レーダーと気象衛星による雪雲の研究(I)*

(北海道石狩湾付近の小低気圧を中心として)

覓 稙*** 朌 林俊 雄** 里

要旨

西高東低の気圧傾度がややゆるんだいわゆる"季節風末期パターン"のときの,小低気圧による北海道西岸の 局地的大雪について,レーダー,気象衛星の資料がかなり蓄積されてきたので,これらの資料を用いて,その降 雪時の特性の解析をおこなった.

小低気圧と降雪の関係については古くから不明な点や議論のわかれる点が少なくないので、とくに小低気圧と 降雪城とレーダーエコーの形状・位置関係を調べた.いっぽう気象衛星からの観測によると、雪を生成させる雲 は、帯状に収束したかなり長い雲(以下この論文ではそれを収束雲と呼称する)であるのでこれとの関係の解析 もおこなった.従来いわれている"石狩不連続線"はこの収束雲上に位置していると考えられるに至った。

局地的大雪のときは、レーダーには強い弧状エコーが現れるが、しばしば渦状エコーも観測されることについて、また弧状エコーや収束雲を生成させる気流の収束線の不連続性の解析と、それらの総観スケールの現象との 類似性などに対する一つの解釈を試みた.

1. はじめに

北海道西海岸地方で発生する局地的大雪(通称ドカ雪) については、その予想の困難性からも、古くから多くの 調査・研究がなされてきた.とくにこの局地的大雪は海 上または海岸付近の小低気圧と関係するとみなされ、そ れについて永年にわたって議論がなされてきた.

とにかく,この小低気圧は西高東低の気圧傾度が比較 的弱いときにできるということと,北海道の内陸高気圧 (寒冷)にも関係しているということは,長谷川(1949), 石井・武石(1953)やその他の人が解析して以来肯定さ れていることである。しかしこの小低気圧は,データー の少ない海上が大きく関与しているので,その成因・機 構についてはいまだに十分解明されるにいたっていない.

最近になって斎藤 実ほか(1968)は、この小低気圧 は局地的大雪の直接的な原因ではなく、北海道の東方海 上にすすんだ主低気圧の後面の流れと、海上で暖められ

- * A Study on the Snowfall and its Original Clouds by the Meteorological Radar and Satellite (Part I)
- ** T. Okabayashi (気象庁予報課)
- *** M. Satomi (札幌管区気象合) --1969年10月23日 初稿受理--(注後記) --1971年9月10日 改稿受理---

た暖湿気流の集中化が大きな影響をもっていて,小低気 圧は暖湿気流の収束の場であるとしている.

しかし、小低気圧は大雪の直接的原因でないという点 (表現)には依然議論の余地があり、また、必ずしも 「北海道の東方海上にすすんだ<u>主低気圧の後面の流れ</u>… ……」の場合にかぎらないともみなされている.

同じころ岡林(1967)は気象衛星写真の解析により, 局地的大雪をもたらす雪雲は相当に長いもので,その発 生源は遠く間宮海峡北部であることが多く,帯状に収束 した雲が局地的大雪の原因であると述べ,それを収束雲 と名付けた.しかしそのころは,その収束雲とレーダー エコーとの関係の解析までは手をつけられなかった.

いっぽう10年ほど前から局地的大雪のときは石狩湾付 近および石狩平野に不連続線が解析されることが河村 (1961), 荒川(1963)により報告されていたが,その 不連続線そのものの特性や,降雪機構,降雪域などとの 関係に不明(主にデーター不足のため)な点があり,単 なる風の不連続線と扱うむきもあった.

近年, レーダー, 気象衛星などの資料が入手可能になって, あらためてその"不連続線"をみなおすようになり, また小低気圧はもちろん, その中に発生する渦状エコーの存在も注目され(里見, 1968, 宮沢, 1968), いわゆるドカ雪は総合的解析の方向に向いつつある.

以下主にレーダー,気象衛星による解析を試みる.

