

グロースベッター

第 23 卷 第 2 号

研究報告

成層圏の火山灰と大気大循環	木 田 秀 次	1
1979 年夏の大气大循環と 30-40 日周期変動	村 上 勝 人	19
日本の暖冬・寒冬の際の北日本中高緯度の温度場	田 宮 兵 衛	39

報告・論文

太陽活動と気象	柳 原 一 夫	48
アフリカの干ばつについて	平 沼 洋 司	53

文献紹介

準 2 年周期と対流圏の循環の関連	尾 上 幸 喜	64
大気-海洋相互作用と準 2 年周期	渡 辺 志 伸	74
準 2 年周期と大気-海洋-地表面のフィードバック過程	西 本 洋 相	76
北半球とユーラシアの冬季積雪面積の予報可能性について	村 中 明	79
アメリカでの冬季積雪と短期の気候変化	好 本 誠	85

1985 年 3 月

L. F. グ ル ー プ

成層圏の火山灰と大気大循環について

木 田 秀 次*

1. はじめに

本稿は、気象学会の月例会「長期予報と大気大循環」(1984年2月)で、天候や気候に影響を及ぼすのではないかと考えられている成層圏の火山灰について、特にその地球規模拡散に重点を置いて話をした内容をまとめたものである。

ところで、最初から私事に類するかも知れない話を二つ申し上げることをお許しいただきたい。一つは、1972年仙台で開かれた国際大気放射シンポジウムに出席したときのことである。丁度その当時、人間活動による大気中(対流圏)のエアロゾル増加が気候を変えるのではないかという話題に関心が昂まっていたので、報道関係者達もこの国際会議での成果には注目していた。筆者自身、大気放射についての知識も見識も全然持ち合わせてはなかったけれども、エアロゾル増加の大気放射過程に対する影響は、エアロゾルの組成や粒径分布の実態をかなり詳しく把握しないと、影響の大きさを見積るのが難しく、場合によっては符号が逆転することさえありうる、という結論が出されていたことなどは今もよく覚えている。実は、その主張と同じことが当テーマの成層圏火山灰についても言える。すなわち、火山噴火による成層圏の火山灰(火山性エアロゾル)の存在が熱収支過程にどのような形で影響を与えるかについては、火山灰の詳しいデータ無しには何とも分からないのである。こういう事情を10年前の国際会議で知らされて以来、火山灰の気候への影響についてはシロウト判断で単純に予想することは危険だとさえ思うようになった。

そう思いながらも、根が軽卒な筆者は、火山灰の影響を数値実験で検証するのもおもしろいのではないかと発言したことがある。1978年の春季気象学会のシンポジウムで筆者は話題提供者の一人として「数値モデルからみた気候変動」という話をした(天気, 1978年12月号)。その時の質疑応答の中で、上述のような数値実験に対する気持を述べたわけだが、それは、当時火山灰といえばAgung火山噴火(1963年)を思い浮べるのが大方の常識であり、この火山灰については幾らか情報があったということに影響されていたのであろう。

しかしながら、1980年にSt. Helens火山の大噴火、続いて1982年にEl Chichon火山の大噴火が起り、それらの火山灰の性質や動向をみると、Agung火山の場合と共通した特徴もあるが、相違もまた少なくないことが分かる。つまり、先にも述べたような、個々の火山灰の性質の違いによって、その熱収支過程に対する影響の仕方に大きな違いがある、という実例が登場してきたのである。自然が、10何年か前に勉強したことを筆者に思い出させるかのようにである。

* 気象研究所・予報研究部

2. 火山灰の拡散の実況

火山の噴火によって放出された火山灰（鉱物性粒子とガス）は、風に乗って大気中を拡散する。比較的大きい粒子の火山灰は、風で遠くへ運ばれる前に、重力によって落下してしまい、広範囲に拡散することはほとんどない。噴出物の大部分はそういう火山灰であるが、比率的にはわずかながらも（%のオーダー以下）、微小粒子やガスなどの火山灰は、重力落下がほとんどないので、長い時間にわたって大気中に浮遊し、その結果地球規模に拡散するはめになる。長時間しかも広範囲という特徴は、火山灰が気候に影響を及ぼす上での一つの条件になるだろう。

成層圏では周知のように雨が降らない。そのため、成層圏に入った火山灰は、雨によって洗滌（wash out）されず、長時間大気中に浮遊できる。この点、対流圏だと wash out によって速やかに火山灰は地表に落下してしまう。従って、火山灰の長期間・地球規模の拡散は成層圏においてのみ実現される。これまでの火山噴火に関して、気候への影響が問題にされてきた例をみると、成層圏に多量の火山灰が侵入した場合に限られているのが分かるが、これは当然であろう。

と言うわけで、我々がここで問題とすべき事柄は、主に成層圏内の火山灰の動向に限ってよいだろう。それで、成層圏火山灰を運ぶ風の状況を概観しておくことが必要である。一般に、風の分布を示す方法として、風向・風速の時間平均を用いることが多い。これによって、どの場所のどの季節には平均としてどのような風が吹いているかを知ることができる。平均風と同時に分散の大きさを知ることも大切である。すなわち、もし分散が大きく平均値が小さいときには、平均風そのものはあまり実質的ではないと受けとらねばならないからである。

何はともあれ、観測に基づく平均風の分布を紹介しておこう。図 2.1 は、冬季と夏季の東西風（ u ）の経度平均（ \bar{u} ）の緯度高度分布である。勿論、時間的にも季節の長さで平均されている。ただし、この図は、南半球の観測データをほとんど用いず、北半球の冬と夏の風系を組み合わせたものであることに注意してほしい。

対流圏のみならず成層圏でも、時間に関する分散や経度方向に関する分散が必ずしも小さくないから、この図一枚だけでは、成層圏の 3 次元の風の分布が十分に表現できているとは言えない。しかし、理論的な

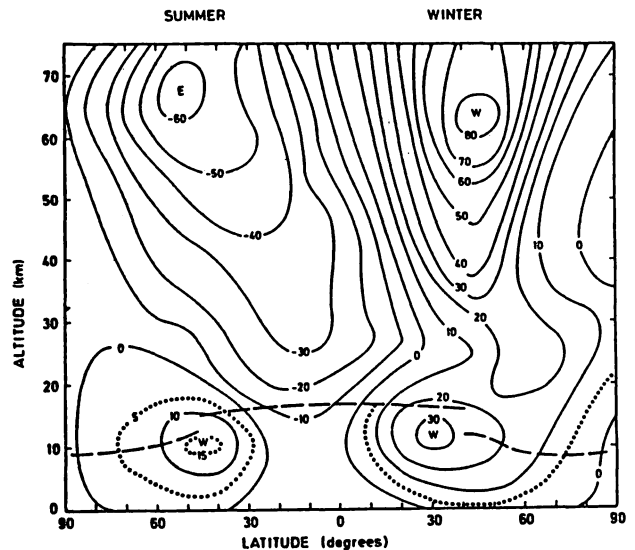


図 2.1 冬と夏の経度平均東西風。W 西風，E 東風（m/s）。破線は平均的トロポポーズ。Murgatroyd (1969) より。

考察からは、そういう分散を生みだしている成層圏の擾乱は一般風としての経度平均風とかなりの程度まで線型性があり、つまり、平均風と擾乱とは一応互に独立したものとして考えられることが分っている。従って、図 2.1 のような経度平均風はこれこれで大気の流れの一つの実体として受けとって大よそ問題はない。対流圏においてはその辺りの状況が多少違うので注意しなければならないけれども。

さて、経度平均風 \bar{u} の構造を全体的にみた特徴は、高度約 20km を境にして、それより上層では冬と夏とで風向が逆転し、一方、それより下層では冬も夏も大たい同じ風系である、ということにあらう。参考までに、高度約 20 km (50 mb 面) における東西風の季節平均の地理的分布を図 2.2 に示しておこう。この高度では、夏季において中高緯度の風速が大へん小さい。

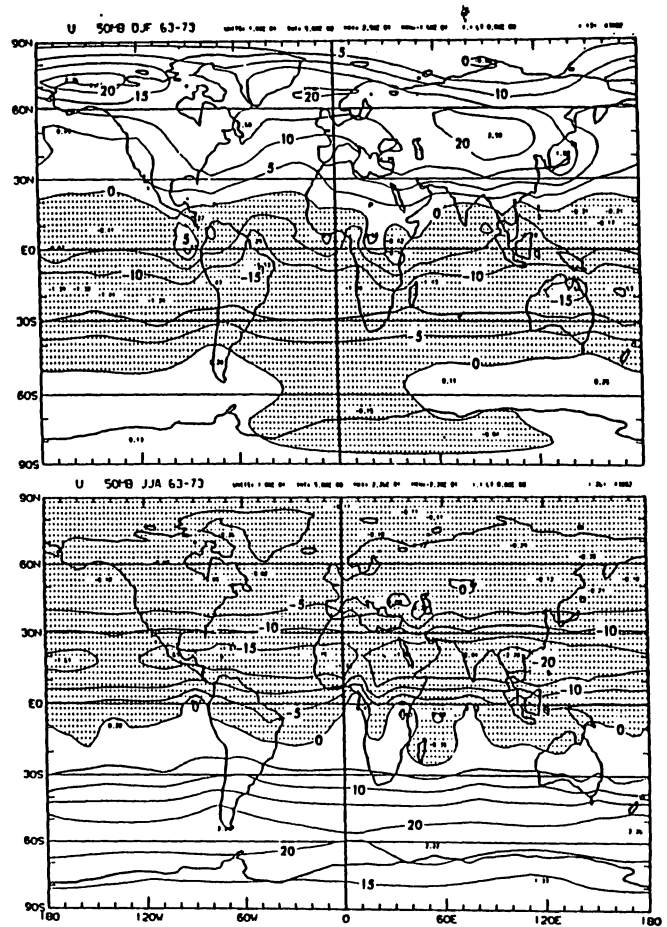


図 2.2 50 mb 面 (高度約 20 km) における東西風 (m/s) の水平分布。Oort (1983) より。冬平均(上), 夏平均(下)

このように、成層圏では風系の著しい季節的転換が起っているので、火山灰などが運ばれる機構も季節によって大きく異なる可能性がある。問題をさらに複雑にしているのは、高度 20 km より下側の成層圏の風系が対流圏の風系に属しているとも見られるほど対流圏の強い影響下に在ることである。すなわち、その領域では、中高緯度では年中西風が吹いており、低緯度では東風が吹いている。従って、火山灰を運ぶ機構の季節変化は、上部成層圏などに見られるほどには著しくないかも知れない。しかしながら、それは恐らく予想違いであろう。なぜなら、夏には明瞭な弱風層が高度 20 km あたりに形成されるのであるから、これが対流圏から上方に伝播してくる定常性の波動にとって臨界高度となって、その波動の活動を著しく拡散的にさせる可能性が無くはなく、冬の拡散と一味違うものになるだろう。

他方、赤道を中心とする低緯度の下部成層圏では、長年の平均で見れば、図 3.1 や図 3.2 で示さ

れているように東風が吹いている。しかし、その実態としては、低緯度の東西風は準2年周期で振動している。つまり、この領域の風系は、定常でもなく季節変化でもない特別な周期的変化を示す。従って、低緯度では火山灰を運ぶ機構に年平均的でも季節変化的でもない要因を考慮しなくてはならないであろう。

一般に成層圏の風系は対流圏に比べて単純には違いないが、以上のように、必ずしもそう単純ではなく、火山灰を運ぶ機構としてはかえって対流圏よりも複雑な面を持っている。

そもそも赤道付近の下部成層圏に東風が観測されたのは、赤道に近いKrakatau火山（6°S, 105°E）が1883年8月に大噴火し、多量の火山灰が成層圏に入り、これがどんどん西向きに移動して、大よそ2週間で地球を1周したことが確認されたのが最初である。今日では、ゾンデ観測によって上空の風を知ることができるが、19世紀には火山灰で風を知ったのである。この時のKrakatau火山噴火は、地質学的に多くの研究材料を提供したが、気象学的にも成層圏の風系を知るなどの記念碑的な出来事になった。しかし、当時は未だ成層圏そのものが発見されていなかったことには留意しなければならない。

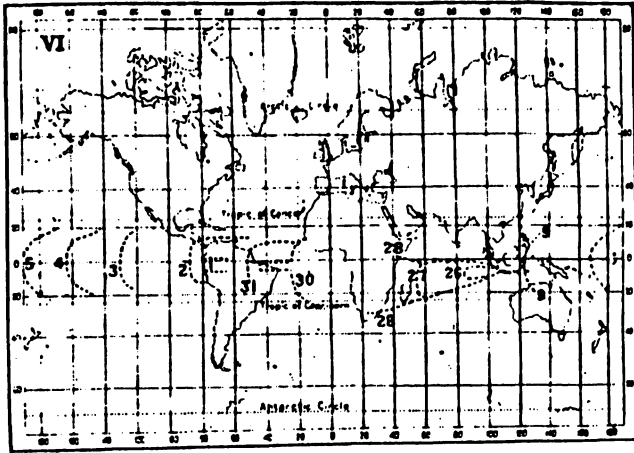
そういう時代ではあったが、日射や光学現象の注意深い観察を通じて、火山灰の地球的拡散の様子がかなり詳しく調べられている。その結果をまとめたものを図2.3に引用しておく。この図に示されているように、噴火直後の火山灰が赤道付近にトラップされたまま地球を西向きに移動し約2週間で元の噴火地点に戻っている。赤道上空を取り巻く強い東風の存在を示すこの観測結果は大変見事であり、先年のメキシコのEl Chichon火山噴火（1982年4月）の火山灰を気象衛星で追跡した観測結果と比べても遜色がないほどである。

さらに時間が経過した段階での火山灰の拡散の状況を見てみよう。この場合の観測は、太陽の色調などに異常を認めるなど光学現象の目視観測に基づいているので、火山灰の正確な観測というわけではない。しかし大よその傾向を見るぐらいなら十分に使えるデータであろう。

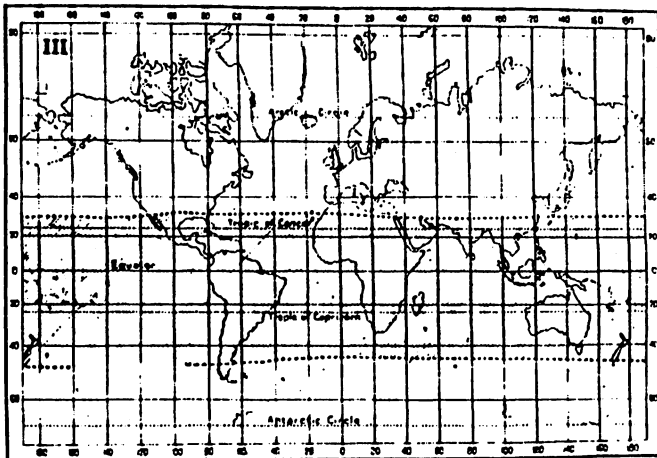
噴火後1か月ほどたった頃の火山灰の拡散範囲を見ると、南半球側では40°Sあたり、北半球側では20°Nあたりまで広がっているのが分かる。さらに噴火後3か月目の分布になると、南半球側は観測点が少なくはっきりしないが、北半球側は50°N付近にまで及んでいる。この図によると、ヨーロッパ付近と中央アジア付近とで分布の変化が認められる。概観したところでは今日言うところの波数2あたりの擾乱に何か関係していそうに見えるが、これについては何とも言い難い。

火山灰が浮遊している高度を光学的観測から推定した結果によると、火山灰の上層から中層の高度は、噴火直後には約35km、約6か月後には18kmぐらい、だそうである。この見積りは、後年のAgung火山やEl Chichon火山の場合に比べてやや高い高度にまで噴煙が達したことを示すが、史上最大級の噴火であったと考えられていることから、十分に妥当なものと思われる。このように成層圏の高いところにまで多量の火山灰をもちこんだ噴火であったからこそ、噴火後、世界各地に著しい光学的異変を引き起したに違いない。この事実は、従って、古いものとは言え図2.3のよ

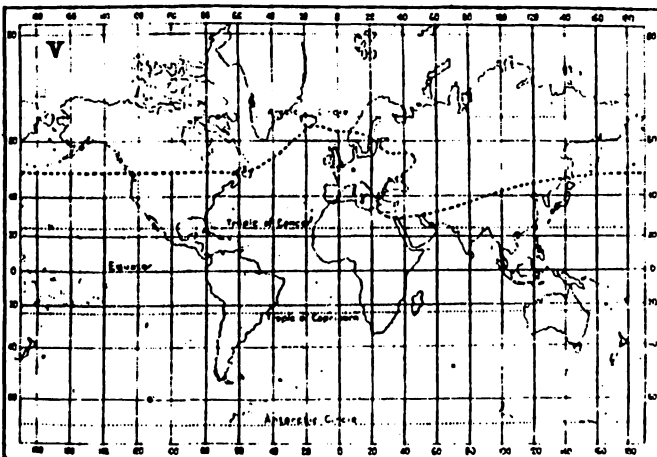
PROGRESS OF THE MAIN SKY PHENOMENA FROM AUG. 26 (EVENING) TO SEPT. 9 (EASTERN TIME) 1883.



APPROXIMATE DISTRIBUTION OF SKY PHENOMENA FROM SEPT. 22 TO OCT. 10, 1883.



APPROXIMATE NORTHERN LIMIT OF THE MAIN SKY PHENOMENA AT THE END OF NOVEMBER 1883.



うなデータにある程度の信頼性を付与することになる。

Krakatau 火山噴火のあった19世紀の末頃、以上のような観測結果が得られたことによって、大気上空（前述のように未だ成層圏は発見されていない）において、何か月という時間スケールで赤道から極に向けて火山灰を運ぶような風が吹いているらしいことが分ったのである。これは、赤道上空の東風の観測と同じぐらいに重要な観測成果であったと言わねばなるまい。

Krakatau 火山の近くに位置する Agung 火山（8°S, 115°E）が大噴火を起したのは1963年5月のことである。このときの噴火も多量の火山灰を大気中に放出し、そのうち、1%以内が成層圏に直接入ったと推定されている。この時代には、火山灰などの観測技術も進んでいたもので、当然ながら Agung 火山の火山灰の動向は注目され、多くの研究がなされた。

Dyre と Hicks (1968) は、世界各地の直達日射光の観測に基づいて、Agung 火山噴火の成層圏

図 2.3 Krakatau 火山噴火(1883. 8.26)後の火山灰の拡散・移流。上図は噴火直後2週間、中図は約1か月後、下図は3か月後。Simkin と Fiske (1983) より。

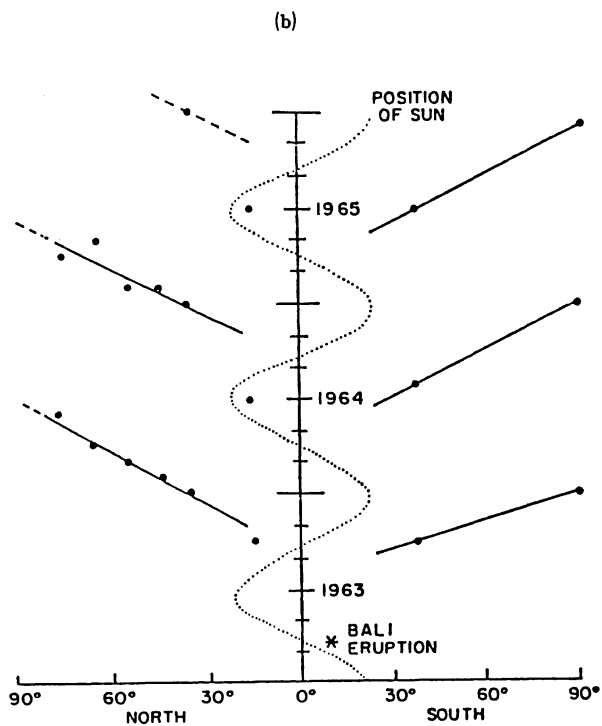
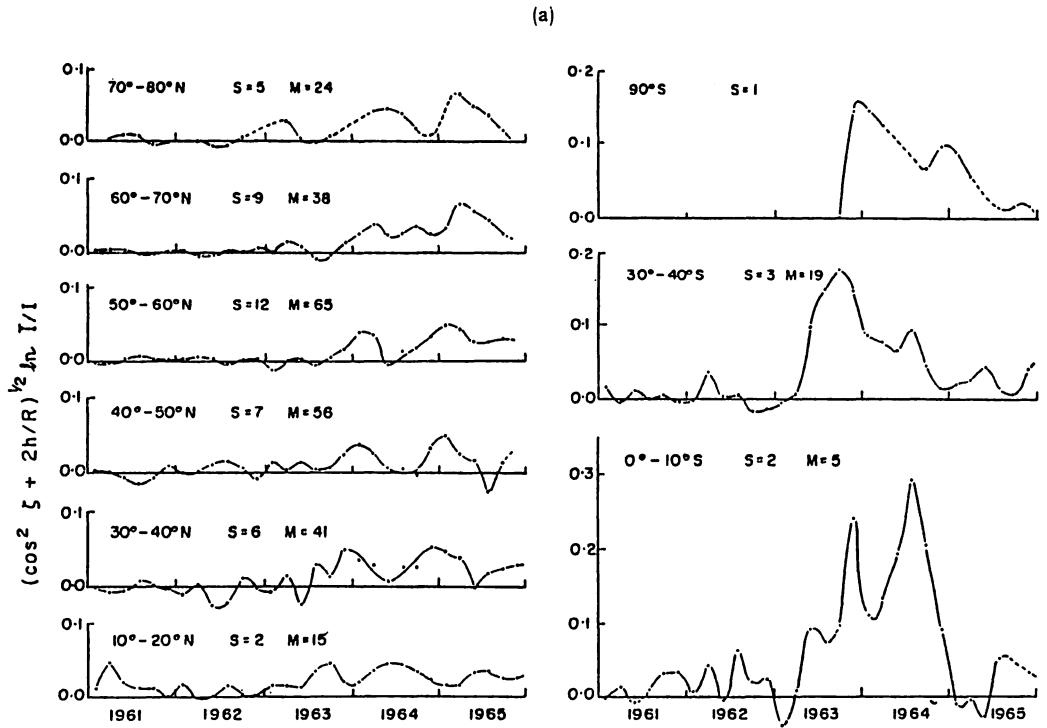


図 2.4 (a) 各緯度帯における Agung 火山灰雲の指数の時間的变化。S は観測地点数, M は月当りの観測回数。
 (b) 図(a)のピークの移動の模式図。
 DyreとHicks (1968) より。

火山灰の拡散を追跡している。彼らの研究によると、火山灰濃度のピークは時間の経過とともに赤道から極へ向かって移動しているらしい(図 2.4)。特に、その移動が冬に限って見られる点は重要である。このような火山灰濃度のピークの南北方向の移動は、両半球で同様に認められ、2~3年間繰り返される。その期間中、赤道付近(の下部成層圏)が、極へ向けて火山灰を放出するソース域になっているのは注目される。すなわち、成層圏火山灰のピークは赤道付近に定在的なものと、冬季に極側に移動するものと2種類ある。こういう特徴は、赤道成層圏で行なわれた原水爆実験の灰の拡散においても認められている。

以上の観測結果から、赤道に近い低緯度のどこかで、成層圏に火山灰が投入されたときには、その火山灰は大部分低緯度にトラップされ、しかも長期(2~3年)に亘ってその状態の続く傾向がある、ということが分った。しかし、低緯度の成層圏火山灰は、少しずつ高緯度側へ流出するが、とくに冬季においてはその流出が著しい。その結果として、低緯度の火山灰は、2~3年ではぼ流出してしまふと見積れる。高緯度側に移った火山灰は、その場の大気の下降運動によって対流圏に入る。こうして、成層圏の火山灰は2~3年以上の後には大気中から除去される。と言うのが、Agung火山噴火の火山灰の拡散のモデルである。

この描像は、大よそ誤りはないと思われるが、少し注意しておいた方が良いのは、成層圏に投入された火山灰の滞留時間を2~3年と見積ったときの「滞留時間」の意味である。多くの場合、火山灰濃度が初期値に比べて e^{-1} ($\sim \frac{1}{3}$)になる時間の長さ(つまり時定数)、あるいは $\frac{1}{2}$ になる時間の長さ(つまり半減期)などを滞留時間の示数にする。従って、これらは火山灰が完全に無くなってしまふまでの時間の長さよりは短いから、Agung火山の火山灰の光学的影響が数年間に及んでいたとしても、必ずしも上記の2~3年という見積りに反するというものではない。後でもう一度滞留時間について触れる。

さて、Krakatau火山とAgung火山は赤道より少し南に位置する点で共通しているが、次に紹介するEl Chichon火山(17°N, 93°W)は逆に赤道の北側に位置する点で異なる。しかし、いずれも低緯度に属している点では同じである。この共通項こそが、これら3つの火山の大噴火による火山灰の拡散に類似性をもたらしている主要因であると思われる。El Chichon火山噴火は1982年4月の初旬で、これは丁度、北半球において冬から夏へと移り変わる時期に当たっている。ちなみに復習しておく、Krakatau火山噴火は8月下旬、Agung火山噴火は5月中旬である。従って、時期的にはEl Chichon火山噴火はAgungの場合に近いと言える。

1982年のEl Chichon火山噴火の詳しい記述については、澤田(1984)の解説を参考にしたら良いだろう。ここでは、本稿の趣旨に沿って、噴火後の成層圏火山灰の動きについて紹介しよう。図 2.5は、噴火直後の成層圏火山灰の移動の様子を気象衛星(の赤外観測)によってとらえたものである。これを見ると、火山灰の最先端は大よそ1か月かかって地球を西向きに一周したことが分かる。これから見積った風は、約22m/sの東風ということになる。高度は大よそ25~30kmと

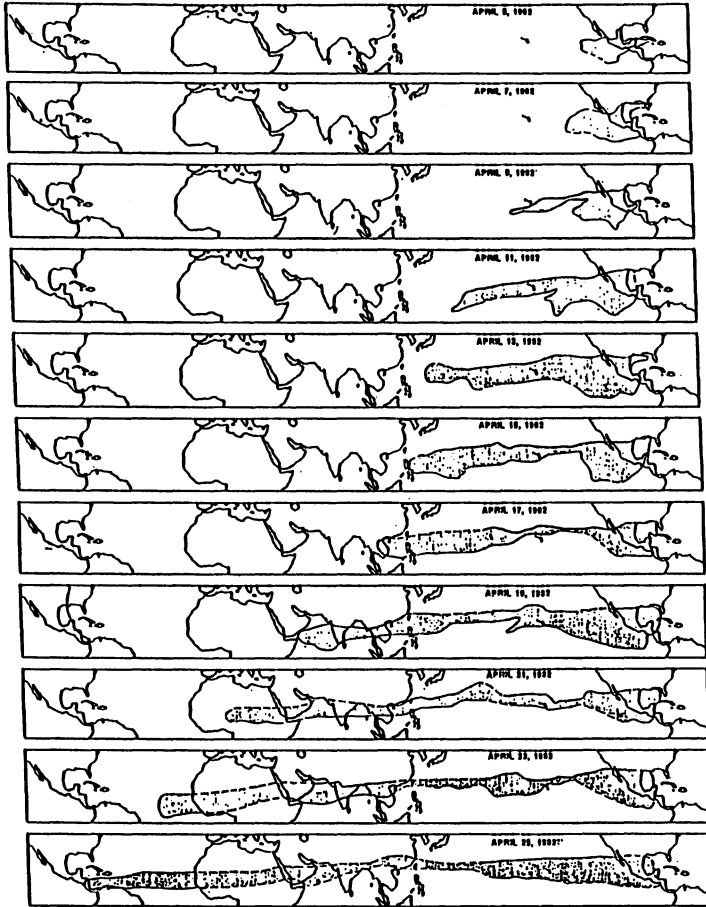


図 2.5 El Chichon 火山噴火後 3 週間の火山灰の拡散・移流。
Robockと Matson (1983) より。

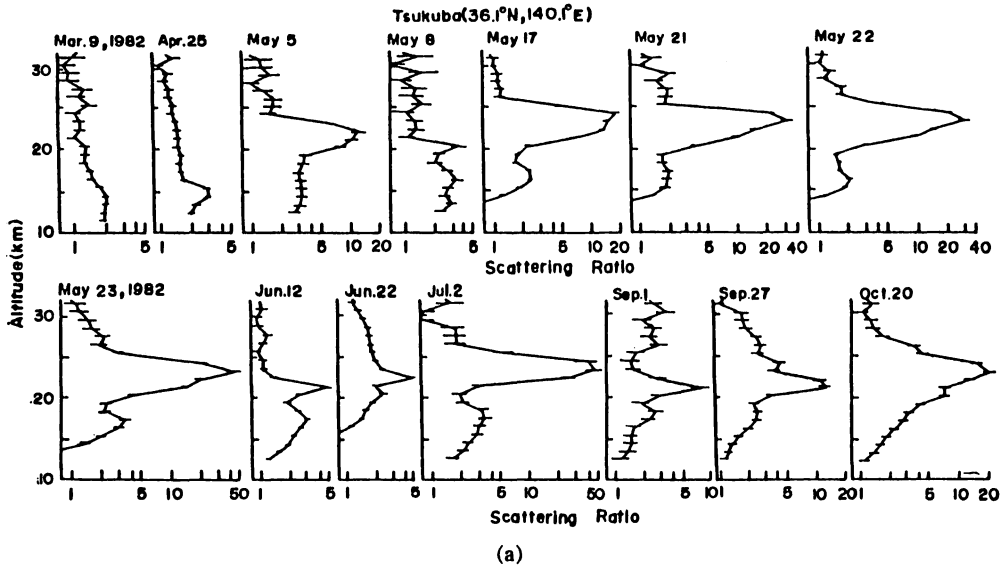
いるとは言っても、少しずつは高緯度に向けて拡散しているのも明白な事実である。それを確認する観測値として、例えば、気象研究所（および九大や名大など）におけるライダー観測がある。これらによると、噴火後約 1 か月たった頃から、成層圏エアロゾルが異常に増加し始めている。勿論、この増加は火山灰の影響以外考えられないものである。

図 2.6 は気象研究所（茨城県筑波）における成層圏エアロゾルの鉛直分布のライダー観測結果（Uchino et al., 1984）である。これを見ると、高度 15 km から 30 km に亘ってエアロゾル濃度が大きくなっている。このエアロゾルの層は、噴火後 1 年半を経てもなお存在が認められる。このように、火山灰が高い高度に及びしかも長時間浮遊している状況は、丁度 100 年前の Krakatau 火山噴火の場合に似ている。また、この状況から推して、かなり小さな粒子やガスが多量に成層圏に入ったと考えられる。観測によると、El Chichon の噴煙はガスの割合が多かったとされているが、これが今回の El Chichon 火山灰の大きな特徴と言われている。

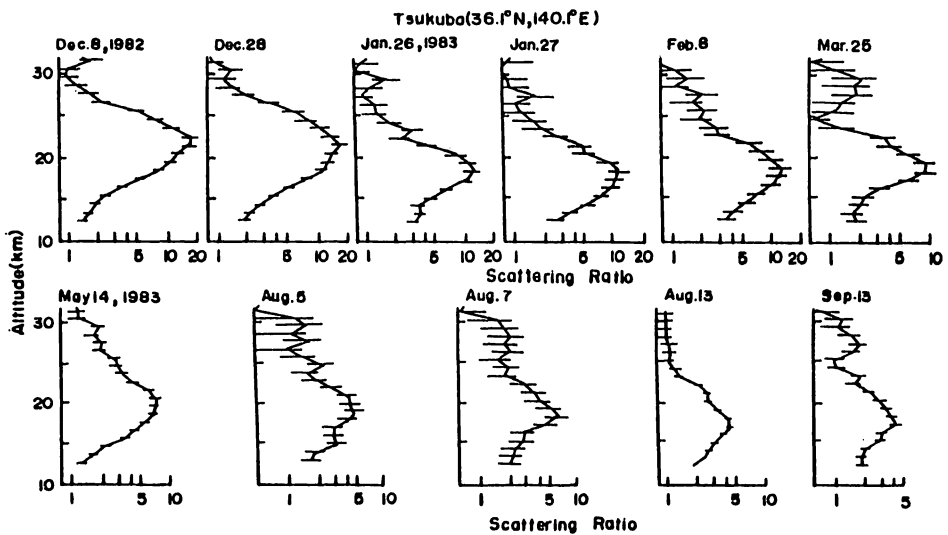
推定されている。4 月の初めに 17°N 付近の下部成層圏でこれほど強い東風が吹いているのは興味深い事実である。なお、8 月の Krakatau の場合には、その大よそ 2 倍ぐらいの東風であった。

地球を一周するに要する 1 か月という時間内では、まだ南北方向の拡散は規模が小さいという事実も見られる。そして、さらにその後の拡散の動向をみても、火山灰は長い間低緯度にトラップされたままの傾向が強い。この特徴は、東風が卓越する夏季という季節に影響されているのかも知れない。Agung の場合にも符合する状況である。

低緯度にトラップされて



(a)



(b)

図 2.6 筑波（気象研究所）におけるエアロゾルのライダー観測。
Uchino et al. (1984) より。

ところで、気象研究所での成層圏エアロゾル観測を見るならば、El Chichon 火山噴火以前にも既にエアロゾル濃度が平年（大気が清浄であったと考えられる年の平均）より何倍か大きい。これは、どこかの比較的小規模な火山噴火の影響が残っているせいであろうと考えられている。El Chichon 火山噴火では、格段のエアロゾル濃度の増加が噴火後 1 か月頃（5 月 5 日）に高度 20 km 付近に現われる。その後はやや複雑な濃度の時間変化を繰り返しながらも、半年後には 20～25 km の高度に明瞭なピークをもつエアロゾル層が形成されるのが分かる。さらに時間が経過すると、その

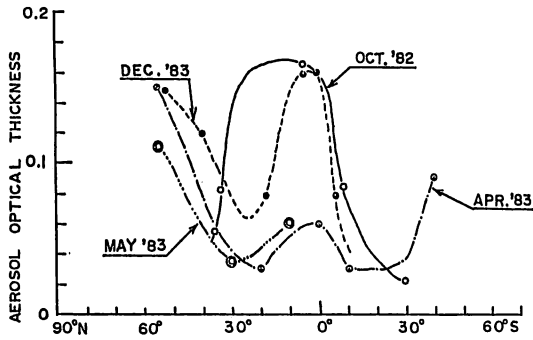


図 2.7 火山灰雲の緯度分布とその時間的变化。
内野ら (1984) より。

分布を見ると (例えば, 図 2.7), Agung の場合に知られていたように, 低緯度の赤道付近のピークと中高緯度のピークの 2 つが確認されている。別の表現をするなら, 亜熱帯緯度でミニマムになっている。ただし, 極付近の火山灰分布は観測が少なく詳しい状態が不明である。

おもしろいことに, 低緯度起源の微小物質は, 下部成層圏では赤道付近と中高緯度との 2 つの緯度帯でピークになるらしい。このような現象は, 成層圏の大気の運動からどのように説明できるのだろうか。また, 大気の運動からの説明だけで可能であろうか。

3. 成層圏大気の運動

成層圏には, 火山灰が侵入していないときでも特有のエアロゾル層が形成されているようである。これは, 1960 年頃の Junge らの研究以来明らかにされてきた。このエアロゾル層 (ユンゲ層) は, 高度 20 km 付近に密度のピークがあるので, 成層圏内でエアロゾル生成が生じていると考えられている。

火山噴火によって火山灰が成層圏に入ると成層圏エアロゾルが著しく増加するという事実から, 時々火山灰こそがユンゲ層の主な原因であるようにも見えるが, 一方, 対流圏と成層圏との大気交換を通じて定常的に成層圏へ流入する微量組成 (COS や H_2O など) が一連の光化学過程を経てユンゲ層を形成するとも考えられている。

ユンゲ層の成因が火山灰にあるにしろ, 成層圏対流圏大気交換にあるにしろ, 成層圏内の大気の運動が重要な役割を演じている事に変わりはない。従って, 成層圏大気の運動の特徴的機構を調べる事が, 成層圏の火山灰の拡散やエアロゾル層を理解する上で必須である。

こういう観点から, 下部成層圏の空気塊の運動を調べてみたわけだが, 実際の大気については風速の観測データが不足していて空気塊の 3 次元的な運動 (トラジェクトリ) を解析するのは困難であるので, 数値モデル (いわゆる大気大循環モデル) で代用することにする。言うまでもなく, 数値モデルが再現する大気運動は実際の大気運動の近似にすぎない。しかし, 大よそにおいて大気運

主ピークは 23 km から 19 km あたりの高度にまで下降する傾向を示す。そして, その濃度は噴火後 1 年半を経過した頃には, 最大濃度の時に比べて約半分まで薄まっている。しかし, それでも平年に比べて 1 桁ほど大きい濃度であることには変わりはない。

