

1. 豪雪の機構について

松本 誠一*

豪雪の機構を考える上で重要なことは、補給と集中の問題である。補給には輸送の問題が、集中には不安定理論とのかかわりがある。一方関与する条件として、季節風、寒冷渦、メソ擾乱が重要であり、また地形効果も本質的な役割を持つと考えられる。

日本海（東シナ海を含む）岸の大雪は季節風型であり、降雪の源は海面からの蒸発である。吹出しの寒冷気塊と対馬暖流との間における海気交換の問題に帰着する。季節風の風向は積雪の地域性に一義的な役割を持つであろう。

大雪の条件として寒冷渦の果たす役割は極めて重要である。寒冷渦は成層の不安定化と蒸発および対流活動を促進する。小型の寒冷渦であっても降水に重大な影響を与えることに注意する必要がある。最近注目されている polar low といわれている予期せぬ大量の降水を伴う現象も、この小型寒冷渦に関連した擾乱と考えられる。

豪雪域は中規模の集中性を示す。気圧、風、レーダーエコー分布に特徴的なメソ擾乱が解析されている。実体的にはメソスケールに集中した積雲群であると考えら

れ、preferred scale を規定すべき不安定理論には積雲規模現象との相互作用が重要な役割を果たすであろう。ドーム状寒気が豪雪の充分条件を与えることから、界面に生ずる内部重力波の不安定化を追求する必要がある。

日本海および孤状列島の地形的特徴が、豪雪域を決定する主要な因であろう。北陸地方に降雪量が多いのは、季節風々向により海上の fetch が長くなることが主因であろう。山雪、里雪の特徴についても地形効果が重要な役割を持つと考えらるべきであろう。かつて注目されていた北陸不連続線の実体は、現象的には、coastal front genesis、あるいは land breeze front と呼ばれる現象と類似性を持つ。北米五大湖には lake effect snowstorm の現象があり、数値モデルである程度予測できていることが注目される。

気象衛星資料は、数多くの特異な雲分布を明らかにした。とりわけ列状に連なる中規模渦は注目され、地形による風下効果を考慮する必要が示唆されている。豪雪時にしばしば現れる“収束雲”は極めて顕著な現象であり、多くの気象学者から注目されているが、今後の研究

	季節風	寒冷渦	メソ擾乱	地形効果	
				現地効果	風下効果
補給 (輸送)	海面蒸発 $(T_s - T_a)$ (対馬暖流 吹出し) solid water 輸送		積雲群 対流輸送	fetch (風向とのかかわり)	
	対流積雲	積雲の発達			
集中 (不安定論)	風向と積雪の地域性	逆転層 不安定成層	内部重力波の不安定化	○山雪、里雪 ○北陸不連続線 (coastal front genesis) (land breeze front) ○lake effect snow-storm	メソ擾乱列 edge-effect

* Seichi Matsumoto, 気象研究所.

の重要なポイントである。その解明のために新たな組織的観測が望まれる。また日本海をとり囲む地形、とくに風上側の山の影響を入れた境界層モデルによる数値シミュレーションをやってみる必要がある。

前頁の表は関与する各種の要因を、外部条件と問題別に整理したものである。

2. 豪雪のメカニズムについて

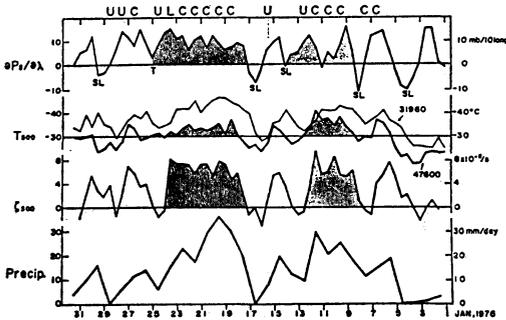
秋山孝子* (コメンター)

コメンターの主張

従来の豪雪に関する研究の多くは、豪雪・大雪時のみを対象とした事例解析か、合成図法によるものであった。豪雪のメカニズムを探るためには、中・小雪時を含めた冬期全般の状況の把握が必要である。以下に、このような観点から、降雪時の総観的気象状況、降雪空間分布(平野型・山地型分布)および日本海上の収束雲と総観場との関連を、1976年1月の事例を示しながら記述する。

中層の寒冷渦 (第1図)

豪雪時には、大陸上(ウラジオ)に -40°C (T_{500})を下回る大規模(時間的・空間的に)な寒気がある。その寒



第1図 1976年1月の timesection.

$\partial P/\partial \lambda$: 北緯 40°N 線上, $135^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ 間の SFC 気圧差, T はトラフ, SL は総観規模低気圧, T_{500} : ウラジオ (31960) と 輪島 (47600) の 500 mb 気温.

ζ_{500} : 輪島沖 grid** の 500 mb 渦度.

Precip: 新潟県面積平均日降水量.

C, L, U の記号は、日本海域の雲型の分類***.

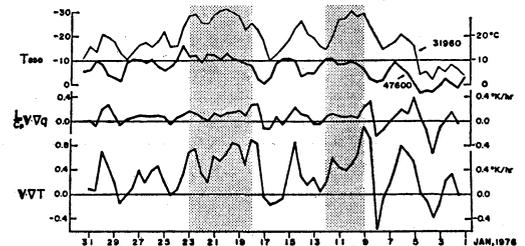
気の日本海上通過時に、豪雪は発生している。しかしこの間輪島では、極く低温 ($< -35^{\circ}\text{C}$) であるとは限らない。寒気は寒冷渦の形態をしているが、その正渦度値は降雪量に関係なくほぼ同じである。豪雪期間 (9~12日, 18~23日) に、渦度値は短周期 (~1日) 変動を示している。なお降水量と、ウラジオの T_{500} の時間変動は、タイムラグをもって、高い相関がある。

SFC 東西方向の気圧傾度: 季節風 (第1図)

一般に、中層寒冷渦内では SFC の季節風は強い。しかし、豪雪期間には中小雪時に比べ、気圧傾度は相対的に小さい(季節風は相対的に弱い)。気圧傾度にも、豪雪期間に短周期の変動が見られる。

下層の状況 (第2図)

寒冷渦内で、ウラジオと輪島の T_{850} の差は大きい。豪雪時に特に大きいことは、日本海から多量の水蒸気・熱の補給があることを示すものである。しかし、豪雪期間に、水蒸気・温度の水平移流量 (dry, cold advection) は、降雪量に見合うほど大きな変動を示していない。これは季節風の弱いことによる。



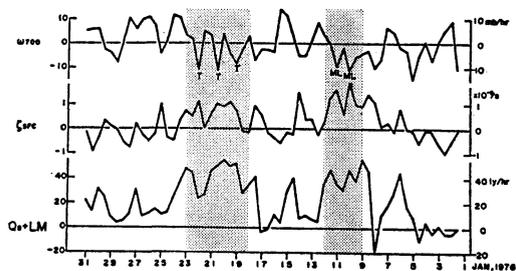
第2図 1976年1月の timesection.

T_{850} : ウラジオと輪島の 850 mb 気温.

$L/CpV \cdot p \cdot q$: 輪島沖 grid の、850 mb 面の水蒸気水平移流量.

$V \cdot p \cdot T$: 同上 grid の、温度水平移流量.

* Takako Akiyama, 気象研究所.



第3図 1976年1月の timesection.

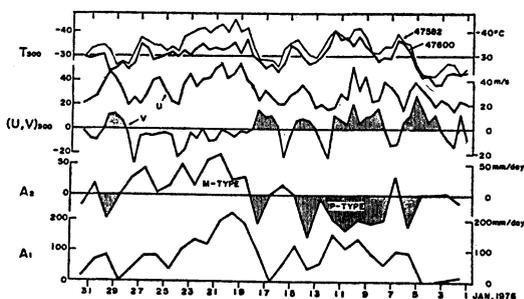
w_{700} : 輪島沖 grid の, 700 mb 面上昇流.
 ζ_{sfc} : 同上 grid の, SFC 温度.
 $Qs+LM$: 同上 grid の, 熱・水蒸気補給量.

上昇流と中間規模じょう乱 (第3図)

豪雪期間に見られた 500 mb 渦度および SFC 気圧傾度の約 1 日周期の変動に対応して, 700 mb 面上昇流, SFC 渦度も変動している. 該当する日の地上天気図には, 日本海に小低気圧 (ML), あるいは弱いトラフ (T) が検出される. この時の補給量 ($Qs+LM$) の大きな変動は, 降水量の変動にほぼ見合っている. (混合層, 変質層も厚くなっている.) 短周期のじょう乱, 広範囲におよぶ深い対流層, 多量の補給量, これらの総合された状況が, 豪雪を発生させているのである.

