

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

グロースベッター

第 26 巻 第 1 号

論 文

アフリカ熱帯多雨林伐採が大気に及ぼす影響

— 土壌水分及びアルベドの変化に対する応答の数値実験 —

………… 鬼 頭 昭 雄 ……… 1

文献紹介

極域の海水が夏の北太平洋西部の亜熱帯高気圧に及ぼす影響について

………… 青 木 孝 ……… 30

報 告

長期予報に関する第 2 回 WMO ワークショップに参加して……

露 木 義 ……… 38

熱帯海洋と気候変動に関するシンポジウム

(WCRP/TOGA シンポジウム) ……… 上 野 達 雄 ……… 46

気候系監視報告の創刊について …………… 渡 部 文 雄 ……… 49

1987 年 10 月

L. F. グ ル ー プ

アフリカ熱帯多雨林伐採が大気及ぼす影響

— 土壌水分及び地面アルベドの変化に対する応答の数値実験 —

気象研究所気候研究部 鬼頭 昭雄

1. はじめに

熱帯域を中心に世界的規模で森林が減少しつつある。アメリカ合衆国政府がまとめた「西暦 2000 年の地球」(1980)によると、1950 年代に世界の陸地の 1/4 以上を占めていた森林が、現在では 1/5 になっており、西暦 2000 年には 1/6 にまで減少すると予測されている。本報告では熱帯多雨林について簡単に触れた後、気象研究所大気大循環モデルを用いてアフリカ熱帯多雨林伐採を念頭において行なった地表面状態に対する感度実験 (Kitoh et al., 1987) について紹介する。

2. 熱帯多雨林

赤道沿いの一年中高温でかつかなりの量の降水がある地域、すなわちアマゾン流域を中心とする中南米、インドネシアやニューギニアを中心とする海洋大陸 (maritime continent) 及び赤道アフリカ地域では、植物の生活活動に対して温度も水も不足することのない高温湿潤地帯となっており、常緑広葉樹林である熱帯多雨林 (tropical rain forest) が存在する (リチャーズ, 1978 ; 小川, 1974 ; 吉良, 1983)。植生にもとづいて気候区分を行なった Köppen の気候図で熱帯多雨林気候 (Af) と分類されていることはよく知られているとおりである。

熱帯多雨林の面積は Woodwell et al. (1978) によると $17 \times 10^6 \text{ km}^2$ で陸地面積の 11 % にすぎないが、biomass の量は炭素に換算して $344 \times 10^{15} \text{ g}$ で全生態系の 40 % を占めている。又物質代謝に果たす役割も格段に大きい。更に熱帯多雨林を含む全熱帯林には世界中の動植物種の約 40 % が存在するといわれている。

この地球上の生物の生存環境の維持に大きい役割を果たしている熱帯多雨林がどの地域においても急激な破壊にさらされている (Salati and Vose, 1983)。温帯林も含めての森林は 1950 年には全陸地の 1/4 を占めていたが、現在では 1/5 になっており、現在も 1 分間に約 20 ha から 40 ha の森林が消失しており西暦 2000 年には 1/6 になろうと予測されている (「西暦 2000 年の地球」, 1980)。

これは 1 年間に 1000 万～2000 万 ha ($0.1 \sim 0.2 \times 10^6 \text{ km}^2$) に相当し、日本の全面積が 3700 万 haであることを考えるといかに巨大な面積であるかが分かる。森林伐採は東南アジアでは主に木材を伐り出す目的で、中南米では放牧用の土地を安く確保する目的で土地が切り開かれているといわれる。後者は最終的に先進諸国のハンバーガー用の牛肉を提供するために使われることから、「ハンバーガー・コネクション」として悪名高い (Myers, 1986)。しかし全体的には世界の絶対的貧困層による薪炭確保に起因するものが多く、「北」と「南」の富・資源のアンバランスが原因と考え

られる(石, 1985; 神足, 1987)。

では生態系に対して森林の破壊はどのような影響を及ぼすと考えられているのだろうか。まず土壌中へ浸透する水分の減少と土壌流出量の増加が起こる。アマゾン上流部での洪水を植生変化のためだとする報告もある(Gentry and Lopez-Parodi, 1980, 1982)。植生による保護がなくなるため土壌侵食率はケタはずれに増加し、その違いは熱帯においては1000倍にも達する。パナマにおける森林伐採は降水による土壌侵食をもたらす、パナマ運河の主要部を構成しかつ閘門の水がめでもあるGatun湖に年に50万トンの土壌が流れ込み貯水容量が減少している(Time, 1987)。又森林伐採効果による蒸発散の減少のため年降水量もパナマ中央部で20世紀初頭に比べ10%減少したという。これらが相まってパナマ運河の将来に暗雲を投げかけている。

熱帯多雨林は雨の多く降る地域で生育する故の命名であるが、その名のごとく森林内部では水蒸気量が豊富であり森林火災はほとんどおこらない。しかしところどころで伐採され一次林が二次林に移行すると植生は熱帯サバンナの態を示し火災に対して弱くなる。1983年ボルネオ島東部で350万haに及ぶ大規模火災が発生したが原因は伐採跡地や二次林との混在にあるといわれている。

遺伝資源に対する熱帯の森林伐採の影響ははかりしれない。Wilson (Beardsley, 1986)によると生物の種は500~3000万種にもものぼると推測されているがそのうち分類されているのは170万種にすぎない。性質の分かっていない植物種の多くが人類に知られることなく消滅している。熱帯の深い森林の中で人類にとってどのような益をもたらすか調査のメスが入らないまま種が失われていく危険が大きいのである。生態系にとっての森林伐採の影響は要約すると遺伝資源の消滅、土壌侵食そして水資源の減少ということになる。

気候に対しては大気中のCO₂の増加、エネルギー収支の変化が大きい。

熱帯多雨林は先にも触れたように地上の炭素の大きなreservoirでもある。マウナロアを始めとする世界各地で測定された大気中のCO₂量の時間変化から明らかにbiotaに起源を持つ一年周期成分(晩夏に最小、晩冬に最大)があり、植生が短期的なCO₂量の変動に大きな影響を持っている事を示している。

Bolin (1977) や Woodwell (1978), Woodwell et al. (1978, 1983)によるとbiotaはCO₂のsinkではなくsourceであるとされている。量的には化石燃料の燃焼によるCO₂増加分の1/6程度とするものから同程度とするものまで(Woodwell et al., 1978)データの不確かさのため巾があるが、気候に対する長期的影響としてはこの点が一番大きいだろう。又放射に強く影響するエアロゾルについても森林伐採や火災に起源をもつものが多い(Seiler and Crutzen, 1980)。

森林の水循環に対する主要な役割は降水のreceptionとdisposalである。森林は水の遮断と再蒸発によって最大の表面積を持っており、太陽放射の効率的な吸収体でもある。これらのことから植生を変えると、地面アルベドや流出量に影響を及ぼし顕熱と潜熱フラックスの比(Bowen比)を変え、地表風を変化させ局地循環が影響される。地表面状態の変化が大気にどのような影響を及ぼす

のか、これまでに行なわれた数値実験について次節で見ている。

3. 地表面状態が大気に及ぼす影響についての数値実験

植生は地面アルベド、土壌・植生系の容水量、植物の根を通して蒸発散に関与しうる土壌水分の有効深さ、地面粗度などに影響するので、これらの変化を通じて地表面だけでなく大気（局所的あるいは地域的）エネルギー収支・水収支に影響を及ぼす。

アルベドに関して行なわれた研究については Henderson-Sellers and Wilson (1983) のレビューに詳しい。又 Mintz (1984) は地面アルベドと土壌水分の変化に対する大気の応答についての GCM 実験についてレビューした。それによると地面アルベドの増加や土壌水分の減少はともに降水量の減少を一般的に伴う。同一モデルを用いて地面アルベドと土壌水分のそれぞれの役割を調べる実験が, Sud and Fennessy (1982, 1984), Rind (1984), Cunningham and Rowntree (1986) によって行なわれた。Sud and Fennessy (1984) は半乾燥地域の 7 月の気候に対する地面アルベド増加と土壌水分減少の効果を調べた。前者は下降流と地面付近での発散を作り出すこと、後者は高い地面温度、上昇流、水蒸気収束を作り出すことを明らかにし、両プロセスの働きが逆であることを示した。Rind (1984) は GISS・GCM (Hansen et al., 1983) を用いて両プロセスの効果は同程度の大きさだが、場所によってその相対的重要性が異なることを示した。

熱帯多雨林伐採に焦点を当てた GCM 実験には、Henderson-Sellers and Gornitz (1984), Wilson (1984), Dickinson and Henderson-Sellers (1987) がある。Henderson-Sellers and Gornitz (1984) はアマゾン熱帯多雨林が草原に変わったとして、地面粗度、植物の根の深さ、土壌の最大有効水分、地面アルベドを変化させた。その結果降水量、蒸発散量、雲量が減少したが、後二者の補償作用により地表気温の変化は無視できるとしている。又彼らは Hadley 循環や Walker 循環に重要な応答は検出していない。Wilson (1984) は UKMO・GCM を用いて全熱帯の熱帯多雨林を草原に変えた実験を行なっているが、気温変化は変動が大きく組織的な変化は見出さなかった。Dickinson and Henderson-Sellers (1987) は NCAR・CCM + BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme) を用いアマゾン熱帯多雨林伐採実験を行ない、顕著な気温増加を検出した。森林伐採領域における降水量・蒸発散量の減少については三者とも共通しているが、その領域を越えた応答等について一致した結論は得られていない。

以上のように熱帯多雨林伐採による大気への影響について焦点を当てた実験は多くない。又熱帯多雨域で地表面状態変化の各プロセスの役割についても十分に調べられていない。以下 MRI・GCM-I を用いてアフリカ熱帯多雨林の地面アルベド増加、土壌水分減少が大気に及ぼす影響についてのその相互の役割や、Hadley 循環や Walker 循環に変化はあるのか、もしあればどのようなものかについて調べた結果について報告する。

4. モデルと実験の概要

実験に用いたモデルは気象研究所大気大循環モデル (MRI・GCM-I) である。水平解像度は東西 5° 、南北 4° 、鉛直方向は5層で100 mbにtopを持つ。モデルについてはグロースベッター18巻1号 (時岡他, 1980) や気象研究所技術報告第13号 (時岡他, 1984) にあるのでそれらを参照していただきたい。ここでは後の議論に必要なモデルの地表面でのエネルギーと水収支について簡単に述べる。なおこれらについては片山 (1978) の解説が詳しく触れている。その後10年間に地表面に関するパラメタリゼーションも進歩し、植生をもパラメタライズするSiBモデル (Sellers et al., 1986) やBATSモデル (Dickinson et al., 1986) が発表され、それぞれ米国メリーランド大学GCMやNCAR・CCMに組み込まれているが、我々のものは片山 (1978) の解説時点のレベルである。

さてモデルの地表面でのエネルギー・水の収支は以下の式で表現される。

$$C \partial T_g / \partial t = R_s - R_L - F_s - F_w + H_i$$

$$\partial W / \partial t = P_r - E - R + S_m$$

$$E = \beta E_p$$

$$\beta = \min(1.0, r \text{GW})$$

$$r = 2$$

$$GW = W / W_{\max}$$

$$R = (P_r^3 + D_w^3)^{1/3} - D_w$$

$$D_w = W_{\max} - W$$

ここで T_g は地面温度、 C は地面のバルク熱容量、 R_s は地表面で吸収される太陽放射フラックス、 R_L は正味上向き地球放射フラックス、 F_s は顕熱フラックス、 F_w は潜熱フラックス ($F_w = L E$ 、 L は水蒸気潜熱)、 H_i は融雪や海水からの熱伝導、 W は有効土壌水分、 P_r は単位時間当たりの降水量、 E は蒸発散量、 R は流出量、 S_m は融雪量、 β は蒸発散効率、 E_p は蒸発散能、 GW は ground wetness、 $W_{\max}$ は最大有効水分、 D_w は土壌乾燥度である。

