診断パラメータを用いて竜巻発生環境場の統計的解析を行った。ただし、CAPE、CIN に関しては自由対流高度 (LFC) が無い事例では0になるので、LFC が無いことによって計算できないパラメータ(CAPE、CIN、BRN、VGP、EHI)については欠測として、LFC がある事例のみに解析を限定している(47事例)。また、Li にも欠測(1事例)があった。

"天気"55.1.

#### 3. 竜巻発生環境場の統計的解析

#### 3.1 各パラメータの頻度分布

各パラメータの頻度分布に基づいて、パラメータ毎の閾値を設定した。各パラメータの検出率(閾値を超える事例数/全事例数)が80%となる値を閾値とし、竜巻発生前と発生後の事例に分けて計算した(第2表)。他に90、70、60%でも閾値を計算しているが、本研究では、1つの目安として検出率80%における閾値のみを示す。

第2図に、本研究で抽出したRAOBデータから算 出されている大気の安定度に関するパラメータ (SSI, Li, Ki, TT, CAPE, CIN) のヒストグラム を示す。ヒストグラムは、 竜巻発生前と発生後がわか るように,全事例のヒストグラム(黒)に発生前の事 例のヒストグラム(斜影)を重ねている。この図にお いて最も注目すべきは CAPE である。CAPE は、一 般的に1000 Jkg-1を超えると「中程度に不安定」とい われるが、CAPE が1000を超えているのは47事例中 10事例で,最大でも2000を超えない。さらに、CAPE が100以下の場合は47事例中16事例でやはり低い値が 多い。日本における雷雨の環境場の統計として,河野 ほか (2004) は、関東地方の熱雷の環境ではあるが、 同様に CAPE が同じく低い値を多くとることを示し ている。ただし、彼らは925 hPa の空気塊を持ち上げ るという仮定で CAPE を計算しており、本研究とは やや異なる方法であった。また、米国の竜巻発生環境 場について, Rasmussen and Blanchard (1998) は, 1992年 1 年間の00 UTC における RAOB データの統 計解析を行っている。彼らの結果から、各パラメータ が多く取り得る値の範囲(抽出事例の50%が含まれる 値の範囲)と本研究の結果と対比させたところ, 竜巻 発生環境を示す事例において,彼らの研究では CAPE が約300~1900 Jkg<sup>-1</sup>の範囲に多いが,本研究 の RAOB データの CAPE はそれよりも非常に低い値 が多くなっていた。CAPEの計算方法の違いに関し ては、Chuda and Niino (2005) が、下層の最大 CAPE となる空気塊を持ち上げる場合と下層500 m の 平均空気塊を持ち上げる場合では前者の方が後者より 大きくなることを示しているが、Rasmussen and Blanchard (1998) の 0-1 km 層の平均空気塊を持ち 上げるという方法と本研究の方法は類似しており、彼 らの研究結果と較べる場合には計算方法による違いは 比較的小さいと考えられる.

一方, SSI, Li, TT に関しては河野ほか (2004)

第2表 竜巻発生近傍(前後2時間以内,半径50km 以内)のRAOBデータで計算された各パラ メータの閾値。

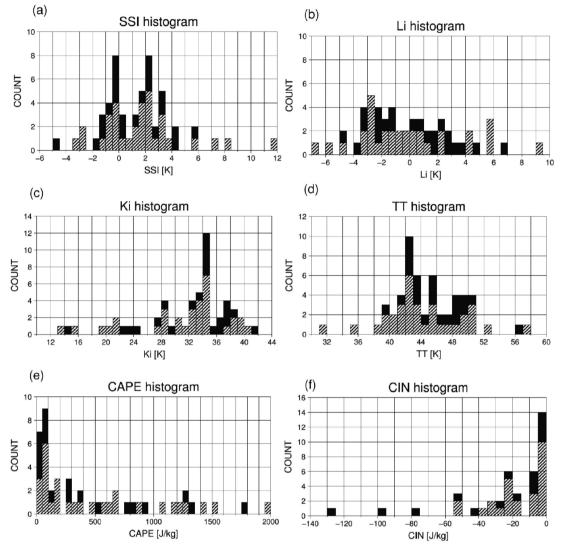
パラメータ	閾値(全 サンプル)	閾値 (発生後)	閾値 (発生前)
SSI [K]	3.1	2.8	3.2
Li [K]	2.8	2.8	2.3
Ki [K]	27.9	28.1	27.6
TT [K]	41.2	42.7	41.0
CAPE [J/kg]	66	45	71
CIN [J/kg]	-31	-47	-26
$MS_{0-3km} [\times 10^{-3} s^{-1}]$	7.2	8.8	6.9
SRH <sub>05R85</sub> [m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> ]	17.5	6.6	37.3
SRH <sub>30R75</sub> [m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> ]	72.5	64.1	114.2

と同様なヒストグラムの分布になっていた。Ki は本研究の方が不安定と示している事例が比較的多いことがみてとれた。また,SSI と Li については本研究の関値は米国中西部の一般的な値に較べてかなり安定であることを示しているが,対照的に Ki はかなり不安定であることを示している。