降雪分布型と総観気象状況 (第4図)

降水量の時空間分布を主成分分析した結果によれば, 9~12日は平野型 ($A_2 < 0$), 18~23日は山地型 ($A_2 > 0$) の豪雪であった (Akiyama, 1981). 両者の総観場の違いは, 中層で最も顕著である. 秋田と輪島の T_{500} の差から知れるように, 山地型豪雪時, 風速の U 成分が大, V 成分は負である. 平野型豪雪時には V 成分は正である. 平野型豪雪は, 大規模寒冷渦内で, しかも寒気核中



第4図 1976年1月の timesection.

T_{500} : 秋田 (47582) と輪島 (47600) の 500 mb 気温.
 $(U, V)_{500}$: 輪島の 500 mb, 風速 U, V 成分.
 A_2, A_1 : 第 2 主成分****, 第 1 主成分****.

心の前面で発生している. 一方, 山地型豪雪は, 大規模寒冷渦の南縁沿い, 寒気核中心の後面で発生している.

中・小雪時, 寒気は南下していない. しかし, 降雪型 (平野・山地型) と寒気 (トラフ) の相対的位置関係は, 上記豪雪時の位置関係と同様である.

収束雲と降雪・総観状況 (第1図, 第2図)

収束雲 (C型) は, 寒冷渦内で, ほとんど例外なく出現している. しかし, その時の降水量は, 10 mm/day から 30 mm/day 以上であって, 一概に, 大雪とは言えない.

筋状雲 (U型) は SFC 季節風が終息に向かう時 (寒冷渦通過直後), そして大陸上の下層が温暖となり, 水蒸気・熱の水平移流量の著しく減少した状況下で出現している. この時の降水量は 10 mm/day 以下である. 以上, 紙面の制約のため, 要点のみを記した. 著者は, 助言を頂いた電計室の二宮氏に謝意を表します.

文献

Akiyama, T., 1981: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region, part I, II, J. Met. Soc. Japan, 59, 578-601.

** 気象庁電計室北半球解析の grid point 値.
 *** 穂積・孫野, 1979 (気象学会春季大会予稿集 No. 118) から引用.
 **** 新潟県日降水量分布の主成分分析結果を Akiyama (1981) から引用.

3. 実況の対応から見た56豪雪と38豪雪の特徴

石瀬 宗弘*

1. はしがき

昭和55年の年末から56年1月半ばにかけて北陸地方に降りつづいた雪は、昭和38年1月豪雪以来の大雪となった。この間、敦賀では最深積雪の極値を記録し、白峰・利賀・八尾・魚津・泊では38豪雪を上まわる積雪となった。この大雪の被害は、交通障害をはじめ市民生活、経済活動に影響を与え大きな災害が発生した。

56年大雪については、気象庁予報部から災害時気象速報として「昭和55年12月中旬から昭和56年2月末までの北陸・東北地方を中心とした大雪」が刊行されているほか、関係地方気象台からはそれぞれの地域を対象に災害時気象速報が刊行されている。また、日本雪氷学会昭和56年度秋季大会のシンポジウムは「豪雪」をテーマに、富山地学会では「雪と生活」をテーマにシンポジウムを開催するなど、56年大雪の実態はすでに明らかになっている。このたび、名古屋市で開催された日本気象学会昭和56年度秋季大会のシンポジウムのテーマとして「北陸豪雪」がとりあげられたのを機に、北陸地方特に福井・石川・富山の三県における56年大雪の経過と特徴について報告した。

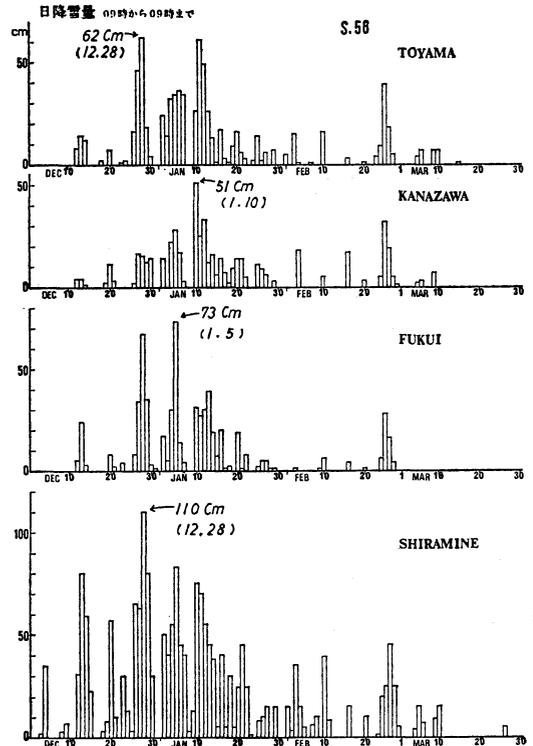
2. 降雪と積雪の経過

第1図の富山・金沢・福井および白峰の日降雪量（当日9時から翌日9時まで）変化図で見られるように、56年大雪は12月中旬から降り始め翌年2月末までの長期間にわたって強弱を繰り返しながら断続的に降りつづいた。

この間、特に顕著な降雪は、(1) 12月12～15日、(2) 12月26～31日、(3) 1月2～8日、(4) 1月10～14日、(5) 2月24～27日の5回となっている。

この各期間における降雪と積雪の状況は、

(1) 12月11日から12日にかけて、黄海から日本海に進んだ低気圧は、急速に発達し北海道北西海上で中心気圧978 mbに下った。低気圧はその後オホーツク海へ進み、日本付近は強い冬型の気圧配置となった。北陸地方の山



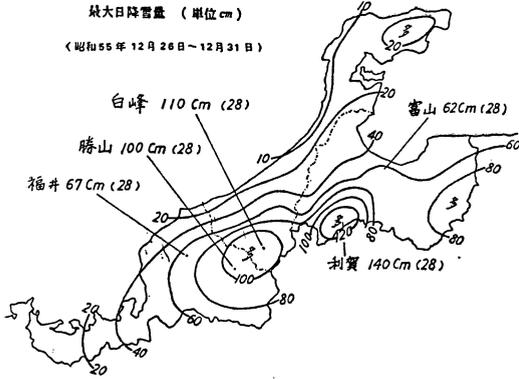
第1図 日降雪量変化図（当日9時～翌日9時）昭和55年12月～56年3月（単位 cm）。

地では12日から雪が降り出し、平地では13日から15日にかけて今冬はじめての大雪となった。この雪は山地を中心に降り、13日には白峰で80 cm、北谷で61 cm、14日には利賀で52 cmの降雪があり、平地で10～30 cm、山地で100 cmを超える積雪となった。

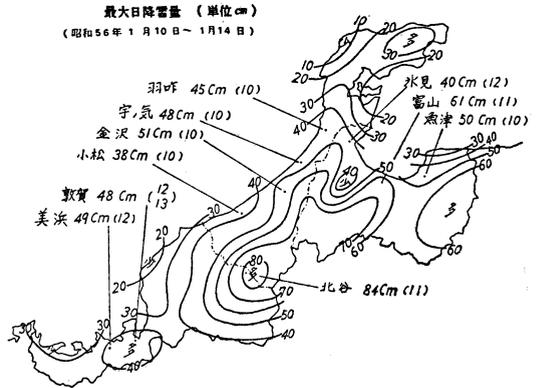
その後、20日には山地で50～60 cm、23日には山地で20～30 cmの降雪があったが、平地では5～10 cmで少なく25日まで平穏に経過した。

(2) 12月26日に弱い低気圧が日本海を通過したあと、冬型の気圧配置が強くなった。北陸地方は27日から29日にかけて終日雷を伴った激しい雪が降りつづき記録的な大

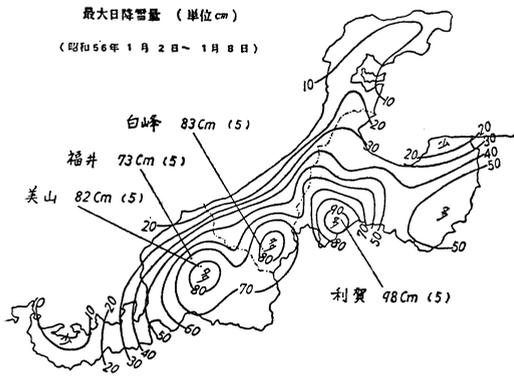
* Munchiro Ishise, 金沢地方気象台。



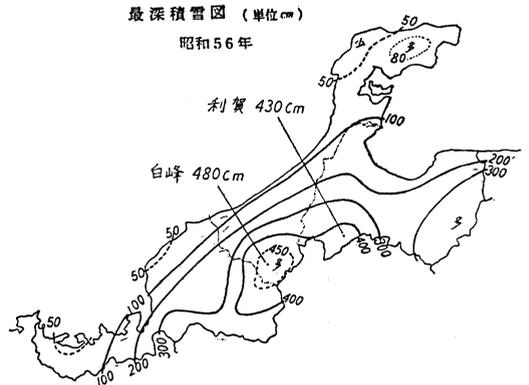
第2図 最大日降雪量の分布図。12月26日～12月31日 (単位 cm) () 内の数字は起日。



