

冬季北海道西岸に形成される収束帯の数値実験*

佐々木 秀 孝**・出 口 悟***

要 旨

冬季, 西高東低の冬型の気圧配置が緩み, 内陸の気温が下がると, 北海道西岸に南北に伸びる収束帯や, 石狩湾, 留萌・羽幌沖, 寿都沖などに小低気圧が発生することがある。ここでは, 3次元局地モデルにより北海道西岸に発生する収束帯をシミュレートし, 1983年2月27日の観測例と比較した。また, 一般風の風向, 風速, 流氷の有無, 等の条件を変え, それにより収束帯がどのように変化するかを調べた。

その結果, 一般風が NW~N の風向で, 風速が弱い場合に収束帯や小低気圧が出来た

また, オホーツク海の流氷は, 北海道北部の海上における収束帯の位置を西に移動させる働きをするが, 羽幌沖より南ではほとんど影響がなかった。山は収束帯には余り影響がないが, 若干収束を強める働きをする。

1. はじめに

冬季, 西高東低の冬型の気圧配置が緩むと, 北海道西岸にしばしば小低気圧や南北に伸びた低圧部が形成される。この様な時に衛星写真を見ると, 北海道西岸沖には各種の帶状雲や渦状雲が現れ, これらのかかった地域では局地的大雪となる事が知られている。

小低気圧が発生すると, 社会に大きな影響を与える事から, その成因や構造については, 今まで地上, 高層データをはじめ, レーダー, 衛星写真等を用いた多くの解析が行われてきた。早くは長谷川(1949)が地上天気図の解析から放射冷却によって出来た内陸の冷気塊の流出と NW の季節風による不連続線上に小低気圧が発生すると考えた。また, 杉中(1964)は高層観測から上層のコールドロウに対応して地上の小低気圧が顕在化することを示した。レーダー観測が始まると斎藤(1968)は, 小低気圧は湾などの地形によって生ずる渦度と, 海水面と陸上の温度差によって生ずる暖湿気が収束する場

であり, 内陸高気圧はその収束を強める働きをすると考えた。また, 岡林(1967, 1972), 岡林・里見(1971)は気象衛星写真の解析から, 大陸と北海道の内陸にある高気圧にはさまれた海上が, 陸上と海面の温度差によって相対的なサーマルローになっており, この谷の西側で NW 風, 東側で NE 風が吹き込み, そこに収束帯を作りその先端部に小低気圧が発生するとして, 北海道西岸沖の収束帯とそれによる降雪機構のモデルを作った。永田・猪川(1988)は北海道西岸沖の収束雲の数値実験を行い, 収束雲の形成には陸地と海水の熱的性質が及ぼす効果が最も重要であることを示した。

以上のように小低気圧と言われるものの中には, いくつかの種類があり, 村松(1976)は大雪をもたらす小低気圧を構造上, 明瞭な渦を伴った場合と, 単なる低圧部の帶(収束帯)の場合に分けられることを示した。

ここでは Kikuchi *et al.* (1981) によって開発された3次元局地モデルに基づいて, 北海道西岸に出来る収束帯の数値実験を行い, 1983年2月27日の例と比較し, その成因, 構造について調査した。この数値実験で対象とした小低気圧は, 西岸沖に低圧部の帶(収束帯)として現われるものである。

2. 観測例

1983年2月26日~28日にかけて札幌市を中心に局地的大雪となった。この時は, 25日に低気圧が北海道北部

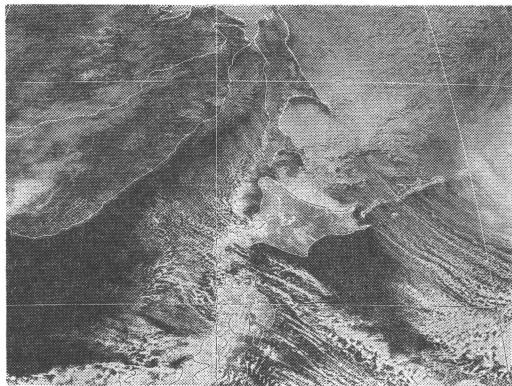
* Numerical experiments of the convergent band formed off the western coast of Hokkaido in winter

