

昭和41年度秋季大会

日本海沿岸の降雪に関するシンポジウム*

日時： 昭和41年10月2日 14時～18時
 会場： 北海道大学理学部1号館
 座長： 孫野長治（北大理学部）
 話題提供：

- | | |
|--------------------------------------|---------|
| 1. 北陸豪雪のレーダー・メソ解析 | 宮 沢 清 治 |
| 2. 高層状態のモデルと総観解析との関係および北海道と北陸との降雪の差異 | 岡 林 俊 雄 |
| 3. 北陸豪雪の総観モデル | 松 本 誠 一 |
| 4. 豪雪の統計解析 | 石 原 健 二 |

近年、北陸地方では気象研究所が中心となって、現地気象官署の協力による北陸豪雪特別観測が続けられ、その成果が相次いでまとめられている。他方、北海道でも、過去数年、石狩平野その他で、降雪の研究が積極的に進められてきた。今回は、このような基盤の上に立って、興味深い話題提供が行なわれ、活発な討論があった。シンポジウムのとりまとめをされた孫野教授をはじめ、当日のシンポジウムに関係された方々に深謝の意を表したい。（講演企画委員会）

北陸豪雪のレーダー・メソ解析

宮沢清治（新潟地方気象台）

1. ま え が き

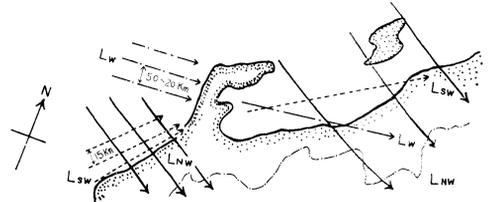
北陸沿岸、平野部の局地降雪の研究は、文献によると1908年ごろから始まり、その後現在に至るまで多雪、少雪年によって研究活動の盛衰はあったが、現地を中心に降雪機構の解明、予報精度向上への努力が続けられてきた。ここ2、3年来、レーダー観測の開始、陸海空にわたる北陸豪雪特別観測網の展開によって豪雪の実態も次第に明らかにされつつあるが、反面また新しい問題点も出てきた。ここではレーダー・メソ解析を中心に北陸豪雪の実態と問題点を述べる。

2. 冬季季節風時のエコーの特性

季節風吹走時のエコー分布は、概括的にランダム(R)、線状(L)、うず状(V)を呈するものに分類できよう。線状エコーを走向別、移動状況、関連する降雪型などによって分類し、モデル的に図示すると第1図になる。低気圧の面エコーをCで表わすと、各エコーの出現順序は、能登半島以東ではC→F→(V)→R→L_{NW}→L_w,L_{sw}(V);以西ではR→L_w, R→L_{NW}, R→L_{sw}→(V)とな

季節風時のエコー C→F→(V)→R→L_{NW}→L_w,L_{sw}(V)

1. ランダム(R)	}	NW-SE(山雪): L _{NW} 停
2. 線状エコー(L)		W-E(里雪): L _w 停
3. うず状エコー(V)		SW-NE(里雪): L _{sw} 停
		" (山里): F 進



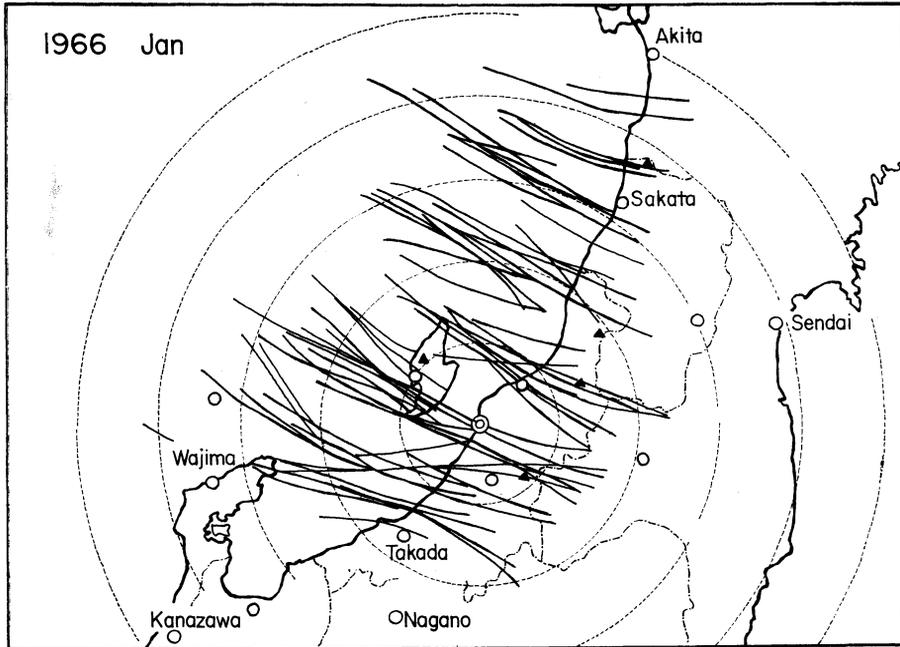
第1図 北陸地方の冬季の季節風時のエコーのモデル

ることが多いが、規則的なものではない。なおうず状のものは、出現率が少ないので括弧を付してある。

3. 線状エコーの特性

季節風最盛期(山雪)に現われるNW-SEの走向をもつ線状エコーの出現状況(1966年1月)を第2図に示す。線状エコーの配列しやすい環境があり、その理由として佐渡、能登半島の地形、特に岬の効果が考えられるが、沖合200km付近ですでに線状をなすことから、下層からの加熱で対流活動の盛んな大気成層にも関係がある。北西の線状エコーは、平均間隔30~50kmで配列し、新潟県では山間の大雪常襲地帯(例えば南魚沼、阿賀野川流域など)から脊梁山脈の谷間をぬけて風下の太

* Symposium on the Snowfall in Areas along the Sea of Japan
 —1966年12月2日受理—



第2図 季節風最盛期（山雪）の北西—南東走向の線状エコー（1966年1月）

平洋側（例えば会津盆地）にのびる。

季節風末期又は袋型気圧配置（里雪）に現われるW—E, SW—NEの走向をもつ線状エコーは、富山湾又は能登半島から新潟県平野部を経て山間部にのびる（図略）。エコー走向のわずかなずれによっても降雪域に大きな地域相違がでてくるので走向の問題は重要である（1963年1月23日の例）。