第4図 最大日降雪量の分布図。1月10日～1月14日 (単位 cm) () 内の数字は起日。



第3図 最大日降雪量の分布図。1月2日～1月8日 (単位 cm) () 内の数字は起日。



第5図 最深積雪分布図, 昭和56年 (単位 cm)。

雪になった。この間における最大日降雪量の分布は第2図のように、山地から平地にかけて多く28日には利賀で140 cm、白峰で110 cm、福井で67 cm、富山で62 cm 降り、富山・白峰ではこの冬の日降雪量の最大値となった。この結果、積雪の深さは急激に増加し、福井で120 cm、利賀で335 cmの積雪となり平地で100 cm、山地で300 cmを超える所が多くなった。

その後、降雪は弱まり大雪は中休みとなった。

(3) 1月2日、黄海から日本海に進んだ低気圧は発達しながら北東進し、3日には北日本を通過した。日本付近は4日から再び冬型の気圧配置が強まり8日まで毎日20～40 cm、多い所では70 cmを超える降雪であった。この間における最大日降雪量は第3図で見られるように、5日に利賀で98 cm、白峰で83 cm、美山で82 cm、福井で73 cmとなり山地、平地とも多くなった。福井で73

cmの降雪は、この冬の日降雪量の深さの最大値であり、また観測開始以来第1位の記録となった。

9日から10日にかけて、冬型の気圧配置はゆるみ雪は小康状態となった。

(4) 10日に弱い気圧の谷が通ったあと、冬型の気圧配置が強まり北陸地方は10日夜から3度目の大雪となり15日まで続いた。降雪量は毎日30～50 cm、多い所で60 cmを超える大雪となった。この期間における日降雪量の最大は第4図で見られるように、石川県では10日から11日にかけて強く、10日には金沢で51 cm、宇ノ気で48 cm、羽咋で45 cm、小松で38 cmとなり平地で多く降った。富山県では、10日に魚津で50 cm、11日に富山で61 cm、12日には伏木で49 cm、氷見で40 cm 降り平地から海岸にかけて多く降った。福井県では12日から13日にかけて強く降り12日に美浜で49 cm、川上で28 cm、敦

第1表 最深積雪の極値および昭和56年と昭和38年の比較.

県	地名	極 値		昭和56年		昭和38年	
		cm	出現年月日	cm	出現月日	cm	出現月日
富山	○泊	245	昭 2. 2. 13	124	1. 17	93	1. 26
	○魚津	220	昭 15. 2. 1	156	1. 17	130	1. 26
	伏木	225	昭 38. 1. 27	154	1. 13	225	1. 27
	富山	208	昭 15. 1. 30	160	1. 13	186	1. 26
	○八尾	269	昭 20. 2. 26	232	1. 15	213	1. 25
	○利賀	570	大 7. 2. 18	430	1. 15	400	1. 25
	小矢部	347	昭 15. 1. 31	186	1. 15	288	1. 26
	砺波	243	昭 15. 1. 28	181	1. 14	237	1. 26
石川	輪島	110	昭 20. 1. 18	36	1. 23	59	1. 24
	七尾	140	昭 36. 1. 1	60	1. 17	134	1. 27
	羽咋	193	昭 15. 1. 31	60	1. 22	110	1. 26
	宇ノ気	179	昭 15. 1. 27	75	1. 22	155	1. 28
	金沢	181	昭 38. 1. 27	125	1. 13	181	1. 27
	小松	180	昭 15. 1. 31	101	1. 15	160	1. 27
	○白峰	682	大 7. 1. 20	480	1. 15	420	1. 27
	△鳥越	385	昭 20. 2. 26	308	1. 17	308	1. 31
福井	三国	128	昭 38. 1. 27	56	1. 23	128	1. 27
	福井	213	昭 38. 1. 31	196	1. 15	213	1. 31
	勝山	325	昭 38. 1. 31	270	1. 15	325	1. 31
	◎敦賀	154	昭 38. 2. 1	196	1. 15	154	2. 1
	大野	306	大 7. 1. 9	258	1. 15	288	2. 4
	今庄	440	昭 22. 2. 22	231	1. 15	315	2. 1

◎印は昭和56年に極値が出た地点

○印は昭和56年の値が、38豪雪の値を超えた地点

△印は昭和56年の値と38豪雪の値が同じ地点

賀では12・13の両日に48 cmの降雪があり、特に嶺南地方で多く降った。このため15日には敦賀で積雪196 cmに達し、過去の最深積雪の極値154 cmを上まわる記録となったほか、この期間に北陸地方の大部分の所で積雪のピークに達し今冬の本最深積雪を記録した。

15日以後は冬型の気圧配置はつづいたが、特に強まることはなく1月20日、25～26日、2月3日、10日、16日を中心に10～30 cmの降雪があった。

(5) 2月23～24日に本州の南岸を東進した二つの低気圧が、共に発達して25日には三陸沖に進み強い冬型の気圧配置となった。北陸地方は25日から27日にかけて雪が強く降り平地で10～35 cm、山地で50～70 cmに達する降雪があった。

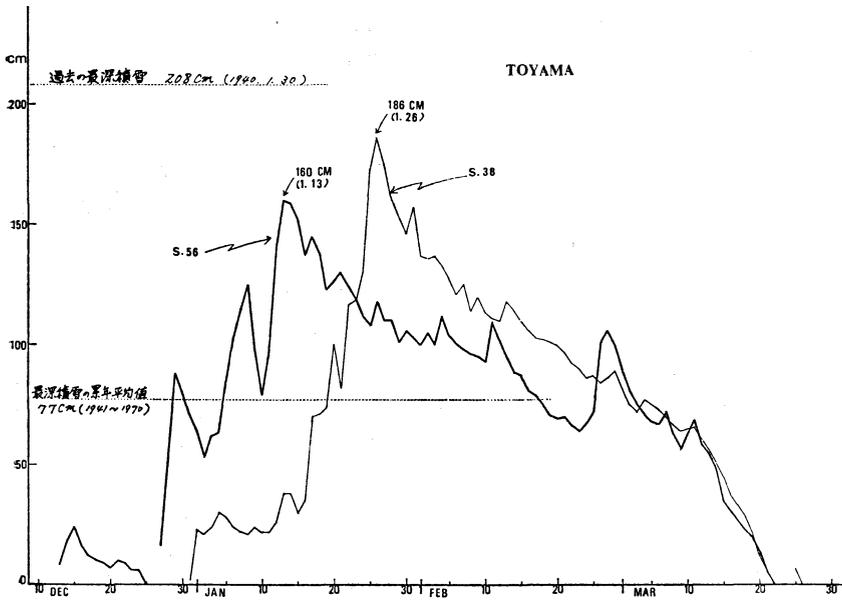
その後、強い冬型の気圧配置はあられわず56年大雪は

終わった。

この結果、北陸地方における今冬の本最深積雪の分布は第5図のように、山地の白峰で480 cm、利賀で430 cmとなり、平地では大部分の所で100 cmを超える積雪となった。

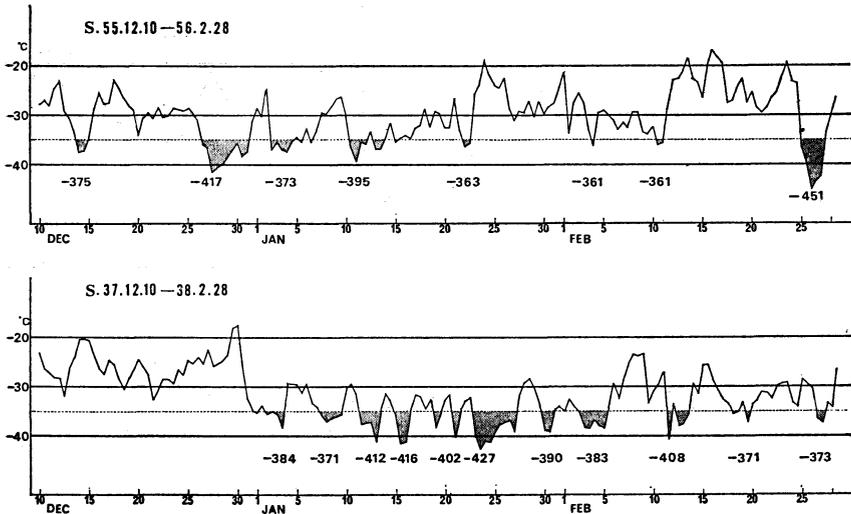
3. 昭和38年1月豪雪との比較

昭和56年大雪を特徴づけるものは、何といても年末から年始の短い間に3度におよぶ記録的な大雪が降ったことであろう。このことは第6図の富山における積雪変化図でも明らかのように、12月29日の88 cmの積雪を頂点とする第1の山、1月8日の125 cmの積雪を頂点とする第2の山、そして1月13日の160 cmの積雪をピークとする第3の山がはっきりとあらわれている。その後



