冬季季節風時にみられる東北日本の

100 km から数 100 km スケールの降水変動*

児 玉 安 正*1·中 山 高 徳*2·尾 崎 尚 則*3

要旨

北陸地方から北海道までの日本海側の24気象官署で観測された冬季12シーズンの長期の日降水量データを統計的 に解析し、冬季季節風時の降水の空間変動の性質を調べた。季節風時の日本海側の日降水量は、500 hPa 面気温の 低下と共に増加し、同時に日降水量の空間変動に 100 km~450 km スケールの局所性が現れた。北陸地方から石狩 湾地域にいたる日本海沿岸の各地域において、季節風時の約 300 km スケールの局所的降水に対する様々なメソ援 乱の寄与を調べた。JPCZ(日本海寒帯気団収束帯)と中規模渦状雲は、東北地方を含むすべての地域で局所的降水 に大きく寄与していた。これらの擾乱に加え、東北地方より北の地域では大陸東岸のシホテアリニ山脈の東方海上 で発達した積雲列が、さらに東北地方と道南地域では東進するトラフに伴う移動性の小低気圧が、それぞれ局所的 降水をもたらすことがあった。

1. はじめに

冬季季節風時に日本海側でみられる降雪(降水)は, 狭い領域に集中して激しく起こることがある.このよ うな局所的な降雪は社会活動の大きな障害となるの で,それがどのような原因で,また大規模な気象場が どのような状況の時に発生しやすいかを明らかにして おく必要がある.

季節風が吹き出すと、日本海は筋雲でおおわれ、そ の中に発達した降雪雲からなるメソスケールの擾乱 (以下メソ擾乱と呼ぶ)がしばしば現れる.季節風時の 局所的な降水は、地形などの影響で筋雲が一か所に停 滞し、筋雲を構成する降雪セルが次々に同一域を通過 することで起こる場合もあるが(Fujiyoshi *et al.*,

- * Precipitation variations over the north-eastern part of Japan on a scale of one or several hundred kilometers during winter monsoon periods.
- *1 Yasu-Masa Kodama, 弘前大学理学部地球科学科.
- *2 Takanori Nakayama, 弘前大学理学部地球科学科 (現在,新潟地方気象台).
- *3 Naonori Osaki, 弘前大学理学部地球科学科 (現在, 青森県立三沢高等学校).

© 1995 日本気象学会

1992;佐々木, 1988 a), メソ擾乱の影響で起こるもの も多い.メソ擾乱は,海上で強く発達した積雲や積乱 雲を伴うので,擾乱が日本列島に近づくと平野部でも 大雪がおこりやすい.

季節風時の局所的な大雪の原因として注目されてき たメソ擾乱に、収束帯状雲と中規模渦状雲がある. 収 束帯状雲は, 幅数 10 km, 長さ数 100 km の雲帯であ り、できる場所は日本海西部と北海道西岸沖に限られ る(岡林, 1972;中田, 1987).本稿では,以下,この 収束帯状雲を浅井(1988)に従って JPCZ(Japan sea Polar airmass Convergence Zone;日本海寒带気団 収束帯)と呼ぶ。日本海西部の JPCZ は、朝鮮半島北 東端のケーマ高原(第1図)の風下で発生して南東に 伸び、山陰地方から北陸地方に上陸して大雪をもたら す(坪木, 1992). しかし, 北偏して山形県や秋田県に 上陸することもあり、この両県や、場合によっては東 北地方の脊梁山脈を越えて太平洋側にも大雪をもたら す(佐々木, 1980, 1981, 1988 b). 北海道西岸沖の JPCZ は北海道に上陸することが多いが、南下して青森県や 秋田県に上陸し大雪をもたらす場合もある(佐々木, 1981, 1988 b;坪木, 1992).

中規模渦状雲は渦状に組織化された降雪雲の集合で あり、数 100 km(メソ α)スケールの大きなものから、 数 10 km (メソ β) スケール、あるいはそれ以下の小



は地表面高度が1000m以上。

さなスケールのものがある、メソαスケールの擾乱の 多くは天気図上で小低気圧として解析されるが、メソ βスケールのものは天気図では解析されず、衛星画像 やレーダ画像で識別される.メソαスケールの渦状雲 は地上から対流圏中層に達する構造を有し、ほぼ鉛直 方向に軸の立ったトラフを伴う(植村, 1980; Matsumoto and Ninomiya, 1967). GMS 雲画像を用い て約 30 km 以上の大きさを持つ中規模渦状雲の分布 を示した Miura and Asai (1987) によると、中規模 渦状雲は北海道西岸と日本海西部で多く現れ、この多 出現域は JPCZ の出現域と重なる。北海道西岸や日本 海西部にあらわれる中規模渦状雲は、それが日本列島 に上陸や接近した時に大雪や強風をもたらす(坪木, 1992). 東北地方の西岸にも中規模渦状雲が現れること があり、その通過時に東北地方の日本海側で大雪が起 こることがある(佐々木, 1986, 1987;木村, 1988) また、北海道渡島半島西岸に中規模渦状雲が現れたと き、その南縁部に発達した雲バンドができることがあ り、この雲バンドが青森県に大雪をもたらす場合があ る(卜蔵, 1991)。

局所的な大雪に関係するメソ擾乱として, JPCZ と 中規模渦状雲の他に,移動性小低気圧とシホテアリニ 山脈の東方海上で発達する積雲列が知られている.移 動性小低気圧は,季節風時に日本海上空を弱いトラフ が通過するときにしばしば現れるもので,トラフの軸 が上方ほど西に傾く傾圧波としての構造をしており, 日本海西部で発生し発達しながら東進する.福田 (1965)や佐々木(1988b)は,この小低気圧の中心や 温暖前線付近で大雪が起こる例を報告している.また, 仁科(1989)はシホテアリニ山脈東方の日本海で発達 した積雲列が出現しやすく,この積雲列が北海道や東 北地方に大雪をもたらす場合があることを指摘した.

