

## 冬型降水に及ぼす日本海海面水温の影響\*

中江祥浩\*\*

## 要 旨

本調査の目的は、冬型気圧配置下における晩秋と初春の降水量の相違から、日本海海面水温の冬型降水に及ぼす影響を考察することである。海面水温の異なる2つの季節において冬型気圧配置の出現した日の降水を比較すると、両者の間には明瞭な違いがあり、晩秋は初春より多量の降水となっていることが認められた。500 mb 気温は初春の方がむしろ低温であるが、日本海の海面水温は晩秋の方が  $8\sim 10^{\circ}\text{C}$  高く、海面水温の影響と考えられる気団変質は 850 mb で特に大きくなっている。晩秋と初春における降水に及ぼす上空の気温と日本海海面水温の影響を調べてみると、上空が低温なほど、また海面水温が高温なほど多降水となるが、海面水温の影響の方が大きく、海気温差がそのまま降水の指標にならないことがわかった。

## I. はじめに

冬型気圧配置下での日本海側での降水は、様々な角度から研究されているが、その中で、海面付近の気温に比して高温な日本海の海面水温に注目したものもかなりある。たとえば、宮沢 (1964)、脇田・大神・泉 (1980)、今 (1988) は、海面水温と気温との温度差 (以下「海気温差」とよぶ) を用い、冬型気圧配置下での降水に言及している。しかし、海気温差を対象とする場合、両者の寄与は同等に扱われることになるが、気温と海面水温では、同じ  $1^{\circ}\text{C}$  の変化が日本海側の降水に及ぼす影響は当然異なってくると考えられる。また、気団の変質によって生ずる対流雲の研究において、その活動に対する日本海海面水温の影響に言及したものもある (佐藤 (1973)、内田 (1979, 1981)) が、定量的な評価には至っていない。

一方、季節変化の観点から日本海の海面水温に注目した研究もある。Kato and Asai (1982) は、日本海における大気と海洋の熱収支という立場から、春と秋における海から大気への顕熱・潜熱補給量の大きな違いを示している。また、設楽 (1984) は、日本海海岸線に沿った観測点を選び、11月から3月に向かって高緯度側の寡降水

域が次第に南下していることと、日本海の海面水温の季節変化との関連性を指摘した。

以上の研究を踏まえ、本調査では日本海海面水温の差がなるべく大きく、かつ海気温差は近似と考えられる晩秋と初春の事例を比較することにより、日本海側地域の降水に対する海面水温の影響を把握することを目的として調査した。

## II. 方法

まず、対象期間について、10月16日～11月30日 (以下「晩秋」とよぶ) 及び3月1日～4月15日 (以下「初春」とよぶ) とし、日本海全域の海面水温分布が明らかになり始めたときとされる (設楽, 1988) 1967年から1990年のデータを用いた。対象地域は、本州の日本海側であるが、本論ではこれを3地方 (東北, 北陸, 山陰) に区分して考察した (第1図)。これは、冬型気圧配置の発現のしかたが各地方毎に微妙に異なる (脇坂, 1985) からである。また、北海道と九州を除外したのは大陸からの距離が短く、日本海の影響を判定しにくいと考えたからである。

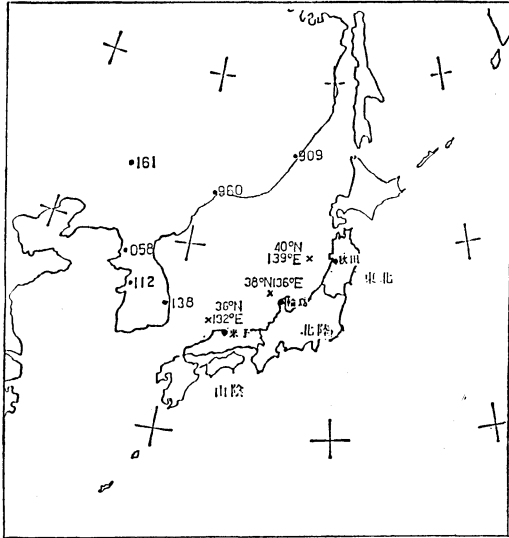
対象日としては、気象庁発行印刷天気図の地上天気図を用いて各地方毎に西高東低の冬型気圧配置が1日中継続した日を選んだ。すなわち、前日21時、当日9時、21時、翌日9時の天気図が冬型気圧配置で、さらに低気圧や寒冷前線の影響が認められないことを条件とした。対象日数は第1表に示すとおりで、晩秋は11月上旬に一時的に減少するものの季節が進むにつれ例数が増加し、初春は減少する。

\* The effect of the Japan Sea surface temperature upon the precipitation during winter monsoon.