本来 $W_{\max}$ や r の値 (或いは β を決める関数形) は土壌の性質によって異なるものであるが、コントロール・ランでは陸地上どこでも一様に $W_{\max} = 15 \text{ g cm}^{-2}$ としている。土壌水分の予報式は一般に bucket model と呼ばれるもので Manabe (1969) が採用した簡単な方法である。但し流出量は観測に基づいて土壌の乾燥度を考慮して決める。そのため流出量は降水強度と土壌乾燥度の関数となっている。降水がなければ流出は無く、土壌が水分で飽和していれば ($D_w = 0$) 流出量と降水量は等しくなる。その中間の場合には土壌が水分で飽和していなくても ($D_w \neq 0$) 流出が起き、降雨強度が強い程流出量は多くなる。

ランは4通り行なった。それぞれ1984年5月1日00Zの気象庁数値予報課全球解析値を初期値とし、季節変化・日変化の下で8月末まで4ヶ月間積分した。以下では主に6月から8月までの3

ヶ月平均値について比較する。

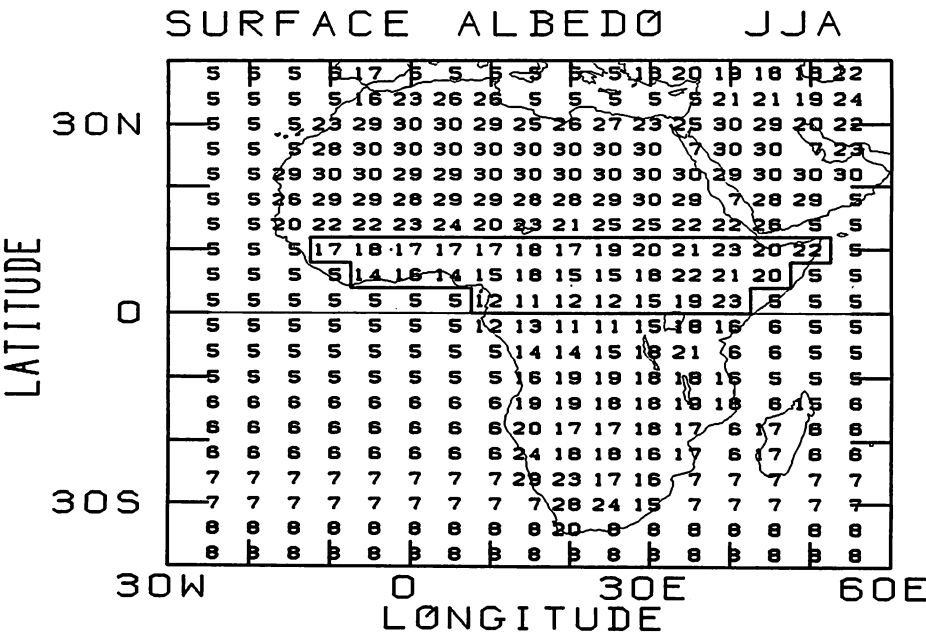
ランC（コントロール）はWmax として陸地上一様に 15 gcm^{-2} を与え、地面アルベドは Matthews（1983）のアルベドをグリッド毎に季節変化する境界条件として与えた。第1図に6～8月の3ヶ月平均した地面アルベドをアフリカ周辺について示した。Matthews（1983）は全地球上の陸地を $1^\circ \times 1^\circ$ について植生状態を種々の文献から決定し、その植生に対応する地面アルベドを1, 4, 7, 10月について決めている。我々はその $1^\circ \times 1^\circ$ メッシュのアルベドを $5^\circ \times 4^\circ$ グリッド内で平均して用いている。なおMatthews（1983）のアルベドは陸地上（かつ雪のない裸地）でのみ与えている。そこで海面のアルベドは Posey and Clapp（1963）を用いた。又雪氷上のアルベドは

$$\alpha_s = \min (0.85, 0.7 + 0.15h)$$

に従った。ここでhは地面の海拔高度（km）である。

第1図で太線で囲ったアフリカ大陸 $0^\circ \sim 12^\circ \text{N}$ 内が今回の実験の対象領域である。この領域内の地面アルベドは11%から23%までであり、領域平均では17%となっている。

ランW（土壌水分アノマリーラン）は対象領域内のWmaxのみをCの1/10である 1.5 gcm^{-2} としランA（地面アルベド・アノマリーラン）では対象領域内の地面アルベドのみを一律30%とした。ランAWではWmax 及び α_s の両方にアノマリーを与えた。



第1図 モデルで使用了地面アルベドの6～8月平均値(%)。陸上はMatthews（1983），海上はPosey and Clapp（1963）による。太実線で囲んだアフリカ大陸上 $0^\circ \sim 12^\circ \text{N}$ の領域はアノマリー・ランの対象領域。

これら対象領域内で与えたアノマリーは森林伐採による土壌の圃場容水量の減少、植生を通して蒸発散に関与しう土壌の深さの減少（以上 W_{max} ）及び地面アルベドの増加を砂漠のそれになったとした場合の値に置き換えたものである。これらの値の変化はアマゾン流域の熱帯多雨林伐採を念頭において行なわれたHenderson-Sellers and Gornitz（1984）やDickinson and Henderson-Sellers（1987）が与えたアノマリー（彼らの値は熱帯多雨林が荒地・草原に変化したとの想定で地表面境界条件を設定した、より「現実」に近い値である）より大きい事を注意しておく。我々の関心はむしろ地表面境界条件の変化に対する大気のsensitivityがどの程度か、又土壌水分と地面アルベドのそれぞれの役割はいかなるものかにある。

5. 気象研究所大気大循環モデルによる北半球夏季のシミュレーション

感度実験の結果について触れる前に、コントロール・ランで6～8月の気候がどのように再現されているかを見ておくことにする。

(a) 12年ランによる結果

第2図にMRI・GCM-Iの12年ラン（時岡他，1986）で得られた12年平均の月平均降水量を、アフリカ大陸を中心とする地域について各グリッド毎にその季節変化を示した。これに対する観測データとして第3図にNicholson（1981）によるアフリカの雨を示す。

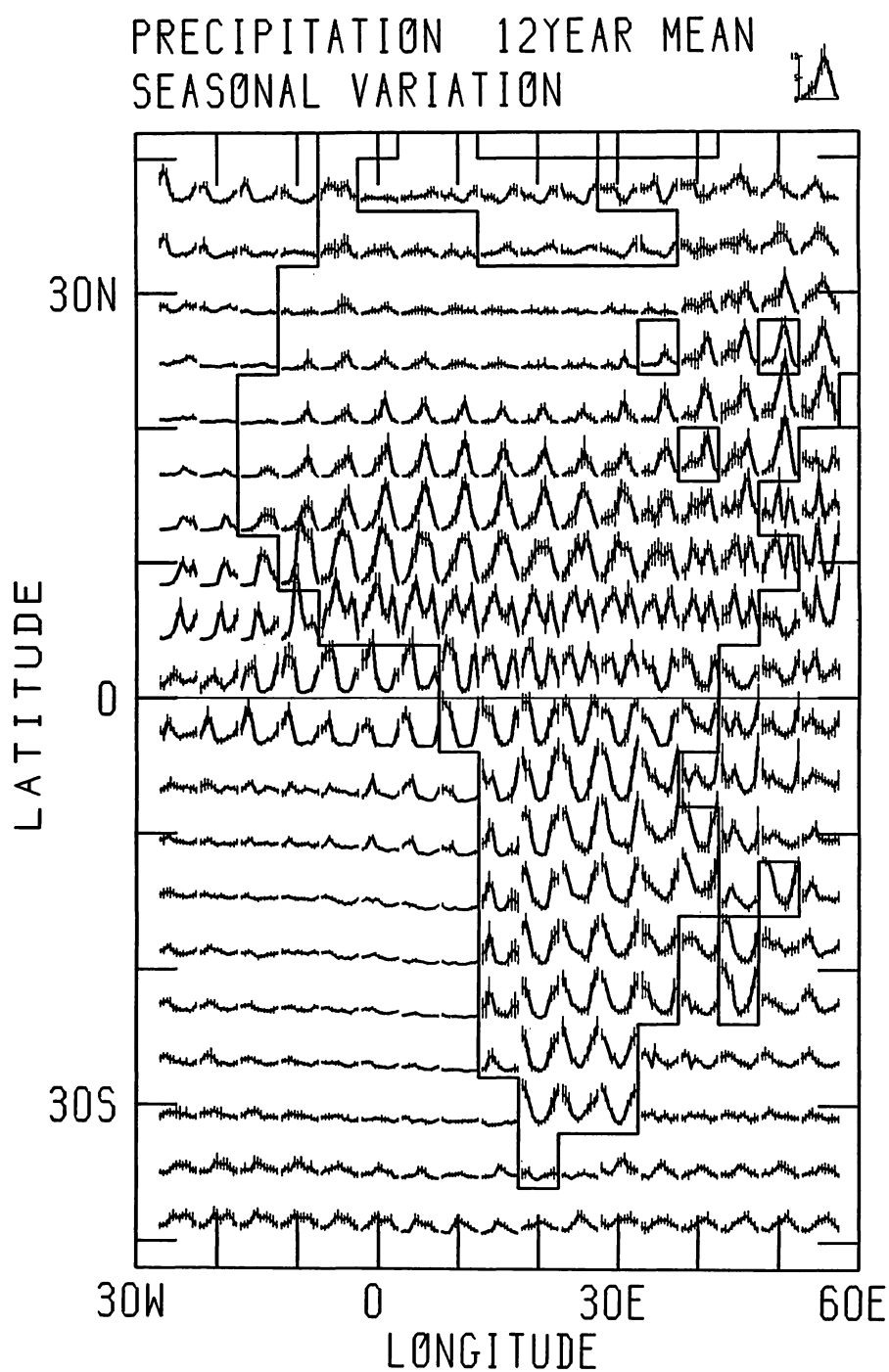
まずアフリカ大陸北部には少雨域が存在するが、その面積は観測より狭い。これは8月に極大となる多雨域（アフリカ・モンスーン）は観測同様 10°N 付近に存在しているものの、これがサヘル地域を越えて更に北まで侵入してきているためであることが分かる。この点は前モデルの欠点の一つであった。

南半球側では位相が逆になり12～2月に降水のピークを迎える。特に大西洋岸では南半球夏季に、低い海面水温（ベンゲル海流）のために一年中雨量の少ない大西洋上との東西の対照が著しい。又 $0^{\circ}\sim 8^{\circ}\text{N}$ 帯には顕著な降水のdouble maximumが存在する。Griffiths（1972）によれば降水量のdouble maximum 地域は上述の緯度帯を含み更に南半球側のコンゴ盆地まで広がっている。この南半球側のdouble maximumについて、モデルは $0^{\circ}\sim 4^{\circ}\text{S}$ 帯で幾分その特徴を示しているが全体として南半球夏季の雨が連続して降る傾向にあるようである。

