

数値予報資料から求めた竜巻に関連する 大気環境指数の統計的検証

飯 塚 義 浩*・加治屋 秋 実**

要 旨

竜巻の発生などに関連する大気環境指数を気象庁メソ客観解析資料の格子点値から求め、2006年から2009年の3年間に日本国内で発生した竜巻141の事例を対象に、地域別・総観場別に分類して非発生事例との比較を行った。また、発生事例について、竜巻の種類及びFスケールとの関係も調べた。その結果、大気の安定度と風のシアーとの合成指数に、発生事例と非発生事例それぞれにおける統計分布の差異が比較的明瞭にみられた。しかし、捕捉率を75%とするしきい値を用いた竜巻の発生の有無や強さの予測において、現業で一般的に用いられてきたEnergy-Helicity Indexなどの合成指数は、空振り率が高いという問題があった。一方、地表風速と渦管の引き延ばしを考慮した合成指数は、Fスケールとの相関が比較的高いことが分かった。また、本研究では、下層の渦度と収束を考慮したVortex Convergence Indexを提案した。この指数の水平分布における極大域は、他の指数に比べて竜巻の発生地点と良く一致する場合があることが確認された。

1. はじめに

竜巻または竜巻を伴う対流雲の発生の指標となる風の鉛直シアーや大気の安定度に関する指数について、米国では多くの統計的研究による評価が行われている。なかでも、CAPE: Convective Available Potential Energy (Moncrieff and Miller 1976) とSRH: Storm Relative Helicity (Davies-Jones *et al.* 1990) との合成指数であるEHI: Energy-Helicity Index (Davies 1993) は、スーパーセル竜巻の発生環境場を最も良く表現するうちのひとつであるとされている(例えば、Rasmussen and Blanchard 1998)。気象庁は、これらの指数とレーダーエコーを組み合わせた突風危険指数などをもとに、突風災害の軽減を目的とし

て「竜巻注意情報」の発表を平成20年3月から開始した(瀧下 2009)。しかし、米国に比べて日本では竜巻の発生数が少ないこと、発生環境に気候的な違いがあることから、EHIなどの有効性については検討を要する課題である。

これらの指数に関する公表された国内の統計的な研究には、以下の報告がある。櫻井・川村(2008)は、レーウィンゾンデ観測データなどにより、日本の竜巻の発生環境場における指数の調査を行い、米国と比較してCAPEの値が小さいため、CAPEを含む合成指数の有効性は低いと報告した。そして、CAPEに替えてKI (K-index; 付録の式(A6))を用いたKHI: K-Helicity Indexが、EHIに比べて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、櫻井・川村(2008)も述べているように、指数の予報業務への利用における有効性について評価するためには、竜巻の発生事例のみでなく、竜巻の非発生事例を含む多数の事例を用いて比較する必要がある。

加藤(2008)は、気象庁領域客観解析資料(水平解像度20 km, 鉛直11層, 6時間毎の出力)を用いた調査により、CAPE・EHI・SRHには地域差と季節差

* 札幌管区気象台。

yoshihiro.iiduka@met.kishou.go.jp

** 気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター
伊豆大島火山防災連絡事務所。

akimi.kajiya@met.kishou.go.jp

—2009年7月27日受領—

—2010年10月6日受理—

があるため、同じ指標と条件で竜巻の発生環境場を議論することはできないと述べた。また、竜巻発生時における総観場は台風・低気圧・前線など多様であり、総観場ごとに大気の安定度や風の鉛直シアの大きさとその範囲に相違があると考えられるので、総観場別・地域別・季節別に指数の解析を行うのが適当である。

櫻井・向川 (2009) は、総観場を台風、地域を九州の一部に限定して、気象庁メソ数値予報資料 (水平解像度10 km, 鉛直16層, 3時間毎の出力) から求めた竜巻発生時 (4例) と非発生時 (16例) の指数の比較を行った。そして、強い竜巻発生時 (2006年9月17日延岡竜巻; Fスケール2) には大きなCAPEとSRHなどで環境場が特徴づけられ、EHI・SCP (Supercell Composite Parameter) ・STP (Significant Tornado Parameter) などの合成指数によって、延岡竜巻の環境場を他の弱い竜巻や竜巻非発生時と明瞭に区別できることを示した。

一方、最近ではKHI (櫻井・川村 2008) のほかにも竜巻に関連する新しい指数が考案されている。TV-Plfc: Tornado Velocity Parameter+Level of Free Convection (LFC) wind (Nakazato *et al.* 2009) は、既存の指数とは異なり、竜巻の最大接線風速を予測するもので、Fスケールとの対応が良いとされている。

本研究では、それらの既存の指数に加えて、鉛直渦度 (以下、簡単に渦度と記す) と収束と対流有効位置エネルギーの積で定義される新たな指数を提案する。これは、竜巻が温帯低気圧の暖域内や台風の圏内で発生しやすいこと、竜巻を伴う対流雲が前線あるいは局地的な収束線付近で発生しやすいことの経験則に基づき、それらの環境条件を満たすときに大きな値をとる指数として新たに考案したものである。本研究の目的は、本研究で提案する指数 Vortex Convergence Index (VCI) を含めた様々な指数について、各指数の大きさと2006年から2009年の3年間に日本国内で発生した竜巻141の事例との対応を調べることである。各指数は、気象庁メソ客観解析資料の格子点値を用いて算出する。そして、地域別・総観場別に竜巻の発生事例と非発生事例における指数ごとの統計分布の差異、指数と竜巻の種類及びFスケールとの関係を検証する。さらに、竜巻の発生地域の予測という観点から、複数の竜巻事例における各指数の分布における極大域が竜巻発生地点にどの程度対応するか、その具体

的な位置関係についても調べる。

2. 調査方法

2.1 調査対象の指数と期間

調査対象の指数は、CAPE・EHI・KHI・SRH・STPC (Significant Tornado Parameter with CIN, Thompson *et al.* 2005) ・TVPlfc・VCI・VGP (Vorticity Generation Parameter, Rasmussen and Blanchard 1998) の8種類である (VCI以外の各指数の具体的な計算については付録, VCIについては次節を参照)。調査対象期間は2006年2月～2009年2月の3年間とした。竜巻等の突風データベース (気象庁 2009) から調査対象期間内の竜巻141個を抽出して、これを発生事例とし、発生事例以外の日を非発生事例 (2057事例) とする。

2.2 VCI の提案

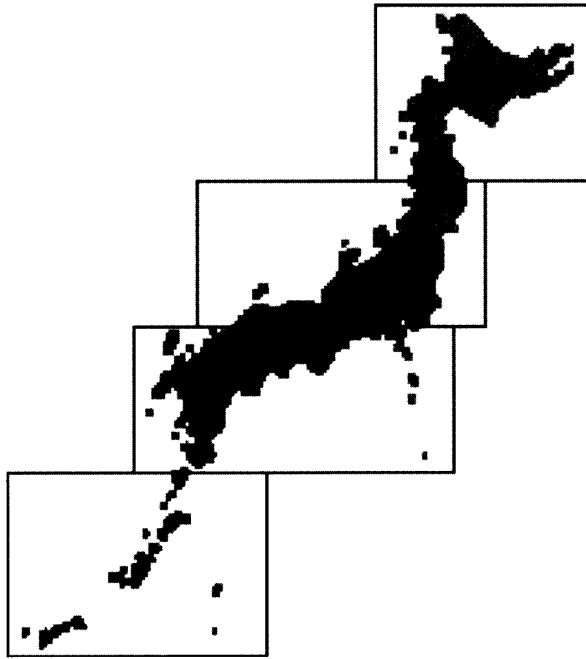
本研究で独自に開発した指数 VCI を提案する。VCI は、LFC における渦度と水平収束及び対流有効位置エネルギーの積として次式のように定義する。

$$VCI = Vor_{lfc} \times Conv_{lfc} \times mlCAPE \times C \text{ (s}^{-2} \text{ J kg}^{-1}\text{)}$$