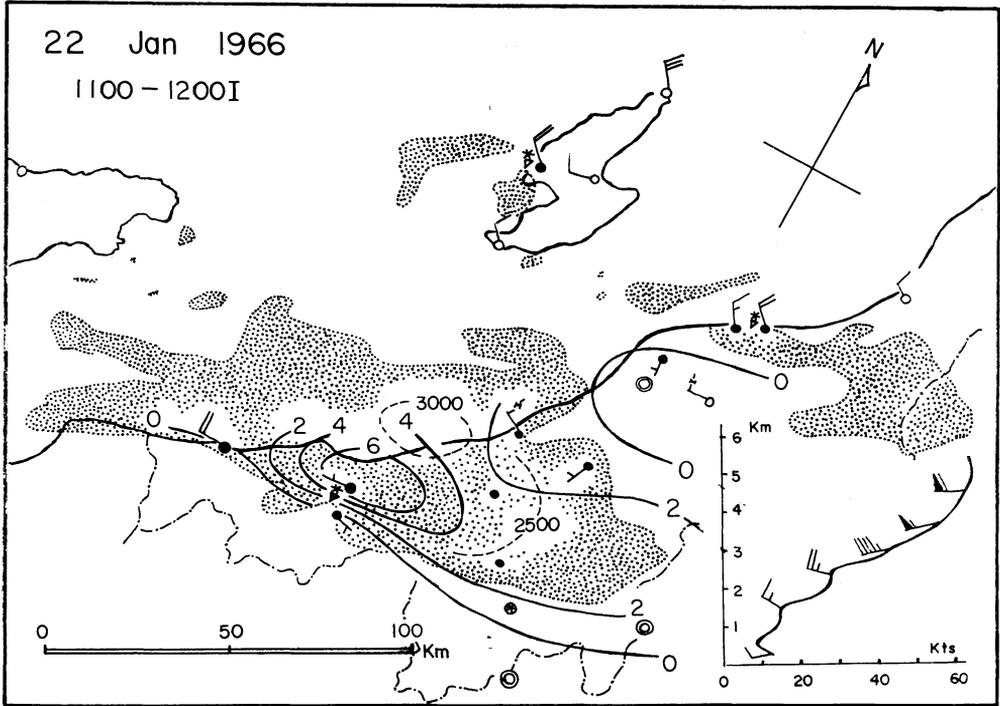
進行性のSW—NE走向のエコーは、寒冷前線又は低気圧暖域の不安定線の通過に対応して現われ、海上から

の相次ぐ線状エコーの来襲によって山、里を問わず降雪をもたらす（1960年1月26日の例）。

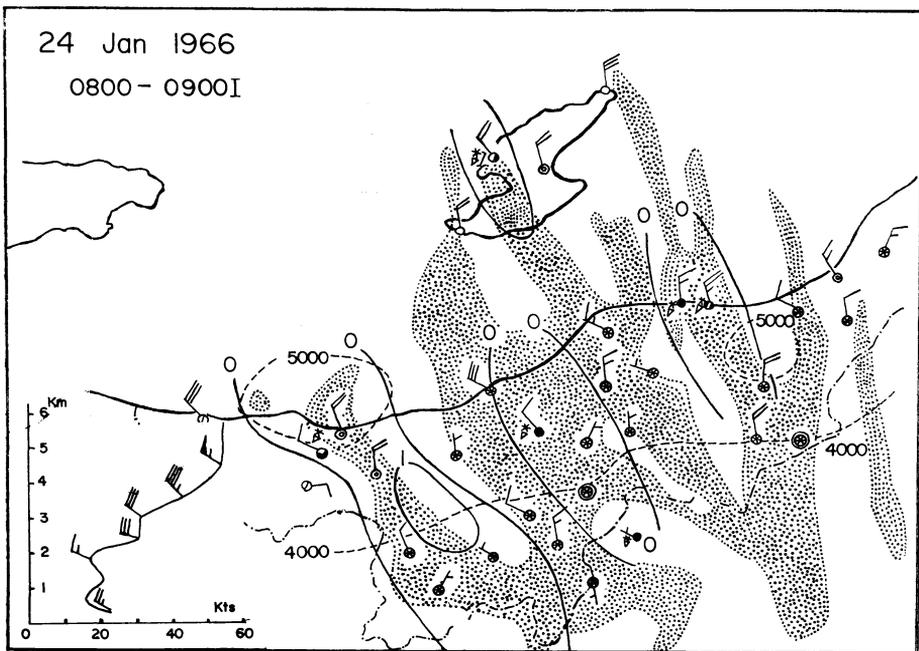
線状エコーの走向と上層風との関係を統計的に（1964年冬季）調べると、走向は1000—500mb又は850—500mbの温度風にはほぼ平行することが多い。山雪、里雪の下層風向は、いずれもNWないしWNWで上層風向（500mb）は前者がNW、後者がSWの特徴をもつので、線状エコーは山雪型でNW—SE、里雪型でSW—NE、又はW—Eの走向をもつのであろう。

第1表 雲列、レーダー・バンド特性

氏名	期日	種類	走向	間隔	走向に関連する風
浅井（1966）	1966. 2. 3	雲（飛行機）	WNW→ESE	20	雲層内平均風向 850mbの風
二宮（1966）	1962. 2. 11	〃（衛星）		70~100	
宮沢（1964）	1963. 12~1	レーダー	NW→SE	20（海上）	1000, 850mb—500mbの 風のシャワー
藤原（1966）	1966. 1	レーダー	W→E	30~50（陸上）	
			SW→NE	25と50 10~15	
瀬下（1965）	1963. 1. 24	降水変化線	W→E	30~70	
樋口（1963）	1960—1962	雲（飛行機）	NW—SE	30	地上等圧線に平行 雲層平均風向
Malkus（1963）	1957. 7~8	雲（飛行機）	W—E	65~80	
Kuettner（1959）		雲		5~10	



第3図 里雪時のエコー域を降雪域 (1966年1月22日11~12時)
(点領域はエコー区域, 実線は1時間降水量 mm, 点線はエコー高度 m, 右下は上層風の垂直分布を示す)



第4図 山雪時のエコー域と降雪域 (1966年1月24日8~9時)
(左下は上層風の垂直分布, その他の記号は第3図に同じ)

最近、雲列、レーダーバンドの走向、間隔などについての報告が多いが、主として北陸、日本海の降雪に関係したものを、まとめると第1表になる。レーダー、飛行機観測、気象衛星などの観測手段の相違によって、取り扱う現象の規模が異なるので、これらの間隔や走向などの値に、かなりの巾がある。従ってこれらを画一的に解釈することはできないであろう。

4. 線状エコーと降雪域

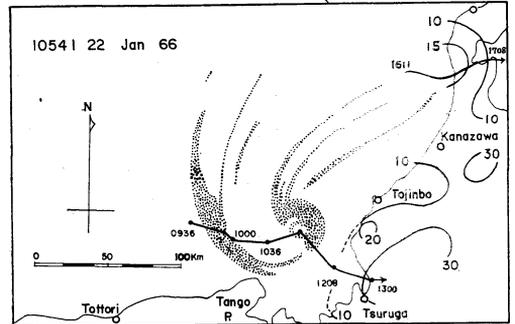
エコー域と降雪域がどのように対応するかを知っておくことは、予報現業の立場からも、雲物理の面からも必要である。しかし未解決な点が多いので、ここではエコー域と降雪域との若干の対応例を示すにとどめたい。一般には両者が、かなり一致する場合と、ずれの大きい場合とがある。これらのずれは上層風の垂直分布と生成層からの雪片の落下速度に関係する。1963年1月23日16時の例では線状エコー域の風下約20kmに帯状の地上降雪域が存在しており、雪片が風に流されていることを示す。また1966年1月22日の若狭湾のRHI観測では、海上のエコーが垂直方向に発達しており、この場合あらゆる落下を示すものではないかとの討論があった。第3、