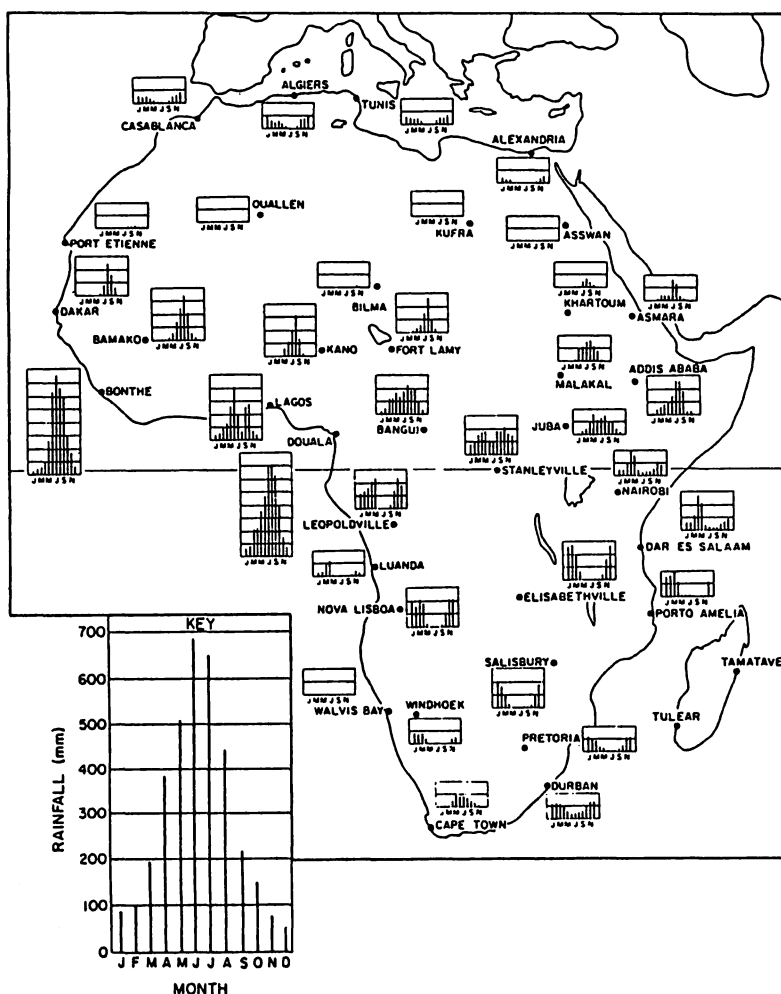
(b) 今回の実験のコントロール・ランによる結果

第4図にコントロール・ランで得られた6～8月の3ヶ月平均の降水量分布をSchutz and Gates（1972）による観測値と合わせて掲げた。先に触れたように（a）のモデルとの最大の相違点は気候値に近い地面アルベドを使用している点である。

モデルはサハラ砂漠・カラハリ砂漠の少雨域並びにギニア、ナイジェリアからコンゴ盆地にかけ

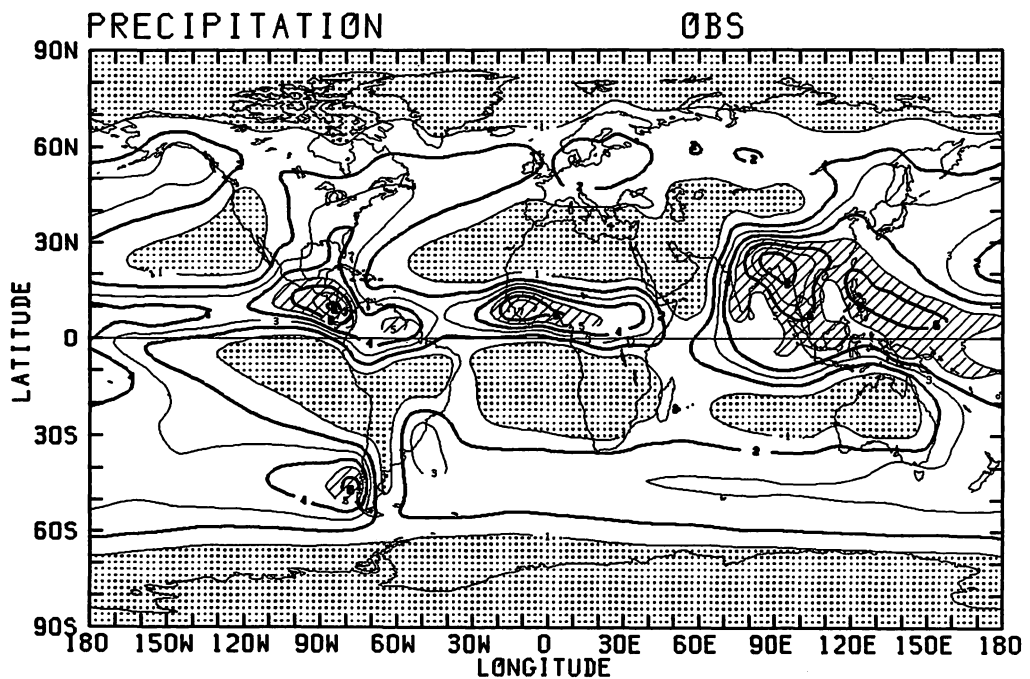
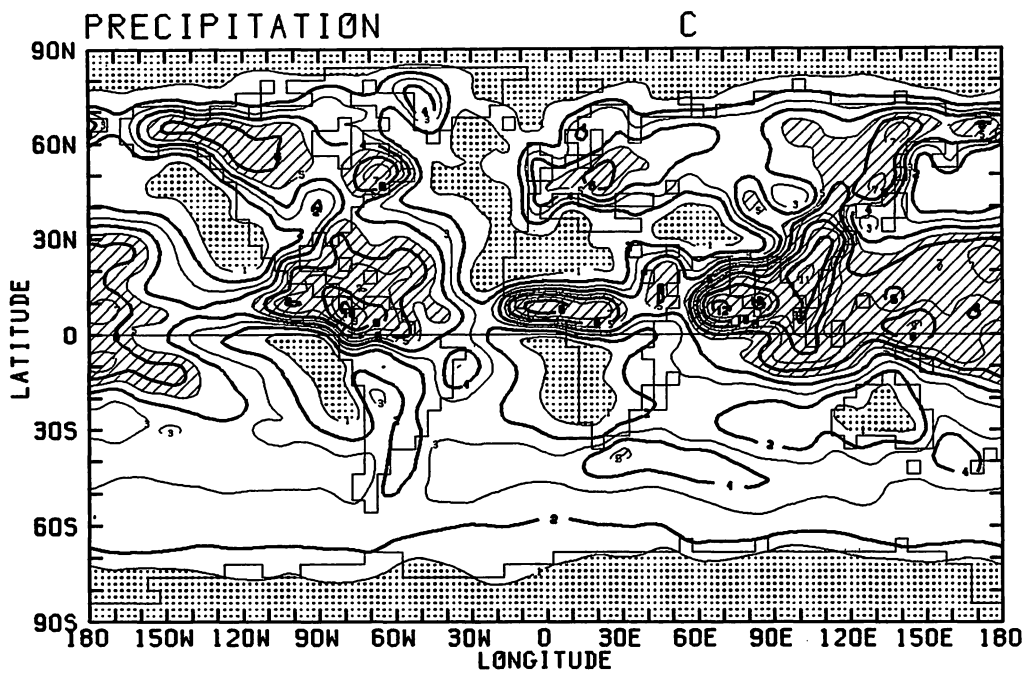


第2図 MRI・GCM-Iの12年ランで得られた月平均降水量の季節変化。スケールは右上欄外の10が 10 mm d^{-1} に対応する。各グリット内の左端が1月、右端が12月。細い縦線は12年間の標準偏差。

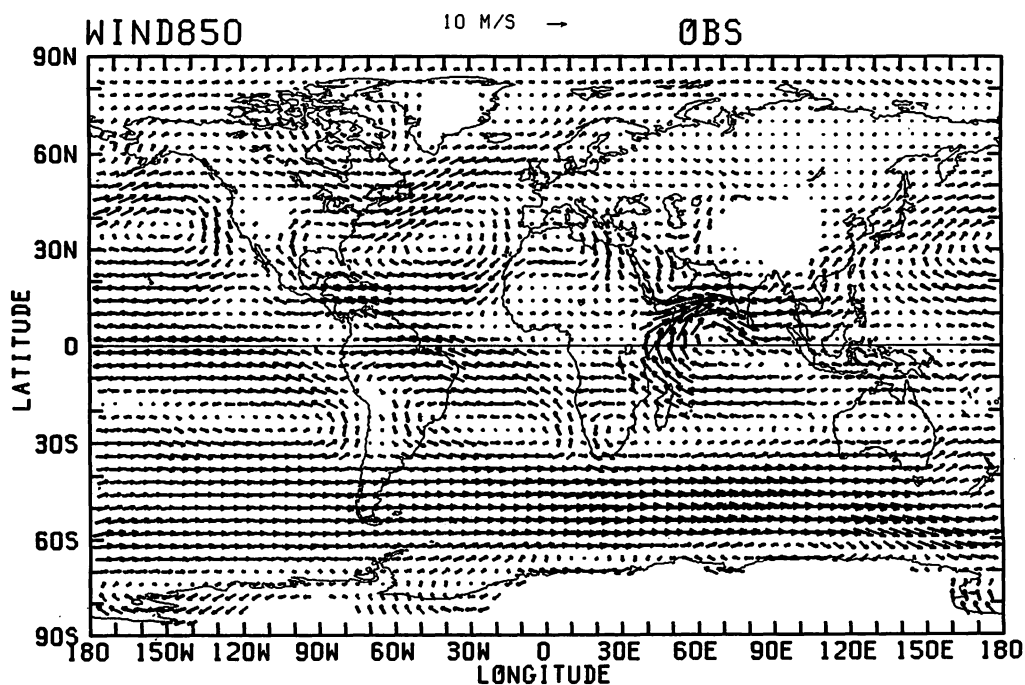
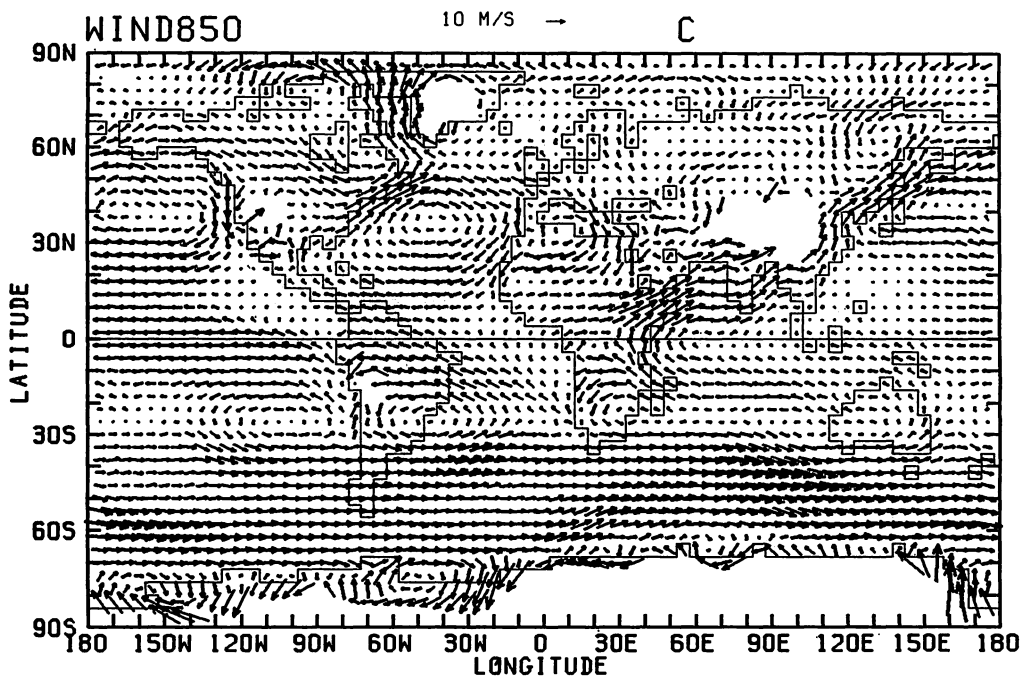


第3図 アフリカの降水量の季節変化。Nicholson (1981) による。

でのアフリカ・モンスーンに相当する多雨域を良く再現している。又全陸地上一定のアルベド(0.14)を与えた前モデル (Kitoh and Tokioka, 1986 ; 時岡他, 1986) では再現されなかった中央アジアからタクラマカン砂漠にかけての少雨域が今回のモデルではかなり良くシミュレートされている。サハラ砂漠においても前モデルでは降水量・蒸発量とも観測より多く見積られすぎていたが(特に夏季, 第2図), この点に関しても今回のランはより現実に近い降水分布を示している。このことは適切な地面アルベドを使うことが現在の気候をモデルで再現する上で非常に大切である(地面アルベドインパクトが大きい)ことを意味している。なおSud and Smith (1985) はGLAS・GCMの7月のサハラ砂漠での雨への影響に関しては、高い地面アルベドの効果と植生がないことによる



