

北陸地方の里雪と山雪時における総観場の特徴*

藤 田 敏 夫**

要旨: 北陸地方の豪雪分布は山間部に降る“山雪”と平野部に降る“里雪”に大別されている。教育大の深石は、一定の基準を設けて豪雪日を指定し、それを積雪分布の特徴から山雪型、中間型に分類した。筆者は、資料を追加して、型別に、地上、上層の気圧配置及び輪島の高層観測資料による上層風、気温、相対湿度、垂直安定度などの垂直分布を調べた。これらの合成図を作つて検討した結果、山雪型では寒気が沈降しながら氾らんしていくので地表付近で発生する対流は700mb付近で押えられ、強い北西季節風に乗って山間部で地形上昇し大雪を降らせるのに対し、里雪型はブロッキング現象に伴う寒冷うずによって中層が不安定になり、下層から発達した対流を助長して積乱雲として成長させる。トラフの中心が日本海中部にあるために、北陸上層に南分をもった風が入り、北西風は弱い。このため北陸不連続線から生起させられる不安定線によって海岸・平野部に局所的に大雪を降らせるという特徴が統計的に確められた。

1. 緒言

先年、深石¹⁾は、本誌において、新潟県の豪雪型を里雪型(6例)、山雪型(12例)、両者の中間型(15例)に分類した。その際、いわゆる豪雪日として、積雪観測表から、日積雪量が20cm以上に達した地点が県下で50点(全観測点の約1割)を越える日と定義した。

又、これまで、諸先輩によって豪雪時のシノプティック・スケールのパターンの特徴が研究されている。例えば、川本²⁾は、北陸平野部の豪雪機構の一つのモデルとして、オホーツク海北部にcut off highが発達し、常時は60°Nまで南下する極夜の寒気が、もっと南まで押し出され、日本海に大低温の場が形成される。日本海を東進する低気圧はcut off highの影響で北海道西岸で閉そくして停滞し、この低気圧から南西にのびる寒冷前線が次第に閉そくして北陸沿岸に停滞し、明瞭な集風帯を作る。一方、本邦南方海上では、Tm系の気団が北上し、西風となって南九州から関東南部に現われ、さらに北上する。北陸不連続線はこの気流を加えて活潑化する。そして北陸上空に入って大寒気によって昇騰を起し、豪雪が始まるとしている。

宮沢²⁾は、里雪時の地上等圧線はいわゆる袋型になること、又500mbのトラフの位置が140°E以西で、45°Nの一般流が14m/sec以下が里雪の条件であることを示した。又豪雪時の輪島の上層気温の臨界値の統計と

して、3年間の資料から、山雪と里雪、混合型のとき-32.3°C、里雪と混合型のとき-35.3°Cの値を示している。

倉嶋と平塚³⁾は豪雪時の条件として十分な低温(輪島500mb面で-35°C以下)につけ加えて、さらに十分な低気圧性うず度が必要であることを指摘している。

福田^{4),5),6),7)}は日本の大雪と題する一連の研究報告の中で、日本海の海岸地帯の大雪は典型的北西季節風型の気圧配置の場合に、なお日本海に小低気圧または前線が残存するような時で、上層の温度が著しく低い場合に広範囲の大雪になるとしている。そして地上の等圧線が北から南に走るときは山雪、北西から南東に走り、日本海が谷に近い状態のとき、海岸地方を含めた大雪になり易い。又泡末的な小低気圧が日本海上沿岸近くで発生し、それに伴う積乱雲によるものが多い。

山沿い地帯の大雪は地形上昇によるものと、海岸地方から移動して来た積乱雲による大雪の両者の場合がある。最後に赤羽⁸⁾が1960年12月末の豪雪の天気図解析から導いた次の三点はこれまでの研究の包括的結論とも言えるであろう。

- (1) 上層の切離高気圧による強いブロッキング状態が存在したこと。
- (2) このブロッキング状態に伴って北陸地方上空へ大規模な寒気の移流が起ったこと。
- (3) 寒気移流によって発生した不安定層の転倒のための引き金作用を演ずる小擾乱が存在したこと。

最近では1963年1月の異常豪雪が典型的な里雪型であったが、豪雪といっても、新潟、富山にわたったり、新

* The characteristic of synoptic pattern in heavy snowfall in the coastal and in the mountainous region in Hokuriku district

** Toshio Fujita 気象研究所予報研究部
—1966年6月30日受理—

瀧の一部、あるいは福井、石川県地方を襲う場合もある。本論では、新潟県の豪雪に限り、一応深石の分類に従って、最近のデータを若干追加し、しかも、最も顕著な差異があると思われる山雪型と里雪型の豪雪の場合の地上及び 500mb 面の気圧配置、気温分布の特徴を合成図を作ることによって統計的に調べた。さらに輪島のゾンデの資料を用いて、上層風、気温、湿度、静的安定度の統計的差異を検討することにより、両者の型の根本的なちがいを探索した。豪雪日として採用した日は第1表に示す 17 例である。なお 1963年の例はパターンの統計には考慮せず、輪島のゾンデ資料の統計に使用した。