4図は、里雪型、山雪型の1時間降水量分布とその1時間内の2枚のエコー分布の合成図との対応であるが、定性的にはかなり一致している。しかし、別の例ではエコーがあっても対応する降雪域がなく、またその逆の場合もある。最近では海上のエコーからの落下雪片が、集中的に山に運ばれて大雪となるとの考え方もあるので、降雪の尾流の問題を含めて、今後RHIなどによって検討されねばならない。なお統計によると(1964年冬季)、海上の線状エコーの高さは、2.6~3.5kmのものが最も多く、一般にはエコー高度が高くなると降雪強度は増す傾向がある。

5. うず性じょう乱

北陸地方では、以前から中規模の小じょう乱、小低気圧が強雪の引金作用をなすと考えられてきた。最近ではレーダー観測によって、これを裏付けするように豪雪時に、しばしば水平規模50~80kmのうず性のじょう乱が認められる。これらは直径数100kmの台風と直径数100m以下の竜巻との中間の規模をもち、低気圧性循環をもつことからメソサイクロンとして分類され、明瞭なスパイラルバンドまたはリング状エコーをもち、眼直径は約20km程度である。じょう乱は一般に北陸沿岸沖に発生し、ほぼ700mbの風に流され平野部を通して山地で消滅し、寿命は数時間以内である。個々の降雪セルの

寿命より長いので降雪の短時間予報に利用される可能性がある。じょう乱の通過によって局地の強雪のバースト、地上風の急変、気圧急下降を伴ない、じょう乱の経路に沿って多雪地帯がでてくる。第5図に北陸地方西部に現われたこの種のじょう乱の例を示すが、じょう乱は



第5図 うず性じょう乱の一例(1966年1月22日10時54分)

(点線領域はエコー域、実線は22日9時~23日9時の降雪量 cm を示す)

福井県今庄付近の大雪に寄与した。同日、能登半島を通過した別のうず性じょう乱によって、輪島では1.2mm/10分、七尾で2.0mm/20分の強雪を観測した。このようなじょう乱は、地上気圧配置では袋型、日本海低気圧の暖域および前線通過直後に、上層の状態では500mb寒冷渦の近傍、下層収束・上層発散の場で発生している。特に、じょう乱が海表面水温から見た暖水域又は暖冷水域の境界(潮目)付近で発生しているのは興味がある。

6. 今後の問題点

総観規模での大雪の予報については、500mb寒冷渦、700mbの短波の谷などの早期発見、追跡などによって、最近では24~48時間前には予報可能となってきたが、大雪が北陸地方のどこで起るかという中規模の降雪予報の精度を向上させるには、次の点を今後解明しなければならない。

- 1) 寒冷渦(例えば500mb)の位置と大雪発現地域の相互関係
- 2) 雲物理、レーダー立体観測(RHI)の立場からの降雪エコーと降雪域との対応調査
- 3) 地形因子、大気成層の両面からの線状エコー形成条件
- 4) うず性じょう乱の力学的取扱い

討 論

日本海沿岸の降雪機構が真剣にとりあげられてから5年と経っていない。しかしその後の進歩は驚くべきもの

である。これはレーダー、航空写真及び気象衛星による海上の資料が使えるようになったからである。

宮沢は北陸地方に豪雪をもたらす雪雲をレーダーエコーによって三つの型に分類し、各々の場合について降雪との関係を紹介、説明を行なった。その結果、海上の雪雲の分布と沿岸の降雪域との関係が具体的に非常に明確となった。

これは話題提供者自身から提出された疑問であるが、沿岸にレーダーエコーが明瞭に認められる場合でも地上の対応する降雪域があったりなかったりすることである。このことは風によって降雪が風下に流されると云うことだけでは説明されない。

この問題に対して斉藤（札幌管区）、藤原（気象研）、孫野（北大）から次の点が指摘された。霰のように落下速度の大きいものは真直に落ちるので、レーダー域の風下に流される所謂ストリーマーが出来ないこともあり得る。またストリーマーが見えなかったのはレーダー（RHI）の切りかたが悪かったためで、よく見ればストリーマーが見えるものである。次にレーダーの降雪域と地上の降雪域を比較する場合に、レーダーの降雪域の風下の端の部分に積雪の極大が発生すると原理上考えられる。と云うのはエコーがなくなったと云うことは地上に落下したことを意味するからである。

ストリーマーに関して風の垂直シャーが問題となった。これに関連して土屋（気象庁）からシャーが弱い時には雲はベナーセル、強い時には典型的なバンド状構造をなすことを TIROS 写真で紹介した。

高層状態のモデルと総観解析との関係 および北海道と北陸との降雪の差異

岡林俊雄（札幌管区気象台）

1. はじめに

北陸豪雪の総合観測・研究の規模とは比較にならないが、札幌管区気象台も当然のことながら大雪調査を続けている。北大孫野教室では雲物理も含めて総合研究を行っているのは衆知のとおりである。筆者も細々ながら、北大などの指導もうけ調査を続けている。

さて、降雪の研究でまず頭におかなければならないのは、

1) 雲の発生地点

筆者らが想像していたように、従前考えられていたより、雲ははるか沿海州よりからできる。

2) 雪の発生地点

これも、従来考えられていたよりかなり沖合からでき

る。

3) 降雪機構

これについては、従来は、前線とか前面が必要と考えられていたが、天気図では何もなくても（前線や前面）雪は降ることを筆者は強調してきた（昭和39年春季大会で発表）。

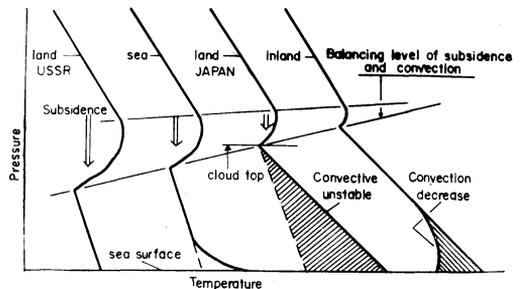
4) 雪の落下速度と浮動性

雪は落下速度がおそいので、風により発生源より、20~30km くらい流されること、また一旦、雪面等に接触しても再び風で流されるという性質があるが、これは降雪の調査・予報等のとき常に頭におかなければならない重要な事項である。

2. 高層状態と総観解析

1) 日本海上での高層状態の変化のモデル

これについては前記昭和39年の学会で発表したものに、北大孫野氏の考えなどにより、一番右側の P-T 曲線を加えた。それを第1図に示す。



第1図 日本海を通過する気図の変質（高層状態の）過程

太実線：高層状態曲線

下向き矢印：沈降，長さが沈降の度合に比例

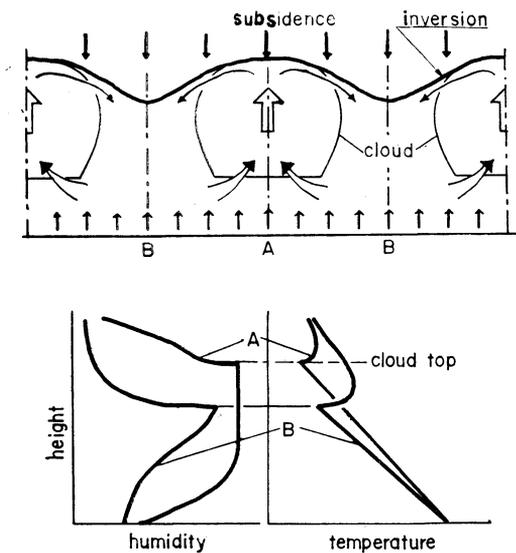
とにかく、斜線の部分の不安定気層中の過剰水蒸気は何等かの作用によって降り落さなければならぬわけである。

