

柏崎刈羽原子力発電所 6号及び7号炉

竜巻影響評価について
(補足説明資料)

平成27年9月

東京電力株式会社

補足説明資料 目次

1. 竜巻に対する防護	補足 1-1-1
1.1 重大事故等対処施設に対する考慮について	補足 1-1-1
1.2 竜巻防護施設のうち評価対象施設の抽出について	補足 1-2-1
1.3 耐震Sクラス設備について	補足 1-3-1
1.4 竜巻防護施設に波及的影響を及ぼし得る施設の抽出について	補足 1-4-1
2. 基準竜巻・設計竜巻の設定	補足 2-1-1
2.1 数値気象解析にもとづく竜巻検討地域の設定について	補足 2-1-1
2.2 竜巻検討地域において発生した竜巻	補足 2-2-1
2.3 竜巻最大風速のハザード曲線の求め方	補足 2-3-1
2.4 地形効果による竜巻風速への影響について	補足 2-4-1
2.5 設計竜巻の特性値の設定	補足 2-5-1
3. 竜巻影響評価	補足 3-1-1
3.1 竜巻影響評価における保守性について	補足 3-1-1
3.2 設計飛来物の設定	補足 3-2-1
3.3 飛来物の飛散距離および飛散高さの算出方法について	補足 3-3-1
3.4 竜巻防護施設の外殻となる施設および竜巻防護施設に波及的影響を及ぼし得る施設（建屋）等の構造健全性の確認結果	補足 3-4-1
3.5 建屋開口部の調査結果について	補足 3-5-1
3.6 設計竜巻に対する設備の構造健全性の確認結果	補足 3-6-1
3.7 竜巻防護対策の概要について	補足 3-6-1
3.8 自動車の飛距離について	補足 3-7-1
3.9 解析コードについて	補足 3-8-1
3.10 竜巻随伴事象の抽出について	補足 3-9-1

: 今回ご説明範囲

1.2 竜巻防護施設のうち評価対象施設の抽出について

柏崎刈羽原子力発電所6号炉及び7号炉における竜巻防護施設のうち、評価対象施設の抽出フローを図1.2.1、抽出結果を表1.2.1に示す。具体的には、以下のStepにて抽出した。

Step1：安全重要度クラス1，2及びクラス3に属する構築物，系統及び機器のうち，竜巻襲来時に必要な構築物，系統及び機器^{*}を抽出する。

※：原子炉の高温・低温停止維持に必要な設備，使用済燃料プール冷却・給水維持に必要な設備等を選定する。

また，上記以外の設備のうち，竜巻及びその随件事象による損傷を考慮して，代替設備により必要な機能を確保すること，安全上支障のない期間に修復すること等の対応が可能^{な場合}，安全機能を損なわないことから評価対象から除外する。

Step2：Step1で抽出された設備の設置場所を確認し，竜巻襲来時に風圧，気圧差及び飛来物衝突の影響を受ける屋外設備を評価対象とする。

Step3：屋内設備だが外気との接続があるため，竜巻襲来時に気圧差荷重の影響を受ける換気空調設備等を評価対象とする。

Step4：竜巻防護施設が設置されている施設等の外殻による防護機能が期待できないものを評価対象とする。なお，外殻による防護に期待できるかは，建屋・構築物等の竜巻荷重に対する健全性の確認結果を基にする。

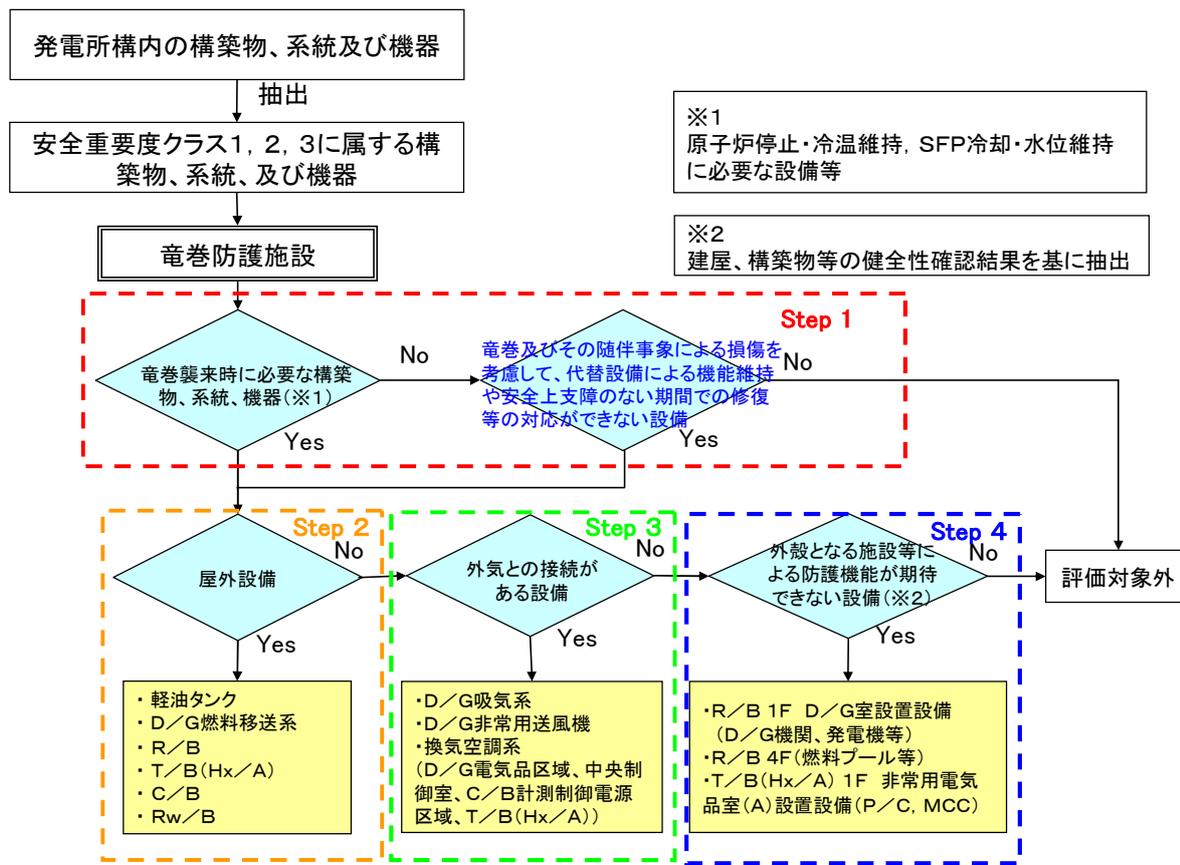


図 1. 2. 1 竜巻防護施設のうち評価対象施設の抽出フロー

表1.2.1 竜巻防護施設及び評価対象施設の抽出結果（1／4）

○:Yes ×:No -:対象外

分類	機能	構築物、系統又は機能	配置場所	Step				評価対象施設	
				竜巻襲来時に必要な構築物、系統、機器	Step1 竜巻及びその随伴事象による損傷を考慮して、代替設備による機能維持や安全上支障のない期間での修復等の対応ができない設備	Step2 屋外設備	Step3 外気との接続がある設備		Step4 外殻となる施設等による防護機能が期待できない設備
PS-1	原子炉冷却材圧力バウンダリ機能	・原子炉冷却材圧力バウンダリを構成する機器・配管系	R/B	○	—	×	×	×	—
	過剰反応度の印加防止機能	・制御棒カップリング、 ・制御棒駆動機構カップリング	R/B	○	—	×	×	×	—
	炉心形状の維持機能	・炉心支持構造物 (炉心シュラウド、シュラウドサポート、上部格子板、炉心支持板、制御棒案内管) ・燃料集合体	R/B	○	—	×	×	×	—
MS-1	原子炉の緊急停止機能	・原子炉停止系の制御棒による系 (制御棒、制御棒駆動系)	R/B	○	—	×	×	×	—
	未臨界維持機能	・原子炉停止系 (制御棒駆動系、ほう酸水注入系)	R/B	○	—	×	×	×	—
	原子炉冷却材圧力バウンダリの過圧防止機能	・逃がし安全弁 (安全弁としての開機能)	R/B	○	—	×	×	×	—
	原子炉停止後の除熱機能	・残留熱を除去する系統 (残留熱除去系、原子炉隔離時冷却系、高圧炉心注水系、逃がし安全弁、自動減圧系)、 ・サブプレッションプール	R/B	○	—	×	×	×	—
		・復水貯蔵槽	Rw/B	○	—	×	×	×	—
	炉心冷却機能	・非常用炉心冷却系 (残留熱除去系、原子炉隔離時冷却系、高圧炉心注水系、自動減圧系) ・サブプレッションプール	R/B	○	—	×	×	×	—
		・腹水補給水系(復水貯蔵槽)	Rw/B	○	—	×	×	×	—
	放射性物質の閉じ込め機能、放射線の遮へい及び放出低減機能	・原子炉格納容器 ・原子炉格納容器隔離弁及び原子炉格納容器バウンダリ配管 ・残留熱除去系(原子炉格納容器スプレイ冷却モード)	R/B	○	—	×	×	×	—
		・原子炉建屋	R/B	○	—	○	—	—	○
		・非常用ガス処理系 (排風機、乾燥装置、フィルタ装置)	R/B	×	×	—	—	—	—
・非常用ガス処理系 (原子炉建屋原子炉棟吸込口から排気筒頂部までの配管、弁)		R/B 屋外	×	×	—	—	—	—	
・可燃性ガス濃度制御系		R/B	×	×	—	—	—	—	
工学的安全施設及び原子炉停止系への作動信号の発生機能	・主排気筒(非常用ガス処理系排気管の支持機能)	屋外	×	×	—	—	—	—	
	・安全保護系	C/B	○	—	×	×	×	—	
	安全上特に重要な関連機能	・非常用所内電源系	R/B	○	—	×	×	○	○
		・非常用所内電源系 (ディーゼル発電設備吸気系)	R/B	○	—	×	○	—	○
	・D/G本体設備に係わる空調系 (D/G非常用送風機)	R/B	○	—	×	○	—	○	
	・非常用所内電源系 (発電機から非常用負荷までの配電設備及び電路)	R/B, C/B, T/B	○	—	×	×	○ ^{#1}	○	
	・中央制御室及びその遮へい	C/B	○	—	×	×	×	—	
	・中央制御室換気空調系	C/B	○	—	×	○	—	○	
	・原子炉補機冷却水系	T/B	○	—	×	×	×	—	
	・原子炉補機冷却海水系	T/B	○	—	×	×	×	—	
・直流電源系 ・計測制御電源系	R/B, C/B	○	—	×	×	×	—		

※1 K6, 7 Hx/A 1F 非常用電気品室(A)内のP/C, MCCは、飛来物の侵入・衝突による損傷リスク有り。

表1.2.1 竜巻防護施設及び評価対象施設の抽出結果（2 / 4）

○:Yes ×:No -:対象外

分類	機能	構築物、系統又は機能	配置場所	Step				評価対象施設	
				竜巻襲来時に必要な構築物、系統、機器	Step1 竜巻及びその随伴事象による損傷を考慮して、代替設備による機能維持や安全上支障のない期間での修復等の対応ができない設備	Step2 屋外設備	Step3 外気との接続がある設備		Step4 外殻となる施設等による防護機能が期待できない設備
PS-2	原子炉冷却材を内蔵する機能 (ただし、原子炉冷却材圧力バウンダリから除外されている計装等の小口径のもの及びバウンダリに直接接続されていないものは除く。)	・原子炉冷却材浄化系 (原子炉冷却材圧力バウンダリから外れる部分) ・主蒸気系	R/B	×	×	-	-	-	-
		・原子炉隔離時冷却系タービン蒸気供給ライン	R/B	○	-	×	×	×	-
	原子炉冷却材圧力バウンダリに直接接続されていないものであって、放射性物質を貯蔵する機能	・使用済燃料プール (使用済燃料貯蔵ラックを含む) ・新燃料貯蔵庫 (臨界を防止する機能)	R/B	○	-	×	×	○	○
		・放射性気体廃棄物処理系 (活性炭式希ガスホールドアップ装置)	T/B	○	-	×	×	×	-
	燃料を安全に取り扱う機能	・燃料交換機 ・原子炉建屋クレーン	R/B	×	×	-	-	-	-
安全弁及び逃がし弁の吹き止まり機能	・逃がし安全弁 (吹き止まり機能に関連する部分)	R/B	○	-	×	×	×	-	
MS-2	安全上特に重要な関連機能の間接関連系	・軽油タンク	屋外	○	-	○	-	-	○
		・非常用所内電源系空調	R/B	○	-	×	○	-	○
		・非常用所内電源系空調	C/B	○	-	×	○	-	○
		・非常用所内電源系空調 (Hx/A非常用送風機)	T/B (Hx/A)	○	-	×	○	-	○
	燃料プール水の補給機能	・残留熱除去系	R/B	○	-	×	×	×	-
		・放射性気体廃棄物処理系 (オフガス系) 隔離弁	T/B	×	×	-	-	-	-
	放射性物質放出の防止機能	・排気筒 (非常用ガス処理系排気管の支持機能以外の部分)	屋外	×	×	-	-	-	-
		・燃料プール冷却浄化系の燃料プール入口逆止弁	R/B	○	-	×	×	○	○
		・非常用ガス処理系	R/B	×	×	-	-	-	-
	事故時のプラント状態の把握機能	・事故時監視計器の一部 (格納容器エリアモニタ)	C/B	○	-	×	×	×	-
制御室外からの安全停止機能	・制御室外原子炉停止装置 (安全停止に関連するもの)	R/B	○	-	×	×	×	-	

表1.2.1 竜巻防護施設及び評価対象施設の抽出結果（3／4）

○:Yes ×:No -:対象外

分類	機能	構築物、系統又は機能	配置場所	Step				評価対象施設	
				竜巻襲来時に必要な構築物、系統、機器	Step1 竜巻及びその隣接事象による損傷を考慮して、代替設備による機能維持や安全上支障のない期間での修復等の対応ができない設備	Step2 屋外設備	Step3 外気との接続がある設備		Step4 外殻となる施設等による防護機能が期待できない設備
PS-3	原子炉冷却材保持機能 (PS-1、PS-2以外のもの)	・原子炉冷却材圧力バウンダリから除外される計装等の小口径配管、弁	R/B	×	×	—	—	—	—
	原子炉冷却材の循環機能	・原子炉再循環系	R/B	×	×	—	—	—	—
	放射性物質の貯蔵機能	・サブプレッションプール水サージタンク	屋外	×	×	—	—	—	—
		・復水貯蔵槽	Rw/B	○	—	×	×	×	—
		・液体廃棄物処理系	Rw/B	○	—	×	×	×	—
		・固体廃棄物処理系	Rw/B	×	×	—	—	—	—
		・固体廃棄物貯蔵庫 (ドラム缶)	固体廃棄物貯蔵庫	×	×	—	—	—	—
		・固体廃棄物処理設備	固体廃棄物処理建屋	×	×	—	—	—	—
	電源供給機能 (非常用を除く)	・新燃料貯蔵庫 ・新燃料貯蔵ラック	R/B	○	—	×	×	×	—
		・タービン ・発電機及び励磁装置 ・復水系 ・給水系 ・循環水系	T/B	×	×	—	—	—	—
		・送電線	屋外	×	×	—	—	—	—
		・変圧器	屋外	×	×	—	—	—	—
	プラント計画・制御機能 (安全保護機能を除く)	・開閉所	開閉所	×	×	—	—	—	—
		・原子炉制御系 (RWM含む) ・原子炉核計装 ・原子炉プロセス計装	C/B	×	×	—	—	—	—
	プラント運転補助機能	・補助ボイラー設備	補助ボイラー建屋	×	×	—	—	—	—
		・計装用圧縮空気系 ・原子炉補機冷却水系 (MS-1関連以外) ・タービン補機冷却水系、タービン補機冷却海水系	T/B	×	×	—	—	—	—
		・復水補給水系	Rw/B	×	×	—	—	—	—
	核分裂生成物の原子炉冷却材中の放散防止機能	・燃料被覆管	R/B	×	×	—	—	—	—
	原子炉冷却材の浄化機能	・原子炉冷却材浄化系	R/B	×	×	—	—	—	—
		・復水浄化系	T/B	×	×	—	—	—	—

表 1.2.1 竜巻防護施設及び評価対象施設の抽出結果（4 / 4）

○:Yes ×:No -:対象外

分類	機能	構築物、系統又は機能	配置場所	Step				評価対象施設		
				Step1	Step2	Step3	Step4			
MS-3	原子炉圧力上昇の緩和機能	・逃がし安全弁（逃がし弁機能）	R/B	×	×	×	×	-		
		・タービンバイパス弁	T/B	×	×	×	×	-		
	出力上昇の抑制機能	・原子炉冷却材再循環系（再循環ポンプトリップ機能）	R/B	×	×	×	×	-		
		・制御棒引抜監視装置	R/B	×	×	×	×	-		
	原子炉冷却材の補給機能	・制御棒駆動水圧系 ・原子炉隔離時冷却系	R/B	×	×	×	×	-		
	原子炉冷却材の再循環流量低下の緩和機能	・原子炉冷却材再循環ポンプMGセット	Rw/B	×	×	×	×	-		
	緊急時対策上重要なものおよび異常状態の把握機能	原子力発電所緊急時対策所	免震重要棟	R/B(3号炉)	×	×	×	×	-	
			試料採取系	R/B	×	×	×	×	-	
		通信 連絡 設備	所外 通信	・無線系	マイクロ波無線鉄塔	×	×	×	×	-
				・有線系	送電鉄塔	×	×	×	×	-
			所内外 通信	・無線系 ・有線系 ・衛星系	免震重要棟（屋外設備含む）	×	×	×	×	-
				R/B（3号炉）（屋外設備含む）	×	×	×	×	-	
		所内 通信	・有線系	各建屋（地下設備含む）	×	×	×	×	-	
			屋外設備	×	×	×	×	-		
		・放射能監視設備（モニタリングポスト）	屋外	×	×	×	×	-		
		・放射線監視設備（放射能観測車）	可搬型SA設備保管場所	×	×	×	×	-		
	・事故時監視計器の一部	R/B	×	×	×	×	-			
		気象観測装置	×	×	×	×	-			
	・消火系	給水建屋 水処理建屋	×	×	×	×	-			
		ろ過水タンク（屋外配管含む）	×	×	×	×	-			
泡消火設備		×	×	×	×	-				
・安全避難通路、非常照明	各建屋内	×	×	×	×	-				

数値気象解析にもとづく竜巻検討地域の設定について

1. はじめに

一般的に、大気現象の水平方向の広がりについては「水平スケール」と呼ばれ、寿命や周期は「時間スケール」と呼ばれる。図1は雷雨とその関連事象の時空間スケールの関係を示したものである。個々の積雲の時空間スケールは1 km・10分程度であり、発達・組織化（マルチセル化・スーパーセル化）すると10～100 km・数時間～半日程度にまで大きくなる。それに対し、竜巻の時空間スケールは数分・100 m程度である。

竜巻の発生メカニズムを考える際、時空間スケールの階層構造が重要である（図2）。ある大気現象は、スケールのより小さな現象を内包しており、竜巻の場合、竜巻の漏斗雲内の気流は数十メートル～数百メートル規模（マイクロスケールと呼ばれる（Orlanski 1975）；図2では“MISOCYCLONE”と記載されている）の現象であるのに対し、竜巻を引き起こすもとの積乱雲である親雲のスケールは数キロメートル～数十キロメートル規模（メソスケールと呼ばれる。図2では“MESOCYCLONE”と記載されている）である。台風、低気圧、前線等のいわゆる総観場は、数百キロメートル～数千キロメートル規模（総観スケールと呼ばれる。図2では“MASOCYCLONE”と記載されている）として扱われる。また、竜巻内部には吸い込み渦（図2では“Suction Vortex”と記載されている）と呼ばれるさらに強い渦が形成されることもある。

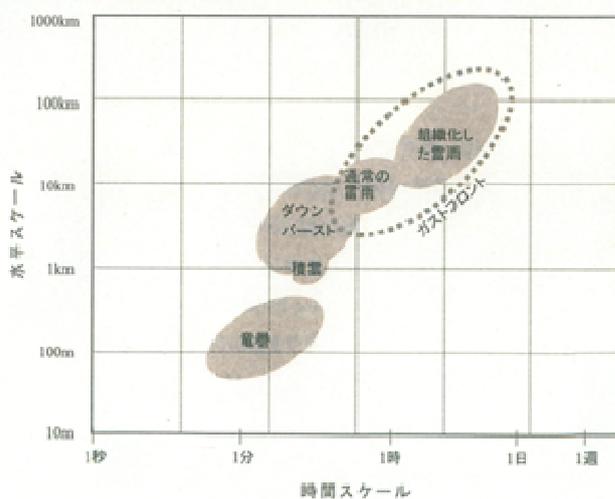


図1 雷雨とその関連現象の時空間スケール（大野 2001）

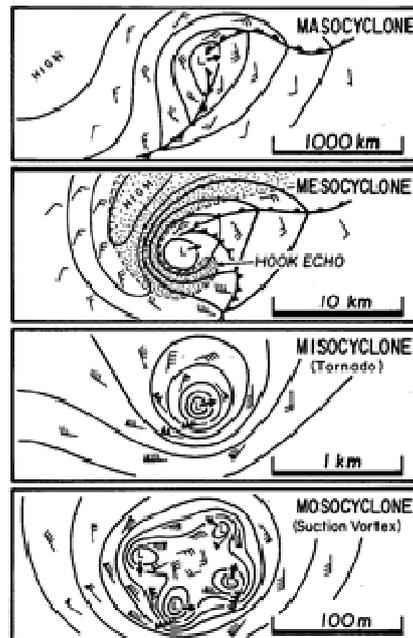


図2 竜巻発生時の渦の多重構造（Fujita 1981）

このように、竜巻の発生にはさまざまなスケールの現象が介在し、異なるスケールの現象が相互作用しているため、竜巻の発生頻度や強度の地域性は複数の時空間スケールで議論する必要がある。気象学における現状として、観測データの欠如や数値シミュレーション技術の不十分さゆえにマイクロスケールの現象の理解が難しく、未知なメカニズムもあると認識されている。一方、総観場の観点では、さまざまなパターンで竜巻が発生していることがわかっており、「日本海側では台風性竜巻の発生が確認されていない」ことや、地域に応じて総観場の割合が異なる等の分析結果が得られている。しかし、例えば、寒冷前線起因のF3 竜巻が実際に発生している（1990 年茂原竜巻や 2006 年佐呂間竜巻等）が、寒冷前線自体は国内どこでも通過しうるため、ある地域において F3 竜巻が発生し難いことを総観場の分析結果だけで示すのは難しい。

竜巻影響評価ガイド（原子力規制委員会 2013）では、基準竜巻風速 V_{BI} の設定の際に国内最大規模の竜巻ではなく竜巻検討地域内における記録等を参照する場合には、その明確な根拠を提示する必要があると記載されている。そのため、総観スケールの気象場の分析結果のみではなく、メソスケールあるいはマイクロスケールの気象場の特徴から地域性が見られる理由、および竜巻検討地域内の記録を参照して V_{BI} を設定できる根拠をより気象力学的に明らかにすることが必要である。ただし、上述のように、マイクロスケールでの議論は極めて困難である。

そこで、マイクロスケールで発生する竜巻現象を包含する気象場（以下、環境場と呼ぶ）として、親雲の水平スケールに対応するメソスケールの気象場を対象として、F3 規模以上の竜巻の発生に適した環境場が生起する頻度についてその地域性の有無を検討する。以下、第 2 節では竜巻の発生メカニズムについて簡単に触れ、竜巻発生環境場を議論する上で重要な視点について述べる。第 3 節では、発生環境場の指標として活用されている突風関連指数について、本検討で用いる突風関連指数の概要を述べる。第 4 節では、気象モデルを用いて顕著な竜巻の数値シミュレーションを行い、気象場や突風関連指数の解析結果を考察する。この結果をもとに、第 5 節において過去 50 年間の気象解析データを用いて、突風関連指数の地域性について分析し、F3 規模以上の竜巻発生に適した環境場の生成のし易さを観点とした地域性の有無について考察する。第 6 節では北海道網走支庁佐呂間町にて発生した F3 竜巻の特殊性、および竜巻検討地域設定に対する取り扱いについて述べる。

なお、メソスケールでの地域性を検討するに際し、ヨーロッパ中期予報センターの長期再解析データをもとに、気象モデルを用いたダウンスケーリングと呼ばれる手法により当該スケールに対する空間分解能（水平解像度 5km）を有する気象データを作成した。今回、1961 年～2010 年の 1 時間毎のデータを使用した。その検討フローを図 3 に示す。

過去の既往文献や、国内外で発生した大きな竜巻を対象とした発生環境場に関する解析結果をもとに、不確かさも考慮して突風関連指数の閾値を設定し、長期間にわたる気象データにおいて、その閾値を超過する頻度を算出し、得られた頻度分布において定性的に十分に差があるかどうかを観点として地域性の有無を考察した。