第6図 富山における積雪変化図。単位 cm
(太線は昭和56年, 細線は昭和38年)。

輪島の500mb 気温変化図



第7図 輪島500mb 気温の変化図
(上段は昭和56年, 下段は昭和38年)。

は小さきみな増減を繰り返しながら次第に消えて3月22日までの長期間にわたり積雪におおわれた。

昭和38年1月豪雪は、福井・金沢では1月11日から、富山では1月15日から雪が激しく降りはじめた。そして、場所によっては一時的に小止みになったが1月末までほとんど止むことがなく大雪が降り続き、一気にピークに達するドカ雪型の大雪となり、富山県西部から石川県・福井県にかけての平地から山地の特定の地域に雪の多い里雪型となった。

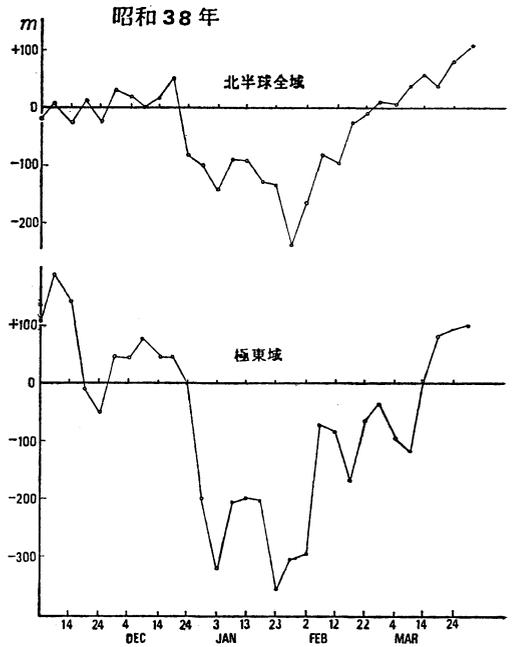
第1表は、北陸地方における最深積雪の極値と昭和56年、38年の最深積雪の値である。この表によって、兩年の積雪の値を比較して見ると昭和38年に極値を記録した所は、伏木・金沢・三国・福井・勝山・敦賀の6地点となっているのに対し、昭和56年には敦賀の1地点だけが極値を更新している。また、昭和56年の積雪が昭和38年を上まわっているのは、白峰・利賀・八尾・魚津・泊の5地点で石川・富山両県の山地と富山県東部の海岸で多くなっている。鳥越では兩年の値が同じとなっている。しかし、富山・石川両県では昭和15年に記録した極値が7地点で現在もつづいている。

4. 輪島 500 mb 気温の変化

北陸地方の雪は、輪島 500 mb (高度、約 5,500 m) の気温と密接な関係があり、特に -35°C 以下の寒気が入ると大雪になるといわれている。輪島 500 mb 気温の変化を第7図(上段は昭和56年、下段は昭和38年)から見ると、昭和56年大雪の最初の寒波は12月13日から15日にかけて流入し14日には -37.5°C に下った。その後、寒気はゆるみ -20°C 台に上ったが12月26~31日、1月2~6日および1月10~15日の3回にわたり相ついで寒気が流入し、12月27日には -41.7°C 、1月4日には -37.3°C 、1月11日には -39.5°C に下り、この寒気に対応して年末から年始にかけての大雪が降った。その後、1月22日に -36.3°C 、2月4日、10日にはそれぞれ -36.1°C の寒気が流入し雪は断続的に降ったが長つづきせず、2月下旬までは -20°C 台を上下した。2月25日から27日にかけて、この冬一番の強い寒気が入り26日には -45.1°C に下り北陸地方はきびしい寒さとふぶきにおそわれこの冬最後の大雪が降った。

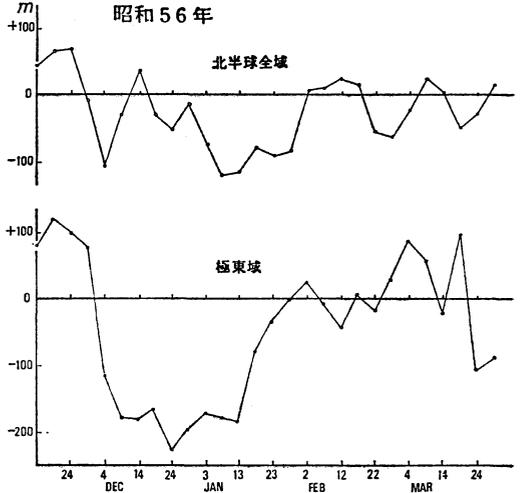
昭和38年豪雪のときは、12月の輪島 500 mb 気温は -20°C を上下し比較のおだやかに経過したが、1月1日から3日にかけて最初の寒気が流入し、3日には -38.4°C 下った。その後、2月上旬まで約1カ月余に

500 mb 東西指数の実況 (40-60°N)



第8図 500 mb 東西指数の実況 (40-60°N) 昭和56年。

500 mb 東西指数の実況 (40-60°N)



第9図 500 mb 東西指数の実況 (40-60°N) 昭和38年。

わたり -35°C 以下の日が多く、1月23日には -42.7°C に下りこの冬一番の強い寒気の流入となった。そして2月末までは一時的に -20°C 台に上ったが、ときどき強

い寒気が流入し-30°C 以下の日が多かった。

5. 500 mb 東西指数

北陸地方の大雪の要因の一つは、極東・太平洋域における顕著な低指数循環にあるといわれている。いま、500 mb, 40~60°N 帯の5日平均東西指数年偏差の経過を気象庁予報部季節予報資料および気象庁技術報告第33号から引用すると、第8図に見られるように極東域では昭和55年11月は高指数に経過したが、12月1半旬から一転して負となり12月5半旬をピークにして1月末まで低指数循環が続いている。また、昭和38年豪雪時における東西指数は、第9図から極東域では12月5半旬から6半旬にかけて急激に下降し、その後は多少変動しながら3月3半旬まで低指数循環が持続した。特に1月5半旬から2月1半旬にかけては異常な負偏差となっている。

6. むすび

実況のうえから大雪の経過についてみると、56年大雪は北陸地方から東北地方にかけての広い地域にわたり、年末から年始の短い期間に集中して断続的に激しい雪が降り大雪となった。北陸地方では、敦賀で最深積雪の極値を記録したほか38豪雪を上まわる積雪となった所があるが、全体としては38豪雪に及ばない。また寒気の強さ、顕著なブロッキング現象、同じ気圧配置の持続性という点からも昭和38年豪雪時に及ばないと思うが、それにつぐ大雪となった。

この報告をまとめるにあたり、気象庁予報部防災気象官 舟田久之氏、福井地方気象台技術課長 奥村広二氏から資料やご教示を頂いた。謝意を表します。

4. 38豪雪及び山雪型の特徴について

内山文夫*

北陸地方は日本の豪雪地帯に属するが、その降雪の地理的分布は必ずしも一様ではなく、季節風初期と最盛期は山岳方面、季節風最盛期と末期は平野・海岸地方が降雪の中心になる。

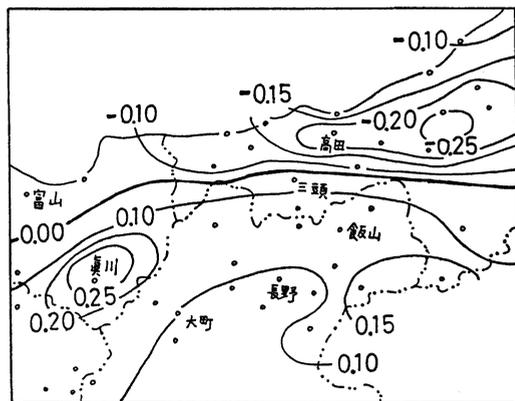
1. 主成分分析による38豪雪

秋山、二宮、広瀬(1980)は降水の分布の特徴を主成分分析法によって降水量の空間的・時間的変化を客観的に記述した。主成分分析は観測された降雪量を次のように分けて解析する：

$$(全体の降雪分布と時間変化) = (第1成分の分布) \times (第1成分の時間変化係数) + (第2成分の分布) \times (第2成分の時間変化係数) + \dots$$

この手法によって、新潟県、長野県およびその周辺の降雪分布を解析した。データは1951年1月から1970年3月までの20年分の冬期間、観測点60カ所分。その結果は次のとおりである。

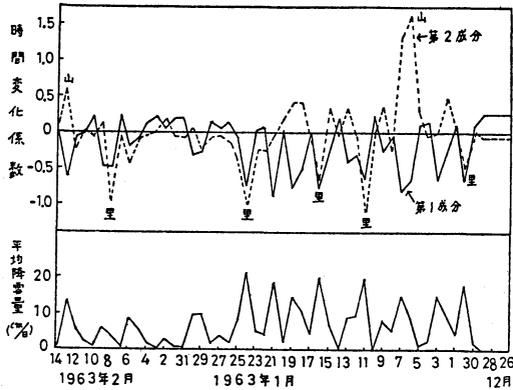
第1成分は、最も基本的な分布、つまり降雪量が平野部から山地に向かって増加し、8合目付近で極大となり、脊りょう山脈の風下側では次第に減少していく平均的な