ここで、 Vor_{lfc} は LFC の渦度、 $Conv_{lfc}$ は同高度の収束であり、 $Conv_{lfc}$ が負 (発散) の場合には 0 としている。LFC を用いたのは、いくつかの高度で計算を行って比較したところ、竜巻の発生地域や F スケールとの対応が最も良かったためである。mlCAPE は、地上から高度500 m までの平均空気塊を持ち上げたと仮定した対流有効位置エネルギーである。「 $Vor_{lfc} \times Conv_{lfc}$ 」の項がストレッチングによる鉛直渦度の強化を表し、「mlCAPE」の項が大気の不安定度、即ちストレッチングの強度を表している。C は VCI の値を規格化するための係数で、 $C = 1.1 \times 10^5$ とした。この係数により、本研究で対象とした竜巻の発生事例 (141例) における VCI の計算対象領域内の最大値 (141個) の中央値が 1 となるように調整している。VCI は EHI の要素である SRH を渦度と収束の積に置き換えたもので、既存の指数の多くが風の鉛直シアを構成要素としているのに対し、VCI は風の水平シアを取り入れている。これは、水平シアによって生成された鉛直渦が竜巻渦の起源とされているノンスーパーセル竜巻 (Wakimoto and Wilson 1989) の発生機構を念頭においたものである。

2.3 調査方法

検証を行う指数の値は、発生事例は竜巻の発生時刻



第1図 本研究で用いた竜巻に関連する大気環境指数の計算領域。

に近い時刻の気象庁メソ客観解析資料の格子点値 (GPV: Grid Point Value, 水平解像度10 km, 鉛直16層, 3時間毎の出力) を用いて求め, 発生地点を含む格子点から40 km 以内の格子点値の最大値とした。竜巻発生時刻との差は最大1.5時間, 発生位置との差は最大約55 km となる。非発生事例は, 00 UTC と12 UTC の気象庁メソ客観解析資料を用いて, 日本全国を概ね緯度5度ごとに4つの領域に区分 (第1図) して求めた陸上を含む格子点値のそれぞれの領域の最大値とした。最大値とした理由は, 指数の大きさが竜巻の発生に関係しているからである。非発生事例の場合には最大値が大気環境を表す代表値であるとは必ずしも言えないが, 比較する値の整合性を考慮した。また, 竜巻の発生などの予測をする際に空振り率のより小さいしきい値を設定できると考えた。

検証の方法は, 指数値の統計分布により, 発生事例と非発生事例との比較を4つの領域ごとに総観場別 (第1表) に行う。総観場は, 気象庁天気図 (アジア域地上00・12 UTC) から気圧パターンを読み取って, [台風]・[低気圧と前線]・[その他]に分類した。以上により, 竜巻発生環境と非発生環境における指数の値を統計的に評価する。

本研究では, 米国海洋大気庁 (NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration) の Storm Prediction Center や Rasmussen and Blan-

第1表 解析の対象領域と竜巻発生時の総観場別の一覧。2006年2月から2009年2月までに日本で確認された141個の竜巻を地域別, 総観場別に分類した。地域は第1図を参照, 総観場は台風と熱帯低気圧を[台風], 低気圧と前線を[低気圧・前線], それ以外を[その他]とした。

・発生事例

地域／総観場	台風	低気圧・前線	その他	計
北日本	0	16	5	21
中日本	4	31	12	47
西日本	3	26	11	40
沖縄	1	16	16	33
計	8	89	44	141

・非発生事例

地域／気圧型	台風	低気圧・前線	その他	計
北日本非発生	7	739	1311	2057
中日本非発生	33	937	1087	2057
西日本非発生	38	745	1274	2057
沖縄非発生	130	571	1356	2057
計	208	2992	5028	8228

chard (1998) で用いられている「箱ひげ図」によって指数値の統計分布を表す。指数の最小値から最大値までを「ひげ」で, 第1四分点値から第3四分点値までを「箱」で示す。「箱」の部分は25%値から75%値までなので, 全体の半数を占める。箱ひげ図は正規分布を成していない統計データを比較する場合に便利である。

竜巻が発生するか否かの予測に関する指数の有効性は, 発生と非発生との統計分布の差異によって評価することができる。実際の予測では, 統計分布の解析によってしきい値を設定し, しきい値を超えた場合に竜巻が発生すると予測する。したがって, しきい値を超えても竜巻が発生しない場合 (空振り) や, しきい値を超えなくとも竜巻が発生する場合 (見逃し) の割合が小さいほど有効性が高い。

次に, 発生事例を竜巻等の突風データベース (気象庁 2009) により, 竜巻の種類と F スケールで分類し (第2表), 指数と竜巻の種類及び強さとの関係を調べる。竜巻の種類は, スーパーセル竜巻とドップラーレーダーによりメソサイクロンやフックなどの回転的特徴が観測された竜巻を [SC: 19例], メソサイクロンや回転的特徴が観測されなかった竜巻を [NSC: 25

第2表 本研究で対象とした全141事例の竜巻の種類別およびFスケール別の事例数。F0, F1, F2・F3とFスケール不明(UNK)のそれぞれについて、レーダー観測の特徴からメソサイクロンまたはフックあり(SC), メソサイクロン及びフックなし(NSC), 海上竜巻(SEA), 陸上竜巻でドップラーレーダー観測なし(UNK)に分類した。

Fスケール/種類	F0	F1	F2・F3	UNK	計
SC	8	6	3	2	19
NSC	11	9	0	5	25
SEA	3	6	1	72	82
UNK	7	6	0	2	15
計	29	27	4	81	141

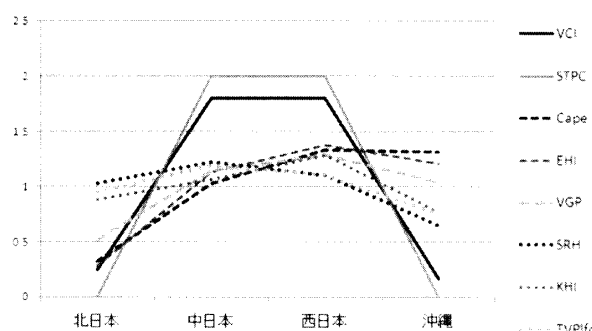
例], ドップラーレーダーの観測資料がない陸上竜巻を[UNK:15例], 海上竜巻を[SEA:82例]とした。なお, SCにはスーパーセル竜巻の定義(時空間的に連続して 10^{-2}s^{-1} 以上の渦度を持つメソサイクロンが存在すること; Donaldson 1970)を満たしていないものも含まれている可能性がある。Fスケールは, [F0:29例]・[F1:27例]・[F2とF3:4例]の3つの階級に区分し, 不明の場合は[UNK:81例]とした。FスケールがF0未満と報告されている場合は[F0], F0-F1の場合は[F1]に分類した。

3. 指数の統計分布の特徴

3.1 指数の地域差

指数の出現頻度分布には, CAPEとEHIの南北差が大きく, SRHの南北差が小さいなどの地域差があることが分かっている(加藤 2008)。第2図は, 調査対象期間(竜巻発生と非発生合計2198事例)における指数の比を求めて地域差を示したものである。各指数の比は, 各領域の中央値を4領域の中央値の平均値で割って規格化したものである。

