

—発表会要旨—

平成10年度 第1回支部研究発表会要旨

日 時：平成10年6月5日（金）14時05分～16時50分

場 所：北海道大学 百年記念会館（大会議室）

- |    |   |  |   |
|----|---|--|---|
| 1  | 都市活動に由来する還元性硫黄化合物の排出.....24                 | 北大院・工  | 伊藤 晃佳・村尾 直人<br>太田 幸雄                        |
| 2  | 対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴（その2）.....26            | 北大院・理<br>桜美林大・国際<br>気象研ドップラーレーダー観測グループ       | 橋本 明弘・播磨屋敏生<br>高橋 劭                         |
| 3  | 氷晶雲を含む人工雲の光学的特性の実験的研究.....28                | 北大院・理<br>"<br>北大・低温研<br>北教大                  | 福田 陽子・菊地 勝弘<br>遊馬 芳雄・上田 博<br>古川 義純<br>高橋 庸哉 |
| 4  | 放射観測とモデルによる黄砂の光学的特性について.....30              | 北大・低温研<br>北大院・地球環境                           | 青木 一真・藤吉 康志<br>柳原 誉・山崎 孝治                   |
| 5  | ニューラルネットでみる札幌の降雪パターン.....32                 | 北大院・地球環境                                     | 中浦 正博・山崎 孝治                                 |
| 6  | 天気予想と台風（その2）.....34                         |  | 松木 昇  |
| 7  | メソモデルによる冬期季節風時の青森県津軽地方の気流.....36            | 北大・低温研<br>弘大・理工                              | 猪上 淳・藤吉 康志<br>児玉 安正                         |
| 8  | チベット高原で発生する活発な対流雲のドップラーレーダー観測.....38        | 北大院・理<br>NASDA/EORC<br>GAME-Tibetレーダサイエンスチーム | 山田 広幸・上田 博<br>清水 収司                         |
| 9  | ドップラーレーダーによる、雲対流系が大規模大気に及ぼす熱力学的影響の解析.....40 | 北大・低温研                                       | 牛山 朋来・川島 正行<br>藤吉 康志                        |
| 10 | 北大西洋域における夏季の天候レジーム.....42                   | 釧路地方気象台<br>北大院・地球環境                          | 佐藤 均<br>向川 均                                |

## 1. 都市活動に由来する還元性硫黄化合物の排出

北大院工学研究科環境資源工学専攻大気環境保全工学分野  
伊藤 晃佳

## 1. 研究目的と背景

近年、人間活動の活発化に伴って増加する大気中の硫酸エアロゾルによる地球温暖化抑制効果が注目されている。この硫酸エアロゾルの前駆物質として重要な化合物に、二酸化硫黄( $\text{SO}_2$ )があるが、ほかにも硫化カルボニル(COS)や二硫化炭素( $\text{CS}_2$ )といった還元形の硫黄化合物も $\text{SO}_2$ を経由して硫酸エアロゾルへと変化する。このうち、COSは対流圏内で非常に安定なため、還元性硫黄化合物の中でも唯一成層圏にまで輸送され、成層圏硫酸エアロゾルの前駆物質として働くといわれている。

成層圏硫酸エアロゾルの主要な供給源は、火山噴火による硫黄成分といわれているが、火山活動の影響が少ない期間でも、成層圏硫酸エアロゾル量が年に数%ずつ増加している観測例が報告されている。このことから、成層圏硫酸エアロゾル量の増加に対するCOSの寄与、特に人為発生によるCOSの影響が注目されている。また、 $\text{CS}_2$ に関して、 $\text{CS}_2$ の酸化による生成物は $\text{SO}_2$ とCOSなので、 $\text{CS}_2$ は成層圏と対流圏の両方の硫酸エアロゾルに影響する。

現在、COSや $\text{CS}_2$ の発生源や消失先について多くの見解が提案されているが、いまだ不明な点が多い。よって、本研究では今までほとんど行われていない都市域の人間活動に起因する還元性硫黄化合物の発生について調査する。今後の人間活動の拡大により、これら還元性硫黄化合物の都市域からの発生量は増加していくものと考えられる。

そこで、本研究では、まず野外測定に適用可能な簡便で可搬型の還元性硫黄化合物の測定法の開発を行い、次にその方法を用いて都市大気や下水処理場を対象としたサンプリングを行った。

## 2. サンプリング法の評価

COSや $\text{CS}_2$ の分析には一般にガスクロマトグラフ(GC)が用いられ、検出器としては炎光光度分析機(FPD)が用いられる。しかし、COS、 $\text{CS}_2$ の環境濃度はppt、またはサブppbオーダーと非常に低いため、直接導入によって定性や定量ができない。

そこで本研究では、吸着剤TENAX GRを充填したステンレス製の直管(以下捕集管、図1)をドライアイスで冷却し、この管に外気を通わせ、成分を濃縮し分析をしている。この捕集管を野外測定で用いるために必要な捕集管の性能としては、

- ① 分析に必要な試料量まで破過を起こさず成分を捕集すること(高い捕集効率)
- ② 分析の際、迅速かつ十分に加熱脱離されること(高い回収率)
- ③ 野外測定後の輸送中に、捕集された成分が十分保存されること(高い保存率)

がある。これらの性能を評価するために、標準ガスや実際の大気試料を用いて本捕集管の捕集効率、回収率、保存率を求めた。その結果、

- ① 捕集効率は採気量3L( $300\text{mL}/\text{min} \times 10\text{min}$ )まではほぼ100%となり、この採気量を大気中濃度に換算すると、COSが17ppt、 $\text{CS}_2$ が7pptに相当し、十分分析が可能である。
- ② 回収率は90%以上であり、優れた再現性を有している。
- ③ 保存率の調査から、24時間までCOSが90%以上、 $\text{CS}_2$ はほぼ100%保存されることが示された。

以上のことから、いずれの指標も良好な結果を示しているので、本捕集管を近郊での野外観測に適用できることが示された。よって、この捕集管を用いて北大工学部周辺、大通、下水処理場を対象としたサンプリングを行った。



図1 捕集管(外径8mm、長さ200mm)の構造

3.フィールドサンプリングの結果

(1) 北大工学部周辺

都市大気中のCOSやCS<sub>2</sub>の濃度変化を調査することを目的として、秋季～冬季にかけて北大工学部周辺でサンプリングを行った。測定の結果、秋季～冬季の北大工学部周辺でのCOSの濃度は515±87ppt(平均±標準偏差)、CS<sub>2</sub>の濃度は44±16pptとなった(図2)。また、COSとCS<sub>2</sub>の日内変動を見るために24時間に渡って1時間毎にサンプリングを行ったところ、COSの濃度は527±23ppt、CS<sub>2</sub>の濃度は46±10pptとなった(図3)。北大工学部周辺の大気では、大きな季節変動や日内変動がないものの、時折高い濃度が検出された。

(2) 大通

大通では、都市の発生源として自動車の排気ガスに注目し、交通量の多い場所でサンプリングを行った。しかし、北大工学部周辺でのサンプリング結果と大きな違いがなかったこと(図4)から、COSやCS<sub>2</sub>の発生源として自動車からの排気ガスによる寄与が少ないことが示唆される。

(3) 下水処理場

札幌市内にある下水処理場で、サンプリングを行った。この施設は、水処理施設全体が地下にあるので、場内の空気はすべて排気塔へ強制排気される。排気系統は、最初沈殿池・曝気層排気系と沈砂池排気系の2種類ありそれぞれでサンプリングを行った。その結果、両系統の排気ガス中のCOS、CS<sub>2</sub>濃度と北大工学部周辺で観測された濃度を比較すると、COSが3～13倍、CS<sub>2</sub>が8～13倍高く検出された。(図5)

この結果をもとに、この処理施設からのCOS、CS<sub>2</sub>発生量を見積もったところ、COSが3×10<sup>3</sup>gCOS/year、CS<sub>2</sub>が4×10<sup>2</sup>gCS<sub>2</sub>/yearと計算された。しかし、この値は、COSやCS<sub>2</sub>の収支に影響を与えるような大きな数字ではない。

4.結論と今後の課題

① 還元性硫黄化合物を対象としたサンプリング法を開発し、野外測定に適用可能であることが示された。

② 北大工学部周辺の大気の測定結果から、時に高いCOS濃度が検出された。しかし、自動車の排気ガスや下水処理場のいずれも排出源としての寄与は小さい。

③ いずれのデータもサンプリング期間が秋季から冬季に限定されているため、今後、年間を通したサンプリングデータの蓄積が必要である。また、下水処理場では、水処理系から発せられる臭気比べ、下水汚泥処理の段階で発する臭気の方が強いため、このような環境でサンプリングを行う必要がある。また、今回サンプリングを行った場所のほかにもCOSやCS<sub>2</sub>の発生源(ゴミ埋立地や富栄養化した湿地帯)を調査する必要がある。

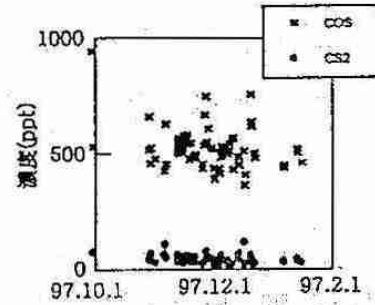


図2 北大工学部でのCOS、CS<sub>2</sub>濃度

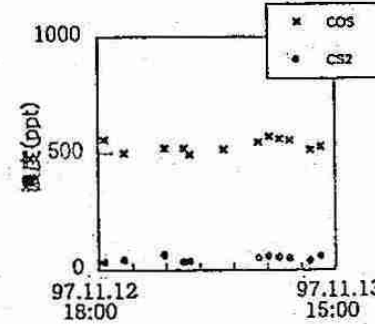


図3 北大工学部での24時間サンプリング

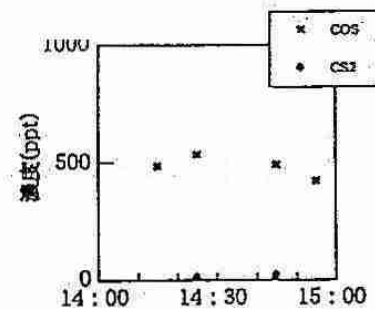


図4 97.12.11大通でのサンプリング

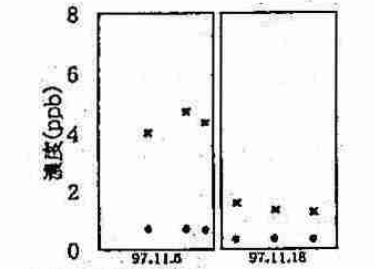


図5 下水処理場 (初沈・曝気層排気ファン)

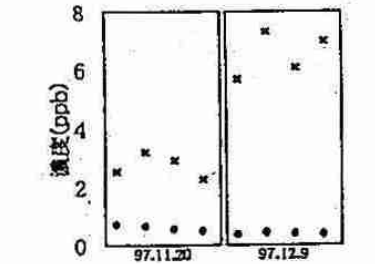


図6 下水処理場 (沈砂池排気ファン)

## 2. 対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴(その2)

\*橋本明弘・播磨屋敏生(北大院・理)・高橋劭(桜美林大・国際)  
・気象研ドップラーレーダー観測グループ

### 1 はじめに

気象レーダーによる降雨量予測や雨の蒸発を通じた大気熱収支において雨滴粒径分布は重要な要素である。それに関して対流雲と層状雲の雨滴粒径分布の特徴の違いについて以前に示した(橋本ほか, 1997)。今回はそのような違いが生じる理由を氷相過程に着目して考察した。

### 2 観測

観測は九州南部豪雨観測実験(TREX)の一環として行われ、我々は1996年6月19日~7月7日に、種子島南種子町で、雨滴粒径分布計(森技研)とラピッド雨量計(レスカ社)を用いて観測した。同観測サイトでは九州大学のビデオゾンデとの同時観測が行われた。また屋久島の楠川には気象研ドップラーレーダーが設置され上空の3次元データも得られた。

