

冬季の北陸地方に見られる2種類の渦状擾乱*

大久保 篤**

要 旨

1990年1月23日夜から24日朝にかけて北陸地方に接近、上陸した二つの渦状擾乱は、水平スケールと移動方向が違っていた。この2種類の渦状擾乱の解析を行った。2種類の渦状擾乱は、共に700hPaより下層の擾乱で、温帯低気圧に似た構造をしていた。2種類の渦状擾乱は、1つの上層の擾乱(500hPaの気圧の谷)の下方に位置しており、日本海寒帯気団収束帯(JPCZ)でつながっていた。

事例数を増やして、帯状雲の初期状態からの変化を調べた。渦状擾乱は渦状となる前から、帯状雲の屈曲部として追跡可能であった。

2種類の渦状擾乱は、日本海西部のJPCZ上で発生した小擾乱が、傾圧不安定により発達したものと考えた。傾圧性を増す要因として、上層の擾乱による下層での暖気移流と寒気移流の強まりを考えた。

1. はじめに

冬季の季節風卓越時、日本海西部には、しばしば帯状雲が発生する。更に、帯状雲に沿って渦状擾乱が発生し、北陸地方に接近、上陸する事がある。渦状擾乱は、平野部の大雪(宮沢, 1966)や突風(黒田, 1992)をもたらす、防災という観点からもメカニズムの解明と予測手法の開発は重要である。

ここで渦状擾乱とは、寒気団内で発生するメソスケールの低気圧で、スパイラル状あるいはコマ状の雲パターンを持つものをいう。この種の擾乱について、「Polar low」や「寒気団内低気圧」、「小低気圧」等の呼び方もされているが、本論文では「渦状擾乱」と呼ぶ事にする。

新潟地方気象台では、平成3年度から降雪のメソ天気系概念モデルの作成を進めている。その過程で、渦状擾乱が「メソ α スケールで、主に北陸付近を東北東に進む渦状擾乱」と「メソ β スケールで、主に北陸付近を南東に進む渦状擾乱」の二つに分かれる事がわかった(第3図および第14図参照)。

Asai and Miura (1981), Ninomiya *et al.* (1990), Ninomiya and Hoshino (1990), 山岸他 (1992) は渦状擾乱の解析を行い、坪木・浅井 (1992), 坪木 (1992, 1993), Nagata (1993), 高山・永田 (1993), 伊賀・坪木 (1994) は渦状擾乱の数値実験を行っている。このうち高山・永田 (1993) が「主に北陸付近を東北東に進む渦状擾乱」を数値実験により再現しているが、その他は「主に北陸付近を南東に進む渦状擾乱」を対象としている。

本論文は、1990年1月23日夜から24日朝にかけて北陸地方に接近、上陸した2種類の渦状擾乱の解析を行い、2種類の渦状擾乱の構造を明確にする事を目的とする。そして事例数を増やし、帯状雲の初期状態からどちらの擾乱になるかの判別の可能性と、発生発達過程の考察も行った。

2. 2種類の渦状擾乱

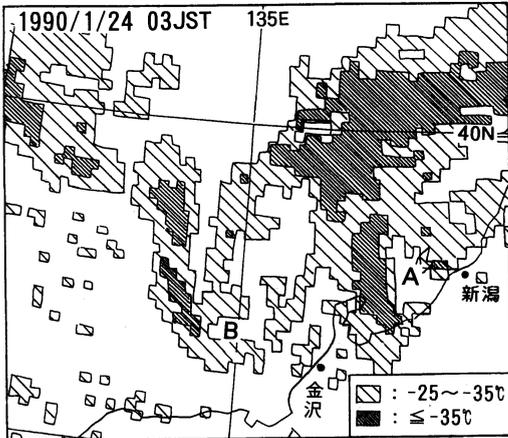
第1図は1990年1月24日03時の雲頂温度分布図である。日本海西部から北陸地方に帯状雲がのびており、帯状雲上の山陰沖(記号B)で雲がスパイラル状となっている。また山陰沖のものよりやや不明瞭であるが、佐渡付近(記号A)でも雲がスパイラル状になっている。第2図の地上局地解析によると、これらの位置に低気圧が解析できる。この時、総観場の前線帯は太平洋側まで南下しており、これらの低気圧は寒気団内で発生した渦状擾乱である。

* Two types of vortical disturbances over the Hokuriku district in winter.

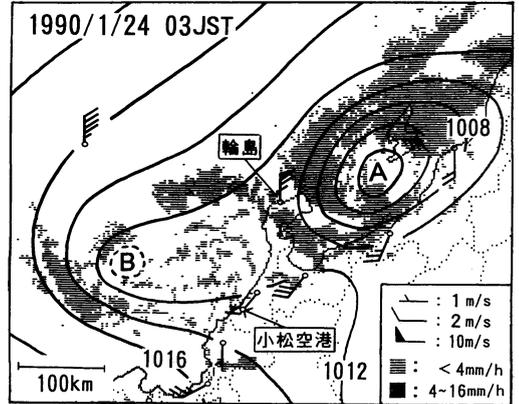
** Atusi Ookubo, 新潟地方気象台予報課。

—1995年1月5日受領—

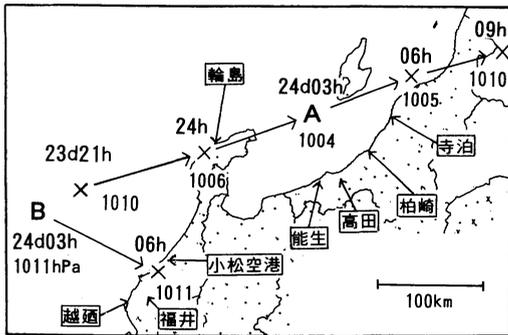
—1995年7月21日受理—



第1図 1990年1月24日03時の雲頂温度分布図。



第2図 1990年1月24日03時の地上の気圧 (hPa), 風分布とレーダーエコー. なお, Bの周辺は観測点が少ないが, スパイラルエコーの中心が, 石川, 福井県境に上陸した06時には低気圧として明瞭に解析できる事から, この付近に低気圧を解析した.