地域差のパターンは3つのグループに分けることができる。北日本が低いCAPE・EHI・VGP, 沖縄が低いKHI・SRH・TVPlfc, 北日本と沖縄の両方が低いSTPC・VCIである。グループによって地域差の大きさに違いがあり, STPCのグループが最も大きく, KHIのグループが最も小さい。南北差が顕著なのはCAPEのグループである。一方, 中部日本と西日本とを比べると各指数の地域差に大きな差はない。このように指数の地域差は, 加藤(2008)が指摘したように指数の種類によって様相が異なる。また,



第2図 全事例における各指数の各領域での中央値を4領域の中央値の平均値で割って規格化した値の分布。

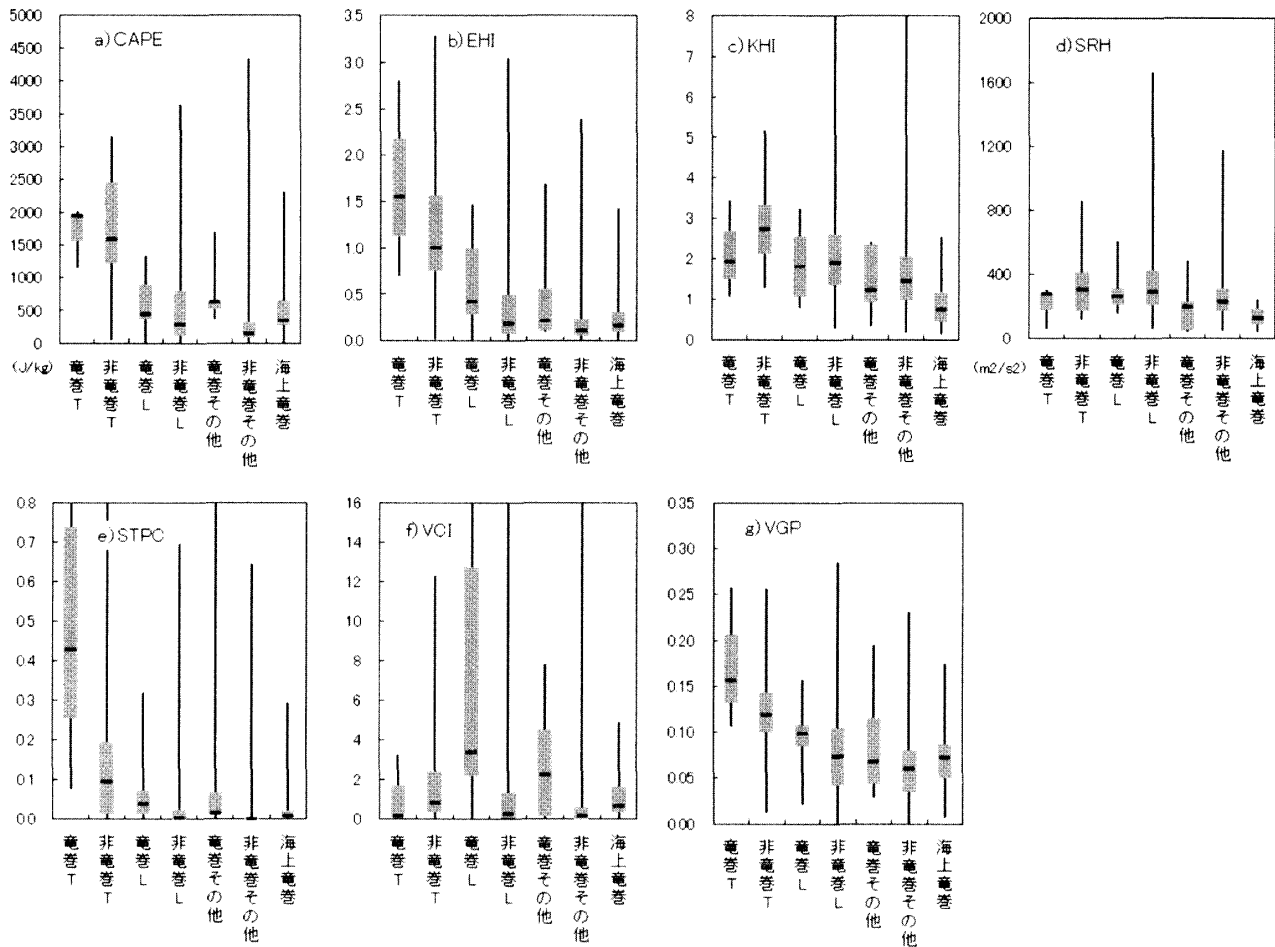
中部日本と西日本とでは地域差が小さく, 北日本と沖縄では前者に比べて地域差が大きい。

3.2 竜巻の発生事例と非発生事例との比較

第3図は, 竜巻の発生事例と非発生事例の指数の箱ひげ図である。第3.1節で述べたように指数には地域差があり, 各領域の箱ひげ図を比較したところ, 北日本と沖縄で地域差が顕著であった。一方, 中部日本と西日本とでは, 一部の指数を除いて地域差は比較的小さかった。そこで, ここでは竜巻事例数が多い中部日本を示した。

第3図各指数の第1四分点値から第3四分点値までに注目すると, 総観場によって値の範囲に差異があり, SRHとVCIを除くと台風の場合には他に比べて高い値になっている。また, 全般に海上竜巻は小さい値となっている。竜巻の発生と非発生との統計分布の差異が最も明瞭なのは, 総観場が[台風]の場合にはSTPC, [低気圧・前線]の場合にはVCIである。しかし, 重なる部分も多い。

ここで, 仮に発生事例の第1四分点値をしきい値に設定する。櫻井・川村(2008)は目安として捕捉率が80%となるしきい値を設定している。竜巻発生確度ナウキャスト(気象庁:平成22年5月27日開始)では, 捕捉率20~30%と60~70%の2通りで提供している。竜巻のような頻度の低い現象では, 捕捉率を上げる(見逃しを少なくする)と空振りが多くなる。本論文では, 櫻井・川村(2008)と気象庁を参考に75%とした。このしきい値を超える非発生事例数(空振り)は, [台風]のSTPCが8, [低気圧・前線]のVCIが169であり, 空振り率はそれぞれ80%, 96%と高く, スレットスコアはそれぞれ0.18, 0.04と低い。他の指数の発生事例と非発生事例の統計分布は重なる部分がさらに多く, 同様に第1四分点値をしきい値に設定す



第3図 気象庁メソ客観解析資料による中部日本領域の(a)CAPE (J kg^{-1}), (b)EHI, (c)KHI, (d)SRH ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), (e)STPC, (f)VCI, (g)VGPの箱ひげ図。記号Tは台風、Lは低気圧・前線。

