冬季日本海沿岸における降水システムの強化過程および突風形成過程に関する観測的研究

(Observational studies of intensification process of precipitation systems and formation process of gusty winds in the Japan Sea coastal regions in winter)

猪上　華子

(INOUE, Hanako)

名古屋大学大学院環境学研究科　博士（理学）

2017 年

要旨

本論文は、冬季日本海沿岸における降水システムの強化過程と突風形成過程に関する研究である。冬季日本海上では、大陸からの寒気の暖かい海面への吹き出しに伴いメソスケールの降水システムが発達する。これらの降水システムは、海陸の境界である沿岸部で熱的コントラスト、地表面粗度差や内陸地形の影響を受けることで強化され局所的な降雪の集中をもたらすとともに、しばしば突風をもたらす。本論文では、主にデュアルドップラー解析によって降水システム内部の対流セルの挙動と気流の構造を解析することで、降水システムの強化の力学的過程を調べるとともに、より高い時空間分解能で観測されたドップラーレーダーデータを用いて降水システム内部の微細な気流構造を解析することで、これまで観測が困難であった突風をもたらす降水システム内の竜巻等の渦の特性、構造と発達過程、上陸時の変化過程を調べた。

降水システムの強化過程については、2001 年 1 月 28 日から 29 日に北陸地方で観測された複数の降雪バンドを対象として、その詳細な力学過程を調べた。その結果、内陸地形による一般風の迂回効果によって沿岸の下層に寒冷な南西風層が形成され、一般風の西風との間にメソスケールの収束線が形成されていたこと、この収束線上で活発な対流セルが発達することで、降水システムが強化されていたことが分かった。またこの収束線上での対流セルの発達には、下層収束だけでなく、収束線上での傾圧的な水平渦の効果が効いていたことが示唆された。さらには、降水システムの発達に伴い、対流による混合で収束線が不明瞭化するとともに、降水システムの通過後、南西風の移流により収束線が再形成されるといった詳細な収束線の変化過程を明らかにした。

竜巻等の突風形成過程については、山形県庄内平野に竜巻等の突風をもたらした、2007 年 12 月 2 日の F0 スケールの竜巻事例と、2007 年 12 月 31 日の突風事例の 2 事例を対象として解析を行った。降水システムの形態は、前者が渦状、後者が海岸に平行なバンド状

であり、両事例とも冬型の気圧配置下で発達していた。また、両事例とも降水システム内の下層の収束線上に複数の渦が形成されており、後者については時間と共に渦が下層から上層に発達したことから、水平シア不安定によって生じた鉛直渦が降水システム内の上昇流によって引伸ばされて発達したことが示唆された。観測された渦の直径は 400m～2400m であり、竜巻の代表的な直径(～200m)に比べ、やや大きかった。また、最大接線風速が 7～18 $m\ s^{-1}$ と比較的弱かったのに対し、移動速度が 9～14 $m\ s^{-1}$ と速く、最大接線風速と同程度であった。このことから、速い速度で移動する降水システム内でノンスーパーセル型竜巻と同様の過程で比較的弱い渦が発達することで、渦の進行方向の片側の強風域に伴って突風がもたらされていたと考えられる。

両事例において渦の発達過程を調べた結果、渦は上陸に際して異なる変化を示していた。渦状の降水システムに伴う竜巻事例では、上陸に伴って最大接線速度が減少に転じていた。これは、過去の室内実験や観測による研究結果と整合的であり、地表面粗度の増加に伴う渦の減衰を示唆するものである。一方、バンド状の降水システムに伴う突風事例では上陸に伴い渦の最大接線速度は増加していた。このような渦の変化は降雪バンド内の降水コアの降下に伴う下層の水平収束の増加と対応していたことから、渦の引き伸ばしによるものだと考えられた。

本研究では、冬季日本海沿岸で地形効果により形成された収束線によって降水システムが強化されたこと、およびその詳細な力学的過程を示した。また、速い速度で移動する降水システム内で比較的弱い渦が発達することで、竜巻等の突風がもたらされていたことを明らかにするとともに、これらの渦が上陸する際に、従来指摘されてきた地表面粗度差だけでなく、降水システムの挙動に伴う下層風の変化の影響をうけていたことを示した。

目次

要旨 1

目次 3

1　はじめに 5

1.1　冬季日本海沿岸の現象の特徴 5

1.2　冬季日本海沿岸における降水システムの強化過程に関する研究 7

1.3　冬季日本海沿岸における突風に関する研究 9

1.4　研究の目的 14

2　降水強化過程に関する研究 16

2.1　観測領域および使用データ 16

a)　観測領域 16

b)　使用データ 16

c)　解析手法 16

2.2　事例解析Ⅰ：2001 年 1 月 28-29 日に観測された降雪バンドの強化過程 17

a)　総観場 17

b)　沿岸の収束線における降雪バンドの発達 18

3　突風形成過程に関する研究 26

3.1　観測領域および使用データ 26

a)　観測領域 26

b)　使用データ 26

c)　解析手法 27

3.2　事例解析Ⅱ：2007 年 12 月 2 日に観測された竜巻 29

a)　突風被害概要 29

b)　総観場 30

c) 降水システムの特徴 31
d) 観測された渦の特徴 31
e) 被害をもたらした渦の詳細な特徴 33
3.3 事例解析Ⅲ：2007 年 12 月 31 日に観測された渦に伴う突風 37
a) 総観場 37
b) 降水システムの特徴 37
c) 観測された渦の鉛直構造と時間変化 38
d) 上陸に伴う渦の変化とその要因 42
4 考察 45
4.1 降水強化過程 45
4.2 突風形成過程 47
5 まとめと結論 50
謝辞 53
Appendix 54
参考文献 57
図・表 79

1 はじめに

1.1 冬季日本海沿岸の現象の特徴

冬季日本海上では、ユーラシア大陸から日本海上へ冷たく乾いた北西季節風が吹き、対馬暖流が流れる相対的に暖かい海面から大気下層へ大量の熱と水蒸気が輸送されることで気団変質が起こり、対流混合層が発達する(e.g., Asai 1965; Ninomiya 1968; Nakamura and Asai, 1985; Inoue et al., 2005)。これに伴い、日本海上では対流雲が発達し、日本列島の日本海側に多量の降雪をもたらす。日本の東海上で低気圧が発達し、日本海上で寒気の吹き出しが強い場合には、内陸の山岳による強制上昇によって山岳部に多量の降雪がもたらされる(山雪型; Akiyama et al. 1981a; b)。一方で、日本海上空に寒冷渦が進み、冬型の気圧配置が緩んだ場合（里雪型 ; Akiyama et al. 1981a; b)、寒気の吹き出しは弱くなるが、大気の安定度が低下することで日本海上で活発な降水システムが発達する。このようなメソスケールの対流システム(Mesoscale Convective System: MCS)は、沿岸部に大雪をもたらすことが古くから知られてきた(e.g., Matsumoto et al. 1967; Miyazawa 1968; Sakakibara et al. 1988)。

冬季日本海上で発達する降水システムを、Orlanski(1975)の定義に基づき、それぞれの時空間スケールに合わせて示したのが図 1 である。総観規模低気圧の通過後、寒気の吹き出しに伴ってメソαスケールの日本海寒帯気団収束帯(Japan Sea Polar airmass Convergence Zone (JPCZ), 浅井 1988）に対応する帯状雲(e.g., 岡林 1969; 岡林・里見 1971)やポーラーローなどのメソ低気圧(e.g., Ninomiya 1991; Tsuboki and Wakahama 1992; Tsuboki and Asai 2004; Shimada et al. 2014; Yanase et al. 2016)、メソβスケールの渦状じょう乱 (e.g., Nagata 1993; 大久保 1995; 加藤 2005; Watanabe and Niino 2014; Watanabe et al. 2016)や降雪バンド(e.g., Sakakibara et al. 1988)、T モード(e.g., 清水・坪木 2005; Eito et al. 2010)や L モード(e.g., Fujiyoshi et al. 1998; Yoshimoto et al. 2000; Yamada et al. 2010)などの筋状雲(Asai 1970)、メソγスケールの渦状じょう乱(e.g.,

Kawashima and Fujiyoshi 2005)などが発達する。このような降水システムは日本海沿岸に多量の降雪をもたらすと共にしばしば突風を伴うことから、それらの構造や発生・発達メカニズムに関してこれまで多くの研究がなされてきた。これらの研究は、当初は衛星画像や現業レーダーなどの観測データに基づく解析的手法によるものが主であったが、1980 年代後半からプリミティブモデルを用いた数値実験や、研究用のドップラーレーダーを用いた研究が行われるようになった。さらに、2000 年代からは非静力学モデルを用いた数値実験が行われるようになってきている。

これらの降水システムによる沿岸部での降雪機構や突風形成機構を考える上では、日本海上で発達した降水システムの沿岸部でのふるまいについて理解することも重要である。沿岸部は海陸の境界領域にあたり、熱的コントラスト、地表面粗度差、陸上の地形の効果などによって、降水システムが影響をうける（e.g., Hsu 1988)。海陸の熱的コントラストにより駆動される海陸風循環は、沿岸部において降水システムに影響を及ぼす大きな要因の一つである。日本海沿岸では陸風と北西季節風とで形成される収束域が降水システムの発生・発達・維持に重要な役割を果たしていることが指摘されてきた(e.g., Tsuboki et al., 1989a; Ishihara et al., 1989; Ohigashi and Tsuboki 2005)。また、沿岸域の地形も、降水システムに様々な影響を及ぼす(Houze 2012)。山岳のブロッキング効果による風向変化やそれに伴う降水システムの強化は、日本海沿岸においても最近の研究で指摘されている(e.g., Ohigashi et al. 2014)。さらには、陸上では海上に比べて地表面粗度が大きく一般風において等圧線を横切る成分が強くなるため、北半球においては一般風の風下側で沿岸に沿って低気圧性の水平シアを伴うメソスケールの収束域が形成されやすいことが指摘されており(e.g., Markowski and Richardson 2010)、海上と陸上の地表面粗度が異なることも、降水システムに影響を及ぼす要因となる。

本論文では、このような冬季日本海沿岸で発達する降水システムについて、それらを構成する積乱雲に着目して強化過程を調べるとともに、より高い時空間分解能の観測によっ

て積乱雲内部の竜巻等突風形成過程を調べ、各過程において陸地が降水システムに与える影響について調べた。

1.2　冬季日本海沿岸における降水システムの強化過程に関する研究

冬季寒気吹き出し時、発達した雪雲によって日本海沿岸に多量の降雪がもたらされる。過去の研究において、これらの雪雲の構造が上陸前に変化することで、風下の降雪分布や降水粒子の形態に大きな影響を及ぼすことが指摘されてきた(e.g., Isono et al. 1966a, b; Takeda et al. 1982; Harimaya and Sato 1992; Harimaya and Kanemura 1995)。沿岸での降水システムの構造変化は、他の地域においても報告されている(e.g., Braun et al. 1997; Kanada et al. 1999; Yu and Smull 2000)。これらの研究では、沿岸の地形が降水システムのふるまいに影響を及ぼすことが示されている。また、海陸の熱的コントラスト、地表面粗度差によっても、降水システムが影響をうけることが指摘されている (e.g., Hsu 1988)。冬季日本海沿岸での局所的な降雪の集中をもたらす降水システムの強化過程についても、これまでの研究で様々な要因が指摘されてきている。

Takeda et al. (1982) はレーダーエコーの解析から海岸付近での対流性降雪雲の強化過程について示した。そしてその要因について、海岸付近での一般風の鉛直シアの変化に起因するものと推測している。しかしながら、ドップラーレーダーによる観測ではなかったため、レーダーエコーに伴う風の場は観測されておらず、その力学過程については調べられていない。1980 年代後半以降、ドップラーレーダーを用いた研究が行われるようになると、降水システムよびその周辺の風の場が求められる様になったことで、沿岸での陸風が降水システムの形成・維持・強化過程に影響を及ぼすことが明らかになってきた(e.g., 藤吉他 1988; Ishihara et al. 1989; Tsuboki et al. 1989a, b; Ohigashi and Tsuboki 2005)。Tsuboki et al. (1989a) は、停滞する陸風前線上で降雪雲が次々と強化されることで、陸風前線に沿って局所的な降雪の集中がもたらされていたことを示している。このような陸風

前線における降水システムの強化は、冬季のアメリカ五大湖においても報告されている(e.g., Passarelli and Braham 1981)。Ishihara et al. (1989)では、陸風前線における降水システムの強化と、降水システムと陸風前線との相互作用について明らかにしている。しかしながら彼らの解析は 1 台のドップラーレーダーによる 2 次元性を仮定した気流構造に基づいたものであり、降水システムと陸風前線との 3 次元的な相互作用については明らかにされていない。Ohigashi and Tsuboki (2005)では二重偏波ドップラーレーダーで停滞する降水システム内の気流構造と雲物理構造を観測することで、この降水システムが陸風前線上に形成されていたこと、および降水システム内の 2 本の降雪バンドで異なる雲物理構造が見られたことを明らかにしている。Eito et al. (2005)は、メソスケールの収束線上に形成された停滞性の降雪バンドについてその形成・維持メカニズムを調べるため、デュアルドップラーレーダー観測と非静力学モデルによる数値シミュレーションを行って、降水システム内部の対流セルの挙動や気流構造を調べている。その結果、降雪バンドは寒冷な陸風と一般風との間に形成された収束線上で形成されており、その後の降雪バンドの維持には、降雪粒子の昇華によって下層に形成された冷気プールが重要な役割を果たしていたことを示唆した。

降水強化をもたらす別の要因として、沿岸域の山岳によるブロッキング効果によって、山岳の風上の大気成層が安定であるか山岳に直交する風が弱い場合、風上で流れがせき止められて風向が変化することで、一般風との間に形成される風のシアラインの存在が指摘されている。大久保・黒川(2000)では、航空機やドップラーレーダー、高層気象観測による気温や風の鉛直プロファイルから、富山県内に形成される局地的な大雪をもたらす風のシアラインの解析を行った。その結果、内陸山岳による地形効果によって一般風の風向が変化して南西風が形成され、その南西風と山岳からの冷気塊の流出による南風との間にシアラインが形成されていたことを指摘している。また、新潟地方気象台(1995)では、狭領域モデルを用いたシミュレーションを行い、富山湾沿岸から新潟県へ伸びる風のシアラインを

再現するとともに、内陸山岳での地形効果によって富山湾沿岸に南西風が形成されることで、一般風との間にシアラインが形成されていたことを指摘している。このような地形効果による海岸での風向変化や、それに伴う降水システムの強化は、他の地域においてもいくつか報告されている(e.g., Watanabe and Ogura 1987; Chen and Smith 1987; Yu and Smull 2000)。近年、Ohigashi et al. (2014)では、寒気吹き出し時に山陰から北陸にかけての日本海沿岸に沿って形成された太い雲バンド内における降水の強化過程について、客観解析データと二重偏波ドップラーレーダーを用いて調べている。彼らは、一般風の西風が北陸の高い山岳域によって下層でブロッキングされることによって南西風が生じ、一般風との間に収束域が形成されていたこと、この収束域が強化された降水域に対応していたことを示している。また、降水システム内部の雲物理過程について、強化された降水域においては、鉛直方向に長い形状の霰が卓越していたことも示している。

このように、これまでの研究において、日本海沿岸において降水システムが陸風前線や地形性の収束線上で強化されることが明らかになってきた。しかしながら、2 台のドップラーレーダーを用いたデュアルドップラー解析によって、降水システム内部の対流セルの挙動や気流構造を詳細に観測し、降水システムの力学的な強化過程と、それに伴う収束線の詳細な変化過程を解析した例は少なく、まだ十分理解されていない。

1.3　冬季日本海沿岸における突風に関する研究

冬季日本海沿岸では、寒気吹き出し時、メソスケールの降水システムに伴ってしばしば突風がもたらされることが知られている。しかしながら、突風はその時空間スケールが小さいため詳細な観測を行うことが難しく、その実態は良く分かっていない。1961 年から 1993 年までの日本における竜巻に関する統計的研究(Niino et al. 1997)や、最近の気象庁による統計(気象庁ホームページ)によると、日本における竜巻の発生場所は海岸線に沿って集中的に分布しており、日本海側での冬季の寒気吹き出しに伴う竜巻は、日本における竜巻

全体の 12%を占めるとされている(Niino et al., 1997)。冬季日本海沿岸における突風については、ポーラーローやメソスケールの渦状擾乱に伴う突風(e.g., 山岸他 1992; 黒田 1992)や降雪雲からの激しい下降流である “スノーバースト”(Shirooka and Uyeda 1990)の存在も知られているが、本研究では、冬季日本海沿岸における突風のなかで、竜巻を取り扱うこととする。竜巻とは、「積雲や積乱雲に伴って発生する鉛直軸を持つ激しい渦巻で、漏斗状または柱状の雲を伴うことがある。」とされている（気象庁ホームページ)。竜巻の代表的なスケールは、最大風速が 20～140 m s^{-1}、直径 200 m (Bluestein et al. 2013)、寿命が 12 分(Niino et al. 1997)であり、積乱雲に伴う現象のうち、最も激しい現象である。一方で、時間・空間スケールが小さく観測が困難なため、その実態はよく分かっていない。

竜巻の形成機構には、大きく分けて、スーパーセル型とノンスーパーセル型がある。スーパーセル型は鉛直シアが大きく、CAPE が強い(>1000 J kg^{-1})環境場において、環境場の強い鉛直シアに伴う水平渦が上昇流によって立ち上げられることで、メソサイクロンと呼ばれる直径数 km スケール、鉛直渦度 10^{-2} s^{-1}以上の持続的に回転する強い上昇流域を伴う積乱雲（スーパーセル）が発達し、その積乱雲に伴って発生する（e.g., Browning 1964; Lemon and Doswell 1979; Klemp and Rotunno 1983)。強い竜巻の多くは、このスーパーセルに伴って発生すると言われている。主にアメリカ中西部で発生する竜巻の多くはこのような典型的なスーパーセルに伴うもので、車載型のドップラーレーダー(Doppler on Wheels; DOW)や地上観測装置を用いた観測的研究が進められている(e.g., Bluestein et al. 2010: Wurman et al. 2012: Karstens et al. 2010)。日本における典型的なスーパーセル竜巻としては、1990 年に発生した茂原竜巻(Niino et al., 1993)や 2012 年に発生したつくば竜巻(Yamauchi et al., 2013; Mashiko, 2016a, b; Yokota et al., 2016)があり、いずれも F3 スケールとして、国内での史上最大級の被害をもたらしている。一方で、日本では典型的なスーパーセル型の竜巻は珍しく、台風や低気圧に伴って発生する背の低いスーパーセル（ミ

ニスーパーセル）に伴う竜巻もしばしば発生すると言われている（Suzuki et al., 2000; Mashiko et al., 2009）。

ノンスーパーセル型竜巻は、スーパーセル型以外の竜巻を指し、その多くは強い水平シアと鉛直渦度を伴う気団の境界において発達する。そのような気団の境界においては水平シア不安定により鉛直渦が発達し、積乱雲に伴う上昇流によって引伸ばされることで、竜巻が発生するとされている(e.g., Wakimoto and Wilson 1989; Lee and Wilhelmson 1997a, b)。日本においても、寒冷前線(Sugawara and Kobayashi 2009)や温暖前線、停滞前線などの前線に加え、メソスケールのシアライン上(小林他 1997)で竜巻が発生するなど、多様な総観場での竜巻の発生が指摘されている(Niino et al., 1997)。

日本における竜巻の研究は、観測の困難さから、最初は主に被害調査や地上観測、レーダーエコーによるものであった(e.g., 内田 1979; 新野 1993)。その後、1980 年代に国内で研究用のドップラーレーダーが導入され始めると、ドップラーレーダーにより竜巻の親雲内部の気流構造を観測することが可能になり、スーパーセル（ミニスーパーセルを含む）型竜巻の親雲内のメソサイクロンの存在とその動態が明らかになり始めた(Niino et al. 1993; Suzuki et al. 2000; 坪木他 2000)。Kobayashi et al. (1996)では、ドップラーレーダーと被害調査および写真による解析を行うことで、1988 年千歳竜巻の親雲がメソサイクロン、マイソサイクロン、竜巻といった階層構造を持っていたことや、そのライフサイクルについて明らかにしている。

その後、2005 年に羽越線事故が、2006 年には佐呂間竜巻と延岡竜巻による顕著な竜巻被害が発生したことが契機となり、総合的な竜巻関連研究がおこなわれるとともに(田村編 2008)、気象庁においてはドップラーレーダーの全国展開、起動調査班による現地調査などの観測・調査体制の強化、竜巻注意情報や竜巻発生確度ナウキャストといった突風に対する情報提供が開始された(瀧下 2011)。また観測技術や信号処理技術の進歩に伴い、レーダー観測の時空間分解能が向上することで、ドップラーレーダーによる詳細な観測も行われ

るようになってきた。Yamauchi et al. (2013) はつくば竜巻とその親雲であるスーパーセルを二重偏波ドップラーレーダーで近距離から観測することに成功し、メソサイクロン、トルネードサイクロン、竜巻といった階層構造を示すとともに、トルネードサイクロンの時空間変化が竜巻の発生に強く関係していたことを示している。また、竜巻発生時に観測された飛散物による特徴的な偏波特性についても明らかにしている。数値シミュレーションによる研究では、スーパーセル型竜巻を対象とした現実場における高解像度実験が行われるようになり、竜巻の発生メカニズムについて議論が行われている(Mashiko et al. 2009; Mashiko 2016a, b)ほか、LETKF によるデータ同化やアンサンブルシミュレーションによる竜巻発生の予測可能性に関する研究も行われるようになってきた(Yokota et al., 2016)。

このように、竜巻の事例研究は蓄積されてきているが、ドップラーレーダーによって竜巻スケールの渦を観測し、その構造や発達過程を解析した例はほとんどない。特に、冬季日本海側の竜巻については、海上で発生・発達することからドップラーレーダーによる観測例は Kobayashi et al. (2007)を除いてほとんどなかった。Kobayashi et al. (2007) は一様な寒気吹き出し時において雪雲がもたらした竜巻について、ドップラーレーダーと地上気象観測、および写真を用いて事例解析を行い、孤立した雪雲であっても竜巻をもたらし得ることを示した。またその発生メカニズムとして、環境場の鉛直シアが大きかったことから、水平渦の立ち上がりが竜巻の発生に寄与した可能性があるとしている。しかしながら、1 台のドップラーレーダーによる観測であったこと、6 分毎のボリュームスキャン観測であったことなどから、その詳細な構造や発生・発達過程については議論されていない。

冬季日本海同様、暖かい海面や湖面上に寒気が吹き出して様々なメソスケールじょう乱が発達する、いわゆる “Lake-effect snow storm”で知られる五大湖では、古くから蒸気旋風（steam devil）の存在が指摘されてきた(Lyons and Peace 1972)。また最近になって、DOW を用いた観測により、湖の長軸に平行な降雪バンド内にマイソスケール(直径 40m-4km, Fujita et al. 1981)の渦が存在することが明らかになってきている(Steiger et al.

2013; Kristovich et al. 2016)。しかしながら、その詳細な構造や発達過程は調べられておらず、また地上との同期観測が行われていないことから、突風との関連については明らかになっていない。

このような状況のなか、鉄道用突風探知システムの開発を目的とした研究プロジェクトの一環として、日本海沿岸における突風とそれをもたらす気象じょう乱の詳細な構造や発達メカニズム解明を目的として、2007 年 10 月から山形県庄内平野で 2 台のドップラーレーダーと高密度に配置された地上気象観測網による稠密な観測が開始された(庄内鉄道気象プロジェクト, Kusunoki et al. 2008)。楠他(2008)では、地上における顕著な冬季突風のほとんど(88%)が上空に直径数 km 以下の渦(以下、単に渦とする)を伴っていたことを明らかにしている。庄内平野で突風を伴う渦については近年様々な視点から研究が進められてきている。渦をもたらす降水システムについて、下瀬他(2011)では、大きく分けて 3 つの降水システム（T モードタイプ、L モードタイプ、渦タイプ）を挙げている。また石津他(2015)はドップラーレーダーで検出された渦を統計的に調べることでその特性を調べるとともに、石津他(2016)では渦の多くが上記の 3 つの降水システムに加え、冬型の気圧配置下のセル状の雲や線状降水帯に伴って発達していたことを示している。これらの渦の構造と発達過程について、数値シミュレーションでは Shimose et al. (2011)が水平格子 250 m の気象庁非静力学メソモデル(JMA-NHM)による実験によってエネルギー収支解析と渦度収支解析を行い、水平シア不安定によって発生した鉛直渦が引き伸ばしによって発達するという、ノンスーパーセル型竜巻と同様の発達過程であったことを示している。観測からは、地上付近の詳細な構造について、Kato et al. (2015b)が高密度に配置された気圧計と風速計のデータを元に報告している。発達過程、特に上陸過程については、Kusunoki et al. (2011)がボリュームスキャンデータを用いることで、上陸前後の渦の構造変化を調べ、上陸後に渦が進行方向前方に傾き、下層で渦直径が縮小し、鉛直渦度が増加したことを示している。しかしながら、この間の詳細な時間変化については議論されていない。また Kato et al.

(2015a)は複数の事例で上陸前後の渦の変化をドップラーレーダーのボリュームスキャンデータによって解析し、上陸に伴って最大接線風速の減少と渦の進行方向前方への傾きが見られたことを明らかにし、海陸の地表面粗度差の影響を示唆している。しかしながら、これらの事例では渦の特性のみに着目して解析を行っており、渦のふるまいに影響を及ぼすと考えられる親雲のふるまいや下層の気流構造との関連については、調べられていない。このように、冬季日本海沿岸における竜巻等突風については、その実態の一端が明らかになりつつあるが、その特性や 3 次元構造、発達過程、上陸時の変化過程について、親雲である降水システムの挙動を含めた観測による詳細な解析は行われていない。

1.4　研究の目的

本論文では、主にドップラーレーダーデータを用いて冬季日本海沿岸の降水システム内部の降水と気流の構造を解析することで、降雪の局所的な集中の要因となる降水システムの強化の力学的過程を調べるとともに、より高い時空間分解能で降水システム内部の微細な気流構造を解析することで、突風をもたらす降水システム内の竜巻等の渦の特性、構造と発達過程、上陸時の変化過程を明らかにすることを目的とする。また、各過程において陸地が降水システムや内部の気流構造にどのような影響を及ぼしているのかを明らかにすることを目的とする。

これまでの研究において、日本海上で発生・発達した降水システムは沿岸部において陸風前線や地形性の収束線上で強化されることが明らかになってきている。しかしながら、その詳細な力学過程や、降水システムの強化に伴う収束線の詳細な変化過程について解析した例は少なく、まだ十分理解されていない。本論文では、北陸地方において冬季日本海メソ対流系観測－2001(Winter MCSs Observations over the Japan Sea－2001（WMO-01）: 吉崎他, 2001)期間中に移動性降雪バンドが顕著に強化された事例を取り上げ、

主にデュアルドップラー解析によって降水システムの沿岸での強化の要因と、降水システムの強化に伴う収束線の変化過程を含めた力学過程を詳細に調べた。

冬季日本海沿岸における竜巻等突風の形成過程については、その時空間スケールが小さいため観測が困難で、実態がよく分かっていない。本論文では、山形県庄内平野で観測された竜巻を含む顕著な突風の 2 事例について、地上気象観測データと高い時空間分解能のドップラーレーダーデータを用いて、降水システム内の微細な気流構造を解析することで、これまで観測が困難であった冬季日本海側で発生した竜巻等突風をもたらす渦の特性、3 次元構造と発達過程、さらには上陸に伴う変化過程を、親雲である降水システムのふるまいとの関連を含めて詳細に調べた。

本論文の構成は、以下のとおりである。まず、第 2 章で降水システムの強化過程について、顕著な 1 事例を詳細に解析した結果を Yoshihara et al. (2004)に基づいて述べる。次に、第 3 章で突風形成過程について、異なる形態の降水システムに伴う 2 つの事例について、竜巻等突風をもたらす渦の構造と発達過程について詳細な解析を行った結果について、Inoue et al. (2011)および Inoue et al. (2016)に基づいて述べる。最後に第 4 章で、降水システムの強化過程および突風形成過程について考察を行うとともに、第 5 章でまとめと結論を述べる。

2 降水強化過程に関する研究

2.1 観測領域および使用データ

a) 観測領域

本研究は WMO-01 特別観測の一環として行われた（吉崎他, 2001）。集中観測期間中は、日本海沿岸に 8 台のドップラーレーダーが設置された（吉崎他(2001)の第 1 図）。本研究では、新潟県上越地方から富山湾沿岸にかけて海岸線に沿って設置された 3 台のドップラーレーダーを使用した（図 2)。柏崎に設置されたのが北海道大学低温科学研究所（以下、北大低温研）のドップラーレーダー（以下、柏崎レーダー)、そして上越と青海に設置されたのが防災科学技術研究所（以下、防災科研）のドップラーレーダーである（以下、上越レーダーおよび青海レーダー)。これらのレーダーで、日本海から移動してくる降水システムの沿岸での変化を捉えることができる。また、上越、輪島に加えて、日本海上の観測船清風丸でも高層気象観測が実施され、沿岸と沖合の双方で環境場を観測することができる(図 2)。

b) 使用データ

解析には、柏崎レーダーを中心に、3 台のドップラーレーダーのデータを使用した。各レーダーの諸元を表 1 に示す。各レーダーは 6 分毎に 11～14 仰角のボリュームスキャン観測を行った。より広い領域での降水システムのふるまいを調べるため、ドップラーレーダーのデータに加え、静止気象衛星 GMS（Geostationary Meteorological Satellite）の赤外画像、気象庁の東部北陸レーダー合成図も用いた。また、上越の高層気象観測データに加え、清風丸、高風丸、北陸地方沿岸の Automated Meteorological Data Acquisition System(AMeDAS) データの 10 分値も環境場を調べるために用いた。

c) 解析手法

レーダーデータの解析は、以下のとおり行った。ドップラー速度と反射強度のデータは Gal-Chen (1982)による移動補正を行った後、Cressman の手法により、6 分毎の水平格子

間隔 500m、鉛直格子間隔 250m の直交座標に内挿した。影響半径は 0.9 km とした。さらに、柏崎レーダーと上越レーダー、および上越レーダーと青海レーダーの各レーダーの組を用いてデュアルドップラー解析を行い、3 次元の風の場は Armijo (1969)の手法に基づき求めた。レーダービームのなす角度は 20 度から 160 度とした。降水粒子の終端落下速度を求めるにあたって、海上では霰が卓越したと仮定して Hauser and Amayenc (1986) に基づいて導出を行い、陸上では雪片が卓越していたと仮定し、終端速度 1.0 m s^{-1} を仮定した。

また、降雪バンドの発達度合を示す指標として、鉛直積算雪水量（Vertically Integrated Precipitation Water Content: VIPWC）を算出した。レーダー反射強度Zから雪水量 Precipitation Water Content (PWC)への変換を行った。まず、Fujiyoshi et al. (1990)の経験式($Z = 554R^{0.88}$)を用いて各格子毎にZを降水強度 R に変換した後、Yagi et al. (1979)の経験式を用いて、R から PWC への変換を行った。ここで、後者においては海上では霰に対する経験式($PWC = 0.15R^{0.89}$)を、陸上では雪片に対する経験式($PWC = 0.23R^{0.95}$)を用いた。さらに、求めた PWC をエコーの下端から上端まで鉛直積算することで、VIPWC を算出した。

2.2 事例解析Ⅰ：2001 年 1 月 28-29 日に観測された降雪バンドの強化過程

a) 総観場

図 3a は 2001 年 1 月 28 日 21 LST (Local Standard Time) の海面気圧と気温、地上風を示す。等圧線が日本海で湾曲した典型的な里雪型の気圧配置であり（Akiyama 1981a, b)、北陸地方沿岸では西風が卓越していた。1 月 28 日 15 LST から 29 日 03 LST にかけて、メソαスケールの低気圧とそれに伴う寒冷前線が観測領域上空を通過していった。 図 3b に示す 28 日 21 LST の GMS の赤外 1 画像では、寒冷前線帯に伴う雲域の東端が柏崎のレーダーサイト上空に到達している。この前線帯には複数の降雪バンドが埋め込まれており、28 日 23 LST から 29 日 02 LST にかけて柏崎のレーダーサイト上空を通過していった。

この前線帯の通過に伴い清風丸、高風丸、柏崎のレーダーサイトで観測された地上気圧、気温、風向風速の時間変化を図 4 に示す。地上気圧は 3 地点ともに 28 日 13～14 LST で最小値をとり、その後緩やかに上昇を始め、清風丸と高風丸では 22 LST に、柏崎では 29 日 03 LST に再び上昇し始めている。同時に、各地点の風向も西北西もしくは西南西から北北西に変化し、清風丸と高風丸の気温は下降し始め、寒冷前線の通過とその後の寒気の吹き出しを示唆していた。

29 日 00 LST の上越における高層気象観測(図 5)では、下層 1.5km 以下は比較的乾燥しており、下層 0.8 km 以下は絶対安定成層であった。下層では強い南西風もしくは西南西風が卓越しており、特に下層 500 m では南風成分が強かった。28 日 21 LST の上越における高層気象観測でも同様であったことから、前線帯の通過の間は同様の大気成層と風の場が維持されていたと考えられる。

b) 沿岸の収束線における降雪バンドの発達

1) 降雪バンドの時間変化

1 月 28 日 22 LST 頃、長さ約 200 km、幅 20～30 km の 3 つの降雪バンドが相次いで沖合約 70 km で形成され、南東方向に移動した。気象庁の東部北陸レーダー合成図の時間変化（図 6）から、最初の降雪バンド（以下、降雪バンドⅠ）が 2300 LST～2350 LST にかけて沿岸で急速に発達していたことが分かる。同様の反射強度の強まりは後続の 2 つの降雪バンド（以下、降雪バンドⅡ、Ⅲ）についても見られた（29 日 0000 LST～0040 LST, 0050 LST～0120 LST）。その後、降雪バンド内の対流エコーは弱くなり、上陸後は層状化していった。

図 7 は降雪バンドⅠが沖合、沿岸、上陸後の各時間帯における柏崎レーダーによる水平断面と鉛直断面を示したものである。以降、図に示す降雪バンドに平行な x'軸と直交する y'軸を用い、水平風の降雪バンドに平行な成分を u'、直交する成分を v'とする。降雪バンドⅠが沖合にあった時には(図 7a)、エコー頂は約 4 km でバンド内の最大反射強度も 30dBZ 以

下であった。降雪バンドが海岸に近づくと(図 7b)、対流セルが高度 6～7 km まで発達し、最大反射強度も 40dBZ を超えて発達した。上陸後は(図 7c)、エコーは対流性から層状性へ変化し、エコー頂も 4～5 km まで下がった。

柏崎レーダーによる各降雪バンド内の各高度におけるレーダー反射強度の最大値の時間変化を示したのが図 8 である(29 日 0118 LST 以降はシステムトラブルにより観測停止)。対流セル内の上昇流と関連が強い、最大反射強度を示した高度についても図中に示してある。 降雪バンドの領域としては、図 7b に示すように降雪バンドⅠについては x'= 96 km、y'= 40 km の領域を、降雪バンドⅡとⅢについては x'= 96 km、y'=30 km の領域を設定した。最大反射強度の高度は時間と共に上昇し、各降雪バンドが沖合約 10 km に位置する時間帯（降雪バンドⅠ：28 日 2336 LST、降雪バンドⅡ：29 日 0012 LST、降雪バンドⅢ：29 日 0112 LST）に最も高くなっていた。2.2 b) 2)節で後述するとおり、沖合約 10 km では上昇流が急激に強まっていた。45 dBZ 以上の反射強度は霰の存在を示唆しており、実際に柏崎のレーダーサイトでは直径 2 mm の霰と雷電（雷光および雷鳴）が観測された。上陸後は最大反射強度の高度は下降し、反射強度も弱まっていった。このような観測結果は、沿岸で降水システムが強まり、沿岸部に霰による降水をもたらし、上陸後は層状化して弱まるといった過去の観測および数値シミュレーションによる研究とよく一致している（e.g., Takeda et al. 1982; Fujiyoshi et al. 1992; Harimaya and Sato 1992; Harimaya and Kanemura 1995; Mizuno 1992; Murakami et al. 1994)。

降雪バンドの強化過程を定量的に調べるために、鉛直積算雪水量 VIPWC を 2.1c)節の手順で求めた。図 9 は柏崎レーダーサイト付近の北緯 37.45° N における VIPWC の経度時間断面図である。各降雪バンド内の VIPWC は約 20 km 沖合から増加し始め、沖合約 10 km で最大となっていた。このことは、上陸の少し前に降水粒子が急激に成長したことを示唆している。また VIPWC は上陸後急激に減少しており、大きな降水粒子の大部分が海岸付近で落下したことを示唆している。図 10 は柏崎レーダーによる 2318 LST から 2348 LST

までの高度 250m のレーダー反射強度(図 10 左)と VIPWC（図 10 右）を x'-y'座標系で示したものである。降雪バンドが海岸に近づくにつれ、反射強度の大きい領域が南西から北東方向に広がっていることが分かる。 降雪バンド内には、a から g でラベルを付けた複数の対流セルが存在しており、個々のセルの移動速度（$u'=19\ m\ s^{-1}$、$v'=1\ m\ s^{-1}$）は高度 2 km の環境場の風とほぼ同じであった。個々の対流セルの寿命は30～40分程度と比較的短く、新しいセルが古いセルの風下側（北東側）に次々と発生していた。降雪バンド内の各セルの移動速度は、VIPWC の最大値（図 10 中の矢印）が移動する速度より小さく、バンド I では半分程度であった（表 2)。このことから、北東方向に反射強度の強い領域が急速に拡大していったのは、強い対流セルの移動によるものではなく、北東側に次々と新しいセルが発生したことによるものであると考えられる。対流システムにおける対流セルの周期的な発生については、様々な説明がなされている。たとえば、Hane et al. (1987) では古いセルでの下降流の強まりに伴いガストフロント上で収束が強化されることで、新しいセルの発生のタイミングが決まりうることを述べている。そのような場合には、対流セルの発生時間間隔は、各対流セルの寿命と大きく変わらないと考えられる。一方、本事例で観測された5つのセル(cからg)は、2324 LST から 2336 LST の 12 分以内に発生しており（図 10)、各セルの寿命よりも明らかに短い。したがって、古い対流セルからの外出流による収束ではなく、もともと存在していたより大きなスケールでの収束によって各対流セルが相次いで発達したのではないかと考えられる。

2) 沿岸に形成された収束線の構造と降雪バンドの発達

過去の研究において、AMeDAS データや高層気象観測データから、しばしばメソスケールの収束線の存在が指摘されてきた（e.g., 気象庁 1968)。しかし、そのようなデータは時空間分解能が粗く、収束線の詳細な構造や時間変化を調べることはできない。そこで、本研究ではドップラーレーダーのデータを用いて、収束線の存在やその時空間構造、そこでの降雪バンドの発達過程を詳細に調べた。図 11 は柏崎レーダーと上越レーダーのデュアル

ドップラー解析により求めた、高度 250m の水平風の降雪バンドに平行な成分 u'(図 11a)と直交する成分 v'(図 11b)を示す。各成分を図に示す矩形領域内で x'軸方向に平均したものをそれぞれ右のパネルに示してある。降雪バンドに直交する成分 v'は沖合（−15〜−13 m s^{-1}）と沿岸(−1〜1 m s^{-1})で顕著な相違がみられ、強い収束(最大で−2.5×10^{-3} s^{-1})があったことを示している。一方で、降雪バンドに平行な成分 u'は沖合と沿岸でほぼ同じであり収束線は水平シアをほとんど伴っていなかった。但し u'は収束線の周辺 2 km 程の領域で周囲に比べて大きくなっており、沖合と沿岸の風が合流した結果ではないかと思われる。

デュアルドップラー解析から求めた、沿岸と沖合における平均的な水平風 u', v'の鉛直プロファイルを図 12 に示す。降雪バンドに直交する v'は下層 1.5 km で顕著な違いを示していた。沖合では、降雪バンドに平行な成分、直交する成分ともに強く、強い西風が卓越していたことを示している。一方で、沿岸では下層 1.5 km 以下で降雪バンドに直交する成分が弱くなっており、南西風が卓越していたことを示している。以上の結果から、収束線は、沖合の西風と約 1 km の厚みをもった沿岸の下層の南西風との間に形成されていたことを示している。この収束線の形成要因については、次節で議論する。