** Hidetaka Sasaki, 札幌管区気象台 現在気象庁予報部数値予報課。

*** Satosi Deguti, 札幌管区気象台。

—1988年5月23日受領—

—1988年8月15日受理—



第1図 衛星写真（1983年2月27日12時）

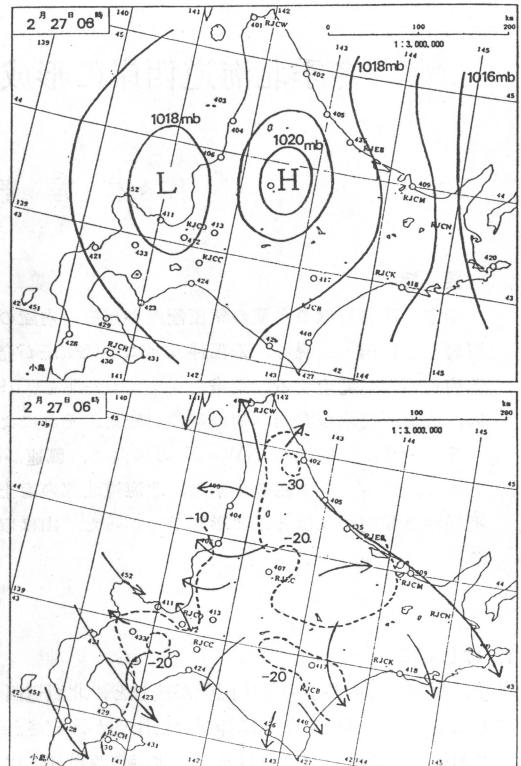
を通過した後、26日から冬型の気圧配置になり、27日未明には北海道西岸に小低気圧が発生した。このため26日～28日にかけて断続的に降雪があり、札幌では総降雪量が114cmに達した。

第1図は1983年2月27日12時の衛星写真である。樺太から石狩湾にかけて、北海道西岸から4～50km沖に南北に伸びた帶状雲があり、その南端は札幌市付近に入り、帶状雲の東側では晴天域、西側では筋状雲となっている。この日の6時の気温を見ると（第2図下）、放射冷却により宗谷地方南部から上川・網走地方にかけてと、羊蹄山麓、十勝地方で-20°C以下に下がっている。局地天気図（第2図上）を見ると、これに対応するように北海道の中央部に内陸高気圧があり、石狩湾上には小低気圧、また、石狩湾から稚内にかけての海岸線は低圧部となっている。アメダスから求めた流線図（第2図下）を見ると、内陸の高気圧から海岸線に向かって稚内から札幌にかけてSE～Eの風になっている。また、積丹半島の北部では、NWの一般風が積丹半島の山岳地帯にさえぎられ低気圧性循環の風系となっている。

3. 数値モデル

実験に用いたモデルは、Kikuchi *et al.* (1981) によって開発された3次元局地モデルに基づいて作った。このモデルの基本方程式は、ブジネスク近似、静力学平衡を仮定した方程式系（運動方程式、温位の式、連続の式、静力学平衡の式）から成っている。

計算領域は格子間隔が10kmで、 30×46 の格子から成っており、鉛直方向には4000mで格子間隔は第3図のように下層を細かくとっている。時間ステップは30秒で行った。

