

琵琶湖流域北部山地の降・積雪特性

井上 治郎・近藤 裕史・枝川 尚資
田中 正昭・中島暢太郎

A STUDY OF MOUNTAIN SNOWFALL IN THE NORTHERN PART OF THE LAKE BIWA BASIN

By Jiro INOUE, Hiroshi KONDO, Hisashi EDAGAWA
Masaaki TANAKA and Chotaro NAKAJIMA

Synopsis

The correlation of the mountain snowfall around the Lake Biwa Basin suggests two types of the regional distribution of the snowfall and the leeward decrease of winter monsoon storms. The relative importance of the heavy snowfall is prominent compared with northern Japan. The snow accumulation is contributed mainly by the storms of the snowfall intensity of about 1 cm/10 min. with average life time of 1 hour. The large number of the snow particle constituents of such showers is mainly graupels. The areal distribution of the cloud cells revealed from the time change of observed snow crystals coincides with the satellite image.

1. ま え が き

日本の北陸地方以西に降る雪は、北海道や東北など寒冷地の「乾き雪」に対して水を多く含んだ「しめり雪」と総称されてきた¹⁾。日本海側積雪地帯の南限である近畿以西に降る雪はこれまであまり研究がなされていなかったが、これらを「暖地雪」としてその性質を明らかにしようとする見方が近年行われつつある。積雪災害の観点から見ると、同じ大雪があった場合交通障害や森林被害に顕著に現れるように、豪雪地帯よりもむしろ寡雪地の方が被害が大きくなる²⁾、この問題の重要性が再考されている。暖地雪の特徴の一つとして地上に積もった雪の温暖変態が急速に進み、低地では冬期でもザラメ雪層の形成あるいは欠層が起こることは早くから知られている。伏見³⁾は琵琶湖流域の積雪の温暖変態について調べ、暖地は寒冷地に比して高度による雪質の変化が大きいことを指摘している。またわれわれは、この地域の積雪分布やその変化について、種々の方法で観測・解析を行ない、資料の少ない山地についても、積雪量の経年変化や短時間の積雪深変化について明らかにしてきた⁴⁾⁵⁾。

しかし、降雪の面から見た暖地雪については研究もわずかであり、その特徴については不明な点が多く明白な定義はまだされていないと言えよう。ここでは気候資料から暖地と寒冷地での降雪の違いおよび同じ暖地でも山地と低地の違いについて述べ、琵琶湖流域の山地での降雪について統計的に論じてその概略を明らかにし、次に北部山地でわれわれが行った降・積雪観測結果からこの地域での降雪の特徴について報告する。

2. 日降雪量から見た暖地降雪の特徴

暖地と寒冷地の降雪の特徴を比較するため、琵琶湖北部の福井県・敦賀と北海道・札幌の日降雪量の階級別年平均度数分布を Fig. 1 に示した。札幌については東⁶⁾から引用したもので、12, 1, 2月の30年間の平

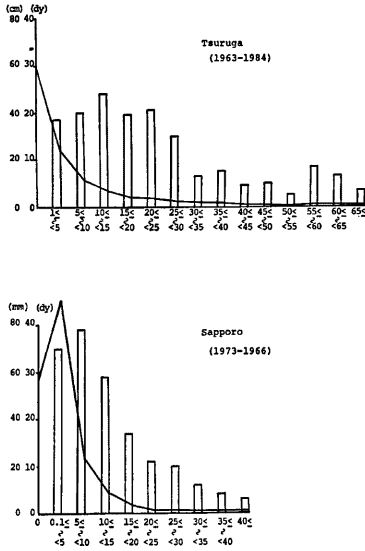


Fig. 1 Frequency distribution (solid line) and accumulated amount (bar) of daily snowfall at Tsuruga (above) and Sapporo (below)

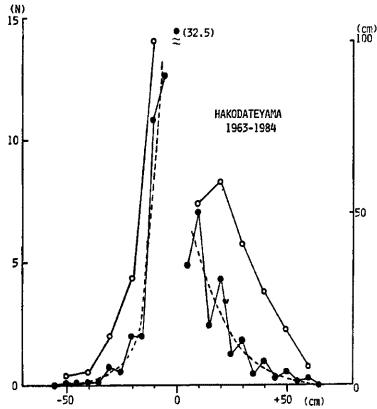


Fig. 2 Frequency distribution (black circle) and accumulated amount (open circle) of the daily change of snow depth at Hakodateyama

