

—発表会要旨②—

平成11年度 第1回支部研究発表会要旨

日 時：平成11年6月4日（金）13時40分～17時15分

場 所：北海道大学 百年記念会館（大会議室）

1	観測船「みらい」による海洋上エアゾルの光学特性観測	36
	北大院・工	上田 厚志・太田 幸雄 村尾 直人・山形 定
2	札幌におけるPAN濃度変動の解析	38
	北大院・工	津崎 昌東・村尾 直人 山形 定・太田 幸雄
	〃	
3	日射観測と組成分析に基づいた大気エアゾルの光学モデルの検討	40
	北大院・工	長谷川就一・太田 幸雄 村尾 直人・山形 定
	〃	
4	大気大循環モデルでシミュレートされた北極振動の解析	42
	北大院・地球環境	山崎 孝治・新家 康裕
5	北海道の地上気温の年々変動と北半球大気循環との関係	44
	北大院・地球環境	前田 浩一・山崎 孝治
6	天気予想と台風（その3）	46
		松木 昇
7	防風林における減風効果の観測と数値実験	48
	日本気象協会北海道本部	佐藤 隆光
8	利尻島の降雨特性	50
	日本気象協会北海道本部	鈴木 英一・山本 晃
	北海道稚内土木現業所	村上 昭宏
9	GAME/HUBEX IOP中の降水システム （1998年6月29日～30日・7月2日）の構造	52
	北大院・理	前坂 剛・上田 博
	〃	勝俣 昌己・孫 首祥
	名大・大気水圏研	武田 喬男・坪木 和久
	〃	耿 驃・若月 泰孝
	〃	塚本 英士
	北大・低温研究	藤吉 康志・栗原佳代子
	岡山大・教育	加藤内蔵進
10	大阪平野での降雨観測（DROP）紹介	54
	北大・低温研	新井健一郎・藤吉 康志
	大阪教育大学	吉本 直弘・小西 啓之
	気象庁観測部観測課	石原 正仁
	阪大・工	河崎善一郎

1. 観測船「みらい」による海洋上エアロゾルの光学特性観測

○上田厚志, 太田幸雄, 村尾直人, 山形定
(北海道大学大学院・工学研究科)

1. はじめに

大気エアロゾルは太陽放射を散乱・吸収することによって, 地球の熱収支を変化させ, 地球の気候や地域的な気象現象に様々な影響を与える。なかでも全地球表面の約 70%を占める海洋におけるエアロゾルの影響は大きい。ところが, 海洋における大気エアロゾルの濃度や光学特性(光学的厚さ, 散乱・吸収係数など)は観測例も少なく, 詳細については未だ不明な点も多い。そこで, それらのデータを収集・蓄積するべく船による観測を行った。本稿では特にエアロゾルの光学特性について取り扱っている。

2. 観測内容

1999年2~3月に観測船「みらい」(海洋科学技術センター, 全長 128m, 総トン数 8672 トン)の研究航海に参加し, 日本を出発し西部熱帯太平洋域にわたって, 海洋大気エアロゾルの観測を行った。航路図を図1に示す。

大気の捕集口をコンパスデッキ最前方(海拔 25m)に設置し, 20m(内径 12mm)のホースにより観測室に導入した。Particle Counterのみコンパスデッキに設置した(ホースの長さは 1m, 内径 5mm)。観測に使用した機器とその内容は以下に示すとおりである。

- ・エアロゾルサンプラー: サイクロンで $2\mu\text{m}$ カットしたエアロゾルを流量 $20\text{L}/\text{min}$ で数時間から数十時間捕集。テフロンフィルター(水溶性成分, 重金属分析)と石英フィルター(炭素成分分析)を使用した。
- ・Integrating Nephelometer (Radiance Research Model 903): エアロゾルの散乱光を角度分布全体にわたって足し合わせた散乱係数を測定した。流量は $2\text{L}/\text{min}$ 。 $2\mu\text{m}$ カット。
- ・Particle soot / Absorption photometer (Radiance Research): フィルターにエアロゾルを捕集しながら連続的に透過率を測定し, その差より吸収係数を算出した。流量は $2\text{L}/\text{min}$ 。 $2\mu\text{m}$ カット。
- ・Particle Counter (RION, KC-01C): 粒径別 ($0.3, 0.5, 1, 2, 5\mu\text{m}$ の 5 段階) にエアロゾルの個数を測定した。流量は $0.5\text{L}/\text{min}$ 。 粒径カットなし。
- ・Sky Radiometer (PREDE, POM-01MK II): 太陽の直達光及び太陽周辺の散乱光を測定した。本装置は 7 段のゲイン切り換えを備えており, 直達光から周辺光まで同一の光学系で計測を行うことができる。得られたデータより光学的厚さを求めることができる。

また, 無人の観測システムの確立を目指し, モジュール ($1.5 \times 1.8 \times 2.1\text{m}$) を利用した実験的観測も同時に行った。モジュールは上甲板後部右舷側に設置した。

3. 結果・考察

図1の実線の航路に沿って観測した散乱係数, 吸収係数をそれぞれ図2, 図3に示す。北緯 32° 付近までは日本から離れるにしたがって減少する傾向がみられる。陸地の影響が減少するためと思われる。そして $32^\circ \sim 20^\circ$ にかけてエアロゾル濃度の高い気塊のなかを通過したことがわかる。距離にすると約 1300km

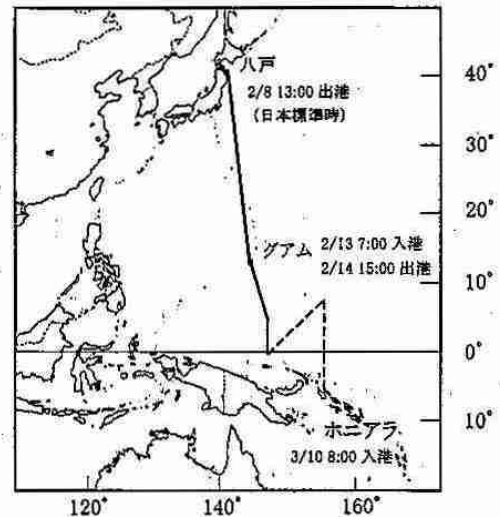


図1 航路図(実線のみデータ解析)

ほどになる。この高濃度の気塊がどこからやってきたのか判断するのは現時点では材料不足のため困難であるが、非常に興味深い結果である。今後、エアロゾルの成分分析の結果と、この分布が見られた前後数日間の天気図などをもとに、大まかな発生源を予測してみたい。また散乱係数に関して、15°付近と5°以下の領域では低い値を示しているが、10°～12°付近をピークに値が高くなった。しかし、吸収係数については顕著なピークが存在しなかったことから、散乱性の強いエアロゾルの気塊が存在したことがわかる。その傾向は図1の点線の航路に沿って観測した時にもみられた(6～7°付近にピーク)。近くに大規模な発生源が存在しないことから、大陸から長距離輸送されたものか、海水中の植物プランクトンを起源とするジメチルスルファイド(CH₃SCH₃, DMS)濃度が高く、したがって散乱性の強い硫酸エアロゾルの濃度が高くなっていたためと思われる。硫酸エアロゾルはDMSの反応生成物である。

図4に単一散乱アルベドの分布を示す。単一散乱アルベドとは、エアロゾルによって光が消散(散乱+吸収)を受けたうち、散乱がどの程度であったかを示すものである。散乱性が強いほど1に近づき、吸収性が強いほど0に近づく。つまりエアロゾルの光学的特性を表す。30°付近までは、日本からの影響でさまざまなタイプのエアロゾルが輸送されており光学特性もさまざまな値をとったと考えられる。30°～20°付近ではある程度値がかたまっており、大きな発生源からやってくる間に均一化したのではないかと考えられる。20°より低緯度になると、ほとんど1に近くなる。13°付近はグアムの影響、5°、2°付近は船の停泊が多かったために一時的な減少が見られた。参考までに札幌の単一散乱アルベドは0.8前後、沖縄で0.9前後である。

4. 今後の課題

まずはフィルターに捕集したエアロゾルの分析を急ぐことである。成分がわかれば発生源特定のひとつの材料となる。そして、Sky radiometerのデータの解析も行う。光学的厚さのデータもあればより確かな考察ができると思われる。

今回の観測に使用したNephelometerは、機器のキャリブレーションをする際に、キャリブレーションガスによって差が生じる可能性があり、それをチェックする必要がある。またAbsorption photometerで測定した吸収係数の値と他の測定方法で求めた吸収係数を比較評価する必要もある。

また、大気を捕集する際に20mのホースを通したが、ホースの内壁への沈着が測定値に与える影響も評価する必要がある。

最後にこれらの結果を考慮した上で、今回の観測を総合的に評価することが必要である。

図2 散乱係数の分布

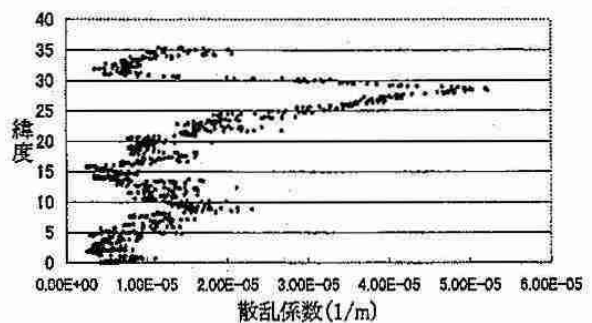


図3 吸収係数の分布

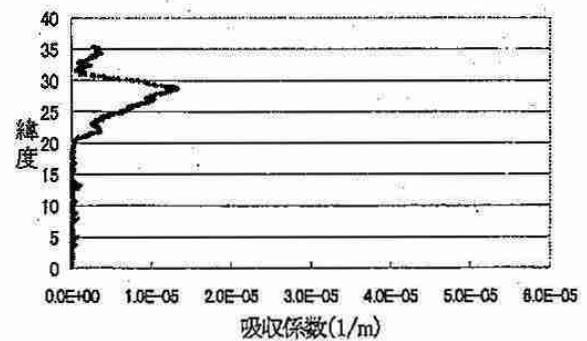
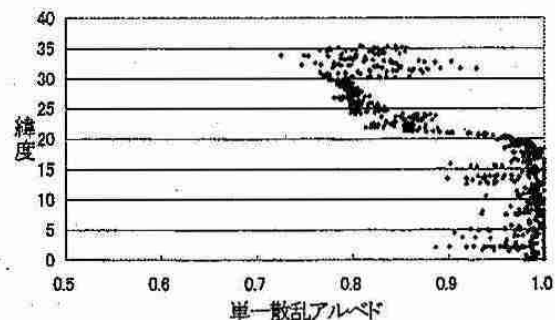


図4 単一散乱アルベドの分布



2. 札幌における PAN 濃度変動の解析

津崎昌東, 村尾直人, 山形定, 太田幸雄
(北海道大学大学院工学研究科)

1. はじめに

大気中に排出された NO_x は、オゾン生成に強い影響をもつ。そのため、対流圏での光化学反応を知る上で重要な物質である。現在、 NO_x を含めた窒素化合物は、東アジアからの排出量が欧米に比べて少ないこと、濃度の変動が大きいこと、また、反応過程が複雑で予測が困難であることなどから、その動態について十分な理解が得られていない。しかし、今後東アジアの経済は徐々に発展を続け、それに伴って窒素酸化物の排出量は増加し、2020年までに1990年の3.5倍になることが予測されている。このため、対流圏での窒素酸化物の動態解明は、東アジア地域の大气汚染の予測、制御に重要な課題となる。