2. 小低気圧発現時の弧状エコーと収束雲との関係

冬期間,発達した低気圧が北海道の東方を通過してオ ホーツク海に達し,日本近海の気圧傾度がゆるむと*, 北海道西方海上にしばしば小低気圧が発生し,局地的な 大雪がふる.このようなときのレーダーは特徴あるエコ ーパターンを示す.それは海上にできて弧状エコーとい われるもので曲率をもった非常に強く幅のひろい線状エ コーであり.一般に停滞時間が長くその弧状エコーの先 端の陸上が局地的大雪となり短時間に多量の積雪があ る.降雪域が都市部にあたると大きな交通障害がおこる ので社会的にも問題となっている.

第1図は1969年1月1日9時の札幌レーダーエコーと 局地天気図を組合せたものである.降雪エコーの黒塗り の部分は強(降水強度にして 3 mm/hr 以上), 斜線の 部分は並(同じく1 mm/hr~3 mm/hr), はん点部分は 弱(同じく1 mm/hr 以下)である.

これは小低気圧発現時の一般的なエコーパターンである。すなわち,小低気圧の中心部よりやや西側に強いエ コーが存在している。そしてエコー域の北東側では晴天 域になっており弱い東よりの風が吹いているが,西また は南西側では比較的強い北西の風が吹いている。このこ



第1図 局地天気図とレーダーエコー 1969年1月1日9時

* このパターンのときが典型的であるが, ほかのパ ターンでもおきる. 要は気圧傾度がゆるむとき. とについては,すでに岡林(1969)が気象衛星からみた 収束雲と小低気圧との位置関係からも指摘したことであ り,北海道の西方に収束雲が発生するときの注目すべき 特徴の一つである.

レーダーの連続観測によると,エニーセルは主体であ る弧状エコーに沿って移動していた。第1図からもわか るように,風上側のエコーはほぼ等圧線に沿っている が,陸地に近い強いエコーの部分は等圧線に突っこむよ うなかっこうになっている.

また等温線をみると、北海道の内陸からは寒気がはり 出しているが、エコーはそこに割り込むようなかっこう になっている.すなわちエコーの通りみちは相対的に暖 気場になっている.

他の例についても調べた結果では、上記の特性は、小 低気圧があって弧状エコーがあるときの一般的特性とみ なしてよい.

さて、上記のエコーパターン(第1図)は12時間以上 も続いたが、その間に暑寒別山系の南斜面と石狩平野の 北部に局地的な大雪を降らせた. それを第2図に示す. 図は24時間新積雪分布図(単位 cm)である. この弧状 エコーの風下側の先端では局地的に70cm も降っている. 24時間の新積雪といってを正味降ったのは約12時間であ る. 北海道としては大雪である.

つぎに,小低気圧の中心付近には渦状のエコーが観測 されたが,これは弧状エコーに沿って移動する直径20~ 30kmの小じょう乱である. それを 写真-1,-2 に示す. 写真-1は1月1日11時0分に観測された弧状エコー上の



第2図 新積雪分布図(単位 cm) 1969年1月1日9時から2日9時まで

N天気// 18. 11.



写真-1 弧状エコー上の渦状エコー(矢印) 1969年1月1日11時0分, レンジマーク50km ごと El: 0.5°



 写真-2 弧状エコー上の渦状エコー(矢印)
1969年1月1日12時30分,レンジマーク50km ごと El:0.5°

小じょう乱を示す渦状エコー(白矢印)であり,写真-2 はそれより1時間半後のものであり,前の渦状エコーは 南東に進み,あらたな渦状エコーが発現した(白矢印).

連続観測によると、これら渦状エコーは南東へ約30 km/hrの速さで移動しており(第3図),間隔は約80km であった.ところで北陸豪雪のとき観測されている小じ ょう乱の波長は100~200kmとされているがオーダーは ほぼ同じで同種類のものとみなしてよいであろう.