図 13 は高度 2 km の柏崎レーダーの反射強度を降雪バンドの通過時間帯（28 日 2230 LST から 29 日 0118 LST)で平均したものである。同時間帯の収束線の平均的な位置を点線で示してある。反射強度の時間平均値は収束線に沿って内陸にかけて強くなっている。AMeDAS による積算降雪量(図 14)においても同様に収束線の風下側で降雪量が多くなっており、収束線による降雪バンドの発達が風下の降雪分布に影響を与えていたことが分かる。

図 15 は図 10 に示す実線に沿った降雪バンド I 内の対流セル e を横切る鉛直断面のレーダー反射強度、鉛直流 w、降雪バンドに相対的な降雪バンドに直交する風 v'の時間変化を示している。降雪バンド I が発達する前(図 15a)は、下層の収束線と上昇流は y'=32〜36 km に位置しており、上昇流の軸はやや沖合側に傾いていた。他の降雪バンドも、同様の構造

を示していた。降雪バンドが発達し始めた 2330 LST には(図 15b)、下層の南西風端は y'=20 km に位置し、そこから強い上昇流がほぼ鉛直に高度 6～7 km まで達していた。上昇流域の反射強度も高度 4 km 付近を中心に強まっていた。2336 LST までには、上昇流は弱まって陸側に傾くとともに、反射強度の強い領域(>30 dBZ) も 2330 LST に比べて下降して広がっていった(図 15c)。また下層の南西風端は 2330 LST に比べて陸側に後退し、厚みも薄くなっていた。

次に、降雪バンドの通過に伴う下層の収束線のふるまいについて、詳細に調べた。図 16 は、28 日 2318 LST から 29 日 0006 LST までの高度 2 km におけるレーダー反射強度と高度 250m の水平風ベクトル(図 16 左)、風向(図 16 右)を示したものである。28 日 2318 LST から 2342 LST にかけて、収束線は陸側に後退し不明瞭になっていった。しかし、降雪バンドⅠの通過後、29 日 0006 LST までには沿岸の南西風が再び明瞭になり、138° E、37.3° N 付近で収束線が再形成されるようになった。図 17 は x'=－40 km におけるレーダー反射強度と降雪バンドに直交する風 v'の鉛直断面図である。観測期間中、降雪バンドは平均的に－6.9 m s^{-1} の速さで y'方向に進んでいたため、降雪バンドに相対的な南西風の先端を示す v'=－6.9 m s^{-1} の等値線を太線で示してある。図中に示されるように、南西風の先端は降雪バンドⅠの通過に伴って 28 日 2318 LST～2330 LST にかけて、陸側へ後退していき、厚みも薄くなっていった(1.0～1.3 km （2318 LST）から 0.7～0.8 km（2336 LST)）その後、降雪バンドⅡの進入に伴い、29 日 0006 LST から 0012 LST にかけ南西風端は再び沖合へ前進し 、それまでと同様の場所に収束線が形成された。降雪バンドⅢの進入前にも収束線は再形成されたが(0100 LST)、下層の南西風の厚みは薄くなり(0.5～0.7 km)、収束線の形成位置も約 10 km 陸側に追いやられていた。収束線が降雪バンドから遠く離れている時には、その構造はドップラーレーダーで観測されなかったため、収束線の再形成過程の全てを捉えることはできなかったが、上記のとおり降雪バンドの進入・通過に伴って収束線が後退・前進を繰り返していたことが分かった。

3) 沿岸に形成された収束線の要因

ここでは、降雪バンドの急激な発達をもたらした沿岸の収束線の形成要因について考察する。ドップラーレーダーで検出された収束線は、一般風の西風と沿岸の下層の南西風との間に形成されており、富山湾の東側から柏崎の北側まで延びていた。下層の南西風の起源を議論するため、北陸地方の海岸線に沿った AMeDAS（図 18）のデータを用いて解析を行った。図 19 は 1 月 28 日 09 LST から 29 日 09 LST にかけての各地点における地上風と GMS の等価黒体輝度温度（TBB）と共に、TBB と地上気温の平均値を示したものである。28 日 18 LST から 29 日 03 LST にかけて TBB が低くなっており、前線帯の雲域が通過していたことを示している。地上気温の平均値は前線帯の雲域が AMeDAS 地点にかかってきた際に下降し（28 日 18LST）、その後寒気の吹き出しに伴い再び下降している（29 日 03 LST）。能登半島の西側（地点番号 5～10、領域 i とする）においては、概ね一般風を反映して前線帯の通過中は強い西風が、通過後は北西風が卓越していた。一方で、富山湾沿岸の地点（地点番号 11～15、領域 ii）では、常に弱い南西風が卓越していた。富山湾から東側（地点番号 16～19、領域 iii）では、前線帯の通過中は弱い南西風もしくは西南西風が卓越していたが、前線帯の通過後は北西風が卓越していた。つまり、前線帯の通過中は南西風もしくは西南西風が富山湾からその北東にかけて卓越していたことが分かった。このような風の場がこの地域では典型的なものなのかを調べるため、WMO-01 の集中観測期間にあたる 1 月 13 日から 31 日までの間の風向の頻度分布を求めた。各領域から 1 地点を選んで解析を行った結果を図 20 に示す（領域 i ：富来(地点番号 7)、領域 ii ：富山(地点番号 13)、領域 iii：柏崎(地点番号 19)）。これらの地点の風上側に位置する清風丸で観測された風が一般風を反映していると考え、清風丸の風向毎（北西風、および西風）に各地点での風向の頻度分布を求めた。図に示されているとおり、富来については概ね清風丸と同じ風向を示していた。一方、富山においては、清風丸の風向が北西風の時も西風の時も、南西風もしくは南南西風が卓越していた。柏崎においては、清風丸の風向が北西風の時は北西風

であったが、清風丸の風向が西風の時には西南西風もしくは南西風が卓越していた。このことから、図 19 で見られた前線帯の雲域の通過に伴う風の場は、各領域において典型的なものであり、領域 ii と iii の風の場は内陸地形の影響を強く受けていることが示唆される。実際に、沿岸の収束線の存在は過去の研究においても指摘されており（e.g., 舟田 1993; 新潟地方気象台 1995; 大久保, 黒川 2000）、WMO-01 期間中の別の期間にも観測されている(Kusunoki et al. 2002)。

図 21 は、各 AMeDAS 地点における気温の時間変化を、31 地点平均からの偏差で示したものである。前線帯の通過中、領域 iii の気温偏差は負の値を示しており、領域 i との気温差は最大で 4～5℃であった。このことは、下層の南西風は一般風よりも低温であったことを示している。したがって、地形による力学的効果に加え、海上の西風と沿岸の南西風との気温差が、明瞭な収束線の形成に寄与していた可能性が考えられる。下層の南西風が一般場の西風に比べて低温であったのは、西風が陸上で南西風に曲げられる際に陸上の低温気塊との混合によって冷やされたためと推測される。また、下層 500m～800m において空気が乾燥していたことから(図 5)、Eito et al. (2005)が指摘しているように降雪粒子の昇華に伴う冷却が明瞭な収束線の形成維持に重要な役割を果たしていた可能性がある。

4) 降雪バンドの強化過程

最後に、降雪バンド内の対流セルが下層の収束線上で発達した要因について議論する。デュアルドップラー解析から求めた風の場では、下層の南西風の北端では強い収束(～10^{-3} s^{-1})が観測されている。Eito et al. (2005) が指摘しているように、そのような強い下層収束によって降雪バンド内で対流セルが発達すると考えられる。一方で、本事例においては降雪バンド内の対流セルは常に下層の収束線上にあった訳ではなく、Eito et al. (2005)の事例に比べて急激な発達が見られたため、降雪バンド内の対流を活発化させた要因が他にもある可能性がある。図 15a に示すように、沖合では降雪バンドは進行方向後方（沖合側）に向かってやや傾いていた。これは、環境場の風（清風丸での観測）で高度 1.8 km 以下の v’

の鉛直シアが正であったためと考えられる（$\frac{\partial v'}{\partial z}$>0、図 22）。一方で、降雪バンドが収束線に進入した後は、バンド内の上昇流の軸はほぼ直立するか、進行方向前方（陸側）にやや傾いていた（図 15b、c）。AMeDAS および高層気象観測データから明らかになった収束線に伴う温度傾度から、下層の南西風端では x'方向に傾圧的な正の水平渦度(η'>0)の存在を示唆しており、実際に下層の南西風端の等値線は密度流の特徴を示している。一方で、環境場の鉛直プロファイルは負の水平渦度(η'<0)を示しており、相反する効果を持っていた。このように相反する渦度のバランスが上昇流の軸の傾きに大きな影響を及ぼすことは、Rotunno et al. (1988)(以後、RKW)によって示されている。つまり、両者がバランスしている場合は上昇流の軸は直立し、どちらかが強い場合は強い方の影響を受けて傾く。本事例で対流セル内の上昇流が直立して発達し、その後やや陸側へ傾いたのは、下層の南西風端における傾圧的な水平渦の効果によるものだと推測される。本事例は、対流セルが常に下層の南西風層の先端にあった訳ではないという点で、RKW の事例とは異なる。しかしながら、RKW と同様の方法で下層の南西風端での渦度バランスを評価することは、上昇流の振る舞いを考える上で参考になると考えられる。RKW によると、渦度バランスは C と Δu の 2 つのパラメータを比較することによって評価できる。ここで、C は冷気プールの強さを、Δu は冷気プール前方での冷気プールの深さにおける環境風の速度差を表す。C は次のとおり求められる：$C = \sqrt{gh\Delta\theta_v/\theta_v}$ 。ここでgは重力加速度、h は南西風層の厚さ、$\Delta\theta_v$は南西風の先端での仮温位の差、θ_vは南西風の仮温位である。寒冷な南西風の先端での仮温位差を正確に見積もることは難しいが、図 21 から約 4～5 K と考えられる。そこで、h~1 km、$\Delta\theta_v$~4 K、θ_v~275 K とすると、C~12 m s^{-1}と見積もられる。一方、沖合での降雪バンドに直交する風の鉛直プロファイルから、下層 1 ㎞におけるΔu は最大でも 5m s^{-1}である。以上から、本事例においては$C \gg \Delta u$となり、沖合側に傾いていた上昇流の軸は、低温な南西風の先端に進入した際に直立して発達し、その後陸側に傾くと考えられる。

3 突風形成過程に関する研究

3.1 観測領域および使用データ

a) 観測領域

本研究は、鉄道のための突風探知システムの開発を目的とした、庄内鉄道気象プロジェクト(the Shonai Area Railroad Weather Project, Kusunoki et al. 2008)の一環として、山形県庄内平野一帯を観測領域として実施された（図 23)。山形県の庄内平野は日本海に面しており、冬季日本海沿岸における竜巻等の突風を観測するのに適している。高密度な観測によって冬季日本海沿岸の突風とそれをもたらす降水システムの詳細な構造と発達過程を調べることを目的とし、2007 年 10 月から観測が開始され現在も継続中である。主な観測機器は、JR 東日本と気象研究所の 2 台の X バンドのドップラーレーダーと、高密度に配置された地上気象観測装置である。

b) 使用データ

解析には、JR 東日本のドップラーレーダー（以下、JR 東日本レーダー）と気象研究所のドップラーレーダー（以下、気象研レーダー）のデータ、地上気象観測装置、気象庁の酒田測候所（当時）のデータを主に使用した。但し事例Ⅱに関しては気象研レーダーの観測開始前であったことから、レーダーデータは JR 東日本レーダーのみを用いている。

JR 東日本レーダーは、鉄道に対する突風警報システムの実用性を検証するため、2007 年 3 月に導入された (Kato et al. 2007)。レーダーは余目駅の駅舎の上に設置され、現在まで観測を継続している。周波数は 9.77GHz で観測範囲は 30 km、アンテナ径は 1.2 m でビーム幅は 2 度、パルス幅 0.5μs で、距離分解能は 75 m である。突風をできるだけ下層で高い頻度で観測するために、JR 東日本レーダーは 2rpm で仰角 3 度の単一 PPI 観測を実施している。下層の一仰角のみを観測しているため、突風やそれをもたらす降水システムの鉛直構造を観測することはできないが、30 秒毎という高頻度の観測データにより下層の突風を高い時間分解能で調べることができる。

気象研レーダーは庄内空港の屋上に冬季間のみ設置され、2007 年冬季から観測を実施している。周波数は 9.81GHz で観測範囲は 60 km、アンテナ径は 1.2m でビーム幅は 2 度である。2007 年度の冬季の観測においてはパルス幅 1.0 μ s で、距離分解能は 150m で運用された。突風とそれをもたらす降水システムの 3 次元構造を高い時間分解能で観測するために、気象研レーダーは 3 分毎に 6 仰角の PPI と 2 方位の RHI 観測を実施している。JR 東日本レーダーと気象研レーダーの諸元と観測モードを表 3 に示す。

突風とそれをもたらす降水システムの詳細な構造を観測し検証するため、JR 東日本レーダーと気象研レーダーの周辺に自動気象観測装置が 4 km 間隔で 26 か所設置されている（図 23、以下、地上気象観測網）。自動気象観測装置の仕様を表 4 に示す。感部は 5 m の高さの鉄製の棒の上に取り付けられており、1 秒毎に風向、風速を、10 秒毎に気圧、気温、湿度、感雨を測定している。

更に、気象庁酒田測候所（当時）の地上気象観測データの 1 秒値と酒田消防本部のデータも解析に使用した（図 23）。上空の風のデータについては、酒田測候所（当時）の 1.3GHz のウィンドプロファイラ―データを用いた。

c）解析手法

JR 東日本レーダーと気象研レーダーはマグネトロンレーダーで反射強度とドップラー速度を観測している。一般的な平均ドップラー速度$\overline{v_d}$は$\overline{v_d} = (-\lambda/2)\int f S_n(f)\, df$で求められる。ここで、$S_n(f)$はドップラー周波数$f$におけるスペクトル密度、λ は波長である。それに対して、JR 東日本レーダーと気象研レーダー（2008 年まで）では、ドップラー速度はスペクトル密度$S_n(f_k)$が最大となるドップラー周波数f_kから$v_{md} = (-\lambda/2)f_k$として求められる（図 24）。これを、モードドップラー速度と定義する。モードドップラー速度は、レーダーの観測体積内における散乱体の反射強度で重みづけされたドップラー速度の最頻値である。もしドップラースペクトルが 1 峰性で対称であればモードドップラー速度と平均ドップラー

速度は一致する。今後本研究においては、特に断らない限りこのモードドップラー速度をドップラー速度と呼ぶ。

JR 東日本レーダーは 900pps と 1200pps の二重 PRF 観測を行っており、64 パルスのデータから FFT でドップラー速度と反射強度を算出している。そのため、方位方向のサンプリング幅は 0.76° で、ビーム幅 2° に対して 3 倍程度のオーバーサンプリングを行っている。ドップラー速度の折り返し補正はハイブリッドマルチ PRI 法(Yamauchi et al. 2006)を用いた後、必要に応じて手動補正をおこなった。

気象研レーダーは 1000pps の単 PRF 観測を行っており、64 パルスのデータから FFT でドップラー速度と反射強度を算出している。方位方向のサンプリング幅は 1.5° 、折り返し速度は± 7.64 m s^{-1} である。気象研レーダーの折り返し補正は手動で実施した。また、渦周辺のグランドクラッターはでクラッターマップと晴天時の観測データを元に−0.1 m s^{-1} から 0.1 m s^{-1} の値を手動で除去した。

各 PPI でドップラー速度の極大(V_{max})と極小(V_{min})のペアを探し、その位置と大きさを追跡することで、竜巻等の渦の検出を手動で行った。検出した渦のコア直径D（以下、直径とする）と最大接線速度V_tを推定するため、観測された極大極小間の方位方向の角距離Φと極大極小の速度差の半分の値$\Delta V/2 = (V_{max} - V_{min})/2$を用いた。

Brown et al. (2002)は、1 台のドップラーレーダー観測から算出した渦の直径と最大接線速度の値が、有効ビーム幅 θ_eに対する渦直径の比に大きく依存することを指摘している。彼らの結果は渦の平均ドップラー速度場のシミュレーションを基にしたものである。一方で JR 東日本レーダーと気象研レーダーはモードドップラー速度を使用していることから Brown et al. (2002)同様のシミュレーションを渦のモードドップラー速度場に対して行い、Φ 、$\Delta V/2$ と渦のパラメータとの関係を調べた。JR 東日本レーダーでは、その結果を基に観測される渦のΦ 、$\Delta V/2$ から実際の渦直径と最大接線速度を推定した。推定に際しては時間方向に 5 つの PPI の移動平均を行っている。詳細な推定手順は Appendix に記してあ

る。鉛直渦度ω_zは剛体回転を仮定し、推定された直径と最大接線風速から求めた。JR 東日本レーダーについては、このようにして求めた渦直径、最大接線速度、鉛直渦度を解析に使用する。

気象研レーダーに関しては、ボリュームスキャン間隔が 3 分毎であり、その間で渦の構造が大きく変わる可能性があるため、Φと$\Delta V/2$を同一仰角の PPI について時間平均することは適切ではないと考えられる。そこで、気象研レーダーについては各 PPI において渦周辺のドップラー速度場について最小二乗法によってランキン渦とのフィッテングを行い、D、V_tおよびω_zを求めた。

渦とその周辺の風の場を算出するため、JR 東日本レーダーと気象研レーダーでデュアルドップラー解析を行った。ドップラー速度データは Cressman の手法により、水平格子間隔 100m、鉛直格子間隔 200m の直交座標に内挿した。水平風の算出には、Ishihara et al. (1986)の手法を用いた。JR 東日本レーダーが仰角 3 度の単一 PPI 観測を行っているため、鉛直流の導出は行えない。水平風の算出はレーダービームのなす角度が 30° から 150° の領域内で行った(図 23)。算出に用いた JR 東日本レーダーと気象研レーダーのボリュームスキャンの時間差は 1 分以内である。移動補正には渦の平均移動速度を用いた。

3.2　事例解析Ⅱ：2007 年 12 月 2 日に観測された竜巻

a) 突風被害概要

2007 年 12 月 2 日 0130 LST 頃、山形県酒田市で突風が発生し、被害をもたらした（山形地方気象台, 2007）。図 25 は JR 東日本レーダーの観測領域と、気象庁による被害調査に基づいて被害を受けた家屋の位置を記したものである。被害はトタン屋根や屋根瓦、看板などの飛散であり、被害調査から突風の強度は F0 スケールと推定された。この突風による被害域は断続的に長さ約 3 km、幅約 100 m であった。主に西風による被害が多い中（被害地点 A、B、C）、東風によると見られる被害もあった（D）。深夜であったため目撃情報は

得られていないが、JR 東日本レーダーの観測結果や被害調査結果、ごく短時間の気圧低下や渦の通過を示す風の変化が酒田測候所（当時）（0136 LST 頃、3.2 e)節に示す）や酒田消防本部（0134 LST に最大瞬間風速 38 m s^{-1}, 気圧降下約 3hPa）の観測データでみられたことから、気象庁は後にこの突風を竜巻によるものと結論づけている。

b) 総観場

図 26 は、竜巻発生の約 1 時間半前の 2007 年 12 月 2 日 00 LST における気象庁のメソ客観解析データ(MANAL)による海面気圧と地上風(図 26a)、運輸多目的衛星 MTSAT（Multifunctional Transport Satellite）1 の赤外 1 画像(図 26b)を示したものである。気圧配置は緩やかな冬型の気圧配置となっており、MTSAT の画像では日本海沿岸に発達した降水システムがあった（図 26 の矩形領域内)。MANAL によると、この雲域が気圧の谷に対応した下層の寒気の吹き出しの先端に位置しており、下層の水平シアと緩やかな温度傾度を伴っていた。

気象庁の新潟レーダーでは（図 27)、この雲域内に複数の降水システムが埋め込まれており、コンマ型の形状を示していた。図中の矢印で示す竜巻の親雲は、0130 LST 前後に庄内地方上空を通過した。酒田測候所（当時）のウィンドプロファイラーによる観測から、この親雲の通過前は下層 1 ㎞で強い西南西風が卓越していた（図 28)。下層の鉛直シアは 0.7～1.2×10^{-2} s^{-1} であった。ウィンドプロファイラーの観測によると、降水システムの通過に伴い、下層 1.5 ㎞の風は 0130 LST に西南西から西または西北西へと変化した。また地上気象観測網や酒田測候所の地上気象観測でも、同様の風向の変化と気温の低下が見られている（3.2e)節にて後述)。このことは、親雲を含めたコンマ状の降水システムがメソスケールの前線帯に伴って観測されたことを示唆している。MANAL から、00 LST の CAPE は 100～200 J kg^{-1} であった。

c) 降水システムの特徴

JR 東日本レーダーで観測された竜巻の親雲の反射強度場とドップラー速度場を図 29 に示す。親雲は、コンマ状のヘッドの部分で反射強度が強くなっており、水平スケールは約 30 km、気象庁現業レーダーによる観測からエコー頂高度は約 6〜8 km であった。降水システムは海上で発達、東進して 0120 LST 頃上陸し、内陸へ移動した。移動するにつれて、コンマ状のヘッドの部分の反射強度は増大し、システムの形状も渦状に変化していった。地上気象観測網による風の場は、この親雲に伴って低気圧性の回転を示していた。また地上気象観測網による気温、気圧の 00 LST〜03 LST の平均からの偏差を見ると（図 30)、親雲の通過中は、気温偏差は正、気圧偏差は負の値を示していた。一方で、親雲の通過後は気温偏差は負、気圧偏差は正の値を示していたことから、親雲は中心付近が相対的に暖かく、気圧が低くなっていたことが分かる。

d) 観測された渦の特徴

JR 東日本レーダーによる高分解能観測から、親雲のヘッドの部分には少なくとも 4 つの渦 (A〜D) が埋め込まれていた (図 29)。これらの渦の直径は 4 km 以下であることから、これらの渦はマイソサイクロン (Fujita 1981)に相当する。渦の回転方向は、すべて親雲と同じ低気圧性であった。

渦は親雲内の下層の収束線に沿って並んで観測されていた。渦 A と渦 D は観測領域内で発生し、それぞれ 0120:27 LST、0123:51 LST に親雲のヘッドの東端で発生、その数分後に下層の収束線（図 29b、c の点線）が明瞭になった。この収束線は低気圧性の水平シアを伴っており、ドップラー速度から見積もった下層の収束は降水システムの発達に伴って 1.0 $\times 10^{-2}$ s^{-1} 程度まで増加していた。

観測された渦の移動経路を示したのが、図 31 である。渦は日本海上で発達、東南東進し、渦 B と C は上陸前に衰退、渦 A と D が上陸した。渦 D は 0130 LST 頃から向きを変えて渦 A に接近しており、渦 A との相互作用によるものだと考えられる（詳細は 3.2 e)節で述

べる)。渦 A は 0134 LST から 0138 LST にかけて被害域(図中＋印)上空を通過しており、地上で渦の通過を示唆する変化が観測された時間帯と一致していることから、渦 A が竜巻に対応していたと考えられる。

渦 A の直径、最大接線速度、鉛直渦度の時間変化を図 32 に示す。参考のため、各 PPI 毎のΦおよび$\Delta V/2$についても示してある。Φに見られる細かい変動は、概ねサンプリング角度と同じか 2 倍程度であり、レーダー観測による人工的なものだと考えられる(Wood and Brown 1997, 2000)。図から、最大接線速度は、上陸するまでは徐々に増加しており、上陸後すぐに減少に転じていることが分かる。最大接線速度の変化に対応し、渦直径も上陸前までは縮小していたが、上陸後はほぼ変化がなかった。その結果、鉛直渦度は上陸までは増加、上陸後は減少していった。渦 A の上陸に伴う変化については、4.1 節で議論する。

図 33 は渦 A が被害域上空を通過した時間帯の渦 A のドップラー速度場と反射強度場を示したものである。渦 A に対応する明瞭なドップラー速度の極大・極小のペアが被害域（+印）上空を通過していることが確認できる。渦 A に伴って、反射強度場では渦の中心付近が弱くなる明瞭な“眼”と、それをとりまく反射強度の強い領域が見られており、過去の竜巻のレーダー観測で報告されている特徴と類似していた(e.g., Wurman and Gill 2000; Bluestein et al. 2003a, b; Tanamachi et al. 2007)。反射強度の眼は、渦 A が最も活発な時間帯(1630:11 LST から 1636:01 LST)に明瞭に観測された。反射強度の眼は遠心力によって降水粒子が渦中心から遠ざかったり、力学的な下降流に伴って観測されることが指摘されているが(e.g., Wurman et al. 1996; Dowell et al. 2005)、本事例においては、ドップラー速度のパターンから下降流を示唆する発散は観測されなかった。

渦 B、C、D についても、渦直径と最大接線速度の時間変化を調べた。渦 B と C の渦直径は当初はほぼ一定で、その後海上で消滅するまで、増加していった。最大接線速度はほぼ時間変化が見られず、総じて渦 A よりも小さな値を示していたことから、渦 B と C は衰退期にあったものと考えらえる。一方渦 D は上陸後に最大接線速度が減少しており、渦 A

と同様の変化を示していた（図 34)。一方で渦直径は上陸後に減少し、その後衰退する間も減少し続けていた。このような渦 D の変化は他の渦（A、B、C）や過去の研究(e.g., Bluestein et al. 2003b)で見られた変化と異なっており、渦 A との相互作用によるものではないかと推測される(Lee and Whilhelmson 1997b)。渦 A と渦 D の相互作用については、3.2 e)節で述べる。

観測された 4 つの渦の特徴を表 5 に示す。各渦の寿命は 15～30 分で直径は 400m から 2400m、最大接線速度は 9～18 m s^{-1}、鉛直渦度は 10^{-2} から 10^{-1} s^{-1} のオーダーであった。移動速度は 8.9～14.2 m s^{-1} と最大接線速度と同程度であり、両者が強め合う強風域側で突風をもたらしたと考えられる。観測された渦のうち、渦 A が最も寿命が長く、最大接線速度が強かったこと、唯一地上被害を伴っていたことから、今後は渦 A に焦点をあてて詳細な特徴を調べる。

e) 被害をもたらした渦の詳細な特徴

この節では、被害をもたらした渦 A の詳細な特徴を調べた結果を述べる。まず渦 A の速度構造を調べるために、観測されたドップラー速度場を理論的な渦モデルのものと比較した。変形ランキン渦の接線速度V_tは、以下のとおり表される。

$$V_t = V_0 \frac{R}{R_0} \qquad for\ R \le R_0$$
$$V_t = V_0 \left(\frac{R_0}{R}\right)^{\alpha} \qquad for\ R > R_0 \tag{1}$$

ここで、Rは渦中心からの距離、V_0はコア半径($R = R_0$)における最大接線速度、αは定数である。過去の竜巻に関する観測では、式(1)における αは概ね 0.5 か 0.7 であり(e.g., Wurman 2002; Wurman and Gill 2000; Wurman and Alexander 2005)、摩擦による角運動量の消散を示唆している (e.g.,Wurman and Alexander 2005)と指摘されている。0135:02 LST に観測された渦 A の中心を横切る方位方向のドップラー速度と反射強度のプロファイルを図 35 に示す。比較のため、理論的な渦モデルのプロファイルに、移動速度を加味したものも

示している。観測されたドップラー速度は、コア半径に対応して極大・極小を示している。コア半径より外側のプロファイルは、ランキン渦よりも変形ランキン渦（$\alpha = 0.7$）とよく一致しており、渦 A の速度分布が過去の研究における竜巻の速度分布と同様であったことを示している。但し、レーダーで観測されたドップラー速度の極大・極小の差は実際の最大接線速度を過小評価している可能性があるため、より変形ランキン渦に一致しやすくなっていることも考えられる。

次に、上空の渦の通過に伴って地上データでどのような変化が観測されたかを調べた。JR 東日本レーダーの観測からは、渦 A が酒田測候所（図 25）上空を通過する様子がとらえられていた（図 33）。図 36 に 0125 LST から 0150 LST までの酒田測候所における最大瞬間風速、風向、地上気圧、気温および湿度の 10 秒毎の時間変化を示す。風向・風速は 0.25 秒毎の風観測データから求められているため、10 秒間に観測された風向の最大値と最小値も併せて示している。0135:00 LST から 0136:40 LST にかけて風速の増加(～6 m s^{-1})と風向の急変(SSE→W→NNW)が観測されており、渦の通過を示唆している。また、同時間帯の風向の最大値と最小値の差が大きくなっていることから、風向が短時間に急激に変化していたことを示唆している。0135:20 LST から 0135:50 LST にかけて 3～3.4hPa の明瞭な気圧降下が観測されたことも、渦の通過を示唆している。このような渦の通過に加えて、渦の通過前後で風が南西もしくは西風から西北西に変化し、気温が約 3 度低下するなど、降水システムの通過に伴う変化も観測されている。また、同じ時間帯に霰や雷電も観測された。

次に上空の渦と地上で観測された渦の対応関係を調べるため、渦の移動速度を用いて地上の時系列データの時間空間変換を行った。図 37 は 0135:02 LST に酒田測候所上空で JR 東日本レーダーで観測された渦 A のドップラー速度と反射強度に、地上の時系列データから時間空間変換で得られた、渦の移動経路に沿った気圧と風の分布を重ねて示したものである。地上の渦のコア直径は風向変化から 320m、気圧降下からは 480m と見積もられ、ド

ップラーレーダーで観測された上空 500m の渦のスケール(500m (0135:02 LST)～520m (0135:32 LST))と同程度であった。3.2 a)節で述べたとおり、被害調査から明らかになった被害域の幅は約 100m であり、渦のコア直径に比べると小さい。これは、渦の移動速度が最大接線速度と同程度であり（表 5)、両者が強め合う渦の進行方向右側が被害をもたらし得る強風域となっているためと考えられる。図 37 では上空の渦は地上の渦よりもやや風下に傾いており、環境場の鉛直シアによるものと推測される。

次に、地上で観測された気圧降下を、変形ランキン渦において旋衡風近似を仮定して求めた気圧降下と比較した。式(１)で示される変形ランキン渦に伴う気圧降下量は、旋衡風バランスを仮定した気圧変化と最大接線速度の関係式を積分することで、以下のとおり与えられる(e.g., Winn et al. 1999; Lee and Wurman 2005)。

$$P(R) = P_\infty - \rho V_0^2 \left(\frac{1}{2\alpha} + \frac{1}{2} - \frac{1}{2}\frac{R^2}{R_0^2} \right) \qquad for\ R \le R_0$$
$$P(R) = P_\infty - \frac{1}{2\alpha}\rho V_0^2 \frac{R_0^{2\alpha}}{R^{2\alpha}} \qquad for\ R > R_0 \qquad (2)$$

ここで、P_∞は渦から遠く離れた場所での気圧、ρは大気密度である。式(２)において$\rho = 1.25$ kg m^{-3}、$\alpha = 0.7$として、ドップラーレーダーによる観測から最大接線速度V_0を 15.5 m s^{-1} (0135:32 LST)～15.7 m s^{-1} (0135:02 LST)とすると、渦中心におけるP_∞からの気圧降下量ΔPは 3.6～3.7hPa と見積もられる。この値は、観測された気圧降下量(3～3.4 hPa)とよく一致しており、渦 A において旋衡風バランスがよい精度で成り立っていたことを示唆している。

最後に渦の相互作用について調べた結果を述べる。図 31 および図 33 に示すとおり、渦 D は渦 A に近づくにつれて、進行方向を変え、渦 A の周りを回るように移動をしていた。Bluestein et al. (2004) は隣り合う 2 つのダストデビル間における同様の相互作用を示し、藤原効果と整合的であると指摘した。同様の相互作用はドライラインにおけるマイソサイクロンの併合過程(Marquis et al. 2007)においても観測されている。また、Ohno and

Takemi (2010) は数値実験により、対流境界層内のダストデビルの強化過程において、渦の併合が重要であったことを指摘している。ここでは、渦 A と D の相互作用を定量的に調べた。

回転方向が同じ渦 A（循環Γ_A）と D（循環Γ_D）が相互作用する際、渦 A および D はそれぞれの渦中心間の距離L_{AD}を循環比$\Gamma_D:\Gamma_A$で分割する重心の周りをそれぞれ速度$\Gamma_D/(2\pi L_{AD})$、$\Gamma_A/(2\pi L_{AD})$で回ることが知られている。そこで、観測された最大接線速度から循環比を求めて回転速度V_{estA}、V_{estD}を推定し、その値を実際の渦の回転速度V_{obsA}、V_{obsD}と比較した。変形ランキン渦 ($\alpha = 0.7$) を仮定して推定した渦の回転速度は、$V_{estA} = 2.7$ m s^{-1}、$V_{estD} = 4.2$ m s^{-1}、循環比は$\frac{\Gamma_A}{\Gamma_D} = 1.57$であった。実際の渦の移動速度から、渦 A、渦 D の中心間の距離を循環比 1.57 で分割する軌道中心の周りを回る回転速度を調べた。図 38 は渦 A と渦 D の相互作用が確認された時間帯の各渦と、推定された軌道中心の位置を示したものである。渦 A と D が軌道中心の周りを約 122 度回転する間、軌道中心はほぼ一定の移動速度$u = 12.0$ m s^{-1}、$v = -3.0$ m s^{-1} で東南東へ移動しており、渦 A、B、C の移動速度と同様であった（表 5）。渦 A、D が軌道中心を回転する速度は$V_{obsA} = 2.5$ m s^{-1}、$V_{obsD} = 4.0$ m s^{-1} と求められ、推定された回転速度V_{estA}、V_{estD}とよく一致していた。このことから、観測された渦 A、渦 D の動きは、相互作用によるものであると考えられる。

渦 A、B、C については、相互作用がみられなかった。これは、渦 A、B、C 間の距離は、渦 AD 間の距離に比べて大きかったため、相互作用が小さかったためではないかと推測される。過去の研究においては、ノンスーパーセル型竜巻の発生前にしばしば渦の併合が見られ、活発な対流の発達に寄与していることが指摘されている(e.g., Wilson 1986; Wilczak et al. 1992; Roberts and Wilson 1995)。本研究では活発な対流が発達し、渦 A が竜巻にまで発達した後で渦の相互作用がみられたという点が、過去の研究とは異なっていた。

3.3　事例解析Ⅲ：2007 年 12 月 31 日に観測された渦に伴う突風

a) 総観場

2007 年 12 月 31 日 04 LST 頃、山形県の庄内平野に設置された地上気象観測網の B1 地点において(図 23)、突風が観測された。なお、本事例においては突風被害は報告されていない。突風が観測される約 1 時間前の 03 LST の MANAL データによる海面気圧と地上風ベクトルを図 39 に示す。典型的な冬型の気圧配置となっており、観測領域の南西に弱い気圧の谷があった（図 39 の破線)。観測領域周辺では、北東から南西方向の走向をもつ降雪バンドが次々と観測されていたが（図 40)、これらの降雪バンドの通過に伴って、霰や雷電は観測されなかった。降雪バンドのなかで、突風をもたらした親雲に対応するものが最も発達し反射強度が強くなっていた。(図 40 中矢印)

酒田測候所（当時）におけるウィンドプロファイラーの観測では、この降雪バンドの通過の 30 分ほど前から、下層約 2 ㎞において西南西風が観測され始め、通過後は強い西風に変化していた（図 41)。MANAL によると降雪バンドの通過時間帯は下層 2.5 km は弱い対流不安定となっており、CAPE は 100～150 J kg^{-1} 程度、浮力がなくなる高度(LNB)は 4～4.5 km であった。

b) 降水システムの特徴

突風をもたらした降雪バンドは約 30 km 沖合で形成され、海岸に近づくにつれて発達した。JR 東日本レーダーで観測された降雪バンドの反射強度場とドップラー速度場を図 42 に示す。地上の風は降雪バンドの前面では弱い南西もしくは西風が卓越していたが、後面では北西風が卓越しており、明瞭な収束(1.2×10^{-2} s^{-1})と低気圧性の水平シア(0.3×10^{-2} s^{-1})を伴っていた。この収束線に沿う成分の風速差は平均で 3.2 m s^{-1} であり、水平シアライン上で発達する暖候期のノンスーパーセル型竜巻の場合(5～30 m s^{-1}; Lee and Wilhelmson 1997a)と比べて弱かった。気象研レーダーによる RHI 観測でも（図 43)、ドップラー速度場において強い下層収束が見られている。下層の南西風の厚みは、気象研レ

ーダーによるRHI観測やウィンドプロファイラ―の観測から約1 kmと見積もられた。反射強度場からは降雪バンドが発達し、オーバーハングしている構造が見られている。エコー頂は4〜5 kmであり、MANALから求めたLNBとほぼ同じであった。

降雪バンド内には、下層の収束線に沿って4〜9 km間隔で少なくとも5つの低気圧性の渦が観測されていた(図 42の1〜5)。過去の研究において、水平シア不安定によってシアライン上にこのような渦が発達することがしばしば指摘されており、(e.g., Carbone 1982; Mueller and Carbone 1987; Wakimoto and Wilson 1989; Lee and Wilhelmson 1997a), 線形論によって最も成長率の速い波長は、シア領域の幅の~ 7.5倍であるとされている(Miles and Howard 1964)。また、Buban and Ziegler (2016)においては線形論における議論が、非線形な段階に移行した後も適用できることを報告している。本事例においては、気象研レーダーの RHI 観測においてドップラー速度の動径方向の勾配をもとにシア領域の幅を0.5〜1.0kmと見積もることができた。最も成長率の早い波長は3.8〜7.5 kmと推定され、観測された渦間の距離4〜9 kmと同程度であった。このことから、観測された渦の初期の発達においては、水平シア不安定が重要であったと考えらえる。

2台のレーダーから概ね20 km以内で観測され、上陸した3つの渦（図 42の2〜4）について、JR東日本レーダーによる観測をもとに寿命や移動速度、コア直径、最大接線速度、鉛直渦度などを調べた。これらの渦の寿命は15〜23分、移動速度は12〜14 m s^{-1}、コア直径は400〜1900 m、最大接線速度は7〜11 m s^{-1}、鉛直渦度は10^{-2}〜10^{-1} s^{-1}のオーダーであった(表 6)。

c) 観測された渦の鉛直構造と時間変化

観測された渦は日本海上で検出され始め、その後東進して一部が上陸した（図 44)。それらのうち、渦4が地上気象観測点の直上を通過して突風をもたらし、両レーダーから10 km以内の至近距離において観測することができた。今後は、この渦に焦点を当てて鉛直構造とその時間変化を詳細に解析する。

1) 地上における渦の直接観測

JR 東日本レーダーによる観測から、渦 4 の進行方向右側が地上気象観測点 B1 地点上空を通過し、その後さらに渦 4 の中心付近が地上気象観測点 B3 地点上空を通過していた。渦の移動速度が最大接線速度よりもやや大きいことから（表 6)、渦にともなう地上相対風は非対称になっており、渦の進行方向右側では移動速度と渦の回転速度が強め合うことで強風域になっていた（図 42 のドップラー速度参照)。

B1 地点では、上空を渦 4 の進行方向右側の強風域側が通過したのに伴い、0405:46～47LST に 25.0 m s $^{-1}$ の突風が観測されている（図 45)。~20 m s^{-1} の風速の立ち上がりと同時に~1 hPa の気圧降下が観測されており、渦の通過を示唆している。なお渦の通過に加えて収束線の通過を示唆するような風速の増加 (図 45a：収束線の前面では~5 m s^{-1} (～0400 LST)から収束線の後面では~15 m s^{-1}(～0410 LST))や、西風から北西風への風向変化、気圧の若干の減少も観測された。B3 地点においても、上空を渦 4 の中心付近が通過したのに伴い、0417 LST 頃に急激な風向風速の変化と~0.6 hPa の気圧降下が観測されていた(図 46)。両地点とも、渦の通過に前後して気温の変化は見られなかった。

2) 渦の鉛直構造と時間変化

次に、渦 4 の鉛直構造と時間変化を詳しく調べるために、まずは気象研レーダーで観測された渦の高度分布と直径の時間変化を調べた(図 47)。渦は当初 0350:14 LST ～0354:38 LST にかけては下層約 500m 程度でのみ観測されていたが、その後上空に発達し始めた。海岸からの距離~3 km に到達した際には(0401:30 LST～0403:05 LST)、渦は気象研レーダーで観測可能な最高仰角に対応する高度 2.5 km 以上まで達しており、降雪バンドのエコー頂高度の半分の高度までは少なくとも渦が存在していたことを示している。3.3 b)節で示した通り、親雲である降雪バンド内にはメソサイクロンが観測されておらず、渦が下層の収束線に沿って発達して上空へ伸びていったことから、過去の暖候期の深い対流におけるノ