以上のように, Krakatau や Agung の場合と同じく, 2 年以上もの長い時間を経た時点でも火山灰 (火山灰起源のエアロゾル) は下部成層圏に残留している。この火山灰の緯度

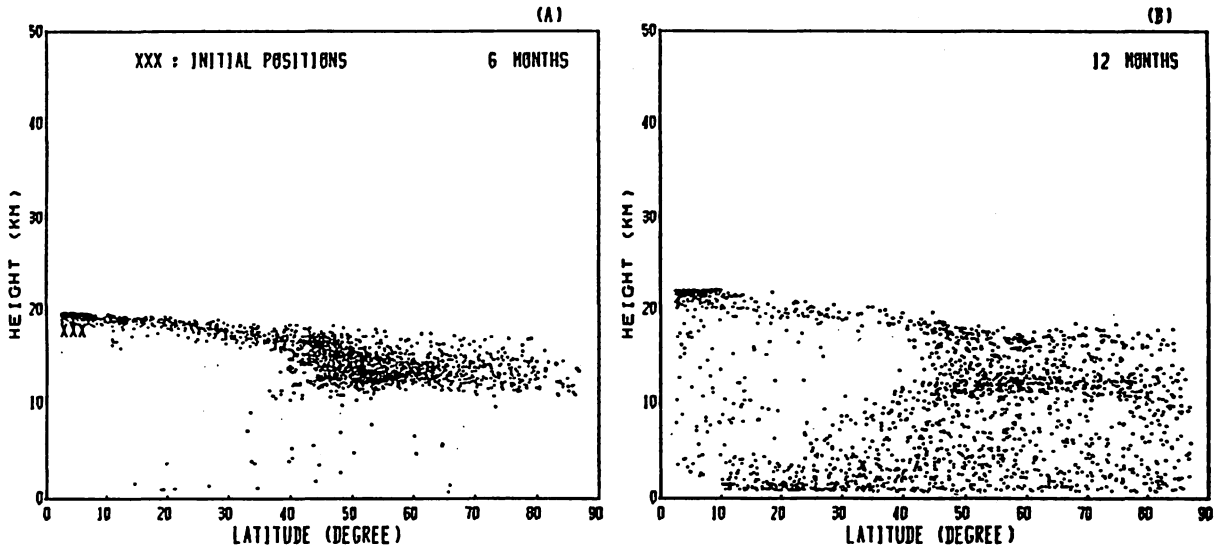


図 3.1 数値モデルによる空気塊の拡散・移流。×印が初期位置。(A)は6か月、(B)は1年後の状態。Kida (1983)より。

動の特徴が表現されていればそれで一応満足することにしよう。ここで紹介する大気の数値モデルは、半球側だけが扱われている。つまり、赤道に壁があると仮定する。また、地表は球面であるとする。こういう仮定は、大気大循環の実際の条件と一見非常に懸け離れているように見えるが、大気大循環の第一近似的な構造を理解するという立場からは、必ずしもそれほど深刻ではない。とり分け、ここで記述しようとする内容は、大気の循環の基本的構造であるから、それを表現するにふさわしい最小限の条件を備えるだけにとどめるのは、実際の複雑な現象を理解してゆくための必要な手順でもある。

その他、この数値モデルでは加熱冷却の効果は経度方向に一樣であると仮定され、その大きさは観測における経度平均値が採用されている。地表面の温度も仮定されるが、緯度方向のみならず経度方向にも変化するような分布が与えられ、これによって大陸と海洋の熱的コントラストが近似的に表現されている。この効果は、成層圏領域に上方伝播する定常的超長波を励起する。

数値モデルは、適当な初期条件のもとに長時間積分され、準平衡に達した状態の30日分の期間について、以下の解析を行なった。

特に今は、下部成層圏に関心があるので、そこに注目した解析例を紹介する。図3.1は、低緯度の高度17 kmあたり（つまり熱帯トロポポーズ）に起源をもつ空気塊の長時間の移動のようす、図3.2は、これもやはり低緯度の起源で、しかし高度は23 kmあたりの空気塊の長年のようす、をそれぞれ子午面断面に投影して図示したものである。つまり、図中の小さな黒い点は追跡している空気塊のその瞬間における分布（位置）を表わしている。なお、空気塊の経度方向の分布は大よそ一樣であると思ってよい。詳しい議論では経度方向の分布の偏りも重要であるが、ここではそれに

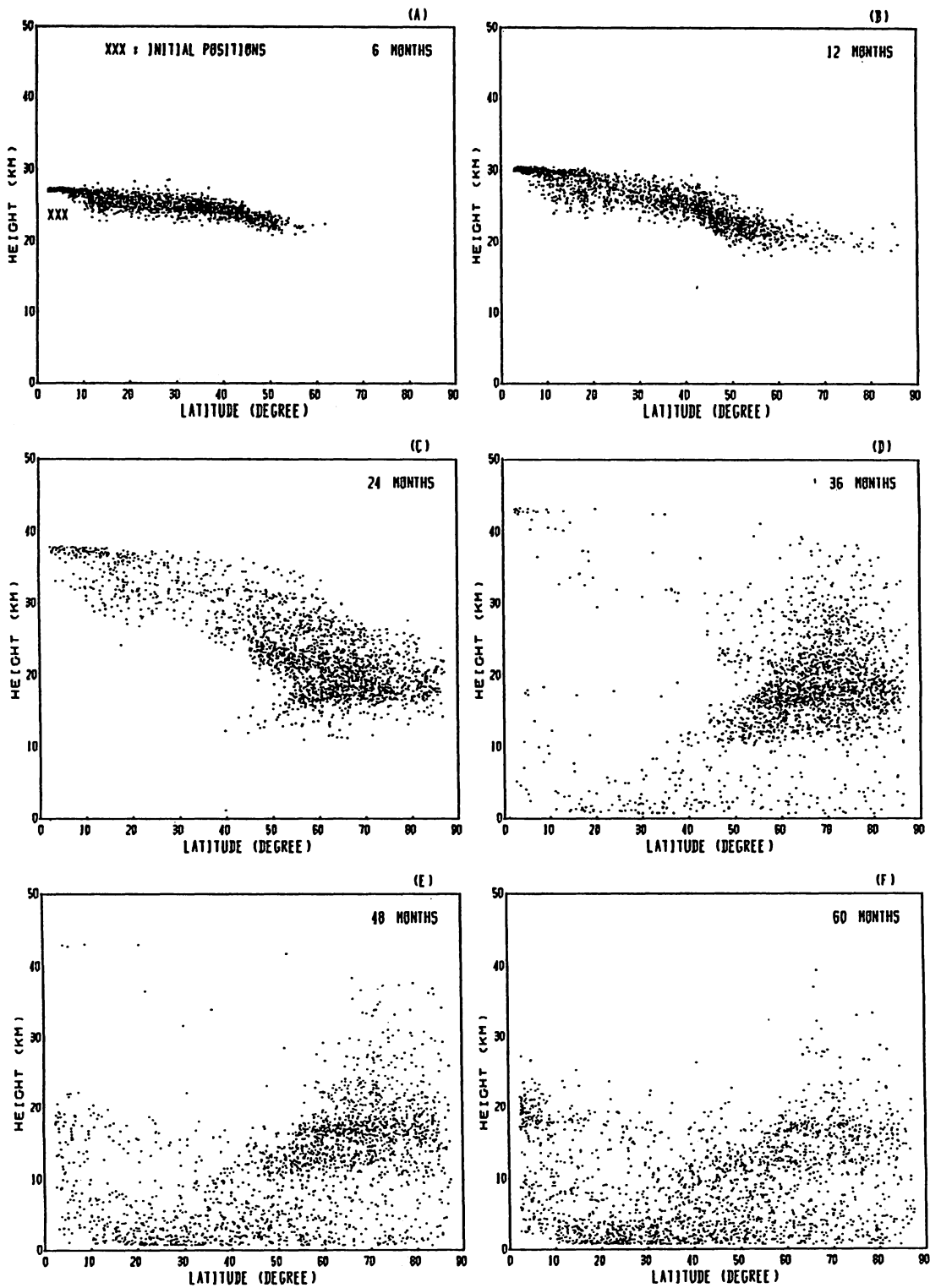


図 3.2 初期位置をのぞいて図 3.1 に同じ。(C), (D), (E), (F)は各々 2, 3, 4, 5 年後の状態。

触れない。

まず、図 3.1 から見てゆく。空気塊の初期の位置は熱帯圏界面付近に×印で示されている。経度方向には、数 10 km 毎に並んで、地球を一周とりまいている。火山灰のような場合には、ポイント・ソース的に扱う必要があるが、実際の成層圏火山灰の移動は前章で見たように東西方向には比較的速度やかに一様化する傾向があるので、この一様化した段階を火山灰の初期分布と考えるならば、ポイント・ソース的な空気塊集団を扱う必要は必ずしもない。図を見る上でのもう一つの注意として、横軸の緯度が線型スケールなので、各緯度帯の面積の変化が反映されていない。従って、空気塊(黒点)の密度分布は、その点を考慮して解釈しなければならない。

さて図 3.1 (A)は、初期に×印付近に在った多数の空気塊の 6 か月後の分布を示している。この図から、空気塊のかなりの部分が中緯度に達しているのが分かる。また密度分布を考えると、高緯度に達している部分も少なくない。しかし、この時間内では、空気塊のほとんど全部が成層圏に滞留しており、ほんの少しだけが対流圏に降下しているに過ぎない。

ところが、初期から 1 年目の状態を示す図 3.1 (B)を見ると、ざっと半分ほどの空気塊が対流圏に降下している。成層圏での分布の様子はおよそ以前のそれと変化がなく、ただ密度が小さくなっただけである。しかし、よく見ると、空気塊が分布する領域の上限が上昇しているのが分かる。それは特に低緯度において明瞭である。初期の高度から約 5 km 高い。従って、低緯度の下部成層圏には約 0.2 mm / sec の平均的上昇流があると言える。

一方、中高緯度では、追跡している空気塊の上限はあまり変わらないようである。このことは、実は、中高緯度に平均的な下降降が存在していることに関係する。すなわち、低緯度側から中緯度に流れてくる空気塊は、流入の高度は時間とともに高まってくるが、中緯度に入ってから下降するというわけである。

図 3.1 に現われている興味深い現象は、低緯度と中緯度とに空気塊の密度が分極化していることである。いつまでも低緯度にとどまる空気塊は、上述のような上昇流によって少しずつ上昇してゆく。そして、その一部が序々に中緯度へと流出し、それが、より以前に中緯度へ流出していた空気塊の層の上に重なってゆく。こうして、初期には同じ高度にあったにもかかわらず、中高緯度では鉛直方向に分布の拡りが生じる。

ついでに、成層圏エアロゾル層(ユンゲ層)に関連する話をするならば、対流圏から成層圏に空気が流入するのは、熱帯トロポポーズ付近が主であることが図 3.1 (B)から見てとれる。すなわち、中緯度の対流圏の空気は偏東貿易風帯を横切って赤道近くの上昇流域(ITCZ の活動)に達し、そこから一気に熱帯下部成層圏に侵入する。ただし、現在の数値モデルでは、その侵入過程の詳しい機構が表現されていないので、定性的には図 3.1 (B)のようになろう、というにとどめたい。

もし以上のような解析結果が事実だとすれば、ユンゲ層のエアロゾルの元になる COS や H₂O のような組成は、熱帯トロポポーズを通過して成層圏に入ってきたと考えられる。そして、熱帯成層圏

において、6～12か月という時間スケールで高度20～23 kmに達する。それと同時に、中高緯度へも図3.1のように拡散移動する。このような大気の運動の時間スケールが、もしガス組成からエアロゾルへの変換の時間スケールに大よそ一致していれば、火山灰に依存しない形でユング層形成を考えることが可能になるだろう。

ところで、ここで、成層圏大気の滞留時間を見積ってみよう。図3.1は、空気塊が対流圏から成層圏に入った瞬間から、その空気塊がどれだけの時間を経て再び対流圏に戻ってくるかを描いたものだとして解釈してもよい。これによると、1年後には約 $\frac{1}{2}$ が対流圏に戻るわけだから、滞留時間を半減期で表わすとすれば、その時間は1年ということになるが、もし $\frac{2}{3}$ が対流圏に戻る時間をとるならもっと長く2年ぐらいになるだろう。通常、滞留時間は、reservoirの大きさを出入(flux)の大きさを割ったものとして定義している。つまり、減少率の時定数である。

以上のようにして見積った滞留時間は、成層圏大気を全体的に見た場合のものであるので、ソースの緯度高度が異なる種々の微量組成のそれぞれの滞留時間の大きさと違って当然である。仮りに、成層圏内の鉛直拡散が十分に大きいものならば、ソース領域の高度が異なることによる滞留時間の違いはほとんど生じない。しかし、実際には成層圏は安定成層であるから鉛直拡散が小さく、高い高度にある組成は、大循環の流れによって鉛直運動する他ない。その結果、対流圏にまで下降するのに長い時間を要する。その点、対流圏ではその名の通り対流が盛んで鉛直方向に活発な混合拡散が起っているため、対流圏内の組成の滞留時間は高度依存性が小さい(大気境界層はのぞく)。

次に、図3.2へ進もう。これは、図3.1の低緯度に残った空気塊の運動をさらに追跡するために行った解析であるが、丁度、低緯度起源の成層圏火山灰に対応すると考えてほぼ差しつかえなからう。すなわち、AgungやEl Chichonらの火山灰の拡散過程をシミュレートしたものと言えよう。

図3.2(A)は、6か月後の分布であるが、拡散は中緯度に及び、1年後(B)ではさらに高緯度にまで達している様子を示している。2年以上では、空気塊の大部分が50度より高緯度側に移動している。前にも触れたように、この図においても、低緯間に長時間(約2年間)居残る空気塊があるが、3年以上は残っていない。すなわち、低緯度の空気塊の群れは、上昇しつつ少しずつ中高緯度に流出してゆく。この現象は、全く合理的なことで、低緯度の空気が上昇し続けると、それはどんどん希薄になることに対応し、質量の連続性を示しているのである。

図3.2にみられる解析結果では、2～5年間、特に中高緯度において成層圏火山灰が色濃く残存するらしい。この時間スケールは、火山灰の長時的物質変成をもたらすに足る時間であろう。火山性のガスがエアロゾル粒子に成長するのにも1年のオーダーの時間がかかるとすれば、中高緯度こそ、火山性のエアロゾル層ができそうである。しかし、エアロゾルが大きくなると、重力落下の効果がきくので、空気塊の運動と必ずしも一致しなくなる恐れがある。特に、低緯度では、大気の上昇運動とエアロゾルの重力落下運動とが微妙に関係する可能性もある。

筆者の印象では、図3.2の空気塊の滞留時間は幾分長く出ているように思われる。しかし、実際

の火山灰の動向を見ると必ずしもそう思う必要がないようにも受けとれる。例えば、Agungの場合では、その影響（日射）は数年続いたと言われているし、最近の El Chichon の場合にも、噴火後2年半以上経過した現在ですら以前として成層圏エアロゾルのアノマリは大きい。

前にも触れたが、この図 3.2 においてもより明瞭に認められる特徴として、初期には同一高度(図 3.2(A)の×印)にあった空気塊の群れが2~3年後には中高緯度において著しく鉛直方向に拡散している点に注目して欲しい。この場合の鉛直方向の拡散は、いわゆる局所的鉛直拡散渦のせいではなく、大規模な水平拡散と子午面循環(的な流れ)との組み合わせの結果として生じたものである。従って、もし成層圏内に鉛直方向の小規模拡散渦が無くとも、大規模な運動のみで空気塊(火山灰)は鉛直方向に拡散することができる。ちなみに、このような大循環的な拡散効果を拡散係数で表わすと $10^3 \sim 10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$ になり、この数値は、鉛直1次元輸送モデルで採用される渦拡散係数の値と大よそ一致する。

以上みてきた解析結果は、成層圏火山灰(エアロゾル)を理解する上でどのような意味があるか。最も明らかなことは、下部成層圏では、低緯度から高緯度に向かう大気の流れ(子午面流)が存在すると同時に、水平方向の顕著な拡散が在ることの確認であろう。中高緯度での火山灰(例えば St. Helens)は、低緯度の火山灰に比べて、成層圏内残留の時間スケールが短かく、かつ拡散する高度もあまり高くないだろうと解釈する根拠になる。従って、長期的に気象に影響しそうなのは、低緯度の火山噴火であると言えよう。

今回の数値モデルおよび数値シミュレーションは、半球領域だけであったので、両半球をまたぐ大気の流れは表現されていない。これは特に上部成層圏での運動を考えるとときに問題として残っている。また、季節変化が考慮されていないが、前章でも指摘したようにこの点については、現実の火山灰の拡散をより実際的に解釈する上で問題になろう。その他色々問題点を上げるときりがないほどであるが、将来序々に改善されてゆくものと思われる。

4. 火山灰の気候への影響について

火山噴火直後、天空が火山灰におおわれて日射がさえぎられると、昼間ですら夕暮のように暗くなるものらしい。このような現実接すれば、火山灰が気象に異変を及ぼすのではないかと想像するのも自然なことである。こういう恐れをいだいた人は大昔から大勢いたに違いないが、アメリカの有名なフランクリン(18世紀)は当時の天候不順を火山噴火に直接関係つけて考えていたということである。

火山噴火に伴って、どのような機構で天候や気候に変化が起こるかについては、残念ながら今でもよく分かっていないのが現実であろう。しかし、成層圏に入った火山灰が、その機構の出発点であることだけは多くの人に信じられている。すなわち、噴出物のうち1%にも満たない細かい粒子やガス組成こそが問題の主人公であるというわけで、これだけでも問題の微妙さがうかがえる。

成層圏の火山灰が気候に影響を及ぼす場合、可能な機構として考えられているものは、火山灰が日射をさえぎり、地上に到達する日射量を減少させるという効果である。日射のさえぎり方には2通りあって、一つは日射を宇宙に反射してしまうこと、二つは日射を吸収してしまうことである。つまり、成層圏にただよう火山灰は、地表にとって、日傘の役目をすると言うわけである。もしこういう日傘効果が長時間続けば、当然、地表付近の気温が低下するであろうし、また成層圏の火山灰層では（日射の吸収があれば）昇温するであろう。事実、Agung火山の噴火後、下部成層圏の気温が著しく上がった（～数℃）と、報告されている。一方、地表付近の平均気温の低下についても、噴火後ざっと1～2年で0.1℃ぐらい下がったという解析例も少なくない。従って、成層圏火山灰の日傘効果説は、その放射過程の真偽はともかくとして、一応もってもらしさを支える証拠をもっていると言える。

しかしながら、火山灰の影響を考えると、年のオーダーでの時間的経過において一口に火山灰と言ってもその内容が大きく変化することを忘れてはならないだろう。すなわち、火山灰の量や分布は勿論だが組成やその粒径分布の時間的変化は少なくなく、従って、噴火後のどの時点で気候学的影響を考えるかによって影響の機構は自ずと違ったものになりうる。

現在なお成層圏に色濃く残存している El Chichon 火山起源の火山性エアロゾルについての研究によると、先述の日傘効果説を疑問視する主張が強まっている。すなわち、この主張を鮮明にするためにやや極端な表現を用いると、現在の火山灰（エアロゾル）は、日射をほとんど宇宙に反射せず、また吸収もしない。従って、地表に到達する全日射量はほとんど減少せず、また日射吸収による成層圏吸収もほとんどない。つまり、気候学的な意味での日射の変化はこの火山性エアロゾルによっては起らない、ということになる。このような日傘効果説の否定が正しいとすれば、成層圏で昇温するというかなり確からしい事実はどう説明できるのか疑問が起ってくる。これについては、Agung火山の場合において既に Pollack et al. (1976) らが指摘しているように、地球放射(赤外)を火山性エアロゾルが吸収するからであるとされている。この解釈は、火山灰の光学的特性を調べた Patterson, et al. (1983) の研究によって一そう有力になってきた感がある。少なくとも El Chichon 火山の場合には以上の説明が妥当とすれば、日傘効果ではなく、言わば温室効果であるとななければならない。

以上のように、日傘効果かそれとも温室効果として卓越するかは、火山灰（エアロゾル）の性質（量、組成、粒径など）に依存している。火山噴火の度ごとに火山灰の特性が違っているのは明らかであるし、また先述のように長時間的経過の中で序々に変質することを考えると、火山灰の気候への影響の筋道は色々あるのではないかと予想せざるをえない。場合によっては、火山噴火の違いによって、影響の符号が逆になることもありうる。この点において、CO₂の濃度変化による気候変化の場合と少し性格が違う上に難かしさがある。

ところで、これまでの経験によると成層圏火山灰によって、日射の中の散乱光の割合が著し

く増加する。しかし、直達光と散乱光との合計である全日射量の変化については観測精度の幅（1～2%）以上の変化は認められていない。これはAgungの場合においても同じであった。いずれにせよ、地上に到達する全日射量がたとえ減っているとしても非常にわずかな量であることだけは確かである。散乱光が全日射量の10～20%（太陽高度に大きく依存するが）もあるのに、少し不思議な感じもするが、これは火山性エアロゾルの散乱方位特性が著しく前方に偏っているからである。

火山灰に関する放射過程の問題を検討すると、火山灰の気候への影響は多様であり、ケース・バイ・ケースの趣きがある。それ故に、この次に起るであろうどこかの火山噴火の影響をあらかじめシミュレーションによって予測するというわけには行かないことが分かる。我々にできることで、且つやらねばならぬことは、火山が噴火する都度、なるべく早い時期に詳しく火山灰の性質を観測し、そのデータに基づいて気候への影響の予測シミュレーションを行なうことである。勿論、そういうシミュレーションを行なうためには、火山灰の変質過程や輸送過程の詳しい理解とモデル化が前提であるし、放射過程を含む総合的な気候モデルが必要である。そのための基礎的な研究の積み上げの他に、火山灰の影響予測の有効な道はないと思われる。

<謝辞>

はじめに書いたように、本稿の元になったのは、1984年2月の気象学会月例会での講演であった。この講演に関して気象庁長期予報課の方々や当時の渡辺課長にお世話になったことに対して謝意を表します。また、グロスベッターの編集委員として、本稿の印刷に助力して下さった気象研究所の青木孝、田宮兵衛の両氏にも感謝致します。

引用文献

- Dyre, A.J., and B.B.Hicks, 1968; Global spread of volcanic dust from the Bali eruption of 1963. *Quart. J.R. Met. Soc.*, 94, 545–554.
- Kida, H., 1983; General circulation of air parcels and transport characteristics, Part. 2. *J. Met. Soc. Japan*, 61, 510–523.
- Murgatroyd, R.J., 1969; The structure of dynamics of the stratosphere in *The Global Circulation of the atmosphere* (ed. by Corby), 159–195, Roy. Met. Soc. (London)
- Oort, A.H., 1983; *Global Atmospheric Circulation statistics, 1958–1973*. NOAA Professional Paper 14, pp. 180, NOAA.
- Patterson, E.M., and C.O. Pallard, 1983; Optical properties of the ash from El Chichon volcano. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 317–320.
- Pollack, J.B., et al., 1976; Volcanic explosions and climatic change; A theoretical assessment. *J. Geophys. Res.*, 81, 1071–1083.

- Robock, A., and M. Mason, 1983; Circumglobal Transport of the El Chichon volcanic dust cloud, *Science*, 221, 195 - 197.
- 澤田可洋, 1984; 1982年エルチチョン火山の噴火 — 1980年セントヘレンズ噴火との比較 —, *測候時報*, 51, 111 - 122.
- Simkin, T., and R.S. Fiske, 1983; Krakatau 1883, The volcanic eruption and its effects. Smithsonian Institution Press, U.S.A.
- Uchino, O, et al., 1984; Ruby lidar observations of the El Chichon dust clouds at Tsukuba (36.1°N) and Comparison with UV lidar measurements at Fukuoka (33.6°N). *J. Met. Soc. Japan*, 62, 679 - 687.
- 内野 修・田端 功, 1984; 気象研における成層圏エアロゾルのライダ観測. 第4回MAPとシンポジウム報告集. 100 - 101. 宇宙科学研究所.

1979年夏の大气大循環と30-40日周期変動

村上 勝人*

1. はじめに

最近、周期約40日程度の大气循環の変動が熱帯気象研究者のみならず広く大气大循環の変動の解析やその理論的研究者の興味をも集めている。熱帯気象研究の立場からこの時間スケールの変動を議論したものとしてはMadden and Julian (1971, 1972)がパイオニア的存在であろう。彼等は赤道付近に分布する観測点の地上気圧や高層観測資料を用いて周期40-50日の変動を解析し、この変動が赤道上を東進するglobal scaleの東西循環セルに伴うものであることを議論した。彼等の解析結果をさらに拡充する後続の研究はその後しばらく見られなかったが、Yasunari (1979)による夏のインド・モンスーンのactive/breakサイクルに伴う雲量変動の解析は、この時間スケールの変動に関する新たな興味をひき起すことになった。彼は夏のモンスーン活動に対応する雲量の変動として周期約40日の顕著な成分が存在することを解析し、それがインド亜大陸からベンガル湾を中心とするアジア南西モンスーン域で時間とともに北上する性質をもつことを示したのである。さらに後続する一連の研究でYasunari (1980, 1981)は、北上する性質を示す30-40日周期の雲量変動がほぼ毎年存在することを確認し、これに伴う大气循環の変動として南北方向のローカル・ハドレー循環セルの移動を提唱した。なおSikka and Gadgil (1980)も夏のインド・モンスーンの開始時やbreak期からactive期に移行する時期にはインド洋上でのmaximum cloud zoneが北上してくることを報告している。さらに最近Murakami (1984)はわが国の静止気象衛星GMSによる赤外放射観測資料を用いて夏季モンスーン期の30-40日周期変動の詳細な解析を行ない、積雲活動にみられるこの周期の変動が赤道から北上する成分とともにチベット高原方面から南下してくる成分をも伴うこと、モンスーンのactiveな時期には西太平洋から中部太平洋赤道域にかけての熱帯収束帯(ITCZ)でも積雲活動が活発化することを示した。

上に紹介した一連の研究が示すところを総合すると、北半球の夏にみられる約40日周期の大气循環の変動はどうやらアラビア海・ベルガル湾上のモンスーン西風の変動と密接な関連をもっているものらしい。さらに変動の空間スケールは単にインド亜大陸周辺にとどまらず広く赤道にそった熱帯全域をおおい、おそらくは中・高緯度にも及ぶ全球的なものであることが考えられる。1978-79年にかけて実施されたGlobal Weather Experiment (GWE, 一般にFGGEともよばれる)やそのサブ・プログラムであるMonsoon Experiment (MONEX)はそのような状況を調査するうえで格好な機会を提供してくれた。Krishnamurti and Subrahmanyam (1982)は上記MONEXで得られた風の資料をもとに南北インド洋、西太平洋上の850mb面の解析を行ない、約40日周期の

* 気象研究所・台風研究部

変動に伴って風の偏差場の中に東西にのびた長大なトラフ / リッジのシステムが現われ、これが赤道付近からアジア大陸に向けて北上して行く様を示した。彼等の結果は最近の本誌上で安成(1984)によっても紹介されている。また T. Murakami et al.(1984 a,b) は同様の領域について対流圏上層の観測資料まで含めた解析を行ない、約 40 日周期変動は赤道付近では東向きに伝播する性質をも持つこと、また垂直方向には上向きに伝播することを示した。彼等はさらに熱および水蒸気量の収支解析も行ない、モンスーン活動が活発化する際には水蒸気の消費を伴った熱源領域がアラビア海・ベンガル湾地域を北および東に伝わって行くことを示している。

一方 GWE の成果としてレベル III - b データとよばれる全球の格子点上で客観解析された観測資料が近年大気大循環等の研究で盛んに用いられるようになった。上段に述べた研究が主としてインド洋から西太平洋にかけてのアジア・モンスーン地域を対象としているのに対して、この資料を用いて大気循環の 30-40 日周期変動の振舞をさらに全球的視野から解析する研究も当然考えられるところである。筆者は最近このような視点からの解析を試み、夏のモンスーン変動に関連した 30-40 日周期変動が実際に global な大気循環の変動であることを示唆する興味ある結果を得た。本文ではまず 1979 年夏の気大循環の平均的状況を概観し、ついでアラビア海上のモンスーン西風にみられた 30-40 日周期変動とそれに伴う大気循環の全球の変動の状況を紹介する。後に掲げるこれらの図を見ていただくと分かるように、地球上パターンとしてみられる 30-40 日周期変動は決して単一の normal mode で記述できるようなものではない。パターンのうちのある部分はデータ解析に不可避なノイズ (natural variability) を反映したものであることも考えられる。このような一見複雑のなかから気象学的に意味のある規則性や特徴的を抽出して、それを解析結果として具象化して見せることは逆にデータ解析の醍醐味の一つでもあり、筆者もそれを試みた。本文の最後にその例をいくつか議論するが、30-40 日周期変動の全体的理解にはまだ程遠い。以下に紹介する結果がこの現象に対するさらなる興味をそだてる一助になれば幸いである。

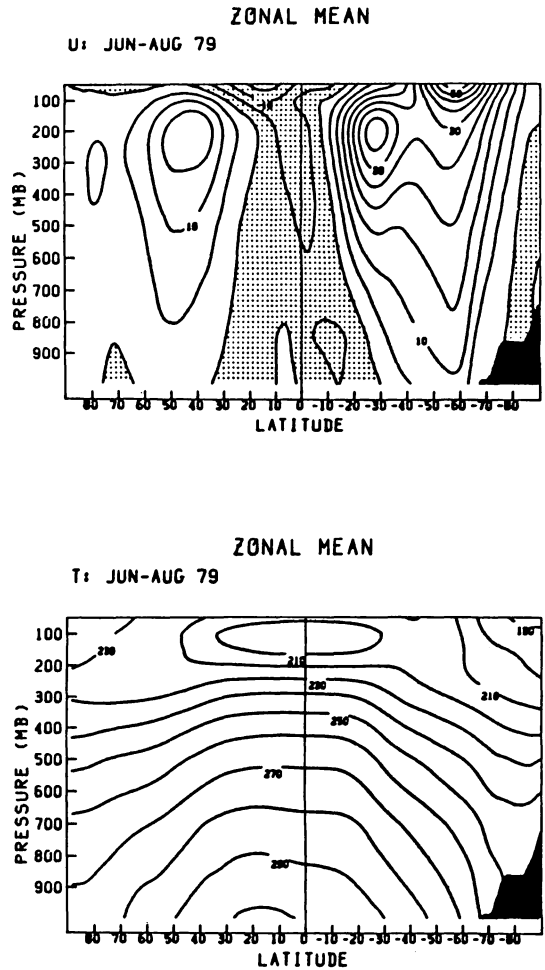
2. 1979 年夏の平均場

前節でも述べたように、この研究は ECMWF* 作成による GWE レベル III - b データを用いて北半球の夏 (5 月 - 8 月) における 30-40 日周期変動の全球的振舞を調べようとするものである。しかしながら、いきなり変動成分の議論に入る前に、まず 1979 年夏の平均的な大気大循環の状況を認識しておくことは将来の議論にとっても有益なことと思う。もっともこの種の平均的大気大循環の解析はすでに他の多くの研究者によって手がけられているし、ここでは平均場自体の詳細な議論よりも、むしろ変動成分がどのような基本場に重ね合わされているかという観点で簡単に概観しておきたい。

* European Centre for Medium Range Weather Forecasts

第1図は1979年6月から8月の期間で時間平均した帯状平均場の状況を示したものである。時間変動を解析した期間は上にも述べたように5月から8月であるが、ここではいわゆる「夏」の平均状態として6月から3ヶ月平均を示した。同図の上段の平均東西流の分布をみると、夏半球である北緯45度付近の対流圏上層には20 m/sec 弱の亜熱帯ジェットが存在し、冬半球の南緯30度付近にはより強い35 m/sec 程度のジェットが存在していることがわかる。また南半球の高緯度には成層圏の極夜ジェットに連なる強い西風が上層にあらわれている。赤道付近はほぼ東風領域で、その強さは対流圏で約5 m/sec 程度である。同図の下段に示した温度分布は北緯15度付近の地表近くで300°K 強の最高温度を示している。最低温度はこの図の範囲では南極付近の上層にあらわれ190°K 弱を示す。赤道地方の圏界面は100 mb 面付近にあり、ここでは周囲より温度が低く200°K 強程度。この高度では北極（夏極）の方に向かうにつれ温度が高くなり、北極付近では230°K 強となる。対流圏中層では赤道から両極に向かって温度が下がるが、温度の水平傾度は南極に向かって温度が下がるが、温度の水平傾度は南半球（冬半球）の方が強いことがわかる。このことは同半球の対流圏上層に北半球より強い西風ジェットが現われることと対応している。

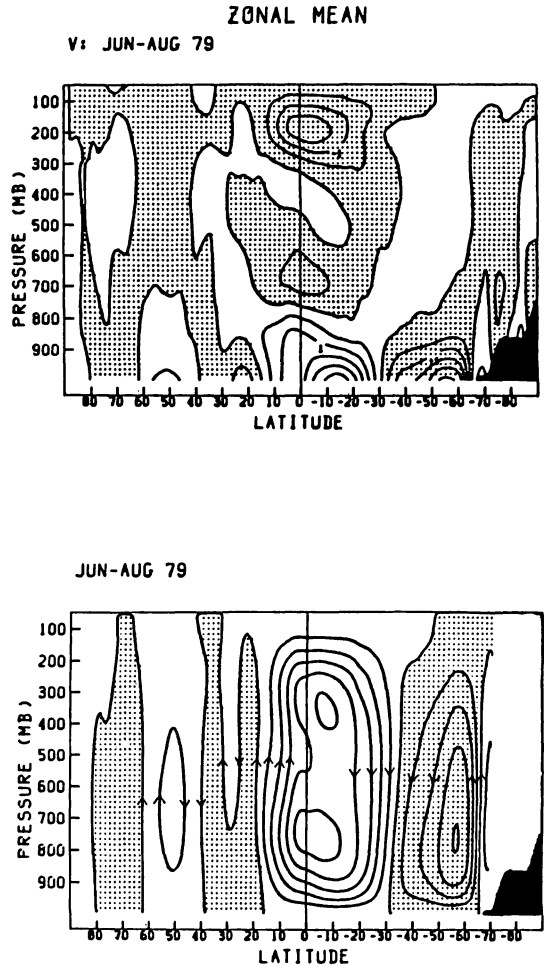
では次に鉛直子午面循環の模様を見てみよう。第2図は帯状平均の南北流の分布と、それから計算される鉛直子午面循環の流線関数の分布を示したものである。循環の回転方向は流線関数の等値線に矢印をつけて示してある。なお南極大陸上の流線関数分布はその現実性に疑問があり、図からは削除した。まず上段に示した南北流の分布においては南半球の地表付近と赤道地方の対流圏上層に比較的強い風速が依存することが分かる。地表近くでは南緯15度付近に約2.5 m/sec 程度の南風、南緯55度付近に同程度の強さの北風が存在し、その間の緯度では顕著な発散場が存在するこ