均降雪量が水当量に換算して与えられている。敦賀は1963—1984年のうち18年分の12, 1, 2, 3月の福井県気象月報から求めた。3月は冬期といえども雨がひんぱんに降るため、日降雪量から雪だけを分離するのは困難なので、毎日の降雪の深さをここの日降雪量とした。両者を比較するためにはどちらかの雪の密度が与えられなければならない。敦賀での雨を含まない一続きの降水があった時の降雪の深さの合計でその間の降雪量を除することによって、新積雪の密度を求め、1980—1984年の寒候期にあった28回の降雪例について平均すると0.13g/cm³で、標準偏差は0.047g/cm³であった。従って Fig. 1 でmmで表示された札幌の降雪量とcmで表示された敦賀の降雪量は、敦賀の方が30%程度大きいと見なして比較する数値となる。

両者の最も顕著な違いは階級の広がりである。札幌では40mmまでの狭い階級に度数が集中的に分布するのに対して、敦賀では65cmまでの広い範囲に比較的一様に分布する。敦賀の積雪密度を考慮すれば、札幌の2倍の広がりになる。また図中棒グラフで示したものは階級毎の降雪量の合計値であるが、札幌では5—10mmに極大値を持って高い階級へ指数関数的に減少するのに対して、敦賀では30cm以下は変化が少なく、55—65cm付近に第二の極大値が現われている。敦賀において降雪の深さが30cmを越える日は3月には見られないので、対象とした降雪期間の定義の違いによるものではない。これらのことは敦賀の雪が札幌のような寒冷地と比べて、毎日のしゅう雪の寄与が少なく、一降りの大雪の占める割合が大きいことを示している。

次に山地の降雪の特徴を低地での値と比較してみる。山地積雪量として寒候期に毎日の新聞紙上に発表される「スキー場だより」を基にした⁹⁾。この積雪量は各スキー場で5cm単位で測られている。Fig. 2は琵琶湖流域北部に位置する箱館山スキー場の積雪量から毎日の積雪深変化量を求め、階級毎の度数分布にしたものである。黒丸をつないだ実線は階級5cm毎の度数分布を示している。積雪増加量について顕著に見られ

Table 1 The summary on the precipitation, snowfall and air temperature of Sapporo and Tsuruga from January to February

	Precipitation rank (mm)							Total amount (mm)	Total snowfall amount (cm)	Number of days of snowfall	Mean air temperature (°C)
	0	0.5 ≤ < 1.0	1.0 ≤ < 10.0	10.0 ≤ < 30.0	30.0 ≤ < 50.0	50.0 ≤ < 70.0	70.0 ≤				
Sapporo											
Number of days	17.3	5.1	34.3	5.8	0.3	0.1					
Accum. amount (mm)		4	189	116	12	6	206	270	53.1	-4.6	
Tsuruga											
Number of days	6.7	3.5	21.7	15.4	3.5	0.6	0.2				
Accum. amount (mm)		3	119	308	140	36	537	197	31.7	4.1	

る 5 cm 毎の度数の変動は人為的な観測誤差であり意味がないものと考えられる。従って度数分布を 10 cm 単位で平滑化（破線）し、階級を乗じたものが白丸をつなぐ実線で、階級毎の降雪の深さの合計値を表す。これを Fig. 1 の敦賀の場合と比べると、階級の広がりも極大値が存在する階級もほぼ同じだが、敦賀で見られる高階級での副次的極大値は箱館山では現れない。このことは山地と低地の違いであると言えよう。山地では地形の影響で降雪量が多くなることが予測されるが、副次的極大値が無くなることの本質的な説明にはならない。むしろ降雪量は低地と同じであるとしても、気温が低いために低地では雨になる場合でも山地では雪になっているためではないかと考えられる。

日本気候表⁷⁾ に示された札幌と敦賀の日降水量の階級別日数から 1, 2 月の階級毎の合計降水量を求めると、Table 1 のようになる。降雪の深さの合計や降雪日数は札幌の方が多いが、降水量そのものは敦賀の方が多いのは気温が高いために水蒸気量が多いからであろう。敦賀での日降水量の合計値の極大は 10-30mm の階級にあり、30-50mm の階級での降水量は 50-70mm の階級の降水量に比べて 3 倍以上も多い。仮にこの降水がすべて雪として降れば、Fig. 2 で見られたように一山型の日降雪量分布になるだろう。従って暖地降雪の特徴として、降雪期でも雨の降る頻度が多く、標高の違いによってその影響が異なることがあげられよう。

