



Title	冬期北海道西岸に発生する帯状収束雲の研究（Ⅰ）
Author(s)	小林, 文明; KOBAYASHI, Fumiaki; 菊地, 勝弘 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 49, 341-357
Issue Date	1987-03-30
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.49.341">https://doi.org/10.14943/gbhu.49.341</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14181">https://hdl.handle.net/2115/14181</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	49_p341-357.pdf



## 冬期北海道西岸に発生する帯状収束雲の研究( I )

小林 文明・菊地 勝 弘

北海道大学理学部地球物理学教室

元木 敏 博

気象庁気象衛星センター

( 昭和 61 年 11 月 25 日受理 )

## Studies on the Convergence Band Clouds Formed in the Mid-Winter Seasons on the West Coast of Hokkaido Island, Japan ( I )

By Fumiaki KOBAYASHI and Katsuhiko KIKUCHI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

Toshihiro MOTOKI

Meteorological Satellite Center, Japan Meteorological Agency

( Received November 25, 1986 )

It is generally well known that cloud bands and cloud streaks are formed and develop over the Japan Sea under the conditions of northwesterly monsoon wind directions when the typical west-high east-low pressure patterns are formed and continue over the Japan Islands. While still larger band clouds, which are 200 to 300 km in length and several tens of kms in width are formed over the Japan Sea. The more larger band clouds are called the Convergence Band Clouds (hereafter referred to as CBCs), one of such CBCs is formed along the west coast of Hokkaido Island. While another is formed on the west side of the Noto Peninsula, Ishikawa Prefecture. It is also known that the landing areas of the CBCs are subjected to the local heavy snowfalls. A number of analyses regarding the CBCs were carried out mainly from a synoptic points of view till the present. However, many questions regarding such points as formation and disappearance processes, and the time and space relationship between the CBCs and "small cyclones over the Ishikari Bay" remain unsolved.

In this paper, we describe the time changes of CBCs mainly using the GMS cloud pictures and the black body temperature of cloud top ( $T_{BB}$ ) data which were obtained every 3 hours. As a result, significant features of CBCs in meso-scale were clarified from two case studies. After the passage of cyclones around Hokkaido Island, we confirmed meso-scale disturbances which were curved in a cloud shape on the west side of the Soya Strait. The curved cloud shapes are regarded as an early stage of the CBCs. These cloud tops (up to 5 km) were higher than that of normal cloud bands (2 to 3 km). Afterwards, the CBCs as one system seemed to extend southwards, in fact, the center of low  $T_{BB}$  in the CBC systems where it was assumed that the most active convective region in the systems moved southwards with time. At these moments, a shear line between the northwesterly wind from the Littoral Province of Siberia and the northeasterly wind from the inland of Hokkaido was formed by the movement of the southern edge of the CBCs. In the weather stations located along the west coast of Hokkaido, a pressure jump, wind surge, and temperature drop were recorded with the passage of the shear line. It was readily assumed therefore that the abrupt changes of these meteorological parameters were caused by the intense downdraft with graupel particles in the part of the leading edge of CBCs. The lifetimes of CBCs were more than 24 hours in these cases. Thus, it was suggested that

there were two different stages in the lifetime of CBCs. In the first stage, the CBCs behaved as meso-low, and in the second stage, the CBCs were considered to be maintained by cold flow from the meso-high formed on the inland of Hokkaido or by the preservation of the wind circulation in the west side of Hokkaido.

## I. はじめに

冬期、北海道西方の日本海上には季節風に伴う筋状雲が発生するが、これとは別にサハラ西岸から南北にわたって形成されるバンド状の雲は帯状収束雲と呼ばれ、北海道に上陸すればその地域に局地的な豪雪をもたらすことで知られている。

この帯状収束雲は、いわゆる石狩湾小低気圧などと密接に関連しこれまでもさまざま議論されてきた。斎藤等 (1968) はレーダー観測から、主低気圧後面の強い循環内の暖湿気の流れの場が収束帯を形成するとした。その後気象衛星の画像が手に入るようになると、間宮海峡から南へのびる比較的太い1本のバンド状の雲が目ざされ、岡林・里見 (1971) はこれを帯状収束雲と呼びその成因を次のように考えた。すなわち沿海州や北海道の陸地との相対的溫度差から日本海がサーマルロウになり、この谷に向い西側で北西風、東側で北東風が吹き帯状収束雲が形成され先端に小低気圧が解析され大雪をもたらすと論じた。また村松 (1971, 1975) は、北海道西岸の小低気圧による大雪の構造別分類を行い、明瞭な循環を伴う場合と単に低圧部として存在する二つのタイプに分けられることを示した。

このように、これまでの研究では総観スケールの解析や札幌におけるレーダー観測が主であったため、帯状収束雲の発生や消滅過程あるいは小低気圧との時間的空間的關係など不明な点が現在も多く残されている。この論文では、幅数 10 km, 長さ 200~300 km, タイムスケールで1日からそれ以上という帯状収束雲のメソスケールの解析を行い、その時間変化を明らかにすることを目的としている。

尚、岡林・里見 (1971) に準じて便宜上帯状収束雲と呼んでいるが、この論文では略して単に収束雲と言うことにする。

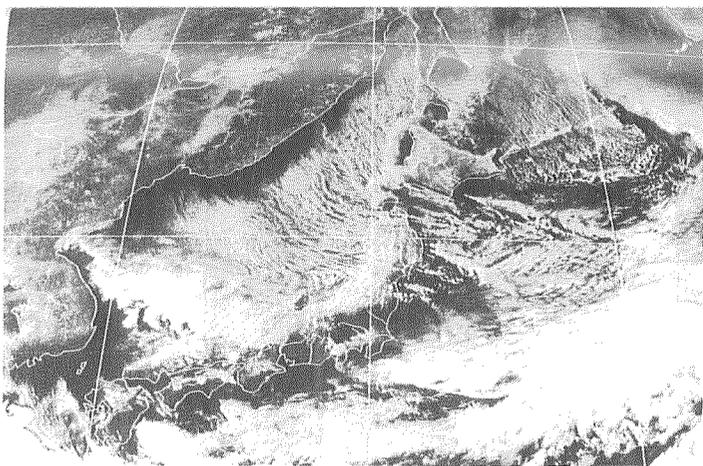
## II. 帯状収束雲の一般的性質

収束雲は、総観的には主低気圧通過後から季節風末期に発生することが知られている (村松 (1971))。しかしながら、その形状については明確な定義はされていない。また実際に Fig. 1 に示した 4 例の衛星画像を見ても、さまざまな形態があることがわかる。一般的には、間宮海峡あるいはサハラ西岸から南へのびた組織化された1本の雲バンドで、今回の解析ではこれを収束雲の形状の必要条件とした。

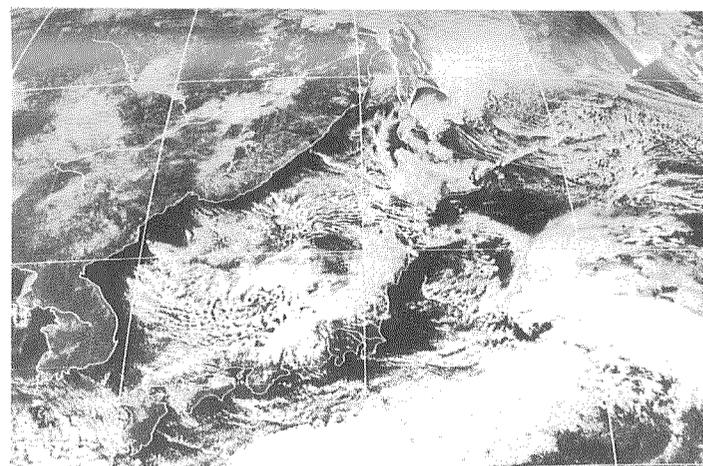
収束雲の東側すなわち北海道には雲は存在せず、そこでは北東風が卓越していることも報告されており (村松 (1971), 岡林 (1972)), 降雪域は収束雲の南端が上陸した所に集中しそこでは局地的な豪雪に見舞われることが多い。しかし、南端の位置は留萌であったり、積丹半島あるいは石狩平野に侵入したりして各々の例で異なるし、収束雲の西側に存在する筋状雲の発達の様子も異なる。また、オホーツク海上の主低気圧の循環がはっきりしている場合とそうでない場合とがある。

この論文では北海道西岸の収束雲を対象としているが、能登半島沖の日本海上にもはっきりとした雲バンドが存在することがあり (内田 (1979)), 同様に帯状収束雲と呼ばれている。この収束帯は風上側の山岳がトリガーとなり発生することが八木等 (1986) により指摘されている。

