

10 km)と傾圧性・寒冷渦域に発生し CISK 機構で駆動された中型の低気圧(～数 100 km)に大別できるのではないかと推測している。いずれにしても(3)項に、今後の解明を待たねばならない問題が多く含まれている。

#### 参考文献

- 荒川正一, 他 (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—啓風丸の特別観測の解析—。天気, 35, (印刷予定)。  
 Asai, T. and Y. Miura, 1981: An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa Bay area. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 832-843.  
 Endoh, T., K. Hozumi and C. Magono, 1984: Formation mechanism of a notable cloud system that causes heavy snowfall and a tentative prediction of its behavior. J. Natural Disaster Sci., 6, 31-42.  
 Forbes, G.S., and J.H. Merritt, 1984: Meso scale vortices over the Great Lakes in wintertime. Mon. Wea. Rev., 112, 377-381.  
 Hozumi, K. and C. Magono, 1984: The cloud structure of convergent cloud bands over the Japan Sea in winter monsoon period. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 522-533.  
 Mass, C.F. and D.P. Dempsey, 1985: A topo-

graphically forced convergence line in the lee of the Olympic Mountains. Mon. Wea. Rev., 113, 659-663.

- 宮沢清治, 1965: 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雪雲—, 研究時報18巻, 22-29.  
 元木敏博, 里見 穂, 1981: GMS-1 による季節風の短時間連続観測(第一報), 気象衛星センター技術報告, No 3, 15-24.  
 Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter: numerical experiments. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 841-855.  
 岡林俊雄, 1969: 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.  
 内田英治, 1979: V字型の雲のパターンと日本海沿岸の大雪。天気, 26, 287-298.  
 八木正允, 1985: 冬期の季節風の吹き出し方向に対して, おおよそ直交する方向にロール軸をもつ大規模な雪雲。天気, 32, 175-187.  
 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.  
 山岸米二郎, 土井雅彦, 1988: 強い突風を伴った polar low. 投稿予定。

## 討論及び総合討論の記録とあとがき

### 討論

座長: 遠藤辰雄, 播磨屋敏生, 巽 保夫  
 記録: 上田博, 若原勝二

#### 若濱氏に対して

山中(山口大・教育): セル構造のメカニズム等を知る上で, 温度の鉛直分布を知ることがぜひ必要であると考えるがどうか? フロント上の波状構造もそれを踏まえないと, Kelvin-Helmholtz 不安定とは言えないのではないか?

若濱: Kelvin-Helmholtz 不安定と断定したわけではない。近い将来, 温度プロファイルを測定できるようにしたいと考えている。

浅井: シアーフロントを温暖前線とみなしているが, 陸上通過時の気温の時間変化と整合性があるだろうか?

若濱: 前線が西方海上からの相対的に温暖多湿な気流に押されて, 陸側に向かって通過するが, 通過時の石狩低平地のアメダス資料によると, 気温は2~3°C上昇する。

木部: バンドは温暖前線であるという説明でしたが, 目標のバンドを陸側から海側に横切るとき, 風向はどうか?

若濱: 反時計回りに変化している。

#### 木部氏に対して

山中: 衛星写真による分類を行われたが, 全ての雲が同じ高度幅に存在していると考えてよいか。

**木部**：冬期日本海北部の雲頂の多くは、変質に要する海上パスが短いので、背の低いものが多い。ただし、曲折した雲域やうず状雲の幅の広い所、また、南北带状雲の南端程、雲頂高度は高い。これらの対流雲は下層ではシャーによる不安定で対流雲が立ち上り、中層(700 mb など)の寒気により、より不安定となり雲頂高度が高くなるものと考えられる。