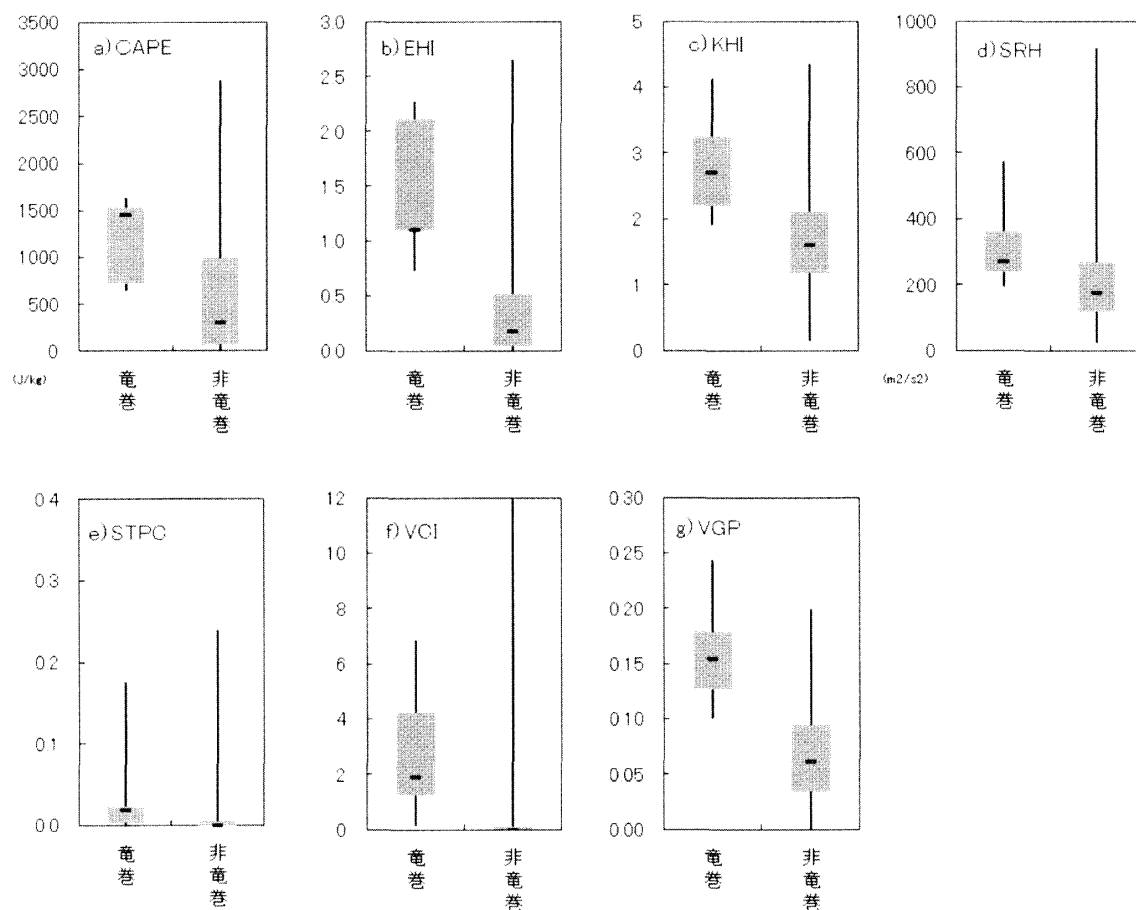
ると、空振りが多いためにスレットスコアもさらに低くなる。他の領域の箱ひげ図を比較したところ、EHI・STPC・VCI・VGPの合成指数に竜巻発生と非発生との差異が明瞭な傾向がみられること、発生事例の第1四分点値をしきい値に設定して竜巻の発生予測をした場合に空振りが多いことの同様の結果を得た。一例として、沖縄領域における[低気圧・前線]の合成指数の箱ひげ図を第4図に示す。

3.3 竜巻の種類別の比較

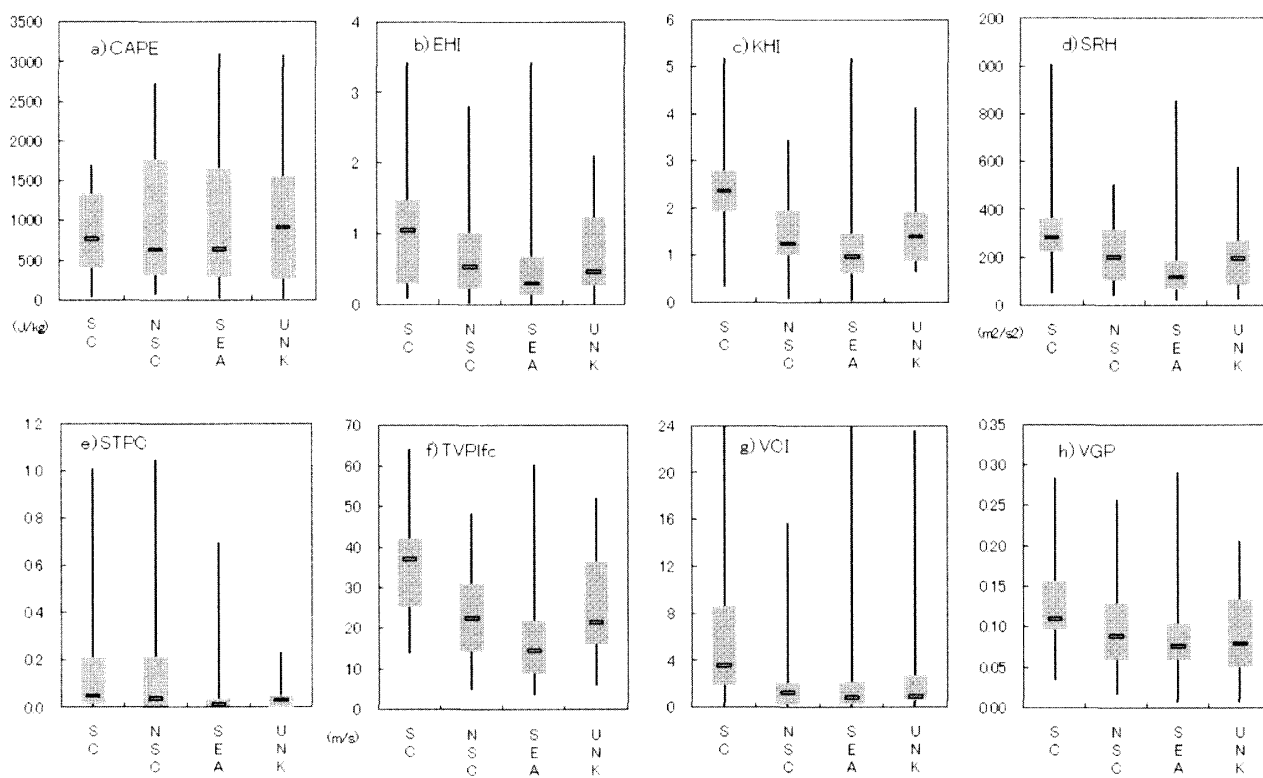
第5図に全領域での竜巻の種類別の指数の箱ひげ図を示す。CAPEとSTPCを除く指数の[SC]の第1四分点値・中央値・第3四分点値の全てが、[NSC]・[SEA]よりも大きい。また、CAPEを除く指数は、[SC]>[NSC]>[SEA]の順に高い値が分布する傾向がみられる。[SC]と[NSC]・[SEA]との比較において、第1四分点値から第3四分点値までの統計分布の差異が比較的明瞭なのは、KHIとVCIである。スレットスコアは、最も高いのがKHIで0.37である。