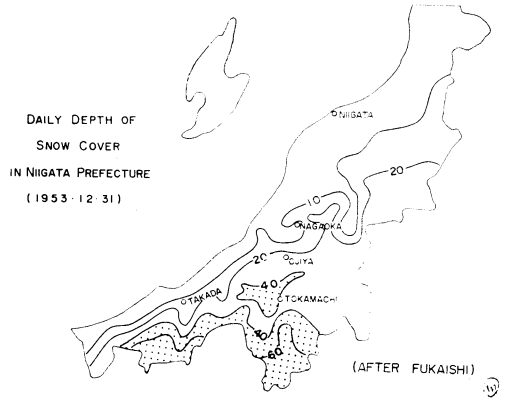
2. 里雪と山雪の代表的な例

深石によると、1956年1月9日の積雪分布は、第1図に示す通り、典型的な里雪型である。すなわち、積雪の中心は、沿岸平野部にあり、山岳部にはほとんど積雪は認められない。平野部でも、特に集中的積雪がみられ、直江津から柏崎付近はもっともはげしくて80cm以上に達している。この豪雪は、1月5日15時に、

第1表

里雪の日	山雪の日
1956・1・9	1953・11・27
〃 〃 10	〃 〃 28
〃 〃 11	〃 〃 12・30
〃 〃 26	〃 〃 31
〃 〃 27	1954・1・29
〃 〃 2・18	〃 〃 30
〃 〃 22	〃 〃 31
1957・12・30	〃 〃 2・22
〃 〃 31	〃 〃 3・13
1960・12・29	1955・12・17
〃 〃 30	〃 〃 18
〃 〃 31	1956・1・2
1961・1・16	〃 〃 15
〃 〃 17	〃 〃 16
〃 〃 18	〃 〃 30
1962・1・26	〃 〃 2・11
〃 〃 27	〃 〃 12

986mbになった。7日夜半から10日にかけて、日本全土は寒気塊におおわれ、北陸地方は雪が降り続いたのである。一方、第2図は、1953年12月31日の積雪分布で、典型的な山雪型のものである。この図を見ると、第1図と全く対照的である。この種の豪雪は、西高東低の安定したいわゆる吹き出し型の気圧配置のときに起っている。以上の二つの型の積雪分布の断面図を見ると、両者の差異が、もっと明瞭になる。第3図は、深石の論文から拝借して作ったもので、地形図と相対的に積雪分布を見ることが出来る。



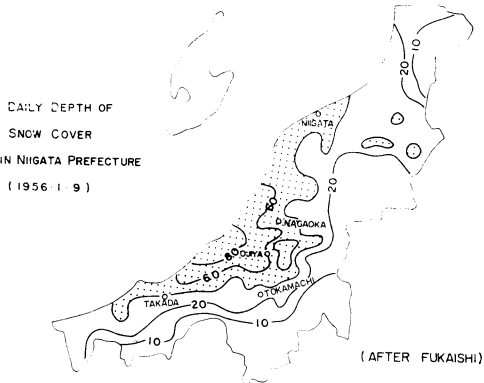
第2図 新潟県における日積雪量 (1953年12月31日、山雪の日)

3. 山雪時の気圧配置の特徴

第1表の中からパターンの移動を考慮して、代表的な10例を選んで合成図を作成した。第4図は500mb、第5図はそれに対応する地上気圧の合成図である。上層の谷は日本列島の東に抜け、寒気を中心は北海道南部から東北地方にある。地上気圧配置は典型的な吹き出し型で、135°Eと140°Eの間で気圧傾度が急峻になっている。平年からの偏差値は東方海上に大きく拡がった負偏差域を示していて、アリューシャン低圧部が南下していることを暗示している。

