

—発表会要旨②—

平成9年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成9年6月9日（月）

場所：北海道大学 百年記念会館（大会議室）

- | | |
|---|--------------|
| 1. 対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴..... | 42 |
| 北大院・理 | 橋本 明弘・播磨屋敏生 |
| 九大・理 | 高橋 勲 |
| 金沢大・工 | 村本健一郎 |
| 気象研ドップラーレーダー観測グループ | |
| 2. 石狩湾で観測された筋状降雪雲の熱力学構造のリトリバル..... | 44 |
| 北大・低温研 | 岩本 勉之・川島 正行 |
| 〃 | 牛山 朋来・藤吉 康志 |
| 〃 | 竹内 謙介 |
| 大阪教育大 | 吉本 直弘 |
| 3. VISSR/GMS-5 6.7 μ m Channel Data の量的な評価—1996年暖候期、高層データとの比較—..... | 46 |
| 北大院・理 | 尾崎 尚則・上田 博 |
| 4. 衛星リモートセンシングによる沿岸海域の汚濁解析..... | 48 |
| 北大院・工 | 小林 拓・太田 幸雄 |
| 5. カナダ北極圏の擾乱の構造..... | 50 |
| 北大院・理 | 遊馬 芳雄・岩田 絵司 |
| 〃 | 菊地 勝弘 |
| Univ. of toronto | G.W.K. Moore |
| 東大・海洋研 | 木村 竜治・坪木 和久 |
| 6. ユーラシアパターンの変動とメカニズム..... | 52 |
| 北大院・地球環境 | 大橋 康昭・山崎 孝治 |
| 7. 成層圏—対流圏の残差平均子午面循環の季節変化と波数ごとの寄与..... | 54 |
| 北大院・地球環境 | 薛 東一・山崎 孝治 |
| 8. 赤道成層圏界面付近に見られる温度擾乱の解析..... | 56 |
| 北大院・地球環境 | 林 寛生・塩谷 雅人 |
| 9. 太陽直達光と周辺光の分光観測による ADEOS/OCTS の地上支援..... | 58 |
| 北大・低温研 | 青木 一真・遠藤 辰雄 |
| 東大・気候システム | 中島 映至 |

1. 対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴

橋本明弘・播磨屋敏生(北大院・理)・高橋劭(九大・理)

・村本健一郎(金沢大・工)

気象研ドップラーレーダー観測グループ

1 はじめに

地上で観測される雨滴粒径分布は雲内での降水形成過程や雲底下での蒸発過程などと密接に関係していると思われる。また雨滴粒径分布は気象レーダーの反射強度から降水強度を見積もる際に重要な要素である。

1996年梅雨期に行われたTREXの一環として雨滴粒径分布の測定を行った。この時のデータを主成分分析を用いて解析し、雨滴粒径分布の一般的な特徴と対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴を調べたので報告する。

2 観測

期間 1996年6月19日-7月7日

場所 種子島南種子町

測器 雨滴粒径分布計(森技研)、ラピッド雨量計(レスカ社)

3 データ

雨滴粒径分布計は最小粒径0.45mm、分解能0.1mmで最小10秒間隔の粒径別個数を測定できる。解析には粒径0.2mm、時間2分にわたって平均したデータを用いた。ラピッド雨量計は最小降水強度0.12mm/hで最小2秒間隔の降水強度を測定できる。解析には時間2分にわたって平均したデータを用いた。雨滴粒径分布計の測定値から算出した降水強度とラピッド雨量計によって得られた降水強度は良く一致した。

4 解析

測定された雨滴粒径分布データを主成分分析を用いて解析した。主成分分析を行う際にはある粒径での個数が0である個所を少なくするため、粒径0.45mmから2.45mm(0.2mm間隔)までの比較的小さい粒径範囲の平均数濃度を10個の変量として用いた。

降水雲が対流雲であるか層状雲であるかは、屋久島に設置された気象研ドップラーレーダーによる反射強度データを用いて判別した。なおこの際にブライトバンドの有無によって対流雲と層状雲とを判別し、判別しにくいものは除外して解析した。

5 解析結果

主成分分析によって得られた10個の主成分のうち第一主成分と第二主成分の寄与率は67.6%と13.6%であった。これらを合計した累積寄与率は81.2%となり、粒径分布の変動の大部分は第一、第二主成分によると言える。

第一主成分は、図1(a)のように第一主成分の固有ベクトル成分がすべての粒径で正の値をとっており、これは図1(b)のように第一主成分のスコア(score(1))が増加するとすべての粒径で数濃度が増加するような変動を表している。第二主成分は、図2(a)のように第二主成分の固有ベクトルが小さな粒径で負の値をとり、大きな粒径で正の値をとっている。これは図2(b)のように第二主成分のスコア(score(2))が増加すると小さな粒径で数濃度が減少し、大きな粒径で数濃度が増加するような変動を表している。

score(1)は降水強度と良い相関を持ち、相関係数

は0.98であった。一方score(2)は粒径分布を式

$$N = N_0 \exp(-\lambda D)$$

のように指数関数型と仮定した場合のスロープ値 λ と良い相関を持ち、相関係数は-0.98であった。以上から第一主成分は粒径分布の数濃度方向への平行移動を表し、score(1)は降水強度と相関のある特徴量であると言える。第二主成分は粒径分布のシーソーのような動きを表し、score(2)はスロープ値と相関のある特徴量であると言える。

図3はscore(1)の値別に平均した粒径分布を点線で示し、score(1)と降水強度が良い相関を持つことを用いて、図1(b)のscore(1)のそれぞれの範囲を降水強度の範囲におおしたものである。また降水強度が3.4~6.7mm/hの粒径分布データの中からscore(2)が最大のもの(黒丸)と最小のもの(白丸)をピックアップしたものをプロットしている。この図から雨滴粒径分布の一般的な特徴として、平均値でみると降水強度の増加にともなう、数濃度が増加する方向へ平行移動すること、また個別にみるとその他に傾きの変化も含まれていることがわかる。

前述のscore(1)とscore(2)を用いて対流雲と層状雲の粒径分布の特徴を示したのが図4である。対流雲と層状雲はscore(1)の値が大きく異なっていることがわかるが、対流雲は図の右下、層状雲は図の左上にプロットされており、実線で示される境界によって領域が分けられると思われる。図5(a)は図4において横軸に散布図を射影して得られたscore(1)の度数分布を示し、図5(b)は図4において破線で示される軸に散布図を射影して得られた度数分布を示している。図5(a)よりも図5(b)の方が対流雲と層状雲の度数分布がよく分かれていることがわかる。

図4のscore(1)を降水強度で、score(2)をスロープ値で書き換えると、図6のようになる。図6の実線は図4の実線に対応するものである。図6から、対流雲と層状雲は図中の実線で分けられ、降水強度が大きい時はスロープ値のしきい値が小さく、降水強度が小さい時はスロープ値のしきい値が大きいことがわかる。

6 まとめ

今回の解析によって次のことがわかった。(1)雨滴粒径分布は平均値でみると、降水強度が大きくなるのにもなると数濃度が増加する方向へ平行移動する。また個別にみるとその他に傾きの変化もみられる。(2)対流雲と層状雲の雨滴粒径分布の特徴は式

$$\lambda = -2.59 \log R + 3.47$$

で分けられる。

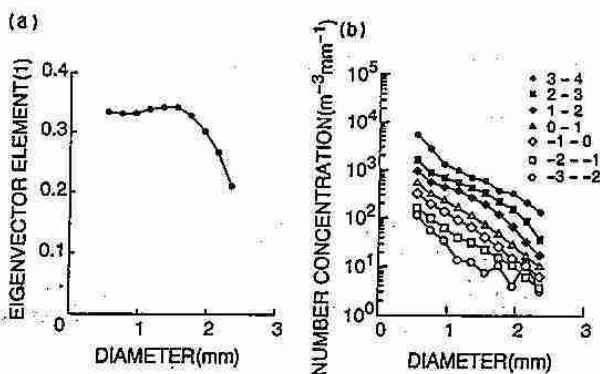


図1.(a) 第一主成分の固有ベクトルの成分。(b) score(1) の値毎に平均した雨滴粒径分布。(スコア値は図の右肩に示している)

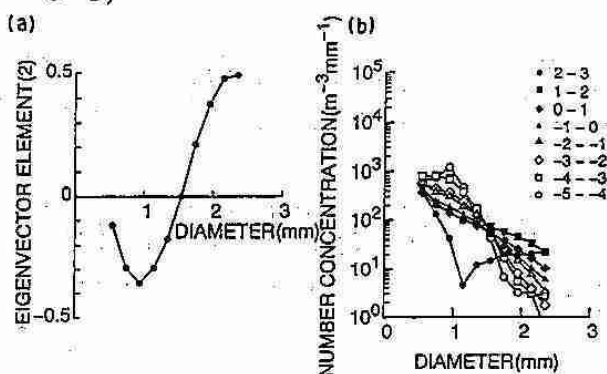


図2.(a) 第二主成分の固有ベクトルの成分。(b) score(2) の値毎に平均した雨滴粒径分布。(スコア値は図の右肩に示している)

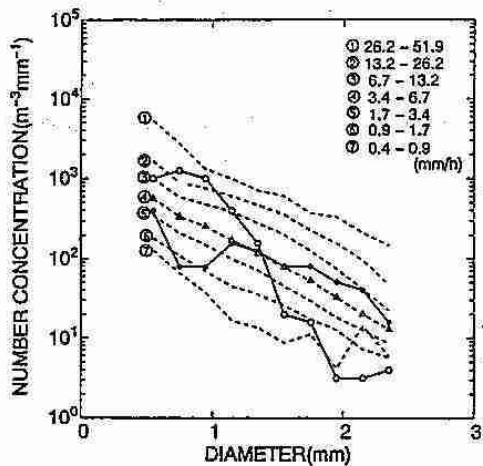


図3. 降水強度毎の雨滴粒径分布 (点線) と降水強度 3.4~6.7mm/h の条件下の平均粒径分布 (白三角) に対して傾きの最もゆるい分布 (黒丸) と最もきょうな分布 (白丸)。

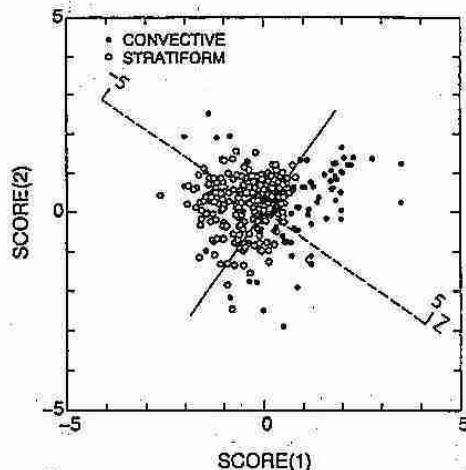


図4. score(1) と score(2) を用いた対流雲と層状雲との比較。

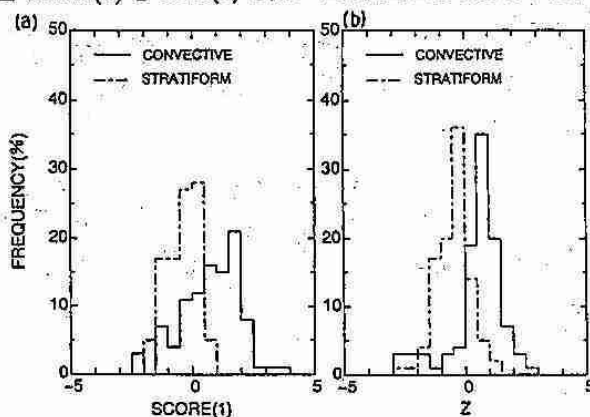


図5.(a) 図4において横軸に散布図を射影して得られた度数分布。(b) 図4において破線で示される軸に散布図を射影して得られた度数分布。(横軸は中心からの距離)