第4図 6～8月平均降水量。上はコントロール・ラン(C)，下は Schutz and Gates (1972) による気候値。等値線は 1 mm d^{-1} 毎， 2 mm d^{-1} 毎に太線。斜線部は 5 mm d^{-1} 以上，点彩部は 1 mm d^{-1} 以下。



第5図 7月の月平均850 mb 風ベクトル。上はコントロール・ラン(C), 下はNMCによる1978年~1983年平均値

小さい地面粗度（スムーズな土地）の効果は同程度であり相対的な下層水蒸気発散に対してスムーズな地面が効くことを示しているが、モデル依存性もまた考慮されなければならぬ（モデルの“コントロール・ラン”のパフォーマンスがどれだけ“悪い”に依存する）。

第5図に7月の月平均850mb風の分布を示す。観測値は1978年から1983年までの6年平均の米国NMC解析の結果である。全球的に大規模の季節平均場——準停滞性の高低気圧、特に海洋上の亜熱帯高気圧に伴う風系やアフリカ東岸での強い赤道を横切る流れとそれに続くインド・モンスーン域での下層風など——が良く再現されている。アフリカ周辺にのみ触れると、南インド洋でのマスカレン高気圧を中心とする30°S一帯の高圧部の赤道側の偏東風と、それがアフリカ大陸に上陸するあたりで分流し、一つは前述のソマリ・ジェットに続く赤道を横切る南風に、一つは15°S付近でアフリカ大陸を横断しながら反時計回りに流れ南アフリカで低気圧性循環を形作る風系が顕著である。赤道と10°N間では、0°E付近での大西洋から西アフリカへの南風とそれが次第に偏西風となって大陸上を抜けるいわゆるアフリカ・モンスーン風系があらわれている。北アフリカに目を転ずると、35°N、10°E付近に中心を持つ高気圧性循環が北大西洋上の亜熱帯高気圧とは別に存在しており、これがサハラ砂漠周辺の循環を支配している点などがモデルの気候値として観測と対応づけられる程度に再現されている。

感度実験を行なう時にその結果を実際と対比させようとする場合には、モデルの気候値（コントロール・ラン）が出来るだけ忠実に現実をシミュレートしていることが要求される。境界条件等の異常に対する大気の応答は、その大気の基本場自体に依存することが多いからである。この意味でコントロール・ランにおける気候の再現性が良いことが今回の実験の基礎でもありポイントの一つにもなっている。

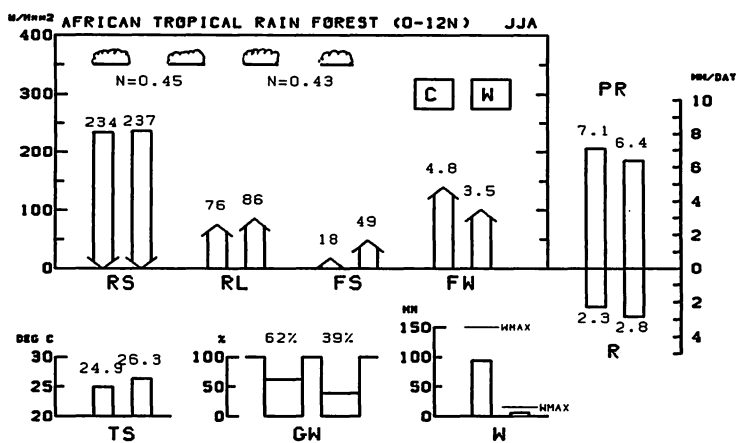
6. アフリカ熱帯多雨林の土壌水分及び地面アルベドの変化が夏季気候に及ぼす効果——対象領域における変化

6～8節では4節に述べた感度実験の結果について示す。第6図は対象領域であるアフリカ大陸上0°～12°Nで平均したエネルギー・水収支である。それぞれの2本の棒グラフのうち左側がコントロール・ラン、右側がアノマリー・ランの結果である。

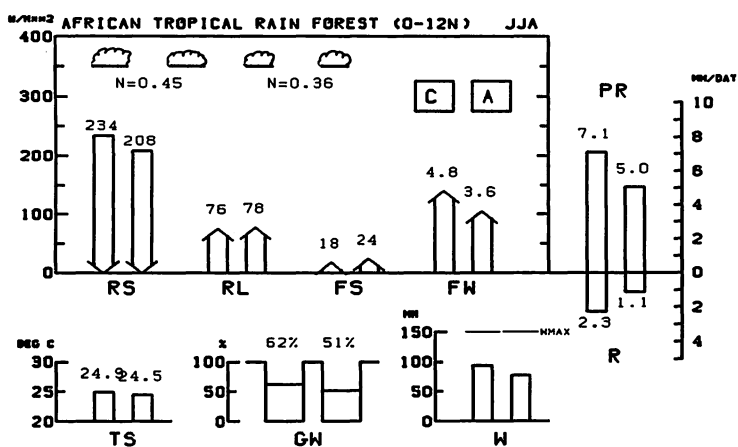
(a) コントロール・ランにおける収支

コントロール・ランでの3ヶ月平均降水量は7.1mm d⁻¹、蒸発散量は4.8mm d⁻¹である。3ヶ月といった時間スケールで考えると大気中の水蒸気量（可降水量）の変化は小さいので、残りの約2.3mm d⁻¹に相当する分はこの対象領域外からの正味の水蒸気輸送によって持たられている。第7図に全気柱で積分した水蒸気フラックスとその収束量の水平分布をアフリカ周辺について示した。アフリカ大陸上ではほぼ赤道付近から20°N付近までが水蒸気フラックス収束域、南半球（冬半球）

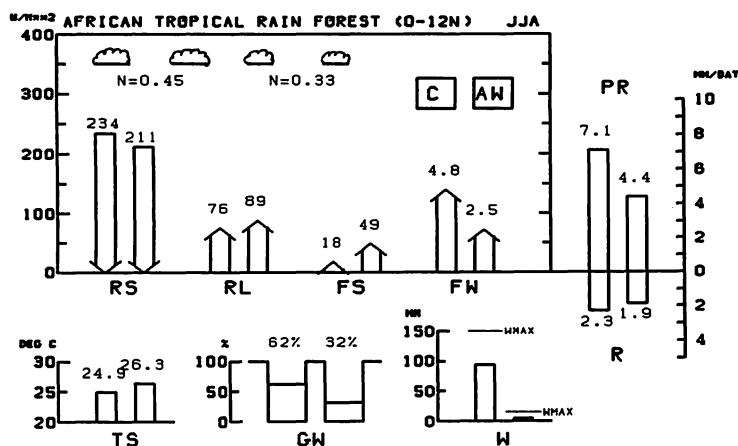
a



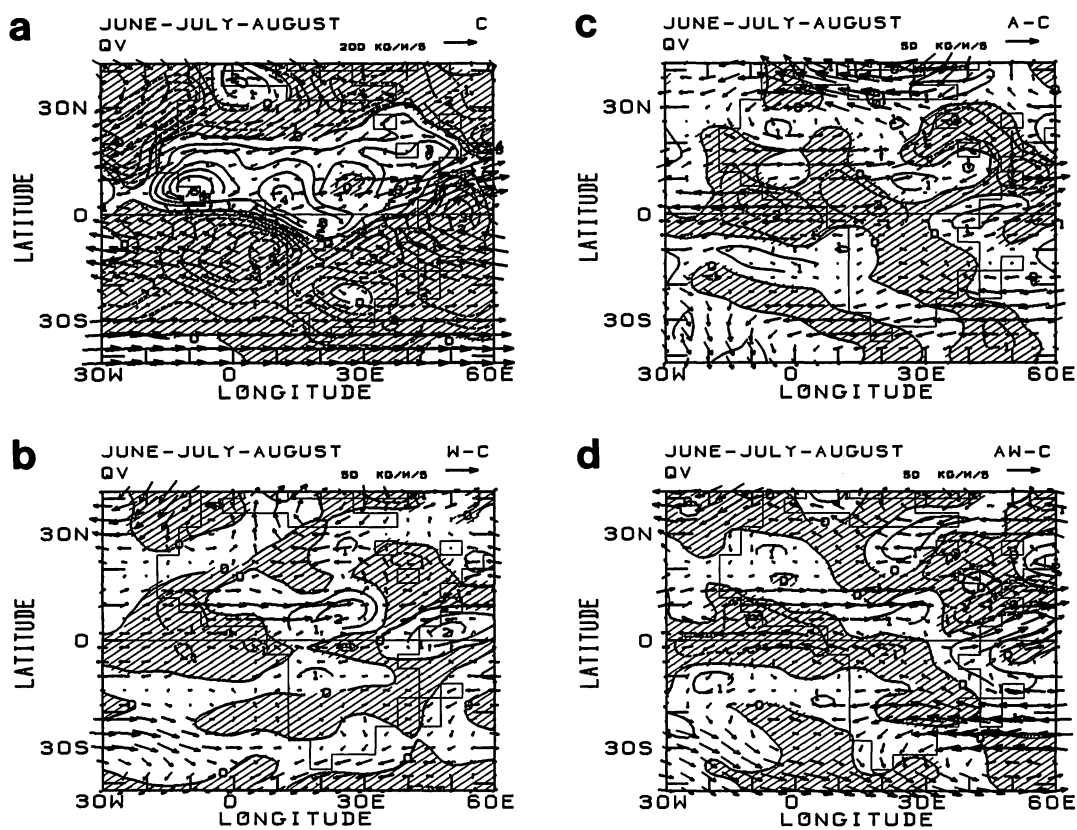
b



c



第 6 図 対象領域で平均したエネルギー・水収支。各カラムの左がC, 右は(a)W, (b)A, (c)AW



第7図 全気柱で積分した水蒸気フラックススペクトルとその収束量。(a)C, (b)W-C, (c)A-C, (d) AW-C。等値線は 1 mm d^{-1} 毎, 発散域に斜線。

側と北アフリカが発散域になっている。第4図でみた降水量の極大域は水蒸気フラックス収束の大きい所に当たる。このうち西アフリカ、ギニア湾岸での大きな水蒸気フラックス収束は南半球側東大西洋で蒸発した水蒸気がアフリカ・モンスーン気流により赤道を越えてきたものに由来していることが分かる。なお10°N以北では水蒸気フラックスは北風成分を持っており、主に地中海方面からの水蒸気がサハラ砂漠を越えてサヘル地方にまで運ばれていることをこの図は示唆している。

(b) 土壌水分変化の影響

第6図(a)は土壌最大有効水分変化による局地的なエネルギー・水収支に対する効果を示している。Wでは蒸発散量はCに比べて 1.3 mm d^{-1} 減少したが、降水量減少はその半分の 0.7 mm d^{-1} にすぎない。流出量は降水量が減少したにもかかわらず土壌の保水能力減のために 0.5 mm d^{-1} 増加した。この対象領域は蒸発散量より降水量が多く正味水蒸気フラックス収束のある地域であるが、Wではこの水蒸気フラックス収束が増加したことになる。

地表面エネルギー収支を見てみよう。地面が吸収する太陽放射フラックスはWとCとでほとんど変化していない。蒸発散量減少による地表面から出ていくエネルギー・フラックスの減少分は地面温度が上昇(+2.8°C)する事により顕熱フラックスが増加(正味長波フラックスも若干増加)することにより釣り合っている。地表気温は 1.4°C 上昇した。後述するように大気下層は顕熱フラックス収束により加熱され地表気圧は低下、相対的に低圧部となりアフリカ・モンスーンを強化する形で水蒸気フラックスが増加した。変化した水蒸気フラックス及びその収束量は第7図(b)に示してある。対象領域中央部で大きい水蒸気フラックス収束($\sim 2\text{ mm d}^{-1}$)が起こっている。これは主に大西洋からの西風によるフラックスにその原因を持つ。なお大陸東岸ソマリア付近の西南西水蒸気フラックスは同時に弱くなっており、対象領域が低圧部となり特に東西方向からの収束が起きていることを示している。