\*\* Yoshihiro Nakae, 彦根地方気象台.

—1991年4月24日受領—

—1992年2月10日受理—



第1図 対象地域

本州を東北、北陸、山陰の3つの地方に区分した。秋田、輪島、米子は各地方における代表点である。大陸にある地点は大陸における代表点である(Ⅲ-2)。×印は海面水温の指標として用いた地点(北からそれぞれ東北、北陸、山陰に対応)である(Ⅲ-3)。

前述の対象期間は、地域気象観測システム(AMeDAS)の導入以前(以下「区内観測所時代」とよぶ)と以降(以下「AMeDAS時代」とよぶ)に分けられる。区内観測所時代においては、観測網が密で降水域の解析には適しているが、初春に山岳部に欠測となることが多く、観測点の移設も頻繁にあり、年代の異なる降水域の比較には適していない。一方、AMeDAS時代のデータは観測網はやや粗いが観測点の欠測や移設は少なく、後述する降水域の面積の比較などには適していると考えられる。したがって、以下の議論ではAMeDASのデータを中心に区内観測所のデータを補助的に使用することにした。

対象とした冬型気圧配置日について、以下の3つの観点から調査を行った。

#### (1) 多降水出現率の分布

まず全対象日について日降水量分布図を作成した。日々の降水量分布は、冬型気圧配置下においても小スケールの気流系の影響などを受けて種々の相違を呈するが、本稿の目的である海面水温の影響を考察するために、ここでは多降水域の広がりに着目した。多降水とする閾値としては分布の特徴をよく表現している日降水量20mm

第1表 冬型気圧配置の出現日数(1967年10月～1990年4月)

|   |       | 東北<br>(青森～山形) | 北陸<br>(新潟～福井) | 山陰<br>(京都～山口) |
|---|-------|---------------|---------------|---------------|
| 晩 | 10月中旬 | 3 (3)         | 3 (3)         | 4 (4)         |
|   | 10月下旬 | 12 (7)        | 11 (8)        | 15 (11)       |
|   | 11月上旬 | 9 (3)         | 8 (2)         | 11 (3)        |
| 秋 | 11月中旬 | 22 (10)       | 20 (11)       | 21 (11)       |
|   | 11月下旬 | 25 (13)       | 21 (12)       | 26 (13)       |
| 初 | 3月上旬  | 34 (13)       | 26 (10)       | 28 (13)       |
|   | 3月中旬  | 26 (14)       | 13 (3)        | 12 (2)        |
|   | 3月下旬  | 12 (6)        | 6 (3)         | 6 (4)         |
|   | 4月上旬  | 4 (4)         | 2 (1)         | 3 (1)         |
|   | 4月中旬  | 1 (1)         | 1 (1)         | 1 (1)         |