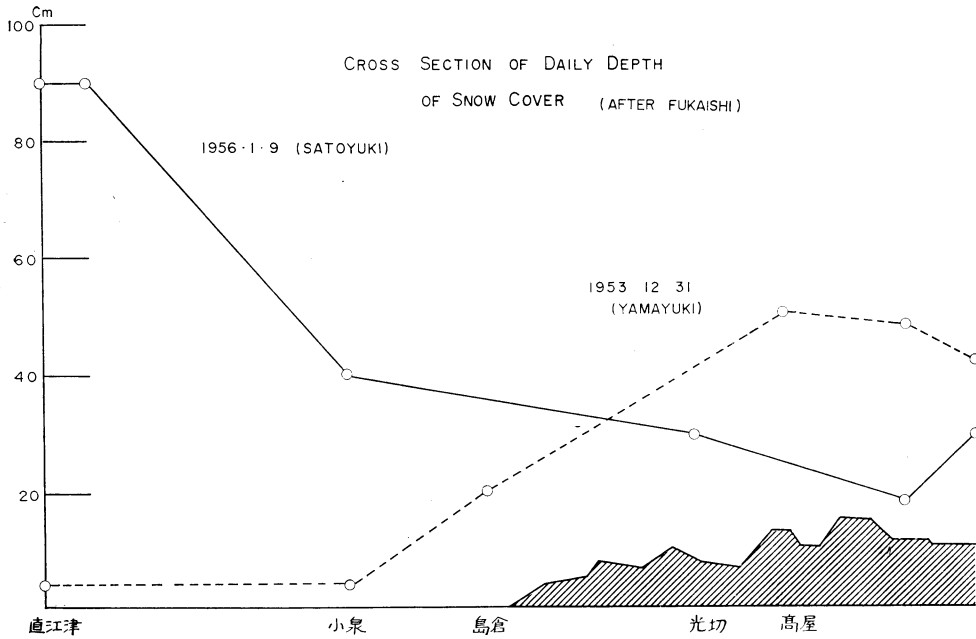
一方、第6図と第7図は、500mbと地上の平均気温及び、平年偏差図である。この場合、地上の寒気を中心は沿海州にあって、日本海をほぼ直線的に南下している。地上では、等圧線と等温線が、殆んど直交している、顕著な傾圧性を示しているが、500mbでは両者はよく一致している。特徴を要約すると次の通りである。

『山雪の場合は、日本海は、トラフの後面に位置することになり、上層では発散の場に入って、むしろ中層以下で寒気が沈降しながら outbreak しつつある。一方、海

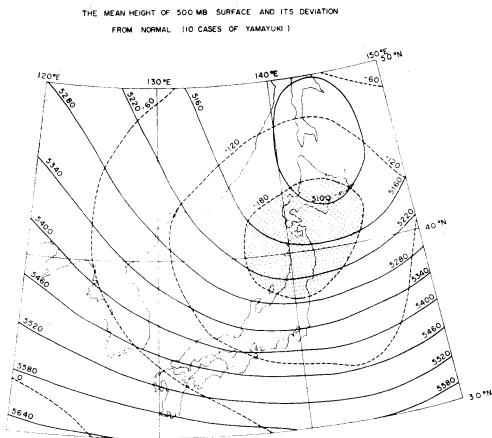


第1図 新潟県における日積雪量 (1956年1月9日、里雪の日)

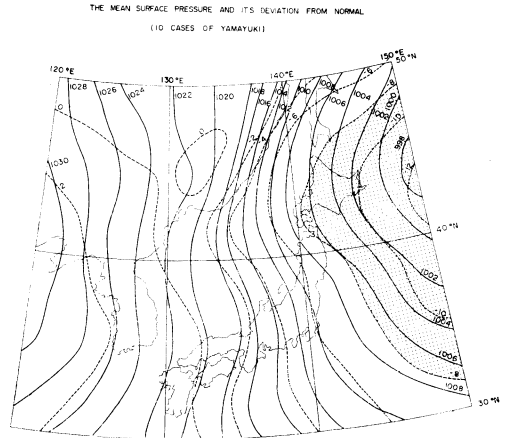
日本海中部に発生した 1008mb の低気圧が、7日に急速に発達しながら東北地方を通り、釧路沖で、中心示度が、



第3図 新潟県における日積雪量の断面図



第4図 山雪時の500mb高度の合成図(実線)と
と平年偏差図(点線)



第5図 山雪時の地上気圧の合成図(実線)と
と平年偏差図(点線)

面付近の気温の垂直分布は乾燥断熱に近く、850mb以上の雲中에서도湿潤断熱減率を示して、強い対流不安定の状態を表わしている。従って700mb付近には多くの場合、気温の逆転層又は等温層が見出され、海上で発生する積雲の雲頂は3~4kmの高さに押えられ、それ以上では相対湿度が急速に減少している。』

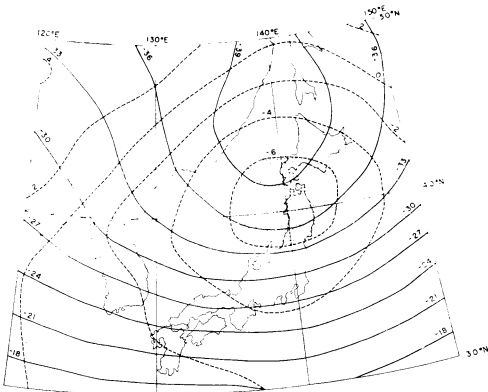
この現象は、ちょうど、亜熱帯高気圧の南東部にみられる北東貿易風帯の逆転層内の現象と似ているように思

われる。しかし、この場合は、海面近くが極めて、不安定になっているので、蒸発も多く(約5~7mm/day)、比較的湿潤であるため、積雲の発達は盛んに行われる。この気流が、中部山岳による強制上昇によって多量の雪を降らせるものと思われる。