2) 晴天域と降雪域との高層状態の差異

1) で述べたモデルは、逆転高度は海上の吹送距離に比例するが、雲がバンド状になっているとき（気象衛星写真等で）は、晴天域と降雪域の差異として第2図のようなモデルを考える必要がある。

3) 札幌の高層観測に現れる特異性

北海道西岸で卓越風向が西風の場合、石狩平野の岩見沢地方が大雪でも、わずかに40km しかはなれていない札幌は晴天という現象がしばしば観測される。これは山岳（手稲山・高さ1,100m）の風下側におこる現象で、この場合札幌の高層観測には非常に低いところに大きな逆



第2図 晴天域と降雪域（またわ雲域）との高層状態の差異
 A：降雪域 B：晴天域
 上図：バンドの走向に直角な断面図
 下図：高層状態の差異の比較

転（第2図の晴天域の逆転高度よりさらに低い）が現われ、湿度も逆転高度付近で最大であるがたかだか70~80%である。従って岩見沢地方の降雪にはあまりよい関係を示さない。

4) 総観解析との関係

総観解析には多くの研究があるが、松本・二宮氏の北陸豪雪時の総観モデル等とはよく知られており、また中岡・山崎氏たちも似たような研究を発表した。

断面図解析によると背の高いコールドドーム（400~500mb）内に入ったとき大雪になることはうなずける。それは上層が低温になるほど気層が不安定になるので当然である。しかし下層から400~500mbまで何も無い（逆転、安定層等）場合のほうが多いのか？という疑問がある。北海道西岸の降雪時には、850~700mbに逆転がある場合が多い。事実松本・二宮氏の断面図でも秋田以北の850~700mbに顕著な安定層（逆転）がある。

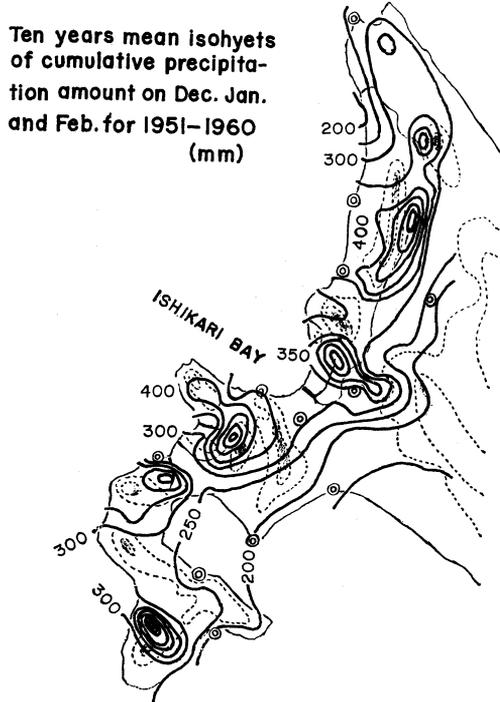
一方前記の中岡・山崎氏はこの背の低いドームの中では雪は降らず、南側で降ると考えている。要は扱ったケースの数の問題もあるのではなからうか、というのは必ずしもそうでない場合もあるからである。

3. 降雪域・多雪域（多積雪域）

冬季北海道西半分には大きくみて6つの多雪域がある。そのいずれにも共通していることは、北西風系に対

して、両側山地にはさまれ、風下側は行手をさえぎる高地や山地になっていることである。したがって、地形から、必然的に、そこには河川がはしり、多雪域はその上流地域になっている。

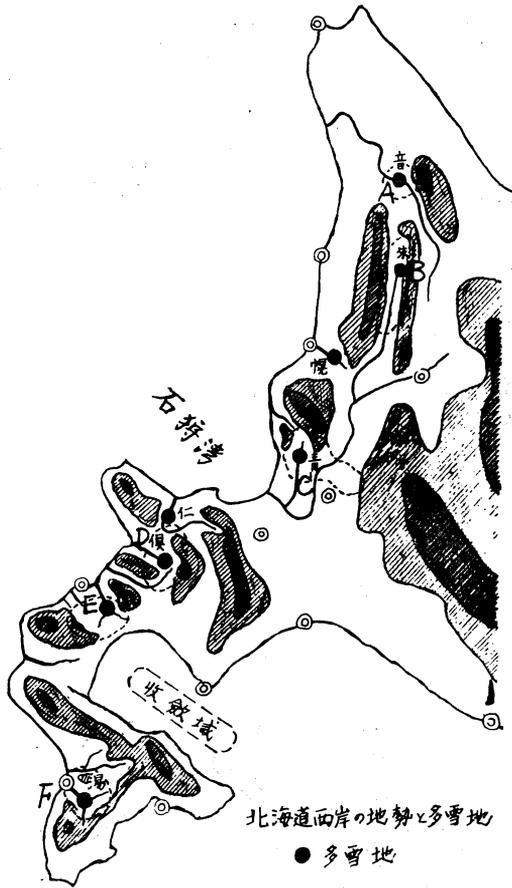
第3図に厳寒期（12~翌2月）の積算降水量を第4図に降水量の最大の中心地点と概略の地形を示す。両図を比較してみると、多雪域は上記のような地域になっている。



第3図 北海通西半分の厳寒期（12月~翌年2月）の10年平均（1951~1960）の積算降水量・観測所の値も入れてある。単位：mm

ところで第4図で注目してほしい重要なことは、Bの朱鞠内地域は北西風系に対して、風上側に天塩山地があり、むしろ普通は下降領域で降水は発生しないと考えられている領域である。それにもかかわらず、朱鞠内は西岸随一の多雪地帯である。

その理由は、卓越風向が地形によりかなり変形するためである。これについては河村（東京管区）が詳しく調査しており、卓越風向が南西のときはもちろん、西、北西のときも雨竜川（石狩川上流）づたいに朱鞠内地方は南風による収束域になってになっている。これは石狩湾から石狩平野に入って来た気流が転向してはるばる朱鞠内方面に向うのであろう。



第4図 北海道西半分の地勢と多雪地の中心(●印:第3図の最多降水量の中心)地域。点線でかこんだところが多雪地 ◎印は気象官署

倶知安地方も有名な多雪域であるが、ここは第4図をみてもわかるように風向が多少北西よりどちらにずれても、風下側に羊蹄山がひかえて行手をささぎるので雪を降りおとす地域になっている。

さて、1, 4)でも書いたが、雪は発生地点よりかなり流された再浮遊するので、降雪域と多雪域を区別する必要のあることを強調したい。たとえば海岸地方は風が強いのでそこには積りづらく、弱風域までいってそこに積る傾向が強い。したがって一種の『行きずまり』の地域が多雪域になる。