### 3 解析

気象研ドップラーレーダーによる反射強度の鉛直断面図を用いて、観測サイトに降雨をもたらず雲が対流雲か層状雲かを判別した。反射強度鉛直断面図において層状雲特有のブライトバンドが認められるものを層状雲とし、ブライトバンドが認められず鉛直方向の構造が認められるものを対流雲とした。なお、判別を誤る恐れのある場合はその時間帯のデータは解析に用いないことにした。

主成分分析の結果(橋本ほか, 1997)に基づき $\lambda$  ( $N = N_0 e^{-\lambda D}$ ) と雨量を用いて対流雲と層状雲の雨滴粒径分布の特徴を比較したのが図1である。図1中の実線は、二つのグループの境界である。雨量を一定とすると対流雲では $\lambda$ が大きく、層状雲では小さいという傾向が認められる。つまり同じ雨量に対して、対流雲では小さな雨滴が比較的多く、層状雲では大きな雨滴が比較的多いと言える。

### 4 考察

このような違いが現れる理由を氷相過程に着目して考察する。一般に対流雲は鉛直流速が大きく層状雲では小さい。対流雲内での強い上昇流は雲粒をたくさん生成し、それによって0℃高度よりも高い高度では霰が盛んに生成されると考えられる。一方、層状雲では上昇流がきわめて弱いため氷晶同士の凝集によって雪片が生成されると考えられる。このような氷粒子の種類の違いが雨滴粒径分布の違いのひとつの原因であ

ると考えられる。

このことを確かめるために、Yagi et al. (1979)の観測結果を用いて調べた。彼らは1978年と1979年の冬に長岡で霰と雪片の粒径分布を観測し、融解直径による粒径分布を得ている。この結果から、氷粒子と雨滴の落下速度の違いを考慮して、融解後の雨滴粒径分布を計算した。

算出された雨滴粒径分布の $\lambda$ と雨量の関係をプロットしたのが図2である。図2から、雨量が十分大きな領域では、 $\lambda$ は霰の方が雪片よりも大きいことがわかる。これは図1中で対流雲と層状雲の雨滴粒径分布が示す傾向と同様な傾向を表している。したがって、前に述べたように地上における雨滴粒径分布の違いが生じる主な原因の一つとして降水雲内上部の氷粒子の種類の違いが挙げられるだろう。

九州大学ビデオゾンデとの同時観測の結果(2例)からこのことを実際に確かめることができた。6月21日18時50分頃と7月2日9時10分頃に観測サイト上空を通過した対流雲に対して行われた2つの同時観測結果について述べる。図3はこれら2つの事例の雨滴粒径分布の特徴を表している。この時のデータは対流雲に典型的な特徴を示していた。これらの対流雲に対して飛揚されたビデオゾンデの観測結果(高橋, 1998の図6と松山, 高橋, 1996の図2)は雲内上部で多くの霰が存在し、雪片は存在しないことを示していた。

### 5 まとめ

対流雲の0℃高度以上の高度では霰生成が優勢で、層状雲では雪片生成が優勢と思われる。このような降水雲上部の氷粒子の種類の違いが地上の雨滴粒径分布の違いの主な原因の一つと考えられる。

### 参考文献

- 橋本明弘, 播磨屋敏生, 高橋劭, 村本健一郎, 気象研ドップラーレーダー観測グループ, 1997: 対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴. 細水, 43, 42-43.
- 松山香織, 高橋劭, 1996: 南九州梅雨雲の雲物理学的研究(TREXプロジェクト) 1. 降水機構. 1996年秋季気象学会予稿集, 70, 176.

高橋劭, 1998: 九州南部豪雨観測実験報告 5. 雪・霰降水機構と暖かい雨・凍結氷降水の共存—九州大学グループ. 天気, 45, 141-142.

Yagi, T., H. Ueda, and H. Seino, 1979: Size distribution of snowflakes and graupel particles observed in Nagaoka, Niigata prefecture. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. VII (Geophysics)*, VI, 79-92.

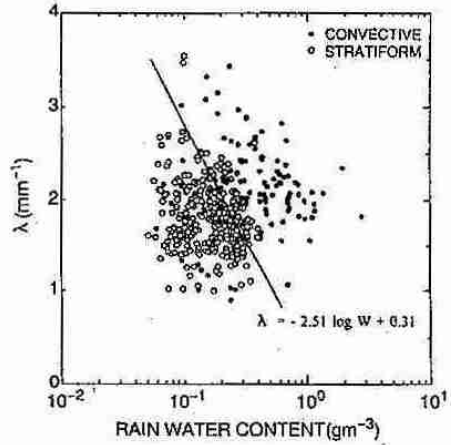


図 1. 雨量とλを用いた対流雲と層状雲の雨滴粒径分布の比較。  
 $N_0 = N_0 \exp(-\lambda D)$

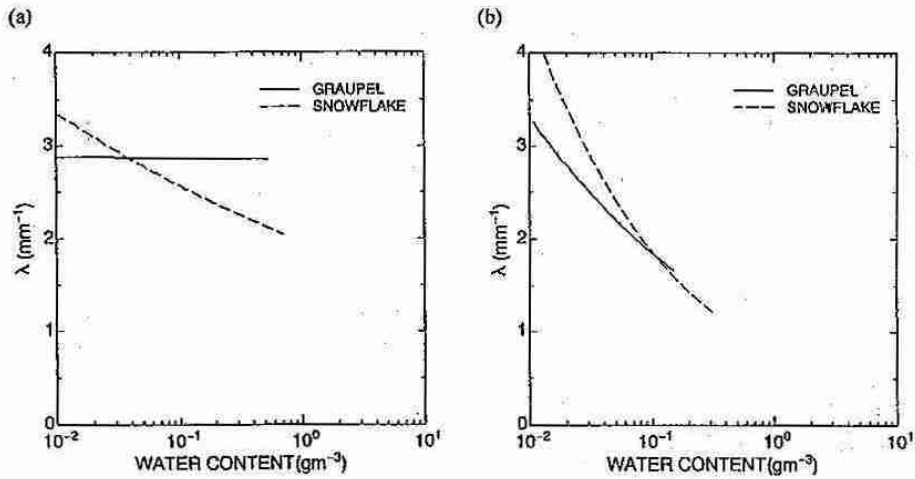


図 2. 霰と雪片の粒径分布の観測結果 (Yagi et al., 1979) から計算した霰と雪片の融解後の粒径分布のλと含水量。(a) Yagi et al. (1979) の 1978 年の観測結果を用いたもの。(b) Yagi et al. (1979) の 1979 年の観測結果を用いたもの。

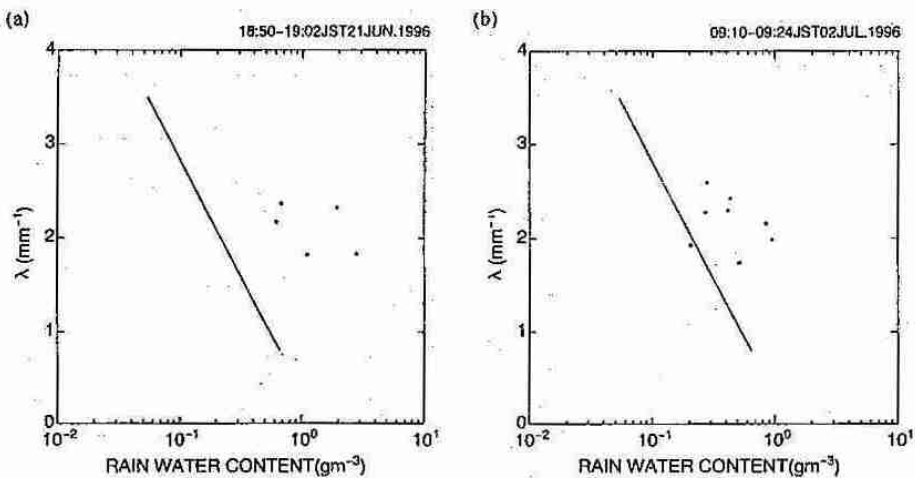


図 3. 雨滴粒径分布の特徴。(a) 6月21日の事例。(b) 7月2日の事例。

### 3. 氷晶を含む人工雲の光学的特性の実験的研究

\* 福田陽子・菊地勝弘・遊馬芳雄・上田 博(北大院・理)  
古川義純(北大・低温研)・高橋庸哉(北海道教育大)

#### 1. はじめに

氷晶雲の微物理特性とその光学的特性については未だ説明されていない点が多い。そこで、我々は低温室内に氷晶を含む雲を作り、氷晶雲の光学的特性の実験的研究を行っている。本研究ではさまざまなサイズや粒径分布をもつ氷晶雲を発生させて、可視光の透過率を求め、これらの微物理パラメーターが透過率にどのような影響を与えるのかを調べた。

#### 2. 実験装置

実験装置を北海道大学低温科学研究所の低温風洞室内に構築した。装置内部の概略図を図1に示す。上部の人工太陽灯は可視光の平行光線で放射波長域は370~760 nm であり、下部に放射強度計を設置した。人工雲の構成粒子のサイズ、数濃度の測定はFSSP-100を用いて行った。また、レプリカ法により氷晶のレプリカを作成し、結晶形を調べた。

#### 3. 実験方法

装置内の温度はCASE A1, B1, B2は約-20℃、CASE C1は約-8℃に設定した。水蒸気源として高さ約3.4 mの地点より装置内に微水滴を噴霧した。雲の氷晶化は3つの方法を用いて行った。CASE A1は微水滴を噴霧後、電磁弁制御により圧搾空気を瞬間的に装置内に送り、断熱膨張の冷却効果を利用して氷晶化させる方法、CASE B1, B2は微水滴を噴霧しながら同様に氷晶化させる方法、CASE C1は液体窒素を使用する方法により氷晶化させた。これらの方法によりCASE A1, B1, B2, C1すべてにおいて、主に角板からなる雲を作ることが出来た。発生させた雲を表1に示す様に分類した。この分類方法はレプリカ、及びビデオデータと比較検討し決定した。

#### 4. 実験結果

人工雲の透過光を測定し、透過率及び雲内粒子の有効直径、幾何学的断面積、粒径分布を求めた。このうち4例の有効直径の時間変化を図2に示す。そして同じ4例の雲粒子の幾何学的断面積と透過率の関係を示したのが図3である。発生させた雲の内、WATER, MIXは4例とも透過率に大きな差はないが、ICEは幾何学的断面積が等しくても、透過率に大きな違いがみられる。そこで18例の実験結果すべてについて、以下の式を考慮して、幾何学的断面積と透過率の関係を指数関数で近似し、係数Q(効率因子)を求めた。

$$\tau = I / I_0 = \exp(-Q \cdot s \cdot A)$$

s: 雲の厚さ(4.3m) A: 幾何学的断面積  
τ: 透過率 I: 実験中の放射フラックス  
I<sub>0</sub>: 実験開始前30秒平均の放射フラックス

求められたQを縦軸に、平均有効直径を横軸にプロットした図を図4に示す。CASE A1, B1, B2は有効直径の増加に伴い、Qが増加、すなわち透過率が低くなる傾向がある。しかし、CASE C1にはこの傾向があてはまらない。そこでこの理由を考えるために平均有効直径が近い、CASE B2, C1の粒径分布を示したのが図5である。CASE B2は比較的平らで幅の広い粒径分布をしているのに対し、CASE C1は分布幅が狭く、単分散を示している。以上のことから図4を粒径分布の違いに注目して示したのが図6である。平均有効直径がほぼ同じでも、幾何学的断面積が等しい雲に対する透過率の違いがあることがわかる。得られた結果には多少ばらつきがみられるが、粒径分布が比較的平らであるときは、単分散を示す雲と比較して、透過率が高いという傾向がみられる。

#### 5. まとめ

氷晶雲の透過率と微物理特性の関係を実験的に求めた。角板からなる氷晶雲では同じ幾何学的断面積でも平均有効直径と、粒径分布により透過率の違いが生じることがわかった。

表1 雲の分類方法.