4. 里雪型の気圧配置の特徴

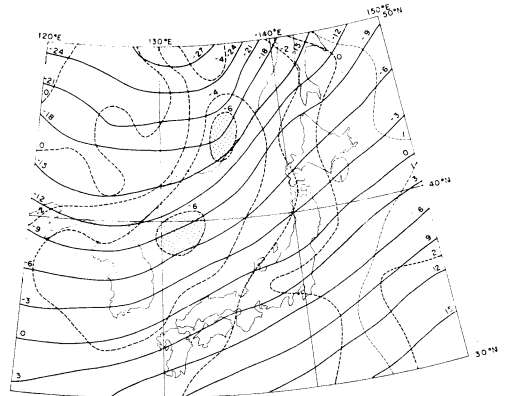
第8図と第9図は、里雪型10例について平均した地上の気圧及び気温の分布図である。山雪型の場合とかなり

THE MEAN TEMPERATURE OF 500 MB SURFACE AND ITS DEVIATION FROM NORMAL (10 CASES OF YAMAYUKI)



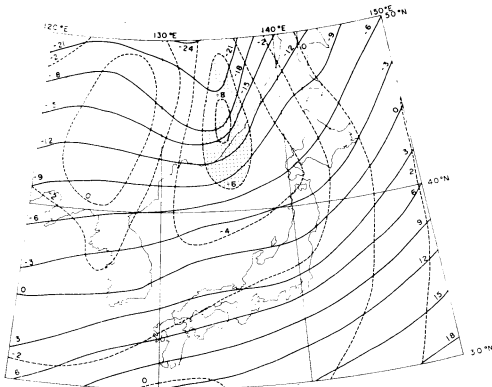
第6図 山雪時の500mb面気温の合成図(実線)と
と平年偏差図(点線)

THE MEAN SURFACE TEMPERATURE AND ITS DEVIATION FROM NORMAL (10 CASES OF SATOYUKI)



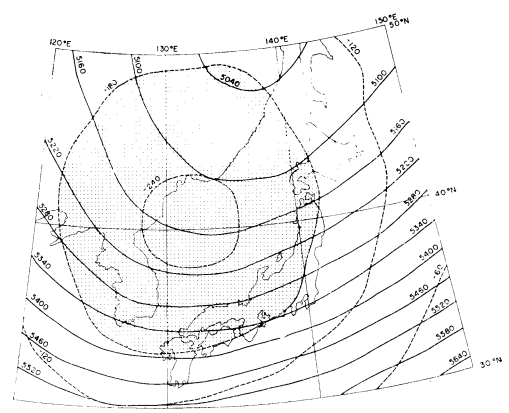
第9図 里雪時の地上気温の合成図(実線)と
と平年偏差図(点線)

THE MEAN SURFACE TEMPERATURE AND ITS DEVIATION FROM NORMAL (10 CASES OF YAMAYUKI)



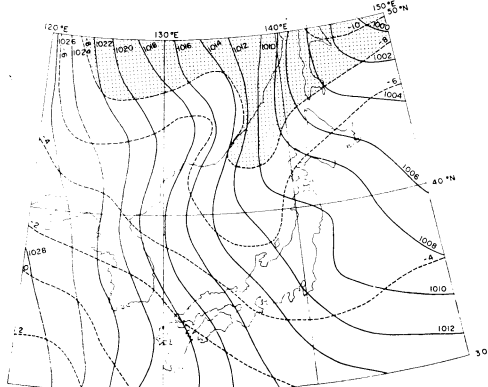
第7図 山雪時の地上気温の合成図(実線)と
と平年偏差図(点線)

THE MEAN HEIGHT OF 500 MB SURFACE AND ITS DEVIATION FROM NORMAL (10 CASES OF SATOYUKI)



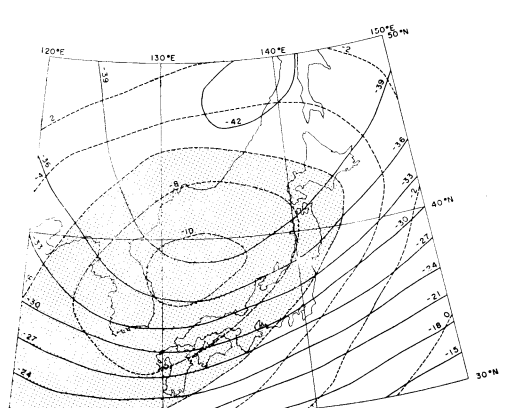
第10図 里雪時の500mb高度の合成図(実線)と
と平年偏差図(点線)

THE MEAN SURFACE PRESSURE AND ITS DEVIATION FROM NORMAL (10 CASES OF SATOYUKI)



第8図 里雪時の地上気圧の合成図(実線)と
と平年偏差図(点線)

THE MEAN TEMPERATURE OF 500 MB SURFACE AND ITS DEVIATION FROM NORMAL (10 CASES OF SATOYUKI)



第11図 里雪時の500mb面気温の合成図(実線)と
と平年偏差図(点線)

