

豪雨雪機構の相違に関する解析例題*

福田 喜代志**

1. まえがき

雨雪は一連の降水現象であるが、豪雨や豪雪となると、その解析的機構には重大な相違がある。雲物理では多量な降水の要因として、雲層上部の活発な氷晶生成を重視している。この理論によれば、降雪の場合、各層低温なので、比較的低層のみの上昇気流でも、意外な豪雪となることも解明される。このことは高温な豪雨には見られない現象である。

本報は絶体温度保存の方程式から高層の温度と発散の関連を考察して、ジェット気流と豪雨雪域との相対位置を調べた結果、豪雪と豪雨との間には、気温の相違だけでなく、上昇流構成にも大きな差があることにつき述べている。

2. 渦度方程式から考えられる豪雨雪域

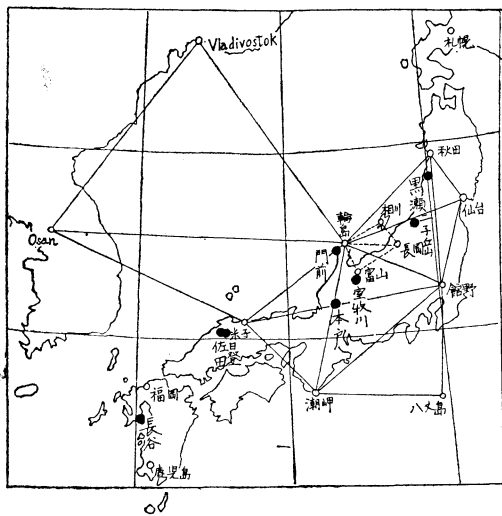
豪雪の場合、既に報告¹⁾²⁾³⁾があるように、高層は全般的には下降流で下層に上昇流があるので、最下層と高層

は収束で中層に発散がある。これに対し、豪雨時の上昇流は対流圏全層にわたるもので、高層は発散である。

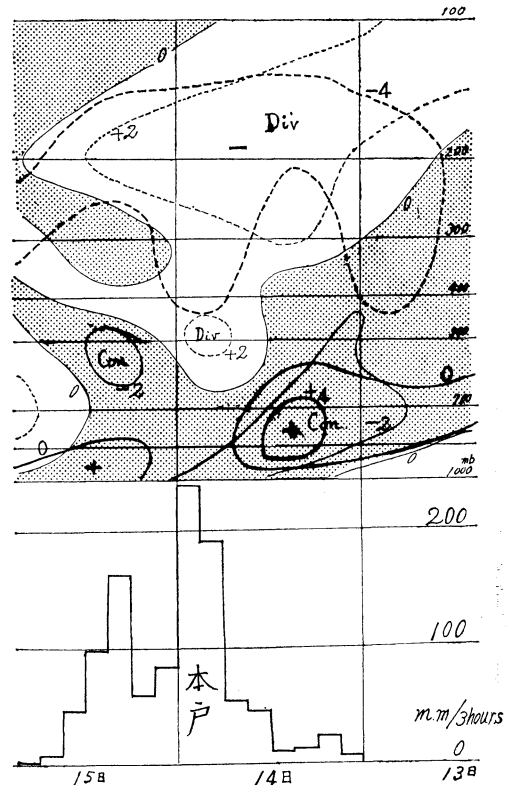
これを渦度方程式で検討して見る。

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f \right) + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f \right) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \dots\dots\dots(1)$$

収束域では、正負とも絶体温度の絶対値は増加するが、絶体温度は正の場合が多く、特に寒域の500~300mb高度では、殆んど正であるから、低気圧性温度は増加するばかりである。これは豪雪の場合であって、豪雪域は高



第1図 発散並に温度を計算した観測網(白丸)と三角形及び豪雨観測地点(黒丸)



第2図 昭和40年9月14日福井県下の豪雨。上は米子、館野潮岬の資料で計算した発散(細線影部は収束)と渦度(太線)の高度別時間推移。単位は $10^{-5}S^{-1}$ 。下は福井県大野郡西谷村県営ダム地点の3時間雨量。