ンスーパーセル型竜巻のレーダー観測(e.g., Wakimoto and Wilson 1989; Roberts and Wilson 1995)と同様の発達過程を示していた。

渦が上空に発達するのに伴って、コア直径の変化や渦の軸の傾きの変化が観測された。渦が高度 2.5 ㎞まで達した時間帯では(0401:30 LST ～ 0403:05 LST), 下層の渦直径が上空の渦直径に加えてやや大きく、上空(約 1.5 km 以上)では渦の軸はやや鉛直シアの風下側である進行方向前方に傾いていた。その後上陸に伴い(0407:08 LST ～ 0408:43 LST)、 高度 700 m 以下では渦直径の顕著な減少が見られた。また、渦がさらに内陸へ進むにつれて(0409:57 LST 以降)、下層の渦(約 1.5 km 以下)も進行方向前方に傾いて行った。ここで見られた上陸に伴う渦の傾きは、上陸後は渦の軸が進行方向前方に傾くという過去の観測による研究(Kato et al. 2015a)と同様の結果を示している。

渦が上空に発達するにつれて、下層の渦がどのように変化したかを見るために、下層を 30 秒毎の高頻度で観測している JR 東日本レーダーのデータで調べた。図 48 は反射強度とドップラー速度の時間変化を示したものである。ドップラー速度場で渦直径が縮小している様子が見られるのに加え、反射強度場においても明瞭な構造変化が観測されている。渦が上空に発達するのに伴い、反射強度場ではキンクが明瞭になりフックエコーが形成されていった(図 48a～c : 0356:20 LST ～0402:09 LST)。その後フックエコーの先端が降雪バンドから切り離され、(図 48d : 0403:37 LST) 渦とそれに伴うフックエコーの先端が縮小していく様子が捉えられている(図 48e、f : 0407:29 LST ～ 0409:55 LST)。

下層の渦の時間変化をさらに詳しく調べるために、JR 東日本レーダーデータから渦のコア直径、最大接線速度、鉛直渦度を推定した (図 49)。JR 東日本レーダーは仰角 3 度を観測しているため、図 49 に示すとおり観測している渦の高度は時間と共に下がっていく。しかし、気象研レーダーによる観測から(図 47)、高度約 700m 以下の渦の構造変化は少ないと考えられるため、図 49 は下層の渦の時間変化を表していると考えられる。図 49 から、渦が海岸から約 2 km 沖合に到達した頃(~0403 LST)、渦直径は急激に減少し始めた。渦直

径は上陸後も 0410 LST 頃まで減少し続け、上陸前の約 3 分の 1 の大きさにまで縮小した。この渦直径の減少に伴い、最大接線速度と鉛直渦度は増加していた。観測されたような上陸に伴う渦の最大接線速度と渦度の増加は、過去に Kato et al. (2015)で報告されている上陸時の最大接線速度の減少と大きく異なっていることから、その要因を明らかにするために渦周辺の下層風の時間変化と親雲である降雪バンドのふるまいを調べた。

図 50 はデュアルドップラー解析により求めた渦に相対的な水平風ベクトル、発散場、鉛直渦度の等値線を示したものである。渦と渦の近傍の収束線における下層収束は、渦が縮小し始めたのとほぼ同じタイミングで増加し始めており(図 50b：0404:35 LST)、渦が縮小するのに伴って収束も強まっている様子が見られる(図 50c：0407:29 LST)。このような下層の収束の強化は、JR 東日本レーダーによる観測においても見られていた。30 秒毎に観測されたドップラー速度場からは、渦近傍の収束線におけるドップラー速度の動径方向の収束が増加する様子が捉えられていた。なお、JR 東日本レーダーのビームは収束線にほぼ直交していたことから、観測された動径方向の収束の増加は、ビーム方向の変化によるものではない。以上のことから、本事例で観測された下層の渦の縮小と最大接線速度と鉛直渦度の増加の要因は、下層の収束に伴う上昇流による渦の引き伸ばしによるものであったと示唆される。

ここで注目すべきは、上述したような下層収束の強化が降雪バンドが成熟期に達した後で観測されていることである。図 51 は、渦 4 を取り囲む領域(図 50 に示す矩形領域)における、各仰角の最大反射強度を時間高度断面の等値線で示したものである。最大反射強度の等値線は(43dBZ および 45 dBZ)、渦が縮小し始める直前(0358 LST ～ 0400 LST)で下降しており、渦の周辺で降水粒子の降下に伴う下降流が発達し始めていることを示唆していた。

d) 上陸に伴う渦の変化とその要因

前節で述べたとおり、渦は上陸に伴い明瞭な変化を示した。上層の渦は上陸前からやや鉛直シアの風下側に傾いており、上陸後は渦に伴うフックエコーは不明瞭になっていき、上層の渦が衰退していったことを示唆していた。その一方で、下層の渦は上陸に伴って顕著な渦直径の縮小と最大接線速度と鉛直渦度の増加を示しており、上空の渦が衰退するのに比べて急激な変化が見られた。このような下層の渦の時間変化は、過去の研究結果とは大きく異なっている (e.g., Kusunoki et al. 2011; Inoue et al. 2011; Kato et al. 2015a)。Inoue et al. (2011)（事例Ⅱ）および Kato et al. (2015a)では、上陸に伴い最大接線速度が増加ではなく減少していたことを示している。Kusunoki et al. (2011)では上陸に伴い渦が縮小したが、最大接線速度は増加しなかった。過去の研究においては、渦の時間変化に伴う親雲の変化について議論されていなかったため、このような違いをもたらした要因となる物理過程に関して比較解析による綿密に議論を行うことはできない。しかしながら、観測された上陸に伴う下層の渦直径の減少と最大接線速度と鉛直渦度の増加は本事例に特有のものであり、親雲である降雪バンドのふるまいとの関係を含めて注目すべきものであると考えられる。

前節で述べたとおり、渦が縮小している時間帯は(0403 LST～0408 LST; 図 49 参照)、渦と渦近傍の収束線における下層収束は顕著な増加を示していた (図 50b および c)。 図 51 に示す渦周辺の最大反射強度の高度時間断面より、これより少し前の 0358 LST ～ 0400 LST において降水コアが降下している様子が確認できる。この降水コアの降下に伴う風の場を確認するために、気象研レーダーで 0401 LST に観測された渦の南西約 4 km における降雪バンドにほぼ直交する RHI と、近接する時刻の PPI を図 52 に示す。ドップラー速度場は、高度 1.4 km 付近で降雪バンドの後方から西風が流入し(図 52a の真ん中の図中の矢印参照)、降雪バンド内で下降し、降雪バンドの前方で高度 0.4 km 以下の低い高度から流出する様子を示唆している。降水コアの下降が観測された場所と時間から考えて(図 51)、

これは降水粒子の降下に伴う下降流によって、後方からの流入に伴って上層の強い運動量が下層に運ばれたことを示唆している。 反射強度場と動径方向の収束場においても(図 52a の下の図)、降雪バンドの下部が前方に突き出しており、その先端で下層の動径収束が強くなっている。この動径風の収束は、図 52b(下の図)に示す PPI においても確認でき、寒色系の領域で示す動径方向の収束域が降雪バンドの前面に沿って渦 4 のすぐ南側まで伸びている。 これらのことから、このような外出流が下層の収束線および渦 4 の縁辺での下層収束の強化をもたらしたことが示唆される。Lee and Wilhelmson (1997b)は、ノンスーパーセル型竜巻の成熟期の後半において、降水に伴う外出流が下層収束を強化することで、渦の引き伸ばしを強め得ることを示している。彼らの事例は暖候期の外出流の先端におけるノンスーパーセル型竜巻を扱っており、寒気吹き出し時の降雪バンドを対象とした本事例とは扱う現象が異なっているが、本事例で観測された下層の外出流も下層収束の強化とそれに続く渦の引き伸ばしの強化に関連しているのではないかと考えらえる。

他の渦に関しては、図 44 に示されているように、渦 3 も上陸に伴い渦直径が減少している。渦 3 は渦 4 に隣接しており、上陸の際に渦 3 周辺の下層収束が大きい値を示していたことから(図 50)、渦 3 は渦 4 と同様の過程で縮小したのではないかと考えられる。渦 3、4 とは異なり、上陸に際して渦 1 は大きな変化を示さず、渦 2 は逆に渦直径が増加していた。渦 1、2 と渦 3、4 とに見られた顕著な相違は、渦 3、4 に伴う反射強度に比べ、渦 1 と 2 に伴う反射強度は弱く、広がっていたことである。したがってこのような反射強度場の違いをもたらす下層収束の違いが渦の上陸時のふるまいに相違をもたらしていた可能性はあるが、渦 1 と 2 はレーダーから 15 km 以上の遠方に位置し、詳細な解析を実施することが難しいため、これ以上の議論は行うことができない。

3.3b)節で述べたとおり、本事例では、沿岸に近づくにつれて降水システムが発達する様子が見られた。渦周辺の反射強度は海岸から約 10 km の場所で強まり(図 47 : 0350 LST 頃)、上陸の直前で降水コアの降下が始まり、渦の発達に寄与していたと考えられる。この

ような海岸付近での降雪バンドの強化は、気象庁の新潟レーダーでも観測されていた。本事例においては、ドップラーレーダーによる観測で降雪バンド以外の場所での風の場を観測することはできなかったが、海岸線に沿った定常的な収束線の存在は認められなかった。また突風をもたらした降雪バンドに前後して海岸に平行な降雪バンドが次々と観測されていたが、それらの降雪バンドのうち、沿岸で強まったのは 0400 LST 頃に観測された親雲と 0130 LST 頃に上陸した別の降雪バンドのみであった（但し、0130 LST 頃の降雪バンドの強まりは、観測領域よりも南側で見られた)。したがって、本事例の通過時に沿岸に定常的な収束線が存在していた可能性は考えづらい。一般的に、陸上では地表面粗度が大きく一般風において等圧線を横切る成分が強くなるため、風下側で沿岸に沿ってメソスケールの収束域が形成されやすいことが指摘されている(Markowski and Richardson 2010)。3.3a) 節で述べたとおり、本事例では観測された降雪バンドの通過の 30 分ほど前から陸上で観測された下層の風が南寄りに変わっていた。したがって、降雪バンドが海岸に近づくにつれてバンド前面の風が南よりに変わり、降雪バンドの強化とその後の渦の発達につながっていた可能性があると推測される。

4 考察

4.1 降水強化過程

2 章では、冬季日本海沿岸における降水システムの強化過程について、北陸地方で観測された 1 事例の解析を行い、その詳細な力学的過程を明らかにした。本事例における降水強化は、一般風の西風と沿岸に形成された地形性の下層南西風との収束線において、降雪バンド内で活発な対流セルが発達することで引き起こされていた。また、そのような降雪バンドの発達に伴い、下層の収束線のふるまいも大きく変化していた。ここでは、このような降雪バンドの発達に伴う下層の収束線の詳細な変化過程について、過去の主な研究との比較をふまえて考察を行う。

表 7 は、本研究と降水強化過程に関する過去の主な研究の結果を表にまとめたものである。これまで、北海道西岸、東部北陸および西部北陸地方において、ドップラーレーダーによる観測を中心とした研究が行われてきた。降水強化をもたらす収束線の形成要因としては、大きく陸風と地形によるものに分けられる。また、強化過程としては、既存の雪雲の発達と、収束線における降雪バンドの形成に分けられる。総観場としてはいずれも弱い冬型で、そのうち地形性の収束線が形成された本研究と Ohigashi et al. (2014)においては日本海上に小低気圧や気圧の谷が存在し、西風が卓越していたという特徴があった。降雪バンドとそれに伴う収束線の動きに示されるように、これらの研究の中で、本研究と Ishihara et al. (1989)では、降水システムの強化に伴って、収束線の位置・構造が大きく変化していた。

北海道西岸におけるドップラーレーダー観測から、Tsuboki et al. (1989a)は陸風前線の動きが陸側からの冷気の供給と陸風の北西風へのエントレインメントとのバランスによって決まっていることを指摘した。彼らの事例においては、陸風前線はほぼ停滞していたことから両者が釣り合っていたと考えられること、また Tsuboki et al. (1989b) のように前者が卓越する場合は陸風前線は沖合へ進行し、そうでない場合は藤吉ら(1988)のように陸側へ後

退することも指摘している。Tsuboki et al. (1989a) においては、降雪雲のエコーが陸風前線において強化され、前線の後方で急速に衰弱する様子が観測されているが、陸風前線はほぼ停滞していたことが示されている。Ohigashi et al. (2014)においても、既存の雪雲が発達した一方で、収束線はほぼ停滞していた。一方、本事例においては、下層の収束線を形成する陸側の南西風層の厚みは時間と共に大きく変化し、また下層の収束線の位置も降雪バンドの進入と発達に伴い大きく移動していた。その要因として、本事例の降雪バンド（高度 6～7 km)が、Tsuboki et al. (1989a)や他の事例に比べて背が高く活発であったため、降雪バンド自体が下層の南西風層とそれに伴う収束線の構造とふるまいに大きな影響を与えていたためと考えられる。北陸地方西部において季節風と陸風との間で発達した降雪バンドの構造を調べた Ishihara et al. (1989) においても、降雪バンド内の上昇流に陸風が取り込まれることで、降雪バンドと共に陸風前線が陸側に後退し、降雪バンドが衰退すると陸風が再び沖合に進行していったことを指摘している。彼らの事例においても降雪バンドは高度 4～5 km まで発達しており、降雪バンド自体が陸風前線の動きに影響を及ぼしていた。Ishihara et al. (1989) や本事例の結果は、比較的発達した降雪バンドにおいては降雪バンドが下層の収束線の構造やふるまいに強い影響を及ぼすことを示唆している。さらに、Ishihara et al. (1989)の事例においては、Eito et al. (2005)で指摘されているとおり、降雪バンド内の対流セルの動きを支配する主風向の向きと降雪バンドの向きが直交していることで、陸風前線がより降水システムの影響を受けやすかったと考えられる。

本事例では、収束線が陸側に追いやられていく際に降雪バンド内の活発な対流によって混合されることで、収束線は一時不明瞭になっていった。一方で、降雪バンドが収束線に対して約 20 度の角度を持って進入してきたため、収束線は南西側から徐々に崩れていった。したがって降雪バンドの通過後は南西風が再び移流してくることで、次の降雪バンドが進入してくる前に明瞭な収束線を再形成することができたと考えられる。更には Eito et al. (2005)で指摘されているように、南西風層における降雪粒子の昇華に伴う冷気の供給も、収

束線の再形成に寄与していたと推測される。その一方で、2.2b) 2)節で述べたとおり、降雪バンドⅢの進入前に形成された収束線は、それ以前に形成されていたものと比較して、下層の南西風層の厚みが薄く位置も陸側へ約 10 km 後退していた。柏崎のレーダーサイトでは、降雪バンドⅢの通過の 1～2 時間後、29 日 02 LST 頃から風が北寄りになるとともに 03 LST 頃から気圧が上昇し始めており（図 4)、地形による迂回効果によって下層の南西風が形成されにくい場に移行しつつあったことも、その要因と推測される。

4.2　突風形成過程

3 章では、冬季日本海沿岸における突風形成過程について、山形県庄内平野における竜巻等突風が観測された 2 事例の降水システム内の微細な気流構造を解析することで、突風をもたらす渦の構造や発達過程および上陸時の変化過程を調べた。両事例で観測された渦は降水システム内の下層の収束線上に沿って複数形成されており、水平シア不安定によって生じた鉛直渦に起因するものと考えられた。また、事例Ⅲにおいては時間と共に下層から上層に発達しており、降水システム内の上昇流によって引伸ばされて発達したと考えられる。このことは、冬季日本海上で発達する背の低い雪雲においても、ノンスーパーセル型竜巻と同様の過程で竜巻等突風をもたらす渦が発達したことを示唆する。表 5 および表 6 に示したそれぞれの渦の特性を、一般的な竜巻とメソサイクロンと比較したのが図 53 である。これまで米国を中心に観測されている竜巻は、直径が数十 m から大きくても 2 km 程度、代表的な直径は 200m (Bleustein et al. 2013)であるのに対し、本研究において観測された渦の直径は 400m～2400m であり、やや大きくなっている。また、一般に竜巻に伴う風速は～20m s^{-1} から～140m s^{-1} とされているが(Bleustein et al. 2013)、観測された渦の最大接線風速(V_t: 7～18　m s^{-1})は比較的弱く、また移動速度（9～14 m s^{-1})は過去の日本における竜巻の平均値(9.6 m s^{-1}, Niino et al. 1997)よりもやや速く、最大接線風速と同程度であった。したがって、速い速度で移動する降水システム内でノンスーパーセル型竜巻

と同様の過程でマイソスケールの比較的弱い渦が発達することで、渦の進行方向の片側で突風がもたらされていたと考えられる。

本研究で観測された渦の直径が竜巻の代表的な値に比べてやや大きく、また最大接線風速が比較的弱い要因としては、冬季日本海上で発達した降水システムであることから、上昇流が弱いことが推測される。実際に事例Ⅱと事例Ⅲでは、事例Ⅱの方が観測された渦の最大接線速度が強く（事例Ⅱ：最大 18 m s^{-1}, 事例Ⅲ：最大 11 m s^{-1})、また事例Ⅱでは観測されたうちの 1 つの渦が F0 スケールの竜巻被害をもたらしていた（表 5 および表 6)。そこで、渦の強さに影響を及ぼす要因のうち、親雲である降水システムについて両事例の比較を行ったのが表 8 である。事例Ⅱの降水システムはエコー頂が 6～8 km と高く、降水の主体は雨であり、渦周辺では霰や雷電も観測されていた。一方で事例Ⅲの降水システムのエコー頂は事例Ⅱに比べると 4～5 km とやや低く、降水の主体は雪であり、霰や雷電は観測されていなかった。したがって、事例Ⅱの方が事例Ⅲよりも降水システム内の上昇流が活発であり、そのため事例Ⅱの方で観測された渦の方が強かったと推測される。近年、石津他(2016)では、2007 年～2014 年冬季の過去 7 年間のレーダーデータを解析することで、突風をもたらし得る渦が冬型の気圧配置下における多様な降水システムに伴って発生していたことを明らかにしている。今後、これらの事例を解析することで、冬季日本海沿岸で発達する降水システム内の渦の強さを決める要因について明らかにしていく必要がある。

次に、事例ⅡとⅢで見られた、上陸時の渦の変化過程の違いについて考察を行う。日本海上で発生した渦の多くは季節風と共に沿岸域へ移動するため、それらの渦が上陸時にどのようなふるまいをするかを把握することは重要である。事例Ⅱにおいては、上陸に伴って最大接線速度が減少に転じ、不連続な変化を示していた。Church and Snow (1993)では、Lewellen and Sheng (1979) による数値シミュレーションの結果や Monji and Wang (1989)による室内実験の結果に基づき、地表面粗度が増加すると摩擦による角運動量の散逸が増加することで、最大接線速度が減少し、コア半径が増加することを指摘している。ま

た Kato et al., (2015a)においても、複数の事例において上陸時に最大接線速度が減少しており、地表面粗度の影響を示唆していた。事例Ⅱの上陸時における最大接線速度の減少は、これらの研究結果と整合的であり、地表面粗度の増加に伴う渦の減衰を示唆するものである。一方で、事例Ⅲではそれとは反対の変化を示し、上陸に伴い渦の最大接線速度は増加していた。3.3d)節で示している通り、このような変化は降雪バンド内の降水コアの降下に伴う下層収束の増加に起因すると考えられた。さらに、この下層収束の増加は、下降流に伴う rear inflow による運動量輸送が要因ではないかと推測された。事例Ⅲにおいても上陸に伴う地表面粗度の影響がある程度効いていた可能性はあるが、観測された渦の変化過程においては下層収束の増加による影響がより強かったのではないかと考えられる。

このように、事例Ⅱと事例Ⅲでは、上陸時に異なる変化を示していた。これらの結果は、渦の上陸時の変化過程において、上陸に伴う地表面粗度の違いがもたらす直接的な影響に加え、上陸に伴う親雲の挙動や下層の風の場の変化といった間接的な要因が渦のふるまいに影響を及ぼしていたことを示唆している。日本海沿岸では降水システムが陸風の影響を強く受けることも指摘されており（e.g., Ishihara et al. 1989; Tsuboki et al. 1989; Ohigashi and Tsuboki 2005)、そのような場合に突風をもたらす渦がどのような影響を受けるかについても調べる必要がある。これらの要因を詳細に調べるためには、高速スキャンレーダーを用いて渦と親雲の双方の時空間変化を高い分解能で観測することが、最も有効な手段の 1 つであると考えられる。また、将来的には数値シミュレーションによってこれらの要因の寄与を定量的に評価することが、渦の上陸時の変化過程を調べる上で重要になると考えられる。

5 まとめと結論

本研究では、主にドップラーレーダーデータを用いて冬季日本海沿岸における降水システム内部の降水と気流の構造を解析することで、降水の局所的な集中をもたらす降水ステムの強化の力学的過程を調べるとともに、より高い時空間分解能で降水システム内部の微細な気流構造を解析することで、これまで観測が困難であった突風をもたらす降水システム内の竜巻等の渦の特性、構造と発達過程、上陸時の変化過程を調べた。

第 2 章では、北陸地方で観測された降水システムを対象として、複数の降雪バンドが沿岸で相次いで発達した 1 事例をとりあげ、一連の発達過程についてドップラーレーダーデータを用いて詳細な解析を行った。その結果を模式的に示したのが、図 54 である。内陸地形による一般風の迂回効果によって沿岸の下層に寒冷な南西風層が形成され、一般風の西風との間にメソスケールの収束線が形成された。降雪バンドが十分沖合にあるときは、降雪バンド内の対流は弱く、対流セルは西風の鉛直シアの効果を受けてやや沖合側に傾いていた（図 54a）。降雪バンドが収束線に進入すると、バンド内の対流セルは下層の南西風端での傾圧的な水平渦の効果を受けて直立し、活発な対流セルが南西側から次々と発達した。それに伴い、下層の南西風は対流による混合で消耗して収束線は南西側から不明瞭になり、陸側に後退していった(図 54b)。降雪バンド内の対流セルはさらに陸側に傾き、弱まっていった。降雪バンドの通過後、南西風の移流により南西風層の厚みが増すことで、降雪バンドの通過前と同様の収束線が再形成された。このため、次に進入した降雪バンドについても同様に発達することができた（図 54a→b→c を繰り返す）(図 54c)。

第 3 章では、山形県庄内平野で観測された降水システムを対象として、竜巻等突風をもたらす渦が観測された 2 事例（事例Ⅱ：2007 年 12 月 2 日の F0 スケールの竜巻事例および事例Ⅲ：2007 年 12 月 31 日の突風事例）について、主に高い時空間分解能のドップラーレーダーデータを用いて降水システム内部の微細な気流構造を調べることで、突風をもたらす竜巻等渦の特性、構造と発達過程、さらには上陸時の変化過程の詳細な解析を行った。

降水システムの形態は事例Ⅱが渦状、事例Ⅲが海岸に平行なバンド状であり、両事例とも、冬型の気圧配置下で発達した降水システム内の下層の収束線上に複数の渦が形成されていた。また時間と共に渦が下層から上層に発達したことから、水平シア不安定によって生じた鉛直渦が降水システム内の上昇流によって引伸ばされて発達したことが示唆された。観測された渦の直径は 400m～2400m であり、竜巻の代表的な直径(～200m)に比べ、やや大きかった。また、最大接線風速が 7～18　$m\ s^{-1}$ と比較的弱かったのに対し、移動速度が 9～14 $m\ s^{-1}$ と速く、最大接線風速と同程度であった。したがって両事例とも、速い速度で移動する降水システム内でノンスーパーセル型竜巻と同様の過程でマイソスケールの比較的弱い渦が発達することで、渦の進行方向の片側の強風域に伴って突風がもたらされていたと考えられる。降水システムのエコー頂高度や降水粒子の違いから、事例Ⅱの方が相対的に活発な上昇流に伴って相対的に強い渦が形成され、F0 スケールの竜巻被害をもたらしていたと推測された。渦の構造を高い時空間分解能で観測することで、渦に対応する反射強度の弱い“眼”の構造や、渦の速度構造が変形ランキン渦とよく一致していたこと、渦の速度場において旋衡風近似がよく成立していたことなど、過去の竜巻渦のレーダー観測と同様の特徴が見いだされた。

両事例において渦の発達過程を調べた結果、渦は上陸に際して異なる変化過程を示していた。事例Ⅱにおいては、上陸に伴って最大接線速度が減少に転じていた。これは、過去の室内実験や観測による研究結果と整合的であり、地表面粗度の増加に伴う渦の減衰を示唆するものであると考えられた。一方で、事例Ⅲでは上陸に伴い渦の最大接線速度は増加していた。これとほぼ同時に渦とその周辺の下層収束線上で収束が強まっていたことから、このような渦の変化は渦の引き伸ばしによるものだと考えられた。またこの下層収束の強化は、降雪バンド内の降水コアの降下に伴う後方からの気流の流入に伴って、水平運動量が下向きに輸送されたことによるものと考えられた。

本研究では、冬季日本海沿岸において地形効果により形成された収束線によって降水システムが強化されたこと、およびその詳細な力学的過程を示した。また、速い速度で移動する降水システム内で比較的弱い渦が発達することで、竜巻等の突風がもたらされていたことを明らかにするとともに、これらの渦が上陸する際に、従来指摘されてきた海陸の地表面粗度差だけでなく、降水システムの挙動に伴う下層風の変化の影響をうけていたことを明らかにした。

謝辞

本論文をとりまとめるにあたり、名古屋大学宇宙地球環境研究所気象学研究室の坪木和久教授には、多大なるご指導を頂きましたことに感謝いたします。また、同研究室の篠田太郎准教授には、細部にわたりご指導を頂きました。同大学雲降水センシング研究室の高橋暢宏教授には、貴重なコメントを頂きました。気象学研究室の金田幸恵博士には、様々なコメントを頂くとともに励まして頂きました。また同研究室の大東忠保博士にはお世話になるとともに、激励の言葉をかけて頂きました。

気象研究所の気象衛星・観測システム研究部第四研究室の楠研一室長には、日頃から多大なご指導を頂くとともに、研究に関する様々な機会を与えて頂きました。また、吉田智主任研究官と足立透研究官、新井健一郎さんをはじめとする同研究室の皆様には、日頃から有意義な議論をして頂き、励まして頂くとともに、観測に際しても大変お世話になりました。同研究部の鈴木修部長には、貴重なコメントを頂くとともに激励頂きました。

本研究の一部は、気象研究所と JR 東日本との共同研究の一環として行われました。JR 東日本研究開発センター防災研究所の鈴木博人所長には、研究の機会を与えて頂くとともに励ましの言葉を頂き、感謝いたします。また、気象防災グループの関係者の皆様には大変お世話になりました。特に、藤原忠誠研究員には日頃から様々な議論をして頂くとともに、共同研究全般において大変お世話になりました。

本研究の一部は、科学技術振興事業団・戦略的基礎研究（CREST）による野外観測プロジェクト「冬季日本海メソ対流系観測一 2001（WMO－01)」の一環として行われました。WMO-01 観測グループの皆様に感謝いたします。また北海道大学低温科学研究所の藤吉康志名誉教授、川島正行助教には、多大なるご指導を頂きましたことを感謝いたします。

ドップラーレーダーの解析には､気象研究所で開発されたソフト Draft を使用しました。

最後に、支え、応援してくれた夫と子供たちに感謝します。

Appendix

JR 東日本レーダーと気象研レーダー（2008 年まで）では、ドップラー速度はスペクトル密度$S_n(f_k)$が最大となるドップラー周波数f_kから$v_{md} = (-\lambda/2)f_k$として求められる。これを、モードドップラー速度と定義する。ここでは、モードドップラー速度場において、渦がどのように観測されるのかを調べるため、解析モデルを用いたシミュレーションを行った結果を示す。また、シミュレーション結果に基づき、観測されたドップラー速度パターンからどのようにしてコア直径と最大接線速度を求めたかについて述べる。

解析モデルには、Wood and Brown (1997, 以下 WB97)と同様のモデルを使用し、渦に伴うドップラー速度場を計算した。簡単のため、WB97 と同じ仮定を用いて、単純な 2 次元の問題として扱った。用いた仮定は、1)ドップラー速度場は高度と共に変化しないこと、2)渦に伴う反射強度場は一様であること、3)ビームが水平であること、の 3 つである。渦のモデルには、以下の式で表される変形ランキン渦を使用した。

$$V_t = V_0 \frac{R}{R_0} \qquad for\ R \le R_0$$
$$V_t = V_0 \left(\frac{R_0}{R}\right)^{\alpha} \qquad for\ R > R_0 \tag{A 1}$$

ここで、V_tは接線速度、Rは渦中心からの距離、V_0はコア半径$(R = R_0)$における最大接線速度、αは定数である。式（A 1）において、$V_0 = 20$ m s^{-1}、$R_0 = 150$m、$\alpha = 0.7$と設定した。

WB97 に従い、中心方位角θ_0、距離r_0の有効散乱体積内における平均ドップラー速度$\overline{v_d}(\theta_0, r_0)$は、以下のとおり記述できる。

$$\overline{v_d}(\theta_0, r_0) = \frac{\sum_{i=1}^{I}\sum_{j=1}^{J} v_d(\theta, r)|W(r)|^2 f^4(\theta)}{\sum_{i=1}^{I}\sum_{j=1}^{J}|W(r)|^2 f^4(\theta)} \tag{A 2}$$

ここで、I, Jは方位角θ_i、距離r_jを中心とする有効散乱体積内の格子点番号で、$v_d(\theta, r)$は各格子点におけるドップラー速度成分である。ここでは、$I = 42601, J = 75$とした。 また、$|W(r)|^2$は 6dB レンジ幅をr_6とした距離方向の双方向の重み関数である。また、$f^4(\theta)$は有

効ビーム幅θ_eとした双方向のアンテナ放射パターンの重み関数である。両者は以下の式で表される。

$$|W(r)|^2 = \left(1 - \left|\frac{r_j - r_0}{r_6}\right|\right)^2 \quad (A\,3)$$

$$f^4(\theta) = exp\left[-4\,ln4\left(\frac{\theta_i - \theta_0}{\theta_e}\right)^2\right] \quad (A\,4)$$

JR 東日本レーダーに対しては、$r_6 = 75$m、$\theta_e = 2.13^\circ$（ビーム幅 2° と方位方向のサンプリング角度$\Delta AZ = 0.75^\circ$ から算出)を用いた。

モードドップラー速度$v_{md}(\theta_0, r_0)$を計算するために、0.2 m s^{-1}幅の 301 個の速度ビンを用いた。散乱体積内の各格子点におけるアンテナ重み関数$|W(r)|^2 f^4(\theta)$を、各速度ビン内のドップラー速度に対して足し合わせることで、各速度ビンのスペクトル強度を計算した。スペクトル強度が最大となるドップラー速度ビンを求めることで、モードドップラー速度を求めた。

以上のシミュレーションを基に、渦モデルのパラメータと、シミュレーションによって得られた渦パターンのパラメータの関係を調べた。　渦パターンのパラメータとしては、ドップラー速度の極大(V_{max})と極小(V_{min}) 間の方位方向の角距離Φと極大極小の速度差の半分の値$\Delta V/2 = (V_{max} - V_{min})/2$を用いた。渦モデルのパラメータとしては、実際のコア半径R_0に対応する角距離$\Psi_0 \sim 2R_0/r$と、最大接線速度V_0を用いた。ここで、rはレーダーからの距離である。Brown et al. (2002)で指摘されているように、Φと$\Delta V/2$は渦中心と、最も近い散乱体積中心との間の角度差に依存する。したがって、この角度差の依存性を考慮するために、角度差を 0.0° から 0.75° まで 0.005° 刻みで変えて求めたΦと$\Delta V/2$をそれぞれ平均し、渦パターンのパラメータとして用いた（$\overline{\Phi}$、$\overline{\Delta V/2}$)。

図 A 1 は、実際のコア半径R_0に対応する角距離Ψ_0とシミュレーションによって得られた渦パターンの極大(V_{max})と極小(V_{min}) 間の方位方向の角距離の平均$\overline{\Phi}$との対応関係を、平均ドップラー速度とモードドップラー速度、それぞれに対して示したものである。平均ドッ

プラー速度においては、Ψ_0がθ_eより小さくなると、$\bar{\Phi}$の値はθ_eに近づいている(Brown et al. 2002)。一方モードドップラー速度においては、$\bar{\Phi}$の値はΔAZに近づいている。したがって、平均ドップラー速度においても、モードドップラー速度においても、Ψ_0がθ_eより小さくなるような場合は$\bar{\Phi}$から実際のコア半径R_0を推定することはできない。Ψ_0がθ_eより大きい場合は、モードドップラー速度の場合は$\bar{\Phi}$の値がΨ_0の値に対して過小評価となっている一方で、平均ドップラー速度の場合は$\bar{\Phi}$の値がΨ_0の値に対して過大評価となっていることが分かる。

次に、図 A 2 に実際のコア半径R_0に対応する角距離Ψ_0と、シミュレーションによって得られた$\overline{\Delta V/2}$と渦モデルの最大接線速度V_0との比γ_v $\left(=\frac{\overline{\frac{\Delta V}{2}}}{V_0}\right)$との対応関係を、平均ドップラー速度とモードドップラー速度、それぞれに対して示したものである。どちらの場合も、$\overline{\Delta V/2}$はV_0に対して過小評価($\gamma_v < 1$)となっており、Ψ_0がθ_eに近づくと、γ_vが小さくなる。また、平均ドップラー速度の方が、モードドップラー速度よりも速度比が小さくなっている($\gamma_v(mode) > \gamma_v(mean)$)。

図 A 1 および図 A 2 に示す関係式に基づき、観測から求めた$\bar{\Phi}$と$\overline{\Delta V/2}$から、R_0とV_0を求めた。渦中心と、最も近い散乱体積中心との間の角度差に対する依存性を減らすため、前後 5 つの PPI の値を移動平均して$\bar{\Phi}$と$\overline{\Delta V/2}$を求めている。例を示すと、レーダーからの距離 25 ㎞の場所に、$\bar{\Phi} = 1.26^\circ$（550m に相当)、$\overline{\Delta V/2} = 15.0$ m s^{-1}の渦パターンを観測した場合、$\Psi_0 = 2.26^\circ$ （$R_0 = 990$m)、$V_0 = 16.8$ m s^{-1} となる。また、同様に、レーダーからの距離 10 ㎞の場所に、$\bar{\Phi} = 2.29^\circ$（400m に相当)、$\overline{\Delta V/2} = 15.0$ m s^{-1}の渦パターンを観測した場合、$\Psi_0 = 3.28^\circ$ （$R_0 = 570$m)、$V_0 = 15.9$ m s^{-1}となる。

なお、図 A 1 および図 A 2 は、式（A 1）において、$V_0 = 20$ m s^{-1}、$R_0 = 150$m として計算した結果であるが、観測された最大接線速度とコア直径は、$R_0 = 200$~1200 m、$V_0 = 10$~20 m s^{-1} である。そのため、式（A 1）において、$V_0 = 10, 30$ m s^{-1}、$R_0 = 75, 112.5, 300, 600, 1200$m、の場合についても計算を行った。その結果、$R_0 > r_6$であれば（本研究では満たしている)、$\Psi_0$と$V_0$の推定誤差は共に 5%以下であった。

参考文献

Akiyama, T., 1981a: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part I. Principal time and space variations of precipitation described by EOF. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 578-590.

Akiyama, T., 1981b: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part Ⅱ. Large-scale situations for typical spatial distributions of heavy snowfalls classified by EOF. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 591-601.

Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radars. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 570–573.

Asai, T., 1965: A numerical study of the air-mass transformation over the Japan Sea in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 1-15.

Asai, T., 1970: Stability of a plane parallel flow with variable vertical shear and unstable stratification. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 129-139.

浅井冨雄, 1988: 昭和 62 年度日本気象学会秋季大会シンポジウム―「“どか雪”―日本海における中小規模じょう乱」の報告　5. 日本海豪雪の中小規模的様相, *天気*, **35**, 156–161.

Bluestein, H. B., C. C. Weiss, and A. L. Pazmany, 2003a: Mobile Doppler radar observations of a tornado in a supercell near Bassett, Nebraska, on 5 June 1999. Part I: Tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2954–2967.

Bluestein, H. B., W. C. Lee, M. Bell, C. C. Weiss, and A. L. Pazmany, 2003b: Mobile Doppler radar observations of a tornado in a supercell near Bassett, Nebraska, on 5 June 1999. Part Ⅱ: Tornadovortex structure. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2968–2984.

Bluestein, H. B., C. C. Weiss, and A. L. Pazmany, 2004: Doppler radar observations of dust devils in Texas. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 209–224.

Bluestein, H. B., M. M. French, I. PopStefanija, R. T. Bluth and J. B. Knorr, 2010: A mobile, phased-array Doppler radar for the study of severe convective storms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 579–600.

Bluestein, H. B., 2013: Severe Convective Storms and Tornadoes. Springer, 456pp.

Braun, S. A., R. A. Houze Jr., and B. F. Smull, 1997: Airborne dual-Doppler observation of an intense frontal system approaching the Pacific northwest coast. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3131-3156.

Brown, R. A., V. T. Wood, and D. Sirmans, 2002: Improved tornado detection using simulated and actual WSR-88D data with enhanced resolution. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 1759–1771.

Browning, K. A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 634–639.

Buban, M. S. and C. L. Ziegler, 2016: The Formation of Small-Scale Atmospheric Vortices via Horizontal Shearing Instability. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 2061–2084.

Carbone, R. E. 1982: A Severe Frontal Rainband. Part I. Stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 258-279.

Chen, W.-D. and R. B. Smith, 1987: Blocking and deflection of airflow by the Alps. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2578–2597.

Church, C. R., and J. T. Snow, 1993: Laboratory models of tornadoes. *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction and Hazards, Geophys. Monogr.*, Vol. **79**, Amer. Geophys. Union, 277–295.

Dowell, D. C., C. R. Alexander, J. M. Wurman, and L. J. Wicher, 2005: Centrifuging of hydrometeors and debris in tornadoes: Radar-reflectivity patterns and wind-measurement errors. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1501–1524.

Eito, H., T. Kato, M. Yoshizaki and A. Adachi, 2005: Numerical simulation of the quasi-stationary snowband observed over the southern coastal area of the Sea of Japan on 16 January 2001. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 551-576.

Eito, H., M. Murakami, C. Muroi, T. Kato, S. Hayashi, H. Kuroiwa, and M. Yoshizaki, 2010: The structure and formation mechanism of transversal cloud bands associated with the Japan-Sea Polar-Airmass Convergence Zone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 625-648.

Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1511–1534.

藤吉康志, 坪木和久, 小西啓之, 若濱五郎, 1988: 北海道西岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測(Ⅰ) —温暖前線型—. 天気, **35**, 427-439.

Fujiyoshi, Y., T. Endoh, T. Yamada, K. Tsuboki, Y. Tachibana, and G. Wakahama, 1990: Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 147-152.

Fujiyoshi, Y., K. Tsuboki, S. Satoh and G. Wakahama, 1992: Three-Dimensional Radar Echo Structure of a Snow Band Formed on the Lee Side of a Mountain. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 11-24.

Fujiyoshi, Y., N. Yoshimoto, and T. Takeda, 1998: A dual-Doppler radar study of longitudinal-mode snowbands. Part I: A three-dimensional kinematic structure of meso-γ-scale convective cloud systems within a longitudinal-mode snowband. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 72–91.

舟田久之, 1993: 富山県の降雪分布. 天気, **40**, 243-253.

Gal-Chen, T., 1982: Errors in fixed and moving frame of reference: Applications for conventional and Doppler radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2279-2300.

Hane, C. E., C. J. Kessinger, and P. S. Ray, 1987: The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part Ⅱ: Mechanisms for maintenance of the region of strong convection. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2866–2883.

Harimaya, and M. Sato, 1992: The riming proportion in snow particles falling on coastal areas. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 57-65.

Harimaya, T., and N. Kanemura, 1995: Comparison of the riming growth of snow particles between coastal and inland areas. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 25-36.

Hauser, D. and P. Amayenc, 1986: Retrieval of cloud water and water vapor contents from Doppler radar data in a tropical squall line. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 823–838.