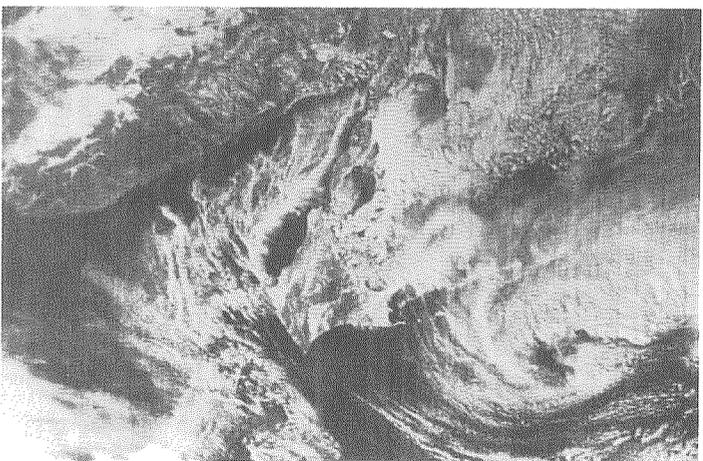
データは 1980 年から 84 年の 5 年間における典型的な収束雲 20 例について、主として GMS 画像を基にして検討した。その中で、極めて特徴的な 2 例について解析を行った。解析に当っては、GMS と合わせて NOAA の画像も使い、この 2 例については気象衛星センターでプリントアウトされた  $T_{BB}$  (Black Body Temperature) データ (東西方向約 4 km, 南北方向約 8 km の格子内の平均値) も用いた。その他、AMeDAS データ、気象台、測候所の自記紙、3 時間毎の地上天気図および高層データも使用した。



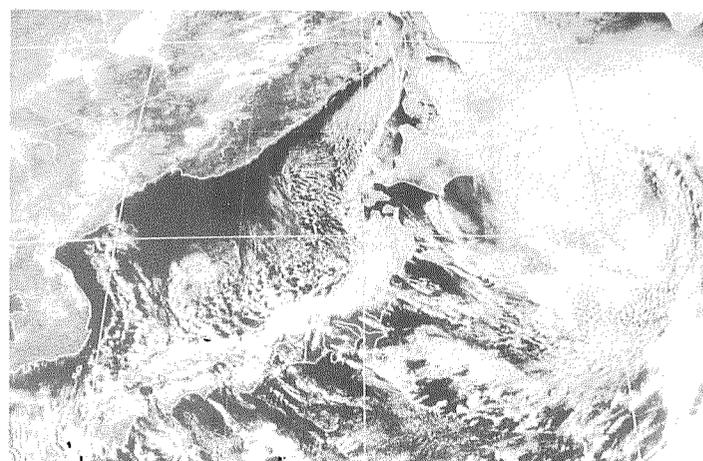
( a )



( c )

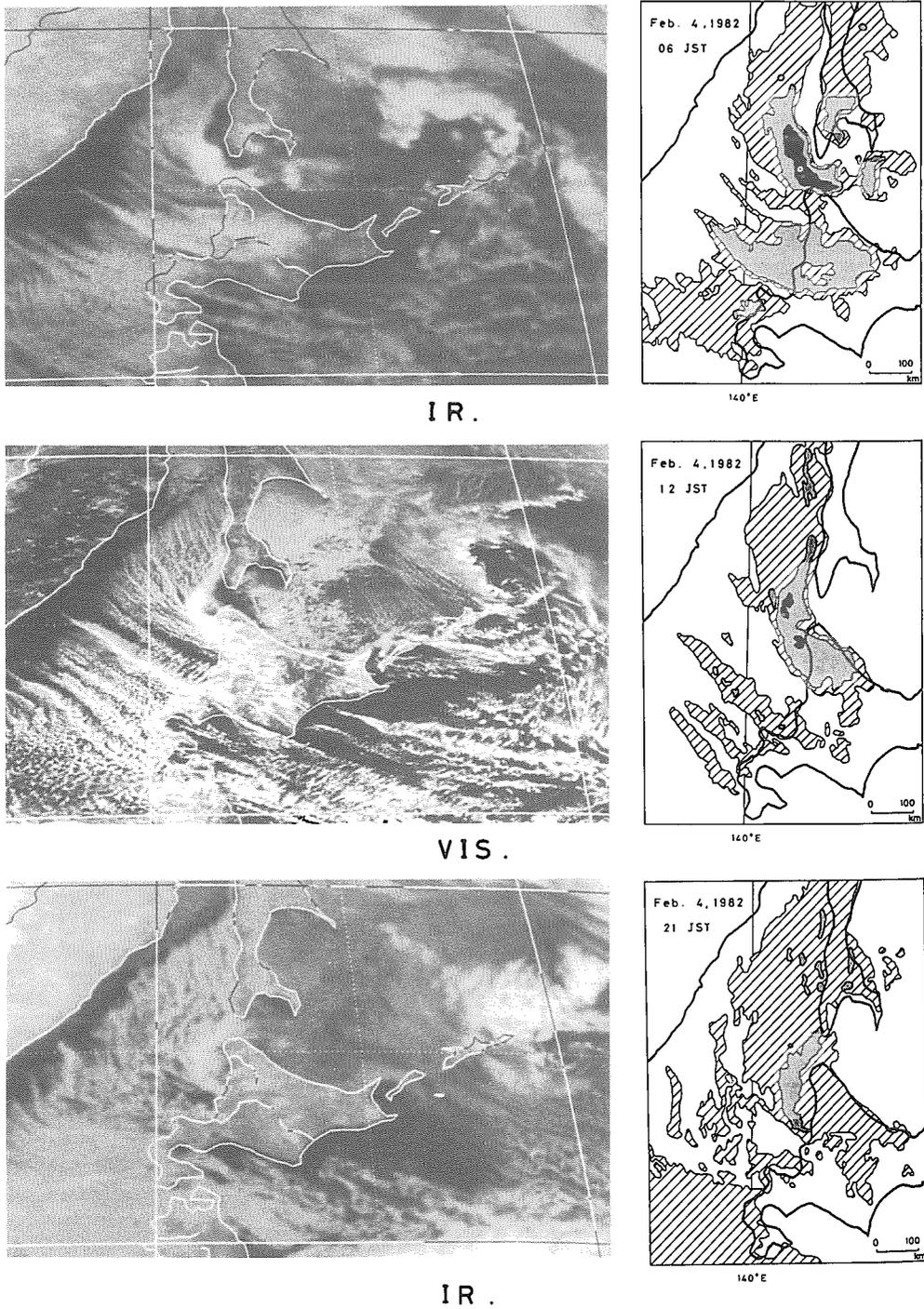


( b )

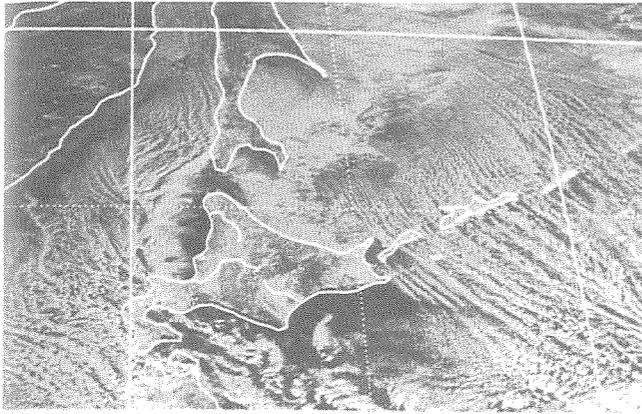


( d )

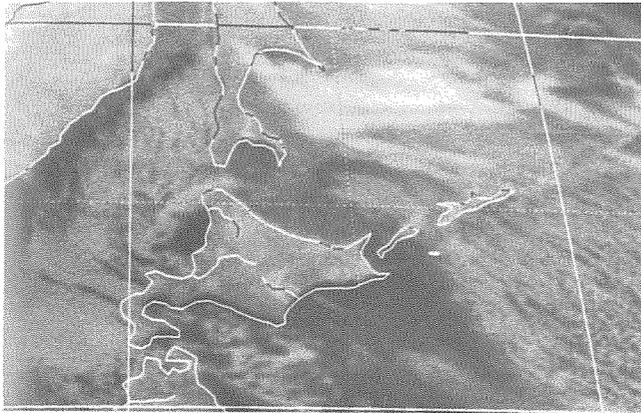
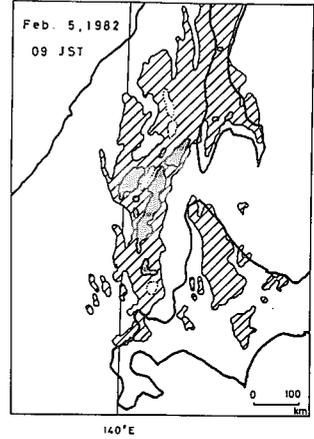
**Fig. 1.** Meteorological satellite visible images of several types of the Convergence Band Clouds (CBCs) : (a) GMS image at 12 JST Jan. 25, 1981. (b) NOAA-7 image at 1320 JST Feb. 16, 1983. (c) GMS image at 12 JST Feb. 15, 1980. (d) GMS image at 12 JST Mar. 14, 1983.