* Some Analytical Exercises of the Differences between Heavy Rain and Heavy Snowfall.
 ** Kiyoshi Fukuda 富山地方気象台
 —1967年5月12日受理, 1967年7月1日改稿受理—

層ジェット気流の北側にある。

発散の場合は正負共絶対渦度の絶対値は減少する。従って、400~200mb 高層に発散のある豪雨の場合は

$$\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f \rightarrow 0 \dots\dots\dots(2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \rightarrow -f = -8.75 \times 10^{-5} S^{-1} (37^{\circ}N)$$

豪雨時の負渦層の最大絶対値は、この値に近い。

3. 前線性豪雨の例

豪雨の場合、その領域が高層ジェット気流の南側にあることは、次の諸例で示す。

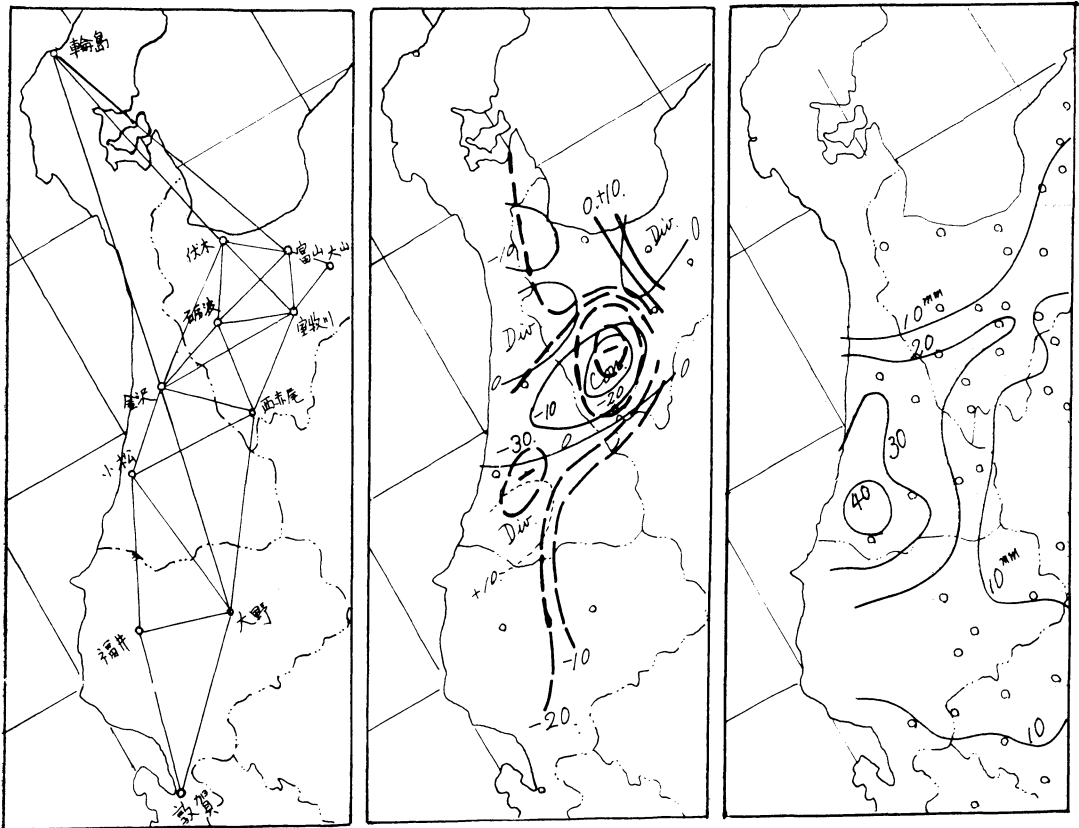
(例1) 昭和40年9月14日

前線性豪雨で、14日9時から24時間に福井県大野郡西谷村本戸県営ダムでは844mmの雨量があった。当時、能登半島北方の日本海上に小低気圧があり、これより南南西に走る前線が、福井県東部から近畿地方中部にあった。一方、北上中の台風は、はるか南の22°50'N 129°