Houze Jr., R. A., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, **50**, RG1001, doi:10.1029/2011RG000365.

Hsu, S. A., 1988: Coastal Meteorology. Academic Press, 260pp.

Inoue, H. Y., K. Kusunoki, W. Kato, H. Suzuki, T. Imai, T. Takemi, K. Bessho, M. Nakazato, S. Hoshino, W. Mashiko, S. Hayashi, T. Fukuhara, T. Shibata, H. Yamauchi and O. Suzuki, 2011: Fine-scale Doppler radar observation of a tornado and low-level misocyclones within a winter storm in the Japan Sea coastal region. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 351-369.

Inoue, H. Y., K. Kusunoki, K. Arai, N. Ishitsu, T. Adachi, S. Yoshida, C. Fujiwara, 2016: Structure and evolution of misovortices observed within a convective snowband in the Japan Sea coastal region during a cold-air outbreak on 31 December 2007. J. Meteor. Soc. Japan, **94**, 507-524.

Inoue, J., M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, and M. Yoshizaki, 2005: Aircraft observations of air-mass modification upstream of the Sea of Japan during cold-air outbreaks. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 189-200.

Ishihara, M., Z. Yanagisawa, H. Sakakibara, K. Matsuura and J. Aoyagi, 1986: Structure of a Typhoon Rainband Observed by Two Doppler Radars. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 923-939.

Ishihara, M., H. Sakakibara and Z. Yanagisawa, 1989: Doppler radar analysis of the structure of mesoscale snow bands developed between the winter monsoon and the land breeze. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **67**, 503-520.

石津尚喜, 新井健一郎, 藤原忠誠, 楠研一, 鈴木博人, 2015: ドップラーレーダーで観測された冬季庄内平野に上陸する渦の統計的研究, 日本気象学会秋季大会, D304.

石津尚喜, 猪上華子, 新井健一郎, 藤原忠誠, 楠研一, 2016: 渦が庄内平野に上陸したときの総観場と降水形態の分類, 日本気象学会秋季大会, B103.

Isono, K., M. Komabayasi, T. Takahashi, and T. Tanaka, 1966a: A physical study of solid precipitation from convective clouds over the sea : Part Ⅱ. —Relation between ice nucleus concentration and precipitation —. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 218-226.

Isono, K., M. Komabayasi, T. Takahashi, and T. Gonda, 1966b: A physical study of solid precipitation from convective clouds over the sea : Part Ⅳ. —Importance of giant sea salt nuclei in formation of solid precipitation —. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 308-319.

気象庁, 1968: 北陸豪雪調査報告. 気象庁技術報告, 66

気象庁: 天気予報等で用いる用語, 風
http://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yougo_hp/kaze.html (2017 年 1 月 8 日)

気象庁: 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 (2017 年 1 月 8 日)

Kanada, S., B. Geng, N. Yoshimoto, Y. Fujiyoshi, and T. Takeda, 1999: Doppler radar observation on the orographic modification of a precipitating convective cloud in its landing. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 135-154.

Karstens, C. D., T. M. Samaras, B. D. Lee, W. A. Gallus Jr. and C. A. Finley, 2010: Near-ground pressure and wind measurements in tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2570–2588.

Kato, R., K. Kusunoki, H. Y. Inoue, K. Arai, M. Nishihashi, C. Fujiwara, K. Shimose, W. Mashiko, E. Sato, S. Saito, S. Hayashi, S. Yoshida, and H. Suzuki, 2015a: Modification of misovortices during landfall in the Japan Sea coastal region. *Atmos. Res.*, **158-159**, 13-23.

Kato, R., K. Kusunoki, E. Sato, W. Mashiko, H. Y. Inoue, C. Fujiwara, K. Arai, M. Nishihashi, S. Saito, S. Hayashi, H. Suzuki, 2015b: Analysis of the horizontal two-dimensional near-surface structure of a winter tornadic vortex using high-resolution in situ wind and pressure measurements, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 5879–5894, doi:10.1002/2014JD022878.

加藤輝之, 2005: 日本海寒帯気団収束帯上に発生する渦状擾乱の発達における運動エネルギー収支解析, 気象研究ノート, **208**, 277–284.

Kato, W., H. Suzuki, M. Shimamura, K. Kusunoki and T. Hayashi, 2007: The design and initial testing of an X-band Doppler radar for monitoring hazardous winds for railroad

system. In Preprints, 3*3rd Conf. on Radar Meteorology*, Amer. Meteor. Soc., Cairns, Australia, P13A.15.

Kawashima, M., and Y. Fujiyoshi, 2005: Shear instability wave along a snowband: Instability structure, evolution, and energetics derived from dual-Doppler radar data. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 351–370.

Klemp, J. B., and R. Rotunno, 1983: A study of the tornadic region within a supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 359–377.

Kobayashi, F., K. Kikuchi, and H. Uyeda, 1996: Life cycle of the Chitose tornado of September 22, 1988. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 125–140.

小林文明、千葉修、松村哲、1997：1994 年 10 月 4 日土佐湾海上で発生した竜巻群の形態と構造. 天気, **44**, 19-34.

Kobayashi, F., Y. Sugimoto, T. Suzuki, T. Maesaka, and Q. Moteki, 2007: Doppler radar observation of a tornado generated over the Japan Sea coast during a cold air outbreak. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 321–334.

Kristovich, D. A. R., R. D. Clark, J. Frame, B. Geerts, K. R. Knupp, K. A. Kosiba, N. F. Laird, N. D. Metz, J. Minder, T. D. Sikora, W. J. Steenburgh, S. M. Steiger, J. Wurman and G. S. Young, 2016: The Ontario Winter Lake-effect Systems (OWLeS) Field Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc* (in press).

Kusunoki, K., K. Iwanami, M. Maki, S. G. Park, R. Misumi and WMO-01 Observation Group, 2002: A dual- Doppler analysis of the mesoscale snow bands under the winter monsoon Part I： Band regeneration. *Proc. International conference on mesoscale convective systems and heavy rainfall/snowfall in East Asia*, 546-550.

楠研一・猪上華子・益子渉・林修吾・加藤亘・荒木啓司・別所康太郎・星野俊介・中里真久・今井俊昭・鈴木博人・竹見哲也・福原隆彰・柴田徹, 2008: 庄内平野で観測された冬季突風と気象じょう乱について―概要―, 日本気象学会秋季大会, B164.

Kusunoki, K., T. Imai, H. Suzuki, T. Takemi, K. Bessho, M. Nakazato, W. Mashiko, S. Hayashi, H. Inoue, T. Fukuhara, T. Shibata, and W. Kato, 2008: An overview of the Shonai area railroad weather project and early outcomes. In Preprints, *5th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Helsinki, Finnland, P12.1.

Kusunoki, K., H. Inoue, M. Nakazato, K. Bessho, S. Hoshino, W. Mashiko, S. Hayashi, H. Morishima, K. Adachi, 2011: The vertical structures within a winter tornadic storm during landfall over the Japan Sea area. In Preprints, *6th European Conference on severe storms*, Eur. Meteor. Soc. Palma de Mallorca, Balearic Islands, Spain, P213.

黒田雄紀, 1992: 日本海の収束雲と海難, 海と空, **67**, 261-279.

Lee, B. D., and R. B. Wilhelmson, 1997a: The numerical simulation of non-supercell tornadogenesis. Part I: Initiation and evolution of pretornadic misocyclone circulations along a dry outflow boundary. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 32-60.

Lee, B. D., and R. B. Wilhelmson, 1997b: The numerical simulation of non-supercell tornadogenesis. Part Ⅱ: Evolution of a family of tornadoes along a weak outflow boundary. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2387-2415.

Lee, W.-C., and J. Wurman, 2005: Diagnosed three-dimensional axisymmetric structure of the Mulhall tornado on 3 May 1999. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2373–2393.

Lemon, L. R., and C. A. Doswell, 1979: Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1184–1197.

Lewellen, W. S., and Sheng, Y. P., 1979: Influence of surface conditions on tornado wind distribution. Preprints, *11th Conf. on Sev. Loc. Stroms*, Boston, Mass, pp. 375–378.

Lyons, W., and S. R. Peace, 1972: "Steam devils" over Lake Michigan during a January Arctic outbreak. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 235–237.

Marquis, J. N., Y. P. Richardson, and J. M. Wurman, 2007: Kinematic observations of misocyclones along boundaries during IHOP. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1749–1768.

Markowski, P., and Y. Richardson, 2010: Mesoscale meteorology in midlatitudes. Wiley-Blackwell, 430pp.

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.

Mashiko, W., 2016a: A numerical study of the 6 May 2012 Tsukuba City supercell tornado. Part I: Vorticity sources of low-level and midlevel mesocyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 1069–1092.

Mashiko, W., 2016b: A Numerical study of the 6 May 2012 Tsukuba City supercell tornado. Part II: mechanisms of tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 3077–3098.

Matsumoto, S., K. Ninomiya, and T. Akiyama, 1967: Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 292-305.

Miles, J. W. and L. N. Howard, 1964: Note on heterogeneous shear flow. *J. Fluid Mech.*, **20**, 331-336.

Miyazawa, S., 1968: A mesoclimatological study on heavy snowfall. *Pap. Meteor. Geophys.*, 19, 487-550.

Mizuno, H., 1992: Statistical characteristics of graupel precipitation over the Japan islands. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 115-121.

Monji, N., Wang, Y., 1989. A laboratory investigation of the characteristics of tornado-like vortices over various rough surfaces. *Acta Meteorol. Sin.* **3**,506–515.

Mueller, C. K., and R. E. Carbone, 1987: Dynamics of a thunderstorm outflow, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1879-1898.

Murakami, M., T. L. Clark, and W. D. Hall, 1994: Numerical simulations of convective snow clouds over the Sea of Japan; Two-dimensional simulations of mixed layer development and convective snow cloud formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 43-62.

Nagata, M., 1993: Meso-β scale vortices developing along the Japan- Sea Polar-airmass Convergence Zone (JPCZ) cloud band: Numerical simulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 43–57.

Nakamura, K., and T. Asai, 1985: A numerical experiment of airmass transformation processes over warmer sea. Part Ⅱ: Interaction between small-scale convections and large-scale flow. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 805-827.

新潟地方気象台, 1995: 狭領域モデルを用いた風と気象特性の調査. 東京管区気象台地方共同研究報告, 9-27.

新野　宏, 1993: 第 4.1 節竜巻研究の現状について,平成 2(1990)年 12 月 11 日千葉県内で発生した竜巻等調査報告,気象庁技術報告, **113**, 105-144.

Niino, H., O. Suzuki, H. Nirasawa, T. Fujitani, H. Ohno, I. Takayabu, N. Kinoshita, and Y. Ogura, 1993: Tornadoes in Chiba Prefecture on 11 December 1990. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3001–3018.

Niino, H., T. Fujitani, and N. Watanabe, 1997: A statistical study of tornadoes and waterspouts in Japan from 1961 to 1993. *J. Climate*, **10**, 1730–1752.

Ninomiya, K., 1968: Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 343-372.

Ninomiya, K., 1991: Polar low development over the east coast of the Asian Continent on 9-11 December 1985. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 669-685.

Ohno, H., and T. Takemi, 2010: Mechanisms for intensification and maintenance of numerically simulated dust devils. *Atmos. Sci. Lett.*, **11**, 27–32, doi:10.1002/asl.249.

Ohigashi, T., and K. Tsuboki, 2005: Structure and maintenance process of stationary double snowbands along the coastal region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 331–349.

Ohigashi, T., K. Tsuboki, Y. Shusse, and H. Uyeda, 2014: An intensification process of a winter broad cloud band on a flank of the mountain region along the Japan-Sea coast. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **92**, 71-93.

岡林俊雄, 1969: 昭和44年1月上旬の日本海側大雪のときの気象衛星写真, 天気, **16**, 79-80.

岡林俊雄, 里見穂, 1971: レーダーと気象衛星による雪雲の研究（I）（石狩湾付近の小低気圧を中心として）, 天気, **18,** 573-581.

大久保篤, 1995: 冬季の北陸地方に見られる 2 種類の渦状擾乱, 天気, **42**, 705-714.

大久保篤, 黒川美光, 2000: 冬型気圧配置時に富山県内に形成される強い降雪や悪視程を伴うシア・ラインの立体構造. 天気, **47**, 255-266.

Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.

Passarelli Jr., R. E. and R. R. Braham Jr., 1981: The role of the winter land breeze in the formation of Great Lake snow storms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **62**, 482–492.

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., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.

Sakakibara, H., M. Ishihara, and Z. Yanagisawa, 1988: Classification of mesoscale snowfall systems observed in western Hokuriku during a heavy snowfall period in January 1984. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 193-199.

Shimada, U., A. Wada, K. Yamazaki, and N. Kitabatake, 2014: Roles of an upper-level cold vortex and low-level baroclinicity in the development of polar lows over the Sea of Japan. Tellus, **66A**, 24694.

清水健作, 坪木和久, 2005: 2000 年 12 月 26 日に北陸沖で観測されたトランスバースモード降雪バンドの形成過程. 気象研究ノート, **208**, 243-250.

下瀬健一・楠研一・新井健一郎他, 2011: 冬季に庄内平野で突風をもたらした降水システムの形態分類, 日本気象学会春季大会, P113.

Shimose, K., S. Hayashi, W. Mashiko, K. Kusunoki, K. Bessho, S. Hoshino, H. Inoue, M. Nakazato, H. Yamauchi, K. Araki, H. Morishima and K. Adachi, 2011: Numerical simulation of low-level misocyclones associated with winter convective cells over the Japan Sea area, *The 6th European Conference on Severe Storms*, Eur. Meteor. Soc. Palma de Mallorca, Balearic Islands, Spain, 218.

Shirooka, R., and H. Uyeda, 1990: Morphological structure of snowburst in the winter monsoon surges. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 677-686.

Steiger, S. M., R. Schrom, A. Stamm, D. Ruth, K. Jaszka, T. Kress, B. Rathbun, J. Frame, J. Wurman, and K. Kosiba, 2013: Circulations, bounded weak echo regions, and horizontal vortices observed within long-lake-axis-parallel-lake-effect storms by the Doppler on wheels. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2821-2840.

Sugawara, Y., and F. Kobayashi, 2009: Vertical structure of misocyclones along a narrow cold frontal rainband, *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 497-503.

Suzuki, O., H. Niino, H. Ohno, and H. Nirasawa, 2000: Tornadoproducing mini supercells associated with Typhoon 9019. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1868–1882.

Takeda, T., K. Isono, M. Wada, Y. Ishizaka, K. Okada, Y. Fujiyoshi, M. Maruyama, Y. Izawa, and K. Nagaya, 1982: Modification of convective snow-clouds in landing the Japan Sea coastal region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 967-977.

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.

田村幸雄編, 2008: 竜巻等の実態および発生予測と対策, 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, 486pp.

Tanamachi, R. L., H. B. Bluestein, W. C. Lee, M. Bell, and A. Pazmany, 2007: Ground-based velocity track display (GBVTD) analysis of W-band Doppler radar data in a tornado near Stockton, Kansas, on 15 May 1999. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 783–800.

Tsuboki, K., and G. Wakahama 1992: mesoscale cyclogenesis in winter monsoon air streams：Quasi-geostrophic baroclinic instability as a mechanism of the cyclogenesis off the west coast of Hokkaido Island, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 77-93.

Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi, and G. Wakahama, 1989a: Structure of a land breeze and snowfall enhancement at the leading edge. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 757-770.

Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi, and G. Wakahama, 1989b: Doppler radar observation of convergence band cloud formed on the west coast of Hokkaido Island. Ⅱ: Cold frontal type. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 985-999.

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

Tsuboki, K., and T. Asai, 2004: The multi-scale structure and development mechanism of mesoscale cyclones over the Sea of Japan in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 597–621.

内田英治, 1979: たつ巻研究の諸断面. 天気, **26**, 659-681.

Wakimoto, R. M., and J. W. Wilson, 1989: Non-supercell tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1113–1140.

Watanabe, S. I., and H. Niino, 2014: Genesis and development mechanisms of a polar mesocyclone over the Japan Sea. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2248–2270.

Watanabe, S. I., H. Niino, and W. Yanase, 2016: Climatology of polar mesocyclones over the Sea of Japan using a new objective tracking method. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 2503-2515.

Watanabe, H., and Y. Ogura, 1987: Effects of orographically forced upstream lifting on mesoscale heavy precipitation: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 661-675.

Wilczak, J., D.Wolfe, R. Zamora, B. Stankov, and T. Christian, 1992: Observations of a Colorado tornado. Part I: Mesoscale environment and tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 497–521.

Wilson, J. W., 1986: Tornadogenesis by nonprecipitation induced wind shear lines. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 270–284.

Winn, W. P., S. J. Hunyady, and G. D. Aulich, 1999: Pressure at the ground in a large tornado. *J. Geophys. Res.*, **104** (D18), 22 067–22 082.

Wood, V. T., and R. A. Brown, 1997: Effects of radar sampling on single-Doppler velocity signatures of mesocyclones and tornadoes. *Wea. Forecasting*, **12**, 928–938.

Wood, V. T., and R. A. Brown, 2000: Oscillations in mesocyclone signatures with range owing to azimuthal radar sampling. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 90–95.

Wurman, J., J.M. Straka, and E. N. Rasmussen, 1996: Fine-scale Doppler radar observations of tornadoes. *Science*, **272**, 1774–1777.

Wurman, J., and S. Gill, 2000: Finescale radar observations of theDimmitt, Texas (2 June 1995), tornado. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2135–2164.

Wurman, J., 2002: The multiple-vortex structure of a tornado. *Wea. Forecasting*, **17**, 473–505.

Wurman, J., and C. R. Alexander, 2005: The 30 May 1998 Spencer, South Dakota, storm. Part II: Comparison of observed damage and radar-derived winds in the tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 97–119.

Wurman, J., D. Dowell, Y. Richardson, P. Markowski, E. Rasmussen, D. Burgess, L. Wicker, and H. B. Bluestein, 2012: The second verification of the origins of rotation in tornadoes experiment: VORTEX2, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **93**, 1147–1170.

Yagi, T., H. Uyeda, and H. Seino, 1979: Size distribution of snowflakes and graupel particles observed in Nagaoka, Niigata Prefecture. *J. Fac. Sci.*, Hokkaido Univ., Ser. Ⅶ, Ⅵ, 79-92.

Yamada, Y., M. Murakami, H. Mizuno, M. Maki, S. Nakai, K. Iwanami, 2010: Kinematic and thermodynamical structures of longitudinal-mode snow bands over the Sea of Japan during cold-air outbreaks Part I: Snow bands in large vertical shear environment in the band-transverse direction. *J. Meteor. Soc. Japan,* **88**, 673-718.

山形地方気象台, 2007: 酒田市で発生した強風害の現地調査報告.

山岸米二郎, 土井雅彦, 北畠尚子, 上口弘晃, 1992: 強い突風を伴った寒気(団)内低気圧, 天気, **39**, 27-36.

Yamauchi, H., O. Suzuki, and K. Akaeda, 2006: A hybrid multi-PRI method to dealias Doppler velocities. *SOLA*, **2**, 92–95.

Yamauchi, H., H. Niino, O. Suzuki, Y. Shoji, E. Sato, A. Adachi, and W. Mashiko, 2013: Vertical structure of the Tsukuba F3 tornado on 6 May 2012 as revealed by a polarimetric radar. Preprints, *36th Conf. on Radar Meteorology,* Breckenridge, CO, Amer. Meteor. Soc., 320.

Yanase, W., H. Niino, S. I. Watanabe, K. Hodges, M. Zahn, T. Spengler, and I. A. Gurvich, 2016: Climatology of polar lows over the Sea of Japan using the JRA-55 reanalysis. *J. Climate*, **29**, 419-437.

Yokota, S., H. Seko, M. Kunii, H. Yamauchi, and H. Niino, 2016: The tornadic supercell on the Kanto Plain on 6 May 2012: Polarimetric radar and surface data assimilation with EnKF and ensemble-based sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 3133-3157.

Yoshihara, H., M. Kawashima, K. Arai, J. Inoue and Y. Fujiyoshi, 2004: Doppler radar study on the successive development of snowbands at a convergence line near the coastal region of Hokuriku District, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1057-1079.

Yoshimoto, N., Y. Fujiyoshi, and T. Takeda, 2000: A dual-Doppler radar study of longitudinal-mode snowbands. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 381-403.

吉崎正憲, 加藤輝之, 永戸久喜, 足立アホロ, 村上正隆, 林修吾, WMO-01 観測グループ, 2001:「冬季日本海メソ対流系観測―2001(WMO-01)の速報」. 天気, **48**, 893-903.

Yu, C. -K. and B. F. Smull, 2000: Airborne Doppler observations of a landfalling cold front upstream of steep coastal orography. *Mon. Wea. Rev.*, **128,** 1577–1603.

図・表

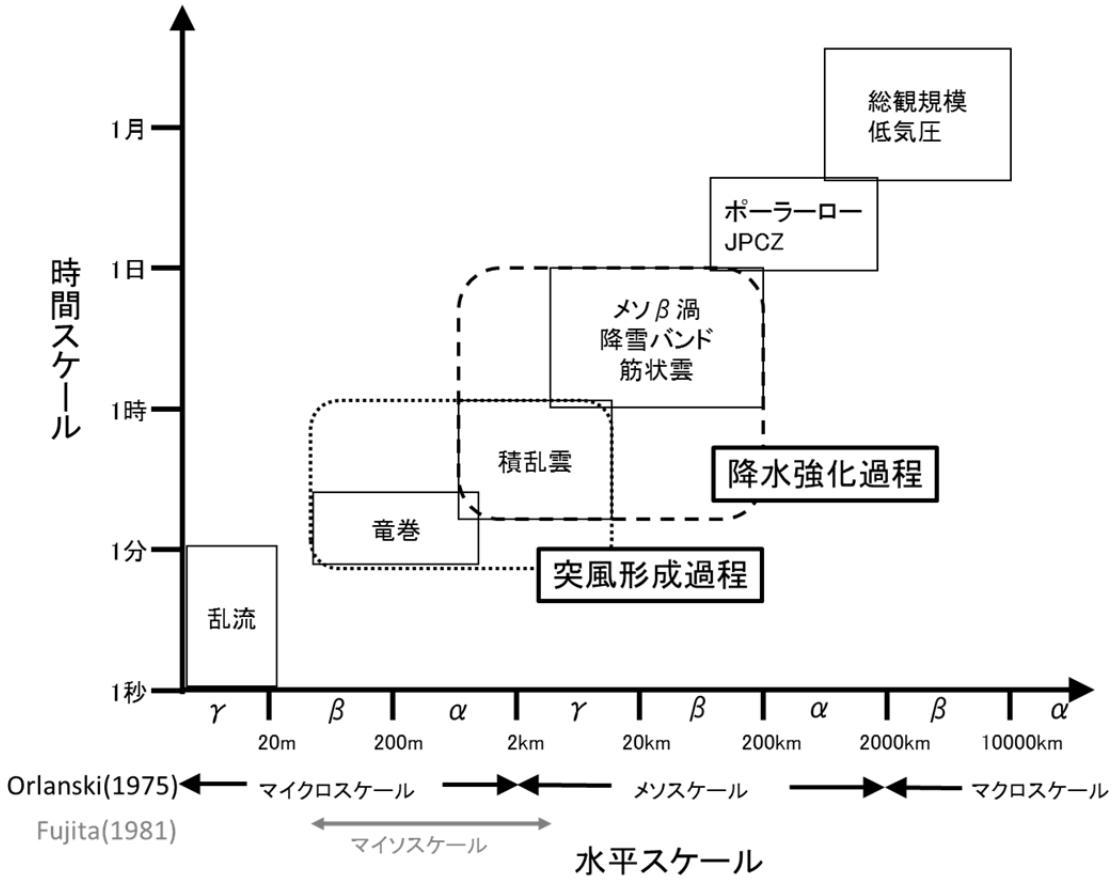


図 1　冬季日本海沿岸の現象を Orlanski(1975)の定義に基づきそれぞれの時空間スケールに合わせて示す。本研究の降水強化過程、突風形成過程で主に取り扱う現象も併せて示す。

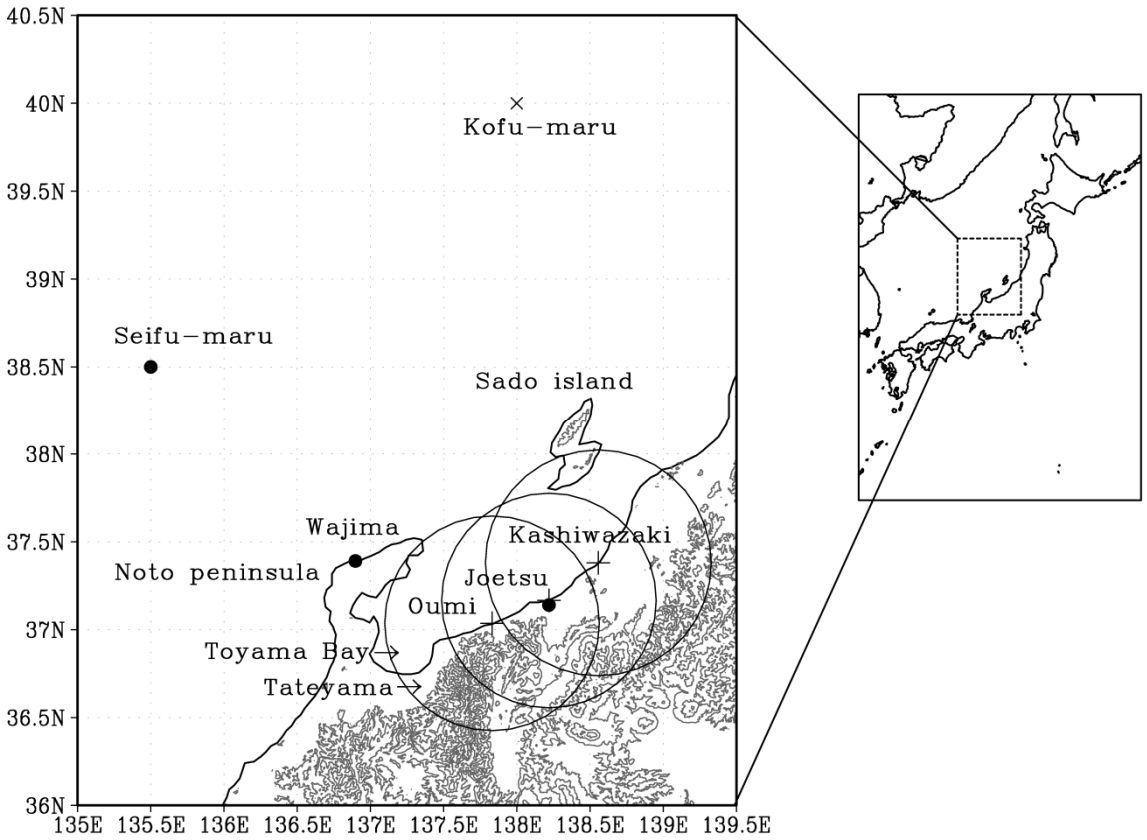


図 2　WMO-01 観測領域の地図と地形を 500m 毎の等高線で示す(左)。各ドップラーレーダーの位置と観測範囲を+印と円でそれぞれ示す。黒の点は輪島、上越と観測船の清風丸における高層気象観測地点の位置を示す。観測船高風丸の位置を×印で示す。

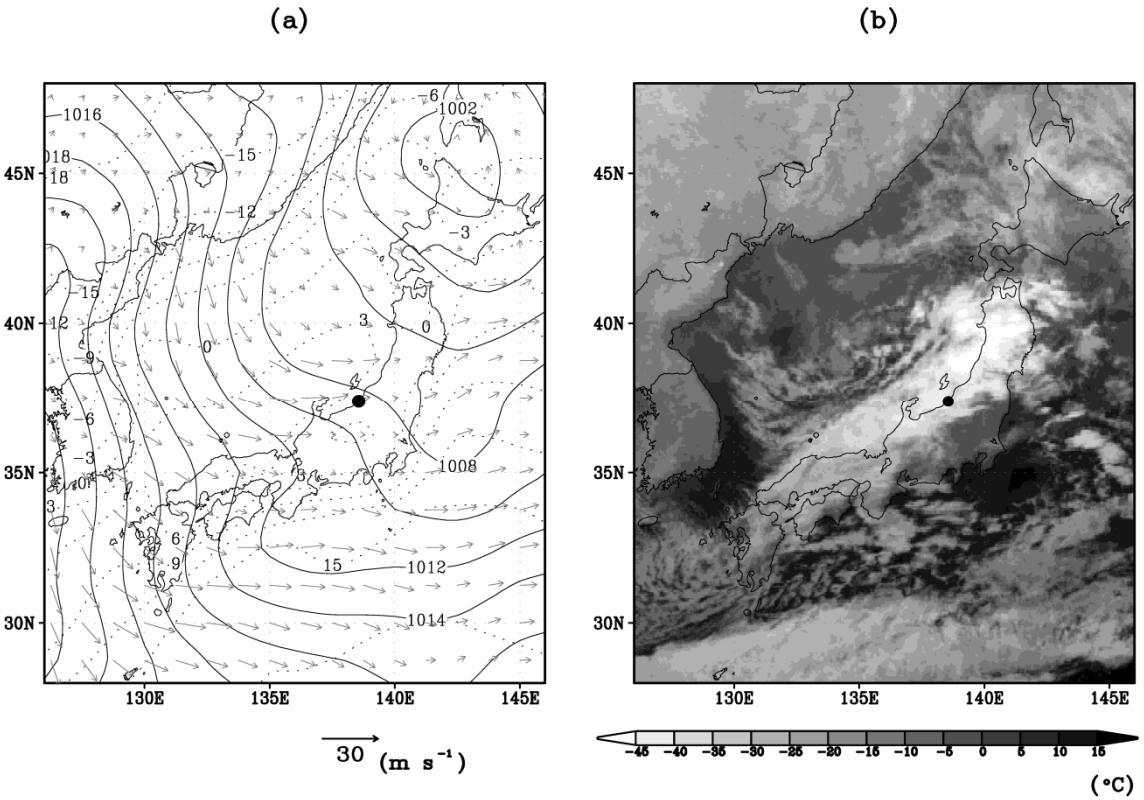


図 3　(a)2001 年 1 月 28 日 21LST の海面気圧(実線, 2hPa 毎)と気温(点線, 3℃毎)、地上風（ベクトル）を示す。(b)同時刻の GMS の赤外 1 画像。●は柏崎レーダーの位置を示す。

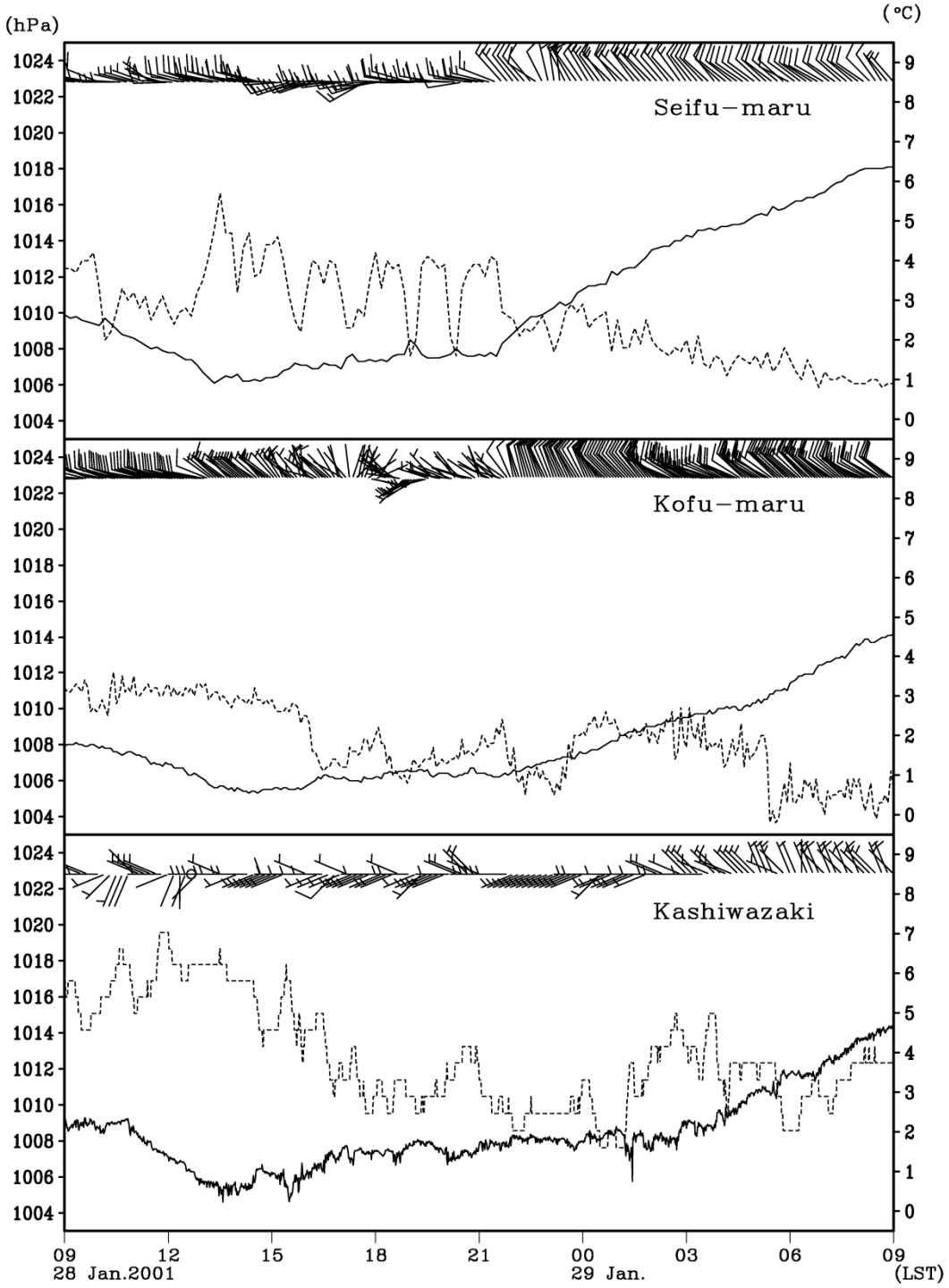


図 4　清風丸（上）、高風丸（中）、柏崎のレーダーサイト（下）における 1 月 28 日 09LST から 29 日 09LST の地上気圧（実線）、気温（破線）、風（矢羽）の時系列。矢羽は 10 ms^{-1} 毎に示す。

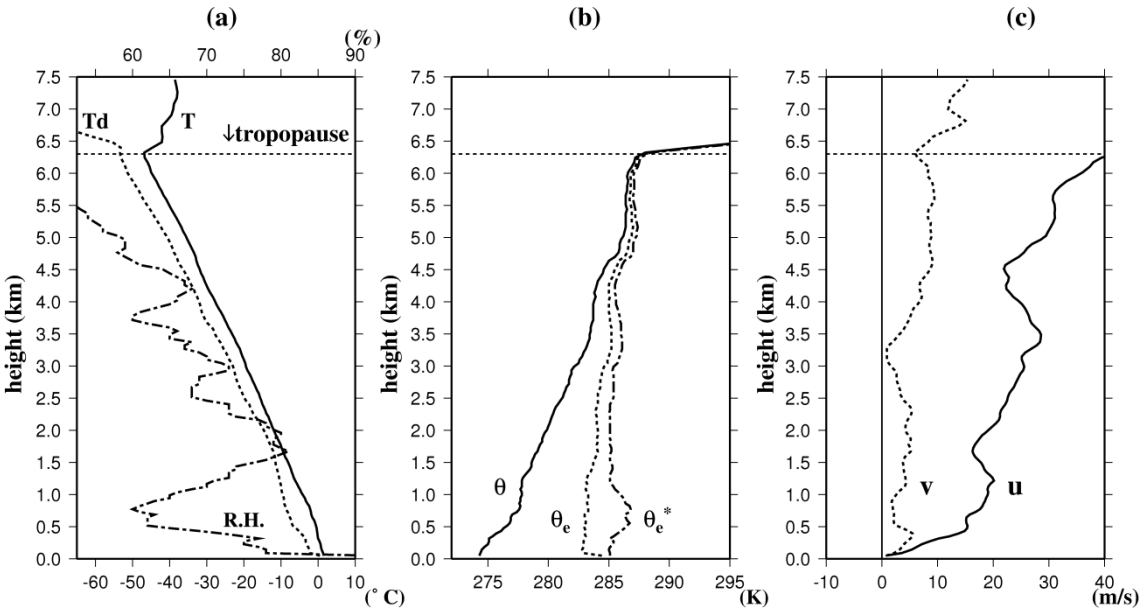


図 5　上越における 1 月 29 日 00LST の(a)気温（実線）、露点温度（点線）、相対湿度（破線）、(b)温位（実線）、相当温位（点線）、飽和相当温位（破線）、(c)東西風 u（実線）、南北風 v（点線）の鉛直プロファイル。

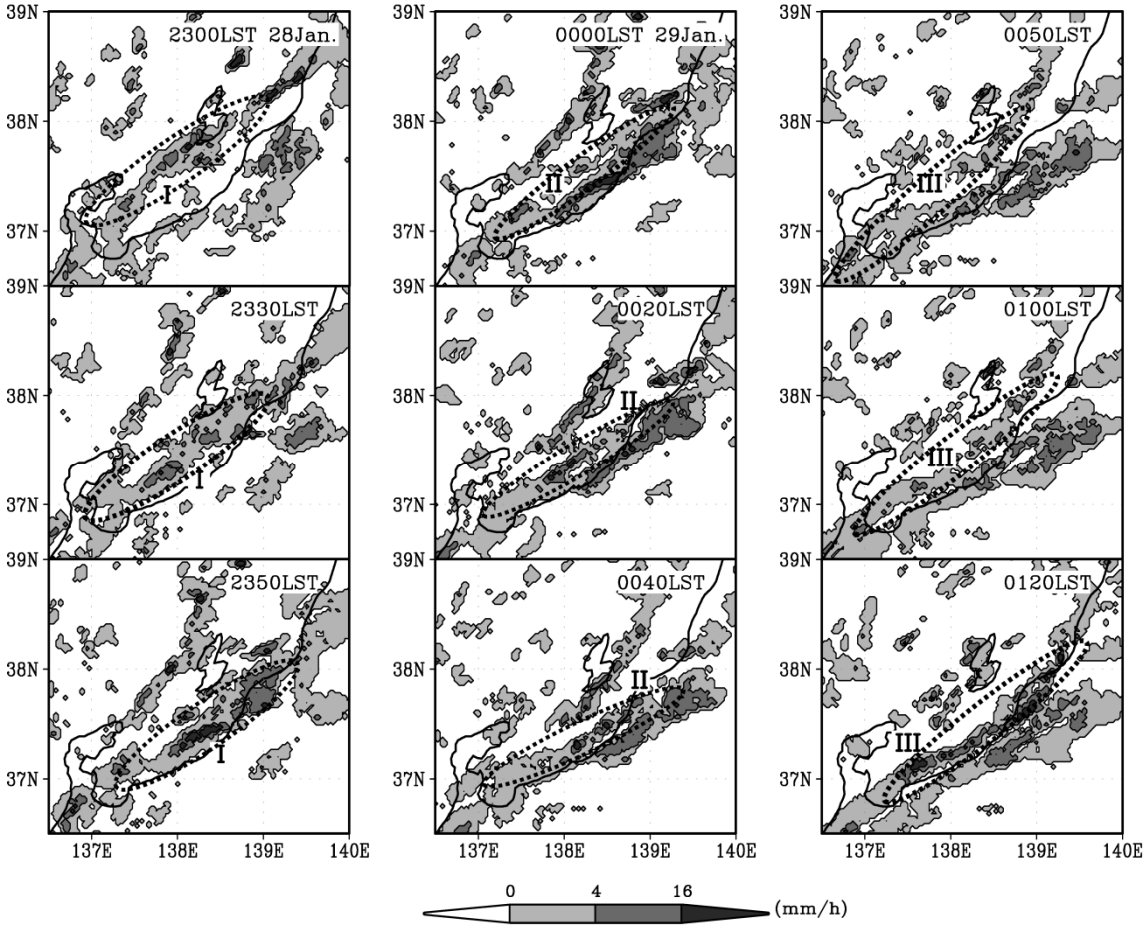


図 6　気象庁東部北陸レーダー合成図の時系列。対象とする降雪バンドを点線で囲み、Ⅰ
からⅢのラベルを付けて示す。

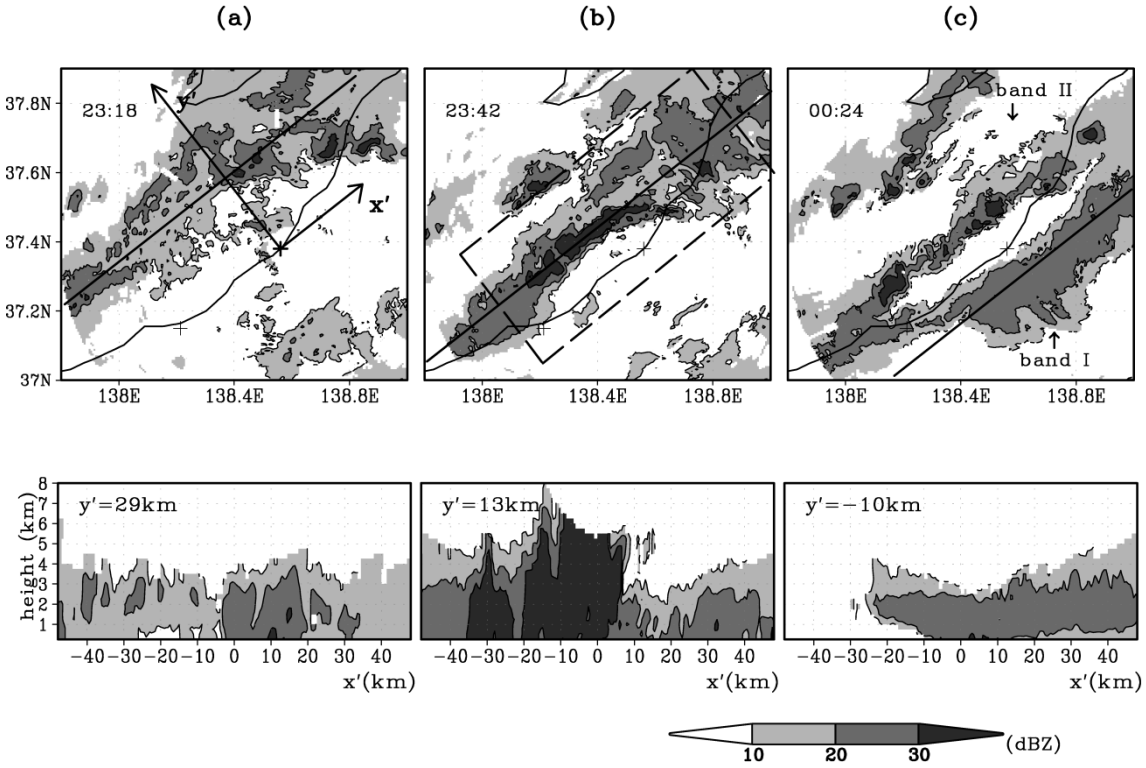


図 7　柏崎のドップラーレーダーによる降雪バンドⅠの高度 2 ㎞における水平断面（上）と降雪バンドに沿った鉛直断面（下）。上の図の実線は、下の図の鉛直断面の位置を示す。以後、座標系として(a)に示す降雪バンドに平行な軸（x’）と直交する軸（y’）を用いる。（b）の矩形領域(破線)は、図 8 における最大反射強度を求めた降雪バンドの領域の例を示す。