3. 琵琶湖流域の山地降雪の特徴

琵琶湖流域の山地での降雪分布の特徴をみるために、毎日の積雪資料が得られる国境 (500m)、箱館山 (550m)、比良山 (1000m)、伊吹山 (700m) の各スキー場での降雪量について調べた。それぞれの位置は Fig. 3 に示されているが、互いの距離は 20-50 km である。「スキー場だより」から、各地点で 1975-1984 年の 10 年間で毎日の積雪深に増大があった日を降雪があった日と定義し、その増加量を 10cm 単位で切り上げて日降雪量とした。各地点で降雪があった日を基準にして、他の 3 地点との降雪量の相関係数、他地点での降雪日数および基準地点での降雪日数との百分比、降雪日数の変異係数を求め、Table 2 に示した。表では第一列に基準地点を並べ、それらに対する各地点での値を第二列目以降に表した。相

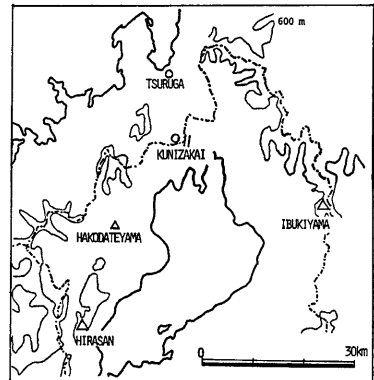


Fig. 3 Northern part of the Lake Biwa Basin and the mountain station for snow depth

Table 2 a) Correlation coefficient and b) number of days of snowfall at each mountain station (column) when standard station(row) has new snow. c) Probability is the ratio of snowfall days at each station to the standard station. d) Variation coefficient of the number of the snowfall days.

	Kunizakai	Hakodateyama	Hirasan	Ibukiyama
Corelation coefficient				
Kunizakai	1.00	0.39	0.15	0.32
Hakodateyama	0.45	1.00	0.24	0.25
Hirasan	0.26	0.35	1.00	0.16
Ibukiyama	0.39	0.31	0.23	1.00
Number of days of Snowfall				
Kunizakai	19.2	13.0	12.8	12.7
Hakodateyama	13.7	22.3	15.0	13.9
Hirasan	13.6	15.4	22.9	13.5
Ibukiyama	11.5	12.4	11.5	17.5
Probability of snowfall(%)				
Kunizakai	100	68	67	66
Hakodateyama	61	100	67	62
Hirasan	59	67	100	59
Ibukiyama	66	71	66	100
Variation coefficient				
Kunizakai	0.25	0.24	0.27	0.25
Hakodateyama	0.19	0.15	0.19	0.22
Hirasan	0.20	0.17	0.30	0.20
Ibukiyama	0.27	0.30	0.35	0.37

関係数はどの地点同士も非常に悪く、琵琶湖流域の山地での降雪は同時現象ではないことを示している。これらの中でも比較的高い0.3以上の相関があるのは、(1)箱館山—国境、(2)伊吹山—国境、(3)伊吹山—箱館山、(4)比良山—箱館山の組み合わせ順で、いずれの組も相関係数が高い方を先に示した。それぞれの組で前者が後者より冬の季節風に対してより内陸に位置することから、琵琶湖流域内では統計的に見れば山地の雪も内陸へ行くにつれて減ってゆくと言えよう。

一方0.2以下の相関の低い組み合わせは、(5)比良山—国境、(6)伊吹山—比良山であり、比良山地での降雪は国境や伊吹山とは独立に起こっていることがわかる。この地域の降雪分布では北部山地と比良山地—鈴鹿山地にそれぞれ極大値が現れる二つの型が知られており、それぞれ北雪型、中雪型と呼ばれている。(1)、(2)、(3)が北雪型で北陸地方の降雪につながるもの、(4)が中雪型になると考えられる。

降雪日数はいずれの地点もほぼ年間20日間前後であるが、国境より比良山の方が多し。各地点で降雪のあった日数を基準地点との百分比で示すと、最大でも70%にすぎず、降雪量の相関係数が低くなる主因と思われる。箱館山は他の3地点との組み合わせでいずれも相関が高く、箱館山で降雪があった時が他の3地点での降雪日数が一番多い。また降雪日数の変異係数は箱館山で最も小さい。このことから箱館山は北雪型と中雪型のどちらでも降雪のある確率が高く、二つの特徴を兼ね備えていると言えよう。