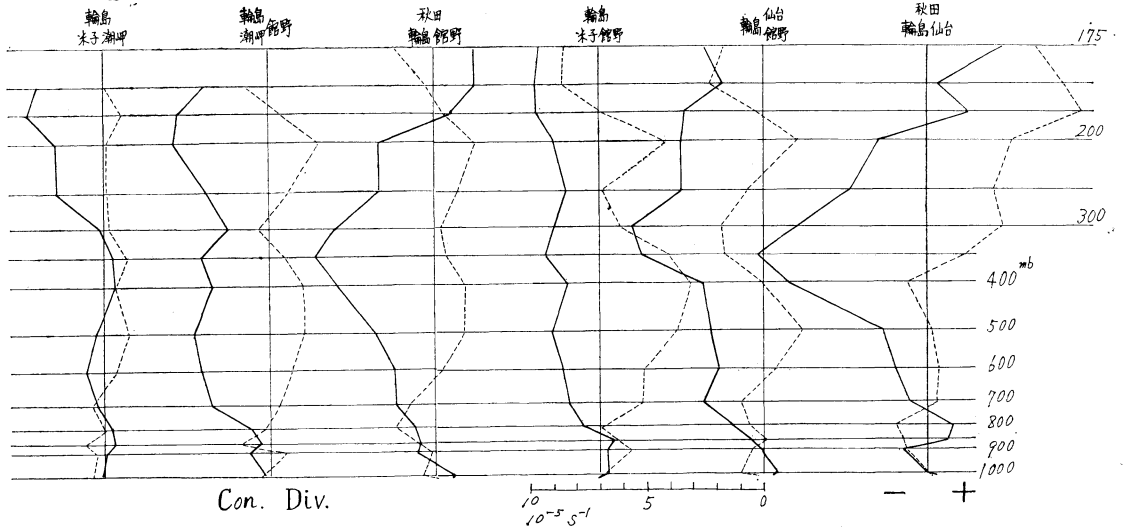
50'E 付近であつたが、その東側から高温多湿な気団が、前記前線の東側に侵入した。高層強風の中心は輪島-秋田にあり、第2図で示したように輪島、米子、館野の資料で計算した渦度は、豪雨の最強時には低層を除き高気圧性である。また、下層は収束で、500mbより上層は発散である。

(例2, 3) 昭和39年7月8日, 17-18日⁶⁾

8日9時から24時間に、富山県片貝谷では261mm, 17日9時から24時間に、富山で221mm, 18日9時から24時間に島根県佐田では313mmの降雨であつた。これらの場合は何れも、前線性豪雨で渦度・発散の状態は前例とよく似ている。8日は500mbより下層が強い正渦度であつたが、上層は発散で高気圧性渦度で占められていた。ここで、下層の正渦度は、間歇的に強勢となる点に注意される。8日9時、地面近くの渦度と発散・降水量分布を第3図で示したが、高気性渦度と収束域に最多雨



第3図 昭和39年7月8日9時の地上発散渦度並に1時間雨量分布。左図は発散渦度の計算のための地上観測網。中央図は発散(細線)並に渦度(太線)の地上分布, 単位は $10^{-5}S^{-1}$, 右図は8-9時の雨量分布



第4図 昭和34年8月26日能登半島豪雨時の発散(破線)と渦度(実線). 26日03時, 輪島と秋田仙台館野潮岬米子の各資料で高度別に計算したもの.

域が一致していた.

18日の山陰豪雨時, 米子輪島潮岬の資料で計算した渦度発散も上述とよく一致している.

(例4) 昭和34年8月25~26日

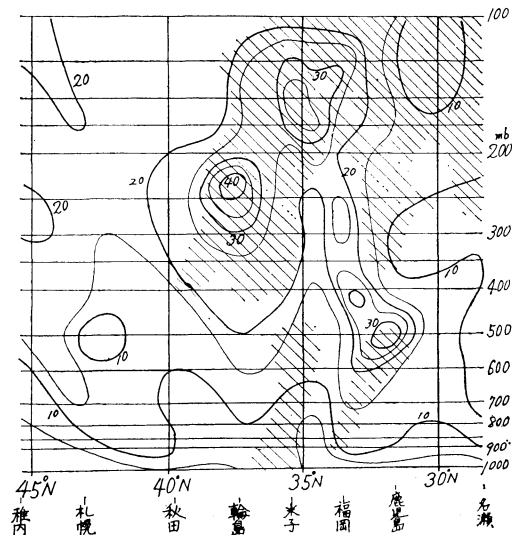
25日9時より24時間に能登半島西側の門前で260mmの豪雨があった. この雨は26日03時前から急に強勢になった. 26日3時, 輪島を頂点とし, 秋田, 仙台, 館野, 潮岬並に米子を結ぶそれぞれの3角形内の渦度並に発散は第4図で示すように, 地表近くを除き各層負渦度で, 上層は発散, 下層が収束になっている場合が多い.