本研究では、札幌市市街地において1997年よりPANの連続測定を行った。また、冬期に手稲山山頂において大気汚染物質の測定を行った。その結果、以下の点が明らかになった。1)夏期においては、札幌市街地のPAN濃度は日中に高く、夜間に低くなる日変動を示す。2)冬期においては、PANは明確な日変動を示さず、数日規模で変動する。また、日射の無い夜間に高濃度となる場合がある。3)PANの月別濃度中央値は夏期に低く冬期に高い。4)手稲山における観測の結果、市街地と手稲山のPAN濃度は良く一致する。また、PANと他の大気汚染物質の濃度変動は一致した。手稲山は標高1024mで、冬期の気象条件下では山頂は混合層より上に位置し、札幌市街地から排出される大気汚染物質の影響は少ないと考えられる。以上のことから、夏期においては、日中の強い日射によって札幌市街地でPANが生成している事が示唆された。一方、冬期においては、市街地でのPAN生成の影響は小さく、長距離輸送されたPANが濃度変動の要因になっていると考えられた。

2. 観測の概要

(A) 札幌市街地において、図1に示す自動測定装置を用いてPANの観測を行った。ポンプによって大気試料をサンプルループ(5mL)に吸引し、バルブを切り替えることによりGC-ECD(HP5890 GC, HP3396 Integrator)に導入して分析する。ポンプ、バルブをタイマーで制御することにより、3時間毎にPANの濃度を測定した。

(B) 1999年2月～3月に手稲山で大気汚染物質の観測を行った。PANの測定は、自動的に大気を捕集管に冷却濃縮し、北大工学部に輸送して分析した。捕集管は、30/60メッシュのテフロンビーズを充填したテフロンチューブ(3×2mm, 長さ40cm)をU字型のステンレスパイプに通したものをを用いた。使用した冷却機(Hetotrap CT-60-e)は筒状の冷却槽の内表面を約-50℃に冷却する。大気試料は、導入流速が100mL/min程度になるように調節し、流量を計測してレコーダに記録した。各装置をタイマーで制御して、6時間毎に2分間採気し、8本の捕集管にそれぞれ100～200mLの大気試料を捕集した。

その他、オゾンモニター(ダイレック 1006-AHJ)を用いてオゾン濃度を連続測定した。また、スペルコ社製 LpDNPH カートリッジを用いて大気中のホルムアルデヒドおよびアセトアルデヒドを捕集し、ホルムアルデヒドとアセトアルデヒドを測定した。

オゾンは、大気中に排出された NO_x と酸素の光化学反応によって生成する。そのため、光化学反応の指標となる。また、 NO との反応によって急速に分解するため、生成が無い場合その濃度は速やかに減少する。したがって、観測点近傍や札幌市街から輸送される大気汚染物質の指標となる。また、アルデヒドは、炭化水素が大気中で OH , NO_x などと反応することによって生成する。特にアセトアルデヒドは大気中で酸化して、アシラジカルを経てPANを生成するため、PANの直接的な前駆物質である。

3. 結果と考察

図2に、晴天で気温の高かった1997年7月18～26日の測定値を示す。夏期晴天日には、PAN濃度は日

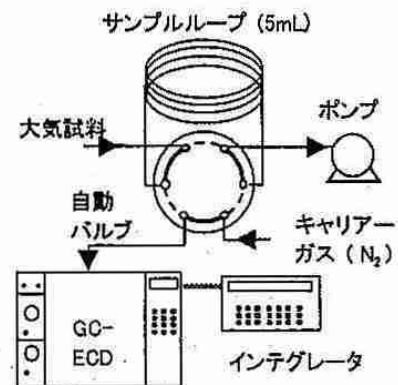


図1 自動測定装置

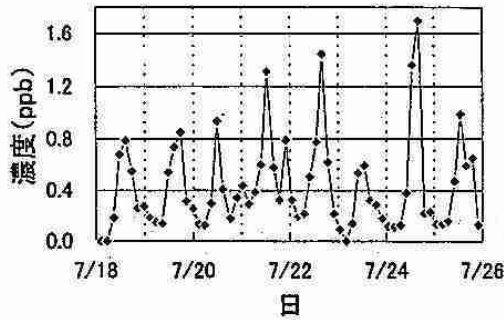


図2 夏期のPAN濃度

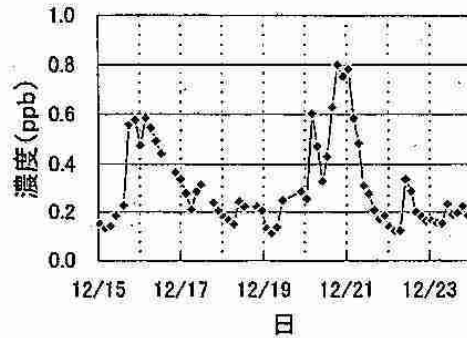


図3 冬期のPAN濃度

中に高く、夜間に低くなることが多く、昼夜の濃度差が大きい。これは、日中は高温と強い日射によって都市域から排出された大気汚染物質を由来としてPANが生成するが、夜間には日射がなくPANの生成が少ないため、熱分解によってPAN濃度が減少するためであると考えられる。

冬期、春期には明確な日変動は見られないことが多く、濃度変動が数日間隔で起きること、日最大濃度が夜間に現れることなど、夏期とは変動の傾向が異なっている。図3に1997年12月15～23日の変動を示す。PAN濃度は16日深夜に0.6ppbとなり、その後19日まで徐々に下がるが、20日から再び上昇を始め、同日深夜に0.8ppbとなっている。同様に、春期は夏期日中と同程度の最大濃度が現れるが、夏期晴天日のような明確な日変動は見られない。

1999年2月1日から3月2日までの、札幌市街地および手稲山のPAN測定結果を図4に、同期間の手稲山のオゾン濃度を図5に示す。札幌市街地と手稲山のPAN濃度は良く一致している。市街地測定を基にした2月のPAN濃度中央値は0.21ppbであり、2月7～8日、16～18日、25～27日に、数日にわたって濃度中央値の2～4倍以上になる高濃度現象が見られる。

特に26日には手稲山でのPAN濃度が市街地よりも高く、1ppbを超えている。また、濃度の日変動は見られず、数日おきに高濃度となる変動を示しており、濃度のピークは日中にも夜間にも見られる。

オゾン濃度は同時期の市街地での観測値よりも高く、安定している。このことから、手稲山で観測された気塊に対する札幌市街地の影響は小さいといえる。また、オゾンおよびアルデヒドの濃度変動はPANと概ね一致しており、PANの高濃度は光化学反応が進行した気塊を測定したためと考えられる。

以上のことから、冬期の札幌市街地におけるPANの濃度変動は、市街地から排出される大気汚染物質の影響は少なく、より広域的な大気汚染状況を反映している。したがって、冬期に札幌市街地でPANの濃度を測定することにより、東アジア地域における大気汚染物質の長距離輸送および広域大気中での光化学反応の解明に有用なデータを得ることができる。

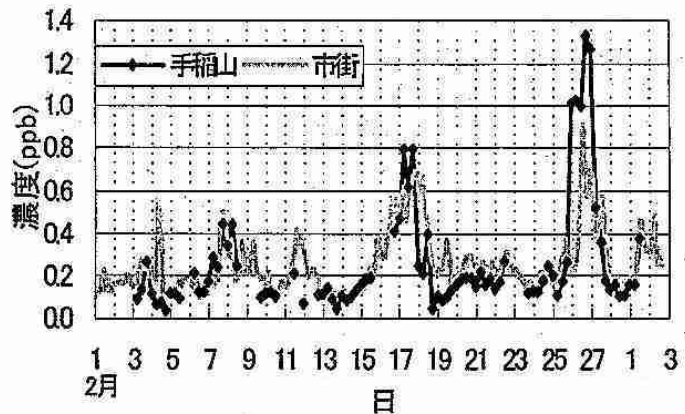


図4 手稲山と市街地のPAN濃度

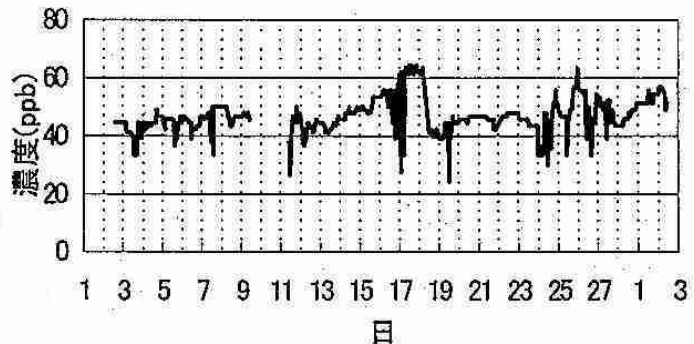


図5 手稲山のオゾン濃度

3. 日射観測と組成分析に基づいた大気エアロゾルの光学モデルの検討

長谷川就一・太田幸雄・村尾直人・山形定(北大大学院工学研究科)

1 はじめに

二酸化炭素等の温室効果気体の増加による地球温暖化が大きな問題になっている。一方で、大気エアロゾルが気候へ大きな影響を与える可能性が指摘されている。このような作用は、エアロゾルのアルベド効果と言われているものであり、エアロゾルの総量や光学的特性が変化することによって、地球一大気系の太陽放射の反射率、すなわちプラネタリーアルベドが変化し、このため、地球一大気系の放射収支が変化して気候に影響をもたらす。したがって、エアロゾルのアルベド効果の大きさを地球規模で見積もるためには、エアロゾルの総量と光学的特性の全球的分布を把握しなければならない。

エアロゾルの総量に関しては、直達日射の減衰から求められる光学的厚さがエアロゾルの総量に比例する量であるので、この光学的厚さの観測網が広がることでその分布の把握は可能となる。一方、エアロゾルの光学的特性に関しては、微小粒子の太陽放射を散乱・吸収する大きさが一般に粗大粒子より10倍以上大きいことから、微小粒子の粒径分布を正確に把握することが非常に重要となる。また、複素屈折率の虚数部が吸収の度合を表すことから、エアロゾルのアルベド効果は、この複素屈折率の虚数部の値にも左右されることになる。しかし、これら粒径分布や複素屈折率は、様々な測定法および測定に基づいた計算等によって求められているが、各々の方法にはそれぞれ固有の問題点を含んでおり、決定的な方法が見つかっていないと言ってもよい。また、粒径分布、複素屈折率の虚数部は、ともに地域的・時間的な変動も持っている。

これまで筆者らの研究室では、世界各地のエアロゾルを長期間捕集し、化学組成分析をおこなってきた。そして、その結果に基づいて、エアロゾルを数種類の成分の粒子の集合体と考え、各成分粒子ごとに粒径分布と複素屈折率を与えることによって、エアロゾル全体の単一散乱アルベドなどの光学的特性値を決定する手法を開発した。しかし、この手法では、与える粒径分布が重要となる。また、従来のモデル計算等では、エアロゾルは、各成分がそれぞれ均質粒子として存在すると仮定しているが、異なる成分同士で混合して1つの粒子をなしている、すなわち混合粒子も一部存在することが言われている。しかし、この混合粒子を構成している成分や、混合粒子の存在割合などのエアロゾルの混合状態が明らかになっていない。