第1図 第2主成分分析の分布図。

降雪量に類似した分布を示している。これに対し第2成分(第1, 2図)は、平野部と山間部では逆符号をもつ分布を表わし、平野部で降雪量が多ければ山地では少なく、平野部で少なければ山地で多いという特徴を示し、日々複雑に変動していることがわかる。

* Fumio Uchiyama, 長野地方気象台。

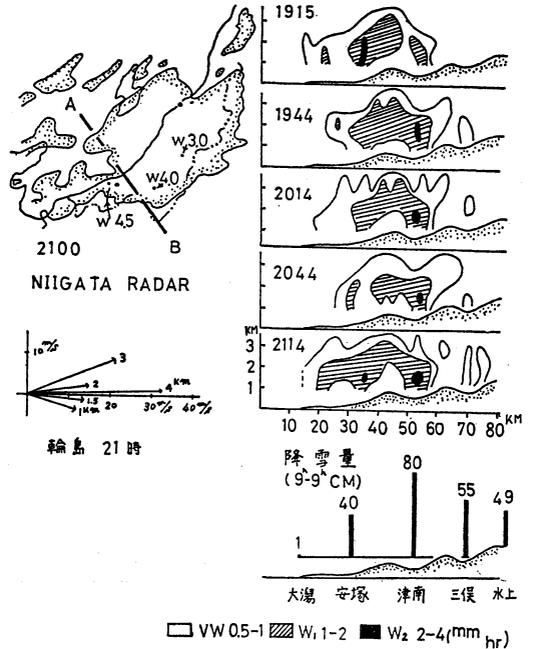


第2図 平均降雪量と第1, 第2成分の日変化図.

2. レーダーによる山雪型の特徴

大雪は、日本海にみられる筋状雲が、日本海側の降雪域によく対応していることはいろいろな資料によって論じられている。新潟のなだれ特別観測報告書（高瀬，1980）の CAPPI 観測によると、エコーの存在頻度の高い高度と平均強度の高い高度はいずれも 1.5 km 付近である。1980年1月16日（山雪・里雪の混合型）の鉛直断面図を第3図に示す。

海上、沿岸部で対流性であった雪雲が、内陸に移動するにしたがい層状雲に変化する。また、強度の増加が比較的ゆるやかで一様なエコーとして発達している。このことは地形性上昇流があり、海上から移動したエコーの層状化した中で、風上側斜面では2つの地域にエコーが発達している。したがって脊りょう山脈の北または北西の山沿いの雪は次のとおりと推測される。すなわち、単に風によって雪片が流され、山岳部に吹き寄せられるものだけではなく、山沿いで盛んに雪片の生成、成長が行



第3図 NIIGATA RADAR のスケッチと CAPPI から作成した AB 線上の鉛直断面図。1980年1月16日。

なわれたものが加わったものである。

3. まとめ

山雪型の降雪分布は複雑で、地域によって降雪機構に差異があるものと推測される。海上で発達した雪雲が山脈の地形上昇の影響を受けてどのようにふるまうのか、中・小規模じょう乱との関係など今後の研究課題である。

5. 衛星画像による日本海の降雪雲に関する最近の研究

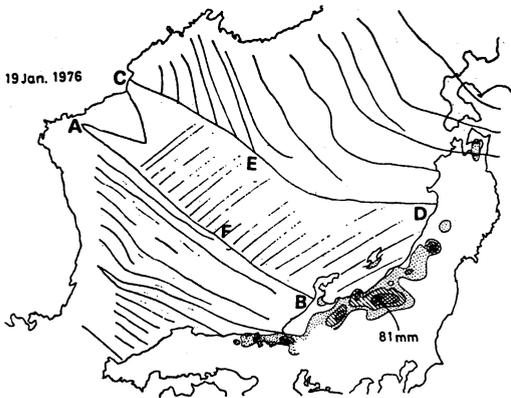
遠藤辰雄*

38豪雪の直後に行われた大規模な特別観測による研究をピークとして、その後は次第に研究発表の数が頭打ち

ぎみであった。一方、衛星画像を用いた研究は、この数年間に着実に増えてきている。ここではそれらについて最近のものも含めて、この話題としてとりあげてみた。

日本海側に大雪がある時、海上には季節風に沿った筋

* Tatsuo Endoh, 北海道大学低温科学研究所.



第1図 典型的な日本海収束帯の例（1976年1月19日）とそのときの降雪域。

状の雲列が一面に発生していることが衛星写真により早くからみとめられていた。これらは、それ以前に石狩平野などに進入してくるレーダーエコーや雲写真による観測によって雲バンドと呼ばれていたものに相当するものである。ところがその筋状雲とは模様や規模を異にする組織だった幅の広い帯状の雲列が朝鮮半島の東側のつけ根あたりから南は福井から北は山形あたりまで及ぶ海岸に向かって、第1図のようにのびているのがしばしばみられ、その存在が注目された。この太い帯状の雲列を岡林は推測される成因を考慮して、はじめに「日本海収束帯状雲」と呼んだ。しかしそれを短縮して収束雲と呼んだこともあったが、熱帯低気圧にともなうものとまぎらわしいという指摘もなされた。ここでは短縮してこれを帯状雲、前述の細いバンド状雲を筋状雲と呼んで区別することにする。またこの帯状雲の存在する海上の領域を「日本海収束帯」と呼ぶこともある（穂積ら参照）。

この現象は出発点は、ほぼ固定しているのに対して、上陸地点はかなり変動することが多い。とにかくその上陸する地帯には大雪が降ることが岡林によりはじめに指摘された。その後、内田や穂積らによって特に収束帯の南東縁（図のAB）の上陸地点（図のB）が最も降雪量が多く、そこから北へ向かって収束帯の幅のなかで一樣に減少するような非対称な分布で降るといわれている。

「ひまわり」の鮮明な画像が得られるようになって、その収束帯の雲列の模様には全体の走向に垂直なトランスバース・モードの雲列からなっているものが多くみられ、しかもその領域は風上のほぼ一点から出発して、そこからV字形に風下に向かって広がりながら伸びている

ことが内田（1978）によって指摘され「V字形雲パターン」と名づけられている。図のCEの北側の筋状雲はそこからABの側へ向かって収束帯内に進入し、このトランスバース・モードの雲列とほぼ直角に交叉してみえることがよくある。しかし、この上下関係はいまだに明らかではない。また内田は、このトランスバース・モードの雲列の上陸するところでは雲列の中央にピークをもつように多降雪域がみられ、V字形が変形すると南東縁に多く降るようになることも指摘している。

一方、穂積ら（1980）は長岡でラジオゾンデを飛ばし、秋田・輪島・米子の高層データと合成して、日本海側海岸に沿った鉛直断面内の風の水平成分から断面内の水平の収束発散を求め、これより収束帯の断面内での鉛直流を含む気流の循環を描くことができた。これによると下層では図のABに向かって南北から収束し、そのABのすぐ北側で上昇がおこる。一方、上層ではABの直上で発散し、それがCDに向かって流れ、そこに収束して、それがCDに沿った下降域につながるものである。この循環と約10,000m上空から航空機によって撮った雲のステレオ写真解析の結果と総合して、収束帯の立体構造のモデルとを提案している。

このモデルではABに沿って背の高い積雲が発達し、村松（1979）の示したCbラインやCuラインがこれに当る。しかもこれらが上陸するほぼ一地点に対し、海上の広域からあつめた水分が局地化されて降りつづき、そこが大雪になることを説明することができる。またCDのすぐ北側には、くっきりとした雲のないすき間がみられることが多いことも、そこが下降域に当ることから説明される。

「ひまわり」の短時間連続観測によって得た元木・里見（1981）による風ベクトル解析によると、このトランスバース・モードの領域の風は全体の走向より南へ傾きABの方向に向かっておりABあたりに正の渦度の高い値が算出され、そこが水平のシャーズゾーンとなっていることを挙げている。そのトランスバース・モードの雲列の領域の風ベクトルを得るとき用いた雲の高度は、およそ2～3kmと推定されているので、この風系は穂積ら（1980）のモデルの下層の風に相当するとみることができうえ、それらは互いによく符合しているといえる。

八木（1981）はACのすぐ風下に風のよどみがみられ、それらは風上の山岳など地形の影響によるもので、それより風下に生ずるトランスバース・モードの雲列は山岳によって生ずる進行重力波であるとみなせるとして

