



## お天気の見方・楽しみ方 (15)

砂ほこりを巻き上げた春一番のウェザー・ウォッチング—2008年2月23日

小倉 義光\*・隈部 良司\*\*・西村 修司\*\*\*

### 1. 問題の発端

春一番とは、冬から春に移る時期に、初めて吹く暖かい南よりの強風をいう。壱岐郷ノ浦の漁師から始まった言葉とされているが、語源については異説もある。1950年代後半からマス・メディアでも使用されて、一般化した。現在では、「立春から春分までの間で、日本海で低気圧が発達し、初めて南よりの強風（風向は東南東から西南西で、風速は毎秒8m以上）が吹き、気温が上昇する現象」とされている（NHK放送文化研究所 1996）。

今年（2008年）については、2月22日に低気圧がボツ海（地点は第2図a参照）で発生し、発達しながら日本海を横断すると予測されることから、翌23日には春一番が吹く可能性が高いと、22日夜のテレビの気象情報は一斉に伝えた。事実、23日には南関東では風が強く、24日の東京の新聞の朝刊は、強風で飛ばされそうになる人たちや、建物被害の写真を載せて、「関東春一番」と大きく取り上げた。

実は著者の一人（小倉）も23日の午後東京で外出し、強風に悩まされたが、風は北よりだったのが不思議であった。さらに不思議だったのは、普通ならばこのような強風では都会のスモッグが吹き飛ばされ、視程がよくなるはずなのに、遠くの高層ビルがかすんで見えたことだった。春の霞のような湿った風情のあるものでもなければ、黄砂のときのように黄色っぽくとも見えない。ただ茶褐色で埃っぽいのである。

根本（1993）によれば、土埃（つちほこり）は江戸の名物だった。江戸で眼病が多かったのも、埃が原因であり、風が吹けば桶屋が儲かるという論法が生まれたという。しかし、東京では道路の舗装が進むにつれ、埃に悩まされることは少なくなった。それでも、「あのざわざわした、埃っばい、白っちゃけた東京という所はなんとという厭な都会であろう」というのが、「細雪」の幸子の感慨である。それはさておき、冬の季節風のときの強風ではなくて、春一番のときには、日本海に吹き込む南よりの風と共に大雨が降り、春の嵐となることが多い。湿った地表面からはほこりは立ちにくい。従って、今年2月23日、関東の春の一番の時には、埃がひどかったということは、雨が降らなかったことを物語る。「春一番猛威・リンクに逆風」という見出しをつけた2月26日の新聞記事によると、千葉県船橋市（地点は第2図a参照）の屋外市民スケートリンクは、千葉県内唯一の日本スケート連盟公認のリンクであるが、23日にはスタッフが寝ずにリンクを清掃せざるをえないほどの砂ほこりであった。しかし翌24日も強風が吹き荒れ、再び砂だらけとなってしまった。砂によって氷が溶け易くなり、またエッジにかかってスケートが滑りにくくなるという。氷を作り直すためには一度すべてを溶かす必要があり、2週間ほどかかる。結局関係者は泣く泣く営業終了を前倒しすることを決めた。今年の春一番の日には、確かに日本海に低気圧はいるのに、南の強風と大雨を伴う春の嵐はどこへいったのだろうか。日本海の低気圧は何をしていたのか。