4. 山雪と里雪、北海道と北陸との差異

1) 山雪と里雪

山雪、里雪と分類するのは現象を大別単純化する意味では結構だが、中間領域のやや山よりの地域のほうが多

く降ることが少なくないはずである。ただ、山雪は比較的風の強いときに、里雪は風の弱いときに降る傾向にある。このことは中小擾乱(平野部の大雪)は卓越風が強すぎる時は発生しないためであろう。

また、里雪のときは、若狭湾不連続線、北陸不連続線があらわれやすいとされている。石狩湾不連続線も似たときにできやすいが、石狩湾のものについては石狩湾収束線(風の)と呼ぶほうが穏当であろう。

2) 北海道と北陸の差異

結論から先になるが、北海道と北陸にはその降雪機構には本質的な差異はない。ただ種々の要素の関係の程度の差異があるということであろう。たとえば

- ア. 北西風系に対して、北陸は北海道より空気塊の吹走距離が長い。
- イ. 海水温(水蒸気の補給源と気層を不安定にする原因)は北陸のほうが高い。
- ウ. 風に南分をもつことが北陸のほうが多い。
- エ. 北陸は北海道より地形が北西風系をまともになだきこむようになっている。
- オ. 北陸は北海道より山脈が高い。
- カ. 中小擾乱の発生頻度が高く、スケールも大きい。ということであろう。

5. 小擾乱、局地性、レーダー観測との関係

はしがきでも記したが降雪は天気図上にはなにも無いときも十分降るが、しばしば、天気図上には完全に書けないような小擾乱が大雪をふらせ、とくに海岸近くに大雪を降らせ、また局地性も顕著である。これの実体はレーダーや海上観測があってはじめてその存在を確かめられる場合が多く、逆に大雪になってしばらくしてから、これは小低気圧によるものだとして『逆算』して、天気図の等圧線を多少彎曲させる場合もあるいはあるのではなからうか。

この小擾乱はその成因について、いろいろの考えがあるようだが、見のがしてならないことは、その成因について西岸の『湾効果』が一と役かっていると考えられることである。北海道西岸では、石狩湾が小低気圧の発生頻度が一番高い。それは湾が小擾乱(小低気圧)の発生・発達を助長していると考えられる。そして湾とそれに続く平野が収束効果を発揮し、地形性降雪バンドを形成させるのだと思う。そしてそのバンドは風向(特に850mbのが一番良い)によって方向を変え、降雪地域を決定すると考えられる。降雪量はバンドの持続時間に比例するであろう。

さて、札幌のレーダーで石狩湾小低気圧をみるかぎりでは、小低気圧はスパイラルまたはリング状になることは少なく、また小低気圧そのものも小さい。特徴としては、小低気圧の南西象限がエコーの発達が顕著でそこから南東に内陸へ向う太いバンドが出ている場合が多い。

局地性はバンドの走行（レーダーの）と、それ以下の高度の風の流れによってきまるであろう。最終的には風の弱くなった地域に落下しそこに落ちて着くであろう。

6. バンド構造と降雪の関係について

1) バンド構造と降水量との関係

雲のバンド構造は、雲物理、降雪機構の研究に重要であることはもちろんであるが、さらに重要なことは（気象庁の立場）、降雪量との関係である。

気象衛星写真で雲がきれいなバンド構造になっているときはむしろ降水量は少なく、バンド構造がみだれ（かくれ）一面雲のときのほうが降水量が多いようである。その理由は雲が十分発達したとき（海岸に近づいてきたとき）は、バンド構造の晴天域と雲域の間が埋ってしまうであろう。これは衛星写真や孫野氏達の実験からも考えられることであろう。

2) バンドの間隔の問題

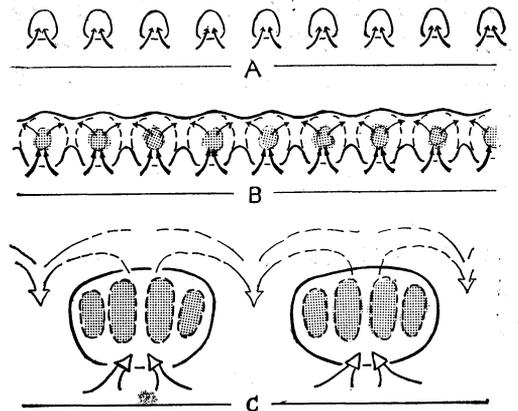
次に、バンドの間隔の問題であるが、気象衛星に写るバンドの間隔とレーダーなどにあらわれるバンドの間隔が異なることである。

衛星写真にあらわれるバンドの間隔は 100km 前後が多い（もちろんこれ以上、以下の場合もある）が、いっぽうレーダーエコーのバンドは普通 15~25km くらいである。また飛行機観測等ではもっとせまい間隔になっており、またバンド構造になっても、波状雲頂の山（もり上がり）と谷の間隔も非常にせまく 1 km 以内のことも多い。これら相互間の関係に統一的考えを出してみた。

まず不安定で対流性の雲の場合（暖かい海上を冷たい空気が流れる場合）バンドの走向に直角な断面を考えると、その初期には第5図Aのように雲とその周辺の気流が配列するであろう。この段階ではバンドとしては間隔がせまくきれいであるがまだ降雪にはいたらないであろう。

次に対流が活発になり雲も優勢になり雲頂付近は隣り同志がまざり合うことになり、その様相は第5図Bのようになると考えられる。

この段階になると降雪は量が多くなるであろう。こうなると気象衛星写真では個々のバンドは写らないが、B



第5図 雲のバンド構造の発達過程と雲の周辺の気流の様相

- A: 発達初期、個々の雲列は独立している。降水を伴わない。
 B: 発達中期、倍々の雲列はまざり合う。降水を伴う。
 C: 発達最盛期または末期、雲列はグループ別に分離する。降水を伴う。

図の中央部のインテンシティの強い部分がレーダーエコーとしてのバンド状にあらわれるかもしれない。

ところでBの段階になると、空気の上昇下降量のバランスのため、Bの状態は無限に連続することができず、一定の長さ毎にまとめて下降気流域があらわれなければならない。したがってその状態は第5図Cのようになるであろう。これが気象衛星に写るバンドであろう。したがって気象衛星にうつる1本のバンドの中には複数のバンド（レーダーエコーなどの）を内蔵していると考えられる。

なおさらに複雑なことは、レーダーエコーに写るバンドは、飛行機などで観測される雲の最小間隔とはまた異なると考えられる。

討 論

主として北海道の資料を用いて、多岐にわたって話題を提供されたが、注目すべき点は、季節風時の日本海では前線や前面による特別な上昇流がなくても雪雲の発生が可能であり、これらの雪が陸上に運ばれる際に風が強ければ山雪型となり弱い場合には里雪型になる。この際、西側に向って開いた谷間の奥が最深雪地帯となる。この理由として海岸近くに降った雪が更に地上風で谷どんづまりにまで運ばれる影響も考えられる。

これに対し中岡（札幌管区）から雪は収束線によって局地的に降ると云う異論が出された。

これまで局地豪雪はバンド状雪雲と密接な関係があると考えられて来たが、山本（東北大）からこのバンド状雪雲と地形の影響との関連が質された。この問題は北岡（気象庁）が指摘したようにバンドの帯が雲のスケールに比べて大きすぎるので当面最も困難な問題である。むしろ風向の差を考慮した方が観測事実合うことも多いようである。

