

冬期日本海上におけるメソスケール前線上の 渦状擾乱について*

山口 勝 輔** 孫 野 長 治**

要 旨

冬期、日本海上においてメソスケール前線が発生し、その前線上に生ずる擾乱系が日本海沿岸の局地豪雪に関連していると考えられてきた。そこで、1968年2月9日の北陸地方と、1970年1月4日の石狩湾沖に発生したメソスケール前線上の渦状擾乱系についてレーダーエコーを使って小低気圧間の間隔を測定した。一方、前線をはさむ両気団間の温度差とシャーをこの時の上層のデーターから求め理論的にビャクネスなどによるパロトロピックモデルの臨界波長の公式を使って波長を計算した。

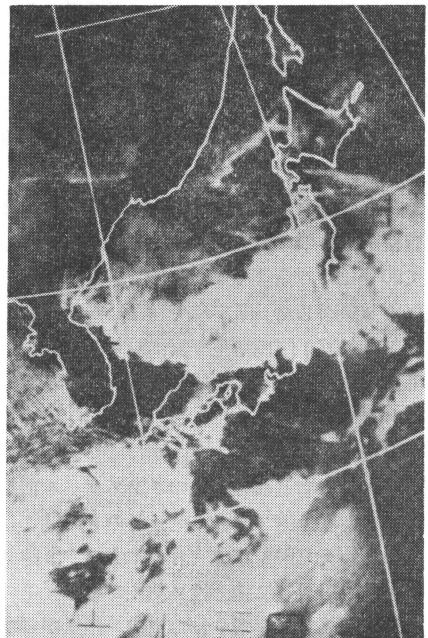
その結果、レーダーで解析した波長は、北陸の場合は約150km から200km、石狩湾の場合は50km であった。一方、ビャクネスの式を用いて得られた値はそれぞれ北陸で約200km、石狩湾で約100km になった。

1. はじめに

日本海沿岸の局地豪雪に関連して今までに多くの研究者により調査、研究がなされ、北海道西岸で発生する小低気圧や、北陸不連続線が豪雪に関連していると考えられてきた(岡林, 1971; 宮沢, 1961)。北海道西岸においては低気圧後面の循環の中で内陸の冷氣塊と海上で変質された暖気塊によって収束帯ができ擾乱が起こると斉藤等(1968)は報告している。一方岡林, 里見(1971)は低気圧後面で降雪がおきる場合と共に、西高東低の気圧傾度のゆるんだ頃にも北陸、北海道西岸に小低気圧性の擾乱が発生することを示した。その小擾乱は渦状エコーとして収束帯状雲に沿って次々と来ることを示し、ミクロな低気圧家族前線構造を持つと報告している(岡林, 里見, 1970)

収束雲帯に沿って発生する渦状エコーの発生機構について、気象衛星写真でみると、収束雲は大陸から吹き出

した寒気と、日本列島や朝鮮半島から吹き出した寒気の境界線にあたる地域に発生することから、収束雲帯はメソスケールの不連続線(前線)と思われる。そこで1970年1月4日北海道西岸に起きた不連続線付近の低気圧性小擾乱と、1968年2月9日北陸地方沿岸にきた連続する低気圧性小擾乱について解析をおこない、ビャクネスの



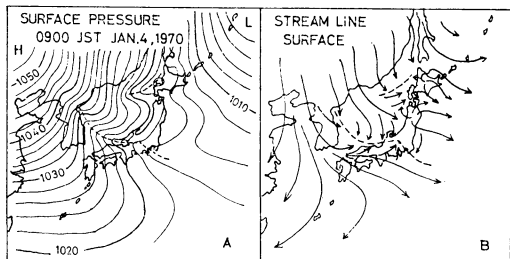
第1図 気象衛星からの日本付近の雲(1970年1月4日10時21分)

* On the Vortical Disturbances in Small Scale Accompanied with the Meso Scale Front in Japan Sea in Winter Season.