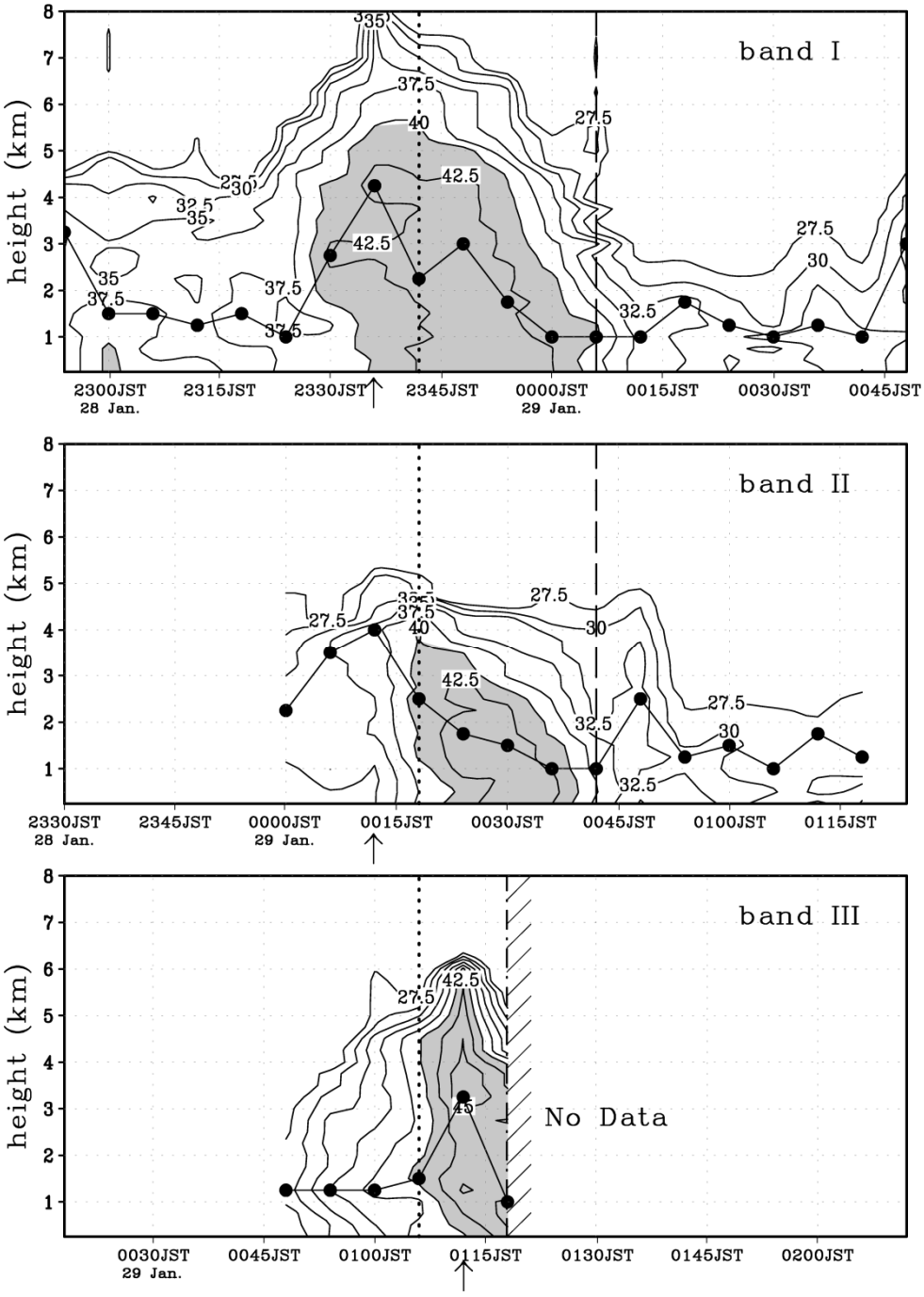


図 8　柏崎レーダーで観測された降雪バンドⅠ（上）、Ⅱ（中）、Ⅲ（下）内の最大反射強度の等値線の時系列（28 日 2254LST から 29 日 0118LST）。反射強度 40dBZ 以上の領域を灰色で示す。各バンド内で最大反射強度を示した高度を●で示す。横軸の矢印は、各降雪バンドが最盛期に達した時間帯を示す。各降雪バンドが沖合 10 ㎞および海岸に達した時間を点線および破線でそれぞれ示す。29 日 0118LST 以降のデータは欠測。

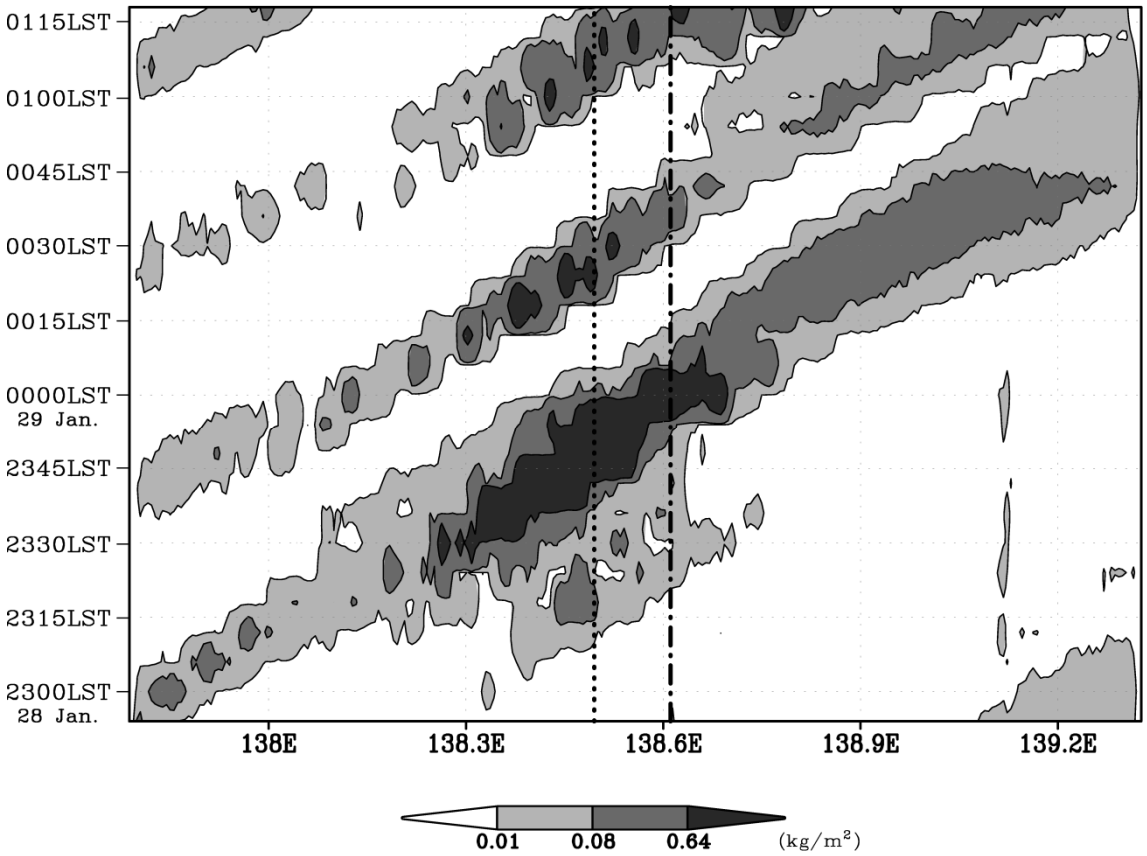


図 9　柏崎付近(37.45°N)における鉛直積算雪水量の経度時間断面図。太い点線と破線は、沖合 10 ㎞と海岸線の位置をそれぞれ示す。

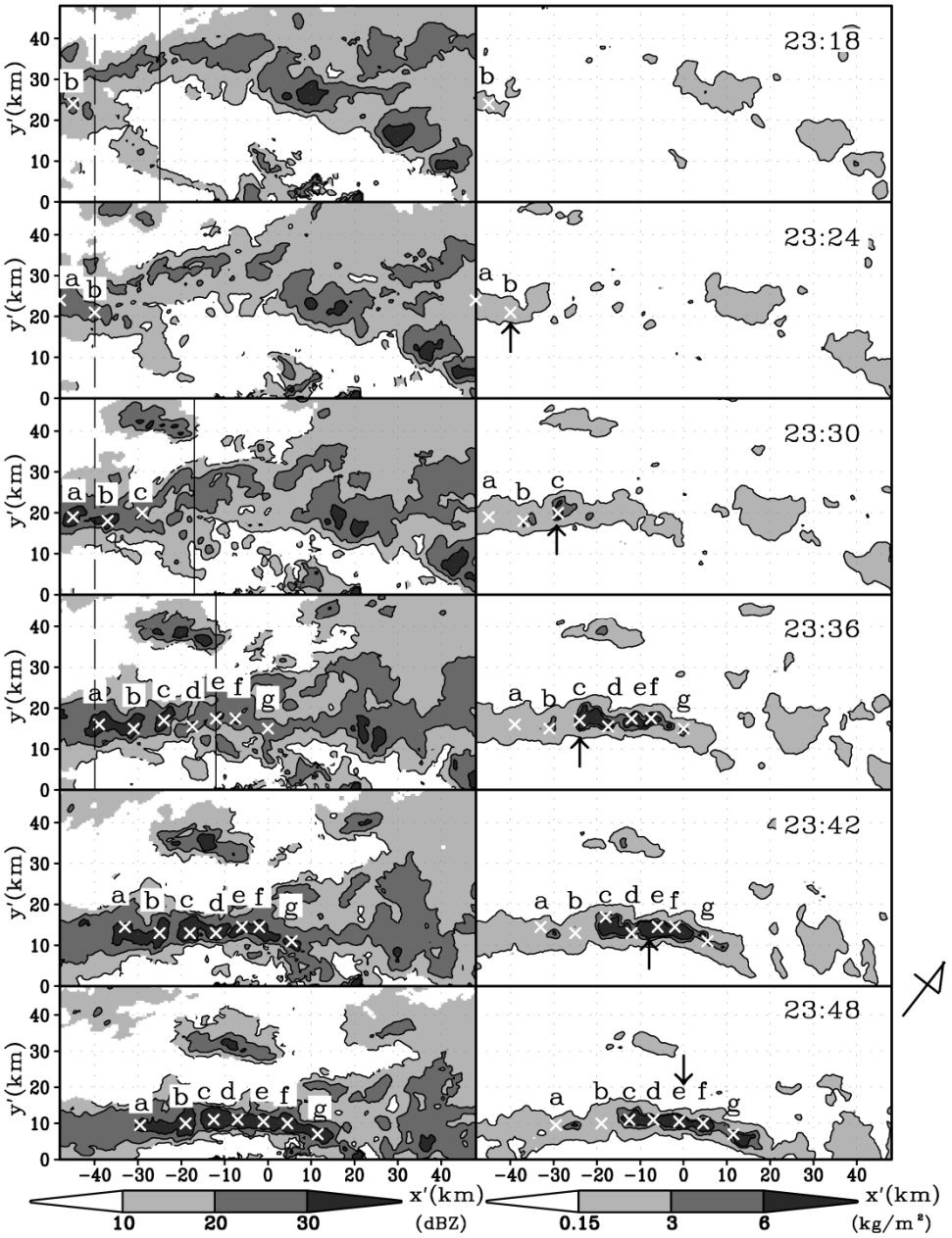


図 10　28 日 2318LST から 2348LST までの高度 250m におけるレーダー反射強度(左)と鉛直積算雪水量（右）を示す。各時刻における対流セルを×印と共に a から g のラベルで示す。右の図の矢印は、各時刻の鉛直積算雪水量の最大値の位置を示す。左の図の実線は図 15 の(a)から(c)の鉛直断面の位置を示す。左の図の破線は、図 17 の左の鉛直断面の位置を示す。

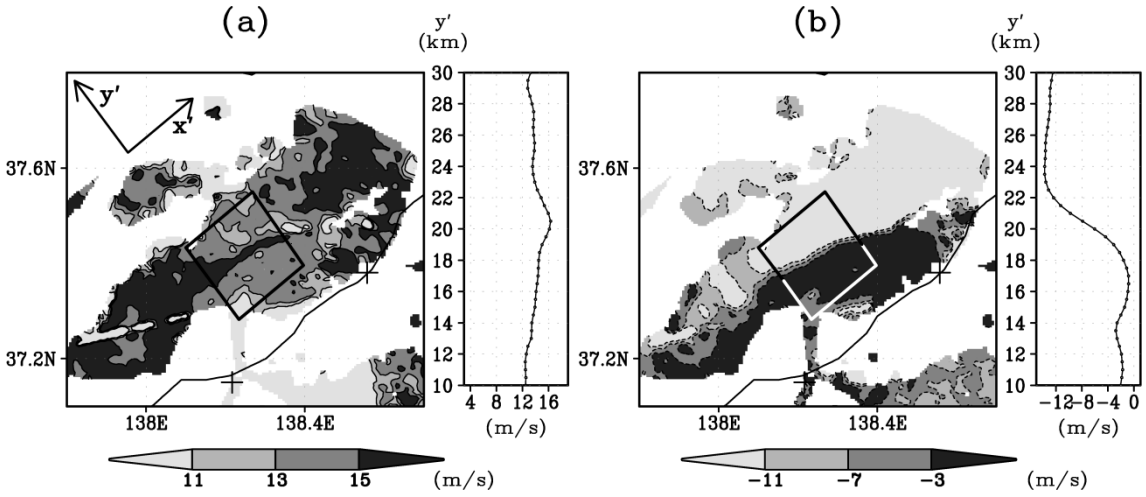


図 11　1 月 28 日 2330LST の高度 250m における水平風の降雪バンドに(a)平行な成分 u'と(b)直交する成分 v'の水平分布を示す。各成分を矩形領域内で x'方向に平均して求めた y'方向の変化を右に示す。

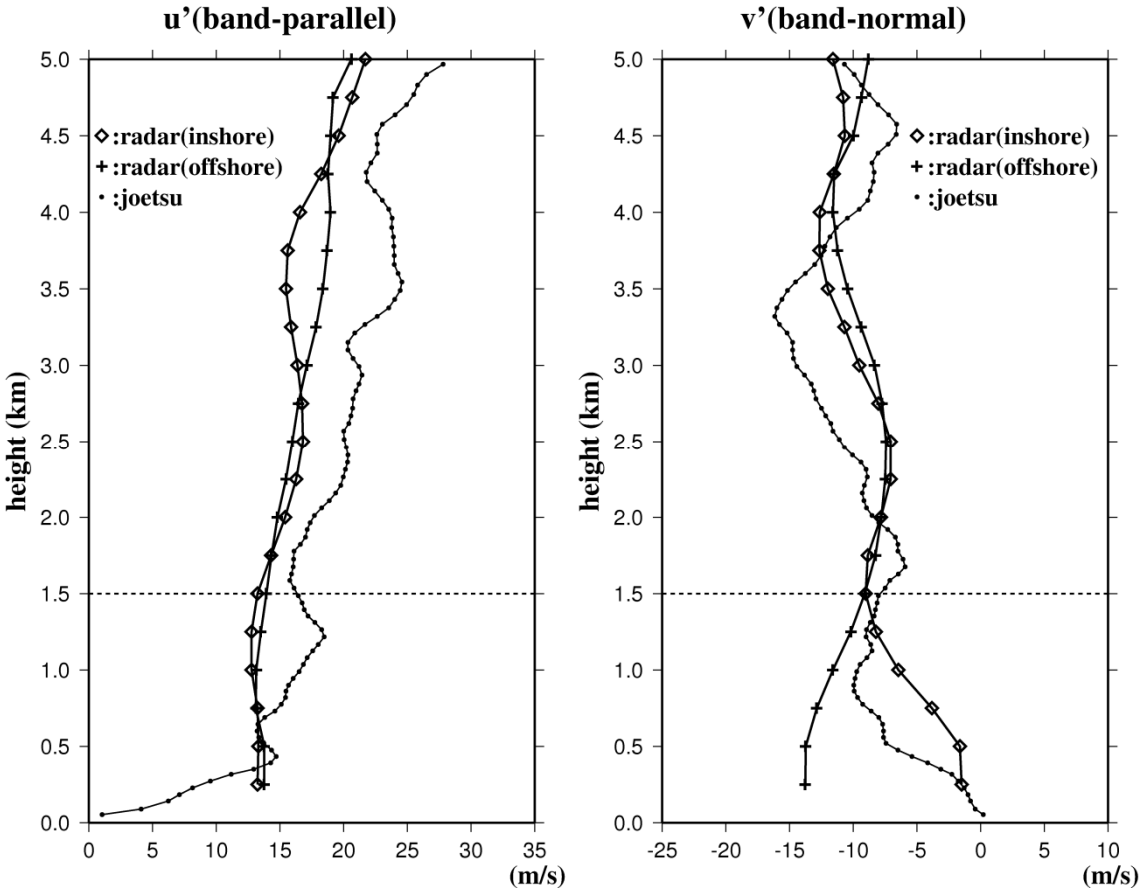


図 12　1月 28 日 2330LST の水平風の降雪バンドに平行な成分 u'と直交する成分 v'の鉛直プロファイルを沖合（＋）と海岸付近（◇）で平均した鉛直プロファイルを示す。1 月 28 日の 21LST の上越の高層気象観測データによる各成分の鉛直プロファイルも比較のために示す。

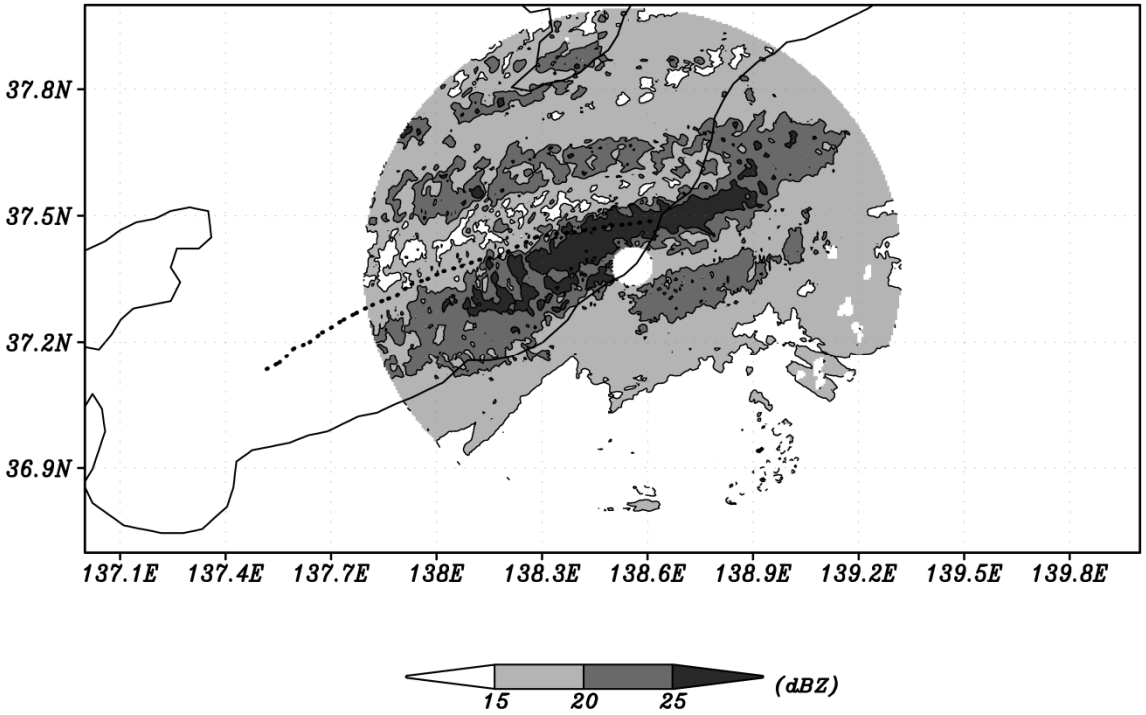


図 13　柏崎ドップラーレーダーによる高度２㎞のレーダー反射強度を１月 28 日 2330LST から 29 日 0118LST まで平均したもの。点線は、ドップラーレーダーデータから求めた下層の収束線の平均的な位置を示す。

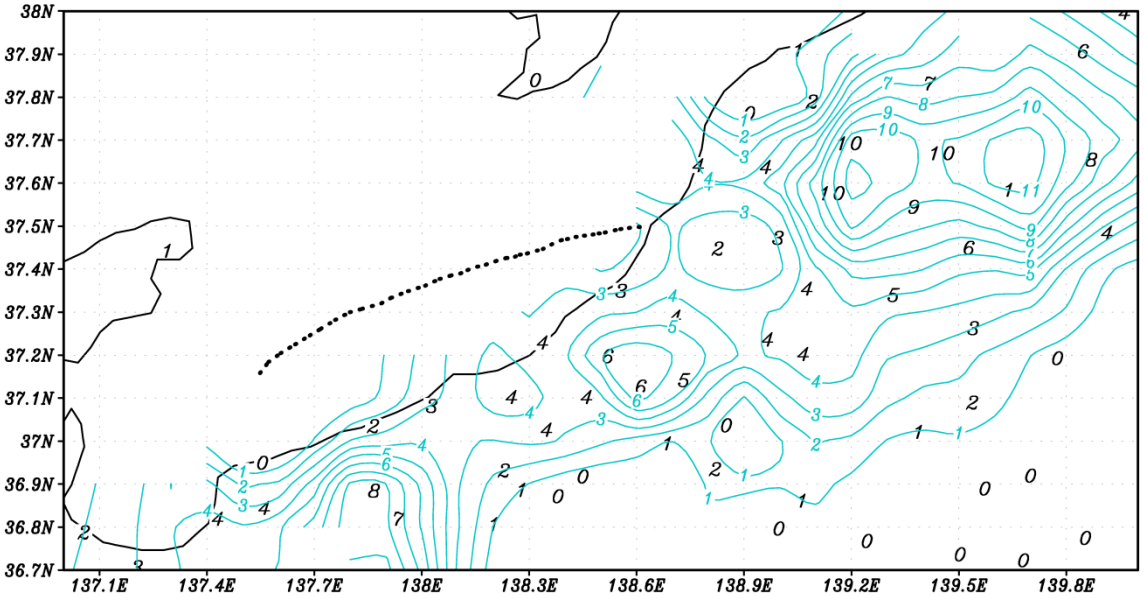


図 14　アメダスデータによる 1 月 28 日 2330LST から 29 日 0230LST までの積算降雪量。降水量データから、降水量 1mm を降雪量 1cm として換算している。図 13 同様、下層の収束線の位置を点線で示す。

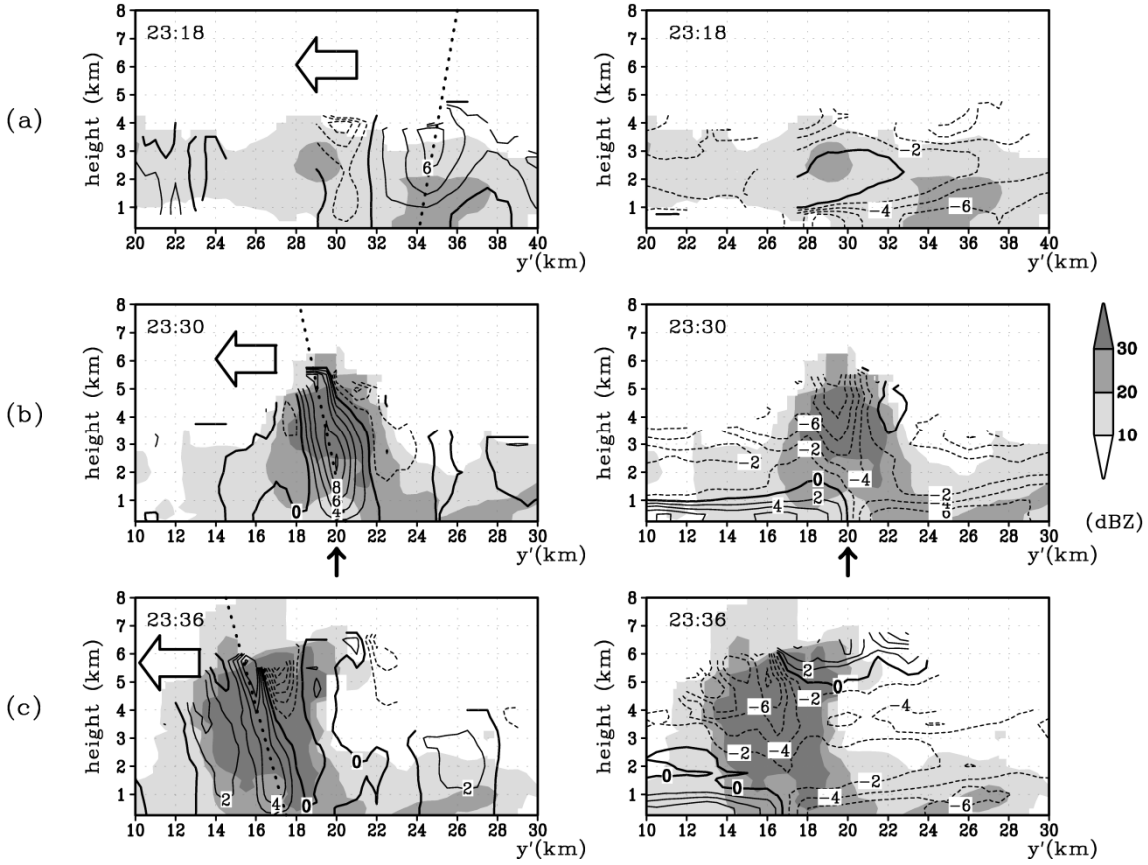


図 15　図 10 に示す実線に沿った鉛直断面図。レーダー反射強度（シェード）とともに鉛直風（コンター、左）と降雪バンドに相対的な、バンドに直交する成分 v’（コンター、右）を示す。左のパネルの白抜き矢印はエコーの移動方向を示す。太い矢印は南西風の先端の位置を示す。

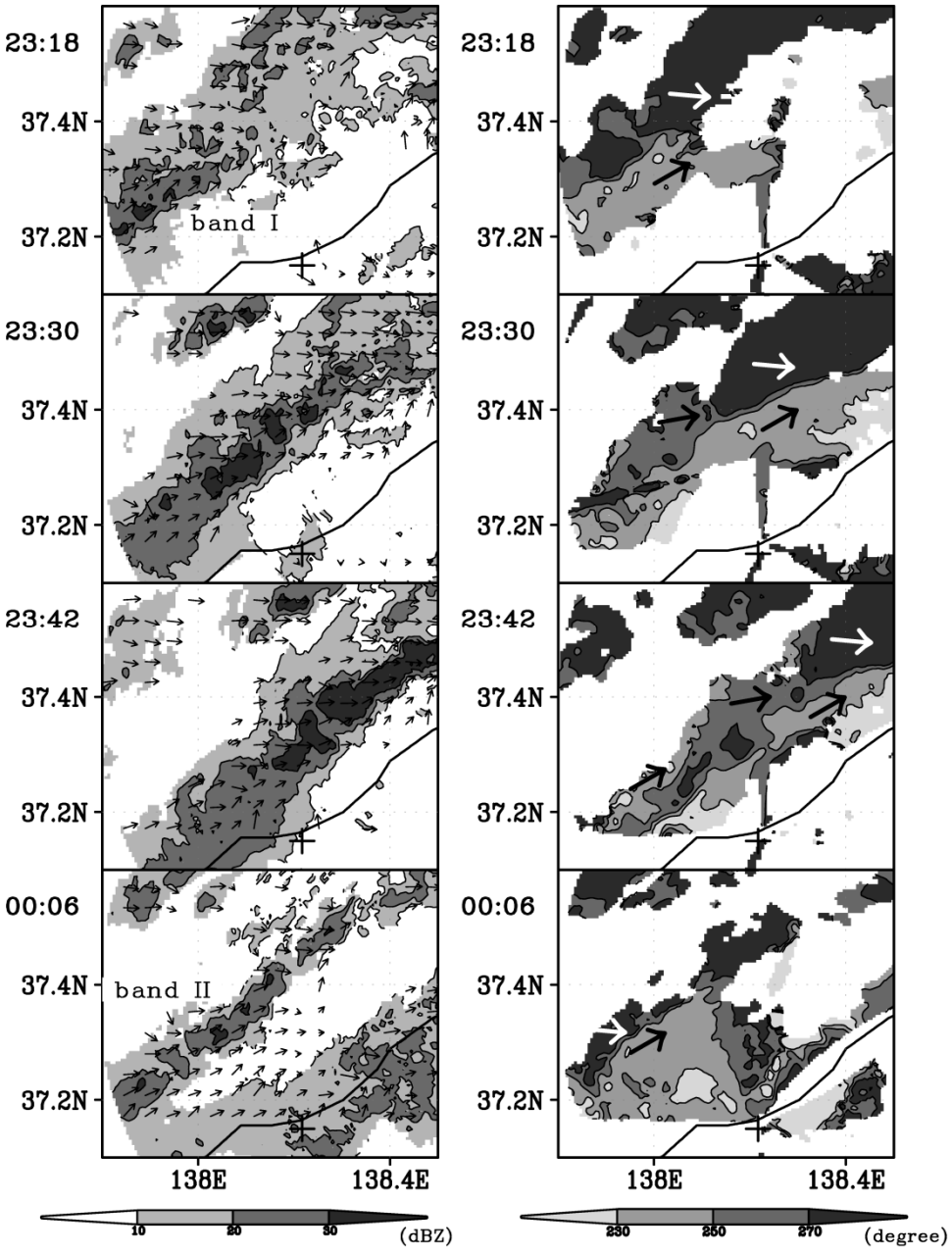


図 16　1 月 28 日 2318LST から 29 日 0006LST までの高度 2 kmのレーダー反射強度と高度 250m の水平風ベクトル（左)、水平風向（右）を示す。右のパネルの矢印は、各シェード内の卓越風向を示す。

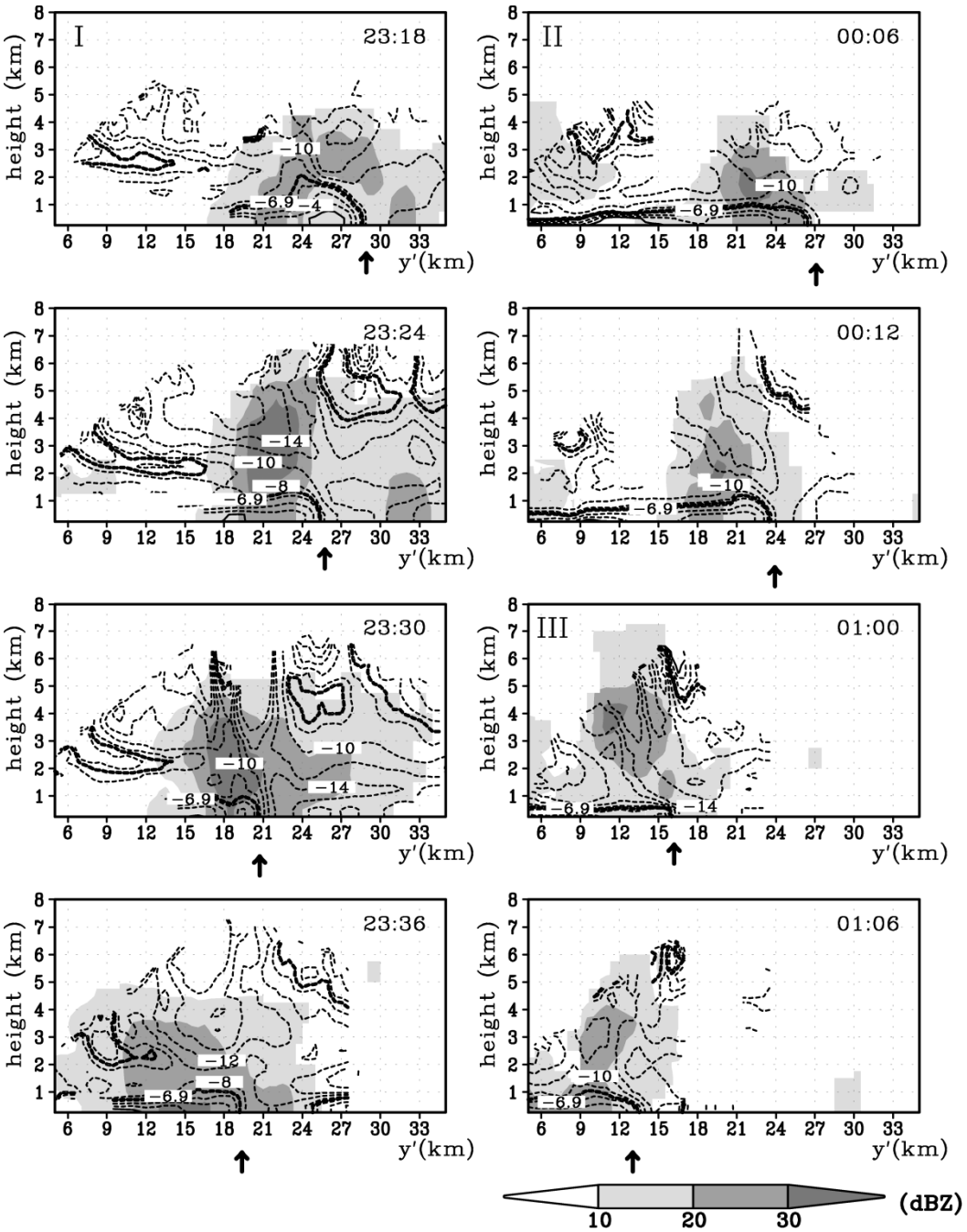


図 17　x'=-40.0km におけるレーダー反射強度と降雪バンドに直交する水平風成分 v'のコンターの時間変化を示す。降雪バンドⅠの鉛直断面の位置は図 10 の破線で示されている。太線で示す v'=-6.9 m s^{-1} のコンターは、下層の南西風の境界を示す。1 月 28 日 2318LST から 2336LST、29 日 0006LST から 0012LST、および 0100LST から 0106LST はそれぞれ降雪バンドⅠ、Ⅱ、Ⅲの通過に対応する。矢印は南西風の先端を示す。