CIN については値が大きいほど事例数が多くなっており、中里ほか(2006)で指摘されている竜巻発生環境場の CIN は $-50 \text{ Jkg}^{-1}$ 以上が多いということと良く一致している。また、発生前後の CIN の閾値の差も大きいことがみてとれる。そして、Rasmussen and Blanchard(1998)においても、本研究と同様に値が大きいほど事例数が多くなっていた。

Chuda and Niino (2005) は、CAPE、CIN、SSI の季節依存性と地域依存性について調査し、各パラメータは冬季より夏季の方が不安定を示すこと、CAPE は日本列島の北東よりも南西の方が高い値になることを示している。それゆえ、第2図の各事例の値の差には当然ながら季節・地域依存性も含まれていることに留意しておく必要がある。

次に,第3図は第2図と同様に水平風の鉛直シアーに関するパラメータ( $MS_{0-3\,\mathrm{km}}$ , $SRH_{0\,\mathrm{5R85}}$ , $SRH_{30R75}$ )のヒストグラムを示している。 $MS_{0-3\,\mathrm{km}}$ は,高度 $0\sim4\,\mathrm{km}$ で計算した $MS_{0-4\,\mathrm{km}}$ や,高度 $0\sim5\,\mathrm{km}$ で計算した $MS_{0-5\,\mathrm{km}}$ ,高度 $0\sim6\,\mathrm{km}$ で計算した $MS_{0-6\,\mathrm{km}}$ の場合よりも高い値をとり,下層の鉛直シアーが大きい環境であることがわかっている(図省略)。さらに,Rasmussen and Blanchard(1998)で計算された $MS_{0-4\,\mathrm{km}}$ と本研究で計算したそれとを比べると,同程度の値もしくは本研究の方がそれ以上の

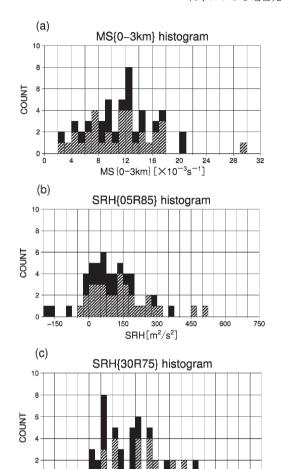


第2図 抽出事例の RAOB データから得られた大気の安定度に関するパラメータ ((a) SSI, (b) Li, (c) Ki, (d) TT, (e) CAPE, (f) CIN) のヒストグラム。ヒストグラムは、全サンプルのヒストグラム (黒) に発生前のサンプル (斜影) のヒストグラムを重ねている。

値をとっていることがわかった。つまり,下層の鉛直シアーに関して,日本の竜巻発生環境場は米国のそれに匹敵,もしくはそれ以上の大きさがあることが示されたことになる。また,SRH に関して,SRH $_{30R75}$ では,値の大きさは SRH $_{30R75}$ の方が大きいものの,値の傾向としてはどちらも同様であることがヒストグラムからわかる。Rasmussen and Blanchard (1998) で計算された SRH では,竜巻発生環境場においてその値の多くは約60~300 m²s $^{-2}$ の範囲に分布することが示されている。本研究の結果と比較する

と、 $SRH_{30R75}$ は彼らが示した範囲に含まれる事例が多いことがわかる。本来なら,ストームの移動ベクトルの仮定について妥当性を検討する必要があるが, $SRH_{05R85}$ と  $SRH_{30R75}$ の値の傾向が同じであるため,実用上,どちらを予報ツールとして用いても差し支えがないと言える。しかし, $SRH_{30R75}$ の方が大きい値を示し,閾値の発生前後の差も大きく,こちらの方が扱いやすいため,後述の環境場の事例解析には $SRH_{30R75}$ を主に用いた。

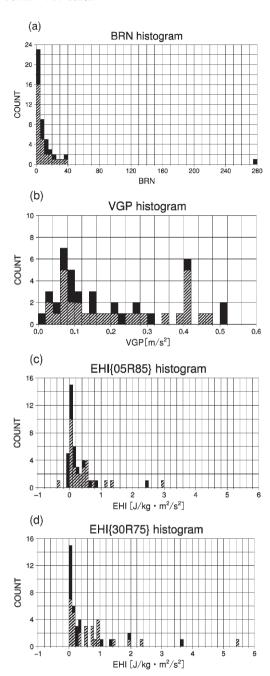
複合パラメータに関しては,第4図にヒストグラム



第3図 第2図と同じ、ただし、水平風の鉛直シアーに関するパラメータ((a)  $MS_{0-3km}$ , (b)  $SRH_{05R85}$ , (c)  $SRH_{30R75}$ ) のヒストグラム。