そこで、本研究では、エアロゾルの光学的特性値を左右するエアロゾルの粒径分布と混合状態に注目し、日射観測およびそれと同時にあったエアロゾルサンプリングから得られた組成分析の二者に基づいて、光学的特性値を決定するのに最も適切な粒径分布と混合状態を検討した。

2 方法

北大工学部屋上において、快晴の日中5時間程度、日射観測とエアロゾルサンプリングを同時におこなった。日射観測は全天分光日射計を用い、地上における直達日射量に対する散乱日射量の比(直散比とよぶ)を測定した。一方、本研究室での過去の研究結果から、エアロゾルは主に、黒色純炭素(E.C.)、有機物、硫酸塩、硝酸塩、海塩、土壌の6成分からなるものとして、エアロゾルの化学組成分析をおこなった。そして、その結果から、Mie散乱理論による光学的特性値の計算と放射伝達計算をおこなって直散比を求めた。この際、図1に示す混合状態と表1に示す粒径分布のシナリオを与え、両者を組み合わせた6つのシナリオについて直散比を算出した。以上より、直散比について、日射観測による値(測定値)と、エアロゾルの組成分析に基づいた理論計算によって求めた値(計算値)とを比較し、両者が最もよく一致する粒径分布と混合状態の組み合わせを検討した。

混合状態: External mixture (Ext)と Internal mixture (Int)の2つのシナリオを用いた(図1)。Extは各成分がすべて均質粒子として存在するというシナリオである。それに対して、Intは、E.C.と硫酸塩のそれぞれ全体積の1/2が、E.C.を核として、まわりを硫酸塩が覆っている混合粒子を形成していて、E.C.と硫酸塩の残り1/2と、他の成分は均質粒子とするというシナリオである。

粒径分布: エアロゾルは一般に二山分布をなしており、その分布は対数正規分布でほぼ近似することができる。たとえば、個数表示の粒径分布は次式で表される。

$$\frac{dN}{d \ln r} = \frac{N_0}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_g} \exp \left\{ -\frac{(\ln r - \ln r_{gN})^2}{2(\ln \sigma_g)^2} \right\}$$

ここで、 N_0 は全粒子数で、組成分析で得た各成分の大気中濃度 [$\mu\text{g}/\text{m}^3$] から求められる。 r_{gN} は幾何平均半径、 σ_g は幾何標準偏差であり、この2つの値についてシナリオを考えた(表1)。エアロゾルの6成分のうち、一般に、黒色純炭素・有機物・硫酸塩・硝酸塩は微小粒子に、海塩・土壌は粗大粒子に存在する。したがって、微小粒子は、過去の研究の測定例にもとづいて、

A, B, Cの3種類のシナリオを与えた。粗大粒子は、散乱・吸収に寄与する割合が微小粒子に比べて小さいので、一定の値を与えた。混合粒子は微小粒子として粒径分布を与えた。

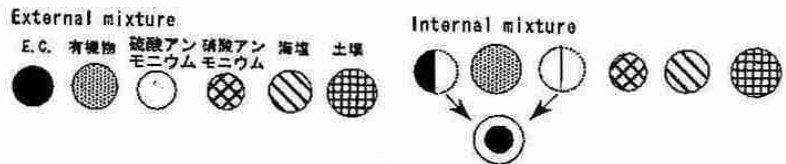


図1 混合状態のシナリオの概念図

表1 粒径分布のシナリオ

	微小粒子		粗大粒子		出典
	幾何平均半径 [μm]	幾何標準偏差	幾何平均半径 [μm]	幾何標準偏差	
A	0.035	2.10	0.49	2.15	Whitby and Sverdrup(1980)
B	0.079	1.97	0.49	2.15	本研究室の仙台での測定
C	0.055	2.29	0.49	2.15	本研究室の札幌での測定
Z	0.055	2.10	0.49	2.15	

3 結果と考察

6つのシナリオの中で、Int-B および Int-C の組み合わせが、測定値と計算値の一致がよいことがわかった(図2)。一方、エアロゾルの光学的特性を表す単一散乱アルベド ω について、同じ混合状態 Int での粒径分布によるちがいをみると、A と、B・Cとの間の差は、平均で0.045~0.06、最大で0.08であった(図3)。 ω のこの差は非常に大きく、地球一大気系の放射収支に影響するほどのものである。したがって、粒径分布については、これまでよく使われてきた A よりも r_{gN} が大きい、すなわち、0.055~0.080 μm 程度の大きさの r_{gN} が適切であると考えられる。ただし、その際の σ_g は、2.1程度の値が適切であると考えられる。たとえば、 $r_{gN}=0.055$ 、 $\sigma_g=2.10$ (表1のZ)を与えて同様の計算をおこなっても、測定値と計算値はよく一致していた。

一方、各粒径分布について、混合状態によるちがいをみると、B, C いずれでも、Ext と Int との間の ω の差は0.03程度であった。しかし、この程度の差でも、清浄地域のように散乱性が強いエアロゾル、すなわち ω が非常に大きい値であれば、その影響はかなり大きいものと予想される。そこで、全球の平均的なエアロゾルが $\omega \geq 0.90$ の値をもつものとして、Ext と Int とで全球平均の地表気温がどの程度異なるかを、Budykoの熱平衡モデルを用いて推定した。その結果、0.15 $^{\circ}\text{C}$ 程度の差を生じることがわかった。したがって、今後、世界各地の、特に清浄地域での混合状態を実際に観察して明らかにしていくことが非常に重要な課題であると考えられる。

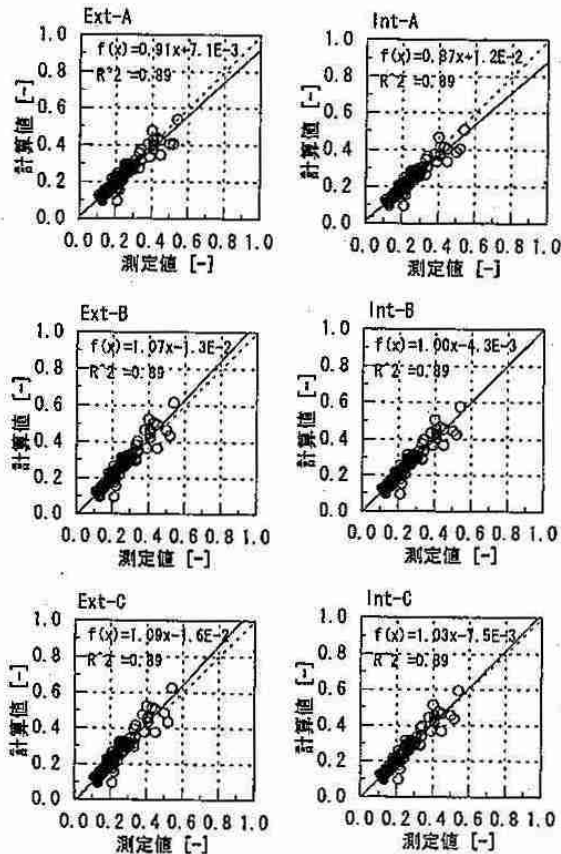


図2 直散比の測定値と計算値の比較
図中のExtは External mixture, Intは Internal mixtureを表す。



図3 Internal mixtureについての単一散乱アルベド

4. 大気大循環モデルでシミュレートされた北極振動の解析

山崎 孝治・新家 康裕 (北大院・地球環境)

1 はじめに

北極振動 (Arctic Oscillation: AO) は冬季北半球で卓越する大気循環の変動パターンである。AO は北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation: NAO) と似ているが、より北極域に広がり北半球規模の変動パターンである。Thompson and Wallace (1998、以後 TW98 とする) は北半球冬季の月平均海面気圧の主成分分析で得られた第 1 モードを北極振動と名づけた。AO は地表から下部成層圏までほぼ順圧的構造をもつ環状の変動パターンである。北極域と中緯度域との高度 (質量) の南北シーソーといえる。したがって、東西平均風では 55N 付近と 30N 付近とのシーソー的変動である。AO は 1 年中見られるが、真冬から晩冬にかけて特に卓越する。また、AO は海面水温 (SST) の変動など外力に対する大気への応答に起因する変動ではなく、大気内部の変動モードであると考えられている。ここでは大気大循環モデル (AGCM) の長期積分により AO を再現し、AO が大気内部モードであることを確認し、AO の位相が遷移する場合の解析により、AO が卓越する機構を調べる。

2 モデルと数値実験

使用したモデルは CCSR/NIES AGCM Version 5.4 である。水平分解能は T21、鉛直に 24 層でモデルの最上層は 1 hPa である。

2 つの実験を行った。1 つは気候値の SST を与えて季節変化させた「季節ラン」で 20 年間積分した。これはモデルによる AO の再現性を調べるために行った。もう 1 つは北極振動が卓越する 2 月に SST 及び太陽を固定した「2 月固定ラン」で 10 年間積分した。このランで AO の位相が遷移するときの振る舞いを解析した。

3 季節ランの結果

TW98 と同じ解析をモデルの積分結果に対して行ったところ、変動のパターン・振幅とも観測とほぼ同じ結果を得た。AO (第 1 モード) の寄与率は 42% であり TW98 の 22% の倍近くある。TW98 は AO に関係する他のレベルの高度場の変動を線形回帰により求めたが、50hPa, 500hPa, 1000hPa の 3 高度場の結合主成分分析を行った所、ほとんど同じパターンが得られたので、以後は結合主成分を解析に用いた。

4 2 月固定ランの結果

第 1 結合主成分モードとして AO が得られた。2 つのランの結果は AO が大気内部モードであることを示すものである。月平均のみならず、1 日平均の場合に対する結合主成分分析でも第 1 モードに AO パターンが現れた。

AO はほぼ環状で極渦の強さ (55N 付近の帯状平均東西風) の変動であると考えられる。そこで東西風の変動をもたらすものはなにかという観点で AO の遷移を解析した。

1 日ごとの AO index (AO モードのスコア) が少なくとも 5 日以上にわたって増加し、正のあるしきい値を超えた場合を正への遷移とし、逆方向の場合を負への遷移と定義する。正への遷移は極渦が強まることに、負への遷移は弱まることに相当する。それぞれの場合のコンポジット解析を行い、変形オイラー方程式の各項を見積もることにより、平均東西風の時間変化を引き起こすものが、子午面循環 (南北風に働くコリオリ力) なのか、それとも波動による強制力によるのかを解析した。解析の結果 (図 1) は、波動による強制力が遷移を引き起こしており、子午面循環はそれを打ち消す方向に働いていることがわかった。

さらに、どのスケールの波が遷移を起こしているかを調べた結果、波数 2 及び 3 のプラネタリー波が主に寄与していることがわかった。総観規模の波は低緯度での東西風の減速には寄与しているが極渦の変動に対しては寄与していない。500hPa 高度の合成図 (図 2) を見ると、正への遷移の場合には波数 3 的構造を持ち、負への遷移の場合には北大西洋とアラスカでともにリッジが強まるダブル・ブロッキング的になることがわかる。