渦状エコー通過前後について注目されることは,この エコーが通過後はまたもとの強い弧状エコーとなり,そ の形も渦状エコー通過前と変らないものであった.渦状 エコーの発生場所について調べてみると,そのエコーは 強い弧状エコーの領域内に発生することもあり,また弧 状エコーの縁辺部に発生することもあるということがわ



第3図 うず性エコー中心の移動経路 1969年1月1日12時10分~13時20分,はん点 部はエコーは(12時30分),×印は約10分ごと の渦状エコーの位置

かった.

さて、この弧状および渦状エコーが観測された当日の 気象衛星写真をみると、収束雲が間宮海峡から北海道の 石狩湾付近に波状的に(一様な太さでなく、太いところ 細いところが交互に並んでいる)入りこんでおり、翌日 はその収束雲はさらにはっきりしてきた。それを写真-3 に示す。なおこの収束雲は翌3日も存在していた。この 2日の写真-3のときは北陸地方でも強い降雪があり、レ



写真-3 局地的大雪時の収束雲(気象衛星写真) 1969年1月2日9時8分。

1971年11月

レーダーと気象衛星による雪雲の研究



写真-4 強い弧状エコーと小低気圧(局地天気図挿入) 1967年1月4日9時0分,レンジマーク50km ごと, El:0.5°

ーダーによって渦状エコーが観測された. 写真-3には北 陸地方にも東西にのびる優勢で波状的な収束雲が認めら れる. これについては内田・清水 (1969) も注目してい る.

つぎの写真-4は1967年1月4日9時のレーダーエコー であり、弧状エコーであることは前例と同じであるが、 前例に比してエコーは流線的でより強い収束性を示して いる例である.

写真には同時刻の局地天気図を重ねてあるが,はっき りした小低気圧が解析されている.図中破線はエコー域 とノーエコー域との境界線である.前例と同じく,この 境界線を境にして北東側は晴天域,南西側は悪天域とな っている.また当日の気象衛星写真でも,この境界線は 収束雲域と晴天域との境界線でもあることがわかった.

この晴天域を区分する境界線はほぼ小低気圧の中心を 通っていて、いつもその西ないし南西部が降雪域(エコ ー域)である.このことは重要な点である.すなわち、 小低気圧の近傍ならどこでも雪が降るというわけではな く,ほとんどの場合降雪のある象限は決っているという ことである.

3. 収束雲と小低気圧の移動経路

1969年1月1日9時から3日9時までの期間,小低気 圧と収束雲または弧状エコーの動きを局地天気図,気象 衛星写真そしてレーダ観測から追跡すると第4図のよう になった.図中の細線(実線,破線,鎖線とも)は収束 雲の中心線,円形は各収束雲に対応する小低気圧,太い



第4図 収束雲または弧状エコーの動きとそれに伴な う小低気圧の動き,太い矢印は小低気圧の移 動経路,1969年1月1日~3日

矢印の線は小低気圧の移動経路を示す.

1日9時には収束雲は間宮海狭付近からまっすぐ南下 して石狩湾にゆるやかなカーブをえがいて入り込んでい る.2日になると南下してきた収束雲は積丹半島の先端 で真東に曲りそこから石狩湾に入り,札幌の北を通って いる.

さらに3日になると、渡島半島を南北に通り抜けて太 平洋側までのびている.いずれの場合も収束雲の曲率が



第5図 収束雲の移動経路(矢印は移動方向) 1967年1月3日9時~4日9時

♥天気″ 18. 11.

20

最も大きいところに小低気圧が解析されていて,小低気 圧は収束雲の中心線の北東側に位置していることがわか る.

第5図は同じような例である.レーダー観測および地 上観測から、3時間ごとの弧状エコーあるいは不連続線 の位置を確認することができたので、それと気象衛星の 収束雲とを対応させて作製したものである(写真-5参照 のこと).後述するように収束雲または弧状エコーが地 上の観測所を通過するときには風の急変、気温の急上昇 がおこることから地上観測によってもその通過時刻を推 定することができる.第5図の矢印は収束雲または弧状 エコー(これらは不連続線とも対応している)の移動方 向を示している.図では省略してあるが、このときも収 束雲または弧状エコーの曲率の大きいところで小低気圧 が解析されており、これらの動きにともなって小低気圧 も移動していることがわかった.