** K. Yamaguchi, C. Magono, 北海道大学理学部地球物理学教室

—1973年5月1日受理, 1973年10月29日改稿受理—

注: 衛星写真によると冬期季節風が吹出した後、寒気内の海上に輝度の強い雲バンドがあらわれる。この雲バンドをはさみ、風の水平シャー、温度の若干の差が存在するようである。ここでは、便宜的にこの雲バンドをメソスケール前線と称した。



第2図 (a) 1970年1月4日9時の地表天気図
(b) 地表流線。点線はメソスケール前線の位置を示す。

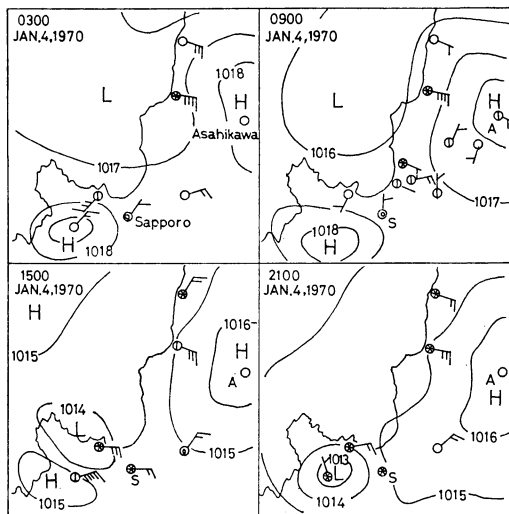
モデルによる計算と小低気圧間の波長について比較してみた。

2. メソスケール前線の発生

最初に、総観スケールの気象現象の中でメソスケール前線が現われた例を示す。第1図は1970年1月4日10時21分の気象衛星からの日本付近の雲の写真である。この写真から容易に想像されるようにシベリア方面から吹き出した寒気と朝鮮半島および本州から吹き出した寒気の間収束雲帯がみられ、元山付近から日本海西部をとおり銚子沖に達している。また沿海州から吹き出した寒気と北海道内陸から吹き出した寒気の間に小さな収束雲帯が北海道西方海上にみられる。そこでこの日の9時の地表天気図(第2図a)及び流線図(第2図b)と比較してみた。第2図aは印刷天気図の4mb おきのものを各地のデータをもとに2mb おきに書き変えたものであり、点線は気象衛星から決定した前線の位置である。また第2図bの流線は地表の風向から決定したものである。なお日本海南西部、および北海道西方海上には船舶の観測資料がないので第2図bの流線は海上では等圧線に対して $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ の傾きで風が吹くという経験則と、陸上の風により描画した。断定はできないが、流線から得られる収束線は第1図の衛星写真に見られる収束雲帯とはほぼ同じ位置にあるようで、収束雲帯をはさみ低気圧性ジャマーの存在も推定される。

2. a. 石狩湾前線

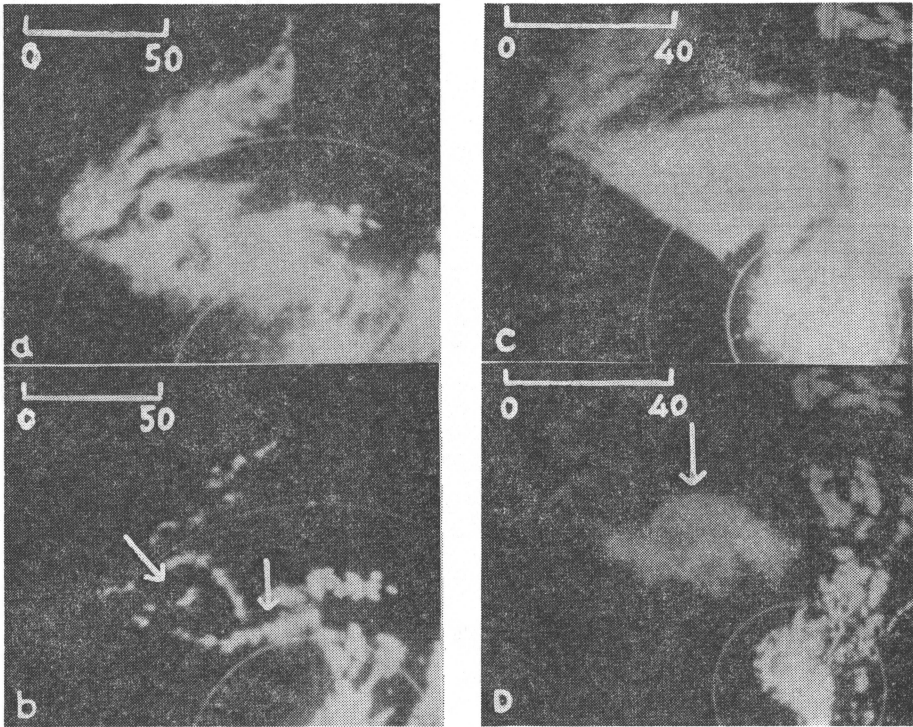
前節で述べた北海道西方海上のメソスケール前線は石狩湾に達している。第3図に1月4日の6時間ごとの北海道西部の局地天気図を示す。これによると3時には札幌西方および旭川付近に地形性高気圧がある。その時は地形性高気圧によって影響された東成分の風が日本海に向かって吹き出している。そのため第2図bでみられるシベリアからの季節風によって北海道西方海上では弱い