日本海側の豪雪の研究は、従来、北陸地方や石狩湾 地域など、地域毎に行われる傾向があった、このため、 季節風時の局所的な降水の出現特性や、局所的な降水 へのメソ擾乱の寄与が、地域によりどのように変化す るかは十分理解されていなかった。本研究では、これ らの問題について、従来事例解析が中心であった東北 地方も含めて,北陸地方から北海道までの広い範囲で, 地域間の共通点,相違点に注意しながら検討する.ま ず、冬季季節風時の長期間の気象官署の観測データを 解析して、上空の寒気が強まった時に日降水量の空間 変動に 100 km~450 km スケールの局所性が現れるこ とを示す、つぎに、GMS の雲解析図等を用いて、日本 海側の各地域で起こる~300 km スケールの局所的降 水への、様々なメソ擾乱の寄与を調べるなお、本研 究では、北陸地方、東北地方、北海道地方を総称して 東北日本と呼ぶ。

2. データ

本研究で用いた資料は,高層月報(Aerological Data of Japan)の500hPa 面気温,気象庁印刷天気図の地 上と700hPa 面天気図,気象年鑑(日本気象協会発行) の地上天気図,気象衛星センター月報の雲解析図,及 び気象庁月報の日降水量である.日降水量を解析した 地点は,北陸地方から北海道の気象官署のうち,日本 海に面した地点と,内陸部と津軽海峡に面した地点の うち冬季季節風時に多量の降水が観測される地点,合 計24箇所である.これらの地点の位置は第2図に黒丸 で示されている.また,本論文の第6章で,北陸地方 の降水変動と対比させるために山陰地方の6地点の日 降水量データを使用した.この6地点の位置は第2図 の左図に*印で示されている.解析した期間は,1978/ 1979~1989/1990の冬季12シーズンで,各シーズンの厳 冬期にあたる12月20日~2月末である.

3.季節風日と非季節風日の区別

冬季の東北日本の日本海側の降水は,季節風による ものと,それ以外の要因(主として総観規模の低気圧) によるものに大別される。2種類の降水の特性は大き く異なると思われる。本研究は季節風時の降水を対象 とするので,それ以外の降水と区別する必要がある。

一般に、冬季の季節風が卓越するのは、日本付近の 地上気圧配置が西高東低の冬型、すなわち東向きの気 圧傾度が負のとき、であることが知られている。そこ で、我々は東北日本周辺の東西方向の海面気圧傾度に よって季節風時とそれ以外の降水の区別を行った.気 圧傾度の指標として東経130度と150度の気圧差を用い た.ただし,第1図に示すように,北緯45度線上でA₁ とB₁の気圧差,北緯35度線上でA₂とB₂の気圧差を 求め,これらの平均値を気圧傾度の指標として用いた. これは,気圧差に大規模な東西方向の気圧傾度が反映 され,季節風時にしばしば現れる小低気圧の影響が小 さくなるようにするためである.冬型の気圧配置が強 まるとこの気圧差が大きくなると考えられることか ら,以下この気圧差を冬型指数と呼ぶ.我々は,解析 期間中の毎日の冬型指数を気象年鑑に掲載されている 地上天気図(日本時間9時)から求めた.

つぎに,季節風時の降水を抽出するための冬型指数 のしきい値を決めた.まず,東北日本の日本海側で多 量の降水のあった日の地上天気図を主観的に次の2種 類に大別した.

- ①西高東低の冬型の気圧配置であるもの(東北日本 が総観規模低気圧の後面に位置し、かつ低気圧に 伴う前線が日本の東方に抜けている場合を含む).②東北日本近傍に総観規模低気圧の中心や前線があ
- る,または東北日本が総観規模低気圧の前面に位 置するもの.

季節風が卓越するのは①のケースである. そこで, 各ケースの冬型指数の値から、2種類のケースを判別 するためのしきい値を検討した. その結果, 冬型指数 だけでは完全な判別はできないが、しきい値を大きく 設定すれば②を除外できることがわかった。そこで, 我々は②を除外することを優先することにして、しき い値は 9hPa という大きな値を設定した. これによ り,指数がしきい値以上の日(以下,季節風日と呼ぶ) に含まれる②のケースはわずか1日となり、ほぼ完全 に①のケースだけを選び出すことができた.ただし, しきい値が大きいので、季節風日にはごく弱い冬型の 気圧配置の日は含まれていない.また、季節風日に1 日だけ含まれる②のケースについては、日数が少なく 解析結果への影響は小さいと考え、これを季節風日か ら主観的に除くことはしなかった。こうして選んだ季 節風日は、解析対象とした12シーズン855日のうち559 日である.

第2図に、冬型指数が 9hPa 以上の季節風日と 3 hPa以下の日 (148日、以下非季節風日と呼ぶ) につい て平均した各観測点の日降水量を示す. ここで、非季 節風日の冬型指数のしきい値を 9hPa でなく 3hPa としたのは、弱い冬型の日を非季節風日から除外する ためである.

季節風日の降水分布には明瞭な地域性がある.日本 海に面した観測点では,福井~高田間の北陸地方と石 狩湾周辺地域で,隣接する地域に比べて降水量が多く, 逆に酒田~寿都間の北東北・道南地方と留萌~稚内間 の道北地方では隣接する地域に比べ降水量が少ない. これは,従来から知られている冬季の積雪分布の特徴 とほぼ一致する(例えば,中央気象台編,1949).また, 日本海に面していない観測点では,隣接する日本海に 面した観測点に比べ降水量が少ない地点(山形,函館) と,多い地点(新庄,青森,俱知安)がある.この差 異の原因については,周囲の地形の影響を詳しく検討 する必要があると思われるので,本論文では議論しな い.