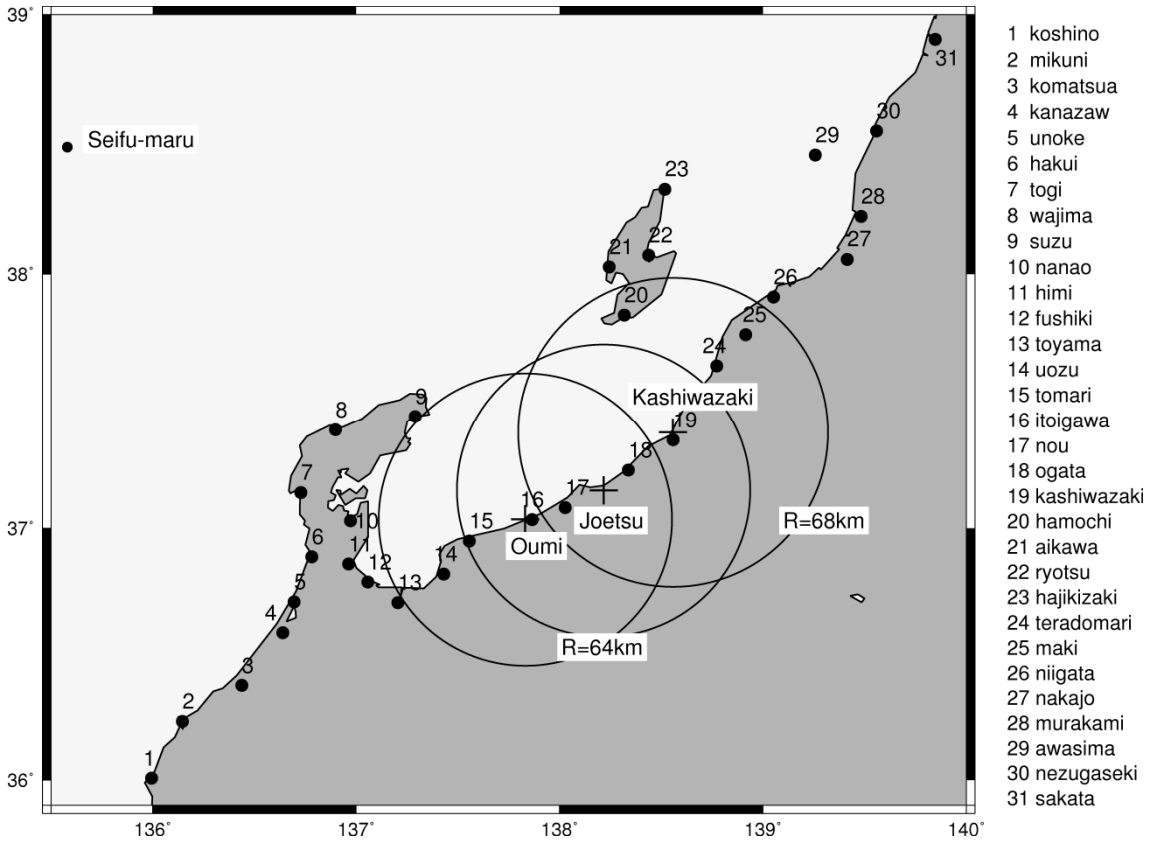


図 18　北陸地方の海岸線に沿ったアメダス観測点の位置を示す。清風丸の位置と各レーダーの観測範囲も共に示す。

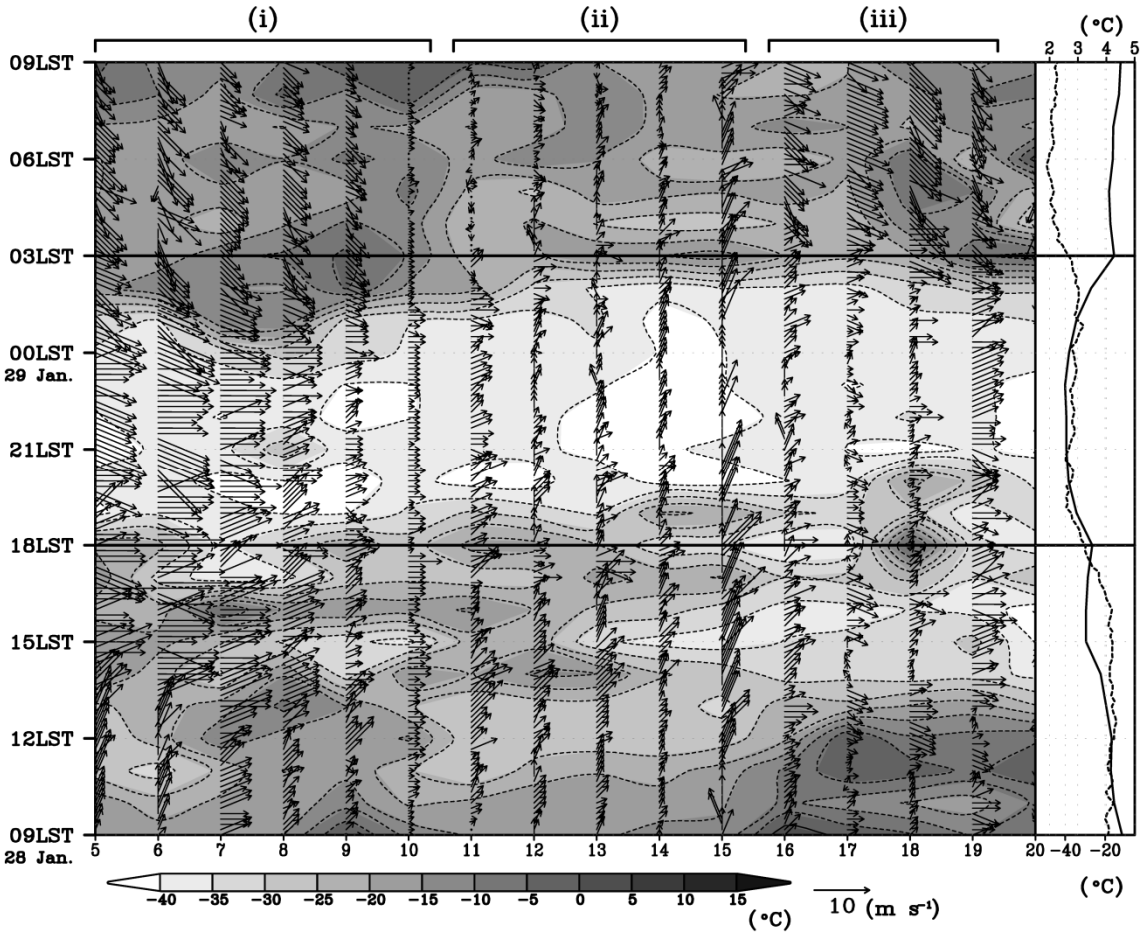


図 19　各アメダス地点における GMS の等価黒体輝度温度（TBB）（シェード）と地上風（ベクトル）の時間変化を示す。横軸の数字は、図 18 に示す各地点の番号に対応。31 地点の平均の TBB（実線）と気温（破線）の時間変化を右に示す。二本の太線で囲まれた時間帯が前線帯の通過時間帯に対応する。

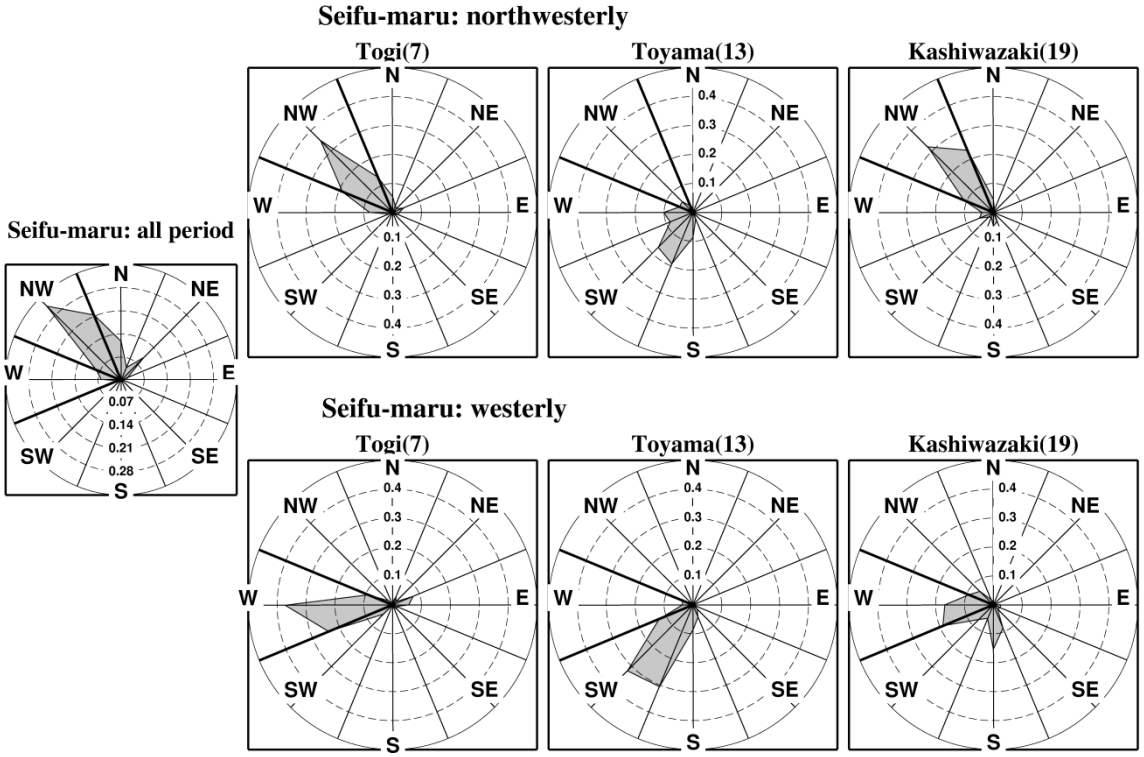


図 20　富来（左）、富山（中）、柏崎（右）のアメダス 3 地点における WMO-01 観測期間中の風向の頻度分布を、清風丸の風向が北西風（292.5°から 337.5°）の時（上）と西風（247.5°から 292.5°）の時（下）に分けて示す。清風丸の風向の頻度分布についても左に示す。

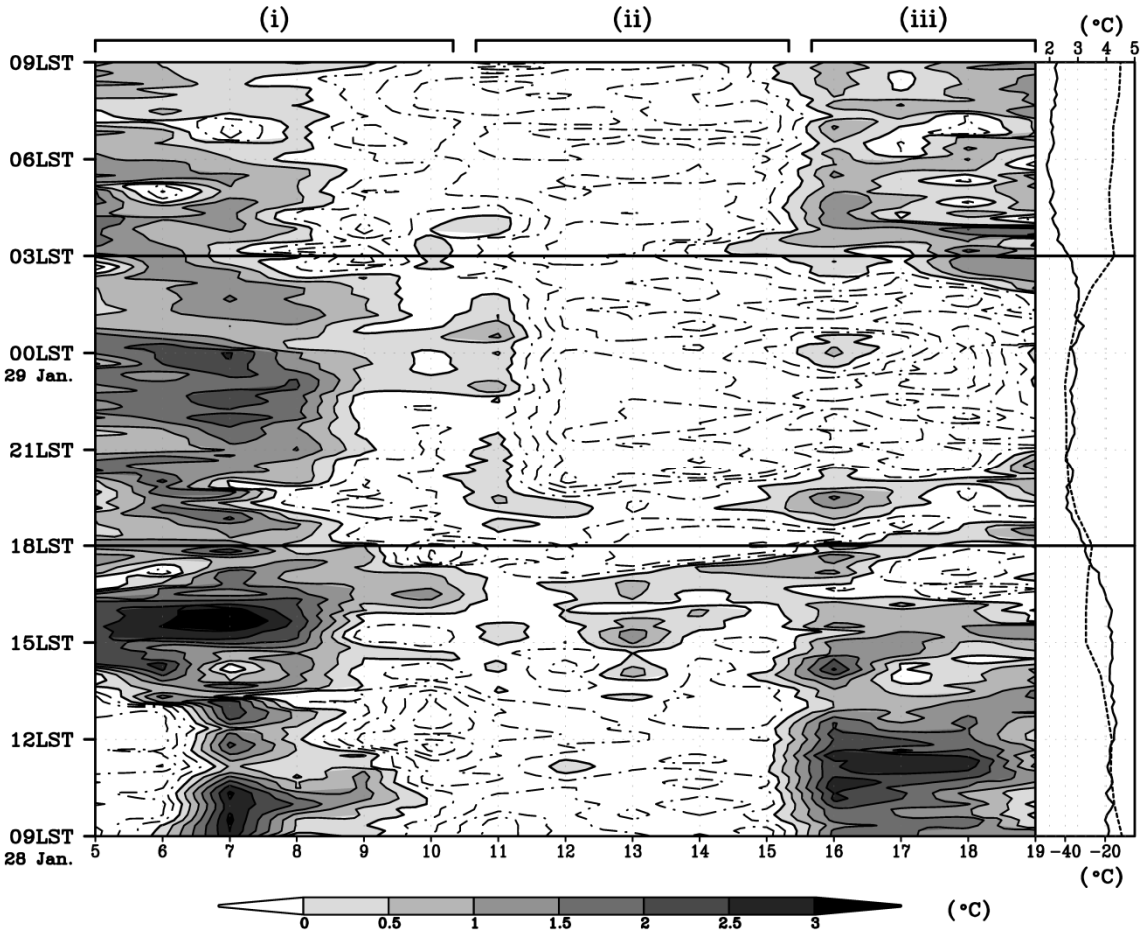


図 21　図 19 と同様、但し気温の 31 地点平均からの偏差を示す。

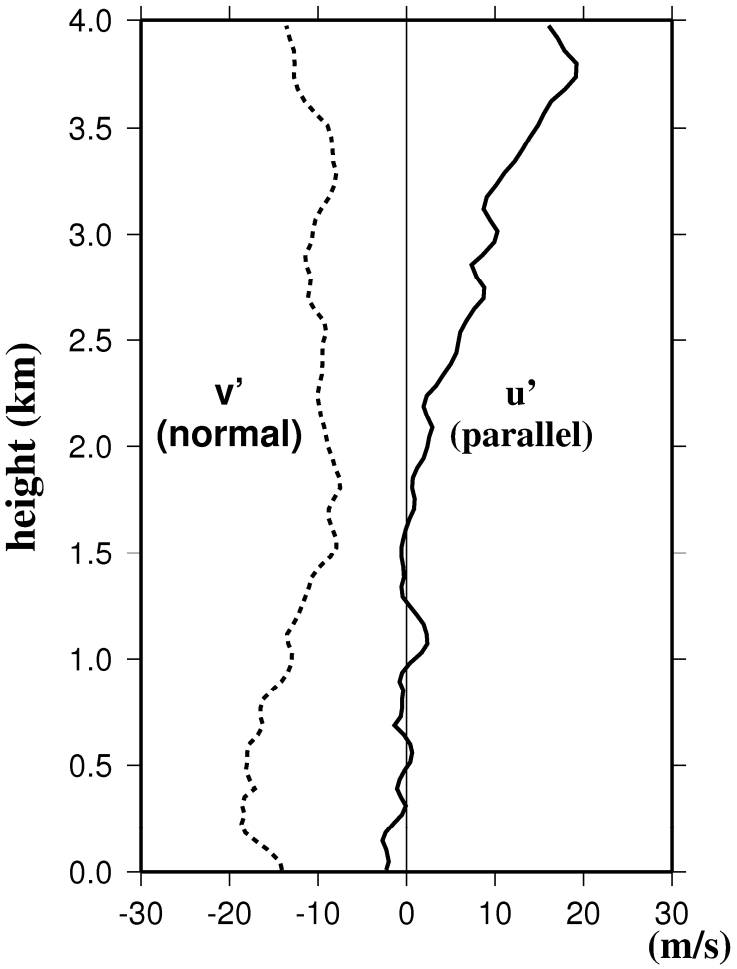


図 22　1 月 29 日 00LST に清風丸で観測された水平風の鉛直プロファイル。降雪バンドに平行な成分（u'）と直交する成分（v'）をそれぞれ示す。

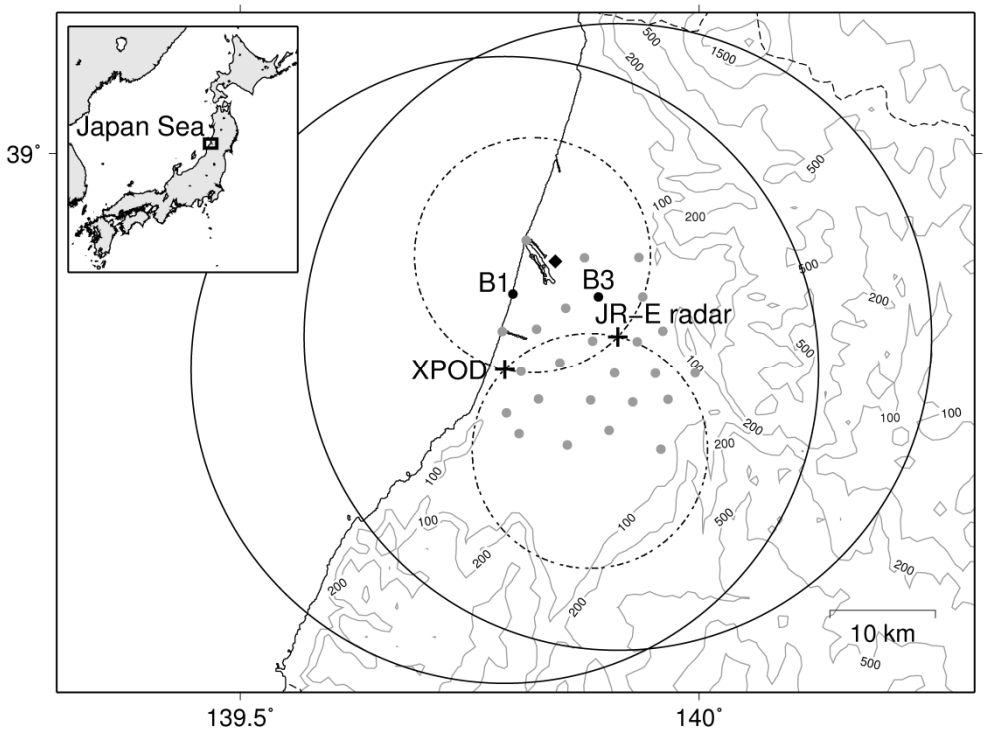


図 23　観測領域(山形県庄内地方)の地図を示す。＋印はJR東日本レーダー(JR-E radar)と気象研レーダー (XPOD) の位置を、円はそれぞれ 30 ㎞の観測領域を示す。破線の円は、dual ドップラー解析の領域を示す（重複する領域を除く)。地形は 100m、200mと 500m の等値線で示す。黒と灰色の点は、地上気象観測点の、◆印は気象庁の酒田測候所（当時）の位置を示す。

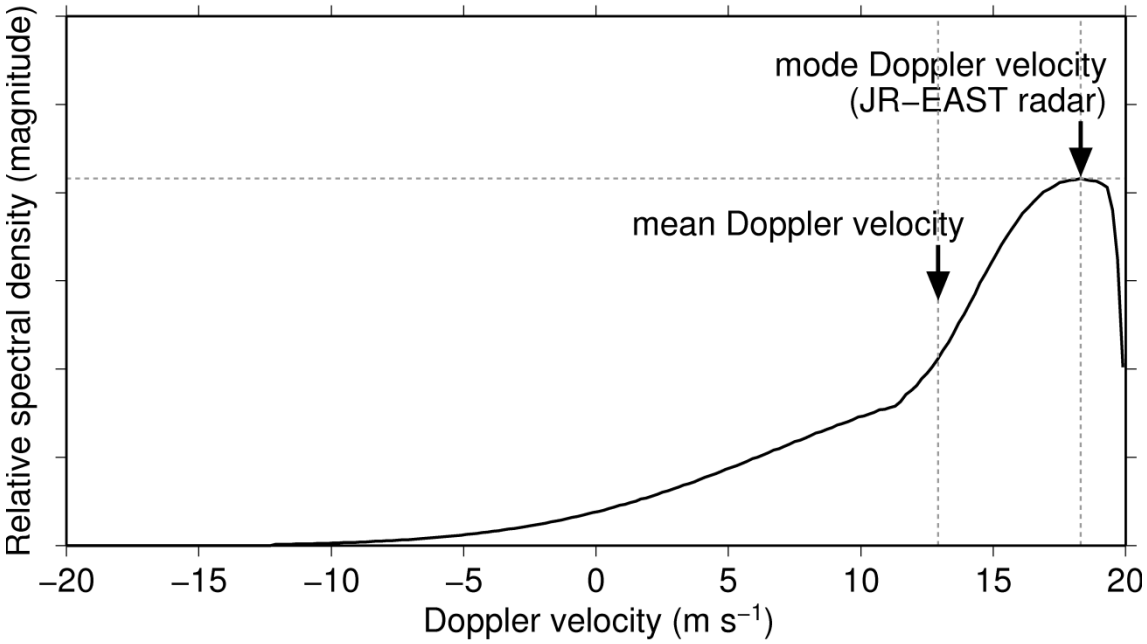


図 24　ドップラースペクトルと、対応する平均ドップラー速度(mean)とモードドップラー速度(mode)の位置を太矢印で模式的に示す。

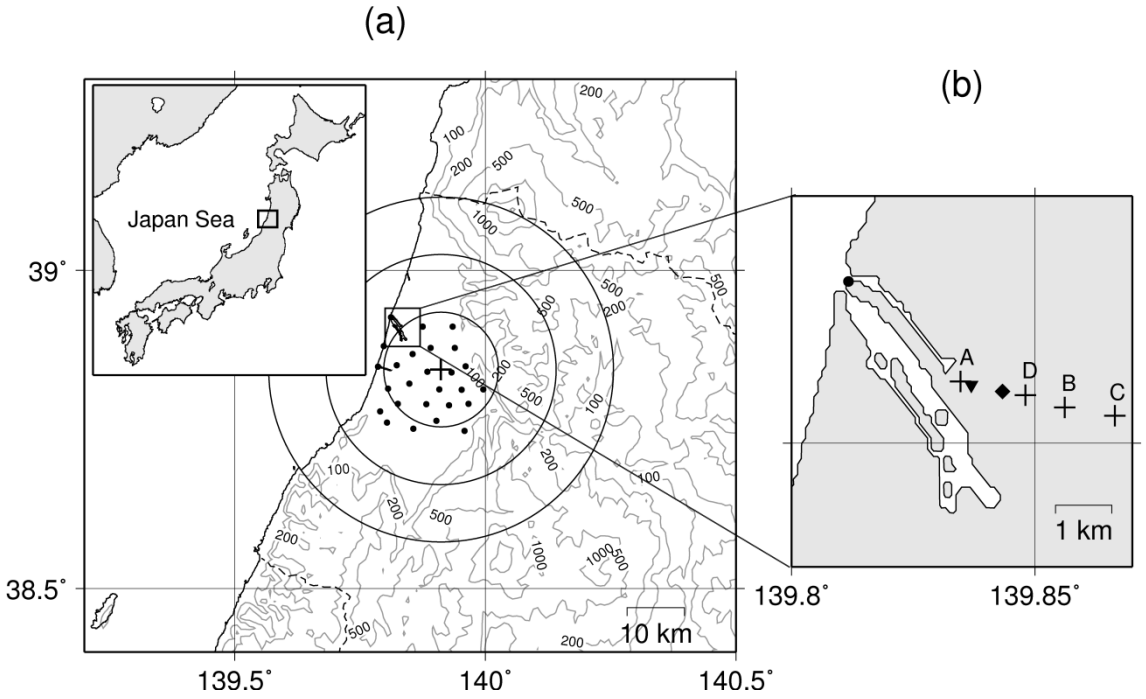


図 25　JR 東日本レーダーの観測領域(a)とともに、2007 年 12 月 2 日の竜巻被害地点(b)を示す。(a)の円は JR 東日本レーダー（＋印）の 10 ㎞毎の観測範囲を、(b)の＋印は被害をうけた家屋の場所(A から D)を、▼印は酒田消防本部の場所を示す。その他は図 23 と同様。

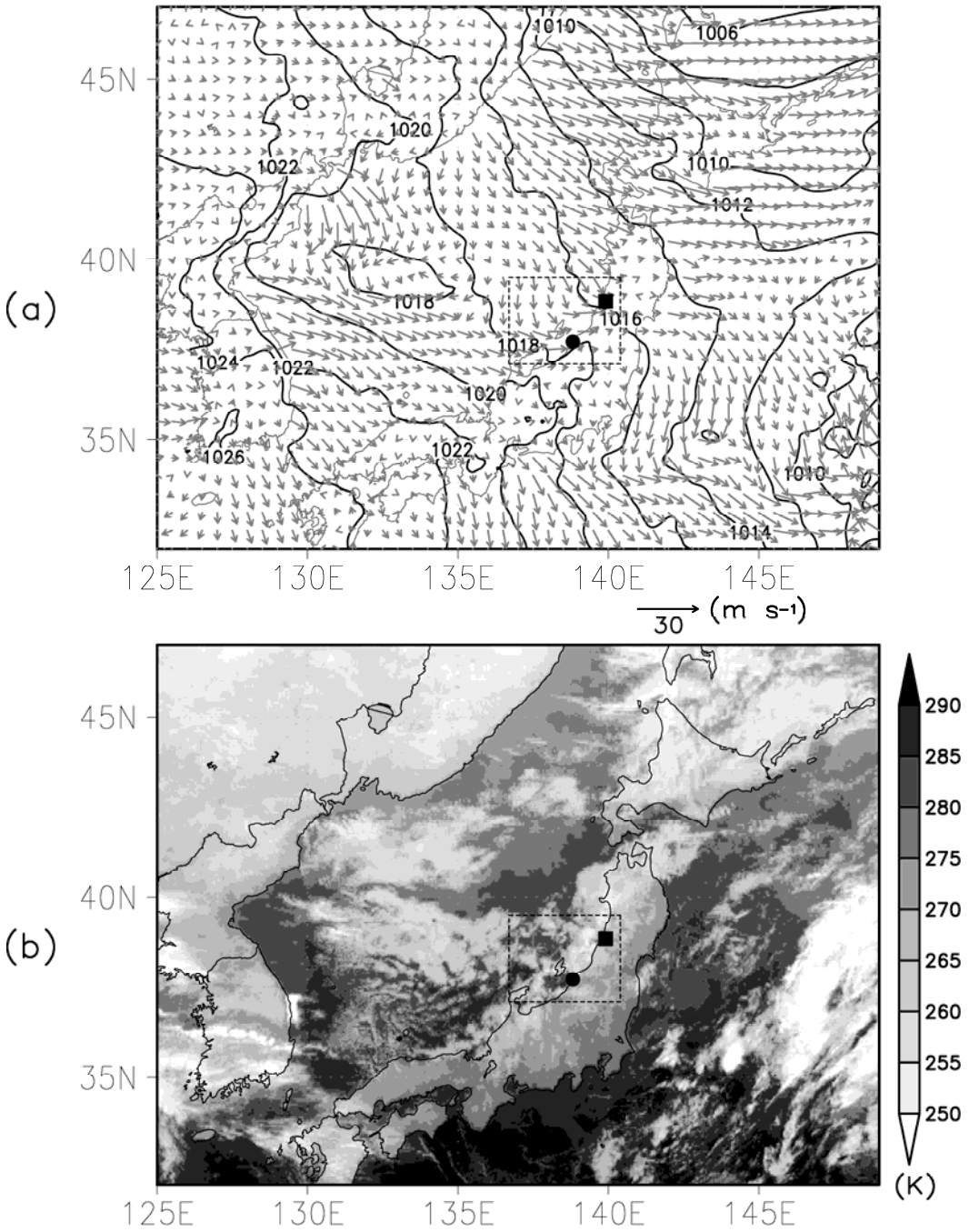


図 26　(a) 2007 年 12 月 2 日 00LST の MANAL による海面気圧(2hPa 毎のコンター)と地上風ベクトル。(b) 同時刻の MTSAT の赤外 1 画像。■は JR 東日本レーダーの場所を、●は気象庁の新潟レーダーの場所をそれぞれ示す。破線の矩形領域は図 27 の領域を示す。

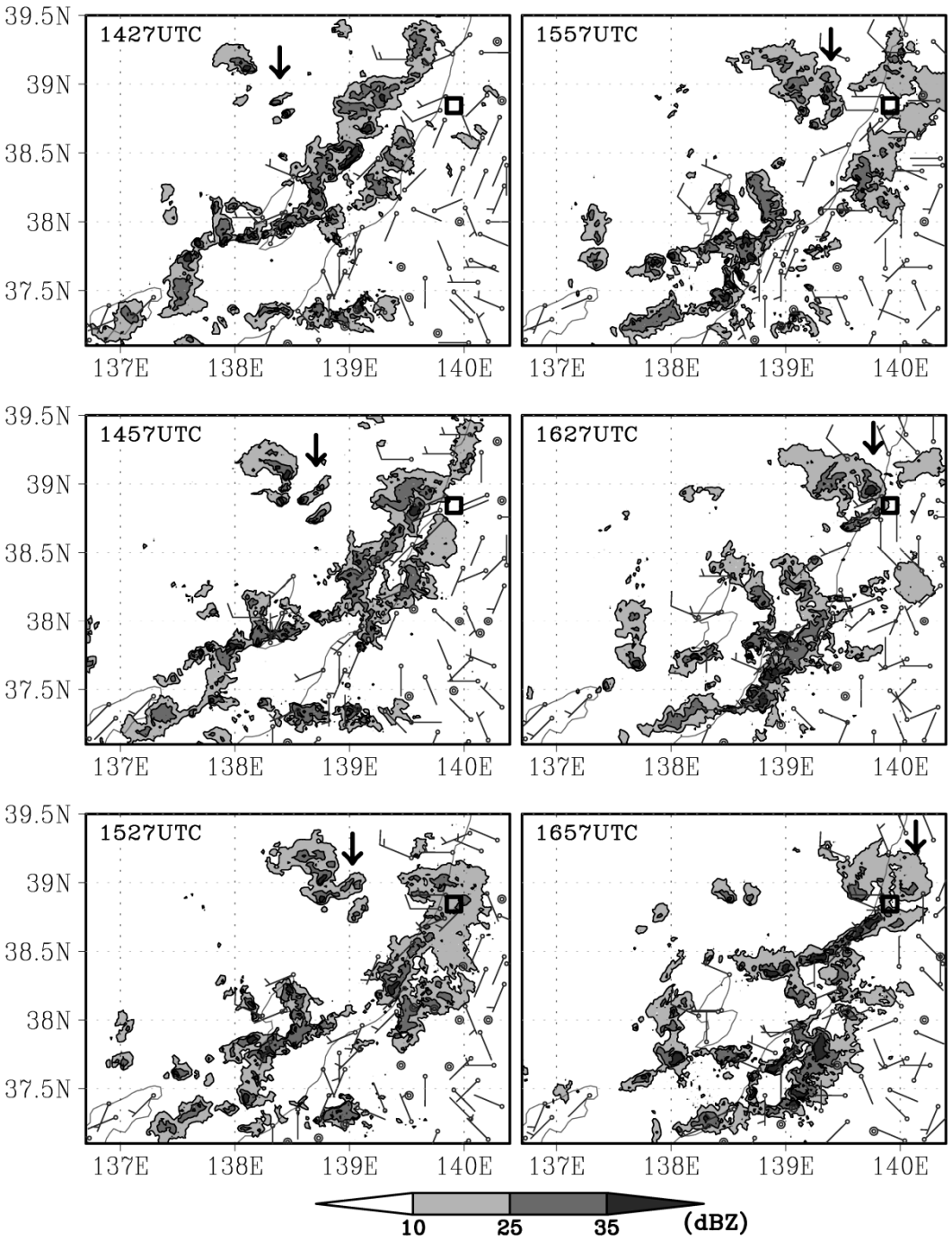


図 27　気象庁新潟レーダーの仰角 0.0°のレーダー反射強度とアメダスによる地上風（矢羽）の時系列。竜巻をもたらした親雲を矢印で示す。□は JR 東日本レーダーの位置を示す。

.

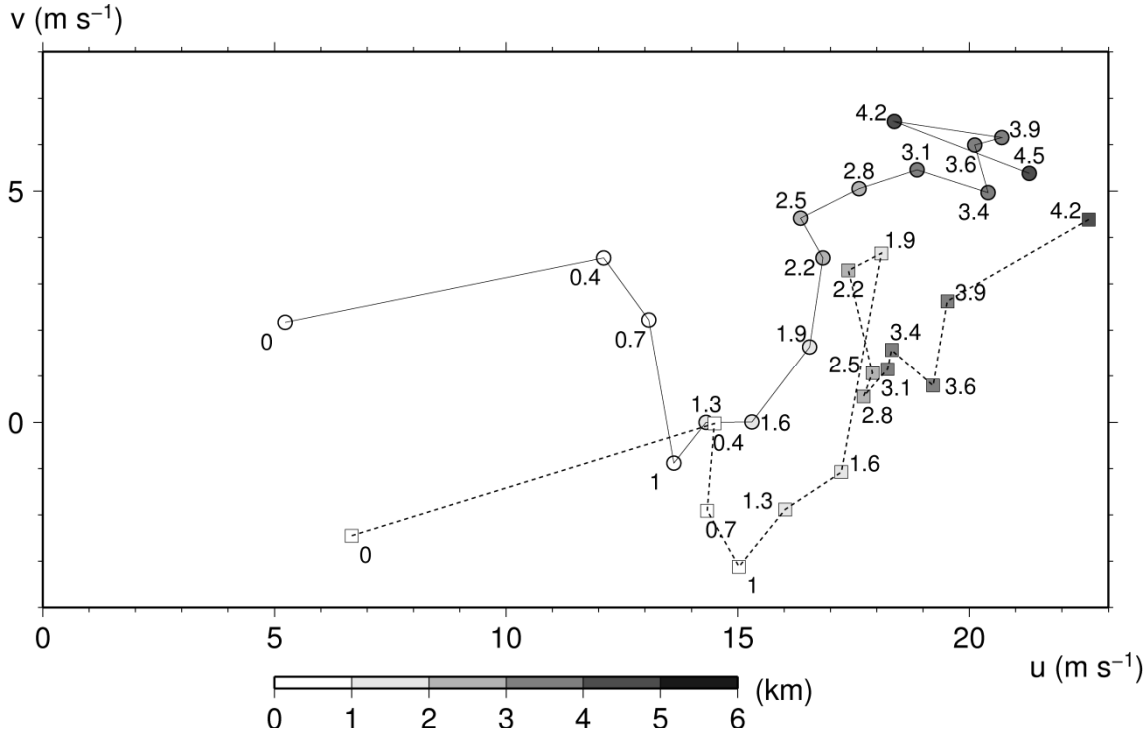


図 28　酒田測候所のウィンドプロファイラーによるホドグラフ。親雲の通過前（0110LST から 0130LST、○と実線）と通過後(0200LST から 0230LST、□と破線)の平均を示す。観測高度をグレイスケールで示す。

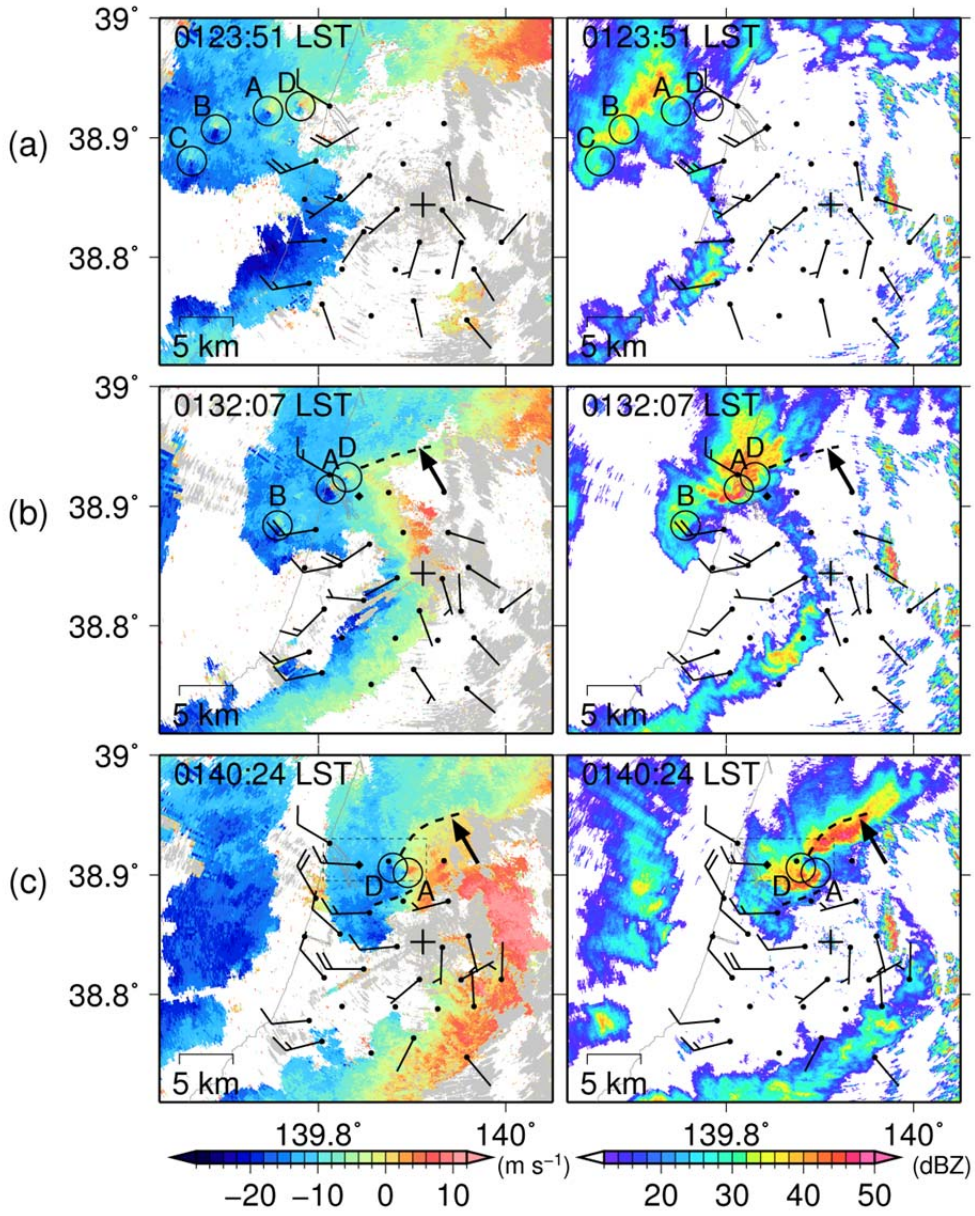


図 29　（a）0123:51LST、（b）0132:07LST、（c）0140:24LST におけるドップラー速度（左）とレーダー反射強度（右）を示す。JR レーダーの位置を＋印で、4 つの misovortex（A から D）の位置を丸で示す。地上気象観測点で観測された風を矢羽（5 m s^{-1}）で示す。（b）と（c）における太破線はドップラー速度場から推定した収束線の位置を示す。（c）の破線の矩形領域は図 33 の領域を示す。灰色の実線は海岸線。

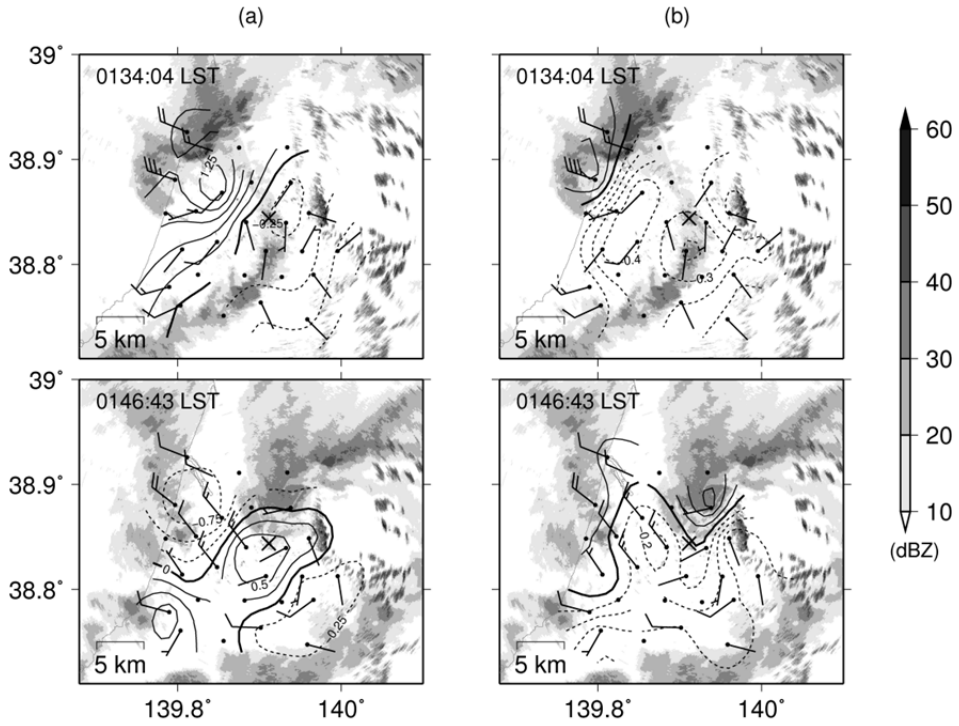


図 30　0134:04LST と 0146:43LST の親雲に伴う（a）地上気温の偏差および（b）海面気圧の偏差場をコンターで示す。シェードは反射強度を示す。気温は 0.25K 毎、気圧は 0.1hPa 毎のコンター。地上気象観測点における風の矢羽（5 m s^{-1}）も示す。灰色の実線は海岸線。

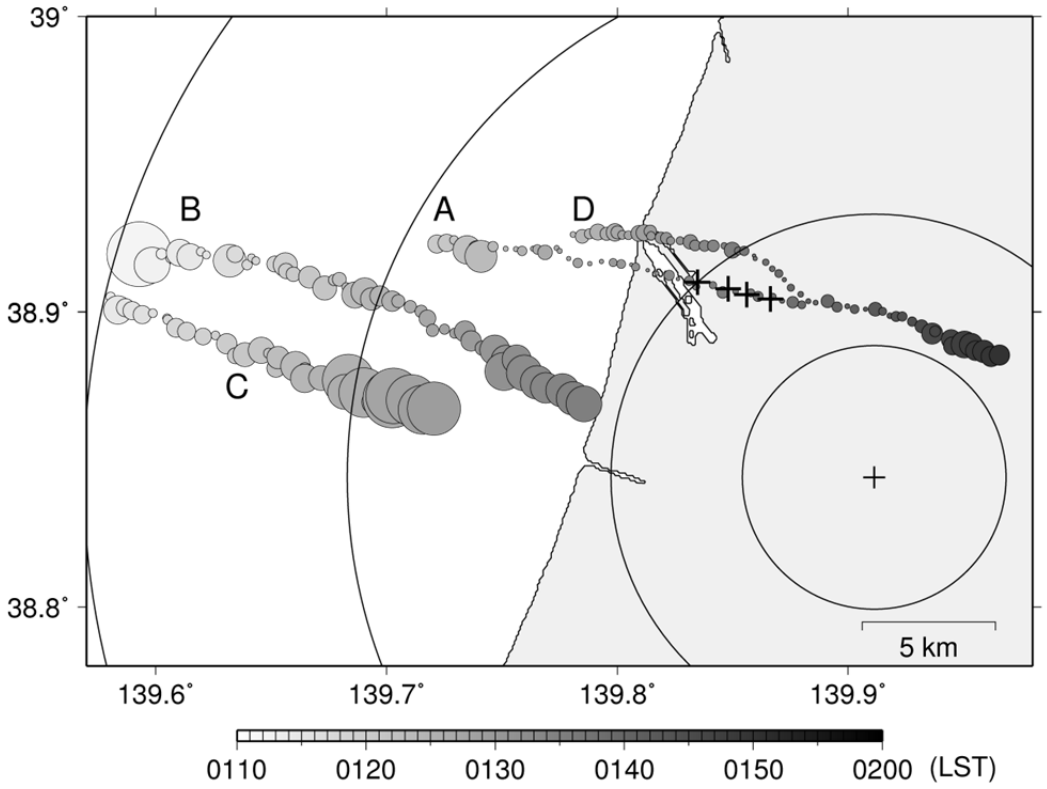


図 31　30 秒毎の PPI データから求めた 0112:10LST から 0150:07LST の渦 A から D の移動経路を円で示す。各円の大きさは各渦の直径を表し、グレイスケールは観測時刻を表す。被害を受けた家屋の場所を太い＋印で示す。JR 東日本レーダー（＋印）とその 5km および 10km 毎の観測領域を円で示す。