(c) 地面アルベド変化の影響

次にアルベド実験の結果を見てみよう(第6図(b))。

蒸発散量はWと同程度の 1.2 mm d^{-1} の減少を示した。しかしながらこの場合降水量の減少はWと異なって、蒸発散量の減少を大巾に上回る 2.1 mm d^{-1} の減少となった。Wに関して行なった水蒸気供給の議論から類推されるようにAでは対象領域外からの水蒸気フラックスの収束が相対的に減少したことになる。領域平均かつ全気柱で平均した上昇流は、Wでは相対的に上昇流が強まったのに対しAでは相対的に下降流のセンスを示している(第8図)。この時の水蒸気フラックスとその収束量の水平分布を見ると(第7図(c))、Cで収束量の大きかった赤道アフリカ中央部及び西部で 1 mm d^{-1} を超える相対的水蒸気フラックス発散となっている。

地面アルベドの効果はCharney(1975)が提唱しCharney et al.(1977)が修正した砂漠形成

メカニズム、すなわち地面アルベド増加→放射損失→蒸発散量減少→降水量減少というシナリオが赤道付近においても成り立っていることが示された。

Aにおける地表面エネルギー収支変化はWの場合と異なり $4R_s$ と $4F_w$ とではほぼ釣り合っている。地表面で吸収される太陽放射フラックスは地面アルベドの増加を反映して減少するが、これが蒸発散量の減少分とほぼ釣り合う形となる。そのため地面付近の温度は下降するが、Wの場合と違って小さい。領域平均での地面の「吸収率」($1-\alpha_s$)は境界条件変化として0.83から0.70へと16%減少させたわけだが、太陽放射フラックス吸収は11%にしかない。これは降水量が減少したことに伴い全雲量が20%減になったことによるもので、Sud and Fennessy (1982)の指摘するnegative feedbackの結果である。なお流出量はこの場合最大土壌水分保有量を変えていないため降水量減少を主な原因としてほぼ半減した。

(d) 土壌水分及び地面アルベド変化の影響

第6図(c)には土壌最大有効水分と地面アルベドを同時に変化させたランAWの地表面でのエネルギー・水収支をCの場合と比較して示した。AWのアノマリーはWでのアノマリーとAでのアノマリーをそのまま足し合わせた格好で近似的に表現される。すなわち蒸発散量はW、Aそれぞれの場合のほぼ2倍の 2.3 mm d^{-1} 減、降水量は 2.7 mm d^{-1} 減、流出量は 0.4 mm d^{-1} 減となった。エネルギー収支は太陽放射フラックス吸収の減少分と顕熱フラックス増加分とが潜熱フラックス減少分とほぼ釣り合っている。地表気温はランWと同じ 1.4°C の上昇を示した。

土壌水分及び地面アルベド変化が蒸発散量の減少に対しては同程度の影響を持つものの、局地循環の変化を通して降水量変化に及ぼす影響については互いに補償するセンスにある。これらの役割についてはMintz (1982), Sud and Fennessy (1982, 1984), Rind (1984)の結果と矛盾しない。

Rind (1984)は我々の実験とは違い全陸地で一度に土壌水分や地面アルベドを変化させ、その応答の地域的差異、更に季節依存性を調べている。そして地域的差異としてアフリカ熱帯多雨林は土壌水分と地面アルベドの両方の変化に共に強く影響されるものの、アマゾン熱帯多雨林は地面アルベド変化により多くの影響を受けるとし、その理由としてアマゾンではローカルな水蒸気源（その場所での蒸発散）の占める役割が小さいからだとしている。しかしながらこの点には議論の余地が多い。Lettau et al. (1977)によるアマゾンの水循環の研究は、その場での水の再循環が重要だとしている。我々のGCMで6～8月の水蒸気源を見積ってみると、アマゾンでは降水量と蒸発散量がほぼ等しいのに対し赤道アフリカでは先に触れたように降水量の方が蒸発散量より多く水蒸気のsinkとなっている。従ってMRI・GCM-Iではアマゾンではローカルな蒸発散が重要で、赤道アフリカでは隣接する海からの水蒸気供給も同程度に重要となっていると考えられる。これらの点はモデルの「気候値」に依存する面が大きい。Minz (1984)によれば陸地からの蒸発散を完全に0にした同じ実験でもGLAS・GCM (Shukla and Mitz, 1982)とUCLA・GCM (Suarez and

Arakawa, 私信)では結果が大変異なる。GCM による感度実験結果がそのGCMの制御ランの性能におおいに依存する一例である。

地表気温の変化について触れておく。Henderson-Sellers and Gornitz (1984) のアマゾン熱帯多雨林伐採実験では、対象領域の降水量・蒸発散量・雲量は減少したものの、地表気温に有意な変化が見出されなかった。地表面エネルギー収支で地面アルベド増加 (0.11→0.19) による放射損失は蒸発散減少により近似的にバランスしているようである。我々のアフリカ熱帯多雨林伐採実験では地表気温・地面温度は増加し、それによる顕熱フラックス増加が蒸発散減少による潜熱フラックス減少を半分程度は補償している (第6図(c))。なおDickinson and Henderson-Sellers (1987) の NCAR・CCM+BATS によるアマゾン熱帯多雨林伐採実験は我々の結果を支持している。

7. 南北循環・東西循環に及ぼす影響

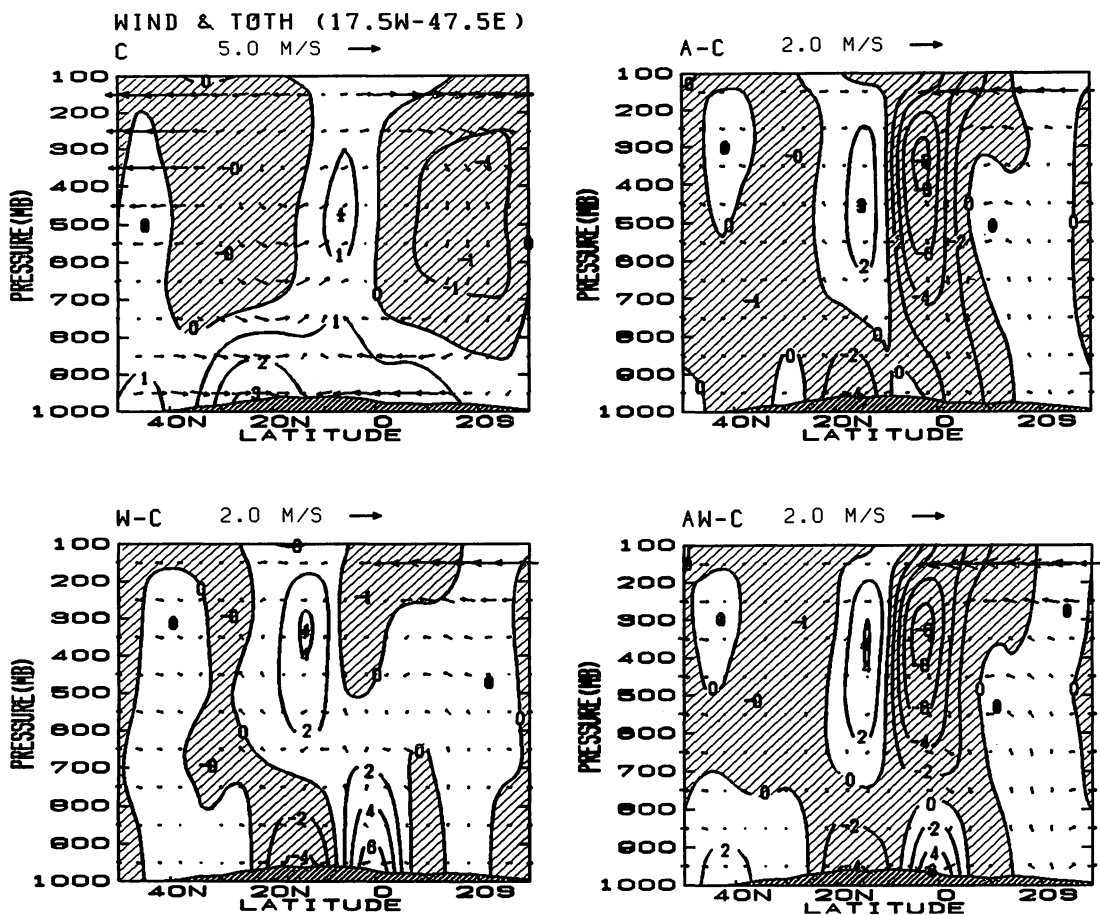
この節では regional な変化すなわち対象領域周辺での南北循環や東西循環の応答について述べる。

(a) 南北循環

第8図は 17.5°W - 47.5°E 間で東西に平均した風の南北・鉛直成分並びに非断熱加熱率の南北・鉛直断面図である。上段左にCを、上段右と下段にはそれぞれのアノマリーについて示した。Cでは上昇流が赤道から 20°N の範囲内にあり、その極側に存在する下降流との間に顕著な直接循環セルを形成している。これら上昇・下降流の分布はアフリカ・モンスーンに相当するITCZ上の降雨帯及びサハラ砂漠や南半球側の少降水域に対応するものである。下層では南北からサヘル地域へ向けて収束する気流系が存在する。非断熱加熱率は大気下層での全域にわたる加熱域、10°N 付近を中心とした 500 mb 付近に極大値を持つ全対流圏に及ぶ加熱域、そして亜熱帯での冷却域が特徴的である。20°N~30°Nでの接地層での加熱極大値は乾燥して高温のサハラ砂漠からの顕熱フラックスが大きいことに由来している。

対象領域 (0°~12°N) 上空ではW-Cにおいて上昇流、A-C, AW-Cにおいて下降流が卓越する。サハラ砂漠に相当する 20°~30°N 帯に目を転じると、そこでは3ケースとも上昇流偏差となっている (砂漠形成に主要なメカニズムの一つである下降流が弱まった)。加熱率分布ではその少し南側のサヘル地域で顕著な対流圏上層の加熱、接地層の冷却を示している。

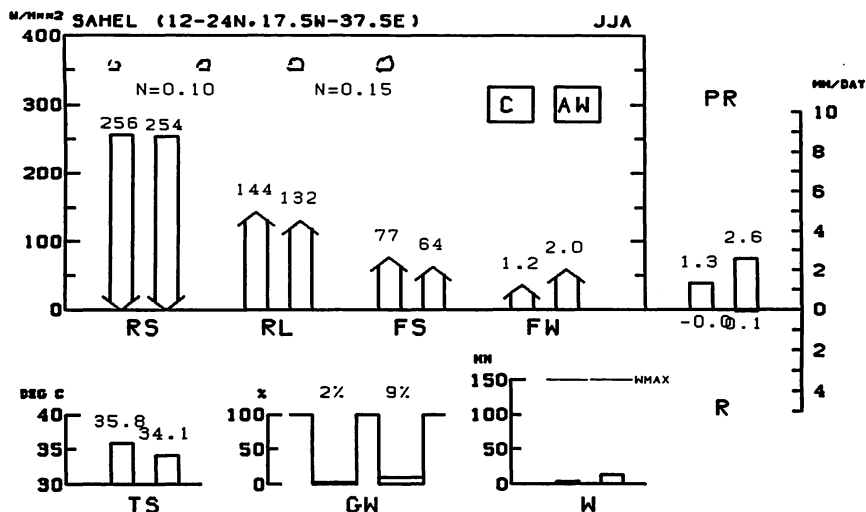
第9図にサヘル地域 (12°~24°N) で平均した地表面エネルギー・水収支をCとAWについて掲げた。この緯度帯では主に積雲対流に伴う降水が増加 (AWではCより 1.3 mm d⁻¹ 増で約2倍) したことによりほぼ全対流圏にわたり凝結による加熱が増加した。降水量の増加により地面は若干湿り蒸発散量が増加した。地面のエネルギー収支は蒸発散量の増加によるマイナス分と地面温度が下がったことによる顕熱フラックス及び大気への長波放射フラックスがそれぞれ減少したことによる



