

—発表会要旨②—

平成13年度 第1回支部研究発表会要旨

日 時：平成13年6月8日（金）14時05分～17時15分

場 所：北海道大学 低温科学研究所（講堂）

- | | | |
|---|---------------------------------------|-------------|
| 1 | 尾鷲沖に停滞した対流性エコーの降水効率と発生発達過程..... | 30 |
| | 北大・低温研 | 久保田 圭・藤吉 康志 |
| 2 | 寒気吹き出し時に見られる筋状雲発生初期の気流構造推定..... | 32 |
| | 北大・低温研 | 長浜 則夫・藤吉 康志 |
| 3 | 夏の北極海上の層雲..... | 34 |
| | 北大・低温研 | 尾関 竜彦 |
| | 北大・低温研／地球フロンティア | 藤吉 康志 |
| 4 | PVインバージョンを用いたLee Cyclogenesisの解析..... | 36 |
| | 北大院・理 | 加藤 雅也・遊馬 芳雄 |
| 5 | 有珠山噴火と気象予測..... | 38 |
| | 札幌管区気象台 | 加賀 俊博 |
| 6 | 夏季アジアモンスーンの先行シグナルに関する考察..... | 40 |
| | 北大院・地球環境 | 江川 晋子・石渡 正樹 |
| 7 | 熱帯季節内変動の年々変動..... | 42 |
| | 北大院・地球環境 | 菊地 一佳・沼口 敦 |
| 8 | 20年変動の20世紀を通じた変調..... | 44 |
| | 北大院・理 | 見延庄士郎 |
| 9 | 20年変動と全球降水量変動との関係..... | 46 |
| | 北大院・理 | 中野渡拓也・見延庄士郎 |

1. 尾鷲沖に停滞した対流エコーの降水効率と発生発達過程

・久保田圭、藤吉康志（北大低温研）

1. はじめに

2台のドップラーレーダーから対流雲内の気流を算出することができても、対流雲周囲は、一般に降水粒子がないためにドップラー速度が分からず気流を求めることはできず、対流雲周囲の気流場の算出は推測の域をでないケースが多い。また航空機による測定では、時々刻々変化する対流雲に対して時空間的に情報が不足してしまい、雲の定常を仮定せざるを得ず、実際の対流雲周囲の気流場まで正確に算出することは、非常に難しい。

本研究で用いた事例は、発達した対流雲周囲にも弱い降水が存在したため、2台のドップラーレーダーから図1に示した様に周囲の気流場まで求めることができた貴重な事例である。そこで、本研究では、その算出できた気流場を用いて、水蒸気流入量、降水効率を求める（2. 降水効率の計算）とともに、図2で示した様に繰り返し発達した積乱雲の中で一番最初に発生した積乱雲がなぜその場所でその時間にどういったきっかけで発生したか（3. 発生発達過程について）を探ることとした。

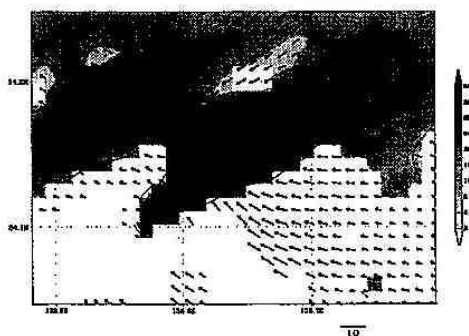


図1: 尾鷲沖に停滞した対流エコー（複数の積乱雲がエコー走向に並ぶ）と水平風（高度0.5Km 9/3 00:32）



図2: 対流エコー走向方向に並んだ積乱雲（約7Km間隔）の鉛直断面図（9/3 00:32）

2. データ

今回解析に用いた主なデータは、三重県会郡藤阪峠と志摩郡和具とに設置した名古屋大学大気水圏科学研究所の2台のドップラーレーダーと気象庁の潮岬ゾンデデータである。本研究で対象とした対流雲は1993年9月2日23時頃から翌3日02時頃まで尾鷲沖海上に停滞していた。（図5）

3. 降水効率の計算

対流雲がその一生のうちにどれだけの水蒸気を集めてどれだけの降水量をもたらすかを実際の対流雲から正確に見積もることは、モデル計算を行う上でも重要なことである。しかし単独の積乱雲でさえ、時々刻々変化する実際にどの程度の水蒸気を集めたのかを観測から見積もることは非常に困難である。これまでの降水効率の計算は米大陸上でのレーダーと航空機観測から求めた研究（Foote and Fankhauser, 1973）があるが、本研究は、2台のドップラーレーダーから時空間的により高い分解能で気流を求めたという点と、下層まで湿潤な大気成層条件下という点とで異なる。

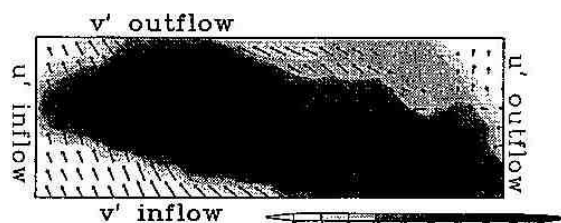


図3: 水蒸気の流入量を計算した領域（図1の対流雲の走向を横軸にとった）（高度0.5Km 9/3 00:32）

降水効率は、対流雲に流入する水蒸気量に対する地上に降った降水量の割合で表現される。対流雲に流入した正味の水蒸気量は、図3に示す様な対流雲の走向に沿った長方形領域に入る水蒸気量（ u' inflow, v' inflow）と領域から出ていく水蒸気量（ u' outflow, v' outflow）との差で求めた。領域を図3の様な場合の対流雲に流入した正味の水蒸気量の鉛直プロファイルを図4に示した。高度2、5Kmまでの下層の水蒸気流入が大きいこと、また対流雲の走向に直行する成分の寄与も大きいことがわかった。降水量については、領域を決定後にZ-R関係から求める予定である。

4. 発生発達過程について

停滞性の対流雲の多くは、複数の積乱雲が次々と同一

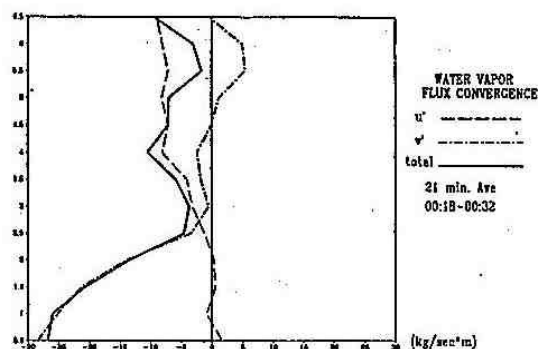


図4: 対流雲域の水蒸気の出入りの鉛直プロファイル

地点で繰り返し発生発達しては環境場の風で同方向に移動する(図2)場合が多く、局所的に多量の降水(集中豪雨)をもたらす場合が多い。このメカニズムの場合、最初に発生する積乱雲の時間と場所が降水分布に直接影響を与えることになるため、なぜその場所でその時間帯に突然積乱雲が発生したのかを把握することは非常に重要であるが、通常の観測ではその把握は不可能に近く、これまでほとんど解明されていない。停滞性の対流雲の再現成功例でも初期場に熱源を与えた場合で成功しているに過ぎない。

本事例での尾鷲沖に停滞した対流雲は、9月2日23:45頃に発生し始め、3日00:30頃にもっとも強いエコー領域が現れ、01:15頃には衰弱していったことがわかった。高度0.5Kmのレーダーエコー強度とその周囲も含めた水平風を図5に示した。

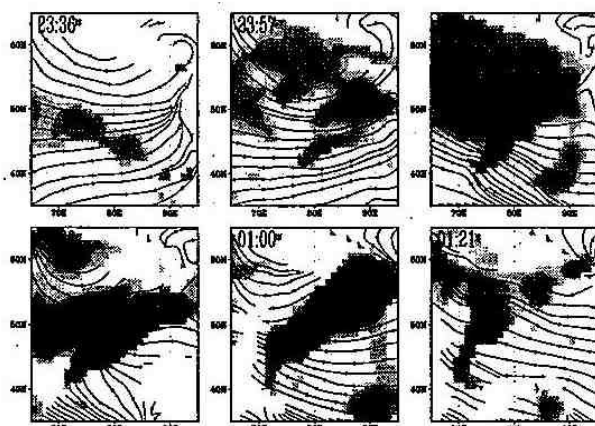


図5: 対流雲のエコー強度と周囲の水平風の時間変化

最下層では東風から南東風で、00:18頃から対流雲の南西部分において大きな収束が見られた。対流雲周囲を含めた全領域で平均した水平風は、高度2 Kmまでは高度と共に風向が時計回りに変化し、高度2 Km以上では、南西風が卓越し高度と共に風速が増加したが

高度4 Km以上では、風速風向はほぼ一定になった。この全領域で平均した水平風の時間変化はほとんど見られなかったが、高度4 Km付近の南西風だけは、23:50頃から南風成分が著しく増加した。図6に、その南風成分の対流雲発達前時間帯(23:29-23:43)平均との偏差の水平分布を示した。これより対流雲の南西部分から強風域(東側に弱風域形成で相対的な正の渦)が卓越風に乗って出現し北東方向へ移動する様子がわかった。さらにこの対流圏中層の渦の通過の約30分後に、強エコー域が増大する(図5と図6)こともわかった。

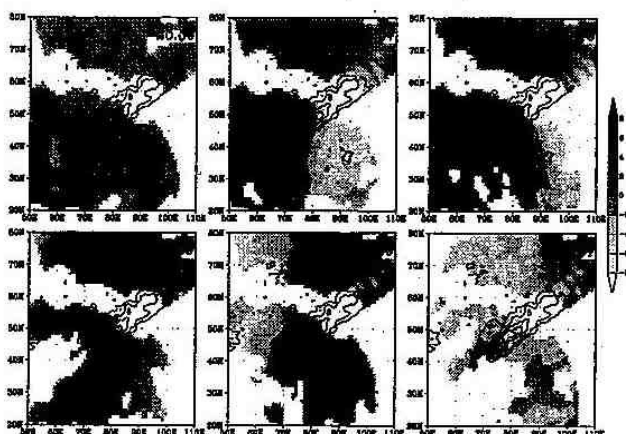


図6: 停滞した対流雲域(時間平均)と高度4.5Kmのv成分の時間変化

5. まとめと今後について

ドップラーレーダーから算出した水平風を用いて対流雲に流入する水蒸気量を求めた。対流雲に流入した正味の水蒸気量の鉛直プロファイルから高度2.5Kmまでの下層の水蒸気流入が大きいこと、また対流雲の走向に直行する方向からの流入の寄与も大きいことがわかった。今後より正確に見積もるためには、図4の様に計算領域を鉛直方向一律にとるのではなく、高度と共に風下に傾く対流雲に合致するといった対流雲領域の形に合わせる必要がある。さらに、降水粒子が存在しない領域(例:図1対流雲南西部分)や、2台のレーダーの基線上付近の水平風が求まっていない部分は、ドップラー速度などを利用して補完する必要がある。