注)。( )内は、地域気象観測(AMeDAS)が始まってからの回数である。なお、10月中旬は16～20日、4月中旬は11～15日である。

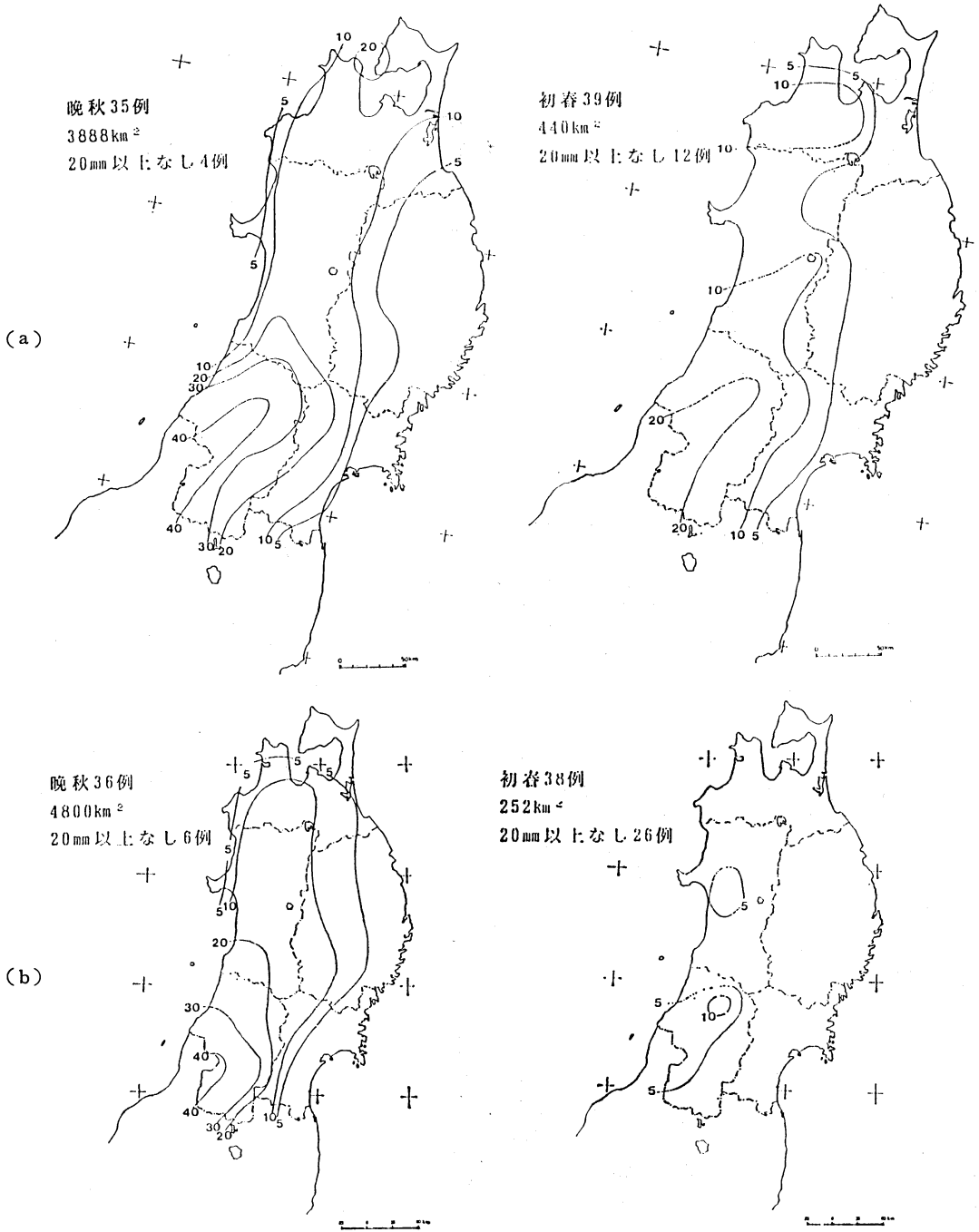
を3地方共通に用いた。3地方は寒候期の降水量に差があるが、地方間の比較のためにあえて同じ閾値を採用した。ここで多降水域を用いた理由は、対象期間内で欠測や観測所の移設が予想以上に多く、地点毎に平均値を求めて分布図を作成することが困難であったこと、海面水温の影響を考察するにあたって降水量と降水の範囲が同時に表現される多降水域を対象とすることが適当であると判断したことによる。各日降水量分布図の多降水域の面積を測定し、さらに各地方について、緯度・経度 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ のメッシュをかけ、多降水域の出現率の分布図を作成した。以上の作業は、区内観測所とAMeDASとの観測点の配置における大きな相違を考慮して、それぞれ別個に行った。

#### (2) 気団変質

気団変質の程度をみる指標の1つとして、気象庁発行印刷天気図の高層天気図(850mb, 700mb, 500mb)から全対象日の大陸上空の気温と日本上空の気温の差をとり、大気が日本海によってどの程度暖められているかを調べた。なお、大陸上空の気温の指標として、区内観測所時代には909, 960, 161, 058, 112の5地点、AMeDAS時代には909, 960, 161, 058, 138の5地点(第1図)の平均を用いた。なお、水蒸気量については大陸の諸地点で欠測例が多く、比較することができなかった。