### 2. またも出現した二つ玉低気圧

第1図は、23日09 JST から24日21 JST の期間、東

\* Yoshimitsu OGURA, 東京大学海洋研究所。

\*\* Ryoji KUMABE, 気象庁地球環境・海洋部。

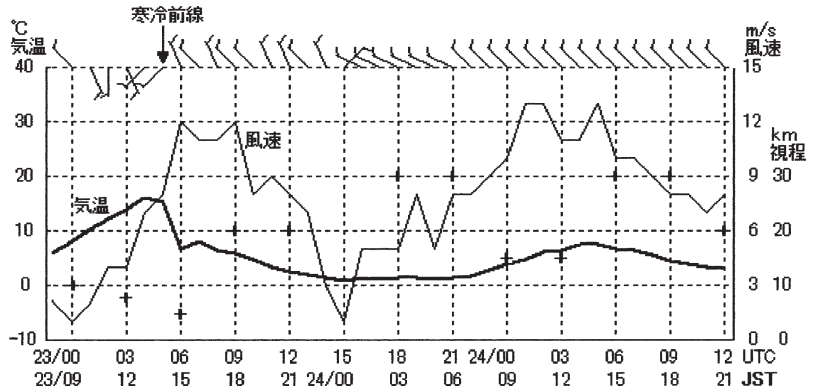
\*\*\* Syuji NISHIMURA, 気象庁予報部。

© 2008 日本気象学会

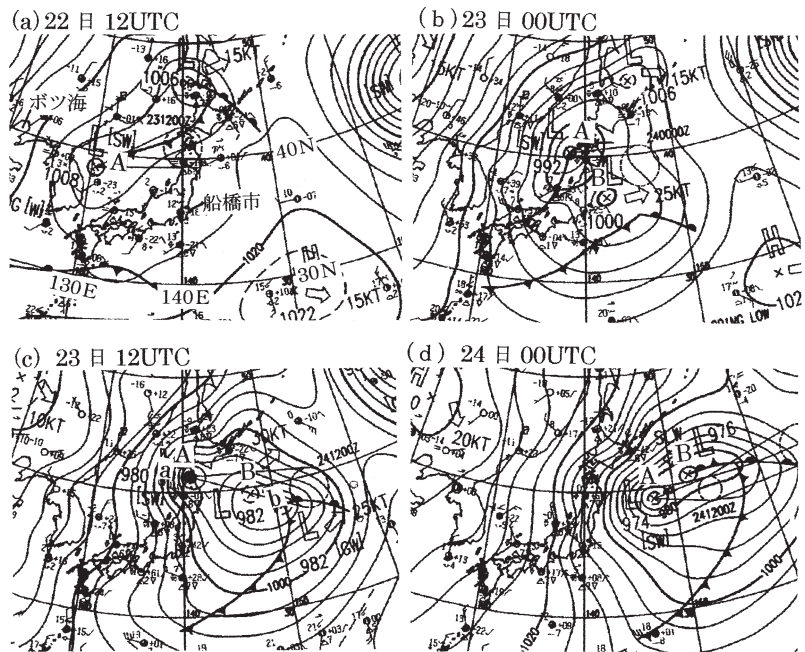
京都における1時間毎のアメダスの風速・風向・気温・降水量のデータに、気象庁のホームページで検索した地上目視観測による3時間毎の視程を加えたものである。前節で述べたような、著者が23日午後に体感した気象が量的に示されている。まず、この期間、降雨はない。図には示してないが、23日の相対湿度は最高が51%、最低が26%である。23日における最大風速は12 m/sであるが、それは北北西の風である。南よりの風は23日10-14 JSTの僅かな時間帯に吹いているに過ぎない。しかし、その南よりの風と日照により、気温は急激に上昇し、14 JSTには約16°Cに達している。しかし、この時刻に風向が北北西に変わると共に、気温は急降下する。従って、ここで寒冷前線の通過があったことは間違いない。その後、風速は次第に弱くなり、24日00 JSTには最低の1 m/sとなる。24日には、日の出と共に風速は増し、正午から午後早くにかけて、再び13 m/sを越す北西の強風になる。夕方から夜にかけて再び弱くなる。これは上空の風が強い日に、地上風の日変化として、よく見られる現象である。すなわち、日中は日射により大気乱流境界層が発達し、上空の強い風が地上にまで届く。夜間には大気の成層が安定となるので、上空の風は地上には届かない。

次に視程であるが、23日の12 JSTには8 km、15 JSTには4 kmという異常に低い値を記録している。これが砂塵によるのではないかと想像したわけであ

る。日本に襲来した黄砂の粒径は1~2.5 μmの程度だそう(甲斐 2007)。粒径1 μmの粒子の落下速度は1日に10 mの程度だから、ゴビ砂漠やタクラカン砂漠で舞い上がった小さな粒子は、何日か旅をして日本に到達できるわけだ。普通の砂ほこりの粒径は、これよりはるかに大きいだろうから、その日の夜までには落下してしまって、午後6時の視程は30 km



第1図 東京における1時間毎の風速・風向・気温・降水量と3時間毎の視程(記号は+)の記録。23日09 JSTから24日21 JSTの期間(00JSTの視程観測は無し)。