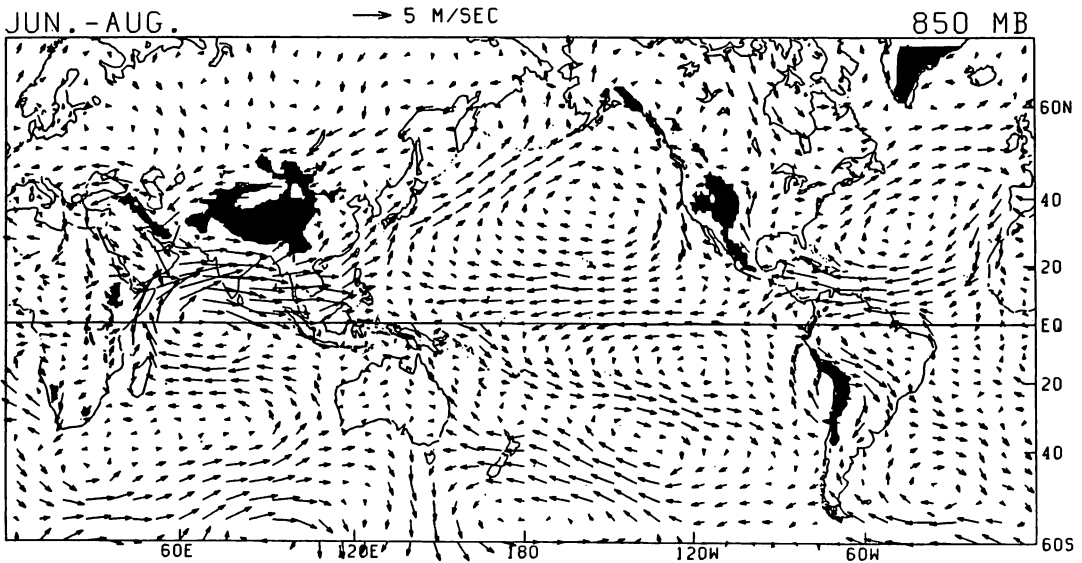
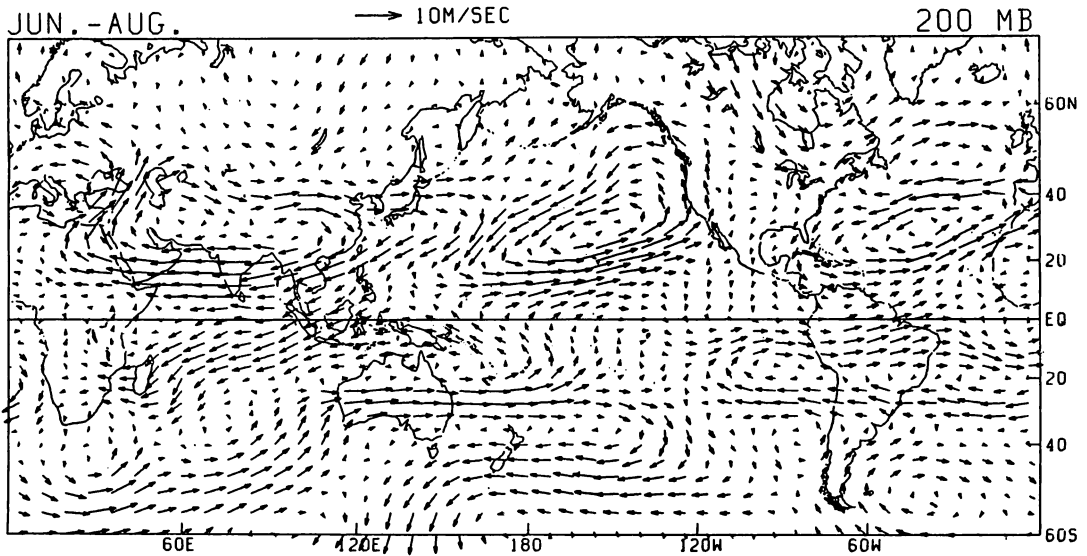
第1図 1979年6月から8月の期間につき平均した帯状平均流の東西成分（上段）と帯状平均絶対温度（下段）の緯度—等圧面高度分布。上段の等値線の間隔は5 m/sec, 陰影部は東風領域を示す。下段の等値線の間隔は10°K。

とを示している。地表近くの南風領域は南半球からさらに赤道を越えて北半球に及び、北緯 15 度付近で収束域を形成している。赤道地方の対流圏上層には、下層の南風の反流ともいべき 1.5 m/sec 程度の北風が存在している。赤道上では対流圏中層にも弱い北風領域が認められる。第 2 図の下段に示した流線関数の分布は、このような南北流とそれに伴う鉛直流の状況をあわせて表現している。この図を見ると南緯 30 度から北緯 20 度付近に及び大規模なハドレー循環がきわめて明瞭にあらわれている。この循環に伴う上昇流・下降流の位置は、上で述べた地表付近の南北流による収束域・発散域の緯度と一致しているのがお分かりいただけると思う。南半球の南緯 30 度から 65 度にかけては、いわゆる中緯度の間接循環が顕著にあらわれているが、北半球の間接循環はそれほど明瞭ではない。これは南半球と北半球の地理的循環の違いのほか、冬半球における傾圧波の活動度の違いを反映しているものと思われる。

さて平均場の議論の最後に対流圏における水平循環の模様をみておきたい。第 3 図は対流圏上層 200 mb 面と下層の 850 mb 面における平均風ベクトルの分布を示したものである。各緯度における帯状平均流は差し引いてあり、定常波の状況を見ることができる。200 mb 面においては、いわゆるチベット高気圧を含む東南アジアから北アフリカにかけての高気圧性循環が顕著で、その南側には強い東風領域が存在している。太平洋上、大西洋上にはそれぞれ mid-Pacific trough, mid-Atlantic trough に対応する低気圧性循環も明瞭にあらわれている。ただ夏の平均流の特徴の一つとしてよく指摘されるメキシコ高気圧は明瞭でなく、平均場でみれば 1979 年夏のメキシコ高気圧はあまり発達しなかったようである。赤道を越える流れはインドネシア諸島上空や中部太平洋上空で顕著であり、この二つは南半球でのインド洋からオーストラリア北部にわたる大規模な高気圧性循環に連なってい



第 2 図 帯状平均流の南北成分（上段）と等圧面座標系での流線関数（下段）の分布。他は第 1 図と同じ。上段の等値線の間隔は 0.5 m/sec, 陰影部は北風領域を示す。下段の等値線の間隔は $5 \times 10^6 \text{ g} \cdot \text{sec}^{-6}$, 陰影部は負の領域を示す。



第3図 1979年6月から8月の期間中の平均風ベクトルの分布。上段は200mb面、下段は850mb面につき、帯状平均流を除いた定常波成分を示す。

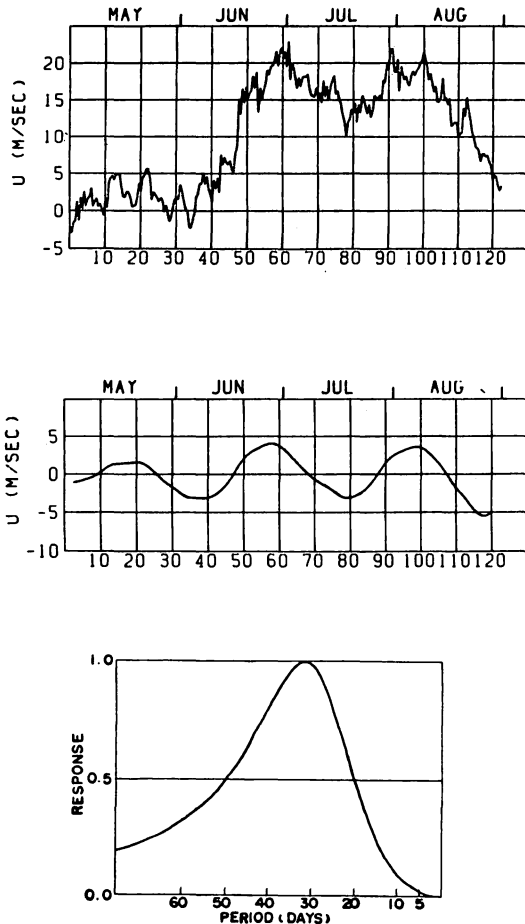
ることが分かる。南半球ではこの他に南米上空とオーストラリア南方の低気圧性循環も顕著である。850mb面においては北インド洋上、あるいはアジア大陸南岸にそってのモンスーン西風が強く、西風成分はさらに南シナ海、西日本方面に及んでいる。北太平洋、北大西洋には夏の亜熱帯高気圧

に伴う大規模な高気圧性循環が認められる。これらの高気圧の南側、赤道に沿った地域では偏東風が卓越している。赤道越え気流としては、いわゆるソマリ・ジェットと呼ばれるアフリカ東岸沖の強い南風が顕著で、これはさらに南インド洋上のマスカリン高気圧に伴う循環に連なっている。南半球ではこの他に南太平洋上、オーストラリア東方から南東にのびる低気圧性循環も目につく。南太平洋上には cloud band を伴う収束帯 (SPCZ) が存在することが以前から指摘されているが、この低気圧性循環も SPCZ に伴う気流系であると思われる。

3. 30 - 40 日周期変動

前節で 1979 年夏の平均的な大気大循環の状況を概観したが、この節からいよいよ本論である時間変動成分の議論に入りたい。筆者の研究は最初のステップとして夏のモンスーン西風の季節内変動の解析からスタートした。第 4 図の上段はアラビア海をはばおおう緯度・経度 10 度四方の領域で平均された風の東西成分の変動を 850mb 面について示したものである。1 日 2 回の時間間隔でプロットされたこの図をみると、6 月の中旬に顕著な西風の強化が起っているのがよく分かる。この時期は 1979 年にいわゆるインド・モンスーンの雨期が開始した時期と一致し、モンスーン西風の強風軸が急速にアラビア海中央部にまで北上してくる時期に対応している。このような変動は初夏から夏にかけての季節的推移をあらわしており、アラビア海におけるモンスーン西風の北進に関しては、それが短期間に急速に実現されるわけである。ところでこの図にあらわれた西風の強さの時間的経過をたどると、今述べた季節的推移の他に周期約 1 ヶ月程度の時間スケールをもつ季節内変動が存在することも認められると思う。この変動は 5 月の段階からすでにあらわれている。そこでこの種の時間スケールの変動のもつ特徴を調査するために、筆者は第 4 図の下段のようなレスポンスをもつバンドパス・フィルターを適用して解析を進めた。第 4 図の中段は、上の図の風の平均値からの偏差をこのフィルターで処理した結果を示している。上中両段の図を比較してみると、今回とり出した周期 30 - 40 日の変動は、上段のオリジナルな時系列にみられる 5 月中旬、6 月下旬、8 月上旬の西風の強化等の季節内変動をよく表現していることが分かる。そこで次の段階として、筆者は第 4 図中段の変動を手がかりに他の地域にあらわれる 30 - 40 日周期変動の様相をコンポジットの手法により解析した。

結果の議論に入るまえにコンポジットの手順について簡単に説明しておきたい。コンポジットとは準周期的変動や、または繰り返して起るイベントの変動でも各サイクルの経過が比較的明瞭なものについてよく適用される手法で、一サイクルの変動における平均的振舞を時間・空間につき総体的にとらえようとするものである。通常の場合、これはある基準となるパラメータの変動に着目し、その極大・極小時等の特徴的時刻をサイクルの数だけ取り出して、他の諸量の変動についても対応する時刻で平均をとる。今回の場合は基準の時系列として第 4 図中段のモンスーン西風の 30 - 40 日周期変動をとり、各サイクル（今の場合は約 3 サイクル）の位相にしたがって対応する時刻を八

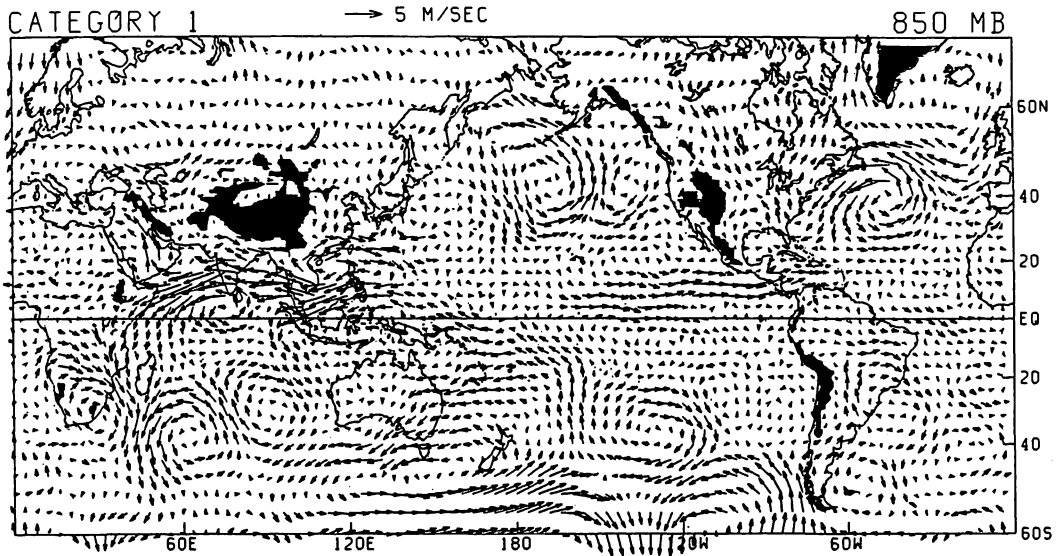


第4図 アラビア海上、北緯10度-20度、東経60度-70度の領域で平均された、850mb面における風の東西成分の変動(上段)とバンドパス・フィルターで処理した偏差の変動(中段)。横軸の数字は1979年5月1日からの日数を示す。下段は使用したバンドパス・フィルターのレスポンス。

モンスーン西風の弱体化ないしは東風の強化が大きな東西スケールをもった現象であることを示している。この時期、やや北の緯度、つまり華南から台湾東方にかけては西風ベクトルがあらわれ、日本南方ではかえって西風が強化されている状況が実現している。この二つの風系にはさまれた、南シナ海北部からフィリピン東方にかけては高気圧性循環の偏差場となっており、同時期にこれらの地域で積雲対流の活動が弱まっているというMurakami (1984) の結果とも一致する。目を赤道に沿って西の方に転じると、アフリカ東岸沖、前の第3図でみた平均場でソマリ・ジェットが存在

つのカテゴリーに分類した。すなわち、カテゴリー1とは同図で西風の極小時をさし、30-40日周期変動でアラビア海上のモンスーン西風がもっとも弱められた時刻を意味する。逆にカテゴリー5とはモンスーン西風の極大時を意味する。カテゴリー1から5に向う間で偏差が0になる時刻はカテゴリー3とし、次に5から1に向う間で偏差が0になる時刻はカテゴリー7と分類する。カテゴリー2, 4, 6, 8は上のカテゴリー1, 3, 5, 7の中間時刻をとった。30-40日周期変動を八つのカテゴリーに分けたのであるから、各カテゴリー間の時間間隔はだまかにいって4-5日となる。このようにして、モンスーン西風の季節内変動に伴う他の地域の30-40日周期変動をコンポジットしたのが以下に紹介する結果である。

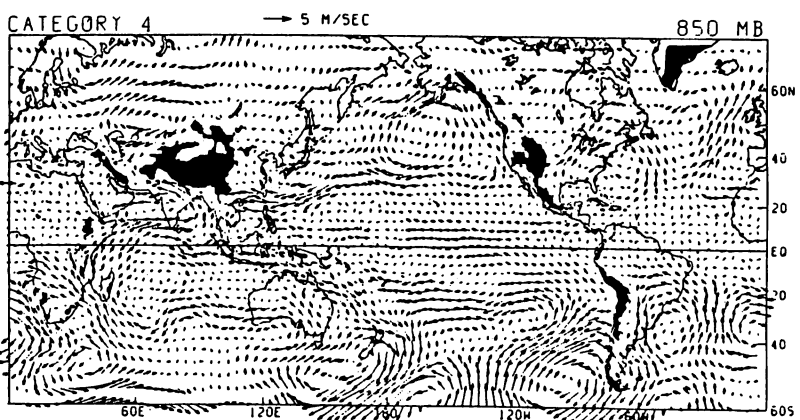
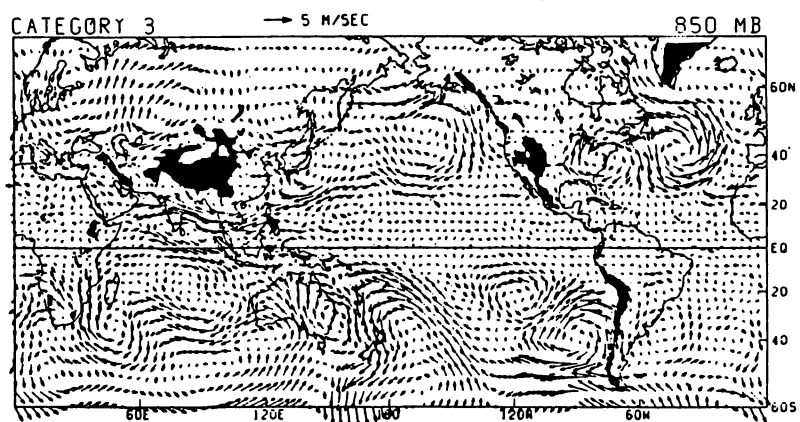
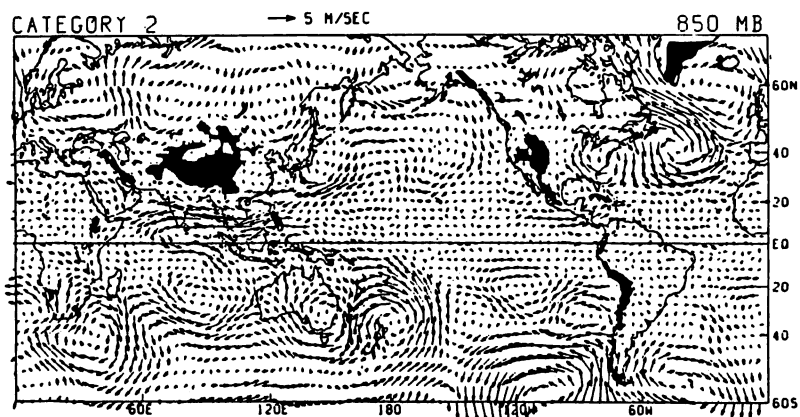
まず850mb面の変動について見てみよう。第5~第7図はカテゴリー1から5、つまりモンスーン西風の極小時から極大時に至る30-40日周期変動の1/2 サイクルについてコンポジットされた風の偏差ベクトル分布を示したものである。当然のことながら第5図におけるカテゴリー1の分布は強い東風ベクトルをアラビア海上において示している。東風ベクトルは単にインド亜大陸周辺のみならず、南シナ海を越えて西太平洋にまでひろがり、



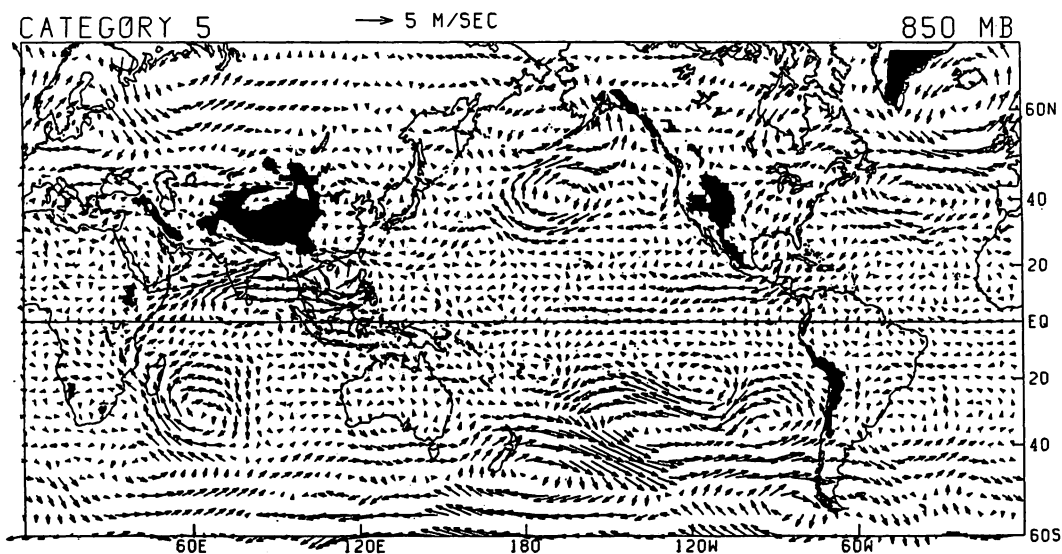
第5図 850 mb 面においてカテゴリー1につきコンポジットされた風の偏差ベクトルの分布。カテゴリーの説明については本文参照のこと。

した地域では北風ベクトルがあらわれ、南からの赤道越え気流がこの時期に弱まっていることが分かる。この北風成分はアフリカ東岸に沿ってさらに南に連なり、マダガスカルの方でも強い北風ベクトルがあらわれている点は興味深い。さて、次にモンスーン西風が極大にむかってゆく模様を紹介するが、その前にこの図のインド洋中央部、赤道よりやや南にすでに西風ベクトルが現われていることに御注目願いたい。これがやがて次のモンスーン西風強化をもたらす変動の最初の出発点なのである。

第6図はカテゴリー2から4の風の偏差ベクトルの分布を示したもので、30-40日周期変動によりモンスーン西風がしだいに強まってゆく過道をあらわしている。インド洋上、赤道付近の風の分布をカテゴリ順にたどってゆくと、上に述べた赤道よりやや南の西風ベクトルがその領域を広げ、そして北上してゆく様子が御覧いただけるであろう。この西風とその北のインド、ベンガル湾付近に存在する東風とで、東西方向に伸びた長大なトラフが形成されており、これもやはりモンスーン西風が強化されてゆくに連れ北上している。これはまさに前述の Krishnamurti and Subrahmanyan (1982) が day to day の分布図で示した、トラフ/リッジ・システムの北上に他ならない。この第6図に示したのはモンスーン西風の極小→極大の過程であるが、極大→極小の過程ではコンポジットされた風の偏差ベクトルはほぼ反対向きとなり、その時にはリッジの北上が実現するわけである。トラフ/リッジ・システムといえば、第6図において、ユーラシア大陸上の黒海の北にト



第6図 カテゴリー-2 (上段), 3 (上段) および4 (下段) についての風の偏差ベクトル分布。他は第5図と同じ。

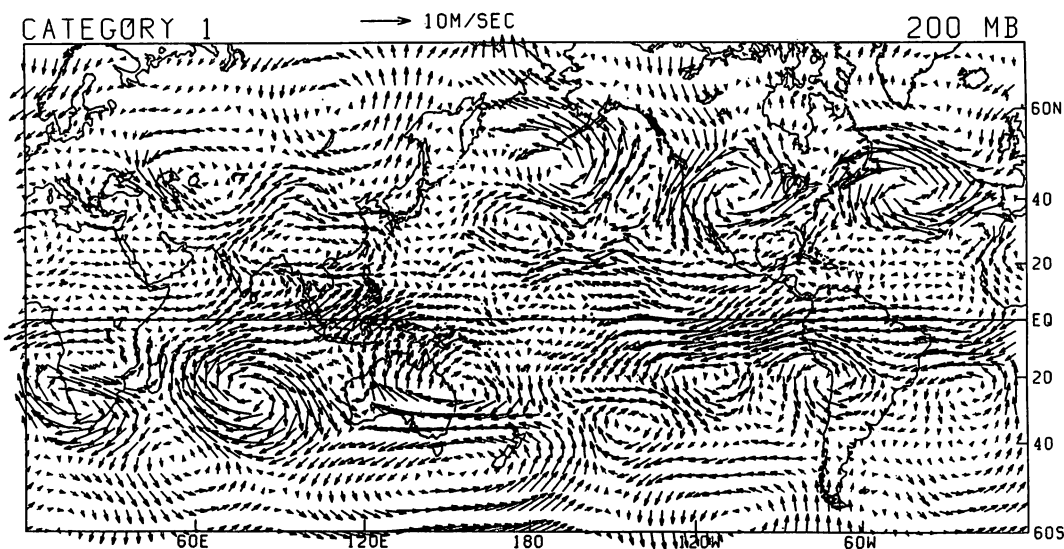


第7図 カテゴリー5についての風の偏差ベクトル分布。
他は第5図と同じ。

ラフ、チベットの北にリッジ、中国東部にトラフという配置があらわれているのも興味をひく。これと逆のトラフ/リッジの配置がインド・モンスーンのbreak時に先立って現われることが以前に報告されており (Raman and Rao, 1981 他), 今回解析した 30-40 日周期変動でこのような北半球の中・高緯度の特徴が説明できる可能性がある*1。一方, 南インド洋の中・高緯度の状況に目を移すと, モンスーン西風の極小時にマダガスカル南方に存在した強い北風ベクトルはしだいに東に移動し, かわってアフリカ大陸南部から南風領域が東進してきて, これにとってかわる。モンスーン西風極大時直前のカテゴリー4においては, アフリカ東岸沖にも南から赤道越え気流が現われている。

第7図におけるモンスーン西風極大時の分布は, 前の第5図とほぼ対照的な状況を示している。アジア大陸南岸にそっては強い西風ベクトルが現われ, マダガスカル南方からアフリカ大陸東岸沖では南風成分が強化されているのが分かる。注目したいのは, この時期南インド洋では平均場に見られるマスカリン高気圧とは逆の低気圧性循環が偏差ベクトル分布に現われることである。夏の季節平均場としてのモンスーン循環の形式には南インド洋のマスカリン高気圧の発達が必要であるのかもしれないが, 30-40 日周期のモンスーン西風の変動はまた別の機構によるものではないか。今後さらに研究してみたい課題の一つである。北半球の海洋上, 太平洋および大西洋には, 亜熱帯高気圧の強化を示唆する高気圧性循環の偏差ベクトルが現われている。赤道付近の偏東風場の状況を見ると, 中米から東太平洋にかけて偏東風が強化されているのが分かる。前の第5図と比較してみ

* 1. これに関連して, 本誌上でも安成 (1984) が相関解析の立場から興味ある議論を展開しているので参照されたい。

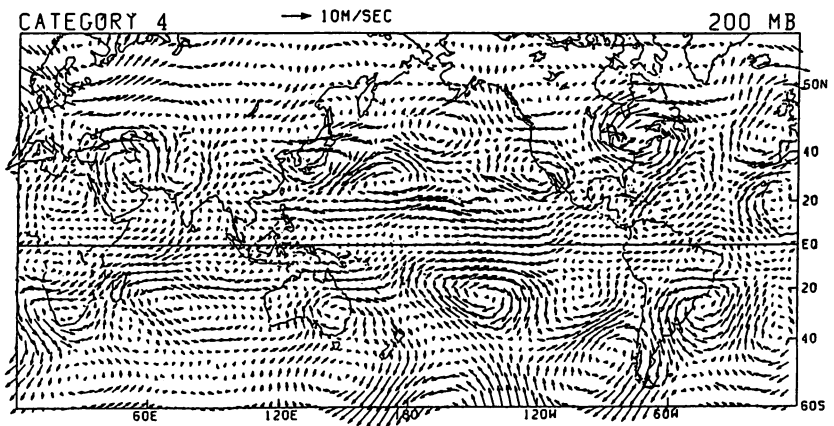
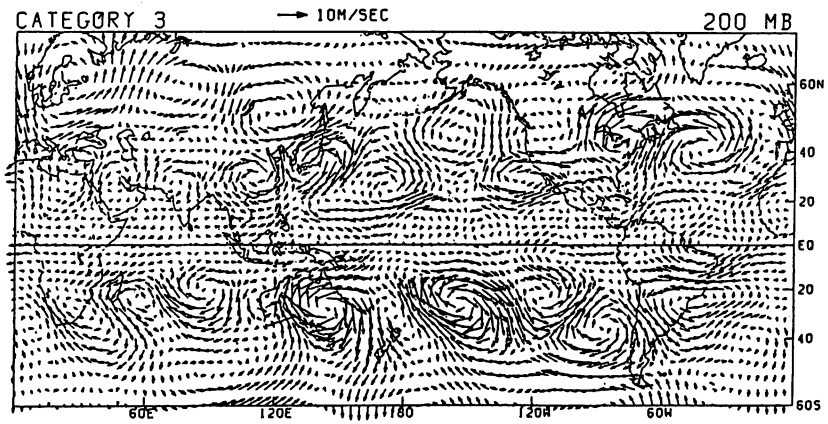
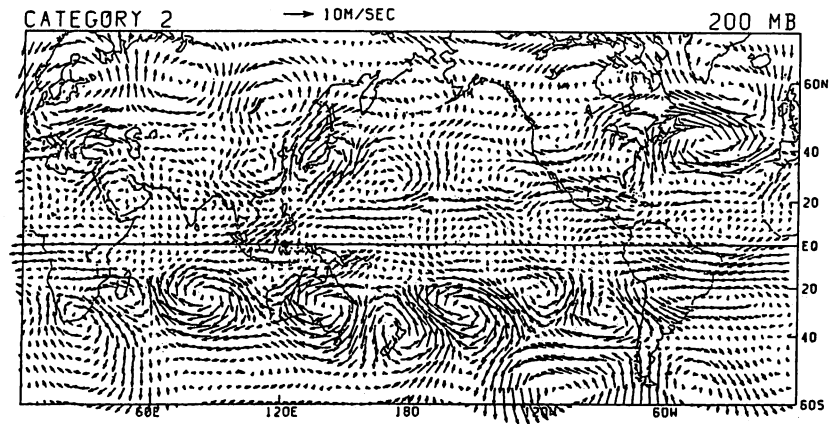


第8図 200 mb 面においてカテゴリー1につきコンポジットされた風の偏差ベクトルの分布。

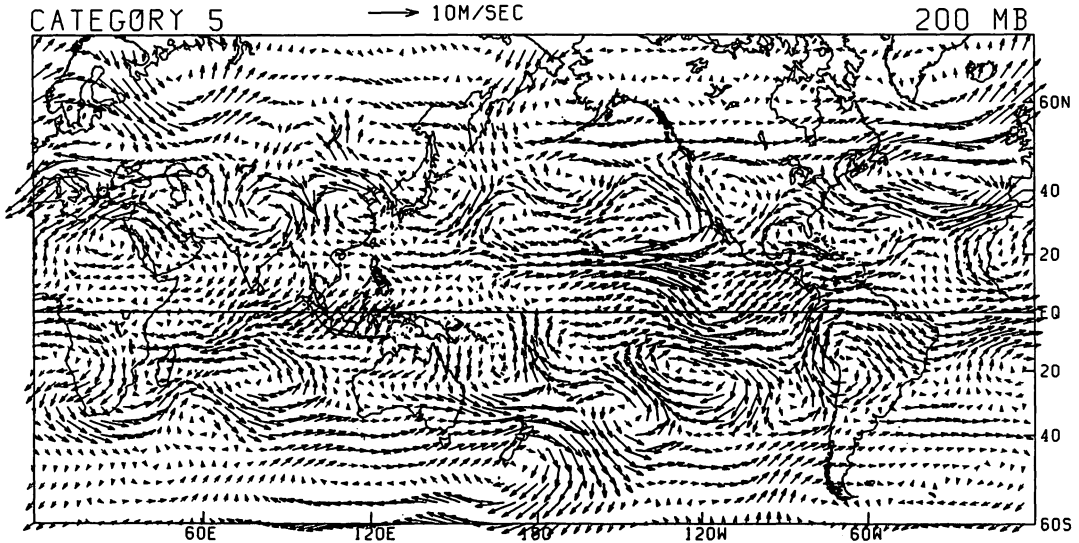
ると、この付近の風はインド周辺のモンスーン西風と逆位相で変動している。しかも両者は地球のほぼ反対側に位置している。赤道地域における東西波数1の空間変動を示唆する状況である。

さて今度は対流圏上層に起こる変動を見てみたい。第8～第10図は200 mb面における30-40日周期変動による風の偏差ベクトル分布をカテゴリー1から5について示したものである。第8図に示したカテゴリー1の分布で目につく特徴は、赤道に沿って風の東西成分の変動が大きく、しかもその向きは前に見た850 mb面の分布とほぼ反対になっていることである。すなわち対流圏下層でモンスーン西風が極小となるインド洋からインドネシア諸島にかけての上層には強い西風成分が現われ、同地域の平均場にみられる対流圏上層のいわゆる「東風ジェット」が弱まっていることを示している。逆に下層で偏東風が弱まる東太平洋から中南米上層には東風成分が現われる。この200 mb面における赤道にそった東風・西風ベクトルの分布もやはり東西波数1の様相を呈し、下層での逆方向の風向とあわせて考えると、地球をぐるりと取り巻く東西循環の存在が想像される。また、このすぐ次の第9図で議論するように、200 mb面における東風/西風のペアは時間とともに東進する様相をみせている。しかしながら、この様相は直ちに東西循環のセルが東に移動することを意味しないことが分かった。200 mb面と850 mb面における波数1の振舞の相違については後に論じる。

さてその第9図であるが、カテゴリー2から4に至る風の分布状況の変化を示している。上に述べた東風/西風の東進について赤道にそってしてみると、まず前図でインド洋-インドネシア諸島上空にあった西風成分の領域は、カテゴリー2ではインドネシア諸島上に、カテゴリー3ではニューギニア島東方に、そしてカテゴリー4では日付変更線を越えて東太平洋に近づいている。一方、東



第9図 カテゴリー2（上段），3（中段）および4（下段）についての風の偏差ベクトル分布。他は第8図と同じ。



第 10 図 カテゴリー 5 についての風の偏差ベクトル分布。
他は第 8 図と同じ。

風成分の領域は前のカテゴリー 1 では東太平洋全般をおおっていたのが、第 9 図では中南米上空、大西洋、アフリカ大陸からインド洋とその領域を東に移してゆくのが見られる。一方、中・高緯度に見られる変動のうちで指摘しておきたいのは、カテゴリー 2 および 3 で前の 850 mb 面で見られたのと同様の黒海北方のトラフ、チベット北方のリッジ、中国東北部北方のトラフといったシステムがここ 200mb 面でも出現していることである。前の第 6 図とこの第 9 図を比較してみると、ユーラシア大陸上に限らず緯度 30 度よりも極寄りの南北両半球では、対流圏上層・下層に同じ風向きをもつ偏差ベクトル分布が現われていることが分かる。このことは今回解析された変動成分の有意性を支持するとともに、南北両半球の中・高緯度に見られる 30-40 日周期変動がバロトロピック（順圧的）な垂直構造をもっていることを物語っている。

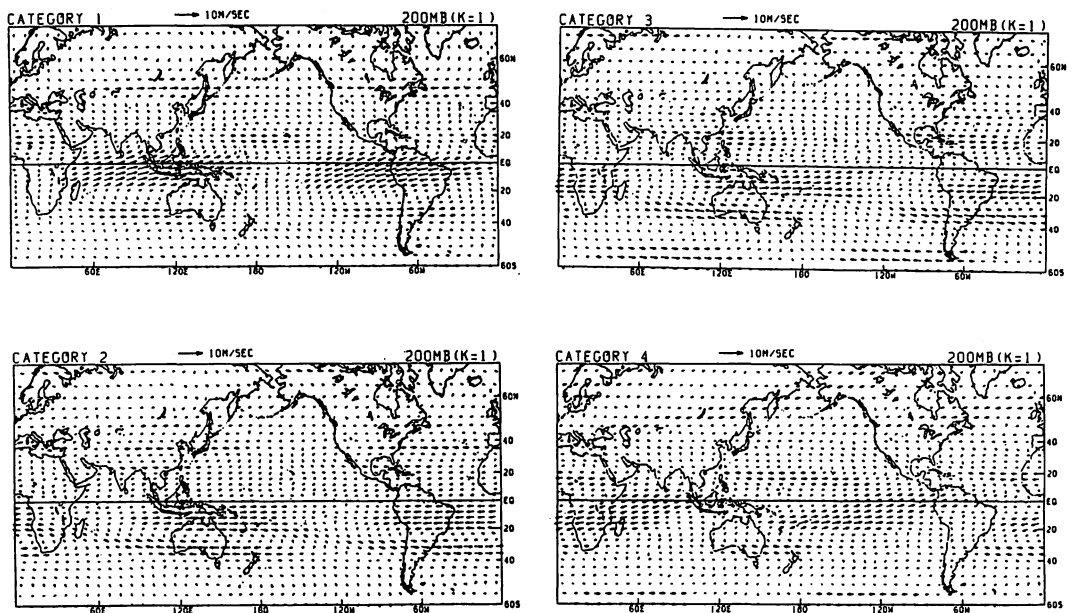
第 10 図に示された、対流圏下層のモンスーン西風極大時における風ベクトルの分布は、特に赤道地域において前の第 8 図と対照的な特徴を見せている。すなわち、インド洋からインドネシア諸島上空では東風成分をもつベクトルが現われて、同地域の対流圏上層にある東風ジェットが強められていることを示しているし、地球のほぼ反対側の東太平洋から中南米上空には強い西風成分が現われている。読者のなかにはこの赤道付近の東風/西風の分布をみて、西風成分の領域の方が東風成分のものよりずっと広範囲で、風速もやや強めの事実気づかれた方も多いと思う。このことは、もし赤道付近に沿って地球を一回りする帯状平均をとれば、カテゴリー 5 においては西風成分の偏差があらわれてくることを意味している。後で議論するが、この帯状平均場にあらわれる変動も 30-40 日周期変動の興味ある側面の一つである。