第3図 1990年1月23日21時~24日09時の渦状擾乱の経路と中心気圧. A, Bおよび×が渦状擾乱の位置を示す.

スパイラルエコーの広がりから求めた水平スケールは, 佐渡付近の渦状擾乱が約 300 km (メソ α スケール), 山陰沖の渦状擾乱が約 100 km (メソ β スケール) と違っている. 更に, 擾乱の通過に伴う気圧下降量も, 佐渡付近の渦状擾乱が約 5 hPa (輪島), 山陰沖の渦状擾乱が約 1 hPa (小松空港) と違っていた.

第3図は渦状擾乱の北陸付近での経路である. 擾乱の位置はスパイラルエコーの中心とした. 佐渡付近の渦状擾乱が東北東進しているのに対し, 山陰沖の渦状擾乱は南東進している.

この様に2つの渦状擾乱は, 水平スケールと共に移動方向も違っている. そこで, 移動方向で名称を決め, 佐渡付近の渦状擾乱を「北陸付近を東北東進する渦状擾乱 (以下「ENE 擾乱」と略す)」、山陰沖の渦状擾乱を「北陸付近を南東進する渦状擾乱 (以下「SE 擾乱」

と略す)」とする.

3. 調査に用いた資料

調査に用いた資料は次のとおりである.

- (1) 気象官署の地上および高層観測値.
- (2) アメダスの観測値.
- (3) 気象衛星による雲頂温度分布.
- (4) レーダーによる高度約 2 kmのエコー分布.

気象庁のレーダーエコー強度分布の観測は, 高度約 2 km を対象としている.

(5) 気象庁日本域スペクトルモデル (JSM) の初期値および予想値.

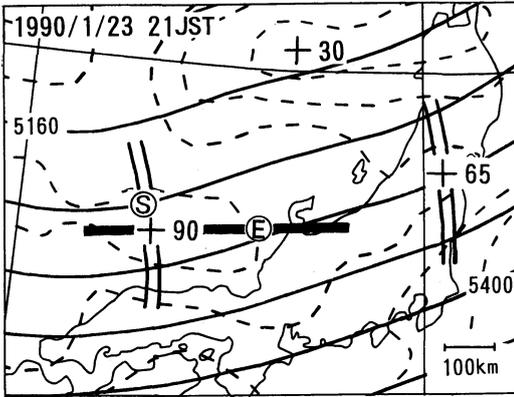
JSMの初期値を用いて1990年1月23日21時の地上解析を行うと, 能登半島の西に低気圧が解析できる. この低気圧は, 解析された位置と JSM によるその後の予想進路から, ENE 擾乱と考えられる. よって, JSM 資料も調査に使用した.

なお, この当時の JSM の水平解像度は約 40 km (初期値については, 元になる客観解析の水平解像度から, 実質的な解像度は約 80 km) である.

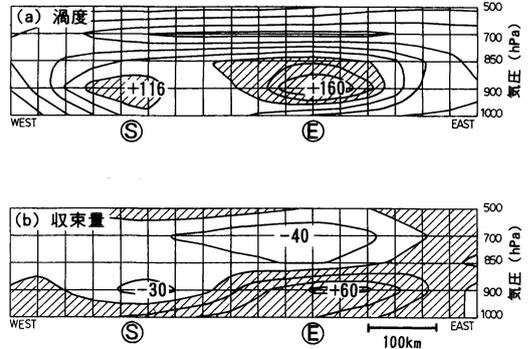
4. 渦状擾乱の構造の解析

4.1 渦状擾乱と上層の擾乱の関係

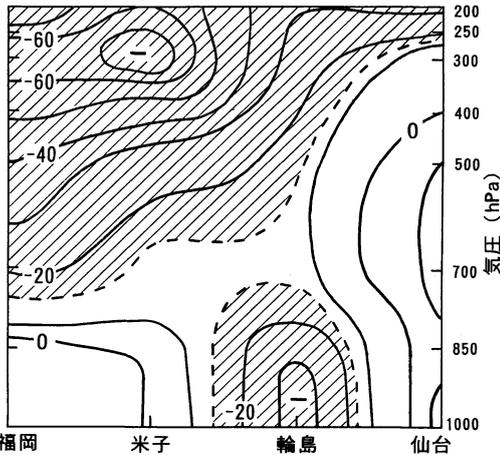
第4図は1990年1月23日21時の 500 hPa 面の高度と渦度分布である. 山陰沖に水平スケール約 600 km (メソ α スケール) の気圧の谷がある (水平スケール



第4図 1990年1月23日21時の500 hPa面の高度および渦度分布。実線が高度 (gpm), 破線が渦度 ($\times 10^{-6}/s$), 2重線が風や渦度から求めた気圧の谷, ㊦がスパイラルエーの中心から求めた ENE 擾乱の位置, ㊧が雲頂温度分布図から求めた SE 擾乱の位置を示す。なお太線は第5図の切断位置を示す。資料は JSM の初期値を用いた。



第5図 1990年1月23日21時の(a)渦度 ($\times 10^{-6}/s$), (b)収束量 ($\times 10^{-6}/s$) の鉛直断面図。㊦が ENE 擾乱, ㊧が SE 擾乱の位置, ハッチは(a)は渦度 $100 \times 10^{-6}/s$ 以上, (b)は収束域を示す。切断位置は第4図を参照。資料は第4図と同じ。