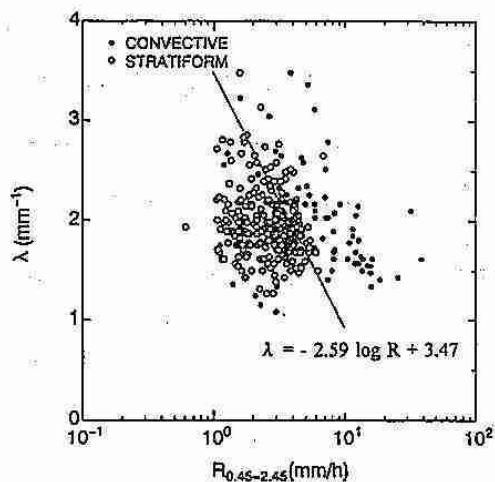


図6. 降水強度とスロープ値 λ を用いた対流雲と層状雲との比較。

2. 石狩湾で観測された筋状降雪雲の熱力学構造のリトリバル

*岩本勉之, 川島正行, 牛山朋来, 藤吉康志, 竹内謙介(北大低温研),
吉本直弘(大阪教育大)

はじめに

冬期海上で発生する降雪雲に関しては、これまで観測、理論とも多くの研究が行われてきた。特に近年では、ドップラーレーダーによる観測が盛んに行われ、降雪雲内部の詳細な気流構造が調べられている。しかし、降雪雲の形成維持機構を理解するのに必要な、熱力学構造はまだ明らかになっていない。そこで本研究では、冬期石狩湾で観測された主風向にほぼ平行な走向を持つ筋状降雪雲に対し、熱力学のリトリバル法を用いて降雪雲内の熱力学構造の解析を試みた。

データ

事例は1992年1月15日13時01分に石狩湾で観測されたものを用いた。図1はこのときの高度1kmにおけるレーダーエコーの水平断面である。小樽と厚田に設置された2台のドップラーレーダーによる観測からデュアル解析によって3次元の風速場を求めた。図1に示す小領域を切り出し、解析領域とした。さらに、石狩でのレーウインゾンデ観測によって得られた気圧・温度・水蒸気量の鉛直プロファイルの基本場のデータとして用いた。

解析手法

熱力学のリトリバル法は、Roux and Sun(1990)の方法を用いた。対象とした降水バンドは定常正が高いと考えられるため、運動方程式の時間変化項を省略した。また、Marécal et al.(1993)による雲氷のパラメタリゼーションを熱力学方程式に加えた。熱力学のリトリバル法により、レーウインゾンデによって得られた基本場(降雪雲の外の場)からの気圧偏差と温度偏差を求め、解析を行った。

解析結果

図2は図1に実線で示した場所におけるレーダーエコーと風速のバンドに直交する鉛直断面である。風の場合は下層で収束、上層で発散しており、比較的単純な構造を示している。なお、解析対象とした降水システムはバンドの方向に2次元性が高いので、以下この断面内でのみ議論を行う。

熱力学のリトリバルによって得られた気圧偏差のうち、流れの場に伴って生ずる成分(dynamic part)を図3に示す。上昇域では全層で正の気圧偏差が見られるが、下層でより値が大きい。これは対流による上昇流によって周辺の空気が下層に引きずり込まれる効果よりも、外的な要因、この場合季節風(図2の右側)と地形効果で生じた風速成分(同左側)との収束の効果の方が大きいことを示している。

図4に、気圧偏差のdynamic partから求めた気圧傾度力の鉛直成分を示す。また図5に、熱力学のリトリバル法によって得られた温度偏差から求めた浮力の鉛直分布を示す。気圧傾度力は高度1kmを境として下層では正、上層では概ね負の値を示している。これに対し浮力は、上昇域下層では比較的値が小さく、高度1kmを越えると大きな正の値を示している。以上のことから、この降水システムにおいては、地形の効果によって下層で上向きの気圧傾度力を生じ、対流が強化されていると考えられる。

また、レーダーエコーから求めた雪のloadingを図6に示す。降水の激しい場所では気圧傾度力や浮力を上回る負の値を示しており、降雪雲の発達や衰退に関して無視することのできない量であると考えられる。

まとめ

1992年1月15日の13時01分の事例に関して熱力学のリトリバルを行なった結果、以下のことがわかった。

- 地形効果による西風と季節風との収束によって正の気圧偏差を生じている。この影響により高度1km以下では空気塊が強制的に上昇する効果が大きい。
- 高度1km以上では凝結に伴って生ずる浮力によって対流が起こっている。
- 雪の荷重が対流活動に大きな影響を与えている。

今後の課題

本研究では熱力学のリトリバル法の結果を用いた定性的な議論に終始したが、より定量的な議論を行うために、結果の精度を向上させる必要がある。そのためには観測をよりリトリバル法を意識したものにする必要があるであろう。具体的には、

- レーウインゾンデの上げ方
- ドップラーレーダーの配置
- リトリバルの結果の検証に用いるための観測(航空機などによる観測)

の3点を考慮した観測を行う必要があると思われる。

参考文献

Marécal, V., D. Hauser, and F. Roux, 1993: The 12/13 January 1988 Narrow Cold-Frontal Rainband Observed during MFD/FRONTS 87. Part II: Microphysics. *J. Atmos. Sci.*, 50, 975-998.

Roux, F. and J. Sun, 1990: Single-Doppler Observations of a West African Squall Line on 27-28 May 1981 during COPT 81: Kinematics, Thermodynamics and Water Budget. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1826-1854.

Ishikari Bay & Snow Band (z=1km) 1301JST

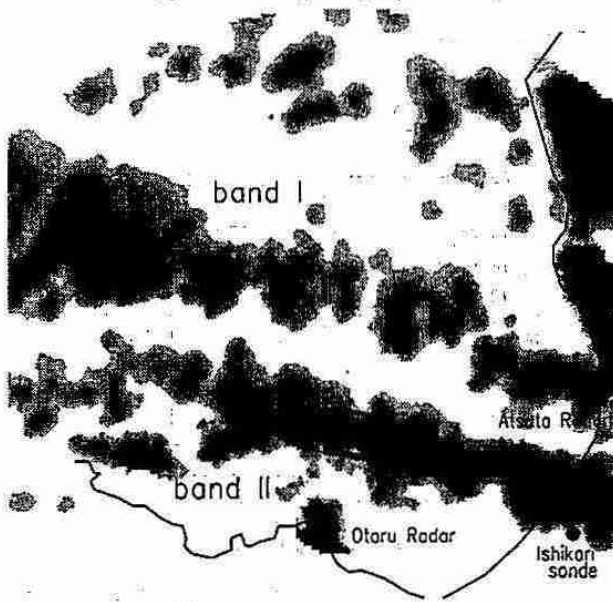


図1:北海道石狩湾周辺の海岸線, 観測地点, および1992年1月15日13時01分の高度1kmにおけるレーダーエコー.

Vertical Distribution of Ze & Wind @x=0km 1301JST

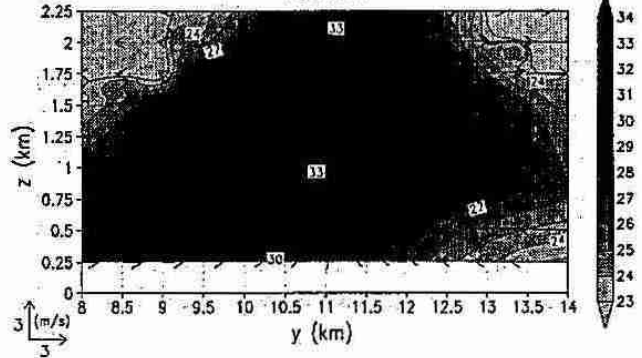


図2:図1に実線で示した解析領域の中央部における, バンドに直交する断面での1992年1月15日13時01分のレーダーエコー (dBZ) と風速 (m/s) の鉛直断面図. 風速は鉛直断面内の風速成分を表す.

Vertical Distribution of Dynamic Pressure 1301JST @x=0km

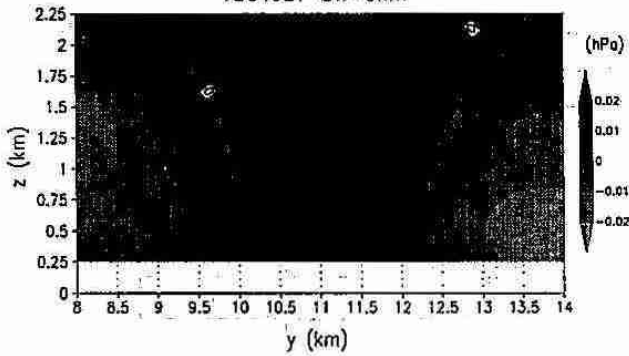


図3:熱力学的リトリーブによって得られたx=0kmにおける13時01分の気圧偏差のdynamic part(hPa).

Vertical Distribution of Dynamic Pressure Gradient 1301JST @x=0km

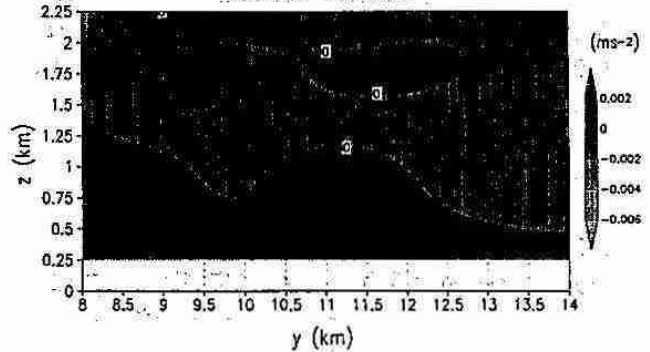


図4:気圧偏差のdynamic part から求めた鉛直方向の気圧傾度力 (m/s²) の鉛直分布.

Vertical Distribution of Thermal Buoyancy 1301JST @x=0km

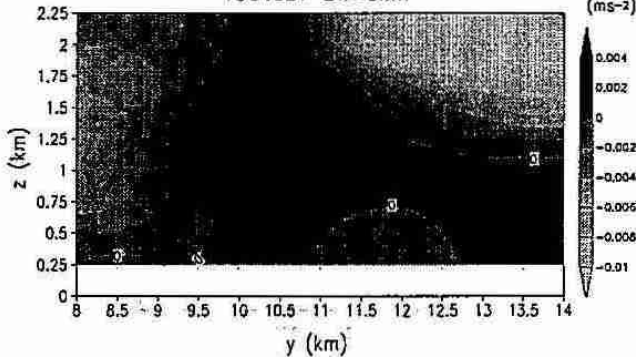


図5:温度偏差に伴う浮力 (m/s²) の鉛直分布.

Vertical Distribution of Snow Loading 1301JST @x=0km

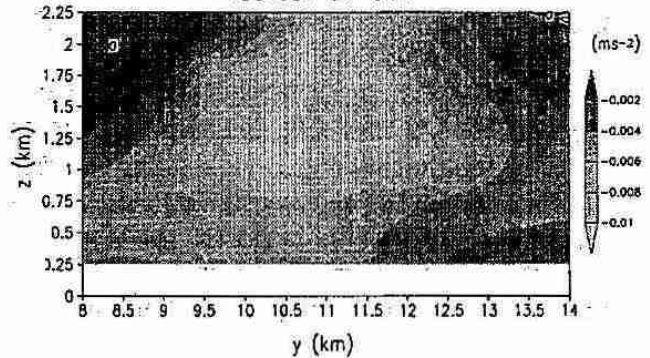


図6:レーダーエコーの分布から求めた雪の荷重 (m/s²) の鉛直分布.