(例5) 昭和41年7月16~18日

9時から24時間雨量は, 山形県黒瀬で15日 276mm, 16日 321mm 新潟県二王子岳で16日 209mm, 17日 263mmであった. 秋田・輪島・館野の3角形内での計算では, 17日9時まで400~300mb高度に強い発散があり, 上層は負渦度であったが17日21時全層正渦度となり豪雨は終わった.

(例6) 昭和32年7月25日⁷⁾⁸⁾

25日9時から24時間に, 長崎県南高来郡山田村長谷では997mmの豪雨があった. 第8図に風速分布の南北断面を示したが, 輪島 250mbで38m/s, 米子 150mbで36m/sの高層強風と共に, 鹿児島 500mbで31m/sの低い強風域もある. 豪雨域は高層ジェット以南にある. 中層以下では強風域の北になり正渦度になっていたと思われる. 上述各例に合致している.



第5図 昭和32年7月25日9時, 長崎県下豪雨時の風速(m/s)の南北分布の断面. 斜線部は風向が北分をもった部分.

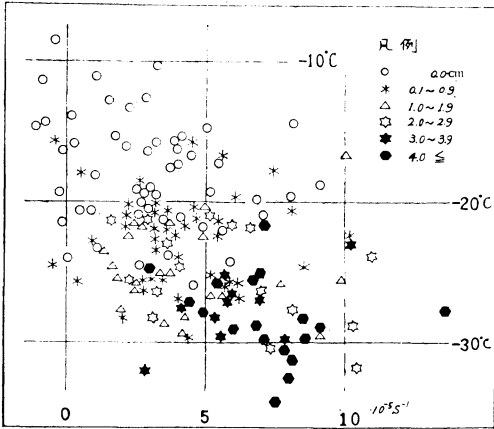
各例共通して

- 1) 渦度は高層で高気圧性, 下層は高気性的の場合も低気圧性的の場合もある, 下層の低気圧性渦度は間歇的で雨勢最強時と一致するとは限らない.
- 2) 上層発散, 下層収束で上昇流は対流圏全層に達している.

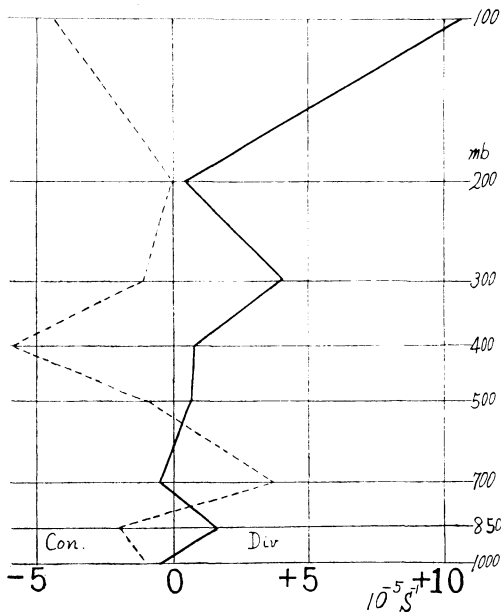
4. 日本海岸豪雪

1960~1964年に出現した北陸地方海岸豪雪に、次のことは共通している¹⁾²⁾。

- (a) 400mb以下は異常低温で、豪雪域はジェットの前側、すなわち、寒気内にある。
- (b) 高層は低気圧性渦度大きい。



第6図 冬期(12月18日—2月16日), 輪島・浦塩・烏山の資料で計算した9時400mb渦度(横軸単位 $10^{-5} S^{-1}$) と輪島9時600mb気温(縦軸)で分類した。北陸4県海岸部のその後24時間の最多新雪(積雪の増加)。統計年次 1960—1964。