第6図 1990年1月23日21時の福岡—米子—輪島—仙台の高度偏差の鉛直分布。ハッチは -25 m 以下の負偏差領域を示す。資料は高層観測値を用いた (観測地点の間隔は約 400 km)。

は、東北地方南部に位置する気圧の谷との間隔から求めた)。山陰沖の気圧の谷のほぼ真下に SE 擾乱, 東側に ENE 擾乱が位置している。

第5図は同時刻の渦状擾乱周辺の渦度と収束量の鉛直断面図である。2つの渦状擾乱に対応し、900 hPa 付近に2つの正渦度の極大域がある。正渦度の強い領域

の水平スケールは、ENE 擾乱が約 300 km, SE 擾乱が約 100 km で、レーダーエコーから求めたスケールと一致する。また正渦度の強い領域の鉛直方向への広がり、ENE 擾乱が 850~700 hPa 付近, SE 擾乱が 850 hPa 付近までである。発散の極大域の高度も考慮すると、ENE 擾乱は 700 hPa より下層の擾乱であり、SE 擾乱は 850 hPa より下層の擾乱であると推定できる。

第6図は、次の式で定義した高度偏差 (δZ) の断面図である ($Z(t)$ は時刻 t の高度)。

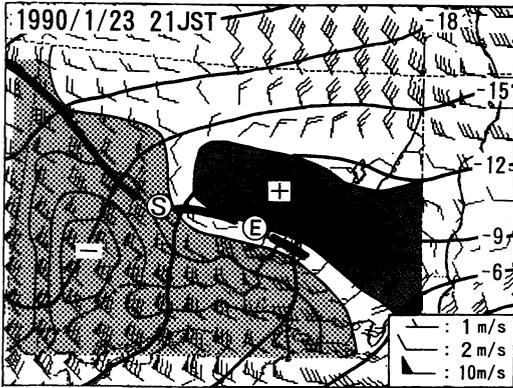
$$\delta Z = 1/2 [2Z(t) - Z(t-12\text{hour}) - Z(t+12\text{hour})]$$

輪島付近の下層と米子付近の上層に二つの負偏差の極大域がある。位置と規模から、下層の負偏差域は渦状擾乱に対応し、上層の負偏差域は、第4図の500 hPaの気圧の谷に対応する上層の擾乱と考えられる。したがって上層の擾乱も含めた全体の構造は、上層の擾乱の下方に渦状擾乱が位置する「2層構造」といえる。

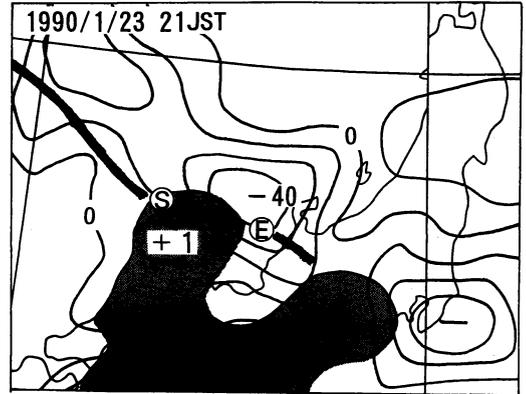
4.2 渦状擾乱の構造

第7図は1990年1月23日21時の850 hPa面の温度と風の分布である。太線で示したシアラインは、帯状雲の南端付近に位置しており、日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) に対応している。2つの渦状擾乱は、この JPCZ に対応するシアライン上に位置している。

帯状雲が発生する時は日本海上は総観規模の寒気移流場である (坪木, 1992)。今回の事例も総観規模では寒気移流場であるが、第7図によると ENE 擾乱の前面は、局所的な暖気移流場である。ENE 擾乱は擾乱前



第7図 1990年1月23日21時の850 hPa面の温度、風分布。⊕がENE擾乱、ⓈがSE擾乱の位置、実線が温度(°C)、太線がシアライン、黒塗り域が暖気移流域、点彩域が $1.0 \times 10^{-4} \text{K/s}$ 以上の寒気移流域を示す(移流域内の等値線は $1.0 \times 10^{-4} \text{K/s}$ 間隔)。資料は第4図と同じ。



第8図 1990年1月23日21時の850 hPa面上昇流と900 hPa面乾燥域の分布。⊕がENE擾乱、ⓈがSE擾乱の位置、実線が上昇流(hPa/h)、ハッチが乾燥域(温度と露点温度の差が 3°C 以上)を示す。資料は第4図と同じ。

面で暖気移流、後面で寒気移流となっている。なお、SE擾乱の後面は寒気移流が強い。

第8図は1990年1月23日21時の850 hPa面上昇流および900 hPa面の乾燥域分布である。JPCZ付近全体が上昇流域であるが、ENE擾乱の前面で 40 hPa/h という上昇流の極大がある。また、ENE擾乱後面に 1 hPa/h と弱いながら下降流があり、この下層は下降流によると思われる乾燥域となっている。ENE擾乱は擾乱前面で上昇流、後面で下降流となっている。

第9図は1990年1月23日24時と24日03時のENE擾乱周辺の高度補正した気温、風の分布である。ENE擾乱の南側に暖気域があり、その前後の寒気との間に風のシアを伴った温度傾度の大きな領域がある(記号A, B)。第10図によると、ENE擾乱前面のシアラインと温度上昇域、後面のシアラインと温度下降域が対応しており、温暖前線、寒冷前線の様相を示している。このことから、ENE擾乱は局地前線を伴っているといえる。なお、第9図の記号Dで示すENE擾乱前面の海岸線付近にも、風のシアを伴った温度傾度の大きな領域がある。