3. VISSR/GMS-5 6.7 μ m Channel Data の量的な評価

-1996年暖候期、高層データとの比較-

尾崎 尚則・上田 博 (北大院・理)

1. はじめに

¹VISSR/GMS-5 の 6.7 μ m Channel は 1995 年 6 月から正式運用を開始し、²VAS/METEOSAT や ²VAS/GOES 等と同様に、地球大気の水蒸気のインフォメーションを提供している。一般に、これは等価黒体温度(TBB)として与えられる。現在までのところ、この TBB の量的な評価・解析が余り報告されていないのが実状である。本稿では 1996 年の暖候期の高層データをもとに、上部対流圏の水蒸気量と 6.7 μ m Channel data(TB6.7 μ m)の量的な評価を行ったので、その結果を報告する。

2. データと解析方法

館野・八丈島・南大東島・父島における 1996 年 6 月 17 日~7 月 14 日迄の高層データ(00, 12UTC)から、500~300hPa の水蒸気量と、それぞれの観測点上の 0.1°×0.1°グリッド(幾何補正施行)の VISSR/GMS-5 の TB6.7 μ m を用いる。評価・解析は、図1に示す 6.7 μ m Channel の応答関数をふまえた過重関数(contribution function)に基づいている。この図は McClatchey *et al.* (1972)の中緯度・夏季の標準大気を用いて、contribution function $C(\log p)$ は、

$$C(\log p) = \int_{x_1}^{x_2} A(x)B(x,T) \frac{\partial \tau(x, \log p)}{\partial \log p} dx \quad (1)$$

に従っている。ここで、 x は波数、 x_1, x_2 は積分区間(波数)、 $\tau(x, \log p)$ は透過率、 $A(x)$ は応答関数、 $B(x,T)$ は Planck 関数、 T は気温、 p は気圧をそれぞれ表す。図1から、6.7 μ m Channel は 400hPa 付近にピークをもち、500hPa~300hPa 間の水蒸気量(WVC)、

$$WVC = \frac{1}{g} \int_{500}^{300} q dp \quad (2)$$

を感じていることがわかる。ここで、 q は比湿、 g は重力加速度を表し、 WVC (mm)は単位面積当たりの気柱中の水蒸気量を求めている。

従来、METEOSAT、GOES 衛星に Water Vapor Channel(WV)が搭載された際、例えば Poc *et al.*(1980) や Soden *et al.*(1993)等のように、高層データ及び model simulation との比較から、晴天域のみの TB_{wv}の量的な評価がなされている。本稿では、窓領域の赤外データ TB_{11 μ m}}を用いて晴天域及び雲域の双方で、TB_{6.7 μ m}}から水蒸気量を定量化し、水蒸気リトリバル法とする。

1 VISSR: Visible Infrared Spin Scan Radiometer

2 VAS: VISSR Atmospheric Sounder

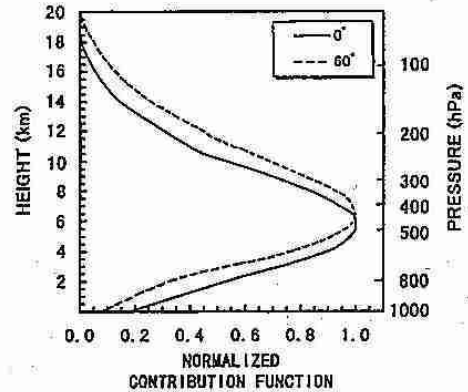


図1 応答関数を加味した過重関数。実線は衛星の天頂角 0°、破線は 60°のものを示す。モデル計算には、中緯度・夏季の標準大気を用いている。

3. 水蒸気リトリバル法

八丈島での 500hPa 以上の水蒸気量と TB_{6.7 μ m}}の関係を図 2(a)に示す。この水蒸気量が、TB_{6.7 μ m}}の指数関数(図 2の回帰曲線)で表現できる。

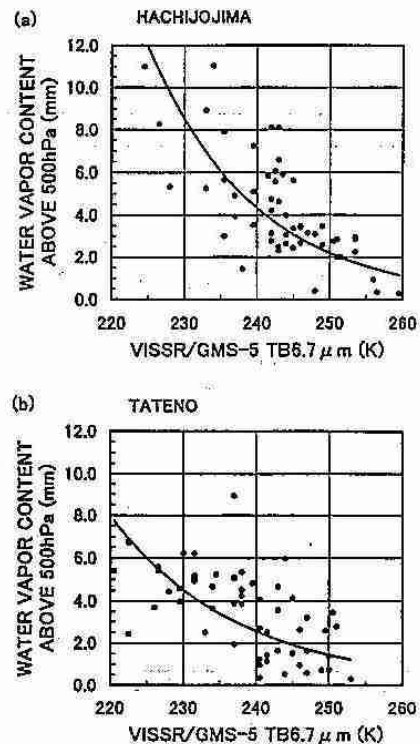


図2 (a) 八丈島、(b) 館野における高層データによる 500hPa 以上の水蒸気量(mm)と TB_{6.7 μ m}} (K) の関係。図中の曲線は、回帰曲線を示す。

解析期間中、八丈島では概ね晴天域データが支配的で、この指数関係は Poc *et al.* 等のリトリーバルの結果と良く一致する。次に、雲域データを多数含む館野での結果を図2(b)に示す。図2(a)と比較すると、TB6.7 μm が240K以下で雲の影響を反映し、曲線の傾きが緩くなる。

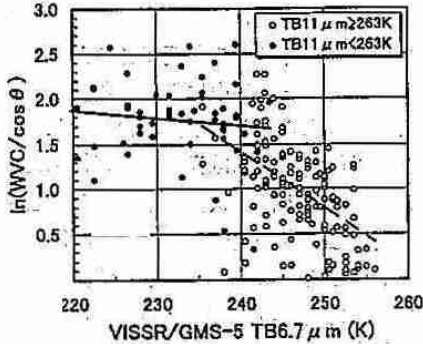


図3 館野、八丈島、南大東島、父島での水蒸気量(観測点の緯度 θ を加味)とTB6.7 μm の関係。白丸は晴天域(破線の回帰直線)、黒丸は雲域(実線の回帰直線)を示す。

更に、4つの観測点で同様の解析を行い、TB11 μm から一義的(しきい値 263K)に晴天域と雲域を区分した結果を図3に示す。この図は、衛星と高層データの較差(観測点の緯度 θ の余弦)を加味し、縦軸は対数を用いて表現している。晴天域と雲域のそれぞれの回帰直線は、TB6.7 μm を用いて以下の通りである。

$$\text{(晴天域)} : \ln\left(\frac{WVC}{\cos\theta}\right) = 16.65 - 0.0634 \text{ TB}6.7\mu\text{m} \quad (3)$$

$$\text{(雲域)} : \ln\left(\frac{WVC}{\cos\theta}\right) = 3.722 - 0.0084 \text{ TB}6.7\mu\text{m} \quad (4)$$

TB6.7 μm は、約240Kを境に晴天域・雲域での水蒸気量として、指数関数を用いて表現することができる。

4. 水蒸気リトリーバル法の評価・検証

水蒸気リトリーバル法のテストとして、近似式(3)、(4)を用いて水平的に水蒸気量をリトリーブしたのが図4である。これは、1996年7月5日12UTCのケースである。この図で、梅雨前線北側のドライな領域や、前線への南西側からの水蒸気の供給のなどがうまく表現できている。このケースで、図4のエリア内のすべての高層観測点データ(27観測点)での高層データからの水蒸気量と、衛星でリトリーブしたものの相関係数を求めると、0.82と非常に良い結果が得られた。また、この図の12時間前でみても、0.75と相関が良いことがわかった。

次に、図5で今回のリトリーバル法のエラーの評価と検証をする。晴天域・雲域を比較すると、相関とバイアス共に晴天域での結果が良いことがわかる。また、双方とも衛星での水蒸気リトリーブがやや過大評価傾向にあることが示された。

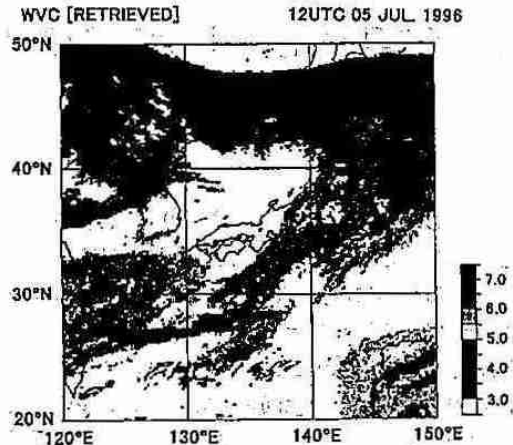


図4 1996年7月5日12UTCのVISSR/GMS-5 TB6.7 μm から水蒸気リトリーバル法で求めた500hPa以上の水蒸気量(mm)。

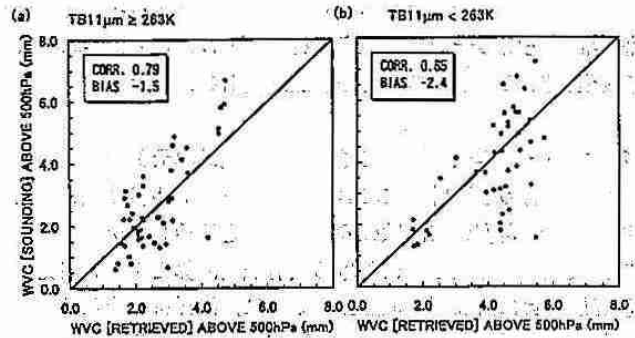


図5 (a) TB11 μm \geq 263K (b) TB11 μm < 263Kでの、高層データから求めた水蒸気量(mm)と、TB6.7 μm からリトリーブした水蒸気量(mm)の関係。データは1996年6月25日と7月5日(それぞれ00、12UTC)である。

5. 考察・まとめ

VISSR/GMS-5のTB6.7 μm から、500hPa以上の水蒸気量を指数関数で定量化できる。またTB11 μm を用いて、晴天域・雲域を含む衛星の視野内で、高い時間分解能での水平的な水蒸気量の見積もりが可能である。しかし、本稿で図示したデータには分散が見られ、この原因には高層でのsoundingの信憑性の限界等が考えられる。(Elliot and Gaffen, 1991)。また雲域では、系統的なエラーが晴天域よりやや大きく、水蒸気の定量化には今後モデル計算を含め、より詳細な解析を進める必要がある。

参考文献

- Elliot and Gaffen, 1991: Bull. Am. Meteorol. Soc., 72, 1507-1520.
- McClatchey *et al.*, 1972: AFCRL-72-0497, 108pp.
- Poc *et al.*, 1980: J. Appl. Meteor., 19, 868-876.
- Soden *et al.*, 1993: J. Geophys. Res., 98, 16669-16688.