以上、モンスーン西風の 30-40 日周期変動に伴う全球規模の大気変動をコンポジットの手法

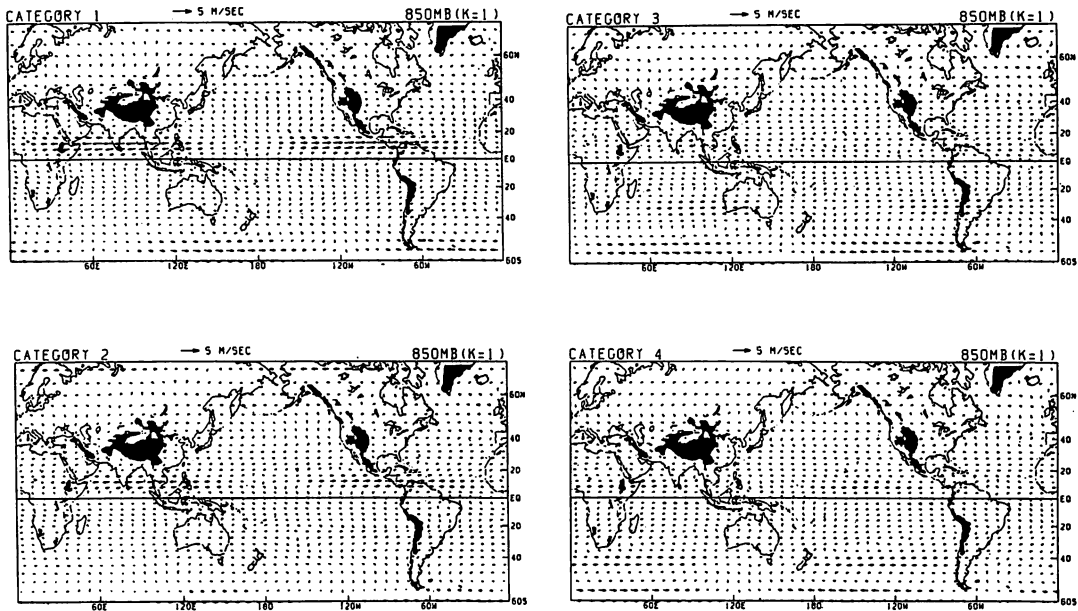
を適用してながめてきたが、冒頭にも述べたように、結果としてあらわれてきた変動のありさまは決して単純なモードでは表現できない。おそらく、それぞれの地理的分布や構造的特徴をもった複数のモードが相互に関連しながら、全体としての30-40日周期変動を構成しているであろう。その構成を全体として直ちに理解することができないとするならば、もう一つの方法として、個々のモードをその特性にしたがって一つずつ解きほぐしてゆき全体像を浮かび上がらせる、というアプローチも考えられる。手がかりとなりそうな特徴のいくつかはコンポジット結果の説明中にも述べたが、ここではそのうちの二つの側面からアプローチしてみた結果を最後に紹介する。すなわち、30-40日周期変動における、東西波数1と帯状平均成分の振舞である。

3.1 波数1の変動

ここでは第5図～第10図に示した結果をさらに解析して、東西波数1の成分についてみられる特徴的な振舞について議論する。第11図および第12図は対流圏上層200mb面と下層850mb面における、波数1の成分による風の偏差ベクトルの分布を、カテゴリー1から4までにつき示したものである。まず第11図に示された200mb面の状況をみると、全体的にいて風の場の波数1成分の変動はその東西成分に卓越し、赤道に沿ってその主要な変動の振巾が現われていることが分かる。カテゴリー1での分布を見ると、インド洋からインドネシア諸島域にかけて西風領域、東太平洋から中南米にかけて東風領域が存在し、これは前の第8図でみられた特徴を表現している。さらにカテゴリー1から4に至る経過をたどってみると、振巾の変化はあるものの、時間とともに東進



第11図 200mb面における東西波数1の成分による風の偏差ベクトル分布をカテゴリー1から4について示したもの。



第 12 図 850 mb 面における風の偏差ベクトル分布。
他は第 12 図と同じ。

してゆく状況が明瞭に認められる。図は省略するが、同様の解析を等圧面高度の変動につき行なってみたところ、両者は同位相（西風で増大，東風で減少）で東進することが分かった。このことは 200 mb 面にみられる東西波数 1 の変動が赤道ケルヴィン波の性質をもつことを示している。

一方 850 mb 面における変動を第 12 図についてみると、かなり異なった特徴がみられる。この図においても、風場の波数 1 の変動は主としてその東西成分に卓越し、主要な振幅は赤道付近に現われるという点は 200 mb と同じである。またカテゴリー 1 における風の分布は前の第 5 図にみられたモンスーン西風極小時の赤道付近の分布をよく表現している。しかし、カテゴリー 1 から 4 への経過をたどってみると、850 mb 面における波数 1 の変動成分は 200 mb 面のように東進する様相をみせず、むしろ同一領域にとどまったまま東風⇄西風の振動を繰り返している。（カテゴリー 5～8 においてはカテゴリー 1～4 における分布とはほぼ反対の状況が出現する。）つまり 850 mb 面における赤道付近の風の変動は standing oscillation の特徴を示しているわけである。

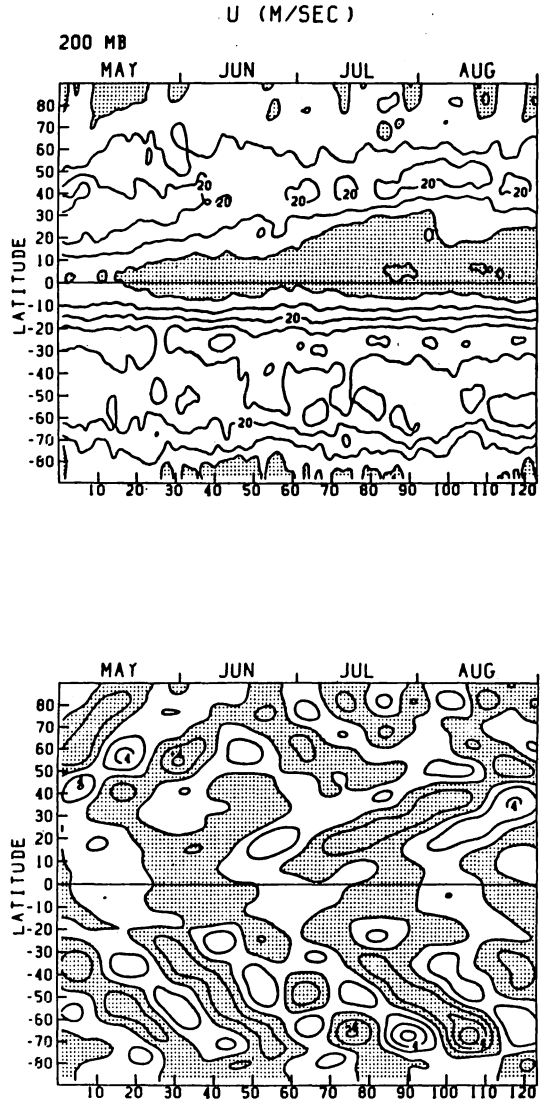
もし赤道付近の大規模な風の変動が Madden and Julian (1972) のような東西循環セルの東進であるならば、対流圏上層と下層の東西風はそれぞれ逆位相のペアをなしてともに東進するはずである。今回の解析結果は、少なくとも対流圏下層においてはもう一つ別の standing oscillation の特徴をもつモードが卓越していることを示している。このような上層と下層の相異が何故生じるのか。赤道付近の帯状流には平均状態として、高度とともに東風が強まる東風シアが存在することを考えるならば、この鉛直シアと積雲活動等による波の standing な forcing の組み合わせで説明

できそうだが、理論的な検証は今後の研究に待たねばならない。

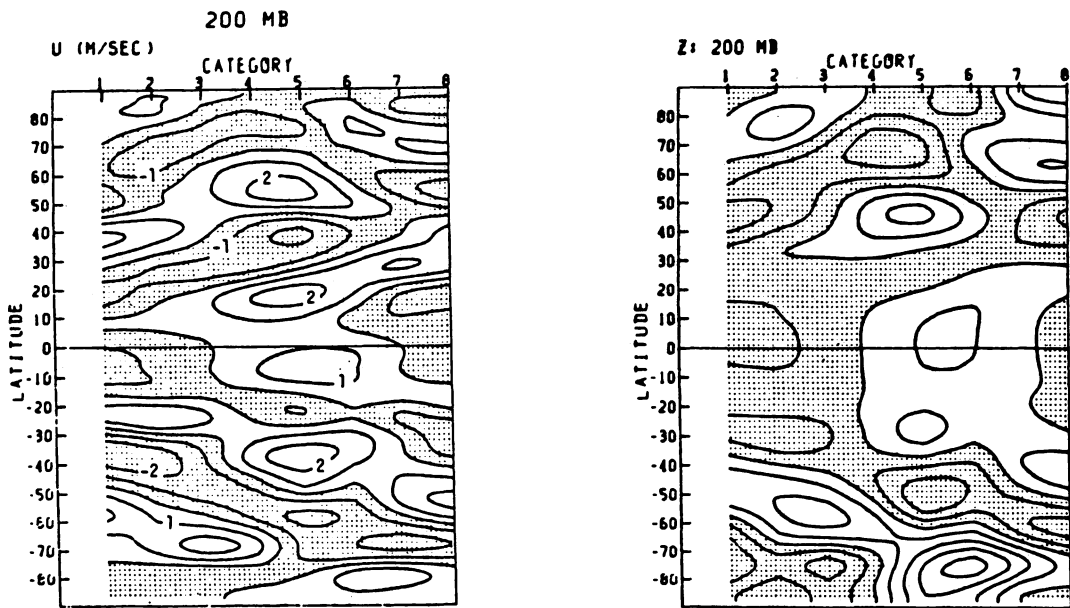
3.2 帯状平均場の変動

最近Anderson and Rosen (1983)は帯状平均した大気角運動量に周期約40日程度の変動が存在することを解析し、その位相が赤道から極に向かうものであることを議論した。ここではそれがモンスーン西風の変動に伴ったものであることを議論してみたい。まず第13図の上段にオリジナルな帯状平均東西流の変動を200mb面について示す。この図でまず目につくのは、初夏から夏にかけて赤道付近の東風領域が増大してゆくことである。しかし、その増大のありさま、特に風の南北シアーの比較的弱い北半球での等値線の傾きを注意してみると、そこにはやはり約1ヶ月程度の時間スケールの変動が認められる。そこでこの時系列を前に使用したものと同じバンドパス・フィルターで処理した結果が第13図下段の偏差分布である。上段のオリジナルな分布では平均場の南北シアーや季節的推移などによってマスクされていた、帯状平均東西流の30-40日周期変動のもつ特徴がきわめてドラスティックに浮かび上がっている。すなわち、帯状平均東西流の変動は北半球のみならず南半球にも現われ、両半球とも低緯度から高緯度側への伝播を示すこと、また両半球での分布には赤道に関して対称性がみられることが分かる。さらに赤道上の東西流の変動に目を向けていただきたい。そこでは5月の中旬、6月の下旬そして8月の中旬

に西風の偏差が現われている。この時期はまさに前の第4図で示した、モンスーン西風の極大時である。このことはモンスーン西風の30-40日周期変動が、帯状平均流で表現されるような大気大



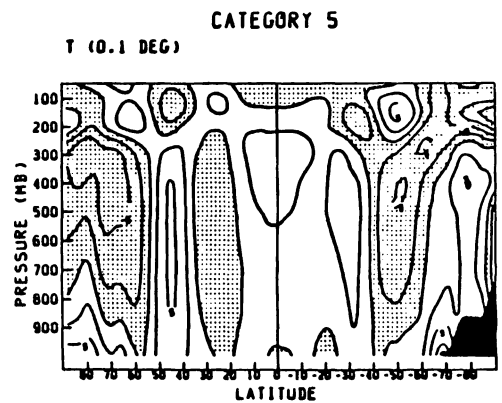
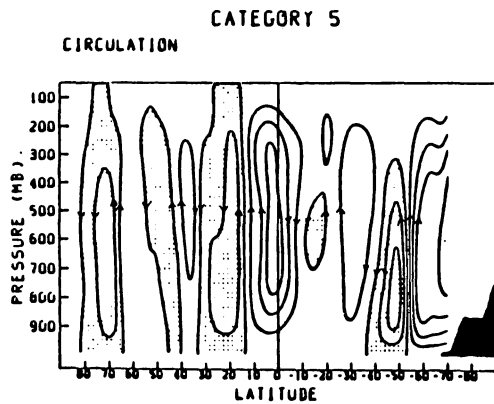
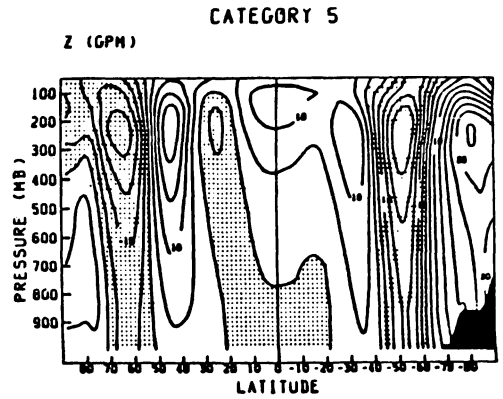
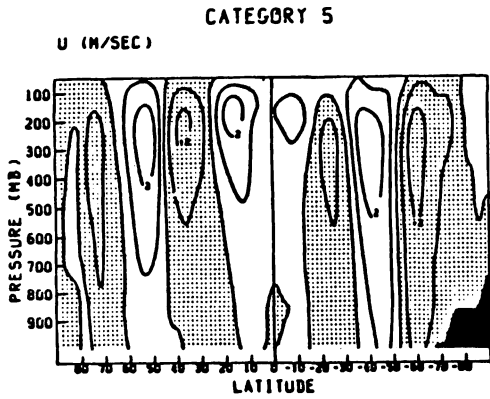
第13図 200mb面における、帯状平均流の東西成分(上段)とバンドパス・フィルターで処理した偏差(下段)の緯度-時間分布。横軸の数字は1979年5月1日からの日数を示す。上段の図の等値線は10m/sec間隔、下段の等値線は2m/sec間隔。陰影部は負の値(東風成分)を示す。



第 14 図 200 mb 面における、帯状平均流の東西成分 (左) と帯状平均ジオポテンシャル (右) のコンポジットされた偏差の緯度-カテゴリー分布。ジオポテンシャル分布の等値線は 10 gpm 間隔。両図の陰影部は負の偏差を示す。

循環の変動とも密接に関連した現象であることを示している。以下にその様相を再びコンポジットにより議論してみる。

第 14 図の左は上に述べた帯状平均東西流の変動とモンスーン西風の変動との関係をコンポジットにより示したものである。コンポジットの各カテゴリーは今まで議論してきたものと同じ定義に従っている。モンスーン西風の極大時であるカテゴリー 5 においては、帯状平均東西流は赤道およびその両側でまず西風偏差を示し、北半球では北緯 35 度付近に東風、ついで北緯 55 度付近に西風偏差という分布をなしている。別の見方をするならば、この時期には北緯 30 度付近に低気圧性シアア、北緯 45 度付近に高気圧性シアアの場合が偏差として形成されているともいえる。やはり北緯 30 度付近に位置するチベット高原上の対流圏上層では、モンスーン西風極大時にチベット高気圧の強化がみられるが、地球全体の風系としてはこの時期にむしろ低気圧性シアアの形成が同じ緯度帯にみられることは興味深い。さてこのような帯状平均東西流の分布を南北両半球を含めて観察すると、そこには赤道をはさんで南北両半球対称な成分が卓越していることが認められるであろう。しかも緯度-時間分布における偏差の伝播は両半球とも低緯度から高緯度側にむかうものであることを示している。第 14 図の右側には、200 mb 面における帯状平均のジオポテンシャルの変動を同様に解析した結果を示した。この図からも明らかのように、thermal な場であるジオポテンシャルの変動も東西流と同様の特徴を示し、左右の図を比較してみると、東西流の偏差の緯度分布とジオポテンシャルの水平傾度の分布はほぼ地衡風的な関係をもって推移していることが分かる。



第 15 図 カテゴリー 5 においてコンポジットされた偏差の緯度—等圧面高度分布を帯状平均流の東西成分 (左上), 鉛直子午面循環 (左下), 帯状平均のジオポテンシャル (右上) および温度 (右下) について示したものである。等値線の間隔はそれぞれ 1 m/sec (左上), $10^6 \text{ g} \cdot \text{sec}^{-3}$ (左下), 5 gpm (右上) および 0.25 度 (右下)。陰影部は負の偏差を示す。

上では帯状平均東西流とジオポテンシャルの変動を議論したが、30-40日周期変動は帯状平均の他の諸量にも、モンスーン西風の変動と呼応する形で現われてくる。本文の最後にそれらの諸量の変動の垂直構造を、モンスーン西風の極大時を例にとって議論してみたい。第15図はカテゴリー5においてコンポジットされた各要素の偏差分布を示したものである。左上から時計回りに帯状平均の東西流、ジオポテンシャル、温度、そして鉛直子午面循環の偏差分布を示す。まず東西流の分布であるが、その変動の最大振幅は対流圏上層 200 mb から 300 mb 面を中心として現われ、低緯度、高緯度とも約 2 m/sec 強の大きさであることが分かる。200 mb 面における緯度方向の分布の特徴は上で議論したが、この図は変動の垂直分布につき赤道付近を除いては上下にはほぼ同位相の変化を示している。帯状平均の東西流は各高度において、緯度にして約40度の波長をもつモードを南北両半球において示す。同様の状況はジオポテンシャルの分布についてもいえ、またこ

れと静力学的な関係にある温度の偏差分布についてもみられる。一方、鉛直子午面循環については、この時期ハドレー循環の強化のセンスをもつ偏差が赤道のすぐ南から北緯 15 度付近にかけて現われている。また南半球の中・高緯度では間接循環が強化されているが分かる。しかし、これらの循環のセルは前に季節平均の第 2 図で見たセルよりもずっと小さな南北スケールを示し、セルの中にして緯度中約 20 度、波長にしてやはり 40 度程度のスケールが現われてきている。前にもインド洋上の水平循環に関連して議論したことが、モンスーン西風の 30-40 日周期変動とそれに伴う大気循環の変動は、単に季節平均場にみられる循環が 30-40 日で強弱の振動をすることとは全く別個のモードではないか。鉛直子午面循環等の変動の水平・垂直構造を見て、筆者はそのような推理を思いめぐらせているところである。

参 考 文 献

- Anderson, J.R. and R.D.Rosen, 1983 : The latitude-height structure of 40-50 day variations in atmospheric angular momentum. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1584-1591
- Krishnamurti, T.N. and D.Subrahmanyam, 1982 : The 30 to 50 day mode at 850 mb during MONEX. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088-2095
- Madden, R.A. and P.R.Julian, 1971 : Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708
- , 1972 : Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.* 1109-1123
- Murakami, M., 1984 : Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia. Part II : Seasonal and intraseasonal variations during northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 88-108
- Murakami, T., T.Nakazawa and J.He, 1984a : On the 40-50 day oscillations during the 1979 northern hemisphere summer. Part I : Phase propagation *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 440-468
- , 1984b : On the 40-50 day oscillations during the 1979 northern hemisphere summer. Part II : Heat and moisture budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 469-484
- Raman, C. R. and Y.P. Rao, 1981 : Blocking highs over Asia and monsoon droughts over India. *Nature*, **289**, 271-273
- Sikka D.R. and S.Gadgil, 1980 : On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian longitudes during the southwest monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1840-1853
- Yasunari, T., 1979 : Cloudiness fluctuations summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**,

_____, 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India.

J. Meteor. Soc. Japan, **58**, 225-229

_____, 1981: Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-day period. J. Meteor. Soc. Japan, **59**, 336-354

安成哲三, 1984: モンスーンの30-50日周期変動と中・高緯度循環。グローズベッター, **22**, 1-16

日本の暖冬・寒冬の際の北半球中高緯度の温度場

田宮兵衛*

1. はじめに

日本の暖冬と寒冬について、その際の北半球中高緯度の気温分布がどうなっているかを知ることが本文の目的である。今日までこの問題に関しては長期予報の観点からの膨大な研究の蓄積がある。ここになにがしかの情報を加える余地はもはや無いとさえ思えるほどであるが、本論ではデータの処理を従来とはやや異った観点から行い、予報という問題に極力触れないで事実認識（いわゆる気候診断）に比重を置いて行った作業の報告である。そして、北半球スケールの気候の中でみれば局地的な日本の気候を位置づけるために資料を整備する一つの試みでもある。

2. 資料とその処理

日本を含めた北半球中高緯度の気温として本論では海面気圧 (P_s) と 500 mb 高度 (Z_{500}) から次式で得られる T_m を使用する。

$$T_m = \frac{\gamma Z}{2} \frac{1 + \left(\frac{500}{P_s}\right)^{\frac{\gamma R}{g}}}{1 - \left(\frac{500}{P_s}\right)^{\frac{\gamma R}{g}}}$$

この式は気温減率 (γ) を一定とし測高公式を変形したものであり、 T_m は 500 mb 高度と海面の間の平均気温を表すものと考えられる。以下これを気温と表記する。ここで γ の値が問題であるが、本論では $0.65^\circ\text{C}/100\text{m}$ の値を用いた。この仮定およびこの方式の問題点は別に論ずるが、 T_m の変動には 500 mb 高度の変動が強く反映されていることが予想できる。

資料として用いたのは、500 mb 高度については、気象庁長期予報課が編集した北半球等圧面高度月平均値、海面気圧は NCAR の Monthly Sea Level Pressure Grid 1899-Current に与えられている月平均値である。対象とする期間は、1946 年から 1982 年の 37 年間である。1946 年は 500 mb 高度資料が得られる限界であるが、対象とする領域（北緯 30 度以北および北緯 20 度の東経 60 度から西経 140 度の太平洋側の半球）と空間的分解能（経緯度 10 度の格子点）も 500 mb 高度資料に合わせたものである。

北緯 40 度、東経 140 度の格子点は、我国の大よそ秋田付近である。そこで、本論でいう気温と、秋田の地上気温の値を比較してみる。図 1 に両者の 1 月の月平均気温の平年値（1951 年～1980 年の平均値）からの偏差を示す。偏差の大きい年の出現は両者ほとんど一致している。細部については一致しないところも多いが、この違いは資料および処理の問題であると同時に対流圏下層平均気温とい

* 気象研究所予報研究部

うものと地上気温の違いを顕している可能性もあり、別途考慮しなければならぬと考えている。図1に示した格子点(40°N, 140°E)が大よそ北日本を代表すると考えることは許されるであろう。さらに大よそ日本全域の変動傾向をも表していると考えられることも、いくつか行なわれている主成分分析の結果によれば(千葉・矢島, 1981, 水野・二宮, 1983)日本全域の変動を示す成分がかなりの寄与率をもって第一主成分として検出されているのであまり無理なことではない。

表1は冬の3ヶ月について、本論でいう気温について37年間の上位5例(温暖)と下位5例(寒冷)の年およびその時の月平均値の平年偏差を示したものである。月名のあとの()内に平年値算定期間の標準偏差、さらに各5例の平均値も示してある。各月の温暖、寒冷の5例を標準偏差と比べると、寒冷な1

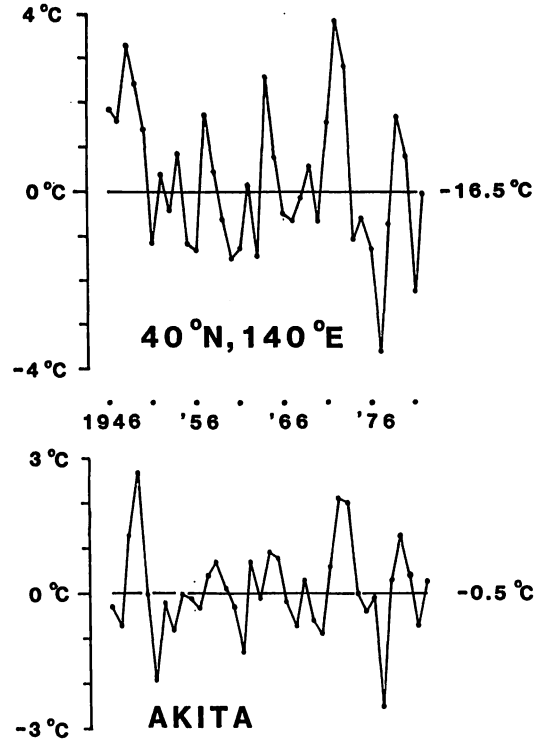


図1. 40°N, 140°E における対流圏下層平均気温(上)および秋田の地上気温(下)の1月平均値の平年偏差の年々変化(1946年~1982年)

表1. 12月, 1月, 2月の温暖な5年, 寒冷な5年および平年偏差(ΔT)

	12月(1.86)	ΔT	1月(1.54)	ΔT	2月(2.02)	ΔT
温暖	1948	3.98	1972	3.85	1959	3.85
	1968	3.03	1948	3.27	1979	3.70
	1972	2.42	1973	2.80	1949	3.54
	1979	2.25	1964	2.56	1966	2.88
	1951	2.17	1949	2.41	1976	2.56
平均		2.77		2.98		3.31
寒冷	1956	-3.69	1977	-3.58	1978	-3.85
	1973	-2.98	1981	-2.25	1980	-3.01
	1969	-2.41	1960	-1.51	1968	-2.36
	1974	-2.33	1963	-1.46	1956	-2.22
	1952	-2.25	1956	-1.30	1957	-2.12
平均		-2.73		-2.02		-2.71

月を除き5位の偏差も標準偏差を超えている。ただし一般に異常気温の検出に用いられている標準偏差の2倍を超えるのは、温暖な12月, 寒冷な1月の1位と温暖な1月の1・2位である。以下この表に示した, 温暖・寒冷各5例を平均したものについて北半球中高緯度の気温分布の特徴を述

べるが、1月についてはやや詳しく説明する。

3. 1月の場合

(a) 日本が温暖な場合 (図2)

日本を覆う温暖域の中心はバイカル湖の東 (50°N, 120°E) にありそこでは 3.4 °C に達する。この他 1 °C を超える領域は、北ヨーロッパと、北米大陸を南東から北西へ横切る帯状の地域である。他方最も低温なのは、東シベリア (70°N, 160°E) で中心では -4 °C を超える。次いでカスピ海付近 (40°N, 50°E)、カナダ多島海 (70°N, 80°W) の -2 °C を超える格子点を中心とする地域である。この他北米大陸南西部に -1 °C を超える地域がある。

これを 500 mb 高度場と結びつけて記述すると、東アジアのトラフは浅く、北米東岸のトラフは東へ偏り、大西洋のリッジ、東欧のトラフも東へ偏っていることになる。

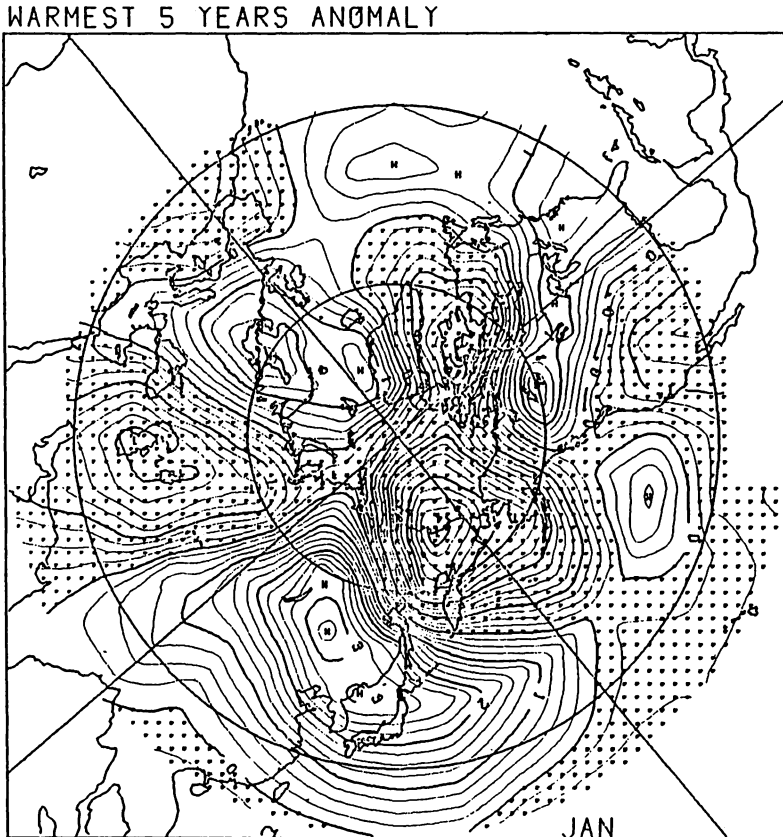


図2. 日本が温暖な1月5例で平均した北半球中高緯度の
気温平年偏差の分布 (影の領域は負域)

(b) 日本が寒冷な場合 (図3)

日本を覆う寒冷域の中心は 40°N , 130°E に中心をもち東方へ伸びる。この他ヨーロッパと北米大陸南東部に -1°C を超える寒冷域がある。他方温暖域は顕著で、北米大陸西北部 (60°N , 130°W) の 4°C を超える中心、東シベリア (70°N 140°E) の 2.8°C という中心から、前者は北米大陸北部を経て北大西洋へ、後者はカスピ海の方へ伸びる温暖域が広い領域を覆っている。500mb 高度場に対応させると、東アジア、北米東岸のトラフは低緯度で深い、高緯度では浅くなっており、東欧のトラフはやや西に偏っていることになる。

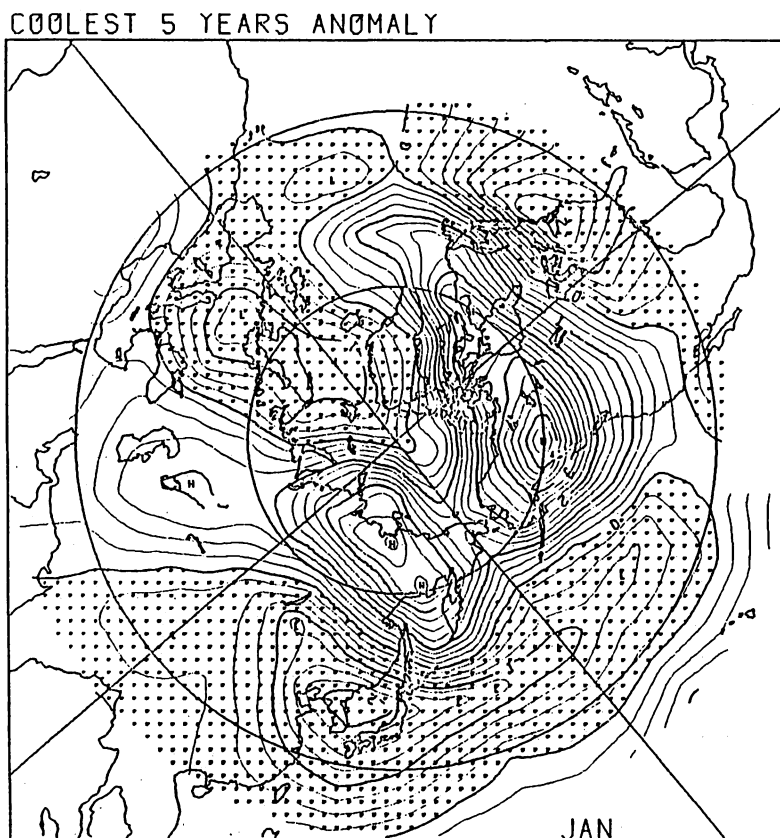


図3. 日本が寒冷な1月5例で平均した北半球中高緯度の気温平年偏差の分布 (影の領域は負域)

(c) 両者の差の分布 (図4)

日本が寒冷の場合 (図3) から温暖の場合 (図2) を差し引いた分布が図4であるが、両者が比較的裏表の関係になっていたため、結果は図3に似ている。すなわち、負域 (日本が寒冷の場合寒冷な領域) はアジア大陸から太平洋に伸びる領域とヨーロッパおよび北米大陸南東部から大西洋に伸びる領域であり、正域 (日本が寒冷の場合温暖な領域) は 70°N の 140°E ・ 170°W 付近

DIFFERENCE COOL-WARM

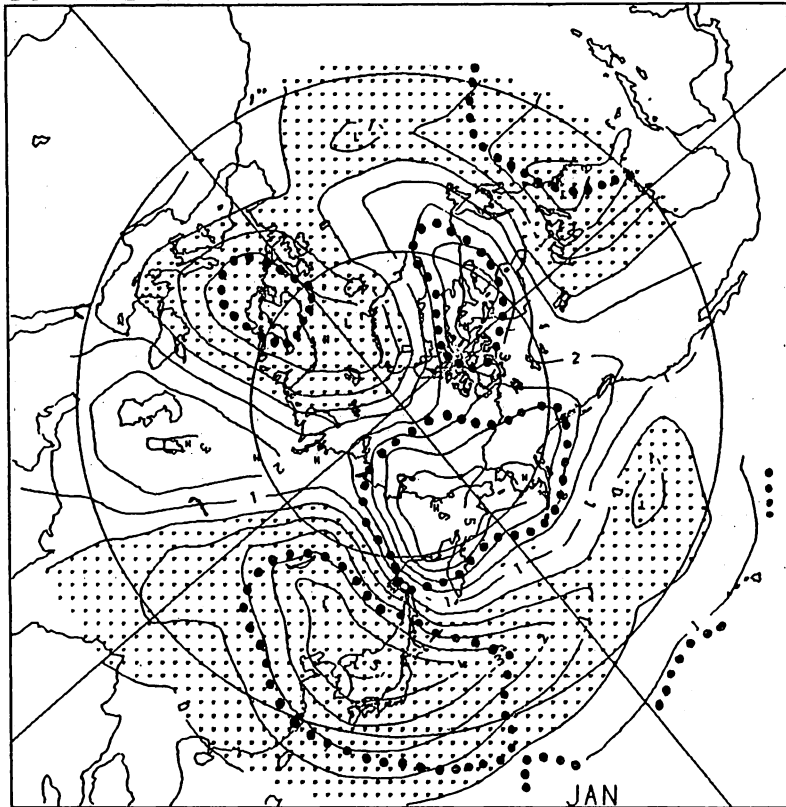


図4. 日本が寒冷的な1月5例の平均と温暖な1月5例の平均の差の分布（影の領域は負域，太点線で囲まれた部分は有意水準10%で有意な領域）

の $+5^{\circ}\text{C}$ の値を中心に、カスピ海方向および北米大陸西岸、同北部に伸びる領域である。ただしこれについて平均値の差のt検定を行い、10%の有意水準で平均値に差が無いという仮設が棄却される領域（すなわち偏差がランダムであるという前提で、2つの5例平均値の差が、10回に1回以下の頻度でしか出現しないほど大きい領域）を図中太線で囲って示す。日本付近の負域を除くと、上記基準を超える領域は、シベリアからアラスカ、カナダ多島海の正域、および、ヨーロッパ、北米大陸東南部から大西洋にかけての負域である。

またここで言及しておくべきことは、図5に示した、37年間の1月の月平均値について北緯40度、東経140度の格子点との相関係数の分布との対比である。図4と図5はほとんど似ており（ただし正負の符号は逆）、相関シノプティクスという現象の把握の内容が上・下位5例の極端な値の合成図の差であるといつてよいことを意味している。

CORRELATION FIELD TO 40N, 140E X 10

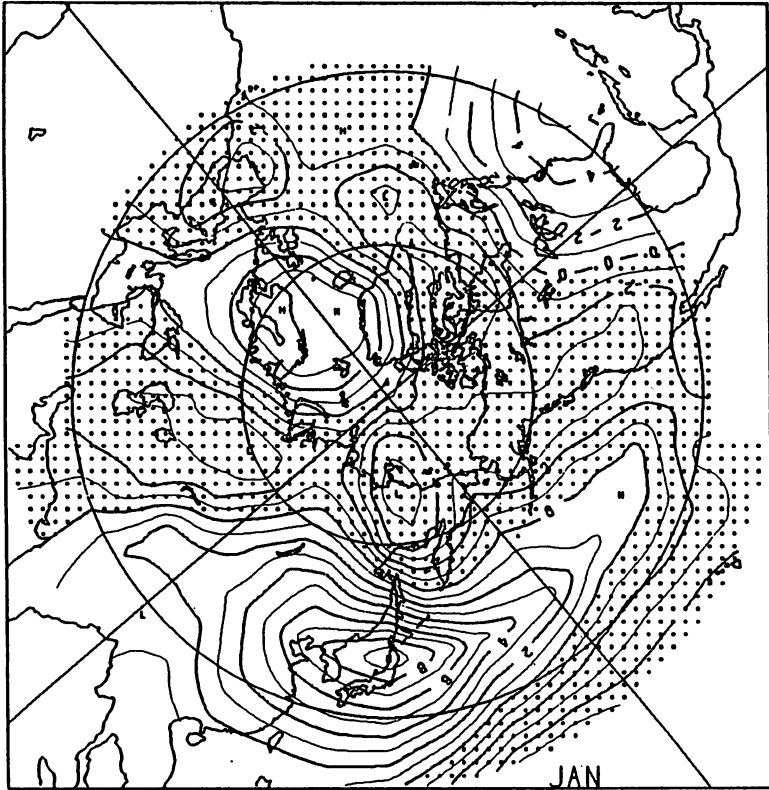


図5. 1月月平均値による40°N, 140°E 格子点の気温と北半球中高緯度各格子点の相関係数の分布（影の領域は負域）

4. 12月および2月について

この両月については、寒冷的場合と温暖な場合の差のみを示す。

(a) 12月（図6）

負域は日本付近を中心にアジア大陸から太平洋に広がる領域とヨーロッパにある。正域は北米大陸西部（60°N, 120°W）の5°Cを超える中心と大西洋西部（50°N, 40°W）の4°Cを超える中心を持つ西半球の広い領域と西シベリアからカスピ海方面に伸びる領域である。ただしt検定有意水準10%を超えるのは図中太点線で囲った部分である。西シベリアの正偏差の中心を除き、上に述べた正負域の中心に対応している。