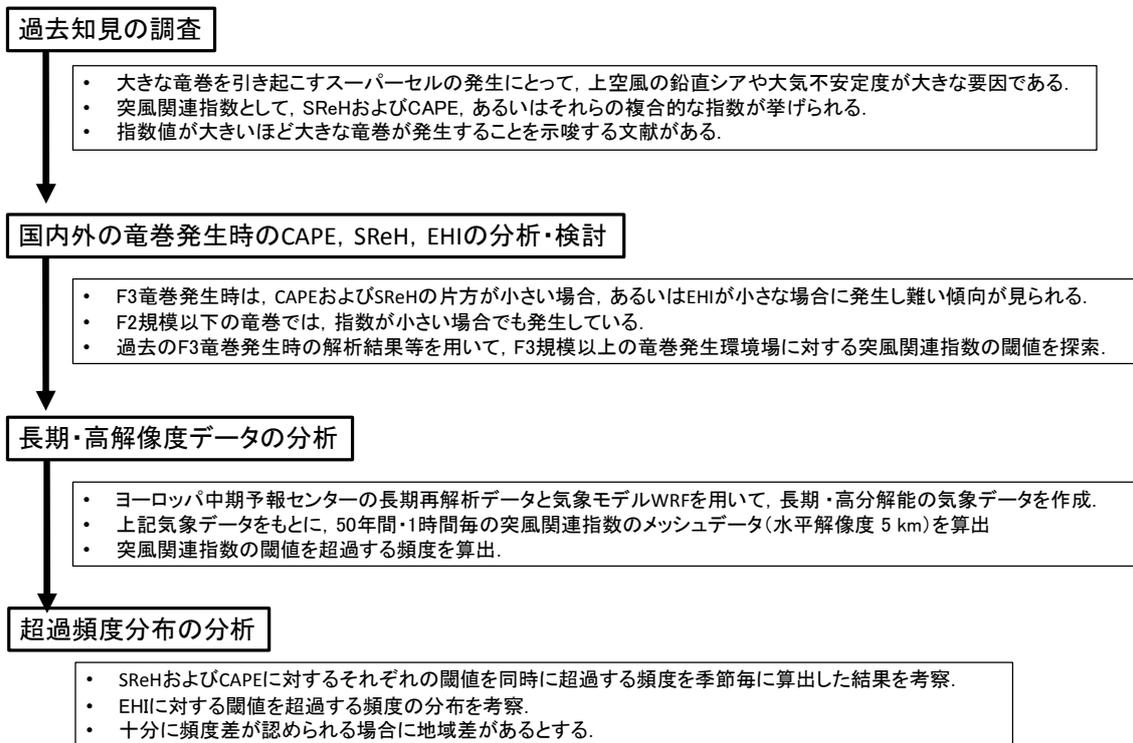


図3 メソスケールでの分析フロー

2. 竜巻の発生メカニズム・分類とメソスケール分析の有効性

2.1 竜巻の発生メカニズム

竜巻の発生メカニズムは二つに大別されると考えられている（新野 2007）。一つは、スーパーセルと呼ばれる特徴的な構造を有する巨大積乱雲に伴うもの（図4に例示した模式図参照）であり、もう一つは、気温・湿度や風向・風速が急変する局地的な前線（図5に例示した模式図参照）に伴うものである。

スーパーセルを伴う竜巻では、大気下層における鉛直シア（風向が上下で逆転する、あるいは風速が上下で大きく異なる場合に生じる）に伴って水平軸を有した渦管が形成され、それが上昇気流によって数キロメートル上空まで持ち上がる。その際、メソサイクロンと呼ばれる直径3・4km～10km程度の鉛直軸回りの強い渦が積乱雲中にでき、その下部に竜巻が発生する（Klemp and Wilhelmson 1978；図4参照）。このように、メソサイクロンの形成がこの種の竜巻の最大の特徴である（新野 2007）。図4に示すように、鉛直シアによりスーパーセル内では降水粒子の落下域（下降流域）と上昇流域が分離されるため、巨大な積乱雲にまで発達し、長時間持続しうる。国内で発生したF2規模以上の竜巻に対し、スーパーセルあるいはミニチュア（ミニ）スーパーセルが存在したことを観測・解析した成果も得られている（Suzuki et al. 2000, Mashiko et al. 2009 等）。また、水平風速のマイクロスケールの空間スケールを有する竜巻漏斗雲の形成メカニズムについては、水平渦が

上昇気流により引き伸ばされることの影響、あるいはメソサイクロンが地表面付近の上昇気流への影響等が指摘されている (Noda and Niino 2010) が、多くは未解明であり、レーダ観測や数値実験による研究が行われている。しかし、メソサイクロンが強いほど竜巻強度が大きくなるという関係性が、最先端のドップラーレーダを用いた詳細観測により分かってきている。(Burgess et al. 2002)

一方、局地前線に伴う竜巻では、気温・湿度、風向・風速が水平方向に鋭く変化する局地的前線面において、水平シア流の不安定や傾圧的作用等により生成した鉛直軸周りの渦が鉛直方向に引き伸ばされることによって発生する (Lee and Wilhelmson 1997)。スーパーセルとは大気成層が大きく異なり (Doswell and Evans 2003)、降水粒子が地上に達する段階になると下降気流が上昇気流を打ち消すため (Byers-Braham の概念)、積乱雲がこれ以上発達せず、衰弱・消滅する。そのため、強い竜巻が生じにくいと考えられている。局地的に水平スケールは数キロメートル以下であり、メソスケールのうち小さなスケール (メソスケール)、あるいはマイクロスケールにあたる。この種の渦は、上記のサイクロンに対してマイソサイクロンと呼ばれている。

2.2 竜巻の分類

上記にて説明した発生メカニズムの観点から、メソサイクロンの形成が大きな竜巻の発生と深く係わっていることがわかる。米国では、メソサイクロンが形成される竜巻は、スーパーセル型と呼ばれる F2~F5 規模を想定した顕著な竜巻として分類され、F1 規模以下の竜巻は局地前線等に伴う非スーパーセル型と分類されている (Rasmussen and Blanchard 1998, Doswell and Evans 2003)。国内にて発生した F2-F3 を含めた全ての F3 竜巻(6 事例)¹もメソサイクロンを伴うスーパーセル型であったと報告されている (表 1)。

そこで、飯塚・加治屋 (2011)、Bluestein (2013) 及びその他の検討 (Rasmussen and Blanchard 1998, Doswell and Evans 2003) と同様に、メソサイクロンの有無で竜巻を分類することとし、メソサイクロンを有する場合を「スーパーセル型」、そうでない場合を「非スーパーセル型」と定義する。

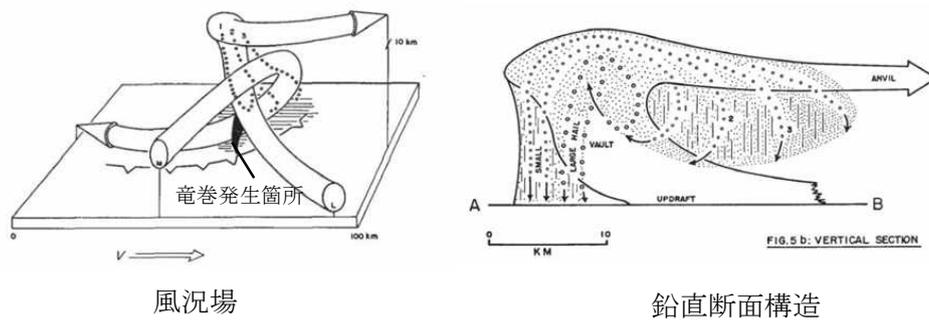
なお、スーパーセル型・非スーパーセル型竜巻の同定に関する国内の検討例として、飯塚・加治屋 (2011) による分析が見られ、2006 年~2009 年間の 3 ヶ年においてスーパーセル型竜巻の竜巻強度は、F2 及び F3 (3 事例)、F1 (6 事例)、F0 (8 事例)、F 不明 (2 事例) であったのに対し、非スーパーセル型竜巻では、F2 及び F3 竜巻 (0 事例)、F1 (9 事例)、F0 (11 事例)、F 不明 (5 事例) であったと報告している。分析期間は短いものの、国内で発生した F3 竜巻のスーパーセル型の竜巻強度の傾向を考慮すれば、大きな竜巻は米国と同様に基本的にスーパーセル型に分類できるといえる。

¹ 気象庁データベースにおける括弧つき F2-F3 竜巻 (F2-F3) と記載された竜巻は過去に 5 事例 (1960 年代に 4 事例、1990 年に 1 事例) 報告されている。これらの竜巻については解析を実施した文献が見あたらなかったため、表 1 には記載していない。

2.3 メソスケールでの分析の有効性

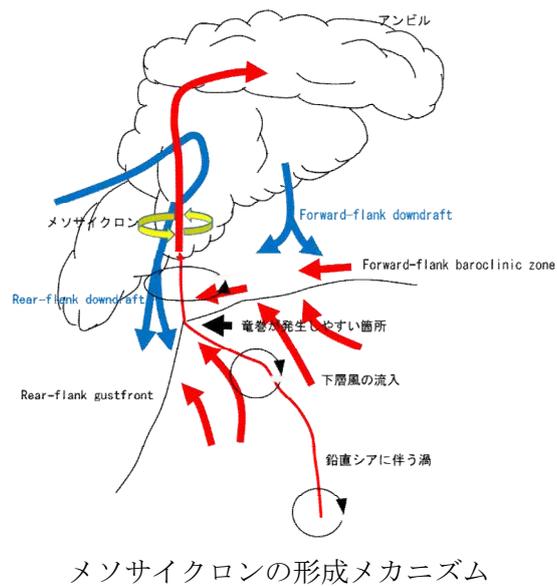
空間スケールの観点では、メソスケール気象場の分析はスーパーセル型竜巻の発生しやすさの傾向・地域性を分析する目的には十分であるが、空間スケールの小さく、竜巻強度も小さい非スーパーセル型竜巻に対しては向かない。また、竜巻強度の観点では、大きな竜巻（国内最大強度の F3 を含む F2 以上の規模の竜巻）の発生のしやすさがメソスケール気象場の分析により検討することができる。したがって、設計基準を考える際には、スーパーセル型竜巻の発生を観点とした地域性を検討することが妥当である。

そこで、3 節以降では、突風関連指数と呼ばれる竜巻の発生のしやすさを指数化した量を用いて、大きな竜巻の発生のしやすさについて分析し、その地域性について検討する。その際、スーパーセル型竜巻はメソサイクロンを有する点が特徴的であり、その発生はメソスケールにおける風の鉛直シアや大気不安定性と深く係わっている (Bluestein 2013, Klemp and Wilhelmson 1978, Rotunno and Klemp 1985, Trapp 2013) ことから、SReH 及び CAPE、あるいは EHI と呼ばれる突風関連指数を用いる。



風況場

鉛直断面構造



メソサイクロンの形成メカニズム

図 4 スーパーセル型雷雨の構造 (Browning 1964, Bluestein 2013 に加筆)

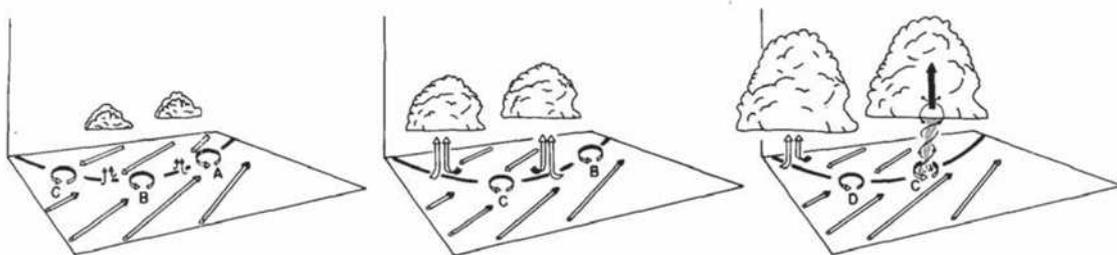
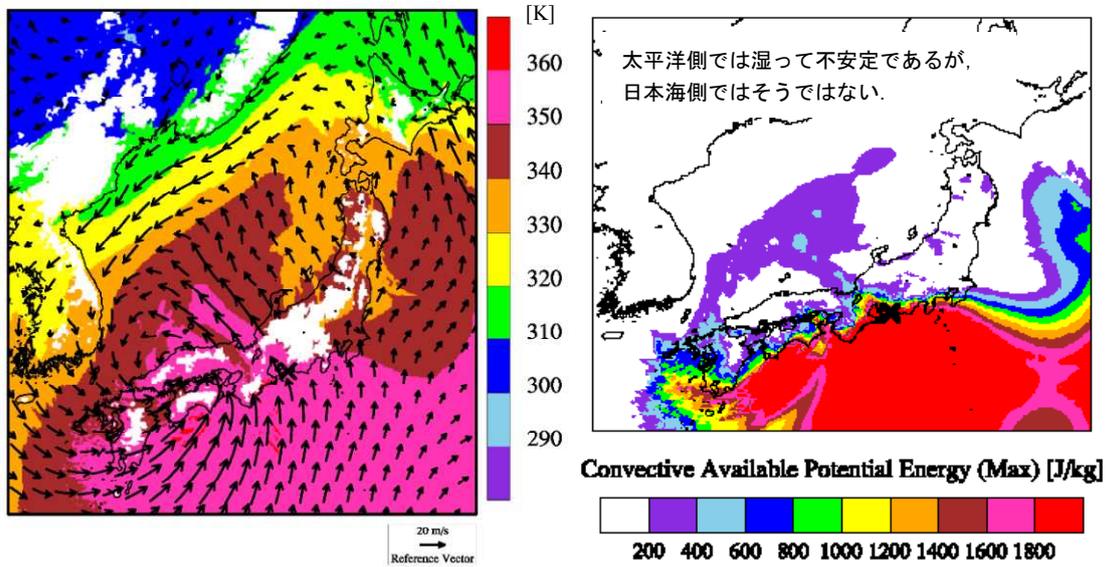
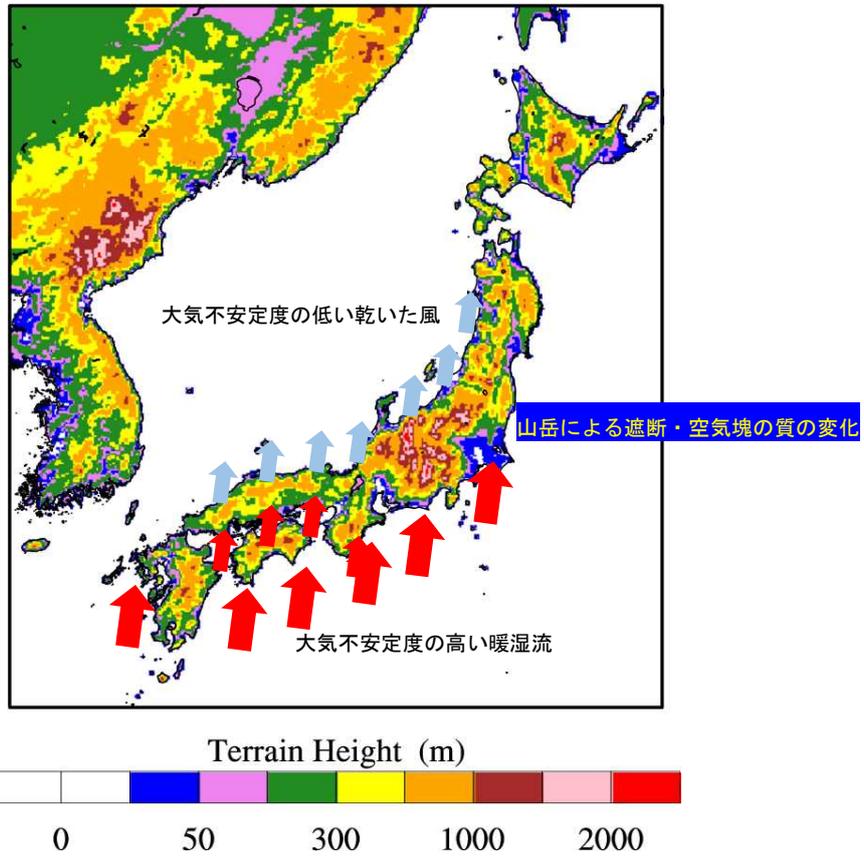


図 5 局地前線に伴う竜巻の発生機構に関する模式図 (Wakimoto and Wilson 1989)
(上向き黒い⇒が上昇気流を表す)



500 m 高度における温位 (カラー) および風向・風速

大気不安定度 (CAPE) の分布

図6 (上) 総観スケールでの気流場の模式図 (カラーは標高を表す) および
(下) 1999年9月に豊橋にて発生したF3竜巻の事例

表 1 過去に国内にて発生した F3 規模竜巻の概要

発生日	発生場所 (県・市町村)	Fスケール	主な総観場	メソサイクロンの存在を 報告した資料・文献
1971/7/7	埼玉県浦和市	(F3)	台風	Fujita et al. (1972)
1978/2/28	神奈川県川崎市	F2-F3	寒冷前線	村松 (1979)
1990/12/11	千葉県茂原市	F3	暖気の移流	鈴木・新野 (1991)、Niino et al. (1993)
1999/9/24	愛知県豊橋市	F3	台風	坪木ら(2000)
2006/11/7	網走支庁佐呂間町	F3	寒冷前線	Kato and Niino (2007)
2012/5/6	茨城県常総市	F3	気圧の谷	Yamauchi et al. (2013)

3. 突風関連指数

突風関連指数はこれまで数多く提案されており、気象庁における現業においても竜巻探知・予測に活用されている（瀧下 2011 等）。ここでは、国内外で最も知見が蓄積された指数として SReH (Storm Relative Helicity : ストームの動きに相対的なヘリシティ； Davies-Jones et al. 1990), CAPE (Convective Available Potential Energy : 対流位置有効エネルギー； Moncrieff and Miller 1976) を用いる。図 7 および図 8 にそれぞれ、両指数の算出概念を表す。概して、SReH は風の鉛直シア（高度方向の風向・風速差）に伴って発生する大気の水渦度が親雲に取り込まれる度合、CAPE は大気的不安定度合の指標である。値が大きいほどその度合が高くなる。大気下層の空気塊を「持ち上げて」乾燥断熱線および湿潤断熱線を求め、空気塊が自由対流高度に達した際に積乱雲の発達するポテンシャルとして CAPE を計算する。

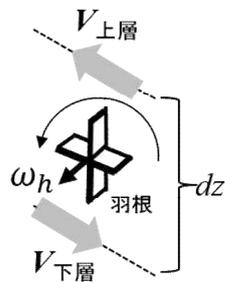


図 7 SReH の算出概念

(左：水平渦度生成に関する模式図、右：水平渦度の親雲への輸送に関する模式図)

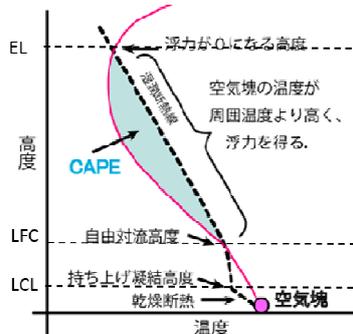


図 8 CAPE の算出概念

両指数の算出式は以下のとおりである。

$$\text{SReH} = \int_{\text{地上}}^{\text{高度3km}} (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \cdot \boldsymbol{\omega} dz \quad (1)$$

$$\text{CAPE} = \int_{\text{LFC}}^{\text{EL}} g \frac{\theta_e'(z) - \theta_e(z)}{\theta_e(z)} dz \quad (2)$$

ここで、式 (1) の \mathbf{V} は水平風速ベクトル、 $\boldsymbol{\omega}$ は鉛直シアに伴う水平渦度であり、 \mathbf{C} のストームの移動速度は Bunkers et al. (2000) にしたがって、長期再解析データから得られる地上高 6km の平均風速と、シアベクトル(地上高 5.5~6km 層の水平風ベクトルと 0~0.5km 層の水平風ベクトルの差) から算出する関係式にて求めた。式 (2) の g は重力加速度、 θ_e はストーム周囲の相当温位、 θ_e' は持ち上げ空気塊の相当温位であり、 dz は鉛直方向の層厚である。LFC は自由対流高度と呼ばれ、前線周辺の風の水平方向の収束、太陽による地表面加熱、地形による強制上昇等によって、空気塊がこの高度まで何らかの要因で持ち上げられると ($\theta_e < \theta_e'$ となり) 自身の浮力だけで上昇し、平衡高度 EL ($\theta_e = \theta_e'$ となる) に達するまで積乱雲が発達する (図 8)。なお、温位とは、式 (3) に示すように気温 T と気圧 p に関する量であり、ある空気塊を断熱的に基準圧力 1000 hPa に戻したときの絶対温度である。気温は高度によって変わるが、温位は同じ空気塊では常に一定 (断熱過程では温位は保存される) な物理量であるため、空気塊のあたたかさ、浮力特性、および不安定性を把握するのに用いられる (付録 A 参照)。

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (R: \text{気体定数}, C_p: \text{定圧比熱}) \quad (3)$$

二つの空気塊を比較した場合、温位の高い空気塊は軽く上昇しやすく (不安定であり)、単位体積中に含みうる水蒸気量が多いと、大きな積乱雲の発生につながる。竜巻が発生する積乱雲の中では、水蒸気が降水粒子に変化しているため、その際に発生する潜熱の影響が考慮された相当温位が保存される。乾燥している気象場では相当温位と温位は等しい。

式 (1) を見ればわかるように、SReH は、上端高度の違いによって値が変わる。上端を地上から 3 km とした場合、その殆どが地上から 1 km までの大気によるヘリシティであるという指摘 (Rasmussen 2003) があるが、1 km 高さは夏場では境界層高さ (雲底高度) 程度と低めであるため、本検討では多くの既往検討と同様に 3 km とする。また、持ち上げる空気塊の性質によって CAPE の値は変わる。地表から 500 m 程度上空までの平均的な性質を持つ空気塊を持ち上げたときの MLCAPE (Mean Layer CAPE) がよく用いられる。本検討では、地表から 500 m 上空までで最も不安定な空気塊を持ち上げる。このようにして求められた CAPE は MUCAPE (Most Unstable CAPE) と呼ばれる。大気下層に冷気がありその上空で対流が発生する場合を考慮することができる。このような場合、MLCAPE では安定な大気とみなされることにより CAPE 値が非常に小さくなる傾向にある (付録 B 参照)。

本検討では、SReH と CAPE に加え、EHI と呼ばれる SReH と CAPE の複合指数を用いた分析も行った。Davies (1993) は EHI 算出に MLCAPE を用いたが、本検討では MUCAPE を用いて以下のように EHI を算出した。

$$EHI = \frac{SReH \times CAPE}{160000} \quad (4)$$

4. 国内で発生した F3 竜巻および日本海側 F2 竜巻の数値シミュレーション

竜巻発生時の気象場（風向・風速，気温，気圧，水蒸気量等）を数値気象モデルにより解析し，その解析結果をもとに突風関連指数を算出する。気象モデルとして WRF (Weather Research and Forecasting) モデル (Skamarock et al. 2005) バージョン 3.2.1 を用いた。WRF モデルは，気象力学・物理現象を数値モデル化したものであり，（竜巻の親雲の水平スケールに対応する）メソスケール（水平方向 2 km ～ 20 km 程度）の気象要素を解析できるコミュニティモデルとして世界的に利用されている（付録 C 参照）。主な計算条件は表 2 に記すとおりである。電力中央研究所による長期高解像度再解析データセット（橋本ら 2013）と同様の条件を採用しており，ネスティングと呼ばれる技法を用いて，水平解像度 15 km で解析した結果をもとに水平解像度 5 km の解析結果を得る。これにより，粗い水平空間分解能（ECMWF ERA-Interim：約 70 km，ECMWF ERA-40：約 250 km）の初期・境界値データから詳細メッシュの気象場を解析できる。なお，30 分間隔で計算結果を出力し，当時の天気図や気象レーダ画像等を参考にして竜巻発生時刻と解析結果における降雨域の通過時刻との違いや，対応する降雨域の有無を確認することにより，計算結果に大きな問題がないことを確認した。気象庁の竜巻等の突風データベースでは，1988 年以降の事例に対しては天気図に加え，レーダ画像も掲載されている。1988 年以降の事例については WRF モデルによる解析結果の適切性をレーダ画像と天気図から判断した。1987 年以前の事例については F3 竜巻については天気図から判断した。基本的に，発生時刻から±1 時間内に擾乱が竜巻発生地点周辺を通過することを適切性の判断基準とした。

表 2 WRF モデルセットアップの概要

水平グリッド間隔	15 km (親領域), 5 km (子領域)
鉛直層数	35
積分時間間隔	90秒 (親領域), 30秒 (子領域)
モデル上端気圧	50 hPa
初期・境界値データ	ECMWF-Interim (1989年～), ERA40 (~1988年)
ネスティング	フィードバック有
積雲対流スキーム	Kain-Fritsch (親領域のみ)
雲物理スキーム	Morrison 2-moment (両領域)
接地層スキーム	2-D Smagorinsky (両領域)
境界層スキーム	YSU (両領域)
地表面スキーム	Noah LSM (両領域)
放射スキーム (長波)	RRTM (両領域)
放射スキーム (短波)	Dudhia (両領域)

分析対象事例は、表 3 に示すとおり、過去に発生した F3 竜巻（1987 年以前の F2-F3 竜巻は除く）、1988 年以降に日本海側で発生した F1-F2, F2 竜巻とした（F3 竜巻は 5 事例、F2-F3 竜巻は 1 事例、F2 竜巻は 3 事例、F1-F2 竜巻は 1 事例）。1987 年以前に発生した竜巻については、（初期値・境界値データとして使用している ECMWF ERA40 の水平空間分解能が約 250 km と粗いために、竜巻通過時刻や発生箇所が実際に比べて乖離する可能性がある¹ため）この資料では対象としていない。ただし、F3 竜巻に対しては 1987 年以前の竜巻に対しても解析を行い、計算結果の適切性も確認している。なお、対象事例に対して適切性が低いことを理由に除外した事例はない。

¹ 5 章では WRF モデルで解析された 1961 年から 50 年間のデータを用いるが、発生時刻や発生箇所に多少の違いがあったとしても事象を漏れなくカウントできれば地域性の検討には問題ない。