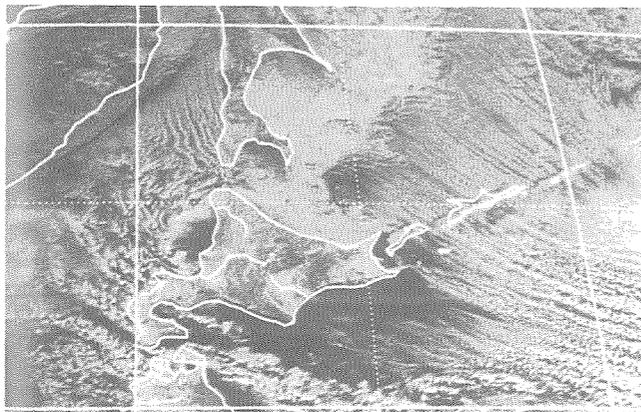
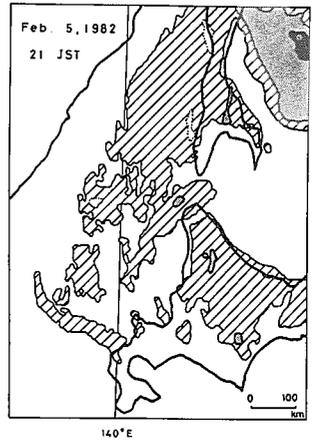
**Fig. 2.** Sequential displays of GMS images and  $T_{BB}$  distributions from 06 JST Feb. 4 through 09 JST Feb. 6, 1982, showing the formation of CBC system to the west coast of Hokkaido. Areas of  $T_{BB} < -22$ ,  $-30$ , and  $-40^{\circ}\text{C}$  are shown by hatched, stippled and solid, respectively.



VIS .



IR .



VIS .

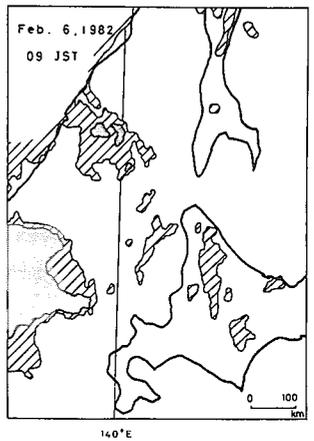


Fig. 2. ( Continued )

## III. メソ・スケールの特徴

## 1. 1982年2月5日の例

Fig. 2 に約 2 日間にわたる GMS 画像と  $T_{BB}$  の時間変化を示した。2 月 5 日 09 時のような典型的な収束雲もさかのぼっていくと 4 日 06 時の形状から変化したことがわかる。すなわち、サハリン南岸から宗谷海峡の西にかけて輝度の高いわん曲した雲が認められ、分解能の良い 12 時の可視画像には稚内の北西のわん曲した部分に更に小さな低気圧性循環を示すような雲が存在していた。その後収束雲の南端の位置は変化して、5 日 09 時には積丹半島にまで達しその幅は 100 km を越えていた。 $T_{BB}$  解析から、収束雲に相当する雲が初期の段階から  $-40^{\circ}\text{C}$  以下と非常に雲頂が高いことがわかり、また  $-30^{\circ}\text{C}$  以下の領域に注目すると写真で見られる収束雲の形状と良く対応している。4 日 21 時以降北海道の内陸に存在する  $-22^{\circ}\text{C}$  以下の領域は放射冷却による地面を表わしていると考えられる。また 6 日 09 時の  $140^{\circ}\text{E}$  以西の雲は上層の雲で、以後の解析は難しくなった。

総観的には、3 日の日中北海道を通過した低気圧が Fig. 3 に示されるように北緯  $45^{\circ}$ 、東経  $150^{\circ}$  付近に停滞し、996 mb まで発達した。この主低気圧は 5 日 12 時に天気図上から消滅しているが、この期間気圧配置は準定常的であった。またこの時刻には、北海道西岸にいわゆる小低気圧が解析されており、北海道北部に位置する 700 mb で  $-33^{\circ}\text{C}$  という寒気を中心の接近に伴って発生したと推測できる。

一般に筋状雲の雲頂高度は 2~3 km 程度であるが、収束雲はそれに比べて高いことが想像できる。稚内上空に  $-40^{\circ}\text{C}$  以下の部分が存在していた 4 日 06 時 (Fig. 2) についてゾンデの記録と対応させたところ、雲頂高度は約 5 km (550 mb) と推定された。両者の違いを明確にするために、Fig. 4 のような各緯度 ( $50^{\circ}$ ,  $47^{\circ}$ ,  $45^{\circ}$ ,  $43^{\circ}\text{N}$ ) における  $T_{BB}$  の東西断面図を調べてみると、サハリン西岸から収束雲の存在がはっきりする。同様に稚内のゾンデの記録から推定すると、筋状雲は約 2 km なのに対し収束雲の

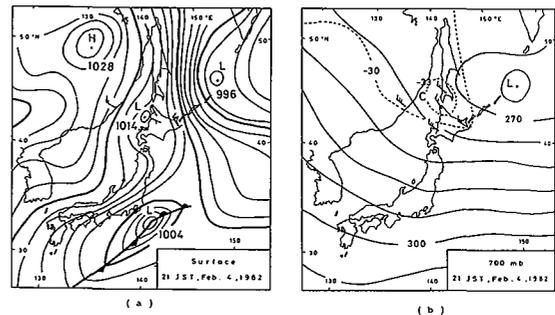


Fig. 3. Synoptic weather charts. (a) Surface at 21 JST Feb. 4, 1982. (b) 700 mb at 21 JST Feb. 4, 1982.

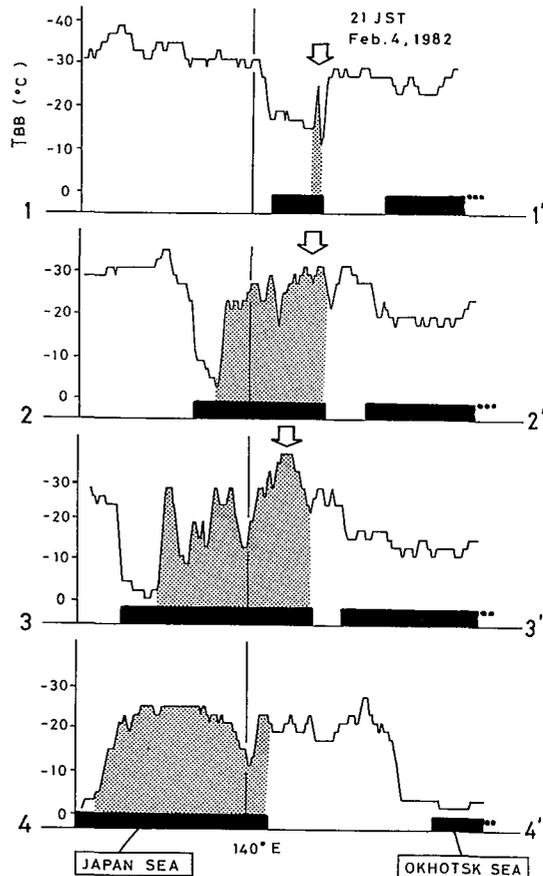


Fig. 4. East and west cross sections of  $T_{BB}$  in each latitude of  $50^{\circ}$ ,  $47^{\circ}$ ,  $45^{\circ}$ ,  $43^{\circ}\text{N}$  at 21 JST Feb. 4, 1982. Stippled areas and double arrows denote cloud regions and the position of CBCs, respectively.

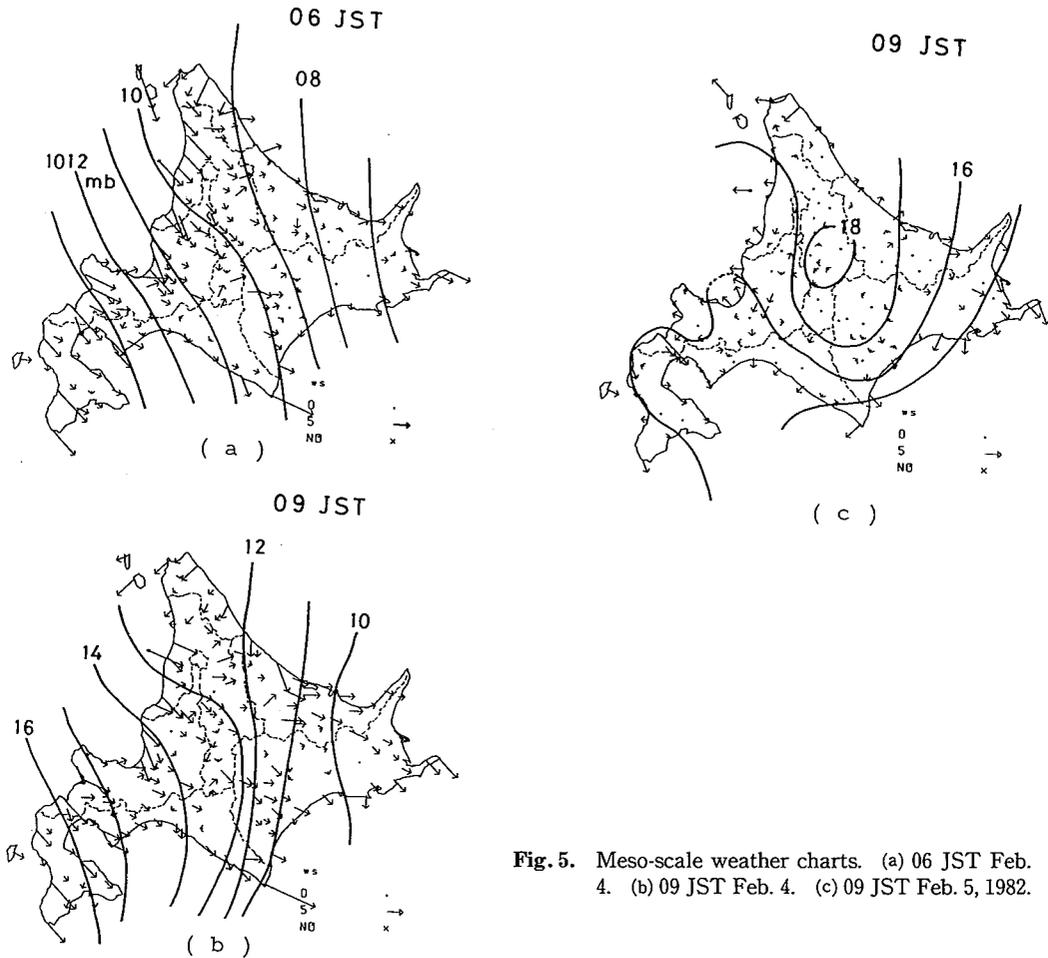


Fig. 5. Meso-scale weather charts. (a) 06 JST Feb. 4. (b) 09 JST Feb. 4. (c) 09 JST Feb. 5, 1982.