異っていて、地上は気圧傾度がゆるんで、日本海では、いわゆる袋型分布になっていることを偏差図が明瞭に示している。これは多くの場合、日本海中部から東部に小低気圧が発生して停滞することが、このような分布図を作り出したものと考えられる。地上の寒気は沿海州よりむしろ、日本海西部にあり、日本海を蛇行しながら、すなわち、長時間、海上を通過して南下している。

500mb 面の高度と気温の分布が、第10、第11図に示してある。トラフは日本海西部にあって、偏差示度も中心で -240m を示して深い。上層の寒気は九州から東海、沖縄にまで拡がっていて、山雪型にくらべて $4\sim 5^{\circ}\text{C}$ も低温になっている。特徴を要約すると次のようになる。『里雪時には巨大な上層の気圧の谷は、しばしば、同時にオホーツク海からベーリング海方面とシベリア西部に発達した気圧の峯を伴うことが多く、いわゆるブロッキング現象として数日間もパターンが持続する。そして、北極海からシベリヤ大陸を越えて、次々と寒冷うずが、日本海に南下し、先に述べたように、地上に小低気圧を発生させることがある。このために、日本海西部から中部の中層に著しい寒気 ($-50^{\circ}\text{C}\sim -45^{\circ}\text{C}$) の侵入が起り、中層が極めて不安定となる。従って下層の対流

不安定は山雪型のときのように逆転層で押えられるのとは逆に、中層の垂直不安定性のために益々対流が助長されて $5\text{km}\sim 6\text{km}$ にまでおよぶ積乱雲となって発達する。地表付近の季節風は弱く、上層も、北陸地方ではむしろ南分傾向になっているので、新潟県の山岳部での強制上昇による降雪量はむしろ少くなるものと考えられる*。日本海東部はメイン・トラフの前面に位置し、傾圧不安定場を作り出しているのに、日本海中部に発生した小低気圧は急速に発達して東進するが、ブロッキング高気圧によって北上させられ、寒冷前線が裏日本沿岸でに滞留する。そしてこの前線に伴う不安定線の通過によって局所的に多量の雪を降らせるものと思われる。』

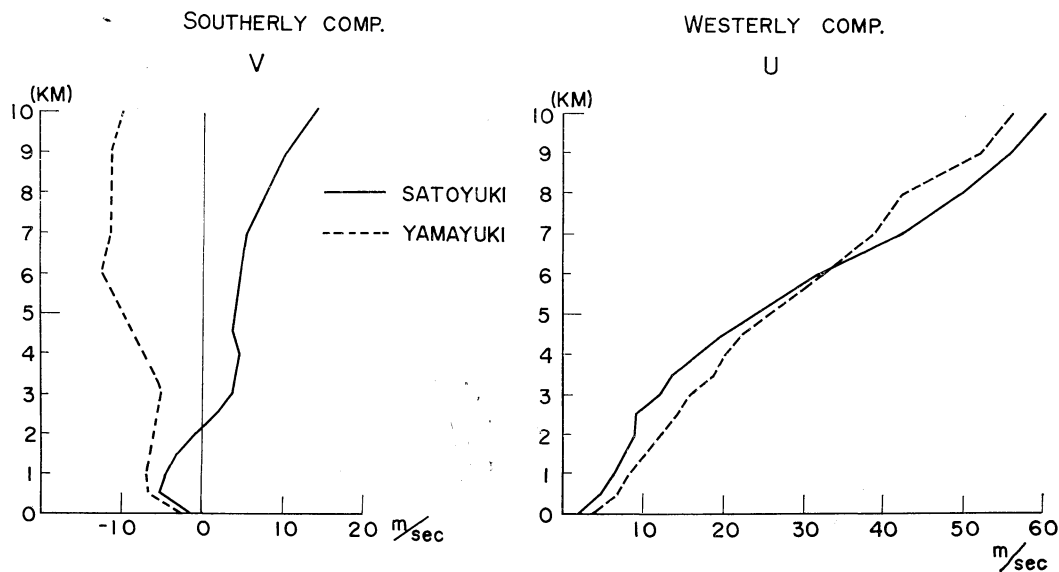
以上が、里雪型のシノプティック・パターンの特徴であるが、1963年1月のように、このパターンが10日以上も持続して、次々と寒気の侵入が起るとき、あのような異常な豪雪をもたらすのであろう。