 $SRH[m^2/s^2]$ 

(BRN, VGP, EHI $_{05R85}$ , EHI $_{30R75}$ ) を示した。どの複合パラメータも CAPE の値の低さを反映して値が低い事例が多くなっている。BRN は,1事例だけ例外的に大きな値があるものの,それ以外は40以下となっている。一見するとスーパーセル発生の環境と対応するように見えるが,米国で用いられているCAPE の判定基準が本研究で抽出した事例において適合するとは言えないため,BRN の判定基準もそのまま対応するとは考えにくい。このように,VGPも各 EHI も,CAPE の値が低いために,竜巻発生可能性の閾値(VGP は $0.2~{\rm ms}^{-2}$ ,EHI は $1.0~{\rm Jkg}^{-1} \cdot {\rm m}^2$  s $^{-2}$ )を超えるようなサンプルが少なくなっており,



第4図 第2図と同じ、ただし、複合パラメータ ((a) BRN, (b) VGP, (c) EHI<sub>05R85</sub>, (d) EHI<sub>30R75</sub>) のヒストグラム。

日本の竜巻発生環境場では上述の複合パラメータは必ずしもシビアストーム予報に適した指標ではないと考えられる.

#### 3.2 各パラメータの有効性

前節の結果から,本研究で抽出した日本の竜巻発生 環境場における RAOB データは、大気の安定度に関 するパラメータの中で、特に CAPE が米国の RAOB データより小さな値をとることが多く,必ずしも有効 な指標ではないことが明らかになった(ここで、本稿 における「有効」性とは、米国の研究報告の多くで用 いられている判定基準が日本の RAOB データに対し ても「有効」であるか否かをいう)。それに対し、 CAPE よりもむしろ Ki と CIN の方が日本の RAOB データにおける大気の安定度を良く示す指標であると 考えられる。ただし、McCaul (1991) は、ハリケー ンの竜巻発生環境場は Great Plains における典型的 なスーパーセルの環境場に比べて CAPE が小さいこ とを示しており、すべての気象状況において、日本の 竜巻発生環境場における CAPE が米国より常に小さ いとは限らないようである。また,水平風の鉛直シ

アーに関しては、MSの値から、下層の鉛直シアーは 米国のRAOBデータとあまり差がない、もしくはそれ以上の鉛直シアーがあることがわかった。そのため、SRHについても、ストーム移動ベクトルの仮定の問題があるが、値は米国のRAOBデータと大きく違わず、同様な値が多かった。

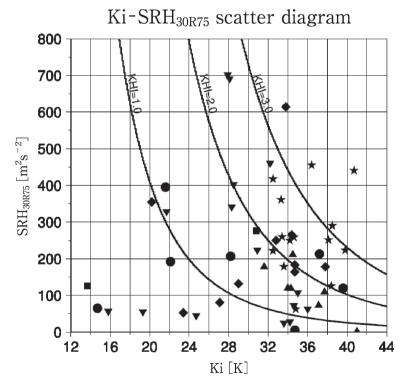
日本と米国では RAOB の観測時刻について、現地 時刻にずれがあり、日本の 現地時刻では9時と21時で あるが、米国中西部では6 時 と18時 に な る。CAPE の値は大気下層の成層状態 によって大きく変化し得る ため, 日中に大きくなると いう日変化が存在する。こ のため, 日本と米国の CAPEの値を比較するに は注意が必要である。Rasmussen and Blanchard (1998) は00 UTC のみを 扱っていたことからも,現

地時刻の違いによる影響がないとは言い切れない。いずれにしても、日本で観測されるRAOBデータではCAPEが大気の不安定を表しにくいことから、従来の複合パラメータ(BRN, VGP, EHI)を用いて日本で発生するシビアストームの可能性を検出するのは難しく有効性は低いと考えられる。

### 4. 新しい複合パラメータを用いた予測可能性の検 証

#### 4.1 新しい複合パラメータの提案

前章において、Ki と CIN は CAPE よりも大気の 安定度を良く示していた。水平風の鉛直シアーに関するパラメータの中では、 $SRH_{30R75}$ の有効性が高かった。新たな複合パラメータを定義するために、これらのパラメータが候補であるが、CIN は絶対値が小さいほど不安定を示すので、 $SRH_{30R75}$ と複合させるのに不都合である。そこで Ki と  $SRH_{30R75}$ を複合させ



第5図 抽出事例の RAOB データで計算された Ki と SRH<sub>30R75</sub>の関係、横軸を Ki, 縦軸を SRH<sub>30R75</sub>とした散布図で, 総観気象状況別にプロットの形 (★:台風, ▼:寒冷前線, ◆:低気圧, ▲:停滞前線, ■:寒気移流, ●:その他)を変えている。太実線は KHI (=1.0, 2.0, 3.0 K²ms⁻¹) の等値線を示す。

 て, 計算式を以下のように定義した。

$$KHI = \frac{Ki^2 \times \sqrt{SRH}}{8.1 \times 10^3}$$
 (1)

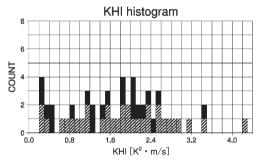
このパラメータは EHI を参考に改良した複合パラメータである。本研究では、複合させた双方の名を取り、K-Helicity Index(以下 KHI)と呼ぶことにする。計算式中の Ki の 2 乗と SRH の 2 乗根は、Ki に比べて SRH はとり得る値の範囲が大きいために SRH の値が大きく反映されてしまうのを補正したものである。この補正の妥当性を示すために、第 5 図に Ki と SRH30R75の散布図を示した。KHI の等値線も重ね描きしているが、分布状況におおよそ対応している 様子 が見てとれる。KHI の分母は、Ki と SRH30R75の発生前の閾値(第 2 表参照)をかけた値で、27.62× $\sqrt{114.2}\approx8.1\times10^3$ である。つまり、KHI の 閾値は1.0  $K^2 \cdot ms^{-1}$ となる。