また、対流雲域では、約20個の積乱雲が次々とほぼ同一地点で繰り返し発生発達しては高度3-3.5Km付近の環境場の風により北東方向に移動したことが分かった。さらに対流圏中層の渦の通過の後に強いエコー域が増加したことがわかった。今後は両者はどういう関係で説明できるのかを考察したい。さらに、対流雲の発生のきっかけについても考察していきたい。

2. 寒気吹き出し時に見られる筋状雲発生初期の気流構造推定

*長浜 則夫、藤吉 康志(北大低温研)

1. はじめに

冬期ユーラシア大陸で生成された寒気が日本海上に吹き出す時、気象衛星画像では多数の筋状雲を見ることができる。Asai(1970,1972)は、熱的に不安定な成層内で風の鉛直シアが存在する時、対流はシアベクトルに平行な方向に軸をもつロール状の対流が卓越することを示しており、筋状雲はこのロール状対流の上昇流域に雲が形成されたものであると考えられている。しかし、解像度の高い Landsat の画像で筋状雲を見てみると積雲列は分裂や融合をしており、一つの列を風下まで目で追うことは難しい。また、小さいスケールで見えてみると、積雲列は GMS で見える走向と異なる方向に伸びているようにも見える。

そこで本研究では、雲の形と並びが気流構造を反映しているという考えから、Landsat 画像を用いて異なるスケールでの走向を決定し、走向やその卓越度から気流構造を明らかにすることを目的としている。今回は走向決定方法を述べ、解析結果を紹介する。

2. 使用データ

使用した画像は NASDA のホームページからダウンロードした Landsat の画像である(図1)。この画像は 185km が 512 画素に相当するため、一画素、つまり解像度は約 360m とし、画像処理ソフトで 256 段階のグレイスケールにおとしたものを解析に用いた。

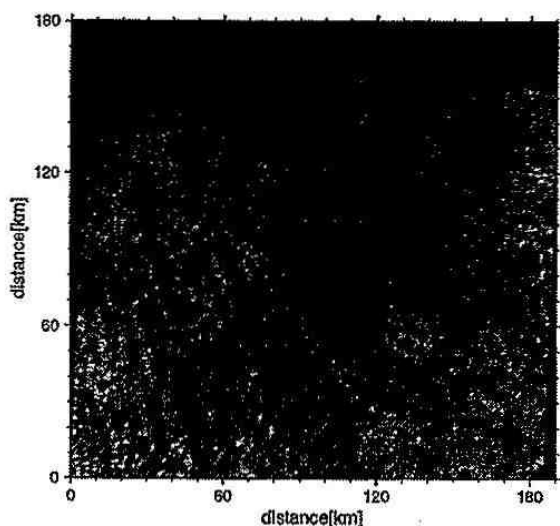


図1: 解析に用いた Landsat の画像。場所はウラジオストック沖(2001年1月13日の例)。

3. 解析方法

画像上に 5km 間隔の点を取り、その点を中心とする

直径 x km の円内の全ピクセル数と閾値を越えるピクセル数を数えて雲量を計算する(図2上)。そして、雲量を計算した円形の領域に外接する正方形内に等間隔の直線を 200 本とり、各直線上に 200 点とり、各点のグレイスケールの値を求めて、直線ごとに閾値を越える点の数(O)と下回る点の数(U)を数える($O+U=200$)。200 本の直線での O 、 U の値が決まったら、 O の大きい順に並び替え、 $\langle O(1), U(1) \rangle, \langle O(2), U(2) \rangle, \dots, \langle O(200), U(200) \rangle$ とする(図2下)。先に計算した雲量を用い

$$i > 200 \times \text{cloud cover}$$

となる最小の整数 i を計算し、

$$C = O(1) + O(2) + \dots + O(i)$$

$$N = U(i+1) + U(i+2) + \dots + U(200)$$

$$L = C + N$$

という計算から L を求める。このような計算を行なった理由は、積雲列の走向がはっきりしているほど、並び変えた 200 本のうちの $1 \sim i$ に雲と判定した点(O)が偏ると考えたからである。

そして、中心点を変えずに四角形を回転させることで L が最大となる方向を筋状雲の走向とし、他の角度での L と比較することで走向方向への卓越度を決定した。解析は四角形の回転を 2 度間隔、 x を 10, 20, 40km の 3 つのスケールで行なった。

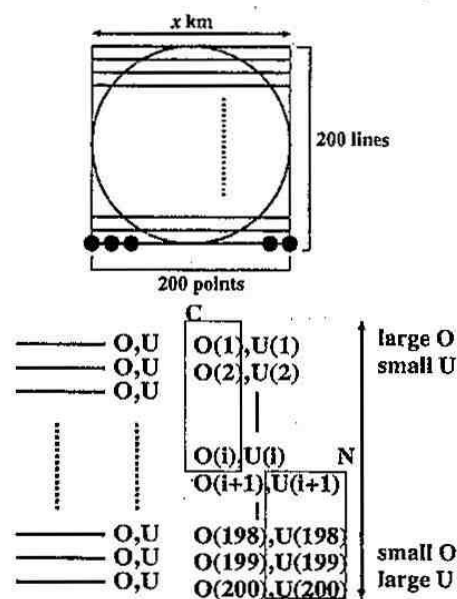


図2: 走向決定方法

4. 解析結果

図3に上で述べた解析方法を用いて決定した走向を、図4に走向方向での L_{\max} を全ての角度の平均値 \bar{L} で割った L_{\max}/\bar{L} の分布を示す。GMS の画像では同じ筋状雲であるように見えるが、図3からわかるように A、B、C ではスケールにより走向が異なることから、それぞれの領域で卓越している気流構造も異なっているものと考えられる。さらに、走向が GSM で見られる走向と異なる A や C では、解析で求めた走向の卓越度 L_{\max}/\bar{L} は相対的に小さいことがわかる。このような場所で走向方向に次いで卓越している方向を見てみると、B と同じように GSM の走向とほぼ同じ方向となっていた。

5. まとめと今後

今回提案した解析方法から得られた結果からも、筋状雲はこれまでの研究で言われているように、単純なロール状対流だけでは説明できないことを示すことができた。今後は解析事例を増やし、走向の変化が現れる場所や卓越度の分布などから筋状雲の気流構造を推定し、風上の気象データや SST の関係を調べることで気流を支配する要因を探っていききたい。

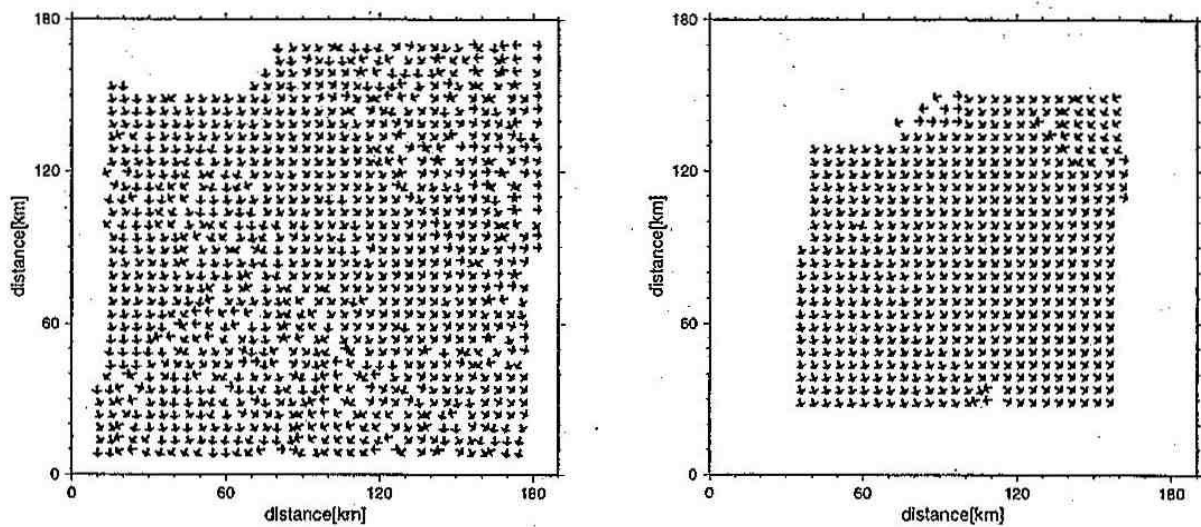


図 3: 走向の分布 $x=10\text{km}$ (左) と $x=40\text{km}$ (右)

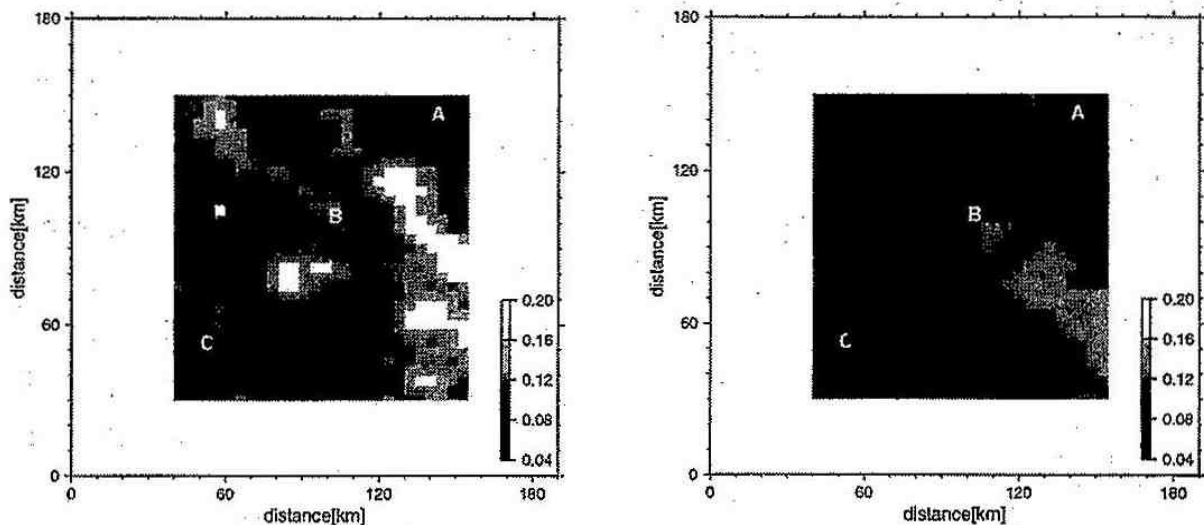


図 4: 卓越度の分布 $x=10\text{km}$ (左) と $x=40\text{km}$ (右)

3. 夏の北極海上の下層雲

* 尾関 竜彦 (北大・低温研)、藤吉康志 (北大・低温研/地球フロンティア)

1. はじめに

極域の気候システムには、他の地域では見られない特殊な環境が存在する。夏の北極海上に出現する下層雲は、その中でも特に重要な役割を持っている。この下層雲は、春に急激に増加し、広く北極海を覆い、その雲量はおよそ8割に達する。しかし、秋になると急激に減少する。この下層雲の特徴は、雲底高度が500m程度と非常に低く、雲頂部には強い逆転層が存在する。しかも、何層にも重なって出現することがある。この下層雲は、地上の放射収支に大きな影響を与え、地上の熱収支を左右する。その結果、海氷の融解率を変化させ、さらには、北極の気候システム全体も大きな影響を与える。