第2図 12時間毎の地上天気図。22日12 UTCから24日00 UTCまで(気象庁)。AとBは二つ玉低気圧の標識。第2図cの線分a-bは第4図の鉛直断面の位置。

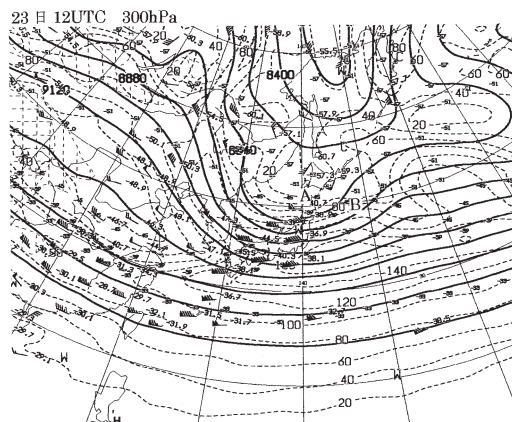
に回復する。24日の昼間の視程は、15 km であり、前日の昼間より高い。一方、東京管区気象台の地上観測記録の記事には、24日の1150から1330の間にちり煙霧と記録されている。

上に述べたように、23日には顕著な寒冷前線が通過したのに、降水はほとんどなかった。それで強風と共に砂塵が舞い上がった。どんな寒冷前線だったのか。

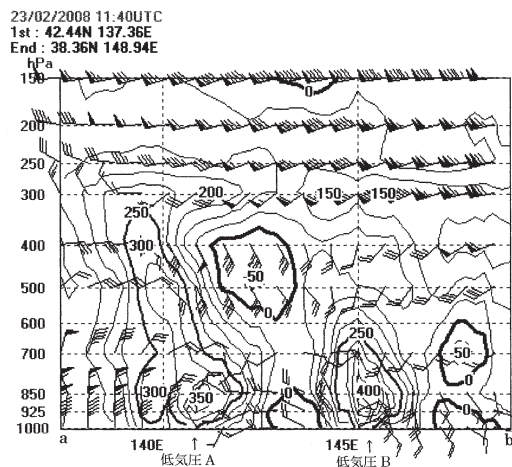
ここで天気図を見よう。ここから時刻は UTC を用いる。第 2 図は 2 月 22 日 12 UTC から 24 日 00 UTC まで、12 時間毎の地上天気図である。22 日 12 UTC には (第 2 図 a)、宗谷海峡近くに中心気圧 1006 hPa の低気圧があるが、これは間もなく消滅してしまう。今回の主役は朝鮮半島の東海上にあり、中心気圧 1008 hPa で東進中の低気圧である (以後低気圧 A と呼ぶ)。これが前日ボツ海で発生した低気圧だ。さらに九州南方海上には、波を打つ停滞前線がある。23 日 00 UTC になると (第 2 図 b)、低気圧 A は日本海を横断して東北地方の西海岸に接近中である。中心気圧は 992 hPa である。過去 12 時間に 16 hPa も降下したから、爆弾低気圧級の発達をしたわけである。寒冷前線もある。ところが、房総半島の直ぐ東の海上にもう一つ、中心気圧 1000 hPa の低気圧が、停滞前線の近くに解析されている (これを低気圧 B と呼ぶ)。さらに 12 時間経って 23 日 12 UTC になると (第 2 図 c)、低気圧 A はゆっくり東進して青森県にあり、一方低気圧 B は北東に進んでいる。この二つの低気圧の配置は、前回 (小倉ほか 2008) に話題とした晩秋における青森県の集中豪雨の場合とそっくりである。

それならば、上層の状況も前回と同じはずである。第 3 図は 23 日 12 UTC における 300 hPa の高層天気図である。予想したように、上層にはトラフが発達しながら東進して来て、この時刻では南北に走るトラフの軸が、ちょうど地上低気圧 A の真上に位置している。低気圧 A は上層のトラフの下にあるので東進し、低気圧 B はトラフの南端に発生したので北東に進み、第 2 図 c に示した配置となった。念のため、第 2 図 c において、二つの低気圧の中心を結ぶ線分 a-b に沿った鉛直断面上での渦度の分布を第 4 図に示す。低気圧 A の渦度は、300 hPa 辺りまで伸びているのに対して、下層の停滞前線で発生した低気圧 B の渦は背丈が低く、500 hPa くらいまでしかない。