< CASE A1, B1, B2 >

WATER	電磁弁なしで微水滴を噴霧している期間
MIX	電磁弁作動後、有効直径が18μm以下の期間
ICE	電磁弁作動後、有効直径が18μm以上となった期間以降

< CASE C1 >

WATER	微水滴を噴霧している期間
MIX	液体窒素散布後、微水滴を噴霧している期間及び、レプリカで微水滴が認められる期間
ICE	レプリカで氷晶のみが認められる期間

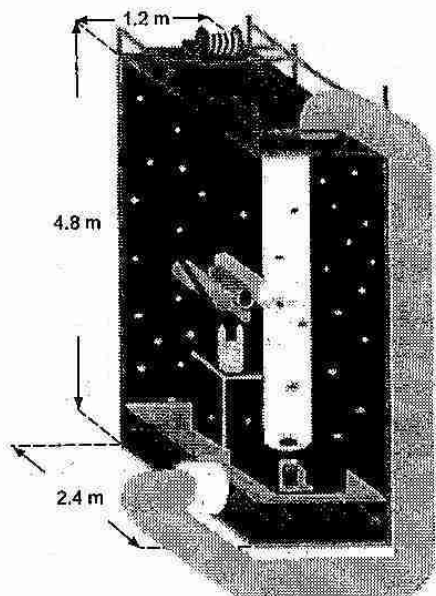


図1 大型垂直人工雲装置内部の概略図。

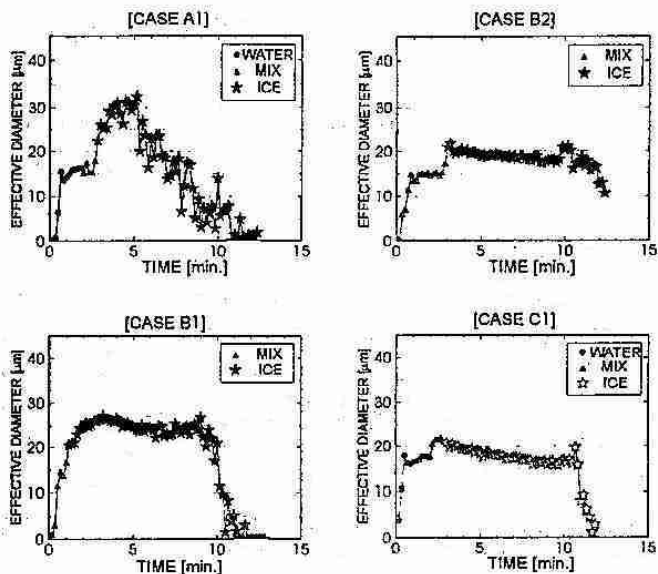


図2 雲粒子の有効直径(10秒平均)の時間変化。

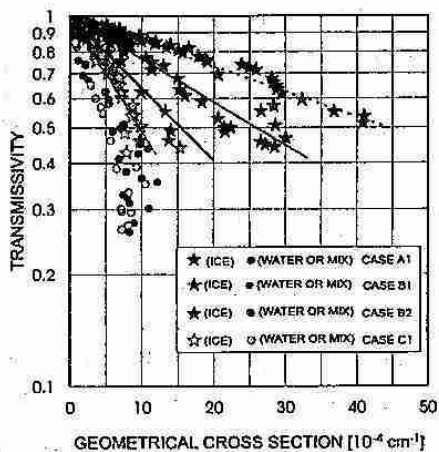


図3 幾何学的断面積と透過率の関係。点線、波線、太実線、細実線はそれぞれ CASE A1, B1, B2, C1 の近似直線を示す。

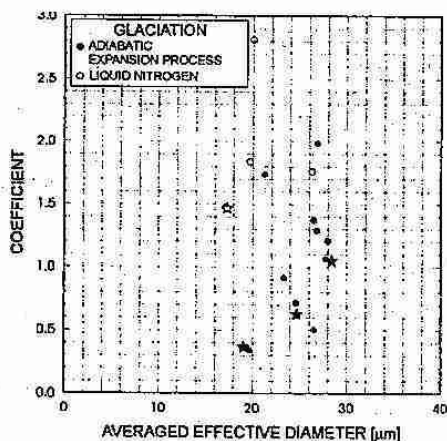


図4 氷晶化の方法別に示した平均有効直径と係数 Q の関係。図中の星印は図2、図3と同一。

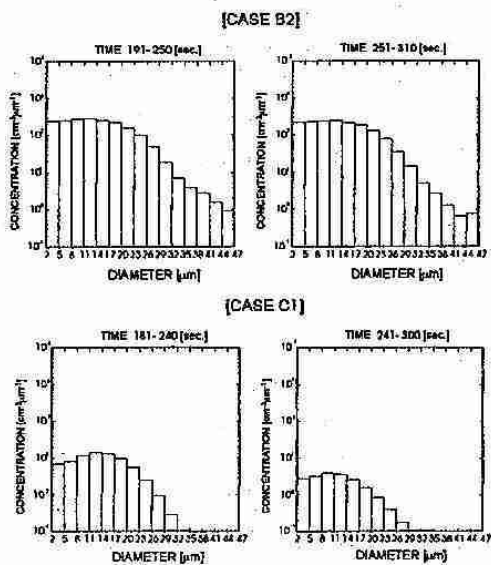


図5 CASE B2, C1 の粒径分布。

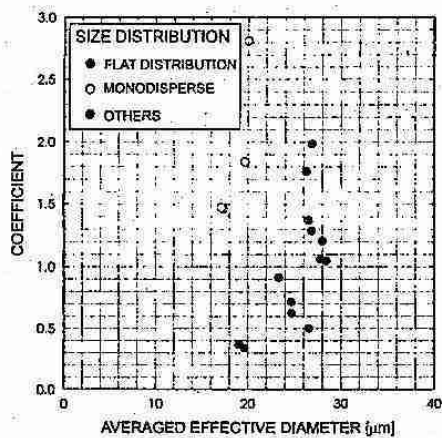


図6 粒径分布別に示した平均有効直径と係数 Q の関係。

## 4. 放射観測とモデルによる黄砂の光学的特性について

\* 青木一真 (北大・低温研)、柳原誉、山崎孝治 (北大・地球環境)、  
藤吉康志 (北大・低温研)

### 1 はじめに

近年、エアロゾルや雲が気候にどのような影響を及ぼすか、多くの研究者 (e.g., IPCC report, 1995) によって取り組まれてきた。しかし、エアロゾル粒子の特徴の複雑さから、季節変化や地域依存性について定量的な把握が出来ておらず、このような解明は、非常に重要である。今までの報告 (気象学会 97 春: F123 等) では、各地域でのエアロゾルの地域依存性について、放射観測の結果をもとに報告した。今回の報告では、春季に顕著な日本に飛来する黄砂現象の光学的特性に着目し、放射観測の結果と発生量を考慮に入れた移流・拡散モデルとの比較から、黄砂の光学的特性について示す。

### 2 観測と解析

太陽の直達光と周辺光の放射輝度を 6 波長 (315, 400, 500, 870, 940, 1040 nm) で自動観測ができる全天輝度計 (Sky radiometer: プリード社製) を使って観測を行った。1995 年の新潟 (日本海区水産研究所: 37.92N, 139.00E) と 1996 年の長崎 (長崎大学: 32.78N, 129.86E) の春季における黄砂現象に着目して晴天時に観測を行い、太陽の直達光と周辺光により規格化した放射輝度によって、気柱あたりのエアロゾルの粒径分布を算出して、そこからエアロゾルの光学的厚さを求めた。

### 3 移流・拡散モデル

黄砂現象を再現するために、輸送モデルを使った研究は、今までいろいろな研究者によって取り組まれてきたが、黄砂ダストの発生量まで考慮したものはなかった。そこで、移流・拡散モデルに、Sheo et al., (1996) の定式化を参考にした黄砂ダストの発生量を考慮に入れることにより (気象学会 98 春: P312)、1995 年と 1996 年の春季の日本に飛来する黄砂現象について調べ、特に、新潟と長崎の黄砂の光学的特性について示す。黄砂の発生地を、タクラマカン砂漠、ゴビ砂漠、黄土高原の 3 地点として考え、気候データは、ECMWF の客観解析データを使用した。

### 4 1995 年 4 月 8 日の新潟における黄砂現象

Fig. 1 は、1995 年 4 月 8 日の新潟の観測とモデルから得られた体積粒径分布の結果を示した。実際に、9 時ごろのデータを比較してみると、モデルは、黄砂

粒子のみを考えているため、0.5  $\mu\text{m}$  以下の小粒子が対応していない。また、大粒子の体積の値が観測よりも小さいが、これらは、黄砂以外のエアロゾルの量をモデルでは、見積もってないためで、黄砂粒子に顕著な大粒子のピークやモードは、ほぼ一致していることが確認できた。Fig. 3 は、モデルから得られた、中国大陸から発生した 4 月 8 日の黄砂粒子のトレーサーの水平分布と鉛直分布の結果である。新潟付近にも黄砂粒子の飛来が確認することができた。

### 5 1996 年 5 月 10 日の長崎での黄砂現象

Fig. 2 は、1996 年 5 月 10 日の長崎の観測とモデルから得られた体積粒径分布の結果を示した。実際に、9 時ごろのデータを比較してみると、新潟と同様に一致していることが確認できた。若干、10  $\mu\text{m}$  付近の結果に違いが見られるが、観測から得られた結果の計算精度が悪いためである。Fig. 4 は、モデルから得られた、中国大陸から発生した 5 月 10 日の黄砂粒子のトレーサーの水平分布と鉛直分布の結果である。長崎付近にも黄砂粒子の飛来が確認することができた。

### 6 まとめ

観測結果からは、時間分解能よく、エアロゾルの光学的特性について、捉えることができた。モデルからも 1 週間程度の現象を、ほぼ正確に黄砂現象をシミュレートできることが確認された。また、観測とモデルの両面から、日本で観測される黄砂粒子の体積粒径分布について、黄砂ダストが半径 2, 3  $\mu\text{m}$  付近にピークを持っており、モードがほぼ同じ傾向であることが確認された。これからは、本研究にライダーによる鉛直分布の観測結果を組み合わせ、より詳細なメカニズムの解明につなげていきたい。

### 7 謝辞

観測に協力して頂いた、長崎大学環境科学の荒生公雄教授、水産庁日本海区水産研究所と (株) プリードに御礼申し上げます。

### 参考文献

- Shao, Y. et al (1995): Aust. J. Soil Res., 34, 309-342  
Nakajima et al. (1996): App. Opt., 35, 2672-2686  
青木他, 1997; 日本気象学会 1997 秋季大会予稿集, 131.  
青木他, 1998; 日本気象学会 1998 春季大会予稿集, 106.  
柳原他, 1998; 日本気象学会 1998 春季大会予稿集, 273.