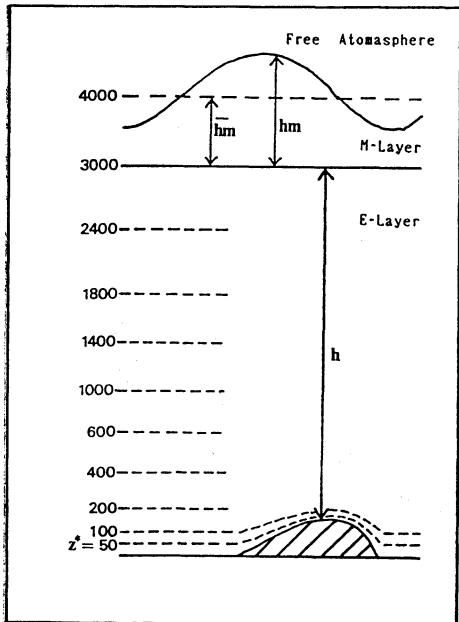


第2図 上 局地天気図（1983年2月27日06時）
下 流線図（1983年2月27日06時）と気温（1983年2月27日06時）

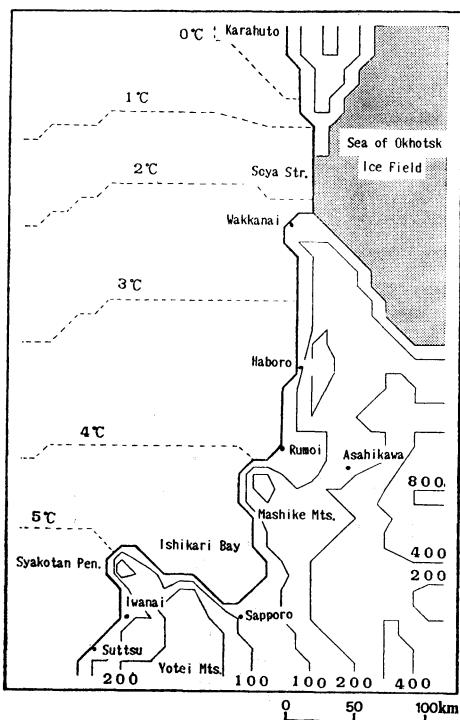
側面境界条件は、 u 、 v については放射条件、温位については $\partial\theta/\partial n=0$ とした。上下面境界は下面では剛体面を仮定し、上面には重力波による乱れを取り除くためにエネルギー吸収層を設けた。

第4図はモデルに用いた地形である。流氷域は熱的に陸地と同じ扱いとし、海水温は図のように南北に傾度を持たせた。

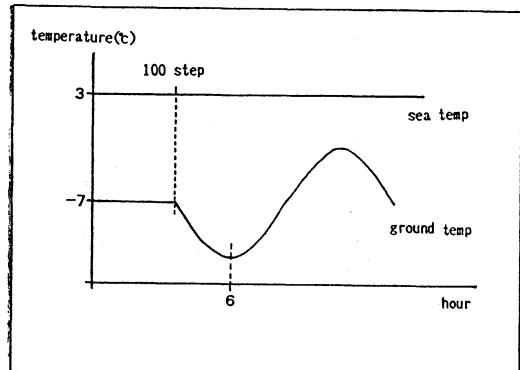
この実験では冬の北海道西岸を対象としているため、海面温度は3°C位、陸上で-7°C以下と温位差が大きく、初期状態で海岸付近の気圧傾度が大きくなるため、重力波が生じやすい。このため、最初の100ステップは、第5図に示すように地表面温度を変化させず、 $10\text{ m}^2/\text{s}$ の一定な拡散のみが存在すると仮定して計算を行い、その後、地表面温度を正弦変化させた。100ステップ計算すると、1ステップ毎の温位変化は小さくなり温位の鉛直分布は第6図に示すようなプロファイルになる。



第3図 鉛直方向の格子間隔



第4図 モデルに用いた地形



第5図 地表面・海面温度の時間変化

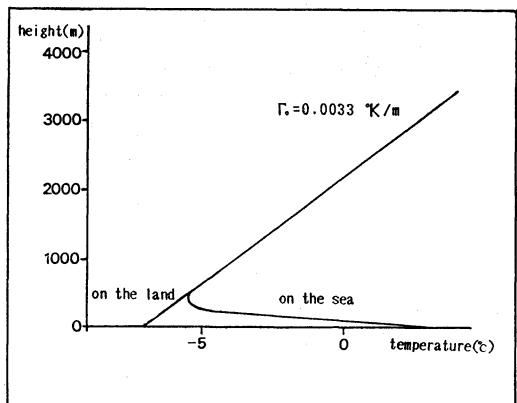
実験は第1表に示すように最初に一般風が NNW 10 m/s の場合を基準として行い、1983年の観測例と比較し、次に一般風の風向、風速を変化させた場合や流水、山岳地形の無い場合を行い、それが収束帶の位置や形成にどのように影響するかを調べた。