次に、春一番を特徴づける南よりの強風について調べる。日本海の低気圧に伴う春の嵐については、既に 2004 年 4 月 27 日のケースについて、本シリーズの第 4



第 3 図 23 日 12 UTC における 300 hPa の高層天気図 (気象庁)。A と B は同時刻における地上低気圧の中心位置を示す。

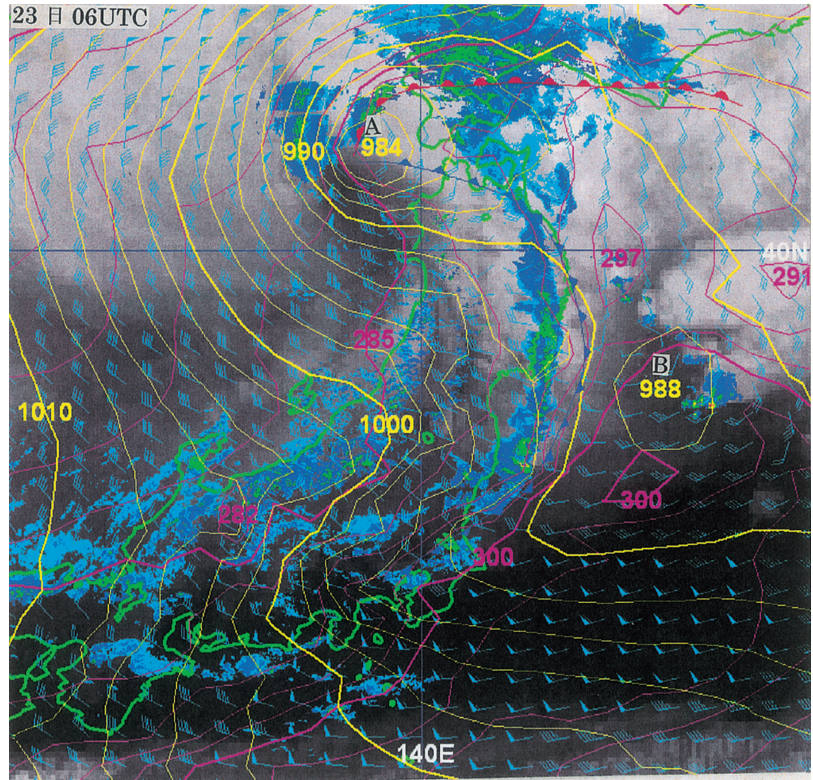


第 4 図 第 2 図 c において、二つ玉低気圧 A, B の中心を結ぶ線分 a-b に沿った鉛直断面上の風 (長い矢羽が 10 ノット = 5.1 m/s) と渦度の分布 ( $50 \times 10^{-6} / \text{s}$  毎)。

話 (小倉ほか 2006 b) で記述したので、これと比較しながら、今回の低気圧の特徴を述べる。第 5 図が今回東京を寒冷前線が通過した時刻に近い 23 日 06 UTC において、地上気圧と 925 hPa における風と相当温位とレーダーエコーを水蒸気画像に重ねたものである (可視画像は小池 (2008) 参照)。この時刻、低気圧 A の中心は津軽海峡の直ぐ西の海上にあり、低気圧 B は東北地方の東方海上にある。寒冷前線は低気圧 A の中心から湾曲しながら、ほぼ東北地方の太平洋岸に沿って南に延びている。通常春の嵐を起こす強い