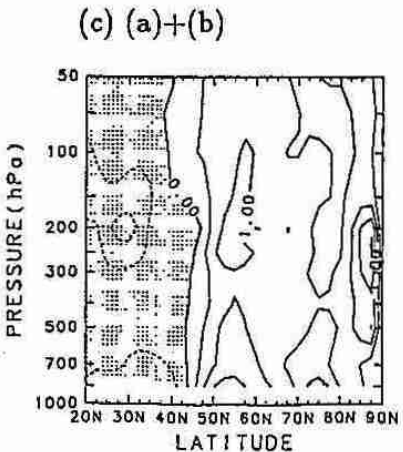
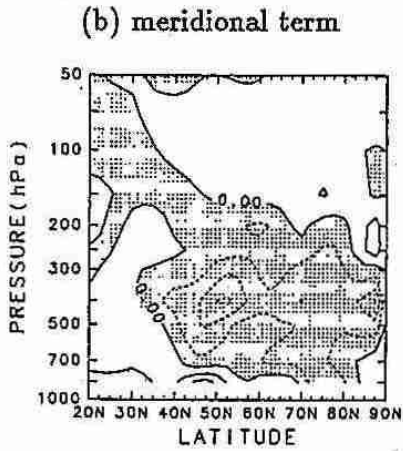
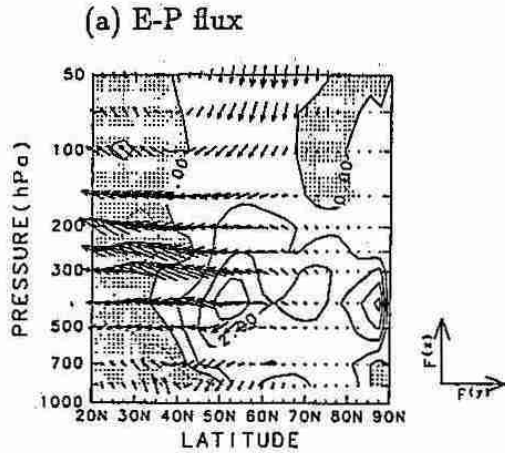
5 まとめ

海面水温を年々変化させない季節ラン及び 2 月に固定したランでも北半球循環の第 1 モードとして AO が現れることから、AO は大気内部モードであることが確認された。

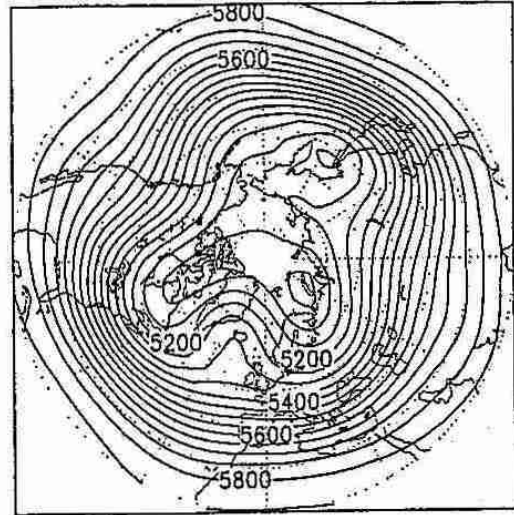
AO の遷移は子午面循環が駆動しているのではなく波による平均流の強制が駆動していることがわかった。またプラネタリー規模の波が遷移を駆動していることがわかった。

参考文献

Thompson, D.W. and J.M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300



(a) Z500 High(↗) composite



(b) Z500 Low(↘) composite

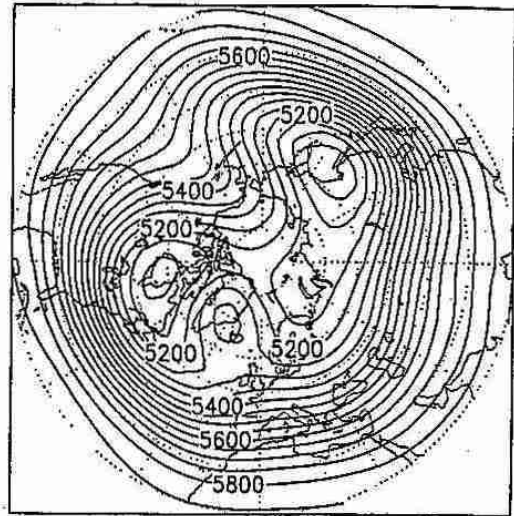


図2 (上図) AO が正へ遷移する場合(a)と負へ遷移する場合(b)の 500 hPa 高度の合成図。

図1 (左図) AO が正へ遷移する場合と負へ遷移する場合の差の合成図。

(a) 矢印は E - P flux。等値線は wave forcing で等値線間隔は 1 m/s/day。

(b) 子午面循環による項 (コリオリ項)。等値線間隔は 1 m/s/day。

(c) (a)と(b)の和。等値線間隔は 0.5 m/s/day。

5. 北海道の地上気温の年々変動と北半球大気循環との関係

前田浩一・山崎孝治 (北大院 地球環境)

1. はじめに

北海道の地上気温に影響を与えるものは、季節ごとにさまざまな要因が考えられる。また、それらの要因が複雑に絡み合った結果が、地上気温に反映しているとも言える。

Xie et al. (1999)¹⁾などでは、冬期の変動について、西森(1997)²⁾などでは夏期について詳しい報告がなされているが、本研究では各季節における地上気温と各要素の相関関係を調べてみた。

2. データについて

500hPa 高度場、海面気圧、地上 2m 気温については、NCEP 再解析データを使用した。海面水温については、気象庁の SST データを、また地上気温は気象庁要素別月別累年値ファイル (SMP) を使用した。

地上気温は 5 地点 (稚内、網走、根室、浦河、寿都) を平均したものを北海道地上気温とした。各地点ごとの相関が高いため、5 地点を平均したものは、北海道の地上気温の変動を反映しているといえる。

データは季節平均をして使用した。

3. 結果

500hPa 高度場 (以下 Z500 とする) と地上気温の同時相関では、どの季節でも北海道上空で強い正相関がみられる。冬季にはグローバルスケールの変動が卓越し、北極振動とよく似た北極域の負相関と大西洋からヨーロッパにかけて正相関の領域がみられる (図 1)。また、冬のパターンは比較的、春まで持続する。それに対し、夏にはグローバルなパターンはみられない。

一方、海面気圧 (以下 SLP とする) との同時相関では、冬に Z500 と同様な北極を中心とした負相関の領域がある。シベリア中央部の特に強い領域はシベリア高気圧に対応しており、その

勢力が強いときに北海道の地上気温が低くなることを示す。また、夏季にはオホーツク海に負相関がみられ、これはオホーツク海高気圧が強いときに北海道で低温になることを示している。これらの高気圧は背が低いために、Z500 よりも SLP により強い相関が現れている。

SST との相関では、各季節ともに北海道近海とは、よい正相関であるが、冬季に熱帯太平洋とは相関がみられずエルニーニョとは無相関であることを示している。

次にこれらの Lag 相関をとった。Z500 との相関において、地上気温に対して、Z500 が 1 カ月先行している相関において、ヨーロッパから日本かけて、正・負・正のパターンがみられ、波が伝播していることがわかる。

さらに、各データを長周期成分と短周期成分に分けて、相関をとった。長周期成分を取り出すために、重み付移動平均 (1-3-5-6-5-3-1) を行い、4 年以下の変動成分を取り除いた。各季節における長周期成分の時系列では、'90 年以降暖かくなっていることがわかる。また、冬季はほぼ 10 年周期で変動している (図 2)。短周期成分では、春や秋は変動の幅が小さいが、夏や冬は大きい。

この周期成分ごとの相関では、北極振動は長周期成分に、オホーツク海高気圧 (図 3) は短周期成分に強い相関が現れた。

3. まとめと今後の方針

今回の解析では、北海道の地上気温と各要素の相関を調べることにより、いままで指摘されてきた北極振動やシベリア高気圧、オホーツク海高気圧が、北海道の地上気温に影響を与えていることが確認された。しかし、太平洋などにはこれ以外にも高い相関を示す領域があり、それらが地上気温に直接影

響しているかどうか今後の解析によって明らかにしていきたい。

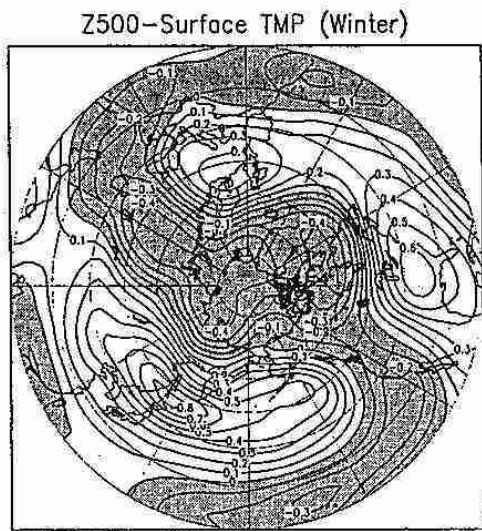


図1 500hPa 高度と地上気温の同時相関 (冬)