第6図は本研究で抽出した事例についてRAOBデータで計算したKHIのヒストグラムである。閾値 $(1.0 \text{ K}^2\text{ms}^{-1})$ で改めて検出率を計算すると,発生前の事例で79%(33事例中26事例),発生後の事例で73%(22事例中16事例)となった。

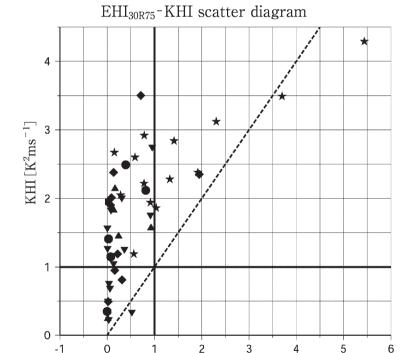
#### 4.2 事例抽出の基準

本研究で定義した KHI によるシビアストームの予測可能性を議論するために,まず始めに,KHI と従来の CAPE を用いた EHI との関係を示す.第7図は EHI $_{30R75}$ と KHI の散布図で総観気象状況別にプロットの形を変えている.これを見ると,EHI $_{30R75}$ が高いと KHI も高く,EHI $_{30R75}$ が低くても KHI は高い事例が多い.そして,EHI $_{30R75}$ が閾値(1.0 Jkg $^{-1}$ ・m $^2$ s $^{-2}$ )より

高くKHI が閾値  $(1.0 \, K^2 \cdot ms^{-1})$  より低い事例が無い。 つまり、KHI は竜巻事例の検出率がより高く



第6図 抽出事例のRAOBデータで計算した KHIのヒストグラム、第2図と同じく、 全サンプルのヒストグラム(黒)に発生 前のサンプルのヒストグラム(斜影)を 重ねている。



第7図 新しい複合パラメータ KHI と従来の CAPE を用いた EHI との関係、横軸を EHI<sub>30R75</sub>、縦軸を KHI とした散布図で、総観気象状況別にプロットの形(★:台風、▼:寒冷前線、◆:低気圧、▲:停滞前線、■:寒気移流、●:その他)を変えている。図の太実線は各複合パラメータの閾値(EHI<sub>30R75</sub>:1.0 Jkg<sup>-1</sup>m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>, KHI:1.0 K<sup>2</sup>ms<sup>-1</sup>)、点線は EHI<sub>30R75</sub>=KHI の直線を示している。

 $EHI_{30R75}[J kg^{-1} m^2 s^{-2}]$ 

なっている。総観気象状況別には、台風の事例は  $EHI_{30R75}$ が高い傾向にある。次に、この図に基づいて、解析を行う事例を抽出した。抽出は3種類に分けて行った。

まず、① KHI によって最適な予報ができた環境場について調査するために、KHI が高く(>2.0K²・ms¯¹)EHI $_{30R75}$ が低い(<1.0 Jkg¯¹・m²s¯²)事例(HighKHI/LowEHI $_{30R75}$ 事例)を抽出し、次に、② KHI によって予報できなかった環境場について調査するために、KHI が低い(<1.0 K²・ms¯¹)事例(LowKHI/LowEHI $_{30R75}$ 事例)を抽出した。そして最後に、③ EHI $_{30R75}$ が高い値を示す環境場について調査するために、EHI $_{30R75}$ が高い(>1.0 Jkg¯¹・m²s¯²)事例(HighKHI/HighEHI $_{30R75}$ 事例)を抽出した。また、予測可能性の検証という観点から、発生前の事例のみを考慮した。解析にはRAOB データの他に、JRA $_{25}$ 長期再解析データ(以下 JRA データ)を用いた。このため、抽出した事例はJRA データのある1979~2005年の期間内の事例である。

#### 4.3 各事例解析で得られた環境場の特徴

3種類の抽出事例それぞれの環境場の特徴は以下の通りである。

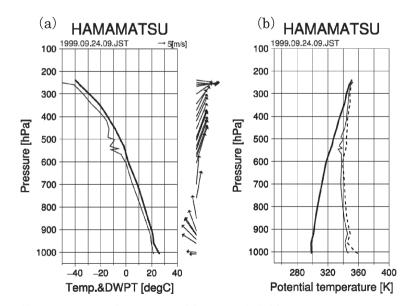
#### ① HighKHI/LowEHI<sub>30R75</sub>事例(5事例)