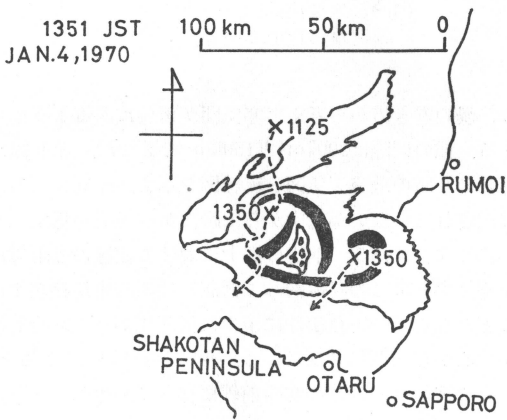
第3図 1970年1月4日北海道西部の局地天気図。

風の収束帯になっていることがわかる。9時には3時に比べて西海岸と内陸部との気圧の傾きは大きくなり、15時には小樽付近で気圧が下がり始め21時にははっきりした小低気圧になった。石狩湾の小低気圧とよばれるものや、北陸地方の小擾乱は余り気圧の変化が見られないが、この場合円形の等圧線が描けるほどに発達した小低圧部を検出されたことが特徴的である。

上記のメソスケール前線に伴う擾乱のふるまいを調べるために、札幌管区気象台で得られた石狩湾の当時のレーダーエコーの連続写真を解析した。第4図(a), (b)は13時51分(200km レンジ)、第4図(c), (d)は15時50分(100km レンジ)の写真を示す。(b), (d)は各々の時刻における強エコー部分を示す。(b)図の強エコー部分を見ると矢印で示すように2つ並んだ渦があり、左方の渦は対角螺旋線状になっていることがわかる。右方の渦は小さくははっきりしないが、2時間後の15時50分には(d)図の矢印のように判別可能な渦に成長した。宮沢(1967)は北陸地方に来る渦状擾乱の解析の中で、渦エコーは低気圧性循環を示すスパイラル状エコーの中心を小低気圧の中心であることを示した。そこで我々は2つのエコーのスパイラル状の中心を小低気圧の中心と考えると、第4図(b)からその間の距離はだいたい50km になった。第5図は13時51分のレーダーエコー(第4図a)のスケッチとその前後における中心の位置の軌跡を示している。この擾乱系のエコーは午前8時頃から観測され、はっきりした低気圧性エコーが形成さ