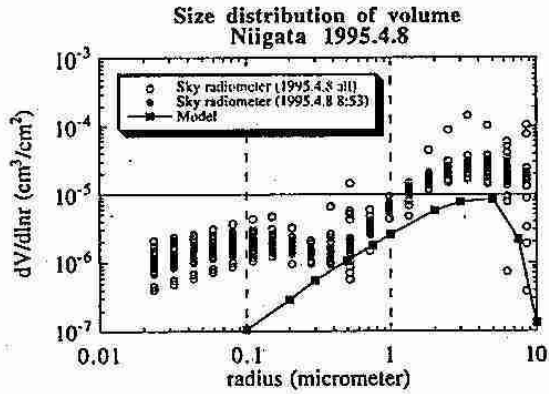


Fig.1 1995年4月8日の新潟の体積粒径分布  
 ○: 観測から得られた体積粒径分布  
 ●: 観測から得られた体積粒径分布 (8時53分)  
 ■: 移流・拡散モデルから得られた体積粒径分布

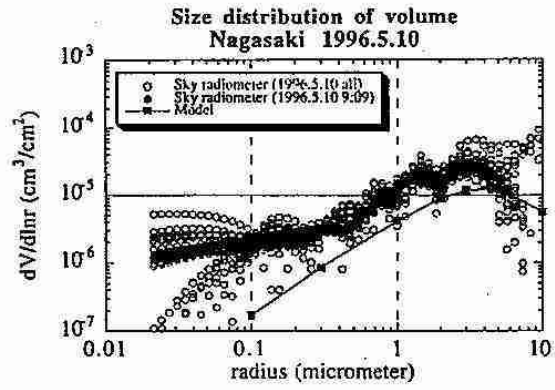


Fig.2 1996年5月10日の長崎の体積粒径分布  
 ○: 観測から得られた体積粒径分布  
 ●: 観測から得られた体積粒径分布 (9時09分)  
 ■: 移流・拡散モデルから得られた体積粒径分布

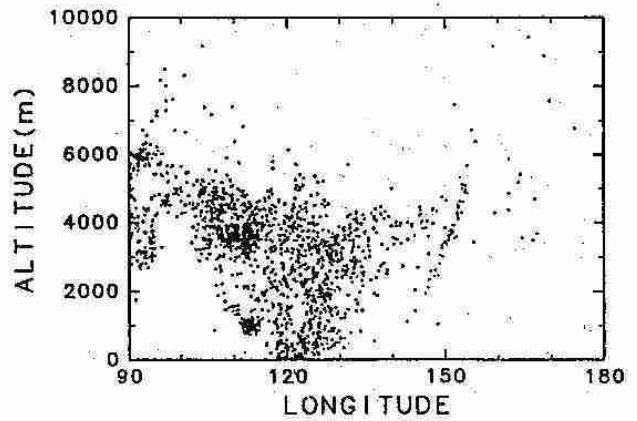
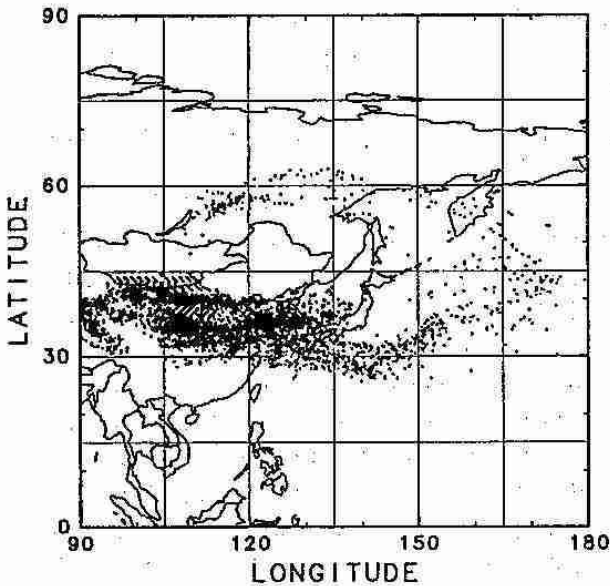


Fig.3 1995年4月8日の黄砂粒子のトレーサーの水平分布と鉛直分布

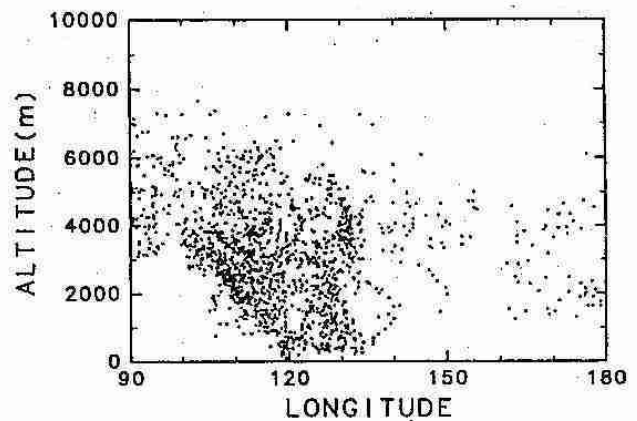
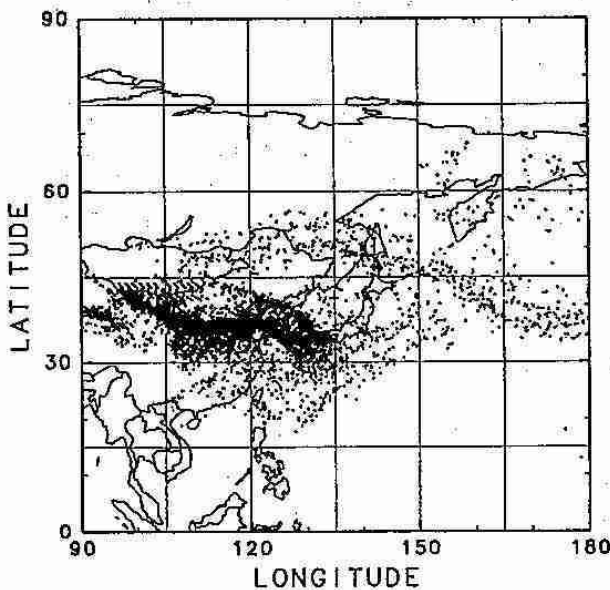


Fig.4 1996年5月10日の黄砂粒子のトレーサーの水平分布と鉛直分布

## 5. ニューラルネットで見ると札幌の降雪パターン

中浦正博・山崎孝治(北大地球環境)

## 1. はじめに

ニューラルネットワークは人間の脳で行われている情報処理を擬似的に再現するモデルで、パターン認識を得意とする。現在までには豪雪日の予報<sup>\*1)</sup>や日々の降水確率の予報<sup>\*2)</sup>などの研究がある。しかし、つくられたモデルに物理的解釈を付加して評価することに重点を置いた研究は乏しい。そこで本研究は、物理的解釈のよく知られている札幌の降雪現象をニューラルネットワークモデルで再現できるかどうかを調べることにした。

## 2. 使用したデータ

モデルの入力として使用するデータは高層気象観測点である札幌、秋田、稚内のラジオゾンデデータと気象庁の SST データを用い、降雪量は札幌管区気象台の降雪深さ合計を用いる。入力については EOF 解析を行い、その第 4 モードまでを 0 から 1 まで規格化して使用した。

## 3. 解析結果

モデルの入力に使用した主成分のうち第 1 モードについて図 1 に示す。ゾンデデータからはさらに、温度移流量、SSI を算出している。第 1 モードは上空の気温、高度ともに正の偏差が大きいので、寒い(0)か暖かい(1)かのモードと呼ぶことにする。以下第 4 モードまで、南風で安定度が小さい(1)、西風強い(1)、安定度が高い(1)モードと呼ぶ。モデルは中間層 1 層を持ち、各層のニューロユニットは入力層に主成分第 4 モードまでで 4 個、中間層に 4 個、出力層は降雪がありなしの 1 個とし、学習回数は 1500 回と試行錯誤の上決定した。

表 1 に様々な仮定をおいたときのモデルのスコアを示す。それに併せて同じ入出力でつくった重回帰を付記する。これよりニューラルネットワークモデルを学習させて用いる場合、極端な例を提示することでスコアが上昇することがわかった。また、ニューラルネットワークモデルは検証データにおいてスキルスコアが重回帰モデルよりもよかった。

できあがったニューラルネットワークモデルに対して感度実験を行った。図 2 に 1 入力のみを動かす、残りの入力を中央値 0.5 に固定したときの感度実験の結果を示す。第 1 主成分は寒い(0)暖かい(1)のモードだったので気温が寒いときには降雪が起きやすいことを示している。同様に、第 2 主成分からは北風が強いときに、第 3 主成分からは西風が強いときに、第 4 主成分からは安定度が低ければ降雪が起きやすいことを示している。第 2 主成分はまた南風のときにも降雪が起きやすいことを示しているといえる。この部分は特に非線形な関係を捉えているとわかる部分である。

さらに詳しくニューラルネットの内部構造をみるために図 3 にモデルの重みを描き示す。中間層 1,2 番目は寒く、北風であるときに降雪が起きやすいことを表現している。第 2,4 主成分からのシナプス荷重がほぼ等しいので、安定性についての明確なパターン付けは難しいと思われる。中間層 4 番目は暖かく西風が弱いと降雪が起りにくいパターンを示す。中間層 3 番目は寒いときに南西から湿った風が流入し潜在的不安定性が増し降雪が起るパターンを示している。南西の風で降雪が起きやすいときというのは日本海側を低気圧が進んでいくときが考えられる。

## 4. まとめ

札幌の降雪パターンをニューラルネットに学習させ、感度実験、ネットの内部構造を解析することで一般的に知られている物理解釈にほぼ近いものが得られた。また、ニューラルネットは教師データに極端な例を提示することでより高いスコアが得られた。

## 5. 参考文献

- \*1) 柳野 進 ; ニューロによる大雪気象条件の特定, '97 春 気象学会予稿集
- \*2) 小泉耕 ; 大規模ニューラルネットは天気予報に使えるか?, '97 秋 気象学会予稿集

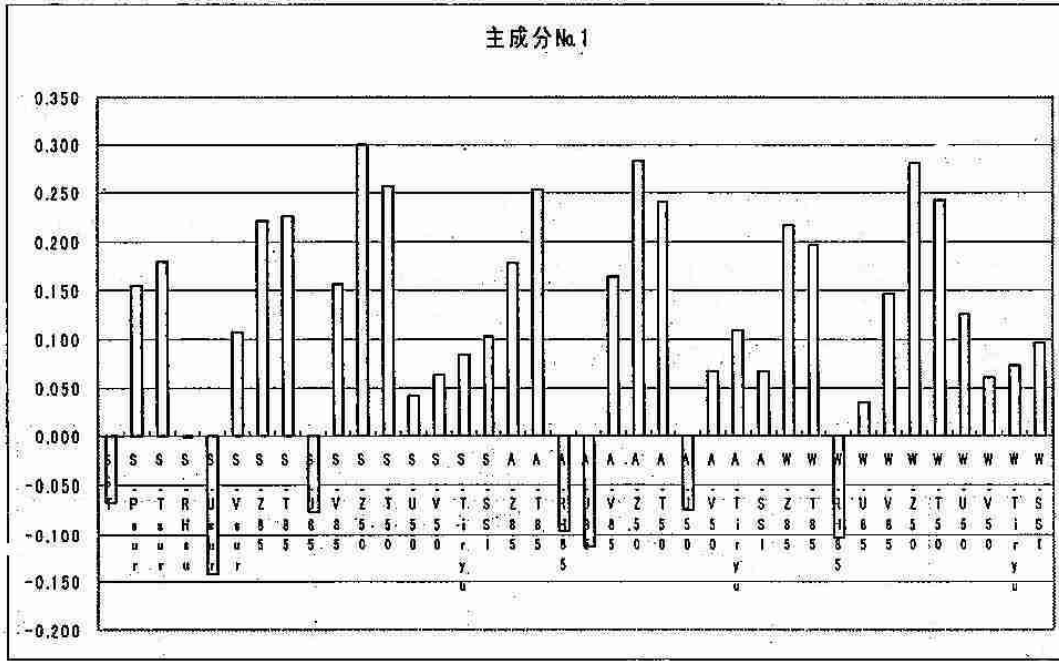


図1 ラジオゾンデデータの EOF 第1モード ('89/1/1 ~ '96/3/31)