雲頂高度は 3.5 km 程度とより違いが明確になる。しかしこの時刻には、収束雲はまだ 43° N には達していなかった。

このような収束雲の時間変化に伴って、地上の気象要素にも組織的な変化が見られた (Fig. 5)。低気圧の通過後、日本海側は一様に北西風が強くなり等圧線の間隔も狭くなっていたが、GMS 画像と対応して 4 日 05 時から稚内付近に北東風が見られ、収束雲の変化に伴いその領域もさらに広がって南下し、等圧線の間隔も多少ゆるんできていることがわかる。この時、海岸線付近では強い北西風とこの北東風との間にシアラインが存在していたことが確認できる。後で詳しく述べるが、このような変化は収束雲の動きと良く対応しており、その後 4 日の夜から全体に風速は弱まり 5 日の午前中には海上へ吹き出す発散場となり内陸には高圧部が形成され、収束雲が南北に顕在化した時期と時間的に一致した。

## 2. 1983 年 2 月 26 日の例

1983 年 2 月 26 日から 27 日にかけて石狩平野は近年にない豪雪に見舞われた。この石狩平野の降雪に関する詳しい解析は遠藤・小西 (1986) によってなされているが、収束雲という観点から扱っていない。

Fig. 6 は 2 月 25 日 15 時からの雲の変化であり、前例と比較してみても非常に強い擾乱であったことがわかる。宗谷海峡西方で循環を伴ったわん曲した雲 (25 日 15 時) が -40°C 以下の最も温度の低い領域を増大させながら南下し、26 日 09 時には石狩湾にその中心が停滞して大雪をもたらした。収束雲の形状がはっ

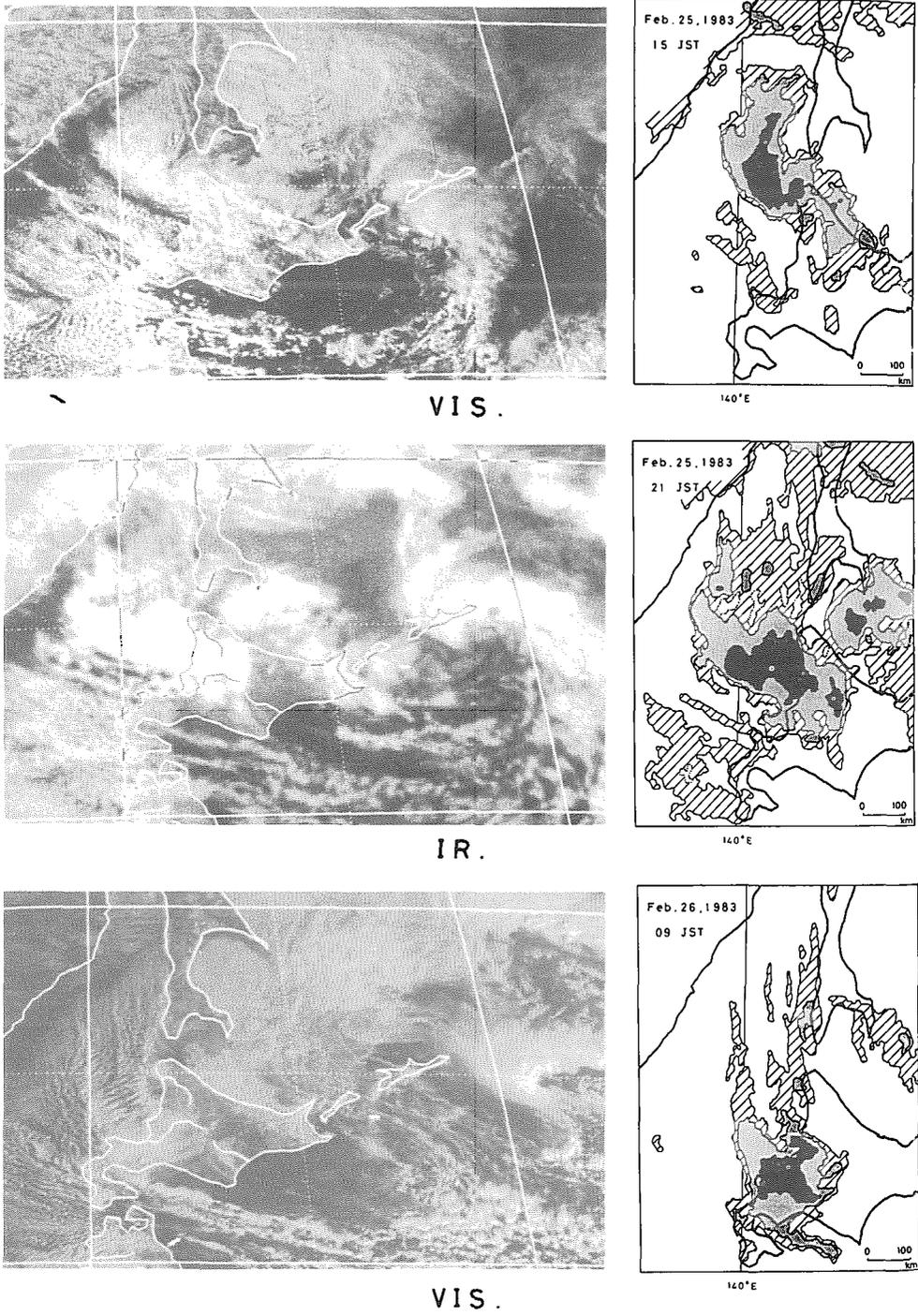
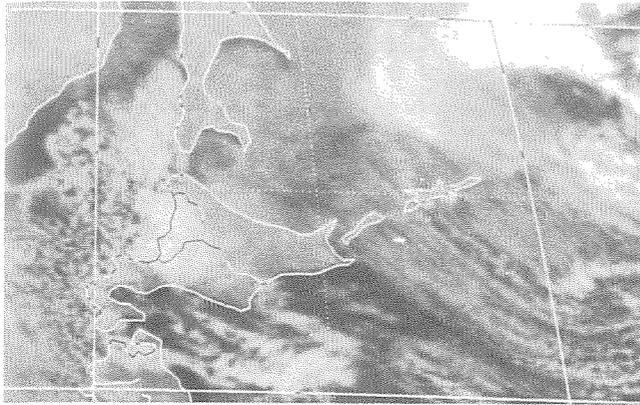
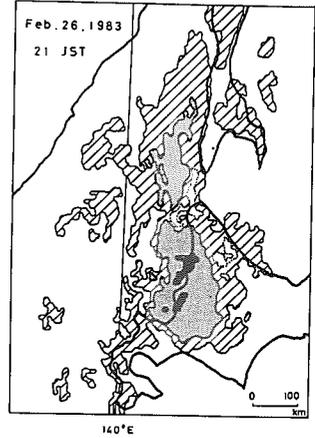


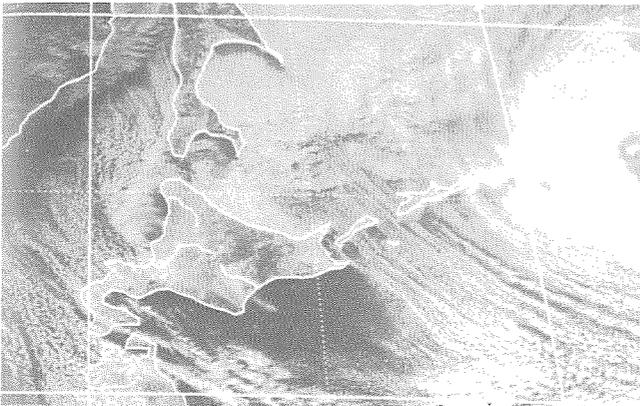
Fig. 6. Same as Fig. 2 except for from 15 JST Feb. 25 through 21 JST Feb. 27, 1983.



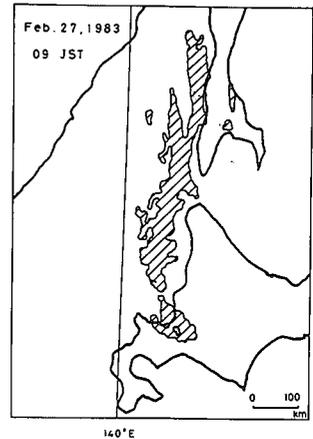
IR .