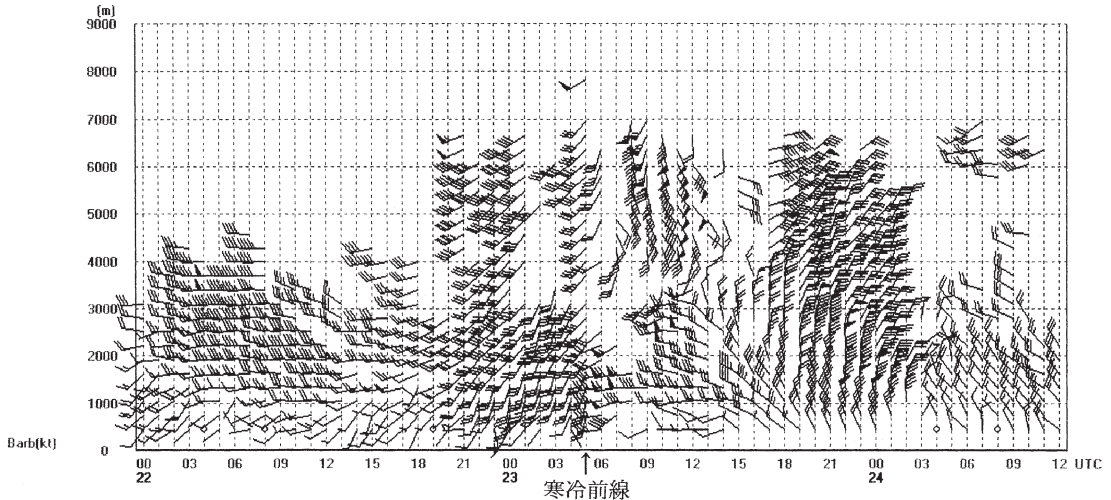
南風は、低気圧の暖域内で吹くが、第5図に示した二つ玉低気圧の状況では、低気圧Aの東側では強い気圧傾度ができない。さらに、第4話のケースでは、その第1図に示したように、日本海の低気圧は東西に存在する高気圧に挟まれているのに反して、今回は東側に高気圧がない。これでは低気圧の東側の気圧傾度は弱く、強い南風は到底吹けないのである。一方、西側には高気圧が控えているので、北西風は強い。

次に、第5図で興味があるのが、寒冷前線に沿った幅の狭い降雨帯であるが、その前に、第6図に示した宮古におけるウィンド・プロファイラーの記録を見ていただきたい。まず目に付くのが、23日05 UTCころ、南南西風がほぼ1~2時間の間に強い西風に急変



第5図 23日06 UTC, 水蒸気画像に重ねた地上気圧 (黄色, 2 hPa 毎), 925 hPa における相当温位 (ピンク色, 3 K 毎) と風 (長い矢羽が10ノット) の分布およびレーダーエコー図 (水色 1 mm/h 以下, 青 1~4 mm/h, 緑 4~16 mm/h, 黄 16~32 mm/h)。

47585 "MIYAKO" 22/02/2008 00 ~24/02/2008 12UTC



第6図 宮古におけるウィンド・プロファイラー。22日00 UTC から24日12 UTC の期間。

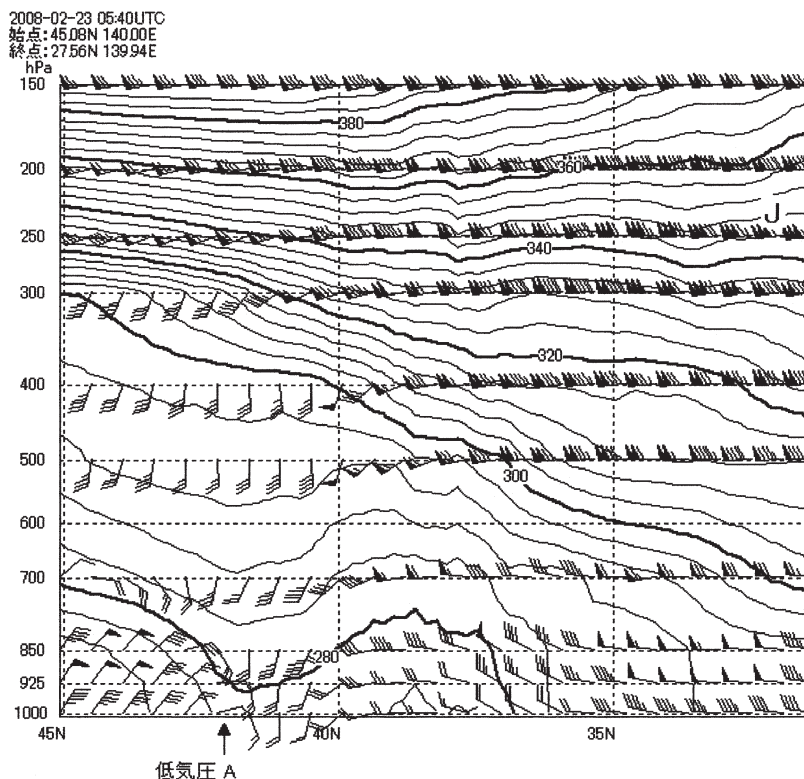
していることで、第1図に示した寒冷前線の通過に対応する。次に目に付くのは、どの時刻でも、高度によって風向が大きく違うことである、例えば、23日06~17 UTCでは約3000 mより下層では、西風ないし北西風であるのに、上層では南南東風ないし東南東風である。同様に、23日19~24 UTCでは、下層では北西風であるが、4000 mより上の層では東北東風が吹いている。これは第4話の第7図では、下層から9000 mの上空まで、金太郎飴のように、どの高度をとっても風向が同じ南西であるのとは大きな違いである。