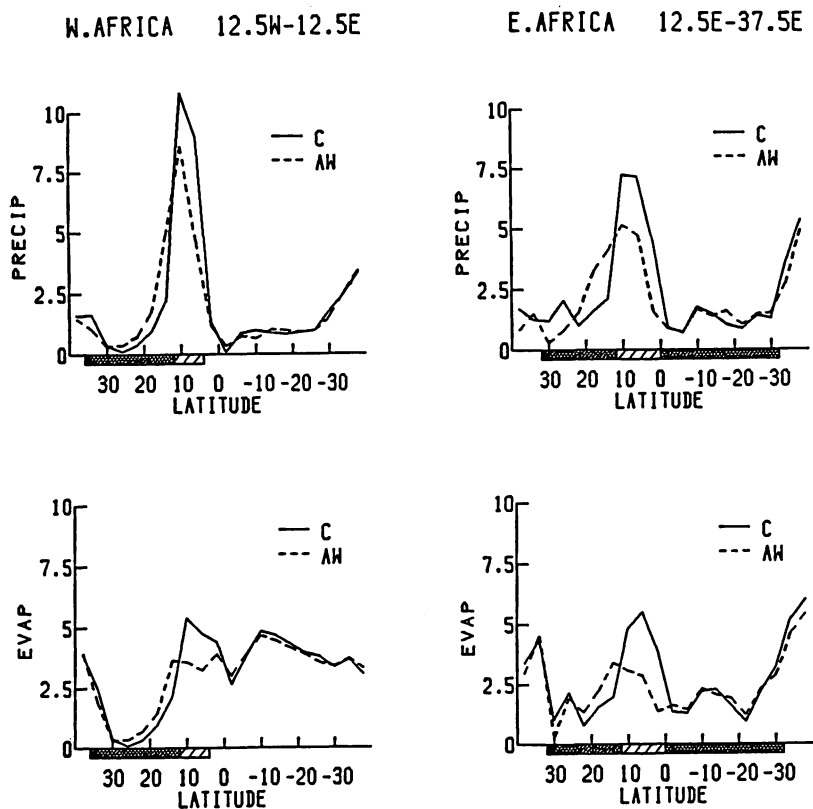
第8図 C, W-C, A-C, AW-Cにおける17.5°W-47.5°E間で平均した風の南北・鉛直両成分と非断熱加熱率分布。等値線はCが 1°C d^{-1} , その他は $0.2^{\circ}\text{C d}^{-1}$ 。斜線部は冷却域。

プラス分とが釣り合っている。サヘル地域での大気最下層の非断熱冷却は地面からの顕熱フラックスが減少したためである。このように南北断面内での非断熱加熱率の変化は、対象領域での上層冷却・下層加熱と逆センスの上層加熱・下層冷却がサヘル地域で起こることによる双極子構造が顕著である。局所ハドレー循環の 10°N 付近の上昇流中心は弱くなっている。

第10図はC及びAWにおける降水量と蒸発散量の南北分布である。西アフリカ及び東アフリカにおける東西平均に分けて示した。東西アフリカとも対象領域上の降水量・蒸発散量の減少, その“北側” 12°N 以北での増加が明らかである。サヘル地域での降水量の増加は東西アフリカに共通であるが, 更に北側では応答は異なってくる。アフリカ大陸南半球側(東アフリカの図を見よ)での



第9図 第6図(c)に同じ。但しサヘル地域 (12°~24°N, 17.5°W~37.5°E) についての平均



第10図 CとAWにおける降水量(上)と蒸発散量(下)の南北分布。図の左は西アフリカ (12.5°W~12.5°E), 図の右は東アフリカ (12.5°E~37.5°E) で平均した。横軸に付した斜線は対象領域を, 網目はアフリカ大陸部を示す。

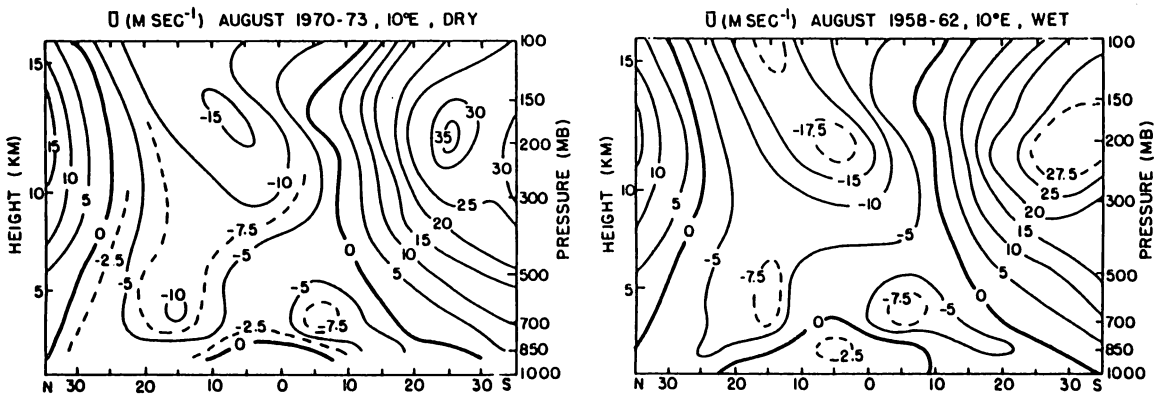
応答は小さく、わずかに降水量の増加を示しているにすぎない。降水のピークが北上することがこの南北分布における特徴である。

Nicholson (1981) によれば西アフリカ・サヘル地域で雨の多い年は夏季の ITCZ の北上によって説明され、干ばつ年は ITCZ の位置には関わりなく雨季の「強さ」が弱まることに原因があるという。又 Newell and Kidson (1984) はサヘル地域の多雨年と少雨年を比較して、多雨年には、西アフリカの下層偏東風ジェット (700 mb, AEJ) が弱いこと、 10°N での 850 – 700 mb の南北温度傾度は弱く 10°S のそれは強いこと、200 mb の熱帯偏東風ジェット (TEJ) は強いことを見出している (第 11 図)。

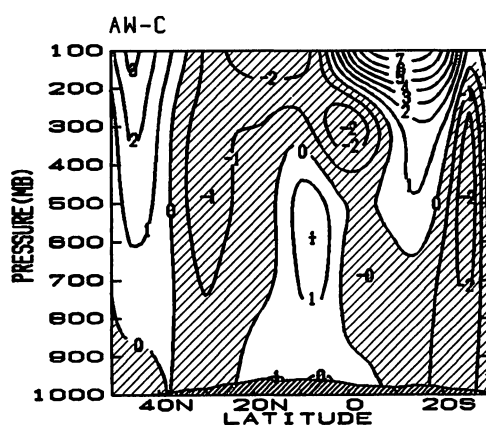
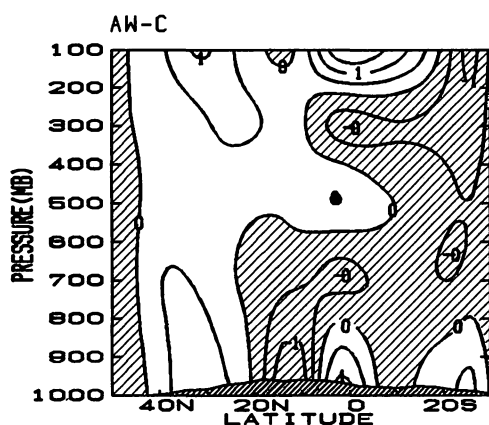
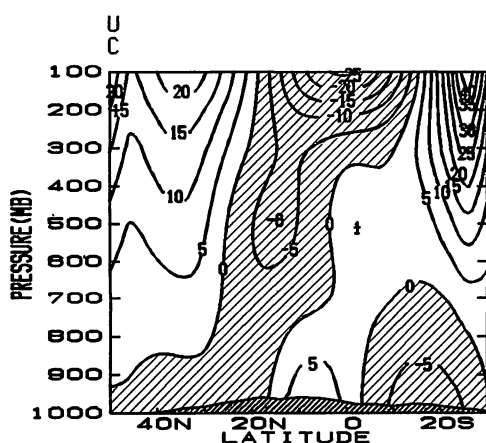
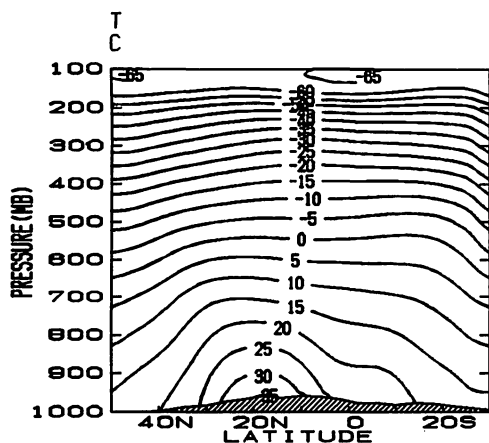
サヘル地域で雨季 (6 ~ 8 月) に雨の多くなった我々のアノマリー・ラン (AW) ではこの点はどうなっているのかを次に見てみる。

第 12 図と第 13 図は $17.5^{\circ}\text{W} - 47.5^{\circ}\text{E}$ 間で東西に平均した温度と東西風の南北・鉛直断面図である。まず C では下層で 20°N 付近に温度極大値があり、ギニア湾の海面水温の影響を強く受ける 0°N 以南との間に温度傾度が大きい。地表近くではその間で偏西風がある。上空では AEJ と TEJ が存在する。

下層での AW の気温は第 6 図 (c)、第 9 図で触れたように対象領域で C より暖かくその北側で C より冷たい。従って 10°N での気温の南北傾度は AW で弱くかつ AEJ も弱い。又 TEJ は AW の方が強い。気温分布からアフリカ大陸の存在する経度帯で $20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ の範囲で全対流圏の温度が昇温したことが分かる。この応答はより広範囲のものでユーラシア大陸全域に及び、後述するように上部対流圏のチベット高気圧が強化しており、TEJ 加速はこれと対応する。このように少くとも北半球側において、サヘル地域で多雨となる AW – C の結果がそのアフリカ大陸スケールあるいはユーラシア大陸スケールの応答において、観測で見られるサヘル地域の多雨時と少雨時の循環場の変化と対応していることは興味深い。



第 11 図 サヘル地域の降水量が少ない年 (左, 1970 ~ 73 年), 多い年 (右, 1958 ~ 62 年), の 10°E における 8 月平均東西風の南北・鉛直断面図。Newell and Kidson (1984) による。



第12図 17.5°W~47.5°E で平均した気温の南北・鉛直断面図。(上) C, 5°C毎, (下) AW-C, 0.5°C毎, 斜線部は負。

第13図 第12図と同じ。但し東西風。等値線は(上) 5 m s⁻¹, (下) 1 m s⁻¹。

(b) 東西循環

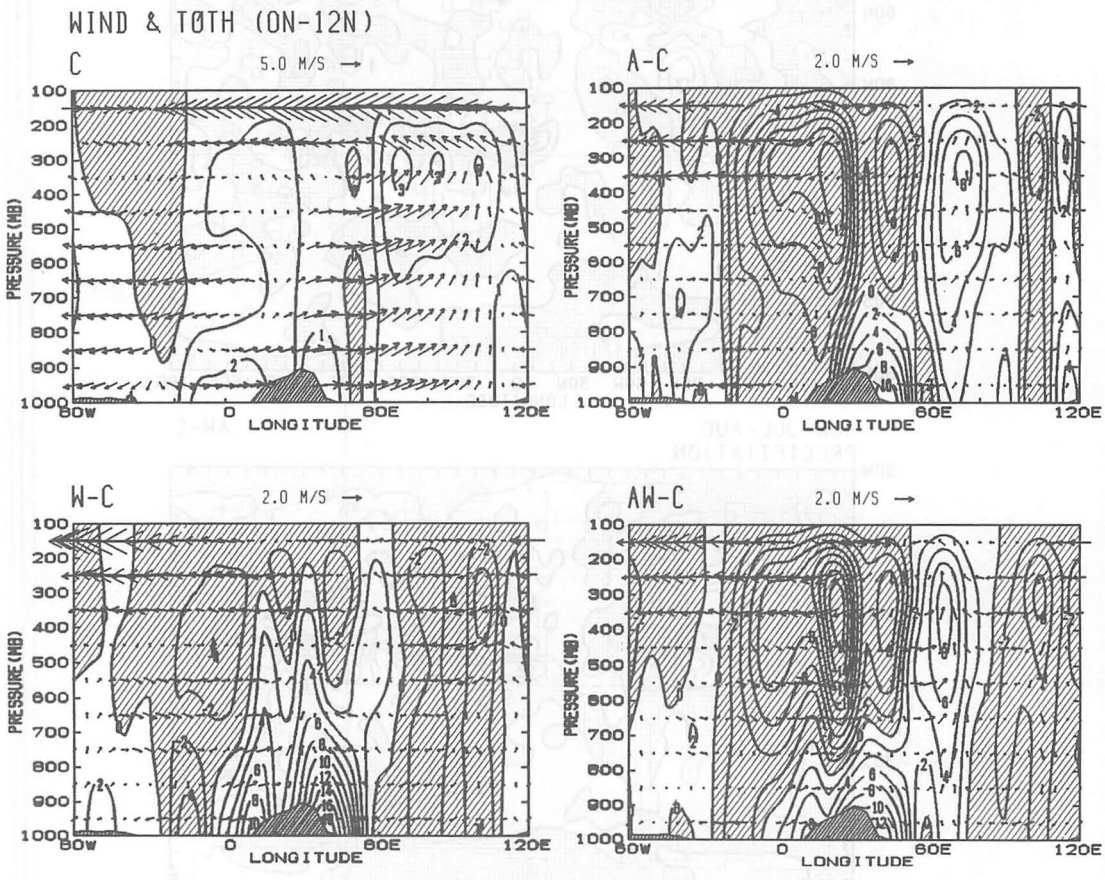
第14図は0°N~12°N間で南北に平均した風の東西・鉛直成分並びに非断熱加熱率の東西・鉛直断面図である。