この下層雲は、北極層雲 (Arctic Stratus Clouds) と呼ばれ、今までにも、数々の研究が行われてきた。(例: Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA)、Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program) しかしながら、これらの研究は、航空機観測や地上観測であるために、北極海内での広域の下層雲の水平・鉛直構造やその時間変化については、十分なデータが得られていない。そこで、我々は、海洋科学技術センターの海洋地球研究船「みらい」による2度の北極海航海 (MR99-K05・MR00-K06) に参加し、主にドップラーレーダーと気象ゾンデによる観測を行った。ドップラーレーダーを用いた北極海内での長期間に及ぶ観測は、はじめての試みであり、数々の有用なデータを得ることができた。今回は、この2度の航海で得られた観測データをもとに、北極海内の気象現象や下層雲の特徴について報告する。

2. 観測概要

観測期間は1999年8月24日～10月6日 (MR99-K05) および2000年8月4日～10月14日 (MR00-K06) である。9月は、1年のうちで北極海の高氷が最も少なくなる時期に相当する。図1は、北極海内での航路を示している。みらいに搭載されたC-bandドップラーレーダーには、反射強度とドップラー速度の両方を120kmのレンジで測定するドップラーモードと、反射強度のみを200kmのレンジで測定する強度モードがある。この2つのモードを組み合わせることで連続観測を行い、さらに、必要に応じて、RHV スキャンによる観測も行った。ゾンデ観測はMR99-K05では不定期に7回、MR00-K06では、連続的に20回行った。また、解析には、船上の気温、風向、風速、気圧等を測定した船上気象海洋観測データと、雲底高度を測定するシーロメーターデータも用いた。

3. 観測結果

2000年9月14日00Z～20日00Zに観測された現象について注目する。図2は鉛直方向のエコーの分布、

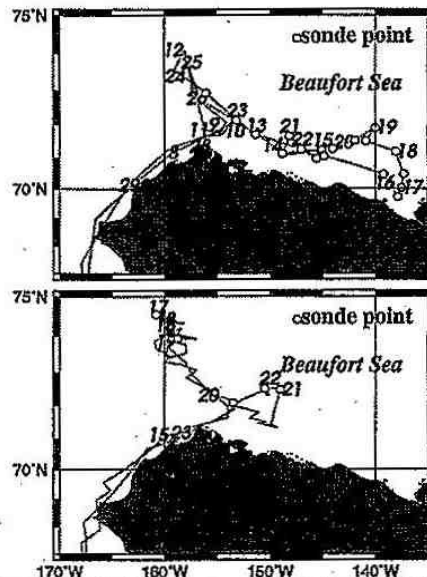


図1: 北極海 (ボーフォート海) 内での航路図。上段はMR00-K06、下段はMR99-K05。図中の数字は日付で、○はゾンデ観測を行った場所。

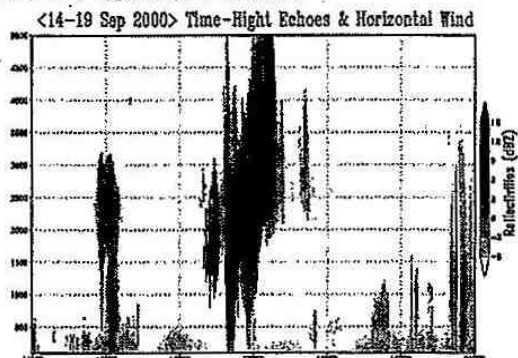


図2: 船上空のエコーの鉛直分布の時間変化。仰角10.6度のPPI画像を円周方向に平均して鉛直方向のエコーに置き換えたもの

図3は同じ時間帯における地上気温・水温・風向・風速・気圧・湿度・船速・船向・雲底高度の時間変化を示している。雲底高度の変化からは、定常的な下層雲の存在と、その雲底高度がおおよそ500mであることがわかる。

15日00Z頃に、弱い擾乱が通過したが、この時間帯の前後で、下層雲からの降水が確認された。まず、擾乱通過前のPPIによるエコーの時間変化の様子を図4に示す。個々のセルは組織化され、数本の筋が東西に伸びた波状構造を形成している。この時、船上では、針状の雪結晶を確認した。さらに、これらのエコー走行は下層の風向に一致していた。一方、擾乱通過後には、図4のような組織化されたエコーはみられなかった。

17日00Z頃は、別の擾乱が通過し、その後、寒気が移流してきた。この様子は、ゾンデ観測により得られ

た気温の鉛直断面図(図5)からもわかる。17日00Z~12Zは、上空にエコーは見られるが、地上には達していない。また、図5の水平風の鉛直分布から、高度1km付近でゆるやかに風向が逆転していた。このことから、上層と下層では異なる気塊が移流しており、上述のエコーは前線に相当すると考えられる。この前線の通過後、17日19Z頃になると、再び弱い下層雲のエコーが出現したが、持続時間が短く、およそ4時間で消滅した。

18日12Z頃には、異なるタイプの下層雲のエコーが出現した。この下層雲では、小さなセルがあたり一帯に散らばり、しかも、個々のセルの反射強度は、比較的大きい。これらのエコーは、時間的な変化に富んでいて持続性はなく、15日00Z以前に観測されたエコーのような組織化された構造はあまりみられなかった。

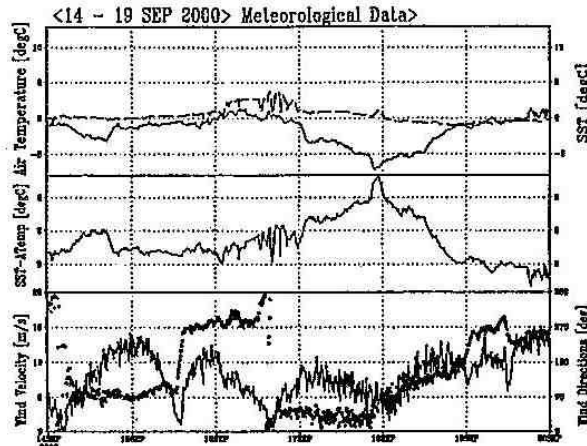


図3: 2000年9月14日00Z~20日00Zに船上で観測された[上から順に]気温(実線)と水温(波線)、水温-気温、風速(実線)、風向(点)。

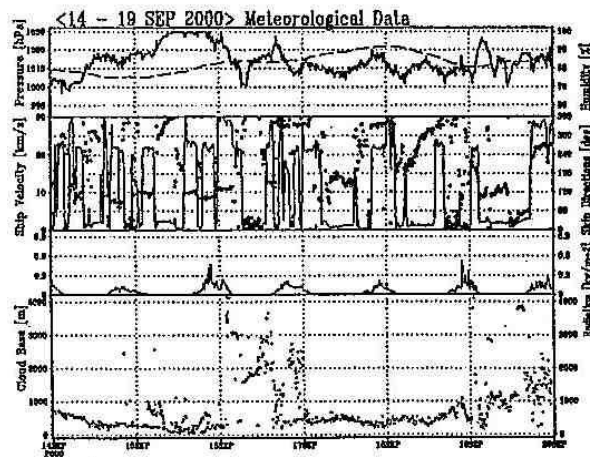


図4: 同上。[上から順に]湿度(実線)、気圧(波線)、船速(実線)、船向(点)、太陽放射、雲底高度

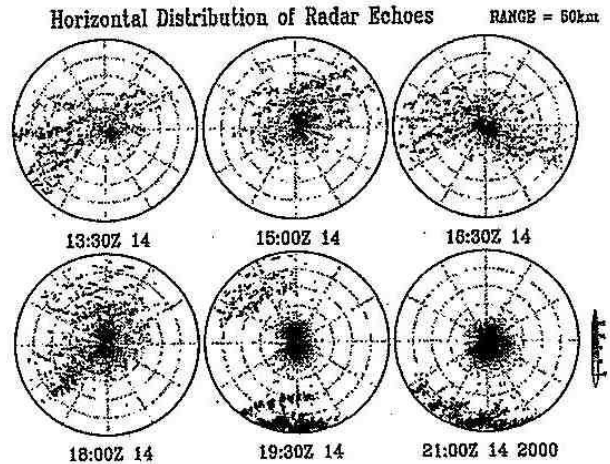


図5: 仰角0.7度のPPIによる層雲エコーの時間変化。半径は50km。

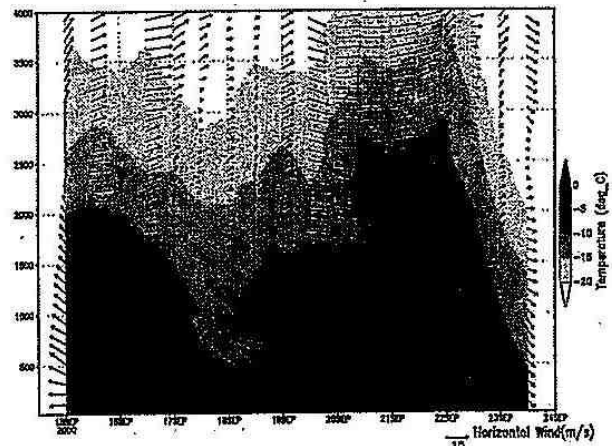


図6: 北極海内における12時間おきのゾンデ観測による気温と水平風の時間高度断面。

4. まとめ

2度にわたるの北極航海で様々なタイプの下層雲を観測することができた。夏の北極海では、定常的に下層雲が存在するが、その下層雲のもたらす降雪エコーは、組織化されて何時間も存在し続けることがあることがわかった。特に、前線等の擾乱の影響を受けない穏やかな環境のもとで、下層雲のエコーは発生すると考えられる。今後は、このような下層雲の発生要因について考えていく。

5. 謝辞

MR99-K05・MR00-K06の航海に尽力をつくされた船長および関係者の方々には大変お世話になりました。ここに記して感謝いたします。

4. PV インバージョンを用いた Lee Cyclogenesis の解析

・加藤雅也・遊馬芳雄(北大院・理)

1. はじめに

西部カナダ北極圏気象擾乱を理解する上で、北米大陸西岸の山岳地帯風下での Lee Cyclogenesis が特徴的な現象の1つである。この種の擾乱が発生するためには上空に正の渦位(PV)偏差が進入してくることが重要である。上空の渦度移流が Lee Cyclogenesis に与える影響を定量的に議論する際、PV インバージョンを用いることが有効である。今回 PV インバージョンを用いて 1994 年 9 月 16 日に発生、発達した Lee Cyclogenesis の解析を行った。

2. PV インバージョン

PV 及び Charney(1955)で示されているバランス方程式は以下の様に表される。

$$q = \frac{g\kappa\pi}{p} \left((f + \nabla^2\psi) \frac{\partial^2\Phi}{\partial\pi^2} - \frac{\partial^2\psi}{\partial\pi\partial x} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\pi\partial x} - \frac{\partial^2\psi}{\partial\pi\partial y} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\pi\partial y} \right)$$

$$\nabla^2\Phi = \nabla \cdot (\nabla\psi) + 2 \frac{\partial(\partial\psi/\partial x, \partial\psi/\partial y)}{\partial(x, y)}$$