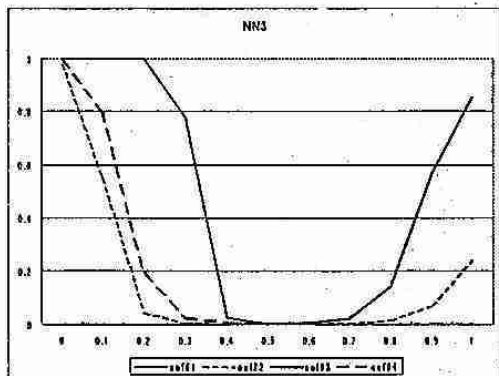


図2 NN3 の感度実験

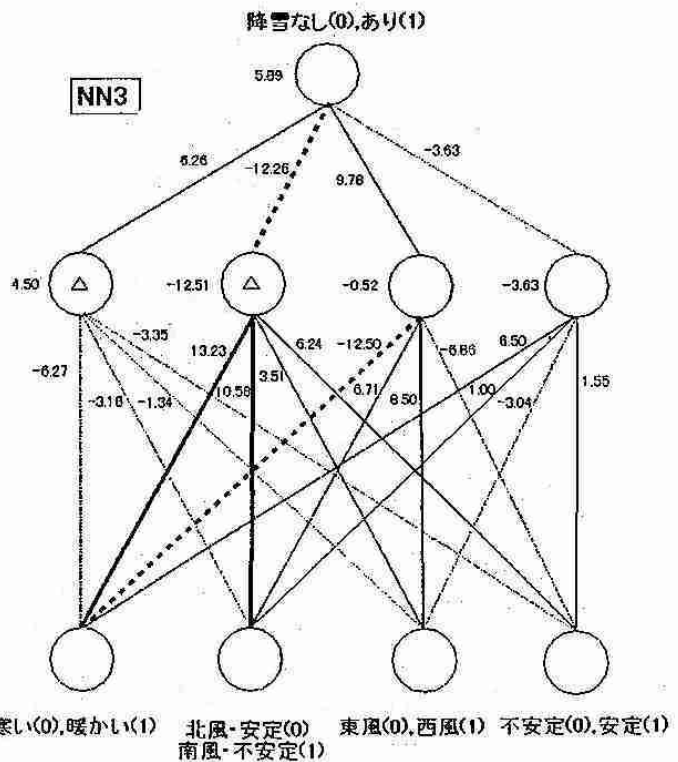


図3 NN3 の内部構造

表1 モデルのスコア

モデルの種類	学習誤差	検証誤差	corr. score	skill score
なにも考えずに学習させたもの (NN1)	0.046	0.184	0.144	0.092
極端な降雪量による学習 (NN2)	0.033	0.236	0.487	0.317
極端+札幌 850hPa 気温でソートし学習 (NN3)	0.013	0.210	0.447	0.318
ニューロと同じ入出力での重回帰モデル	0.058	0.308	0.518	0.198

## 6. 天気予想と台風 (その2)

松木 昇

前回と同様、天気予想と台風について述べたいと思う。

図1は今年(平成10年)の予想である。黒が低温、白が高温予想。

表1は太陽黒点の観測の結果である。枠の中の数値は一定の規則から計算した日付であり、太字は実際に太陽黒点が中央を通過した日である。太字の部分は規則性が有りそうである。

図2は昨年(平成9年)の予想で毎年同じように、台風の予想をしてきている。

図3~6は実際の台風の進路を示したものである。

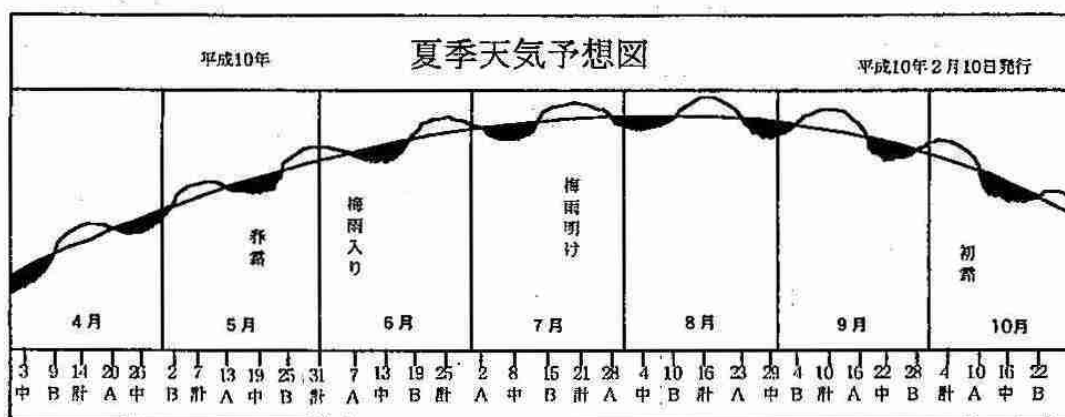


図1 今年の天気予想

今年の夏の  
天気は？

まだ太陽黒点は少なく不安定な年でしょう。四月は天候が悪い日が多く、五月、六月は暖かく、七月、八月は天候が悪い日が多くなります。九月は雨が多く、台風が上陸しやすいでしょう。十月は暖かく天候も良いでしょう。

台風の  
上陸  
接近する日

七月一日〜七月十五日  
七月二十八日〜八月十日  
八月二十三日〜九月四日  
九月十六日〜九月二十八日  
十月十日〜十月二十二日  
右記の期間に注意してください。

表1 太陽黒点と数値

1997~1998年

計	A	中	B
97/08/14	08/20	08/26	09/01
09/07	09/13	09/19 09/23	09/25
09/30 10/03	10/06	10/12	10/18 10/20
10/23	10/29	11/04	11/10
11/16 11/19	11/22	11/28	12/04
12/11	12/18	12/24 12/27	12/30
98/01/06 01/10	01/13	01/19 01/23	01/26
02/01	02/08 02/10	02/14	02/20
02/26	03/04	03/10	03/16
03/22	03/28	04/03	04/09
04/14	04/20	04/26	05/02

天気予想と台風 (その2)

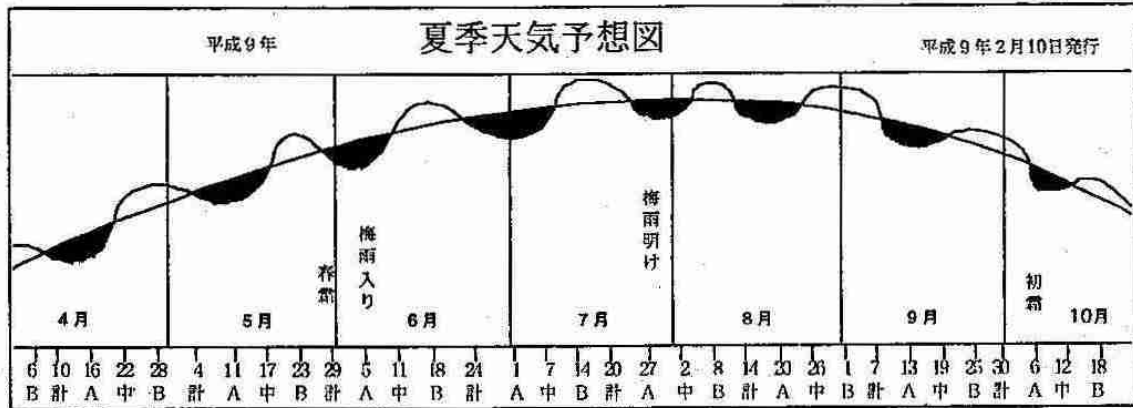


図2 平成9年夏季天気予想図

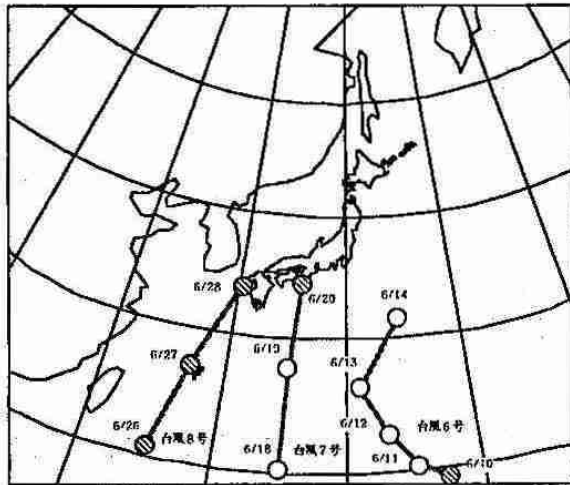


図3 6月の台風進路 「予想なし 低温は6/21から7/7の間」  
実際 台風7号6/20、台風8号6/28に上陸

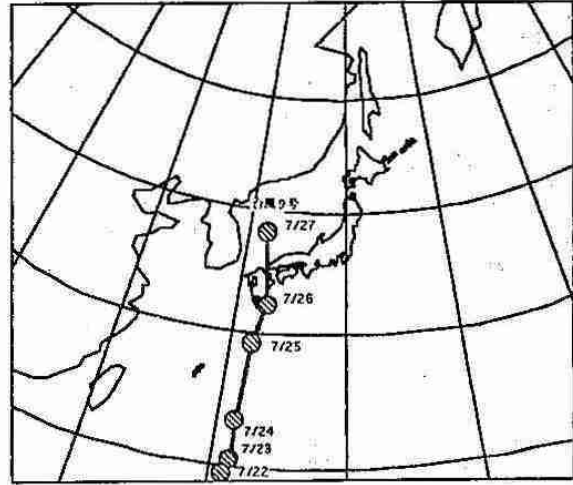


図4 7月の台風進路 「上陸予想7/20から8/5の間」  
実際 台風9号7/26に上陸

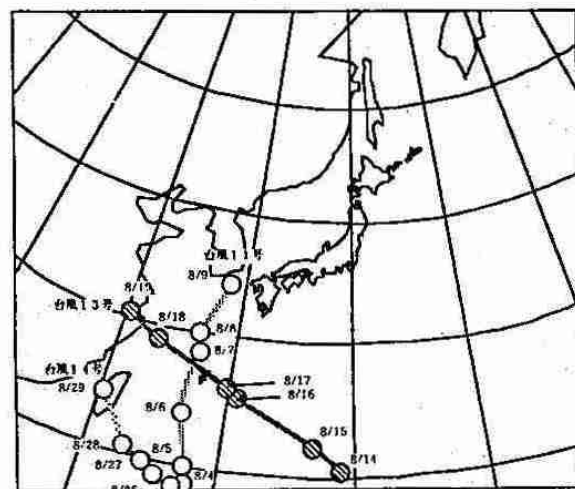


図5 8月の台風進路 「上陸予想8/10から8/26の間」  
実際台風11号8/9接近

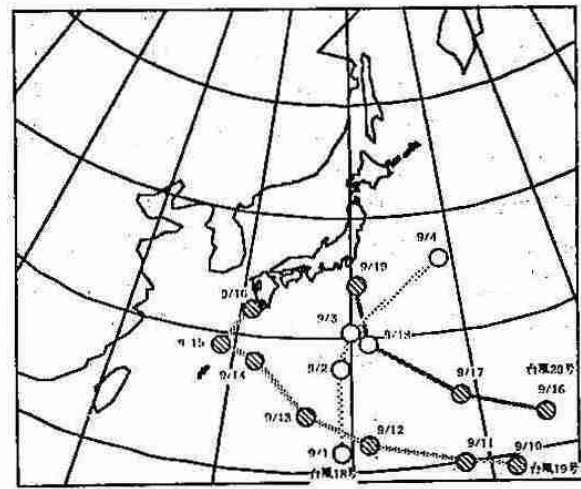


図6 9月の台風進路 「上陸予想9/7から9/19の間」  
実際台風19号9/16上陸

⊙は低温予想期を示す

## 7. メソモデルによる冬期季節風時の青森県津軽地方の気流

\*猪上 淳、藤吉康志(北大・低温研)、児玉安正(弘前大・理工)

### 1 はじめに

青森県は本州最北端の県で、日本海側は津軽地方と呼ばれている。津軽地方の青森市は県内有数の豪雪地帯で、それには青森県の地形的特徴が深く関係していると考えられている。

近年、防災科学技術研究所によるドップラーレーダー観測データを使用して、地形に着目した降雪雲の解析がおこなわれている(児玉, 1997)。しかし、一台のドップラーレーダーのドップラー速度から水平風を算出する場合、精度の悪い領域があり、ここでは実際の風速よりも小さく見積もられている可能性があった。また、下層の風速場では、地形の陰となる領域が多く、全体像をつかめていなかった。

そこで、本研究ではメソスケールモデルを使用して下層の風速場を再現し、防災科学技術研究所のドップラーレーダー観測(1992年1月24日の事例)による風速場との比較をおこなった。また、平野部に発生する上昇流域の感度実験もおこなった。

### 2 数値モデルの概要

数値モデルは、GKSSによるメソスケールモデルGESIMAを使用した。方程式系は非静水圧・非圧縮系で、乱流モデルはMellor and Yamada(level 2.5)を使用している。側面境界条件はOrlanski放射条件、上部境界条件は固定壁と吸収層を与えている。