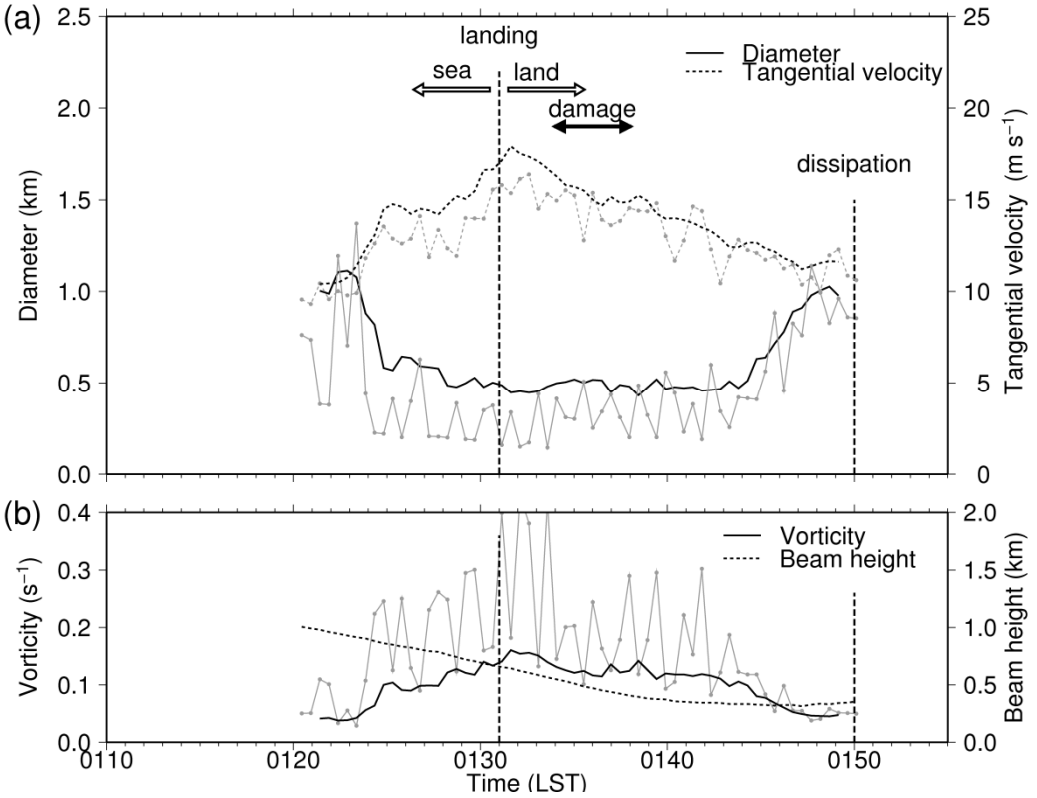


図 32　JR 東日本レーダーデータから求めた渦 A の（a）直径（実線）と最大接線風速（点線）、（b）渦度の時間変化を太線で示す。細い灰色の線は、各時刻における Φ と⊿V/2 の値を示す。渦 A が上陸した時刻と、被害域上空を通過した時刻をともに示す。各時刻において渦 A を観測したレーダーのビーム高度も（b）に示す。

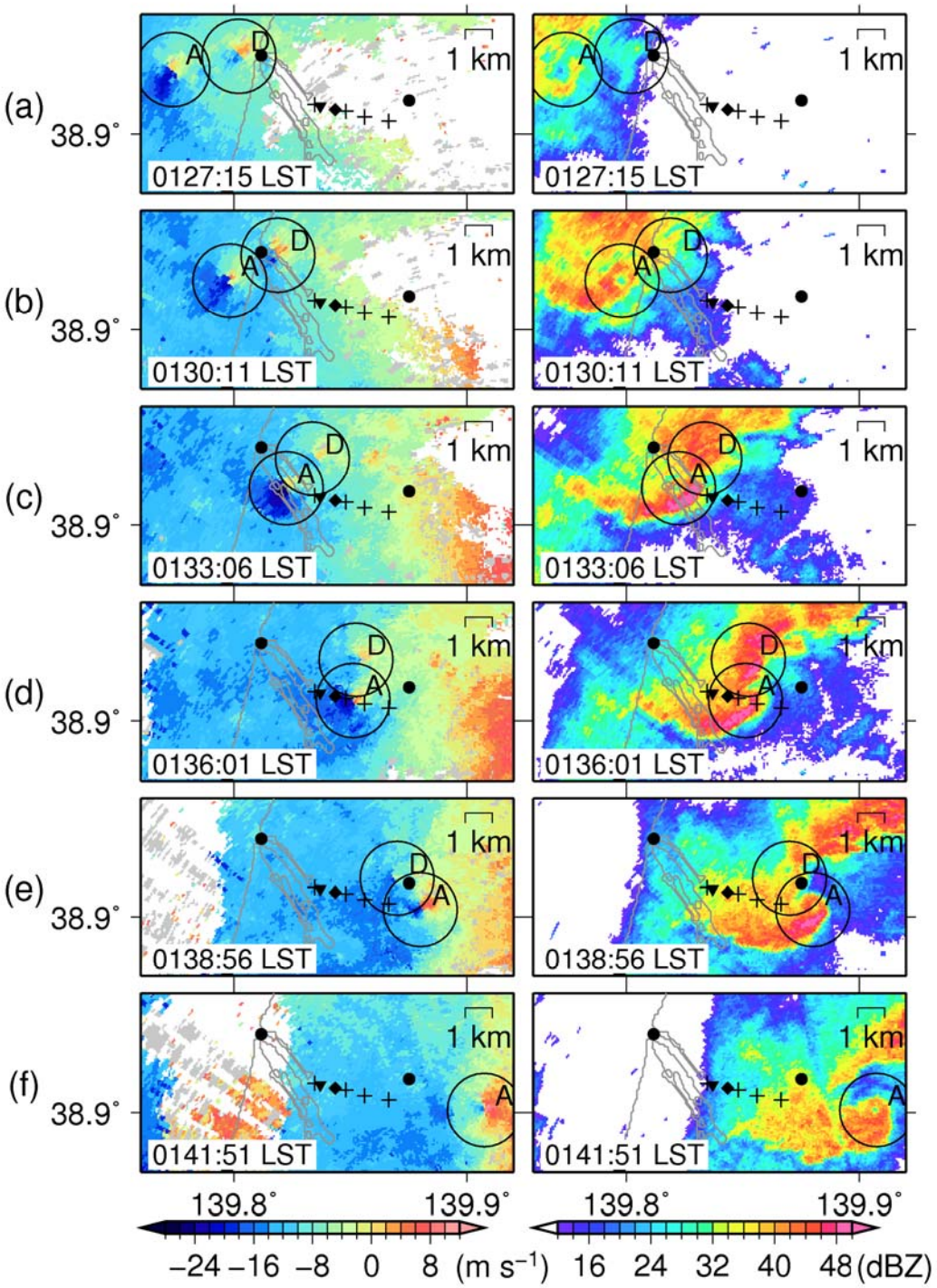


図 33　渦 A が被害域（＋印）上空を通過した時間帯（(a) 0127:15, (b) 0130:11, (c) 0133:06, (d) 0136:01, (e) 0138:56, および(f) 0141:51 LST）の渦 A と D（丸で示す）のドップラー速度（左）と反射強度（右）を示す。黒い●、▼印、◆印は図 25 と同様。

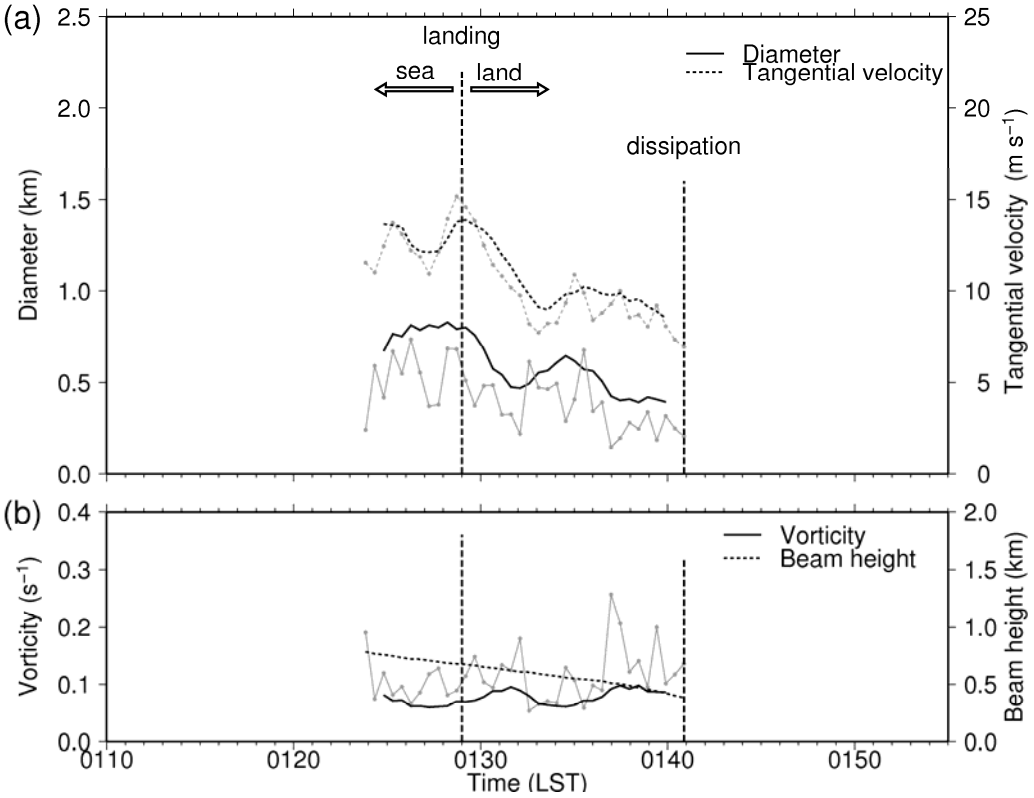


図 34　図 32 に同じ。但し、渦 D に対して示す。

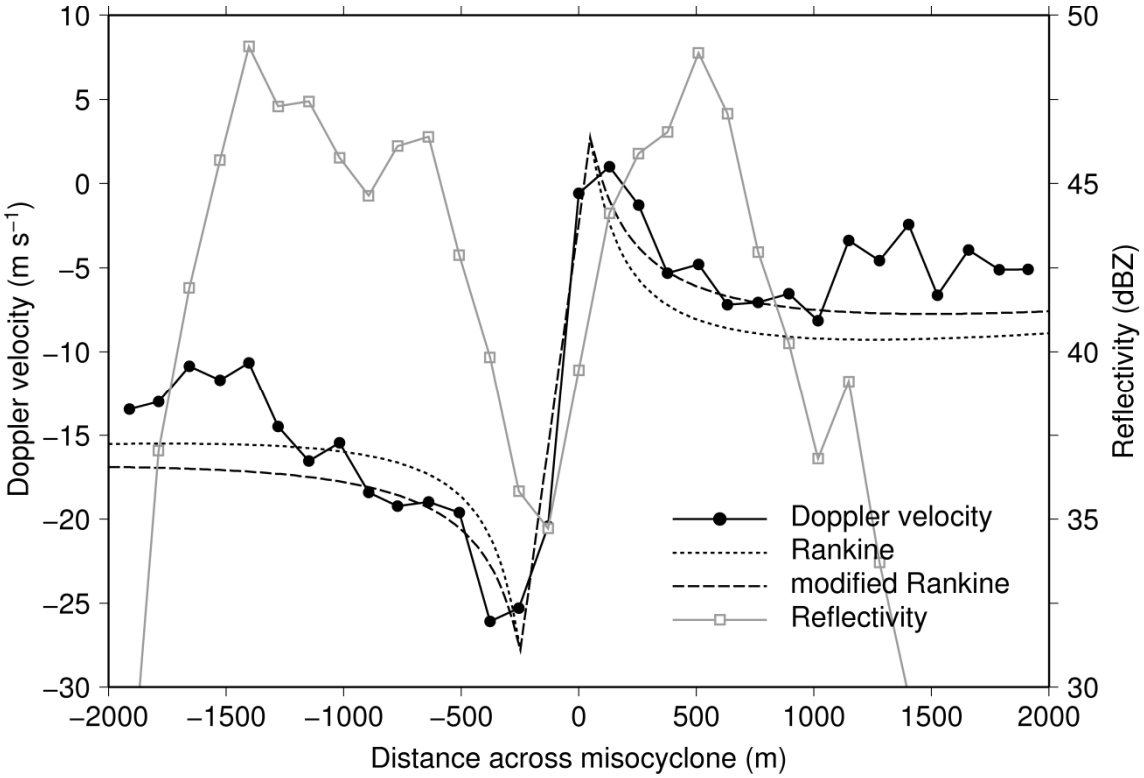


図 35　0135:02LST の渦 A に伴う方位方向のドップラー速度（●）およびレーダー反射強度（□）のプロファイル。ランキン渦（点線）および変形ランキン渦（破線）のプロファイルも比較のために示す。

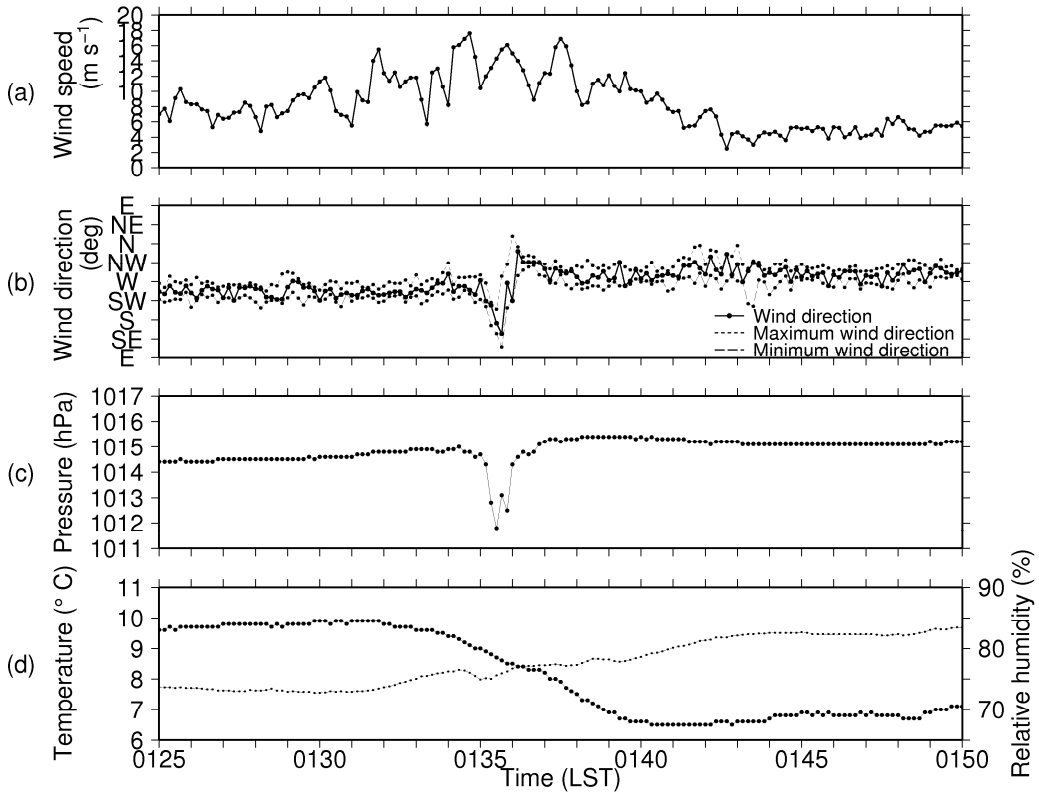


図 36　酒田測候所における 0125LST から 0150LST の（a）最大瞬間風速（b）風向（c）地上気圧（d）気温（太線）および相対湿度（細線）の時間変化を示す。

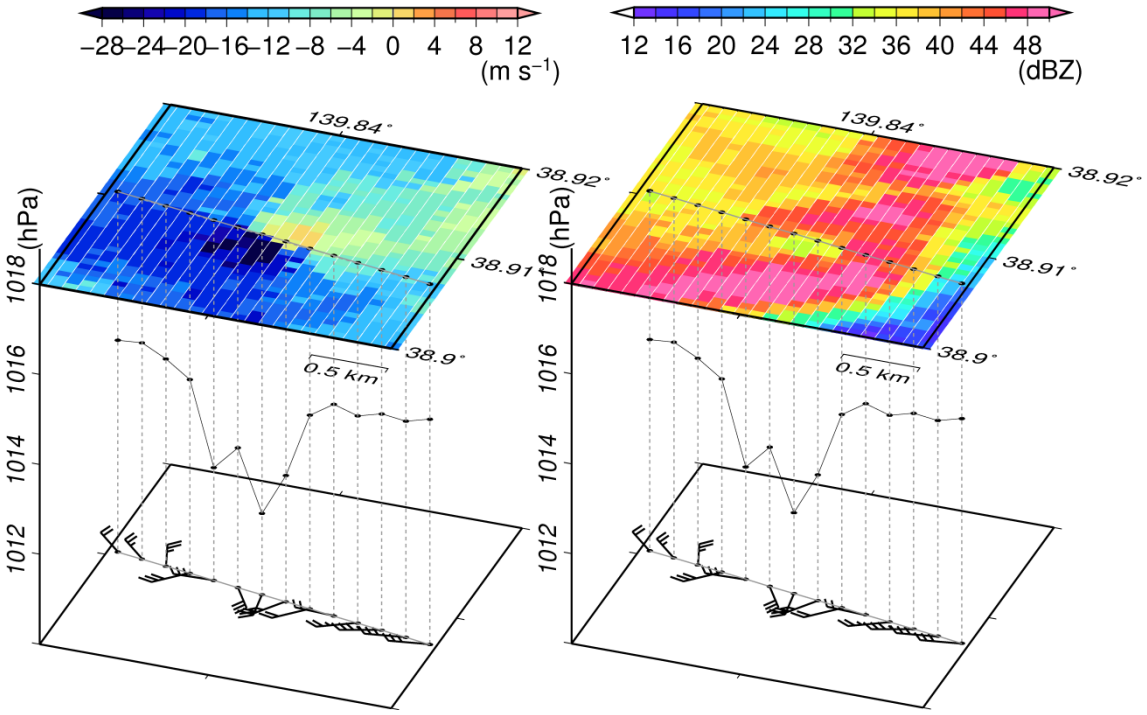


図 37　0135:02LST の渦 A に伴うドップラー速度（左）と反射強度（右）を示す。酒田測候所の時系列データを時間空間変換し、渦を横切る灰色の実線に沿った地上気圧（実線）と矢羽を共に示す。

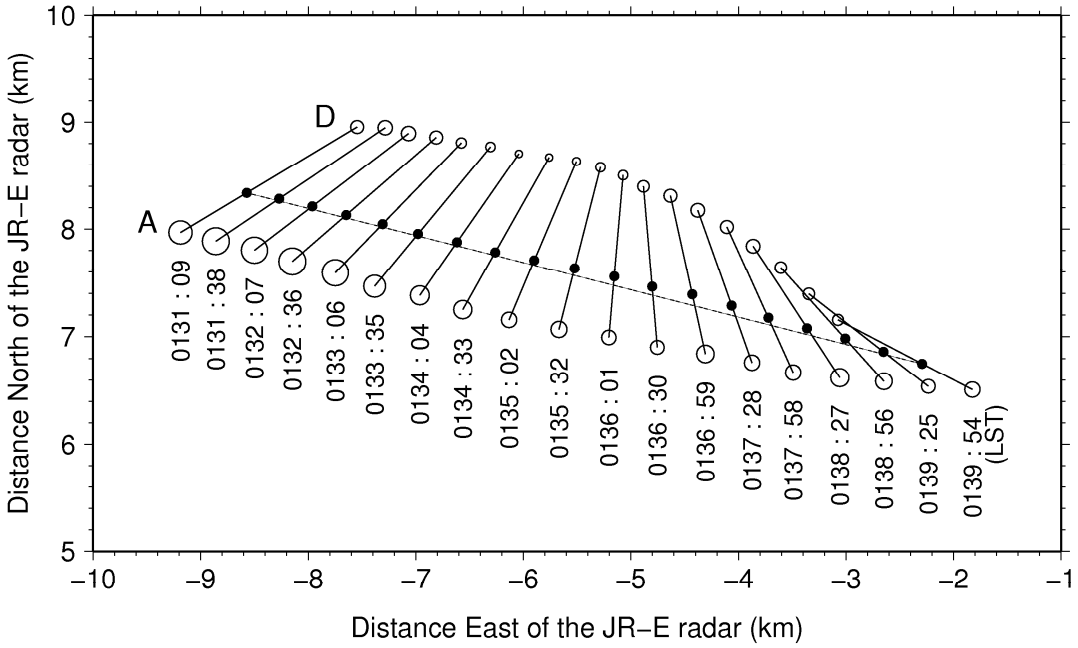


図 38　0131:09LST から 0139:54LST の渦 A と D の位置を示す。円の大きさは各渦の直径を示す。黒い点は渦 A と D の軌道中心。軌道中心を結ぶ線を点線で示す。

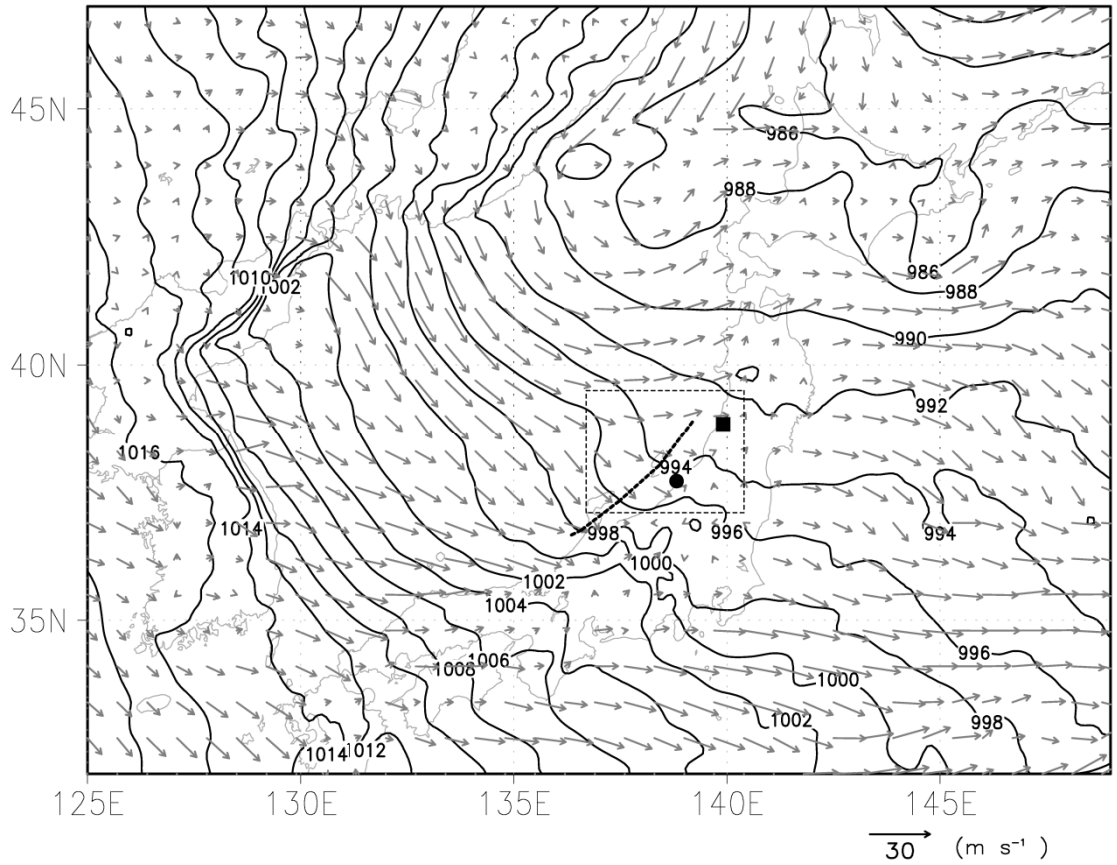


図 39　2007 年 12 月 31 日 03LST の MANAL による海面気圧（2hPa 毎のコンター）と地上風を示す。太い破線は気圧の谷を示す。■と●は JR 東日本レーダーと気象庁新潟レーダーの位置をそれぞれ示す。破線の矩形領域は図 40 の領域を示す。

.

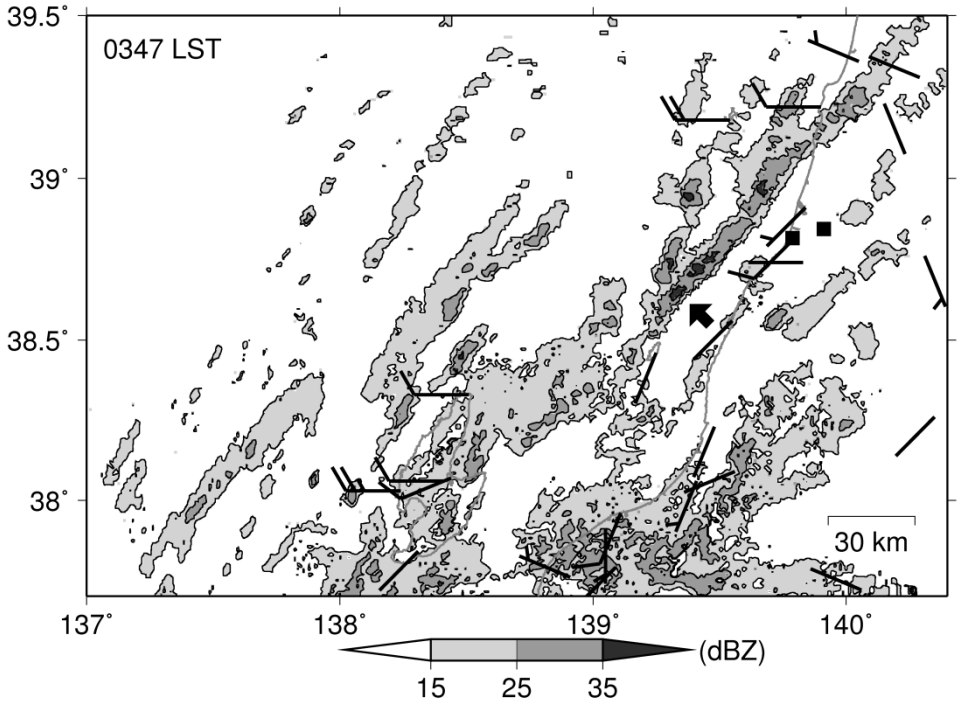


図 40　0347LST の気象庁新潟レーダーの仰角 0.0°のレーダー反射強度とアメダスによる地上風（矢羽）を示す。突風をもたらした降雪バンドを矢印で示す。■は JR 東日本レーダーと気象研究所レーダーの位置を示す。

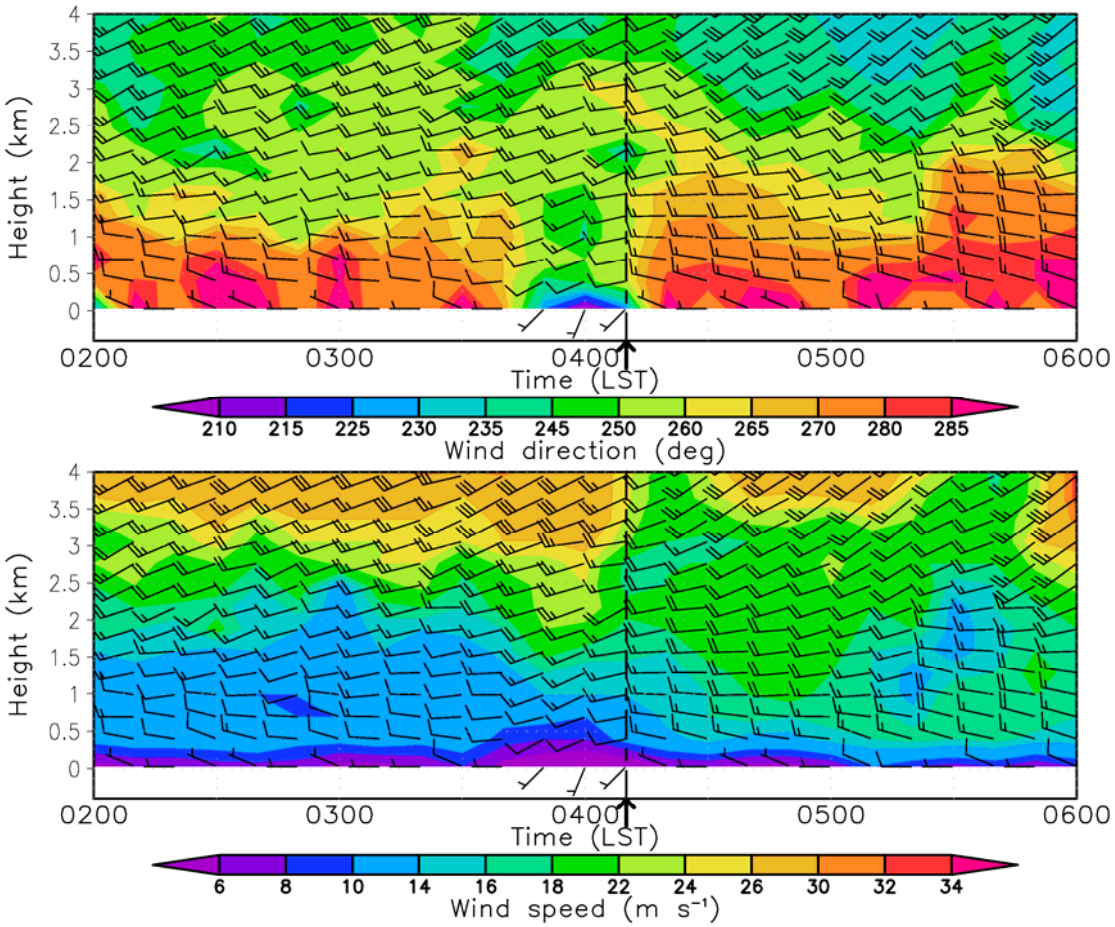


図 41　酒田測候所のウィンドプロファイラーで観測された 2007 年 12 月 31 日 0200LST から 0600LST までの風向(上)、風速(下)の時間高度断面を示す。点線と矢印の位置は、突風をもたらした降雪バンドの通過時間帯を示す。

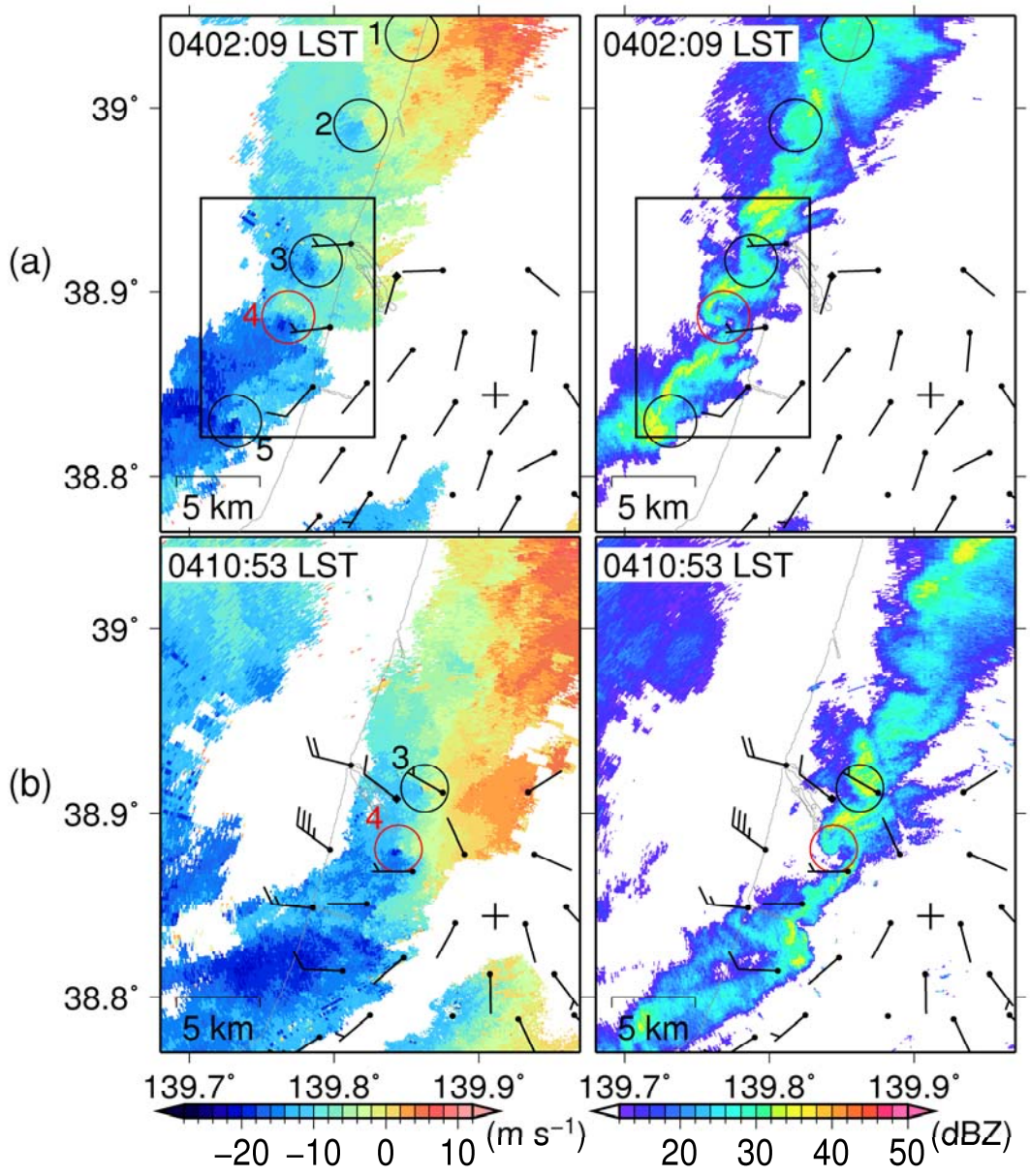


図 42　JR 東日本レーダー（＋印）による(a) 0402:09 LST および(b) 0410:53 LST の降雪バンドのドップラー速度場（左）と反射強度場（右）を示す。観測された渦を丸で示す（1 から 5)。地上気象観測点による風を矢羽（5 m s^{-1}）で示す。灰色の実線は海岸線。

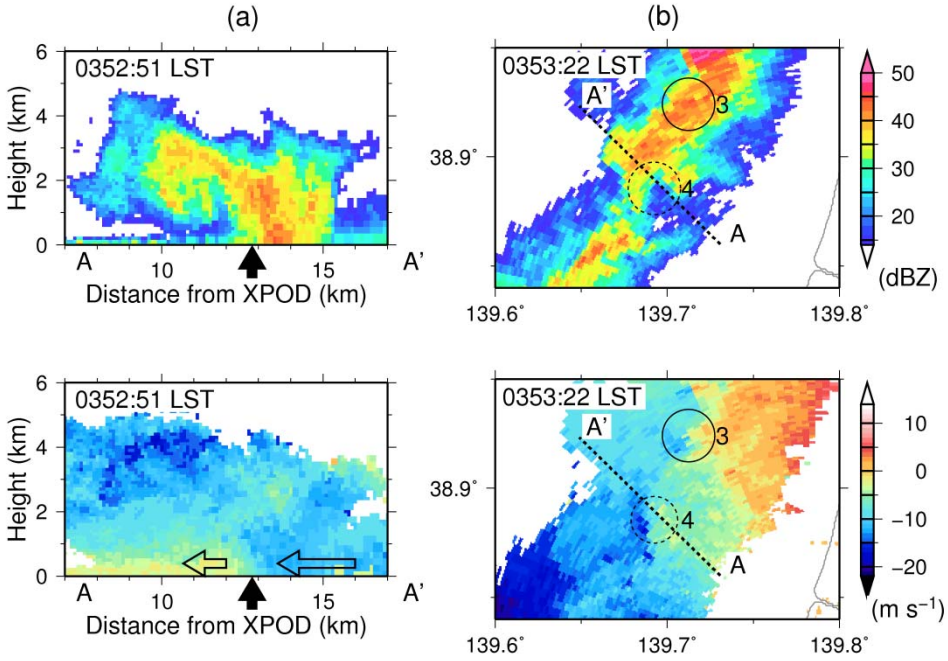


図 43　気象研究所レーダーで観測された降雪バンドの反射強度場（上）とドップラー速度場（下）を示す。(a) 0352:51 LST の鉛直断面と(b) 0353:22 LST の仰角 4.5 °の PPI を示す。(a)の鉛直断面の位置を(b)の点線(A-A')で示す。黒塗りの矢印は下層の収束線の位置を示す。渦 3 と 4 を丸で示す（点線は、これより下の仰角の PPI のみで渦が観測されていたことを意味する）。

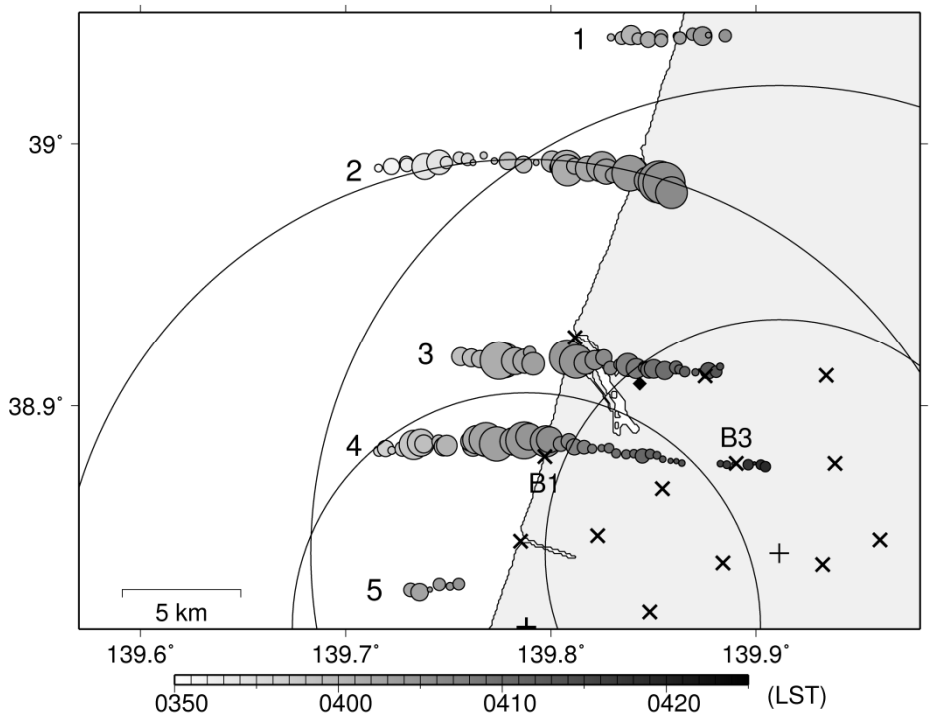


図 44　30 秒毎の PPI データから求めた 0350 LST から 0425 LST までの渦の移動経路を円で示す。各円の大きさは各渦の直径を表し、グレイスケールは観測時刻を表す。地上気象観測点の位置を×印で示す。◆印は酒田測候所の位置を示す。JR 東日本レーダー（＋印）と気象研究所レーダー（＋）それぞれの 10km、20 ㎞の観測領域を円で示す。