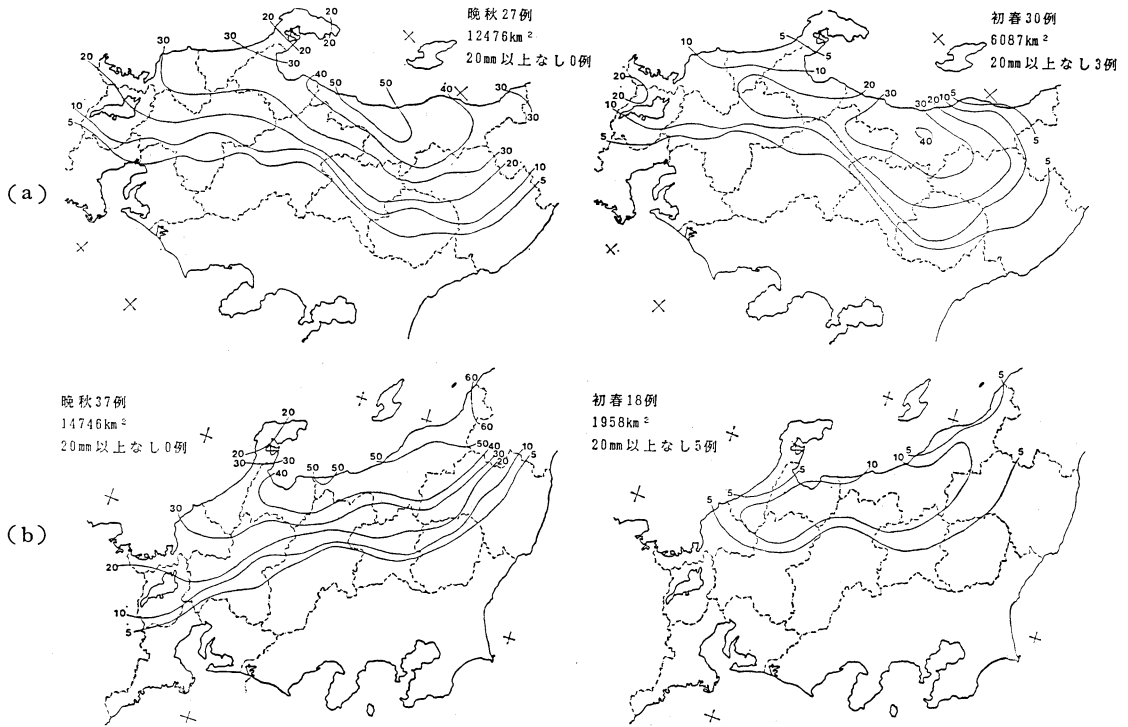
#### (3) 海面水温

東北・北陸・山陰の各地方の代表点を、高層気象データの得られる秋田・輪島・米子とし、その上層気温と沖合いの海面水温データを用いて降水に及ぼす海面水温の影響を調べた。海面水温はその気塊が通過した海域全体



第2図 20mm以上の降水の出現率分布(東北)(%)

(a)は区内観測所時代,(b)はAMcDAS時代のものである。作成の方法は本文参照。例数(上段),20mm以上の降水域の平均面積(中段),20mm以上の降水域が出現しなかった例数(下段)も示した。



第3図 20 mm以上の降水の出現率分布(北陸)(%) 第2図と同じである。

のデータを検討することが望ましいが、気塊の経路が一例ずつ異なり、経路を代表する海域を設定することが困難であるため、通過頻度の最も高い沖合いの地点(第1図の×印)について気象庁海況旬報から海面水温を読み取った。降水としては日降水量 20 mm 以上の多降水域の面積をその指標とした。

### III. 結果と考察

#### (1) 多降水出現率の分布

##### a) 東北地方(第2図)

東北地方の 20 mm 以上の多降水域の出現率分布をみると、区内観測所時代にも AMeDAS 時代にも、晩秋の方が出現率が高く、しかも日本海側の山沿いの地域で出現率が高くなっていることがわかる。また東北地方では降水域が脊梁山脈を越えて太平洋側へ拡大することが多いが、その拡大の程度も晩秋の方がより大きくなっている。

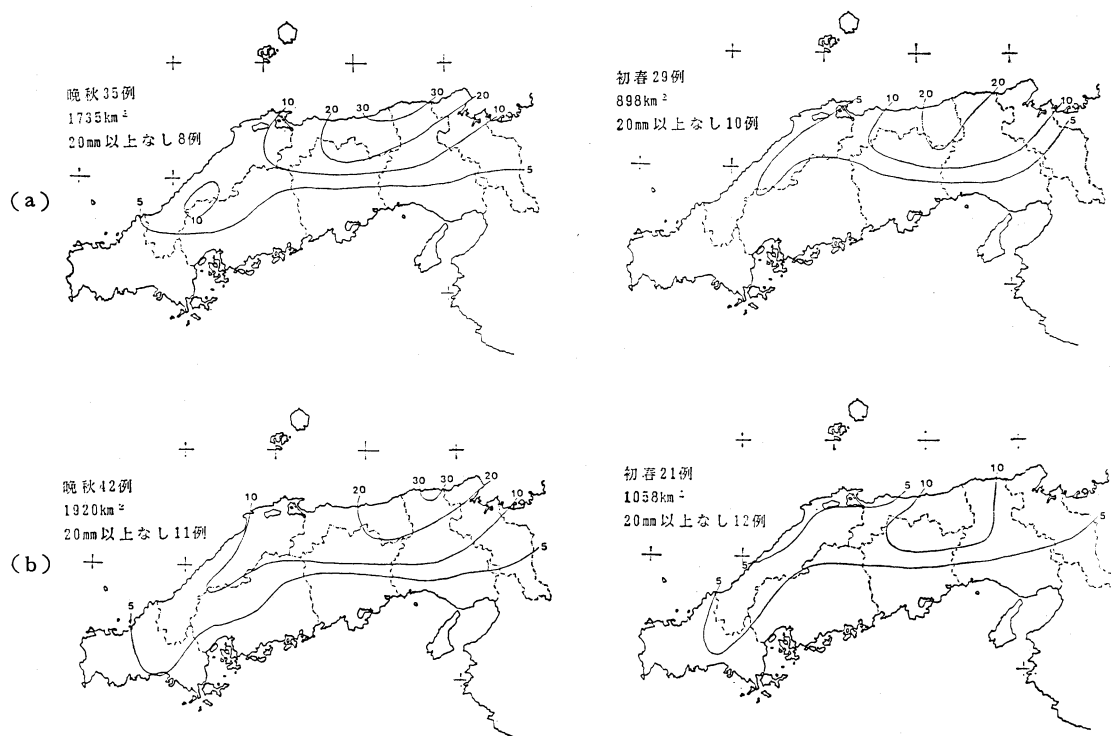
全対象日における 20 mm 以上の多降水域の面積を平均し、その比率(晩秋/初春)を求めると、区内観測所時代で晩秋が初春の3.5倍、AMeDAS 時代で20倍で、いず