第4図 (a) (b) 13時51分のレーダー写真。間隔マークは50km。
(c) (d) 15時50分のレーダー写真。間隔マークは20km。

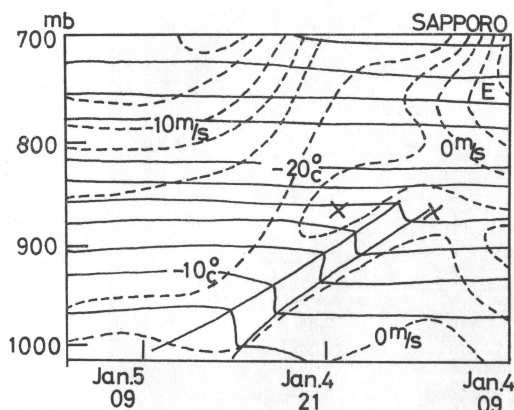


第5図 1日4日13時51分のレーダーエコーのスケッチと擾乱の軌跡。点線は軌跡、×印は各々の時刻の擾乱の位置を示す。

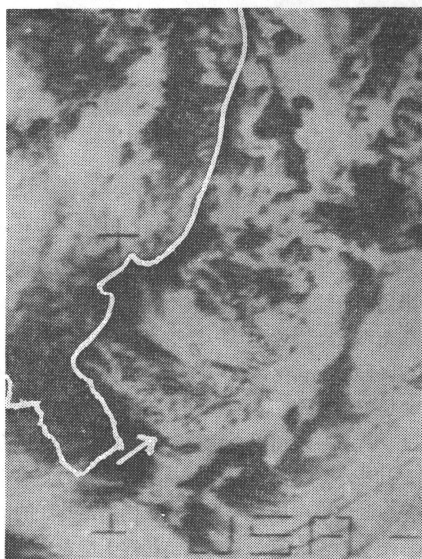
れ始めたのは11時30分頃である。その後の渦の軌跡は連続写真から求めたものである。第5図の左側の渦は南南西へ時速約40km で移動し積丹半島に上陸している。右側の擾乱は発生時刻が不明であるが、レーダーには15時

50分にはっきりしたスパイラルを描いた擾乱として認められ、左側の擾乱に平行に南々西に時速約20km で移動し積丹半島に上陸している。上のことから上記のレーダーでとらえられた渦状エコーは第2図で示した北海道西方の東西に伸びたメソスケール前線に伴う擾乱の一部と考えてよいであろう。

次にメソスケール前線の構造を知るためには垂直断面図が望まれるが、海上の小スケールの現象のため十分な資料が得られない。そこでその垂直構造が時間的に変化しなかったものと仮定して前線が札幌上空を通過したときの時間断面図で推定することにした。第6図に1970年1月4日9時から1月5日9時までの間の札幌管区気象台の高層の気温と前線に平行な風の東西成分のタイムセクションを示した。これによると1月4日から1月5日にかけて気温が上昇し、900mb から西風が急激に減少した。そして900mb 以下の高度でメソスケールの前線らしきものが通過したことがわかる。前線に伴う西風の減少は渦状擾乱の移動から低気圧性のシャーを示している。



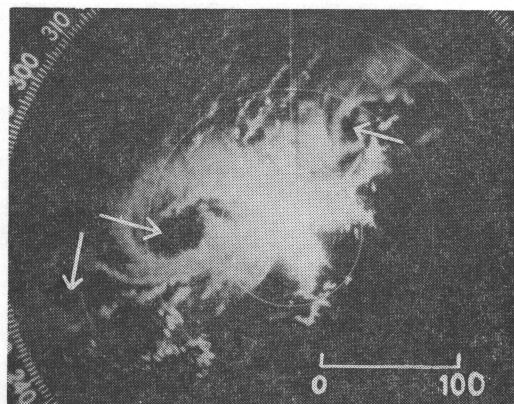
第6図 札幌上層の気温と風のタイムセクション。点線は風の東西成分で2 m/s 毎。実線は温度で2°C 毎。×印は850mbにおける寒気団と暖気団のデーターをとった位置を示す。



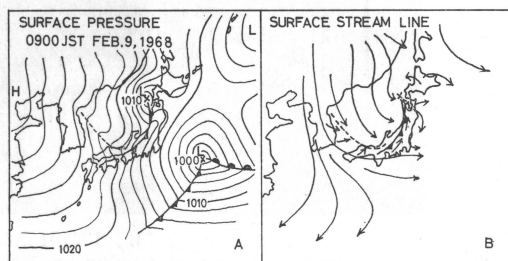
第7図 1968年2月9日10時29分の気象衛星写真。矢印はメソスケール前線の位置を示す。

2. b. 北陸前線

第7図は1968年2月9日10時29分の気象衛星の写真を示している。不連続線が朝鮮半島の東側から始まり北陸地方を横切っている。この5時間前に福井地方気象台東尋坊レーダーによって第8図のような3つの渦が観測された。この写真から前線の走向は東北東から西南西に走