3.4 竜巻のFスケールによる階級別の比較

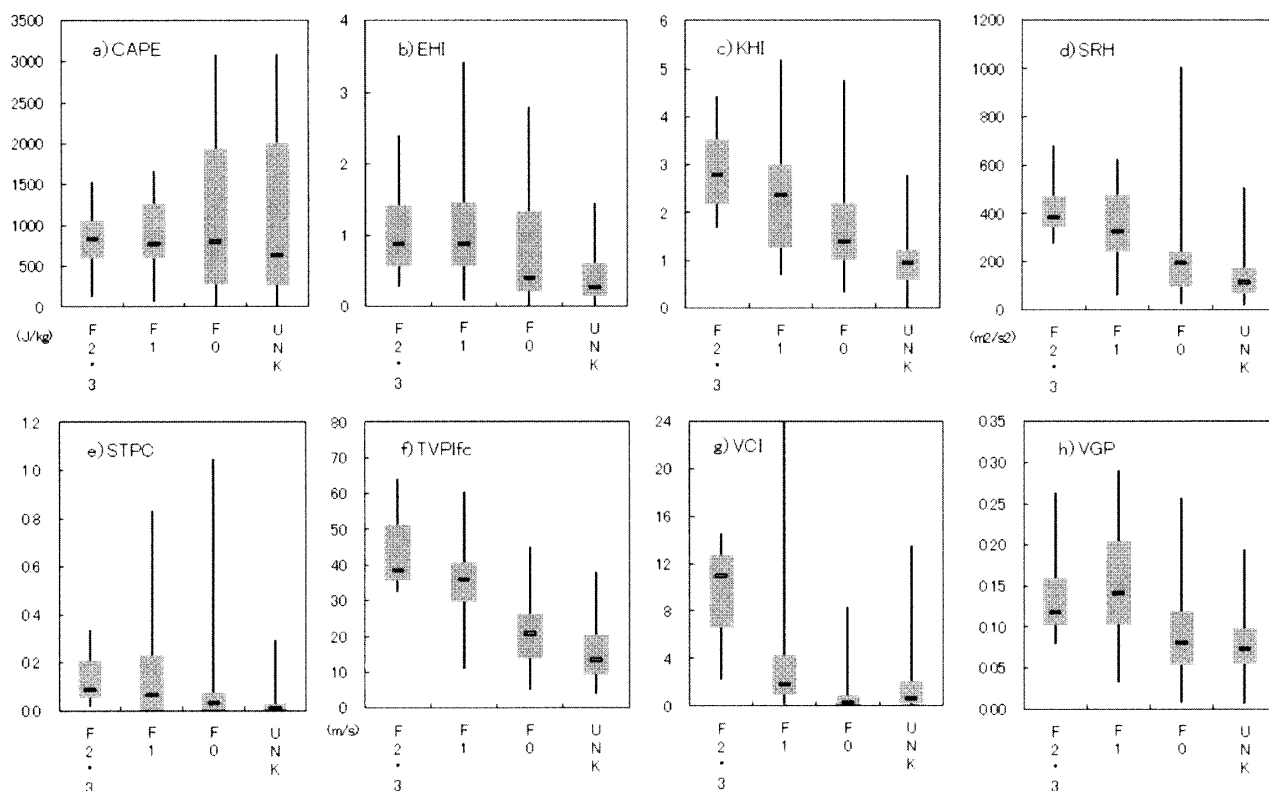
第6図は全領域での竜巻発生事例のFスケールによる階級別の指数の箱ひげ図である。KHI・TVPlfc・VCIの第1四分点値・中央値・第3四分点値の全てがFスケールに対応して大きい値となっている。仮に[F2・3]の第1四分点値をしきい値に設定した場合、[F0, F1]との識別において、空振り率が最も低いのはVCIで83%である。ただし、VCIの値のばらつきは大きく、Fスケールとの相関係数は0.17にすぎない。相関関係が最も高い指数はTVPlfcで0.47である。TVPlfcは、本研究のFスケールが判明している59事例の竜巻のうち49%がFスケールに定義される風速の範囲内にあった(第7図)。一方、Nakazato *et al.* (2009)は、2001~2007年の竜巻のうち、76%でTVPlfcによってFスケールが再現されたと述べている。本研究との差は、竜巻の事例数の違いと使用したGPVデータの差異によるもの、Nakazato *et al.* (2009)は竜巻の発生地点とTVPlfcの計算地点



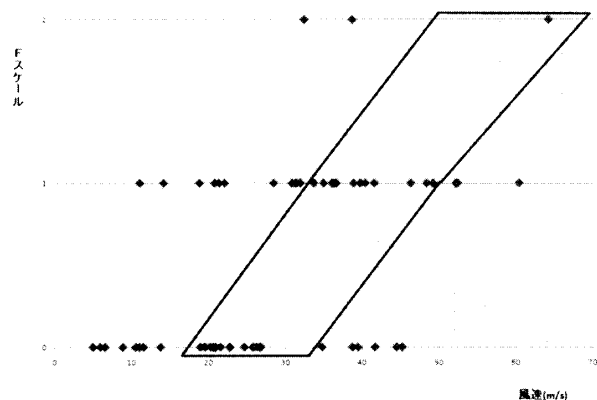
第4図 沖縄領域における総観場が低気圧・前線の場合の箱ひげ図。



第5図 全領域における竜巻の種類別の指数の箱ひげ図。



第6図 全領域における竜巻のFスケール別の指数の箱ひげ図.



第7図 TVPlfcとFスケールとの散布図. 図中の囲みはFスケールに定義される風速の範囲.

第3表 各指数のt検定での成績. (a)低気圧・前線事例における竜巻発生と非発生のP値, (b)SCとNSC・SEAのP値.

(a)		(b)	
低気圧・前線	P値	SC	P値
CAPE	0.953	CAPE	0.27922
SRH	0.163	SRH	0.00263
EHI	0.136	EHI	0.01969
VCI	0.051	VCI	0.08033
VGP	0.131	VGP	0.03066
KHI	0.608	KHI	0.00020
STPC	0.265	STPC	0.17647
TVPlfc	0.191	TVPlfc	0.00002

を厳密に対応させているが、本研究では発生地点周辺の最大値を採用している、という調査方法の違いによるものと考えられる。いずれにせよ、TVPlfcがFスケールとの良い対応を示すことが確認された。ただし、値のばらつきはKHI・TVPlfc・VCIのいずれも大きく、あるしきい値を設定して竜巻の種類やFスケールを識別しようとする、竜巻の発生予測と同様に空振り率が高いという問題が残っている。

3.5 t検定による比較

第3表はそれぞれ、中部日本における(a)[低気圧・前線]の発生事例と非発生事例のt検定によるP値（帰無仮説「発生と非発生の違いがない」を棄却する確率）、(b)発生事例の[SC]と[NSC・SEA]のt検定によるP値（帰無仮説「[SC]と[NSC・SEA]の違いがない」を棄却する確率）である。有意水準を5%（P値が0.05以下）として(a)を見ると、有意差が認め

られる指数は VCI のみである。一方、(b)では CAPE・VCI・STPC には有意差を認められない。これは、VCI・STPC は分散が大きいため、CAPE はもともとの成績が悪いためである。発生事例の F スケールの t 検定、[台風]の竜巻発生・非発生 の t 検定は、いずれも事例数が少ないために有意な結果は得られなかった。