4. 箱館山における長期降・積雪観測

Fig. 4 は箱館山スキー場での積雪資料から、1963年から1984年の毎日の積雪深の状況とその年々の変動を示したもので、積雪深が基準の深さを越えた日を〔1〕、未満の日を〔0〕で表示してある。基準値として100 cmをとると、1964, 1972, 1979年の寡雪年がよくわかる。100 cmを越える積雪が始まるのは、12月中旬—1月中旬と年によって大きな変動があり、早い年が必ずしも大雪とは限らない。また1ヶ月以上200 cmを越える積雪でおおわれる年は8年あり、その始まりはほぼ1月中旬である。さらに基準値300cmを越える日が数日以上続く年は過去22年間に5回しかなく、特に1984年は最深積雪が4 mを越え、積雪記録のある1963年以来最大の豪雪であった。

このように箱館山は例年ほぼ100 cm以上の積雪におおわれ、またその降雪機構は琵琶湖流域内の二つの特徴を合わせ持つので、琵琶湖流域の降・積雪の性質を調べるには好適な場所である。われわれは箱館山山頂付近で2 mのストロボ標尺とインターバル8 mmカメラを用いた積雪変化の連続観測を、1983年以來継続している。この観測装置については既に報告されているが、箱館山では10分間毎に標尺が撮影されるようにした。また寒冷期を通じて安定した記録が得られるようAC電源を使用した。1983年はほぼ完全な記録が得られたが、1984年は観測装置が埋没し、1月下旬以降は観測を継続することができなかった。1ヶ月分の8 mmフィルムの記録は4320コマあり、1コマずつ積雪深を読み取るのは大変な労力なので、積雪が標尺の1 cm毎の高さに達するまでの経過時間をフィルムから読み取り、単位時間当たりの積雪深変化量に換算した。

Fig. 5は1984年の観測例で、顕著な積雪の増加があった4例を取り出

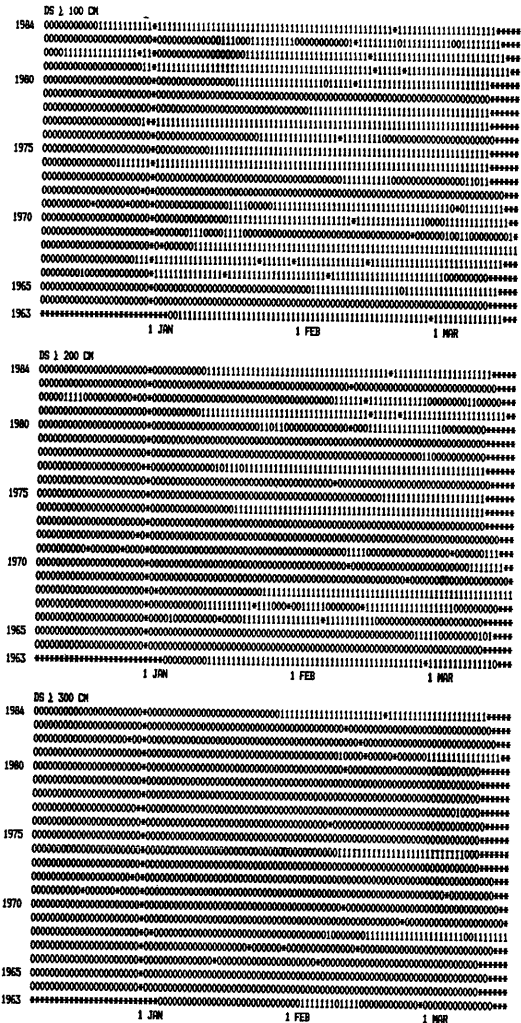


Fig. 4 The year to year change of daily snow depth at Hakodateyama. (1) shows the depth exceeds the standard level (100,200,300cm) otherwise (0).