れも晩秋の方がかなり広がっている。また 20 mm 以上の多降水域が出現しなかった例数を比較すると、両時代とも初春の方が多い。なお、初春に出現しなかった例数は AMeDAS 時代の方がかなり多い。

##### b) 北陸地方(第3図)

北陸地方の多降水域出現率分布をみると、東北地方と同様に晩秋の出現率が高い。また、晩秋には初春に比べ出現率の高い地域がより海岸に接近していることがわかる。これは、後述するように晩秋においては下層がより不安定となって海岸近くから多降水となるためと考えられる。

20 mm 以上の多降水域の平均面積の比率(晩秋/初春)は、区内観測所時代には2倍であるのに対し AMeDAS 時代には7.5倍となり、東北地方と同様に晩秋で広がっている。比率が東北地方ほど高くないのは、地形の効果による。すなわち北陸地方は東北地方に比べ背後の山地が高く、これが晩秋においても地形的障害となって降水域の風下への延伸が妨げられたからと考えられる。20 mm 以上の多降水域が出現しなかった例数をみると、晩秋では皆無であるのに対し、初春では区内観測所時代に



第4図 20 mm以上の降水の出現率分布(山陰)(%) 第2図と同じである。

第2-1表 秋田の気温及び大陸における代表地点の気温の平均とそれらの差(°C)

|    | 区内観測所  | AMeDAS |       |       |       |       |       |
|----|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
|    |        | 850mb  | 700mb | 500mb | 850mb | 700mb | 500mb |
| 晩秋 | △秋田    | -6.1   | -15.5 | -29.3 | -6.3  | -16.6 | -29.6 |
|    | B大陸平均  | -8.5   | -14.0 | -28.5 | -7.9  | -13.3 | -27.6 |
|    | 差(A-B) | 2.4    | -1.5  | -0.8  | 1.6   | -3.3  | -2.2  |
| 初春 | △秋田    | -13.9  | -22.9 | -35.2 | -9.7  | -19.3 | -32.4 |
|    | B大陸平均  | -13.0  | -19.9 | -33.1 | -8.2  | -15.7 | -29.7 |
|    | 差(A-B) | -0.9   | -3.0  | -2.1  | -1.5  | -3.6  | -2.7  |

第2-2表 輪島の気温及び大陸における代表地点の気温の平均とそれらの差(°C)

|    | 区内観測所  | AMeDAS |       |       |       |       |       |
|----|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
|    |        | 850mb  | 700mb | 500mb | 850mb | 700mb | 500mb |
| 晩秋 | △輪島    | -3.7   | -12.7 | -26.8 | -3.7  | -13.9 | -26.3 |
|    | B大陸平均  | -9.3   | -14.5 | -28.7 | -8.4  | -14.1 | -26.5 |
|    | 差(A-B) | 5.6    | 1.8   | 1.9   | 4.7   | 0.2   | 2.2   |
| 初春 | △輪島    | -11.3  | -21.4 | -32.6 | -8.8  | -17.9 | -31.5 |
|    | B大陸平均  | -13.9  | -20.5 | -33.6 | -8.4  | -16.1 | -30.8 |
|    | 差(A-B) | 2.6    | -0.9  | 1.0   | -0.4  | -1.8  | -0.7  |