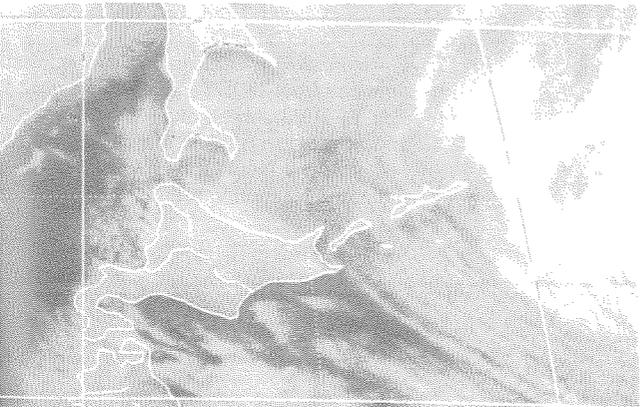
140°E



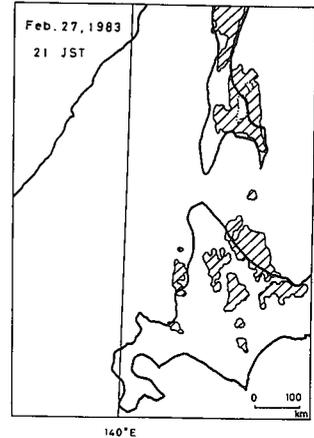
VIS .



140°E



IR .



140°E

Fig. 6. ( Continued )

きりしたのは27日になってからであるが、擾乱の移動に伴って間宮海峡からすでに収束雲は形成されつつあり、これらの変化を一連のものとして捉えることができる。27日21時には $-22^{\circ}\text{C}$ 以下の雲はほとんど消えているが、画像から北海道西岸に雲頂の低い雲がまだ存在していたことがわかる。

Fig. 7に示されるような3時間毎の降水量の変化は、雲の移動と対応しており、降雪域は雲の停滞した石狩平野に集中している。また積丹半島と胆振の南西斜面に強い降雪があり、これらは季節風卓越時とは異なったパターンを表わしている。

地上天気図を追っていくと、この一連の擾乱は前線を伴った低気圧の通過直後からの変化であり、26日06時には前例と同じような気圧配置をとっており (Fig. 8), その後この主低気圧はゆっくり北東進した。また同様に、擾乱の発生時には大陸から $-30^{\circ}\text{C}$ の寒気の接近が認められ、北海道は2日間以上もこの寒気に覆われた。

Fig. 9に示されるように、局地天気図および風系も収束雲の形成に伴い変化した。すなわち、25日には西岸で北東風と北西風のシアラインがはっきりしていたものが翌日の09時には、西岸は低圧帯になって風速も弱まり、15時には逆に内陸に高圧部が解析された。このように今回の2例では、内陸高気圧からの吹き出しは収束雲が南北に形成されてから卓越し、時間的に見て内陸高気圧は収束雲の発生をうながすのではなく、維持する役割を果していると考えられる。

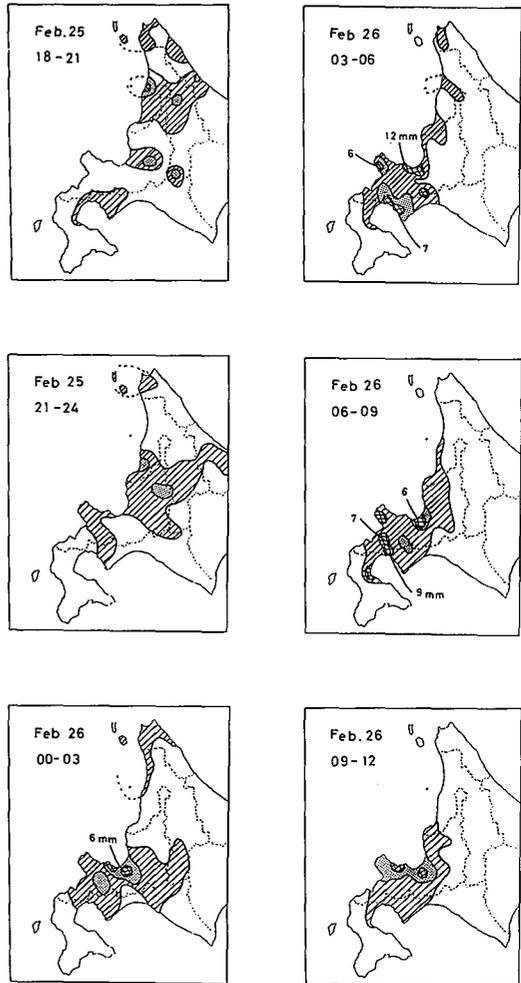


Fig. 7. Horizontal distributions of 3hr precipitation amounts from 18 JST Feb. 25 through 12 JST Feb. 26, 1983. Areas of precipitation of <2, 4, and >5 mm are hatched, stippled and meshed, respectively. Heavy precipitation areas are indicated by each value.

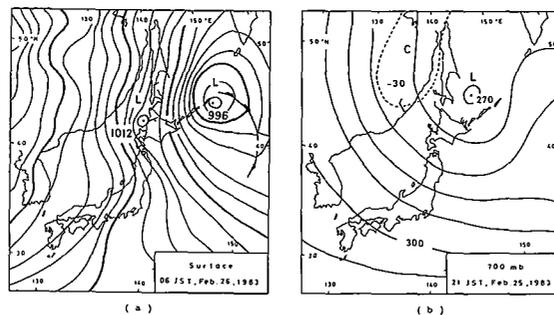


Fig. 8. Synoptic weather charts. (a) Surface at 06 JST Feb. 26, 1983. (b) 700 mb at 21 JST Feb. 25, 1983.

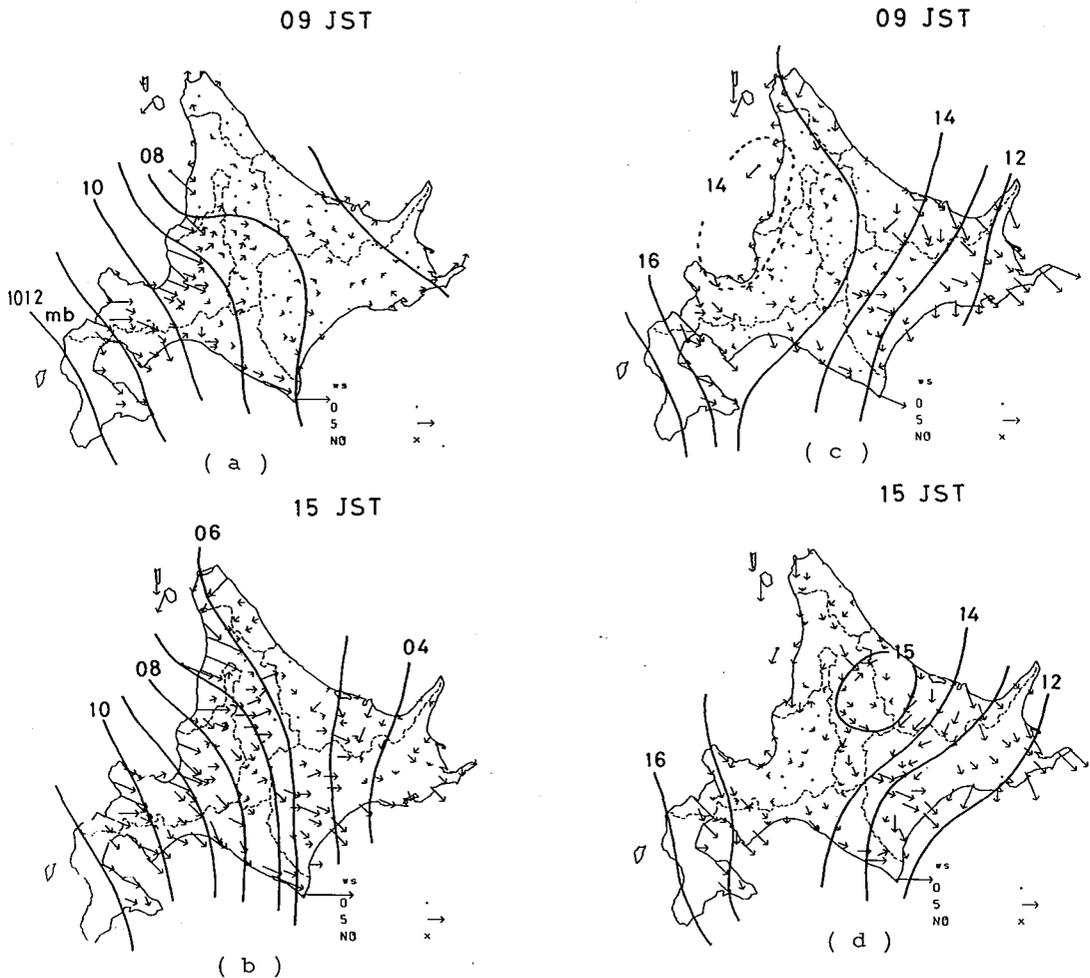


Fig. 9. Meso-scale weather charts. (a) 09 JST Feb. 25. (b) 15 JST Feb. 25. (c) 09 JST Feb. 26. (d) 15 JST Feb. 26, 1983.