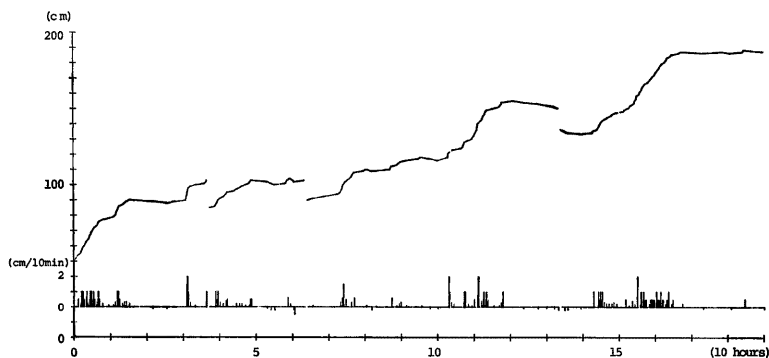


Fig. 5 The remarkable increase of snow depth (solid line) and the increment in 10 minutes (bar) at Hakodateyama in 1984. The time unit of the abscissa is 10 hours.

し積雪深変化を時系列で見たものである。図中実線で示されたのは積雪深で、棒グラフは10分間平均の積雪深変化量である。横軸の時間区切りは10時間単位を表わす。積雪深変化のグラフから、10時間以上にわたって続く大雪が積雪深の増加に大きく寄与していることが認められるが、10分間平均積雪深変化量に示されるように、大雪中でも降雪強度は一樣ではない。10分間程度の時間間隔で、しかも降雪中という条件では変態による積雪の沈降は殆どないと考えてよく⁹⁾、この積雪深増加量を降雪強度とみなすことが出来る。次に降雪強度の階級別平均値

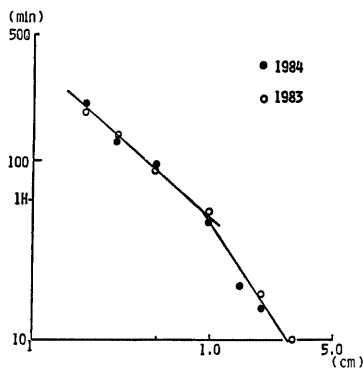


Fig. 6 The average life time (ordinate; min.) of snowfall with the intensity exceeds each value (abscissa; cm/10 min.) at Hakodateyama in 1984 (black circle) and 1983 (open circle)

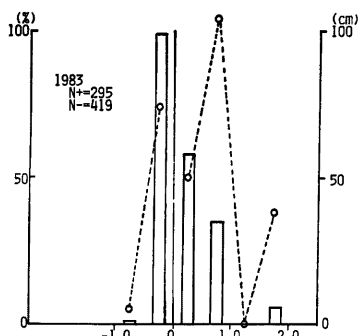
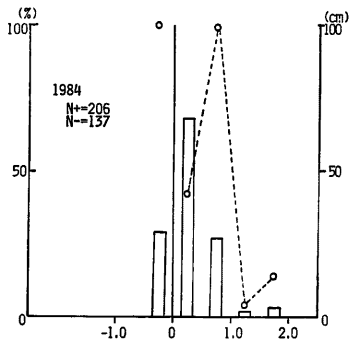


Fig. 7 Frequency distribution (bar) and accumulated amount (broken line) of snowfall intensity in 10 min. at Hakodateyama in 1984 (above) and in 1983 (below)

続時間を Fig. 6 に示す。図には2年間を一緒に示したが、年による違いはなく、降雪強度が大きくなるにつれて継続時間が短くなる。図から降雪強度が 0.2 cm 以上で継続時間が約3時間、1.0 cm 以上で約1時間であることがわかる。両対数グラフ上での降雪強度と継続時間の直線関係は 1.0 cm 付近で傾きが変わり、2.0 cm 以上になると10分以上続かない。

Fig. 7 は10分間単位での積雪深変化量の階級別度数分布を示したものである。1984年に積雪深の減少が少ないのは、融雪期のデータが得られなかったからである。積雪深の減少は 0.5 cm 以下が大部分であるのに対して増加は2.0 cm までの幅広い分布を示す。両年とも1.0—1.5 cm の階級の度数が、1.5—2.0 cm に比べ少ないのはこれ以上の階級のデータが少ないため有意なものかどうかは不明である。図中破線で示されたのは階級毎の合計積雪深であるが、両年とも積雪量の増加に圧倒的に寄与するのは0.5—1.0 cm の階級である。