ただし、 q, Φ, ψ はそれぞれ PV, ジオポテンシャル及び非発散流線関数を表す。これらの式を PV の分布と適当な境界条件を与えて、ジオポテンシャル及び非発散流線関数を求める。これを PV インバージョンと呼ぶ。与える PV は風と温位場から求める。境界条件は Davis and Emanuel (1991) に従って与える。つまり水平境界でのジオポテンシャルを与え、流線関数は風速の直交成分を積分することで与えた。また上下の境界条件は静水圧平衡の式

$$\frac{\partial\Phi}{\partial\pi} = -\theta$$

で与えた。

さらに上の 2 式における q, Φ 及び ψ を基本場と偏差場に分割することにより、PV 偏差に対応するジオポテンシャルと流線関数の寄与を見積もることが出来る。与える風と温位はモデルの結果や客観解析データを利用する。本解析では気象庁全球客観解析データ (GANAL) を用いた。また 1994 年 9 月 14 日 12UTC を基本場、各時刻において基本場からの差を偏差場として計算を行った。

3. 解析結果

順圧大気への適用

渦位偏差が大気に与える影響を調べるために、仮想的な場に対して PV インバージョンを行った。図 1 に順圧大気への応答を示した。400hPa に +2PVU

の渦位偏差を与えた結果(図 1a)、低気圧性の循環が 400hPa 面を中心に見られた。400hPa より下層で温位の低下、そして上層では温位の上昇が見られた。各高度に渦位偏差をおいた場合のジオポテンシャル高度(図 1b)、温位(図 1c)への影響をそれぞれ示した。渦位の正偏差を与えた場合、ジオポテンシャル高度は渦位偏差を与えた高度を中心として全層に渡って低下していた。一方温位に関して、渦位偏差を与えた高度より下層で低下、上層で上昇していた。

Lee Cyclogenesis への適用

BASE(Beaufort Arctic and Storms Experiment) IOP-4 の 1994 年 9 月 16 日に発生、発達した Lee Cyclogenesis の事例を解析した。図 2 に基本場の 9 月 14 日 12UTC、850hPa 面での PV インバージョンの結果を示した。ジオポテンシャル高度、非発散風共に現実の場をよく再現していた。9 月 16 日 00UTC、9 月 16 日 12UTC の渦位偏差場に対する PV インバージョンの結果を図 3 に示した。山岳風下領域の 2 次的な低気圧が発生した領域でジオポテンシャル高度の低下が見られた(図 3a)。その後 2 次的な低気圧が発達した 12 時間後にジオポテンシャル高度がさらに低下していた(図 3b)。またアラスカ湾上に存在していた親低気圧の衰退する様子が見られた。

図 4 に各高度の渦位偏差が下層 850hPa 面へのジオポテンシャル高度に与える寄与のプロファイルを示した。寄与のプロファイルは各時刻における 2 次的な低気圧を中心とした 600km 四方で平均した。2 次的な低気圧の発生時刻及びその 12 時間前で 500hPa 以下の下層ではジオポテンシャル高度を増加させる傾向を示した。一方上層ではジオポテンシャル高度を低下させる傾向を示し、2 次的な低気圧の発生には上層の渦位移流が重要であった。発達時の 9 月 16 日 12UTC では、上層の寄与はほとんど見られないのに対し下層の寄与が重要であった。

4. まとめ

PV インバージョンを用いて仮想的な場と実際の Lee Cyclogenesis の事例の解析を行った。順圧大気上空に正の渦位偏差を与えた場合、低気圧性の循環、ジオポテンシャル高度の低下が見られた。西部カナダ北極圏で発生した Lee Cyclogenesis の事例について、発生時には山岳風下領域に進入した上空の正渦位偏差が重要であった。一方発達時には上層の寄与は少なく、下層が重要であることが示された。下層の正渦位偏差は非断熱加熱によるものと考えられる。

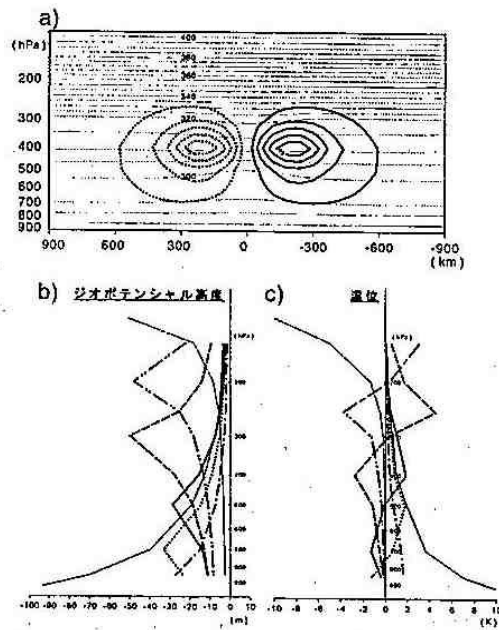


図1 渦位偏差の順圧大気への応答。(a): 400hPa面に+2PVUの偏差をおいた場合の温位場(細線)と風速場(太線)。風速場において実線は紙面に向かう風を点線は紙面からの風を表す。(b),(c): 各高度に渦位偏差をおいた場合の(b)ジオポテンシャル、(c)温位への応答。太線は渦位偏差に伴う応答を表す。2点鎖線は200hPa(+9PVU)、破線は300hPa(+5PVU)、実線は500hPa(+1PVU)、点線は700hPa(+0.8PVU)、そして1点鎖線は850hPa(+0.8PVU)に渦位偏差をおいた場合(括弧内の数字は偏差の値)を示す。細線は温位偏差に伴う応答を表す。実線は925hPa(+10K)、そして点線は125hPa(+10K)に温位偏差をおいた場合(括弧内の数字は偏差の値)を示す。

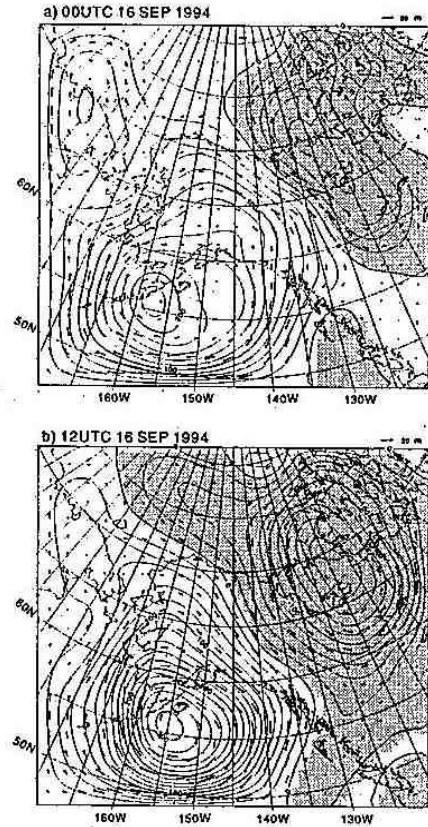


図3 PVインバージョンによる(a)1994年9月16日00UTC、(b)1994年9月16日12UTCのジオポテンシャル高度(等値線)と非発散風(矢印)。影の領域はジオポテンシャルの偏差が負の領域を表す。

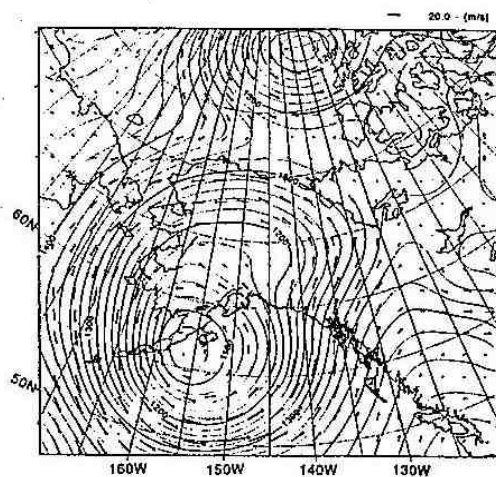


図2 1994年9月14日12UTC、850hPa面でのPVインバージョンによるジオポテンシャル高度場(等値線)と非発散風(矢印)。

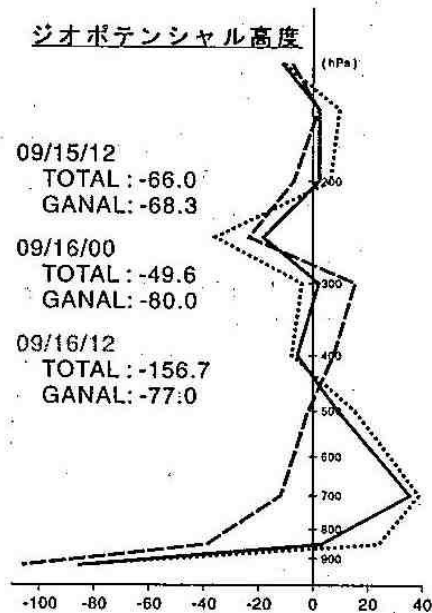


図4 各高度の渦位偏差が850hPa面のジオポテンシャル高度に与える影響。実線は1994年9月15日12UTC、点線は1994年9月16日00UTC、そして破線は1994年9月16日12UTCを示す。

5. 有珠山噴火と気象予測

札幌管区気象台予報課有珠山対応チーム

(加賀俊博・大橋雅寿・大窪浩・清水為一・伊藤誠・四宮茂晴・樋口敏雄・山下龍平・中山寛・吉田誠哉・米川博志・福島秀明)

1. はじめに

気象予測において、気象現象の探求やその理解はもちろん重要であるが、応用としての災害防止という実用面も軽視はできない。

札幌管区気象台は平成12年(2000年)有珠山噴火に対して、担当官署である室蘭地方気象台や地震火山課を始め、道内外の気象官署とも協力し全力をあげて対応した。

予報課も気象面からの支援の為に対応チームを作り、様々な噴火災害対策として、「有珠山」というピンポイントに対する予報など木目細やかな気象情報の提供を行った。

普段は結び付けて考えることが少ない「火山噴火」と「気象予測」が、実はかなり密接に関連していることと、現状でのピンポイントの細かい予測方法の事例として、気象予測の面から見た有珠山の噴火について報告する。

2. 火山噴火に伴う現象と災害

火山活動の活発化に伴い、地震の多発や地盤の隆起・陥没によって地表面の荒廃が進む。そのため、普段より少量の雨でも斜面崩壊や土石流などが起こりやすくなる。

このような状況に対応するため、気象台はこの地域に対する大雨の注意報・警報基準を通常より引き下げて運用し、有珠山周辺に対して1ミリ単位の12時間雨量予測を「有珠山噴火に関連する気象情報」や「有珠山の泥流に関連する気象情報」の中で行っている。

傾斜地に堆積した火山灰等は、雨などで次第に脆弱化し、泥流や土石流として一気に流下する可能性が高くなる。実際、前回の有珠山噴火(1977年)では、噴火の翌年に大規模泥流が発生し、3名の死者・行方不明者を出した。