4. 実験結果

4. 1 Case I の場合

第7図は一般風を NNW 10 m/s とした場合の計算

1988年12月

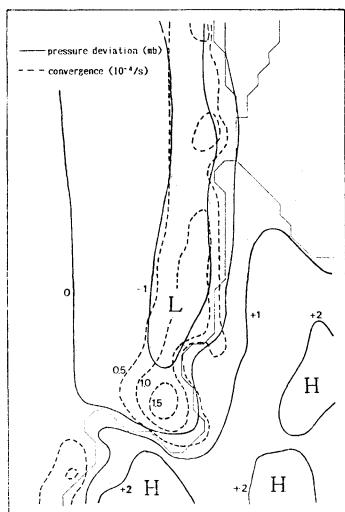
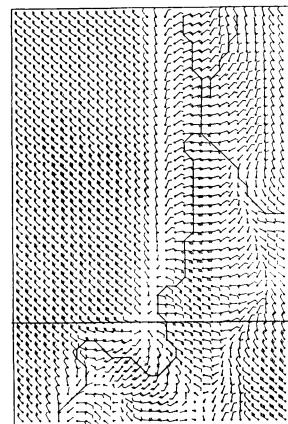


第6図 溫位の鉛直分布

を開始して6時間後、地上の気温が最も下がった時の高度25m付近の風のパターンである。図を見ると、海上ではNWの風が吹き、樺太から留萌付近にかけてはNEからEの風が吹いている。これらが合流した海岸線から30~40km沖に、南北に伸びた収束帶を作っている。

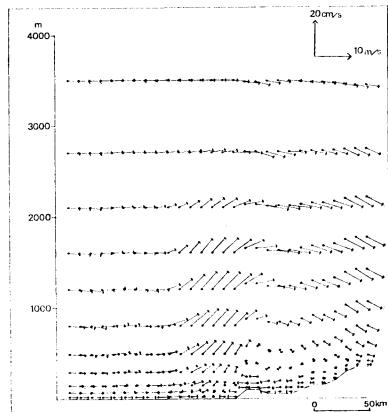
第1表 実験の種類

Case	風向	風速(m/s)	流水	山
I	NNW	10	有	有
II	N	10	有	有
III	NW	10	有	有
IV	W	10	有	有
V	NNW	20	有	有
VI	NNW	5	有	有
VII	NNW	10	無	有
VIII	VNW	10	有	無

第8図 気圧の偏差(mb)と北海道西岸の強い収束域($\times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$)

第7図 Case I (NNW, 10 m/s)

(実験開始から6時間後高さ約25mの風:矢羽根は1本 m/s でペナントは5 m/s, 1 m/s 以下の場合は長さで示している)



第9図 東西鉛直断面図 (A-A)

る。一方、増毛山地から札幌、積丹半島付近にかけての石狩湾沿岸では、それぞれ石狩湾に吹き込むような風向となり、石狩湾北東部に低気圧性の循環が現れる。

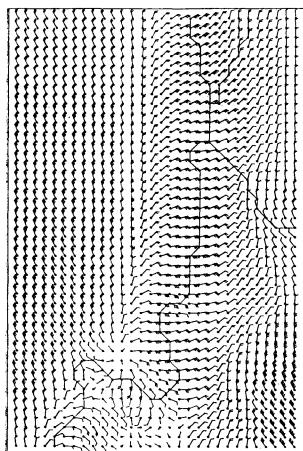
この時の風の強い収束域、及び気圧の偏差は第8図のようになる。樺太から石狩湾、岩内沖にの 10^{-4} のオーダーの収束域がある。特に、石狩湾の中部には低気圧性循環に対応した強い収束域がある。気圧の偏差を見ると、樺太から石狩湾にかけての北海道西岸が南北に伸びる低圧部になる。一方、北海道の内陸部と羊蹄山麓付近は高圧部になり、気圧傾度は海岸線で大きく、西岸沖と内陸部の気圧の差は $3 \sim 4 \text{ mb}$ となっている。

第9図は低気圧性循環の中心を通る東西方向の鉛直断面 (A-A) である。北海道の内陸から海外線にかけて

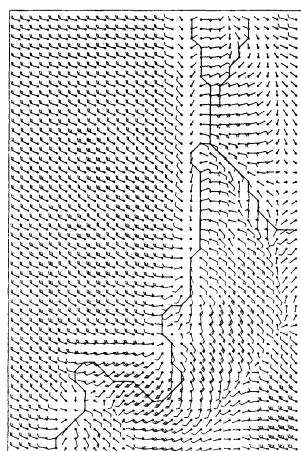
高さ約 500 m までのE風と海上のW風が収束して上昇流が生じている。一方、内陸では下降流となっており、東西断面内に高さ約 2500 m に及ぶ鉛直循環を形成している。