### 3. 帯状収束雲の形成過程

収束雲がどのようにして発生し、形成されていくかは、最も興味のある問題である。そこで、この過程をさらに詳しく見てみることにする。これまで述べてきた2例について  $T_{BB}$  の初期の変化を見ると (Fig. 10, Fig. 11), 両者に共通の特徴的変化が認められる。すなわち  $-40^{\circ}\text{C}$  以下の低温領域に注目すると、1982年2月4日06時、1983年2月25日15時にその面積が急激に増大し、同時に  $-30^{\circ}\text{C}$  以下の領域で特徴づけられる形状も宗谷海峡の西方でわん曲し、はっきりと組織化されたことがわかる。このような顕著な変化から収束雲の発生を認めることができる。

前節で指摘したように、この  $T_{BB}$  の変化に伴って地上でも風向が北西から北東に変った。この東風の性質を、変化前後の稚内のホドグラフからみると、Fig. 12 に示されるように09時ではほぼ全層にわたって西風だったものが15時には下層850 mbまで北東あるいは北風が卓越し、この北東風は約1 kmの厚みをもった下層の風であることがわかる。また700 mbまで風速は次第に弱まりながら逆転し、それより上層では一般風である西風になり、このことは松本・二宮 (1969) が降雪に伴う中規模擾乱について述べた混合層の発達、下層収束上層発散の場をよく表わしていると言える。

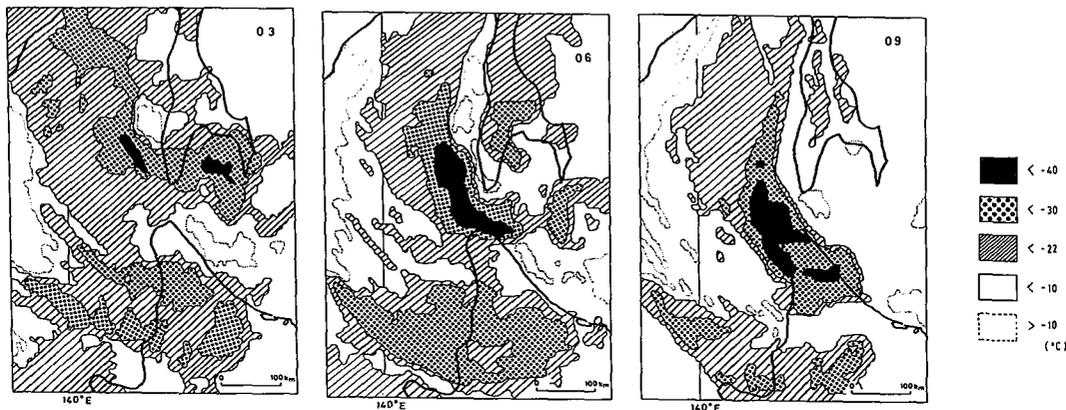


Fig. 10.  $T_{BB}$  distributions from 03 JST through 09 JST Feb. 4, 1982.

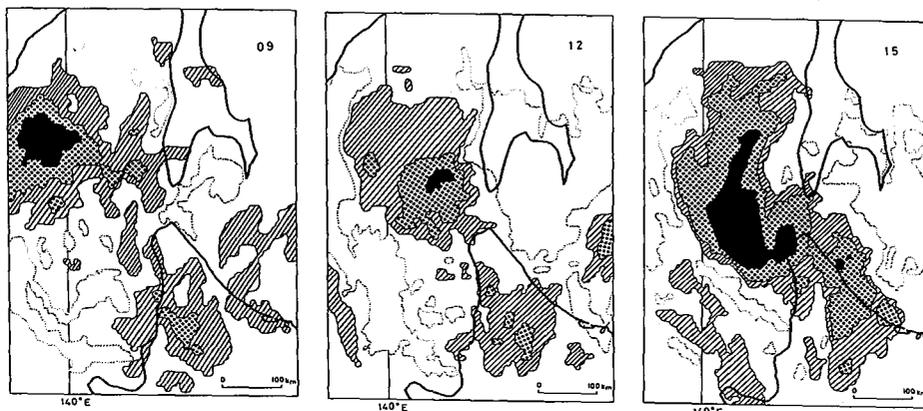


Fig. 11. Same as Fig. 10 except for from 09 JST through 15 JST Feb. 25, 1983.

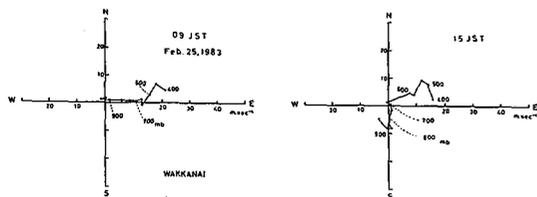


Fig. 12. Hodographs at Wakkanai before (09 JST) and after (15 JST Feb. 25, 1983) the CBCs outbreak.

収束雲がこのように  $T_{BB}$  で特徴づけられることに着目して、ひとつのシステムとしての変動を考えてみた。Fig. 13 は各々最も雲頂温度の低い領域の重心の位置の時間変化であり、これは雲頂温度の低い所が雲頂高度も高く、対流活動が最も盛んであると考えられるので、したがって擾乱の中心と見なすことができる。図から明らかなように多少変化しながらも両者とも一様な南下傾向を示している。しかし 1982 年の

例では南下するに当たって  $-45^{\circ}\text{C}$  から  $-33^{\circ}\text{C}$  と温度が上昇しているのに対し、1983 年の例では逆に石狩湾に達するまで雲頂温度は下降し発達しながら南下したという違いが認められた。これらの相違の直接的原因はまだよくわかっていないが、重要なことは収束雲の形成される際に最も活発な所が一定の場所に存在するのではなく、その位置が移動していることである。すなわち、単に北西風と北東風がぶつかって収束帯を形成するのではなく、そのような場の中に発生した中規模擾乱によって収束雲が形づくられたと解釈することができる。

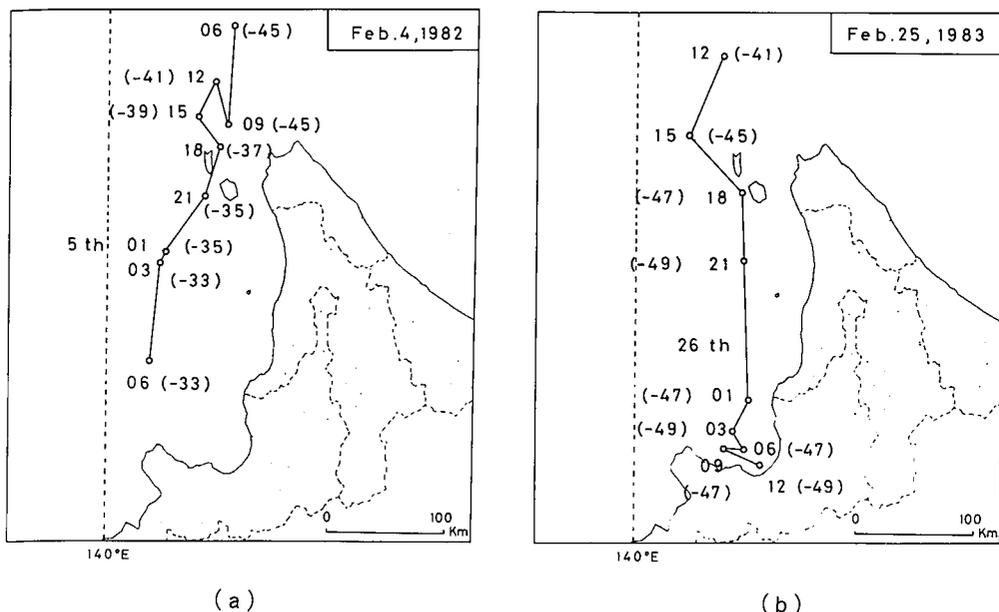


Fig. 13. The movement of the lowest  $T_{BB}$  center expressed by each open circle. (a) Feb. 4, 1982. (b) Feb. 25, 1983.