1月（図4）と比較すると大西洋の正域が広く、カスピ海付近の正域が狭くなっているのが12月の特徴である。また図には示さないが500mb 高度場との対応は、北米東岸のトラフが日本が寒冷的時に広く深くなり、温暖な時には狭く浅くなること、東欧トラフは日本が温暖な時に弱くなっていることが指摘できる。

DIFFERENCE COOL-WARM

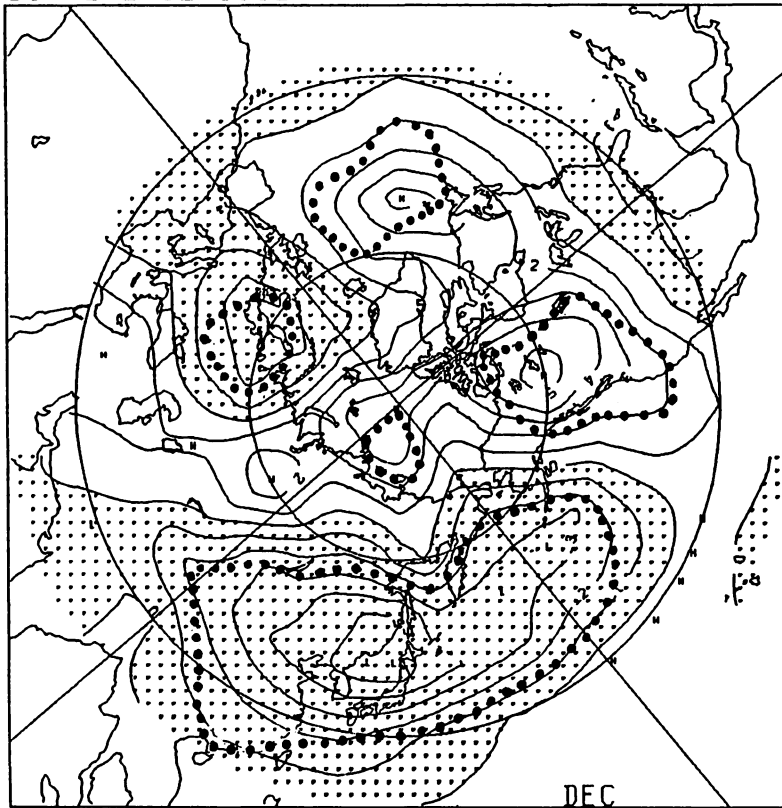


図6. 日本が寒冷な12月5例の平均と温暖な12月5例の平均の差の分布（影の領域は負域，太点線で囲まれた部分は有意水準10%で有意な領域）

(b) 2月 (図7)

日本付近を中心とする負域がアジア大陸から太平洋に広がっているのは12月・1月と大よそ似ている。この他ヨーロッパ（ 50°N ， 0° ）に -3.2°C の中心を持つ負域が 0° – 180° の子午線に沿って伸びている。他方，正域は特徴的で，カナダ多島海（ 70°N ， 90°W ）と西シベリア（ 70°N ， 80°E ）にそれぞれ中心を持つ領域が前記子午線に対称的に高緯度を覆っている。このような対称性は1月にはやや認められるが，12月には全く無い。t検定で有意な領域は上記の中心の外，北米西岸にある。

この分布を500mb高度と対応させると，北米東岸とアジア大陸東岸の2つのトラフの南北構造の違いであり，日本が寒冷な場合は高緯度で浅く，温暖な場合は低緯度で浅くなることになる。東欧トラフは前者の場合西に偏り，後者の場合は東に偏っている。

DIFFERENCE COOL-WARM

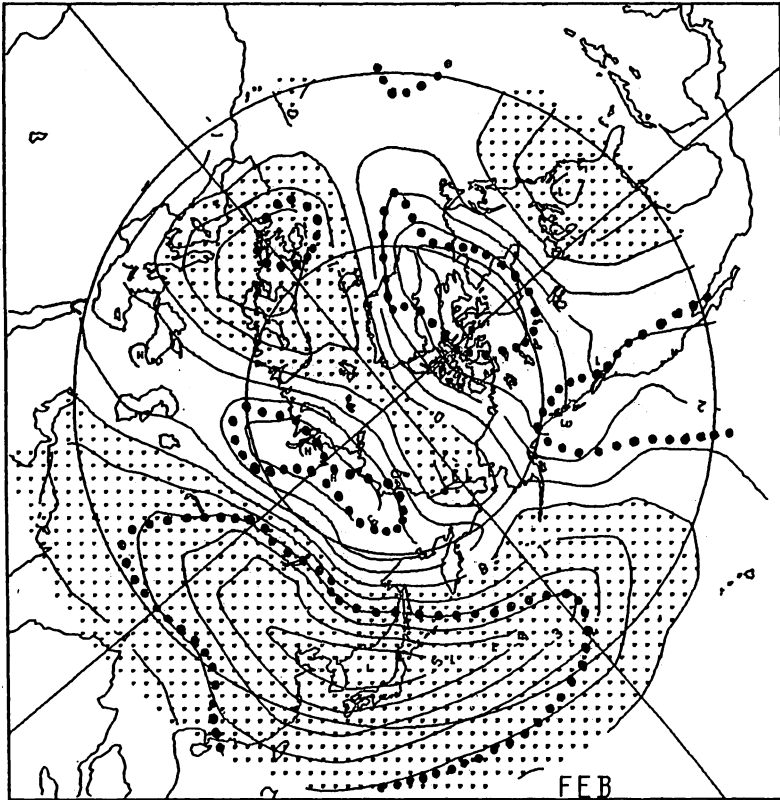


図7. 日本が寒冷な2月5例の平均と温暖な2月5例の平均の差の分布（影の領域は負域，太点線で囲まれた部分は有意水準10%で有意な領域）

5. まとめ

冬3ヶ月の特徴を図6，4，7の負域（日本と同じ変動を示す領域）と正域（日本と逆の変動を示す領域）にわけて述べる。

(a) 負域は以下のように要約できる。

- (1) アジア大陸から太平洋にかけて広がる負域は各月いずれも広いが，12月は北に偏り，1月は東に広がり，2月は南に偏る。
- (2) ヨーロッパの負域の中心は12月に60°N，20°E～30°E，1月には50°N～60°Nの10°E～20°E，2月には50°Nの0°～10°Eと徐々に南西へ移動している。
- (3) 北米大陸南東部から大西洋にかけての負域は，12月に弱く，1月に最も広がり大西洋も覆うが，2月には再び狭くなる。

(b) 正域は上に述べた負域の残りの部分であり大西洋，北米大陸，アジア大陸北東部から南西部を覆っており中心部の月による変動は大きいが次のように要約できる。

- (1) 12月に大西洋と北米大陸西部にあった中心は、1月カナダ多島海付近の1つの中心になる。2月には北米西岸に偏差は弱い有意な領域ができる。
- (2) 12月に80°N, 140°Eに小さな中心があるがこれは1月に60°N, 180°付近の大きな有意域となる。
- (3) アジア大陸上の正域は12月は弱く、1月は上に述べた領域を除き有意なものはないが、2月には西シベリアにかなり強い中心がある。

以上述べたところによると冬3ヶ月共通するのは日本付近以外ではヨーロッパの負域と北米大陸北部の正域であり、月による変動は予想していたより大きい。月による違いが大きいことは別に行った夏3ヶ月の同様な作業（田宮，1984b）でも明らかであり、季節平均というものの解釈の難しさを物語るものであろう。なお相関係数の分布が極端な場合の合成図の差と似ていることは、1月以外また夏（7月，田宮1984a）でも同様である。

文 献

- 田宮兵衛（1984a）：日本付近の気温の最近の変化，東北地方長期予報速報，36巻，1号，68-75.
- 田宮兵衛（1984b）：日本の異常な夏と世界の気温，地理，29巻，11号，30-39.
- 千葉 長・矢島栄三（1981）：月平均気圧・気温の偏差分布型について，昭和55年度・長期予報検討会資料・気象研究所予報研究部，30-50.
- 水野 量・二宮洸三（1983）：主成分分析による日本の気温変動の考察，日本気象学会1983年秋季大会予稿集（44），p 62

太陽活動と気象

柳原 一夫*

1. 地球上の諸現象の多くは太陽からのエネルギーを受けて生成・変化している。気象もまたその一つであることは論をまたない。その太陽に活動の変化があれば、気象を含む地球物理諸現象に変化があることを期待するのも当然であろう。過去、太陽活動のいろいろの変化に対応して気象以外の多くの地球物理諸現象に関連した変化のあることが認められてきた。

気象は現象そのものが太陽エネルギー入射に大きく依存していて、季節変化に代表されるように太陽地球間の関係位置に由来するような地球的規模の大変化は明白である。しかし太陽活動の変化に連動した変化があると確認されているとはいいい難い。太陽活動の変化が長期にわたって観測記録されているものにおよそ11年の周期の変化がある。気象にこれと連動した変化があるかどうかは古くからの興味ある問題として多数の研究者の関心をそそってきた。いまなおあるものは連動した変化が明白にあるといい、あるものは全く認められないといい、混沌として問題は生きつづけている。太陽活動と気象の関係はもしあるとしても複雑なものであろう。単純でないとするなら、およそ11年という周期から考えて気象における100年程度のデータ期間は短かすぎるかもしれない。

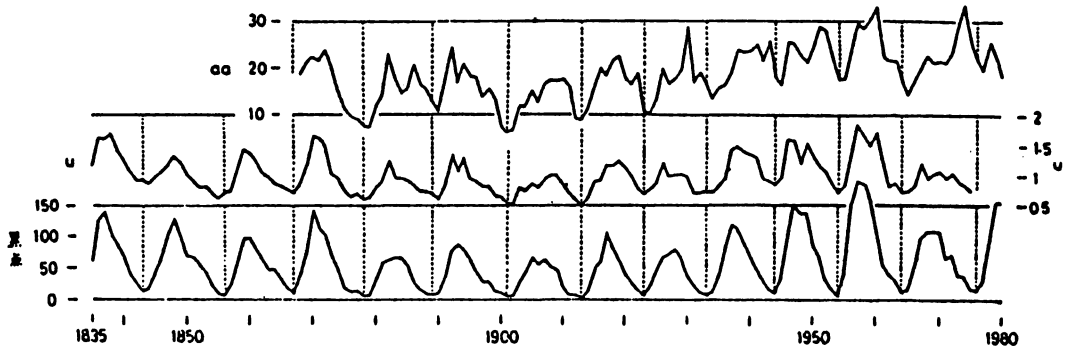
気象の問題に入る前に、他の地球物理現象で太陽活動変化と連動した変化があると認められ、関係の物理的機構も考えやすいもののいくつかについて考えてみよう。

2. 太陽活動変化に連動した変化があると認められているものの例に地磁気がある。地磁気変化は地球の一番外側で太陽風によってひきおこされるものであるから物理的機構も考えやすい。地球内部から発した地球磁場磁力線はもし太陽風がなければ宇宙空間に無限にひろがっているはずである。太陽風は磁力線を押し太極側で地球半径の10倍くらいのところまで押し縮め、反対側では吹き流している。太陽風からみると地球のまわりに入り込めない空洞ができる。地球磁場の磁力線はこの中に押し込められ太陽風の圧力と釣合っている。そこで太陽風に変化があれば地磁気にも変化が生じると考えられる。

地磁気変化の活動度合を測る目安としていろいろの指数が提案されているが、それらのうち長期間のデータのえられるものとしてu指数とaa指数**をとり上げた。両指数と太陽黒点数の長年の変化を第1図にならべて示した。一目してわかることはu指数と太陽黒点数との相関が極めてよいことである。黒点周期毎に相関係数を求めてみると最高は0.96、最低でも0.81である。一方aa指数の方は相関のかなりよい期間もあるが、あまりよくない期間もありとくに最近のサイクルではよ

*東京管区気象台

** u指数は地磁気日平均値の前日との差の絶対値、月平均を主として中緯度で平均したものである。aa指数は磁気緯度50°の南北対称点の地磁気変化3時間較差を平均したものである。



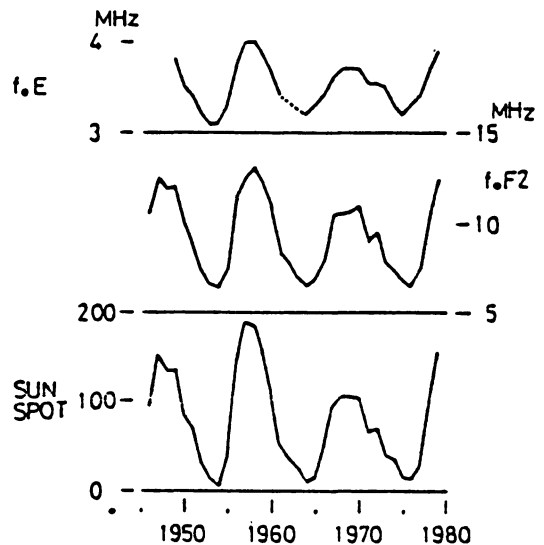
第1図 地磁気 aa 指数および u 指数の変化

くない。1964-1976年のサイクルに対しては相関係数-0.04であってほとんど関係ないに等しい。

u 指数は磁気嵐などの大規模じょう乱の目安で低緯度の変化ウエイトがかかっているが、aa 指数はむしろ高緯度の変化にウエイトがかかっているという内容の相違がある。太陽活動変化と連動した変化があるといわれている地磁気変化についても、変化のとり上げ方によりあるいはまた期間の選択により関係に相違のあることは留意しなければならない。aa 指数において1920年代以降相関関係が悪くなっていることは、後に述べる気温と太陽活動との関係の推移と類似して興味深い。

3. 太陽活動変化に連動したもう一つの例として電離層をあげよう。電離層は太陽放射のうち主として紫外線などにより地上およそ百キロから数百キロの層が電離したものである。代表的な定常層であるE層・F層をとり上げ、東京国分寺のそれぞれの層の臨界周波数 f_oE , f_oF2 の変化を太陽黒点数とともに第2図に示した。図にみられる通り関係は極めてよく、相関係数は f_oE で0.97, f_oF2 で0.99である。地磁気ではデータ期間によって関係に相違があり、とくに最近のサイクルで悪かったことを考えると、電離層のように最近のデータしかないものについて決定的な考えをもつことは危険な面がないでもないが、このくらいよい関係が持続していれば太陽活動変化のコントロールはまずまちがいないものと思われる。なお各層の最大電子密度は臨界周波数の二乗に比例する。

電離層と大気層の中間域の現象としてはオゾンが太陽活動変化と連動した変化があるともいわれるが気象同様まだ確立されたものとはいえない。



第2図 電離層の変化

4. さて問題の気象であるが、いままでに発表された多数の論文では太陽活動変化に連動した変化があるとするもの、ないとするもの共に数多く諸説紛紛である。ありとする代表的な肯定論者 King (1975) によれば「どんなに疑り深い科学者でも文献を十分調査すれば、下層大気のみならず重要なものは各タイムスケールにわたる太陽活動変化と連動していることを認めざるをえない」ということになり、一方詳細な検討を行った Pittcock (1978) によれば「太陽活動と気候の関係の事実として発表されているものの大部分は何等かの落とし穴にはまったものであって決してその関係の存在を証明するものではない」ということになる。

太陽活動と気候の関係を厳密に証明しようというならば、まことに Pittcock のいう通りであろう。データ期間の限定、地域的局在、データの質、安易な統計などなど厳密な批判に堪えられる証明は確かでない。なお悪いことに不利なデータは伏せ関係ありそうな部分だけとり出す傾向のあることも事実である。しかもなお関係ありとする報告があつてを絶たないのは何故だろうか。切れ切れの断片的ではあるが関係の事実として極めて魅力的なものの存在することもまた事実である。

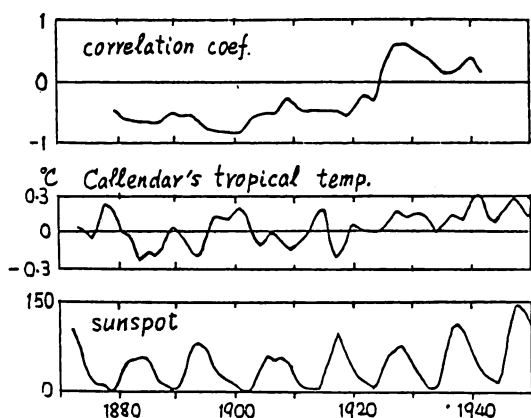
このような連動の事実としてよくとり上げられる熱帯気温について考えてみよう。Callendar (1961) の気温データから計算した熱帯気温の3年移動平均値を太陽黒点数およびそれら間の相関係数(期間15年)と共に第3図に示した。よくいわれるように1920年までの連動は魅力的であり、かなり高い負相関が持続している。しかし多くの人が指摘する通り、それ以後相関が消滅したかあるいは正相関に移行したこともまた明らかである。

相関の消滅または反転に明快な必然的理由が与えられない限り、熱帯気温が太陽活動と連動して変化するといいきる訳にはいかない。予測の手段としては無力である。いつ何時相関の様相が変わるかわからない。

古典的關係例としてもう一つよくとり上げられるものにビクトリア湖の水位がある。これがまた1920年代まで太陽黒点数と平行して変化していたが1930年以後関係がわからなくなっている。

限られた期間内だけの連動の事実をもって証拠とすることは許されないが、また一方かなりの期間(熱帯気温の場合は4サイクル以上)にわたって相当程度のあるものま

でも偶然の所産ときめつけることはこれまた行き過ぎであろう。地磁気の場合も期間によって関係の様相が違い、偶然か aa 指数は1920年代まで相関がよかったものがそれ以後相当に悪くなっている。



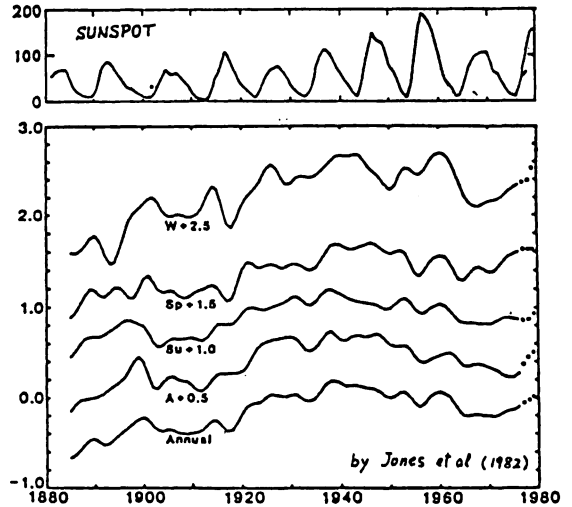
第3図 熱帯気温の変化

5. 最近山元・星合（1980）， Jones 等（1982）によって相ついで過去 100 年の北半球気温変化が解析報告された。太陽活動周期程度のタイムスケールの変化に注目すれば，両者の変化は前述の熱帯気温にみられた太陽活動に連動するらしくみえる変化が認められる。いずれも 1920 年代まで負相関がいちじるしく以後不明瞭になっている点も同様である。山元・星合の緯度帯別の変化によれば，山元（1980）の指摘するように，低緯度よりも中緯度 30°-60°N に顕著であって 0°-30°N では僅かに認められる程度でむしろ誤差の範囲内である。

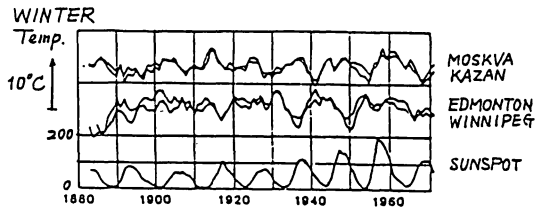
Jones 等は月別の変化の標準偏差は冬季にもっとも大きく，タイムスケール 10 年程度の変動は冬季にのみ顕著に認められ他の季節では不明瞭であると述べている（第 4 図）。図の季節別変化は，冬，春，夏，秋の順にそれぞれ 2.5℃，1.5℃，1℃，0.5℃ づつ上方にずらして示されている。年平均の変化では僅かに認められるか認められないかの程度である。

タイムスケール 10 年程度の変動が冬季に顕著であって年平均気温ではそれが薄められて見えたり見えなかったりする程度のものとなるということは柳原（1982）の指摘と一致する。北半球の冬気温変化のスペクトル分析によればこの種の変動には地域的分布があり東ヨーロッパと北米中央部でもっとも顕著である。中緯度でもっとも大きいという点では山元・星合の結果と一致するが，それぞれの地域で変化傾向はむしろ反対である。2 地点づつを選んで冬の気温変化を第 5 図に示した。相反する変化の傾向は 1930 - 1960 年の間で顕著であって，前述の 1920 年代以降の関係消失の原因であるかもしれない。

気象の変化は地表の修飾を受けるので複雑である。太陽活動変化の影響だけが地球上様におこるといふ必然性はない。大気大循環の変化によりある地域で気温降下ある地域で上昇となるように太陽活動変化が地域により反対の効果を与えたとしても不思議はないかもしれない。これが連動の証拠とならないのは勿論であるが，いま問題のタイムスケールの変動に別の合理的理由が与えられない限り，太陽活動との連動は一つの仮説として追求する価値がありそうである。

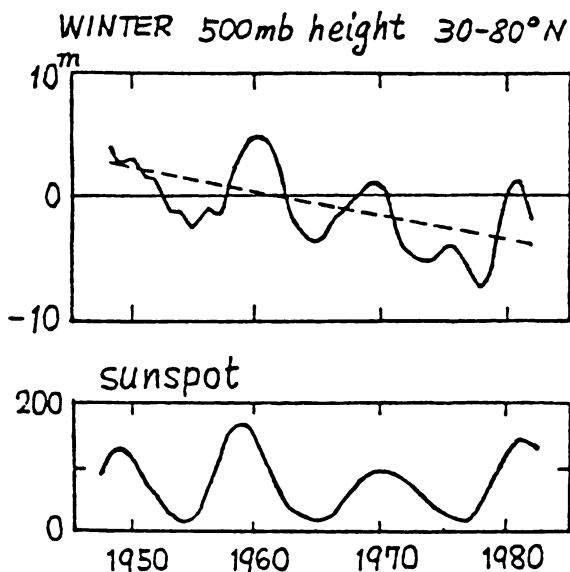


第 4 図 季節別の気温変化



第 5 図 中緯度の冬気温変化

6. 気温変化が大気大循環の変動に大きく依存していることは明らかである。とくに冬がいちじるしい。北半球 30°-65°N の 68 地点について 1 月および 2 月の月平均気温とそれぞれの地点に近いところの 500 mb 高度偏差との相関を求めると、大部分が 0.6 ないし 0.9 の間にあって緯度経度にかかわらない。とすれば気温変化を高層気象に還元して太陽活動との連動を考察することが必要となろう。残念ながら高層気象のデータは最近のものに限られて期間が短いので緯度に分けて考察する程の精度がない。冬の北半球 (30°N 以北) 平均の 500 mb 高度偏差の変動を 3 年移動平均で平滑して第 6 図に示した。破線で示した長期トレンドは別として、太陽活動との連動が極めて魅力的にみえる。



第 6 図 冬 500 mb 面の変化

しかしこの期間は気温に連動の認められないときである。第 6 図の変動幅を年々変動における係数を使って気温の変動幅に換算すると 0.2 °C 以下であるので検出が困難であったものかもしれない。気温が連動していた過去にさかのぼって高層気象のデータをうることはできないが、今後種々の角度から検討してゆくことが必要であろう。

文 献

- Callendar (1961) : Q.J.R.M.S., 87
- King (1975) : Aero & Astro., 13
- 柳原 (1982) : 東北技術だより, 2
- 山元・星合 (1980) : J.M.S.J., 58
- Jones et al (1982) : M.W.R., 110
- Pittock (1978) : R.G.S.P., 16
- 山元 (1980) : グロースベッター, 19

最近のアフリカの気候について

—— WCP のレポート、OLR の資料などからみた干ばつの状況 ——

平 沼 洋 司*

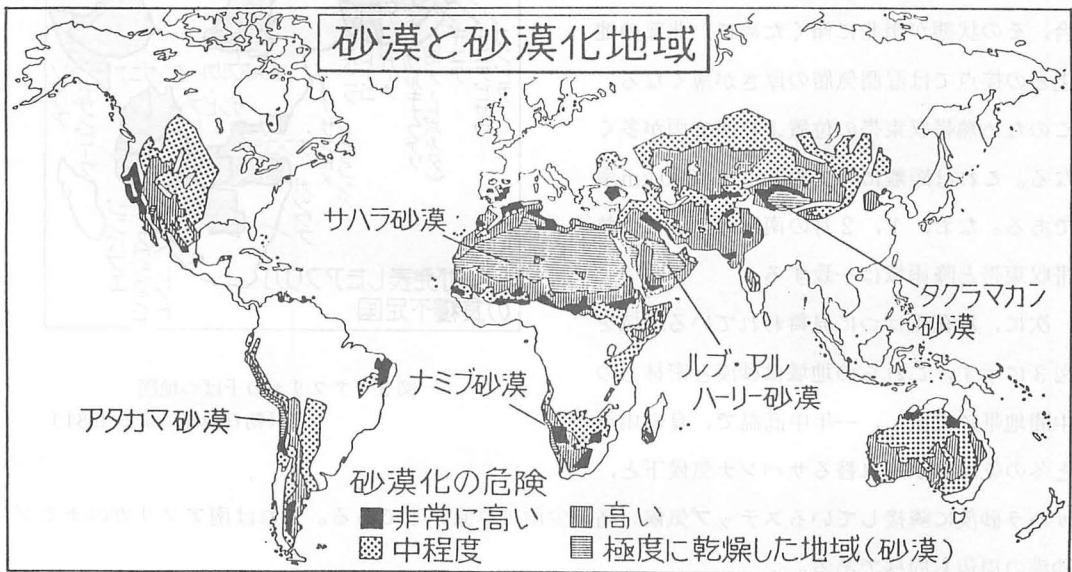
1. はじめに

いま、地球規模で砂漠化が進行している。毎年、世界で日本の九州と四国を合わせたほどの約6万kmの土地が砂漠化し、2,000万kmが砂漠化に脅かされているとい

特にアフリカの現状は深刻である。飢餓人口1億5千万人。51か国のうち27か国が食糧危機に直面し、アフリカ大陸の3人に1人が飢えに苦しんでいる。有効な対策がたてられなければ2千万人が飢え死にの危険にあるという。この大干ばつによる飢餓の惨状はマスコミを通して世界に伝えられ、国連をはじめ各国からの食糧援助が続いている。日本でも連日の報道で、その関心は高く政府、民間の救援活動がなされている。

これらアフリカ諸国の飢餓の原因は、干ばつによる砂漠化がその主なものであるが、その他、人為的な要因も重なった複合危機であるとの見解も強い。

ここでは、アフリカを食糧危機に陥し入れた干ばつの状況を気候の面から、世界気候計画(WCP)のレポート、気象衛星資料などからみてゆきたい。



(国連資料 1977)

図1. 世界の砂漠と砂漠化地域 (朝日新聞より 1984)

* 気象庁長期予報課

2. アフリカの平年の気候

干ばつの状況をみる前にアフリカの平年の気候にふれておこう。

アフリカの気候の最大の特徴は、サハラ砂漠と熱帯雨林気候の存在であろう。このサハラ砂漠も今から約6000年前は湿潤であった。ヒプシサーマル（気候最適期、高温期、日本の縄文時代にあたる）の時期である。以後、今から4000年前ころより乾燥しはじめたといわれる。この原因として気候帯の南下がいわれているが、現在の長期間に及ぶ干ばつも、このような気候変動の一環ではないかといわれる根拠もこのへんにある。

図2にアフリカにおける熱帯収束帯の平年の動向を示した。これによると最も北上する7、8月の状態は約20°N帯附近までである。ここで注意すべきは、熱帯収束帯の北上の場合、その状態が南北に傾くために、北部の地上との接点では湿潤気層の厚さが薄くなる。このため熱帯収束帯の位置より南で雨が多くなる。これは距離にして約500～1000km南である。なお、1、2月の南半球の夏には熱帯収束帯と降雨域は一致する。

次に、現在干ばつに見舞われている地域を図3に示す。これらの地域は砂漠と密林との中間地帯に位置し、一年中高温で、夏の雨季と冬の乾燥季が入れ替るサバンナ気候下と、サハラ砂漠に隣接しているステップ気候（高温少雨で草原）下である。これは南アフリカのナミブ砂漠の周辺も同様である。

ここで注目したいのは、熱帯収束帯の南の当然あるべき降雨帯と現在の干ばつ地域の一一致していることである。これは通常降雨があるべき地域に最近何らかの変化があったとみるべきなのだろうか。

この北半球側の夏の熱帯収束帯はアフリカ東部からアラビア、そしてインドに続く世界最大の水

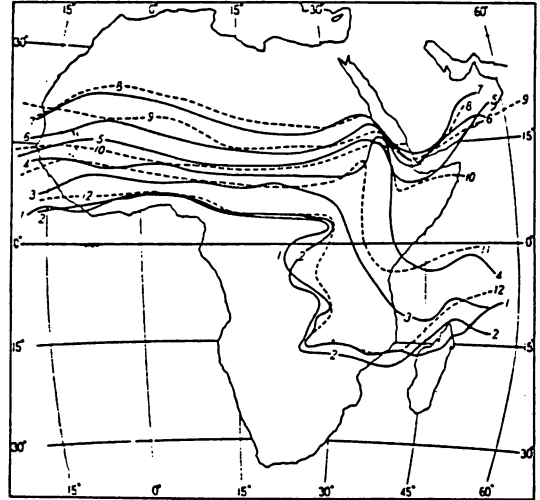


図2. 熱帯収束帯の月ごとの平均位置
(アフリカの気候より)

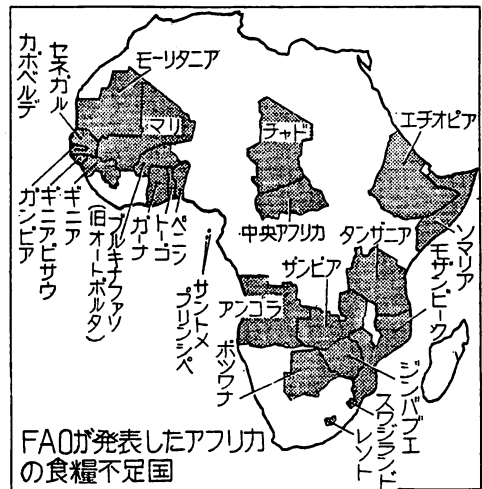


図3. アフリカの干ばつ地図
(朝日新聞による1984)

蒸気輸送地帯である。しかし、現実には図1に示すようにサハラ砂漠から中近東、アジアにかけての世界最大の砂漠地帯が続いている。この理由として、上層大気が安定であり顕著な下降気流が存在しているからであるといわれている。

この下降気流の原因は熱帯偏東風ジェットが存在である。7月には200mb面で紅海の南部を中心に東西に伸びる偏東風帯が現われる。この偏東風のエネルギーはインドからインドシナ半島付近のモンスーンによる潜熱とチベット高原による顕熱であるといわれている。図4はその循環モデル図である。インド付近ではハドレー循環で上昇気流が存在する。そして雨となり潜熱を放出する。これらのエ

ネルギーが西へ運ばれて、下降気流となり発散する。この下降気流のため多量の水蒸気輸送があっても雲が発生せず、雨も降らないで、東西約10,000kmにも及ぶ乾燥地帯を形成するのである。

これらはアフリカの気候が中緯度や熱帯循環など地球規模の影響を受けて形成されており、非常に複雑であることを示しているといえよう。

3. 近年の干ばつとその見解

近年、アフリカの干ばつが問題になりはじめたのは1968年以後である。そして、サヘル地方の干ばつが最もひどいものになったのが1972, 73年であった。このときのサヘル地方の干ばつは、気候の変動性というものが実在し、それが人間にどんな重大さを持っているかということを認識させた事件として記憶されている。

また、この1972年は世界的な異常気象の起きた年で、オーストラリア、インド、ソ連などが大干ばつに見舞われた。そして、このときサヘルの干ばつも、そのピークに達した。このときの原因の一つに、当時今世紀最大規模といわれた、エル・ニーニョ現象が起きている。

以後、アフリカでは1974~75年に若干の地方で雨が降ったが、大部分の地域では慢性的に干ばつが続いた。

そして、1980年代に入っての干ばつは1970年代の規模を上回るものになり、アフリカ諸国に与えた経済的、社会的影響は徹底的なものであった。その地域の特徴も、サヘル地域のほかに、エチオピア、ソマリアなどのアフリカ東部や、モザンビーク、ジンバブエなどの南部も干ばつに見舞

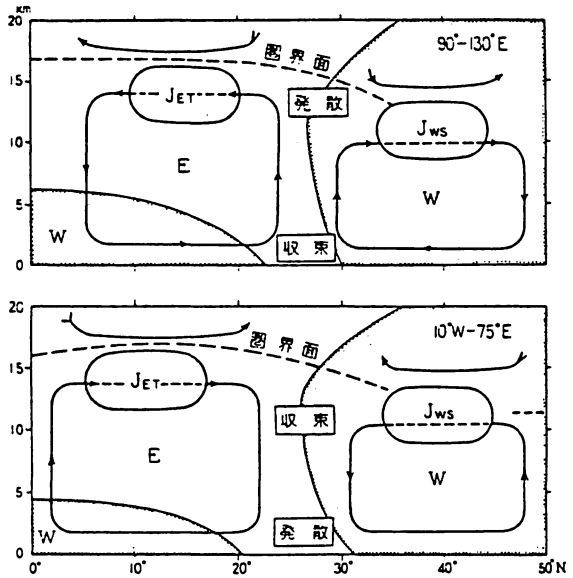
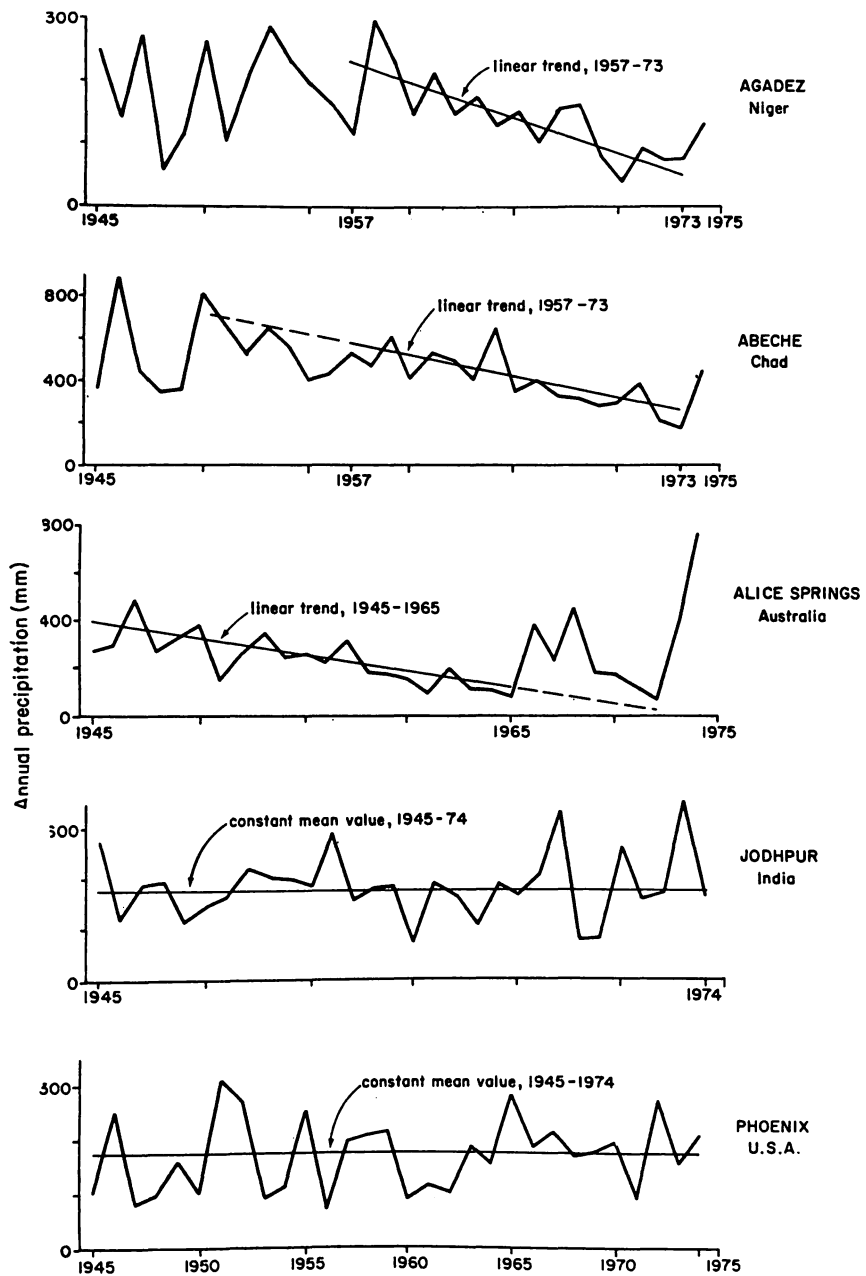


図4. 南アジアと北アフリカにおける熱帯偏東風ジェットの子午線断面図
(アフリカの気候より)



Rainfall Variations since 1945 at Selected Arid-Zone Stations.