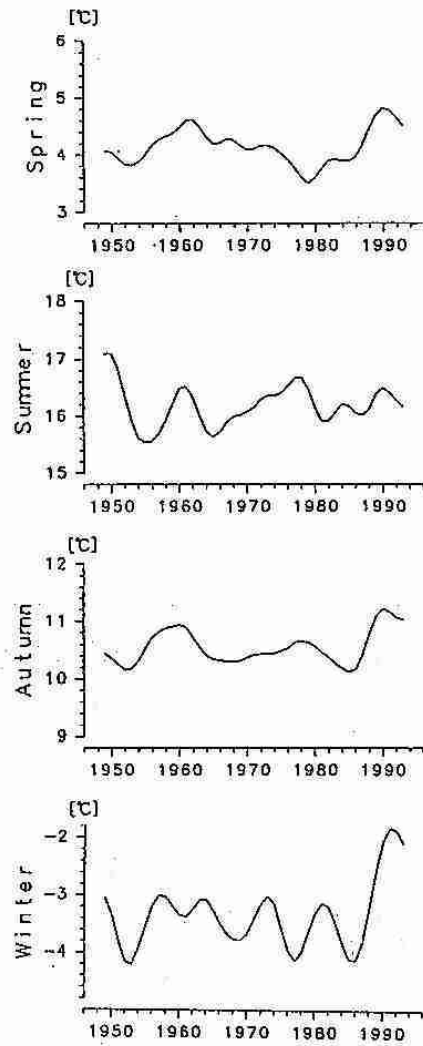


図2 長周期成分の時系列

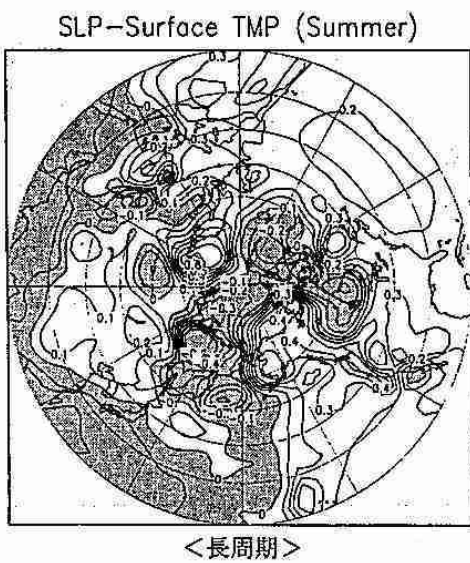


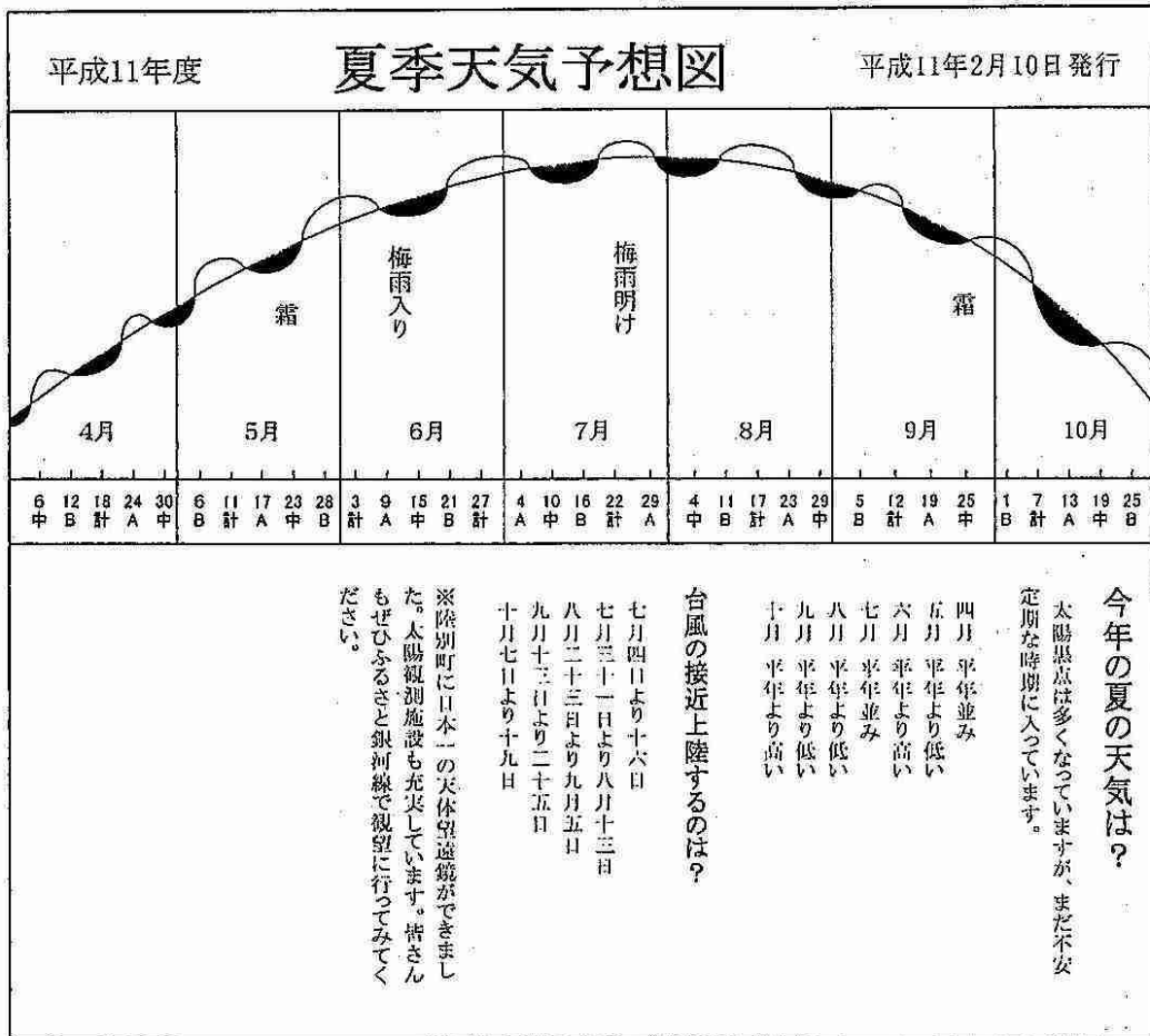
図3 SLPと長周期 (左)、短周期成分 (右) との同時相関 (夏)

6. 天気予想と台風 その3

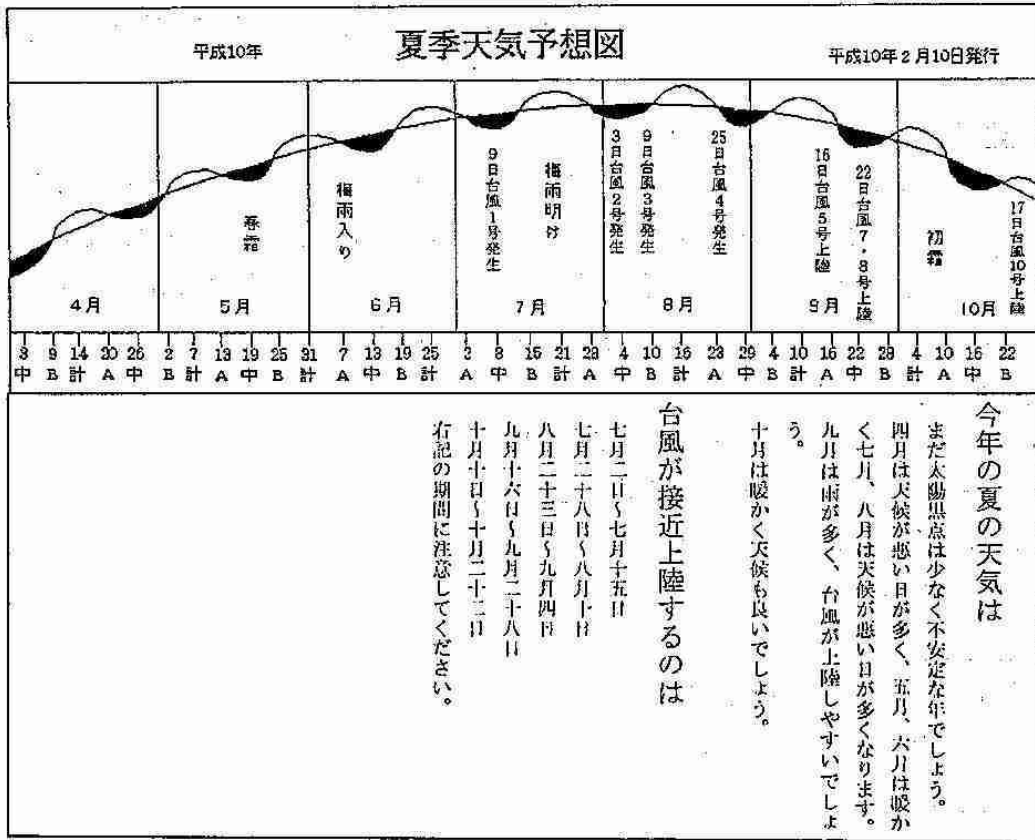
松木 昇

三回目になります。昨年は、台風の発生は少なく七月に一号発生と言うことで少ない台風であったのですが、九月にまとまって発生上陸があり、大きな被害となりました。特に関東から北海道にかけて大きな被害を受けていたようです。

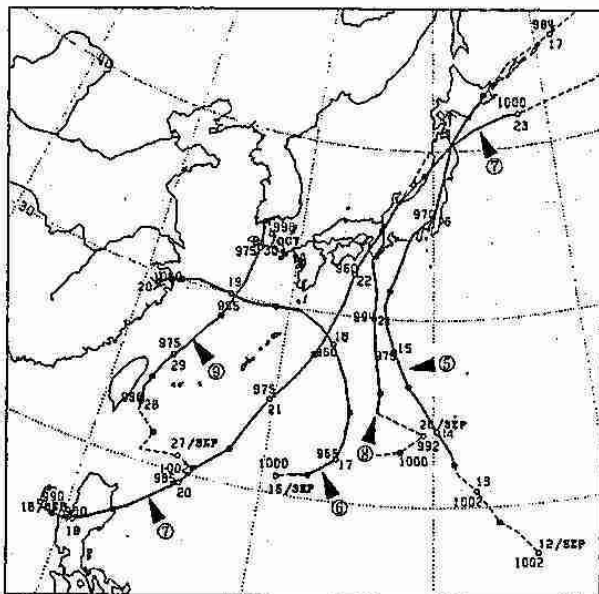
今年の天気予想を下に示します。



昨年の天気予想図を下に示します。



台風の進路を以下に示します。



※左の図は(財)日本気象協会発行「気象'99-3」より転載

7. 防風林における減風効果の観測と数値実験

佐藤隆光 (財団法人日本気象協会北海道本部)

1. はじめに

防風林には様々な気象改良効果があることが知られている。その中で減風効果は最も大きな防風林の機能である。防風林の構造は減風効果に影響を与えるものの、その構造を計画設計しようとなると明確な設計指針は存在しない。そこで、本報告では防風林の構造(幅、密度)と減風効果の関係について野外観測および数値実験で検討を行った。

2. 観測の概要

観測は幅・密度が異なる複数の防風林において行った。防風林の風上-10H (Hは樹高)から風下20Hの範囲における7地点で風速の観測を行った。防風林の密度としてPAD (Plant Area Density; 単位空間あたりの植生の表面積)を測定した。防風林前後における典型的な風速の水平分布を図1に示す。

3. 数値実験の概要

野外観測では目的とする構造の防風林を探し出すことが困難な場合が多い。そこで、数値実験によって防風林の構造と減風効果の関係を検討した。

(1)数値実験モデル 2次元中立のレイノルズ方程式、連続の式、 $k-\epsilon$ モデルから成り立ち、植生による抵抗と乱流変化を考慮した。幅・PADが異なる防風林を対象にモデル計算結果と観測結果を比較すると、良く一致した。

(2)実験条件 樹高Hは10mのみとし、幅Wは2~100m、PADは $0.2\sim 3\text{m}^2/\text{m}^3$ で変化させた。

4. 結果と考察

(1)減風効果と関連のある防風林の構造因子 減風効果を特徴づける要素として防風林風下における最小風速 $U_{r_{\min}}$ に着目し、幅WとPADをパラメータして観測結果を整理した(図2)。WやPADでは相関性は見られないことがわかる。これは、同一幅であっても落葉期と繁茂期でPADが異なる、同一PADでも幅(列数)が異なることが原因である。このことから、WとPADの積HPIA (Horizontal Plant Area Index)をパラメータにして整理したものが図3である。これによれば、 $U_{r_{\min}}$ とHPIAに強い相関があることが認められる。したがって、防風林の構造と減風効果の関係を評価するうえでHPIAは有効な構造因子といえる。

(2)減風効果とHPIAの関係 図4は $U_{r_{\min}}$ とHPIAの関係について数値実験結果を整理したものである。これによれば、 $U_{r_{\min}}$ とHPIAに強い相関関係があることがわかる。HPIAの増加に伴い、 $\text{HPIA}<20$ では $U_{r_{\min}}$ は急激に減少しているが、 $\text{HPIA}>20$ では変化が少ない。図5は防風効果範囲(風上を基準にした相対風速が80%以下の範囲) X_{L80} とHPIAの関係を整理したものである。これも、 X_{L80} とHPIAに強い相関が認められる。また、HPIAの増加に

に伴い、 $HPAI < 10 \sim 20$ では X_{L80} は急激に増加しているが、 $HPAI > 20$ では緩やかな減少傾向である。

(3)減風効果を対象にした防風林の最適構造 防風林を設計する場合、幅や密度を小さくしながら、大きな減風効果を発揮させることが要請される。図 4,5 によれば、 $HPAI > 20$ では減風効果の差異は小さい。そのため、 $HPAI = 20$ 程度が最適な防風林構造といえる。