写真-5は1967年1月3日の気象衛星写真であり,明り ような収束雲(黒矢印)が北海道南部まで南西進しており (収束雲の南東側は晴れている),4日の朝にかけて北東 進した.それを連続的に示したのが第5図である.この ように収束雲または弧状エコーにともなって小低気圧が 発現しているので,小低気圧が停滞していることは収束 雲または弧状エコーが停滞しているということになる.

ところで北海道で、一般にいわれている留萌沖小低気 圧とか石狩湾小低気圧あるいは寿都沖小低気圧といわれ ているものは、もともと同一のものであるがただそのと きの収束雲または弧状エコーの位置の違いにより小低気



写真-5 北海道西海上の収束雲(黒矢印),北東から南 西に走っている(気象衛星写真) 1967年1月3日11時15分,

圧の位置もそれにつれて変るということである.たとえば第5図の例では,小低気圧は,3日の昼は寿都沖,夜は石狩湾,4日の朝は留萌沖と移動していったわけである.

収束雲の位置,形(走向,湾曲の度合)および移動を 支配するのは,地形効果も加わるが,大勢は気圧配置, 換言すれば気流の場によって支配される.すなわち,収 東雲は北西系の風と北東系の風の合流または収束する線 上にできるわけであるから,シベリアからの北西風の吹 き出しの強さと,北海道内陸部のメソ高気圧から北東風 の吹き出しの強さ(低気圧がオホーツク海にある場合な どはその後面の北東風の強さ)との大小関係に支配され る.

たとえば,その移動を第5図の例で説明すると,収束 雲が次第に北東の方へ移動したのは,収束雲の西側の北 西風が,東側の北東風よりしだいに強くなったためであ る.

4. 収束線の不連続的構造について

小低気圧を伴う収束雲または弧状エコーがあらわれた とき,地形の影響の少ない海岸線上に設置した気象の自 記記録を調べると,収束雲または弧状エコーの通過に伴 って気温の急上昇,風の急変が観測される.

第6図は1969年1月1日から2日にかけての厚田と浜 益(位置は第2図参照のこと)の風と気温の自記紙であ る.図中矢印で示したところが風と気温の急変した時刻



第6図 厚田,浜益の収束雲または弧状エコー通過時の自記紙(気温・風向)
1969年1月1日~2日

1971年11月

578

である.

収束雲または弧状エコーが通過すると,弱い東よりの 風から強い西よりの風に瞬間的に変り,気温は2~3°C 上昇する.そして2日の午前中に再びもとの東よりの風 に変り気温も下降しているが,これは,レーダー観測に よると弧状エコーは夜間に一度北上して再び南下してい ることが観測されていることと対応している.当然なが らこれに伴う小低気圧もいちじ北上し再び南下してい る.

ここで注目すべきことは、収束雲に入っている間(雪が降っている間)は海岸では風が強いということで、換 言すると、気流の収束線内では理論的には風は強いとい うことを実例として示しているとみてよい.

また第5図にあげた例では、収束雲または弧状エコー が一回通過しただけなので、弱い北東の風から強い北西 寄りの風に変りそのまま北西の季節風となっている。気 温はその通過時に一時的に上昇しているが再び下降して いる。

このように収束雲または弧状エコー内の下層では気温 は高く,西よりの成分をもつ強い風となっていて,その 通過時は地上の自記記録にはっきりした不連続性を示す .すなわち小低気圧を伴う収束雲または弧状エコーを生 成させている収束線は一種の不連続線になっているとみ なされる.