4. 衛星リモートセンシングによる沿岸海域の汚濁解析

北大・工 小林 拓・太田 幸雄

1. はじめに

日本の沿岸の海洋環境は、昭和30~40年代に比べ、清浄さを取り戻しつつあるが、未だに赤潮や青潮、赤土問題などが発生している。このような沿岸海域の汚濁対策を行うためには、汚濁状況を定量的に評価する必要があるが、船舶では広範囲にわたる観測に限界があり、人工衛星によるリモートセンシングが期待されている。海中に入射した太陽放射は、海中で水分子によるレーリー散乱、及び汚濁物質によるミー散乱、吸収を受け、再び海面から上空へ放射される。この上向き放射は、汚濁物質の濃度変化により、例えば清浄海域は濃青色、沿岸海域は緑色、赤潮は赤褐色、黄褐色と変化するため、この海色の変化（上向き放射スペクトルの変化）を測定することにより、海域の汚濁状況を把握することが出来る。この汚濁物質濃度と上向き放射スペクトルとの関係を求める方法に相関解析法と光学的模式法がある。相関解析法は、汚濁物質濃度と上向き放射スペクトルを多くの地点で測定して回帰直線を求める方法である。しかし水中物質の光学的特性を一切無視しているため、統計的に求めた関係が常に適用できるとは限らず、また例えば赤潮は、定常的に発生せず、赤潮毎にプランクトンの光学的特性が違ふ可能性が高いため、相関解析法を適用することはできない。一方、光学的模式法は海水中の溶解物質や懸濁物質、海水分子の吸収係数や散乱係数などの光学的特性を与えて大気・海洋系の光の伝播に関する放射伝達方程式を解く方法である。これまで、この海面からの放射スペクトルを理論的に求めて汚濁物質濃度を推定する手法は開発されておらず、汚濁物質の分布状況を色の違いとして定性的に判別しているのみであった。本研究では沿岸海域汚濁の一例として赤潮を取り上げ、この光学的模式法に基づいてリモートセンシングにより赤潮プランクトン濃度を推定する手法についての基礎的検討を行った。

2. 大気・海洋結合系における放射伝達計算モデル

太陽放射の伝達計算において、ルジャンドル多項式を適用したP3近似法に、散乱光角度分布関数の δ 関数近似を適用したデルタP3近似解法を用いて、大気・海洋結合系における放射伝達計算モデルを開発した。大気は大気境界層、自由対流圏、成層圏の3層に、海洋は表層及びそれ以下の層の2層とした。各層内においては、エアロゾル及びプランクトンなどの光学的特性は一律であるとした。海面は光学的に不連続であり境界条件は、海水の屈折率、反射率、透過率そして立体角の変化を考慮した（図1）

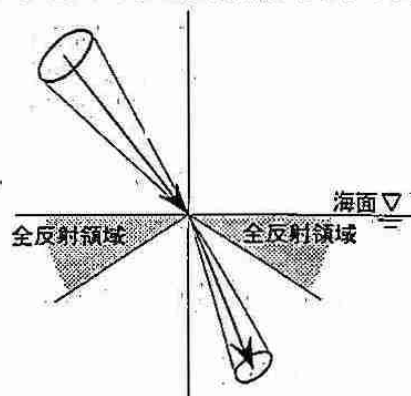


図1 海面での立体角の変化

3. 赤潮プランクトンの光学的特性の測定

本研究で用いたデルタP3近似解法による放射伝達計算においては、単一散乱アルベド、散乱光角度分布関数のルジャンドル関数による展開係数、そして消散係数が必要である。そこで実際に2種類の赤潮プランクトン（*Skeletonema costatum*, *Heterosigma akashiwo*）について、国立環境研究所から菌株を入手し培養して、その消散係数と吸収係数を測定し、必要な光学的特性を求めた。以下*Skeletonema*の結果のみを示す。波長550nmでの散乱光角度分布関数から前方散乱が非常に強いことが分かる（図2）。

4. 赤潮発生時の上向き放射スペクトルの計算

本計算では、赤潮プランクトンの細胞個数濃度を清浄な海域の1個/mlから濃密な赤潮である 3×10^5 個/mlまで増加させ、各波長域の海面直上での上向き放射フラックスを計算した。

4-1 赤潮プランクトンのみを存在させた場合

赤潮プランクトン自身の光学的特性の海面直上での上向き放射フラックスへの寄与を調べるために、赤潮プランクトンのみが海中に存在すると仮定し、計算を行った。結果を図3(a)に示す。清浄な海域である1個/mlの場合のスペクトル（実線）から、濃青色が再現されていることがわかる。しかしプランクトン濃度が増加するとともに海面直上での上向きフラックスが減少した。これは、赤潮プランクトンは前方散乱が卓越し、後方散乱が非常に小さいため、プランクトンの増加

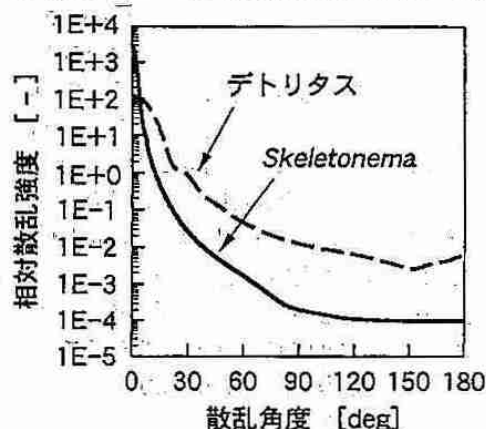


図2 赤潮プランクトンとデトリタスの正規化した散乱光角度分布関数

に伴い、レーリー散乱による後方散乱光はプランクトンに吸収され、海面直上での上向きフラックスは小さくなったためであると推測される。現実の海では、赤潮発生時に海が暗くなることはない。赤潮プランクトン以外に後方散乱を引き起こす散乱体が存在すると考えられる。

4-2 デトリタスを伴わせた場合

実際の海中では、プランクトン以外に後方散乱を引き起こす散乱体が様々存在し、特にデトリタスは、その存在量がプランクトン濃度に比例すると考えられる。そこでデトリタスを赤潮プランクトンとともに海中に発生させ、現実の赤潮のような海色が再現できるかどうか検討した。デトリタスとは、生物に付随して発生する破片・死骸・代謝産物ならびにこれらの分解産物のことである。しかしこれまで、このデトリタスの光学的特性、及び存在割合については、明らかにされていない。そこで今回は、デトリタスはプランクトンの死骸であることから、光合成色素は分解してなくなり、光を吸収しないものと仮定した。粒径分布は正規分布で、平均粒径はプランクトンの1/4とし、プランクトンと同じ体積濃度を存在させた。デトリタスを赤潮プランクトンと共に存在させ、再び同様の計算を行った。結果を図3(b)に示す。個数濃度が増加するにつれて、全波長域にわたり海面直上での上向き放射フラックスが増加している。個数濃度が 3×10^4 個/mlまでは580nm以下の短波長領域が特に増加し、海色が緑色に変化した。この濃度を越えると570~590nm付近にピークが出現した。また赤潮プランクトンのみを増加させたときには変化しなかった600nmより長波長領域の海面直上での上向き放射フラックスも増加している。今回設定した最高個数濃度である 3×10^5 個/mlに達したとき、580nm前後に強いピークが出現した。この波長は黄色に相当し、実際の*Skeletonema*の赤潮は黄褐色になることから、本計算によりこの海色を再現できたものと思われる。

これらの結果からデトリタスが海色に大きな影響を与えていることが明らかになった。すなわちリモートセンシングにおいて衛星データから赤潮プランクトン濃度を推定するためには、デトリタスの光学的特性と存在量の把握が重要であることがわかった。

5. リモートセンシングによる赤潮プランクトン濃度の推定の可能性

今回の計算を基に、リモートセンシングによる赤潮プランクトン濃度の推定の可能性を検討した。人工衛星は日本の地球観測衛星“みどり”。センサは海色海温走査放射計OCTSを想定した。実際の解析の際は、大気による影響を取り除くために各センサのバンド間の上向き放射フラックスの比を使用する。各バンド間の海面直上での上向き放射フラックスの比を図4に示す。

*Skeletonema*のバンド間のフラックス比をみると、赤潮といわれるような個数濃度が 10^3 個/mlを超えるあたりから値が大きく変化し始め、 10^3 個/mlから 3×10^4 個/mlの範囲では、精度よく濃度を推定できることがわかる。なお 3×10^4 個/mlを超える濃度の高い場合は、海面直上での上向き放射フラックスそのものがかなり増加しており、この放射フラックスを補完的に用いれば高い濃度域でも個数濃度の推定は可能であると思われる。

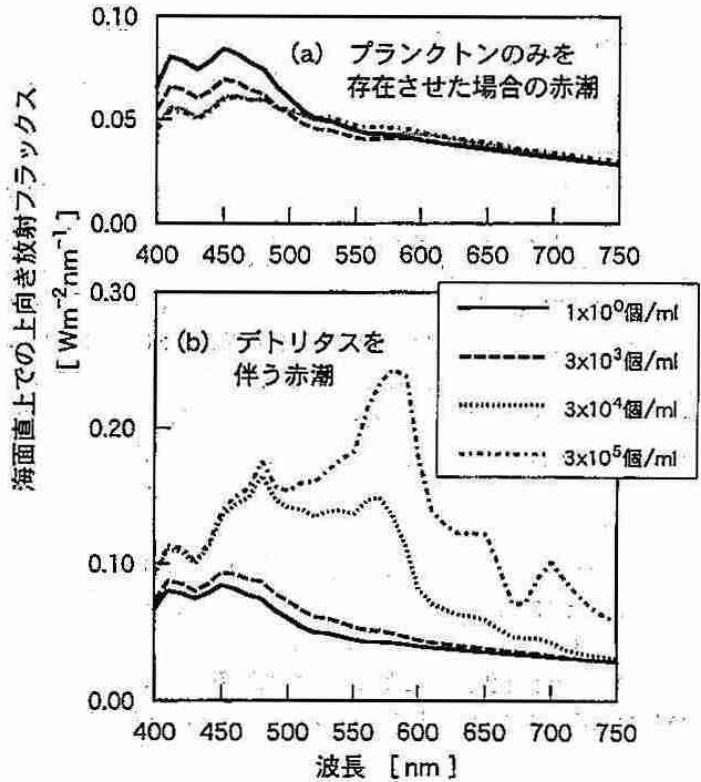


図3 赤潮発生海域における海面直上での上向き放射フラックス

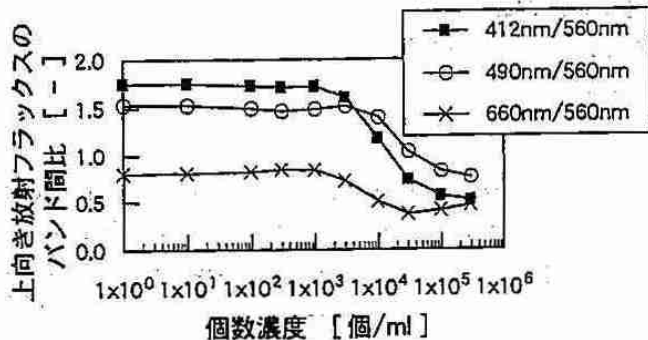


図4 OCTSのセンサバンド間の海面直上での上向き放射フラックス比

5. カナダ北極圏の擾乱の構造

遊馬芳雄・岩田総司・菊地勝弘(北大院・理)・G. W. Kent Moore (University of Toronto)

木村竜治・坪木和久(東大・海洋研)

1. はじめに

カナダ西部北極圏では北極海の Beaufort 海が氷に覆われる前の晩秋から初冬にかけて、非常に多くの極域擾乱(ストーム)が通過することが報告されている。これらの擾乱の構造や水循環を調べる目的で、BASE (Beaufort and Arctic Storms Experiment) 観測研究計画が1994年秋期 Beaufort 海、Mackenzie Delta 周辺領域のカナダ北極圏で行われた。我が国からも国際学術研究「中緯度の気象・気候に影響を与える極気団の形成と活動に関する研究」(研究代表者: 木村竜治東大海洋研教授)の一環としてこの観測研究プロジェクトに参加した。これまでの解析結果より、この領域では主に2つの擾乱のタイプが多く起こっている。それは“Pacific Origin”タイプと呼ばれる北部太平洋起源の擾乱と、“Storm Track”タイプと呼ばれる北極域起源で Beaufort 海上を東進する擾乱の2つのタイプである。本研究で解析した擾乱は後者に属するタイプで9月30日から10月1日にかけて観測された擾乱(IOP-10)である。