4. 指数の水平分布の特徴

4.1 合成指数の水平分布の特徴

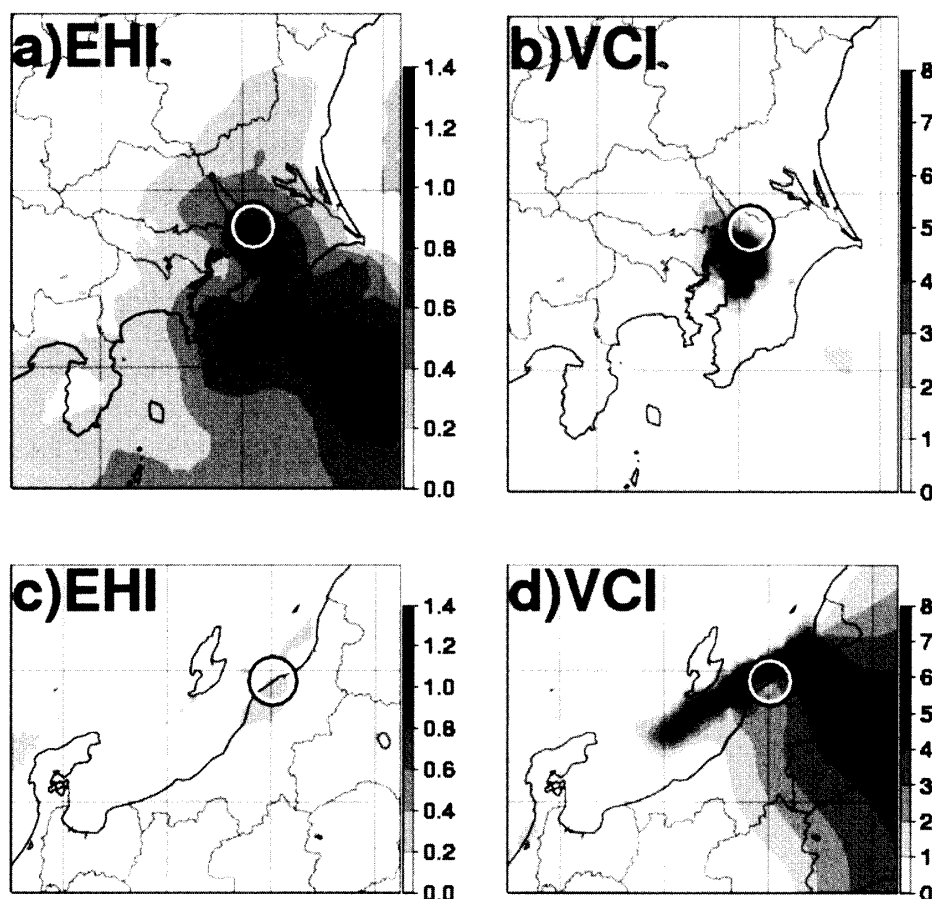
第3.1節で比較した発生事例の指数には、時空間的な誤差が含まれている。また、指数の最大値が竜巻の発生に対応することを仮定しているが、指数の時空間的な最大値と竜巻の発生時刻及び発生地点が一致するという確証はない。そこで、指数の水平分布と竜巻の発生地点との対応を調べるために、第8図に気象庁メソ客観解析資料から求めた VCI と EHI の水平分布を

示す。(a)と(b)は2007年6月10日1137 JST に千葉県で発生した F0 の竜巻、(c)と(d)は2008年11月19日1145 JST ころに新潟県で発生した海上竜巻の事例である。これらの竜巻は、ドップラーレーダーで渦に伴うドップラー速度パターンが確認されている。図の時刻と竜巻の発生時刻との差は30分以内である。

いずれも、VCI は局地的に大きい値が分布しており、EHI に比べて竜巻の発生地域を限定的に表現している。本研究の141の竜巻のうち総観場が[台風]・[低気圧・前線]の97事例について VCI と EHI・KHI・STPC・VGP の水平分布を調べたところ、竜巻の発生地域を限定的に表現していたのは、VCI が24例、その他は6~14例であった。なお、ここでの調査方法は、指数の最大値のみではなく、局地的な大きい値との対応にも注目し、竜巻の発生格子点から約40 km の範囲内で竜巻の発生地域を水平分布図で特定できるか否かを評価した。

4.2 数値予報資料による指数の水平分布の事例

第4.1節では、VCI の竜巻発生地域との対応が EHI に比較して良い事例を示した。実際に竜巻の発生地域を予測する場合は、数値予報資料を用いる。本節では、2006年9月17日に台風第13号に伴って発生した複数の竜巻の事例を対象として、気象庁メソ数値予報資料から求めた指数の水平分布の特徴を述べる。竜巻は、いずれも台風の北東象限の九州地方太平洋側沿岸部で発生した。発生地点・F スケール・発生時刻は、①宮崎県日南市 (F1) 1210 JST、②宮崎県日向市 (F1) 1330 JST、③宮崎県延岡市 (F2) 1403 JST、④大分県臼杵市 (F2) 1505 JST であり、台風の北上とともに発生地点も北へ移動していた。



第8図 気象庁メソ客観解析資料による EHI (a, c)・VCI (b, d) の水平分布と竜巻の発生地点。上段は2007年6月10日12 JST、下段は2008年11月19日12 JST。図中の丸印は竜巻の発生地点で上段は2007年6月10日1137 JST に千葉県で発生した F0 の竜巻、下段は2008年11月19日1145 JST ころに新潟県で発生した海上竜巻。

第9図は、EHI・STPC・VCI・VGPの分布である。上段((a)~(d))は2006年9月17日09 JSTを初期時刻とする3時間後の12 JSTの予報値、下段((e)~(h))は12 JSTを初期時刻とする3時間後の15 JSTの予報である。これらは、第3.2節の竜巻の発生と非発生との統計分布の差異が比較的明瞭であった指数である。竜巻の発生地点には発生時刻順に番号を記した。

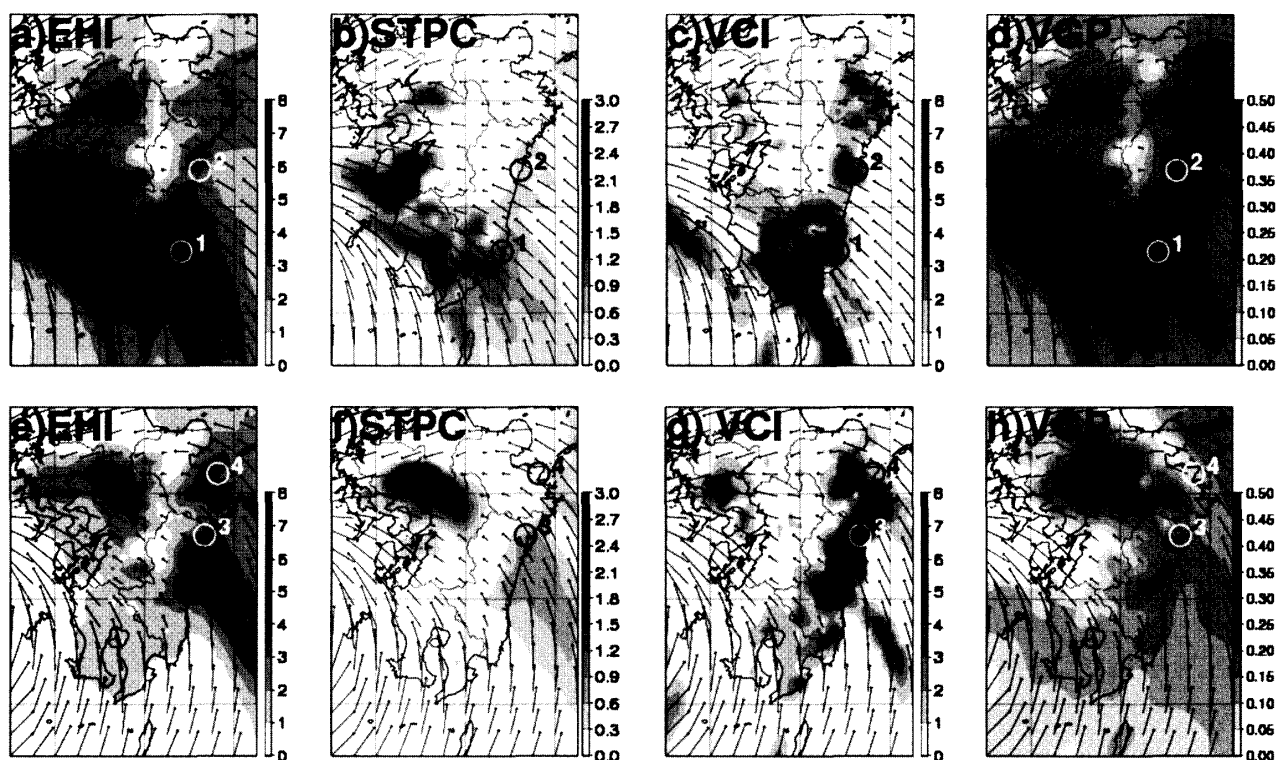
EHIとVGPは、台風の北東象限の九州南部または西部に大きい値が比較的広範囲に分布している。それに対し、STPCとVCIは大きい値が局所的に分布している。指数の大きい値と竜巻の発生地点との対応は、STPCとVGPには認められない。一方、EHIとVCIには認められる。特に、VCIは九州東部沿岸部に局所的に大きい値が分布しており、竜巻発生地点との対応もほぼ良い。