計算グリッドは $(nx, ny, nz) = (40, 50, 24)$ とし、水平分解能は3km、鉛直方向には下層ほど細くなるように切った。初期値は、風向風速・気温について秋田高層データ(09JST24Jan.1992)を使用し、SSTは7度とした。また、地上面粗度・海面粗度もそれぞれ与えた。なお、本研究では風速場に注目しているため、相対湿度は計算していない。

### 3 数値実験の結果

図1は $t=4h$ における高度250mの流線(上図)と風速(下図)である。陸奥湾の気流収束と八甲田山

地を迂回する気流が、観測値(図2)とよく一致した。一方、津軽平野では、八甲田山地を起源とする反流が一般風と収束し、弱風域が形成されていた。また、観測では津軽海峡は弱風域であったのに対し、モデルでは強風域となった。この相違は、レーダーの視線方向と一般風が直角であるため、風速が小さく見積もられていた可能性があげられる。

図3は $t=4h$ における高度250mの上昇流(上図)と温度場(下図)である。津軽平野に上昇流域が存在し、それは冷気流フロントの位置に対応していた。観測では平野部で降雪雲が発達していたので、この上昇流域が降雪雲の発達を促進していると考えられる。この上昇流域の発生メカニズムとしては、津軽山地の地形性上昇流・海陸の粗度差による収束効果・海陸の温度差による収束効果、の3つがあげられる。そこで、津軽山地の標高を低くする・全域に海面粗度を与える・SSTを下げる、という3つの感度実験をおこなった。

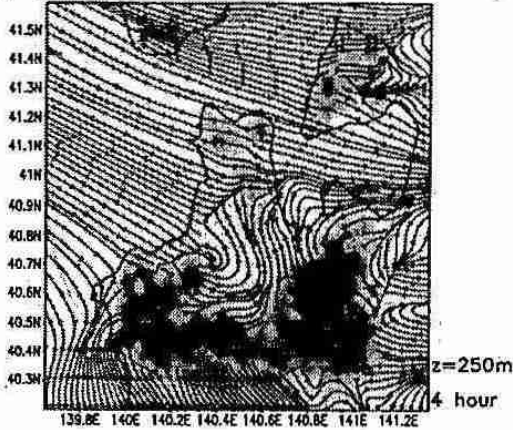
その結果、SSTを下げた場合に、平野部の上昇流と冷気流フロントが弱くなる結果が得られた。よって、平野部の上昇流域形成には海陸の温度差が強く影響していることがわかった。

実際に、冷気流フロントが存在するのかどうかを確認するため、1992年1月24日9時のAMeDASの気温分布を見た(図4)。これによると、日本海側と平野内陸部では2度以上も温度差があり、冷気流フロントの存在が明らかである。これは数値モデルの結果とも一致している。

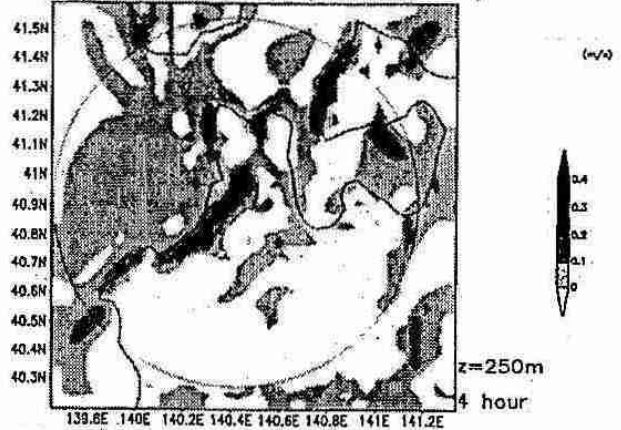
### 4 まとめ

メソスケールモデルを使用して津軽地方の気流を再現した結果、陸奥湾の強風帯・収束帯と八甲田山地を迂回する気流は観測とよく一致していた。しかし、津軽海峡の強風帯と平野部の気流収束は観測と異なった。また、感度実験により平野部の上昇流域は、海陸の温度差による収束効果が大きいことがわかった。今後は、相対湿度を入れた計算により降雪雲の分布などを調べていく必要がある。

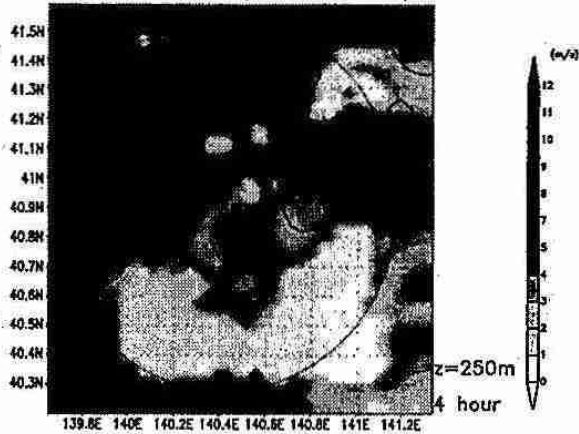
Topography & Streamline (24Jan.1992)



Updraught Velocity (24Jan.1992)



Wind Speed (24Jan.1992)



Temperature (24Jan.1992)

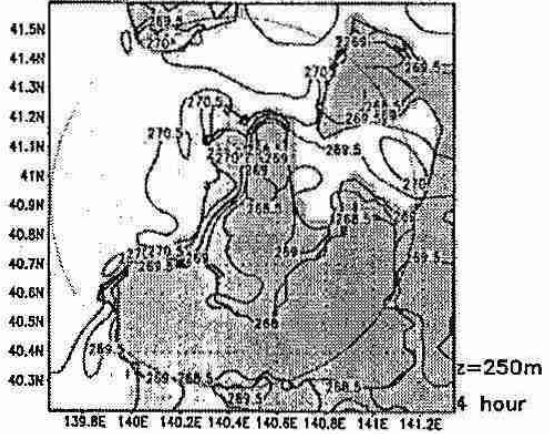


図1: 数値計算から得られた高度250mにおける4時間後の流線(上図)と風速(下図)

図3: 数値計算から得られた高度250mにおける4時間後の上昇流(上図)と気温場(下図)

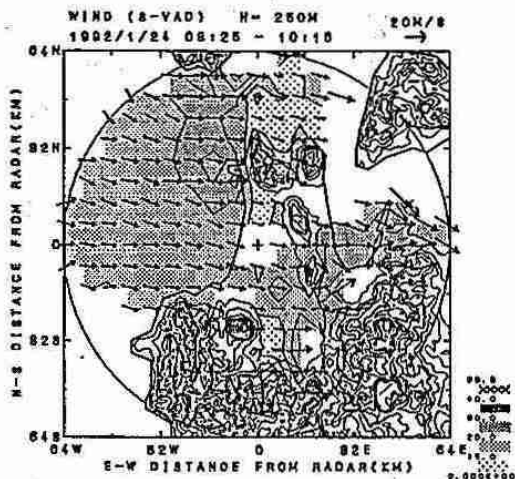


図2: 1992年1月24日のドップラーレーダー観測(防災科学技術研究所)による高度250mにおける平均風速場

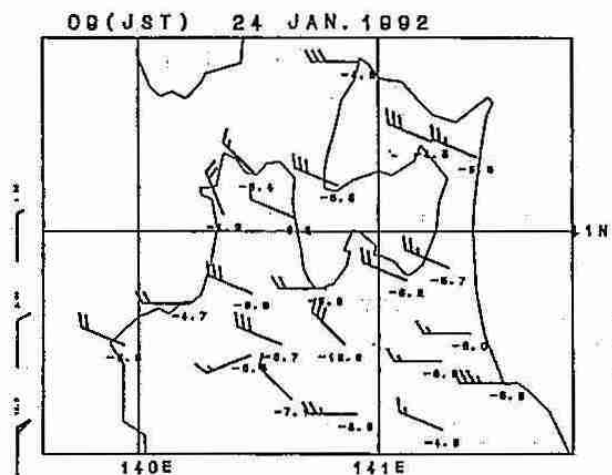


図4: 1992年1月24日9時の青森県内のAMeDASの気温場と風速場

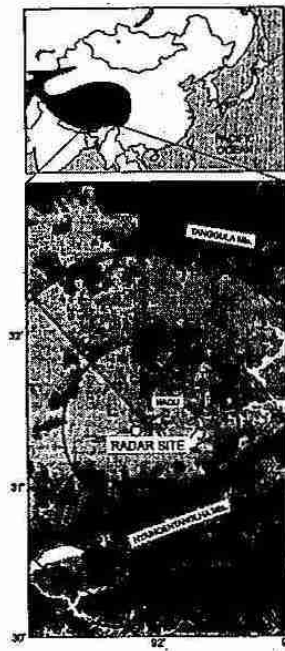
## 8. チベット高原上で発生する活発な対流雲のドップラーレーダー観測

山田広幸、上田 博 (北大院・理)、清水収司 (NASDA/EORC)、城岡竜一 (北海道農試)、GAME-Tibet レーダサイエンスチーム

### 1. はじめに

アジアモンスーン域の水・エネルギー循環の解明を目的として GEWEX/GAME プロジェクトが立ち上がり、1998年の夏季にアジアモンスーン域内において様々な観測が行われる。チベット高原に注目した地域プロジェクト「GAME/Tibet」では、高原上の降水現象の把握のためにドップラーレーダー観測を行う。その予備観測が高原中央部において、1997年8月31日から9月9日の10日間に行われた。これはチベット高原上で行われた初めてのドップラーレーダー観測である。この予備観測期間中に見られた高原上の降水擾乱の様子について報告する。

### 2. 観測の概要



ドップラーレーダーは、北緯31度38分・東経91度93分、標高4590mのナチュ(那曲)付近に設置された(図1)。レーダー観測領域は北側をタングラ山脈に、南側をニンチェンラン山脈に囲まれた盆地で、起伏が数百m程度の平坦に近い地形である。観測は24時間体制で行われ、レーダーを中心とする半径64km以内の領域における、反射強度・ドップラー速度の3次元データが10分間隔で取得された。

図1 観測領域の地形とレーダー観測範囲

### 3. 観測結果

#### 3-1. 全体的な特徴

観測期間中は降水擾乱の明瞭な日変化が卓越した。10分間隔の3次元データから得られるエコー頂高度と、標高7.5km(レーダーからの高度3km)におけるエコー面積を図2に示す。06~12UTC(昼~夕方)には、ほとんどの日でエコー頂高度のピークが見られる。特に観測器間前半の8月31~9月2日では海拔高度が16kmを越え、圏界面まで達していると考えられる。同時にこの期間には、多くの日で25dBZを越える強エコーの出現が見られる。これは日中に出現する対流雲を示しており、対流雲は日中に発生して夕方にかけて発達し、日没後に消滅するのが典型パターンであった。

一方、夜間(12~0UTC)には対流雲のものより低いエコー頂のピークが、多くの日に見られる。この期間には25dBZ以上のエコーの出現はほとんど見られない。これらは夜間に出現する層状雲の出現を示す。日中の対流雲と夜間の層状雲の出現との間の期間(03,15UTC。)には、エコー面積がほとんど0となる期間が見られるのが特徴的である。このことは、対流雲と層状雲が同一システムでないことを示す。

#### 3-2. 9月1日の対流雲の事例

エコー頂が海拔高度17kmに達し対流活動が最も強かった9月1日の午後~夕方には、ガストフロントやメソサイクロンを伴う活発な対流雲が多数観測された。対流雲の発生直後にレーダーサイト取得された高層データ(図3)からは、400hPa以下に対流不安定な成層の存在が見られた。また水平風の鉛直シアは非常に弱いのが特徴的であった。この事例において出現した対流性エコーは数km~数十kmの水平スケールを持つ孤立状のエコーとして出現し、個々の寿命は1時間以内のものと数時間のものに大別された。観測領域内で発生し消滅した長寿命の対