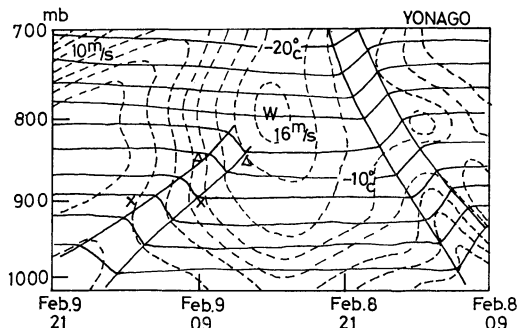


第8図 1968年2月9日4時53分東尋坊レーダーによる写真。間隔マークは50km。



第9図 (a) 1968年2月9日地表天気図
(b) 地表流線図。点線はメソスケール前線の位置を示す。

り、渦の巻き方から考えて寒気団が南側にあるように見える。渦の間隔は200km と150km であった。第9図に同日の9時の地表天気図と流線図を示す。印刷天気図には記されていないが元山から山陰にかけて弱い気圧の谷があるようである。前出の海上における流線の描画方法を適用するとこの谷に沿って低気圧性の収束が存在することになる。一方秋田沖に小さな低気圧があり寒冷前線が中心から南西に伸びている。西尾ら(1971)によると、さきの渦エコーはこの寒冷前線に伴って発生したように思えるが偽湿球温位解析によると前線らしいものはなかったと述べている。第10図に米子のタイムセクションを示す。2月8日に寒冷前線が通り1日後に800mb 面に達しない弱い温暖前線が現われている。この弱い温暖前線は前出の朝鮮半島東側に始まり、北陸付近に達する雲バンドに対応し、またその上に第8図のレーダーエコーに見られる渦が存在すると推定される。



第10図 米子上層の気温と風のタイムセクション。
点線は風の東西成分で 2 m/s 毎。実線は気温で 2°C 毎。△と×は850, 900mb における寒気団と暖気団のデーターをとった所を示す。

3. 考 察

前節で述べたように収束線は定性的には一種のメソスケールの前線であった。そこで更に考察をすすめるために渦（小低気圧）間の波長とビャクネスの理論式から求められる波長と比較してみた。

ビャクネス（1936）は前線についてパロトロピック大気における不安定臨界波長を次の式で与えた。

$$L = \frac{2\pi(V-V')}{f\sqrt{1+\frac{T}{R}(1-n)\left(\frac{V-V'}{T-T'}\right)^2}}$$

ここで、 L は臨界波長、 T 、 T' 、 V 、 V' は前線面を境にして上部の層、下部の層の温度、それぞれの層における前線に平行な風速成分である。我々の場合擾乱の南側に寒気が、北側に暖気があり、寒気が暖気をおしあげている。冬期は一般場が寒気で、気団変質などにより、暖気が対流圏下層（約700mb まで）に存在する。従ってさきの T 、 V は寒気内、 T' 、 V' は暖気内のものと考えることができる。また f 、 R 、 n はそれぞれコリオリ常数、大気的气体常数、多方常数の逆数を示す。

本論文の場合、メソスケール前線が東西に伸びており、風の東西成分をとると、風のシャープが低気圧性になることから、ビャクネスの理論が適用できるであろう。ビャクネスの理論の場合は暖気団、寒気団の気温、風速はそれぞれ一様として計算してあるが実際の気団では高さによって異なるので代表性が問題になる。そこでわれわれは地形の影響を受けやすい地表の資料は避けて雲の高度の資料で比較した。

暖、寒気団の気温、風速を第1表に示す。

第1表

	札幌(850mb)		米子(850mb)		(900mb)	
	気温(°C)	風速(m/s)	気温(°C)	風速(m/s)	気温(°C)	風速(m/s)
暖気団	-16.7	1.0	-9.3	10.0	-5.8	4.7
寒気団	-17.3	3.5	-11.2	15.0	-6.9	10.6
ΔT	0.6		1.9		1.1	
$V-V'$			2.5		5.0	

第2表

	石狩湾前線	北 陸 前 線	
	850mb	850mb	900mb
臨界波長	$1.0 \times 10^2 \text{km}$	$2.6 \times 10^2 \text{km}$	$2.2 \times 10^2 \text{km}$
渦間の距離	50km	150km, 200km	