いる。さらに彼はこの収束帯の南東縁の曲線 AB は、そのときの 850 mb の等高線とよく一致することを発見している。一方、多降雪域がこの AB の延長線上に決まるとする穂積ら (1981) は三冬期間の集計から、この AB の出発点はハムキョン山脈の南東縁のあたりであることを示した。これらを用いて、38 豪雪の日について、この出発点を通る 850 mb の等高線から AB に相当する線とその上陸点 B に相当する点を推定し、さらに当時の記録から降雪分布を求めて比べたところ、その最多降雪域の南限と推定された B 点にあたるところがほとんどすべて一致することがわかった。そのことから逆に衛星写真のよいのが得られない 38 豪雪のときも、やはり、この日本海収束帯の構造の支配下での降雪であったことが推定される。

講演では、時間の都合で上記の個々の解析における適応条件や仮定などの詳細は一切省略し、しかもそれらの位置づけのため独自に推定した関係をつけ加えた。当然ながら、それらの因果関係は熱力学的にかつ量的に吟味してやることやシミュレーションにより確かめる必要があるなどの指摘をうけた。それらはすべてもっともであ

り、まさにこれから進められなければならないことである。現状では、やっとその形態と運動の一部がわかって来た段階に達したところであるといえる。これからその成因や消長に関する因果関係を追究すべき時代に入ったといえるのではなからうか。

文 献

- 穂積邦彦, 遠藤辰雄, 谷口 恭, 孫野長治, 1980: 日本海収束帯の垂直構造とその移動に伴う降雪パターンの移動, 日本気象学会講演予稿集, 38, p. 43.
- 1981: 日本海側の豪雪における日本海収束帯の役割, 日本気象学会講演予稿集, 39, p. 9.
- 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, 第 3 号, 15-23.
- 村松照男, 1979: 北陸地方の里雪型大雪時における日本海西部の Cb, Cu ライン, 日本気象学会講演予稿集, 35, p. 21.
- 内田英治, 1979: V 字形雲パターンと日本海側の大雪, 天気, 26, 287-298.
- 八木正允, 1981: 季節風の吹き出し時の雪雲の解析, 日本気象学会講演予稿集, 39, p. 12.

6. 降積雪情報システムと豪雪

木 村 忠 志*

1. 降積雪情報システムの概要

新潟県南西部の多雪地帯に、第 1 図に示す積雪観測網が展開されている。観測点は、17号、8号および18号の各国道に沿って、また、これら 3 本の国道に囲まれた地域内の 32 地点で、それぞれの観測点には積雪の深さ計が設置されている。この積雪観測網は、1973年から1978年にかけて、科学技術庁計上の特別研究促進調整費によって、建設省北陸地方建設局が展開し、以後同建設局が維持管理して冬季の道路除雪の参考資料を得ている。配置されている積雪の深さ計は、2 ポール式 5 台と赤外線反射式 27 台で、これらは 1975 年までに雪害実験研究所において開発された (木村ほか, 1975a, b)。

各観測点の積雪の深さ計は、2 ポール式は毎正時に、赤外線反射式は常時、積雪の深さを計測し、これを毎正時に、内蔵するプリンターに印字記録するとともに、北陸地方建設局長岡国道工事事務所および同高田国道工事事務所に設置されている測定資料収集装置からの呼出信号に応じて、測定値を発信する。これらの通信は公社線を使ってなされる。測定資料収集装置からの呼出しは、通常は毎正時に自動的に実行され、また、高田国道工事事務所の収集した測定値は、長岡国道工事事務所に転送され、すべての測定資料は長岡に集まる。長岡国道工事事務所には、この観測網専用の情報処理システムがあって、このシステムは、収集した測定資料を処理し、前回測定値、現在値、両者の差の 3 つの値を 1 組として、カラーブラウン管面の地図上に色わけして表示する。このほか、指定により数字表示や等値線表示も可能で、プリン

* Tadashi Kimura, 国立防災科学技術センター雪害実験研究所。

ターによる作表記録もなされる。

一方長岡国道工事事務所に収集された毎正時の測定値は、雪害実験研究所に設置した雪資料分布表示装置(SD₃S)に、およそ20分遅れて、専用電話線によって送信され、カラーブラウン管による地図上表示と、カセット・データ・レコーダへの記録、プリンターによる地図上印字記録などがなされる。

これらの表示装置は、観測網の範囲内の積雪の深さの分布と、降雪域の現況を表示するが、道路除雪組織との連動は、一定の基準をもってなされていない。以下に、降積雪情報システムの主要部分を解説する。

2. 2ポール式積雪の深さ計

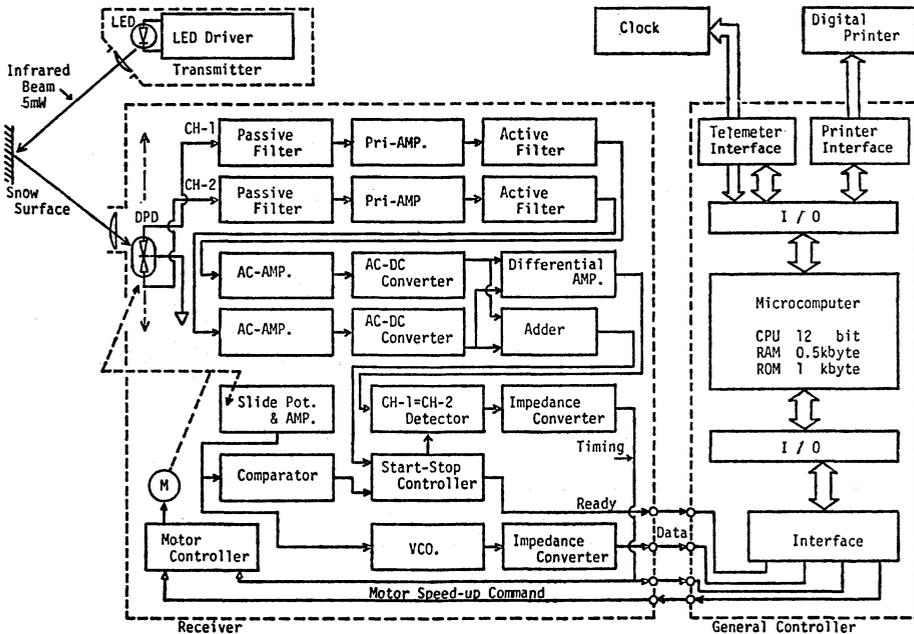
第2図に2ポール式積雪の深さ計の構造を示す。この形式の積雪の深さ計は、1970年に気象研究所で試作されている(津田ほか, 1970)が、装置内部に侵入する水分の排除が困難で、電気回路や機構部分の結露による劣化や発錆のため、長期にわたる動作は実現できなかった。第2図の装置は、基本構造は気象研究所の試作装置とほぼ同じであるが、2本のポールのそれぞれに向い合わせにあけた、投光と受光のための細長いスリットを、開放形として、ここから空気を常時噴出させ、スリットの維持と、ポール内部に侵入した水分の排除を行った。この

空気噴出・換気機構によって、水分による装置の劣化が完全に防止でき、積雪の深さの一冬にわたる連続自動測定が実現した(木村ほか, 1975a)。この2ポール式積雪の深さ計は、最初9台製作され、17号線沿いに設置された(和田ほか, 1977)が、建造物的巨大さと、空気噴出・換気用ブロワーの騒音、また、機械的な構成要素が多く製造単価が高いことなどにより、降積雪情報システムのなかではその後新造されず、赤外線反射式の装置に順次交換されて、現在5台が残っている。製造後はほぼ9年を経過しているが、良く維持管理されて、いまだ健在である。

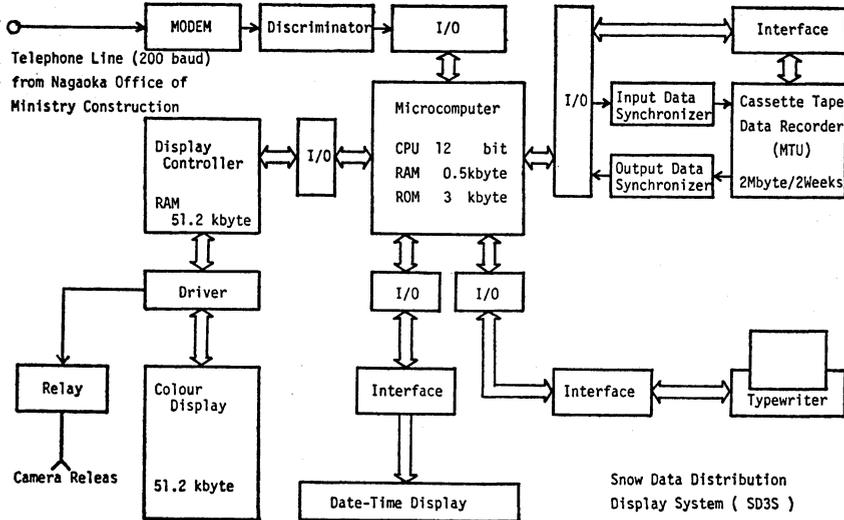
3. 赤外線反射式積雪の深さ計

この形式の積雪の深さ計は、1975年に開発され(木村ほか, 1975b; 木村, 1977)、積雪観測網のなかで27地点に設置されている。第3図は、1979年に改良された装置のブロック図で、1976年の装置と測定原理は同じであるが、マイクロ・コンピュータで動作制御を行い、また、旧形で、雪面から反射した赤外線の出検に採用していた位相敏感検波回路を、フィルターに替えて簡易化した。この新形はNSL-C型と称して、現在2台が使用されている。旧形はR-2a型と称する。