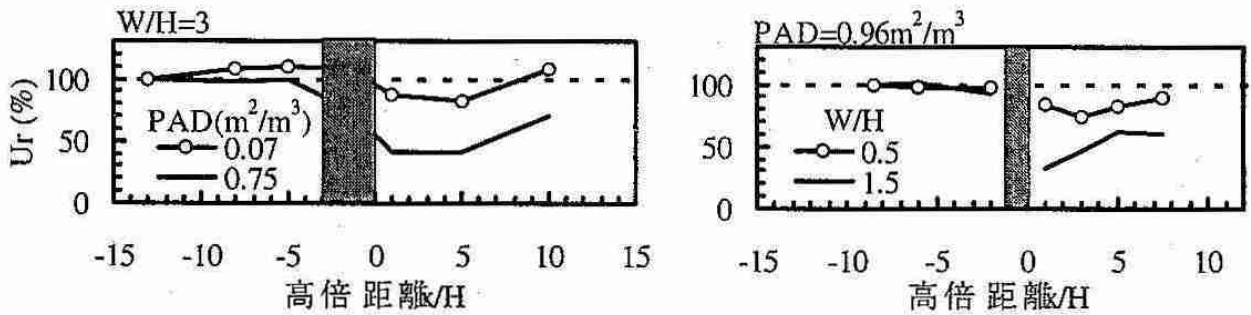


図 1 防風林前後における典型的な風速の水平分布

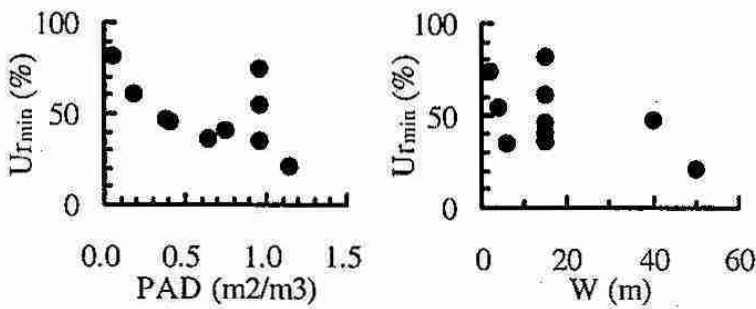


図 2 PAD、W と U_{rmin} の関係

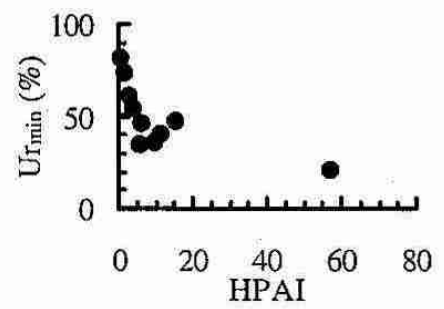


図 3 HPAI と U_{rmin} の関係
(観測結果)

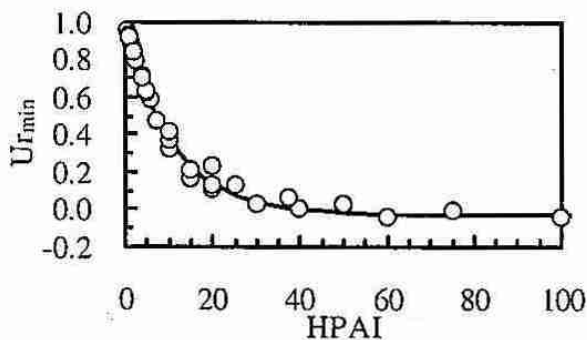


図 4 HPAI と U_{rmin} の関係
(数値実験)

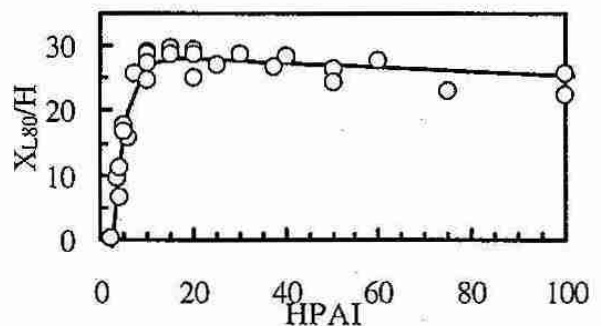


図 5 HPAI と X_{L80} の関係
(数値実験)

8. 利尻島の降雨特性

*鈴木英一、山本晃(日本気象協会北海道本部調査部)

村上昭宏(北海道稚内土木現業所利尻出張所)

1. はじめに

利尻島は急峻な孤立峰である利尻山(標高 1719m)をもつ火山島である。島内の雨量分布は利尻山の影響を受け局地性が強く、海岸沿の集落は、集中豪雨が原因となる土砂災害の危険性にさらされている。住民の安全確保の目的から島内に雨量計を配置し、降雨特性の調査を平成 3 年から行っている。本発表は平成 3~10 年までの 8 年間の観測結果から得られた利尻島の降雨特性をまとめたものである。

2. 観測

図 1 に平成 10 年の雨量観測地点を示す。平成 10 年の観測では 9ヶ所の雨量観測地点、土木現業所が配置している 2ヶ所のテレメーター局、杓形アメダス及び利尻空港の計 13 地点の雨量データを用いた。また、観測地点の履歴及び詳細を表 1 に示す。

3. 特徴的な降雨事例

その 1 平成 9 年 9 月 27~29 日の降雨

観測期間内において最大雨量を記録した事例である。このケースでは 9 月 27~29 日の 3 日間に山小屋観測地点では総雨量 532mm を記録したほか、展望台では 209mm、雄忠志内(稚)、アフトロマナイ(稚)、大空沢の 3 地点では約 110~120mm の雨量を記録した。図 2 に島内の雨量分布図を示すが降雨中心では約 600mm の雨量があったのではないかと推定される。

しかし、海岸沿の観測地点では杓形アメダスが総雨量 28mm、鬼脇では 40.5mm とそれほど多くはなかった。雨量が多い観測地点は標高の高い場所(山小屋 790m、展望台 430m)にあり、標高差による雨量の差が大きいことが特徴となっている。また、同期間の道北地方の雨量分布を図 3 に示したが、オホーツク海側の雄武を中心に 100mm の雨量が記録されているが、天塩、稚内、利尻方面は 30~40mm の雨量が記録されているだけである。

その 2 平成 10 年 10 月 27 日の降雨

極めてスケールが小さく、短時間に集中的に降雨現象が起こった事例である。山小屋観測所で 10 月 27 日午前 10 時頃から約 2 時間の間に 69mm もの総雨量を記録した。しかし、他の観測地点では展望台で 4mm、大空沢で 2mm、豊仙沢で 0.5mm と少なく、残りの 9 地点では降雨を記録していない。このケースは極めて小さ

な水平スケールで起きた降雨であり降雨中心では、1 時間程度で 90mm 程度の雨量があったと推測される。また、道北地方では雨量解析図によると 3 地点で 1~3mm の雨量を観測しているにすぎない。(図は当日会場にて示す。)

4. 降雨パターンの分類

平成 3 年から 10 年までの観測データに加えて昭和 50 年から 57 年までの過去のデータを加えて大雨事例の分類を行った。利尻島周辺を通過する気象擾乱のコース及びそれに伴う上層(1500m 付近)の風向特性によって、北風系 3 パターン、南風系 3 パターンの合計 6 パターンに分類した。図 4 に 6 つのパターンを示した。北風系パターンは気象擾乱が利尻島の東(南東)側を通過する。雨量分布の中心は主に島の北側にあらわれる。南風系パターンは気象擾乱が西(北西)側を通過し、主に暖気移流となる。雨量分布の中心は島の南部~東部にあらわれる。その中から中心雨量が 200mm を越えている事例数は 20 例であり、S2 型が 7 例、N2 型が 8 例であり他の型よりも抜きんでて多くなっている。

また、中心雨量が 300mm を越える事例は解析期間中に 2 例あった。平成 4 年 9 月 26~27 日のケースと 3. のその 1 で述べたケースである。この 2 ケースは共に N2 型であり、利尻島の最大大雨は N2 型で起こることが言える。

N2 型は 2 つの低気圧が本州を挟んで北東進し、日本海側の低気圧が北海道西海上にて停滞することによって宗谷岬方面を回る強い東風が長時間利尻山に巻込むように吹き付けて、島の北西側で雨量が多くなる型である。南風系では S2 型の出現回数が多く、総雨量も多い。

5. まとめ

平成 3 年からの降雨観測によりデータもかなり蓄積することができた。この観測からアメダス 1 点だけでは捉えることのできない小さなスケールの現象も捉えることもでき、また、雨量分布のパターンも分類することができた。この結果、気象擾乱の通過コースや風系からある程度の雨量分布予測が可能となり、目的である土砂災害の予防に通じると思われる。

今後も同様の体制で観測を継続し、データを蓄積した上で、解析を進めるならば、さらにははっきりとした利尻島の降雨特性を掴むことができると考える。

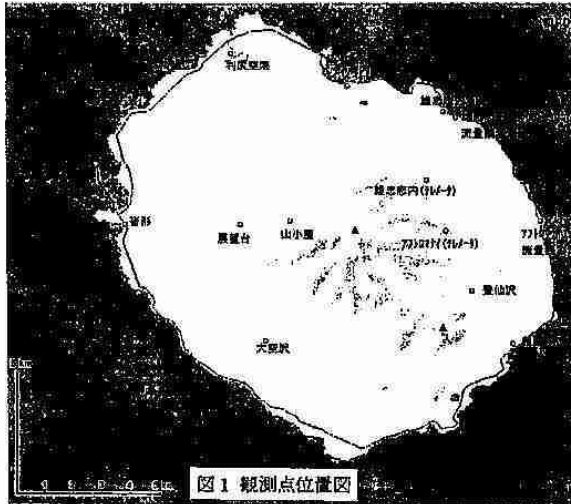


図1 観測点位置図

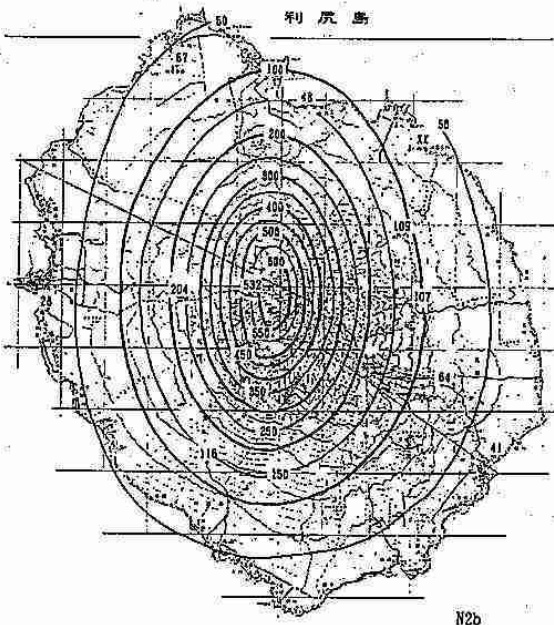


図2 平成9年9月27-29日 島内雨量分布図

表1 雨量観測所一覧

観測所名	標高	緯度	経度	観測開始
雄志志内(下)	12m	45° 13.3'	141° 17.1'	平成3年
豊仙沢	247m	45° 09.4'	141° 17.8'	平成3年
鬼ノ瀧	17m	45° 08.2'	141° 18.9'	平成4年
大空沢	188m	45° 08.3'	141° 12.3'	平成4年
展望台	430m	45° 10.8'	141° 11.7'	平成4年
山小屋	790m	45° 10.9'	141° 13.0'	平成5年
湾内	40m	45° 13.8'	141° 17.5'	平成8年
雄志志内(水)	11m	45° 13.2'	141° 17.5'	平成8年
77トマリ(水)	14m	45° 10.9'	141° 19.6'	平成8年
雄志志内(テ)	350m	45° 12.0'	141° 16.3'	平成4年
77トマリ(テ)	340m	45° 10.5'	141° 17.0'	平成4年
沓形アメダス	14m	45° 08.3'	141° 08.3'	