4.2 観測例との比較

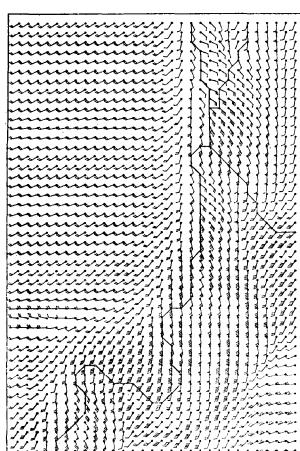
Case I の風のパターン (第7図) と流線図 (第2図下) とを比べると、樺太、海上では観測データがないので比較することは出来ないが、稚内から積丹半島にかけての海岸線の風向は、よく一致している。また、気圧配置を比較すると (第8図、第2図上)、両方とも旭川周辺と日本海が高圧部で、その間に挟まれた稚内から石狩



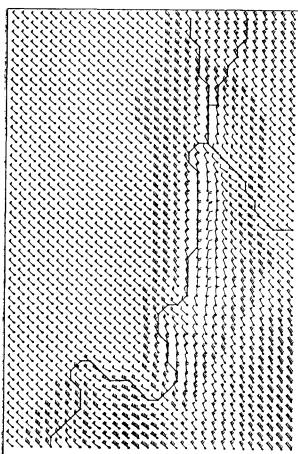
第10図



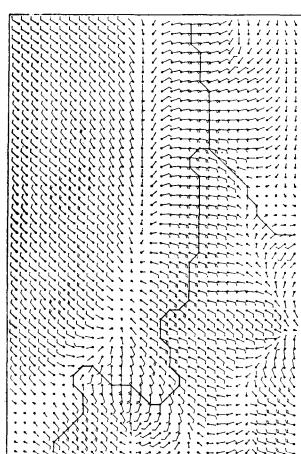
第11図



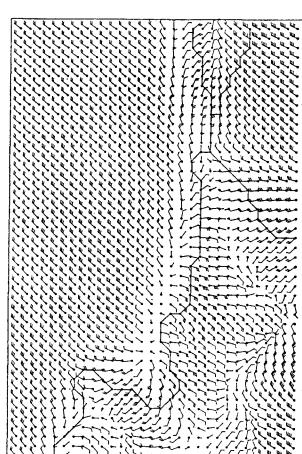
第12図



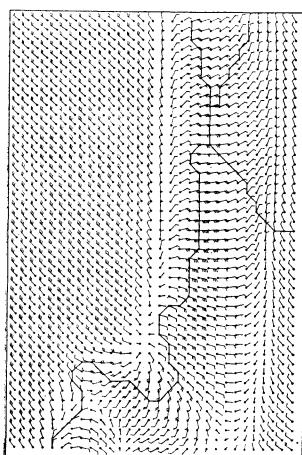
第13図



第14図



第15図



第16図

- 第10図 Case II (N, 10 m/s) (他は第7図と同じ)
 第11図 Case III (NW, 10 m/s) (他は第7図と同じ)
 第12図 Case IV (W, 10 m/s) (他は第7図と同じ)
 第13図 Case V (NNW, 20 m/s) (他は第7図と同じ)
 第14図 Case VI (NNW, 5 m/s) (他は第7図と同じ)
 第15図 Case VII (NNW, 10 m/s, 流氷なし) (他は第7図と同じ)
 第16図 Case VIII (NNW, 10 m/s, 山なし) (他は第7図と同じ)

湾にかけての西岸沖が低圧部になっている。西岸沖と内陸部の気圧差は若干の違いはあるが、そのオーダーはほぼ同じである。局地天気図では、石狩湾上に小低気圧を解析しているが、実験結果では石狩湾は低圧部の南端に位置し、明確な円形の小低気圧は生じなかったものの、最も強い収束域（第8図）は石狩湾中部にあり、ここでの風系は低気圧性循環をしている。これは石狩湾が、ほぼ三方を陸地に囲まれその陸から吹き出す風と、残りの一方から入り込むNWの季節風が合流するためである。樺太から留萌沖にかけてのEよりの陸風と、NWの季節風が合流する場合より、強い収束が生じる。