**加藤**(名大・水圏研)：うず状の带状雲(持続型)は‘850 mb で二つの寒気軸’という見方ではなく、‘うず状雲付近が下層高温’という事実とみることはできないか。

**木部**：そう言っても良いかも知れない。

**加藤**：北海道西岸のうず状擾乱(中規模)は、大陸から上層(500 mb)の小さな Cold vortex として追跡されるものではなく、その付近で発生するように思うが、そう理解して良いか。

**木部**：大陸から追跡できるものもあるが、多くの場合は日本海北部の海上のどこかに発生して発達することが多い。発生段階では動きは不定であるが、上層の寒気渦に伴って動き出すことが多い。

**坪木**(北大・低温研)：メソサイクロンに伴う雲の雲頂が 5 km というのは高すぎるのではないか。また平均のメソサイクロンに伴う雲の高さはどれくらいか。

**木部**：雲頂高度は一般に 3 km 前後であるが、带状雲やうず状雲の発達したものは 700~500 mb 面における寒気うずに対応した形となり、雲頂高度が 4~5 km に達するようになる。なお、雲頂高度はレーダーや、TBB、高層観測(ゾンデ)データを参考にして決めている。

### 永田・猪川氏に対して

**柔形**(東北大・理)：菊地先生、若濱先生が強調されていた北海道内部から吹き出す南東風はモデルでシミュレーションされているか？もし、それがシミュレーションされているとするとそれは冷気流的性質をもつものと解釈してよいか？

**猪川**：南東風はシミュレーションされていないが、北東風( $U = -2 \text{ m/s}$ )はシミュレーションされている。モデルでは最下層の温度は  $258^\circ\text{K}$  ( $-15^\circ\text{C}$ ) 位になっている。しかし、境界層の垂直解像度は(850 mb 以下、5層)十分でないので、gravity current 的なものというよりは、沖合の低圧部へ内部の高圧部から吹き出す大きな意味の陸風(海陸風循環でいうところの)ではなからうか？

**大川**(室蘭地方気象台)：収束雲の垂直スケールは観測値と同じく 3 km 程度とみられるが、このシミュレーションでの流水野や内陸の冷却による寒冷内陸高気圧の高さはどの位か？これまでの私的な考えでは 500 m 位とみていたが。

**猪川**：寒冷内陸高の厚さについて、モデルでは地表面温度を予報しており、1月25日09時(24時間後)の地表面温度は  $-15^\circ\text{C}$  位である。接地逆転層の厚さはたかだか 300 m 位であり、約 300 m というのがモデルでの結果である。しかし、モデルの 850 mb 以下の層の数は 5 つで解像度は十分とは言えない。

**加藤**：北海道西岸の収束雲形成に対して海か陸(or水)かの熱的境界条件の違いの重要性から考えて、下からの differential heating に伴う大規模な定常的「海陸風循環」が収束場を維持する点が本質と考えるとよいのか？

**猪川**：そうだと考える。differential heating の影響が顕在化する条件として、1. 寒気ドーム内、2. 地表(下層)の北風、3. 気圧傾度の緩みが効いていると考える。

**安成**(筑波大・地球科学)：海水の効果が大きいと思うが、感度実験の条件の消し方(つけ加え方)の順番を換えたらどうなるか。すなわち、各条件は互いに線型かどうか気がかかる。

**猪川**：線形でないので、どちらが先か分からない。海水の効果が大きい、強く出すぎている可能性が大きい。感度実験の順番を換えてみることは、将来やらなければならないと思っている。

## 総合討論

**高橋**(九大・理)：ITCZ は non-front だと言われたが、ハワイの観測で、ITCZ からのびた front が北上して  $1\sim 2^\circ\text{C}$  の温度変化をもたらしたことがある。JPCZ からのバンド雲でも温度差があり、front-like ではないか。

**浅井**：そのバンド雲の実態をみなければなんとも言えない。降水現象に伴ってたびたび温度差ができるが、それを直ちに front とは言えない。JPCZ について強調したいことは、front ではなく収束帯である。front-like な構造は付加的特徴であり、寒帯域では熱帯域より収束

帯で温度傾度を伴いやすいということをリマークしたものである。

**高橋**：北海道沖の小低気圧の中心はなぜ雲が抜けているのか。

**浅井**：小低気圧を熱帯低気圧の小規模な寒帯版と考えれば良いのではなからうか。更に、寒帯域では熱帯域に比して水蒸気量が1桁少ないので海からの顕熱補給による加熱効果が大きくなり、このことは中心部に下降流を形成し易くなる。メカニズムの解明は今後の研究に待たねばならない。