表 3 分析対象事例の概要

発生日時	季節	発生地点	Fスケール	計算開始日時	SReH	MaxCAPE
2012/05/06 12:35	暖候期	茨城県常総市	F3	2012/05/06 03時	270	2115
2006/11/07 13:23	寒候期	北海道網走支庁佐呂間町	F3	2006/11/07 03時	714	813
1999/09/24 11:07	暖候期	愛知県豊橋市	F3	1999/09/24 03時	403	2459
1990/12/11 19:13	寒候期	千葉県茂原市	F3	1990/12/11 09時	649	1201
1971/07/07 07:50	暖候期	埼玉県浦和市	F3	1971/07/06 15時	337	1746
1990/02/19 15:15	寒候期	鹿児島県枕崎市	F2-F3	1990/02/19 03時	745	373
1991/06/12 13:30	暖候期	富山県魚津市	F2	1991/06/12 03時	227	1358
1990/04/06 02:55	寒候期	石川県羽咋郡	F2	1990/04/05 15時	484	889
1989/03/16 19:20	寒候期	島根県簸川郡	F2	1989/03/16 09時	329	430
1999/11/25 15:40	寒候期	秋田県八森町	F1-F2	1999/11/25 03時	363	1222

表 3 中の SReH と最大 CAPE の値は、発生地点を中心とした東西・南北 100 km 四方内の最大値である。ここで、最大 CAPE を求めた理由と方法は以下のとおりである。雲物理過程により擾乱（竜巻を伴う積乱雲）が発生すると、発生前の大気不安定な状況が解消されるため、竜巻発生地点の CAPE 値は周囲に比べて低くなる傾向がある。つまり、解析データでは、ある格子点（メッシュ）で竜巻を伴う擾乱が発生している時、その格子点に対する CAPE 値は周辺のメッシュ値に比べて小さめになりうる（瀧下 2011 等）。これは、CAPE 値の大きさをもって竜巻の規模を定量的に検討する際に問題となる。そこで、Rasmussen and Blanchard (1998)を参考に、各格子点に対して、地上～500 m 高度までの平均風向を算出し、その風向に対して当該地点から風下側に扇形の影響範囲を設け、影響範囲内の CAPE 値の最大値を求めるように工夫した（図 9）。その際、扇形の半径は 15 km、中心角として平均風向を中心に± 45 度の範囲をとった。この最大値が最大 CAPE にあたる。このように算定することにより、周辺の CAPE 値の大きな空気塊が当該メッシュを含むスーパーセルに向かって流入することを考慮できる。

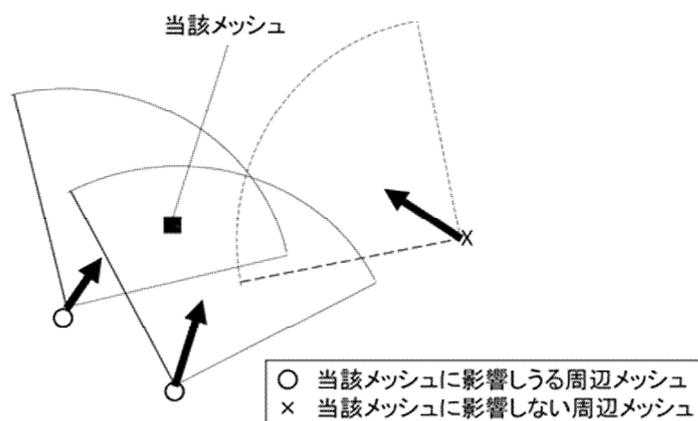


図 9 最大 CAPE 値の抽出方法の概念図

以下では、解析した気象場として、500 m 高度における風向・風速と相当温位の分布図、突風関連指数の解析結果として SReH および最大 CAPE の分布図を示す。全て 5 km 水平解像度の計算結果である。

4.1 2012/05/06 F3 事例（気圧の谷・寒気移流）

太平洋側から南西風が吹き込む一方、（中層では）大陸・日本海側側から寒気を伴う北よりの風が吹いており（図略）、風のシアと大気不安定度が高まっている。SReHの値は東日本の太平洋側で非常に高いが、関東平野周辺ではCAPEが非常に高く、3個の竜巻がほぼ同時に発生した。

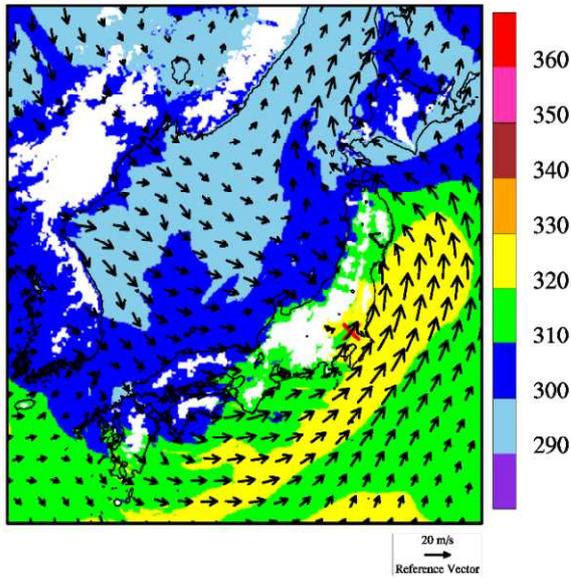
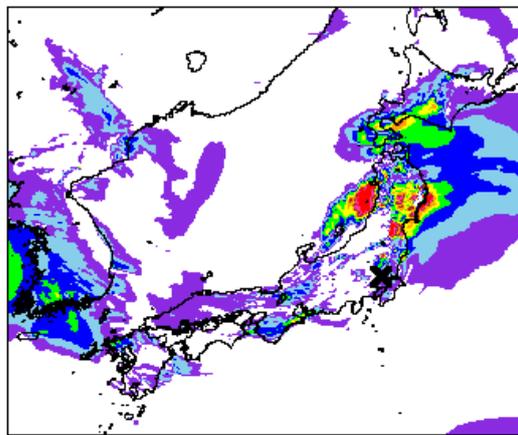
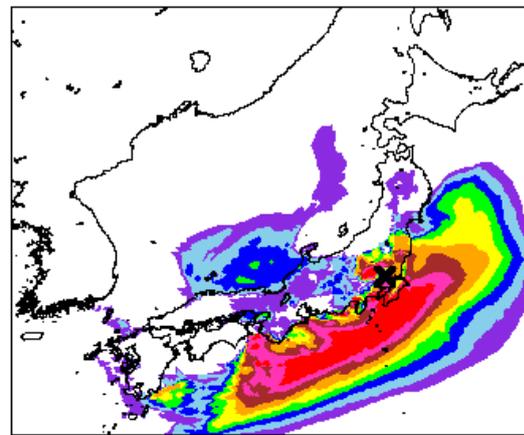


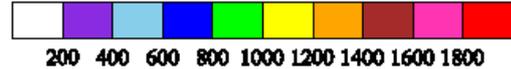
図 10 2012/05/06 F3 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH、（右下）最大CAPE



Storm Relative Helicity [m^2/s^2]



Convective Available Potential Energy (Max) [J/kg]



4.2 2006/11/07 F3 事例（寒冷前線・暖気の移流）

寒冷前線の西側では北西～西よりの冷たい風（寒色系）が、東側では南よりの暖かい風（暖色系）が吹いており、気温差と風の収束により積乱雲が発生・発達しやすい状況にある。特に、道東・オホーツク地方には太平洋から暖かく、不安定な空気塊が流入している。大気不安定度は道東の中でも南側で高くなっており、非常に高い風のシア（高い SReH）と相まって親雲が発達しやすい状況が解析されている。なお、同日に、周辺地域において 2 個の小さな竜巻も発生した。日本海側の中でも能登半島周辺より北側で季節風が吹き込み、大気がやや不安定になっている（CAPE が高めに becoming）が、SReH が低く、道東・オホーツク海地方の状況とは異なる。

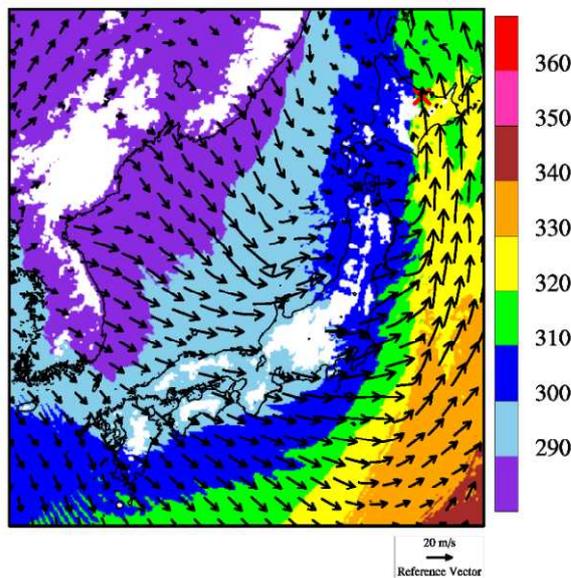
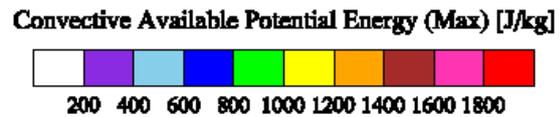
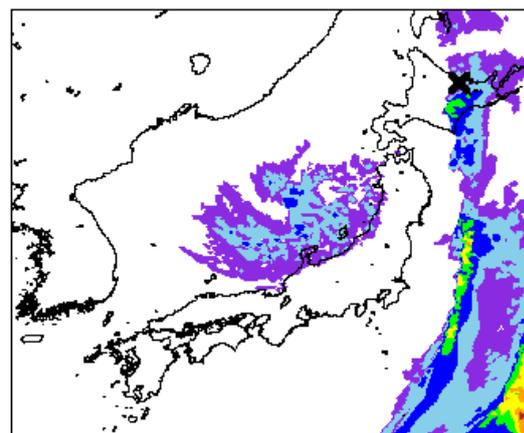
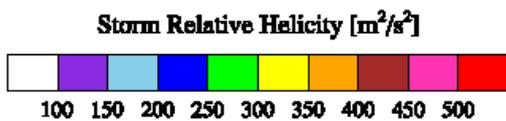
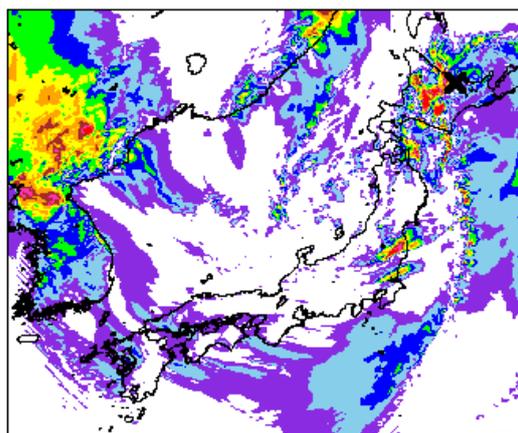


図 11 2006/11/07 F3 事例における気象場と突風関連指数 (左) 500 m 高度における風向・風速および相当温位 (単位: K) (左下) SReH, (右下) 最大 CAPE



4.3 1999/09/24 F3 事例（台風）

台風中心は隠岐の南西沖にあり、四国東部・紀伊半島の沿岸部および濃尾平野では、台風中心から遠く離れているが、太平洋側からの非常に不安定な暖湿流が流れ込み（CAPEが非常に大きく）、SReHも高くなっている。濃尾平野では4個の竜巻（2個のF1、1個のF2、1個のF3）が発生した。台風中心が日本海側にあり、日本海側のSReHは太平洋側に比べて決して小さくはないが、不安定度は格段に小さいのが見てとれる。

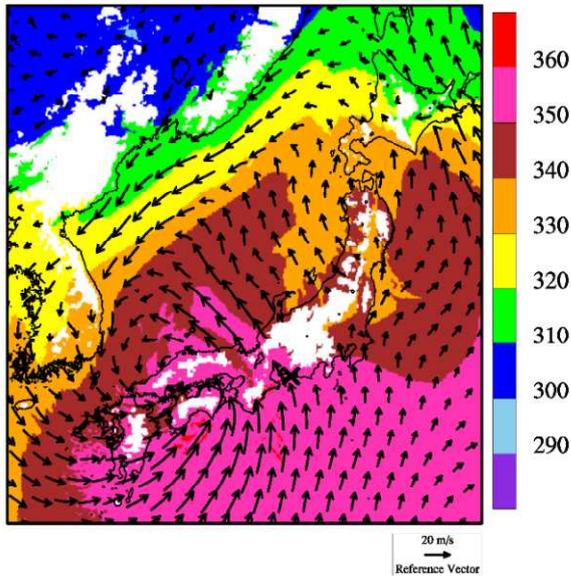
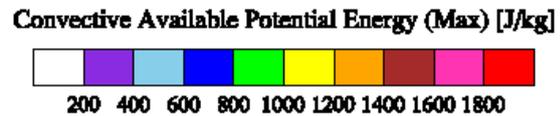
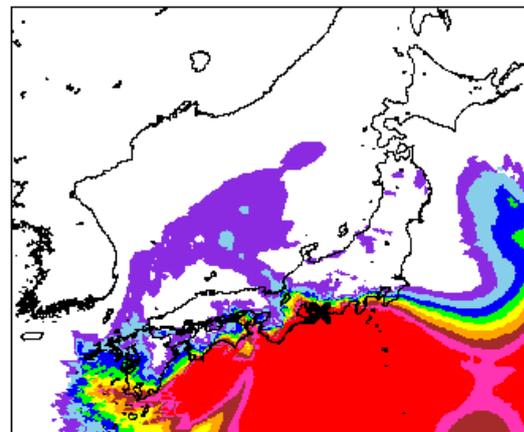
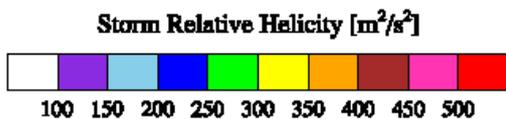
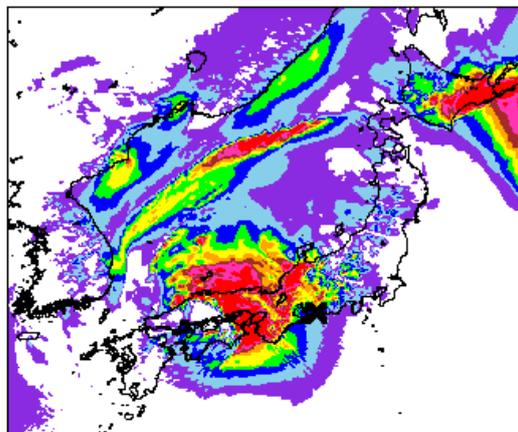


図 12 1999/09/24 F3 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH、（右下）最大 CAPE



4.4 1990/12/11 F3 事例（暖気の移流・気圧の谷，寒冷前線）

房総半島と日本海に低気圧があり，房総半島の低気圧からは南西方向に寒冷前線が伸びている。そのため，寒冷前線および房総半島にある低気圧を境に温位差が大きくなっている（寒色系と暖色系（緑色）の境が明瞭である）。房総半島には低気圧中心に向かって暖かく，不安定な空気塊が流入しており，房総半島では局所的に SReH の値も高い（×でやや見づらいが）。房総半島周辺では大小 7 個の竜巻が発生した。

日本海側の低気圧をとりまくように，特に北側で SReH が非常に高くなっているが，温位が低く，CAPE の値も小さくなっている。一方，福島県沖に CAPE の高い領域が見られるが，SReH の値は大きくなく，相当温位も比較的 low，房総半島周辺とは状況が異なる。

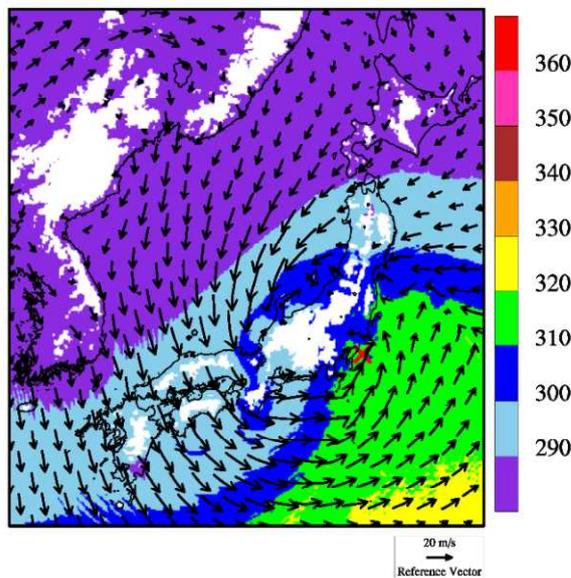
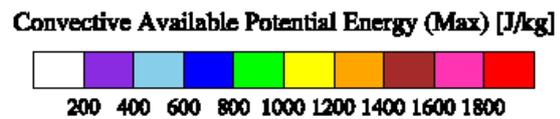
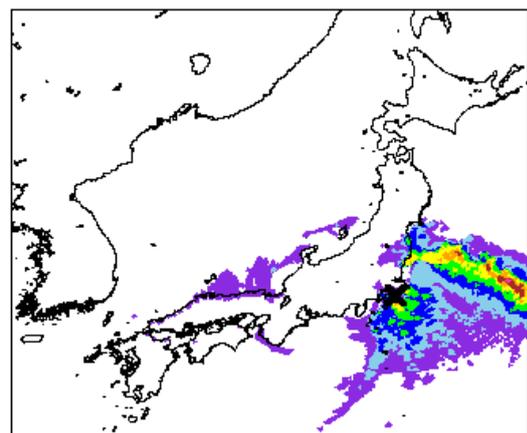
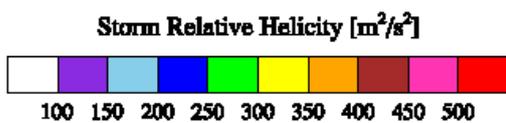
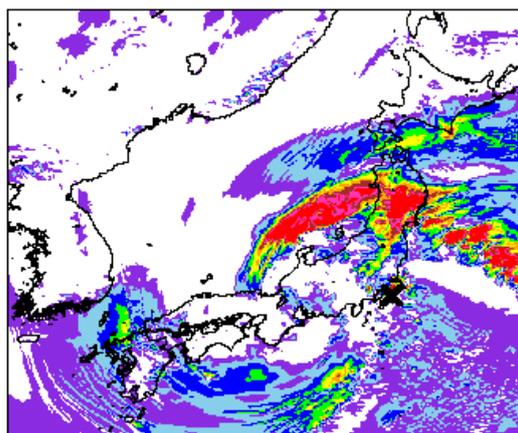


図 13 1990/12/11 F3 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH，（右下）最大 CAPE



4.5 1971/07/07 F3 事例（台風）

台風を中心は紀伊半島の南西沖にあり，中部から東日本にかけては，太平洋側から非常に CAPE が高く，不安定な空気塊が流入している。SReH は，1999/09/24 F3 事例（豊橋竜巻）ほど大きくはないが，発生地点周辺では SReH が比較的高くなっており（×でやや見づらい），SReH と CAPE の両方が共に大きい環境場となっていた。

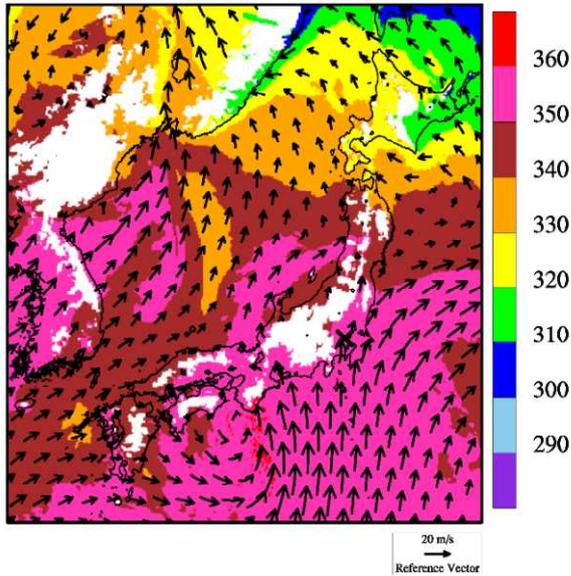
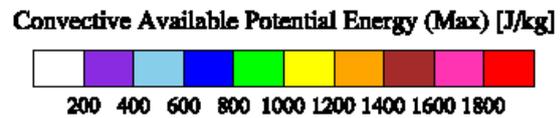
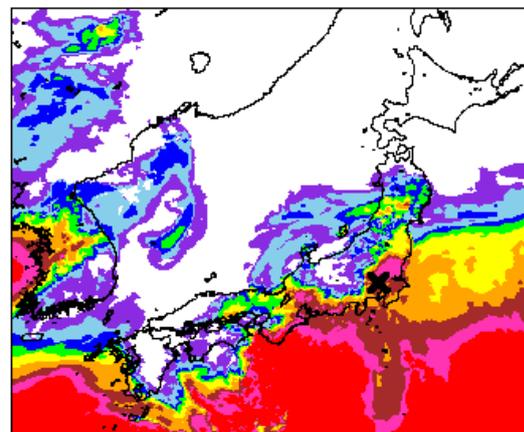
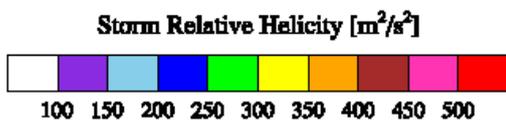
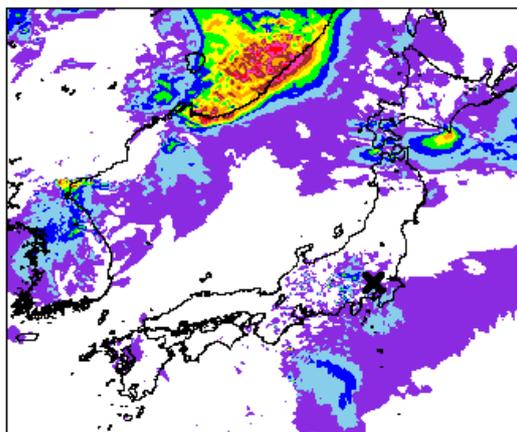


図 14 1971/07/07 F3 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH，（右下）最大 CAPE



4.6 1990/02/19 F2-F3 事例（寒冷前線・暖気の移流・その他（低気圧））

朝鮮半島東部の沖合にある低気圧から寒冷前線と温暖前線が伸び、九州から近畿にかけては比較的暖かい気流が太平洋側から流入している。その中でも発生地点周辺には最も暖かい空気塊が流入しており、鹿児島県南部では局所的に CAPE の値がやや高くなっている。しかし、CAPE 値は F3 竜巻事例に見られるほど高くない。一方、寒冷前線に沿って SReH が非常に高かった。不安定性にやや欠けていたのが、F3 規模には至らなかった理由の一つであると考えられる。

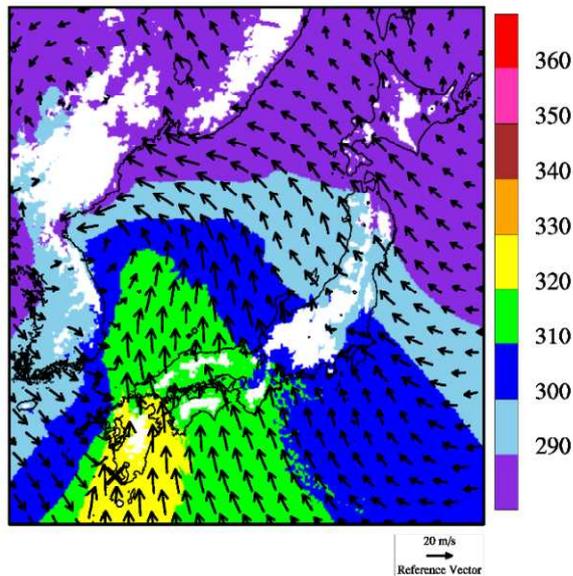
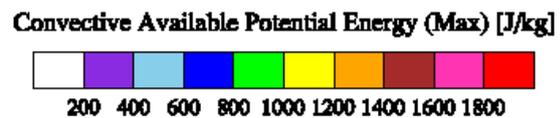
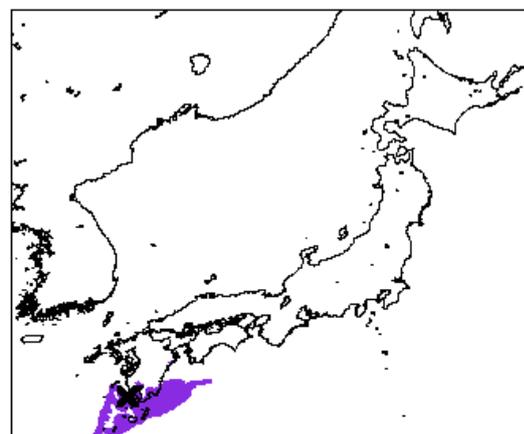
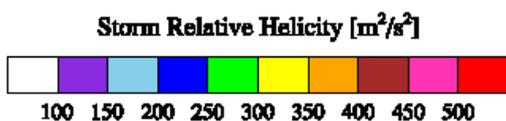
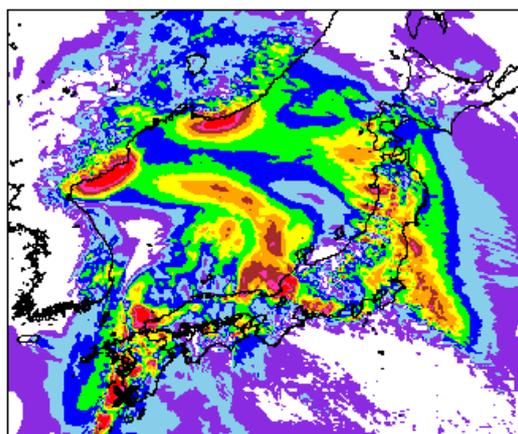


図 15 1990/02/19 F2-F3 事例における気象場と突風関連指数 (左) 500 m 高度における風向・風速および相当温位 (単位: K) (左下) SReH, (右下) 最大 CAPE