泥流災害は、火山灰の堆積状況・総雨量はもとより先行降雨・融雪などとも関係し、1時間雨量(雨量強度)とも関係が深いとの調査(参考文献1~4)から、大雨が予想される場合には12時間雨量予測に加え、最も警戒を要する時間帯や1ミリ単位の最大1時間雨量も「気象情報」に含めて提供した。更に、地域を限定して融雪注意報の基準も変更し、融雪相当水量(積雪の融ける量を雨量に換算し

た値と雨量の合計値)の予測も行った。

また、火山灰などの噴出物は、人命・財産に直接的な被害を及ぼすばかりか、航空機の墜落に結びつく場合がある。これらの噴出物は上空の風で流されるため「有珠山上空の風時系列予想」を「有珠山噴火に関連する気象情報」の別紙として1日2回提供し、航空機に対しては「航空路火山灰情報(羽田の航空路火山灰情報センター作成)」を提供した。

3. 人的要因による防災対応

災害の殆どは人との関わりの中で発生するため、臨機応変の対応が求められた。

避難住民の一時帰宅には、専門家による火口の目視・ヘリコプターによる監視が必要となった。そのため、ヘリコプターが飛べる気象条件かどうかや火口が見えるかどうか、つまり、雲底の高さや霧の有無についての予測が求められ、それらについても「気象情報」に含めて提供を行った。

噴火後まもなく、避難中のホタテ養殖業者の強い要望によって、海上保安庁巡視船の監視のもとに稚貝作業を行うことになった。これに対しては「胆振西部の海上予想」で海上の風向・風速・波・天気の詳細を提供した。

JRや国道は関係者の努力で早期に一応回復したが、当時の危険地域を通過しており、気象台による大雨警報の発表がこれら幹線の通行止めに直結していた。

また、洞爺湖の水位調節を行っていた発電所も避難により停止したため、その水位の上昇にも気を配る必要があった。

4. ピンポイント予測

4.1. 調査

予報課の対応チームは、有珠山周辺のごく狭い地域に対する雨量などの予測の為に以下の調査を行った。

(1) 過去の泥流・土石流関係資料の整理・把握

泥流・土石流の発生には堆積物の状況・土壌水分量・大雨に加えて、短時間強雨(雨量強度)に注意が必要であること。泥流・土石流は流下速度が速いため実況での対応では遅く、直前

であっても予測が重要であることが分かった（参考文献 1～4）。

(2)過去の各種統計的調査の整理

主に 850hPa の風向・風速に着目し、雨量の見積もりがある程度確立しているオロフレ山系と、有珠山周辺との比率を求め、大まかな雨量の予測に役立てた（参考文献 5, 6）。

(3)実況値からの気象特性・雨量特性の把握

最近(1996～2000年)の実況値を用いて、

- ①札幌の実況の 850hPa 風向・風速を層別化して有珠山周辺の雨量との関係を調べ、予測雨量の絞込みを行った。
- ②地上擾乱のパターン別に 12 時間雨量と 1 時間雨量の関係を調べ、1 時間雨量の見積もりに役立てた。
- ③札幌の実況の 925hPa 風向・風速と、有珠山に最も近い日照観測地点である伊達の日照時間の関係を調べ、ヘリコプターの飛行計画などに役立てた。

(4)関連する予測資料の調査

気象庁で一般に雨量予測の基礎として用いている指数を、札幌の実況の 850hPa 風向で層別化し、その指数の有珠山周辺における特徴を把握し実際の細かい雨量予想を行った。

(5)大雨の事例解析

過去の大雨の事例解析を行い、有珠山周辺を通過する強雨域の移動パターンなどを把握し、臨時情報や直前の電話による助言などに役立てた。

4.2.雨量予測の実例

第一図は噴火から 9 月末までの実況と予測の図である。現実的には、ある程度のポテン

シャルを示し、直前に電話や臨時情報で細かい修正をする場合が多くなった。

このような時空間スケールで半日～1 日先を予測することは現在の技術では難しいが、この間、大雨警報を 8 回発表し、見逃し・空振りが一度も無く、人的被害もない点は評価できると考えている。

5. おわりに

噴火当初は、地元の室蘭地方気象台が多忙を極めた為、気象予測の調査は予報課が主体となって行った。

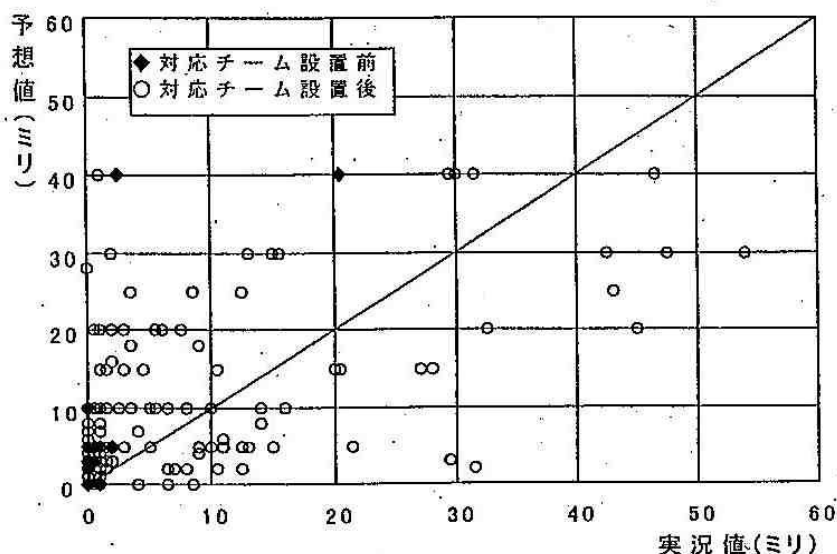
1 ミリ単位のピンポイント予報を遠隔地で行い、防災に直結するという困難な中にもやりがいのある貴重な体験であった。

噴火が始まると避難や電源・回線の関係から観測機器設置(実況把握)も難しくなる為、場所が決まっている火山については、平常時から気象特性把握が必要である事を痛感した。

2001 年 6 月現在も大雨注意報・警報基準は引き下げたままで、泥流警戒が必要な状況は変わっていない。室蘭地方気象台では砂防対策が終了するまで、必要に応じて「有珠山の泥流に関連する気象情報」の発表を継続している。

参考文献

- 1) 遠山繁次(1979): 有珠山の雨について。北部管区研究会誌, 81-82
- 2) 館野英雄・山崎知保(1992): 有珠山周辺の土石流(泥流)について。札幌管区気象研究会誌, 107-108
- 3) 門村浩・岡田弘・新谷融(1988): 頻発した泥流土石流, 有珠山—その変動と災害—, 128-243
- 4) 門村浩・播磨屋敏生他(1982): 泥流発生にかかわる降雨特性, 有珠山における泥流災害とその対策に関する研究, 47-56
- 5) 八尾孝・清野祐子(1994): 主成分分析で見た石狩・空知・後志・胆振地方の雨量分布の特長について。札幌管区気象台技術時報別冊 45 号
- 6) 大崎彰(1994): 胆振管内の雨量分布。平成 6 年度北海道地方予報技術検討会資料, 室蘭地方気象台
- 7) 札幌管区気象台予報課(2001): 平成 12 年(2000 年)有珠山噴火に係わる予報業務。札幌管区気象台技術時報別冊 51 号



第 1 図 定時気象情報の 12 時間雨量予想値と実況値
(平成 12 年 4 月 1 日～9 月 30 日まで)

6. 夏季アジアモンスーンの先行シグナルに関する考察

江川 晋子・石渡正樹 (北大院・地球環境)

発表要旨

1. はじめに

アジアモンスーンは、ユーラシア大陸と周辺海洋間の温度差により引き起こされる、大規模な大気循環系・水循環系である。循環の弱い(強い)夏季モンスーンに先行する冬・春には、亜熱帯域の200hPaにおける東西風が強化される(弱くなる)と言われている(Webster and Yang, 1992; Yang and Lau, 1996 など)。この200hPaにおける東西風の変動を、先行シグナルと呼ぶことにする。この現象は、広範囲で長期間(12~5月)にわたって見られるため、モンスーン予報の観点から重要であると言われている。

ところが、先行シグナルについての研究には不十分な点がある。まず、Webster and Yang(1992), Yang and Lau(1996)などで示された結果は、季節平均した数年についての合成図のみである。このためモンスーン循環の弱い、もしくは強い各年においては、先行シグナルが見られるのか、また、半年近くも持続するものなのか、明らかにされていない。さらに、先行シグナルの有意性が示されていない。また、提案されている先行シグナルのメカニズムには、いろいろな過程においてはっきりしない部分がある。このため、先行シグナルがモンスーンに関連して現われるものなのか、議論の余地がある。熱帯太平洋 SST やモンスーン強度指標との関連を詳しく調べる必要があると考えられる。

2. 目的および方法

そこで本研究では、先行シグナルについての検討を行なうことを目的とし、NCEP再解析データを用いて解析を行なった。解析期間は1948-99年、解析領域は 40°E - 140°E , 0° - 40°N である。夏季モンスーン循環の強度と先行シグナルの関係を調べるため、6-8月のWebster-Yang index(Webster and Yang, 1992)に基づいて、循環の強い年(1948, 54, 70, 81, 85, 94年)、弱い年(1963, 72, 79, 83, 87, 92, 96, 97年)を定義した。

3. 結果および議論

初めに先行シグナルについての検討を行なった。循環の強い年、弱い年について200hPa面における水平風、温度場、ジオポテンシャル高度、および地表面温度のコンボジットをとった結果、以下のことが示された。解析期間においては、先行する冬・春に、大まかには確かに夏季モンスーンの強弱に応じて逆パターンの水平風アノマリ(先行シグナル)が見られる。しかしながら有意な偏差が見られたのは、循環の弱い年の200hPa面、850hPa面および循環が強い年の850hPa面における物理量であった(図1)。季節間を比較すると、DJFとMAMでは偏差が有意な領域は異なる場合が多かった。循環が強い年と弱い年とを比較すると、偏差が

逆符号となる領域にはずれがあることが多かった。ただし例外はMAMの850hPa面における温度場と200hPa面におけるジオポテンシャル高度場、地表面温度場であった。各年の季節平均値についても調べると、夏季モンスーン循環の強弱に関わらず、DJFとMAMでは似たパターンの循環アノマリが見られる訳ではない。パターンが逆になる年もあった。また、夏(6-8月)のWebster-Yang indexと、それに先行する冬(12-2月)、春(3-5月)について季節平均した東西風との相関をとった結果は、次のようである。冬には相関の高い領域はどのレベルにおいてもほとんど見られない。春には、複数の高度面において、相関係数の絶対値が0.4程度となる領域が存在した。これらの結果より、本研究の解析期間においては、先行シグナルは過去の研究で言われてきた程、持続性のある強いシグナルではないと言える。

次に、200hPa面の東西風以外にシグナルとして使えそうなものがあるか調べるため、夏のWebster-Yang indexと、先行する冬・春の高度場、ジオポテンシャル高度などとの相関をとった。この結果からは次のことが分かった。先行する冬には、相関の高い領域はほとんど見られない。一方、先行する春には、相関のやや高い領域が、対流圏下層のジオポテンシャル高度、対流圏下層および300-250hPa付近の温度場に認められた。しかしながらその相関は東西風と同程度であった。