一方,非季節風日には,季節風日にみられた地域的 な多降水域は現れず,内陸部の若松,山形,新庄等の 地点を除くと,緯度が高くなるにつれてほぼ単調に降 水量が減少する.東北日本の日本海側では,非季節風 日の降水量は冬季の全降水量のうち10~35%を占める にすぎない(図略).しかし,非季節風日の降水分布に 季節風日と異なる特徴がみられることは注目される.

季節風および上空の寒気の強さと日降水量との 関係

季節風の強さの指標として冬型指数を,上空の寒気 の指標として,稚内,札幌,秋田,輪島の4地点で平 均した日本時間9時の500hPa 面気温(以下 T_{500} で 表す)を用い,これらの量と日降水量との関係を調べ た. T_{500} を求める際に約1000kmの範囲にある4地 点の気温を平均したのは, T_{500} に大規模な空間スケー ルの気温変動を反映させるためである.

第3図に,日降水量の冬型指数に対する変化を示す. ここで、ある冬型指数に対する日降水量とは、全観測 点で平均された日降水量を、その冬型指数を中心とす る±4.5 hPa の範囲に含まれるすべての日について平 均した値であり、図中のエラーバーは平均値の日々の ばらつきの程度を示す標準偏差である.これらの平均 値と標準偏差は、冬型指数の中心値を 2hPa 毎に範囲 をずらしながら求めた.指数の範囲を±4.5 hPa と広 くとったのは、平均値や標準偏差(統計量)を計算す る際に、指数の範囲を小さくとると、その範囲に含ま れる日数(標本数)が減少し、統計量の信頼性が低下 するためである.なお、指数の範囲に含まれる日数が 9以下の場合は、統計量の信頼性が小さいと考えて結



第2図 季節風日と非季節風日(本文参照)の平均日降水量の分布. 黒丸と左図の*印は観測点の位置を示す. このうち*は第6章でのみ用いられる観測点である. 右図のコンターは地表面高度を表す. コンター 間隔は 500 m で, 陰をつけた領域は高度 500 m 以上.



第3図 冬型指数(本文参照)に対する日降水 量の変化.平均値と標準偏差を示す.

果は示していない. 図から,日降水量は冬型指数が 4hPa 付近で最小値をとり,季節風日に相当する 9hPa 以上では,日降水量は冬型指数と共に 22hPa 付近まで 増加することがわかる.ただし,この区間での日降水 量の増加量は \sim 2 mm/day であり次に示す T_{500} に対 する増加量に比べ小さい.

第4図に、季節風日の T_{500} に対する日降水量の全観 測点の平均値と平均値の日々のばらつきの程度を表す 標準偏差の変化を示す.第3図と同じ理由で、統計量 を求めるための T_{500} の範囲は $\pm 2.5^{\circ}$ Cと広く設定し、 T_{500} の中心値を 1° C毎にずらしながら計算した.また、日数が9以下の場合は示していない.図から日降 水量の T_{500} に対する変化は T_{500} が $-25\sim-33^{\circ}$ Cの範 囲では小さいが、 -33° C以下では日降水量は T_{500} の低



 第4図 季節風日における, T₅₀₀(稚内・札幌・ 秋田・輪島の 500 hPa 面気温の平均)
に対する日降水量の変化、平均値と標
準偏差を示す。

下と共にほぼ単調に顕著に増加することがわかる.こ こで、-33°C以下の区間の日降水量の増加量は~4 mm/dayで、前述した冬型指数に対する増加量の倍で ある.冬型指数とT₅₀₀は独立ではないが、第3図と第 4図から、季節風日の日本海側の降水量は、冬型指数 (季節風の強さ)よりも上空の寒気の強さの影響を受け て変わるといえる.我々は、第3図、第4図と同様の 解析を北海道、東北、北陸の各地域毎に行ったが、こ の結果は各地域に共通してみられた(図略).

以下,季節風日について, T_{500} に対する日降水量の 空間変動の変化を議論するので,第5図に各 T_{500} に対 する季節風日の日数,及び全季節風日に対する T_{500} の 平均値と標準偏差を示す.ただし,日数は図中の気温 を中心とする幅1[°]Cの範囲に含まれるものである.

5. 数 100 km スケールの降水変動

つぎに、季節風日を対象として、日降水量の観測点 間の相関を調べ、日降水量変動の空間構造を議論する.

まず、一例として、解析領域のほぼ中央に位置する 酒田を選び、酒田と他の地点間の日降水量の相関係数 の分布を、 T_{500} が-38.8°C以下の上空の寒気の強い日 と、-30.5°C以上の寒気の弱い日に分けて第6図に示 す.なお、各条件を満たす日数はそれぞれ約90であり、 第5図に示したように、-38.8°Cと-30.5°Cは、それぞ れ季節風日の T_{500} の平均値-標準偏差、平均値+標準 偏差に相当する.

第6図から、相関係数の分布が上空の寒気の強さに 大きく影響されることがわかる。上空の寒気が弱い場 合は、北陸から北海道にいたる広い範囲で大きな正相 関がみられる。一方、上空の寒気が強い場合は、相関



係数が0.2以上の正相関がある地点は,酒田から約100 km 離れた新潟周辺に限られ,その他の遠距離の観測 点とは明瞭な相関がない.このような傾向は,酒田以 外の地点についての解析でも同様にみられた(図略). なお,相関係数0.2は,条件を満たす日数(標本数)約 90に対する相関の95%有意水準にほぼ相当する.