なおこのバンド状降雪雲について、同じような現象が米国の五大湖東岸でも発生することが河野（北大）により紹介された。

北陸豪雪の総観モデル

松本誠一（気象研究所）

1953年以来、毎年1月に約1週間の期間を設けて特別観測を実施しているが、得られた資料を解析して以下に述べるような大雪の総観モデルに到達した。このモデルは必ずしも北陸という地域性に限定されるわけではなく、単に北陸でえられた3カ年の資料に基いた結論であり、また北陸豪雪が特に大きな社会的問題となっているので上のような標題としたわけである。豪雪のモデルは従来経験的によく知られている諸条件即ち上層の低温場、北陸沿岸の収束場（北陸不連続線）、小擾乱の存在などを説明するものでなければならない。

日本海沿岸の降雪の特質は云うまでもなく日本海における熱と水蒸気の補給である。これが大気中に蓄積される重要な過程は積雲対流であり、それが又同時に降雪の直接の要因となることは明らかであろう。積雲対流活動を支配するものは総観規模の擾乱によつて与えられる成層・運動の状態であろうことは疑いのない事実であろう。然しながら豪雪を含めて降水現象においては地域性・集中性が問題となる。降水分布は多くの場合100km程度のスケールを持ち、中規模擾乱と関連があることを示唆している。中規模擾乱が総観規模現象と対流現象との中間にあってどのような役割を果しているかを追求することが、今後の重要な命題の一つとなるであろう。

以下には便宜上総観規模・中規模・積雲対流の3つのスケールに区分して、それぞれにおける重要な物理的要因を考察してみよう。

1. 総観規模における要因

a. 寒冷渦の構造

中部対流圏における polar vortex から突出もしくは切離した中心部が非常に冷たい渦が豪雪と深い関連を持つことは早くから指摘された通りで、豪雪の必要条件と

なっていることはほぼ確立された事実である。その温度は500mb高度で -30°C ～ -40°C を示し、顕著な安定層で境されたドーム状の寒気とその上部の暖気核を伴うことが特徴的である。ドーム状の寒気は南東に変位するにつれ沈降して大気大循環におけるエネルギー並に air mass 交換に重要な役割を果すことはよく知られている通りである。然しこの寒気が日本海の上空を渡って日本列島にさしかかる時ドームの中央部分はむしろ持ち上り寒冷化することが認められる。即ち地域的な逆循環、換言すれば強制上昇が日本海上空で行われているのではないかと示唆される。これは後にのべるように、優勢な積雲対流活動と関連があるのではないかと考えられる。

b. 静的安定度

冬期日本海上では、海面よりの盛んな熱と水蒸気の補給により常時積雲が発生していると考えてよい。雲高は通常の状態では2000m前後であり、その上面に極めて顕著な逆転層を伴っている。これは trade wind inversion といわれるものと構造上よく類似して、東支那海・黄海さらには太平洋上にも観測され、その上にある空気は著しく乾燥しているのが特徴である。

ところが移動性の寒冷渦が日本海を覆うと、成層を著しく不安定化し、対流を活発化する一方上空にまで積雲を引き上げる効果を持つであろう。事実ドーム状寒気は湿潤で雲高は6000mにも及ぶことが観測される。一方このような状態では800mb付近にある逆転層は、全く消失するか又はこんせき程度認められるにすぎない。

上層に侵入した寒気は、海面からの卓越したエネルギー補給と相俟って成層状態は著しく不安定化し、対流活動のみならず中規模擾乱発達のための条件を作り出すものと云うことができる。

c. 水蒸気補給と降雪との関係

豪雪と云われる場合の降水量は、一夜にして1m程度の積雪があるのであるから1日100mmのオーダーであり豪雨の降水量にも匹敵する。しかるに冬期は低温である為に、水蒸気の形での含水量は夏期に比べて1オーダー以上小さいのであるから、降雪に関与する水分としては水蒸気以外の凝結した水分即ち雲粒・雪片その他が重要な役割を持つことが推定される。豪雪時には対流活動が盛んで、雲量雲高ともに大きいことが観測される。

1963年（豪雪年）、1964年（寡雪年）および1965年（平均年）の特別高層観測資料に基づいて水蒸気の収支を計算してみると、水蒸気収束量は年々ほぼ一定の値を示している。一方海面からの蒸発量は降水量に対応して多雪

年に多くなっているけれども、量的には降水量の差異を説明しえない。結局多雪年と少雪年との違いは凝結水分が領域外から運び込まれているか、領域外に流出しているかによることが示される。

2. 中規模擾乱の構造と役割

a. 低気圧と主要降水

上層の寒冷渦の通過に伴い、地上ではこれに先行して低気圧が発達しつつ通過することは、傾圧不安定波理論によりほぼ完全に解明された事実である。主要な降水は低圧域中心の通過時刻と、それに10時間程度遅れておこる寒波吹出しの寸前とにみられる。北陸沿岸部では後者による降水量がはるかに多い。幾つかの降水群がこれらの中間に数時間の周期を持って観測される。これに対応して2~3時間の周期を持ち時速50~100kmで移動する波長100~200kmの中規模擾乱系を解析することができる。

b. 低気圧モデルと中規模擾乱系

前項に述べた2つの主要降水群のうち前者はprefrontal squall line 後者は寒気吹出しの前線と解釈するのが従来の綜観的立場である。然し詳細に中規模解析をほどこしてみると、前線はむしろ中規模擾乱の集合体として見るのが正しい様である。中規模擾乱は100km程度の規模であり、10時間以下の寿命で次々に発生消滅している。前線に特有とされた風向急変、気圧急昇などの現象が、地域により区々であるのはこの理由によるものと見るべきである。また前述の通り中規模擾乱は降水群と密接に結びついており、後に述べるように積雲対流に重要な作用を持つことが示唆される。

c. 中規模発散場の役割

中規模の高層観測網(100km×150km)によれば、地上で中規模低気圧が観測された時刻における運動場は極めて特徴的であって、下層に収束・正渦度場 上層に発散・負渦度場という回転対流系が見出される。台風・低気圧などの綜観規模現象と異なるのは、第一にこの運動系がドーム状寒気の内部に限られているということ、第二に収束場・渦度場ともに 10^{-4}sec^{-1} のオーダーでとくに前者がこの値を持つことは重要な意義を持つものである。

大きな収束場が観測される時、雲底より下の層では平均流によるエネルギーの過剰欠損が計算されることは興味深い。このことは不安定気柱内における盛んな自由対流が下層で吸上げ作用を持つことを示唆するものと考えられる。

3. 対流輸送

a. 積雲対流の発生・分布・輸送能

対流活動は積雲の存在によって間接的に測定することが出来る。飛行機からの写真観測によりえられた知識を総合すると次のようになる。

積雲対流の発生は海面からの蒸発量と密接に関係がある。気柱内に蓄積される水蒸気量がある一定の量を越えると雲が発生するといえる。

一定面積内に存在する雲の箇数は一定値を持ち、一箇の対流雲が占める領域(上昇流域および下降流域を含む)のサイズは雲高に比例し、その縦横の比率はほぼ2という数値を示し、ペナルセルのそれとよく一致している。