4.7 1991/06/12 日本海側 F2 事例（寒冷前線・局地性擾乱）

日本海側沿岸に沿って寒冷前線があり，その北側では西南西の風が吹いている。空気塊の暖かさとしては太平洋側と同等のもの（茶色）が，対馬海峡から日本海に入り込んでおり，青森県沖まで到達している。ただし，大気不安定度は暖候期にしては大きくなく，寒冷前線南側の九州から近畿にかけての不安定度（CAPE 分布の赤い領域）と比べるとかなり小さい。SReH の値も特段高い傾向は見られず，F3 発生時の環境場とは様相が異なる。

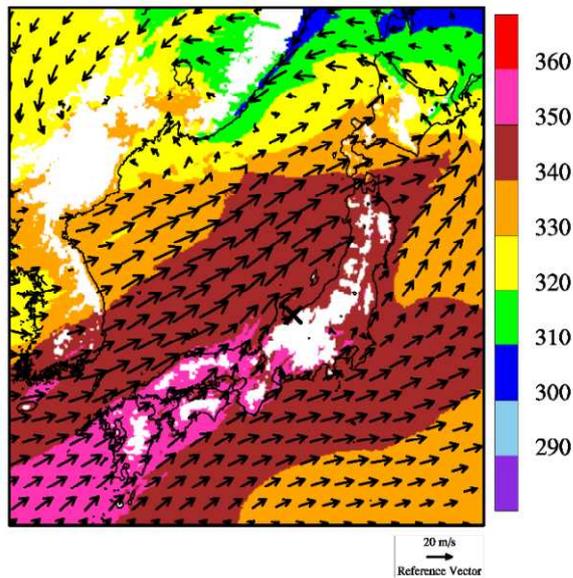
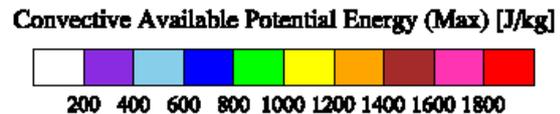
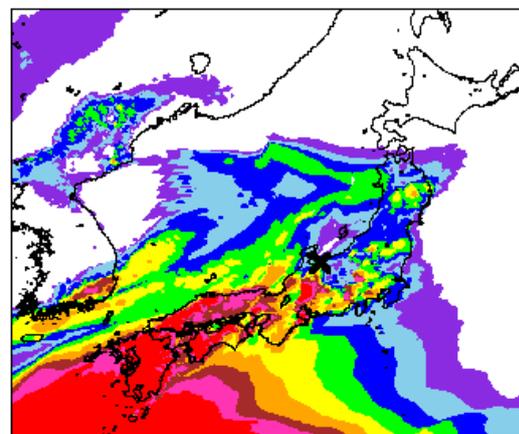
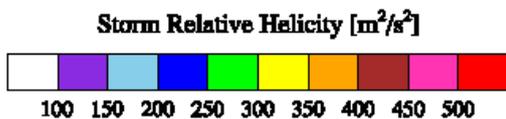
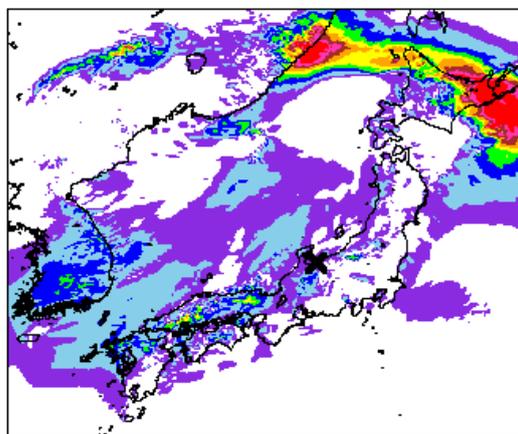


図 16 1991/06/12 F2 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH，（右下）最大 CAPE



4.8 1990/04/06 日本海側 F2 事例 (オホーツク海低気圧・気圧の谷)

オホーツク海にある低気圧と九州の南西海上にある高気圧との間で、西高東低の気圧配置となっており、朝鮮半島東部から季節風が能登半島から敦賀湾に向かって流れ込んでいる。冬季によく見られる状況といえる。能登半島周辺での不安定度の高さは、海上で寒気が暖められて大気が不安定になったことが原因であり、SReH も高めである。特に能登半島周辺では高い。不安定化のメカニズムは異なるが 2006/11/07 F3 竜巻 (佐呂間竜巻) と似た環境場になっている。ただし、SReH が佐呂間竜巻に比べて 4 割程度低く、これが F3 規模に達しなかった理由の一つであると考えられる。

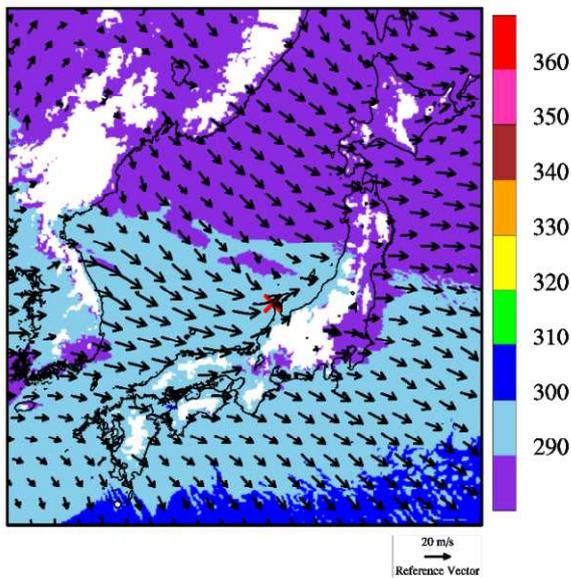
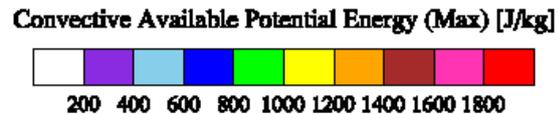
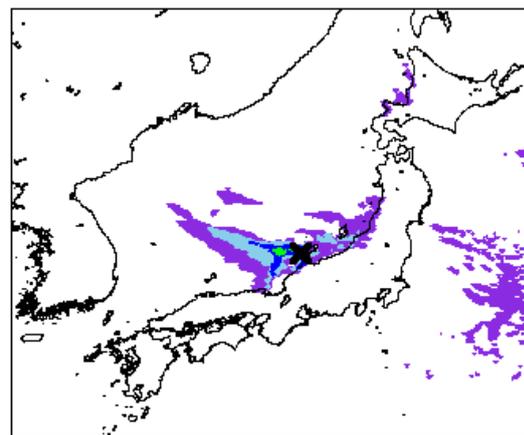
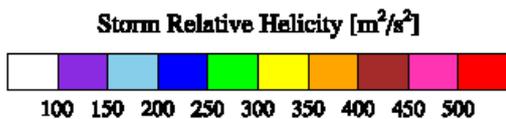
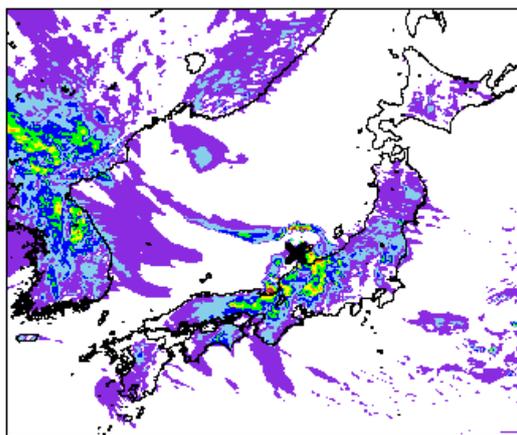


図 17 1990/04/06 F2 事例における気象場と突風関連指数 (左) 500 m 高度における風向・風速および相当温位 (単位: K) (左下) SReH, (右下) 最大 CAPE



4.9 1989/03/16 日本海側 F2 事例（局地的擾乱・寒気の移流）

西高東低の弱い冬型の気圧配置にあり、朝鮮半島から寒気が流入している。島根県の沖で渦状の流れが形成されており、SReH がかなり高くなっている。しかし、やや不安定な大気になっているものの、他の日本海側 F2 事例よりもさらに不安定度が低くなっており、環境場の観点では、F3 規模まで発達するには不安定度合が欠如していたと考えられる。

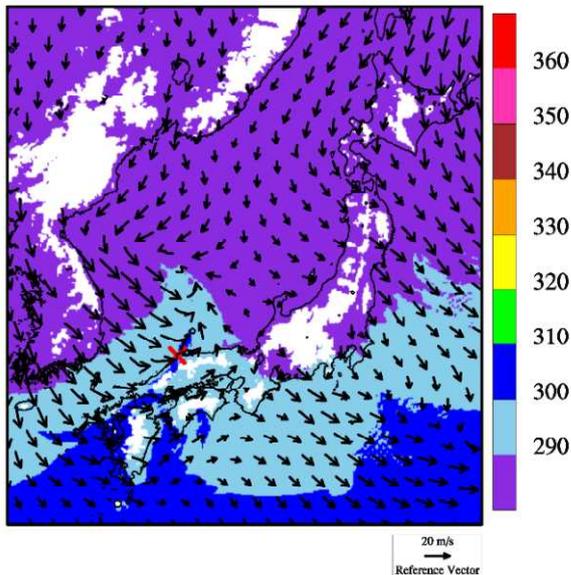
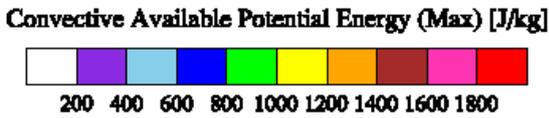
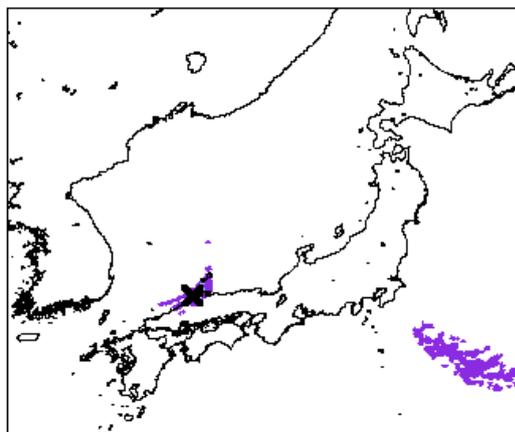
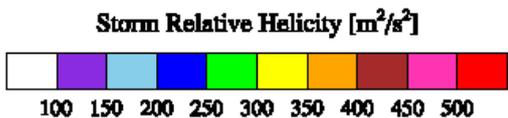
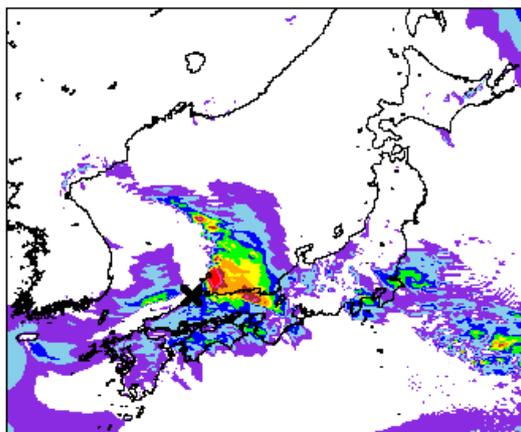


図 18 1989/03/16 F2 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH、（右下）最大 CAPE



4.10 1999/11/25 日本海側 F1-F2 事例（日本海低気圧・寒冷前線）

北海道の西海上にある低気圧から延びた寒冷前線が日本海沿岸を通過した際に発生した。寒冷前線上では温位のコントラスト（青色と緑色）が明瞭であり，寒冷前線に沿った地域の中でも発生地点周辺はSReHが比較的高く，CAPEの高い範囲の北端部に位置している。CAPEの大きさは，寒候期に発生した F3 竜巻事例を上回ったが，SReHは低かった。

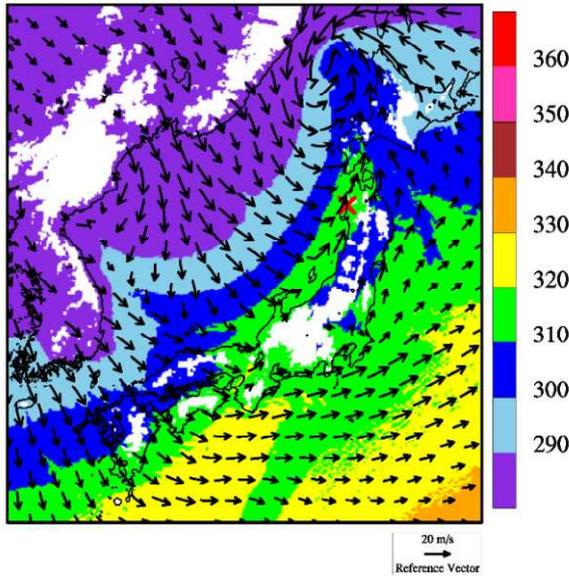
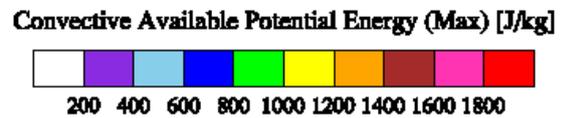
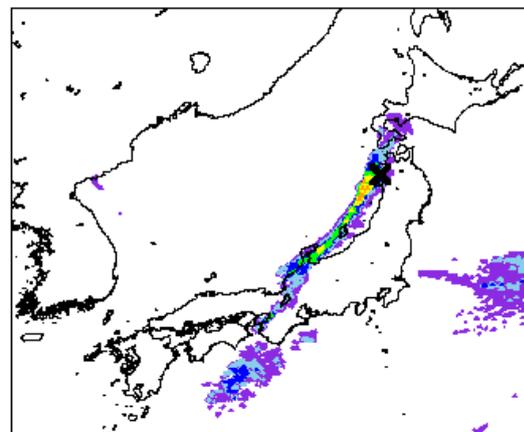
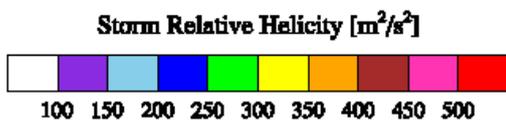
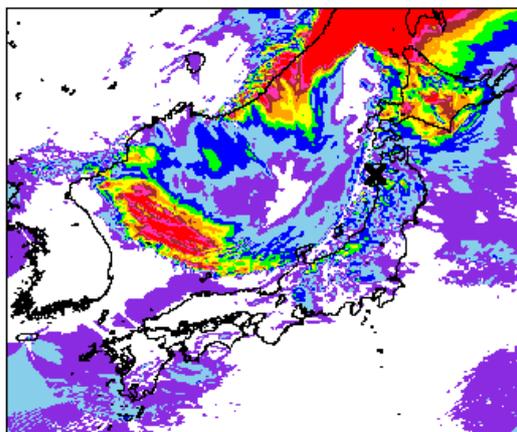


図 19 1999/11/25 F1-F2 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH，（右下）最大CAPE



4.11 SReH・CAPE と竜巻強度との間の関係性

10 事例を分析した結果から以下の傾向が見られる。

- ① F3 竜巻事例では共通して、SReH と最大 CAPE の両方が大きく、太平洋側からの暖湿流の流入が見られた。寒候期（11 月～4 月）に発生した事例では CAPE が暖候期（5 月～10 月）に比べて小さいが、SReH が非常に大きく、大気不安定度の小ささを補っているようである。
- ② 今回分析した F2-F3 竜巻時の発生環境場は、CAPE（大気不安定度）が F3 竜巻発生時に比べてかなり低かった。F2 規模と F3 規模とで風速レベルで違いが大きく、本検討において F2-F3 竜巻を F3 竜巻と混合して扱うべきではない。
- ③ F2 竜巻でも SReH は F3 竜巻事例と同レベルの大きさになりうる。冬季の西高東低型の気圧配置下での日本海上での気団変質時、寒冷前線通過時、暖候期の場合は対馬海峡から日本海に向かって空気塊が流れ込む時に大気がやや不安定な状況が見られたが、多くの事例で大気不安定度は F3 竜巻発生時よりも小さかった。不安定度が大きかった事例もあるが、その場合 SReH が大きくなかった。つまり、両指数が共に大きくなる状況は見られなかった¹。

図 20 は表 3 における SReH と最大 CAPE の値を竜巻のカテゴリ別にプロットしたものである。F3 竜巻においては、暖候期と寒候期で CAPE の大きさが大きく異なっており（5 章参照）、寒候期では暖候期に比べて値が小さいが、SReH が非常に大きい傾向が見られる。

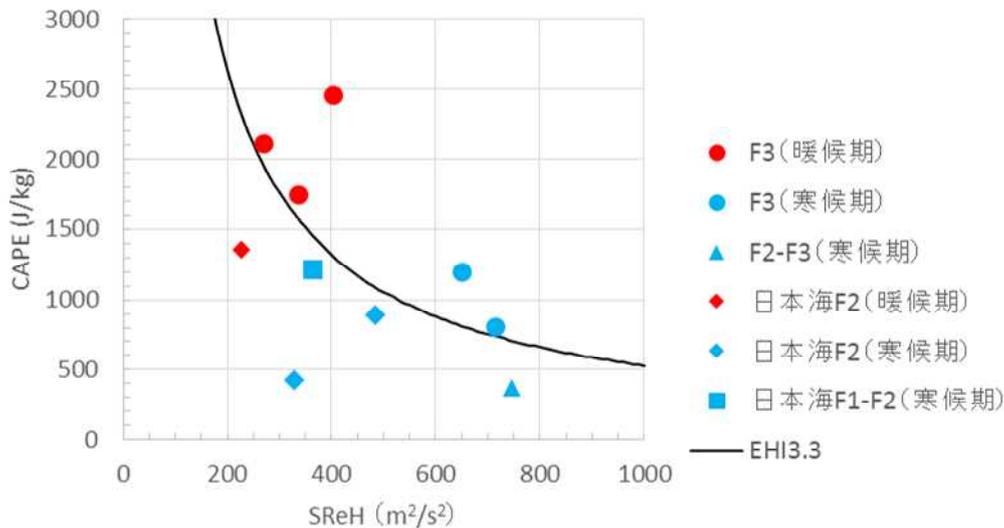


図 20 SReH と最大 CAPE の関係

事例数が少ないことが課題であるが、日本海側の F2 規模竜巻の発生環境場では小さな指

¹太平洋側の F2, F2-F3 竜巻はこの点で日本海側の F2 竜巻と異なるようである。太平洋側からの暖気流の流入下で起こるため、F3 竜巻と同レベルあるいは大きな指数になるケースが見られる。実際、小さな竜巻が F3 竜巻発生時の前後あるいはほぼ同時に発生することが F3 竜巻 5 事例中 4 事例見られた。

数値の下でも竜巻が発生しているという点において、F3 規模竜巻の発生環境場との違いが見られる。SReHとして $250 \sim 300 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 程度以上、(最大) CAPE として 1600 J/kg (暖候期) あるいは 600 J/kg (寒候期) 程度以上の環境場において F3 竜巻が発生しているとみなすことができる。EHI に対しては、3.3 程度を超える場合に F3 竜巻が発生している。この場合、季節に分けずに通年単位で分析できる可能性がある。

国内外の関連研究をレビューしたものを付録 B に記した。現時点では各研究とも課題がある状況であるが、特に米国での成果では、F3 規模以上とそれ以外といった大きな竜巻とそれ以外を区別けることにおいては両指数が活用できそうである。そこで、次節では、国内最大規模 F3 あるいはそれ以上の規模の竜巻が発生するのに適した環境場を対象に、その生起頻度の地域性について検討する。

5. 竜巻発生環境場の生起頻度分析

前節において過去に発生した竜巻に対する環境場を分析したところ、国内で(太平洋側で)発生した F3 竜巻では、SReH と(最大 MU) CAPE の両方が大きな値をとる傾向が見られた。ここでは、SReH と CAPE それぞれに対してある閾値を設け、その閾値を同時に超える頻度を分析することにより、国内最大規模 F3 あるいはそれ以上の規模の竜巻発生を観点とした地域性について議論する。(杉本ら 2014a) また、参考として EHI に対しても同様に検討することとする。

5.1 用いる気象データ

突風関連指数の地域性を見出すには、詳細なメッシュ間隔でかつ長期間のデータが必要である。そこで、ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) の再解析データ ERA-Interim (1989 年以降; 水平分解能約 70 km) および ERA40 (1989 年まで; 水平分解能約 250 km) をもとに、気象モデルを用いて数値的に気象場を解析したデータセット(橋本ら 2011)を用いる。当データセットは、気象庁と電力中央研究所が共同で作成した JRA-25 再解析データ (Onogi et al. 2007) よりも $5 \text{ km} \cdot 1 \text{ 時間}$ 毎と時空間解像度が細かく、豪雨事例の再現性も高まっている(橋本ら 2013)。本検討では、1961 年から 2010 年までの 50 年間にわたって 1 時間毎に解析されたデータを用いる。詳細メッシュでかつこれほど長期間のデータセットは他に類をみない。

ECMWF の再解析データは、地球温暖化予測を目的として世界的に広く活用されており、最も精度が高いものと認識されている。しかし、空間分解能が非常に粗いため、物理的ダウンスケーリング手法として、WRF モデルを用いた長期再解析により 5 km メッシュの気象場を算出してデータセットを作成し、本データセットで解析されている上空風、気温、気圧等の気象データを用いて、SReH と CAPE の値を $1 \text{ 時間} \cdot 5 \text{ km}$ メッシュで算出した。50 年間にわたるデータサンプル数は各メッシュに対して約 4.4×10^5 個存在することとなる。

5.2 季節間の傾向差

F3 竜巻の発生環境場の特徴として、寒候期（11月～4月）に発生した竜巻のCAPEが暖候期（5月～10月）に比べて小さく、SReHが高い傾向にあった。こうした季節に応じた指数の特徴の違いについて考察する。

図 21 は、SReH の閾値を $150 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、CAPE（最大CAPEではない）の閾値を 250 J/kg に設定し、各指数に対する超過頻度（全体の母数に対する割合（%））を各モデル格子点に対して月別に算出したものである。ここでは小さな閾値を設定している¹。SReH に対しては、日本海および沿岸域では冬季に頻度が大きく、大きな値をとる傾向が示唆されている。また、関東平野、および日高山脈周辺では年間を通じて他地域に比べて高い頻度を有している。7月¹は全体的に低くなっている。一方、CAPE に対しては、寒候期で低い値をとり、暖候期で高い値をとる傾向が見られ、緯度依存性も見られ、Chuda and Niino (2005)の分析結果と整合している。この緯度依存性は、熱帯域ほど暖かく、高い雲ができやすいことと関係している。CAPE については、季節・緯度依存性が強く、南に行くほど、暖かい季節になるほど絶対値が大きくなっている。加藤 (2008a) でも指摘されているように超過頻度を検討する上ではこの特徴を踏まえる必要がある。そのため、以下の検討では、季節に応じた最大CAPEの閾値を設定して超過頻度を求めている。

ところで、閾値が変わると図 21 で見られる頻度分布もそれに応じて変わるが、相対的な頻度大小関係はある程度保持される。国内最大規模 F3 の竜巻は太平洋側沿岸の平野部で発生しているが、CAPE の値は基本的に南ほど高い値をとるため、CAPE の地域性とは整合しない（例えば、沖縄では F3 竜巻は発生していない）。また、SReH においても整合しない（例えば、日本海側で F3 竜巻は発生していない）。少なくとも片方の指数だけでは F3 竜巻発生地点の地域傾向を説明することはできない。したがって、SReH・CAPE の関係性（図 20）から両方の指数を考慮した場合に説明づけられるか否かがポイントとなる。

5.3 同時超過頻度分布に見られる傾向

前節における検討結果（図 20）を踏まえ、SReH の閾値を $250 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、CAPE の閾値を 1600 J/kg （暖候期）あるいは 600 J/kg （寒候期）として、同時超過頻度を算出する。また、竜巻発生時には降水現象を伴うものと考えられることから、降水量の閾値 2 mm/hr を条件に追加した。なお、降水量の閾値については頻度値の大小に若干影響を及ぼすが、結果の解釈には全く影響しないことを確認している。

暖候期・寒候期別に同時超過頻度を算出した結果を図 22 に示す。また、図 23 は、気象庁の「竜巻等の突風データベース」で確認された F2-F3 竜巻および F3 竜巻の発生箇所を示したものである。暖候期においては、同時超過頻度 0.01 % 前後の地域が茨城県以西の太平洋側および九州の沿岸域の平野部に広がっており、超過頻度の高い地域は F3 規模の竜巻の発生箇所を包含している。つまり、超過頻度の高い地域で F3 規模以上の竜巻発生に適し

¹閾値を小さく設定するということは、スーパーセルだけではなく、小さな雷雨発生の環境場も捕捉することを意味する。

た環境場が整いやすいことが示唆されている。それに対し、日本海側，東北太平洋側，および北海道・下北半島といった北日本での超過頻度の値は，1～2 オーダ以上小さな値となっている。