☒ 5

(WCP-44 : Recent Drought Episodes による)

われたことである。

時期は逆のぼるが、このアフリカの干ばつの状況に対して1977年にケニアのナイロビで国連砂漠化会議（UNCOD）が開かれた。これは、この一連の干ばつに対して、干ばつは長続きするのか。雨は再び降るようになるのか。荒れた土地を再び使用すべきなのか。降水現象の促進など気候を良い方向へ回復させることができるのか。などが議論された。

そして、結論として、①サヘル地方の干ばつは1950年代末から1960年代初めころよりの降雨の減少による結果である。②サヘル干ばつは長期、猛烈、広大という特徴があるが、予測できなかった。③干ばつが続いている間、大量の家畜を飼育したり、乾燥した土地を耕作し続けたことが、結局、砂漠を拡大させた。などの一致点がみられた。

しかし、これらのことを踏まえたにもかかわらず、砂漠化会議の結論は、「サヘル干ばつは気候の変動性の部類に属しており、乾燥状態はまもなく終ろう」というものであった。

これらの状況を、世界気候計画（WCP）の資料でみてみよう。

図5は砂漠化会議のときに発表されたものである。ニジェールやチャドなど、アフリカにおいては1950年代後半から始まった降水の減少傾向が顕著に現われている。そして砂漠化会議でも問題になった1974, 75年の降雨上昇もみられる。これを世界の乾燥地帯でみると、オーストラリアでも、この降雨減少傾向はみられたが、インドやアメリカなどでは認められなかった。

また、図6は1900年代以降のアフリカの降雨の推移である。これはサハラ砂漠からギニア湾までを緯度別に4つに分けて示してある。

これによると、アフリカの干ばつは、1911～1915年、1940年代の少雨傾向が顕著に認められる。そしてサハラ、サヘル、スーダン地方を中心に1950年代末からの降雨減少傾向がはっきり現われている。また、ギニア湾地方でも1970年代に入ってから少雨傾向が続いているのも大きな特徴である。

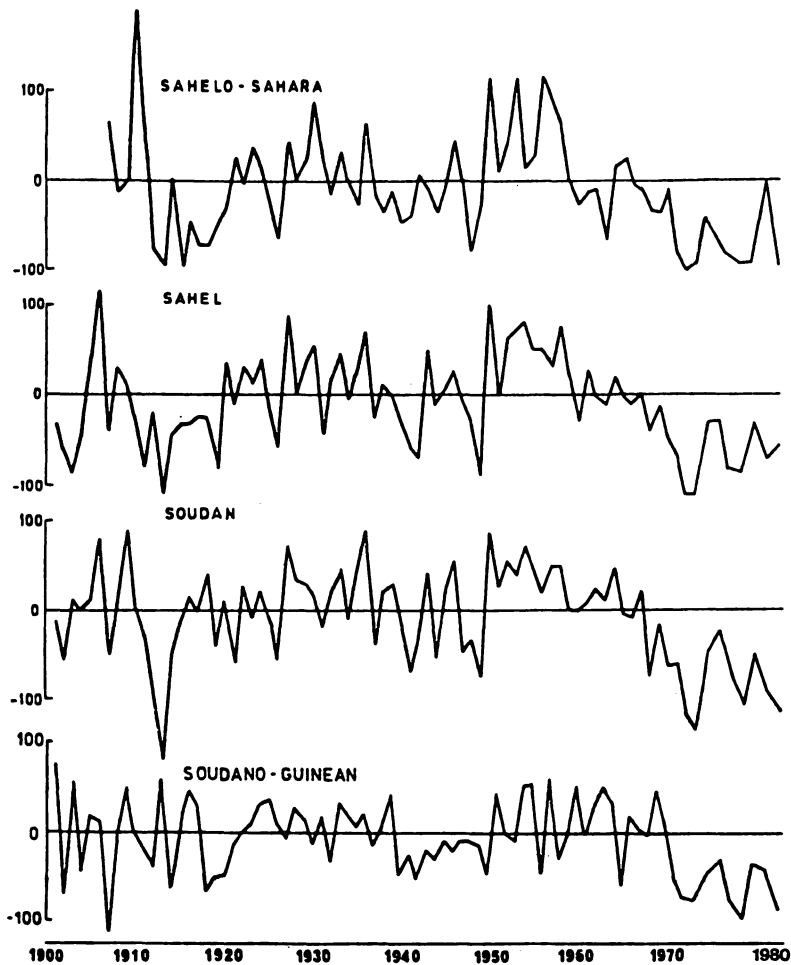
1977年の砂漠会議では1910年代、1940年代のそれぞれ10年で終わった干ばつを根拠に1970年代の干ばつも終るであろうと結論づけたものと思える。

図7はLamb（1982）、Dennett（1982）のものであるが、いずれの資料も同じ顕著な少雨傾向を示している。そして1974, 75年の雨も平年の状態にもどったわけでないことも理解される。

このサヘル地方を中心とした干ばつについての結論は出ていないのが現状であり、1983年ジュネーブで開かれたWMOの干ばつ専門部会の結論も「ほとんど何もわからない」というものであった。

これら干ばつに関する日本の研究をみると、東京大学の鈴木秀夫氏のものがある。これによる結果の一部を図8に示す。これは、1968～73年を「干ばつ年」とし、それ以前の1962～67年と比較したものである。

これによると、サヘル地方では、降水の限界とみなし得る1mmの等降水量線が、「干ばつ年」の夏には著しく南偏していることが示されている。この南偏については赤道西風の北上の阻害とい



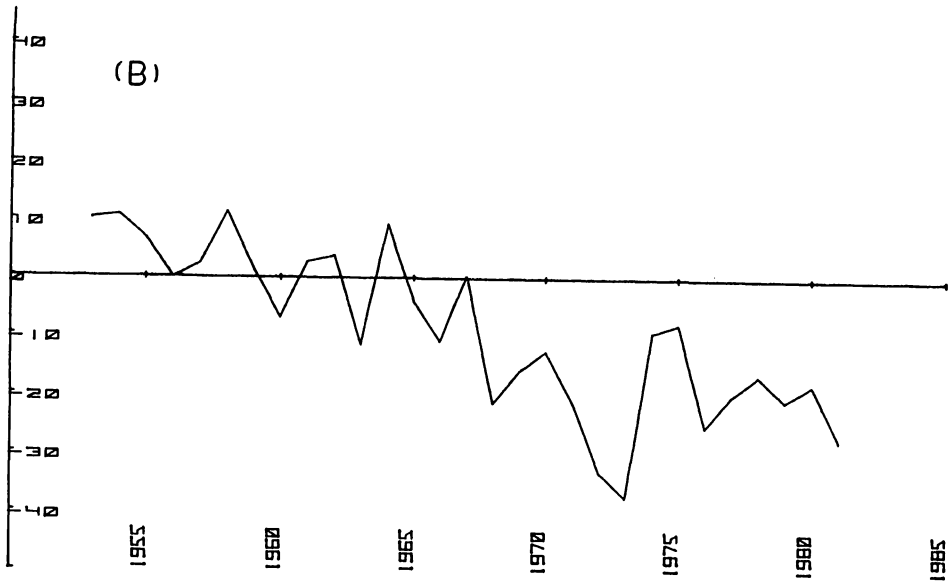
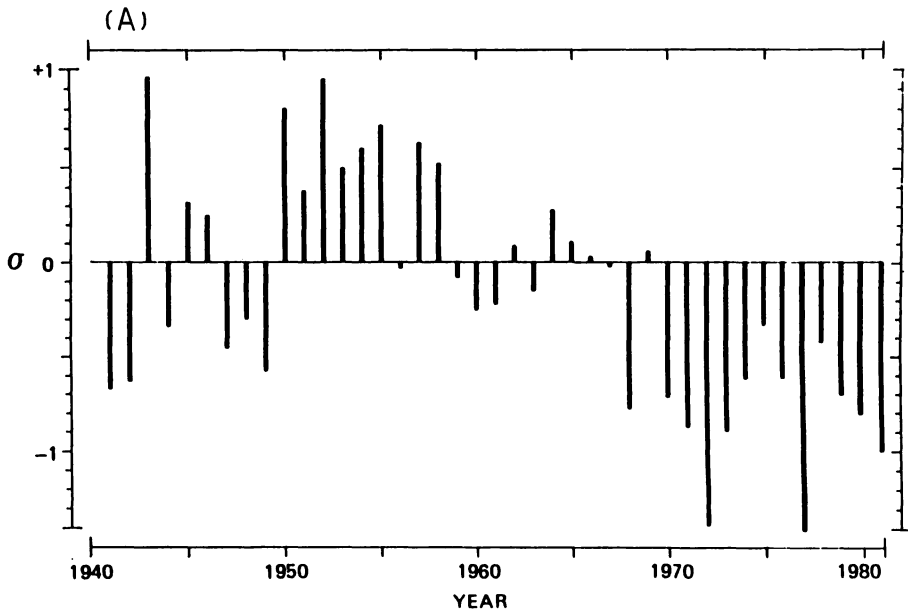
Standardized Annual Rainfall Departures for four sub-Saharan Zones (after Nicholson, 1982).

図 6
(WCP-44 ; Recent Drought Episodesによる)

う見解である。

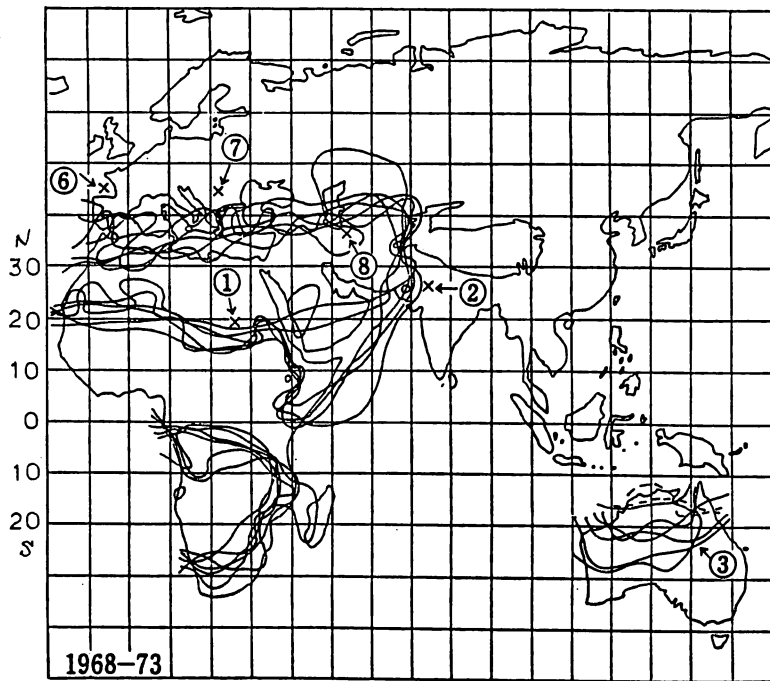
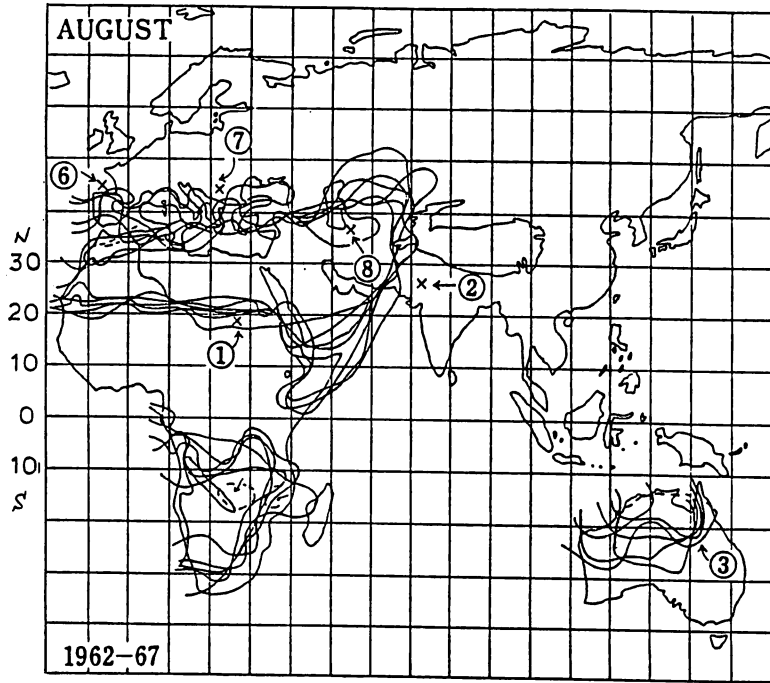
4. 気象衛星の資料 (OLR) の分布から

これらアフリカの干ばつの状況を気象衛星の資料からみてみよう。図9はアメリカのCAC(気候解析センター)による資料を長期予報課で解析した外向長波放射(OLR)の1月と7月の平均値分布である(1974~82年の平均値であるが1978年は欠)



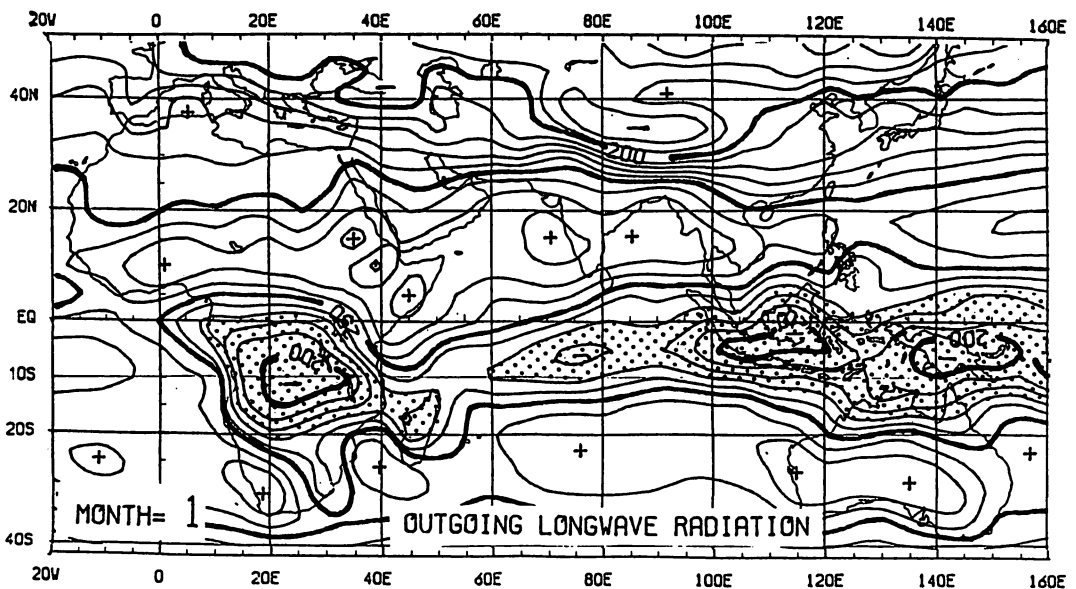
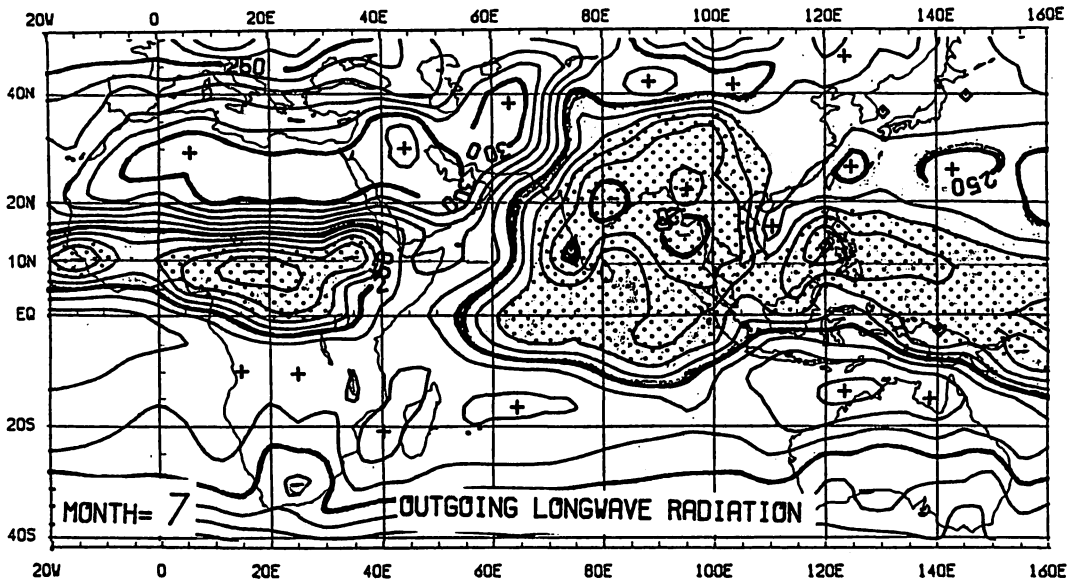
Time series of rainfall (A) for 14-20 sub-Saharan stations W of 9°E (Lamb, 1982) and (B) for 50 stations in west Africa north of 12°N (Dennett, 1982).

☒ 7
(WCP-44 ; Recent Drought Episodes による)



8月の1mm等降水量線分布

図8. 「干ばつ年（1968-72）」「平常年（1962-67）」の8月の1mm等降水量線分布
（鈴木秀夫氏による）



(長期予報課作成)

図9. 月平均外向長波放射 (OLR) 分布 上: 7月, 下: 1月
 (等値線の間隔は 10 W/m^2 で影をつけた 230 W/m^2 以下の地域では積雲対流が活発で雨が降っているとみてよい。これは熱帯域でよい対応を示す。)

これは値が小さいほど対流活動が活発で、そこでの降雨が顕著であるとみなされている。これは熱帯域でよい対応を示すといわれている。図は1974~82年の平均ということで、アフリカの干ばつが続いている現在の状態を示しているとみられる。

降雨帯が最も北上する7月の状態をみると、対流活動が活発なのは北緯10度より南（中心は8°N付近）の地域であることがわかる。西海岸地方は北緯10度付近である）。これは図2の熱帯収束帯の位置と比較しても、南へ偏まっていることがわかる。サハラ砂漠と降雨域の間のサヘル地方もOLRの値が大きく、雨が降っていないことが示されている。

また降雨帯の変動を示す標準偏差図でみると、チャド、スーダン、エチオピアなどの中央部から東部、そして西海岸で変動が大きく、降雨の年々の変動がかなりはげしいことを示している。

また、前線帯の一番南下する1月の状態をみると、降雨帯の中心はザイル付近であり、降雨の年々の変動が大きいのはザンビアやジンバブエ付近となっている。

図10は7月の降雨帯の北上状態を詳しくみたものである。CACのOLRの資料は5°×5°のメッシュであるが、ここでは単純内そうで緯度方向へ1度の値を求めた。観測値である5度ごとのものをみても、降雨状態の推移はかなりはっきり認められる。それは、1974、75年の西アフリカ、東アフリカの降雨帯の北上、1976、77年のOLRの不活発、1981年の15°E付近の降雨の活発状態などである。

内そうによる3地域（図は10°Wの西アフリカ、10°Eの中央部、そして30°Eの東部の経年変化を示してある）の平年の位置は12°N付近であった（これは1974~82年の平均であるので少雨

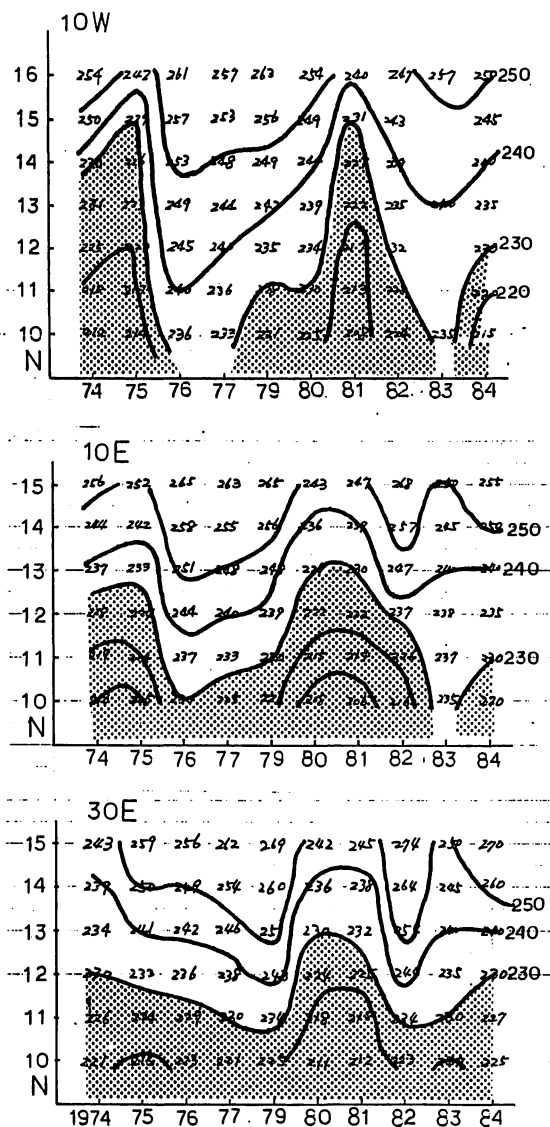


図10. 10°W, 10°E, 30°Eにおける7月のOLRの北上状態
1978年は欠測のためはふいてある。また1983年は8月のデータ。(unit = 10 W/m²)
ハッチのしてあるのは230 W/m²以下の地域で対流活動の活発な地域

時期の位置といえる)。この資料によっても、1974, 75年の降雨帯の北上、1976, 77年の少雨傾向など、砂漠会議の資料なども矛盾するものでないことが示されている。また、1980, 81年は降雨帯がかなり北上しているが、1983年にはまたきびしい状態になっている。それと、西アフリカと東アフリカを比べると、西アフリカの方が年々の変動が大きくなっている。

これら気象衛星の資料はアフリカの干ばつの状態をかなりよく表現しているようである。しかし、今後の予測となると問題は別のようである。

5. 人間活動が干ばつ災害を拡大する

現在、アフリカでは森林が耕地に、炊事、暖房用のまきのために伐採されている。また、過度の放牧による草原の荒廃など、その生態系がおびやかされている。

現在の干ばつ災害はこれらの要因が重なった複合危機であるとの見解も強い。また、食糧不足は植民地時代の名残りである、輸出農畜産物奨励に片寄った経済構造にあるといわれている。

国連食糧農業機関（FAO）の資料によると、アフリカの穀物単収は先進国の四分の一という、そしてその伸び率も7%と低い。しかし、逆にいうと、アフリカの気候は乾燥、半乾燥地帯という厳しい自然条件にはあるが、今後生産性が向上する可能性があるのである。

気候面からいうと、観測網も完備していないアフリカの研究はようやく始ったばかりである。気候変動の面からもアフリカの気候の調査は重要であろう。

参 考 文 献

- WCP-44: CLIMATE AND DESERTIFICATION A revised analysis. By F. Kenneth Hare
p42-50. 1983. 1月
- WCC: CLIMATIC VARIATION AND VARIABILITY. By F. Kenneth Hare 1979. 2月
(グロスベッター 17 巻, 2.3 号に紹介あり)
- 鈴木秀夫 (1981): 砂漠の変動, 気象研究ノート 第 141 号 p83-93.
- アフリカの気候: 古今書院 1972 年

文献紹介 *

準 2 年周期と対流圏の循環の関連について

THE QUASI-BIENNIAL OSCILLATION AND ITS ASSOCIATION
WITH TROPOSPHERIC CIRCULATION PATTERNS

By R. A. EBDON

Meteorological Magazine, 104, 1975, 282-299.

熱帯の成層圏の帯状風が約 2 年の周期で東風と西風に振動しており、この周期振動は準 2 年周期振動 (Quasi-Biennial Oscillation: QBO) として知られている。熱帯の成層圏の風が強い東風と西風の時、季節の代表的な月の対流圏の平均的な循環パターンについて調査された。その結果、冬と夏の循環パターンの重大な相違点が指摘され、熱帯の成層圏の風の準 2 年周期振動は中高緯度の対流圏の循環の性格の決定に重大な役割を果しているらしいことがわかった。また成層圏の風や気温のデータが手にはいるようになるずっと以前から、対流圏の気象要素の性質に 2 年の周期性があることが発見されており、最近になって QBO と関連しているらしいことがわかった。もしこのような関連があるならば、大循環のモデル化や、1 か月予報、季節予報といった長期予報に重大な意義をもつことになる。以下季節の代表的な月として 1 月、4 月、7 月、10 月を選びこれらの月の月平均地上気圧パターン、500 mb 面月平均パターン (略) などの QBO との関連についての調査概要を紹介する。なおここでは QBO の位相の決定は第 1 図のように 30 mb の風を基準にしており、

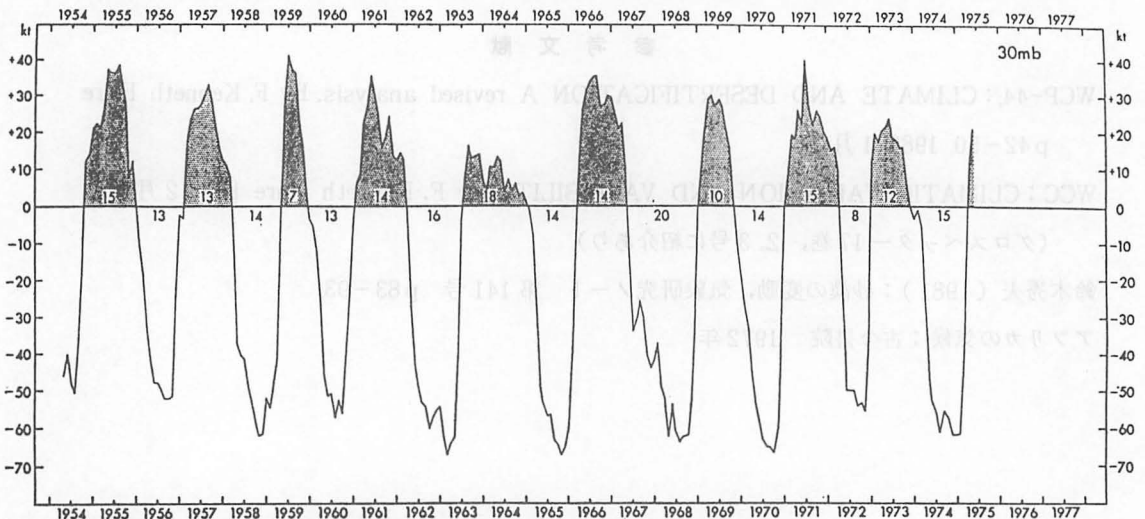


FIGURE 1—30-mb MONTHLY MEAN ZONAL WIND COMPONENTS AT CANTON ISLAND/GAN

Components towards the east are positive and stippled. Figures along the zero line indicate the duration, in months, of westerlies or of easterlies.

第 1 図

* 尾上幸喜 (福岡管区予報課)

もし成層圏の他のレベルを基準にすれば逆の位相になってしまう場合もあり得る。

1月

1954年7月から1974年7月の間、1月のQBOの位相が強いまたは比較的強い東風の年は5回ある。それは1959(52 knots), 1963(54 knots), 1966(60 knots), 1968(38 knots)そして1970(21 knots)年である。この5年の1月の資料により月平均地上天気図と月平均500mb面天気図の合成図を作成した。20年間(1951~70年)の1月の月平均地上天気図, 月平均500mb面天気図との偏差図を作成すると, 地上と500mb面ではほとんど同じパターンとなっており, 地上気圧偏差図を第2図に示す。

1月のQBOの位相がはっきりした西風であったのは1955(21 knots), 1958(13 knots), 1962(13 knots), 1967(29 knots)そして1972(18 knots)年の5回である。5年の1月の月平均天気図を作成し, 20年の1月の平均天気図との偏差図をみるとこれも地上と500mb面では似ており, 地上気圧偏差図を第3図に示す。

第2図, 第3図から, この2組の偏差図パターンには大きな違いがあり, 特に大西洋ではっきりしている。第2図では高緯度の広い範囲の正偏差域を中緯度の負偏差域がリング状に取巻いている。第3図は第2図を反転した偏差パターンとなっており, 高緯度に負偏差域が広がり, 中緯度の正偏差域がリング状に取巻いている。

2組の月平均地上天気図を見ると, QBOの位相が東風のとき, カナダ極圏に2つの高気圧があり, シベリヤ北東部とアラスカで東風の増減が大きい。アイスランド低気圧は20年平均より約5度南にずれ, 北大西洋とヨーロッパ北西部の気圧傾度が大きくなり, ヨーロッパから地中海東部に伸び



FIGURE 2—SURFACE PRESSURE ANOMALY FROM 1951-70 AVERAGE, JANUARY
Mean of five Januarys with easterly phase of QBO at 30 mb.

第2図 1月：東風のとき

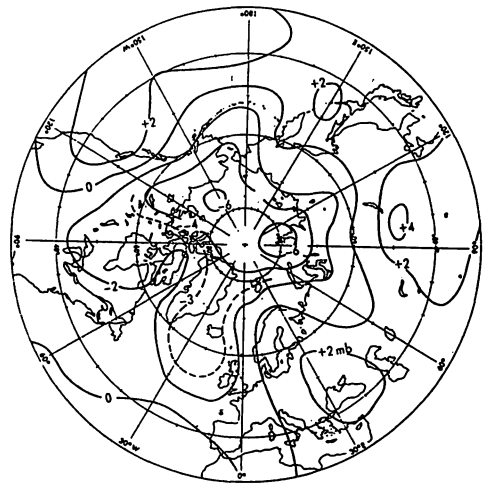


FIGURE 3—SURFACE PRESSURE ANOMALY FROM 1951-70 AVERAGE, JANUARY
Mean of five Januarys with westerly phase of QBO at 30 mb.

第3図 1月：西風のとき

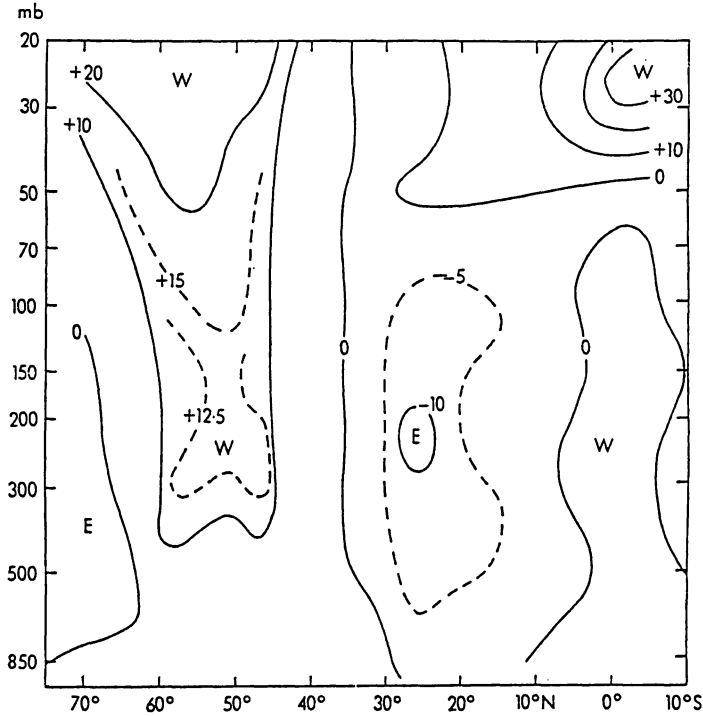


FIGURE 5—VERTICAL CROSS-SECTION AT 80°W SHOWING DIFFERENCES BETWEEN ZONAL COMPONENT DURING WESTERLY AND EASTERLY PHASES OF THE QBO AT 30 mb IN JANUARY

第4図 1月，西風—東風の断面図（80 W）
（風速はm/sec）

る気圧の谷が非常にはっきりしている。一方QBOの位相が西風の時、アイスランド低気圧は20年平均と位置はほとんど同じであるが気圧は少し低い。またアゾレス高気圧は通常の緯度帯であるが気圧は少し高い。この結果北大西洋中部とヨーロッパ北西部で西風の強さの増減が大きい。

そこでQBOの位相が西風の月の代表として1967, 1972, 1973年の1月，東風の月の代表として1966, 1968, 1970年の1月の計6か月の資料により西経80度の带状風の月平均断面図を作成してみた（第4図参照）。QBOの位相が西風の時は中高緯度の西風循環は東風の位相の時より、少なくとも西経80度では、強いことがわかる。QBOの位相が西風である1967, 1972, 1973年の1月の月平均30mb面天気図を見るとどれも強い冬の循環を示し、極うずの中心高度は22.0km以下である。QBOの位相が東風の1966, 1968, 1970年の1月の月平均30mb面天気図のパターンはバラバラで最低高度は1966年22.2km，1968年23.0km，1970年22.7kmである。QBOの位相が東風で一致しているこの3年の1月の高緯度の西風は確実に弱くなっている。もちろん成層圏天気図のサンプルがどの位相も3個だけで、はっきりした結論を出すには少なすぎる点は銘記しなければならない。それにもかかわらず成層圏の極夜ジェットはQBOの位相が西風の時強く、東風の時弱いというこ

とは興味深いことである。

断面図の示すもう一つの興味深いことは、成層圏の西風の強まりが北緯45度から50度の300mbから200mbの対流圏の強い西風と関連しているのではないかということである。この西風の強まりは相当する500mb 面天気図でもはっきりしている。500mb の最大風速の出現する平均的な緯度がこの2組の1月の間ではっきり変化しているかどうかを調査するため緯度5度、経度10度ごとの格子点の月平均風速を計算し、緯度平均したのが第5図である。北半球の緯度圏のそれぞれの月平均とその5か月の平均から、QBO の位相が西風の時最大風速の出現緯度は、1958年は第2の最大風速が北緯50

度にあって例外とし、北緯35度と45度の間その平均は35度である(第5図右側)。一方QBO の位相が東風の時最大風速は西風の位相の時より南の北緯30度と40度の間で最大は30度である(左側)。これは大西洋域の偏差の大きな違いに関連しているのではないと思われる。このことは500mb の西経60度とグリニッジ子午線間の北緯30度から60度の緯度平均風速分布(第6図)をみ

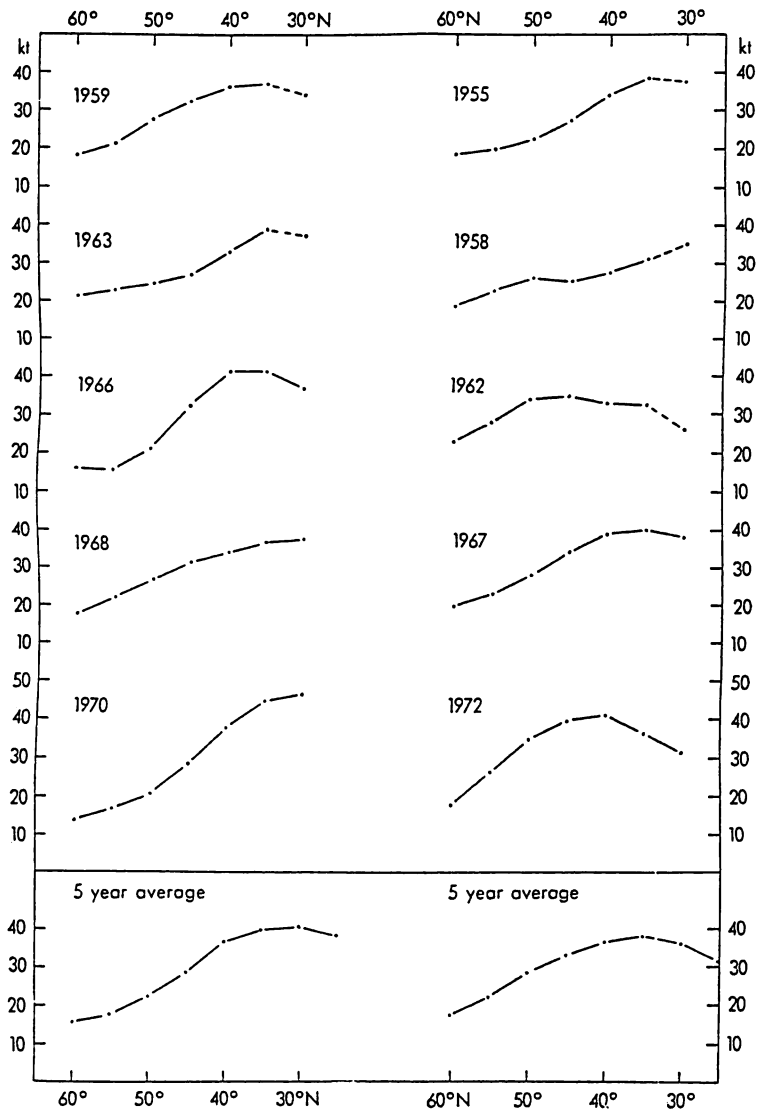


FIGURE 6—LATITUDINAL MEAN WIND SPEED AT 500 mb IN JANUARY

(a) Januarys with easterly phase of QBO at 30 mb,
 (b) Januarys with westerly phase of QBO at 30 mb.
 Wind speeds are in knots.