こうして、第4話のケースでは低気圧はほぼ順圧な渦であったのに反して、今回は著しく傾圧な渦である。このことは、第7図に示した140 Eの経度線に沿った鉛直断面上の温位の分布図からも明らかである。温位が290 Kから310 Kの間の傾圧帯が下層から対流圏界面まで、日本列島を覆って斜めに延びている。これは第4話の第8図と全く違う。そして、約33 N, 250 hPaあたりに170ノット（1ノット=0.51 m/s）の亜熱帯ジェットのコアが存在している。すなわち、今回の低気圧は亜熱帯ジェットの高緯度側で発達した低気圧ということになる。このことの意味は最後の節で述べる。

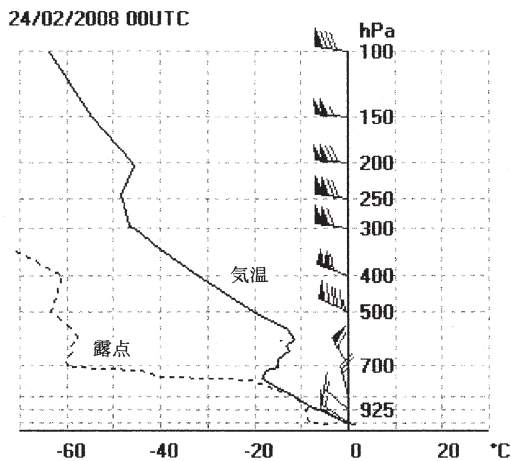
最後に、第5図において、関東地方から西日本の南方海上にかけて、暗域が広がっているが、これは今回の場合、乾燥貫流（dry intrusion）が特に強かったためである。この効果をよくデモンストレーションするものとして、第8図に潮岬におけるゾンデ観測の結果を示す。

### 3. 狭い前線降雨帯

次に、第5図に示した降雨域について考える。北陸



第7図 23日06 UTC, 140 Eの経度線に沿った鉛直断面上の温位（5 K毎）と風の分布（長い矢羽は10ノット）。Jは亜熱帯ジェット気流コアの位置。



第8図 潮岬における24日00 UTCのゾンデ観測結果。

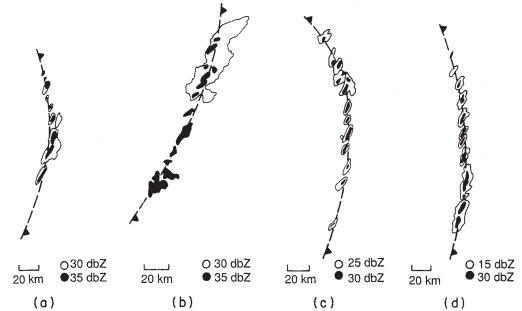
の沿岸に見られる降雨域は、強い寒気の吹き出しの北西風に伴う筋状の対流雲によるものである。問題は東北地方から北関東にかけての太平洋岸に位置する寒冷