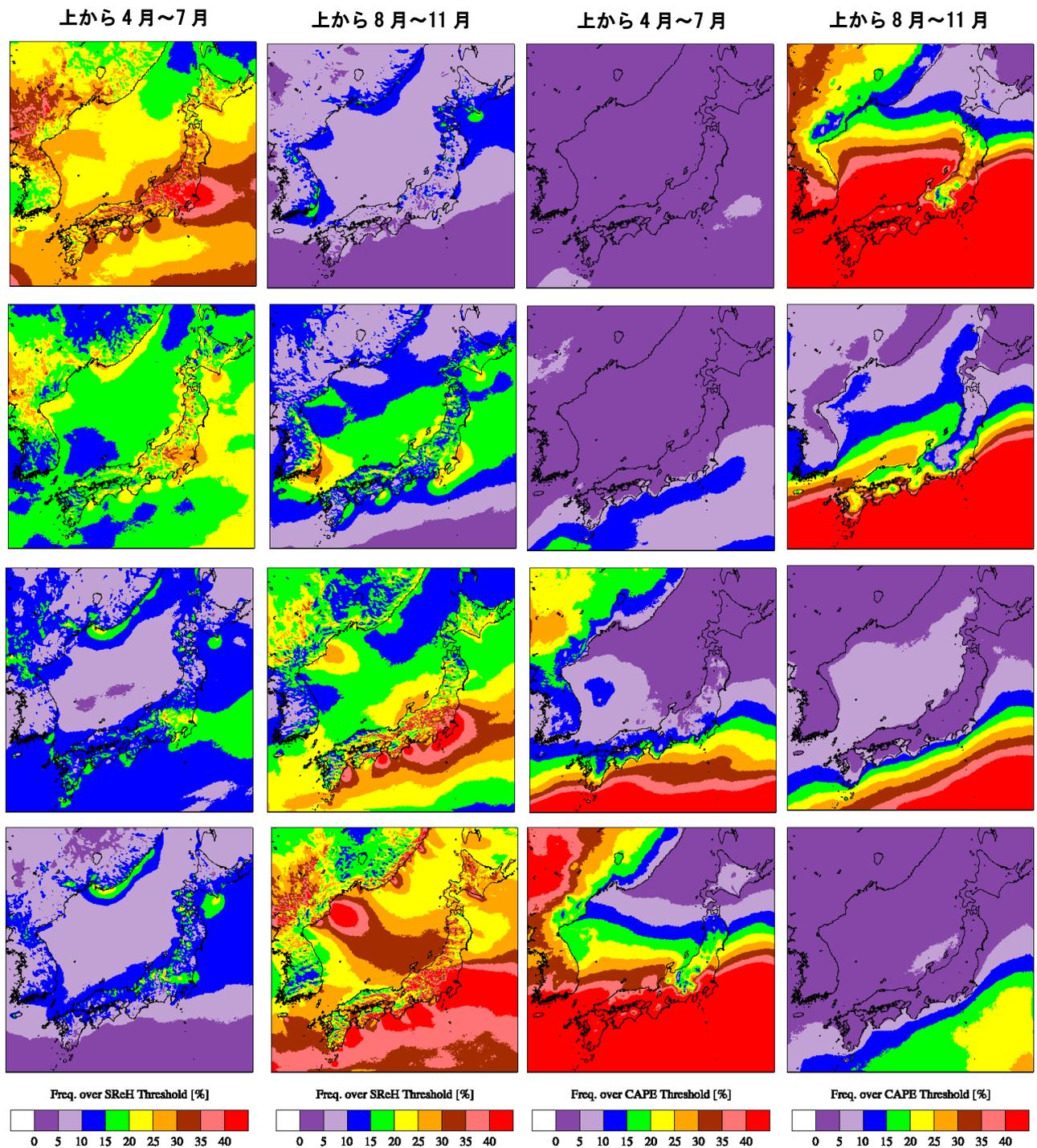


図 21 月別の SReH（左側 2 列）および CAPE（右側 2 列）の超過頻度分布

また、寒候期の超過頻度分布では，頻度が高い地域が南側にシフトしているが，F3 竜巻発生箇所がより沿岸に近い地点に限られていることに対応している。全体的に暖候期に見ら

れる傾向と同様であり、また F3 規模竜巻の発生数に季節間の差が見られないことも反映されている。このように、過去の F3 竜巻発生時の環境場の解析結果を踏まえて設定した SReH と CAPE の閾値を両方超過する頻度の分布は、実際の F3 竜巻の発生箇所の傾向と整合している。

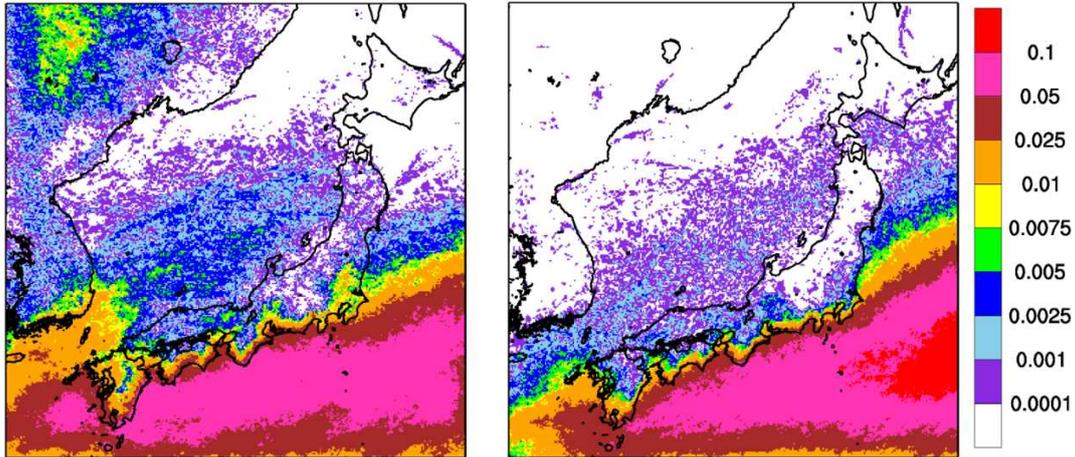


図 22 同時超過頻度分布（単位：%，F3 規模以上を対象；左：暖候期，右：寒候期）
（実績ベースの閾値（SReH：250 m²/s²，最大 CAPE：1600 J/kg（暖）600 J/kg（寒）））

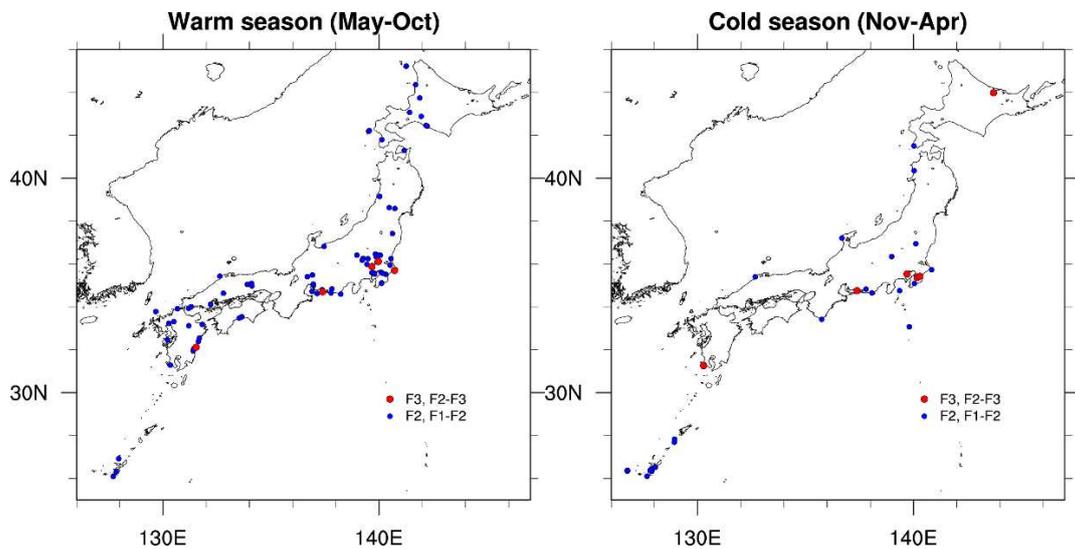


図 23 F3 竜巻（F2-F3 を含む）および F2 竜巻（F1-F2 を含む）の発生箇所
（左：暖候期，右：寒候期）

同時超過頻度分布は、閾値を「超過する」という意味において、F3 規模あるいはそれ以上の規模の竜巻が発生するのに適した環境場の生起しやすさを表現していると解釈できる。この分布では、高標高山岳（九州山地，四国山地，中国山地，中央アルプス等）の南北で頻度が大きく異なっており、これら山岳によって太平洋側からの暖気流が遮断される効果

(図 6 参照) が大きな竜巻の発生に影響していることも示唆されている。

EHI を用いた場合、図 22 に見られる両季節の傾向の中間的な傾向が見られる。図 24 は、EHI の閾値を 3.3 (図 20 参照) にした際の超過頻度分布である。通年単位で閾値を設定しているため、中間的な傾向を示すのは妥当である。また、SReH と CAPE の両方の指数を用いる方法においても問題がないことを示唆している。つまり、米国とは異なり (付録 B 参照)、国内においては、SReH あるいは CAPE の片方が異常に大きく、EHI がある程度高い値を示すような事例が稀であるからである。

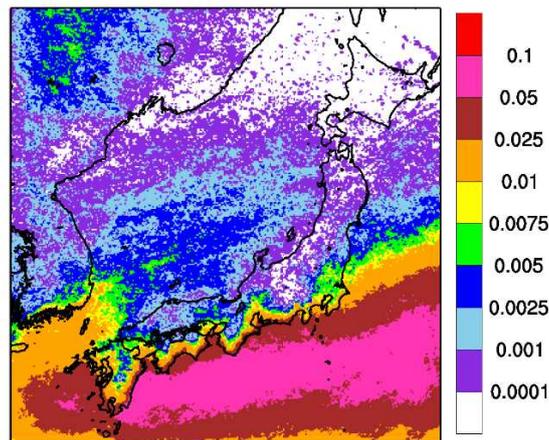


図 24 超過頻度分布 (単位は % ; 通年 ; EHI の閾値 : 3.3)

5.4 F3 規模の最大風速を考慮すべき地域

図 22 より国内最大規模の F3 竜巻が発生するのに適した環境場が形成される頻度には地域差があることがわかった。この分布形態から実際に F3 規模の竜巻を考慮すべき地域を特定するには確率論的な議論が必要である。つまり、国内の竜巻影響評価ガイドで記載されている超過確率 10^{-5} 、米国の評価ガイド等 (Ramsdell and Rishel 2007, U.S. NRC 2007) で記載されている超過確率 10^{-7} を参考として必要となる風速レベルを考慮する必要がある。

図 25 は、ハザード評価と同様に海上 F 不明竜巻を按分して各 F スケール竜巻の 51.5 年間 (1961 年～2012 年 6 月) 擬似発生数を分析し、F スケール毎に発生率 (対象 F スケールの発生数/擬似発生数) を地域別にプロットしたものである。太平洋側と北日本とでは竜巻の全発生数に大差はないことから、この発生率で対象 F スケール竜巻の発生しやすさを概ね把握することができる。Dotzek et al. (2005) と同様、F スケールが大きくなるほど指数的に頻度が低減しているが、F3 規模の発生率は、茨城県以西太平洋側・九州沿岸では、その他の地域に比べ 1 オーダ程度発生率が高くなっており、突風関連指数の分析結果と整合していることがわかる。日本海側沿岸や東北太平洋側・下北半島では、F3 竜巻が発生していないため、もっと頻度が小さくなることが予想できる。また、F2 規模になると地域差が小さくなり、F0 規模ではむしろ太平洋側の方が若干少なくなることも見てとれる。

九州電力川内発電所を対象とした竜巻影響評価において、(海岸線に対して陸側・海側 5 km

の竜巻検討地域に対する) ハザード評価結果では、F3 規模竜巻 (風速 93 m/s) に対する超過確率は、大凡 $10^{-6} \sim 10^{-7}$ にある。上記のように、日本海側を含む北日本では F3 規模竜巻の発生しやすさ、および発生数は、太平洋側に比べて少なくとも 1 オーダは低いことを考慮すると、F3 規模竜巻の風速が生起する確率は、超過確率にして $10^{-7} \sim 10^{-8}$ を下回る。この超過確率レベルは米国の評価ガイドに規定されているレベルを下回っている。そのため、北日本・日本海側の地域では、F3 規模竜巻の風速レベルは基準竜巻風速としては想定範囲外の範疇に入ると考えることができる。

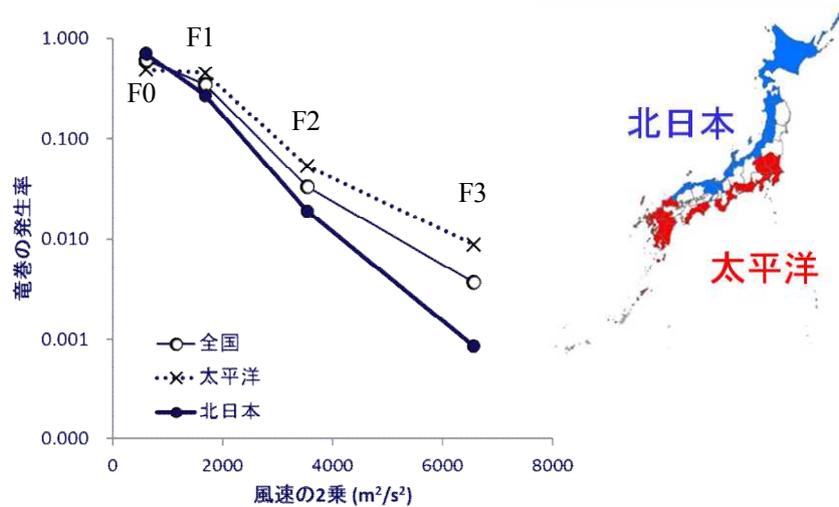


図 25 各 F スケールの発生率

5.5 閾値が同時超過頻度の分析結果に及ぼす感度

小さな閾値を設定すると、雷雨 (非竜巻)・小さな竜巻の発生を勘案することとなるため、全体的に頻度値が上昇し、(発生実績と同様に) 地域性が明瞭でなくなる。一方、非常に大きな閾値を設定すると、F4・F5 規模の非常に大きな竜巻に着目することになり、高頻度域は太平洋側のさらに限定された地域になる。杉本ら (2014b) は、国内最大規模の F3 規模が発生する環境場として適切な閾値を、SReH については $150 \sim 550 \text{ m}^2/\text{s}^2$ の範囲 ($100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 刻み)、最大 CAPE に対しては、 $200 \sim 1500 \text{ J/kg}$ (100 J/kg 刻み) の範囲の値の組み合わせで検討した。最適とみなされた組み合わせに対する結果は図 22 に示した結果に概ね沿ったものとなっている (付録 E)。

突風関連指数を用いたメソスケール分析はスーパーセル型竜巻に適するため、非スーパーセル型竜巻を含む F2 規模の竜巻を含めた分析に SReH や CAPE といった突風関連指数を用いる適用性は微妙ではあるが、ここでは F2 規模以上の竜巻の発生頻度を念頭においた閾値について考えてみる。図 20 の結果から両指数の閾値を

SReH : $200 \text{ m}^2/\text{s}^2$

最大 CAPE : 1000 J/kg (暖候期), 350 J/kg (寒候期)

とする¹。ただし、暖候期については 参考にできる竜巻が 1 事例しかないため、650 J/kg の 閾値についても検討する。EHI を用いる場合、島根県で発生した 1989/03/16 F2 事例以外 は 1.5~2.0 前後の EHI に入っているが、1989/03/16 F2 事例では 0.8 強にとどまっ ている。そこで、1.5 と 0.8 を EHI の閾値として超過頻度の算出を試みる。

同時超過頻度の算出結果を図 26 に示す。F3 規模以上の竜巻を対象とする場合よりも頻 度は全体的に上がっている。図 22 では奄美・沖縄方面では本州（茨城県以西）太平洋側に 比べて頻度がやや低くなる傾向が推測されるが、図 26 では奄美・沖縄地方でも値が高い傾 向が推測され、実際の発生箇所（図 23）に整合している。

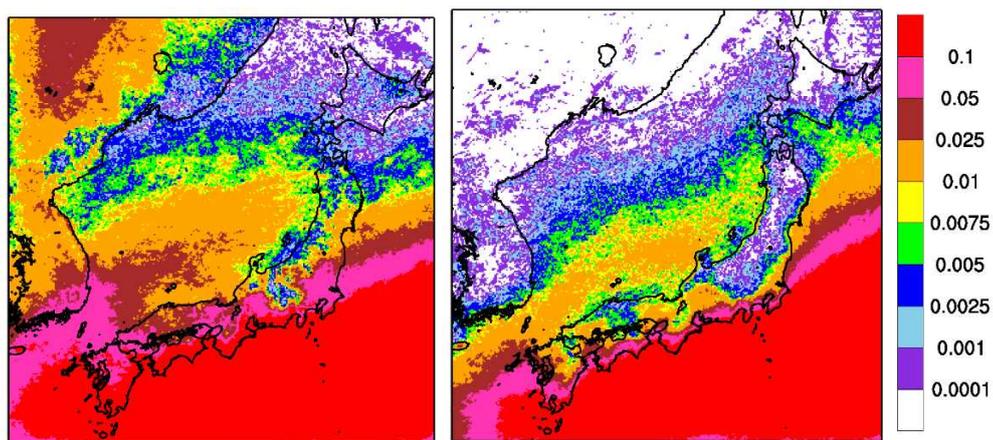


図 26 同時超過頻度分布（単位：%，F2 規模以上を対象；左：暖候期，右：寒候期）
 (SReH の閾値：200 m²/s²，最大 CAPE の閾値：1000 J/kg（暖）350 J/kg（寒）)

暖候期においては、福島県から宮城県の太平洋側および本州日本海側沿岸での頻度が高 まり、中部地方以西では内陸も含めて頻度が高く、東日本も内陸深くまで頻度が高くなっ ている。実際の F2 規模以上の発生箇所の多くを含包できている。しかし、北海道の石狩地 方以北で F2 竜巻が計 4 個発生しているが、同時超過頻度はかなり低い。CAPE の閾値を 1000 J/kg から 650 J/kg 程度まで落とすと対応性は高まり（図 27），能登半島以北の日本海側・ 北日本における頻度は本州・中日本以南に比べて少し低い程度となって、全体的に地域間 の差は薄れる。図 25（F2 規模以上の場合，全国平均からの差は，太平洋側とそれ以外の 地域ともに 1 オーダの差はない）を踏まえると，図 27 の方がベターと考えられる。

¹太平洋側 F2・F1-F2 竜巻の場合は F3 規模に対する閾値を同時に超過する竜巻がいくつか存在する。その 一部は F3 竜巻（茂原竜巻，豊橋竜巻，つくば竜巻）とともに発生したものである。環境場としては F3 竜 巻が発生しうる状況下でも，マイクロスケールの気象メカニズム等で小さな竜巻が発生することがあると 解釈できる。つまり，閾値は，環境場（親雲スケールの気象場）を観点とした，対象規模の竜巻が発生す るための「必要条件」であるといえる。

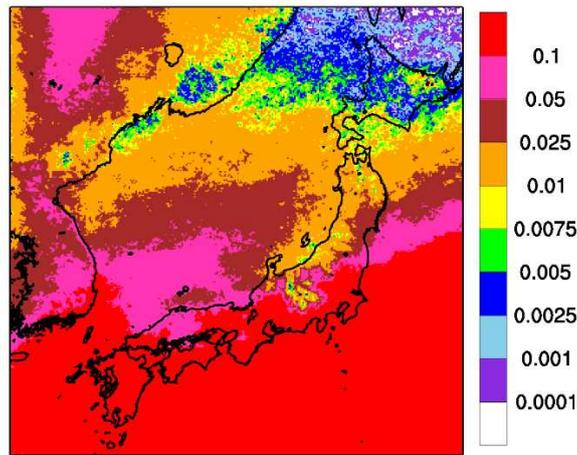


図 27 同時超過頻度分布 (単位：%, 暖候期)

(SReH の閾値 : $200 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 最大 CAPE の閾値 : 650 J/kg)

オホーツク地方で頻度が高く、F2 規模程度の竜巻が発生する環境場は東北・道南地方に匹敵した確率で形成されうるといえる。

寒候期においても福島県から宮城県の太平洋側、襟裳岬から道南方面の沿岸部、および本州・道南の日本海側沿岸で頻度が大きくなっている。道南より北側の日本海側沿岸で頻度が増えていないのは実態と整合している。中央アルプス以北の中央山地で頻度は低目である。この地域で竜巻は 2 箇所発生している (図 23) が、共に F1-F2 規模の小さな竜巻である (図 28)。

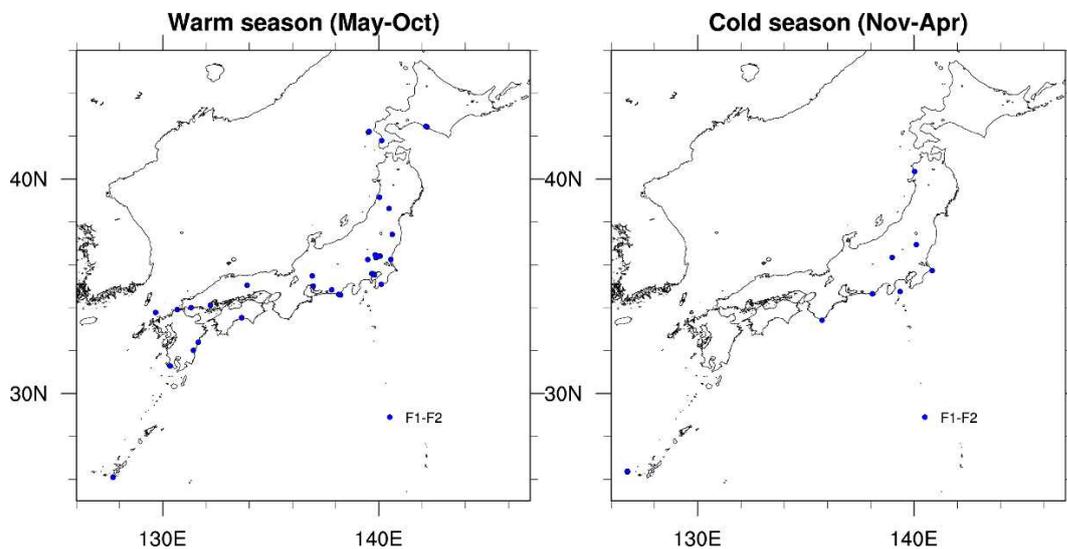


図 28 F1-F2 竜巻の発生箇所

第 4 節における個別竜巻の分析事例において、暖候期に対しては 1988 年以降に発生した F2 あるいは F1-F2 竜巻が 1 事例しかない。図 26 に示した東北太平洋側沿岸から道南・道東にかけての頻度において、暖候期の方が低いというのは海水温の高さの季節性との整合性にも欠けるため、最大 CAPE の閾値は 1000 J/kg よりも小さくした方がよいと思われ

る。図 27 で用いた閾値 650 J/kg の妥当性の判断は今後発生するであろう F2 規模の竜巻の発生を踏まえた分析結果をもとに再度検討する必要があるが、概ね発生状況の地域性は表現できている。

EHI を用いた場合、EHI 1.5 では、図 26 の暖候期、寒候期の状況を平均的に見た時の頻度分布に大凡あてはまる（図 29 左図）。1989/03/16 F2 事例を参考に 0.8 まで閾値を下げると、地域性は殆ど見られなくなる（図 29 右図）。上述のように、暖候期の分布は図 26 よりも閾値を下げた図 27 の分布の方がよい傾向が見られることから、EHI 1.5 の結果は頻度を過少に評価している可能性がある。しかし、閾値を 0.8 まで落とした結果では、茨城県以西太平洋側+九州沿岸と、それ以外の地域との差がかなり小さく、落としすぎのようである。いずれにしても、F2 規模以上の竜巻を対象とする場合、F3 規模以上を対象とする場合とは異なって季節間での発生数の差があり（図 23）、EHI を用いた通年評価をすることについては議論の余地が大きい。

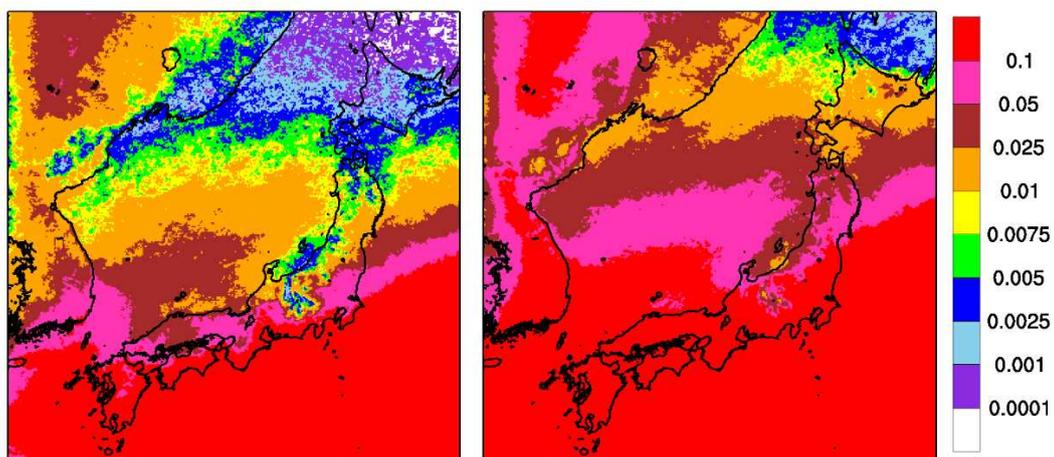


図 29 超過頻度分布（単位は %；通年；EHI の閾値：（左）1.5，（右）0.8）

6. 佐呂間竜巻に対する考察

図 22 の同時超過頻度分布において、北海道では超過頻度が非常に低いですが、網走支庁網走支庁佐呂間町では F3 竜巻が発生している。ここではこの竜巻に対する考察および影響評価における取り扱いの方向性について述べる。

佐呂間竜巻の発生メカニズムについて過去の知見を踏まえ、図 30 のように模式的に示した。図 11 に示したように、当竜巻発生時においては、太平洋側からの暖気流が道東・オホーツク地方に流入している環境下で、高い SReH を伴う寒冷前線が通過しており、図 20 に示すように、SReH、CAPE とともに一定の高さを保持していた。この意味で、太平洋側で過去に発生した F3 竜巻の環境場の特徴と同様の特徴を有する。ただし、CAPE については、図 11 に示したように、SReH とは異なり、降水域が発達した日高山脈の東側に広く高い値をとっているわけではなかった。一方、加藤（2008b）が以下のように指摘しているように、この竜巻に対しては周辺地形によるマイクロスケールの影響を無視できない。