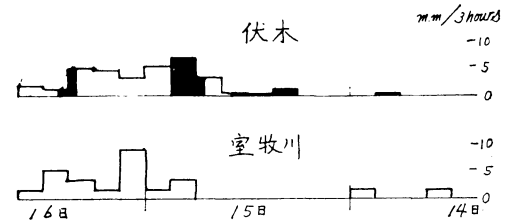
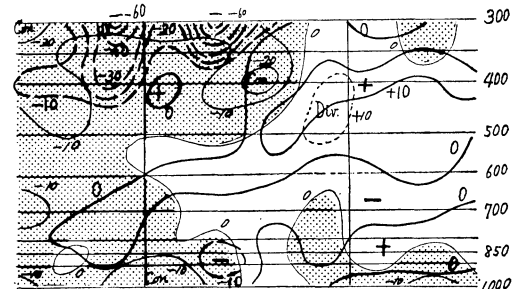
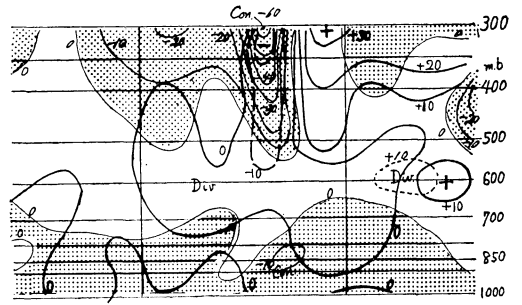
第7図 昭和38年1月21日21時, 北陸地方海岸豪雪時の輪島・米子・烏山の資料で計算した発散(破線)と渦度(実線), 単位 $10^{-5} S^{-1}$

(c) 日本海南部海上で、広域でも低層は収束で700~500mb層は発散, 400mb以上は収束である。米子では、低中層共 WNW 風, 輪島では低層 WNW 風, 中層700では WSW 風が多く、これは中層発散と一致する。

高層400mb付近の低気圧性渦度が大きいのが、低温とともに重大な特徴で、第6図は輪島・浦塩・烏山で計算した9時400mb渦度と輪島600mb温度とその後24時間北陸4県海岸部最深新積雪の関係を示したもので、この程度の統計でも、高層渦度と温度が降雪の重要な指針となることがわかる。

(例1) 昭和38年1月21日

21日9時から24時間内に富山および伏木で46cm, 金



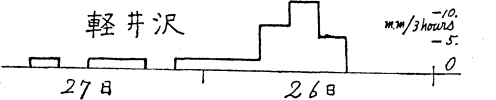
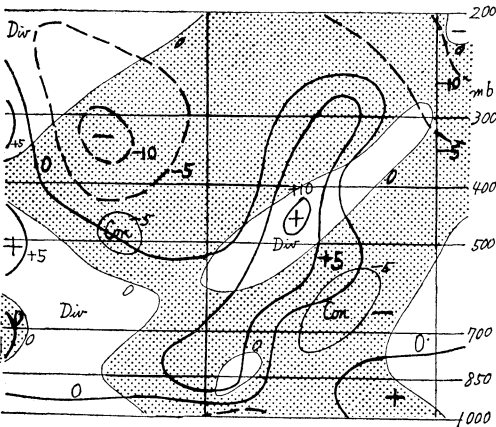
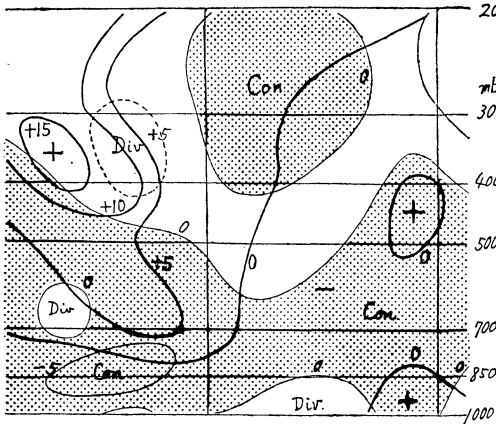
第8図 昭和40年1月15~16日, 日本海低気圧による山雪。相川・輪島・長岡(上図)並輪島・長岡・富山(中央図)の資料(北陸豪雪特別観測)による高度別発散(細線暗部収束)と渦度(太線)の時間推移。単位 $10^{-5} S^{-1}$ 。下図は伏木, 室牧川の3時間降水量。