2. 解析結果

図1にカナダ大気環境局(AES)による“Storm Track”タイプの擾乱(IOP-10)の総観解析図を示した。図中に示した Tuktoyaktuk に北海道大学大学院理学研究科の偏波ドップラーレーダを設置した。9月30日から10月1日にかけて Beaufort 海上の Ice edge に沿って低気圧が東進している。この低気圧に伴って、はっきりとした温暖前線と寒冷前線が解析されていた。温暖前線は Tuktoyaktuk 上空を30日18UTC頃、寒冷前線は1日00UTC頃通過した。9月30日19:01UTCのNOAA AVHRR 赤外画像を図2に示した。この図中には前線と低気圧の位置が重ね合わされて表示されている。寒冷前線に伴う対流的な比較的低い雲と温暖前線に伴う比較的高層の層状の雲の広がりが見える。この層状雲は閉塞(寒冷)前線の前面を通過して低気圧の中心に巻き込んでいる。また、寒冷前線の後線がはっきりとしていて、後方には海面付近の低層雲だけが見える。Beaufort 海に面した Tuktoyaktuk でのレーダー観測によると断続的に温暖前線に伴った弱い降水エコーと寒冷前線に伴った対流的なバンド状の降水エコーが観測された。10分毎に観測された仰角10度のPPI画像データを基にレーダー反射因子の高度平均値とVAD(Velocity Azimuth Display)法による風向・風速の高度分布を図3に示した。温暖前線の通過に伴って風が比較的均一で断続的な弱い降水エコーと、寒冷前線の通過に伴って下層の高度1km付近に Beaufort 海から流入する北西風の強風層と高度2~3km付近にバンド状エコーの走向に沿った強風層が観測された。寒冷前線通過後の1日03UTCにレーダーサイトから飛揚した高層データを図4に示した。高度約4.3km以下の空気が湿っていて、それ以上の高度での空気は暖かくて乾燥している。高度約1.5km以下では北西風、その上空では西風で、風速は高さとともに増加していた。3時間後の06UTCに飛揚した高層データから上空の乾燥した暖かい空気は高度4.2kmに下がっていた。これは寒冷前線通過後、対流圏上部からの気塊の沈み込みによって生じた乾燥空気によるものと考えられる。

図5に気象庁による客観解析データ(GANAL)から94年9月30日12UTCの地表及び700hPa面の気圧、水蒸気混合比及び水蒸気フラックスの分布図を示した。寒冷前線に伴う水蒸気量の増加と温暖前線に伴う水蒸気量の増加が見られ、寒冷前線後面では乾燥空気の上層への進入が見られる。これらの構造はBrowning and Monk (1982)、Browning (1990)等で報告されているイギリス周辺での中緯度の低気圧の構造によく似ていて、それぞれ、“Warm Conveyor Belt”、“Cold Conveyor Belt”、“Dry Intrusion”に対応している。寒冷前線前面の“Warm Conveyor Belt”は Bering 海付近からアラスカ北部上空を通過して水蒸気を東方に輸送し、下層には結氷前の Beaufort 海からの水蒸気の供給が見られる。この様子をイラストで示したのが図6である。

3. まとめ

カナダ北極圏で1994年秋期に行われたBASE (Beaufort Arctic Storms Experiment)で観測された“Storm Track”タイプに分類される極域擾乱を解析した。その結果、カナダ北極圏で観測された高緯度の低気圧も、イギリス周辺で報告されている中緯度の低気圧の構造によく似ていて、3つの気流系“Warm Conveyor Belt”、“Cold Conveyor Belt”、“Dry Intrusion”の存在が確認された。“Warm Conveyor Belt”は Bering 海付近からアラスカ北部上空を通過して水蒸気を輸送し、下層には結氷前の Beaufort 海からの水蒸気の供給が見られた。

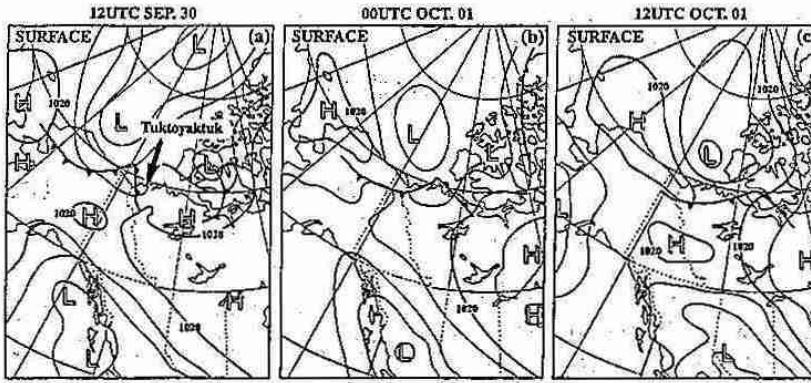


図1. 解析した"Storm Track"擾乱の地上総観解析図。(a): 9月30日12UTC.(b): 10月1日00UTC.(c): 10月1日12UTC.



図2. 9月30日19:01UTCのNOAA AVHRR赤外画像.

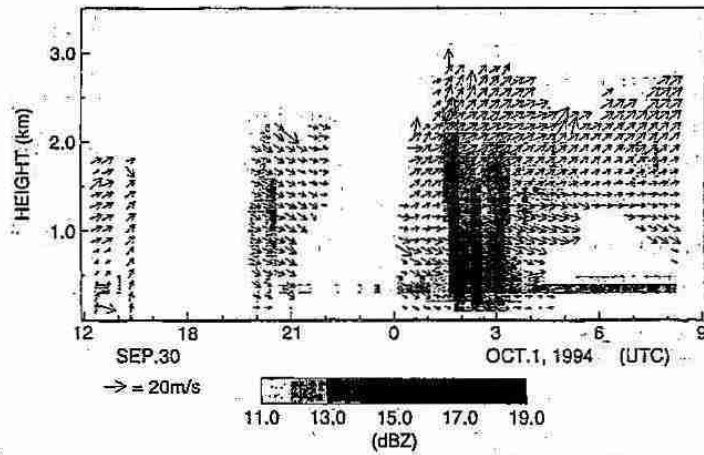


図3. Tuktoyaktukで観測された平均したレーダー反射因子と水平風.

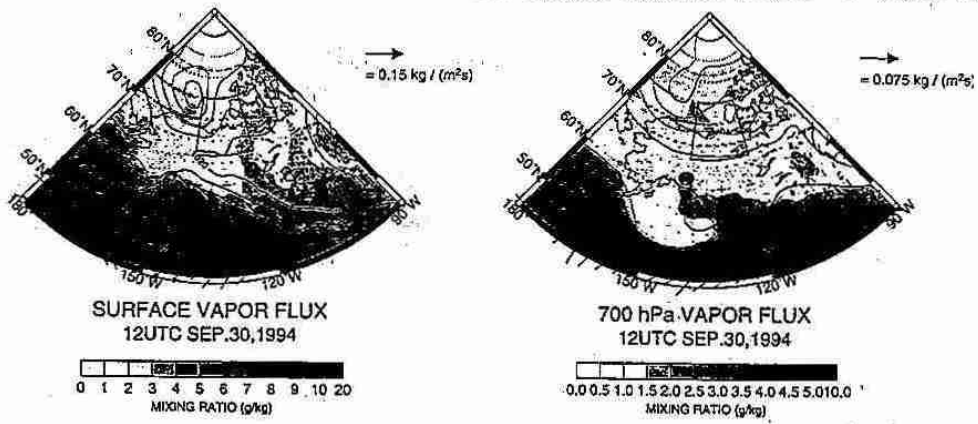


図5. 9月30日12UTCの地表及び700hPaの気圧、水蒸気混合比、水蒸気フラックス.

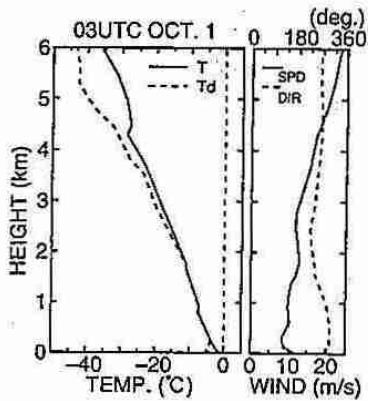


図4. 10月1日03UTCのTuktoyaktukでの高層データ.

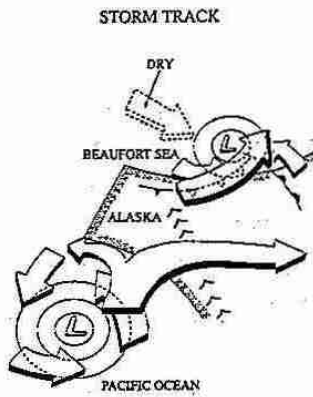


図6. "Storm Track"擾乱の概念図.

6. ユーラシアパターンの変動とメカニズム

*大橋 康昭・山崎 孝治(北大院・地球環境)

1. はじめに

テレコネクションパターンの一つで、北欧からロシアを通り日本にかけてのユーラシア(EU)パターンは、変動中心の一つが日本付近にあり日本の冬季の気候に大きな影響を与える。しかし、その変動やメカニズムに関してはまだ良く解明されていないのが現状である。そこで、日本を含む東アジア地域の気候に多大な影響を与える EU パターンの近年における経年変動や季節変化の様子と、極渦の強化をはじめとした近年の北半球中高緯度の気候場、SST 等の気候要素との相互関係について明らかにすることにより、EU パターンのメカニズムを解明することを目的として解析を行った。

2. データ

使用したデータは、NMC 客観解析データで、1978 年から 94 年までの月平均、グリッド間隔は緯度経度ともに 2.5°である。

3. 結果

Wallace and Gutzler(1981) によって定義された EU パターンインデックスの冬季平均時系列を図 1 に示す。これより、1988/89 年を境にして、EU インデックスが正から負に移行したが、これは、パターンとしては 1988/89 年以前は (⊖ ヨーロッパ) ↔ (⊕ ロシア中央) ↔ (⊕ 日本) のパターンだったのが、それ以後はパターンの符号が逆転している。このことは最近の日本の暖冬化傾向を示している。さらに、極渦の強化をはじめとした 80 年代後半の北半球気候場の急変と密接に関連していることを示唆している。

次に、Plumb(1985) によって定義された定常波の活動度フラックスを用いてロスビー波の伝播特性を調べた(図 2)。その結果、EU インデックスが正のときは、北大西洋起源と思われる活動度フラックスがユーラシア大陸上を zonal 方向に伝播するのに対して、負のときは、北大西洋からの活動度フラックスはより南に向き、ヨーロッパから赤道へ南東方向に抜ける形となった。

このことから、パターンとして (⊖ ヨーロッパ) ↔ (⊕ ロシア中央) ↔ (⊕ 日本) のときはロスビー波の直接的伝播によるパターン、(⊕ ヨーロッパ) ↔ (⊖ ロシア中央) ↔ (⊕ 日本) のときは間接的に現れるパターンであると考えられる。

これらの結果から、定常波の活動度フラックスの強さと方向の違いが EU パターンの位相に影響することがわかるので、実際活動度フラックスの変動傾向を調べるために、EU パターンの領域において活動度フラックスに対して主成分分析を行った。各主成分のうち、EU インデックスと相関の高かった、第 1、第 2 主成分の結果を示す(図 3)。第 1 主成分の固有ベクトルパターンは、北大西洋からヨーロッパを通り南東方向へ抜ける形となり、一方ユーラシア大陸中央から東部にかけては西向きになっている。スコア時系列は 80 年代後半からほとんど正の値をとり続けていることから、近年の北半球中高緯度気候場の変化に対応した変動パターンであると考えられる。第 2 主成分はより南側からフラックスが南東方向へ抜けるようなパターンが現れている。ヨーロッパではあまり大きな変動は見られない。スコア時系列は EU インデックスの他に PNA インデックスとの相関が高いという特徴がある。