第8図に代表事例(1999 年9月24日11時頃,愛知県 豊橋市で竜巻発生)の RAOB データ (1999年 9 月24日9:00JST 浜 松) の 気温・露点温度・風の鉛直 プロファイル (a),温位 • 相当温位 • 飽和相当温位 の鉛直プロファイル (b) を示す。主なパラメータの 値は、CAPE:59 Jkg<sup>-1</sup>,  $Ki: 32.5 \text{ K}, MS_{0-3km}:$  $1~2~.~3~\times~1~0~^{-~3}~s~^{-~1}$  ,  $SRH_{30R75}: 418.1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  $EHI_{30R75}$ : 0.15 Jkg<sup>-1</sup> • m<sup>2</sup>  $s^{-2}$ , KHI: 2.67 K<sup>2</sup> • ms<sup>-1</sup> であった。対流圏中層以上 が比較的高温・湿潤であ り, 気温減率は条件付き不 安定を示すが相当温位減率 が比較的小さいことが5事 例全ての共通の特徴であった。このため CAPE が低く, Ki が大きくなった。また,下層鉛直シアーが大きく、SRH<sub>30R75</sub>の値も高いという結果になった。

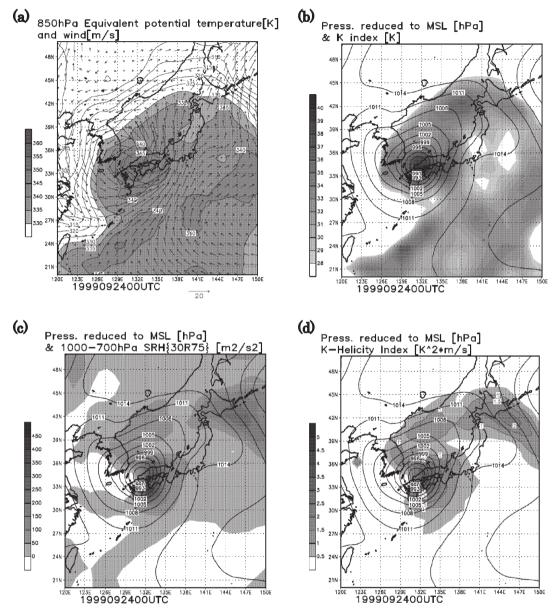
第9図に,第8図と同事例同時刻のJRAデータ850hPa相当温位・風ベクトル分布図 (a),Ki (b),SRH $_{30R75}$  (c),KHI (d) の分布図を示す。この代表事例も含めて5事例全ての環境場は台風や低気圧の東側の温暖で湿潤な空気が流入する環境であり,発生地点付近はKi の高い領域に広く覆われていた。SRH $_{30R75}$  (計算高度は $1000\sim700$ hPa) の高い領域は竜巻発生時刻付近に発生地点を通過していたと考えられる。そして,Ki,SRH $_{30R75}$ 共に対応がよいので,KHI の高い領域は台風の南東象限に領域が絞られた。どの事例も中層以上が湿潤である環境場であることから,Ki では大気の不安定を十分に示すことができていた。

#### ② LowKHI/LowEHI<sub>30R75</sub>事例(4事例)

各事例間で系統的な共通点が得られなかった。下層の相当温位が大きい事例が2事例あったが、前線接近時に急激に気象状況が変化したため、RAOBデータでは激しい雷雨環境を捉えられなかったことがわかった。また、下層の相当温位が低く鉛直シアーが大きかった1事例は、低気圧前面において高気圧から吹く



第8図 High KHI/Low EHI<sub>30R75</sub>事例における代表事例の RAOB データ (1999年9月24日9:00 JST 浜松)の,(a) 気温(太実線)・露点温度(細実線)・水平風の鉛直プロファイル(ベクトル),(b) 温位(太実線)・相当温位(細実線)・飽和相当温位(破線)の鉛直プロファイル.



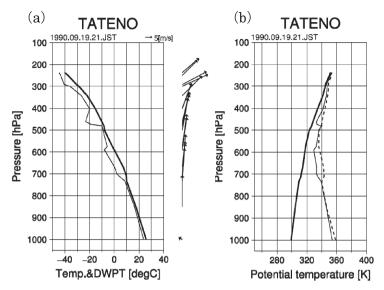
第9図 第8図と同じ事例の JRA データ (1999年9月24日00 UTC) 850 hPa 相当温位・風ベクトル分布図 (a), Ki (b), SRH<sub>30R75</sub> (c), KHI (d) の分布図. 第9図b, c, d の等値線は海面更正気圧.

低相当温位の空気が温暖前線を発達させ、低気圧に伴う湿潤空気の上昇を促していた。しかし、RAOB データの観測時刻ではまだ低相当温位の領域であった。そして、どの要素も KHI と  $\rm EHI_{30R75}$ を小さくしていた  $\rm 1$  事例は、上空に寒冷渦が侵入するなどにより、下~上層が低温で乾燥し、鉛直シアーは小さくなっていたことがわかった。以上のように、事例毎に

特徴は異なるが、RAOB データでは発生時刻との時間のずれにより捉えきれなかった環境場にあったのが 3 事例あり、残りの1 事例は上層の寒冷渦によるものであった。

#### ③ HighKHI/HighEHI<sub>30R75</sub>事例(4事例)

第10図に代表事例(1990年9月19日22時頃、栃木県 壬生町で竜巻発生)のRAOBデータ(1990年9月19



第10図 High KHI/High EHI<sub>30R75</sub>事例における代表事例のRAOBデータ (1990年9月19日21:00 JST館野)の,(a) 気温(太実線)・露点温度 (細実線)・水平風の鉛直プロファイル(ベクトル),(b) 温位(太実線)・相当温位(細実線)・飽和相当温位(破線)の鉛直プロファイル.