「下層での鉛直シアの強化は、ガストフロントの前面下層の気圧低下による水平風加速

に加えて、強い鉛直渦度生成領域の風上（南南東）側に南南西～北北東に伸びる最大標高 600 m 以上で幅 10 km ほどの尾根による山岳波の影響を少なからず受けている。実際の竜巻発生位置の風上側にも同様な尾根が存在していることから、佐呂間竜巻は地形の影響を受けて発生したと考えられる。」

このマイクロスケールの効果は環境場では考慮できない（解像できない）ため、両指数の値は、特に SReH では図 20 でプロットした結果よりも高まっている可能性が高い¹。

前節でも議論したように、オホーツク地方は北海道の中でも F2 規模以上の竜巻であれば本州北日本と同等の頻度で環境場が形成されやすい地域であるが、F3 規模以上の竜巻に対しては環境場が形成されがたい、つまり F3 規模に到る程度に大気不安定な空気塊の流入と高渦度を有した総観場の通過が同時に発生する頻度が極めて低い。佐呂間竜巻が地形影響を受けていることを踏まえると、竜巻発生を観点とした気候としては、この地域で F3 規模

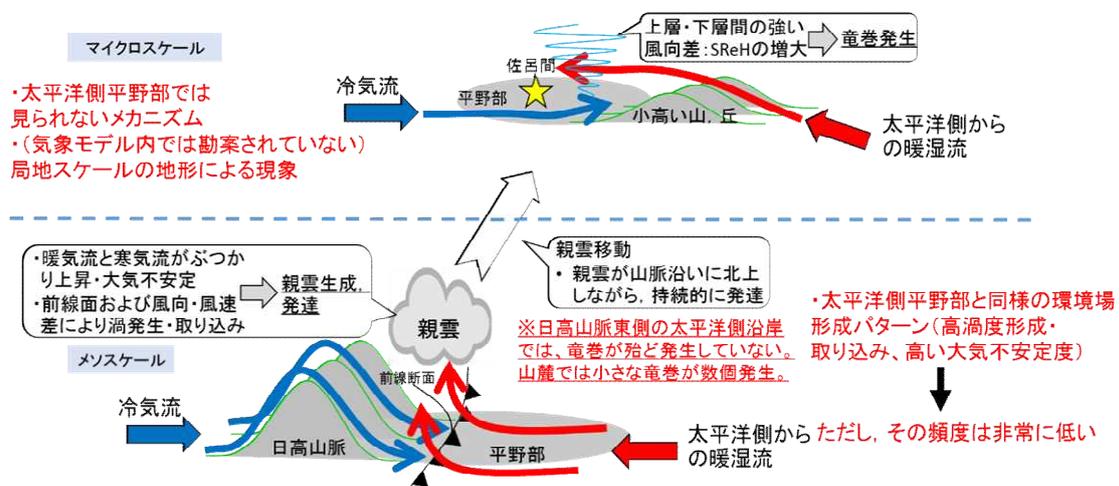


図 30 佐呂間竜巻の発生メカニズムに関する模式図

の竜巻発生に適した環境場は極めて生起しがたく、佐呂間竜巻発生時においても F3 規模竜巻の発生には（特に最大 CAPE においては）微妙な環境場であった²が、近隣の周辺地形の影響を強く受けて F3 規模の竜巻発生に到ったと解釈するのが妥当と考えられる。

上述のように、竜巻発生環境場に関する同時超過頻度分布（図 22）、および発生率の分析結果（図 25）をもととした超過確率の議論では、竜巻検討地域の設定および基準竜巻風速 V_{B1} の設定に佐呂間竜巻を特段考慮する必要はない。それはこの竜巻が基準竜巻設定で対象としている地域性・空間スケールよりも局地的・小さな空間スケールを有する地形影響を受けたものであるからである。むしろ、この影響については、竜巻影響評価ガイドにおける設計竜巻 V_D の設定時に考慮するのがガイドの趣旨に沿っている。

佐呂間竜巻のような竜巻が発生するかどうかについては、当時の気象場（総観場（寒冷

¹ MLCAPE の値は非常に小さく（瀧下ら 2011）、MUCAPE の値は大きめであることから、尾根を乗り越えた先の佐呂間町上空における（寒冷前線起因の）冷気流の上側で、大気が局所的に不安定になっている可能性は否定できない。

² 佐呂間竜巻は季節の変わり目に発生したが、暖候期の傾向が強かった（図 26 参照）といえる。

前線)、気流場、大気不安定度)と周辺地形の類似性を確認すればよい。確認のポイントとしては、これまでに説明した気象場の分析結果を踏まえれば以下の2点である。

- ・太平洋側からの暖湿流が高標高山岳等に遮断されずに直接流入しうる地域である。
- ・近隣地形(数キロ程度四方の範囲)において、(太平洋側からの)暖気流の流入方向に尾根状の丘・山が存在すること。

この条件を満たせば、寒冷前線通過時に、暖かい空気塊が尾根を乗り越えて寒冷前線起因の冷気流の上側に流入できる。このような確認を行う必要があるのは、東北太平洋側や北海道オホーツク地方・道南地方等太平洋に面した地域に立地した発電所である。発電所は沿岸部に立地しているため、佐呂間竜巻で影響を及ぼしたような尾根形状の島が沖近くに存在するかがポイントとなる。日本海側沿岸部に立地した発電所においては、高標高山岳の影響が大きい(図6)、不安定性の非常に大きい暖湿流が流れ込むような状況は生じがたい。

7. まとめと今後の課題

以上、数値気象モデルおよびモデル解析データをもととした竜巻検討地域の設定方法について、特に検討地域における最大竜巻規模を基準竜巻風速 V_{B1} として採用できるかどうかを観点として、竜巻発生環境場の分析を行った。その結果、以下の結果が得られた。

- ・ F3 規模の竜巻、F2-F3 規模の竜巻(1988年以降)、日本海側 F2 規模の竜巻(1988年以降)、および日本海側 F1-F2 規模の竜巻(1988年以降)を対象に、WRF モデルとECMWF 再解析データを用いた気象解析を行い、5 km 解像度での気象場と突風関連指数(SReH・CAPE)の分布を分析した。
- ・ 上記竜巻事例に対して竜巻発生地点周辺における SReH と CAPE の両指数の値を分析し、F3 規模以上の場合と F2 規模以上の場合の両方に対して、地域性を考える際の妥当な閾値について検討した。
- ・ F3 規模以上の竜巻を対象とした閾値を同時に超過する頻度の分布を50年間の長期再解析データをもとに算定した。その結果、茨城県以西の太平洋側沿岸および九州沿岸の平野部で頻度が高く、実際の竜巻発生箇所とも整合していた。一方、その他の地域では、上記太平洋側地域に比べて1~2 オーダ以下の頻度であった。
- ・ 総観スケールでの気流場では、日本列島の高標高山脈によって太平洋側から流れ込む不安定性の高い暖湿流が遮断され(図6)、この気流パターンがF3規模の大きな竜巻が日本海側で発生せず、茨城県以西の太平洋側沿岸域において発生するという実績と関係していると考えられる。大きな竜巻はさまざまな総観場区分に発生しているが、総観場区分で「局地性」と判定された竜巻は、スケールの小さな非スーパーセル型であり、上記太平洋側沿岸域と対応していない。一方、総観場として「台風性」と判定された大きな竜巻の発生箇所は対応している。そのため、台風性の大きな竜巻の発生箇所を検討地域の設定の参考にするには一つの方法として考えられる。

- ・ 同時超過頻度分布の特徴は、擬似竜巻発生数を用いた F3 竜巻の発生率の地域差と対応していた。2つの突風関連指数を用いた分析は地域性検討に有効であると考えられる。また、超過確率の観点では、 10^{-7} の超過確率以上の風速を検討対象とするのであれば、F3 竜巻の風速レベルを考慮すべき地域は上記太平洋側・九州の沿岸域に限られる。
- ・ 佐呂間竜巻に関連して、オホーツク地方は気候的には F2 竜巻が一定以上の生起確率で発生しうる地域であるが、F3 規模以上の竜巻発生環境場は極めて形成されがたい地域である。佐呂間竜巻に対しては周辺地形の影響を少なからず受けたことが報告されており、基準竜巻設定ではなく、設計竜巻設定時にこの竜巻と類似したものが発生する可能性を定性的に考慮するのが評価ガイドに沿っている。
- ・ EHI を用いた評価は、F3 規模以上の場合では概ね良好であるが、F2 規模以上の場合では、季節間の発生数の違いが大きいため、通年レベルでの評価が難しいようである。現時点では、季節を分けて SReH と最大 CAPE を用いて評価する方がベターだと思われる。
- ・ メソスケールで分析した結果は、竜巻の発生メカニズムの観点において、大きな竜巻の発生に対する大気場の必要条件を把握する上で有効である。総観場傾向から設定した検討地域は、メソスケールでの分析結果と整合した。
- ・ メソスケールでの検討によって得られた必要条件的な傾向は、突風関連指数の分析においては、実際には大きな竜巻が発生しなくとも発生しうる環境場であった事例を排除していないため、実態よりも広い範囲で大きな竜巻が発生しうる地域を評価する点において保守的な評価を行っているといえる。

今後の課題として、将来的な気候変動により規模や発生数の増加傾向となることは否定できないため、最新のデータ・知見をもって気候変動の影響に注視し、必要に応じて見直しを実施していくものとする。

参考文献

- Bluestein, H. B., 2013: Severe Convective Storms and Tornadoes. Springer, 456 pp.
- Brady, R. H., and E. J. Szoke, 1989: A case study of nonmesocyclone tornado development in northeast Colorado: similarities to waterspout formation. *Mon. Wea. Rev.*, 843-856.
- Browning, K. A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Res.*, 21, 634-639.
- 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.

- Burgess, D. W., M. A. Magsig, J. Wurman, D. C. Doswell, and Y. Richardson, 2002: Radar observations of the 3 May 1999 Oklahoma City tornado. *Wea. Forecasting*, 17, 456-471.
- 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. 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 107-111.
- Davis-Jones, R., D. Burgess, and M. Foster, 1990: Test of helicity as a tornado forecast parameter. 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB., Canada, Amer. Meteor. Soc., 588-592.
- Doswell III, C. A., and J. S. Evans, 2003: Proximity sounding analysis for derechos and supercells: an assessment of similarities and differences. *Atmos. Res.*, 67-68, 117-133.
- Dotzek, N., M. V. Kurgansky, J. Grieser, B. Feuerstein, and P. Nevir, 2005: Observational evidence for exponential tornado intensity distributions over specific kinetic energy. *Geophys. Res. Letters*, 32, L24813, doi:10.1029/2005GL024583.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scale. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1511-1534.
- Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson, 1978: Simulations of right- and left-moving storms produced through storm splitting. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1097-1110.
- Lee, B. D., and R. B. Wilhelmson, 1997: The numerical simulation of nonsupercell tornadogenesis. Part II: Evolution of a family of tornadoes along a weak outflow boundary. *J. Atmos. Sci.*, 54, 2387-2415.
- Mashiko, W., H. Niino, and T. Kato, 2009: Numerical simulation of tornadogenesis in an outer-rainband minisupercell of typhoon Shanshan on 17 September 2006. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 4238-4260.
- 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.
- Noda, A. T., and H. Niino, 2010: A numerical investigation of a supercell tornado: Genesis and vorticity budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, 88, 135-159.
- 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.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 56, 527-530.

- Ramsdell, J. V. Jr., and J. P. Rishel, 2007: Tornado climatology of the contiguous United States. NUREG/CR-4461, Revision 2.
- Rasmussen, E. N.: 2003: Refined supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 18, 530-535.
- Rasmussen, E. N., and D. Blanchard, 1998: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 13, 1148-1164.
- Roberts, R. D., and J. W. Wilson, 1995: The genesis of three nonsupercell tornadoes observed with dual-Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3408-3436.
- Rotunno, R., and J. B. Klemp, 1985: On the rotation and propagation of simulated supercell storms. *J. Atmos. Sci.*, 42, 271-292.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers: A description of the advanced research WRF version 2. *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-468+STR, 88 pp., 2005.
- Suzuki, O, H. Niino, H. Ohno, and H. Nirasawa, 2000: Tornado-producing mini supercells associated with Typhoon 9019. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1868-1882.
- Trapp, R. J., 2013: *Mesoscale-Convective Processes in the Atmosphere*. Cambridge, 346 pp.
- U. S. NUCLEAR REGULATORY COMMISSION: REGULATORY GUIDE 1.76, 2007: Design-Basis Tornado and Tornado Missiles for Nuclear Power Plants, Revision 1.
- Wakimoto, R. M., and J. W. Wilson, 1989: Non-supercell tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1113-1140.
- 飯塚義浩, 加治屋秋実, 2011: 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. *天気*, 58, 19-30.
- 大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象. 東京堂出版, 309 pp.
- 原子力規制委員会, 2013: 原子力発電所の竜巻評価ガイドの制定について. 原管研発第13061911号, 2013年6月19日制定
(http://www.nsr.go.jp/nra/kettei/data/20130628_jitsuyoutatsumaki.pdf).
- 加藤輝之, 2008a: 竜巻発生の環境場に関する研究 (I) - 竜巻をもたらす発生環境に関する統計的研究 -, 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, 6-12.
- 加藤輝之, 2008b: 竜巻発生の環境場に関する研究 (III) - スーパーセルを伴う竜巻の発生機構の研究 -, 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, 39-44.
- 杉本聡一郎, 野原大輔, 平口博丸, 2014a: 国内既往最大規模の竜巻を対象とした発生頻度の地域性について. 2014 年度保全学会年次学術講演会, 395-402.
- 杉本聡一郎, 野原大輔, 平口博丸, 2014b: 突風関連指数を用いた大きな竜巻の発生環境場の地域性に関する検討. 2014 年度日本気象学会春季大会講演予稿集, B464.

瀧下洋一，2011：竜巻発生確度ナウキャスト・竜巻注意情報について－突風に関する防災
気象情報の改善－．測候時報，78，57-93.

新野 宏，2007：竜巻．天気，54，933-936.

橋本篤，平口博丸，豊田康嗣，中屋耕，2011：温暖化に伴う日本の気候変化予測（その1）
－気象予測・解析システム NuWFAS の長期気候予測への適用性評価－．電力中央研究所報
告 N10044，22pp.

橋本篤，平口博丸，田村英寿，服部康男，松梨史郎，2013：領域気候モデルを用いた過去
53年間の気象・気候再現．電力中央研究所報告，N13004，18 pp.

付録 A 温位について

気体の状態方程式によれば、同じ気圧下で密度が小さいほど気体の温度は高くなる。したがって、ある空気塊が周囲よりも高温であれば、その空気塊は浮力を得て上昇する。この時、下層での空気塊の気温が高いからといって、ある高い高度に断熱的に持ち上げた空気塊は、その高度の周囲の気温より高いとは限らない。同じ高度（気圧）で気温の高低を比較してはじめて、空気塊が浮力を受けるかどうか分かる。温位を用いれば、本文の式(3)のように、1000 hPa という基準気圧（高度）での気温を算出するため、二つの空気塊の相対的な暖かさや浮力の発生有無を容易に判断できる。

1 万メートル程度上空における飛行機の客室内の気温を例にとる。客室内は与圧されて 800 hPa 程度の気圧となっており、温位は 310 K 程度とする。それに対し、飛行高度での気圧（100～200 hPa）での気温が約-70 °C とすると温位は 360 K 程度である。外気をそのまま取り込むと、温位は保存するため、客室内では温位 360 K に対する気温は約 60 °C となるため、外気を取り込んだ際に空気を冷やす必要がある（吉崎・加藤 2007）。上空ほど気温は低いため、パラドックス的に感じるが、このように温位を用いれば空気塊の暖かさについて容易に把握・比較することが可能である。温位が高いほど暖かく、上昇しやすいということから、大気不安定性を論じるのに温位や相当温位が使われるのはそういう理由である。

参考文献

吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店, 187 pp.

付録 B SReH および CAPE と竜巻強度との関係に関する過去文献のレビュー

B-1 これまでの知見整理

Davies (1993)は、最も近い観測点で得られたラジオゾンデデータから SReH をはじめとした鉛直シア関係の指数に関する調査を行い、例えば 0-3km SReH については、平均値として F2・F3 竜巻の場合 $369 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (21 事例)、F4・F5 竜巻の場合 $539 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (10 事例) と報告した。ただし、スーパーセル竜巻のポテンシャルの見積もりには、大気不安定性と風のシアもしくは SReH の組み合わせを調べるべきであると指摘している。Johns et al. (1993) は、F2 規模以上の竜巻に対して 0-2km SReH と CAPE との間に図 B-1 の関係性を報告した。殆どの F2 規模以上の竜巻が $\text{EHI} (= \text{CAPE} \times \text{SReH} / 160000)$ が 2 程度を超える場合に発生していることがみてとれる。また、F4・F5 規模の竜巻 (図中の Violent ○) の場合、より大きな EHI で発生している傾向にある。関連した成果は、 $\text{EHI} > 2$ でスーパーセルが発達する可能性が非常に高く、 $\text{EHI} > 4$ で非常に大きな竜巻が発生する可能性が高いとする文献にも見られる (Davies 1993)。

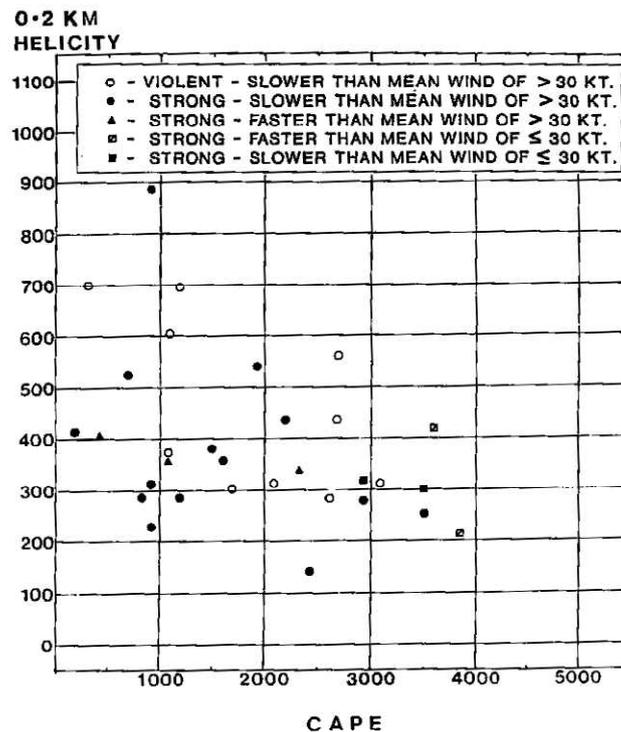


図 B-1 CAPE と 0-2km SReH の関係 (プロットは F2 規模以上。○は F4・F5 規模)

Rasmussen and Blanchard (1998)は、1992 年に米国で実施されたラジオゾンデデータ (0 時 UTC (世界標準時) の約 3000 のデータ) を分析し、竜巻発生地点から 400 km 以内の観測地点のデータから竜巻発生時の突風関連指数の気候学的特性について調べた。F2 規模以上の竜巻とそれ以外の差 (中央値の差) は、SReH, CAPE 単独で用いる場合よりも両方を複

合させた EHI の方が区別できていることが見てとれる (図 B-2)。ただし、F2 規模以上の竜巻が発生した範囲のうち値の小さな EHI で F1 規模以下の竜巻が発生しているケースもある。全ての竜巻・非竜巻を対象とすると、EHI のヒストグラムの結果では、竜巻発生指標としての EHI の有効性が低いと考えられるという報告もある (櫻井・川村 2008)。上記で取りあげた各文献を踏まえれば、突風関連指数の適用性は F0・F1 規模以上か非竜巻かという小さな竜巻の発生有無の区別には向かず、F2 規模以上か否かの区別では適用性が高まり、むしろ F3・F4 規模以上か否かといった大きな竜巻の発生有無を議論するのに適しているといえる。なお、Rasmussen and Blanchard (1988)では、F3 規模以上の高強度の竜巻とそれ以外を区別することについては検討していない。

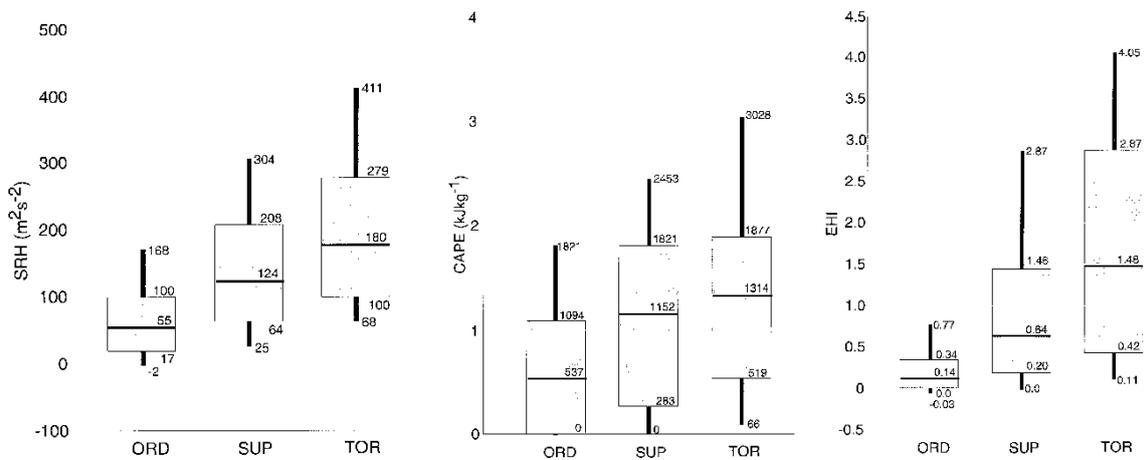


図 B-2 各突風指数 (左: SReH, 中: CAPE, 右: EHI) に対する箱ひげ図 (箱は値の小さい方から 25%から 75%の範囲を表し、箱中の太線は中央値を示す。TOR は F2 規模以上の竜巻, SUP は F1 規模以下の竜巻, ORD は非スーパーセル雷雨を表す。)

Rasmussen (2003)は、SReH を求める際の地上からの層厚について検討し、これまでガイドライン的に使われてきた 0-3km SReH (Davies-Jones et al. 1990) の殆どは、地上から 1 km までの大気 (0-1km SReH) に起因するため、SReH 算出の層厚を 0-1km とすることを提案している。その他、SReH を求める際のストームの移動ベクトル算出方法についてもいくつか方法がある。指数の算出手法に関連して、CAPE についてはより複雑である。特に、数値モデルによる解析値・予測値を算出する場合、対流不安定が解消されることにより CAPE 値が小さく見積もられる場合がある (瀧下 2011)。そのため、Rasmussen and Blanchard (1998) では、その影響を軽減する算出方法を用いている。また、CAPE を算出する際の持ち上げ空気塊の性質によりさまざまな種類の CAPE がある。例えば、地上数キロまでの大気の平均的な性質を持たせることもあれば (MLCAPE と呼ばれる)、最大の不安定度になる高さの空気塊を持ち上げることもできる (MUCAPE)。MLCAPE がよく用いられることが多いが、一般的に MUCAPE の方が値は高く (Chuda and Niino 2008)、米国の SPC (Storm Prediction Center) のような実運用の場で MUCAPE が SCP (= MUCAPE/1000 × 0-3km SReH/100 × Bulk Richardson Number/40) の算出に用いられる場合がある (※今回の検討でも MUCAPE を用

いている)。特に、下層に寒気があり、その上に暖気がある安定した条件下のケース（佐呂間竜巻の佐呂間町付近では地形影響でその傾向が増大していると考えられる）では MLCAPE にもとづく不安定度は非常に小さくなる。このように、SReH や CAPE の算出方法についても議論すべき余地がある。

ゾンデデータを用いる解析は、竜巻発生地点との距離差が大きいことが課題である。そこで、数値気象モデルによる解析・予測による格子点データを用いた分析もなされている。米国の水平解像度 40 km 予報データ（1 時間毎）を用いた分析では (Thompson et al. 2003), SReH, CAPE, EHI の全体的な傾向として Rasmussen and Blanchard (1988) と同様の結果が得られているが、F2 規模以上の竜巻に対する EHI の中央値が 2 程度と大きくなる等、Davies (1993) に近い結果となっている。SCP では F2 規模以上とそれ以外の差が顕著であり (図 B-3), CAPE や SReH に関連した複合関連指数として EHI 以外の指数の検討の余地がある。

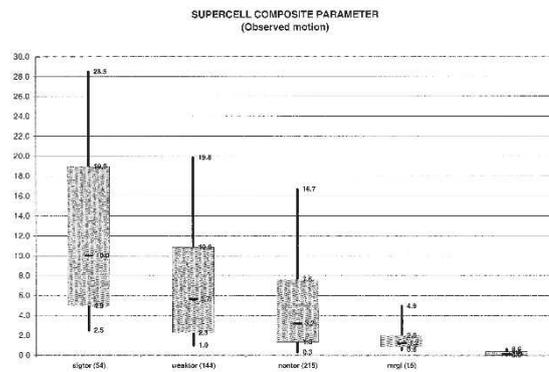


図 B-3 SCP に対する箱ひげ図 (sigtor は F2 規模以上, weaktor は F1 規模以下, nontor は非竜巻, mrgl はややスーパーセル化したストーム, nonsuper は非スーパーセルストームを表し、括弧内の数字は事例数を表す。箱ひげ図の意味は図 B-2 と同じ。)