5. 考察

これまでの研究によれば、大気不安定度と風の鉛直シアーとの合成指数が竜巻の発生環境場をよく表現し

ていると考えられてきた(Rasmussen and Blanchard 1998; Thompson *et al.* 2003など)。本研究では、地域・じょう乱・竜巻の種類・Fスケールで分類して指数の統計分布の比較を行ったが、TVPlfcを除く7種類の指数は、竜巻の発生と強さの指標としては、空振が多いという点において有効なしきい値を得ることができなかった。

ただし、ここでの有効性は統計的な有意性と空振り率の高さで判断している。竜巻のような局地的な現象では、適中率10%・空振り率90%程度でも情報としての価値があるとして、気象庁は竜巻注意情報を発表している。本研究の解析領域は日本を4つに区分したかなり広い範囲であり、じょう乱は台風を区別しているものの低気圧と前線は同じ分類とした。台風の場合にはある程度季節が限定されるが、季節別の分類は行わなかった。竜巻の総観的な発生環境の多様性や加藤(2008)が指摘した指数の地域差・季節差を考慮すると、本研究の解析結果は限定的であり、指数の有効性を評価するためには、地域・季節・じょう乱の細分方法が重要である。また、第3.3節において海上竜巻の



第9図 気象庁メソ数値予報資料による、EHI (a, e), STPC (b, f), VCI (c, g), VGP (d, h)の水平分布と竜巻の発生地点の水平分布。上段は2006年9月17日09 JSTを初期時刻とする3時間後の予報(12 JST)、下段は同12 JSTを初期時刻とする3時間後の予報(15 JST)。図中の丸数字は竜巻の発生地点で①宮崎県日南市1210 JST, ②宮崎県日南市1330 JST, ③宮崎県延岡市1403 JST, ④大分県臼杵市1505 JST。矢印は950 hPa高度における風ベクトル。

合成指数が低値な分布を示していたことから、竜巻の種類分類も重要な要素のひとつになると考えられる。なぜなら、これらの分類方法によっては評価結果が変わり得る可能性があるためである。

一方、合成指数の水平分布の特徴を調べた結果では、EHI・STPC・VGPに比較して、VCIが竜巻の発生地域とよく対応する場合がみられた。VCIは、竜巻を伴う対流雲が前線あるいは局地的な収束線付近で発生しやすいことに着目し、既存の指数の多くが風の鉛直シアを構成要素としているのに対し、風の水平シアを取り入れている。これは、ノンスーパーセルの発生機構にも関連している。VCIの水平分布は数十 km 規模の狭い範囲内により大きな値が集中化しやすい特徴がみられ、極大値が竜巻の発生地点と比較的良好な対応を示す場合がある。ただし、VCIの値は数値予報モデルに大きく依存し、同じ数値予報モデルでも渦度などの計算高度によって値が変わり得る。VCIの構成要素の妥当性や計算方法の根拠などをここで示すには竜巻の事例数が少なく、今後の課題である。竜巻の発生予測には数値予報モデルから計算した指数を指標として利用することが可能であり、VCIのような指数を考案することには意義があると考えられる。

なお、本研究では、指数の計算に数値予報資料のみを用いた。この利点は、ゾンデ観測よりも水平解像度が高く時間間隔が短いので、時空間的に変動の大きい竜巻の発生環境場を捕捉する可能性が高くなることである。しかし、指数の構成要素、例えば発散や渦度などは数値予報モデルへの依存性が大きいので、各指数の数値もモデルによって異なる。また、鉛直方向の解像度は例えば850 hPa以下では7層であり、ゾンデ観測資料と比べると低い。本研究の指数値を他の研究と比較する場合には注意を要し、指数値を数値予報資料とゾンデ観測資料とで比較するなどの調査が必要である。

6. まとめ

数値予報資料による竜巻発生予測の有効性を評価するために、気象庁メソ数値予報資料を用いて、竜巻の発生などに関連する大気環境指数8種類の統計的検証を地域別・じょう乱別・種類別・Fスケール別に行い、以下の結果を得た。

- ① 大気の安定度と風のシアとの合成指数：EHI・STPC・VCI・VGPが、竜巻の発生と非発生との

統計分布の差異が比較的明瞭であった。しかし、竜巻の捕捉率を75%に設定したしきい値を用いて竜巻の発生予測を行った場合、空振り率が高いという問題があった。

- ② TVP1fcは他の指数に比べてFスケールとの相関関係が高く、Fスケールの風速との対応が良いことが確認された。
- ③ VCIの水平分布は狭い範囲に大きな値を示す特徴があり、EHI・STPC・VGPに比べて竜巻の発生地域をより特定して表現できる場合があることが分かった。

竜巻に関連する大気環境指数の検証には、地域・季節・じょう乱・竜巻の種類などの細分方法、指数の計算式と計算に用いる資料など多くの選択枝があり、それぞれで評価結果が異なる可能性があるため、検証方法の検討も重要である。

謝 辞

匿名の2名の査読者の方には、問題点的確な指摘と多くの助言を頂きました。担当編集委員の海洋研究開発機構茂木耕作氏は、温かい指導で受理まで導いて下さいました。気象庁気象研究所主任研究官中里真久氏には、TVPについて丁寧に教えて頂きました。本研究の数値予報資料は、京都大学生存圏研究所の生存研データベース（グローバル大気観測データ）を使用しました。本研究は、東京管区気象台調査研究会での成果が基礎になっており、当時の大島測候所及び東京管区気象台技術部気候調査課の担当者にお世話になりました。これらの方々に感謝します。

付 録

本研究で用いた各指標の具体的な算出方法を以下に示す。なお、EHI・STPCについては無次元として扱う。

CAPE: Convective Available Potential Energy (Moncrieff and Miller 1976)

$$\text{CAPE} = \int_{LFC}^{EL} g \frac{Tv'(z) - Tv(z)}{Tv'(z)} dz \quad (\text{J kg}^{-1}) \quad (\text{A1})$$

本研究では地上～高度500 mまでの平均空気塊を持ち上げたと仮定した。 $Tv(z)$ 、 $Tv'(z)$ 、 g は、それぞれ高度 z における周囲の仮温度、空気塊が湿潤断熱

線に沿って上昇した場合の高度 z における仮温度, および重力加速度, EL は平衡高度である.