日21:00JST 館野) の気温・露点温度・風の鉛直プ ロファイル (a), 温位・相当温位・飽和相当温位の 鉛直プロファイル(b)を示す。主なパラメータの値  $k_{1}$ , CAPE: 1185 Jkg<sup>-1</sup>, Ki: 34.6 K, MS<sub>0-3km</sub>:  $7.7 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ , SRH<sub>30R75</sub>: 259.1 m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>, EHI<sub>30R75</sub>:  $1.92 \, \text{Jkg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \text{s}^{-2}$ , KHI:  $2.38 \, \text{K}^2 \cdot \text{ms}^{-1}$  であった. 4事例全てにおいて相当温位減率が大きく CAPE が 大きく,750 hPa 以下の下層が湿潤で Ki も大きかっ た. また,鉛直シアーはHighKHI/LowEHI30R75事 例よりやや小さいものの、SRH や MS はどの事例も 十分に大きく閾値を超えていた。第11図に第10図と同 事例同時刻の JRA データ850 hPa 相当温位・風ベク トル分布図 (a), Ki (b), SRH<sub>30R75</sub> (c), KHI (d) の分布図を示す。この代表事例のように、どの 事例でも下層の暖湿気流が顕著であり、暖湿気流の場 と Ki が良く対応していた。また,下層の相当温位が HighKHI/LowEHI30R75事例より高いという環境場に あった。SRH30R75に関してはRAOBデータではある 程度大きな値が出ているが、JRA データでは対応し ていない事例があった。どの事例も,下層相当温位の 高い領域だけ見ても, その対流不安定の大きさから, 激しい雷雨の可能性を十分示せている。HighKHI/ HighEHI<sub>30R75</sub>事例はHighKHI/LowEHI<sub>30R75</sub>事例よ

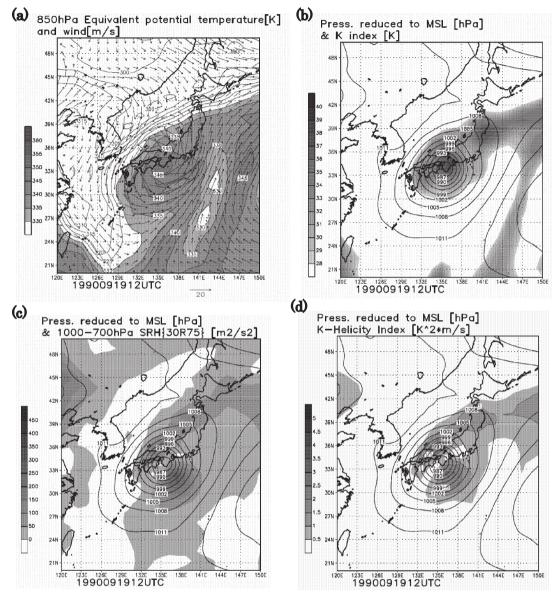
りも一般的に対流不安定が 顕著である事例であること が確認できた.

## 5. 日本における竜巻発 生環境場の特徴

統計解析及び事例解析の結果から、日本の竜巻発生環境場は対流圏中層が多いため、CAPEが小さくKiが大きいという大気の不安定を示すパラメータの特徴に関して、米国の環境場と大きな違いが明らかになった。このような環境場における積乱雲の形態に関して先行研究がある。Suzukiet al. (2000)は、1990年9月19日に関東地方の広範囲に複数発生した竜巻につ

いて、ドップラーレーダー等による解析から、その親 雲はミニスーパーセルと呼ばれる, 米国中西部の典型 的なスーパーセルよりスケールが小さいスーパーセル あったと指摘している。そして、ミニスーパーセルの 発生環境は、比較的小さい CAPE (約1600 Jkg-1) と 大きい下層鉛直シアーで特徴づけられると述べてい る. このことを本研究の事例で確認してみたい. 第10 図, 第11図に示した事例はSuzuki et al. (2000) で 解析された事例と同じ事例であったが、本研究で抽出 された事例の中では CAPE は比較的高い事例であっ た. ここで, Suzuki et al. (2000) の CAPE (約1600 Ikg-1) と本研究の CAPE の値(1185 Ikg-1) が異な るが、これは計算方法の違いと考えられる。本研究の CAPEの値でどの程度ミニスーパーセルの発生環境 に当てはまるのかを確認してみると, この事例よりも CAPE が低く (<1185) かつ MS<sub>0-3km</sub>が高い (> 7.7) 事例は47事例中31事例(66%)であり、さらに CAPE が高い (>1185) 事例 (5 事例) でも2000 Jkg<sup>-1</sup>を超えるような事例がなかった。本研究で扱っ た事例の多くはミニスーパーセルの発生環境に当ては まると言える。したがって、日本では、ミニスーパー セルの発生環境として指摘されている CAPE が小さ く下層鉛直シアーの大きい環境場が支配的であるとい

"天気"55.1.