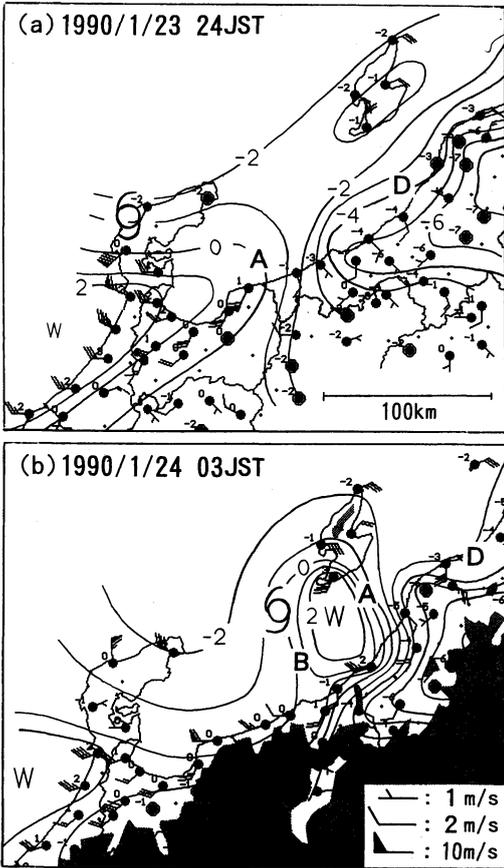
また第9図によると、24日03時にはENE擾乱の前面に「Warm core」が解析できる。「Warm core」を形成する暖気は、23日24時から経過により擾乱の南側から流入したものと考えられる。また24日03時でも、擾乱南側への暖気の流入は能登半島の南部付近では継続している。そして、暖気流入域と「Warm core」は、

標高500 m以上の地形で切り離された形になっている。このことから「Warm core」は擾乱の中心付近で作られたものではなく、擾乱の前面へ流入していた暖気が地形により遮断されて出来たものと考えられる。なおNinomiya *et al.* (1990)も渦状擾乱の下層での「Warm core」構造を指摘している。

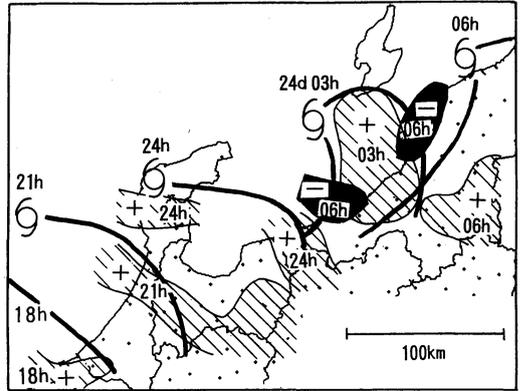
第11図はSE擾乱に伴う前1時間の温度変化域である。SE擾乱の接近に伴い温度上昇域が現れ、その後下降域が現れている。このことから、SE擾乱も記号A, Bで示した位置に局地前線を伴っているといえる。

第1表に局地前線通過時の温度変化の比較を示す。温度上昇量はENE擾乱が多く、温度下降量はSE擾乱の方がやや多い。したがって、擾乱前面の暖気移流はENE擾乱の方が強く、後面の寒気移流はSE擾乱の方がやや強いといえる。

第12図はレーダーエコーの動きから推定した渦状擾乱周辺の流れである。解析には舞鶴海洋気象台(1990)の手法を用いた。気象庁のエコー強度の観測方法から高度2 km付近の流れに相当し、指定気圧面で考えれば850 hPa面の流れに近いといえる。記号A, Bで示したシアラインは、ENE擾乱の地上の局地前線とほぼ同じ位置にある。また記号J~CはJPCZに対応する。ENE擾乱に伴う局地前線は850 hPaでも明瞭であり、局地前線の一部はJPCZと重なっている。なお、第9図で記号DとしたENE擾乱前面の海岸線付近のシアは、第12図では解析できないことから、ごく下



第9図 1990年1月23日24時と24日03時のアメダス(0.6°C/100mの高度補正をした気温、風)の分布図。⊙がENE擾乱の位置、実線が気温(°C)、ハッチは標高500m以上の地域を示す。



第10図 1990年1月23日18時~24日06時の前1時間温度変化域とENE擾乱, シアーラインの位置。⊙が擾乱の位置, 太線がシアーライン, ハッチが温度変化1°C以上の領域(斜線域が上昇域, 黒塗り域が下降域)を示す。

層の現象といえる。

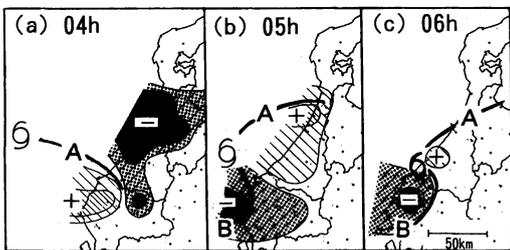
また、SE擾乱もJPCZに対応するシアーライン上にある。そして06時のエコー分布(図略)との比較によると、このシアーラインは第11図で記号Bとした地上の局地前線に対応している。

5. 渦状擾乱の追跡

5.1 带状雲の屈曲部との関係

第13図は1990年1月24日03時と09時の雲頂温度分布である。太線で示す带状雲の南端は、日本海で屈曲している。ここで、带状雲の南端が北側に凸に折れ曲がった部分を「北に凸」、南側に凸に折れ曲がった部分を「南に凸」とする。記号Cとした「北に凸」を追跡すると、09時には能登半島の西海上で渦状擾乱となり、その後は北陸付近を東北東進した。また記号Dとした「南に凸」を追跡すると、09時には日本海中部で渦状擾乱となり、その後も南東進を続けた。なお、1990年1月24日09時の500hPa面の解析(図略)によると、500hPaの気圧の谷のほぼ真下に「南に凸」から変わった渦状擾乱が位置している。これは、第4図の500hPaの気圧の谷とSE擾乱の位置関係と同じである。