第2-3表 米子の気温及び大陸における代表地点の気温の平均とそれらの差(°C)

|    | 区内観測所  | AMeDAS |       |       |       |       |       |
|----|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
|    |        | 850mb  | 700mb | 500mb | 850mb | 700mb | 500mb |
| 晩秋 | △米子    | -2.9   | -10.8 | -22.4 | -2.3  | -10.0 | -21.2 |
|    | B大陸平均  | -10.0  | -15.4 | -29.6 | -8.0  | -14.0 | -28.3 |
|    | 差(A-B) | 7.1    | 4.6   | 7.2   | 5.7   | 4.0   | 7.1   |
| 初春 | △米子    | -8.9   | -16.5 | -26.6 | -5.4  | -13.7 | -25.4 |
|    | B大陸平均  | -13.2  | -19.8 | -33.3 | -9.2  | -17.5 | -30.8 |
|    | 差(A-B) | 4.3    | 3.3   | 6.7   | 3.8   | 3.8   | 5.4   |

3例, AMeDAS 時代に5例が出現している。

c) 山陰地方(第4図)

山陰地方の多降水域出現率分布をみると、やはり晩秋の方が出現率が高いものの、20 mm以上の多降水域の平均面積の比率(晩秋/初春)についてみると、2つの時代ともに2倍であり、3地方の中では晩秋と初春の相違が最も小さくなっている。また、20 mm以上の多降水域が出現しなかった例数についても、季節間の差は小さくなっている。地域的には東部で高く西部ほど低下し、山口県にはどちらの季節においてもほとんど出現して

おらず、これは 朝鮮半島の 影響と 考えられる (鈴木, 1961).

以上のように、地方によって多少異なっているものの、3 地方に共通して 20 mm 以上の多降水域の出現率は晩秋で高く初春で低くなる傾向が認められる。地方間の相違の原因としては、海面水温の季節変化が異なる (設案, 1984) こと、さらに大陸の寒気団の日本海での吹送距離が異なることが重要であると考えられる。

(2) 気団変質

ここでは、晩秋と初春の降水量の相違の原因として気団変質の差を調べることにする。

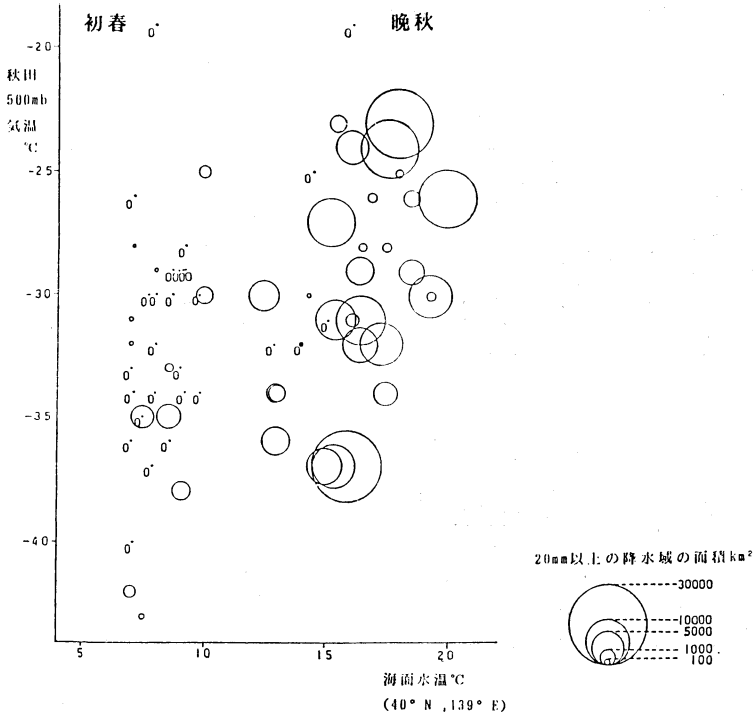
気団変質の程度をみるために、大陸上空の気温と日本上空の気温の差をとり、大気が日本海によってどの程度暖められているかを示したものが第 2 表である。全ての地方および全ての高度で初春の方が晩秋よりも気温が低くなっているが、大陸においては晩秋も初春も大気安定度に大きな差は認められない。日本においては下層から変質して不安定となっているのがみとれるが、晩秋と初春とでは変質の程度に違いがみられる。日本の各地方の代表点の気温と大陸平均の気温の差 (A-B) をみる

と、850 mb 面において晩秋と初春との相違が最も明瞭になっていることがわかる。すなわち、850 mb 面に代表される下層大気の変質が晩秋では初春に比べ大きく、日本上空でより不安定になっていることを示している。