第6図の結果は、上空の寒気が弱いときには広範囲 で日降水量が同時に増減するが、上空の寒気が強まる と増減が同時におこる範囲が狭まる、すなわち日降水 量の空間変動に局所性が現れることを示している。

この局所的な空間変動のスケールを検討するため、 2地点間の距離に対する日降水量の相関係数の変化を 調べた.結果を、T₅₀₀が-30.5°C(季節風日のT₅₀₀の 平均値+標準偏差)以上の場合(カテゴリA)、-34.6°C (季節風日のT₅₀₀の平均値)以上で-30.5°C未満の場 合(カテゴリB)、-38.8°C(季節風日のT₅₀₀の平均値-標準偏差)以上で-34.6°C未満の場合(カテゴリC)、 -38.8°C未満の場合(カテゴリD)の4通りについて 第7図に示す.ここで、第7図に示された日降水量の 相関係数は、2観測点間の距離が図の横軸上の値を中心 とする±32.5 km の範囲に含まれる全ての組み合わせ について平均されたものである.なお、相関係数は、 距離の範囲の中心値を 50 km から 750 km の間で 25 km ずつずらしながら求めた.

第7図から, いずれの T_{500} の条件でも相関係数は距離の増加と共に減少するが, T_{500} が小さいほど短い距離で急激に減少することがわかる.相関が弱まる目安として相関係数0.2をとると,上空の寒気が最も強いカテゴリDでは, 2観測点間の距離が約120km で相関係数が0.2以下となり,300km 以上では距離によらずほとんど0である.相関係数が0.2以下になる距離は T_{500} が高いほど長くなり,寒気が最も弱いカテゴリA



第6図 季節風日における,酒田と他の地点間の日降水量の相関係数の分布.黒丸は観測点の位置(第1図と同じもの),数値は相関係数を100倍したものを示す.右図はT₅₀₀が-30.5℃以上の日,左図は-38.8℃以下の日のもの.0.2以上の相関係数を枠で囲んで示す.





では約 550 km である. このような変化は,上空の寒 気が強まるほど,日降水量の空間変動の局所性のス ケールが小さくなることを示している.

さらに第7図は、上空の寒気が最も弱いカテゴリA と最も強いカテゴリDでの相関係数の差が大きいの は、2観測点間の距離が約100km から約450km の 範囲の組み合わせであることを示している.これから, 上空の寒気によって相関係数が大きく変化するのは, 2 観測点間の距離が約 100 km から約 450 km の範囲 であり,距離が 100 km 以下や 450 km 以上では上空 の寒気による相関係数の変化は小さいことがわかる.

つぎに、相関係数の T_{500} に対する変化を調べるた め、距離が 100 km~450 km である 2 観測点間の組み 合わせ130通りについて調べた.結果を重ね書きしたも のを第 8 図に示す.第 4 図と同様、相関係数を求める ための T_{500} の範囲は図の横軸に示された値を中心と する±2.5°Cで、相関係数は中心値を 1 °Cずつずらしな がら計算されている.また T_{500} の範囲に含まれる日数 が 9 以下の場合は表示していない.図から、 T_{500} が -42°C以下の場合を除き、ほとんどの組み合わせにつ いて量的な大小はあるものの T_{500} の低下に伴い相関 係数が減少することがわかる.従って、 T_{500} の低下に よる局所性の強化は地域を問わずに起こるといえる. なお T_{500} が -42°C以下では、相関係数が再び増加する 組み合わせが多くみられる.これは上空の寒気ととも

"天気" 42. 2.

24



第8図季節風日における、地点間の距離が 150~450 kmであるすべての組み合わせ についての、日降水量の相関係数のT₅₀₀に 対する変化。

に降水の局所性が強まるという上記の結論の例外と なっている. 第5図からわかるように T_{500} が -42° C以 下の事例数が少なく,原因を十分に検討することは難 しいと思われるので,本研究では事実を指摘するにと どめる.

第8図に示された相関係数のすべての組み合わせに 対する平均値、標準偏差、および相関の有意水準(信 頼限界95%)を第9図に示す。図から、T500の低下と 共に相関係数が低下し、T500 が-36°C以下では 100 km~450 km離れた2地点間で日降水量変動に有意な 相関がなくなることがわかる。また第9図には、観測 点間の距離が 450 km 以上の組み合わせ(107通り), 及び 100 km 以下の組み合わせ(21通り) についての 相関係数の平均値も示されている。先に第7図に対し て述べたように, 距離が 450 km 以上や 100 km 以下 の組み合わせでは、相関係数の T500 に対する変化は大 きくない. 距離が 450 km 以上では, T₅₀₀ が−25℃か ら-35℃の範囲で相関係数に変化がみられるが、すべ ての T₅₀₀ で相関係数は小さく(0.25以下) 有意な相関 がない 一方, 距離が 100 km 以下では, T₅₀₀ と共に 相関係数は減少するものの, すべての T500 で相関係数 は大きく (~0.75) 有意な相関がある.

以上の議論から,上空の寒気が強くなると現れる日 降水量の空間変動のスケールは,100 km~450 kmであ るといえる.



第9図 地点間の距離が150~450 km であるすべ ての組み合わせについて,日降水量の相関 係数の平均値(太い実線),標準偏差(エラー バー),日降水量の相関の95%信頼限界(細 い実線)のT₅₀₀に対する変化を示す.平均 値については,地点間の距離が100 km 以 下,450 km 以上の組み合わせについても それぞれ破線と一点鎖線で示す.