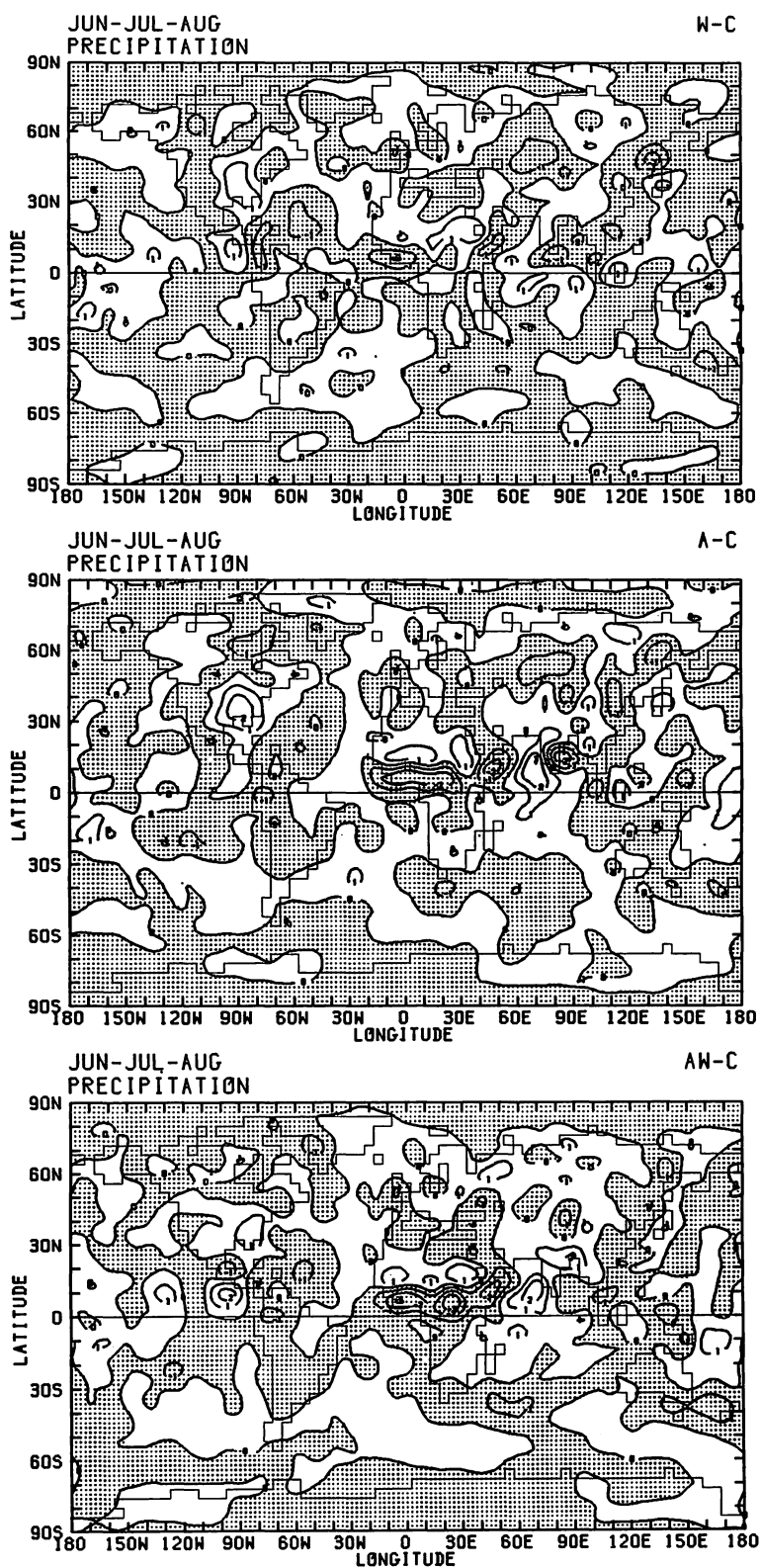
まずコントロール・ランの結果から見てみよう。偏西風がアフリカ・アジアモンスーン域に存在する。大気最下層では中部大西洋より東側, マレーシア (100°E) 付近まで西風に覆われている。大西洋にある発散域は高さとともに東偏し, 700 mb 面ではアフリカ大陸中央部に位置する。これら東西風の分布は観測される特徴と一致している (Shinoda, 1986)。700 mb 面を含む対流圏中層ではサハラ砂漠北西部に中心を持つ高気圧が存在し, 西アフリカから大西洋にかけては偏東風帯となっている。

非断熱加熱率の東西・鉛直分布は第4図で見た降水量分布に大きく関係する。大きな特徴はイン

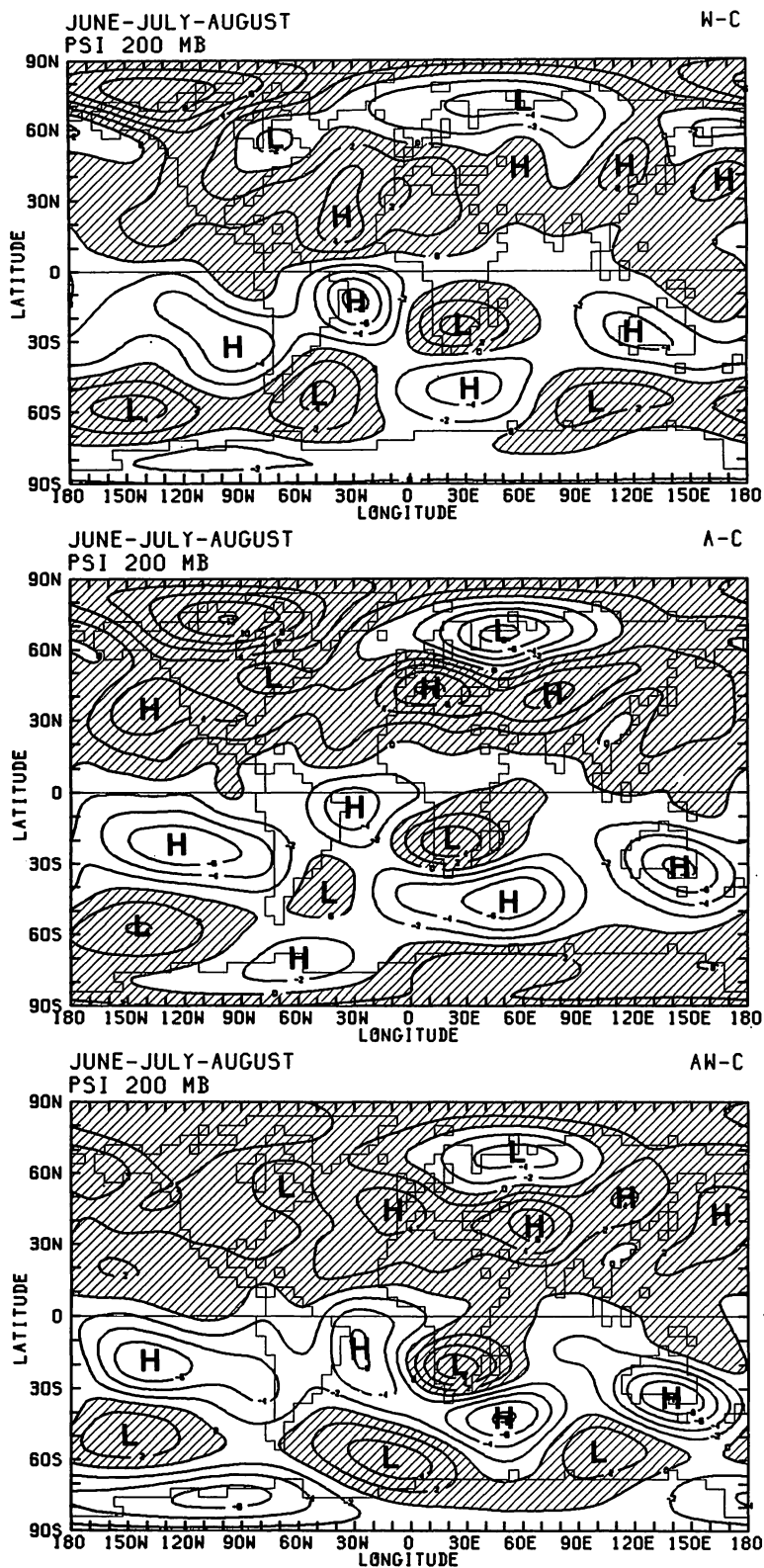
ドモンスーン域における背の高い積雲の存在，それと比較すると弱いアフリカ・モンスーンによる加熱域の存在である。後者では非常に背の低い積雲が前者に比べて多く存在し 900 mb 面で $2^{\circ}\text{C day}^{-1}$ を越える非断熱加熱を示しており，両モンスーンの違いを議論する上でのポイントと思われる。

W-C では下層での東西からアフリカ大陸への収束及び大陸上の上昇流という応答が顕著である。非断熱加熱率の分布では下層に加熱のピークが存在するが，大陸の山岳を境にして西側と東側に別れている。このケースではインド洋からアフリカ大陸へ向けてのアノマリー風系のため水蒸気フラックス収束パターンがコントロール・ランと異なり，インド洋上での降水ピーク値は下がり降水分布（加熱率分布）はより broad になる傾向を見せている。このことは地面アルベド実験（A-C）では逆となる。すなわち大陸上は相対的に下降流が卓越し，大陸東岸からインド洋へ向けての下層風が強くなり $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ の経度帯において水蒸気フラックス収束はより強化され，背の高い積雲とそれに伴う非断熱加熱が増加している。このアフリカ大陸とインド洋間における東西循環の応答は





第15図 W-C, A-C, AW-Cにおける3ヶ月平均降水量の水平分布。等値線は 1 mm d^{-1} 毎, 負域に点彩。



第16図 W-C, A-C, AW-Cにおける3ヶ月平均200 mb 流線関数の水平分布。等値線は $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 毎。H (L)は主な高(低)気圧性循環。

Rind (1984) が行なったアルベド実験で見られる降水量アノマリー (彼の図 13) と同じ特徴である。

8. 全球的応答

第 15 図に 6～8 月の 3 ヶ月平均の降水量アノマリーの水平分布を示す。これまでに述べた対象領域の降水量減少とその北側サヘル地域での降水量増加が明らかであるが、他にも 3 つのケースに共通して見られる特徴がある。