飯塚・加治屋 (2011) は、気象庁のメソ客観解析データ（水平解像度 10 km・鉛直総数 16 層・3 時間毎）のデータを用いて、2006 年 2 月から 3 ヶ年の間に発生した 141 個の竜巻・非発生事例を分析した。その際、発生地点から 40 km 範囲内に存在する格子点に対する突風関連指数の最大値をピックアップしている。他文献と同様に CAPE や SReH 単独では竜巻・非竜巻の区別、あるいはスーパーセル竜巻・非スーパーセルの区別が明瞭でないが、EHI のような複合パラメータではより明瞭になっている (図 B-4)。図 B-4 では F スケール別の傾向も示されているが、F1 規模と F2・F3 規模 (F3 は佐呂間竜巻のみ) との間に差はなく、米国の結果とはやや異なる。現象論の観点では、大きな竜巻はスーパーセル化が明瞭となり、大きな空間スケールの現象が駆動力 (large-scale forcing) となって発生するため、数 km から十数 km 程度の空間代表性を有する格子点データやラジオゾンデデータをもととした突風関連指数で十分に議論ができる一方、小さな竜巻は大きな竜巻を伴わない場合は large-scale forcing の影響が小さい、局地的な擾乱に伴う頻度が多くなるため、突風関連指数との関連性が薄れていると解釈できる。

瀧下 (2011) は、気象庁の数値予報資料 (MSM) (気象庁メソ客観解析データと空間分解能等は同じ仕様だが解析データではなく、予報データである) を用いて、2004 年から 3 ヶ年

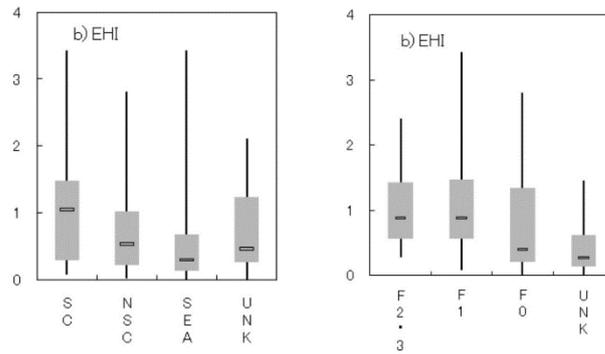


図 B-4 EHI に対する箱ひげ図 (左: 竜巻種別, 右: F スケール別; SC はスーパーセル型竜巻, NSC はノンスーパーセル型竜巻, SEA は海上竜巻, UNK は陸上竜巻でスーパーセル判定ができなかった竜巻を表す。)

に発生した竜巻やダウンバースト発生時の SReH, CAPE, EHI の関係を調べた (図 B-5)。発生地点を中心とした 50 km 四方内の最大の値を採用している。この図から、最も大きく、唯一の F3 竜巻である佐呂間竜巻の環境場において (ML) CAPE が非常に小さく (それゆえ、EHI も非常に小さく)、また、F1 竜巻と F2・F3 竜巻で特段の違いが見られないことから、指数で竜巻強度を判断するのは困難であると結論づけている。

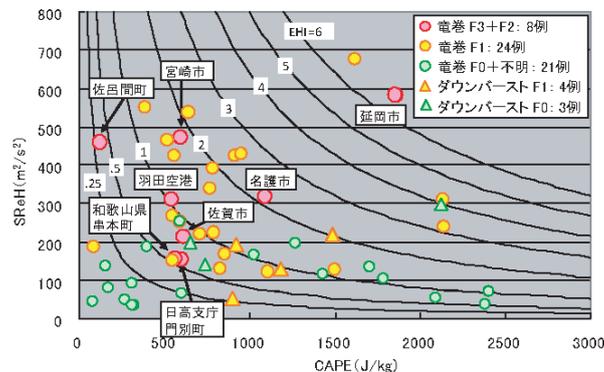


図 B-5 竜巻およびダウンバースト事例における分析例

F1 竜巻と F2・F3 竜巻の区別については、これまで挙げた文献同様、やはり困難なようである。しかし、佐呂間竜巻において CAPE 値が非常に小さい点についてはその解釈に注意しなければならない。同種のデータを用いた飯塚・加治屋 (2011)は、850 hPa 以下の総数は 7 層しかなく、ゾンデ観測データよりも鉛直分解能が粗いため、結果の解釈には注意を要することを指摘している。つまり、CAPE 算出において、適切な空気塊を持ち上げていない可能性は否定できない。また、加藤 (2008a)が指摘するように、佐呂間竜巻発生時には、佐呂間町の南東側にある山を暖気流が乗り越え、佐呂間町付近では下層では冷たい西よりの気流と、その直上に東よりの暖気流が流れ込み、鉛直シアが増大していたと考えられる。このような場合、地表面付近がやや安定傾向となるため上述のように、MLCAPE の値は非常

に小さくなる。MUCAPE の場合は地表面付近の大気が冷たい場合に、その上空で発生しうる elevated convection を考慮できるが、佐呂間竜巻に対して結果的に CAPE 値が大きくなる (本文参照)。つまり、算出方法に検討の余地が大きいため、佐呂間竜巻といった 1 つの F3 竜巻事例をもって、SReH, CAPE 系の突風関連指数の限界を断じることは難しい。

B-2 今後の研究の方向性

以上のように、検討時点でのデータの品質等々が低かった等、各文献ともに検討の余地があり、今後は各文献の知見を全て踏まえた解析方法・データをもって分析・考察することが重要である。大局的には、スーパーセル化が顕著な (F3 規模程度以上の) 大きな竜巻とそれ以外の竜巻の発生環境場は、EHI 値の差が有意である傾向が見られることから、SReH 値と CAPE 値とから地域レベルでの傾向を議論できる可能性がある。また、こうした突風関連指数の活用は、F2 規模以上とそれ以外の比較が限度であり、F1 規模以上とそれ以外というように、小さな竜巻の発生予測への指数の活用は向かないと考えられる。

欧米や国内の気象学会では、突風関連指数の有効性について現在も検討がなされている。もととするデータ品質の観点では、これまで離れた箇所の高層ゾンデデータや空間解像度の粗い解析・予測データをもとに分析されてきた点が課題であり、高精度な解析データをもって、これまでの文献・知見が正しいかどうか確認する必要がある。その際、過去文献において指数値の算出に工夫されている点を可能な限り採用するとともに、SReH, CAPE をはじめとした単一指数もしくはそれらの組み合わせ (加藤 2008b) に加え、EHI, SCP, STP 等の複合パラメータの説明性の高さについて広範に適用性を検討することが求められる。

現時点では、時空間解像度の高い長期気象解析データ (水平解像度 5km・10 分毎データ) をもとに、CAPE に対する算出方法を工夫した上で、SReH, CAPE の特性、加藤 (2008b) と同様に SReH と CAPE を組み合わせて用いた方法、および EHI について検討し、SReH と CAPE を用いる方法と EHI を用いる手法とでは、F3 規模以上の竜巻が発生する地域性を観点とした解析結果に大差がないことを確認した (本文参照)。

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. 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO., Amer. Meteor. Soc., 107-111.
- Davies, J. M., and R. H. Johns, 1993: Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes. 1. Wind shear and instability. *The Tornado: Its structure dynamics, prediction, and hazards*. C. Church, D. Burgess, C. Doswell and R. Davies-Jones, Eds., American Geophysical Union, 573-582.
- Johns, R. H., J. M. Davies, and P. W. Leftwich, 1993: Some wind and instability

- parameters associated with strong and violent tornadoes. 2. Variations in the combination of wind and instability parameters. *The Tornado: Its structure dynamics, prediction, and hazards*. C. Church, D. Burgess, C. Doswell and R. Davies-Jones, Eds., American Geophysical Union, 573-582.
- 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.: 2003: Refined supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 18, 530-535.
- 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.
- 飯塚義浩, 加治屋秋実, 2011: 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. *天気*, 58, 19-30.
- 加藤輝之, 2008a: 竜巻発生の環境場に関する研究 (III) -スーパーセルを伴う竜巻の発生機構の研究-, 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, 39-44.
- 加藤輝之, 2008b: 竜巻発生の環境場に関する研究 (I) -竜巻をもたらす発生環境に関する統計的研究-, 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, 6-12.
- 瀧下洋一, 2011: 竜巻発生確度ナウキャスト・竜巻注意情報について -突風に関する防災気象情報の改善-. *測候時報*, 78, 57-93.

付録 C 気象モデルの概要

気象モデルとは、物理・力学的法則に基づいて、物理量の時間変化を計算機により数値的に解くために各諸過程を概念化したもので、気象庁による日々の気象予報もこの気象モデルを用いて実施されている。図 C-1 のように計算対象領域を 3 次元格子で覆い、各格子点上で気圧、風などの物理量を定義する。観測データや気象庁等の解析・予報結果をもとに計算開始時刻の物理量を決めて、計算領域境界部の値を時々刻々変化させながら(図 C-2)、運動方程式、熱力学方程式、連続式、および水分量の保存式等を数値積分すると、将来時刻における気象要素の値が計算される。各方程式中の運動量や熱・水のソース・シンク項は各物理過程によって生み出される(例えば、水蒸気から水滴が生成されるとその潜熱が熱力学方程式中のソースとなる)が、気象モデルでは図 C-3 に示すような物理過程がモデル化され、力学系の各保存式のソルバーと連携している。

この種の気象モデルは、放射性汚染気塊の輸送量計算にも使用されており、WSPEEDI-II (Worldwide version of System for Prediction of Environmental Emergency Dose Information; 世界版緊急時環境線量情報予測システム第 2 版)では、本検討に用いた WRF モデルの前身に位置づけられる MM5 (PSU/NCAR Mesoscale Model version 5 ; Dudhia 1993) が気象場の入力情報の作成に用いられている(山澤ら 1997)。WRF モデルは、MM5 の力学系・物理モデル共に大幅な改良が加えることにより開発されたものであり、現在米国においては気象の現業・研究の両面で活用されている。また、わが国を含めた諸外国においても広く活用されている。

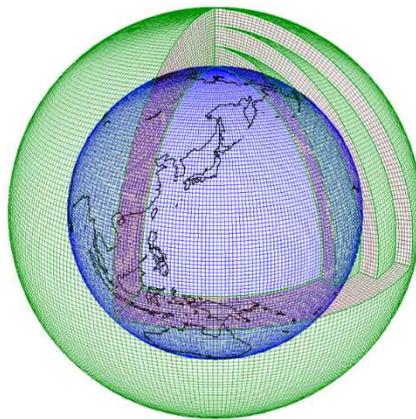


図 C-1 計算グリッド構造の例

(気象庁ホームページ <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/whitep/1-3-1.html> より)

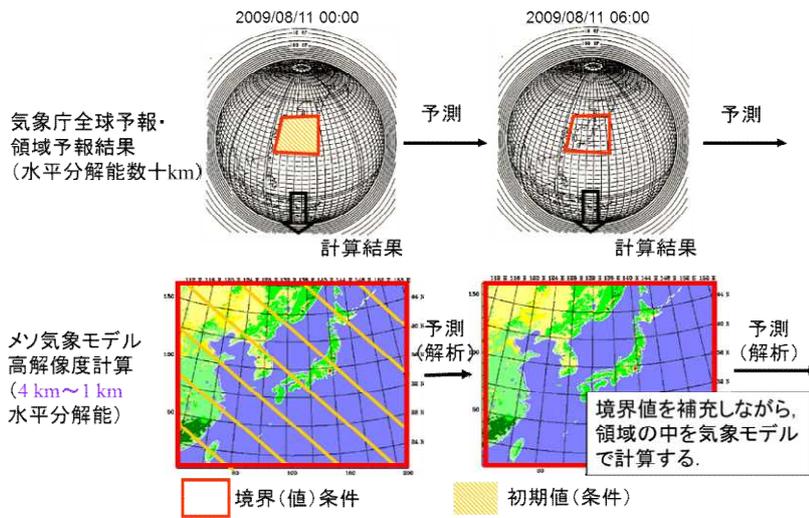


図 C-2 気象モデルを用いた解析・予測計算の流れの概念図 (気象庁全球モデルを例に)

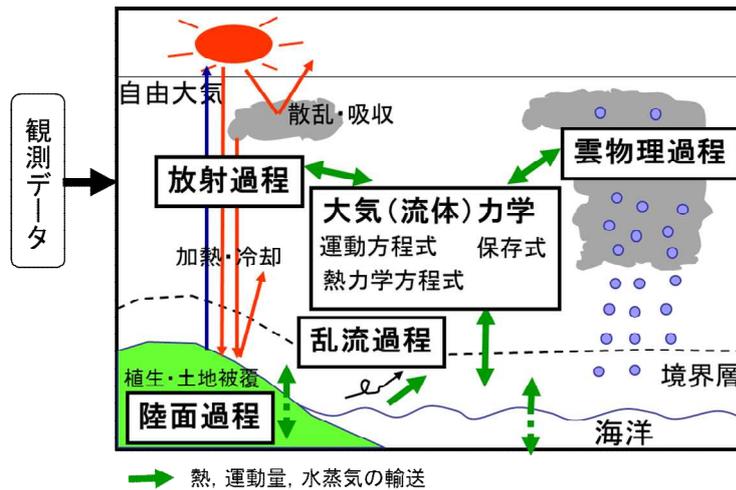


図 C-3 気象モデルを用いた計算の模式図

参考文献

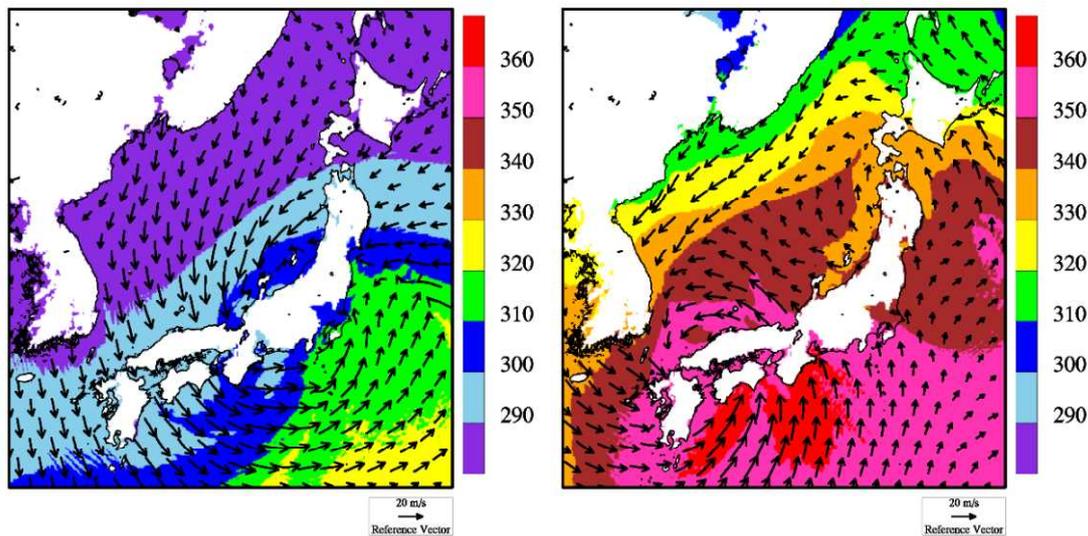
Dudhia, J., 1993: A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1493-1513.

山澤弘実, 茅野政道, 永井晴康, 古野朗子, 1997: 緊急時環境線量情報予測システム (世界版) WSPEEDI の開発と検証. *日本原子力学会誌*, 39, 881-892.

付録 D 高標高山岳が及ぼす影響

1990年12月11日に千葉県茂原市で発生した日本最大級F3竜巻時(総観場:暖気の移流, 気圧の谷, 寒冷前線)の海拔100m高度における気象場(風向・風速および相当温位の分布)を図D-1左図に示す。太平洋上は(相当温位の高い)暖かく湿潤な大気状態にあり, 12月の冬季としては暖かく湿った大気(緑色)が太平洋側から千葉県南東部房総半島沿岸に発生した地点に流れ込んでいることが解析されている。この大気は内陸部に中心をもつ低気圧の大きな渦に沿って日本海側へ運ばれているが, 日本海側では, 相当温位が低くなり, 不安定性が解消されていることがわかる。

このような高い山岳の南側と北側で空気塊の性質が変わることはいずれのF3規模の竜巻でも見られている(例えば, 図D-1右図)。太平洋側から流入した大気下層の空気塊が山岳を越えようとした場合, 空気塊の上昇に伴い気温が低下し, 昇り斜面上空で空気塊が飽和して降水粒子が生成され, 湿潤不安定な状態が解消されることもある。この場合, 空気塊が山岳を乗り越えたとしても乾燥・安定化の進んだ空気塊になるため, 太平洋沿岸部で竜巻を引き起こした大気が, 例えば日本列島の中央部に存在する高く複雑な山岳域を湿潤不安定な状態のまま乗り越えて日本海側に流入して大きな竜巻を引き起こすことは考えられない。つまり, 台風等の接近・通過時の渦度が高い時間帯に同時に太平洋側から暖かく湿った空気塊が特に開けた平野部(関東平野, 濃尾平野, 宮崎平野等)に流入するというF3規模竜巻の発生シナリオが日本海側ではあてはまりにくいことを示唆している。



図D-1 海拔100m高度における風向・風速および相当温位(単位:K)
(左:1990/12/11 F3事例, 右:1999/09/24 F3事例)

付録 E 閾値の感度

突風関連指数に不確実性が存在するのは確かである。そこで、今回設定した閾値に対してばらつき分を考慮し、ばらつき分が超過頻度分布にどのような影響を及ぼすかについて確認した。

(a) EHI

今回用いた閾値 3.3 に対し、3.0 および 3.6 (もともとの値の±1 割程度) の閾値にした場合の超過頻度分布を図 E-1 に示す。閾値を 3.6 にした場合、関東平野内での F3 竜巻の発生箇所を包含できておらず (図 E-2 参照)、値として大きすぎることをわかる。一方、閾値を 3.0 にすると、対馬海上からの暖気流入に対応して島根県沖に高い値 (超過頻度分布の 0.01% 前後以上) が見られるようになる。いずれの閾値においても、日本海側沿岸域・北日本と太平洋側沿岸域との差は維持されている。

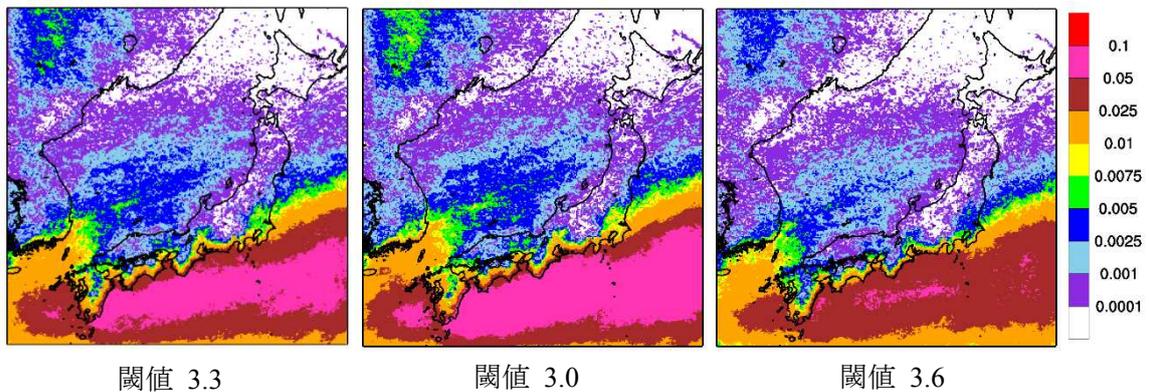


図 E-1 同時超過頻度分布 (単位は %。EHI の閾値は左から、3.3, 3.0, 3.6 である。)

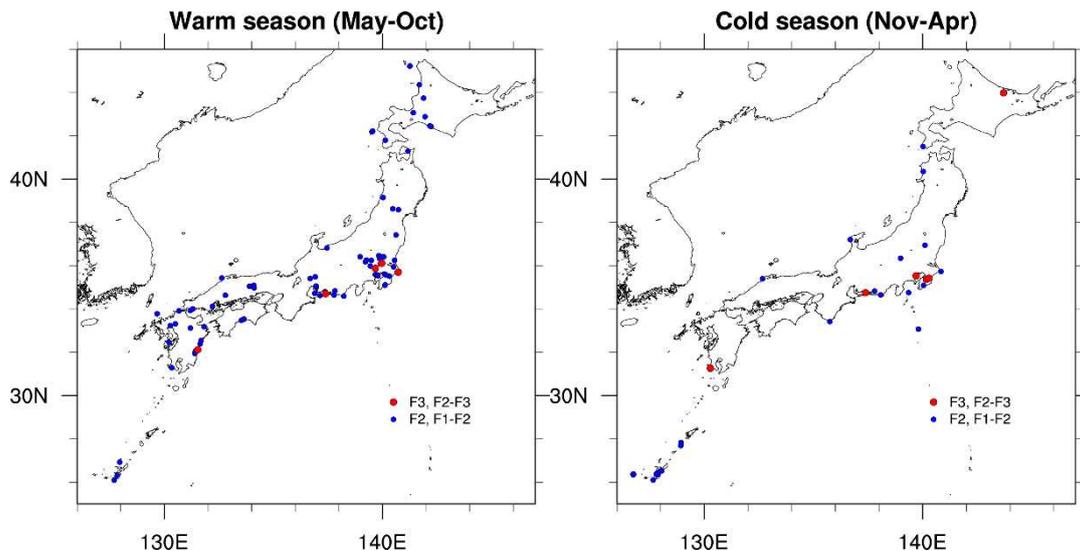


図 E-2 F3 竜巻 (F2-F3 を含む) および F2 竜巻 (F1-F2 を含む) の発生箇所 (左: 暖候期, 右: 寒候期)

(b) SReH と CAPE (暖候期)

今回用いた閾値は、SReH が $250 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、CAPE が 1600 J/kg である。そこで、SReH を $200 \sim 300 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ($50 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 刻み)、CAPE を $1550 \sim 1650 \text{ J/kg}$ (50 J/kg 刻み) で変化させ、各組み合わせで検討した。図 E-3 は 5 ケース分プロットしたものである。閾値を小さくするほど、頻度は全体的に大きくなる。

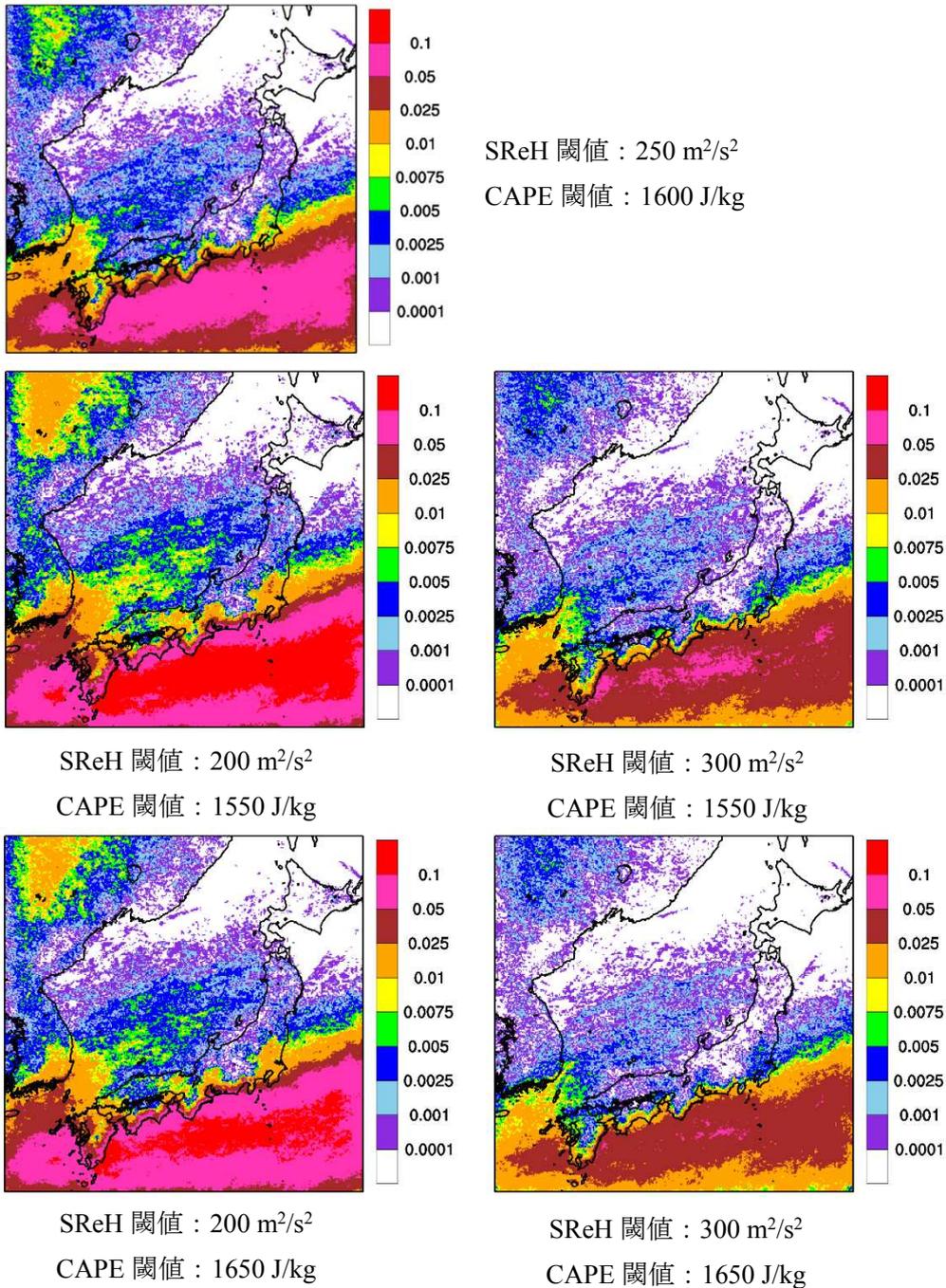
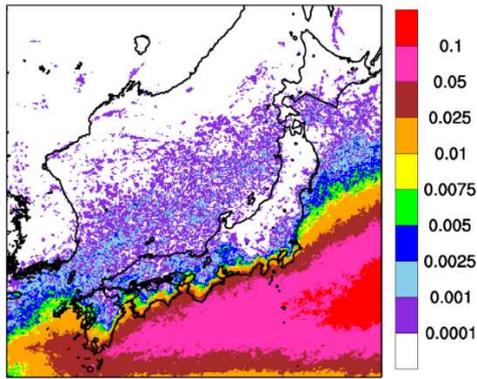