約 300 km スケールの降水変動とメソ擾乱の関係

前章で、季節風日で上空の寒気が強い日に、日降水 量に 100~450 km スケールの空間変動が現れること を示した.以下、この変動に伴って 100 km~450 km スケールの領域で起こる強い降水を局所的降水と呼 ぶ.局所的降水にはメソ擾乱や地形等、さまざまなも のが関与していると思われるが、JPCZ や中規模渦状 雲等のメソ擾乱は、空間スケールが 100 km ~数 100 km と局所的降水とほぼ同じであり、また日本海に強 い寒気が流入した時に出現しやすい(坪木、1992)点 でも局所的降水と似ている.そこで本章では、季節風 時のメソ擾乱が局所的降水にどのように関与している かを検討する.なお、局所的降水の空間スケールは 100 km から 450 km に至る広い範囲に及ぶが、本稿では その中間的なスケールにあたる約 300 km スケールの 局所的降水を調査対象とする.

季節風日のうち,日降水量に約 300 km の空間ス ケールで著しい局所性が現れた日を次のように選ん だ.まず,観測点を相互の間隔が約 100 km 以内のも のでいくつかにグループ分けした.このグループを地 域と呼ぶ.つぎにある地域1と,日本海沿岸に沿って 地域の中心間の距離が約 300 km 離れた両隣の地域 2,3 について,日降水量が次の条件をすべて満たす日 を地域1の局所降水日とする.

- I $P_1/P_{1mean} > 2.0 * P_2/P_{2mean}$
- II $P_1/P_{1mean} > 2.0 * P_3/P_{3mean}$

III $P_{1i}/P_{1imean} > 1.0$

ここで、 P_{NI} は地域Nのある観測点 i の日降水量、 P_N は地域Nの全観測点で平均した日降水量、添字 mean は 季節風日についての平均を示す.条件 I、IIは、季節 風日の平均日降水量で規格化された地域1の日降水量 が、両隣の地域2と3の規格化された日降水量の2倍 以上あることを示し、条件IIIは、地域1に含まれる全 ての観測点で、日降水量が各観測点の季節風日の平均 日降水量を上回ることを示す。

地域は次のように設定した。①宗谷(稚内), ②留萌 (羽幌, 留萌), ③石狩湾(岩見沢, 札幌, 小樽), ④道 南(江差,函館),⑤東北北部(青森,深浦),⑥東北 南部(酒田,新庄),⑦新潟(新潟,相川),⑧北陸東 部(富山,輪島), ⑨北陸西部(金沢,福井), ⑩山陰 東部 (豊岡,鳥取), ①山陰中部 (米子,境,松江,西 郷). ここで()内は,各地域に含まれる観測地点名 を示す. このうち,局所降水日を求めた地域は③~⑨ であり、地域⑩と⑪は北陸地方の局所降水日を選ぶた めに設定したもので、地域①と②については~300 km 離れた北隣が外国領となるため局所降水日を求めな かった.局所降水日を求めるための地域の組み合せは, 両隣の地域との距離が~300 km になるように(第2図 を参照), ③に対し①と⑤, ④に対し②と⑥, ⑤に対し ③と⑦, ⑥に対し④と⑧, ⑦に対し⑤と⑨, ⑧に対し ⑥と⑩, ⑨に対し⑦と⑪とした。

各地域の局所降水日の日数を第1表に示す。局所降 水日の日数は北陸西部では全季節風日の日数の~12% で、その他の地域では全季節風日の4~7%であった。 局所降水日の持続期間は、北陸西部では2日間以上継 続したケースの数が12あったが、その他の地域では2 日間以上継続したケースの数は少なく、地域④が3、 地域⑦が2,地域③と⑤が1,地域⑥が0であった。 このように、北陸西部は他の地域に比べて局所降水日 が多く、局所降水日が持続しやすい傾向があった。ま た, 局所降水日の T₅₀₀ は低温の場合が多く, T₅₀₀ が -30.5°C以下(第7図で定義したカテゴリーB,C,D に属する)の日数が地域③~⑥と⑧で局所降水日の約 90%,地域⑨で100%,地域⑦で約70%であった。これ は, 第7図で示された T₅₀₀のカテゴリーB, C, Dでは 2地点間の距離が約 300 km 以上になると日降水量の 相関が悪くなることと矛盾しない。

つぎに、空間スケールが数 100 km のメソ擾乱と局 所的降水との関係を検討した、メソ擾乱の出現状況を 調べるため、気象衛星センター月報の雲解析図(日本 時間9時と21時)と気象庁印刷天気図(地上と 700 hPa, 日本時間21時)を用いた。調査対象とした擾乱は、 第1章で紹介したようにこれまでにその重要性が指摘 されている次の4種類である。 @ JPCZ (雲解析図で ▲ (発達した積雲), ▼ (羽毛状巻雲を伴った積乱 雲), (こ) (活発な対流活動があると判断される雲域) と表される積雲系の雲列や雲解析図のガイダンス欄に 活発な対流域と指摘された帯状の対流雲域で、北海道 西岸、日本海西部に現れるもの)、 B 積雲列(雲解析図 で(1)と同様の表現をされる積雲系の雲列や帯状の 対流雲域で、JPCZ 以外のもの)、 © 中規模渦状雲(雲 解析図で 🖌 (下層雲の渦巻きの中心)と表されるも の、または地上天気図で解析された小低気圧のうち、 トラフの軸が立っているか北に傾いているもの), ① 移動性小低気圧(地上天気図で解析される小低気圧の うち,上空で西に傾くトラフを伴い東進するもの).こ こで,各擾乱の定義に説明を加える. @と B は共に活 発な対流雲帯や積雲系の雲列であるが、北海道西岸に あって南北方向に走向をもち、かつ先端が大陸の日本 海沿岸にないものを北海道西岸の JPCZ, ケーマ高原 の風下の日本海からのびるものを日本海西部の JPCZ に分類し、その他を B 積雲列に分類した、なお、B 積 雲列には、メソ擾乱というよりも活発な筋雲とみなさ れるものも含まれる。またC, Dの定義にある小低気 圧は、地上天気図で閉じた等圧線の長径が 500 km 以 下のものとした.