5. 国境における降雪粒子観測

前節で積雪の増加に寄与する卓越的な降雪強度と継続時間を示したが、本節ではこのような降雪時に行われた降雪粒子観測の結果について述べる。1983年2月21—22日 (Case I) および1984年2月28日 (Case II) に、国境 (Fig. 3 参照) においてレプリカ法により5—10分間隔で降雪粒子の連続観測を行った。いずれの場合も冬型気圧配置日であった。観測期間中の2月21日21時および2月28日15時の気象衛星ひまわりの可視画像を Photo. 1 に示す。Case I は日本海上に発達した帯状の雲列が北西から南東の走行を持って若狭湾に達している場合、Case II は日本海上に open cell 状の雲が広がっている場合であった。通常両ケースとも北陸地方に降雪をもたらす雲パターンであり、敦賀の日降水量は Case I (21日) が 11.5mm, Case II が 6.0mm であった。

観測された降雪粒子は、Case I, II とともにアラレが全体の半数以上を占めていた。Fig. 8 は両ケースについて、Magono and Lee¹⁰⁾ による分類でアラレおよびアラレ状粒子と板状結晶およびその雲粒付のものに区別して降下粒子数の時間変化を示している。Case I ではアラレおよび板状結晶はそれぞれ約1時間

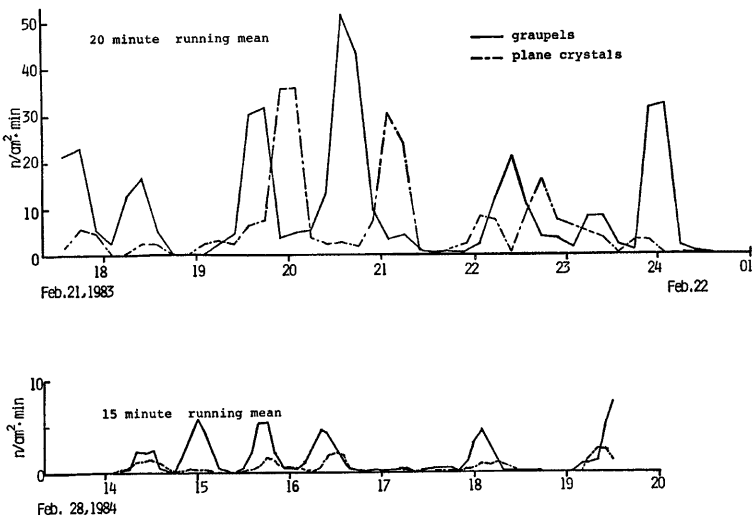


Fig. 8 Time change of the number of fallen snow particles (above; case I, below; case II)

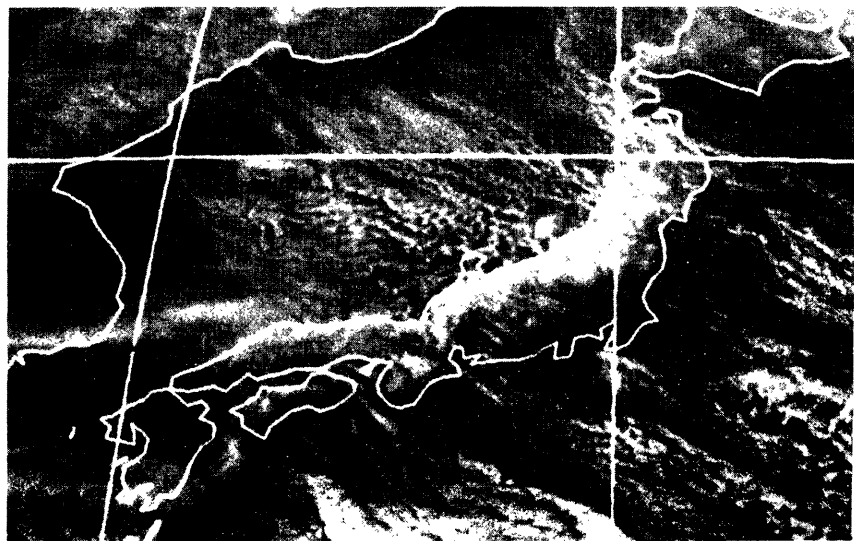
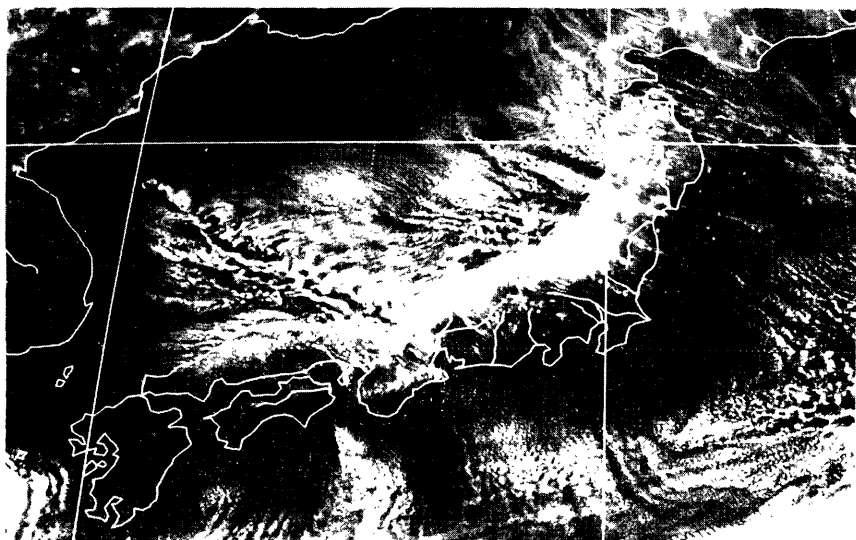