藤井辰男⁹⁾は昭和35年の年末の里雪を解析して、上記の統計的特徴を裏付けている。

5. 輪島の上層観測資料による山雪中と里雪中の大気の成層状態の特徴

第1表にある17例の各々について9時と21時の輪島の

VERTICAL PROFILE OF MEAN WIND COMPONENT AT WAJIMA



第12図 輪島における風速の垂直分布、実線は里雪時、点線は山雪時の状態を示す。

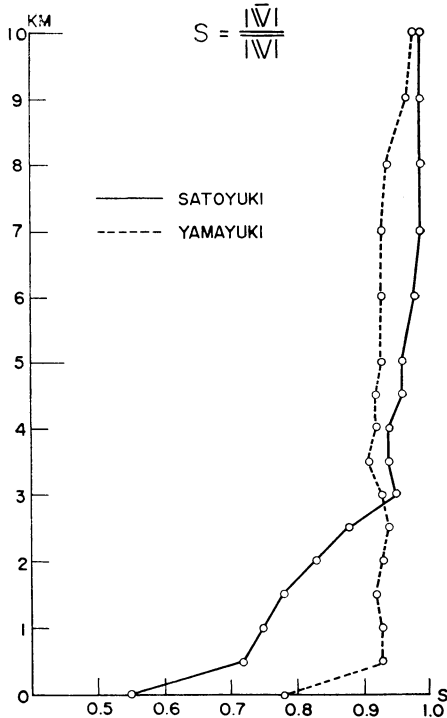
* 福井県、富山県では南西風が立山連峰にぶつかり山間部にも大雪を降らせることがある(1963年1月)

上層観測の資料30例(天気図から判断して夫々のパターンから非常にはなれた時刻4例は除外した)についての平均の垂直分布を求めた。

第12図は風速の垂直分布で左側が南北成分, 右側が東西成分を表わしている。実線は里雪型, 点線は山雪型の状態を示している。この図は里雪のとき, 西風が弱く, かつ2 km 以上は南分になっていることが特徴で, 前節で述べた如く, 上層のトラフの中心が輪島以西に位置していることを示している。この事実は前節の推論の一つの根拠をなしている。

第13図は輪島における風の定常性の垂直分布で, $S = \frac{|\bar{V}|}{|\bar{V}|}$ で定義される量である。これは風向が一定していれば1になり, 36方向, 等確率で吹いていた場合は0になる量である。3 km 以上は山雪型も里雪型も余り変化がなく 0.90~0.95 を示し, 風向は極めて定常的であるが, 下層では両者は著しく異なる。里雪のときに定常性が小さいのは, 前に述べた如く, 日本海に小低気圧が発生し, 発達しながら北東進することが多く, その際, 輪島の下層で南東~南西風が卓越するからである。

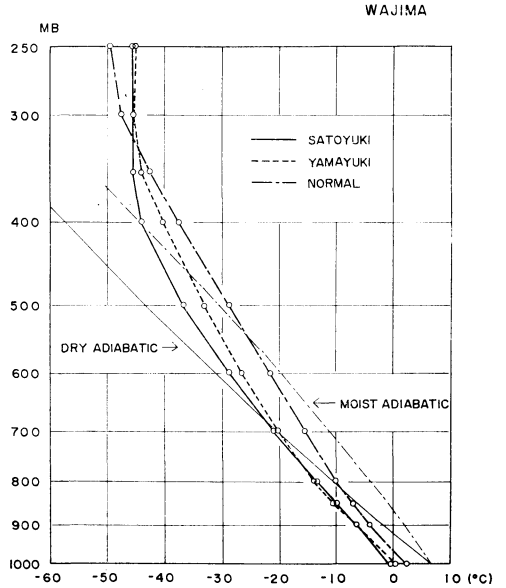
STATIONALITY OF WIND



第13図 輪島における風の定常性 ($S = \frac{|\bar{V}|}{|\bar{V}|}$) の垂直分布, 実線は里雪, 点線は山雪時の値

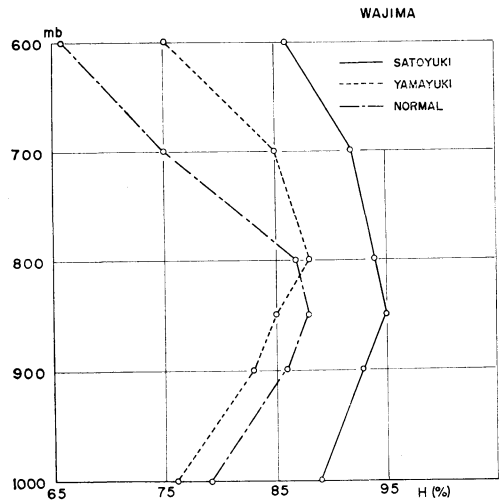
う。一方, 山雪型のときは, いわゆる北西季節風に伴う現象で, 北西~北々西の風向が一定しているので下層まで0.90以上の大きい値を示している。