4. まとめ

解析結果から、EU パターンは 80 年代後半に位相が逆転したこと、定常波の伝播特性の違いが EU パターンの位相に影響を及ぼすことがわかった。また、主成分分析により、EU パターンに関連した 2 つの活動度フラックスの変動パターンを検出した。

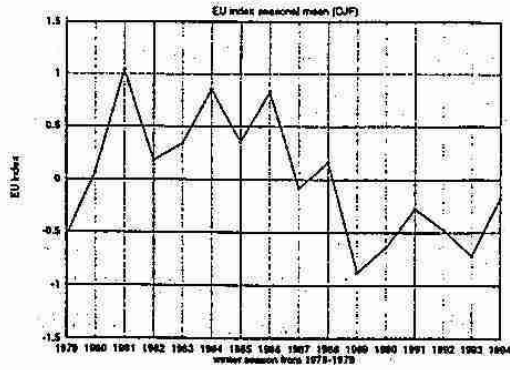
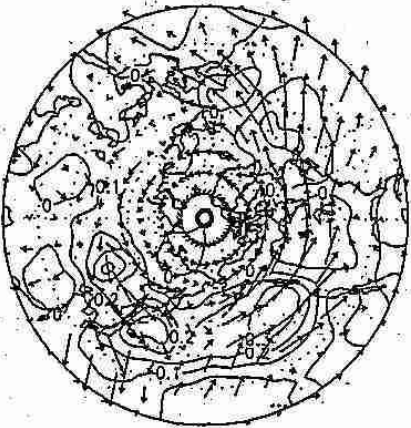
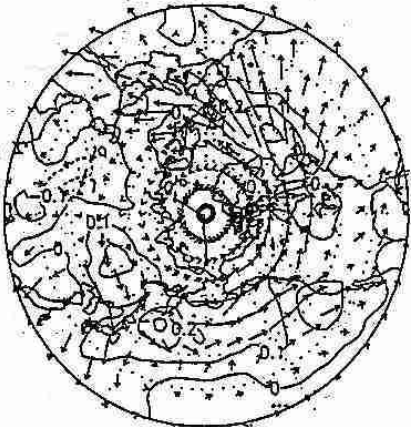


図1. EU インデックスの冬季平均 (12,1,2 月) の時系列.

EU+, 500hPa, DJFmean

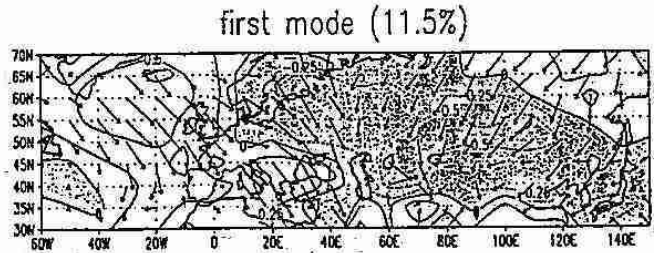


EU-, 500hPa, DJFmean

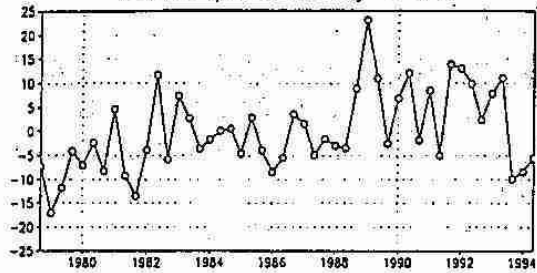


40

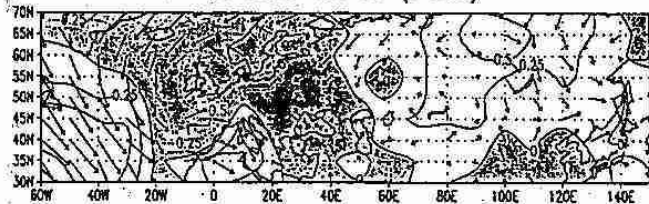
図2. 定常波の活動度フラックス (3 シーズン平均). EU インデックスが正のとき (上図), EU インデックスが負のとき (下図). 単位は m^2/s^2 .



Score (first mode) $s=8.3$



second mode (9.2%)



Score (second mode) $s=7.4$

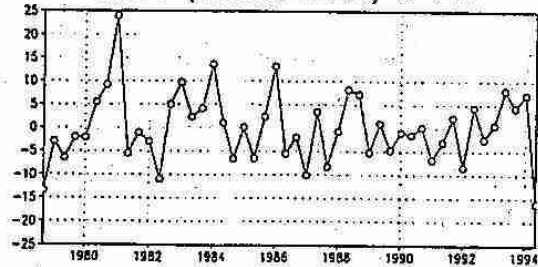


図3. 500hPa 面における活動度フラックスの各月の変動に対する主成分分析結果. (固有ベクトル) \times (スコアの標準偏差) の分布とそのスコア時系列 (12,1,2 月). 第1主成分 (上図), 第2主成分 (下図). 鉛直成分が負の領域は影で示す. 数字は寄与率, スコアの標準偏差を示している.

7. 成層圏—対流圏の残差平均子午面循環の季節変化と波数ごとの寄与

薛 東一・山崎 孝治 (北大院・地球環境)

1. はじめに

本研究では、子午面物質循環の実態を把握するときによく使われる TEM(transformed Eulerian-mean) 方程式系の残差平均子午面循環を用いて、季節ごとに 100hPa 面における質量フラックスを求め、その季節変化を調べる。それから、その季節変化に対する波数ごとの寄与についても調べる。

2. データと解析方法

用いたデータは、NMC の等圧面高度、風、温度場の客観解析値 (1988.12.1-1994.11.30、1 日 1 回 (1200GMT)、水平分解能 $2.5^\circ \times 5.0^\circ$ 、1000-0.4hPa の 18 層) である。

残差平均子午面循環 (\bar{v}^* , \bar{w}^*) は、TEM 方程式系の東西運動方程式

$$\bar{u}_t + \bar{v}^*[(a \cos \phi)^{-1}(\bar{u} \cos \phi)_\phi - f] + \bar{w}^* \bar{u}_z = (\rho_0 a \cos \phi)^{-1} \nabla \cdot \mathbf{F} + \bar{X} \quad (1)$$

と連続方程式

$$(a \cos \phi)^{-1}(\bar{v}^* \cos \phi)_\phi + \rho_0^{-1}(\rho_0 \bar{w}^*)_z = 0 \quad (2)$$

を連立させ 2 回の iteration 法で求めた。 \bar{X} はサブグリッドスケールのエディーによる forcing であり、ここでは Shibata and Chiba (1990) の Rayleigh friction coefficient (κ) を用いてパラメータ化した ($\bar{X} = -\kappa \bar{u}$)。残差循環に対する流線関数 (Ψ) から、100hPa 面における turnaround latitude (残差循環の鉛直成分 (\bar{w}^*) が上向きから下向きへ向きを直す緯度、すなわち $|\Psi|$ が最大になる緯度) が分れば、その緯度から極までの正味の質量フラックスは、極で $\Psi=0$ という境界条件を用いて、

$$2\pi \int_{\phi}^{\text{pole}} \rho_0 a \cos \phi \bar{w}^* a d\phi = 2\pi a \Psi(\phi) \quad (3)$$

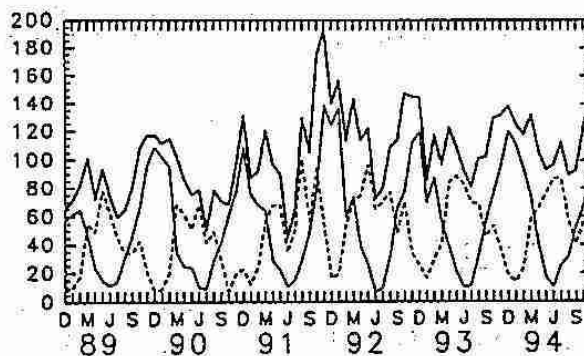
から求められる。熱帯域における正味の上向き質量フラックスは、両半球の下向き質量フラックスの合計となる。波数 (wave number: WN) ごとの寄与に関しては、まず波数 1 から 10 までのそれぞれと \bar{X} に対する残差循環を、左辺第 1 項 (\bar{u}_t) と第 4 項 ($\bar{w}^* \bar{u}_z$) を落とした (1) と (2) を連立させ求め、それらの質量フラックスを比べた。

3. 結果

南半球と北半球の中・高緯度域の 100hPa 面における下向き質量フラックスはそれぞれ、大きい方から MAM-JJA-SON-DJF、DJF-SON-MAM-JJA の季節変化を示す (表 1)。しかし、南半球の MAM と JJA における下向き質量フラックスはほとんど差がない (表 1)。年平均の下向き質量フラックスは北半球の方が南半球の方より大きく、turnaround latitude はそれぞれの半球の秋と冬には低緯度域、春と夏には高緯度域に存在するのが分る (表 1)。熱帯域の 100hPa 面における上向き質量フラックスは、大きい方から SON-DJF-MAM-JJA の季節変化を示す (表 1)。年平均の上向き質量フラックスは $104.3 \times 10^8 \text{ kg/s}$ であり、100hPa 面を通した大気 turnover time (100hPa 面上の大気質量/年平均の上向き質量フラックス) は 1.6 年である。月平均の残差循環の流線関数から求めた質量フラックスの時系列を見ると、南半球と北半球の下向き質量フラックスはほぼ逆位相で季節変化するのが分る (図 1)。季節変化の振幅は北半球の方が南半球の方より大きく、それによって熱帯域の上向き質量フラックスは北半球の下向き質量フラックスの季節変化に従う傾向がある (図 1)。北半球の下向き質量フラックスはほぼ毎年、最大が 12 月、最小が 6 月に現れるが、南半球の下向き質量フラックスの変化は年によって異なる (図 1)。南半球と北半球の中・高緯度域の下降流に対する波数ごとの寄与を見ると、夏以外の季節は WN1、北半球の夏は WN2 の寄与が最も大きいのが分る (図 2)。特に SON の場合は WN1 の寄与が卓越し、南半球の夏、秋、冬の場合はシノプティックスケールの WN4-6 の寄与も大きい (図 2)。熱帯域の上昇流に対しては、JJA の場合は WN2、JJA 以外の季節は WN1 の寄与が最も大きいのが分る (図 2)。SON の場合は WN1 の寄与が顕著であり、MAM と JJA の場合においては WN4-6 の寄与も無視できない (図 2)。年平均した南半球、北半球の下降流と熱帯域の上昇流に対してはプラネタリースケールの WN1-3 の寄与が支配的であるが、南半球の下降流については WN4-6 も大きく寄与する。

表1: 100hPa 面における turnaround latitude と質量フラックス (6年間の平均、単位: 10^8kg/s)

	SHD	NHD	TRU
DJF	60S/19.2	17.5N/92.4	111.6
MAM	17.5S/67.1	55N/36.9	104.0
JJA	20S/63.9	55N/18.2	82.1
SON	55S/44.6	22.5N/75.0	119.6
Mean	48.7	55.6	104.3



SHD: Southern Hemisphere Downward Mass Flux、NHD: Northern Hemisphere Downward Mass Flux、TRU: Tropical Upward Mass Flux