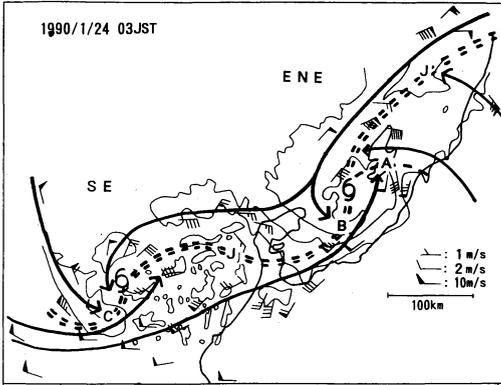
次に事例数を増やして検証してみた。第14図は北陸に接近、上陸した渦状擾乱を、带状雲の屈曲部から追跡した結果である。第14図によると「北に凸」も「南に凸」も、渦状となる前は南東に進んでいる。しかし渦状となった後は、「北に凸」はすべて東または東北東に進路を変えている。このことから、渦状擾乱は带状



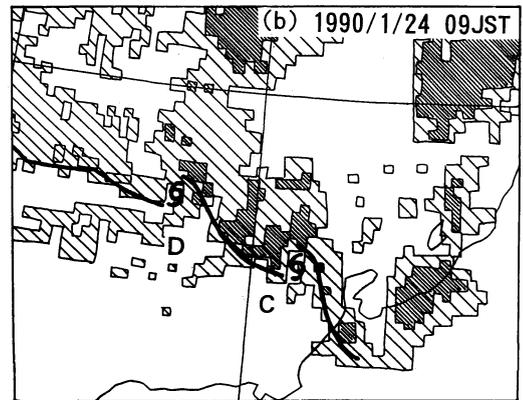
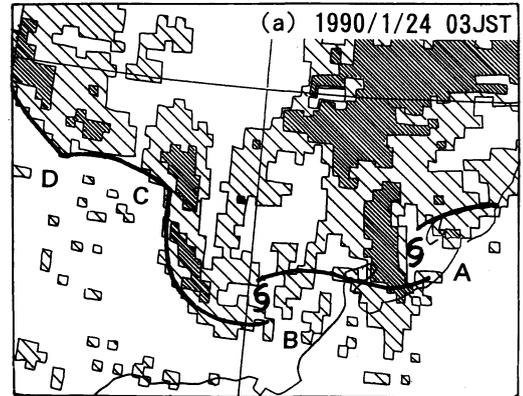
第11図 1990年1月24日04時~06時の前1時間温度変化域とSE擾乱の位置。⊙が擾乱の位置, ハッチが温度変化0.5°C以上(斜線域が上昇域, 点彩域が下降域(濃い斜線域, 黒塗り域は1°C以上))の領域を示す。

第1表 地上前線通過時の前1時間温度変化量. 観測地点の位置は第3図参照.

	ENE 擾乱			SE 擾乱		
	地点名	時刻	変化量	地点名	時刻	変化量
温暖前線	高田	03	+4.7	福井	04	+1.1
	柏崎	03	+4.4	越廼	04	+1.0
寒冷前線	寺泊	06	-1.7	福井	06	-2.1
	能生	06	-1.2	越廼	05	-1.4



第12図 1990年1月24日03時のレーダーエコーとエコー風, エコー風から推定した擾乱周辺の流れ. ⑥が擾乱の位置, 実線がレーダーエコー, 矢印が周辺の流れ, 破線がシアライン (二重破線が JPCZ に対応) を示す. エコー風は正時±7分間のエコーの動きから求め, 擾乱の移動速度を差し引いたもの. 資料数が少ないため, 02時および04時のエコー風も擾乱の相対位置に書き加えてある.



第13図 1990年1月24日03時および09時の雲頂温度分布図. ハッチは第1図と同じ. 太線は带状雲の南端を示す.

雲の屈曲部として追跡できること, 「北に凸」がENE擾乱, 「南に凸」がSE擾乱になることが確認できた.

5.2 渦状となる位置

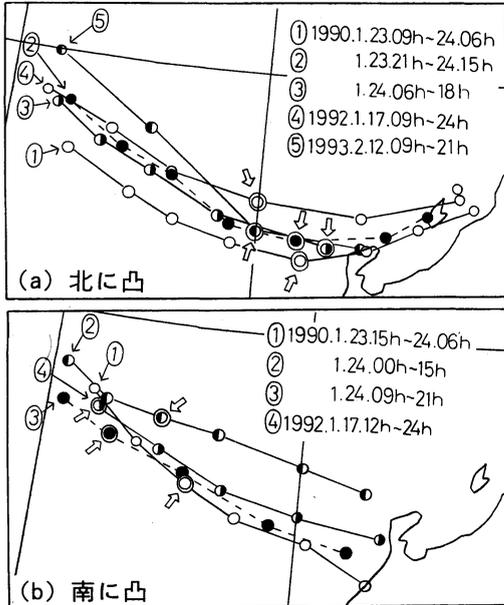
第14図で渦状となる位置は, ENE 擾乱は能登半島西方海上, SE 擾乱は日本海西部となっている. したがって SE 擾乱の方が, 带状雲の屈曲部から渦状になる時間が短いことになる.