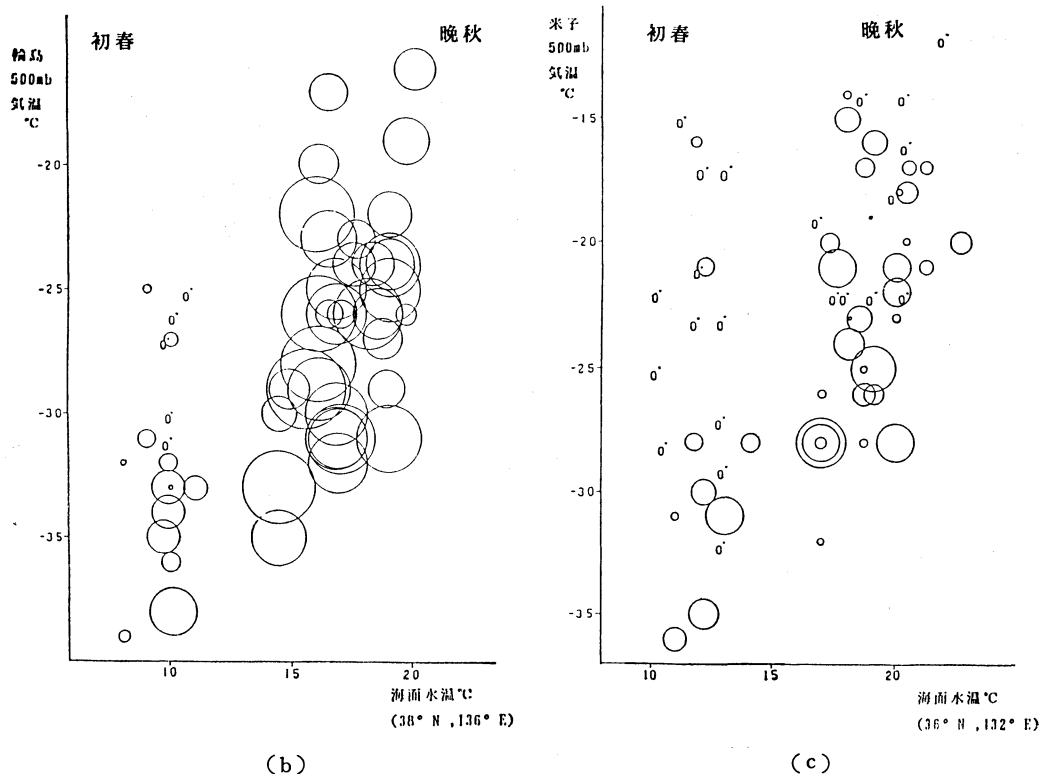
(3) 海面水温

上記のように晩秋における日本海上の気団変質が初春に比べかなり大きいことが示されたが、ここでは観測網の変更の少ない AMeDAS 時代に限って、実際の海面水温と代表点の 500 mb 気温が各地方の降水にどう影響しているかを調べた。第 5 図は冬型気圧配置日について秋田・輪島・米子のそれぞれの 500 mb 面の気温を縦軸に、その時の海面水温を横軸にとり、20 mm 以上の多降水域の面積を円の大ききで表現したものである。

まず、山陰地方についてみると、海面水温が上がるほど、また気温が下がるほど 20 mm 以上の多降水域の面積は大きくなる。しかし、両者の影響は同等でなく、多降水域の面積の増大には海面水温の変化の影響がより大きいことが明らかである。具体的には海面水温 12°C、気温 -28°C の時の降水面積と、海面水温 18°C、気温 -16°C の時の降水面積が近似しているが、それぞれの



(a)



第5図 気温と海面水温と降水の関係

(a), (b), (c) はそれぞれ東北, 北陸, 山陰における関係を示している。縦軸には冬型気圧配置日の各地方における代表点(秋田, 輪島, 米子)の500mb気温を, 横軸にはその時の各地域の沖合いの海面水温(第1図の×印)をとった。なお, 円の大きさは20mm以上の降水域の面積を示している。また, 海面水温の高い方と低い方にかたまっているが, これはそれぞれ晩秋と初春に対応している。

場合の海気温差は40°Cと34°Cであり, 冬型気圧配置下における降水に対しては, 海気温差がそのまま降水量の目安にならないことを示している。

北陸地方においては, 海面水温が10°C前後の初春と15~20°Cの晩秋では多降水域の面積が大きく異なっていることがわかる。また初春では500mb面が低温なほど多降水域は増大しているが晩秋ではそれが明瞭ではない。多降水出現率分布でみたように, 北陸地方の場合は地形的条件から降水域の拡大に一定の限界値が存在している可能性がある。

東北地方においては, 海面水温からみた初春と晩秋の差異はさらに明瞭であり, 500mb面の気温の影響はほとんど認められない。晩秋では, -35°C以下の低温日とともに-25°C前後の高温日でも多降水域が広がっており, 海面水温が高ければ上空がそれほど低温でなく