沢で35cmの新積雪、奥只見では90cmの新積雪があった。21日21時輪島・米子・烏山の資料で計算した各層渦度と発散は第7図で、渦度は400mbでは小さいが300mbで大きく、850mbより下層500mbより上層では収束、700mbで発散になっている。

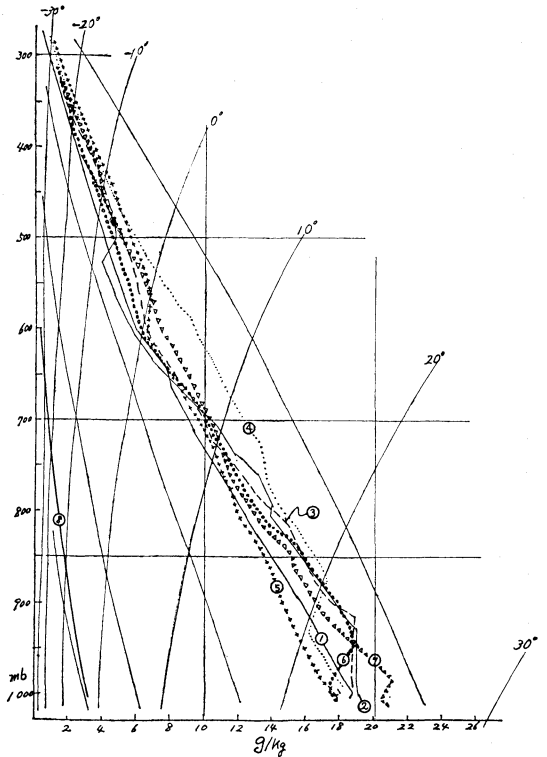
5. 発達した低気圧による豪雪

(例1) 昭和40年1月15~16日

発達した日本海低気圧による山地の豪雪で、15日9時より24時間に、北陸4県山間地帯は50cmを越す新雪のところもあったが、海岸部はみぞれをまじえたので、数



第9図 昭和36年3月26日、南海低気圧による甲信地方の豪雪。輪島・館野・潮岬(上图)並に館野・潮岬・八丈島(中央図)の資料で計算した発散(細線暗部収束)と渦度(太線)の高度別時間推移。単位 $10^{-5} S^{-1}$ 。下图は軽井沢の3時間降水量。



第10図 豪雨雪中心域のプレミグラム。縦軸は気圧、横軸は比湿(g/km)。上部左、下部右の斜線は湿潤断熱。上部右下部左の斜線は気温。

- ① 昭和39年7月7日21時輪島
- ② 昭和34年8月25日21時輪島
- ③ 昭和39年7月18日21時米子
- ④ 昭和39年7月8日9時輪島
- ⑤ 昭和32年7月18日13時福岡
- ⑥ 昭和39年7月17日21時輪島
- ⑦ 昭和40年9月14日9時潮岬
- ⑧ 昭和38年1月23日21時輪島(豪雪)

cmの新雪に終わった。第8図は、輪島・富山・長岡ならびに輪島・相川・長岡の観測で計算した渦度と発散で、前者は豪雨時、後者は季節風豪雪時のものに似ている。

(例2) 昭和36年3月26日

南海低気圧が北上するとき、日本海沿岸に小型副低気圧が発生した場合と、南海と日本海とに二つの中心をもつ、いわゆる二つ玉低気圧の場合の豪雪は、太平洋側に降雪域がある。日本海側山地にも豪雪を見ることもあるが、海岸に近い、平地では降雨となり、豪雪となることは甚稀である。第9図の例は前者で、関東・甲信地方に豪雪があり、26日9時から24時間に埼玉県三峯40cm、群馬県神津38cm、山梨県山中37cm、長野県宗賀で36cmの新積雪が