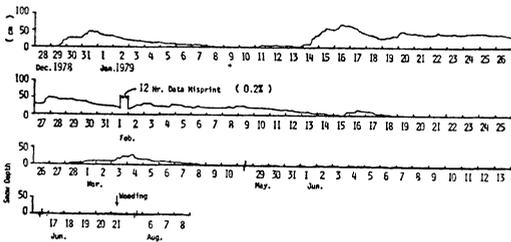
第4図はNSL-C形の連続動作記録の一例で、毎正時



第3図 NSL-C形赤外線反射式積雪の深さ計ブロック図。



第5図 SD₃S のブロック図。



第4図 NSL-C 形の連続動作記録。

の測定値を、1978年12月28日から1979年8月8日まで記入した。この連続動作において、1979年2月1日に12時間、プリンターのインクリボンの乾燥によって、印字記録が判読不能となったほかは、同年8月8日に点検のため作動を停止させるまで、稼動をつづけた。3月下旬の消雪以後、数 cm 程度の測定値が時々現れているのは、測定部分の地面に生えている芝の高さであって、誤動作ではない。第4図は、雪害実験研究所構内で作動させた記録である。この作動期間中、装置は屋外に完全に放置し、インクリボンの交換のほか、手直しなどは不要であった。

5. SD₃S

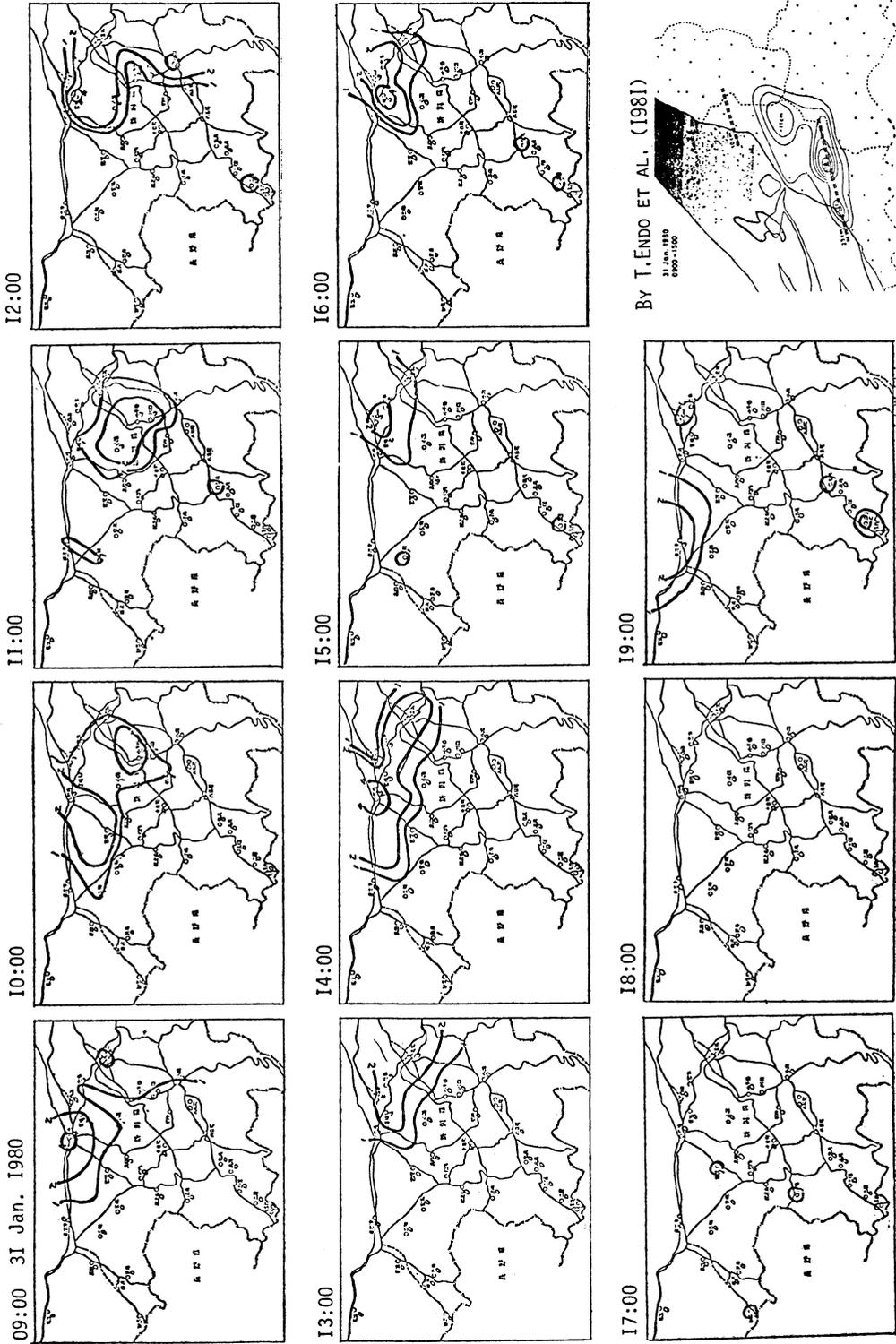
雪害実験研究所に設置した表示装置のブロック図を、第5図に示す。この装置は、雪資料分布表示装置(木村, 1981)と称し、SD₃S と略記する。

長岡国道工事事務所の情報処理システムが積雪観測網から収集し編集した積雪の深さの測定値は、SD₃S に専用電話線によって入力される。SD₃S は、過去1時間の積雪の深さの変化を計算したのち、1時間前の積雪の深さを青、現在値を黄、変化分の増加のときは赤、減少のときは緑にそれぞれ色わけした3本の棒グラフの組を、各観測点ごとにまとめ、それらをカラー・ブラウン管面に地図上表示する。ここで積雪の深さの変化分の計算には、積雪層の自重による圧密沈降量が自動的に補正される。

SD₃S にはこのほか、タイプライタによる地図上印字機能と、カセット・データ・レコーダによる記録機能がある。カセット・テープの記録は、収録月日と時刻を指定して任意に呼び出し、カラー・ブラウン管表示とタイプライタ印字を実行でき、任意の時刻の資料のみの表示、その資料を起点とする30秒間隔の連続再生も可能である。また、3本の棒グラフのうち、任意の1本のみを表示させることもできる。長岡国道工事事務所の情報処理システムの表示・記録装置は、SD₃S を参考にしてまとめられているが、再生機能はもたない。

6. 降雪域の表示

前述のように、長岡国道工事事務所の情報処理システムと、雪害実験研究所のSD₃S には、1時間間隔での降雪の深さの推定機能が組みこまれていて、積雪層の圧密沈降速度があまり大きくなく、かつ、速度の変化の少



第6図 1時間降雪の深さの分布.

ない場合には、1時間降雪の深さを積雪の深さの測定資料から推定でき(木村, 1981), とくに建設省の情報処理システムは、等値線図の形でそれを表示するが、これによって降雪域の変化を、時間的・空間的に把握できる。

建設省の情報処理システムの処理結果によって作成した、1時間降雪の深さの分布例を、第6図に示す。これは1980年1月31日08時から19時にわたって、毎正時の1時間降雪の深さの分布を、1cmきざみの等値線で示したもので、最上段左端が08時から09時の分布、以下右方向に進行し、二段目を経て最下段の左から3枚目の図に至る。この例では、16時まで、柏崎一長岡間の国道8号線に沿った地域に、降雪域が存在している。第6図最下段の右端は、NOAA-6 および TIROS-N から受信した日本海上の雲写真から予想した。この日の取東雲南縁の上陸予想位置を二重波線で、また、AMeDAS の資料から換算した09時から15時までの降雪の深さの分布を等値線で、それぞれ記入したもの(遠藤ほか, 1981)で、08時から15時までの降雪域を積算すると、取東雲南縁の上陸予想位置の付近に、降雪域が分布していたことが明らかである。降積雪情報システムの観測値は、人工衛星等による積雪のリモート・センシングのグランド・トゥースとして、有効であるといえよう。