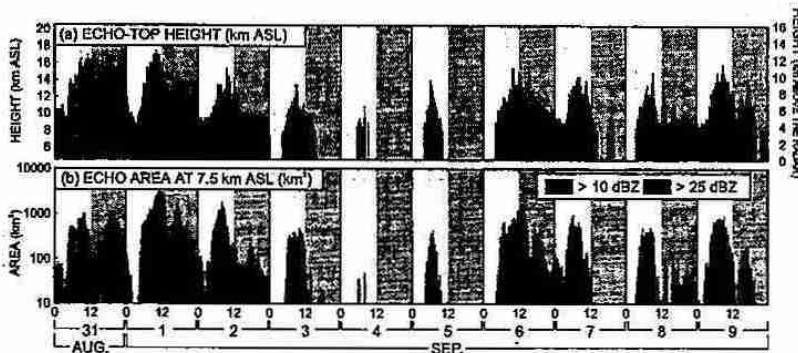


図2 3次元データから作成した1997年8月31日~9月9日のエコー頂高度(a)と、海拔高度7.5km(レーダーから3km)でのエコー面積の変化。夜間を薄い陰影で表す。時刻はUTCで、観測領域の現地時間(LT)はUTC+6である。



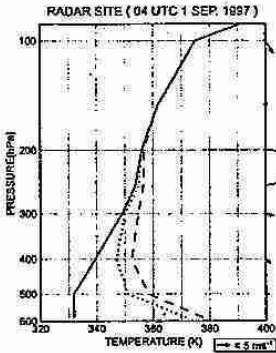


図3 9月1日04UTC (現地時間の午前10時)に、レーダーサイトにて取得された温度(実線)、相当温度(点線)、飽和相当温度(破線)の鉛直プロファイル。ベクトルは水平風を表す。レーダーサイトの地上気圧は58.6hPaであった。

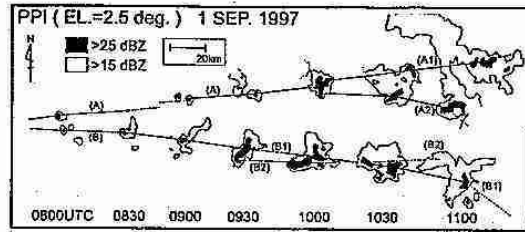


図4 9月1日に発生した長寿命の対流雲の時間変化。

流性エコーの時間発展を示したのが図4である。これらのエコーはほぼ同じ位置で発生し、その後の分裂して合計4つのストームに発展したことがわかった。このうちストームB1は、ガストフロントと渦を持ち、スーパーセルに似た準定常的な構造を示した。図5はストームB1の地面から約2kmにおける反射強度とドップラー速度の分布を示す。ストームの前方から流入する南東風(濃い陰影)と、40dBZを越える強エコー域から吹き出す下降流によりガストフロントが形成されているのが見られる。またこのガストフロント上で渦の「V」の位置で形成されているのが見られた。(渦の速度パターンはこの高度よりも上部の、地面から約4kmにおいて顕著に現れていた)

ガストフロントや渦の発生とストームの分裂が見られた領域では、西～北西の弱い一般風の下に一般風と異なる南東風が局地的に侵入しているのが見られた(図6)。この局地風侵入による雲底付近の鉛直シアの強化が、渦や長寿命の対流雲の発達に寄与したものと考えられた。局地風の出現は、この事例ほど明瞭ではないものの他の日にも見られ、観測領域に頻繁に出現することが予想された。

#### 4. まとめ

GAME-Tibetの予備観測期間では、活発な対流雲の出現とその明瞭な日変化が捉えられた。本観測では、チベットモンスーン期間をほぼカバーする4ヶ月間(1998年5月中旬～9月中旬)に渡ってレーダー観測が行われる。より長期的な対流活動の変動や、対流雲の活発化に寄与する局地風の発達メカニズム等がさらに明らかになるものと期待される。

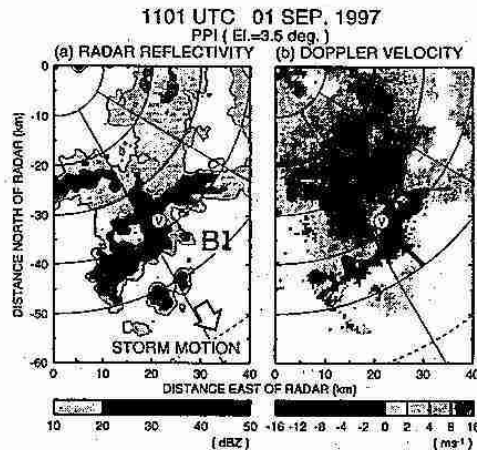


図5 1101UTC (現地時間の17時頃)の仰角3.5度のPPI(Plan Position Indicator)走査により取得されたストームB1の反射強度(a)と、ドップラー速度(b)。太線はドップラー速度の水平勾配から決定されたガストフロントの位置を表し、「V」は渦の位置を表す。また(a)の白い矢印はストームの進行方向を表し、(b)の黒い印はドップラー速度場から推定されたおおよその風向を表す。

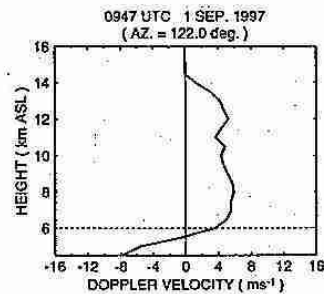


図6 方位角122度のRHI(Range-Height Indicator)走査により得られたドップラー速度を用いて求めた、この方向のドップラー速度の鉛直プロファイル。負の速度が南東風成分を、正の速度が北西風成分を表す。

\* GAME-Tibet レーダーサイエンスチーム:  
 小池俊雄・藤井秀幸(長岡技大)、上野健一(滋賀県立大)、  
 清水収司(EORC/NASDA)、梶川正弘(秋田大)、  
 城岡竜一(北海道農試)、木村富士男(筑波大)、  
 上田 博・山田広幸(北大院・理)、  
 Liu Liping(中国科学院・蘭州高原大気物理研究所)

9. ドップラーレーダーによる、雲対流系が大規模大気に及ぼす熱力学的影響の解析

\* 牛山朋来, 川島正行, 藤吉康志 (北大低温研)

はじめに

西部熱帯太平洋は地球上で最も海面温度の高い地域の一つである。このため、この地域では対流活動が非常に活発であり、雲対流によって放出される潜熱は、気候システムの熱源として重要な役割を持つ。これまで熱帯海洋域における、雲対流系が大規模大気に及ぼす影響の見積もりは、ラジオゾンデのデータによる  $Q_1, Q_2$  の計算や、メソスケール数値モデルによる熱力学的性質の解析などが主に行なわれてきた。本研究では、ドップラーレーダーによる個々の降水系の観測データを用いて直接雲対流の熱力学的影響の見積もりを行なった。

方法

用いたデータは、TOGA-COARE 集中観測期間中にバプアニューギニア マヌス島 (2S, 147E) で観測された2台のドップラーレーダーとオメガゾンデのデータである。

$Q_1$  など熱力学的諸量は、2台のドップラーレーダーから求めた風の場合と、熱力学的リトリバル (Roux et al.1993) によって得た温度場を用いて求めた。解析領域は、水平約  $50\text{km} \times 50\text{km}$ 、鉛直約  $16\text{km}$  の領域である。 $Q_1$  の計算は、Guichard et al.(1997) と同様の式1を用いて、式の右辺の非断熱加熱と雲対流による直接の熱輸送量から求めた。

$$Q_1 \equiv \pi_0 \frac{\partial \theta_0}{\partial t} + \frac{\pi_0}{\rho_0} \nabla_H \cdot (\rho_0 \nabla_H \theta_0) + \frac{\pi_0}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 w_0 \theta_0)}{\partial z}$$

$$= \frac{L}{c_p} (C - E) + Q_R - \frac{\pi_0}{\rho_0} (\mathbf{V} \cdot \nabla) \theta \quad (1)$$

$Q_1$ : apparent heat source,  $\pi$ : エクスターファンクション,  $\theta$ : 温度,  $C - E$ : 凝結量 - 蒸発量,  $\mathbf{V}$ : 風速ベクトル,  $w$ : 風の鉛直成分,  $L$ : 潜熱,  $c_p$ : 空気の定圧比熱,  $\rho$ : 空気の密度,  $Q_R$ : 放射による加熱量, 添字 0 は環境場の値を, 上線は解析領域内の平均を表す。

結果

解析を行なった事例を次の表1,2に示す。対流性と層状性の分類は、広がった層状性エコーの有無によって主観的に決めた。これらの事例について、降水分布、質量フラックス、潜熱放出量、 $Q_1$  の水平平均の鉛直分布を図1,2に示す。層状性降水系は0℃高度より上で上昇流、下で下降流、対流性降水系では全層で上昇流が卓越しており、潜熱放出、 $Q_1$  も鉛直風ともなって同様な分布となった。ただし事例による変動は大きく、層状性降水系では最大加熱高度は5~6kmで一一致していたが、加熱率は2倍程度ばらついていた。対流性降水系では潜熱加熱率は事例間の差は少ないが、最大加熱高度は2~7kmと大きな変動がみられた。 $Q_1$  については事例間のばらつきが大きく、ノイズが大きかった。対流性降水系は、それらの深さや強度によって1) 深い対流, 2) 中程度の対流 (層状性降水系の前半であることが多い), 3) 浅い対流の3つに分けることができ、これらの出現は大気的不安定度や鉛直シアーなどの環境場によって決定づけられると考えられる。

これらの変動を時間方向に並べると、この地域の雲対流を支配する Madden Julian Oscillation (季節内振動、以下 MJO) の位相によって環境場が変化し、様々な形態の雲対流が発生している様子がわかる。これに関する模式図を図に示した。MJO の非活発期 (12/1-12/5) には下層風が弱いいため鉛直シアーが弱く、主に孤立した浅い対流が発生する。

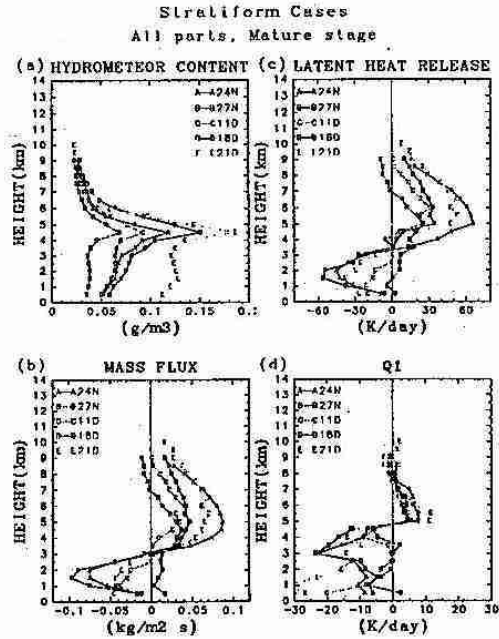


図1: 層状性事例の (a) 降水量, (b) 質量フラックス, (c) 潜熱放出量, (d)  $Q_1$  の鉛直分布

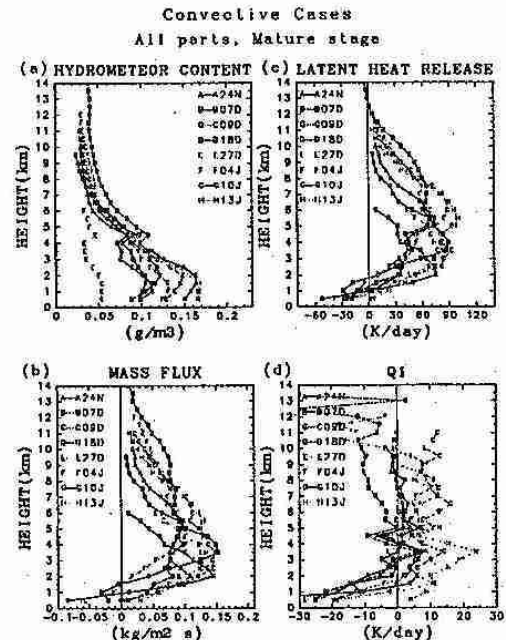


図2: 対流性事例の分布. 内容は図1と同様

まれに深い対流も発生するが、層状性降水系を形成することはない。MJO の活発期に入ると (12/5-10)、海水面温度が高くなり (highest SST) 大気的不安定度が増し、さらに下層に東風が現れ対流の発達に適した鉛直シアーになることにより最も強い対流が発生し、対流圏上層までを加熱する。MJO の活発期のピークに近付くと (12/10-23) 対流性層状性両方の降水系が多数発生するため、大気的不安定度は弱くなり、最大加熱高度はやや低い位置に変化する。西風バーストが吹き (12/30)、MJO の活発期が終ると対流活動は再び抑えられるが、その直後 (1/4) には MJO の活発期の初期に近い条件が生まれ、強い対流が発生する。以上のような変動パターンは、ラジオゾンデから求められた加熱分布とも一致していた。