SRH : Storm Relative Helicity (Davies-Jones *et al.* 1990)

$$SRH = \int_{SFC}^{3km} ((V - C) \cdot \omega_h) dz \quad (m^2 s^{-2}) \quad (A2)$$

ここで $V = (u, v)$ は水平風ベクトル, $\omega_h = \left[-\frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial u}{\partial z} \right]$ は鉛直シアーによる水平渦度ベクトルである. C はストームの移動速度で本研究では Bunkers *et al.* (2000) により,

$$C = (U_{mean}, V_{mean}) + \frac{D \cdot (V_{shear} - U_{shear})}{\sqrt{U_{shear}^2 + V_{shear}^2}} (m s^{-1}) \quad (A3)$$

として求めた. D は 7.5 (m/s), (U_{mean}, V_{mean}) は地上～高度 6 km の大気密度で重み付けされた風の平均値, (U_{shear}, V_{shear}) は地上～高度 6 km での水平風シアーである.

以降の指標の式中に用いられる CAPE および SRH は, それぞれ単位を $J kg^{-1}$, $m^2 s^{-2}$ として表示した数値である.

EHl : Energy Helicity Index (Davies 1993)

$$EHl = \frac{mlCAPE \times SRH}{1.6 \times 10^5} \quad (A4)$$

ここで, mlCAPE は地上～高度 500 m までの平均空気塊を使用して求めた CAPE である.

KHI : K-Helicity Index (櫻井・川村 2008)

$$KHI = \frac{KI^2 \times \sqrt{SRH}}{8.1 \times 10^3} \quad (K^2 m s^{-1}) \quad (A5)$$

ここで大気安定度を表す指標 KI は,

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} - (T_{700} - TD_{700}) \quad (K) \quad (A6)$$

である.

STPC : Significant Tornado Parameter with CIN (Thompson *et al.* 2005)

$$STPC = \left[\frac{mlCAPE}{1500} \right] \times \left[\frac{2000 - mlLCL}{1500} \right] \times \left[\frac{ESRH}{150} \right] \times \left[\frac{EBWD}{20} \right] \times \left[\frac{mlCIN + 250}{200} \right] \quad (A7)$$

ここで, mlCAPE は, 地上～高度 1000 m までの平均空気塊を使用して求めた CAPE, mlCIN は, 地上～高度 1000 m までの平均空気塊を使用して求めた CIN, mlLCL は, 地上～高度 1000 m までの平均空気塊を使用して求めた LCL 高度である. EBWD は, 地上から 300 hPa 分の区間中の最も不安定な気塊の高度の風と, その高度から EL までの高度の中間点の風とのシアー, ESRH は, SRH の積分区間を Effective inflow layer に限定して求めた値 ($m^2 s^{-2}$) である. Effective inflow layer は, 地上から高度 3000 m にかけて「CAPE100 $J kg^{-1}$ 以上かつ CIN-250 $J kg^{-1}$ 以上」を満たす区間として求められるものである. なお, 本研究では第 5 項を米国の Storm Prediction Center で適用されている

$$\left[\frac{mlCIN + 200}{150} \right] \quad (A8)$$

に置き換えて算出した.

TVPlfc (Nakazato *et al.* 2009)

$$TVPlfc = \eta \frac{|V_{LFC} - V_{SFC}|}{2} + |V_{LFC}| \quad (m s^{-1}) \quad (A9)$$

ここで V_{LFC} は, LFC 高度の風ベクトル, V_{SFC} は, 地上の風ベクトルである. 渦管の引き延ばし率 η は,

$$\eta = \left[\frac{\rho_{EL}}{\rho_{LFC}} \frac{L_{adv}}{Z_{LFC}} \right]^{1/2} \quad (A10)$$

である. ここで, ρ_{EL} , ρ_{LFC} , Z_{LFC} は, それぞれ EL 地点の密度, LFC 地点の密度, LFC 地点の高度である. 渦管の引き伸ばし距離 L_{adv} は,

$$L_{adv} = \int_{LFC}^{EL} \sqrt{1 + \left| \frac{\partial u_h}{\partial z} \right| \left[\int_z^{EL} \frac{1}{w(z)} dz \right]} dz \quad (m) \quad (A11)$$

である. ここで u_h は, 水平風ベクトル, $w(z)$ は, 高度 z における気塊の最大上昇流 $\sqrt{2 \times CAPE(z)}$ として求めたものである. EL は平衡高度である.

VGP : Vorticity Generation Parameter (Rasmussen and Wilhelmson 1983)

$$VGP = \bar{S} \times \sqrt{mCAPE} \quad (\text{m s}^{-2}) \quad (\text{A12})$$

ここで $\bar{S}$ は、地上～高度 4 km までの鉛直シアの平均値である。

参 考 文 献

- Bunkers, M. J., B. A. Klimowski, J. W. Zeitler, R. L. Thompson and M. L. Weisman, 2000 : Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. Forecasting*, **15**, 61-79.
- Davies, J. M., 1993 : Hourly helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes. Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 107-111.
- Davies-Jones, R., D. Burgess and M. Foster, 1990 : Test of helicity as a tornado forecast parameter. Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, Amer. Meteor. Soc., 588-592.
- Donaldson, R. J., 1970 : Vortex signature recognition by a Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 661-670.
- 加藤輝之, 2008 : 竜巻発生の環境場に関する研究 (I) —竜巻をもたらし積乱雲の発生環境に関する統計的研究—. 田村幸雄編, 平成19年度科学技術振興調整費 重要政策課題への機動的対応の推進研究成果報告書, 6-12.
- 気象庁, 2009 : 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>, 2009年7月1日現在)
- Moncrieff, M. and M. J. Miller, 1976 : The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 373-394.
- Nakazato, M., O. Suzuki, K. Kusunoki, H. Yamauchi and H. Inoue, 2009 : Possible stretching mechanisms producing the tornado vortex in the mid-level. 13th Conf. on Mesoscale Processes, P1.7.
- Rasmussen, E. N. and D. O. Blanchard, 1998 : A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, **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, 13th Conf. on Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., J5-J8.
- 櫻井溪太, 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**, 7-11.
- 櫻井溪太, 向川 均, 2009 : 宮崎県で発生した台風に伴う竜巻の発生環境場. 京都大学防災研究所年報, **52 B**, 403-412.
- 瀧下洋一, 2009 : 突風に関する防災気象情報の改善—竜巻注意情報の発表開始—, *天気*, **56**, 167-175.
- 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.
- Thompson, R. L., R. Edwards and C. M. Mead, 2005 : An update to the supercell composite and significant tornado parameters. Preprints, 22nd Conf. on Severe Local Storms, Hyannis, MA, Amer. Meteor. Soc., P8.1.
- Wakimoto, R. M. and J. W. Wilson, 1989 : Non-supercell tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1113-1140.

A Statistical Verification of Tornado Parameters Using Numerical Weather Prediction Data in Japan

Yoshihiro IIZUKA* and Akimi KAZIYA**

* *Sapporo District Meteorological Observatory, N2-W18, Chuou-ku, Sapporo, Japan.*

** *Izu-Oshima Resident Office for Volcanic Disaster Mitigation, Japan Meteorological Agency, 1-1-14, Motomachi, Oshima, Tokyo, Japan.*

(Received 27 July 2009 ; Accepted 6 October 2010)