てもかなりの降水がみられることを示している。

以上のように地方によって多少の差異は認められるものの, 海面水温は500mb面の気温あるいは海気の温度差以上に降水に影響していることがわかる。

IV. まとめ

本調査では, 晩秋と初春をとりあげ, 日本海海面水温の冬型降水に及ぼす影響を考察した。

初春と晩秋とを比較すると, 500mb気温はむしろ初春の方が低いにもかかわらず冬型降水の量は晩秋の方が顕著に多くなっていることがわかった。850mbや700mbの気団変質は晩秋の方が大きく, 多降水の原因として日本海海面水温の相違が重要と考えられる。

晩秋と初春の日本海海面水温の差は8~10°Cに及ぶがこれは500mb気温の日々の変動幅よりもむしろ小さ

い。にもかかわらず日量 20 mm 以上の多降水域の面積で表現された降水量の多寡に及ぼす影響は海面水温の方が大きいことがわかった。すなわち海面水温と 500 mb 気温とでは  $1^{\circ}\text{C}$  の変化の降水に対する寄与率が異なっており、海気温差がそのまま降水量の目安にならないことを示しているといえよう。

### 謝 辞

本研究に対して、様々なご指導をいただきました境田清隆先生をはじめ、東北大学理学部地理学教室の諸先生、海面水温データを参照させていただいた仙台管区気象台調査課の方々、論文の改稿に有益なコメントを頂いたレフリーの方々に感謝いたします。

### 参考文献

Kato, K. and T. Asai, 1982: Seasonal Variations of Heat Budgets in Both the Atmosphere and the Sea in the Japan Sea Area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 222-238.

- 今 勝義, 1988: 渡島、檜山地方のしぐれ. 研究時報, 40, 81-88.  
 宮沢清治, 1964: 北陸地方の豪雪について (2) 一局地解析と気団の変質一. 研究時報, 16, 491-497.  
 佐藤厚司, 1965: 俱知安地方の降雪について (第3報). 研究時報, 17, 401-405.  
 佐藤幸夫, 1973: 啓風丸レーダーからみた、冬季日本海上に発生するエコー. 天気, 20, 181-186.  
 設楽 寛, 1984: 大スケールの分布特性. 日本海海岸地域における降雪分布の体系的な研究, 4-9.  
 ———, 1988: 雪の気候. [1] 日本における雪の分布. 雪と生活, 35-81.  
 鈴木秀夫, 1961: 冬型降水の及ぶ範囲について. 地理学評論, 34, 321-326.  
 内田英治, 1979: V字型の雲パターンと日本海沿岸の大雪. 天気, 26, 287-298.  
 ———, 1981: V字型の雲パターンと日本海沿岸の大雪 (II). 天気, 29, 43-52.  
 脇坂義和, 1985: 日本列島における冬型降水の地域特性. 地理学評論, 59, 85-97.  
 脇田哲雄・大神治之・泉 幸治, 1980: 九州北部地方のしぐれについて. 研究時報, 32, 163-173.

## 日本気象学会夏期特別セミナー (第3回夏の学校) 開催のお知らせ

第3回夏の学校実行委員会・講演企画委員会

気象学会若手有志によって、若手研究者の討論及び交流の場として一昨年より始められた『夏の学校』も今年で3回目となりました。今回は東北大学が主管となり、実行委員会を組織し計画を進めてまいりましたが、この度下記のように開催の期日及び場所が決定しましたのでご報告いたします。

今回は昨年の『夏の学校』の内容を踏襲し、数人の若手研究者の講演と東北大学理学部の田中正之教授の招待講演を予定しております。また、自由な討論やレクリエーションができる時間もとりたいと考えています。

会場の『いこいの村栗駒』は宮城、秋田、岩手三県の県境に鎮座する栗駒山の山麓、標高 800m の高原にあり、風光明媚かつ豊富な温泉に恵まれ、盛夏のセミナーの会場としてはこのうえない環境にあります。また『夏の学校』の前後には東北各地で華やかな夏祭りが催されますので、気象学会若手の皆様にはみちのく観光も兼ねて振るって参加していただきたいと思います。

詳細は日本気象学会春季大会の会場においてご連絡す

る予定ですが、大会に参加されない方で詳しい案内を希望される方は下記実行委員会までご請求下さい。

### 記

期 日 : 1992年 8月 3日 (月) 午後

～ 8月 5日 (水) 午前

場 所 : いこいの村栗駒 宮城県栗原郡栗駒町  
(JR 一関駅からバス60分)

招待講演 : 田中正之 (東北大学理学部教授)

『地球温暖化現象への対応—いまだどのような研究が求められているか—』

連絡先 : 〒980 仙台市青葉区荒巻字青葉

東北大学理学部附属超高層物理学研究施設  
第3回夏の学校実行委員会

代表 田口 真

PHONE : 022-222-1800 EXT 3586

FAX : 022-262-3357

E-MAIL : taguchi stppl. geophys. tohoku.  
ac.