第15図は1990年1月下旬の旬平均海面水温分布と同時期の「北に凸」が渦状となるまでの経路である. 海面水温傾度の大きい部分を通過し, 12°C以上の高水温域に達した時に渦状となっている. 他の時期の「北に凸」も, 海面水温に1~2°Cの違いはあるが, 能登半島西方海上の高水温域で渦状になることは同様であった. なお「南に凸」にはこのような対応は見られない.

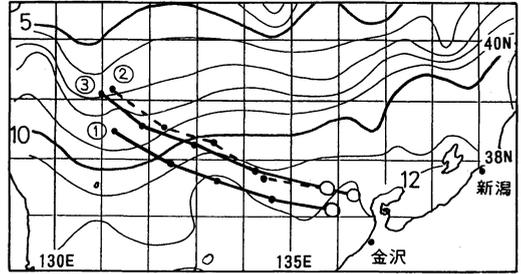
5.3 上層風との関係

第16図は渦状擾乱の経路と対応する地点の上層風である. 用いた JSM 資料の鉛直方向の間隔が粗いため, 風速の対応はやや悪いが, 渦状擾乱となつてからの指向流 (移動方向を支配している流れ) は, ENE 擾乱が700 hPa, SE 擾乱が850 hPaの風に近い. この指向高度 (指向流の高度) の違いが, 北陸付近での移動方向の違いとなっている.

一方, 渦状になる前については明瞭な対応はみられ



第14図 带状雲の(a)北に凸, (b)南に凸の部分の3時間毎の位置。2重丸(矢印でも示してある)が渦状となった位置を示す。



第15図 1990年1月下旬の旬平均海面水温分布と同時期の带状雲の北に凸の部分の渦状となるまでの経路。丸数字は第14図と同じ。○が渦状となった位置。

ない。しかし、ENE 擾乱は 700 hPa の風向と移動方向が合わず、また移動速度も 700 hPa の風速より遅い事から、700 hPa よりも下層の風に流されていると考えられる(他の例では 850 hPa の風と合う場合が多い)。つまり渦状となったことで指向高度が高くなっている。SE 擾乱については、風速の変動はあるものの明瞭な指向高度の変化は見られない。

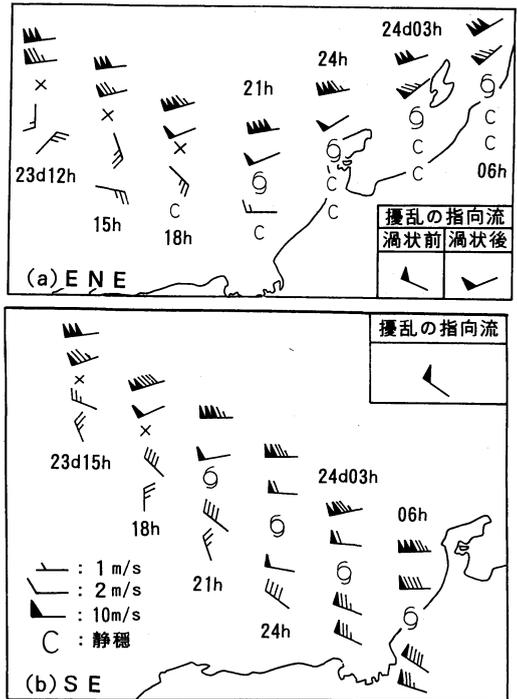
6. 考察と結論

6.1 渦状擾乱の構造

解析結果から ENE 擾乱が 700 hPa 付近より下層の擾乱であり、SE 擾乱が 850 hPa 付近より下層の擾乱であることがわかった。ただし JSM による解析結果であることから、SE 擾乱については「ENE 擾乱より更に下層の擾乱」という表現にとどめる。

ENE 擾乱の特徴は次のとおりである。

- (1) 局地前線を伴っている。
- (2) 擾乱前面で暖気移流、後面で寒気移流となっている。前面の暖気移流は SE 擾乱より強い。
- (3) 擾乱前面で上昇流、後面で下降流となっている。
- (4) 擾乱の前面で「Warm core」構造となっている。

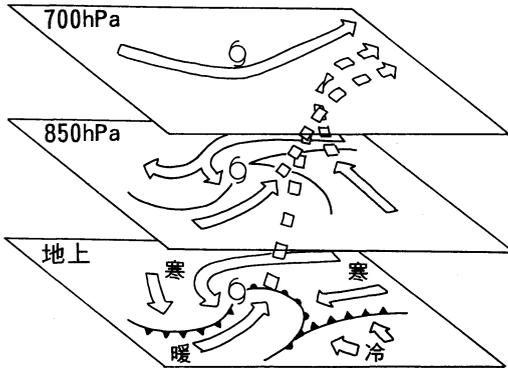


第16図 擾乱の位置と対応する時刻の 500~900 hPa の風。×が渦状前の、○が渦状後の擾乱の位置、風は上から500, 700, 850, 900 hPa の順で示す。資料は1990年1月23日09時および23日21時を初期値とした JSM の予想値を用いた。

る。

- (5) JPCZ 上に位置している。

このうち(1)~(3)は、傾圧性擾乱の特徴である。(4)の「Warm core」も、擾乱前面へ流れ込む暖気が地形により遮断されて出来ていることから、傾圧性擾



第17図 ENE 擾乱周辺の立体的な気塊の流れ。9が擾乱の位置、白抜き矢印が等圧面上の流れ、破線の矢印は等圧面を横切る流れを示す。暖、寒、冷は地上での温度分布。暖>寒>冷の関係がある。地上の前線記号は総観規模と同じものを用いた。