前線に沿った雲である。

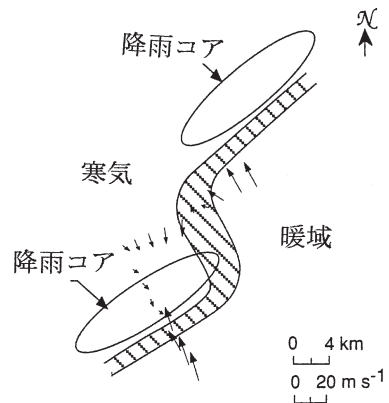
寒冷前線に伴う雲にもいろいろな型がある。一番普通なのは、寒冷前線面に沿って上昇する気流による幅の広い、主に層状の雲である。第4話のケースや第7話(小倉ほか 2006c)で述べている。これに対して、寒冷前線に沿って狭い帯状の降雨域があることがある。これは連続した2次元の降雨帯のように見えるが、よく見ると、楕円形の降雨セルが寒冷前線に対して斜めに傾いて連なっているものであることを Hobbs and Biswas (1979) が指摘し、「狭い寒冷前線降雨帯 (narrow cold-frontal rainband)」と名づけた。第9図にその例を示すが、この4例は1ヵ月足らずの間に、彼らのホームベースである米国ワシントン州を通過した寒冷前線に伴ったものである。つまり、かなり頻繁に出現するわけだ。その後、ドップラー・レーダーや気象航空機などを用いた研究により明らかにされた内部構造を、模式的に示したものが第10図である。前線に伴う風のシアラインが変形されて、幾つかの降雨セルが並び、その隙間の領域 (gap region) には強い低気圧性のシアがある。ここで竜巻が発生することがあるという。第10図に示した降雨帯の場合は、幅は5 kmの程度であるが、3~4 kmの厚さを持つ。大気の安定度から見て、この厚さを持つためには、強制的な上昇流が必要とのことである。

同じころ、Carbone (1982) は、ある種の寒冷前線の先端は重力流のように振舞うことを述べた。このことはすでに本シリーズの第3話(小倉ほか 2006a)で触れたが、Carbone (1983) はさらに、そこでできる降雨帯は狭い寒冷前線降雨帯に似た構造を持っていることを示した。そして、Carbone (1982, 1983) や Hobbs and Persson (1982) は、第10図に示したシアラインの擾乱は、シア不安定によるものだという議論を始めた。発達した積乱雲からの冷気外出流の先端であるガスト・フロントも重力流の性格をもつ。こうして、Wakimoto and Wilson (1989) により、今日よく知られているように、非スーパーセルの竜巻は主にガスト・フロントにおいてシア不安定で発生する擾乱に起因するという議論に連なっていく。

第5図に示した寒冷前線に沿った降雨帯が、Hobbs などのいう狭い前線降雨帯と同じ構造と発生原因を持っているかどうかは、本稿を書くために集めたデータの解像度からはなんともいえない。しかし、第6図に示したウィンド・プロファイラーのデータは、強い西風が真横から南よりの風に衝突している状況を示し



第9図 狭い寒冷前線降雨帯における低高度のレーダー反射強度の4例。米国ワシントン州での観測。(a) 1976年11月14日、(b) 11月17日、(c) 11月21日、(d) 12月8日。破線は東進中の寒冷前線の位置 (Hobbs and Biswas 1979)。



第10図 狭い寒冷前線降雨帯内で、二つの降雨コアとその間の隙間領域における高度約50 mの相対的流れ(矢印)。矢印の長さは、相対的な流れの大きさに比例する。流れはドップラー・レーダーによる測定。ドップラー・レーダーの観測による地表のシア・ラインはハッチ領域で示す (Hobbs and Persson 1982)

ているから、その可能性はある。ちなみに、宮古ではこの前線通過時の23日04 UTC前後に、1.5 mmの降水を観測した。

#### 4. 結び

今回の関東春一番は定石どおり、日本海を発達しながら東進する低気圧に伴って起こった。しかし、南よ

りの風は比較的弱く、春一番は南関東地域に限られていた。降雨は無く、かなりひどい砂ほこりを巻き上げた。本シリーズ第4話で述べた日本海を東進する低気圧と今回の低気圧を比べると、両者とも日本海上層に寒気を伴ったトラフあるいは寒冷低気圧があるという点では似ているが、下層の低気圧の構造は大きく違っていた。その主な理由は、今回は上層の寒冷低気圧の低緯度側に170ノットに達する亜熱帯ジェット気流があり、その下層の停滞前線上に新たに低気圧が発生し、二つ玉低気圧の配置となったからである。