そして、各擾乱が、局所降水日の9時または21時の いずれかに、局所的降水があった地域の近傍(~200 km 以内)に存在しているか否かを調べた.なお、移 動性小低気圧については他の擾乱に比べ移動速度が大 きいため、9時と21時の間に地域の近傍を通過したと 考えられる場合も含めた.ここで、幅が数10 kmであ る JPCZ や積雲列を~200 km 離れた地域の局所的降 水の原因としたのは、9時と21時の雲解析図に示され た擾乱の位置はある瞬間のものであり、他の時刻には これらの擾乱の位置がやや変化する可能性があること を考慮したためである。

次に,第10図に局所降水日の例を原因となる擾乱別 に示し,擾乱の定義を実例にもとずいて説明する.また,擾乱と降水分布の関係をみるために,各観測点に ついて日降水量を季節風日の平均日降水量で規格化し

"天気" 42. 2.

26



- 第10図a JPCZ が主な原因で東北北部に局所的降水が起こったと推測される日の日降水量分布の例.黒四角 は観測点の位置(第2図と同じもの)を示す、日降水量は各地点の季節風日の平均日降水量で割っ て規格化した値を示す、太線で9時の積雲列の位置を示す、東側のものが JPCZ と考えられる。
 - b 第10-a 図と同じ,ただし大陸の日本海沿岸から伸びる積雲列が主な原因と考えられる例.太線で 21時の積雲列の位置を示す.
 - c 第10-a 図と同じ,ただし中規模渦状雲が主な原因と考えられる例. ↓は9時の中規模渦状雲の位置を示す.細い矢印は9時から21時の渦状雲の移動経路を示す.
 - d 第10-a 図と同じ,ただし移動性小低気圧が主な原因と考えられる例.地上気圧分布は9時のもの で,細い矢印は9時から21時の間の低気圧の移動経路を示す.

たものを示す.

第10-a 図は、東北北部(地域⑤)の局所降水日で、 ④ JPCZ を局所的降水の主な原因と推定した例であ る.北海道西岸沖に積雲列が2本あり、そのうち終端 が渡島半島南部にある東側の1本は、南北の走向を持 ち先端が大陸の沿岸にないことから、北海道西岸の JPCZ の定義を満たす.さらに、この JPCZ の終端は 東北北部から 200 km 以内にあるので、JPCZ が局所 的降水の原因と推定される.なお、本例の JPCZ は9時 と21時の雲解析図のうち前者でのみ解析されたが(図 中の JPCZ の位置は9時のものである)、これは擾乱 が9時か21時のいずれかに現れればよいという条件を 満たす.JPCZ に近い青森、深浦、江差、寿都で降水 量が多くなっている.ただし、函館は JPCZ に近いが 例外的に降水量が少ない.この理由は後で考察する.

第10-b図は,東北北部(地域⑤)の局所降水日で, ⑧ 積雲列を局所的降水の主な原因と推定した例であ る.東北地方沖にある2本の積雲列は,いずれも先端 が大陸の沿岸にある(うち1本は本図には示されてい ないが、雲解析図よりわかっている)ため、定義によ り ④ JPCZ ではなく ⑧ 積雲列に分類される. さらに これらの積雲列の終端が東北北部から 200 km 以内に あることから、これらが局所的降水の原因と推定され る. なお、東北北部に上陸するこれらの積雲列は、9 時 と21時の雲解析図のうち後者でのみ解析されていたが (図中の積雲列の位置は21時のものである)、これは擾 乱が9 時か21時のいずれかに現れればよいという条件 を満たす. なお、これらの積雲列の終端に近い観測点 のうち、青森や深浦で降水量が季節風日の平均値より も多いが、江差や函館では多くない. この理由も後で 考察する.

第10-c図は,道南(地域④)と東北北部(地域⑤) の局所降水日で,渡島半島沖に存在した小低気圧がこ れらの地域から200km以内にあることから,⑥中規 模渦状雲を局所的降水の主な原因と推定した例であ る、小低気圧は,9時から21時に図中の矢印のように

	A JPCZ	⑧積雲列	©中規模渦状雲	①移動性小低気圧	その他	局所降水日数
③石狩湾	13 (8)	17 (9)	7 (4)	0	3	28
④道南	6 (2)	13 (4)	9 (2)	2 (1)	3	28
⑤東北北部	6 (4)	16 (2)	6 (2)	2	4	29
⑥東北南部	8 (4)	10 (2)	5 (1)	3 (1)	11	37
⑦新潟	5 (1)	3 (1)	3 (2)	0	11	20
⑧北陸東部	19 (2)	0	7 (2)	1	14	39
⑨北陸西部	52 (3)	1	3 (3)	0	16	69

第1表 各地域の局所降水日数と関与する擾乱別のそのうちわけ、擾乱の分類については本文参照.()内は、他種の擾乱が同時に観測された日の数.