乱の特徴と矛盾しない。メソ気象調査グループ(1988)によると JPCZ は背の低い傾圧帯である。よって(5)も傾圧性擾乱の特徴と矛盾しない。これらのことから、ENE 擾乱の構造は温帯低気圧に似ていると考える。なお、ENE 擾乱周辺の気塊の流れを模式的に示すと第17図のようになる。この図は今までの解析で得られた等圧面上の気塊の流れと、JSM の上昇流分布から推定した等圧面を横切る流れを、一つに表現したものである。この流れも温帯低気圧に似ている。

一方、SE 擾乱の特徴は次のとおりである。

- (1) 局地前線を伴っている。
- (2) 地上では擾乱前面で暖気移流、後面で寒気移流となっている。後面の寒気移流は ENE 擾乱よりやや強い。
- (3) JPCZ 上に位置している。

これらの特徴は ENE 擾乱と共通である。SE 擾乱も ENE 擾乱と同じ温帯低気圧に似た構造をしていると考える。

渦状擾乱の構造をまとめると次のようになる。

2種類の渦状擾乱は共に温帯低気圧に似た構造をしており、ENE 擾乱が 700 hPa より下層の擾乱、SE 擾乱はそれより更に下層の擾乱である。そして、一つのメソ α スケールの上層の擾乱 (500 hPa の気圧の谷) の下方に位置している。上層の擾乱も含めた全体の構造は、上層の擾乱のほぼ真下に SE 擾乱、東側に ENE 擾乱が位置した「2層構造」で、SE 擾乱と ENE 擾乱が JPCZ でつながっている。

なお、山岸他 (1992)、Ninomiya and Hoshino (1990) は、移動方向とスケールから SE 擾乱と思える擾乱を解析し、山岸他 (1992) は渦状擾乱が傾圧性擾乱の特徴をもつこと、Ninomiya and Hoshino (1990) は、メソ α スケールの擾乱の中に渦状擾乱が埋め込まれた二重構造を指摘している。

6.2 帯状雲の屈曲部による渦状擾乱の追跡

渦状擾乱は帯状雲の屈曲部により、渦状となる前から追跡が可能であった。帯状雲の南端が北側に凸に折れ曲がった「北に凸」が ENE 擾乱になり、帯状雲の南端が南側に凸に折れ曲がった「南に凸」が SE 擾乱になる事がわかった。また渦状となった後の擾乱の指向高度は、ENE 擾乱が 700 hPa 付近、SE 擾乱が 850 hPa 付近であった。そして渦状となる前より指向高度が高くなっていった。

6.3 渦状擾乱の発生発達過程

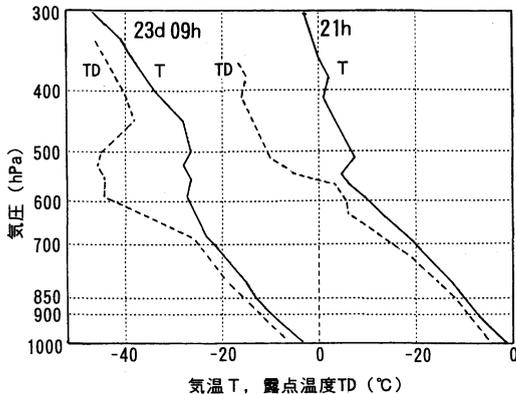
渦状擾乱が帯状雲の屈曲部として日本海西部から追跡できる事は、擾乱の種 (小擾乱) が日本海西部にある事を示唆している。また、ENE 擾乱では渦状となると指向高度が高くなる事は、小擾乱が発達して渦状擾乱になる事を示している。

JPCZ は収束帯であり、背の低い傾圧帯 (南側が高温) でもある (メソ気象調査グループ, 1988)。JPCZ に対応している帯状雲の南端が北に凸に折れ曲がるのは、帯状雲の南側の風の南風成分が強いからであろう。そうすると、この部分で暖気移流が強まっているといえる。逆に帯状雲の南端が南に凸に折れ曲がる部分は、寒気移流が強まっている部分といえる。この移流の強まりが小擾乱の傾圧性を増した結果、小擾乱が発達して渦状擾乱になったと考える。発達原因が傾圧不安定であれば、渦状擾乱が傾圧性擾乱の特徴を持つ事も合致する。

一般的に、上層の擾乱である 500 hPa の谷の下層前面は暖気移流場であり、谷の真下は寒気移流場である。この事から、下層での移流の強まりは上層の擾乱が起こしていると考えられる。

渦状擾乱の発生発達過程をまとめると次のようになる。

- (1) 日本海西部の JPCZ 上に小擾乱が発生する (小擾乱の発生原因は不明)。
- (2) 500 hPa の谷の東進に伴い、この谷の前面に位置する小擾乱が、暖気移流の強まりにより傾圧性を増して発達し、ENE 擾乱となる。
- (3) 500 hPa の谷のほぼ真下に位置する小擾乱



第18図 1990年1月23日09時と21時の輪島の気温、露点温度の鉛直分布。

が、寒気移流の強まりにより傾圧性を増して発達し、SE擾乱となる。

共に傾圧不安定で発達する渦状擾乱が、なぜスケールと移動方向が異なるかは次の様に考える。

一般的に冬型の気圧配置の時は対流圏中層に安定層が存在している。安定層の高度は、500 hPaの谷の前面では沈降が弱まる事から通常より高くなる。第18図の輪島の温度、露点温度の鉛直分布によると、500 hPaの谷の前面にあたる23日21時の安定層の高度は09時より高い。つまりENE擾乱は、SE擾乱より安定層の高度が高い場に位置していることになる。

坪木・若濱(1989)は冬季の稚内の大気成層状態をモデル化し、傾圧不安定波に対する効果を調べた。その結果、対流圏中層にある安定層の高度が下がる程、その下層で発達する不安定波の波長が小さくなり、指向高度も下がる事を示した。