4.3 風向による変化

Case II～IVでは一般風をN 10 m/s, NW 10 m/s, W 10 m/sと変化させた。

Nの場合（第10図）、樺太から留萌にかけての海岸線のE風が強くなり、収束帯の位置は海岸線から60～70 km沖に遠ざかる。小低気圧の位置も石狩湾西部に変わる。

NWの場合（第11図）、収束帯や小低気圧の位置が海岸線に接近する。また、小低気圧は石狩湾の他にも岩内沖にも現れる。北海道内陸部の風は、一般風がNの時はNE風系であったが、NWの時はSE系の風になる。

Wの場合（第12図）、海上ではWSWの風、北海道の内陸では強いS風となり、北海道北部から樺太にかけてはSE風系となる。このため、羽幌付近から樺太にかけては収束帯が現れるが、石狩湾上には小低気圧は現れない。

以上、風向がNNWの場合に見られた収束帯、小低気圧はCase II, IIIの場合には生じる。Case IVの場合には北部で収束帯は現れるが、石狩湾上には小低気圧は現れない。

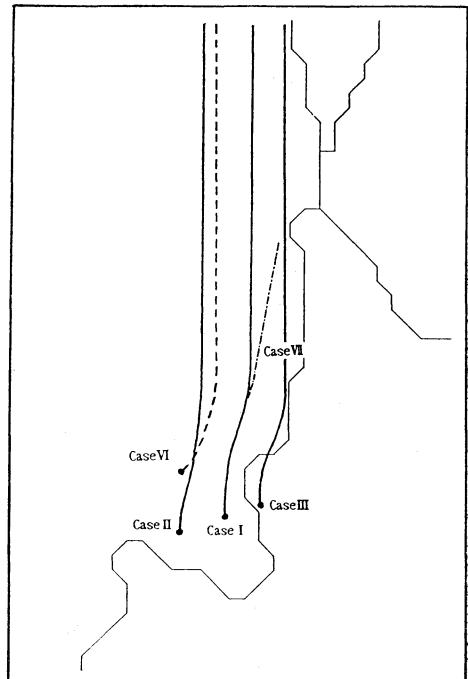
4.4 風速による変化

Case V, VIでは、一般風をNNW 20 m/s（冬型が強まった場合）、NNW 5 m/s（冬型が弱まった場合）と風速を変化させた。

Case Vの場合（第13図）、海岸線で風速が若干弱くなり、風向がNよりになる他は、海上及び陸上では強いNWの風となる。北海道西岸沖及び石狩湾には、収束帯や小低気圧は生じない。

Case VIの場合（第14図）、Case I（NNW 10 m/s）に比べ収束帯の位置は沖合いに遠ざかり、小低気圧の中心の位置も石狩湾の北部に移る。

4.5 流氷無しの場合



第17図 風向・風速別による収束帯・小低気圧の位置

Case VIIでは、オホーツク海に流氷が無い場合を行ない、流氷の熱的効果を調べた（第15図）。

図を見ると、北海道内陸部や日本海海上での風系はCase Iとほぼ同じである。オホーツク海側では、内陸からオホーツク海へ向かう風が吹いており、樺太西部やオホーツク海では、NWの風が吹いている。このため、宗谷海峡ではCase Iの時にはEよりの風が吹いていたが、この場合にはNよりの風になっており、そこに明瞭な収束帯は見られない。羽幌沖から石狩湾にかけてはCase Iと同様な収束帯、小低気圧が現われる。つまり、流氷の有無は北海道北部を除いて余り影響はない。

4.6 山無しの場合

山岳地形を取り除き、北海道を平らな地形にした場合を行なった（第16図）。

Case Iと比べると、海上や北海道西岸の風系はほぼ同様になる。内陸の風はCase Iのように地形に対応した風ではなく、内陸から一様に海岸線に向かって吹いている。従って収束帯、小低気圧の中心の位置もCase Iとほぼ同じである。