あった。この種の豪雪は低気圧の中心通過の直前にあり、館野・輪島・潮岬の資料で計算した高層渦度より見ると、高層では負渦域より正渦域に変る時に起っていることからみて、ジェットの下直付近に豪雪域があると見られる。一方、館野・八丈島・潮岬の資料で計算した渦度は 450mb 付近に正の最強があつて、低層のジェットの北に豪雪域があることを示し、前述長崎県豪雨の例に似ている。

6. 豪雨雪域のプレミグラム解析

豪雨雪域近傍の上層は飽和に近い状態にある。北陸地方海岸豪雪時の状態曲線は、すでに発表³⁾したように、ほぼ一定しており、地上が0°C前後で湿潤断熱上昇曲線に沿う状態曲線をもつ。豪雨の場合も第10図に示した様に、概ね湿潤断熱上昇曲線に沿う状態曲線で、相当高層まで飽和している。地上気温は豪雪の場合より格段と高く24°C内外で、対流層は、豪雪時が3~4kmであるのに比し、豪雨時は7~9kmに達する上昇気流がある。1000mbで24°Cで飽和している気層が7kmまで上昇し、水滴が全部降水したとすれば43mm、1000mbで0°C飽和している気層が3kmまで上昇したとすれば4.8mmで

あつて、豪雨、豪雪時の1時間降水量に相当しているから、豪雨時は1.9m/s、豪雪時は0.8m/s程度の平均上昇気流を考えねばならない。豪雨雪とも積乱雪ともなる場合が多く、局部的にはこの程度の上昇流は考え得る。降雪の場合はこの大きさの上昇気流中では、雪片はほとんど落下せず、雪雲として上空に浮遊して吹送され、上昇気流の弱いところに降雪する。

6. む す び

豪雨雪の共通点は、活発な上昇気流によるものであるが、豪雨並に発達した低気圧による豪雪の場合は、上昇流が対流圏上部に達するようなものであり、これに対し北陸地方海岸豪雪の場合は3~4kmの高さにしか達しない対流である。豪雪域は高層ジェット気流の北側の寒域にあり、豪雨は南側の暖域にあり、その中心域の発散、渦度の概括は次表の通りである。ただし、本報例題の多くは、間隔300kmぐらゐの巨視的観測網で計算したもので、90kmぐらゐの観測網⁴⁵⁾で計算した場合と、同一視して対比は出来ないが、第8図の例で示した如く、傾向的には関連性も見出される。

豪雨雪域の各層発散と渦度

種 類			高 さ		
			高 層	中 層	低 層
			mb 300, 400	500, 700	850, 1000
豪 雨			高気圧性渦度	/	不定 (低気圧性渦度時々強くなる)
			発 散	/	収 束
豪 気 圧	低 圧	太平洋側	高気圧性渦度から低気圧性渦度へ転換	/	高気圧性渦度
		発 散	/	収 束	
	日本海側*	高気圧性渦度	/	不 足	
		収 束 / 弱い発散	/	収 束	
雪 北陸地方海岸降雪			低気圧性渦度 / 不定 (絶対値少)	/	低気圧性渦度
			収 束 / 発 散	/	収 束

*約90km格子で計算、他は約300km格子で計算。

文 献

- 1) 福田喜代志, 1966: 北陸地方海岸豪雨の総観的研究 気象集誌 Vol. 44, 201~208.
- 2) 同 上 . 1965: 豪雪機構の総観的研究, 気象庁 欧文彙報 Vol. 32, 317~359.
- 3) 同 上, 1965: 豪雪, 気象研究ノート, Vol. 16 200-224.
- 4) 福原耕三: 1965: 降雪予報について(V), 研究時報 Vol. 17, 396~400.

- 5) 松本誠一, 二宮洗三, 秋山孝子, 1967: 寒冷渦中心付近に観測される中規模優乱の3次元的構造に関する総観的力学的解析, 気象集誌 Vol. 45, 64~84.
- 6) 宮本正明, etc. 1966: 1964年7月山陰, 北陸豪雨調査報告気象庁技術報告 No. 48.
- 7) 大沢綱一郎, 尾崎康一, 1959: 諫早市の豪雨の解析, 研究時報 Vol. 11, 829~838.
- 8) 竹永一雄, 矢花和一, 1959: 諫早大雨の局地解析と予報, 研究時報 Vol. 11, 839~850.