2種類の渦状擾乱についても、安定層の高度が異なるために、水平および鉛直のスケールが異なると考える。移動方向の違いも、鉛直スケールの違いにより指向高度が違うためであると考えられる。

なお、Nagata(1993)は移動方向とスケールからSE擾乱と思える渦状擾乱の数値実験を行い、主な発達機構としてパロトロピックシア不安定を示している。

7. まとめ

1990年1月23日夜から24日朝にかけて北陸地方に接近、上陸した2つの渦状擾乱は水平スケールと移動方向が違っていた。この2種類の渦状擾乱の解析を行っ

た。更に事例数を増やし、帯状雲の初期状態からどちらの擾乱になるかの判別の可能性と、発生発達過程の考察も行った。得られた結果は次のとおりである。

(1) 2種類の渦状擾乱は、共に温帯低気圧に似た構造をしていた。

(2) 渦状擾乱は、メソ α スケールで700 hPaより下層の擾乱(ENE擾乱)と、メソ β スケールで更に下層の擾乱(SE擾乱)に分かれた。

(3) 指向高度がENE擾乱は700 hPa付近、SE擾乱は850 hPa付近と異なるため、移動方向も違った。

(4) 2種類の渦状擾乱は、1つのメソ α スケールの上層の擾乱(500 hPaの気圧の谷)の下方に位置していた。

(5) 上層の擾乱(500 hPaの気圧の谷)も含めた全体の構造は、500 hPaの気圧の谷のほぼ真下にSE擾乱、東側にENE擾乱が位置する「2層構造」で、ENE擾乱とSE擾乱はJPCZでつながっていた。

(6) 2種類の渦状擾乱は、共に渦状となる前から帯状雲の屈曲部として追跡できた。

(7) 2種類の渦状擾乱は、日本海西部のJPCZ上で発生した小擾乱が、傾圧不安定により発達したものと考えた。傾圧性を増す要因として、上層の擾乱による下層での暖気移流、寒気移流の強まりを考えた。

謝辞

本論文の作成にあたり、新潟地方気象台予報課の上野予報課長、中垣主任予報官ならびに予報課の方々から多くの助言をいただきました。この場をかりて御礼申し上げます。また、有益な指摘をいただいたレフリーの方、貴重なコメントをいただいた東京大学海洋研究所の坪木和久氏に感謝致します。

参考文献

- Asai, T. and Y. Miura, 1981: An analytical study of mesoscale vortex-like disturbances observed around Wakasa Bay area, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 832-843
- 伊賀啓太, 坪木和久, 1994: 日本海上の小低気圧発生初期に見られる波動状擾乱, 1994年日本気象学会秋季大会講演予稿集, C302
- 黒田雄紀, 1992: 日本海の収束雲と海難, 海と空, 67,

- 261-279
舞鶴海洋気象台, 1990: V・レーダーによるエコーの移動から海上風を求める手法の開発, 研究時報, 42別冊, 128-129
メソ気象調査グループ, 1988: 冬期日本海における帯状雲のメソ構造, 天気, 35, 237-248
宮沢清治, 1966: 北陸地方の豪雪について(4) — 中規模のうず性じょう乱と豪雨雪 —, 研究時報, 18, 22-29
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
Ninomiya, K., K. Hoshino and K. Kurihara, 1990: Evolution process and multi-scale structure at a polar low developed over the Japan sea on 11-12 December 1985. Part I: Evolution process and meso- α -scale structure. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 293-306
Ninomiya, K. and K. Hoshio, 1990: ibid. Part II: Meso- β -scale low in meso- α -scale polar low. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 307-318
高山 大, 永田 雅, 1993: 冬季北陸沖に見られる2種類の渦状擾乱のふるまい, 1993年日本気象学会秋季大会講演予稿集, C357
坪木和久, 浅井富雄, 1992: 冬期日本海上に発生するメソスケール低気圧の数値実験, 1992年日本気象学会春季大会講演予稿集, A310
坪木和久, 若濱五郎, 1989: 準地衡風方程式系に於ける傾圧不安定波に対する大気成層の効果, 低温科学, 物理編, 48, 51-70
坪木和久, 1992: 冬期季節風卓越時の日本海上に発生する帯状雲と渦状擾乱について, 海洋, 24, 350-358
坪木和久, 1993: 冬季日本海上に発生するメソスケール低気圧の数値実験, 海洋, 号外5, 125-133
山岸米二郎, 土井雅彦, 北島尚子, 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

在学中の通常会員の皆様へ在学証明書提出のお願い

日本気象学会事務局

日本気象学会の1996年の会費納入については、例年どおり1995年12月1日付で1年分の一括前納をお願いする予定で準備を進めているところです。これに関連して、当学会細則第4条では、在学中の通常会員は会費の割引を受けるために、在学証明書を付して毎年4月30日までに理事長に申請することが定められています。しかしながら、従来、この規定はあまり厳密には運用されておらず、在学中か否かの判断は会員本人から納入される会費の額による「自己申告制」を採ってきました。これについて1994年12月19日に開かれた第4回常任理事会で議論になり、今後は会費納入時に在学証明書の提出を求めることになりました。

この決定を受けて、今回の会費請求から在学証明用紙を同封しますので、在学先の学部事務局等で証明を受けたうえ、日本気象学会事務局(〒100 東京都千代田区大手町1-3-4気象庁内)まで郵送等により提出して下さるようお願いします。会費納入時に在学中である証明があれば、1996年1年間の会費の割引を行います。なお、在学を証明する書類としては、学校・学部としての正規の証明でなくても、指導関係教授の証明、有効期間内の学生証の写し等でも可とします。この証明の提出がない会員は、会費の割引を受けられませんので、よろしくご協力ください。