5. 不連続線(面)付近の気層の構造と降雪の機構に ついて

小低気圧があってレーダーで弧状エコーが観測されて いるときの高層断面図を作ってみると、大きな寒気ドー ム(500mb付近、上層のコールドロウに対応している) の下層に転移層(1000~2000m)が解析されその下は著 しく不安定になっていることが多い(中岡・山崎、1966, 松本; 1968).

また前述したように、弧状エコー周辺の地上風を調べ てみてもはっきりした不連続線が解析されるが、これを 立体的にみると、対流圏下層において日本海上で温暖化 した気流と北海道内陸部での放射冷却によるメソ高気圧 からの寒冷な吹き出しの気流が北海道西海岸付近で前線 または不連続線を形成するためで、ときにはそれは内陸 まで入り込むことがある。とくに湾のあるところでは、 そこで湾曲して内陸へ入り込むことが多い。

河村(1961)はこれを石狩不連続線と呼び,また荒川 (1963)も類似の観測をしている.レーダー観測その他 からこのような状態を模図的に示したのが第7図であ



第7図 高層状態と北海道石狩湾付近のメソスケール の前線の生成と雪雲の発達の模図

る.

いっぽうレーダー観測によると、前線沿いのエコーは その寒気側に面した方の縁辺は一般にシャープでありま たエコーセルは弧状エコー沿に動く.これは、前線をの りこえて寒気場に入るエコーは急速に弱まるためてある こと、また大部分のエコーは前線面に沿って北から南へ 移動しているということである.

これらのことから強調したい点は、雪を成生させる第 一の原因は海上で空気が過度に不安定化したためであっ て、前線(面)そのものが雪を生成させるのではないとい うことと、雪は前線面を上昇して(そこを乗り越えて) 内陸部へ運ばれるのではなく、前線面に沿って流される ようにして内陸部へ運ばれるということでるあ.

第1図をみてもわかるように,弧状エコー内のセルは 内陸へ入る直前まで発達するが,内陸へ入るとエコーは 層状化して弱まってしまう. 立平・深津(1965)も同じ ようなことを報告している.また,エコーの強さは海上 のほうが内陸より大きく,その逆は少ない.

いっぽう地上の降雪が多いのはふつう海岸から内陸へ 20~50km くらい入ったところである.いま雪片の落下 速度をほぼ 1 m/s (孫野・中村, 1965), エコー高度を 2 km, エコーセルの速さを30~50km/hr.として, エコー は内陸へ入る直前まで発達しそれ以後落下すると仮定す ると,雪の落下地点は海岸から18~30km となる.

これらのことは、雪は地形上昇など地形効果のない海 上ですでに生成されていて、しかも海岸近くがいちばん 多いはずだが、雪は落下速度が小さいため水平方向にか なり輸送される効果もあるということである(雨の場合 とちがう点).

*天気/ 18. 11.

22



第8図 不連続線における波動渦の発生 (D. Brunt による)

6. 不連続線と渦状エコー

(総観スケールとの類似性について)

2節では強い弧状エコー内やその縁辺で渦状のレーダ ーエコーが観測されることが多いことを述べた. 第8図 は D. Brunt (1952)が流体の不連続面において,流れ のシャーが限界値になるときに起る波動渦の発達過程を 示したそのであるが,上記の渦状エコーとその近傍の気 流の状況は第8図の形と似ている場合が多い.ただレー ダーでの観測例では,第8図のようにいつも規則正しく 渦状エコーが現れるのではなく,風の分布状況や地形と の位置関係によって,渦はできたりできなかったり,ま た形も不揃いであったりする.

前にあげた写真-1,-2がその例である.ところが波動 渦がさらに発達すると、レーダーエコーは独立したまと まった形のスパイラル型のエコーとなり、それは形は小



写真-6 渦状エコー 1969年1月23日10時45分, レンジマーク30km ごと El:0.5°



第9図 Mallocks's eddy

さいが普通の低気圧の閉塞末期のパターンと類似した型 となる.その例として示したのが写真-6,-7 でそれぞれ 1969年1月23日と1月3日のものである.ところで写真 -6,-7 はいわゆる Mallock's eddy (第9図) にも似た ところもあるが,これには石狩湾の湾効果もかなり影響 している (河野・孫野, 1967) と考えられる.