図 E-3 同時超過頻度分布 (暖候期, 単位は %)

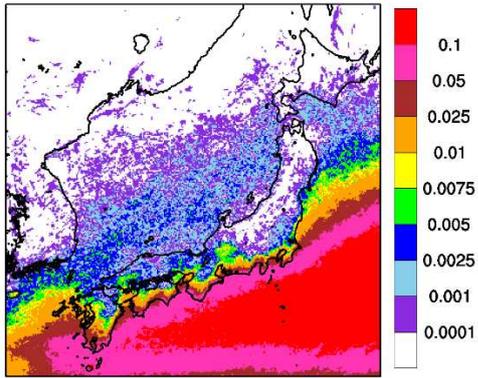
今回設定した閾値（SReH の閾値：250 m²/s²，CAPE の閾値：1600 J/kg）に対する頻度分布の 0.01 %前後よりも大きな地域が，発生箇所を包含していることがわかる。特に，いずれかの閾値を大きくすると，EHI の場合と同様に，関東平野内の F3 竜巻の発生箇所を包含できない傾向にある。特に SReH の感度が高い。SReH と CAPE の両方の閾値を小さくした場合（SReH：200 m²/s²，CAPE の閾値：1550 J/kg）においては，全体的な頻度は高まり，内陸部深くまで頻度が高まっており，閾値を小さくしすぎていることがわかるが，それでも日本海側沿岸・北日本と茨城県以西太平洋側との差異は維持されている。

図 E-4 は寒候期に対する図であるが，今回設定した閾値（SReH の閾値：250 m²/s²，CAPE の閾値：600 J/kg）に対しては，0.025 %前後より大きな値をとる地域が F3 竜巻の発生箇所を包含している。暖候期ほど閾値に敏感ではないが，暖候期に対する感度分析の傾向が寒候期に対しても見られる。

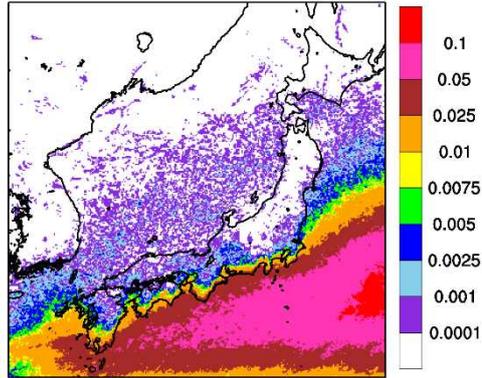
平成 27 年 2 月 3 日の審査会合において用いた閾値は，今回の検討のように感度解析的に閾値を変えて決めたわけではない。あくまで，数は少ないながらも過去の F3 竜巻発生時の環境場を解析し，下限の指数値を決めたが，その結果は F3 竜巻の発生の実態をよく表現できていると考えられる。閾値に幅を持たせた分析結果では，閾値を小さくするほど，小さな竜巻が発生する環境場をカウントするため，超過頻度が大きくなる。暖候期は寒候期に比べて閾値にやや敏感であるが，茨城県以西の太平洋側沿岸域と，日本海側および北日本の沿岸域との差は維持されることを確認できた。これは，EHI を用いる場合でも，CAPE と SReH を用いる場合においても同様である。



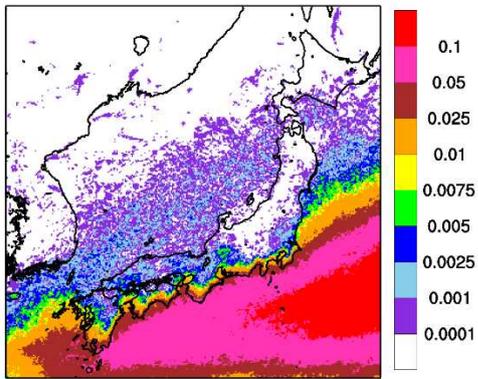
SReH 閾値 : 250 m²/s²
 CAPE 閾値 : 600 J/kg



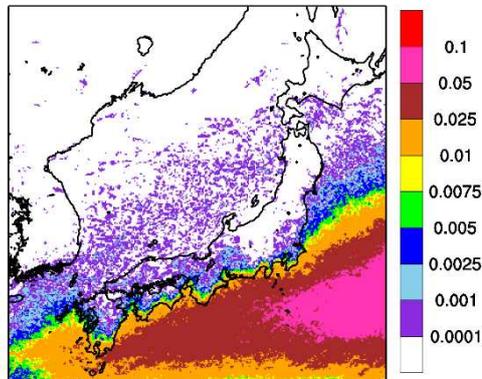
SReH 閾値 : 200 m²/s²
 CAPE 閾値 : 550 J/kg



SReH 閾値 : 300 m²/s²
 CAPE 閾値 : 550 J/kg



SReH 閾値 : 200 m²/s²
 CAPE 閾値 : 650 J/kg



SReH 閾値 : 300 m²/s²
 CAPE 閾値 : 650 J/kg

図 E-4 同時超過頻度分布 (寒候期, 単位は %)

設計竜巻の特性値の設定

当社の竜巻影響評価においては、フジタの竜巻工学モデル DBT-77 (DBT: Design Basis Tornado) を適用していることから、設計竜巻の特性値を以下の通り設定する。

1. フジタモデル DBT-77 について

フジタモデルには、Fujita Work Book⁽¹⁾の 6 章に記載されているフジタモデル DBT-77 と 7 章に記載されているフジタモデル DBT-78 があり、フジタモデル DBT-78 はフジタモデル DBT-77 で模擬した大きな竜巻の中に小さな吸込渦 (suction vortices) を加えた多重渦型のモデルである。(図 1)

米国 NRC ガイド⁽²⁾に記載されているフジタモデルは、「内側のコアと外側のコアの間にある環には、強い竜巻の吸引渦が形成され、親竜巻の中心の回りで回転する (In the annulus between the inner core radius and the outer core radius, suction vortices form in strong tornadoes and rotate around the center of the parent tornado)」とあるように、多重渦型のフジタモデル DBT-78 のことを述べている。

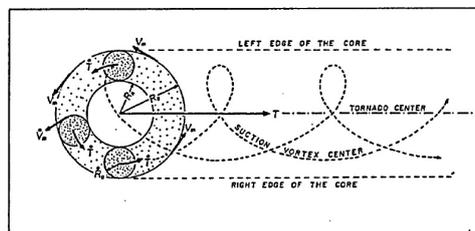


Figure 8.2 Fujita's latest model of multiple-vortex tornadoes for engineering applications. The design-basis tornado model in Chapter 6 developed in 1977 was identified as "DBT-77". Design-basis suction-vortex parameters in Chapter 7 were added to the DBT-77 in constructing this latest analytical model, to be identified as "DBT-78".

図 1 DBT-78 モデルの模式図⁽¹⁾

米国 NRC ガイドでは、フジタモデル DBT-78 中の小さな吸込渦は半径が小さく、圧力の時間変化率が半径に反比例して大きくなることを考慮して、同ガイドで採用したランキン渦モデルでも保守的に圧力の時間変化率が大きくなるように、改訂前 (2007 年以前) の同ガイドで採用されていた最大接線風速半径 45.7m を選択している。

また、米国ローレンス・リバモア国立研究所報告書⁽³⁾では、「多重渦型のフジタモデル DBT-78 で考慮されている吸込渦はすぐに減衰することから、大多数の専門家は竜巻被災の重要因子ではないと考えている」と述べており、単一渦型のフジタモデル DBT-77 を飛来物評価の竜巻風速場として選定している。

DBT-77 モデルの入力パラメータは移動速度，最大接線風速及び最大接線風速半径であり，これらについて制限はFujita Work Book⁽¹⁾では記載されておらず，特に制限はないものと考えられることを踏まえ，以下の通り設計竜巻の特性値を設定する。

なお，フジタモデル DBT-78 の高速域は，フジタモデル DBT-77 に比べ小さいことから，飛散解析においてはフジタモデル DBT-77 の方が保守的となり，また，DBT-78 の最大気圧低下量，最大気圧低下率についても，DBT-77 に比べ小さくなることから，DBT-77 の方が保守的である。

(1) 設計竜巻の移動速度 (V_T)

ランキン渦モデルを仮定したガイドにおいて移動速度 (V_T) は，下記の式にて設定される。

$$V_T = 0.15 \cdot V_D \text{ (評価ガイドの 3.1 式)} \quad (1)$$

一方，この式は日本の竜巻観測記録（気象庁データベース）に基づいた竜巻移動速度（平均値）と最大風速との関係⁽⁴⁾を参照して設定されており，風速場モデルに関わらず用いることができることから，フジタモデルでも適用できる。

また，参考に， $V_D=69\text{m/s}$ の際のランキン渦モデルとフジタモデル DBT-77 での移動速度を以下に示す。

表 1 設計竜巻の移動速度 (V_T) の比較

	ランキン渦モデル	フジタモデル DBT-77
移動速度 (V_T)	10m/s	10m/s

(2) 設計竜巻の最大接線風速 (V_{Rm})

ランキン渦モデルを仮定したガイドにおいて最大接線風速 (V_{Rm}) は，竜巻の最大風速から移動速度 (V_T) を引いた値として，下記の式にて設定される。

$$V_{Rm} = V_D - V_T \text{ (評価ガイドの 3.2 式)} \quad (2)$$

一方，上記式は，風速場によらないのでフジタモデルでも適用できる。

また，参考に， $V_D=69\text{m/s}$ の際のランキン渦モデルとフジタモデル DBT-77 での最大接線風速を以下に示す。

表 2 設計竜巻の最大接線風速 (V_{Rm}) の比較

	ランキン渦モデル	フジタモデル DBT-77
最大接線風速 (V_{Rm})	59m/s	59m/s

(3) 設計竜巻の最大接線風速半径 (R_m)

ランキン渦モデルを仮定したガイドにおいて最大接線風速半径 (R_m) については，観測された被害幅を用いて推定している。

竜巻によって被害が生じる風速を V_0 とした場合、 R_m を超えた範囲では、風速 $V = V_{Rm} \cdot (R_m/r)$ と表せるため、被害が生じる風速 V_0 と、被害幅 r_0 、及び最大接線風速 V_{Rm} が分かれば最大接線風速半径 R_m を得ることができる。(図 2)

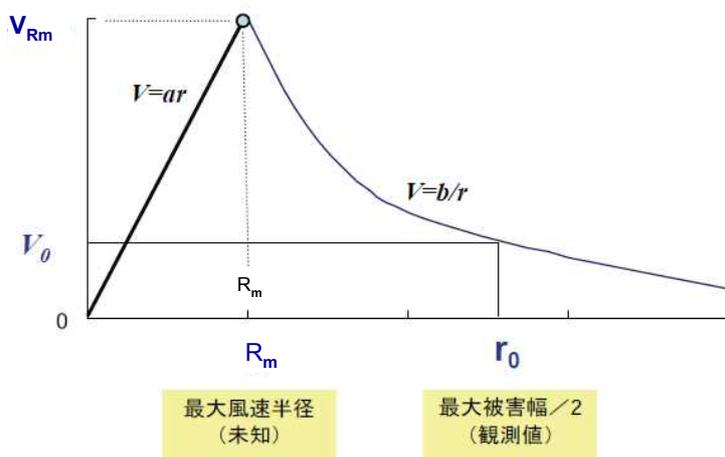


図 2 竜巻半径と風速との関係

例えば、東京工芸大報告書⁽⁴⁾p. 163 の仮定 2 より、最大風速 $V_{Rm}=70\text{m/s}$ (F3 あるいは F3 に近い F2 竜巻)、被害幅 250m の 1/2 である $r_0 = 125\text{m}$ 、被害が生じる風速 $V_0 = 17\text{m/s}$ 、とするとこれを基に設定する最大接線風速半径 (R_m) は、下記の通り。

$$\begin{aligned}
 R_m &= r_0 \cdot V_0 / V_{Rm} \\
 R_m &= 125 \cdot 17 / 70 \\
 R_m &\doteq 30.36 \text{ (m)}
 \end{aligned}
 \tag{3}$$

一方、フジタモデルの水平風速 V は接線風速と径方向風速を合成したものであるので、外部コア半径の外側では水平風速 V は以下で与えられる。

$$\begin{aligned}
 V &= \sqrt{V_\theta^2 + V_r^2} \\
 &= F_r(r) F_h(z) V_m \sqrt{1 + \tan^2 \alpha_0}
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

$$\text{ここで、} F_r(r) = \frac{R_m}{r}, \quad F_h(z) = \begin{cases} z^{k_0} & (z < 1) \\ \exp(-k(z-1)) & (z \geq 1) \end{cases}
 \tag{5}$$

$$\tan \alpha_0 = \begin{cases} -A(1-z^{1.5}) & (z < 1) \\ B\{1 - \exp(-k(z-1))\} & (z \geq 1) \end{cases}
 \tag{6}$$

フジタモデルでは、ランキン渦モデルと異なり高さによって風速が変化するが、外部コア半径の内側では r に比例して風速が大きくなり、外部コア半径の外側では r に反比例

して小さくなる点ではランキン渦モデルと同様である。(ランキン渦モデルと同様に、竜巻半径と風速の関係は図2の通りとなる)

また、接線風速 V が最大となるのは、流入層の上端 ($z=1$) であるが、このとき、 $F_h(z)=1$, $\tan \alpha_0=0$ となるので、外部コア半径の外側ではランキン渦モデルと同様に $V=V_m R_m/r$ が成立する。

従って、被害幅から最大接線風速半径を推定する際に、ランキン渦モデルと同様に求めることができると考えられるため、本検討においてはガイドを参照して最大接線風速半径 $R_m = 30\text{m}$ を設定する。

また、参考に、 $V_0=69\text{m/s}$ の際のランキン渦モデルとフジタモデル DBT-77 での最大接線風速半径を以下に示す。

表3 設計竜巻の最大接線風速半径 (R_m) の比較

	ランキン渦モデル	フジタモデル DBT-77
最大接線風速半径 (R_m)	30m	30m

(4) 設計竜巻の最大気圧低下量 (ΔP_{\max})・最大気圧低下率 ($(dp/dt)_{\max}$)

ランキン渦モデルを仮定したガイドにおいて最大気圧低下量 (ΔP_{\max})・最大気圧低下率 ($(dp/dt)_{\max}$) は、それぞれ ρV_{Rm}^2 , $(V_T/V_{Rm}) \cdot \Delta P_{\max}$ と設定される。

一方、フジタモデルにおける設計竜巻の最大気圧低下量・最大気圧低下率については、速度分布が既知である場合、流れの連続式と運動量保存式から導出される以下の圧力ポアソン方程式を解くことにより、圧力を求めることができる。

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial^2 p}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial x_3^2} \right) = - \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} \left(U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} - \nu \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j \partial x_j} \right) \quad (7)$$

ここで、 x_j は座標 (x, y, z) を、 U_i および p は風速ベクトルおよび圧力を表す。また、 ν は動粘性係数を、 ρ は空気密度を表す。なお、添え字 i, j は 1 から 3 までの整数とする。

式(7)を解くために有限要素法(計算方法の詳細は参考文献(5), (6)を参照)を用い、一辺 300m($10R_m$)の立方体を解析領域として、この領域を1辺 100個の有限要素に分割した。竜巻(最大接線風速 $V_{Rm}=59\text{m/s}$, 半径 $R_m=30\text{m}$)の中心が解析領域の角部に位置するものとして、各節点に Fujita モデルの風速値を与えた。移動速度 V_{tr} は圧力分布には影響しないため、ここでの計算では $V_{tr}=0$ とした。

図3に Fujita モデルの圧力分布(空気密度で除したもの)を示す。空気密度で除した最大圧力差は $2946.5\text{m}^2/\text{s}^2$ であるので、これに空気密度 $1.22\text{kg}/\text{m}^3$ を乗じて最大圧力差を求めた。ただし、この結果は有限領域での数値解析結果であるので、さらに補正係数 1.0066 を乗じて無限領域での最大気圧低下量とした(表4)。なお、この補正係数 1.0066 は、ランキン渦に対する最大圧力差の数値解析結果と理論値の比から求め

た。

図4にFujitaモデルの圧力(空気密度で除したもの)のx-方向空間微分値を示す。x-方向空間微分値(絶対値)の最大値は137.44m/s²であり、最大気圧変化率はこの値に移動速度と空気密度を乗じることにより、式(8)のように求められる。ただし、数値解析誤差を考慮するため、さらに補正係数1.0096を乗じて最大気圧低下率とした(表5)。なお、この補正係数1.0096は、ランキン渦に対する最大気圧変化率の数値解析結果と理論値の比から求めた。

$$\frac{\partial p}{\partial t} = V_r \frac{\partial p}{\partial x} \quad (8)$$

表4 最大気圧低下量

最大風速	最大接線風速	空気密度で除した最大圧力差	最大気圧低下量
69m/s	59m/s	2946.5m ² /s ²	<u>3618Pa</u>

表5 最大気圧低下率

最大風速	最大接線風速	移動速度	空気密度で除した最大圧力低下率	最大気圧低下率
69m/s	59m/s	10m/s	137.44m/s ²	<u>1693Pa/s</u>

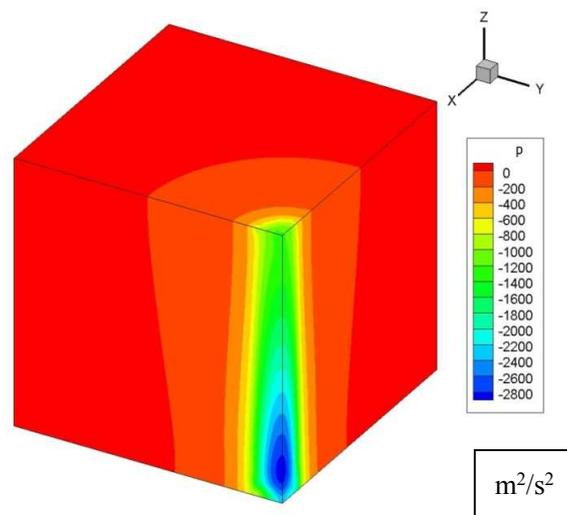


図3 最大接線風速 $V_{lim}=59\text{m/s}$ におけるFujitaモデルの圧力分布(圧力は空気密度で除したもの、最大値53.1m²/s²、最小値-2893.4m²/s²)

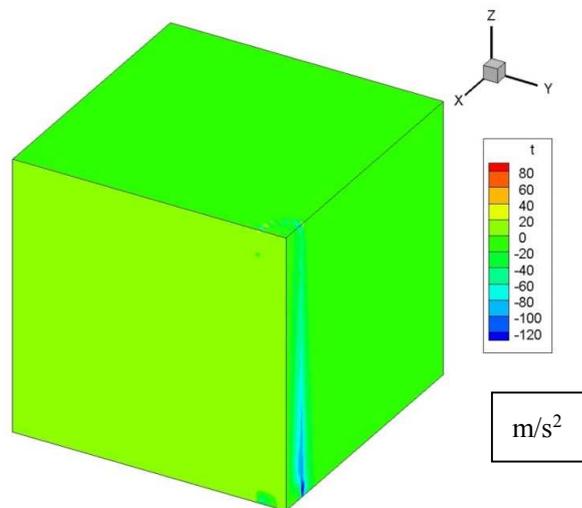


図 4 最大接線風速 $V_{Rm}=59\text{m/s}$ における Fujita モデルの圧力（空気密度で除したもの）の x -方向空間微分値（最大値 93.4m/s^2 ，最小値 -137.4m/s^2 ）

また，参考に， $V_b=69\text{m/s}$ の際のランキン渦モデルとフジタモデル DBT-77 での評価結果を以下に示す。

表 6 設計竜巻の最大気圧低下量（ ΔP_{\max} ）・最大気圧低下率（ $(dp/dt)_{\max}$ ）の比較

	ランキン渦モデル	フジタモデル DBT-77
最大気圧低下量（ ΔP_{\max} ）	5809Pa	3618Pa
最大気圧低下率（ $(dp/dt)_{\max}$ ）	2004Pa/s	1693Pa/s

参考文献

- (1)Fujita, T. T., “Workbook of tornadoes and high winds for engineering applications” (1978), U. Chicago.
- (2)U. S. Nuclear Regulatory Commission, Design-basis tornado and tornado missiles for nuclear power plants, Regulatory Guide 1.76, Revision 1 (2007).
- (3)Rationale for Wind-Borne Missile Criteria for DOE facilities, UCRL-CR-135687, Lawrence Livermore National Laboratory, 1999
- (4) 東京工芸大学, 平成 21～22 年度原子力安全基盤調査研究(平成 22 年度) 竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究, 独立行政法人原子力安全基盤機構委託研究成果報告書, 2011.
- (5)Y. Eguchi, S. Sugimoto, H. Hattori and H. Hirakuchi, “Tornado Pressure Retrieval from Fujita’s Engineering Model, DBT-77”, Proceedings of the 6th International Conference on Vortex Flows and Vortex Models (ICVFM Nagoya 2014), November 17 - 20, 2014, Nagoya, Japan.
- (6) 江口 譲, 服部康男, 流速場情報に基づく圧力場計算法の提案, 第 72 回ターボ機械協会 大分講演会(2014. 10. 3)

3. 竜巻影響評価

3.1 竜巻影響評価の概要及び保守性について

図 3.1.1 に竜巻影響評価の概要及び保守性確保の状況を示す。竜巻影響評価については、その不確実性を踏まえて、各ステップに対し保守性を考慮している。

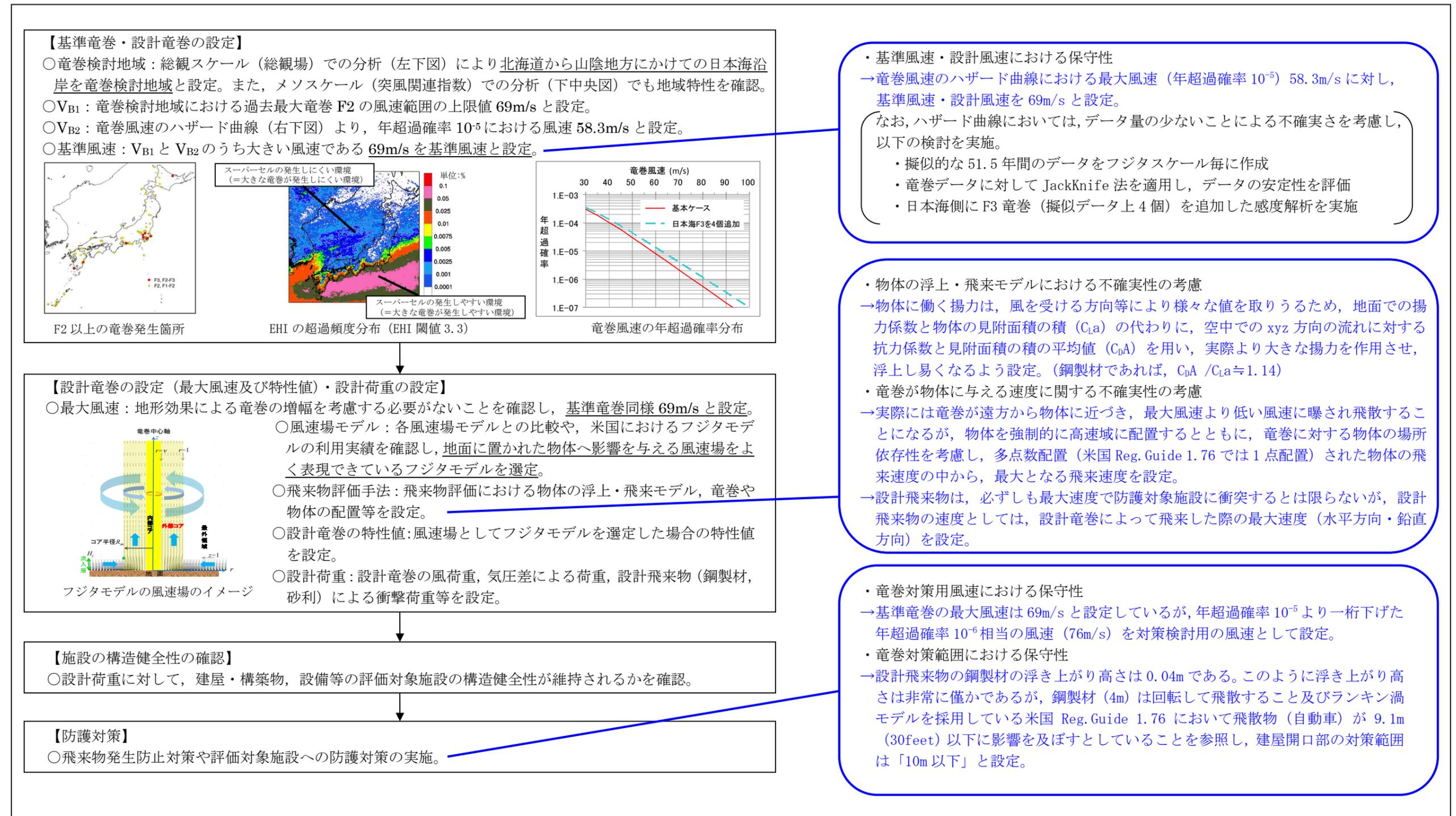


図 3.1.1 竜巻影響評価の概要及び保守性確保の状況