移動したが,小低気圧の近傍にあたる江差から秋田の 地点で多量の降水が観測されている。

第10-d 図は、東北南部(地域⑥)の局所降水日で、 ⑩ 移動性小低気圧を主な原因と推定した例である.こ の移動性小低気圧は、9時から21時に矢印のように発 達しながら(中心気圧は9時に1014 hPa, 21時に1004 hPa)移動した.移動中に、局所的降水が観測された東 北南部から200 km 以内を通過したので,定義により 移動性小低気圧が原因と推定した.降水は、小低気圧 の中心の南側にあたる新潟から東北南部,および中心 が通過した東北北部の地域で多くなっている.なお、 新潟(地域⑦)と東北北部(地域⑤)が局所降水日で ないのは、両地域が局所降水日の判定において互いに 降水量が比較される関係にあり、本例では両地域とも に日降水量が多く局所降水日の条件を満たさなかった ためである.

第1表に,各地域の局所降水日のうち9時または21 時に各種の擾乱が各地域の~200 km 以内に見いださ れた日数を示す.また他の種類の擾乱が同時に観測さ れた日数を())内に示す.なお,調査対象とした4 種類の擾乱がいずれも見いだされなかった日数をその 他の欄に示す.

全体的な特徴として, @ JPCZ と © 中規模渦状雲 は, 北陸地方から石狩湾地域までのすべての地域で局 所的降水に寄与していること, 積雲列の寄与は東北地 方より北の地域で大きく, 移動性小低気圧の寄与は東 北地方と道南地域でみられることが挙げられる.

現れる地域の異なる2種類のJPCZのうち,地域⑤ (東北北部)より北の地域ではすべて北海道西岸のもの であり,地域⑦(新潟)より西の地域ではすべて日本 海西部のものであった。これに対し,地域⑥(東北南 部)では2種類のJPCZの両方が局所的降水に寄与し ていた。すなわちJPCZによる局所的降水のあった8 例のうち,4例が日本海西部のJPCZ,4例が北海道西 岸から南下してきた JPCZ によるものであった(図 略)

①移動性小低気圧の寄与は、東北地方と道南地域に ほぼ限られていた。Asai et al. (1988)は、日本周辺 に3つの主要な低気圧経路があり、そのうちの1つが 日本海上にあること、それは朝鮮半島北部の東岸沖で 発生し、日本海を東進して津軽海峡付近を通り日本東 方に抜けるものであり、この経路を通る低気圧数は冬 季に増加することを指摘している。従って、道南地域 と東北地方は移動性低気圧のコースに近いために、他 の地域に比べて移動性小低気圧の影響が大きくなって いると思われる。

地域③(石狩湾)では、従来から指摘されていたように(例えば、菊池、1988)局所的降水の多くに ④ JPCZ と © 中規模渦状雲が関与していた.また、 ® 積雲列の 寄与も大きかった.この積雲列の90%以上は大陸東岸 のシホテアリニ山脈(第1図参照)の風下で発達した もので、仁科(1989)が指摘したように ④ JPCZ と同 時に現れる場合も多かった.

道南地域と東北地方(地域④,⑤,⑥)では、4種 類の擾乱のすべてが局所的降水に関与しており、降水 をもたらす擾乱の多様性がこれらの地域の特徴といえ る.これらの地域の局所的降水に寄与する ® 積雲列の 多く(~70%)はシホテアリニ山脈の風下で発達した ものであった。

地域⑦(新潟)と⑧(北陸東部)では、⑧JPCZや © 中規模渦状雲が関与する局所的降水の割合が大き かった.これらは従来から北陸地方の豪雪をもたらす 擾乱として注目されてきた(例えば、浅井、1988)も のである.また地域⑨(北陸西部)では、@JPCZの 寄与が極めて大きかった.

4つの地域ともに、その他に分類されたケースが数 多くあった.このうち、地域⑤~⑧では、日本海岸に 沿って発達した積雲群が原因と推測された日が1ない

"天気"42.2.

し2ケースあったが、それ以外のケースでは、雲解析 図には一様な雲域が示されており、原因と考えられる メソ擾乱は見いだせなかった.一方,先に第10-a,-b 図について指摘したように、雲解析図でメソ擾乱が示 されているのに、その周囲の日降水量が少ない事例も かなり認められた.これらの不一致の原因の一つとし て、用いた雲解析図や天気図が12時間毎のもので、一 日の積算値である日降水量と比較するには時間分解能 が不十分であることが考えられる.本研究では、局所 的降水にどのようなメソ擾乱が寄与するかについての 傾向をつかむことができた.しかしこれらの寄与をよ り正確に評価するためには、時間分解能の高い資料に よる再解析が望まれる.

7.まとめ

北陸地方から北海道の日本海側に位置する24の気象 官署で観測された冬季12シーズンの日降水量データを 解析して,冬季季節風時の日本海側の降水の統計的な 特性を調査した.また,石狩湾から北陸地方までの各 地域で,GMSの雲解析図等により,約300 km スケー ルの局所的降水をもたらすメソスケール擾乱を検討し た.結果をまとめる.

- 1. 東北日本の日本海側の季節風時の日降水量は, 上空の 500 hPa 面気温の低下と共に顕著に増 加する.
- 季節風時,東北日本の日本海側では,500 hPa面気温の低下に伴い降水変動に局所性が強まる. 領域平均した 500 hPa 気温が-36°C以下では, ~150 km 以上離れた2観測点間で日降水量変動に有意な相関がなくなる.500 hPa 面気温の 低下と共に現れる局所的な変動の空間スケールは100 km~450 kmである.
- 3. JPCZ と中規模渦状雲は、東北地方を含むすべての地域で局所的降水に高い頻度で関与している。また、東北地方と道南地域では弱いトラフの通過に伴う移動性小低気圧が、石狩湾地域を含む東北地方より北の地域では大陸東岸のシホテアリニ山脈風下で発達した積雲列が、それぞれ局所的降水をもたらすことがある。