図1: 100hPa 面における下向き質量フラックス (南半球: 点線、北半球: 細実線) と熱帯域の上向き質量フラックス (太実線) の時間変化 (単位: 10^8kg/s)

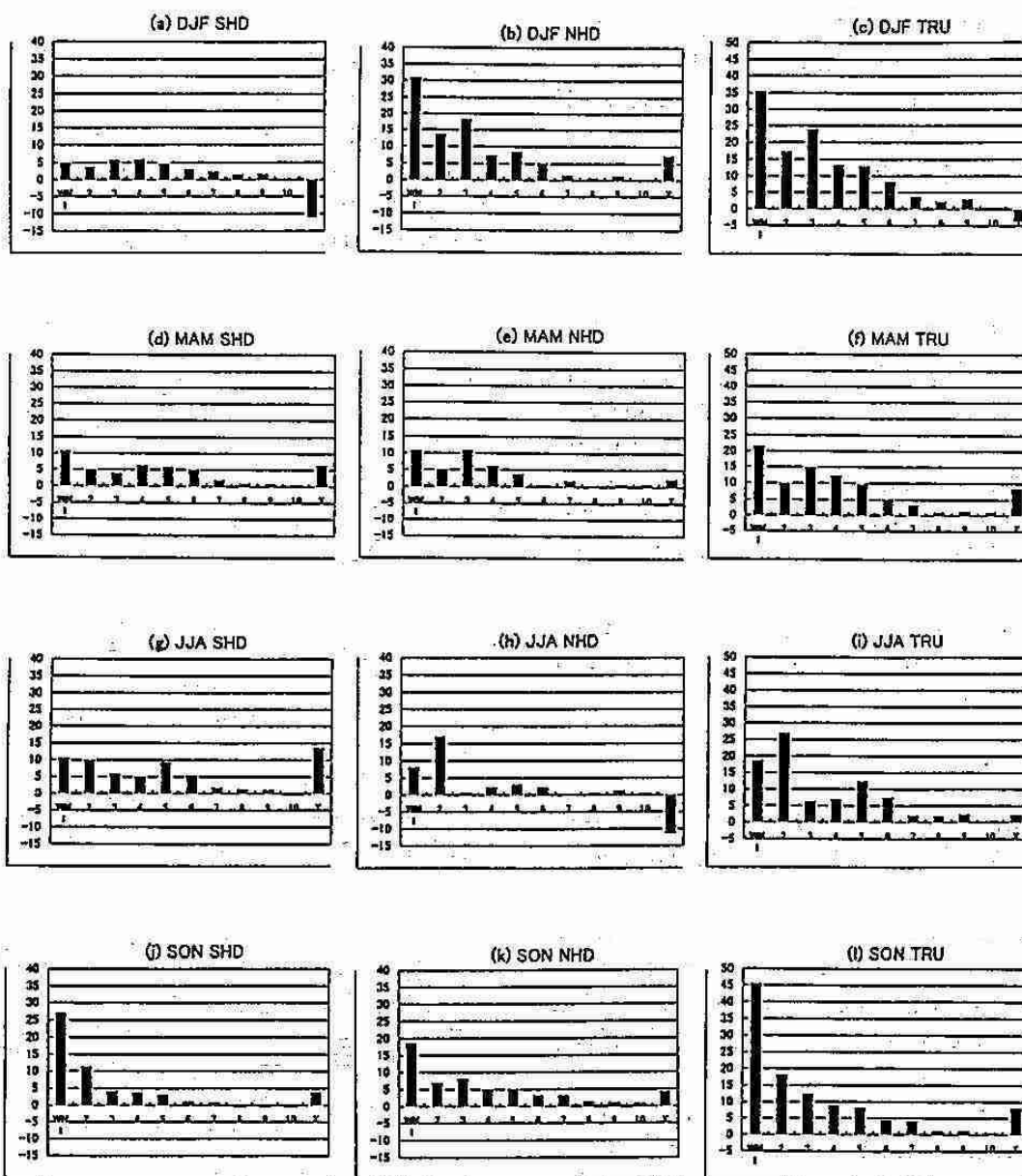


図2: 南・北半球の下降流と熱帯域の上昇流に対する波数ごとの寄与 (単位: 10^8kg/s)

8. 赤道成層圏界面付近に見られる温度擾乱の解析

*林 寛生・塩谷 雅人(北大院・地球環境)

1. はじめに

Hitchman et al. (1987) は人工衛星 Nimbus7 に搭載された Limb Infrared Monitor of the Stratosphere (LIMS) が観測した温度データを用いた研究から、赤道下部中間圏に、それまで知られていた大規模な大気波動(たとえば、ケルビン波や中緯度から伝播してきたプラネタリー波)とは異なるタイプのプラネタリースケールの温度擾乱を発見した。その擾乱は、正と負の温度アノマリの極大が鉛直方向に交互に重なった形をし、また経度方向にほとんど位相が伝播しない(さらに、その構造が1-2週間持続する)といった特徴があった。その形態的な特徴から、彼らはその温度擾乱を「パンケーキ構造(Pancake Structures)」と呼んだ。彼らの解析により、このパンケーキ構造は、

- 北半球冬季
- 慣性不安定の領域内
- 中緯度プラネタリー波の活動性が大きいとき

に観測されることがわかった。しかし、彼らの解析した期間は南半球冬季を含まない北半球冬季を中心とする約7ヶ月間だけであった。そこで、人工衛星 UARS 搭載の Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer (CLAES) が観測した温度データを用いて、①このパンケーキ構造が南半球冬季にも観測される普遍的な現象なのか、②慣性不安定の理論に合うような構造が本当に見られるのか、③中緯度プラネタリー波と慣性不安定の領域は力学的にどのように結びついているのかについて調べた。

2. データ

解析に用いたのは、CLAES の温度(帯状平均 + 帯状波数 1-6 成分)データである。観測期間は1992年1月9日 - 1993年5月5日の毎日、緯度は80°S - 80°N (4°間隔)、高度は100 hPa - 0.1 hPa (約2.7 km 間隔・19グリッド)である。CLAES は観測方法がLIMS 同様 Limb Sounding(大気を地球の周縁から観測する方法)であるため、鉛直分解能が非常に優れているという特徴がある。

一方、ポテンシャル渦度を計算するにあたっては UKMO Assimilation Data(4次元同化データ)を用いた。このデータは $3.75^\circ(\text{lon}) \times 2.5^\circ(\text{lat})$ の水平分解能を持ち、鉛直方向には1000 hPa から 0.316 hPa

まで22層ある。データ同化の際、CLAES のような鉛直分解能の優れたデータは用いていないため、成層圏領域では鉛直方向に深い構造を見ていることになる。

3. 結果

まず、CLAES の温度データの中にパンケーキ構造を探したところ、南北両半球の冬季にそれぞれ2,3回ずつのパンケーキ構造を確認することができた。図1にそれぞれの一例を示す。どちらも1週間程度持続したパンケーキ構造のうち、振幅が最大と思われる日を選んだ。図1(a)では225°E付近に、図1(b)では270°E付近にパンケーキ構造が見られるが、これらの図からパンケーキ構造は成層圏界面を中心に鉛直方向に広がっていること、経度方向に見て非常に局所的であることがわかる。また、図1(b)の下部に見られるケルビン波の振幅(約2-3 K)と比較して、パンケーキ構造の振幅はずっと大きいこともわかる。

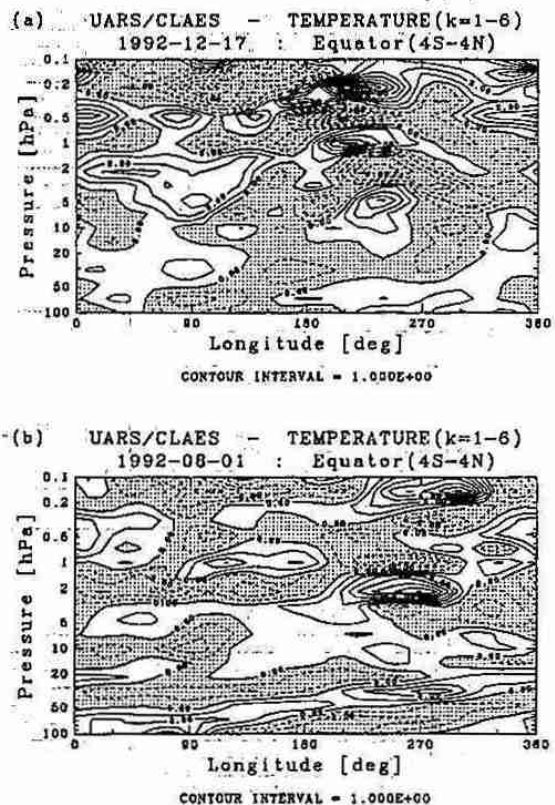
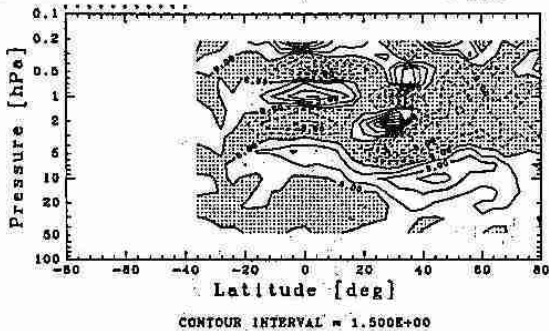


図1: 赤道上の温度アノマリ(波数1-6)の経度-高度断面図。(a)北半球冬季。(b)南半球冬季。

図 2 はバンケーキ構造を緯度と高度の断面で見
た図である。この図は鉛直方向にハイパス・フィル
ターをかけてプラネタリー波の影響を取り除いてあ
る。図 2(a),(b) とともに 30°- 40°の中緯度に赤道とは逆
位相のバンケーキ構造が見られるが、これは Dunker
ton(1981) によって理論的に予測された慣性不安定に
よる構造と同じであり、このことはバンケーキ構造が
慣性不安定によって作られた構造であることを裏付
けていると考えられる。

一方、バンケーキ構造が見られている時のポテン
シャル渦度場の様子を図 3 に示す。この図において
中高緯度のコンター(濃いハッチの部分)に注目する
と、プラネタリー波の breaking が起こっていること
がわかる。この時低緯度では、北(南)半球で負(正)
のポテンシャル渦度の領域(薄いハッチの部分)、つま
り慣性不安定と考えられる領域が局所的に中高緯度
へ大きく引き延ばされている様子が見られる。この局
所的に引き延ばされていった慣性不安定の領域とバン
ケーキ構造は、その出現する経度帯および緯度方向
の広がりがかたい合っていることがわかる。

(a) UARS/CLAES - TEMP(k=1-6) : -5 LEV RM
1992-12-17 : LON = 225.0[deg]



(b) UARS/CLAES - TEMP(k=1-6) : -5 LEV RM
1992-08-01 : LON = 270.0[deg]

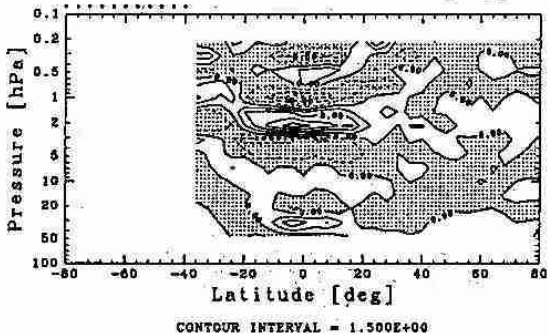


図 2: 温度アノマリ(波数 1-6)の緯度-高度断面図。(a)北
半球冬季。経度は 225°E。(b) 南半球冬季。経度は 270°E。
いずれの経度帯もバンケーキ構造が現れている経度帯の中
心付近である。また、高さ方向にハイパス・フィルター(高
度 5 レベル(~10km)分の移動平均を引く)をかけてある。