雲底高度を通し上方に運びこまれる顕熱および潜熱(水蒸気)のうち対流輸送によるものは、収支計算の残差項として間接的に評価することができる。対流による輸送は上昇流の強さ、上昇流域と下降流域の面積比(積雲の雲量から推定することができる)・対流雲内外温度湿度差の3つのパラメーターが与えられれば求められるが、このうち第2のパラメーターの効果は比較的影響が少ない。また日本海の積雲はサイズも小さく、あまり大きな上昇流は期待されないので、経験的に1m/se程度の値を仮定すると垂直輸送の数値から逆に雲内外の温度差を推定することもできる。このようにして推算した温度差は 2°C という観測事実あるいは数値実験でえられた知識にてらして極めて妥当な値となる。即ち海面から補給された熱エネルギーを自由大気中に再分布させるために果している積雲対流の役割が定量的に確かめられる。

b. 中規模擾乱と対流活動の関係

活潑な対流活動は、到る処で一様に起っているのではない。レーダーエコー又は飛行機による写真観測でも明瞭な通り、中規模の分布を示している。

前に述べた中規模低気圧域内で詳細な定量的解析を試みよう。中規模の運動場で発散方程式の各項を評価してみると、中規模の収束場に極めて大きな残差項が残るが、発散場では小さいことが分る。このことは収束場において対流活動が盛んであり、まさつの効果を及ぼしていることを物語っている。一方渦度方程式にはこのような残差は生じないのは、対流運動においては上昇流と収束とは高い相関があるが回転とは殆んど相関がないことを考えれば理解されよう。このように対流活動は非回転性のまさつ効果を持つほかに、前述のように熱と水蒸気を上空に輸送するという重要な機能を持つものである。

降水の直接的原因は対流運動にあることは言うまでもないことである。降水強度の変化を調べてみると、明らかに個々の積乱雲に対応する10数分程度の変動のほか、2〜3時間周期の降水群を認めることができる。この降水群は前に述べた中規模の擾乱系とよく対応していることが示される。100km程度の網目で計算した地上風の収束量が、その領域の降水量とよく対応していることはよく知られた経験的事実であるが、空間的にも中規模の収束域に事実対流性エコーが存在している。中規模擾乱に特長的な収束量は 10^{-4} sec^{-1} のオーダーであって、大規模擾乱におけるそれより1桁大きいのであるが、このことが対流活動の発達に重要な役割を果たしているものと考えられる。

討 論

北陸豪雪を一般的な立場でとりあつかい、綜観的規模における要因、中規模擾乱の構造と役割、対流輸送にわけて系統的に要領よく説明された。

これに対し、冬期の海面と大気との相互作用について山本（東北大）との間に熱心な討論がくりかえされた。すなわち豪雪の年には平年の2倍もの蒸発が果してあるか、ありとすれば何に起因するものか。答：水蒸気量そのものは平年に比して多いとは観測されていない。しかし風上で海面から水蒸気が供給されて雪の形で地上に運ばれるものと思われる。すなわちコールドドームの吸上げ効果のようなものと考えられる。問：コールドドーム内は不安定なためであろうか。何故コールドドームは蒸発を誘発するのであろうか。蒸発を盛にする要因として気温の低いこと、風速の大きいこと、海水温の高いことなどが考えられるが、どれが最も効いているであろうか。答：どちらかと云えば気温の低いこと。問：海面との相互作用を考える場合に日射・赤外輻射が重要と考えられる。これに対し高橋（気象研）から輻射の影響は1桁少いで問題になるまいとの意見が出された。

季節風時でも日本海の相当部分は雲がなくて海面が露出している。仮に輻射の影響の見積りが小さくても、この影響はもっと真面目に考慮する価値があると思われる。

この他にコールドドーム内の雲の垂直構造について孫野（北大）、山崎（札幌管区）から、また雪雲の水平分布について齊藤（札幌管区）、所謂袋型気圧分布について宮沢（新潟地方）との間に質疑応答があったが、スケールの相異のためかはっきりした結論は得られなかった。

豪雪の統計解析

石原健二（気象庁予報部）

1. はしがき

筆者は、ここ数年、各地方における日降雪量と気象要素との相関解析を基にして、降雪に寄与する気象の構造、降雪量予想のための重相関回帰方程式の作成のための仕事をおこなってきた。それらの仕事は、近く気象庁の印刷物に発表する予定であるので、精しくはそれを御参照願うことにして、ここでは、その概要を述べることにしたい。この仕事は北海道・東北・北陸地方についておこなったのであるが、ここでは北陸地方を例として述べる。

2. 降雪量の資料

北陸地方を降雪特性その他を考慮して35の地区に分割した。各地区には数地点の降雪量の観測点が含まれる。各地区毎に、数地点の降雪量を平均して毎日の平均降雪量を求める。このような降雪量の資料を1960年12月に始まる4冬分について作成した。これを相関計算のための降雪量の資料とする。

3. 気象要素の資料

従来の豪雪の時の気象解析のケース・スタディあるいは降雪の予報経験測を基にして、日本海を中心としたシノプティック・スケールの気象因子から北陸地方の局地的な気流の収束状況を見るためのスモール・スケールの気象因子まで288個を選び出した。それを大別すると次のようになる。

4. 予想因子としての気象のパラメーター

(1) 気温に関連するパラメーター

日本海中部（40N, 135E）の850mb, 700mb, 500mb, 300mb面における気温。

秋田・輪島・米子の1,000mb, 850mb, 700mb, 500mb面における気温, 850mb~1,000mb, 700mb~850mb, 500mb~700mbの層厚。

(2) 高度に関連するパラメーター

秋田・輪島・米子の1,000mb, 850mb, 700mb, 500mb面における高度。

(3) 水蒸気に関連するパラメーター

秋田・輪島・米子の1,000mb, 850mb, 700mb面における露点温度・飽差 850mb, 700mb, 500mb面における相当温位, 850mb, 700mb面における水蒸気流入量のE-W成分, S-N成分, NE-SW成分, SE-NW成分。

(4) 安定度に関連するパラメーター

秋田・輪島・米子の 500mb 面における Showalter の方式を改善した安定指数 (13), 1,000mb~500mb 面間の不安定エネルギー。

(5) 風に関連するパラメーター

ウラジオ・秋田・輪島・米子・仙台・館野の 1,000 mb, 850mb, 700mb, 500mb 面における風の E-W 成分, S-N 成分, NE-SW 成分, SE-NW 成分。

福岡一輪島, 輪島一根室, 福岡一輪島, 日本海中部 (40N, 135E)一輪島, ウラジオー日本海中部 (40N, 135 E), 輪島一富崎の地上気圧差。

(6) 相対うず度に関連するパラメーター

ウラジオー米子一秋田, ウラジオー米子一輪島, ウラジオー秋田一輪島, 輪島一米子一館野, 秋田一輪島一館野の三角形の区域の 1,000mb, 850mb, 700mb, 500mb 面における相対うず度。