このように、二つ玉低気圧による春一番はどれくらい頻繁に起こるものか。1951年まで溯って、春一番の日の地上天気図・当日の東京の毎時観測・利用できるだけの赤外衛星画像を調べたところ、1994, 1985, 1981, 1978, 1954, 1952年が2008年に似ていた。56年間に6回起きているから、それほど稀な現象とはいえない。

亜熱帯ジェットと低気圧の構造の関係については、低気圧よりスケールの大きい場における帯状流の南北方向のシアの違いによって、いろいろの低気圧が出現するという Shapiro *et al.* (1999) の議論がある。それによると、背景の場の流れの南北シアがゼロの場合にはシャピロ・カイザーのモデルに似た低気圧が出現し、シアが低気圧性である場合にはノルウェー学派の低気圧モデルに似た低気圧が出現する。反対に高気圧性のシアの場合には波動型で閉塞前線が無く、寒冷前線は明瞭であるが、温暖前線は弱い低気圧が出現するという。この議論の概要は小倉(2000)が紹介しているので、ここでは詳しくは述べないが、低気圧性のシアの場での低気圧というのは、亜熱帯ジェットの高緯度側に発生する低気圧であり、今回の低気圧に相当する。第5図をみると、少しはノルウェー学派の低気圧モデルの初期に似ているが、前述のように2次的な低気圧が発生し、二つ玉の構造になったので、その後の経過はシャピロの描くものとは違った。日本とその周辺地域の天気系では、どうも二つ玉低気圧がよく出現するのが特徴の一つのようである。今後さらに調査を重ねる必要がある。

## 謝 辞

本稿について有益なコメントを下さった編集委員別所康太郎氏と査読者に感謝したい。また、本稿の作成に当たっては、著者の一人(小倉)は東京大学海洋研

究所共同研究から便宜を受けたことを感謝したい。

## 参 考 文 献

- Carbone, R. E., 1982: A severe frontal rainband. Part I: Stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 258-279.
- Carbone, R. E., 1983: A severe frontal rainband. Part II: Tornado parent vortex circulation. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2639-2654.
- Hobbs, P. V. and K. R. Biswas, 1979: The cellular structure of narrow cold-frontal rainbands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**, 723-727.
- Hobbs, P. V. and P. O. G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 280-295.
- 甲斐憲次, 2007: 黄砂の科学 (気象ブックス018). 成山堂, 146 pp.
- 小池仁治, 2008: 春一番と冬の暴風 (今月のひまわり画像). *天気*, **55**, 268.
- 根本順吉, 1993: 江戸晴雨攷 (中公文庫). 中央公論社, 350 pp.
- NHK 放送文化研究所, 1996: NHK ハンドブック, 264 pp.
- 小倉義光, 2000: 総観気象学入門. 東京大学出版会, 289 pp.
- 小倉義光, 西村修司, 隈部良司, 2006 a: お天気の見方・楽しみ方(3) シャピロ・カイザーの低気圧モデルと日本海低気圧. *天気*, **53**, 215-222.
- 小倉義光, 西村修司, 隈部良司, 2006 b: お天気の見方・楽しみ方(4) 春の嵐を呼ぶ日本海低気圧. *天気*, **53**, 319-329.
- 小倉義光, 西村修司, 隈部良司, 2006 c: お天気の見方・楽しみ方(7) 二つ玉低気圧(その2). *天気*, **53**, 945-950.
- 小倉義光, 隈部良司, 西村修司, 2008: お天気の見方・楽しみ方(14) 晩秋の青森を襲った記録的な豪雨のシナリオ—2007年11月11-12日. *天気*, **55**, 621-627.
- Shapiro, M. A., H. Wernli, J.-W. Bao, J. Methven, X. Zou, J. Doyle, T. Holt, E. Donall-Grell and P. Neiman, 1999: A planetary-scale to mesoscale perspective of the life cycles of extratropical cyclones: The bridge between theory and observations. *The Life Cycle of Extratropical Cyclones*, M. A. Shapiro and S. Gronas, Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, 139-185.
- Wakimoto, R. M. and J. W. Wilson, 1989: Non-supercell tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1113-1140.