4. まとめ

これらの結果より、本研究で解析した範囲では、夏季モンスーンに先行して現われる顕著なシグナルは新しく見出せなかった。

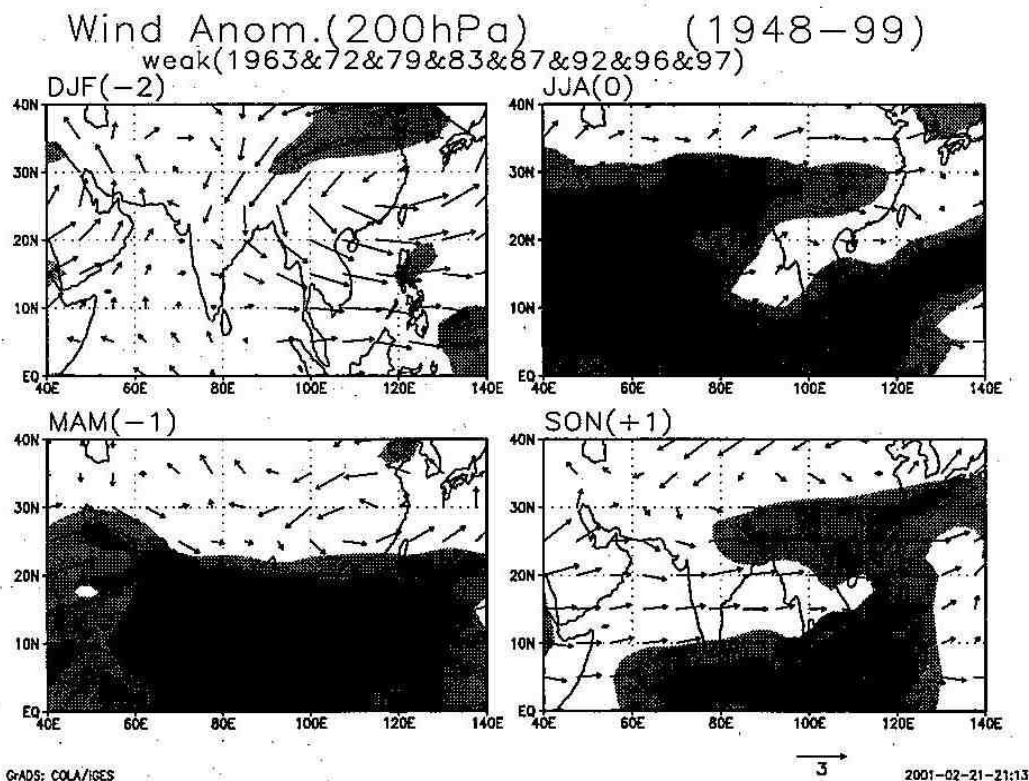


図1: 6-8月のモンスーン循環が弱い年の200hPa面における水平風アノマリ合成図。東西風の偏差が90%、95%の有意水準である領域に影をつけてある。

7. 熱帯季節内変動の年々変動(北半球冬季)

菊地一佳(東大気候システム)・沼口敦(北大地球環境)

1 はじめに

熱帯域での OLR, 上部対流圏の東西風の擾乱では 30-60 日周期の変動が卓越していることが知られている。これらの変動はその周期性から季節内変動または発見者の名前をとって MJO(Madden Julian Oscillation) と呼ばれている。

これまで理論・観測の両面から様々な研究がなされてきたが, その強弱を扱ったものは少なく, 過去の研究ではどのような時に MJO が強くなるかということが分かっていない。そこで, 本研究では MJO の年々変動を足掛かりとして, どのようなプロセスが重要であるかを明らかにすることを目的とする。

2 データと解析手法および MJO 活動度

用いるデータは ECMWF 客観再解析データ, NOAA の OLR データ, 解析期間は 1979 年 1993 年の 15 年間である。30-60 日周期のバンドパスフィルターを施したデータを用いて, 赤道域の上部対流圏 (150mb) の運動エネルギー, OLR の分散で MJO 活動度を定義した。その結果, 図 1 より熱帯の対流活動に大きな影響を与えらると思われるエルニーニョと MJO の活動度は相関が低い。季節変化で見ると, 冬から春にかけて MJO 活動度が大きく, 夏に小さいという傾向が見られる。

3 平均場と分散場

MJO 活動度を用いて MJO の強い年と弱い年で分けて考える。時間平均的の SST の分布 (図 2) は両者の間で大きな差はなく, またそれと深く結び付いていると思われる OLR の分布 (図 3) にも有意な差は認められなかった。

それに関わらず, 変動場の分布には顕著な違いがあり, MJO 活動度が強い時には, ITCZ に沿って対流活動が 30-60 日周期帯では強い (図 4)。また, より短い時間スケール (~25 日) の変動においては (図 5), 東部太平洋で正偏差だが, インド洋, 西太平洋では僅かに負偏差となっていた。このことより, MJO 活動度が

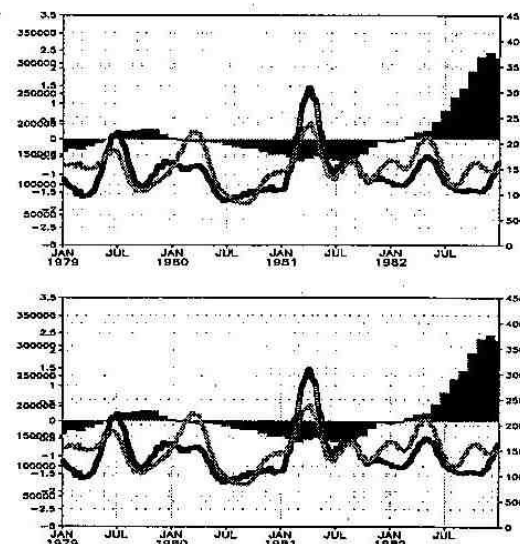


図 1: MJO 活動度とエルニーニョの指標, 棒がエルニーニョの指標, 濃い線, 薄い線がそれぞれ運動エネルギー, OLR の MJO 活動度

弱い時には, 対流活動の盛んな暖水域においてより短い時間スケールの変動にシフトする傾向があると考えられる。

4 強い時と弱い時の MJO ライフサイクルの違い

MJO 活動度は SST などの基本場とは関係が薄いことがわかったので, 次に強い時と弱い時のライフサイクルを考えることで, その維持にとってどのような過程が重要であるかを調べることにする。

ライフサイクルを記述するにあたっては, 上部対流圏の運動エネルギーを指標として, 1 サイクルを 16 の位相に分けた。詳細は省略するが, MJO に伴う運動エネルギーが最大の時が 1 最小の時が 9 に相当する。

対流圏上層の大規模発散場である速度ポテンシャルと OLR は整合的な位相関係を保ちながら地球 1 週を東進する。しかし, 対流活動は主にインド洋~中部太平洋に限られている。一般には MJO の起源はインド洋であると考えられているが, MJO 活動度の強い

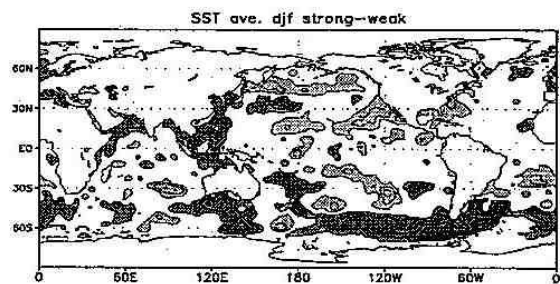


図 2: MJO の活動度が強い時 - 弱い時の時間平均 SST

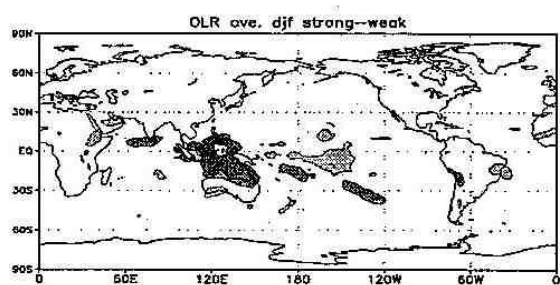


図 3: 図 2 と同じ. SST の代わりに OLR

時には、アマゾン、大西洋で対流活動が励起され、それが東進しているように見える。一方、MJO 活動度の弱い時には、アマゾン、大西洋の対流活動は見られず、インド洋から始まっているように見られる。

そこで、少し前の時間の上部対流圏の場を見てみると (図 6,7), 南米大陸、大西洋の辺りで中緯度からロスビー波列が流入する様子が両方の場合に見てとれる。しかし、先ほど述べたように MJO 活動度の強い時にはその場所での対流活動と結び付くに対して、MJO 活動の弱い時には東西の運動量が与えられるだけで、そこでは対流活動は起こらず、その後東西風が東に伝播し、インド洋に達した時に対流活動が起こるようである。

5 まとめ

以上の結果をまとめると、以下ようになる。

- MJO 活動度とエルニーニョの関係は薄い。
- 大西洋での中緯度からのロスビー波列の流入によって、MJO が励起されることが示唆された。
- MJO 活動の強弱によっては、南米、大西洋での対流活動がロスビー波列と結び付くことが重要であることが示唆された。

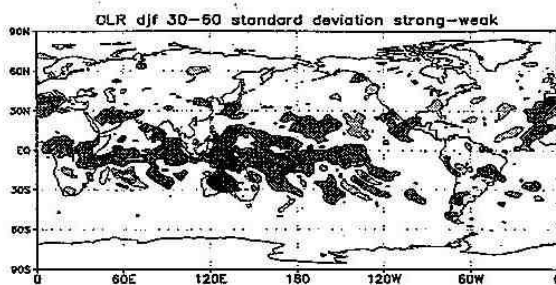


図 4: MJO の活動度が強い時 - 弱い時の 30-60 日周期成分の OLR の標準偏差

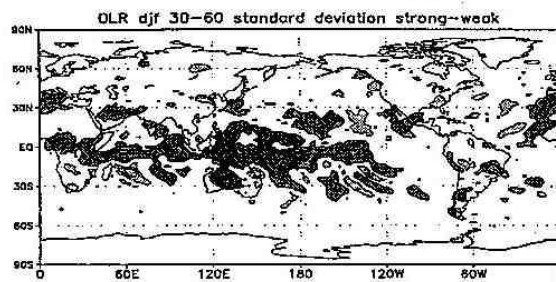


図 5: 図 4 と同じ. ただし、25 日周期帯

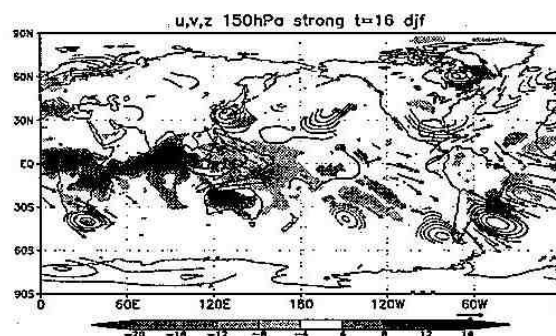


図 6: MJO 活動度が強い時の 16 の位相における対流圏上層の風, OLR

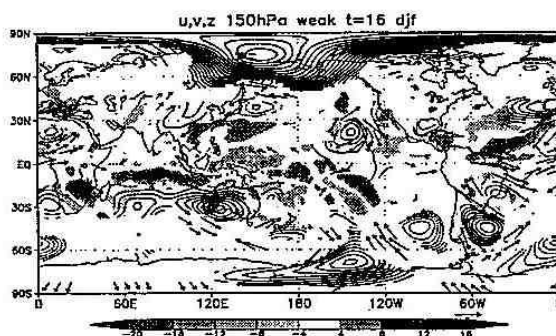


図 7: MJO 活動度が弱い時の 16 の位相における対流圏上層の風, OLR

8. 20年変動の20世紀を通じた変調

見延 庄士郎^{*1}・眞鍋 輝子²・小司 晶子²

(1:北大・院・理/地球フロンティア研究システム・国際北極センター, 2:気象庁)