第11図 第10図と同じ事例の JRA データ(1990年 9 月19日12 UTC)850 hPa 相当温位・風ベクトル分布図 (a), Ki (b), SRH<sub>30R75</sub> (c), KHI (d) の分布図。第11図 b, c, d の等値線は海面更正気圧。

うことが本研究によって統計的に確認することができた**.** 

前に述べたように、米国のRAOBデータから示される竜巻発生環境とは特徴がかなり異なっているため、従来の複合パラメータによるシビアストーム予報は日本のRAOBデータに対して有効とは言い難い。日本のRAOBデータによって示される竜巻発生環境においては、CAPEよりも大気の不安定を表すこと

ができる Ki を用いる方が、予報という観点からは実用性が高いと考え、本研究では Ki を用いた KHI を提案した。事例解析の結果、やはり日本のような湿潤な環境では KHI を用いた方がシビアストームを検出しやすいということが明らかになった。しかし、LowKHI/LowEHI $_{30R75}$ 事例のように、上層の寒冷渦の通過などによって大気が乾燥した時には KHI では検出できず、むしろ SSI や Li といったパラメータの

方が大気の不安定を示していることも確認している (図省略)。つまり、総観スケールの環境場の状況に よっては各診断パラメータの有効性も変わらざるを得 ないと考えられる。

#### 6. おわりに

本研究では、 竜巻自体よりも時空間スケールがかな り大きい総観スケールの擾乱が作りだした、 竜巻の発 生環境場について、主にレーウィンゾンデ観測 (RAOB) データ, JRA-25長期再解析データを用い て解析を行った、このような観点から、全国を対象と した竜巻発生環境場を統計的に調べた研究が少ないた め, 本研究の結果から日本における竜巻発生環境場の 特異性等の知見が得られた、さらに、日本の竜巻発生 環境場に特化した新しい複合パラメータを用いること で、日本のRAOBデータにおいて、シビアストーム を検出しやすくなることが明らかになった。CAPE だけではなく SRH 等のパラメータも計算方法が様々 存在する。今後,計算方法の相違も考慮して全てのパ ラメータを統計的に検証することで, 日本の環境場に 適したシビアストームを検出するためのパラメータを 作ることができるだろう。米国ではすでに Thompson et al. (2003) などにより,新しいパラメータ (STP: Significant Tornado Parameter 等) が提案され、 米国海洋大気庁 (NOAA) の SPC (Storm Prediction Center) により現業に用いられている.

本稿では竜巻発生事例を対象に、KHIが従来のCAPEを用いたEHIよりも日本のRAOBデータに対してはシビアストームの検出が良くなる可能性を示した。しかし、KHIがシビアストーム予報に適当であるかについては、非シビアストームの事例を含めてスキルスコア等を調べる必要性がある。種々な事例で各パラメータの空間分布などの解析を蓄積することにより、日本の竜巻発生環境場のポテンシャル予報としてのKHIも含めた各パラメータの実用性を詳しく議論できるだろう。

#### 謝辞

京都大学防災研究所の石川裕彦教授, 気象庁予報部 予報課の柴田のり子氏には, SRH の計算の際に, 計 算方法やストームの移動ベクトルの仮定に関すること など, 懇切丁寧な助言を頂きました。本論文の改訂に あたり, 水野 量編集委員ならびに 2 名の査読者から 有益なコメントを頂きました。ここに, 謝意を表しま す.

#### 参考文献

- Chuda, T. and H. Niino, 2005: Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 83, 391-408.
- Davies, J. M., 1993: Hourly helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes. Preprints of 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 107–111.
- Davies-Jones, R. P., D. Burgess and M. Foster, 1990: Test of helicity as a tornado forecast parameter. Preprints of 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, Amer. Meteor. Soc., 588–592.
- 林 泰一,光田 寧,岩田 徹,1994:日本における竜巻 の統計的解析。京都大学防災研究所年報,37B-1,57-66.
- 河野耕平,廣川康隆,大野久雄,2004:ラジオゾンデデータによる気団性雷雨日の診断,天気,51,17-30.
- 気象庁,札幌管区気象台,2006:平成18年11月7日から9日に北海道(佐呂間町他)で発生した竜巻等の突風。災害時気象調査報告,56pp。
- 気象庁, 宮崎県地方気象台, 2006:平成18年台風第13号に 伴い9月17日に宮崎県で発生した竜巻等の突風. 災害時 気象調査報告, 54pp.
- Kobayashi, F., 2003: Doppler radar observation of winter tornadoes over the Japan sea. 31st International Conference on Radar Meteorology, Severe Weather II, 8A-6a, Amer. Meteor. Soc., P4A. 7.
- McCaul, E. W. Jr., 1991: Buoyancy and shear characteristics of hurricane-tornado environments. Mon. Wea. Rev., 119, 1954–1978.
- 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。文部省科学研究費自然災害特別研究 成果,No.A-58-3。
- 中井専人,石坂雅昭,岩本勉之,清水増治郎,山口 悟, 2005:2004年2月5日柏崎突風時にドップラーレーダー で観測された降雪バンドと風の場。天気,52,164-170.
- 中里真久,鈴木 修,山内 洋,高谷美正,森 真理子, 2006:レーダーと環境データを用いた竜巻とダウンバー ストの発生前における識別可能性.日本気象学会2006年 度秋季大会講演予稿集,P362.
- Niino, H., T. Fujitani and N. Watanabe, 1997: A statistical study of tornadoes and waterspouts in Japan from 1961 to 1993. J. Climate, 10, 1730–1752.
- 大野久雄,2001:雷雨とメソ気象。東京堂出版,309pp。