表 1: 層状性の解析事例。それぞれの列は、日時、平均地上降水量 (mm/h), 最大地上降水量 (mm/h), 地上降水量/融解高度降水量の比, エコー頂高度 (km), CAPE(J/kg), 降水系発生前の 700hPa-400hPa 高度の相対湿度 (%)

Mark	Date	Ave S.R.R	Max S.R.R	S/M, All	E Top	CAPE	RH
A	24 Nov.	0.60	0.87	0.64	9	1100	30
B	27-28 Nov.	0.39	0.60	0.48	9.5	1300	55
C	11 Dec.	0.75	0.84	0.84	9.5	2010	64
D	18 Dec.	0.63	0.80	0.54	10	1230	31
E	21 Dec.	1.41	2.31	0.84	11	1323	67

表 2: 対流性の解析事例。それぞれの列は、日時、MJO の位相、平均地上降水量 (mm/h), 最大地上降水量 (mm/h), 最大エコー面積 km<sup>2</sup>, エコー頂高度 (km), CAPE(J/kg)

Mark	Date	MJO Phase	Ave S.R.R	Max S.R.R	Area	E Top	CAPE
A	24 Nov.	active	1.26	1.17	550	10	1100
B	07 Dec.	active	0.66	1.16	450	18	3140
C	09 Dec.	active	0.40	0.68	250	12	2170
D	18 Dec.	active	0.73	1.13	400	10	1230
E	27 Dec.	inactive	0.31	0.46	200	6.5	1260
F	04 Jan.	inactive	1.13	1.87	500	14	2390
G	10 Jan.	inactive	0.26	0.43	150	7	2260
H	13 Jan.	inactive	2.15	3.33	500	12	1850

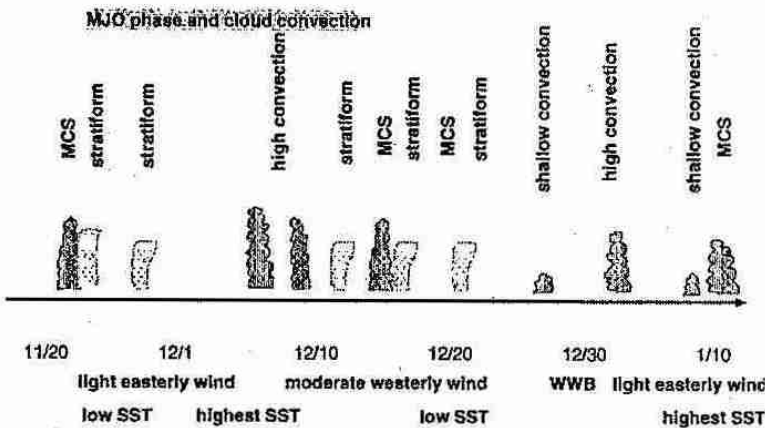


図 3: MJO の位相にもなう雲対流構造の変化の模式図色の濃い雲は対流性、薄い雲は層状性を表す。下の段に日付、下層風の変化、SST (Sea Surface Temperature) の変化を示した。

まとめと考察

雲対流系の熱力学的諸量を観測データを用いて見積もり、熱収支や加熱率 ( $Q_1$ ) を求めた。その結果、熱力学的諸量の分布と雲対流系の種類との関係が示された。また、MJO の位相の変化にともない、これらの分布が変化の様子が示された。

Reference: Roux, Marecal and Hauser, 1993. *J. Atmos. Sci.*, 50, 951-974.  
Guichard, Lafore and Redelsperger, 1997. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 2297-2324.

## 10. 北大西洋域における夏季の天候レジーム

\*佐藤 均(釧路地方气象台), 向川 均(北大・地球環境)

### 1. はじめに

これまでの天候レジームに関する解析的研究はすべて北半球冬季について行われており(例えば, Kimoto and Ghil, 1993: 以下 KG), 夏季についての解析例は報告されていない。これは、冬季に比べ夏季の大気運動は変動が少なく持続性も小さいため、天候レジームの統計的有意性を議論することが困難と考えられてきたためである。しかしながら、南北加熱差などの外部パラメータの変化に対する現実の天候レジームの振る舞いを理解するには、冬以外の季節における解析が必要となる。そこで本研究では、季節内長周期変動が比較的大きい北大西洋域に着目し、夏季に現れる天候レジームについて解析し、冬季の天候レジームと比較検討する。

### 2. 解析手法

1951年から1994年まで44年間の6, 7, 8月の夏季について、日々の700hPa アノマリ高度場(NMC)データを用いて解析を行った(合計4048日)。まず、周期10日以上の変動成分について、北大西洋域(80°W ~ 40°E; 20°N ~ 80°N)でEOF解析を行い、寄与率の高いEOFの上位3成分で位相空間を構築する。このEOF第一主成分の空間パターンは、NAO(North Atlantic Oscillation)と類似している。

次に、3次元位相空間上で、日々のデータをもとに確率密度関数(PDF)を推定し、red ノイズモデルから生成されるPDFと比較することにより、統計的に有意なPDF極大領域として天候レジームを定義した。

### 3. 結果

統計的に有意なPDF極大領域として5つの天候レジームを抽出することができた(図1)。これらの天候レジームは、その循環パターンの特徴より、グリーンランド付近に高気圧を伴い偏西風が弱まるパターン(GH<sub>1</sub>, GH<sub>2</sub>)、北大西

洋西部で偏西風が強いパターン(ZO<sub>1</sub>, ZO<sub>2</sub>)、及び西ヨーロッパでのブロッキング高気圧を伴い偏西風が北上するパターン(BL)の3つに大別することができる(図2)。この循環パターンの特徴より、NAOは、天候レジームGHと天候レジームBL間の遷移にほぼ対応していると考えられる。

一方、1つの天候レジームの平均持続時間は2日程度と冬季(~5.5日)に比べ短い。天候レジームBLはその中で比較的持続性を持つことが分かる(表1)。また表2に示されたように、天候レジーム間の遷移には、冬季と同じように、確率的に生じやすい遷移経路(例えば、GH<sub>1</sub> ⇒ GH<sub>2</sub>, ZO<sub>2</sub> ⇒ ZO<sub>1</sub>)や、逆に生じにくい経路が存在することがわかる。この遷移経路の解析から、天候レジームBLは他の天候レジームから孤立して存在することも示される。また、冬季に見られる季節内振動に対応する、天候レジーム間の閉じた遷移経路(Closed Circuit)も見い出せない。さらに、これら夏の天候レジームと類似する循環パターンを持つ天候レジームが冬季にも存在することが、KGの結果との比較により示唆される。

最後に、天候レジームの出現頻度の年々変動についても解析を行った。その結果、天候レジームBLの出現頻度が大きく変動することが分かった。但し、この出現頻度と中緯度SSTアノマリとの間に有意な相関は得られなかった。

### 4. まとめ

本研究により、夏季においても統計的に有意な天候レジームが存在することが初めて示された。この研究の結果は、数値モデルを用いた研究で示された、天候レジームや季節内振動の外部パラメータに対する依存性についての議論に重要な示唆を与えることができる。

謝辞 データを提供して頂いた東大CCSRの木本昌秀博士に深く感謝いたします。

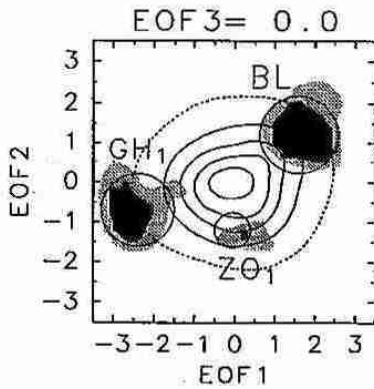


図 1. EOF3=0 平面での PDF.  $x, y$  軸の値は EOF1 のスコアの値で normalize されている. コンター間隔は 0.018, 点線の値は, 0.004. 濃い (薄い) 陰影の部分は, PDF の値が 98 (90) % の有意水準で red ノイズモデルよりも大きい領域を示す.

	GH <sub>1</sub>	GH <sub>2</sub>	ZO <sub>1</sub>	ZO <sub>2</sub>	BL
回数	38	55	88	33	94
日数	81	112	142	60	250
T <sub>d</sub>	2.1	2.0	1.6	1.8	2.7
T <sub>w</sub>	6.8	12.8	10.7	11.7	14.1

表 1. 各天候レジームの出現回数, 出現日数, 平均持続日数 (T<sub>d</sub>), 平均遷移日数 (T<sub>w</sub>: 次の天候レジームに遷移するまでに要する日数)

From	To					合計
	GH <sub>1</sub>	GH <sub>2</sub>	ZO <sub>1</sub>	ZO <sub>2</sub>	BL	
GH <sub>1</sub>	6	<u>17</u>	6	<u>0</u>	6	35
GH <sub>2</sub>	8	10	17	5	<u>6</u>	46
ZO <sub>1</sub>	8	14	26	11	19	78
ZO <sub>2</sub>	<u>0</u>	2	<u>14</u>	4	9	29
BL	6	10	<u>14</u>	5	<u>43</u>	78
合計	28	53	77	25	83	

表 2. 天候レジーム間の遷移特性. ある天候レジームからある天候レジームへ遷移した回数を表す. 太字は 90 % (下線は 95 %) 以上の有意水準で遷移が起こりやすく, 斜字は 90 % (下線は 95 %) 以上の有意水準で遷移が起こりにくいことを表す.

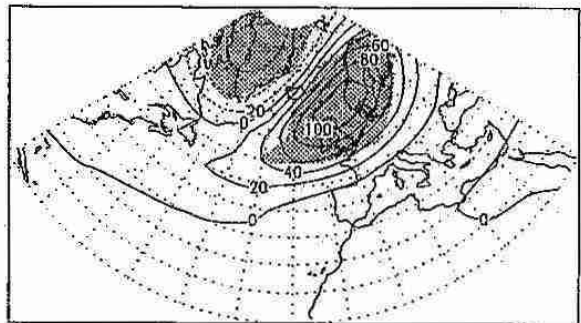
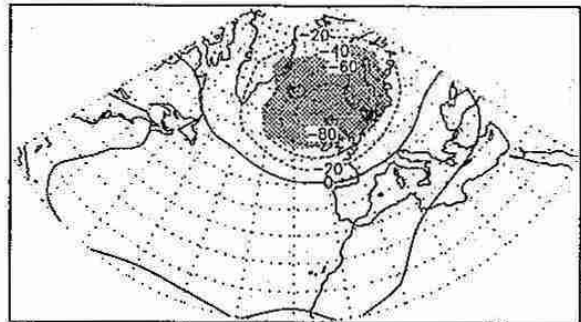
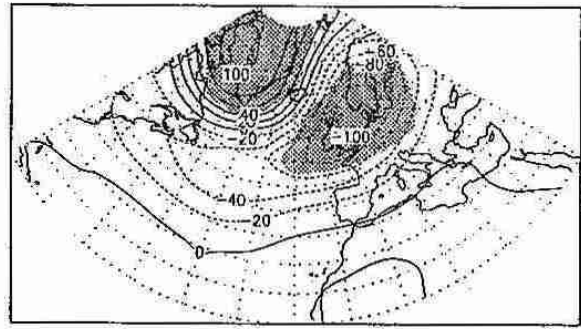


図 2. 合成関解析による夏季の天候レジームの循環パターン (anomaly). 各々, GH<sub>1</sub> (上); ZO<sub>1</sub>(中); BL (下). 陰影部は  $t$ -検定により, 99%の信頼度で 0 ではない領域を示す.