第5図 右側：西風
 左側：東風の場合(1月へ全球)

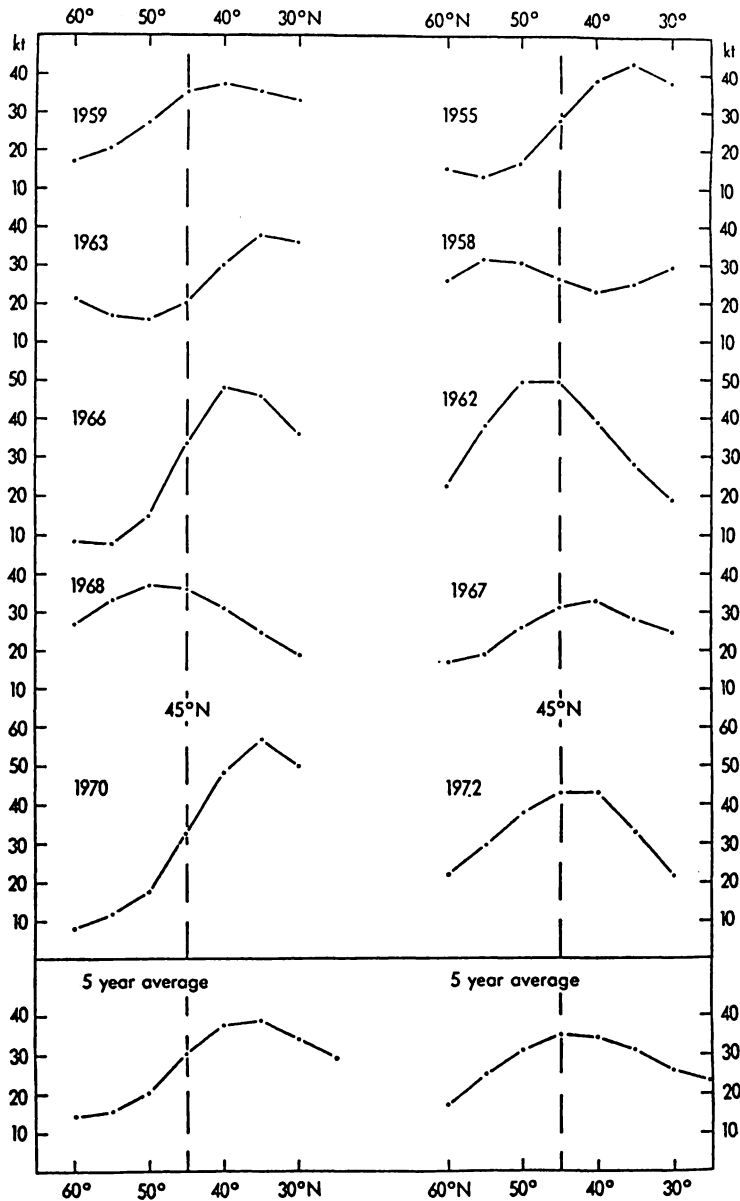


FIGURE 7—500-mb WIND SPEEDS MEANED ALONG LATITUDE CIRCLES OVER THE ATLANTIC FROM 60°W TO 0°, JANUARY

(a) Januaries with easterly phase of QBO at 30 mb,
 (b) Januaries with westerly phase of QBO at 30 mb.
 Wind speeds are in knots.

第6図 右側：西風
 左側：東風の場合（1月，0～60°W）

るとはっきりわかる。5か月平均でQBOの位相が東風（第6図左側）の最大風速の出現緯度が35度であるのに対し、位相が西風の時（右側）は45度と10度の差がある。

これらの月のイングランド中部の気温とイングランドとウエルズの降水量と日照時間のデータを調べた。対流圏のパターンが違っているにもかかわらず、この2組の5年の1月の間にはっきりした差は認められなかった*。

7月

QBOの位相が強い東風の1954(48knots), 1956(48knots), 1960(51knots), 1962(49knots), 1965(57knots), 1968(60knots), 1970(62knots), 1972(50knots)年の8年の7月, 強い西風の1955(36knots), 1957(27knots), 1959(41knots), 1961(30knots), 1966(34knots), 1969(28knots), 1971(40knots), 1973(19knots)年の8年の7月の資料を用いて1月と同様の調査をした。

地上気圧偏差図を第7図, 第8図に示す。7月の偏差の値は1月のそれに比べて小さい。また7月も1月と同様QBOの位相が東風のとき高緯度で正偏差となっている。この2組の7月の月平均天気図の違いで統計上重要である地域の中で、特に興味深いのはQBOの位相が東風のとき(第7図)負偏差の英国諸島と正偏差のカナダ北部で、QBOの位相が西風のとき(第8図)と偏差が逆になっていることである。

QBOの位相が東風のときの代表として1965, 1968, 1970, 1972年の7月, 西風のときの代表として

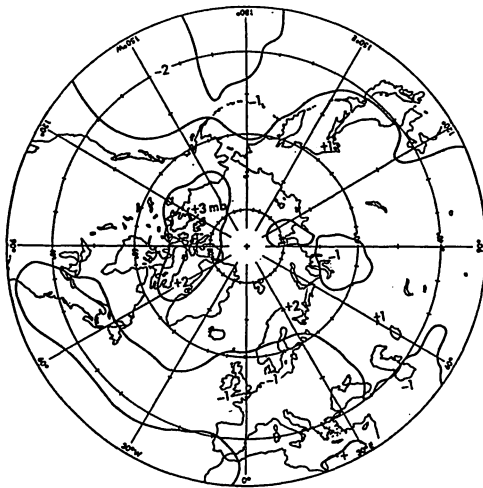


FIGURE 8—SURFACE PRESSURE ANOMALY FROM 1951-70 AVERAGE, JULY
Mean of eight Julys with easterly phase of QBO at 30 mb.

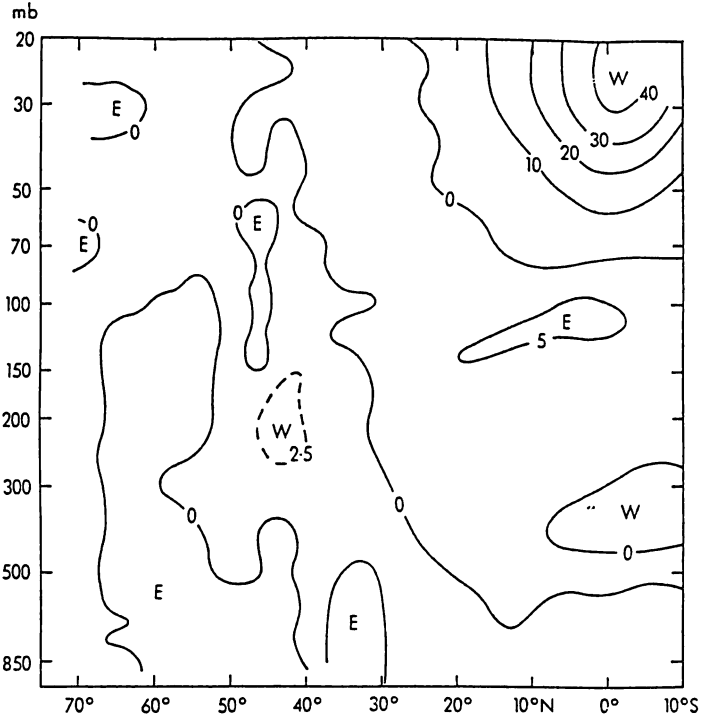
第7図 7月：東風のと看



FIGURE 9—SURFACE PRESSURE ANOMALY FROM 1951-70 AVERAGE, JULY
Mean of eight Julys with westerly phase of QBO at 30 mb.

第8図 7月：西風のと看

* 日本の冬の天候にもよい一致は認められない。東風の年の西日本の冬の気温は低い、しかし逆は成立しない。(編者)



第9図 7月，西風—東風の断面図（80 W）

1966, 1969, 1971, 1973年の7月の計8年の7月の資料により西経80度の帯状風の断面図を作成した（第9図参照）。西経80度の30 mb面では熱帯以外の風の変化は小さい。対流圏で唯一の特記すべき違いは、北緯40度から45度の250 mb～150 mbの間に現われる西風の第2の最大風速の値はQBOの位相が西風の時が東風の時より少し強いのではないかとということである。

この2組の7月の8か月平均地上天気図を見ると、アゾレス高気圧から北東に伸びる気圧の尾根の位置はQBOの位相が東風の時は西風の時より5度くらい北に片寄っている。

500 mbの緯度圏平均風速の最大値の出現緯度はこの2組の7月の間にほとんど差はなく、どちらも北緯45度である。大西洋の西経60度とグリニッチ子午線の間の緯度平均風速曲線を第10図に示す。8か月平均での最大風速出現緯度はQBOの位相が東風、西風ともに50度であるが個々の7月のグラフを見るとQBOの位相が東風の時に北緯45度と50度の間にあるのに対し、位相が西風の時は北緯50度と55度の間にある。このことは1月の場合と同じ結果でQBOの位相が西風の時は位相が東風の時より500 mbの最大風速出現緯度は北方となっている。

これら2組の年の間の差はイングランド中部の7月の気温とイングランドとウェイルズの7月の

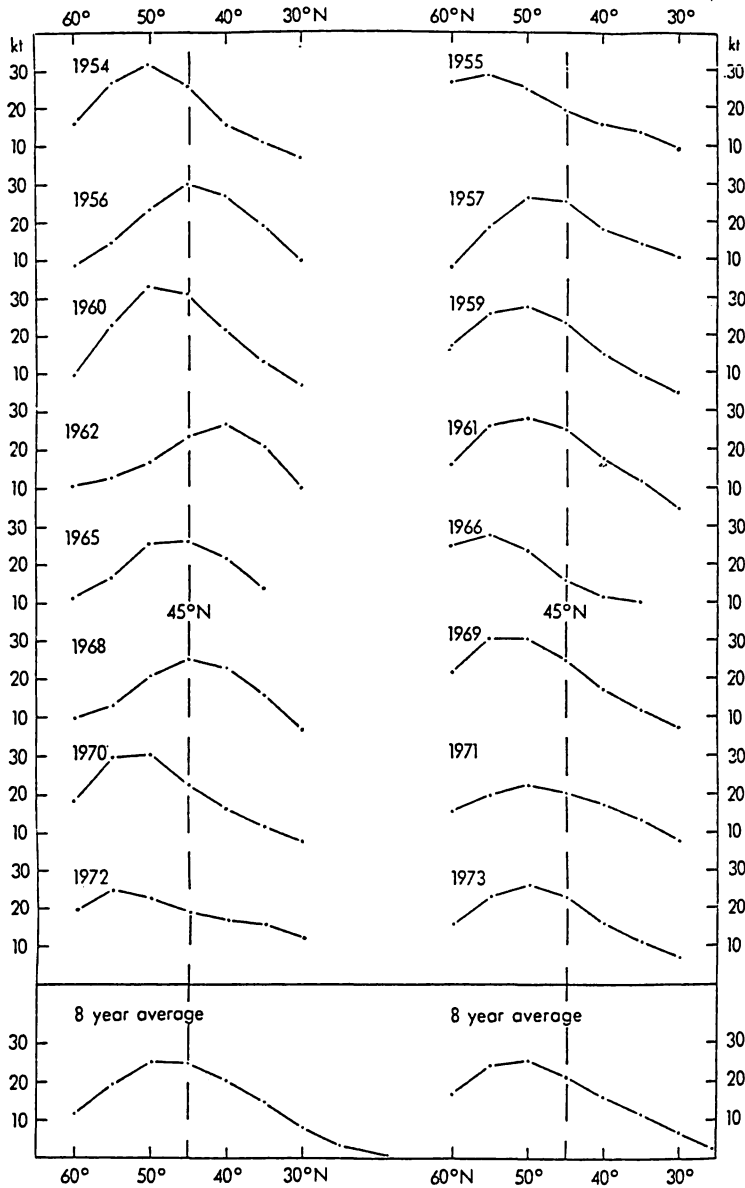


FIGURE 12—500-mb WIND SPEEDS MEANED ALONG LATITUDE CIRCLES OVER THE ATLANTIC FROM 60°W TO 0°, JULY

- (a) Julys with easterly phase of QBO at 30 mb,
 (b) Julys with westerly phase of QBO at 30 mb.
 Wind speeds are in knots.

第 10 図 右側：西風
 左側：東風の場合（7月，0～60°W）

第1表

TABLE I—TEMPERATURES FOR CENTRAL ENGLAND AND SUNSHINE FOR ENGLAND AND WALES FOR JULYS, REFLECTING THE DIFFERENCES BETWEEN EASTERLY AND WESTERLY PHASES OF THE QBO

(a) Central England Temperatures (quintiles)				1	2	3	4	5
Phase of QBO at 30 mb								
Easterly	5	2	2	0	0
Westerly	1	1	1	3	2
(b) Sunshine for England and Wales (terciles)				1	2	3		
Phase of QBO at 30 mb								
Easterly	9	0	0		
Westerly	4	0	4		

第2表

TABLE II—RELATIONSHIP BETWEEN SPRING REVERSAL OF 30-mb WINDS AT SHANWELL AND INDEX OF THE FOLLOWING SUMMER AT KEW, 1958-74

Time of spring reversal				Kew Summer Index		
				≥ 690	689-671	≤ 670
Late	0	2	5
Average	2	0	1
Early	5	2	0

日照時間の差に表われている。第1表はQBOの位相が東風である1974年を含む9年の7月と、位相が西風である8年の7月の月平均気温を5段階に、日照時間数を3段階に区分して位相別、階級別出現月数を示したものである。月平均気温はQBOの位相が東風の時9か月中7か月が階級1と2の低温の階級であるのに対し、位相が西風の時は8か月中5か月は階級4と5の高温の階級であった。また月の日照時間数はQBOの位相が東風の時は全て階級1の寡照、位相が西風の時は階級1と3に分かれている。

北半球のある地方、特にイングランド南部の夏の天気は春の高緯度の成層圏の振舞と関連があるらしいという論文がある。第2表はこのことを要約したもので、ポウルターの定義したキュウの夏指数とシャンウエル上空の30mb帯状風成分が冬の西風から夏の東風に変る春の起日との関係を示している。この表の興味深い点は7年の早い転換後の夏にこれまで極端に弱い夏はなく1972年と1974年の2回が並夏であった以外5回は全て強い夏となっている。1972年と1974年は両年とも30mbの風の春の転換は早く起っているがQBOの位相は強い東風の時で第1表から気温は低く、曇りがちの夏であったことが推測される。もし成層圏の冬の極うずの崩壊と熱帯の成層圏の風の準2年周期振動という2つの大きな現象が実際に地上の天気に影響するにしても、その貢献は別々で、

一方の現象による徴候はもう一方の現象の徴候により修正されるであろう。*

4月と10月

同じような調査が4月の場合兩位相とも7年，10月の場合兩位相とも8年についてなされた。両ケースの場合特に重要視するような差違は認められない。4月と10月の気温，降水量，日照時間についての調査でも，イングランドやウエイルズの4月と10月が暖かいか寒い，乾燥するか湿潤か，晴れがちか曇りがちかのQBOの位相の違いによる大きな差はないようである。

ここでの結果は成層圏のデータが最近の極く短い期間のものしか手にはいらないため多少仮説が必要である。それでもここで作成した図は，赤道地方の成層圏の風の完全な逆転は少なくとも真冬と真夏の中高緯度の対流圏の循環の性格を決定することを裏書している。平均図を作成するためのサンプル数が少ないため，この結果を法則としてみなすことはできない。しかしながら，データの入手期間が長くなり，我々の大循環についての理解が進むなら，成層圏のQBO，春や秋の風の反転といった主要な現象は長期予報にとって有効な要素となるであろう。

* 日本の7月の天候との対応ははっきりしない。(編者)

文献紹介*

大気—海洋相互作用と準2年周期

Air-Sea Interaction and the Quasi-Biennial Oscillation

NEVILLE NICHOLLS

Australian Numerical Meteorology Research Centre, Melbourne, Victoria, Australia

Monthly Weather Review, Vol 106, 1978, 105-108.

本文献は1978年のNoteである。対流圏内にも準2年振動が存在することが知られるようになり〔Gordon and Wells (1975), Trenberth (1975)〕, これは、成層圏の準2年振動が両圏間で互いに作用することで起こると説明されてきていた。しかし、Brier (1978) は、大気と海洋の相互作用が季節によって逆転しているような場合があるとすれば、2年振動は生じうると述べている。言い換えれば、海洋から大気への働きかけ（フィードバック）は通年負であるが、大気から海洋へのフィードバックが、ある期間負で、残りの期間正となる場合にである。

本Noteはこの考えに基づいて、インドネシアから北オーストラリア域での大気と海洋の振舞いの観測事実が、相互作用の具体例であり、更に簡単な一組の微分方程式の解の一つとして、準2年振動が再現されることを示している。以下は、本論の要約である。

一般に海面水温の変化には、海上風速が重要な要素であり、風速が大きいと、蒸発量が増え、表面混合が盛んになるので、海面水温は下がると言える。インドネシア—北オーストラリア域では、風速と地上気圧とは相関があり、季節によって変わる。ダーウィンでの例では、南半球の冬（7月）の850mb風速と、地上気圧に $r = +0.53$, 夏（2月）の950mb風速と、地上気圧には $r = -0.49$ と、季節によって相関係数の符号が反対である。この現象は年間を通して海面気圧が赤道上で最低と仮定するならば、地衡風は東風成分をもち、一方ダーウィンにおける卓越風向は冬は東風、夏は西風なので、この卓越風を地衡風がmodifyするために、夏と冬とで風速と気圧との相関係数の符号が逆転することになる。海面水温が高いことは、気圧を下げる効果があり、これは通年変わらないが、ダーウィンでの例のように、気圧が高いことは、冬には風速を大きく、すなわち海面水温を下げ、夏は逆に海面水温を上げる効果を持っていることになる。

こういった事実をふまえた簡単な方程式の組を考える。

$$\begin{aligned} dT/dt &= \alpha P \\ dP/dt &= -\beta T \end{aligned} \quad \left. \vphantom{\begin{aligned} dT/dt &= \alpha P \\ dP/dt &= -\beta T \end{aligned}} \right\} \text{(夏; 11月中~3月)}$$
$$\begin{aligned} dT/dt &= -\gamma P \\ dP/dt &= -\theta T \end{aligned} \quad \left. \vphantom{\begin{aligned} dT/dt &= -\gamma P \\ dP/dt &= -\theta T \end{aligned}} \right\} \text{(冬; 4月~11月中)}$$

ここでTはインドネシア群島域の海面水温の偏差、Pはダーウィンの地上気圧偏差、tは時間、

* 渡辺志伸（高松地方気象台予報課）

α , β , γ , θ は未定の正定数である。この式の解は、たとえば夏は $\sqrt{\alpha\beta}$ の値の大ききで様々な振舞いが考えられる。観測事実から、現実的な解を見だすために、Berlage (1957) の計算した値を用いる。25年間のデータにはTとP間で夏に+0.67, 冬に-0.83の相関がある。微分方程式の解のT, Pは一般に発散してしまうので、線型な減衰項を含ませることで定常解を得ることができる。代表的な解として $\sqrt{\alpha\beta} = 0.0175$ (/days) と置き、かつ α , β , γ , θ の大ききを等しいとした場合、図1のようになる。この解は先のBerlage (1957)の観測事実と良く合っている。また、この図で気圧偏差は、3月頃には海・気相互作用が小さくなるため符号が変わりやすく、その他の月には相互作用によって大きな偏差が生じるため翌月までも持続するということが見て取れ、Priestley (1962)の観測事実と合う。更にこの解は大気と海洋における2年周期の振動をも現わしている。ただし2年周期の位相は時として乱されることがあるので、Brier (1978)の言うように“準2年”と呼ぶ。こういった準2年振動は、オーストラリア域の大気圧に観測されている (Trenberth, 1975)。そして地球規模の大気の運動とオーストラリア域の気圧偏差に関係があることにTroup (1965)によって報告されている。それゆえ、ここで述べたような海・気相互作用は、他地域の対流圏におけるQBOの原因となっているかも知れない。

以上のように結論付けている。

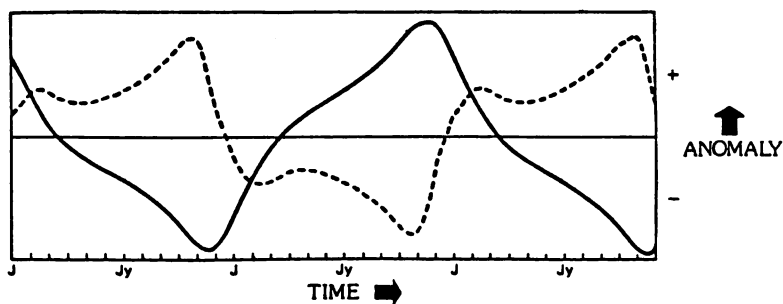


FIG. 1. Monthly averaged pressure (solid) and SST (dashed) anomalies (arbitrary units) produced by model. Marks on horizontal axis indicate each month. January (J) and July (Jy) are indicated.

図1. 月平均のP(実線)とT(点線)の模式図
横軸は月で、J (January), Jy (July)を
記してある。

文献紹介 *

準 2 年周期と大気—海洋—地表面のフィードバック過程 (抄訳)

The Quasi-Biennial Oscillation and Feedback Processes
in the Atmosphere-Ocean-Earth System

GLENN W. BRIER

Monthly Weather Review, Vol 106, 1978, 938-954.

この論文は表題のとおり、熱帯成層圏における準 2 年振動に対し、1 つの明解なモデルを提起しているもので、その部分を紹介したい。

2 年周期をもたらすフィードバック・システム

気候系は大気、海洋、雪氷圏、地殻、生物から成っている。今 簡単のため、大気を A、残りを O (海洋は他の系との相互作用やフィードバックにおいて重要な役割を果しているに違いないと言われている)、また、太陽が北半球にある時を N、南半球にある時を S で表わすことにする。このようにして、AN_t は時間 t (t = 1, 2, …… n, 年) における大気の状態を表現し、ON_t は t における海洋の状態を表現している。次の表はここで仮定している原因と結果を矢印の方向で表し、A と Q の時系列変化を表現している (第 1 表)。

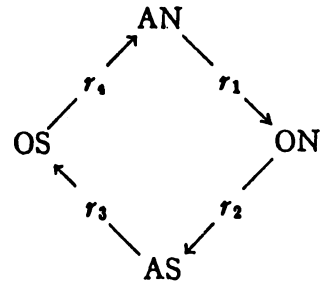
例えば、特定の季節の大気環流が海洋に影響すると仮定すると、それが次の季節には逆に大気に影響を持ち越すことができるということである。この際、大気の記憶力は海洋—地面のそれに比べて無視できると仮定している。

この過程をフィードバックの輪として表現すると、次のようなダイアグラムになる (第 2 表)。そこで、 r_i (i = 1, 2, 3, 4) は、それぞれの節における相関関係を示している。これらの積 $R = r_1 r_2 r_3 r_4$ はフィードバックの輪全体の強さを与える。このような仮定のもとでは、どれかの $r_i = 0$ ならば有効なフィードバックは存在しない、言いかえると、チェーンの強さはその中の最も弱いリンクより以上とはならない、ということである。もし、全ての $r_i \neq 0$ とすると、少し考えれば、可能な解釈は 2 つしかないことがわかる、負のフィードバックがあるか、正のフィードバックがあるかである。例えば、全ての相関が正で AN₁ が正の状態から出発するとすれば、期待される偏差パターンは次のようになる (第 3 表)。

第 1 表

	N ₁	S ₁	N ₂	S ₂
A	AN ₁	AS ₁	AN ₂	AS ₂
O	ON ₁	OS ₁	ON ₂	OS ₂

第 2 表



* 西本洋相 (大阪管区予報課)

第3表

	N ₁	S ₁	N ₂	S ₂	N ₃	S ₃	N ₄	S ₄
A	+	+	+	+	+	+	+	+
O	+	+	+	+	+	+	+	+

第4表

	N ₁	S ₁	N ₂	S ₂	N ₃	S ₃	N ₄	S ₄
A	+	+	-	-	+	+	-	-
O	+	+	-	-	+	+	-	-

しかし、もし、これらの相関関係のうち1つ（例えば r_4 ）が負ならば、偏差パターンは上のようになる（第4表）。

そこでは、NまたはSの季節それぞれについて、同一符号を示す年の間隔は2年となっている（もし、 r_4 ではなく r_1 か r_2 が負なら、偏差の符号変化はSからNの間ではなく、NからSの間になっていたであろう）。一般に、1つの相関係数が、他の3つの係数の符号と逆ならば、フィードバックは負となるだろう。ところが、偶

然の摂動により、このような完全なパターンが乱れたり、はっきりした周期が延びたりすることがある。このことは、以下の例でわかるだろう。私が第1図に示されているように、A点に向かってボートを漕いで行く場合、もし、正確に1分おきにボートの向きを変えたとすると、航路は2分間隔のジグザグとなるだろう。もし、私がたまに忘れて2分後に向きを変えたとすると、ある所のジグザグのピークは3分間隔になるだろう。この航跡を定型的なスペクトル解析にかけると、平均周期は2分と3分の間として計算されよう。航路の詳細な特徴をまとめるには、何か他のタイプの解析が必要だろう。



FIG. 1. Illustrations of quasi-periodicity in path of rowboat produced by negative feedback.

第1図

大気と海洋は、そからの相互作用も含めて、複雑なシステムを構成しており、多数のフィードバックの輪が考えられる。そのうち、いくつかは正で、いくつかは負であろう。正のフィードバックの輪は長周期のトレンドを、負のフィードバックの輪は数年周期の高周波準振動を生むと思われる。長期にわたる時系列の気象資料を解析すると、多量のノイズを含みながらも、どちらのメカニズムも機能することがわかる。ここで示されたモデルにおいて、もし、それぞれの相関係数が $r_i = 0.5$ ならば、 $R = 0.0625$ となり、予報にははなはだ有効でない。しかし、ある場合には、より大きい相関関係（ $R \approx -0.25$ ）が観測される。そして、それはチェーンの各節が $|r_i| = 0.70$ の相関があ

ることを暗示している。そして、これらのことは、物理的なそして実際的な理由において、調査する価値がある。この特定のケースに当るのが、熱帯成層圏の風におけるQBOである。

以下、Balboa (9°N, 80°W) の 50 mb 帯状風が明瞭な QBO を示し、また東西の風向変化が 16/22 の割合で S の季節から N の季節の間で起きていることも示している。さらに、 r_i として、0.93 とか 0.96 が考えられ、半年もしくはそれ以上先の帯状風の予測可能性についても言及している。

文献紹介*

北半球とユーラシアの冬季積雪面積の予報可能性について

A Possible Forecasting Technique for Winter Snow Cover
in the Northern Hemisphere and Eurasia

DONALD R. WIESNET AND MICHAEL MATSON

NOAA/National Environmental Satellite Service, Washington, D.C. 20233

Monthly Weather Review, Vol 104, 1976, 828-835.

要 旨

ユーラシアと北米における雪に覆われた範囲を測定し、1966年～75年までの衛星データにより、冬季の北半球の雪氷地図が調べられている。北米においては、この9年間雪面積の目立った増加は見られなかったが、この間ユーラシアにおいては大きな変動が見られた。

回帰分析により相関係数といくつかの式を求め、冬季の北半球における雪面積の30・60・90日間の予報に十分応用可能であることがわかった。

はじめに

北半球の雪氷地図が1966年以降衛星画像をもとにNOAA's NESSによって作られている(第1図)。WiesnetとMatson(1975)はこの9年間の記録を調べ、52N以南の大陸における月平均図を作成した。

今回の調査の目的は、各週毎の雪氷地図から編集された月平均図(第2図略)の解析をもとに、冬季の雪面積の可能な限りの予報法を提供することにある。

この9年間1967年12月と68年1月のデータを除いて、すべての月平均図が整備されている。この9年間に解析者の技術とか能力はもちろん、センサーの分析力も改良されている上に図にも幾分かの主観的なものが含まれていることになるが、週毎の図を平均化して月平均図にすることによってその主観的なものはいくらかでも少なくなることが期待できる。

12月～3月の月平均図は次のような方法で作成された。

各週毎の図の境界をオーバーレイシートを使って移動させ、各週を次々と繰り返して月の平均図の積分境界とした。図は反射の強度によって3段階、そして山岳の雪によるものが1つの計4つに区別されている。

データの質

もともになる図の質は、いくつかの要素によって影響を受けることになる。

* 村中 明(新潟地方気象台予報課)

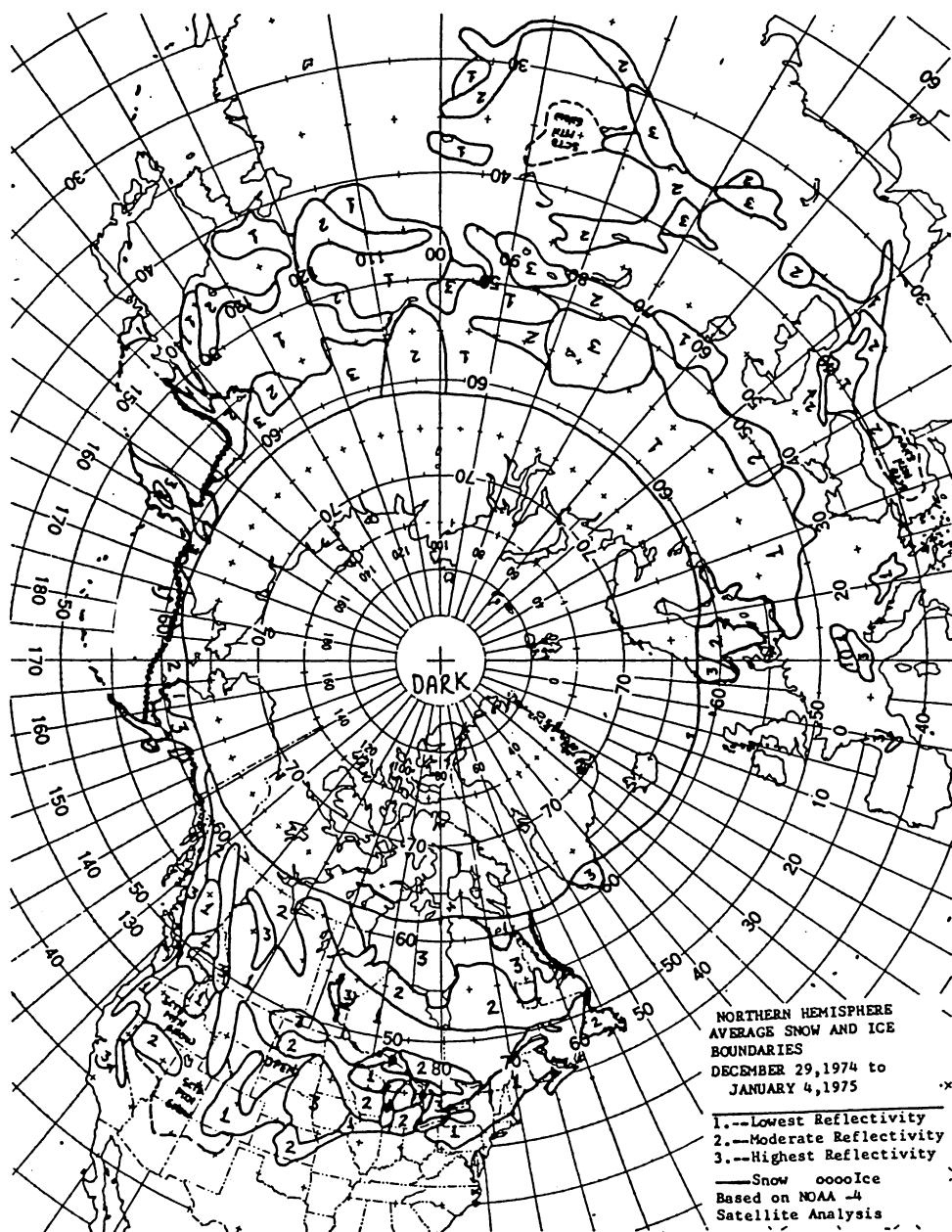


FIG. 1. Typical snow and ice chart of the Northern Hemisphere for the 7-day period 29 December 1974 through 4 January 1975 (scale: 1:50,000,000), prepared by Analysis Branch, NOAA/NES. Note the various reflectivities and the areas of scattered mountain snow. Also note the "dark" area where visible data cannot be collected during the polar winter.

第 1 图

- 1) 各週の図は何人かの解析者の主観的な解釈がもととなっている。
- 2) 衛星とかセンサーはそれぞれ異なったものであり、機械的な変化とか精度の低下等によるあらゆる要素が含まれている。
- 3) 各週の図を作った気象学者の技術も時がたつにつれて上達しているし、今日の図は初期のものに比べずっと詳細になっている。
- 4) 週のデータから月への平均化には主観的なものが含まれている。

G.J.KuklaとH.J.Kukla(1974)によればこれら原図の誤差はおよそ2%と見積もられている。また各週の雪線を決定していく上での誤差というものは、1966-70年で5-7%, 1970-73年で5%, そして1974年以降では3%と見積もられる。そして週のデータから月平均雪線を求めることによって生ずる雪面積の量的な誤差はおよそ5%である。1975年12月の各週毎の図をもとに行った誤差のテストによれば、結果は北米で2.5%, ユーラシアで1.5%であり、面積を求める段階での誤差は1~2%の範囲と思われる。

12月~3月の月平均雪面積の比較

図3に比較のために9年間の北半球の雪面積とG.KuklaとH.Kukla(1974)によって作成された6年間(1967-68年~1972-73年)の雪氷面積を示した。また北米とユーラシアの雪面積を比較したものが図4である。これによれば、北米では年々かなりの変動が見られるがその傾向ははっきりしない。北米の

雪面積に関していくつかの事実を示すと、

- 1) 1月の雪面積は1972-73年を除き12月より必ず大きい。
- 2) 2月の雪面積は1974年を除き3月より必ず大きい。
- 3) 12月と3月は変動が大きい。

北米ではこの9年間雪面積に目立った増加は見られず、雪

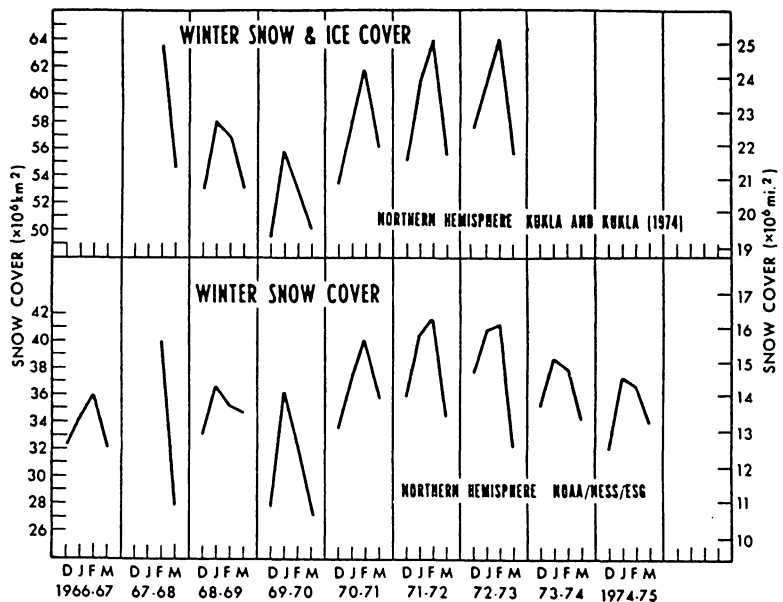


FIG. 3. Graph of total winter snow cover (North America plus Eurasia) for the Northern Hemisphere compared with total winter snow and ice cover derived from Kukla and Kukla (1974). Note the similarity of trends.