**高橋**：海上でもどか雪があるのか。また、収束帯の幅はなにが決めているのか。

**猪川**：収束帯の幅は、計算では $1 \times 10^{-4}$ の収束域に対応していて、幅100 km程度になっているが、収束帯の幅を決めているのはなにかについては今後の課題である。

**浅井**：収束帯の幅は、収束流のシア帯の幅、ひいてはそこに発現する擾乱のサイズである。その擾乱の構造や発現機構は未だよく知られていない。海上の豪雪については、海上での降水観測が極めて乏しいので断定できないが、日本沿岸ではあり得よう。

**菊地**：シンポジウム予稿集の裏表紙の、札幌管区気象台のレーダーエコー写真にもみられるように、海上での豪雪は十分あると考えられる。

**加藤**：主たる渦の発生場所は収束帯にあると考えて良いか。

**浅井**：小さい渦の( $\leq 100$  km)発生場所は主に収束帯であるとして良い。

**加藤**：収束帯形成と渦発生とどちらが先か。

**浅井**：まだ断定はできないが、収束帯が先行するであろう。水平シアを伴う収束流が小規模の渦を発達させる重要な原因と思っているからである。

**岩下(日航)**：先ほどのJPCZのfrontに関して、土屋さんの研究に、北からドライな線が南下したあと北上したものがあつたことをコメントします。

**八木(気研・応用)**：渦状擾乱の衛星写真の例を示します。雲の移動ベクトルでみると、二つの渦について、20 km幅で風速が変化している。また、若狭湾でもシャーゾーンがあり、シャー不安定の可能性がある(OHPを

使用して説明)。

**仁科**：(東大・理)：留萌付近には収束雲がかかっていたが、札幌周辺での降雪は収束雲によるとは言えないケースがあつた。この時は等圧線は‘袋状構造’をなし、石狩不連続線が発生していた。どか雪はこれら全てを総合的に解釈した上で論じられるべきであろう。

**浅井**：どか雪のすべてが収束帯の帯状雲(収束雲という名称は適当でない)のみに伴うものでないことは周知の通りであるが、本シンポジウムでは議論が散漫にならないよう意識的に話題を帯状雲と小低気圧に集中させたのである。袋状等圧線パターンや局地前線等については各地域でそれぞれ固有名詞を冠して論じられているが、これらの局地現象を局地の特性を強調するだけではなく、それらの共通性に着目して、より一般的に把握することも必要である。今回私はそのような立場で論じた。

**山中**：特徴的な雲分布パターンが出れば必ずどか雪になるのか、もしそうでないとすると、特徴的なパターンが予報できたとしてもどか雪の予報ができたとは言えないのではないか。

**木部**：特徴的な雲が出たからといって必ずしもどか雪になるわけではないので、御指摘の通りである。しかし、降雪域は非常に狭いので、観測網にかかっていることも考えられる。一般的には大雪ポテンシャルが高いと判断して警戒する必要がある、うず状雲や幅の広い帯状雲があるか無いかという事実だけでも大きな判断材料になる。

**山中**：小低が北海道西岸沖にできて他でできない理由、すなわち、西岸小低の十分条件はなにか。

**猪川**：必要条件としてオホーツク海の水氷などを示したが、十分条件としてはシノプティックな場や地形等が重要であり、今後の課題である。

**白石(航空自衛隊)**：一つ一つの対流セルの寿命は普通15分程度であるが、収束雲の中でもそうか。

**菊地**：活発な対流セルという意味では数十分の寿命である。しかし、収束雲からの降雪が1~2時間のものもあるが、海岸付近での降雪時間は普通かなり長い。

**若濱**：帯状雲が続けばどか雪になると考えれば良いであろう。

## あ と が き

総合討論の場で、時間の関係上言いつくせなかった人達のために、質問用紙での質問をシンポジウム終了後も

受付けた。質問と講演者からの回答および座長のコメントを以下に簡単にまとめておくことにする。

「日本海における中小規模じょう乱というテーマであったが、北海道西岸にウェートが置れていた」という指摘が加藤内蔵進（名大・水圏研）からなされたが、これは地元の関心の深いものに重点を置いたためである。しかし、北海道での問題は、日本海側の他の地域にも共通することが多いと考えている。