さて、大雪をもたらす強い弧状エコーが前線あるいは 不連続線を伴っていて、その上を渦状エコーを示す小じ ょう乱がつぎつぎと通過していくということは、ちょう ど総観スケールの低気圧が前線上に発生、発達、移動す るという J. Bjerknes の低気圧波動論を中小規模スケー ルにおきかえたようなものとみなしてもよいと考えられ



写真-7 渦状エコー 1969年1月3日12時21分, レンジマーク20km ごと El:0.5°



第10図 収束雲内(低圧帯内)の不連続線,レーダー エコー,渦状じょう乱の位置関係の模図

る類似点がある.

ただ総観スケールの前線帯は、一般に東西方向にのび 暖気は南側,寒気は北側で低気圧は西から東に進むが、 北海道西岸の場合は暖気は西側,寒気は東側で、小低気 圧は北から南へ進むという顕著な違いがある.この原因 の一つには、後で述べるように、北から南へのびている 間宮海峡の地理学的要素も関係している.

このような想定のもとに収束雲または弧状エコーとその中の渦状エコーの発生状況を模図的に示したのが第10 図である.図中太い実線は不連続線,矢印つきの細い実 線は地上風から想定した気流の状況,はん点部は収束 雲,格子の部分は弧状エコーを示す.ここでことわって おくことは,不連続線は一本の流線的な線でかいてある が,実際には波動的に蛇行したり,ときにはところどこ ろ切れる場合もあるということである.

このように不連続線(収束線)上は低圧部になり、こ の低圧部には小型の渦状じょう乱が発生し、それは陸地 に近づくにしたがって次第に大きくなり、それが天気図 上でも小低気圧として検出されるわけであるが、全体的 には帯状の低圧部を形成しているとみなすべきである.

7. 間宮海峡の形状と風の強さと収束雲・筋状雲との関係

収束雲は間宮海峡から生成され,南下して北海道に近 づくにつれて発達する例はすでに述べたが,なぜ間宮海 峡から日本海北部にかけてそれができやすいかという と,

- ア)冬季でもその付近の海面温度は 0°C以上で、いっぽう両側の陸地の気温は -10~-20°C となり、この海域の下層大気は相対的に低圧部になりやすいこと。
- イ) この海峡の "楔形" のかっこうが,南北に細長い 収束雲をつくり,つそれを北から南へ輸送するに適 している (気流との関係とあいまって).

からである.したがって,この海峡はときには河川のような運動をすると考えられる.たとえば収束雲に沿った 弧状エコーの縁辺に渦状エコーができやすいのは(例: 斎藤実ほか,1968, P48,第7図),あたかも川の流れ の川岸の逆流現象と類似的な機構によってできるとも考 えてよいであろう.

さて、この収束雲は間宮海峡から北海道西岸の南部ま で達する場合が多いが、まっすぐに南下するのではな く、一般に南へ行くほど低気圧性湾曲をもって東へ曲る ことが多い.その湾曲した部分は南西から北東へ、また はその逆の方向へと移動することについては3節で述べ たが、一般的に南へ行くほど東へ湾曲するという理由は、 その範囲(収束雲のできる海域内)では日本海を南へ行 くほど一般場の風は北西風のほうが強いからである.換



写真-8 北西季節風時の筋状雲(気象衛星写真) 1966年12月25日10時51分

"天気" 18. 11.

24

言すると内陸高気圧などによる北東風の南東方向へのは りだしには限度があるということである.