第3図

面積が最も大きかったのは1970年1月の $15.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ 、(最小は1968年の3月の $11.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ である。)

図5～8(図5; 12月, 図8; 3月略)には比較しやすいように月別の平均雪面積の変化を示す。北米においては、2月に偶数年から奇数年にかけての変化が目立ち、3月についても同じようなことが明らかである。また1月は変化のないのが特徴である。

回帰分析

データの予備的な調査から最小2乗回帰法が月の予報に有効であると判断し、まず1月を手始めに各月の調査を行った。

広大な雪の広がりには確かに地表面のアルベドを大きくし、放射による宇宙空間への長波の熱放射を増加させる。さらに雪の冷却効果はその周辺の雪のない地域にまで雨ではなく雪をもたらすことになる。

回帰分析の結果を表1に示す。

雪面積の予報

表2で示したがデータのサンプル数は明らかに少ないが、数百のサンプルを選ぶこともまた不可

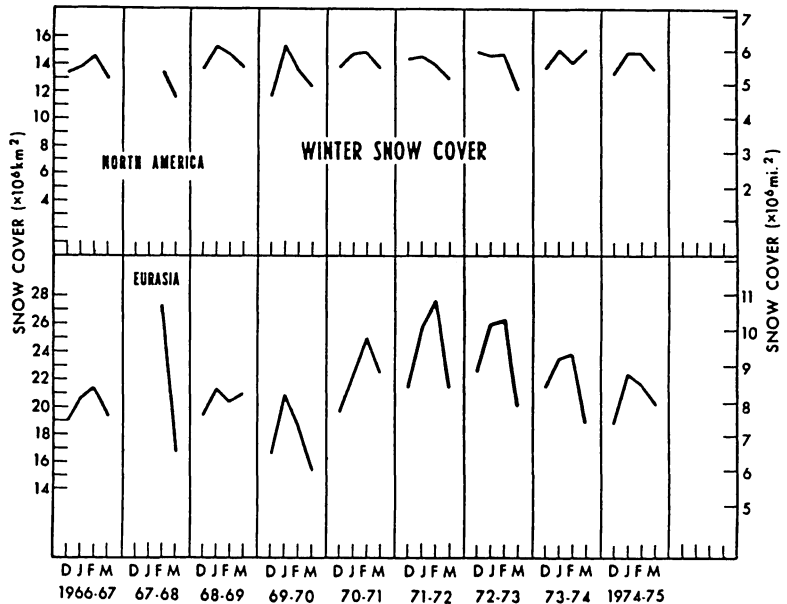


FIG. 4. Graph of winter season snow cover for North America and Eurasia, 1966-1975.

第4図

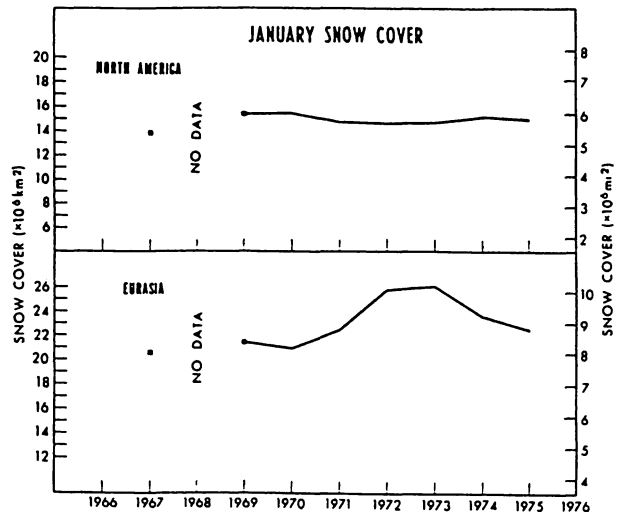


FIG. 6. Graph of January snow cover for both North America and Eurasia, 1967-1975.

第6図 1月

能である。

データ数 8, 変数 2 で相関係数 $r = 0.71$ 以上の時 95% の水準で有意。表 2 で見られる通り r にすべて 0.75 以上であり, 十分有意である。また $r = 0.83$ ならば 99% の水準で有意。表 2 から r は 2 例を除けば他はすべて 0.83 を越えている。

簡単に述べれば, NOAA の衛星画像によって求めた雪氷の地図から得たデータを用いて, いくつかの回帰式から前もって得られている雪面積をもとに雪面積の 30・

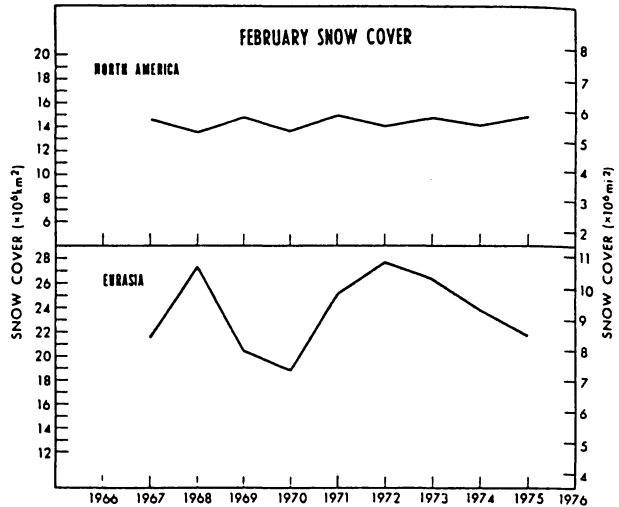


FIG. 7. Graph of February snow cover for both North America and Eurasia, 1967-1975.

第 7 図 2 月

第 1 表

Summary of regression analyses for winter snow cover in the Northern Hemisphere and Eurasia.

Period of snowcover forecast (y)	Forecast area	Source data (x)	Equation	Correlation coefficients (r)	Correlation coefficients (r ²)	Text figure no.
January	Eurasia	December snow cover	$y = 0.92x + 4.80$	0.85	0.72	9
January	Northern Hemisphere	December snow cover	$y = 0.55x + 19.39$	0.75	0.57	—
February	Eurasia	January snow cover	$y = 1.28x - 6.29$	0.89	0.79	10
February	Northern Hemisphere	January snow cover	$y = 1.11x - 4.29$	0.75	0.56	—
February	Eurasia	December plus January snow cover	$y = 0.71x - 7.10$	0.91	0.82	11
February	Northern Hemisphere	December plus January snow cover	$y = 0.59x - 3.96$	0.88	0.78	12
January through March	Eurasia	December snow cover	$y = 4.89x^{0.87}$	0.89	0.79	13
January through March	Northern Hemisphere	December snow cover	$y = 12.30x^{0.83}$	0.91	0.82	14

60・90 日予報に応用できるように思われる。

12 月の雪面積をもとに 1 月の始めに北半球の 1 月～3 月の雪面積の予報が可能である (図 8)。またユーラシアについても同じことが言える。北半球とユーラシアの 1 月の雪面積は 12 月の雪面積をもとに予報できる (表 1)。同じようは 2 月のユーラシアと北半球の雪面積は, 12 月と 1 月のデータを合わせて利用できる。ところで北米の 1 月と 2 月はほぼ一定であることから予報できるが, これらのデータからだけでは比較的一定な 1 月と 2 月を除くと, こういった単純なアプローチでは北米の雪面積の予報法はまだ十分に開発されたとは言えない。

確かに他にも衛星データはいろいろな長期予報のモデルに応用できるし、これによって雪面積もより正確に予報できる。

著者はこれらの式とグラフが季節的・半球規模の雪面積の予報への現象的にも筋の通ったアプローチ法であることを指摘したい。さらに有効な衛星のデータは、半球規模・全球規模のモデリングや熱収支の研究にも利用されている。そして他にも雪面積の状態を知ることにより、冬小麦の作柄の予測にも応用されている。

むすび

雪面積の30・60・90日といった予報技術はまだ完全には確立されていないが、その技術がしっかりと確立されたものとなれば全球あるいは半球モデルに雪面積係数（例えばManabeやHolloway 1975によって記述されたモデルのように）として用いられることによって気象学者に格好の材料を与えることになり、より優れた季節予報のためのモデルについて論ずる上でより有益なものとなろう。重要な気候的なパラメーター（この場合の雪面積のような）を監視するNOAA/NESSの衛星の能力は、季節予報や全球的なモデリングへの応用可能性といった面から証明された。衛星のセンサーを改良しさらに多様化することによって、気候のモデリングや気候変動に携わる者はますますこの種の比較的客観的なデータにたよることになる。

著者は重大な気候変動が起こったような時には、衛星が説得力のある事実を示してくれるものと確信している。

REFERENCES

- Kukla, G.J., and H.J. Kukla, 1974 : Increased surface albedo in the Northern Hemisphere. *Science*, **183**, 709-714.
- Manabe, S., and J.L. Holloway, Jr., 1975 : The seasonal variation of the hydrologic cycle as simulated by a global model of the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **80**, 1617-1649.
- Wiesnet, D.R., and M. Matson, 1975 : Monthly winter snowline variation in the Northern Hemisphere from satellite records, 1966-1975. NESS Tech. Memo. NESS 74, 19 pp.

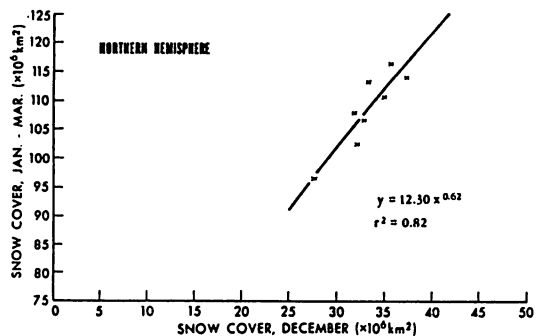


FIG. 14. Regression analysis of Northern Hemisphere January through March snow cover vs Northern Hemisphere December snow cover.

第 8 図

アメリカでの冬季積雪と短期の気候変化

Seasonal Snow Cover and Short-Term Climatic Fluctuations over the United States

JOHN E. WALSH, DAVID R. TUCEK AND MIRIAM R. PETERSON

Monthly Weather Review, Vol 110, 1982, 1474-1485.

1. 要旨

米国での積雪の年々の変動を短期の気候変化という面から検討し、次のようなことが分かった。

- ① 積雪の偏りにはかなりの持続性がある。1か月遅れ相関で西部海岸地方（ロッキー山脈以西太平洋岸一帯）の0.75からロッキー山脈風下側の0.35にわたっている。
- ② 地上気温の変動は積雪と高い相関がある。
- ③ 東部と西部での雪のアノーマリは700mbで三細胞場を伴うが、位相は逆になっている。
- ④ 700mbの大規模循環で説明できない地方気温分布のある部分は積雪の影響によるものである。
- ⑤ 地上気温への積雪の効果は晩冬に最大となる。

2. データ

解析には Weekly Weather and Crop Bulletin (WWCB) の'49/50年から'80/81年の雪のデータを用いた。これを第1図の11経度帯で2.5cm及び15.0cmの深さの緯度方向の広がりを取り、12月4日から4月2日まで1週間毎に18週間分のデータを作成した。積雪の深さは山岳地域では非常に大きな変化を示すので105°Wより西の経度帯では15.0cm以下の深さの雪のデータは含まれていない。

700mb高度は緯経度10°毎の98格子点値を1978/79年までの30冬期間、月平均気温は61観測所（第1図）の1976/77年までの28冬期間の National Center for Atmospheric

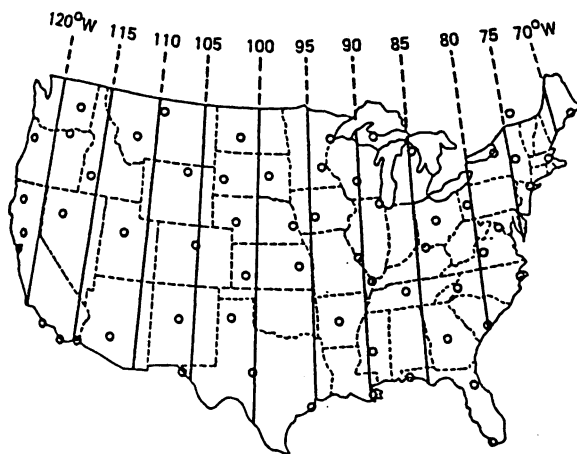


FIG. 1. Longitudes of digitized snow data (solid lines) and surface temperature stations (circles).

第1図 積雪データを用いた11経度帯と61観測所

* 好本 誠（札幌管区予報課）

Researchのデータを用いた。

3. 結果

a. 積雪の変動

2.5cm積雪(30年平均の11経度帯平均)の緯度方向の広がりには1月の半ばに“January thaw”といわれている少し積雪範囲の後退する期間がある。しかし、その前後は単調に増減しその割合はほぼ等しい。

第2図は積雪の経年変化だが、最も少雪の冬(1980/81年)も多雪の冬(1977/78年及び1978/79年)もごく最近起こっている。この全米規模での少雪はほかに見当たらないし、多雪は通常の倍も広がっている。

冬期間の雪のアノマリの持続性をみると、1か月および2か月の遅れ自己相関は太平洋側(115~120°W)と中西部(90~100°W)で持続性が強い。Chinook*により急激かつ極端な天気変化があるロッキー山脈の風下で最小を示している。11経度帯平均の1か月および2か月の持続性は0.58と0.34で、1か月の持続性は冬を通して0.53から0.63へと増大する傾向がある。また、700mb高度偏差の持続性よりは大きい、海面水温偏差のそれより小さい傾向がある。

b. 雪と気温の関係

61観測所での月平均気温と各観測所に最も近い経線にそった月平均積雪(2.5cmと15.0cmの合計)との関係が第3図である。相関係数は全観測所で負であり、絶対値が0.6をこす幅広いバンドが中部大西洋海岸からネブラスカ西部にわたって広がっている。積雪のないフロリダまで0.5をこえている。このことは明らかに東部アメリカでの豪雪の一因となるのみならず、南のフロリダまで寒気を運ぶ循環場

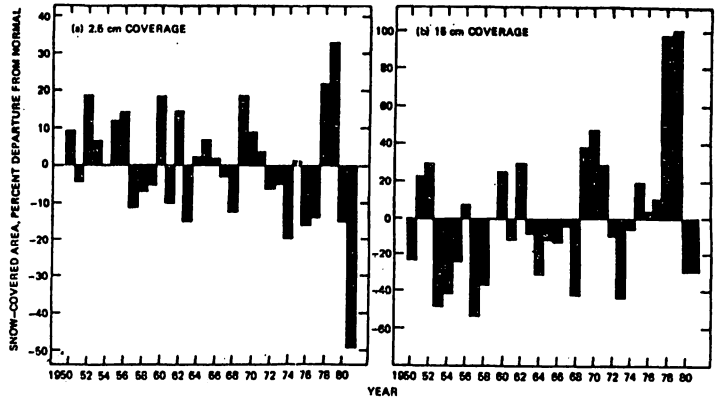


FIG. 3. Percentage departures from 30-year mean winter-averaged snow cover: (a) 2.5 cm coverage, (b) 15.0 cm coverage. Percentages are derived from sums of snow coverage in all 11 sectors.

第2図 積雪(30年平均比)の経年変化

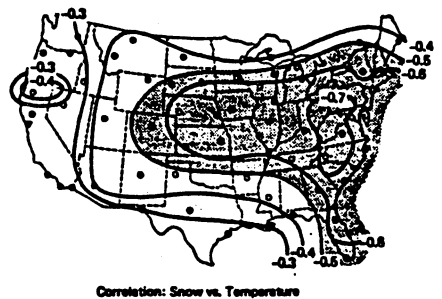


FIG. 5. Correlations between departures from monthly normal temperature and snow cover based on entire sample of 112 months. Snow cover is obtained from 5° meridian nearest to station (see text). Regions in which magnitudes of correlations exceed 0.5 are shaded.

第3図 積雪と地上気温の相関

* ロッキー地方の局地風

アメリカでの冬季積雪と短期の気候変化

Seasonal Snow Cover and Short-Term Climatic Fluctuations over the United States

JOHN E. WALSH, DAVID R. TUCEK AND MIRIAM R. PETERSON

Monthly Weather Review, Vol 110, 1982, 1474-1485.

1. 要 旨

米国での積雪の年々の変動を短期の気候変化という面から検討し、次のようなことが分かった。

- ① 積雪の偏りにはかなりの持続性がある。1か月遅れ相関で西部海岸地方（ロッキー山脈以西太平洋岸一帯）の0.75からロッキー山脈風下側の0.35にわたっている。
- ② 地上気温の変動は積雪と高い相関がある。
- ③ 東部と西部での雪のアノーマリは700mbで三細胞場を伴うが、位相は逆になっている。
- ④ 700mbの大規模循環で説明できない地方気温分布のある部分は積雪の影響によるものである。
- ⑤ 地上気温への積雪の効果は晩冬に最大となる。

2. データ

解析にはWeekly Weather and Crop Bulletin (WWCB)の'49/50年から'80/81年の雪のデータを用いた。これを第1図の11経度帯で2.5cm及び15.0cmの深さの緯度方向の広がりを取り、12月4日から4月2日まで1週間毎に18週間分のデータを作成した。積雪の深さは山岳地域では非常に大きな変化を示すので105°Wより西の経度帯では15.0cm以下の深さの雪のデータは含まれていない。

700mb高度は緯経度10°毎の98格子点値を1978/79年までの30冬期間、月平均気温は61観測所（第1図）の1976/77年までの28冬期間のNational Center for Atmospheric

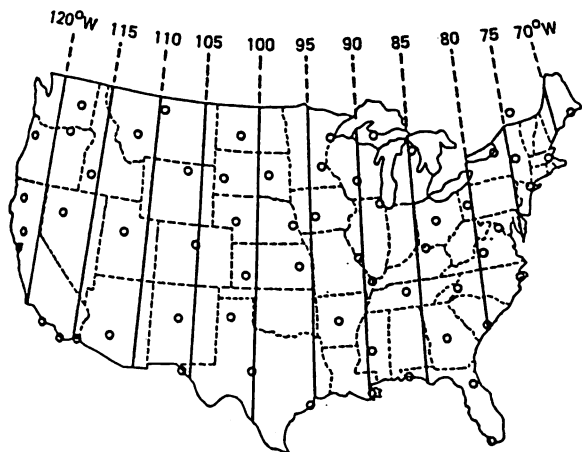


FIG. 1. Longitudes of digitized snow data (solid lines) and surface temperature stations (circles).

第1図 積雪データを用いた11経度帯と61観測所

* 好本 誠（札幌管区予報課）

Researchのデータを用いた。

3. 結果

a. 積雪の変動

2.5cm積雪(30年平均の11経度帯平均)の緯度方向の広がりには1月の半ばに“January thaw”といわれている少し積雪範囲の後退する期間がある。しかし、その前後は単調に増減しその割合はほぼ等しい。

第2図は積雪の経年変化だが、最も少雪の冬(1980/81年)も多雪の冬(1977/78年及び1978/79年)もごく最近起きている。この全米規模での少雪はほかに見当たらないし、多雪は通常の倍も広がっている。

冬期間の雪のアノマリの持続性をみると、1か月および2か月の遅れ自己相関は太平洋側(115~120°W)と中西部(90~100°W)で持続性が強い。Chinook*により急激かつ極端な天気変化があるロッキー山脈の風下で最小を示している。11経度帯平均の1か月および2か月の持続性は0.58と0.34で、1か月の持続性は冬を通して0.53から0.63へと増大する傾向がある。また、700mb高度偏差の持続性よりは大きい、海面水温偏差のそれより小さい傾向がある。

b. 雪と気温の関係

61観測所での月平均気温と各観測所に最も近い経線にそった月平均積雪(2.5cmと15.0cmの合計)との関係が第3図である。相関係数は全観測所で負であり、絶対値が0.6をこす幅広いバンドが中部大西洋海岸からネブラスカ西部にわたって広がっている。積雪のないフロリダまで0.5をこえている。このことは明らかに東部アメリカでの豪雪の一因となるのみならず、南のフロリダまで寒気を運ぶ循環場

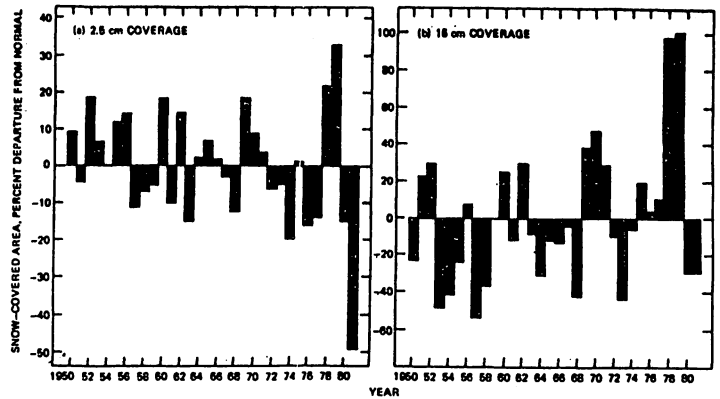


FIG. 3. Percentage departures from 30-year mean winter-averaged snow cover: (a) 2.5 cm coverage, (b) 15.0 cm coverage. Percentages are derived from sums of snow coverage in all 11 sectors.

第2図 積雪(30年平均比)の経年変化

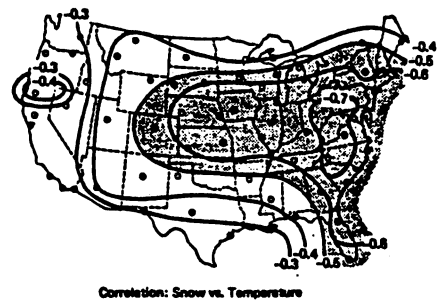


FIG. 5. Correlations between departures from monthly normal temperature and snow cover based on entire sample of 112 months. Snow cover is obtained from 5° meridian nearest to station (see text). Regions in which magnitudes of correlations exceed 0.5 are shaded.

第3図 積雪と地上気温の相関

* ロッキー地方の局地風

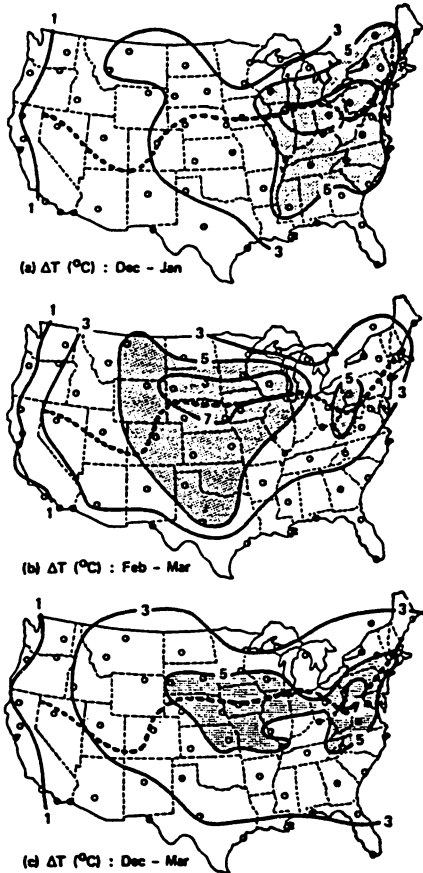


FIG. 6. Composite differences between monthly temperatures ($^{\circ}\text{C}$) during the three months of least snow and the three months of most snow at 5° meridian nearest to each station. Contoured fields are means of temperature differences for (a) December and January, (b) February and March, (c) all four months, December-March. Normal (1949-79) positions of snow edges are shown by dashed lines.

第4図 多雪年と少雪年の温度差

局地的に通常より低い(高い)高度場を伴っており、両月ともNorth Pacific-North American テレコネクションパターンの特徴的な3細胞を示している。東部アメリカでの積雪は局地的な高度と同様に北太平洋の高度場と高い相関があるという事実はこのテレコネクションパターンが短期間の気候変化の重要性を支持している。

次に、700mb 高度場と西部アメリカ (120°W) の積雪が先行する場合の遅れ相

によるものである。

多雪年と少雪年それぞれ3年ずつの気温の合成図の差を見たのが、第4図である。 5°C をこす温度差は、1,000 km 以上の距離にわたって見られる。雪と気温の相関と同じく、温度差の大きい部分は冬の間に西へ移動する傾向がある。晩冬の積雪は大陸内陸部での気温に大きな効果を持ち、雪がない場合はこの部分では晩冬から初春の昇温は通常最も急速だからである。

c. 雪と高原の関係

月平均700mb 高度 ($30\sim 70^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\text{W}\sim 160^{\circ}\text{E}$ の98格子点)と1経度帯での2.5cmの積雪との同時および遅れ相関を見た。第5図は 80°W の積雪と12月および2月の700mb高度との同時相関である。正(負)の雪のアノーマリは明らかに

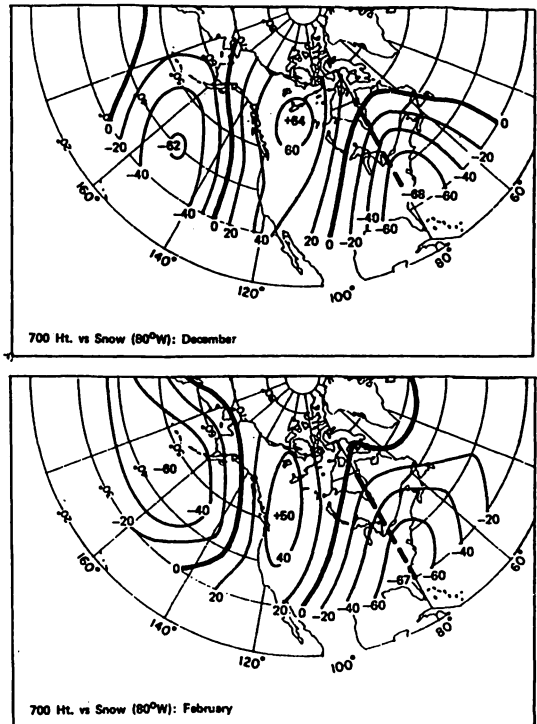


FIG. 7. Correlations ($\times 100$) between departure from normal 700 mb height and latitudinal extent of snow cover at 80°W (dashed line) for December (upper figure) and February (lower figure). Extent of snow is averaged over all weeks of appropriate month.

第5図 700 mb 高度と 80°W での積雪の相関

関を見ると、積雪が高度に先行する場合よりも高度が積雪に先行する場合の方が相関係数は大きい。また、第7図とは位相が逆であるが、3細胞パターンが現れた。値は小さいが、最後の週の積雪の分布が翌月の700 mb 高度場の循環に何らかの物理的つながりがあることを表している。

d. 回帰分析

地上気温と700 mb 高度場は月の気候変化の診断また予報の研究の基礎となる。これら両者の場は積雪の分布と同様に重要な関係がある。

地上気温のような量を説明する診断、予報変数としての積雪の潜在的有用性を評価するために、アメリカでの地上気温と積雪および北アメリカ～北太平洋での700 mb 高度場で回帰分析を行った。データを圧縮するために、700 mb 高度の経験的直交関数 (EOFs) で展開する。第6図は計算された EOFs 98 のうち最初の4つを示しており、 $H_1 \sim H_4$ は典型的な定常波の大きなスケールの姿を表わしている。 $H_1 \sim H_4$ は各々3つのアノマリセンターを含んでいる。 H_1 は基本的には高度偏差場の南北の傾を示している。 H_1 が正の時は西風が強化されたが、jet stream が強化されたことを示す。 H_2 と H_3 はそれぞれ3細胞のアノマリを持ち、North Pacific-North American テレコネクションパターンを暗示している。 H_4 も同じテレコネクションパターンだが経度で $20 \sim 30^\circ$ 位相がずれている。 $H_1 \sim H_4$ は全分散の63.5%を説明している。以下の回帰分析では $H_1 \sim H_8$ を用いる。これらは全分散の80.3%を説明する。

61の観測所で $H_1 \sim H_8$ の係数の線形結合としての月平均気温からの偏りを表わすために線形多重回帰分析が行われた。回帰により説明される温度分散の標本から得られた ρ は Wherry の公式を適用することにより母集団の ρ に変形される。

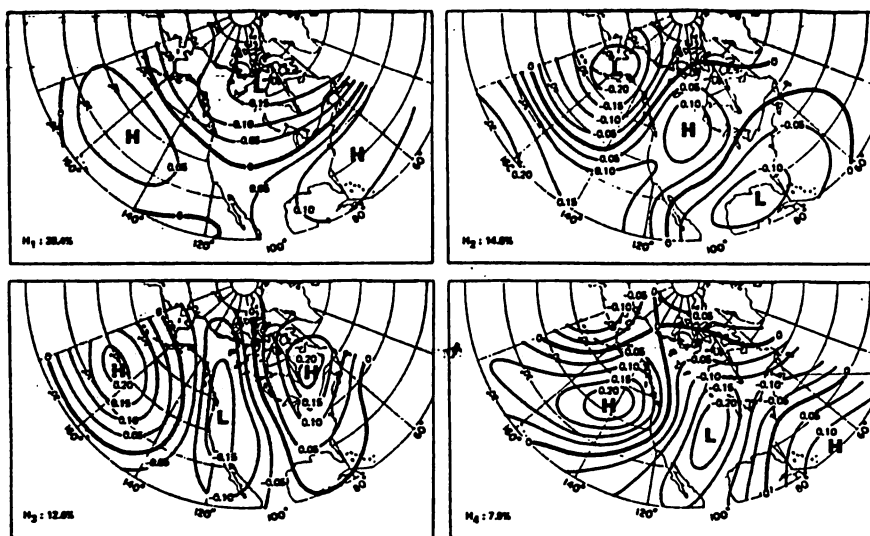


FIG. 9. The first four EOFs of 700 mb height based on normalized departures from 30-year means for appropriate month and grid point.

第6図 700 mb 高度の経験的直交関数

$$\rho = \rho_0 + \frac{M}{N-1} (1 - \rho_0)$$

Mは説明変数の数、Nは標本の大きさである。

$H_1 \sim H_8$ の係数と112か月分の月平均気温の回帰から得られた ρ_0 の分布(第7a図)と積雪を第9番目の説明変数として加えた場合の ρ_0 の分布(第7b図)である。雪を加えることにより ρ_0 は全体に大きくなり、オハイオ溪谷や五大湖南部付近で0.7~0.8に達する。両者の差は月平均気温の分散に対する積雪の寄与(Δ_s)とみなせる。この Δ_s は西部大草原地帯から東海岸まで東西の広いバンド状で0.1をこす。一般に積雪の境界からはるかに離れている南部ではほんの少ししか寄与していない。また、西部でも小さく地勢のこぼこによる制約を受けている。雪による寄与 Δ_s は冬の間増大する傾向がある。この季節的傾向は入射してくる太陽放射が大きくなるにつれ、雪は月平均気温により大きな効果を持つことを意味している。

次に、説明変数に気温を加え1か月遅れの ρ_0 を見ると第10図よりかなり小さく、雪を加えることによりやや値は大きくなる。 Δ_s はアメリカ東北部で0.05~0.15位が見られ、ここでも雪による寄与 Δ_s は一般に冬の間増大する。この Δ_s も前月末の積雪のかわりに前月平均の積雪を用いると消えてしまう。

4. まとめと結論

アメリカでの積雪は地上気温と700mb高度場の変化を伴い、かなり年年の変化をする。地上気温の変動は西部大草原地帯から中部大西洋岸までの幅広い東西のバンドで積雪と高い相関がある。雪の1か月持続性の経度分布はKleinの示したアメリカでの冬期気温の持続性と定性的に似ている。地上気温と積雪の変化は変わりやすい大規模スケールの循環の結果と見られるが、これにより説明

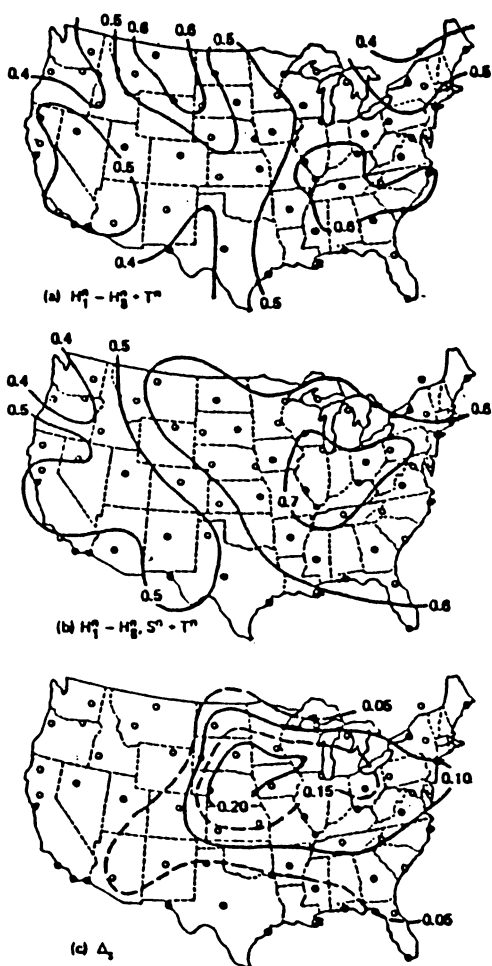


FIG. 10. Fractions of monthly temperature variance described by regression onto (a) coefficients of first eight patterns (H_1-H_8) of 700 mb height during same month, and (b) H_1-H_8 and extent of snow S at nearest 5° meridian during same month. Increment Δ_s of described fraction of variance achieved by inclusion of snow is shown in (c). Variance fractions have been reduced by estimated values of artificial skill and are based on data for all months, December-March.

第7図 回帰により説明される月平均気温の分散の割合

できない気温の分散の一部は積雪によるものであることを示した。積雪の境界においてこの寄与率は同月の気温の分散の10～20%、翌月では5～10%である。遅れ関係に内在している予測可能性はあまり大きくなく。基本的には翌月の初めの部分に限られるようである。積雪の予測可能性を従属変数とみなすと、二つの方法に区別される。一つには通常の通常の積雪からの偏りの持続性はアメリカの全ての経度帯で0.35～0.75とかなりなものである。それゆえ持続性のみで説明できる分散の割合は0.1～0.56である。第二に、積雪の変動を伴う700mb 3細胞テレコネクションパターンは積雪の予測の間接的方法を提供する。例えば、このテレコネクションパターンはSouthern Oscillationの部分であることは明白であり、大規模な雪の変動の分散の実質部分がSouthern Oscillationやその他のプラネタリースケールのシグナルを伴っていることが示されるならば積雪の持続性から引き出される予測可能性を補うことができるかもしれない。

編集あとがき

★ 一時大雪だったこの冬、昨年の大寒冬と比較するとやはり「平年並の変動型」というところに落書きそうです。

★ 暖候期予報発表もすんで、長期予報課ではほっと一息というところです。今年は平穏な年であってくれればと願っている。しかし昨今の1980年代は夏も冬も南北流型循環がふえています。その上今年、比島方面で干天・少雨の話があり、この方面の今後の監視が重要になってきそうです。

★ グロースベッター第2号をおくります。90ページの大部にふくれ上がりました。

研究所の木田さんには天候や気候に影響があると考えられている成層圏の火山灰について地球規模の拡散に重点をおいて書いて頂きました。また村上さんには最近にわかにクローズアップされてきた熱帯地方の30～40日の周期変動を全球的な立場から論じて頂きました。昨年、現場でも現状認識に重要なことがわかってきました。田宮さんの論文は夏(1984年)とともに冬の温度場の理解に示唆を与えるものでしょう。

★ 柳原さんからは講演の原稿を、平沼さんには今日的な問題をまとめて頂きました。共にこの方面の関心のある方は興味あるものです。

★ WMO/CAS, Long Range Forecasting Research Publication series No 3 (1984) が送られてきました。この中の引用文献のうち、5編ほどを選んで、尾上さん、渡辺さん、西本さん、村中さん、好本さんに紹介して頂きました。お忙がしいところ有難うございました。

(編集委員、久保木、河原、伊藤)