小池俊雄（東大・工）の「どか雪は収束帯の接地部のみで起こるのか」という質問に浅井は次のように答えている。「低気圧中心が日本海の東側にあつて、北西季節風に伴う強い寒気吹出し時に日本海上で対流性筋状雲（ロール状雲）が見られる。その雲は通常背が低い。その時多量の降雪があつても、それは“山雪型”である。“里雪型”としての豪雪にならないことが多い。

山中大学（山口大・教育）の「JPCZ と ITCZ の分類・比較よりも、収束部分の中には帯状と渦状とがあり、それぞれにいろいろなスケールのものがあると考えた方がいいか？」に対して浅井は次のように答えている。「JPCZ の特徴をできるだけ鮮明に示したかったので、ITCZ と対比したのである。分類や比較をすることが目的ではない。ただ、収束帯の形成機構やそこで発現する擾乱の特徴・機構について考察しようとするとき、既知の類似現象と対比するのも一つの方法である。」

渡辺 明（福島大・教育）の「朝鮮東方海上と北海道西岸にできる収束帯の幅は、平均的にどの程度異なるのか、同じなのか、地形効果の役割は熱的か、力学的か」に木部は「同じ幅であるかどうかわからない。北海道西岸の帯状雲は熱的效果と力学的な効果もあるのではないかと考えている。」と答え、猪川は「確かなことではないが、朝鮮東方海上の方が強く広いのではないかと答えている。

万納寺信崇（気象庁・数値予報）の「収束の重要性が強調されているが、他に海面水温の影響はどうか、また秋田沖に小低のできない理由は。」に対して猪川は次のように答えている。「西岸沖にのびる海面水温の暖域の影響は、小低の示度 - 3 mb のうち - 1 mb であった。秋田沖にできないのは、秋田沖海上と秋田陸上との下層の気温のコントラストが弱いため。これは、秋田が海水から遠いこと、秋田の一般風系は西風成分が強く、北風はほとんど吹かないからと思う。」

坪木和久（北大・低温研）の「中規模渦は収束帯とはかならずしも関係がないように考えられる」に対して浅井は次のように答えている。「本論でも述べたように、一口に中規模渦といっても wide range にまたがってお

り、それらの成因も同じではないだろう。比較的規模の小さい（ $\leq 100$  km）短寿命（ $\leq 10$ 時間）のものほど水平シアーを伴う収束帯の果す役割は重要になると思う。したがって数 100 km、寿命が 1 ~ 2 日のものでは収束帯が必須でないかもしれない。」

この渦について、加藤内蔵進から「そのスケールの認識が未だ欠けているように思える」というコメントを頂いたが、浅井の論文でも触られているように当事者達は十分に認識しているのだが……。

事前の講演者との打ち合せ、当日の講演・討論そして事後の本報告の編集をしながら感じたことを次に述べていただくことにする。

中規模渦状雲の頻発域と帯状雲の発現頻度の最も高い位置が一致し、そのところが海陸分布と地形の影響により寒帯気団内に形成された水平シアーを伴う収束帯でもあることより、浅井会員によって朝鮮東方海上と北海道西方海上は日本寒帯気団収束帯（JPCZ）と名づけられた。このように朝鮮東方海上と北海道西方海上の共通項に着目し、一般的に見る立場は重要と考えられる。今後は、両者の違いにも目がむいていくことだろう。帯状雲については、数値実験でシミュレートされ、また船舶による横断観測の結果も出、そして部分的にはあるが動的構造も示されるようになった。他方渦状雲は、特別観測のレーダーによってその形成過程が捉えられたが、詳細な構造はまだ明らかではない。討論されたように、渦性擾乱には、菊地会員によってもその形成過程が示された数 10 km 程度のものから Polar Low と言われるような中型のものまでであると考えられる。なお Polar Low については、国外では精力的に研究されており、その成果の一部が Tellus 39 A, No. 4 に特集が組まれていることを付記しておく。今後その形成機構についての観測的及び理論的研究が望まれる。