Rasmussen, E. N. and D. O. Blanchard, 1998: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. Wea. Forcasting, 13, 1148–1164.

Rasmussen, E. N. and R. B. Wilhelmson, 1983: Relationships between storm characteristics and 1200 GMT hodographs, low-level shear, and stability. Preprints of 13<sup>th</sup> Conf. on Severe Local Stomrs, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., J5-J8.

柴田のり子,2006:台風に伴うスーパーセル竜巻の予測可能性について-2001年8月22日埼玉県羽生市で発生した竜巻の発生環境と親雲の特徴から-.天気,53,197-205.

Stensrud, D. J., J. V. Cortinas, Jr. and H. E. Brooks, 1997: Discriminating between tornadic and nontornadic thunderstorms using mesoscale model output. Wea. Forecasting, 12, 613–632.

Suzuki, O., H. Niino, H. Ohno and H. Nirasawa, 2000: Tornado-producing mini supercells associated with typhoon 9019. Mon. Wea. Rev., 128, 1868–1882.

Thompson, R. L., R. Edwards, J. A. Hart, K. L. Elmore and P. Markowski, 2003: Close proximity soundings within supercell environments obtained from the rapid update cycle. Wea. Forecasting, 18, 1243–1261.

坪木和久, 耿 驃, 武田喬男, 2000: 台風9918号外縁部で発生した1999年9月24日の東海地方の竜巻とメソサイクロン. 天気, 47, 777-783.

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.

吉野 純,石川裕彦,植田洋匡,2002:台風9918号により 東海地方にもたらされた竜巻に関する数値実験.京都大 学防災研究所年報,45B,369-389.

#### 付 録

本研究で計算した各パラメータの計算式等は以下の通りである(一般的なSSI, Li, Ki, TT, CAPE, CIN は省略)。大気の安定度に関するパラメータとBRN は、ワィオミング大学大気科学教室が公開している計算方法(http://weather.uwyo.edu/upperair/

indices.html, 2007年06月12日現在)を用いている。 SRH については大野 (2001) が詳しく解説をしている。

平均鉛直シアーMS (Mean Shear)

MS は, Rusmussen and Wilhelmson (1983) により,以下のように定義される.

$$MS_{0-h} = \frac{\int_0^h \frac{\partial \mathbf{V}(z)}{\partial z} \, \mathrm{d}z}{\int_0^h \, \mathrm{d}z}$$
 (2)

h [km] :地表面からの高度、V:水平風速ベクトル

②ストームに相対的なヘリシティSRH (Storm Relative Helicity)

$$SRH = -\int_{0}^{h} \mathbf{k} \cdot (\mathbf{V}(z) - \mathbf{C}) \times \frac{\partial \mathbf{V}(z)}{\partial z} dz \qquad (3)$$

C:ストームの移動ベクトル。k:鉛直方向の単位 ベクトル。

③バルク・リチャードソン数 BRN(Bulk Richardson Number), Bulk Richardson Number Shear (BRNS)

$$BRN = \frac{CAPE}{BRNS} \tag{4}$$

BRNS=
$$\frac{1}{2}$$
 [ $(u_6 - u_{0.5})^2 + (v_6 - v_{0.5})^2$ ] (5)

 $u_6$ ,  $(u_{0.5})$ ,  $v_6$ ,  $(v_{0.5})$ : 0-6 km (0-0.5 km) 層 の 平均風速の東西,南北成分.

4 Vorticity Generation Parameter (VGP)

Rusmussen and Wilhelmson (1983) により以下のように定義されている。

$$VGP = MS_{0-3km} \times \sqrt{CAPE}$$
 (6)

5 Energy Helicity Index (EHI)

Davies (1993) により以下のように定義されている.

$$EHI = \frac{CAPE \times SRH}{1.6 \times 10^5}$$
 (7)

# The Environment and Potential Predictability of Tornadoes Occurred in Japan

# Keita SAKURAI\* and Ryuichi KAWAMURA\*\*

\* Faculty of Science, University of Toyama, 3190 Gofuku 930-8555, Japan.

(Present affiliation: Graduate School of Science, Kyoto University, Kyoto 606-8224, Japan)

\*\* Graduate School of Science and Engineering for Research, University of Toyama,

3190 Gofuku 930-8555, Japan.

(Received 27 March 2007; Accepted 18 October 2007)