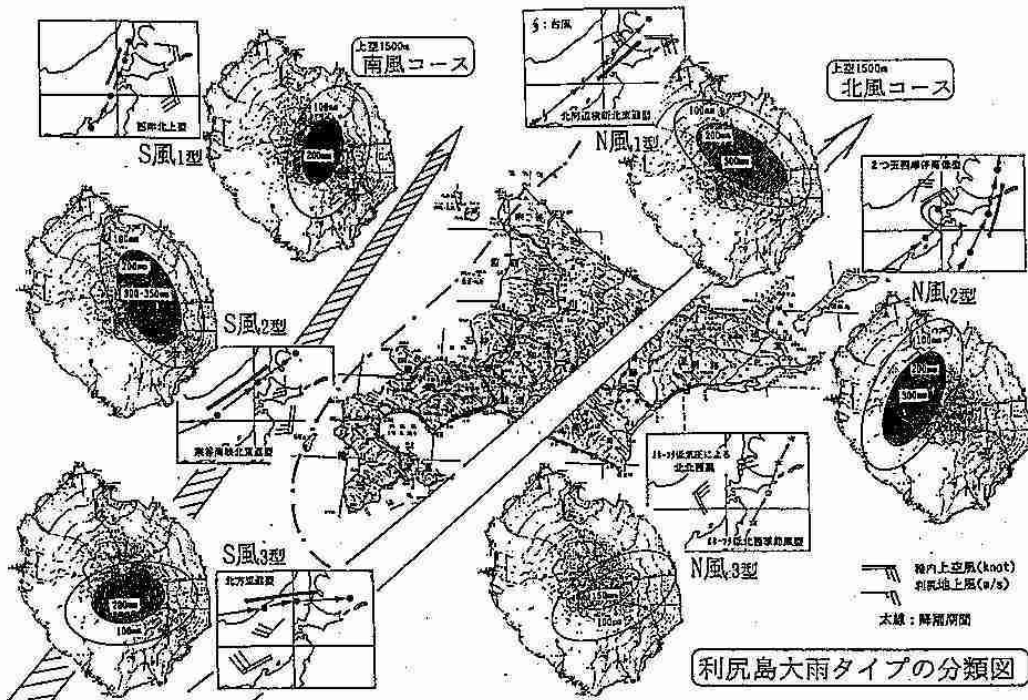


図4 利尻島の大雨降雨パターン分類図

9. GAME/HUBEX IOP 中の降水システム (1998年6月29日・7月2日)の構造

*前坂 剛・上田 博・勝俣昌己・孫 首祥(北大院・理),
武田喬男・坪木和久・耿 驍・若月泰孝・塚本英士(名大・大気水圏研)
藤吉康志・栗原佳代子(北大・低温研), 加藤内蔵進(岡山大・教育)

1. はじめに

現在, GEWEX (全球エネルギー・水循環計画) の地域プログラムの一つとして, アジア地域のエネルギー・水循環の解明を目的とした GEWEX Asian Monsoon Experiment (GAME) プロジェクトが進行中である。その GAME プロジェクトの一環として, 中国大陸上の梅雨前線付近のエネルギー・水循環の解明をめざす Huaihe River Basin Experiment (HUBEX) が日中の協力により中国安徽省の淮河流域で行なわれている。

1998年6月～7月の梅雨季の特別集中観測期間中には, 高層気象観測の強化, Fuyang に設置されている中国気象局の C バンドレーダーの集中観測に加え, 名古屋大学と北海道大学が Shouxian, Fengtai, Huainan に設置した, 3 台の X バンド・ドップラーレーダーを用いた観測も行なわれた (図 1)。この期間中に顕著であった 3 つの降水システム (温暖前線タイプ・寒冷前線タイプ・メソ渦タイプ) について, デュアルドップラーレーダー解析を中心に, 期間中の降水システムの特徴・構造を述べる。

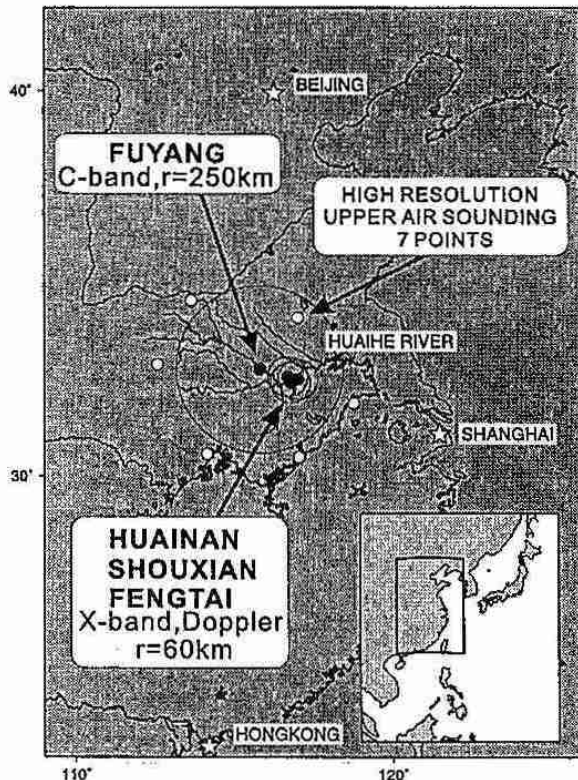


図 1 レーダー設置位置

2. 温暖前線タイプ

6月28日午前中(北京時:BST)に淮河流域の梅雨前線帯でメソ低気圧が発生し東進した。それに伴い, まず温暖前線タイプの降水システムがドップラーレーダーサイト付近を通過した。図 2 はこの時のデュアルドップラーレーダー解析結果の東西断面の時間変化を示している。06BST では高度 4km より上層で相対的に南西風が, それより下層では南東風が吹いている。その後, 上層の南西風の層は次第に下層へ厚くなり, 高度 2km 付近まで南西風の層が現れると対流が発生しはじめた。また, 降水は常に南西風の領域で形成され, 南東風の領域に落下してくると蒸発を受けて地上まで届かないものもある。これは南西風の領域が湿潤であり, 南東風の領域が乾燥していることを示している。

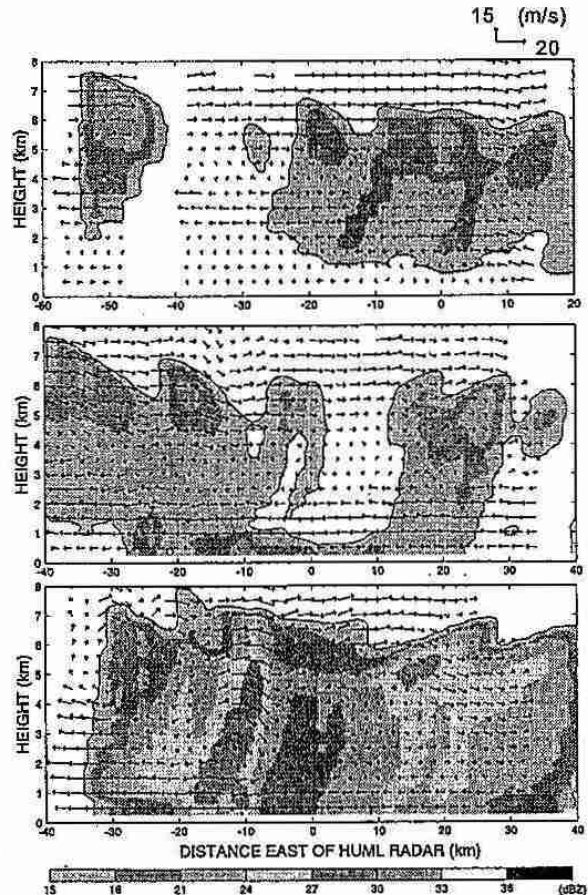


図 2 1998年6月29日に観測された, 温暖前線タイプの降水システムのデュアルドップラーレーダー解析(東西断面)。矢印は平均風を引いた風を表し, 影は反射強度を示す。(上から 06BST, 08BST, 10BST)

3. 寒冷前線タイプ

温暖前線タイプのシステムの通過約6時間後に明瞭な寒冷前線タイプのシステムがレーダー観測範囲に現れた。図3は6月29日1842BSTにおけるデュアルドップラー解析結果の東西断面である。下層の収束域に対応して強い対流が生じており、高度2km付近では進行方向からのinflowが顕著である。また、高度6km付近では進行方向前面へのoutflowが顕著であり、これと下層のinflowが結合した鉛直循環もみられる。下層2km以下のinflowの領域には強い南風成分が存在し、これはメソスケールのLow Level Jetに対応するものと思われる。そして、強エコー域が4km以下の高度にあり、この降水システムはほとんどがWarm Rain Processにより形成されていると思われる。淮河流域をカバーするFuyangレーダー(レンジ250km)で見ると、この寒冷前線タイプの降水システムが次々に発生・東進し、レーダーサイト付近に数度の降雨をもたらした。

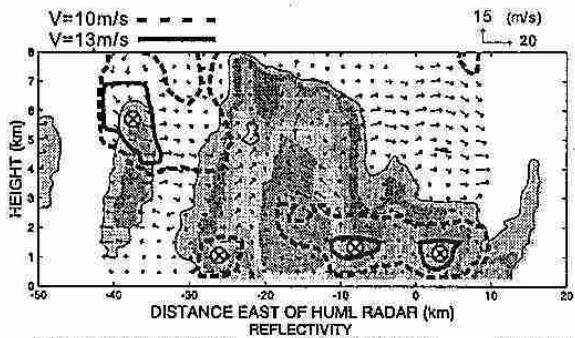


図3 1998年6月29日1849BSTの寒冷前線タイプの降水システムのデュアルドップラーレーダー解析結果(東西断面)。破線は南風 10ms^{-1} 以上の。実線は 13ms^{-1} 以上の領域を示す。他の詳細は図2に同じ。

4. メソ渦タイプ

7月2日午前中に、レーダーサイト付近に梅雨前線が停滞し、Fuyangレーダーによると100~200kmの幅を持つ帯状のエコーが東西の走行を持って東進していた。図4は7月2日0750BSTのFuyangレーダーの反射強度と、その南西-北東の走行をもつ強エコー域付近のデュアルドップラー解析結果の水平断面を(高度2.5km)示している。デュアルドップラー解析によると、強エコー域で南西風(相対的に南東風)と北西風が収束しており、また強エコー域の北東にメソスケールの渦が存在していた。図5は0730BSTでのデュアルドップラー解析の鉛直断面を示している。南北断面の下層には相対的に北風が顕著であり、これが南風と収束し、エコー域の南端で強い対流を生じており、その北側には層状域が形成されている。東西断面をみると、進行方向前面の高度3km付近からのinflowが顕著であり、対流の前面で南風成分、後面で北風成分がみられ、これは先の渦の構造に対応していると思われる。