4. 風のシアラインの変動

収束雲の移動に伴って地上では風のシアラインが変動することを先に述べたが、このことをさらに小さなスケールで考えてみることにする。Fig. 14 は今回の2例中、特徴的な変化が認められた稚内と羽幌の各気象要素の自記記録紙である。それぞれの記録紙上の矢印の時刻に 1.5 mb, 1.0 mb という pressure

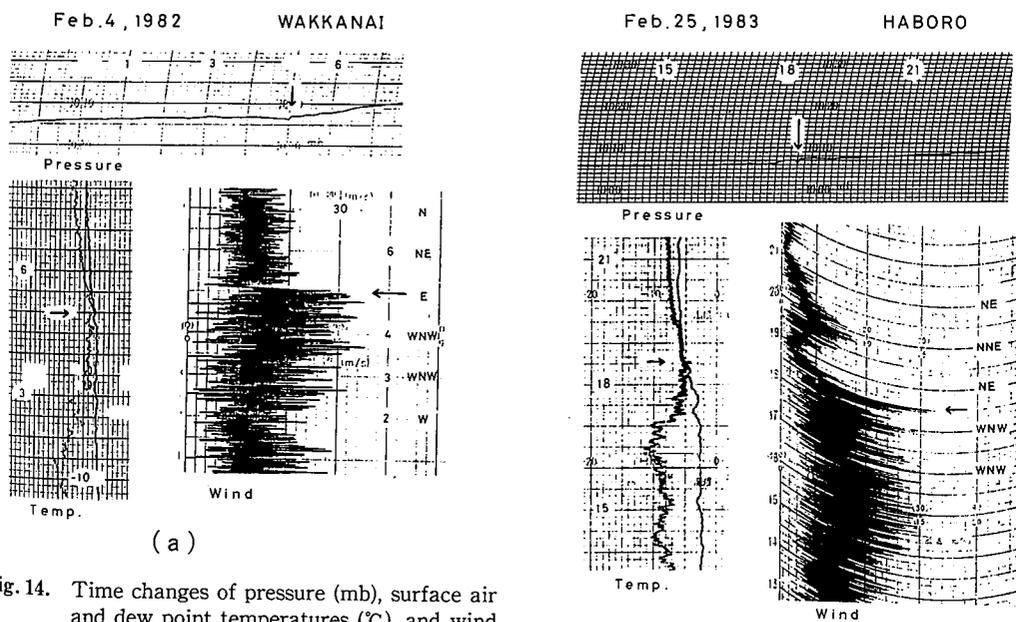


Fig. 14. Time changes of pressure (mb), surface air and dew point temperatures ( $^{\circ}\text{C}$ ), and wind speed (m/s). (a) Feb. 4, 1982 at Wakkanai. (b) Feb. 25, 1983 at Haboro. Arrows indicate the time of pressure jump.

(b)

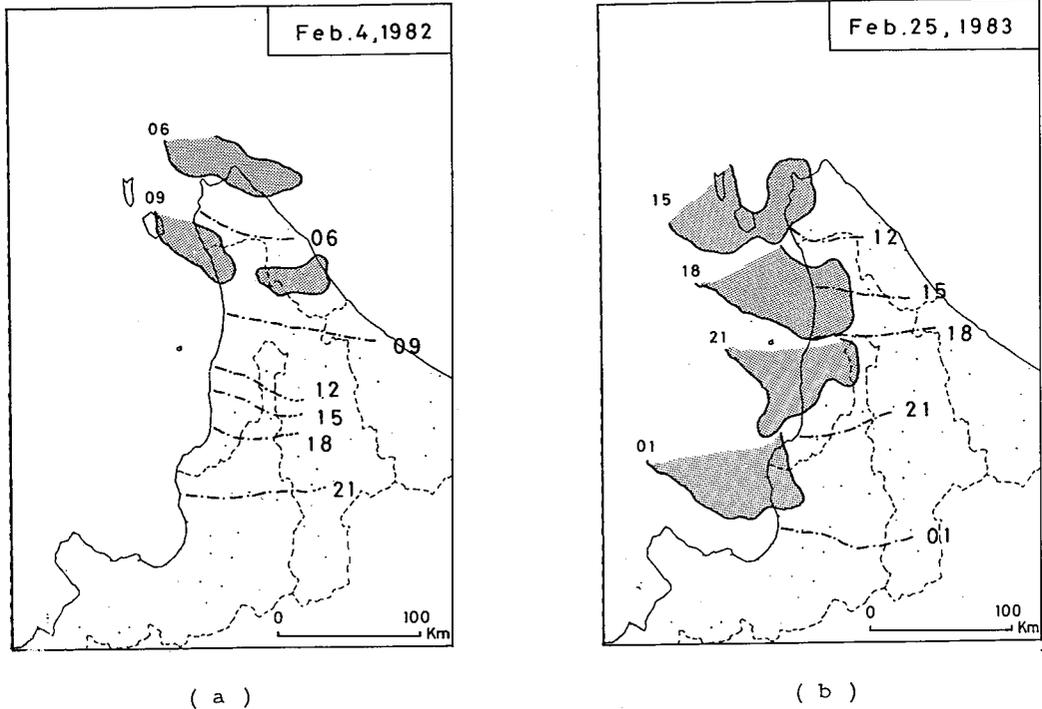


Fig. 15. Time changes of the locations of wind shear line at every 3hr and the locations of south edge of CBCs characterized by  $-40^{\circ}\text{C}$  of  $T_{BB}$ . (a) Feb. 4, 1982. (b) Feb. 25, 1983.

jump が起っている。これは北西風から北東風への変化時に当り、約  $2^{\circ}\text{C}$  の気温降下とともに相対湿度は 100% に達し、このシアラインの通過時に局所的にあられを伴った強い下降気流が存在したことが推測される。実際風速も北西風が卓越した中、風向の変化時に他と区別できる  $15\text{ m/s}$  を越える突風を記録したことからも裏づけられる。こうしたしゅう雪の研究は山本・孫野 (1964), 上田等 (1986) によって詳しく行われている。ちなみに、この pressure jump の値を Fujita (1959) と同じように見積ってみると、

$$\Delta P = \frac{\rho \cdot R}{P} \int_{P_b}^{P_o} \Delta T \cdot dp, \quad \bar{P} = P_o \cdot \frac{4P_b - P_o}{3P_b} \dots\dots\dots(1)$$

から稚内の 25 日 21 時の成層状態を基にすると、結果は  $0.3\text{ mb}$  になった ( $P_o, P_b$  はそれぞれ地上と雲底の気圧,  $\rho$  は空気の密度,  $R$  は気体定数).  $1.0\text{ mb}$  という実測値に比べて小さく見積られたのは、下層で北西からの一般風のため  $\Delta T$  を小さい値に設定したことによるものと考えられる。

このシアラインの時間変化と収束雲との位置関係を示したのが Fig. 15 であり、収束雲の南端が特徴づけられる温度 ( $-40^{\circ}\text{C}$ ) によってエッジを表わしている。この図から、単に雲がある領域ではなく、対流活動が盛んな所とシアラインとが良く対応していることがわかり、この付近で対流活動が強化されたと考えられる。

#### IV. 考 察

収束雲の形成過程の特徴を知るために、この論文ではメソスケールの解析を行ったが、ここでもう一度収束雲の発生、継続時間、小低気圧との関係の 3 点について議論することにする。

Fig. 16 は 1982 年の収束雲が存在していた前後を含む稚内での相当温位の Time-height cross section であり、3 日の日中低気圧が北海道を通過した後、寒気の移流を反映して収束雲の発生した 4 日にかけて非常に背の高い寒気ドームを形成している。これは Fig. 3 で述べた上層の寒気の動きを良く表わしてお

り、その接近に伴い700 mbまで対流不安定層(影の部分)が発達し、擾乱の発生を示唆している。実際、収束雲は宗谷海峡の西の暖流上空に位置しており、水蒸気の補給が活発でしかも成層状態が非常に不安定な所で発生したと考えることができる。その後収束雲が南北に顕在化した5日を中心に700 mb以下の下層に寒気のドームが存在し、このドームの継続時間と収束雲のライフタイムとは良く対応していたことがわかる。中岡・山崎(1966)は大雪時の東経140°の断面図解析からコールドドームの二重構造を指摘しているが、このFig. 16に示された上層での強い寒気の移流と下層での寒気ドームの持続という、いわば時間的に見た寒気の二重構造が存在することが収束雲発生時に見られる特徴的な状態と言える。

次に、継続時間について今回の2例はいずれも2日以上と長く、GMSの3時間という時間分解能でも解析が可能であった。Fig. 17は収束雲発生時からの各レベルの温度以下の面積の時間変化を示したものである。-22℃では収束雲と他の雲との区別が難しいため一部しか解析していない。両者の絶対値は大きく異なっているが傾向としては、面積のピークは収束雲の継続時間からみて初期の段階に位置しており、その後一様に減少するのではなく各々もう一度弱いピークが現れている。このことは、単にひとつの擾乱が発生して消滅したというだけでなく別の機構を考慮に入れなければならないことを意味している。すなわち、初めのピークは収束雲発生から見られた低気圧性循環を有する中規模擾乱を表わし、二番目のピークは南北に顕在化した収束雲が維持、強化される過程を示していると推測される。この収束雲の維持には前章で述べた内陸高気圧からの吹き出しや、あるいは北海道の山脈の西側での低気圧性循環の保存などが考えられる。今回の例では寒気存在と対応して継続時間も長く、消滅するときも非常にゆっくりとしたペースで雲頂が低くなり面積も減少していったことがわかる。T<sub>BB</sub>解析では上層雲の影響のため途中で切っているが、可視では西岸に収束雲の名残りの雲がまばらに存在

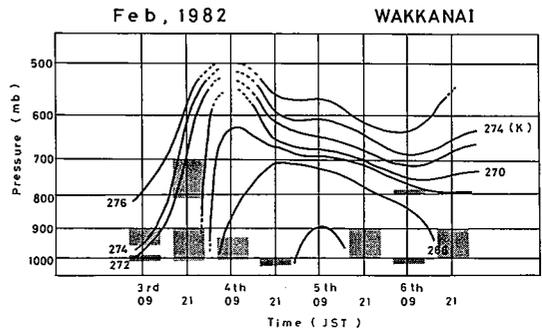


Fig. 16. Time-height cross section at Wakkanai. Solid lines show the equivalent potential temperature ( $\theta_e$ ) and the shaded areas show convective instability layers.