(7) 発散・上昇気流に関連するパラメーター

相対うず度のパラメーターとおなじ三角形の区域と等圧面における発散。

うず度のパラメーターとおなじ三角形の区域の 700mb 面における上昇気流。

(8) 局地風に関連するパラメーター

相川, 新潟, 高田, 富山, 砺波, 輪島, 金沢, 小松, 福井, 大野, 敦賀, 舞鶴, 鳥取, 米子, 浜田, 長野, 松本, 彦根における地上風の E-N 成分. 相川, 新潟, 輪島, 福井における地上風の NE-SW 成分, SE-NW 成分。

(9) 局地発散に関連するパラメーター

相川一新潟一高田, 輪島一富山一金沢, 福井一鶴賀一舞鶴の三角形の地域における地上風の発散。

以上の 288 のパラメーターの値を降雪量のデータとおなじ 4 冬の期間の毎日, 9 時・21 時の日に 2 回のものについて整理をおこなった。

5. 相関計算の時間的対応

まず, 降雪量と気象のパラメーターとの単相関係数を求める。単相関係数を求める場合の時間的対応は表-1 に示す通りで, 21 時の気象のパラメーターと当日 9 時から翌日 9 時までの降雪量とを対応させたものを O-LAG, 9 時の気象のパラメーターと向う 24 時間の降雪量とを対応させたものを 12-LAG と呼ぶことにする。

単相関係数の計算は, 各地区の 1 cm 以上の降雪があった場合のデータについておこなった。降雪量の観測単位は cm の 1 位であるので, 0 cm および無降雪は計算から取り除かれたことになる (最後の重相関式の場合

表-1 降雪量と気象のパラメーターとの時間的対応

	気象のパラメーター	降雪量
0-LAG	当日 21 時の気象のパラメーター	当日 9 時~翌日 9 時の降雪量
12-LAG	当日 9 時の気象のパラメーター	当日 9 時~翌日 9 時の降雪量

は全部のデータを含めた), しかし, それにしても降雪量の少ないところに頻度の集中する傾向が強いのので, 降雪量に 100 をプラスして, その和の平方根を求め, それと気象のパラメーターとの相関係数を求めた。この操作は頻度分布の正規分布からの偏りを概括的に補正するためのものである。

6. 単相関解析の結果

得られた単相関係数の地域分布あるいは高度分布を解析した結果から, 北陸地方の豪雪の気象条件について, 次のようないろいろな示唆が得られた。

(1) 日本海・北陸地方に低温の場が与えられると, 北陸地方全域に多量の降雪が降りやすい。

(2) その低温の場は, 日本海上 500m 面ふきんの正の相対温度の発達に関連する。すなわち, 寒気渦が日本海にあらわれた時, 北陸地方で豪雪が降りやすい。その寒気渦が日本海の北部に偏すると, 北陸地方では, たいした雪とはならない。

(3) 豪雪時, 対流圏内は低温であるが, 成層圏下部には暖気核があらわれる。

(4) 日本海ふきんの上層風は, 日本海上の正の相対温度の発達に関連するという形で, 北陸地方全域の降雪に寄与する。

(5) 北陸地方およびその周辺の下層風, 地上風は降雪の局地分布に支配的な役割をもつ。

(6) 日本海で, できた雪雲が, 北陸地方の雪の大部分の源であり, 北陸地方の陸地内の上昇気流によるぎょう結は, 北陸地方の雪の量の一部にしか寄与していないように思われる。

7. 降雪予想の重相関回帰方程式の作成

最後に, 北陸地方を分割した 35 の予報地区に対する降雪量予想のための重相関回帰方程式を選別法により作成したが, かなりよい予報精度をもつことが確かめられた。その重相関回帰方程式のなかの予想因子に, 気温のような北陸地方全般に降雪を与えるパラメーターと, 地上風のような北陸地方の降雪の局地分布に対して支配的なパラメーターとが組み合わさって入っていることが, この予報式がかなりよい予報精度をもつ理由であると考

える。

討 論

荒川 (気象研) : 統計予報の有利さを再認識した。今後どのようなパラメーターを選ぶかが重要でしょう。

岡林 (札幌管区) : 雪と雨とどちらが予報が困難ですか。

石原 : 気象力学的立場では同じと思います。要するにスモールスケールでは統計的方法が力学的方法へのステップになるものと考えます。

山本 (東北大) : 雨は日本中、雪は日本海岸だけだから雨の方が難しいであろう。雨の場合もこの方法が使えませんか。

石原 : 雨の場合はパラメーターが多くなると思います。

北岡 (気象庁) : 数時間前の予報もやって欲しい。

広田 (東大) : パラメーター自身のバリヤンスは如何ですか。

石原 : 相互に相関をもっている所以自己相関の多いものをあわせても、各々が似ているために、結果としての相関度はよくなると思います。

粕谷 (札幌管区) : 予報の精度は如何ですか。

石原 : ずれについて検討しておりませんが、持続性があるので平均値の中に入る確率は70~80%です。

山本 (東北大) : 冬の大きい低気圧が日本海での発達と豪雪との関連は如何になっていますか。

石原 : 豪雪のときはカットオフローがブロッキングして持続する。しかし短時間に通過してアリュレーションで発達するものとはケースが違います。上層のパロクリニックスタビリティが問題です。大規模なものをみるときと小規模なものとは見かたが違います。

孫野 (座長) : これまで日本海岸の降雪は、いろいろな人がいろいろな方法で調べて来られたが、会場の都合などでなかなか一堂に会して討議をつくすという機会が得られませんでした。本日は充分その目的が果されたと考えます。意見の相異は主としてスケールの相異に基づくもので、大規模、中規模、小規模とスケールの相異をわきまえて考えることが大切であると云う一見わかり切った結論しか得られませんでした。これは大事なことと考えます。次にこの種のシンポジウムを計画される時は雲物理と輻射を主にして下さるようお願い致します。

CALENDAR OF COMING EVENTS

(after WMO Bulletin Vol. 15, No. 4)

World Meteorological Organization

24-28 October 1966

31 October-4 November 1966

31 October-5 November 1966

7-19 November 1966

14-18 November 1966

28 November-15 December 1966

Other International Organizations

17-22 October 1966

18-19 October 1966

20-28 October 1966

15-18 November 1966

21-25 November 1966

22 November 1966

Working Group on Qualifications and Training of Aeronautical Meteorological Personnel (CAeM), 1st session, Geneva, Switzerland

Working Group on Guide and Technical Regulations (CHY), 1st session, Geneva, Switzerland

World Weather Watch: 2nd planning meeting on global telecommunications system and global data-processing system

Regional Association III (South America), 4th session, Quito, Ecuador

Working Group on Tropical Meteorology (CAe), Geneva, Switzerland

Regional Seminar on Agrometeorology, Melbourne, Australia

20th Plenary Congress of the International Commission for the Scientific Exploration of the Mediterranean, Bucarest

Expert Committee on Air Pollution, Strasbourg

Symposium on Oceanography and Fisheries Resources of the Tropical Atlantic, Abidjan, Ivory Coast

19th Annual International Air Safety Seminar, Madrid, Spain

Symposium on Radioisotope Tracers in Industry and Geophysics, Prague

4th CAR RAN Meeting, Mexico