5. まとめ

GAME/HUBEXの集中観測期間中に観測された梅雨前線帯の降雨システムについて、寒冷前線タイプ・温暖前線タイプ・メソ渦タイプに分類し、それぞれの

特徴・構造をデュアルドップラーレーダー解析により調べた。中国大陸においても、下層の湿った南西風の移流が梅雨前線に伴う降水システムの発生機構に重要な役割を果たしていることが明らかになった。

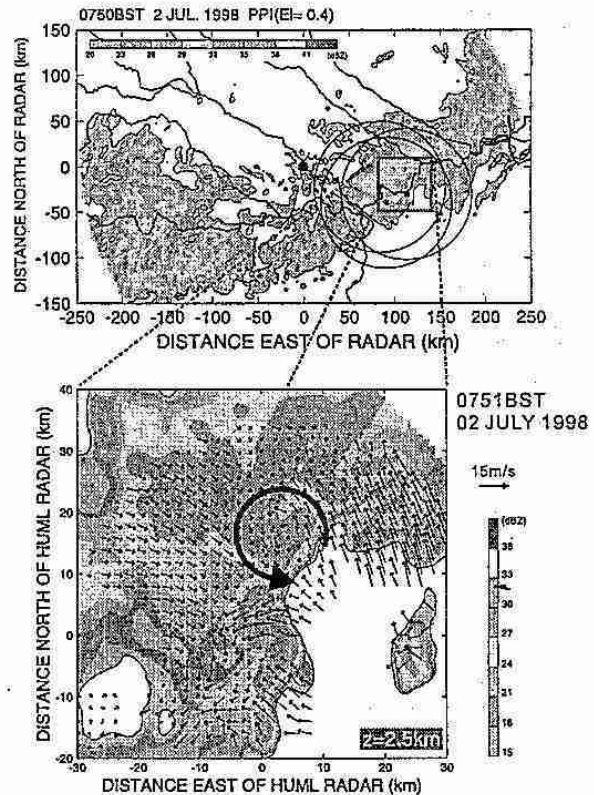


図4 (上) 1998年7月2日0750BSTにおけるFuyangレーダーの反射強度。(下) 0752BSTにおけるデュアルドップラーレーダー解析結果(水平断面)。詳細は図2に同じ。

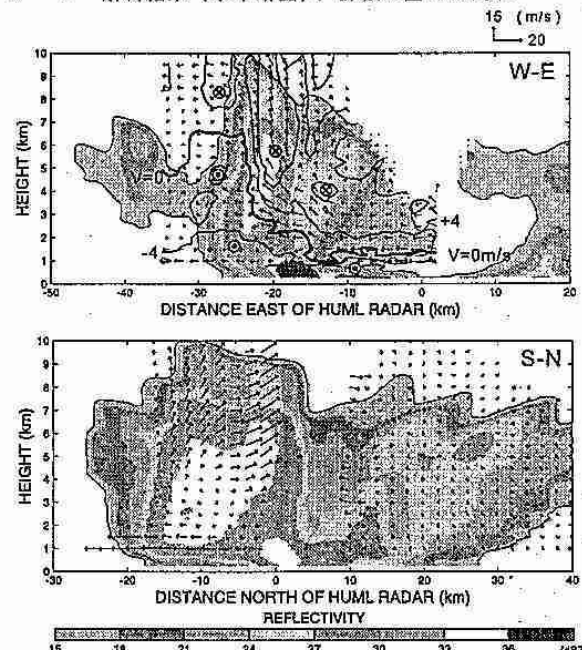


図5 0730BSTにおけるデュアルドップラーレーダー解析結果。図の詳細は図2に同じ。(上) 東西断面。等値線は平均風を引いた南風速度を示している。(下) 南北断面。

10. 大阪平野でのドップラーレーダー観測 (DROP) 概要

* 新井健一郎、藤吉康志 (北大・低温研)、吉本直弘、小西啓之 (大阪教育大)、石原正仁 (関西航空地方気象台、現所属：気象庁観測部観測課)、河崎善一郎 (阪大工学部)

1 はじめに

大阪平野は、日本列島全体からみると内陸部に当たり、年降水量は全国平均に比して少ない。しかし、梅雨期から秋雨期にかけて、短時間に局地的な大雨が発生することが知られている (例えば横田・中島,1991)。また、雷や降雹、突風など、航空機の運航に大きな影響をもたらす激しい気象擾乱が多く、1996年4月から関西国際空港に「空港気象ドップラーレーダー」が全面運用を開始した。このような激しい気象擾乱は、短期の集中観測ではなかなか現象を捉えることはできない。そこで我々は、以下に述べるような、激しい気象擾乱を捉えるための優れた観測網をさらに生かすため、本研究所の可搬型ドップラーレーダーを大阪平野に設置し、関西航空地方気象台と、「低層ウインドシアの構造の解明」に関する共同調査を開始した。ここでは、本研究所のドップラーレーダーによる観測を中心として、この観測 (DROP : Doppler Radar on Osaka Plain) の概要と、これまでに観測された事例の一部を紹介する。

2 観測の概要

北海道大学低温科学研究所のドップラーレーダーは、北緯 34 度 32 分 45 秒・東経 135 度 39 分 03 秒、標高 180m の大阪教育大学柏原キャンパス内に設置されている。レーダーの観測領域はサイトを中心とする半径 64km、高度 20km 以内で、大阪平野、大阪湾、六甲山地、京都府南部や奈良県北部をカバーする (図 1 参照)。大阪湾北部・大阪平野北部の領域では、関西国際空港に設置されている空港気象ドップラーレーダーとの共同観測によるデュアルドップラー解析を行うことができる。空港気象 C-band ドップラーレーダーの波長は 5cm であり、本研究所の X-band ドップラーレーダー (波長 3cm) とは波長が異なることを利用して、雨滴の粒径分布を求める多波長解析も可能である。

大阪平野では、大阪教育大学が約 6km 間隔の雨量計観測網を独自に展開中で、アメダス (平均



図 1: 北大低温研ドップラーレーダーの観測領域 (半径 64km) およびデュアルドップラー観測領域。

間隔約 17km) よりも高分解能の地上雨量観測が行われている。同時に、柏原キャンパスには、雨滴粒径分布測定装置も設置されている。

この地域では大阪大学による高精度な雷活動の観測も行なわれており、降水現象と雷活動の関係も調査できる。

また、熱帯降雨観測衛星 (TRMM) の観測経路の北限近くに位置するため、観測頻度の高い PR および LIS による降水・雷の観測データとの比較も可能である。

更に、神戸震災以降 GPS 観測点も多く、GPS を用いた水蒸気観測データも利用できる。

3 おもな観測事例

1998年7月29日 大阪府北部から三重県中部にかけて東西に延びるライン状エコー。(図 2)

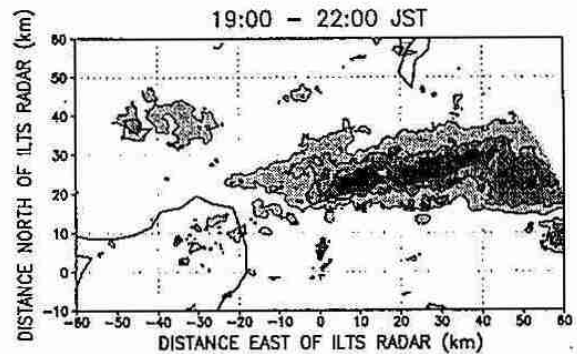


図 2: 1998年7月29日低温研レーダー (仰角 2.7°) で観測されたライン状エコー。19:00-22:00 の反射強度の平均値。15dBZ 以上 5dBZ 毎に表示。

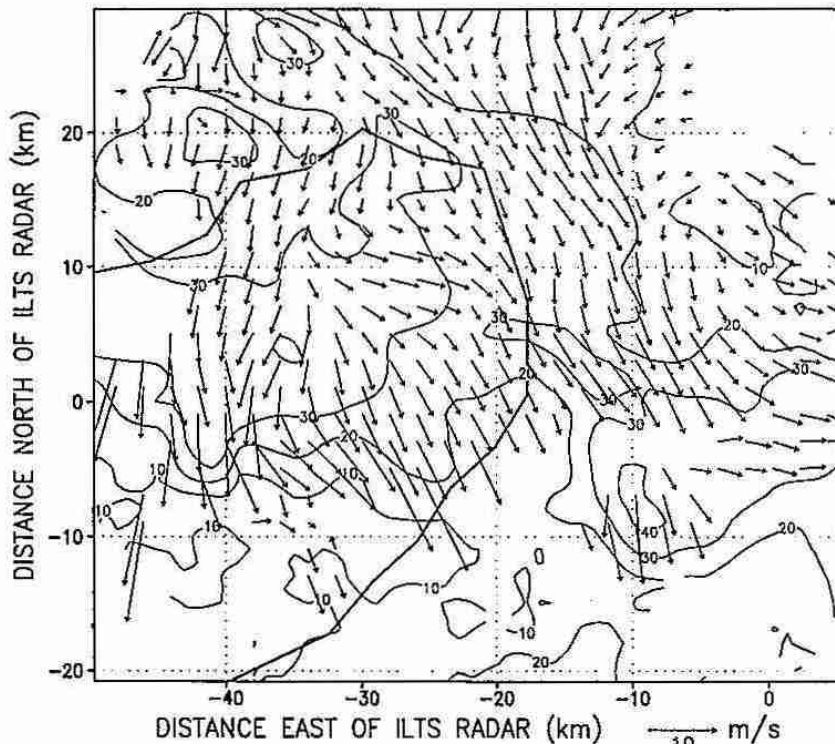


図 3: 1998年8月7日1420JSTにおけるデュアルドップラー解析結果。高度0.5kmでの反射強度 (dBZ) と水平風ベクトル。

1998年8月7日 停滞前線が南下、大阪湾上でダウンバースト発生。図3に1420JSTにおける北大低温研レーダーと関西空港レーダーのドップラー速度を用いたデュアルドップラー解析の結果を示す。大阪湾北部において、下層に強い発散域が見られる。この発散域は高度3km以下で確認でき、下層ほど顕著である。

1998年8月19日 大阪府北部の back building 型のライン状エコー。

1998年8月25日 淡路島上空で発達した帯状積乱雲群の東進。大阪湾上でダウンバースト発生。

1998年8月27日 停滞前線。奈良県桜井市で17-18時の1時間に88mmの雨量を観測。

1998年9月22日 台風9807号。近畿地方各地で暴風雨による被害が相次ぐ。14:00頃に台風が中心がレーダーサイト付近を通過。

1998年10月17-18日 台風9810号。0-1時の1時間に兵庫県名塩で45.5mmの雨量を観測。

1999年3月15日 大阪湾から大阪平野に進入するライン状エコー。

1999年4月6日 日本海上の低気圧から延びる寒冷前線の通過。各地で落雷や突風による被害が相次ぐ。前線通過時に TRMM との同期観測。

4 まとめ

大阪平野での2台のドップラーレーダーによる観測で、大阪平野・大阪湾に発生する激しい気象擾乱を数例捉えている。今後、これらの観測事例をもとに、この地域の気象擾乱の特性の解析を進める予定である。

参考文献

横田寛伸, 中島 肇, 1991: 典型的な淀川チャネル型大雨の事例解析, 平成3年度大阪管区府県気象研究会誌, 46-47.