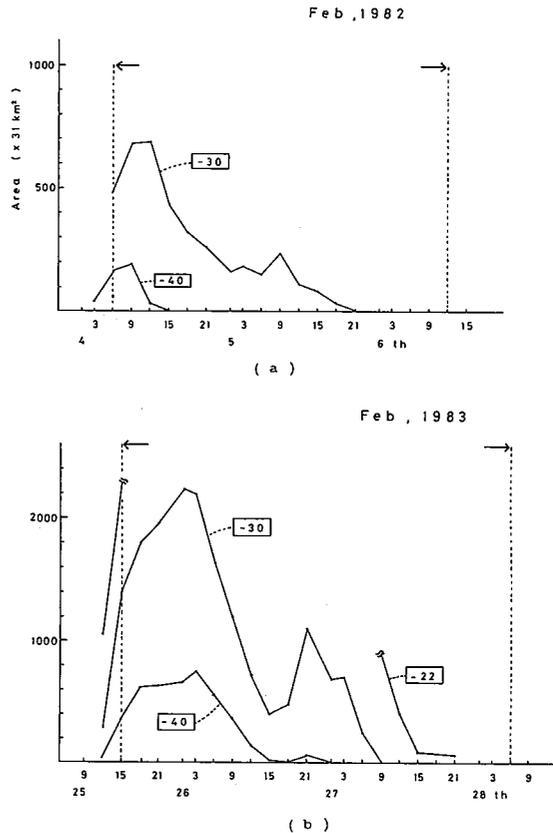


Fig. 17. Time changes of the areas of T<sub>BB</sub>. (a) Feb. 4-6, 1982. (b) Feb. 25-28, 1983. Arrows show the lifetime of CBCs.

Feb, 1983

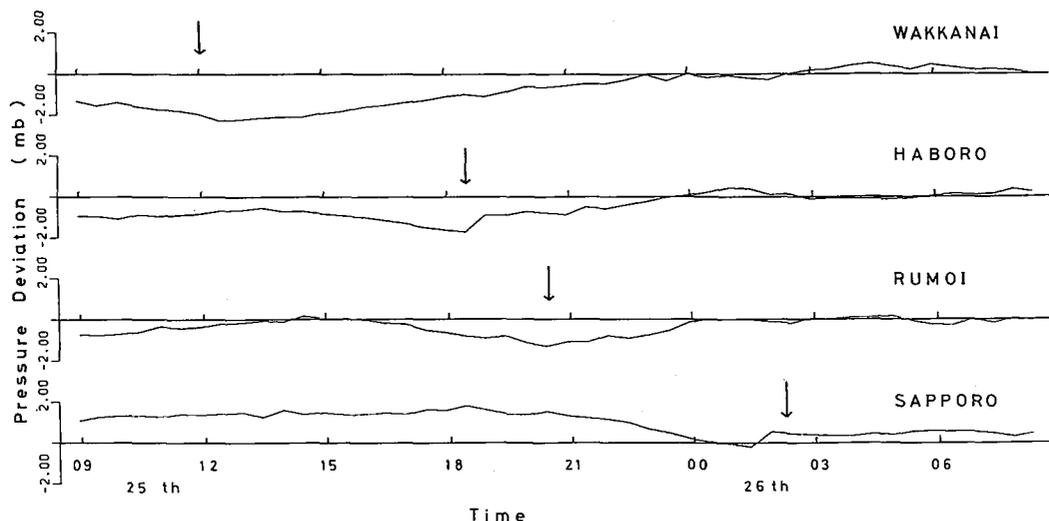


Fig. 18. Time changes of pressure deviations from the average value of 4 weather stations. Arrows show the time of passage of the wind shear line.

している様子が確認されたので、両者を比較しながらその継続時間を決定した。

第3に小低気圧との関係について考えてみる。これまで石狩湾小低気圧とか留萌沖小低気圧など、いわゆる北海道西岸の小低気圧については多く解析されてきた(河野・孫野(1967), 播磨屋(1970), 八木等(1979))。しかし、これまでの研究では収束雲との関係は詳しく論じられていない。そこで小低気圧という立場から収束雲を捉えてみることにする。Fig. 18はほぼ南北に位置する稚内、羽幌、留萌、札幌の観測点について、4点の気圧の平均値からのズレの時間変化を計算したものである。一般に等圧線が南北に並ぶ冬の気圧配置では、各観測点での気圧の変化は少ないはずであるから、この計算は南北方向の気圧変動を取り出したことになる。稚内から時間を追って偏差に負の極値が現われ、便宜上シアライン通過時刻と比較してみると、両者は良く一致し、いわゆる小低気圧が南下していった様子がわかる。このような振舞いは、Fig. 17で示した初期の段階に当り、その後収束雲が南北に顕在化する時にはすでに擾乱としては衰え、北海道西岸は一様に低圧部になっていたにすぎないと考えられる。したがって種々の小低気圧も、このような時間変化の一断面を見ていたきらいが強く、また特に北部の観測点の少なからずから天気図上の小低気圧解析の時間的誤差が生じていたと思われる。

収束雲の研究に対するアプローチとしては総観的にその発生原因を解析する予報的立場と、積乱雲の集団としての振舞いを解析するメソスケールの立場があり、この論文は後者に重点を置いた。しかしながら、収束雲の継続時間、強さ、降水量の違いなどは総観場に依存する問題であるし、また卓越した北東風の成因も解決されなければならない。メソスケールの解析にしても、今回のように上空から眺めるだけでなく直接のレーダー観測などにより収束雲の微細構造を知ることが必要である。

## V. 結 論

収束雲の形成過程に関するメソスケールの解析を、主として気象衛星データを基にして行った。継続時間の長い特徴的な2例について詳しい解析を行った結果、次のようなことが明らかにされた。

- (1) 収束雲の発生は、宗谷海峡の西方でわん曲した雲とその雲量の顕著な変化によって特徴づけられ、初期の段階では中規模擾乱の様相を呈し、雲頂も5 km程度と高い。
- (2) この擾乱の南下に伴い、東側では地上で北東風が卓越するようになり北西風との間にシアーラインを形成し、このシアーラインも南下する。この北東風は下層約1 km以下に発達し、時間的にみて北海道の内陸高気圧からの吹き出しと種類が異なると考えられる。
- (3) シアーライン上、すなわち収束雲の南端では降水が強化され、局地的にあられを伴った強い下降気流が存在したことが、自記紙から推測される。
- (4) いわゆる収束雲として南北に顕在化するの、低気圧性擾乱が衰弱した後であり、継続時間から考えて、擾乱によって特徴づけられる初期の段階と、内陸高気圧からの吹き出しや北海道の山脈の西側での循環の保存により収束雲が維持される二つの段階に分けられることがわかった。

謝辞 本研究に当り、資料を提供して頂いた札幌管区気象台および道内各測候所に感謝の意を表します。

## 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. 北海道大学特定研究経費研究成果報告書(広域同時立体観測による豪雪の動態に関する研究), 43-53.
- FUJITA, T., 1959. Precipitation and cold air production in mesoscale thunderstorm system. *J. Meteor.*, **16**, 454-466.
- 播磨屋敏生, 1970. 北海道西海岸沖で発生する小低気圧について. 北海道大学地球物理学研究報告, **23**, 73-81.
- 河野安威, 孫野長治, 1967. 石狩湾小低気圧の研究. 北海道大学地球物理学研究報告, **18**, 71-81.
- 松本誠一, 二宮洸三, 1969. 降雪に伴う中規模じょう乱に関する研究. 天気, **16**, 291-302.
- 村松照男, 1971. 石狩湾小低気圧による大雪. 札幌気象100年記念論文集.
- 村松照男, 小倉士郎, 小林尚治, 1975. 北海道西岸小低気圧型の大雪. 天気, **22**, 369-379.
- 中岡裕之, 山崎道夫, 1966. 北海道西海岸の局地的大雪に関する総観解析. 日本気象学会秋季大会予稿集, 159-160.
- 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.
- 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**, 17-25.
- 斉藤 実, 陳岡富二男, 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, **15**, 42-50.
- 内田英治, 1979. V字型の雲パターンと日本海沿岸の大雪. 天気, **26**, 287-298.
- 上田 博, 城岡竜一, 菊地勝弘, 1986. しゅう雪に伴う下降流に関する研究. 日本気象学会秋季大会予稿集, 219-220.
- 八木正允, 村松照男, 内山徳栄, 黒川信彦, 1986. 大陸沿岸の地形の影響を受けた日本海上の'帯状収束雲'と'Cu-Cbライン'. 天気, **33**, 453-465.
- 八木正允, 由田建勝, 前田紀彦, 鴨志田章, 田中康夫, 菊地弘明, 中島 尚, 1979. 北海道西岸に出現した小低気圧の解析. 天気, **26**, 87-97.
- 山本孝二, 孫野長治, 1964. 石狩平野における驟雨, 驟雪のメソスケールの研究. 北海道大学地球物理学研究報告, **12**, 99-112.