中規模擾乱の研究は、理論的にも観測的にも進めなければならぬ問題と考えられる。現在、気象庁では観測機の整備が進んでおり、また国内で気象用のドップラーレーダーが既に 6 台稼動していて、現在製作中のものが 2 台あると聞く。近い将来、それらの設備を総動員し、省庁を越えた共同の特別観測が、北海道か北陸地方で実行される事を希望しながらベンをおく。

（播磨屋敏生記）

シンポジウム直前に関係者が顔を合わせた折りに話題提供者の一人が、「我々は猿回しの猿のようですね」と感想を漏らしておられた。猿回しの親方との思いもよ

ない評価を頂き、座長団一同複雑な心境である。シンポジウムの企画の段階で講演内容をキーワードにして講師の方々とは何度も打合せをしたことが関係していると思う。座長団の“うるさい注文”によく応じて頂き、興味深い話題を提供いただいた講師の方々に改めて感謝の意を表したい。

総合討論では、収束帯・帯状雲発生メカニズムや其の空間スケールを決める要因などに討論が集中して、30分取ってあった時間がまたたく間に過ぎてしまった。座長団では、これ以外に、(1) 小低気圧や収束帯およびこれに伴う“どか雪”の予報の可能性、(2) 現象の理解を更に深めるために必要な観測—特に日本海上での観測—などを用意していたが残念ながら討論の時間を持てなかった。また“どか雪”をもたらす降雪雲についての雲物理や雲力学的な面からの討論が少なかったようだが、高速3次元ドップラーレーダーによる帯状雲の観測が始まったばかりでもあり、今後の研究の成果に期待したい。

シンポジウム終了後に参加者から多くの質問状を頂き、時間不足で尽くせなかった総合討論を、紙上討論で補えたこともあり、シンポジウム開催の初期の目的は充分果たされたと思う。大雪をもたらす冬の日本海のじょう乱の研究が、引き続き大学、研究所、气象台等の協力で一層発展し、その成果が日々の天気予報に役立つことを、予報現場にいる一人として願ってやまない。

(巽 保夫記)

学会の開放化を意図して公開シンポジウムと名うつことも考えられたがこれには賛否両論があり、それは今後にゆずるにしてもとにかくテーマのためか26名の市民が参加し、それに対して多少のショーアップしてかまえたのは初めてのことである。

菊地による北大理学部における降雪の研究の歴史的なまとめは、このテーマの基調講演にふさわしいものであ

った。若濱による収束雲の動的構造は、この分野の最先端の研究というトピックス的な話として注目された。木部による北海道西海上の冬の擾乱の分類と総括はシノプティックの立場から、よくまとめられ、このテーマの基礎となる専門家筋からの権威あるものとして受けとめられた。永田、猪川による数値実験は、朝鮮東沖と北海道西沖の収束雲の構造に共通点があること、それらの成因となる因子を実験で一つ一つ検証するなど数値実験でなければできない妙味を示した。これには会場からの期待も大きく、初期条件をより一般的なものから出発してさらに因子を確かめることなどが要求された。浅井は日本海中部の収束帯をよぎる洋上観測によって得られた結果の一部を紹介し、これまでの概念モデルと符合することを示し、これらを総称して「JPCZ」なる新語を提案した。会場からの八木によるコメントも含めて、これまで衛星画像や上陸後の高層資料や地上の観測などを解析して得られた日本海上における概念モデルは数値実験でも洋上観測でも、それが大概、当を得ていることを証明しているにもかかわらず、それらを評価する声が少ないといえる。質疑の多くは、発表された具体的な問題に触れるため、細かい点にならざるを得ない。しかし、どか雪の本質をさぐることにせまる重要な発言もいくつかなされた。

このシンポジウムは大雪をもたらす冬の日本海の擾乱の研究が現在どこまでできているかを見通し、それをふまえて新たな展望へとつなぐことが目的であった。短時間予測は冬の日本海の降雪雲については他よりも需要も高く、その実用化の可能性が高いのではないかと、世界的な気候変動の研究の進展の中で、豪雪年との関係はあるのではないかなどまで話題が及ぶまでに至らなかった。次の機会までに、これらがより現実的なものになっていることが期待される。  
(遠藤辰雄記)