はじめに

北太平洋を中心として全球に分布する 20 年変動は、20 世紀初頭には周期が比較的短くかつ振幅が弱く、その後周期と振幅が増加したことを、Minobe (1999 GRL; 2000 PiO)は北太平洋およびアラスカの気候指標のウェーブレット解析によって報告した。この 20 年変動の振幅・周期変調が、空間的な構造の変化と結びついているのか、結びついていないとすればどのように関係しているのかは、重要な問題である。しかし、従来データ解析に用いられてきた EOF/SVD などにおいては空間構造を一定と仮定するので、上の問題に正面から取り組むことができない。そこで、Maximal Wavelet Filter, (MWF)という新しいデータ解析手法を開発して、海面気圧 (SLP) における 20 年変動の構造変化を調査した。

MWF

MWFは次の手順で計算を行なう。まず、North Pacific Index (Trenberth and Hurrell (1994))として知られる、SLPの30-65°N, 160°E-140°Wの領域平均時系列を求め、そのウェーブレット係数の絶対値の極大を10-30年周期帯で追跡する。次にこの極大に対応するscale dilation parameter $a_{\max}(t)$ を用いて、解析領域全体での観測変数 f に対して、次のようにMWFを定義する。

$$F(x, y, t) = \frac{\sqrt{2}}{a_{\max}(t)\pi^{1/4}} \int f(x, y, t') \psi\left(\frac{t'-t}{a_{\max}(t)}\right) dt'$$

ここで x, y は東西・南北の距離、 t は時間、 ψ はマザーウェーブレット (ここではMorletウェーブレットを利用)、アスタリスクは複素共役、 F はMWFによってフィルタされた複素データを示す。MWFを適用したデータは、振動自体の時間スケール (20 年変動なら20年の時間スケール) と、よりゆっくりとしたその変調の時間スケールの、二つの時間スケールを持つ。後者に注目するためには、適当に選んだ代表的なグリッド点 x_0, y_0 について相対的な位相を持つ、次の量を定義しておくことが有益である。

$$F_r(x, y, t) = F(x, y, t) \frac{F(x_0, y_0, t)}{|F(x_0, y_0, t)|}$$

ここで F_r は F と同じ絶対振幅を持つが、位相は点 x_0, y_0 に相対的なものとなっている。 F_r を相対MWFデータと呼ぶことにする。

データ

MWFを適用するデータは、NCAR 提供の北半球の冬季の SLP (Trenberth and Paolino 1980)で、20°N 以北を解析に用い、欠損のグリッドは近傍からの補間およびEOFによる補間で埋めた。講演時には、GHCNの気温データおよびKobe collection を含めた気象庁作成の SST データについても、SLP で得られた結果と整合性があることを紹介する。

結果

MWFを施した冬季の SLP は、20 世紀における 20 年変動の変化を捉えている (図 2)。北太平洋セクターでの 20 年変動は、20 世紀初めにアラスカ付近を発し、徐々に南下して 1950 年頃に 45°N 付近で最大の勢力となり、その後はやや弱められて東西に引き伸ばされたパターンを示す。一方、北大西洋での 20 年変動は全体として北極振動のパターンを示すが、20 世紀初めは中緯度で勢力が強く、20 世紀終わりには高緯度で勢力が強い。なお、時間的に 3 分割されたデータに各々 10-30 年の通常のパンドパスフィルタを適用してから EOF を求めても、これらの特徴は確認された (図 3)。

北太平洋セクターでの 20 年変動の南下は、MWF だけでなく通常のパンドパスフィルタでも捕らえられる (図 4)。パンドパス・フィルタは MWF よりも、時間解像度が高いにもかかわらず、MWF と同様の結果を示していることは、20 年変動が連続的に南下したことを支持するものである。

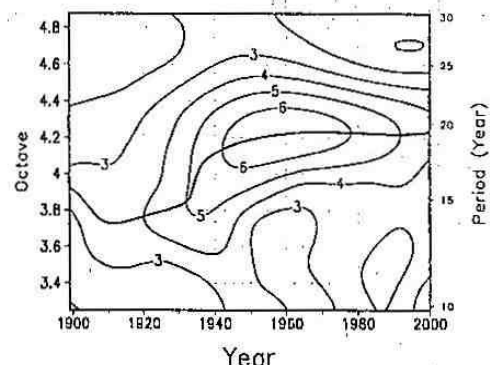


図 1. Wavelet 係数の絶対値の 30-65°N, 160°E-140°W での平均 (細いコンター) と、その最大値のオクターブ (太線)。

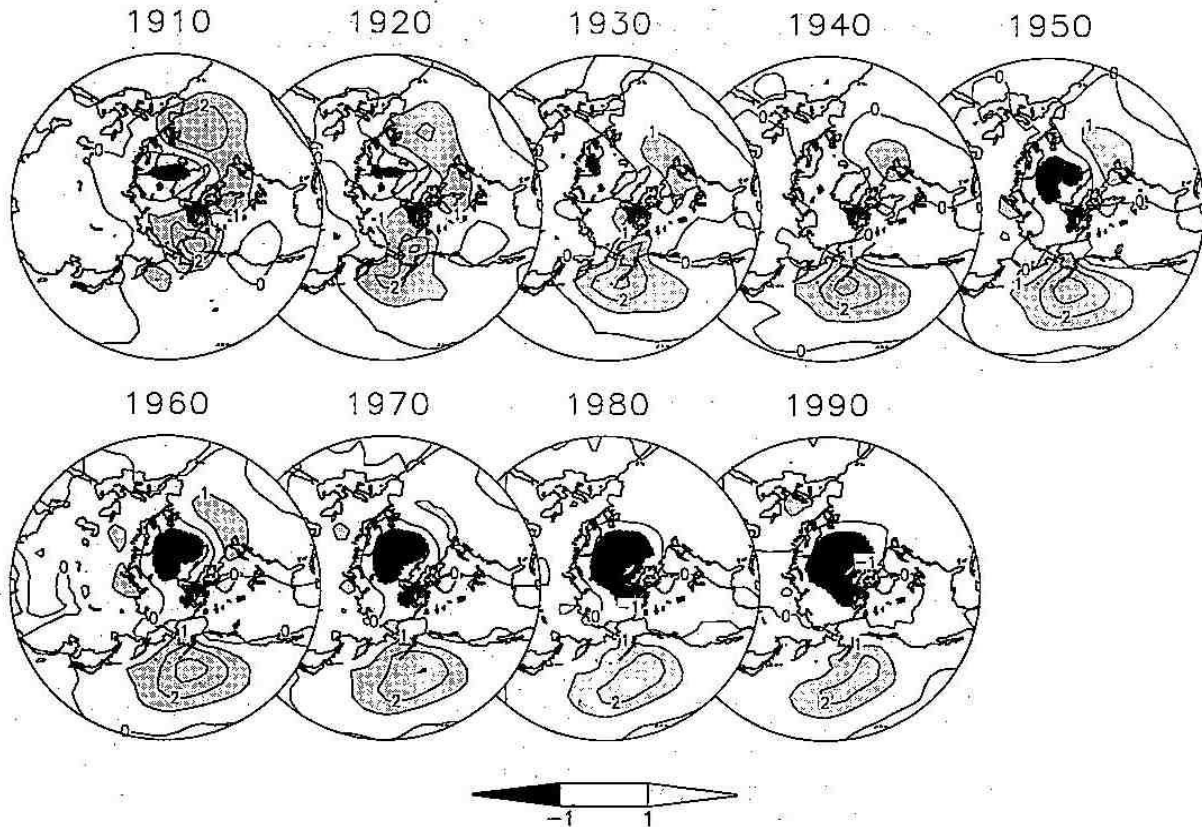


図2. MWFで求めた、北太平洋の20年変動と共に変化する、冬季のSLP. 50°N, 165°Wの位相をゼロに規格化した実部を示している。

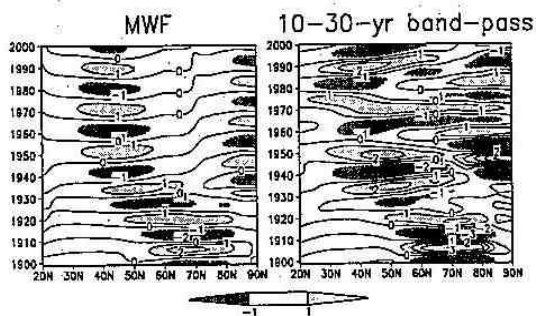


図3. MWF(左)と10-30年のバンドパスフィルター(右)を適用した、を適用した冬季の海面気圧データ。共に、160°E-120°Wの平均である。等高線間隔は1 hPa である。

結論 20年変動の周期の増加は、空間分布の変化と関係していることが、新しいデータ解析手法であるMWFによって、明らかにされた。北太平洋では高緯度から中緯度に変動の中心が移動し、北大西洋ではその逆に進行したことは興味深い。20年変動を説明する有力な仮説の一つである中緯度での遅延振動理論で期待される周期は、幅の広い太平洋で長く、狭い太平洋では短い。あるいは、20年変動は20世紀初めには主として北大西洋に起源を持ち、後に北太平洋にその起源が移ったのかもしれない。

MWFは最近利用が広がっているwaveletを、多変量解析に生かす試みの一つである。もっともMWFは、wavelet係数の絶対値の峰が連続的でなくては意味のある結果が得られない。しかし、その条件を満たす対象については、EOF/SVDでは明らかにすることのできない空間構造の連続的な変化について、重要な情報を得ることができよう。

なお、本研究は *Journal of Climate* に投稿中である。

9. 北太平洋の20年変動と全球降水量変動との関係

*中野渡 拓也 ・ 見延 庄士郎
(北大・院・理) (北大・院・理)
キーワード：北太平洋指数・相関解析

はじめに

北太平洋を中心とした大気海洋の20年周期変動は多くの研究者（例えば、Mann and Park 1996; White and Cayan 1998; Minobe 2000）によって論じられている。しかし、降水量の20年変動の分布と北太平洋の変動との関係は未検討である。そこで、本発表ではこの北太平洋の海面気圧の20年変動と全球の降水量変動との関係を調査した。冬期（12,1,2月）のアリューシャン低気圧の20年変動は降水に影響を与えるのだろうか？また、影響するとなるとその分布、メカニズムはどうなっているのだろうか？などの点に注目した。