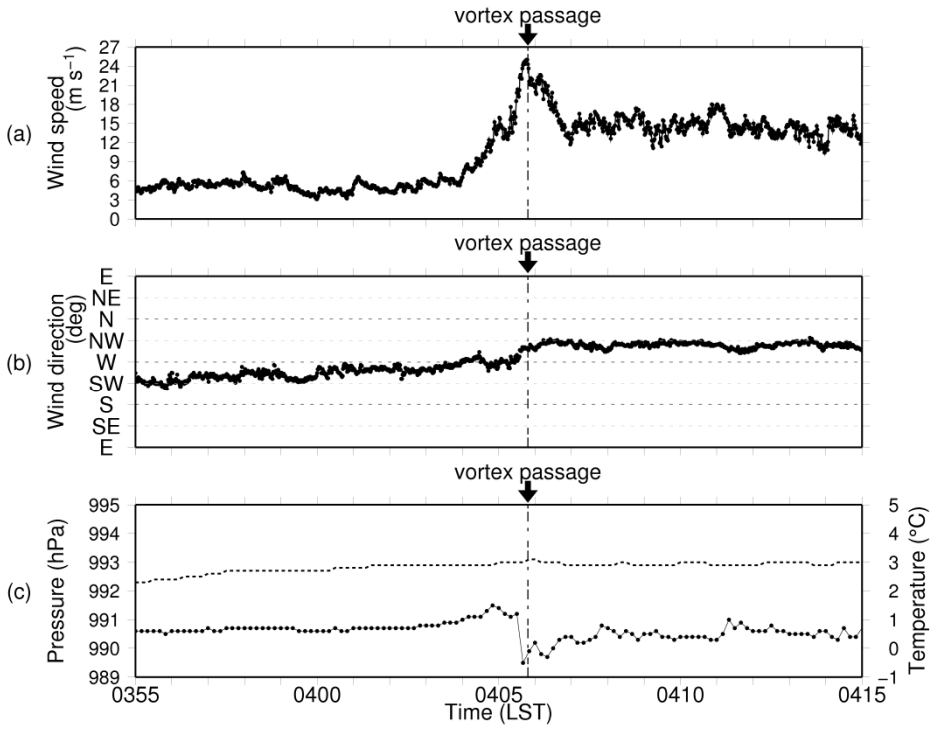


図 45　B1 地点における 0355 LST から 0415 LST までの（a）最大瞬間風速、（b）風向、（c）地上気圧（太線）および気温（細線）を示す。矢印は JR 東日本レーダーによる観測で上空を渦が通過した時間を示す。

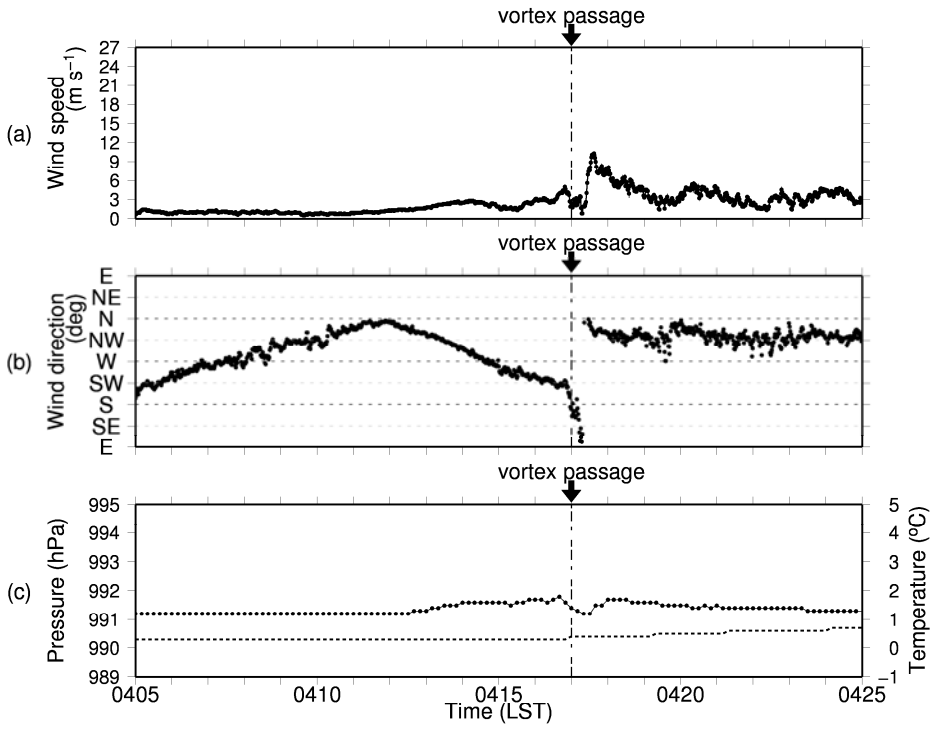


図 46　図 45 に同じ。但し、B3 地点において 0405 LST から 0425 LST までを示す。

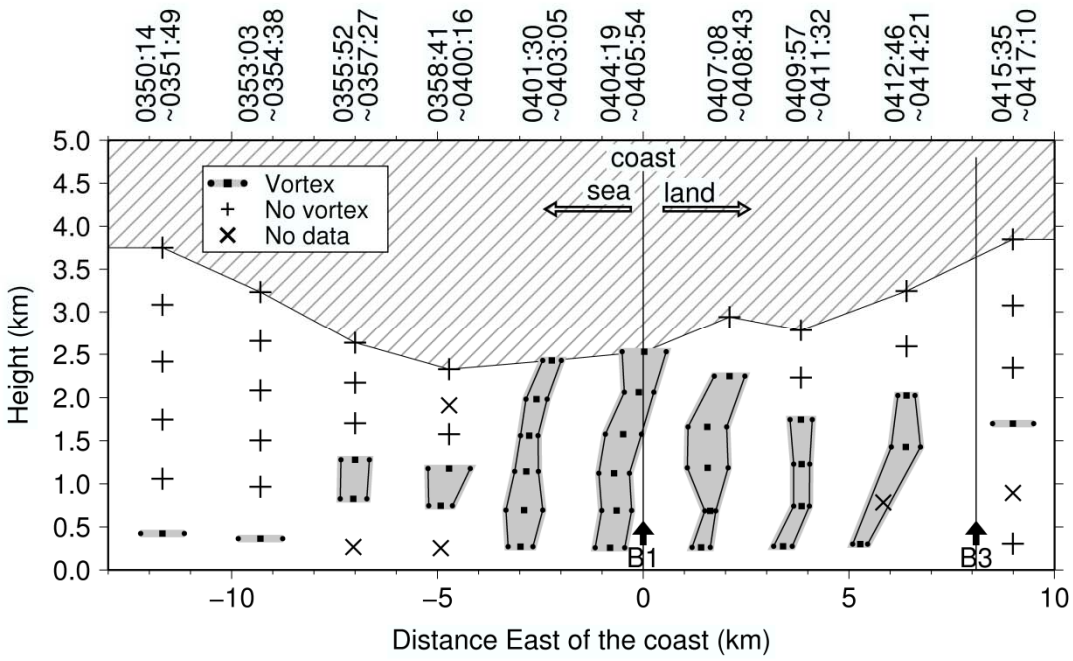


図 47　気象研究所レーダーによるボリュームスキャン観測から求めた渦 4 の移動方向に沿った距離高度断面を実線で囲った灰色の網掛けで示す。各高度における 2 つの点間の距離（渦直径）は実際の渦直径の半分のスケールで表示している。■は各高度における渦の中心位置を示す。＋印は渦が観測されなかったことを、×印はデータ欠測を示す。上空の斜線の網掛け部分は観測範囲外であることを示す。B1 地点および B3 地点の位置を矢印で示す。各ボリュームスキャン観測の時刻(LST)を図の上部に示す。

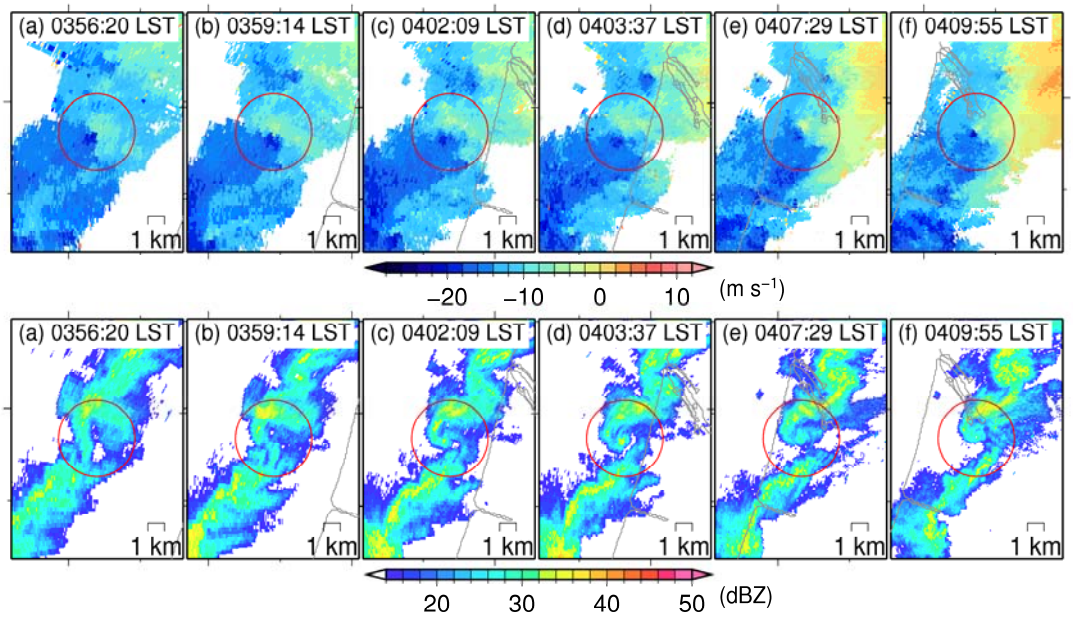


図 48　JR 東日本レーダーによる(a) 0356:20 LST (b) 0359:14 LST, (c) 0402:09 LST, (d) 0403:37 LST, (e) 0407:29 LST および(f) 0409:55 LST の渦 4（赤丸で囲む）周辺のドップラー速度場(上)と反射強度場（下）を示す。灰色の線は海岸線。

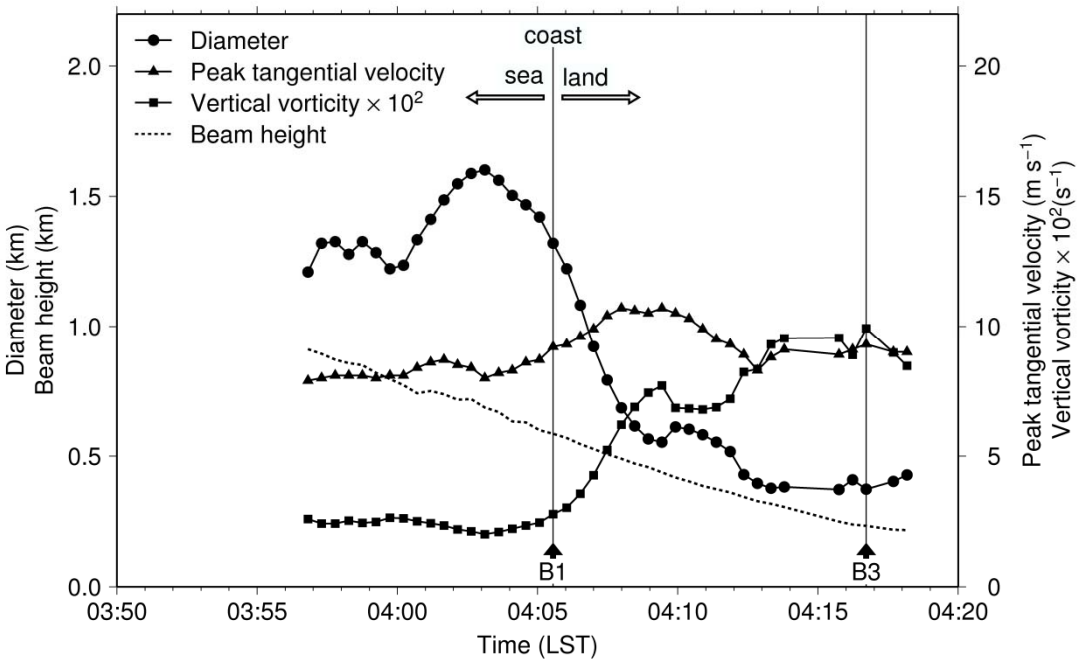


図 49　JR 東日本レーダーデータから求めた渦 4 の直径、最大接線速度、鉛直渦度の時間変化を示す。各時刻において渦を観測したレーダーのビーム高度も示す。渦が B1、B3 各地点上空を通過した時刻も示す。

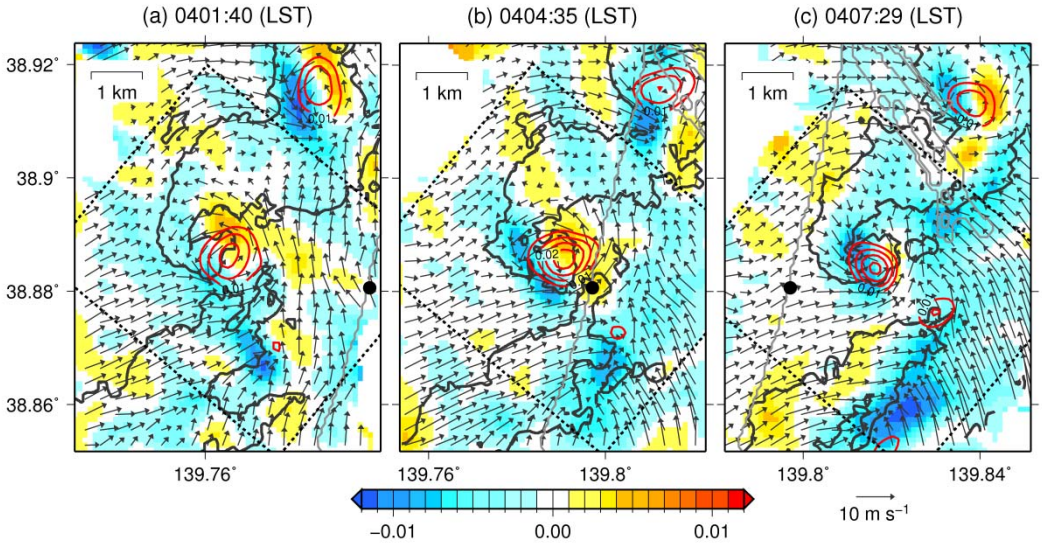


図 50　デュアルドップラー解析により求めた(a) 0401:40 LST, (b) 0404:35 LST, および (c) 0407:29 LST の高度 400m の水平発散（カラー）、鉛直渦度（赤のコンター：0.01s^{-1}以上 0.005s^{-1}毎）および渦に相対的な水平風ベクトルを示す。黒のコンターは JR 東日本レーダーによる反射強度(23dBZ)を示す。灰色の線は海岸線を、●は B1 地点の位置を示す。破線の矩形領域は図 51 において最大反射強度を求めた領域を示す。

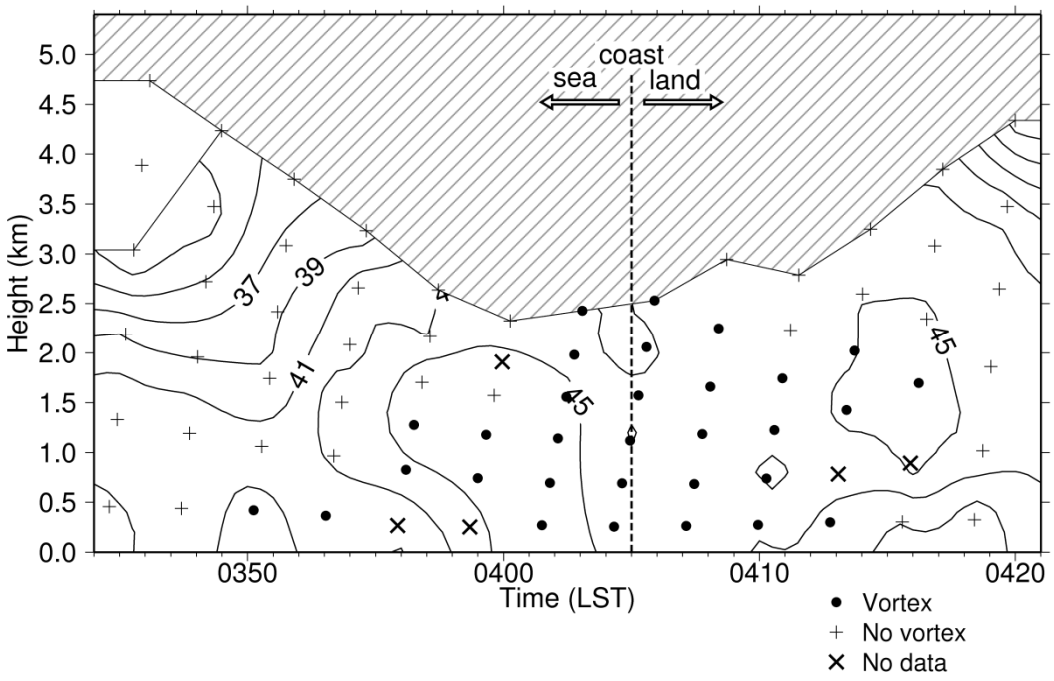


図 51　気象研究所レーダーデータから求めた渦 4 を囲む領域（図 50 の矩形領域）内における最大反射強度のコンターの高度時間断面図を示す。●は渦が観測された時刻・高度を、＋印は渦が観測されなかったことを、×印はデータ欠測を示す。上空の斜線の網掛け部分は観測範囲外であることを示す。

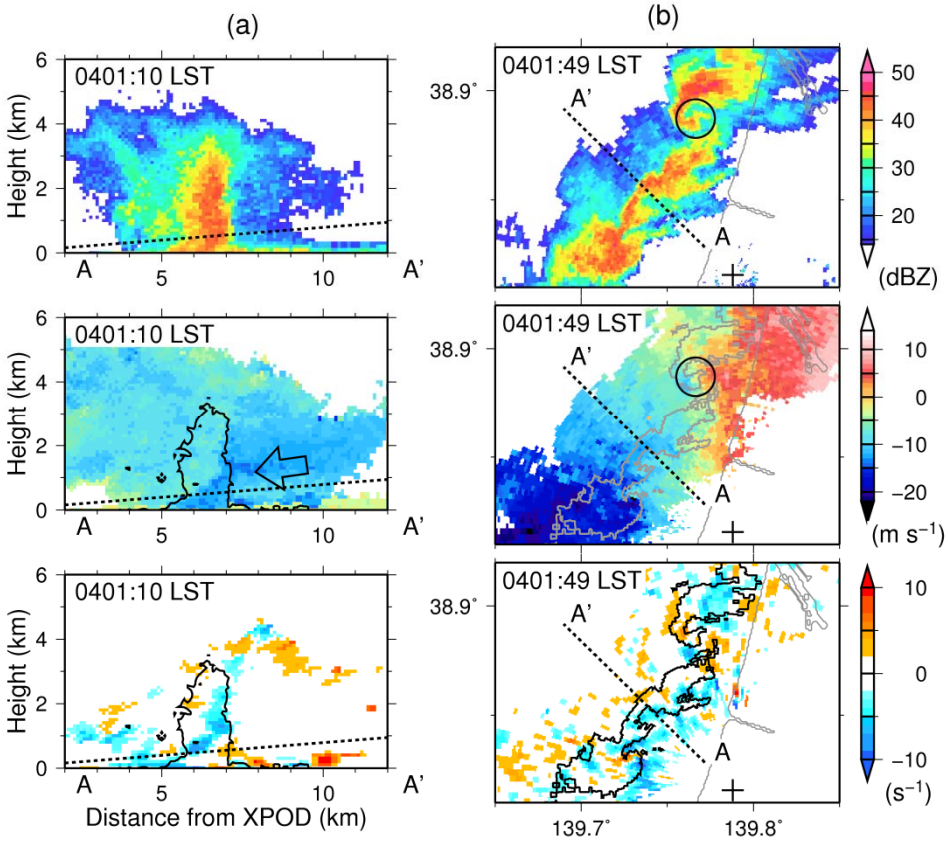


図 52　気象研究所レーダー（＋印）による降雪バンドの反射強度（上）、ドップラー速度（中）、動径方向の発散×10^{-3}（下）を示す。(a) 0401:10 LST の鉛直断面と(b)0401:49 LST の仰角 4.5 °の PPI を示す。(a)の鉛直断面の位置を(b)の点線(A-A')で、(b)の PPI の高度を(a)に点線で示す。渦 4 の位置を(b)に丸で示す。

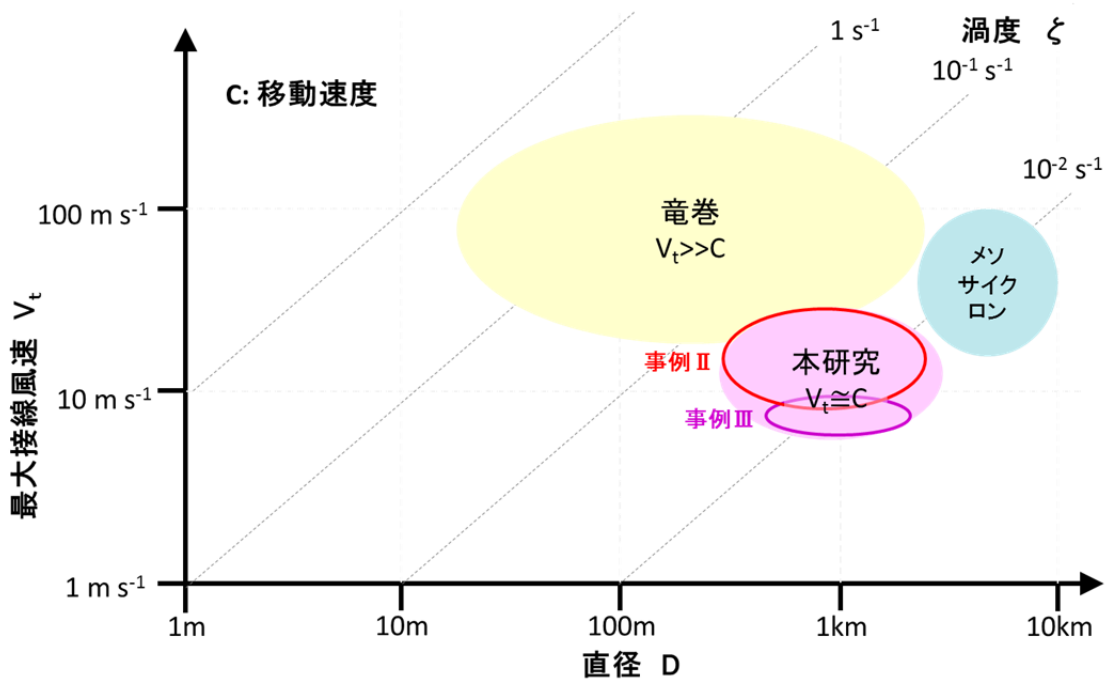


図 53　事例Ⅱ、Ⅲにおける渦の特性を、一般的な竜巻およびメソサイクロンと共に模式的に示す。横軸が渦の直径、縦軸が最大接線風速、斜めの軸が鉛直渦度のオーダーを示す。

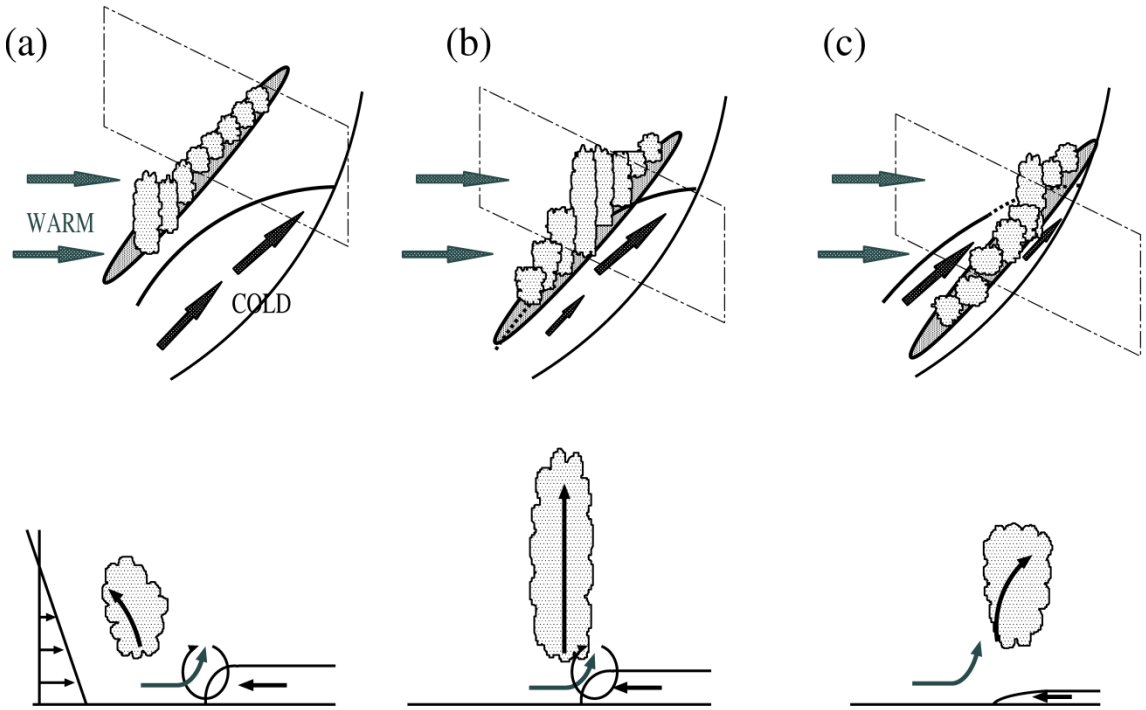


図 54　収束線における降雪バンドの発達の模式図。下図は上図の四角で示す場所の鉛直断面に相当する。

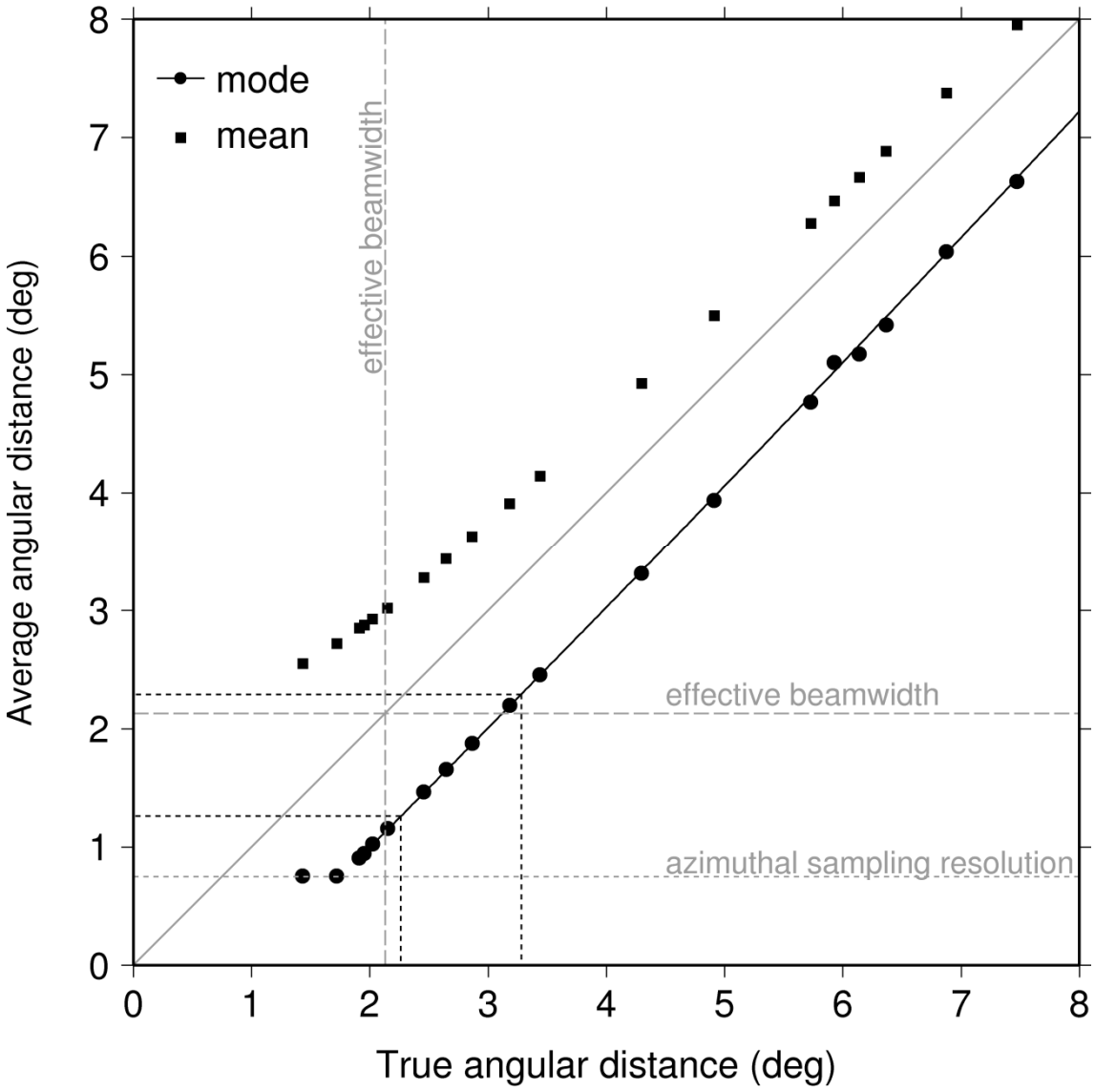


図 A 1　実際のコア半径に対応する角距離Ψ_0とシミュレーションによる渦パターンの極大極小間の平均角距離$\bar{\Phi}$の関係をモードドップラー速度(●)と平均ドップラー速度(■)について示す。黒線は、モードドップラー速度の回帰直線。

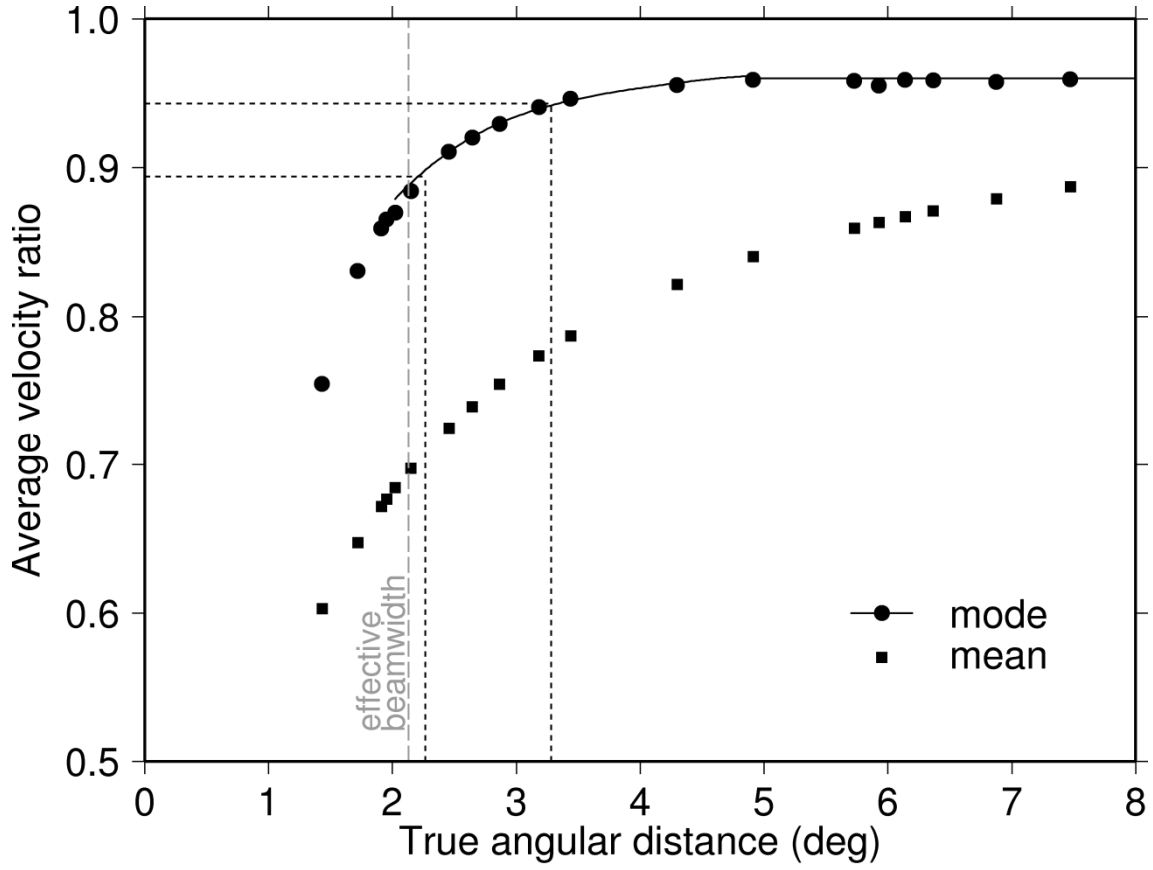


図 A 2　実際のコア直径に対応する角距離Ψ_0とシミュレーションによって得られた平均速度比γ_vとの対応をモードドップラー速度(●)と平均ドップラー速度(■)について示す。黒線は、モードドップラー速度の回帰曲線。

表 1　柏崎（北大低温研）、上越（防災科研）、青海（防災科研）に設置された各レーダーの諸元

諸元	柏崎（北大低温研）	上越（防災科研）	青海（防災科研）
送信周波数	9.445 GHz	9.44 GHz	9.405 GHz
送信尖頭出力	40 kW	40 kW	40 kW
パルス繰り返し周波数	2000 Hz	2000 Hz	2000 Hz
パルス幅	0.5 μs	0.5 μs	0.5 μs
距離分解能	180 m	250 m	250 m
最大探知距離	68 km	64 km	64 km
ビーム幅	1.1°	1.1°	1.2°

表 2　降雪バンドⅠ、Ⅱについて、バンド内の対流セルの移動速度と、鉛直積算雪水量の最大値を示す地点の移動速度、および各バンドで鉛直積算雪水量の北東端と南西端の移動速度をそれぞれ平均値で示す。

	バンドⅠ		バンドⅡ	
	東西方向	南北方向	東西方向	南北方向
鉛直積算雪水量の最大値	31.8 m s^{-1}	5.4 m s^{-1}	22.9 m s^{-1}	3.1 m s^{-1}
鉛直積算雪水量の等値線の北東端	33.4 m s^{-1}	6.0 m s^{-1}	31.5 m s^{-1}	6.5 m s^{-1}
鉛直積算雪水量の等値線の南西端	24.0 m s^{-1}	2.7 m s^{-1}	17.6 m s^{-1}	-4.5 m s^{-1}
バンド内の対流セル	19.1 m s^{-1}	0.5 m s^{-1}	18.9 m s^{-1}	2.0 m s^{-1}

表 3　JR 東日本レーダーと気象研究所レーダーの諸元と観測モードを示す。

諸元	JR 東日本レーダー	気象研究所レーダー
送信周波数	9.77 GHz	9.81 GHz
送信尖頭出力	40 kW	40 kW
パルス繰り返し周波数	900/1200 pps	1000 pps
パルス幅	0.5 μs	1.0 μs
距離分解能	75 m	150 m
最大探知距離	30 km	60 km
アンテナ径／ビーム幅	1.2 m／2.0 °	1.2 m／2.0 °
アンテナ回転数	2 rpm	4 rpm
観測仰角(PPI)	3.0 °	1.5 °, 4.5 °, 7.5 °, 10.5 °, 13.5 °, 16.5 °
観測方位角(RHI)	—	135 °, 315 °

表 4　地上気象観測点に設置された自動気象観測装置(WXT520; Vaisala)の仕様を示す。

	風向・風速	気圧	気温	湿度
測定原理	超音波方式	静電容量方式	静電容量方式	静電容量方式
測定範囲	0-60 ms^{-1}(風速) 0-360 °(風向)	600-1100 hPa	-52-60 ℃	0-100 %
精度	±0.3 ms^{-1}／±3 % (0-35 ms^{-1}) ±5 % (35-60 ms^{-1}) ±3 °(風向)	±0.5 hPa (0-30 ℃) ±1 hPa (-52-60 ℃)	±0.3 ℃	±3 %(0-90 %) ±5 %(90-100 %)
分解能	0.1 ms^{-1}(風速) 1 °(風向)	0.1 hPa	0.1 ℃	0.1 %
出力間隔	1 秒	10 秒	10 秒	10 秒

表 5　JR 東日本レーダーデータから求めた渦 A から D の寿命、平均移動速度、直径、最大接線風速、渦度の最大－最小値、回転方向および渦に伴う被害の F スケールを示す。

	A	B	C	D
寿命(分)	30	23 以上	15 以上	17
東西方向移動速度(m s^{-1})	11.9	12.2	13.4	8.6
南北方向移動速度(m s^{-1})	-2.3	-4.1	-4.7	-2.4
直径(m)	400-1100	900-1800	1100-2400	400-800
最大接線風速(m s^{-1})	10-18	11-14	8-10	9-14
渦度(s^{-1})	0.04-0.16	0.03-0.06	0.01-0.04	0.06-0.10
回転方向	低気圧性	低気圧性	低気圧性	低気圧性
地上被害の F スケール	F0	なし	なし	なし

表 6　JR 東日本レーダーデータから求めた渦 2 から 4 の寿命、平均移動速度、直径、最大接線風速、渦度の最大－最小値および回転方向を示す。

	2	3	4
寿命(分)	15	15	23
東西方向移動速度(m s^{-1})	13.7	12.1	11.5
南北方向移動速度(m s^{-1})	-1.2	-0.5	-0.5
直径(m)	700-1900	600-1600	400-1700
最大接線風速(m s^{-1})	7-9	8-9	8-11
渦度(s^{-1})	0.01-0.05	0.02-0.06	0.02-0.10
回転方向	低気圧性	低気圧性	低気圧性

表 7　降水強化過程について、本研究と過去の主な研究の結果をまとめて示す。

	Tsuboki et al. (1989a)	Ishihara et al. (1989)	Yoshihara et al. (2004) (本研究)	Eito et al. (2005)	Ohigashi and Tsuboki (2005)	Ohigashi et al. (2014)
場所	北海道 西岸	西部北陸	東部北陸	東部北陸	西部北陸	西部北陸
総観場	弱い冬型	弱い冬型	弱い冬型 (里雪型)	弱い冬型	弱い冬型	弱い冬型 (西風卓越)
収束線の形成要因	陸風	陸風	地形	陸風 冷気プール	陸風	地形
強化過程	既存の雪雲の発達	降雪バンドの形成	既存の雪雲の発達	降雪バンドの形成	降雪バンドの形成	既存の雪雲の発達
降雪バンドの動き	停滞	移動	移動	停滞	停滞	停滞
収束線のふるまい	停滞	後退・再形成	後退・進行	停滞	停滞	停滞
収束線と主風向	直交	直交	平行	平行	直交	平行
エコー頂	2～3 km	4～5 km	6～7 km	4 km	3 km	～4 km
手法	ドップラーレーダー	ドップラーレーダー	dual 解析	dual 解析 NHM	ドップラーレーダー	ドップラーレーダー 客観解析

表 8　事例Ⅱ、Ⅲの降水システムの比較

	事例Ⅱ(2007 年 12 月 2 日)	事例Ⅲ(2007 年 12 月 31 日)
総観場	冬型(前線帯に対応)	冬型(気圧の谷に対応)
降水システムの形態	渦状	海岸に平行なバンド状
エコー頂高度	6～8 ㎞	4～5 ㎞
主な降水	雨	雪
霰、雷の有無	霰、雷電ともに観測あり	観測なし