ところで、シベリヤからの吹き出し、すなわち西高東 低の気圧配置が、あまり大きくない内陸高気圧などは埋 めてしまうほど優勢になると、北西風のみが卓越する. このような場合はもはや収束雲は生成されず小低気圧も できない、雲は北西から南東にのびる多数の筋状雲とな り、したがってレーダーでも多数のバンド状エコーとな る.収束雲や小低気圧(それに伴うドカ雪)が、季節風 が強いときよりむしろ、"季節風末期パターン"にでき やすいとはこのことを指している.上記の筋状雲の一例 として、1966年12月25日の気象衛星写真を写真-8に示す.

8. むすび

- 北海道の西海岸地方が局地的に大雪(いわゆる "ドカ雪")になるときは、天気図上には小低気圧 が検出され、レーダーには強い弧状エコーがあらわれる。またこのときは気象衛星写真では必ずといっ てよいほど、間宮海峡方面から南下している収束雲 が観測される。
- 2)強い弧状エコー沿いかまたはその縁辺には渦状エ コーが単独または次々と現わることが少なくない.
- 3) 収束雲を発生させ、弧状のレーダーエコーを生成 させる気流の収束線は気象要素の前線的な不連続性 を具備している。従来いわれていたいわゆる"石狩 不連続線"がこれに相当すると考えられる点が多く なってきた。
- 4)この不連続線と、その上を通過する小じよう乱 は、総観スケールの低気圧波動論の前線と低気圧と の関係を小型化したような類似性がうかがわれる。

おわりに、この論文作製までには、北海道大学の孫野 長治教授、気象大学校の斎藤 実氏をはじめ、札幌管区 気象台や気象庁のこの分野に関心をもっておられる多く の方々に御教示、御検討そして御批判を賜ったことを記 して謝意を表します.

注;この論文が最初に提出されたとき,写真などの入 れ替が必要となったが,著者の一人が南極観測隊員とし て長期出張になったため約2年印刷がおそくなったこと を付記する.

引用文献

荒川正一, 1963: 石狩不連続線に関する中規模解

- 析,石狩平野の局地大雪調査報告,札幌管区気象 合,127~139.
- Brunt, D, 1952: Physical and Dynamical Meteorology, 241~242
- 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, 207~300.
- 播磨屋飯生,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, 第23号,73~81.
- 石井幸男・武石良雄, 1953: 内陸の冷気塊と沿岸の 小低気圧について,研究時報, 5, 732~785.
- 河村 武,1961:北海道における冬期の降水分布の 総観気候学的考察,地理学評論,34,583~ 595.
- 河野安威・孫野長治,1967:石狩湾小低気の研究, 北海道大学地球物理学研究報告,第18号.71~ 81.
- Magano, C and T, Nakamura, 1965: Aerodynamic Studies of Falling Snowflakes, J., Met Soc. Japan, Ser. II, **43**, 139~147.
- 松本誠一, 1968: 中小規模じよう乱の解析, ―じよ う乱の構造―

北陸豪雪調查報告, 気象庁技術報告, **66**, 174~ 186.

宮沢清治, 1968: 中小規模じょう乱の解析, ―うず 状じょう乱―

北陸豪雪調查報告, 気象庁技術報告, **66**, 168~ 174

- 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1966年度秋 季大会予稿集,**10**,159~160.
- 岡林俊雄,1967:気象衛星写真からみた小低気圧と 雪雲について,昭和42年度北部管区気象研究会誌 48~51.
- 岡林俊雄, 1969 a:昭和44年1月上旬の日本海側大 雪のときの気象衛星写真,天気,**16**,79~80.
- 岡林俊雄, 1969b: 気象衛星からみた収束帯状雲と 小低気圧との関係, 天気, 16, 371~372.
- 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,15,42~50.
- 里見 穂, 1968:石狩湾付近で観測されるうず性エ コーについて,昭和43年度北部管区気象研究会誌, 3~6.
- 立平良三・深津 林, 1965:北陸豪雪のレーダー解 析, 天気, 12, 319~322.
- 内田亮・清水喜允, 1969: 豪雪時のレーダーエコー メソ解析(第1報),昭和44年度東京管区地方研究 会誌, No. 2, 57.