データと解析方法

用いるデータは Dai et al.(1997)によってグリッド化された1900～1995年の冬の直接観測月平均アノマリデータである。この降水量データとNPI(北太平洋指数)に10～30年のバンドパスフィルタを施し、相関解析を行なった。このバンドパスフィルタは北太平洋を中心とする20年変動シグナルの多くを取り出すために行った。また、それぞれのグリッドにおける相関係数の有意性はランダム位相によるモンテカルロシミュレーションによって、NPI 代替時系列を1000個用い、信頼限界を求めた。

また、降水量の20年変動の水循環への影響を調査するため、回帰解析を行った。使用したデータは、1949～2000年の冬の米国環境予報センター（NCEP/NCAR）で近年作成された全球再解析データである。これは、時空間的に欠損がなく、エネルギー収支などに関する解析には都合がよいと言える。水収支解析には、降水量が水平水蒸気フラックスと蒸発量で説明されるとした。さらに、水平水蒸気フラックスを5つの成分に分解し、そのNPI への回帰係数を求めた。

結果

図1は10～30年のバンドパスフィルタを施したNPI と降水量との冬の有意性を表した図である。中国東部/南日本、ハワイ、中緯度北アメリカ東部/西部、オーストラリア南東部において90%信頼限界で有意な相関領域が存在しており、その他、フロリダ、アラスカ北部、南部、オーストラリア南西部、などの地域にも有意な相関が見られる。さらに、上の地域で領域平均した代表時系列とNPI のコヒーレンス解析を施したところ、中国東部/南日本、ハワイ、中緯度北アメリカで20年周期の位置に有意なピークが現れる（図2）。オーストラリア南東部においても、わずかに有意水準を上回っている。特に中国東部/南日本、ハワイにおいては、20世紀を通じてNPI と一致している（図3）。

時系列より、10～30年のバンドパスフィルタを施した再解析データの降水量と直接観測降水量は北半球については定性的ではあるが、ある程度一致している（図3）。図4は再解析データの降水量、水平水蒸気フラックス、蒸発量のNPI への回帰マップである。北太平洋上に、見られる降水の20年変動は水蒸気フラックスの収束によって、説明されることがわかる。特に、風の偏差による気候値の水蒸気勾配の移流の寄与が大きい。

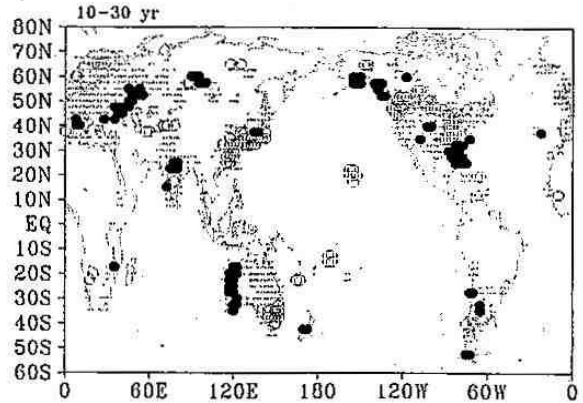


図1. 10～30年のバンドパスフィルタを施した降水量とNPI との相関の有意性。90%信頼限界で有意な正（負）の相関を持つグリッドを白丸（黒丸）で、有意ではないグリッドを灰色点で示している。何も示していないグリッドは欠損値が存在するために相関係数を求めなかったグリッドである。

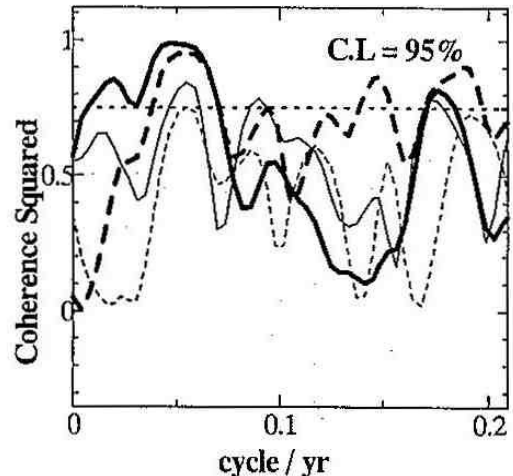


図2. 領域平均した降水量とNPI のコヒーレンス。太実線が東中国～南日本、太破線がハワイ、細実線が中緯度北アメリカ、細破線がオーストラリア南東部である。

まとめと議論

アリューシャン低気圧の勢力の変化に代表される北太平洋の20年変動は、太平洋沿岸の降水に影響を及ぼしていることが示された。ハワイと東中国/南日本においては、アリューシャン低気圧が弱い時に、降水が弱まる特徴がある。

再解析データの降水量は定性的にはある程度直接観測データと一致する。アリューシャン低気圧が強いと、北太平洋中央部で降水量が増加し、その南北で減少することが示唆される。この降水変動は主に、水蒸気の収束発散によってもた

られ、特に気候値の水蒸気分布が風の偏差によって移流される効果が大いことがわかった。

南半球であるオーストラリアにも NPI との同時変化が 1920 年以降見られることは、おそらく 1950 年以降のデータ解析で知られている 20 年変動の南北太平洋の対称性 (White and Cayan 1998) が、1920-50 年にも成立していたためかもしれない。

今後の課題

再解析データの降水量の正当性を評価するために、現在最も信頼できるとされている衛星観測などによる CMAP の降水量データとの比較、検討、そして SST にみられる全球規模の 20 年変動と降水量の関係の調査などを行いたいと思う。

参考文献

- Mann, M. E. and J. Park (1996) :J. Climate.,9, 2137-2162.
 Minobe (2000) : Progress in Oceanography.,47,381-408.
 White, W. B. and D. R. Cayan (1998) :J. Geophys. Res.,103(C10),21335-21354.

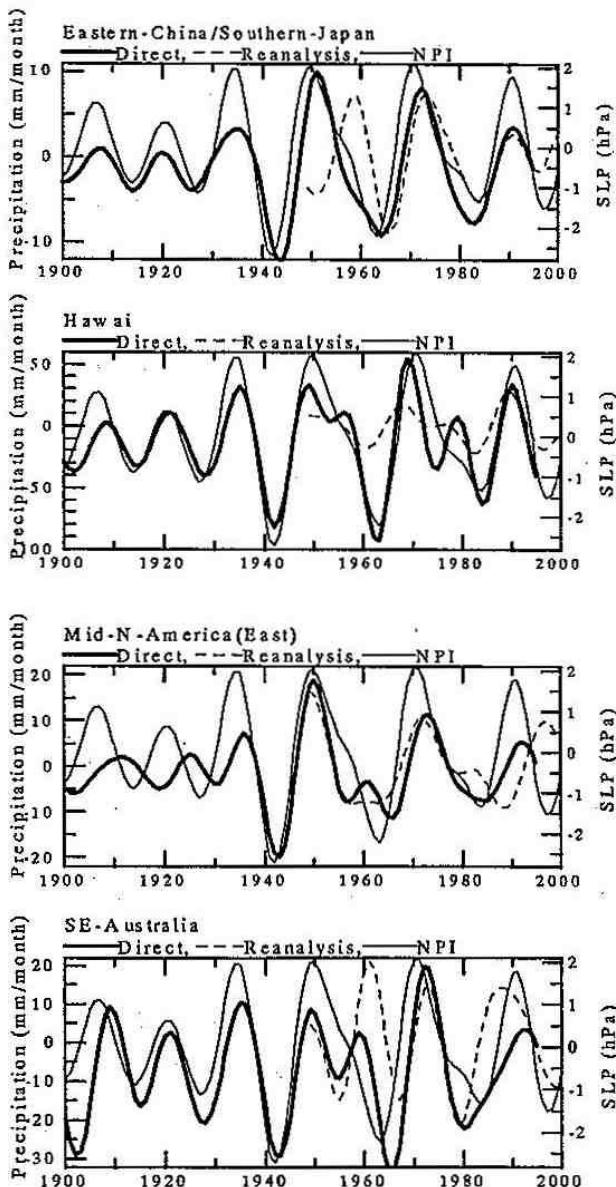


図 3. 領域平均した降水量と NPI の時系列 (上から、東中国～南日本 (27.5～35N, 117.5～145E)、ハワイ、(17.5～22.5N, 150～165W)、中緯度北アメリカ東部 (35～42.5N, 82.5～87.5W)、オーストラリア南東部 (35～50S, 140～160W)。太線が直接観測降水量、細線が NPI、破線が再解析降水量を示している。全ての時系列に 10～30 年のバンドパスフィルタを施している。

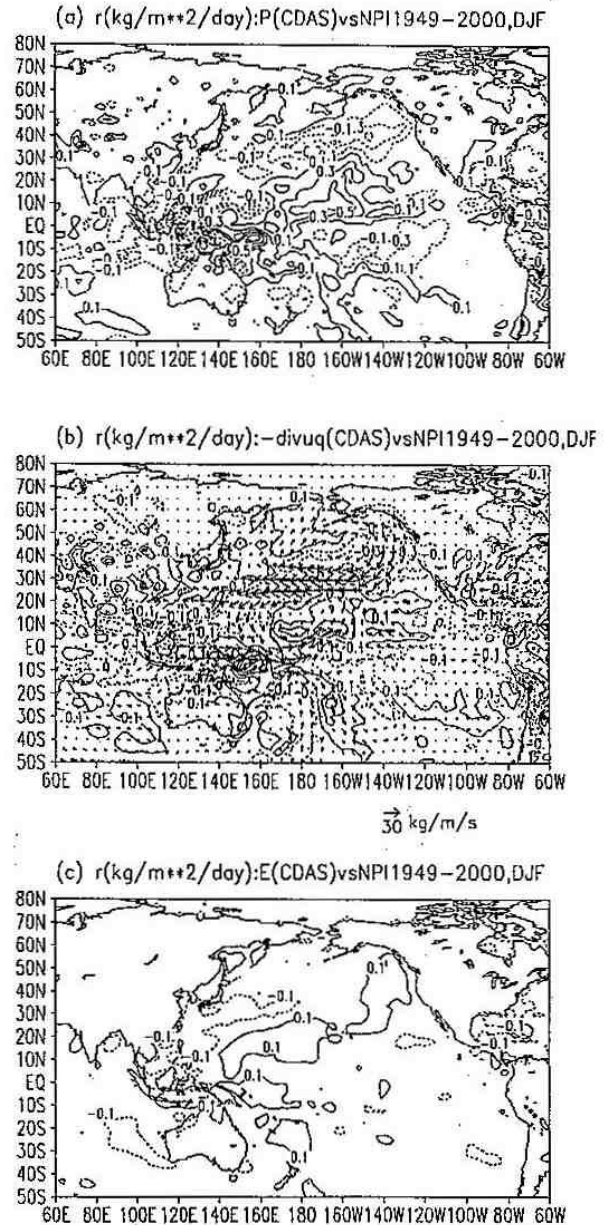


図 4. 再解析降水量(a)、水蒸気フラックス (ベクトルが水蒸気フラックスの成分、等値線がその収束、発散) (b)、蒸発量(c)の NPI への回帰マップ。