Photo.1 GMS satellite images (VIS). (a) (above) 1800JST, February 21, 1983.
(b) (below) 1500JST, February 28, 1984.

周期で変化し、両者の位相は約30分ずれている。これに対し Case II は、降雪強度が弱かったため粒子数は少ないが、アラレ、板状結晶ともに30—40分周期で変化し、両者の位相はほぼ等しいか板状結晶のものがやや遅れる傾向が認められる。両ケースに共通した特徴は、アラレおよび板状結晶がそれぞれ周期的に降っていることである。

いま、降雪雲が定常な降雪を伴って鉛直シアのない風に流されていたとすると、雲底から落下した降雪粒子も同様に風で流されるので、降雪雲と降雪粒子とは互いに水平方向の相対速度をもたない。従って、降雪雲の高度および降雪粒子の落下速度にかかわらず、降雪雲の下方には定常的にそこから落下した降雪粒子が存在する状態が続くと考えられる。このようなモデルでは、地上で観測された降雪粒子の時間差に風速を乗じることによって、それらをもたらしした降雪雲の水平方向の位置関係を表すことになる。

観測期間中の輪島、米子の高層気象観測結果によれば、Case I では、900mb から750mb までは湿度が80%に近く雲の存在が予想され、950mb から750mb まで10m/s 前後の西北西の風で一定していた。Case II は地表付近から700mb まで10—15m/s の西北西の風であり、湿度の高い部分もこの高度範囲にあった。Case I で降雪をもたらしした帯状の雲は、その中にいくつかの対流セルが風向方向に存在し、上昇流の強いセルから質量の大きいアラレを、弱いセルから板状結晶を定常的に降らしながら観測点上空を通過したとすると、先に述べたモデルから Fig. 8 示した時間変化を説明することができる。この場合、各セルの水平スケールは15—20km で、18時から24時の間に上昇流の強いセルが6回、弱いセルが4回通過したことになる。この間の対流セルの寿命が保たれていたとすると、18時には観測点の風上約200km の範囲に並んでいたことになり、同時刻の衛星画像 (Photo. 1(a)) で観測点から西北西の方向にある6つの輝度の大きな部分が上昇流の強いセルに対応すると考えられる。また、Case II では板状結晶が卓越していた部分は観測されず、14時から17時にかけて水平スケールが15km 程度の降雪雲が25km 程度の間隔で4回通過したことになり、15時の衛星画像 (Photo. 1(b)) の若狭湾沿岸部の雲の分布が対応すると考えられる。

次に、降雪雲からもたらされた降雪水量を降下粒子数から算定した。Table 3 は Case I のアラレによる降雪について、その継続時間、降雪水量およびアラレの平均直径を各ピーク毎に示している。アラレの密度は梶川¹¹⁾によると地上気温や粒径によって多少変わり、地上気温が0.5℃未満で直径が2mm以下の時の平均密度は0.10—0.16 g/cm³である。表では観測されたアラレの密度を0.13g/cm³とした。板状ないし針状結晶の質量は一桁あるいはそれ以上小さいのでこれらによる降雪水量ははるかに少ない。18時から24時までのアラレによる降雪水量は3.5mmとなり、降雪水量の直接測定は行っていないが、同時間の敦賀での降水量は4.0mmと同程度であった。Table 3 から Case I でアラレをもたらしした降雪雲は、継続時間約30分、降水量1mm程度の降雪をもたらしながら通過したことになる。この強さの降雪は、箱館山で観測された10分間積雪量 of 全積雪量に対する貢献の最も大きい範囲に相当している。一方 Case II では Fig. 8 からわかるように、もたらされた降雪水量はわずかであった。