5. 考 察

この実験では収束帶、小低気圧の形成に一般風の風向や風速がどの様な影響を与えるかを簡単に示すことが出来た。第17図は一般風の風向・風速を変えた場合に出来る収束帶・小低気圧の位置を示したものである。収束帶の位置は一般風のW成分が強まると西岸に接近する。同じ風向の場合には、風速がある程度以上になると収束帶は生じなくなる。また、一般風の風向がWになると収束帶は生じない。以上のことから、収束帶や小低気圧は一般風の風速がある程度弱まつた時、つまり、冬型の気圧配置が弱まつた時に、一般風の風向がNからNWの場合に発生する。これは長谷川等(1949)が示した、小低気圧は季節風末期の気圧傾度が緩んだときに発生するということと一致する。

永田、猪川(1988)は収束雲の形成について、流氷や陸地の熱的性質の及ぼす効果が最も重要で、地形の効果はほとんど見られないとした。この実験からは、流氷の効果は羽幌以北の風系に現れるが、羽幌以南への影響はほとんど見られず、羽幌沖から石狩湾にかけて生じる収束帶の形成には、流氷の有無は関係なく、陸地と海水面の温度差による効果(強い気圧傾度力が生じる)が大きいと考えられる。

また、山の有無による結果を比較すると、積丹付近の風系は風速に若干の差がみられる他は、Case I とほぼ同じ結果になり、山岳地形による効果は永田、猪川(1988)と同様に収束帶の形成にほとんど影響がない。

6. まとめ

冬季、北海道西岸に出来る収束帶の数値実験を行い次のようなことが明らかになった。

(1) 一般風を NNW 10 m/s とした時、北海道西岸には南北に伸びた収束帶がシミュレートされた。また西岸沖は低圧部になっており、内陸部との気圧差は 3 ~ 4 mb で観測事実とほぼ一致している。

(2) 収束帶は一般風が N ~ NW の弱い時に生じ、一般風が強くなると陸風はかき消され収束帶は生じない。また、収束帶の位置は一般風の風向・風速に依存する。

(3) 北海道の内陸から高さ 4 ~ 500 m 位まで E 風が吹いており、海上の W 風とぶつかった所で上昇流が生じている。また、内陸では下降流となっている。

(4) 流氷の有無による違いは、流氷域及び地表面温度

の取り扱いや計算領域が十分とはいえないが、この実験では、流氷が無い場合には羽幌以北の収束帶の位置が流氷のある場合に比べ東に寄つたが、羽幌以南では両者の差はほとんど見られなかった。

(5) 内陸の山を取り除いた場合は、海岸線の風系にはほとんど影響がない。つまり、収束帶、低気圧の発生には山による影響よりも熱的効果が大きいと考えられる。

この数値実験で用いたモデルは、ドライモデルであり、高度が 3000 m 程度の大気を扱っている。このため、潜熱解放の効果や上層大気の影響を考慮することは出来ない。また、アジア大陸や流氷の効果をより正確に取り入れるために、計算領域を広げたり、流氷域及び地表面の温度変化を厳密に計算する必要がある。これらの扱いについては今後の課題としたい。

参考文献

- 遠藤辰雄、小西啓之、1986：1983年2月26、27日の大雪をもたらした擾乱の解析、昭和57-59年度北大特定研究経費研究成果報告書、43-53。
- 岡林俊雄、1967：気象衛星から見た小低と雪雲について、北部管区気象研究会誌、48-51。
- 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。
- 岡林俊雄、1972：気象衛星から見た雪雲と降雪についての研究への利用、気象研究ノート 113, 74-106。
- 気象研究所、1984：局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究、気象研究所技術報告第 11 号、217-296。
- 斎藤 実、陳岡富二郎、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 15, 42-50。
- 杉中誠一、1964：北海道西海岸の小低気圧と局地的豪雪、天気 11, 183-188。
- 長谷川徳太郎、1949：北海道西海岸に発生する副低気圧について、研究時報 1, 207-211。
- 永田 雅、猪川元興、1988：日本海上の収束雲の数値実験、天気 35, 151-155。
- 村松照男、1976：石狩湾小低気圧による大雪、札幌気象100年記念論文集、31-49。
- Y. Kikuchi, S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki and Y. Nagano, 1981: Numerical Study on the Effects of mountains on the Land and Sea Breeze Circulation in the Kanto District, J. Meteor. Soc. Japan 59, 723-737.