7. まとめ

昭和56年1月、北陸地方を中心として、大量の降雪があり、56年豪雪と称された。このとき、北陸地方建設局の道路除雪作業に、降雪情報システムがどの程度の効果をもたらしたかということとは、判然としない。長岡国道工事事務所には、雪寒室という部屋があって、ここに上述した情報処理システムが設置されていて、降雪時には、道路管理のエキスパートが、降積雪情報のディスプレイをながめながら、各除雪工区の作業をコントロールしているが、実用が完全に先行してしまっ、たとえば、情報システムの有効利用方法の研究といった基礎研究は、いまだなされていない。しかし、このことには、積雪の深さのみしか測定されていないという現状も原因している。積雪には圧密沈降が伴うので、積雪量を表示するのに、積雪の深さは不完全な量であり、たとえば、降雪中に積雪の深さが減少するということが発生する。このため、道路除雪にもっとも必要な降雪の深さを、積

雪の深さの時間変化から推定する現在のシステムには、実用上の限界がある。雪氷測器を研究課題のひとつとしている筆者の立場からは、降雪の深さ計もしくは降雪強度計の開発が必要と思われる。

謝 辞

日本気象学会昭和56年度秋季大会シンポジウム「56豪雪」の話題提供と今回のまとめの機会を与えて下さった、名古屋大学の樋口・小野両教授、資料を使わせていただいた建設省北陸地方建設局に対して、謝意を表明いたします。

文 献

- 遠藤辰雄・孫野長治・穂積邦彦, 1981: 豪雪の短期的・局地的予測とその伝達, 文部省科学研究費(No. 00402005) 自然災害特別研究成果(中間報告) 都市の豪雨による災害とその対策, 昭和56年3月, 80-83.
- 木村忠志, 1977: スノージャム検知器, 昭和48・49・50年度特別研究促進調整費降積雪情報の広域自動収集による交通路雪害防止に関する総合研究報告書, 昭和52年3月, 科学技術庁研究調整局, 55-69.
- 1981: 降積雪の自動収集及びその自動処理に関する研究, 昭和51・52・53年度特別研究促進調整費豪雪時における降積雪の監視システムならびに降雪過程に関する総合研究報告書, 昭和56年3月, 科学技術庁研究調整局, 82-92.
- ・難波 敏・早川修平, 1975a: 0-2型積雪の深さ計, 測器技術資料第5016号, 気象庁, 1-11.
- ・小羽根澄夫・福島 茂・佐藤家郷, 1975b: R-O型積雪の深さ計, 測器技術資料第5017号, 気象庁, 1-11.
- 津田直吉・魚津 博, 1970: Two-Poles 積雪深計の試験報告(I), 測器技術資料第4505号, 気象庁, 1-10.
- 和田 惇・酒井 孝・増田芳太郎・阿部 勉・高尾 勘・松橋 省・二瓶 俊, 1977: 交通路雪害防止情報総合判断システム技術の開発に関する研究, 昭和48・49・50年度特別研究促進調整費降積雪情報の広域自動収集による交通路雪害防止に関する総合研究報告書, 昭和52年3月, 科学技術庁研究調整局, 77-132.

7. 北陸豪雪あれこれ

樋口 敬二*

日本気象学会1981年度秋季大会、いわゆる名古屋大会は、盛況のうちに終了したが、これは、ひとえに中部支部、準備委員会、実行委員会などの関係者、ならびに名古屋地方気象台、名古屋大学などから大会運営に参加された人々、また賛助をいただいた各方面の御助力、御尽力によるものであり、全国の参加者からの賛辞、謝辞を聞くたびに、これらの方たちへの感謝を深くしている次第である。ここに、厚くお礼申し上げる。

さて、秋季大会についての感想、報告を述べることをもとめられたのだが、運営の関係などから研究発表を十分にきくことができなかつたので、総合討論の司会をつとめさせていただいたシンポジウム「北陸豪雪」に際して感じたことを、雑然とではあるが、述べさせていただくことにする。

特に、今回のシンポジウムの重要な目的の一つは、56年大雪と38年豪雪との比較にあったが、これについては短くまとめることが難しいので、石瀬宗弘、内山文夫会員による本誌の報告をみていただきたい。なお、その点で、最近、刊行された、『豪雪一五六豪雪と三八豪雪』（富山地学会編、古今書院、1982）は、たいへん興味ある内容を持っているので、おすすめしておきたい。この本では、中川三郎会員が両者の比較をまとめている。

ところで、今回の豪雪シンポジウムをふりかえっていて、思い出したのは、20年前、すなわち1961年度春季大会における降雪に関するシンポジウムである。札幌で開かれた大会であり、当時、私は北海道大学理学部地球物理学教室気象学研究室にいて、降雪の研究にあっていたので、記憶によく残っている。

特に、その年の4月6日、千歳空港で、自衛隊のジェット戦闘機が4機、猛吹雪によって墜落し、私は、メソ解析によってこの吹雪が不安定線に伴う突風、降雪であることを明らかにした結果を、シンポジウムに飛入りで発表したが、それは恩師 中谷宇吉郎先生の御尽力によるものだったので、このシンポジウムは私にとって思い出

深いものがある。

そんな解析をしたので記憶に残っているのだが、当時、札幌には気象レーダがなかった。そこで、その時のような事故の再発を防ぐために、気象レーダーの設置が必要であることを提唱した。

そのような事情だったから、1961年度大会の降雪シンポジウムでは、降雪のレーダー観測の結果は、あまり出ていなかった。一方、気象衛星による観測が、実用化されはじめたのも、その後、間もなくの頃である。私は、石狩湾の彼方、日本海上へのびている雪の帯を、飛行機から観測し、それがどこから始まっているのか、と思っていたが、間もなく気象衛星タイロスの映像が発表され、日本海上における雲列の分布をはじめて知り、大いに感激したものである。

それからちょうど20年、今回の豪雪シンポジウムの講演や、話題では、航空機、レーダー、人工衛星などによる豊富な観測データが討論の基礎になっており、この20年間に降雪に関する知識が、点から面へ、広域に拡大されたことを身にしみて感じた。なかでも話題の中心の一つとなったのは、秋山孝子、遠藤辰雄会員らが論じたように、筋状雲、いわゆる収束雲である。このような収束雲というのは、“収束域にある雲”という意味であるが、これを短縮して、“収束雲”としたために誤解を生んだ。というのは、雪が出来るのは、つねに収束しているところであり、すべての雲は、収束雲だという批判である。

だから、この名前には問題はあるのだが、呼び方はどうであれ、日本海にみられる筋状雲が、日本海岸の降雪域と対応していることは、このシンポジウムでさまざまな資料にもとづいて論じられた。豪雪の機構を論じたたり、予報をおこなう場合に、この雲はますます重要になってくるものと思われる。

つぎに、今回の豪雪シンポジウムで論じられた話題に関連して思い出すのは、何年前であったか忘れたが、やはり日本気象学会のシンポジウムで、ちょっと記憶が定かではないが、たしか豪雪に関するものであったと思う。スピーカーの一人であった岸保勘三郎会員が、この

* Keiji Higuchi, 名古屋大学水圏科学研究所。

時に強調されたのは、寒冷渦の重要性であった。それに対して、すかさず質問したのが、駒林 誠会員であり、「どうして寒冷渦が近づくと、豪雪が起こるのですか」と質問し、岩保会員がちょっと返答に困られたのが、いまだに鮮かな印象をもって、記憶に残っている。

今回のシンポジウムでも、松本誠一会員が豪雪の条件として、重要性を強調されたのは、寒冷渦の役割であった。くわしくは、本誌の報告を見ていただきたいが、寒冷渦が成層の不安定化を促し、対流活動を促進するという一連のプロセスによって、寒冷渦と豪雪とが結びつけられたのは、岸保一駒林の討論時代より進んだ点だと思われる。

一方、さきにあげた収束雲の形成、山雪、里雪の分布などにおいて、新たに注目されているのは、地形の効果である。特に、沿海州の山岳地形、収束雲、日本海岸の降雪域の関係は、気象衛星によって始めて得られた地形効果であり、興味深い問題である。

それから、今回の豪雪シンポジウムの構成を考える上で配慮したのは、降る雪だけではなく、地上に積る雪に関する問題であった。かつては気象関係者にも積雪の研究者が多くいたが、近年、雪氷学会に分離している傾向がある。しかし、生活に影響を及ぼすのは、降雪だけではなく、降り積った雪である。そこで、今回のシンポジウムでは、木村忠志会員に雪の深さ計のネット・ワークによる観測と気象測器による観測とを結びつけて論じていただいた。今後、雪害対策という面からみると、気象研究と雪氷研究との結合は、ますます重要になると思われる。

また、今回のシンポジウムでは、降雪機構の雲物理学的過程に関する発表は入れなかったが、総合討論のしめくくりで、磯野謙治会員が指摘されたとおり、この問題の重要性は、広域の現象に関する観測結果が蓄積されるにつれて、一層大きくなることと思われる。

(1060頁より続く)

く、そこから高気圧性曲率をもつ C_i が北方へ伸び出すパターンが多い。

文 献

- 中村和信, 土屋 喬, 1981: 衛星データとアメダス降水量の対応について, 昭和55年度全国予報技術検討会資料, 気象衛星センター, 25-38.