以上の資料を用いてビャクネスの式から臨界波長を求めると第2表のようになり、渦間の実測の距離と大体一致することがわかる。

4. 結 論

冬期日本海上において特徴的な雲バンドがしばしば発生することが気象衛星の写真から認められる。その雲バンドのうち特に次の例、1968年2月9日、1970年1月4日について解析した。

その結果

(i) レーダー写真に特徴的な渦状の雲バンドが現われるときは、下層 800mb 以下に水平温度差と風速差をもった転位層があり弱い前線を形づくっている。

(ii) その意味でメソスケール前線と考えられる。その前線上に渦状エコーの小低気圧性擾乱が見い出された。

(iii) その間隔は石狩湾の場合では 50km、北陸の場合では 150km であってビャクネスの式から求められた値とオーダーにおいてはほぼあうことがわかった。ただビャクネスの式は総観的な前線を対象とし、又、パロトロピックを仮定しているので、本論文の場合のように下層 800mb~900mb のメソスケールの現象にそのままあてはめるのは多少の問題はあるが、一応冬期日本海上の渦状擾乱の性質の一部を説明できるように思える。

謝辞、本研究にあたり資料を提出していただいた札幌管区気象台の皆様へ深く感謝致します。

文 献

Bjerkness, J and C.L. Godske, 1936; On the Theory of Cyclone Formation at Extra-tropical Fronts, *Atrophys. Nov.* **1**, 199~235.
気象庁, 1968: 北陸豪雪調査報告, 気象庁技術報告, **66**, 1~481.
岡林俊雄, 里見 穂, 1970: 大雪のときの収束帯状雲と小低気圧の関係, 日本気象学会1970年春季大会に発表.
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), 天気, **18**, 573~581.
宮沢清治, 1961: 北陸地方における冬の局地じょう乱の中気象解析, 天気, **8**, 389~394.
Miyazawa, S., 1967: On Vortical Mesoscale Disturbances Observed during the Period of Heavy Snow or Rain in the Hokuriku District, *J. Met. Soc. Japan*, **45**, 166~176.
西尾厚治, 猿橋増造, 1971: 冬季うずエコー (昭和43年2月9日の場合), 東京管区地方気象研究会誌, **4**, 59.
斎藤 実, 陣岡富二男, 松田 一, 里見 穂, 小花隆司, 1968: 北海道石狩湾付近の降雪のレーダー解析, 天気, **5**, 42~50.

学術会議会員候補者の推薦について (告示)

第10期学術会議会員選挙が下記により行なわれますので、候補者で日本気象学会の推薦を受けたい方 (立候補者および候補者推薦者を含む) は別記の次第により3月25日までに申込んで下さい。なお、希望者が多数の場合には会員の選挙によって決めることがありますので、あらかじめ御承知下さい。

記

- 1. 候補者受付期間: 7月11日~25日
- 2. 投票の締切日: 11月25日

別 記

イ) 候補者の資格: 昭和49年3月25日現在気象学会員

- で、かつ学術会議選挙有権者
- ロ) 届出方法: つぎの書類を付して、日本気象学会選挙管理委員会に届ける (郵送可)
 - i) 候補者氏名, 生年月日, 主な勤務機関, 卒業学校名, 年次, 種類 (全国, 地方区), 本人が登録した専門別, 第○部○○学, 住所
 - ii) 推せん者があればその氏名 (学会員のみ)
 - iii) 候補者の所信と抱負 (400 字以内)
 - ハ) 届出締切: 昭和49年3月25日 (月)
 - ニ) 宛先: 杉並区高円寺北 4-35-8 気象研究所台風研究部気付 日本気象学会選挙管理委員会

昭和48年度学会奨励金受領者

氏 名	所 属	研 究 題 目
加 藤 一 靖	秋田地方気象台	上空エコーに関する研究
小 岩 清 水	専修大学附属京王高等学校	山岳地域植物気候景観の気象学的研究
村 松 照 男	札幌管区気象台	降雪 (雨) の近接山岳地形による増幅作用に関する定量的研究