AIR TEMPERATURE

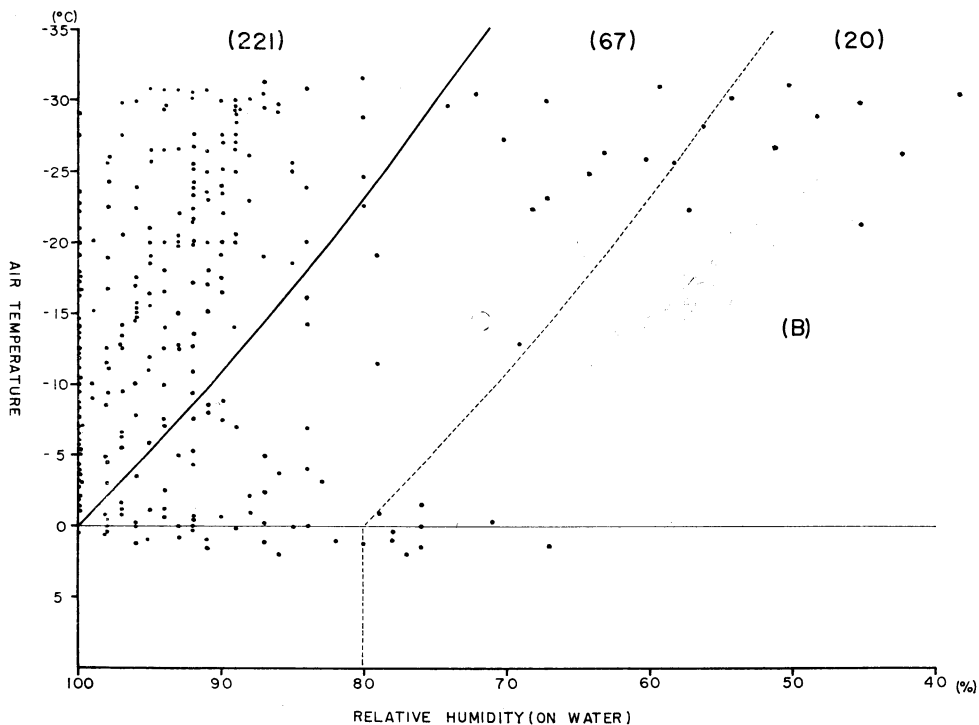
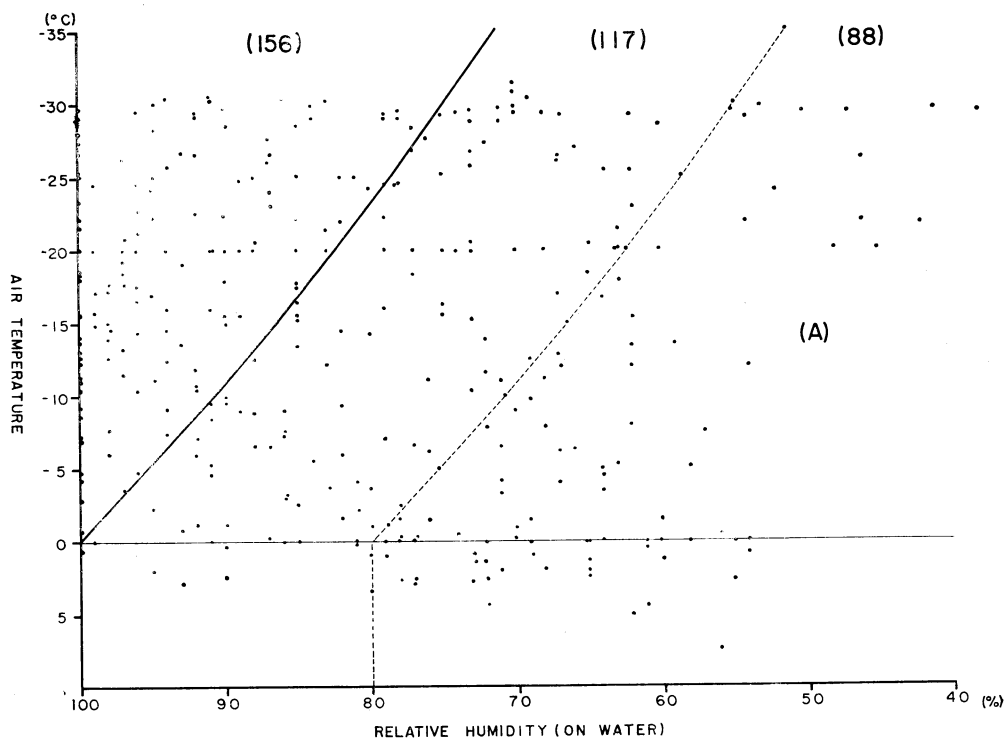


第14図 輪島における気温の垂直分布, 太実線は里雪時, 点線は山雪, 太鎖線は平年値, 細実線は乾燥断熱線, 細鎖線は湿潤断熱線を示す。

RELATIVE HUMIDITY



第15図 輪島における相対湿度の垂直分布, 実線は里雪時, 点線は山雪時, 鎖線は平年の状態を示す。



第16図 輪島における飽和点の分布、縦軸は気温、横軸は水面に対する相対湿度、斜めの実線は氷飽和の湿度、点線は0°Cで80%で飽和とした場合の氷飽和の湿度分布である。(A)は山雪、(B)は里雪、括弧内の数字は各領域の点の数を示す。