東北地方や道南地域の局所的降雪を,北陸地方や石 狩湾地方と対比して論じた研究はこれまであまりな い.北陸地方や石狩湾地方の降雪の研究では,JPCZと 中規模渦状雲による局所的な降雪が注目されてきた が,本研究でこれらの擾乱が東北地方や道南地域でも 局所的降水に大きく関与していることが明らかになった。また、東北地方・道南地域のユニークな特徴として、移動性小低気圧の影響があることがわかった。これらの結果は、東北地方の豪雪について事例解析的に 指摘されてきたこと(たとえば、佐々木、1981、1988 b) と一致しており、それらを統計的に裏づけている。

今後の課題としては、本研究では扱われていない山 岳部の降水を解析対象に加えること、GMS雲画像やア メダスなど時間・空間分解能の高い資料により局所的 降水に対するメソ擾乱や地形の寄与を詳しく検討する こと、 T_{500} とメソ擾乱の活動度の関係を調べ、 T_{500} に 伴う降水特性の変化と対比すること等がある。

謝辞

研究に使用した資料のうち,気象庁月報,気象庁印 刷天気図,高層月報は,気象庁図書資料管理室から提 供を受けたものである。また,本稿の改善に大きく役 立った査読員の丁寧なコメントに感謝します.

参考文献

- 浅井冨雄, 1988:日本海豪雪の中規模的様相. 天気, **35**, 156-161.
- Asai, T., Y. Kodama, J.-C., Zhu, 1988 : Long-term variations of cyclone activities in East Asia, Advances in Atmospheric Sciences, **5**, 148-158.
- ト蔵建治, 1991:「ひまわり」の画像からみた青森県の 大雪, 東北地域災害科学研究, 27, 9-14.
- 中央気象台編, 1949:雪の気候図, 日本積雪連合発行.
- Fujiyoshi, Y., K. Tsuboki, S. Satoh, and G. Wakahama, 1992 : Three-dimensional radar echo structure of a snow band formed on the lee side of a mountain, J. Met. Soc. Japan, 70, 11-24.
- 福田喜代志, 1965:豪雪, 気象研究ノート, 16, 200-224.
- 菊池勝弘, 1988:石狩平野の降雪の特徴, 天気, **35**, 135 -140.
- 木村賀津哉,1988: 庄内地方の大雪の際みられた小じょ う乱について,仙台管区調査研究会資料,85-86.
- Matsumoto, S., and K. Ninomiya, 1967 : On the meso -scale warm core above the condensation level related to convective activities under the influence of dome shaped cold core, J. Met. Soc. Japan, **45**, 306-314.
- Miura, Y., and T. Asai, 1987 : Formation processes of the meso-scale vortex generated under the winter monsoon. Proceedings of Third conference on Mesoscale Processes, Am. Met. Soc., 139-140.

- 中田裕一,1987:冬期季節風の吹きだし時に日本近傍に 現れる雲列群の出現分布,天気,34,45-53.
- 仁科淳司,1989:局所高気圧・低気圧の発生および帯状 雲の上陸からみた冬期季節風下における日本の降水量 分布,地理学評論,62A,1-24.
- 岡林俊雄,1972:気象衛星からみた雪雲と降雪について の研究への利用,気象研究ノート,113,74-106.
- 佐々木芳春,1980:1980年1月31日~2月4日の仙台周 辺の大雪について,仙台管区調査研究会資料,25-27.
- 佐々木芳春,1981:季節風時,東北地方に大雪をもたら す帯状雲の特徴について,仙台管区調査研究会資料, 81-84
- 佐々木芳春,1986:レーダーエコーパターンと青森県の

降雪分布の特性,仙台管区調査研究会資料,9-10.

- 佐々木芳春,1987:秋田県における大雪について一援乱 による事例一,仙台管区調査研究会資料,35-36.
- 佐々木芳春,1988 a:東北地方日本海側の大雪-季節風 による事例,仙台管区調査研究会資料,39-40.
- 佐々木芳春,1988 b:東北地方日本海側の大雪-じょう 乱による事例,仙台管区調査研究会資料,41-42.
- 坪木和久,1992:冬期季節風卓越時の日本海海上に発生 する帯状雲と渦状擾乱について、月刊海洋、24,350-358.
- 植村八郎,1980:冬期季節風下の日本海沿岸に大雪をも たらすじょう乱の構造と形成について,天気,27,33 -44.

1995年度堀内基金奨励賞候補者の推薦募集

日本気象学会の堀内基金奨励賞は、気象学の境界・ 周辺及び未開拓の分野における調査・研究・著述等に より気象学及び気象技術の向上に寄与しているものに 贈られる賞です。これまでに過去7回の顕彰が行なわ れ、1995年度はその8回目に当たります。

堀内基金奨励賞候補者推薦委員会は同賞受賞者選定 規定に基づき,候補者を理事長に報告します

つきましてはこの規定の趣旨に沿う最も適切な候補 者を選定するための参考資料として、下記のとおりひ ろく会員からの推薦を募りますので御協力をお願い申 し上げます。用紙はなるべくA4判横書きを希望しま す.

記

1. 推薦期限

1995年5月31日(水)

- 2. 宛 先
 - 〒100 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内,日本気象学会 堀内基金奨励賞候補者推薦委員会
- 3. 推薦書記入事項
 - (a) 候補者所属氏名
 - (b) 推薦する業績
 - (c) 推薦理由(主たる論文リストを含む)
 - (d) 推薦者所属氏名印

日本気象学会堀内基金奨励賞候補者推薦委員会 田中 浩(担当理事),秋元 肇,及川武久, 住 明正,原田 朗