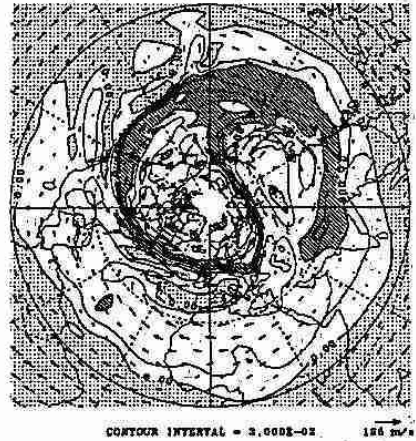
4. まとめ

CLAES の温度データを用いて、南北両半球の冬季
に成層圏界面付近で正と負の温度アノマリの大極大が鉛
直方向に交互に重なる現象、つまりバンケーキ構造が
現れることが確認され、この構造が慣性不安定によ
って作られている可能性を示した。また、ポテンシャル
渦度場の解析から、中高緯度でのプラネタリー波の
breaking、慣性不安定の領域、およびバンケーキ構造
が密接に関係していることがわかった。

参考文献

Dunkerton, T. J., 1981, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2354-2364
Hitchman et al., 1987, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2219-2236

(a) UARS/UKMO - POTENTIAL VORTICITY
17-DEC-1992 : 2000[K] / 0.650[hPa]



(b) UARS/UKMO - POTENTIAL VORTICITY
1-AUG-1992 : 2000[K] / 1.205[hPa]

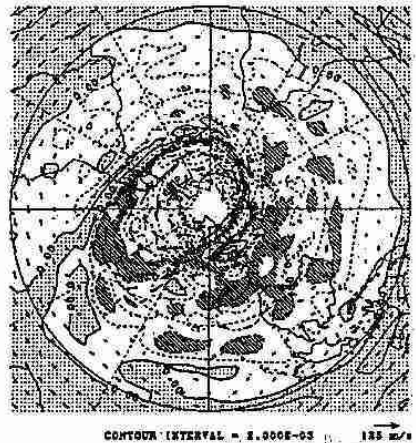


図 3: 等温位面上のポテンシャル渦度の分布。(a) 北半球
冬季, $\theta = 2000$ [K]。(b) 南半球冬季, $\theta = 1800$ [K]。色の濃
いハッチをつけた部分はいずれも本来中高緯度に存在する
領域、薄いハッチをつけた部分は、ポテンシャル渦度が(a)
では負の領域、(b)では正の領域。

9. 太陽直達光と周辺光の分光観測によるADEOS/OCTSの地上支援

*青木一真、遠藤辰雄（北大・低温研）、中島映至（東大・気候システム）

1. はじめに

エアロゾルが気候に及ぼす影響には、太陽放射を散乱・吸収することによって放射収支を変動させる直接的効果と、雲核として働く間接的效果がある。その中でも、気候変化に果たす直接的効果を定量的に評価する必要性が高まっている。最近では、ADEOS/OCTSのような衛星観測から、このような試みが行われるようになってきた。衛星観測でエアロゾルを評価することは、太陽放射の散乱・吸収過程を厳密に評価し大気補正を行うことが必要となってくる。しかし、エアロゾルは、地域や季節によって大きく変動するため、地上観測から大気補正を直接行うことが重要である。そのため、現在、各観測地点において太陽の直達光と周辺光の分光観測を地上から行い、エアロゾルの光学的特性について季節変化、および地域依存性について、ここに報告する。

2 観測および解析概要

太陽の直達光と周辺光を6波長（315, 400, 500, 870, 940, 1040nm）で自動観測できる Sky radiometer（ブリード社製）を使用した。観測は、新潟、筑波、沖縄の陸域と、カリフォルニア沖の海洋上で行った。太陽の直達光と周辺光を規格化した放射輝度によって、粒径分布を算出し、そこからエアロゾルの光学の厚さを求めた。

3 観測結果

図1は、新潟（上）と筑波（下）における500 nmのエアロゾルの光学的厚さ $\tau_{0.5}$ とオングストローム指数 α の関係を示した。

$$\tau_{a\lambda} = \tau_{0.5} \left(\frac{\lambda}{0.5} \right)^{-\alpha}$$

新潟では、光学的厚さを高める要因として、小粒子と大粒子の2つの効果が挙げられた。主に、7月～10月では、光学的厚さが大きくなるにつれて、オングストローム指数も大きくなる正の相関が見られ、1月～6月は、光学的厚さが大きくなるにつれて、オングストローム指数は小さくなる負の相関が見られることがわかった。風向別の影響は、顕著な傾向は見られなかったが、上記の中でも、特に春と秋では、季節の特徴が示された。春は、光学的厚さが大きく、オングストローム指数が小さい。秋には、光学的厚さが小さく、オングストローム指数が大きい傾向が示された。筑波では、光学的厚さを高める要因として、小粒子の影響

が多く、正の相関が見られた。北西の季節風が卓越する冬の筑波では、光学的厚さとオングストローム指数の値が小さい領域に集まることがわかった。このことから図2では、図1の中から夏（8月）と冬（12月）を取り出して、エアロゾルの光学的厚さとオングストローム指数の関係から、夏と冬の特徴が示すことができた。図3では、各々の月の風向別の光学的厚さとオングストローム指数を示した。光学的厚さは、夏に大きく、冬に小さいことは、図2より明確であるが、夏、冬どちらも南風のときは、都市からの汚染による小粒子の影響が、北風のときは、大粒子の影響が卓越していることが示された。以上により、2つの地域での季節変化と地域依存性について示すことができた。

つぎに、図4は、カリフォルニア沖海洋上における体積粒径分布の結果である。1.0 μm 付近を中心としたモードが確認された。このときの500 nmのエアロゾルの光学的厚さは、0.04前後の値であった。今まで船

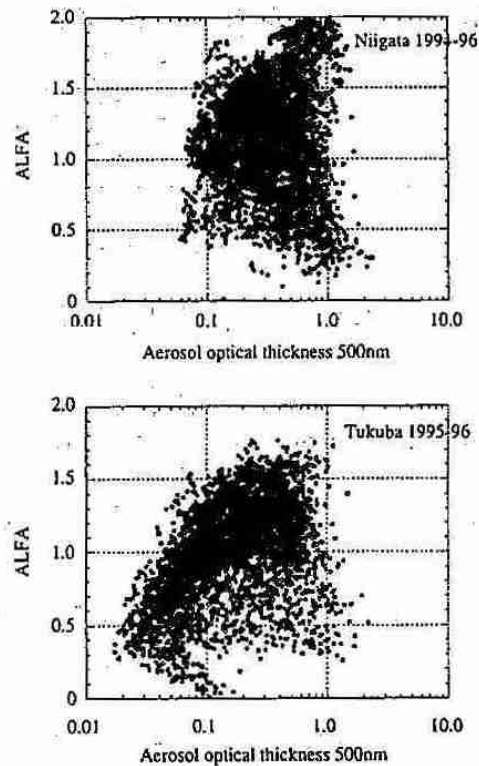


図1 500 nmのエアロゾルの光学的厚さとオングストローム指数 α の関係（上:新潟、下:筑波）

舶の動揺のために難しいとされてきた海洋上の観測を2台のトラッカーによる放射計のシステムによって、海洋上でのエアロゾルの変化を地上同様に示すことができ、これからの海洋観測で発揮されるであろう。海洋性と陸性のエアロゾルの違いについては、海洋上や陸域の海風するとき、 $1.0\ \mu\text{m}$ 付近を中心とした海塩粒子の影響が確認され、陸域との違いを体積粒径分布から示すことができた。

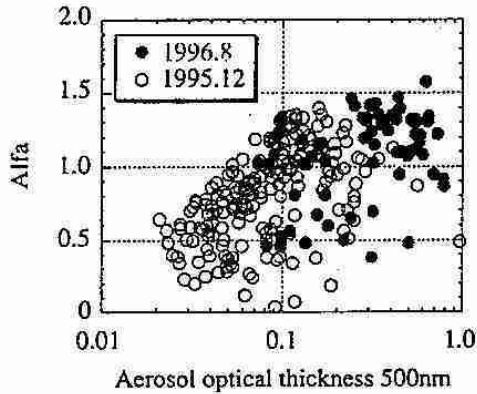


図2 筑波の夏(8月)と冬(12月)の500 nmのエアロゾルの光学的厚さとオングストローム指数 α の関係

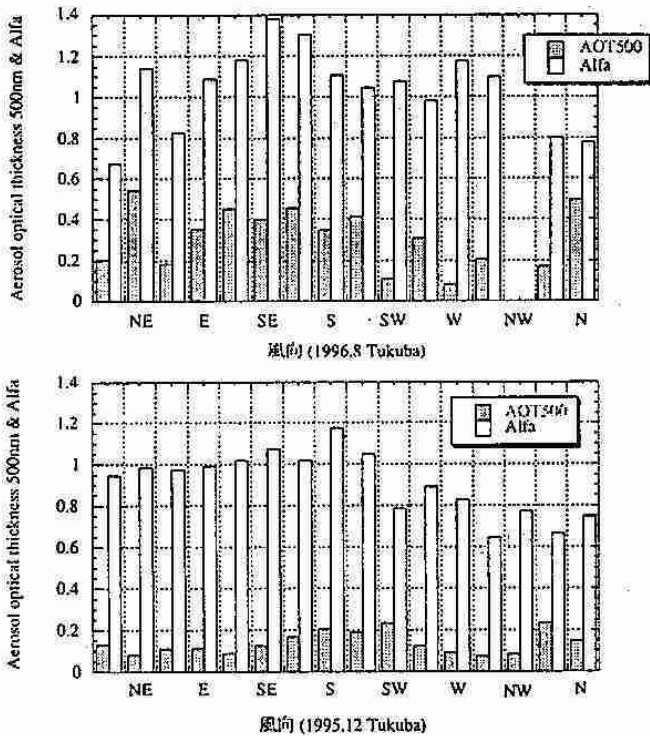


図3 筑波の夏(8月:上)と冬(12月:下)の風向別による500 nmのエアロゾルの光学的厚さとオングストローム指数 α

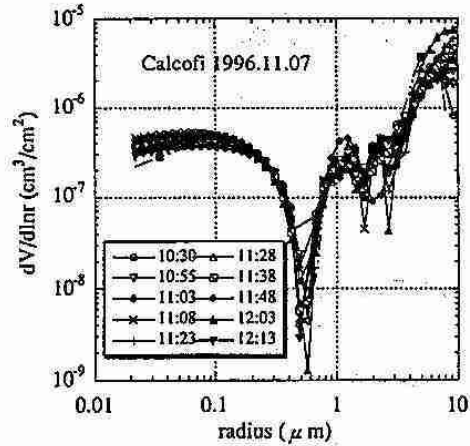


図4 カリフォルニア沖海洋上での体積粒径分布(1996年11月7日、33.734N、118.83W)

4 今後の課題

衛星観測の地上支援として、また、気候問題に関連してもエアロゾルの光学的特性について、このような Sky radiometer を使った多地点での地上観測網で長期モニタリングすることが益々重要である。

5 参考文献

Nakajima et al., 1996: Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *App. Opt.*, 35, 2672-2686

青木他、1996; 日本気象学会1996春季大会予稿集, 185.

青木他、1997; 日本気象学会1997春季大会予稿集, 255.

6 謝辞

観測に協力して頂いた、水産庁日本海区水産研究所、気象研究所、国立環境研究所、沖縄県衛生環境研究所、UCSD/SIOの方々に御礼を申し上げます。