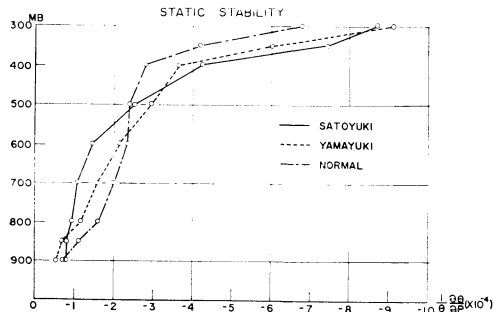
第14図は、気温の垂直分布である。実線が里雪、点線が山雪、鎖線は平年値を示している。両者とも、平年に比べて対流圏全層にわたって寒冷であるが、700mb以下は両者が略一致している。しかし山雪の場合は1000~850mbは乾燥断熱減率に近く、はげしい対流現象の存在を示している。そして850mb~700mbの雲層では湿潤断熱減率を示し、それ以上では安定成層になっている。

一方、里雪の場合の特徴は、600~400mbの中層で温度が平年より7~8°C低く、山雪型より、3~4°C低い。しかも600mbまでは気温減率は湿潤断熱減率を示し、強い対流不安定の存在を暗示している。これが積乱雲となって発達する根拠の一つである。

第15図は相対湿度の垂直分布を示している。里雪型は、気温が低く、600mb以下ではすべて85%以上になっている。700mbで-20°Cであるから過冷却水滴に対して85%で未飽和としても、氷面に対しては湿度は100%になり飽和している。従って里雪の場合は850mb~600mbまでは氷面に対しては飽和している。しかるに、山雪の場合は700mb付近が、かろうじて氷面に対して飽和しているが、あとは未飽和状態である。このことは、荒川(秀)他4名¹⁰⁾が、昭和13年12月下旬に富山市ではじめて豪雪中にゾンデ観測したときの結果の分析でも述べている。

第16図は、輪島のゾンデ資料から縦軸に気温を、横軸に相対湿度(水上)を目盛って、観測点をプロットしたもので、斜の実線は氷飽和の湿度、点線は、降雪中0°Cで80%で飽和していると仮定したときの氷飽和の湿度である。図中の数字は、それぞれの領域の点の数である。

(A)は山雪の場合で、57%が未飽和点であるのに対し(B)の里雪の場合は72%の点が飽和していることを示



第17図 静的安定度の垂直分布、実線は里雪、点線は山雪、鎖線は平年値を各々示す。

* 30例の資料に1963年の輪島と新潟のゾンデ資料を追加した。

している。山雪型では雲に入ってもすぐ雲外に出てしまうが里雪のときは高い所まで湿っていることが分る。

最後に、静的垂直安定度 $\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ の分布を第17図に示す。里雪型は500mb面までは平年に比べて安定度がわるく特に、700~600mbの層で悪くなっている。一方山雪のときは、600mb以下がわるく、それ以上ではいづれも平年より安定になっている。

以上で、輪島の観測資料の統計値から、山雪と里雪の場合の成層状態の特徴を概括したが、これらの統計は、前節及び前々節の山雪及び里雪のときの総観場の特徴として記述したことを支持している。

6. 結論と問題点

- (1) これまで多くの研究者が個々の解析から導き出した里雪あるいは山雪の総観場の性質を統計的に解析して、それぞれの特徴を明らかにした。
- (2) 輪島のゾンデ資料から成層状態を表わす諸量の統計値を研究し、総観場の特徴の根拠を与えた。
- (3) 降雪のない場合の総観場とのちがいがどうか、又山雪と里雪型のパターンの時間的関連性及び各パターンを時間的過程として分類し特徴を抽出することなどが今後研究されるべき問題点として残されている。

この研究を遂行するに当り、種々討論と助言を頂いた予報研究部の皆さんに、特に御校閲下さった竹内衛夫氏に厚くお礼申し上げます。又計算を手伝って頂いた本多庸浩氏、付図のトレースをして頂いた西田圭子、尾崎良子両嬢に感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 深石一夫, 1961: 新潟県における降雪分布について, 天気, **8**, 395~402.
- 2) 川本敏夫, 宮沢清治, 藤田兼吉, 1963: 北陸不連続線による豪雪について, 気象研究ノート, **14**, 57~60.
- 3) 倉嶋厚, 平塚和夫, 1963: 北陸豪雪を予想するための観点, 昭和38年度全国予報技術検討会資料, 153~178.
- 4) 福田喜代志, 1960: 日本の大雪, 雪氷, **22**, 73~81.
- 5) 福田喜代志, 1961: 日本の大雪(II), 雪氷, **23**, 46~53.
- 6) 福田喜代志, 1961: 日本の大雪(III), 雪氷, **23**, 115~123.
- 7) 福田喜代志, 1962: 日本の大雪(IV), 雪氷, **24**, 38~46.
- 8) 赤羽俊朗, 1961: 1960年12月末の北陸地方大雪のミノプティック研究, 天気, **8**, 282~285.
- 9) 藤井辰男, 1962: 昭和35年末の北陸の里雪, 天気, **12**, 401~403.
- 10) 荒川秀俊, 矢野四郎, 荻原晰二, 伊福市二, 山口悟, 1939: 富山市に於けるラジオ・ゾンデによる季節風調査, 航空気象報告, **2**, 158~205.