Table 3 Occurrence time, life time and water equivalent of snowfall by graupels and mean diameter of graupels observed for case I

Occurrence time	Life time (minutes)	Mean diameter (mm)	Water equivalent (mm)
17h 40m	20~30	1.2	0.6
18 20	20~30	1.0	0.3
19 40	20~30	1.2	0.9
20 40	30~40	1.1	1.3
22 30	30~40	1.3	0.7
23 20	20~30	1.1	0.2
24 00	20~30	0.9	0.3

6. ま と め

琵琶湖北部山地での積雪連続観測結果から、積雪量の増加に最も寄与するのは10分間に1cm程度の降

雪強度の階級のものであり、その平均降雪継続時間は1時間程度であることがわかった。このような降雪の case study ではアラルの個数が過半数を占めており、降下粒子数の周期的な時間変化から降雪雲の水平方向の分布について推定することができた。また、積雪量増加に寄与するのは殆んどがアラルであることが見いだされた。暖地雪に雲粒付結晶やアラルが多いことはこれまでも報告されている¹²⁾が、アラルの果す役割が暖地雪の特徴として重視されるべきであろう。第2節で述べたように暖地雪の特徴の一つとして寒冷地に比べて日降雪量の頻度の階級が広がることをあげられるが、アラルが多く含まれていることがこの原因となっている可能性がある。また低地では高い階級での日降雪量の合計値に副次極大値が現れ、山地ではそれがなくなることを指摘し、その理由として低地での雨が山地では雪になっていることをあげた。降水が雨で降るか雪で降るかは非常に重要な問題であるにもかかわらず、これまでは主として気温のみをパラメーターとした考察が大部分である。アラルのように落下速度の大きい粒子は気温が相当高くても融けきれずに地上に達することは十分考えられる。暖地雪の結晶粒子の長期観測が次の課題と考える。

謝 辞

箱館山での観測を行うにあたって便宜をはかっていただいた近江観光(株)、箱館山スキー場、滋賀県生活環境部消防防災課の方々、電源工事、測器の調整等で技術的協力をいただいた京都大学防災研究所の藤木繁男、北川吉男両技官に感謝する。また箱館山での観測は京都大学防災研究所災害気候部門、地形土壌部門名古屋大学水圏科学研究所水圏物理部門との共同観測であり、測器の保守、フィルムの交換等でご協力いただいた。

なお本研究は日本生命財団特別研究助成「水資源の保全に関する研究」(代表者、吉良竜夫)の一環として行われたものである。

参 考 文 献

- 1) 吉田順五: 積雪災害の基礎的研究, 文部省科学研究費報告, 1969, pp. 1-51.
- 2) Nakajima, C. : Snow damage in the warmer region of Japan. Jour. Natural Disaster Sci., 3, 1981, pp. 1-14.
- 3) 伏見碩二: 琵琶湖の雪—暖地積雪の構造, 滋賀県琵琶湖研究所所報 2, 1983, pp. 79-117.
- 4) 井上治郎・中島暢太郎: 近畿北部における山地積雪の研究, 雪氷, 41, 2, 1979, pp. 85-88.
- 5) 中島暢太郎・井上治郎: 琵琶湖流域の降・積雪観測について, 京都大学防災研究所水資源研究センター研究報告, 3, 1983, pp. 51-71.
- 6) 東 晃: 寒地工学基礎論, 古今書院, 1971, pp. 34-36.
- 7) 気象庁: 日本気候表その2, 1982.
- 8) 久保田利一: 気候学的に見た近畿の裏の雪, 気象技術ノート, 10, 4, 1970, pp. 12-20.
- 9) 日本建設機械化協会編: 新防雪工学ハンドブック, 1977, pp. 1-11.
- 10) Magano, C. and Lee, C. W. : Meteorological Classification of Natural Snow Crystals. J. Fac. Sci., Hokkaido University, Ser. VI, 3., 1966, pp. 321-335.
- 11) 梶川正弘: アラルの密度の観測, 天気23, 1976, pp. 685-691.
- 12) 井上治郎・奥山和彦・渡辺興亜・伏見碩二: 中国地方, 山岳地域の降雪特性, 雪氷, 47, 3, 1985, pp. 97-104.