アラビア海では降水量が増加しているが、これはベンガル湾からインドシナ半島での降水量減少を伴っている。インドからチベットでも降水量が多い。大西洋では西インド諸島東部の降水量減少、アメリカ南東部の降水量増が、太平洋では赤道太平洋日付変更線付近から SPCZ にかけての降水量増加が共通している。

第 16 図は 200 mb での流線関数のアノマリー分布である。アフリカ大陸 $0^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{N}$ において与えた土壌水分、地面アルベド及びその両者の変化に対するモデル大気の応答は 3 つの場合とも互いに類似したものになっている。これは土壌水分とアルベド変化に対し、定量的な差はあるものの対象領域での降水量減少、対流圏上層での相対的冷却、対象領域に隣接する北側又は東側の地域での相対的加熱という熱源の変化に対して流れの応答が相似的になったものと解釈できる。

第 16 図の最大の特徴は東西に一樣な応答である。 40°N 及び 30°S 付近に東西にのびる高気圧性循環アノマリーがあり、その極側には低気圧性循環アノマリーがある。これらは順圧的構造を持つ。一方低緯度では上層で低気圧、下層で高気圧となる。赤道上 200 mb 面では、アフリカでは南アフリカに中心を持つ低気圧性循環のために西風であるが、他の経度においては東風、特に太平洋・大西洋上で強い東風アノマリーとなっている。

3 つの特徴的な波列が重なってみえる。南半球 (冬半球) 側で顕著なものは南インド洋にある。アフリカ南東沖の高気圧、 100°E 、 60°S 付近の低気圧、オーストラリア南東部の高気圧と連なる順圧的構造をした波列があり、この上流側アフリカ南部には対流圏上層のみに存在する低気圧がある。又東太平洋から南大西洋へかけての波列も顕著である。赤道太平洋日付変更線付近から SPCZ にかけての降水量偏差がこの波列の励起源であろう。北半球側ではサハラ砂漠北西の大西洋東部の高気圧、西シベリア・ノバヤゼムリヤ付近の低気圧、中国東北部の高気圧と連なる波列が追跡できそうである。

第 13 図でも触れたアノマリー・ランにおけるチベット高気圧の強化は第 16 図からも明らかである。熱源分布 (第 15 図) では対象領域を含む東西循環の変化に対応してアラビア海、インドからチベット、インドシナ北部にかけて加熱域が存在する。そもそもチベット高気圧は、アジアモンスーンに伴う大量の熱源に対してその北西側に出来る高気圧性循環としてとらえられることから、アノマリー・ランにおける上述の熱源分布がチベット高気圧の強化を引き起こしたと考えて良さそうで

ある。

9. おわりに

アフリカ熱帯多雨林における土壌水分及び地面アルベドの変化に対する6～8月の気候の変化について大気大循環モデルを用いて行なった実験結果について述べた。ここではアフリカ・モンスーン最盛期でITCZが最北上する夏季についてのみ調べたが、応答の季節依存性はおおいに考えられる。又熱帯多雨林伐採に関わる地表面境界条件変化として土壌に含みうる最大有効水分量と地面アルベドの変化の二者について考慮したが、地面粗度の変化については考慮しなかった。Sud and Smith (1985) がサハラ大気のシミュレーションで、Dickinson and Henderson-Sellers(1987) がアマゾン熱帯多雨林伐採実験とともに指摘したように、地面粗度の変化も無視できない大きさかもしれない。4節で述べたように我々の目的は地表面状態の変化に対して大気がどのような応答を示すのかという点にあった。熱帯多雨林伐採による気候変化をシミュレートするには地面粗度の影響（GCMのグリッドスケールを考えた場合、一体どのような値を使えばいいのか不明であるが）を含めて「現実的」な植生－土壌状態の変化が使用されねばならないであろう。それには地表面－植生モデルとしてどのようなモデルを使えばいいのか。SiB (Sellers et al., 1986) やBATS (Dickinson et al., 1986) などその試みは始まったばかりである。

謝 辞

本稿の主要部分については気象研究所の時岡達志・山崎孝治氏との共同研究によるものです。またグロスベッターに書くよう勧めてくださった長期予報課の青木孝氏に感謝いたします。

計算は気象研究所のHITAC S 810/10 を使用しました。

参考文献

- アメリカ合衆国政府特別報告書, 1980:「西暦2000年の地球」, 全2巻。家の光協会。
- Beardsley, T., 1986: Ecologists unite for diversity. *Nature*, **323**, 193.
- Bolin, B., 1977: Changes of land biota and their importance for the Carbon cycle. *Science*, **196**, 613–615.
- Charney, J. G., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **101**, 193–202.
- , W. J. Quirk, S. H. Chow and J. Kornfield, 1977: A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1366–1385.
- Cunnington, W. M. and P. R. Rowntree, 1986: Simulations of the Saharan atmosphere — dependence on moisture and albedo. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **112**, 971–999.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy and M. F. Wilson, 1986: Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model. NCAR Tech. Note NCAR/TN-275+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 69 pp.
- and A. Henderson-Sellers, 1987: Modelling tropical deforestation A study of GCM land-surface parameterizations. (Submitted to *Quart. J. R. Met. Soc.*)
- Griffiths, J. F., 1972: Climates of Africa. *World Survey of Climatology*, Vol.10. Elsevier.
- Gentry, A. H. and J. Lopez-Parodi, 1980: Deforestation and increased flooding of the upper Amazon. *Science*, **210**, 1354–1356.
- and ———, 1982: Deforestation and increased flooding of the upper Amazon. *Science*, **215**, 427.
- Hansen, J., G. Russell, D. Rind, P. Stone, A. Lacis, S. Lebedeff, R. Ruedy and L. Travis, 1983: Efficient three-dimensional global models for climate studies: Models I and II. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 609–662.
- Henderson-Sellers, A. and M. F. Wilson, 1983: Surface albedo data for climatic modeling. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**, 1743–1778.

- and V. Gornitz, 1984 : Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation *Climatic Change*, **6**, 231–257.
- 石弘之, 1985 : 「蝕まれる森林」, 朝日新聞社。
- 片山昭, 1978 : 境界層の取り扱い。気象研究ノート第 134 号。pp. 153–200.
- 吉良竜夫, 1983 : 「熱帯林の生態」, 人文書院。
- Kitoh, A. and T. Tokioka, 1986 : A simulation of the tropospheric general circulation with the MRI atmospheric general circulation model. Part II : The July performance. *Pap. Met. Geophys.*, **37**, 145–168.
- , K. Yamazaki and T. Tokioka, 1987 : Influence of soil moisture and surface albedo changes over the African tropical rain forest on summer climate. (Submitted to *J. Met. Soc. Japan*)
- 神足勝浩, 1987 : 「熱帯林のゆくえ — みどりの国際協力」, 築地書館。
- Lettau, H., K. Lettau and L. C. B. Molion, 1979 : Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 227–238.
- Manabe, S., 1969 : Climate and ocean circulation. I : Atmosphere circulation and hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739–774.
- Matthews, E., 1983 : Global vegetation and land use : new high resolution data bases for climate studies. *J. Clim. and App. Meteor.*, **22**, 474–487.
- Mintz, Y., 1984 : The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface boundary conditions. *The Global Climate*, J. T. Houghton(ed.), Cambridge Univ. Press, 79–105.
- Myers, N., 1986 : Economics and ecology in the international arena : the phenomenon of "linked linkages". *Ambio*, **15**, 296–300.
- Newell, R. E. and J. W. Kidson, 1984 : African mean wind changes between Sahelian wet and dry periods. *J. Climatology*, **4**, 27–33.
- Nicholson, S. E., 1981 : Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2191–2208.
- 小川房人, 1974 : 「熱帯の生態 I — 森林」, 生態学講座 30, 共立出版。
- Posey, J. W. and P. F. Clapp, 1964 : Global distribution of normal surface albedo. *Geofisica Internacional*, **4**, 33–48.
- リチャーズ, P. W. (植松・吉良訳), 1978 : 「熱帯多雨林 — 生態学的研究」, 共立出版。
- Rind, D., 1984 : The influence of vegetation on the hydrologic cycle in a general circulation

- on model. Geophysical Monograph, **29**, American Geophysical Union, 73-91.
- Salati, E. and P. B. Vose, 1983 : Depletion of tropical rain forests. *Ambio*, **12**, 67-71.
- Schutz, C. and W. L. Gates, 1972 : Global climatic data for surface, 800 mb, 400 mb : July, Advanced Research Projects Agency, Rep. R-1029-ARPA, Rand Corp., Santa Monica, 180 pp.
- Seiler, W. and P. J. Crutzen, 1980 : Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning. *Climatic Change*, **2**, 207-247.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher, 1986 : A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.
- Shinoda, M., 1986 : Rainfall distribution and monsoon circulation over tropical Africa in the 1979 northern summer : their comparison between East and West Africa. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 547-561.
- Shukla, J. and Y. Mintz, 1982 : The influence of land surface evapotranspiration on Earth's climate. *Science*, **215**, 1498-1501.
- Sud, Y. C. and M. Fennessy, 1982 : A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid region using the GLAS GCM. *J. Climatology*, **2**, 105-125.
- and ———, 1984 : Influence of evaporation in semi-arid regions on the July circulation : A numerical Study. *J. Climatology*, **4**, 383-398.
- and W. E. Smith, 1985 : The influence of surface roughness of deserts on the July circulation. (A numerical Study) *Boundary-Layer Meteorol.*, **33**, 15-49.
- Time, 1987 : Trouble ahead for the Canal ? *Time* 1987. 3. 2 issue, 37.
- 時岡達志・山崎孝治・谷貝勇, 1980 : 気象研究所大気大循環モデルについて。グロースベッター。第 18 巻第 1 号。pp. 1-39.
- 時岡達志・山崎孝治・谷貝勇・鬼頭昭雄, 1984 : 気象研究所大気大循環モデル (MRI・GCM-I)。気象研究所技術報告第 13 号。
- 時岡達志・山崎孝治・鬼頭昭雄, 1986 : 気象研究所対流圏大気大循環モデル (MRI・GCM-I) による 12 年間の積分。気象研究所技術報告第 20 号。
- Wilson, M. F., 1984 : Construction and use of land surface information in a general circulation climate model. Ph. D. Thesis, University of Liverpool.
- Woodwell, G. M., 1978 : The Carbon Dioxide question. *Sci. Am.*, **238**, No. 1 (Jan), 34-43.
- , R. H. Whittaker, W. A. Reiners, G. E. Likens, C. C. Delwiche and D. B. Botkin, 1978 : The biota and the world Carbon budget. *Science*, **199**, 141-146.

———, J. E. Hobbie, R. A. Houghton, J. M. Melillo, B. Moore, B. J. Peterson and G. R. Shaver, 1983 : Global deforestation : Contribution to atmospheric Carbon Dioxide. *Science*, **222**, 1081–1086.

文献紹介

極域の海水が夏の北太平洋西部の亜熱帯高気圧に及ぼす影響について

方之芳・高玉庄・代民

1. はじめに

海面を氷がおおっているか、いないかでは、海から大気への熱の輸送の状態が大きく変わり、また海水の広がりや海水の融けかたは、その周辺海域の海面水温に大きな影響を及ぼすなど、海水は大気大循環の変動を左右する重要な因子のひとつであるといわれている。このような観点から相関解析をおこない、『冬から春にかけて極域の海水が多いときには、春から夏の北太平洋東部における海面水温が低くなり、夏の北太平洋西部の亜熱帯高気圧が弱くなる』という関係を明らかにした論文を、中国の成都気象学院の方之芳（Fang Zhifang）さんから入手したので、その抄訳をここに紹介する。

2. データ

ここで紹介する解析においては、1953～77年の25年間における月平均値が基本的なデータである。サンプル数が25なので、相関係数の危険率5%で有意となる限界値は0.396となる。

極域の海水は50°N以北を対象としている。海水面積を求めた領域は第3節と第4節以降とは異なっている。第3節では、西半球（160°W～110°W）の極氷と、東半球（20°W～160°E）の極氷とに分けて、相関解析を行った。第4節以降においては（第2図参照）、160°Eから110°Wまでの海水との関係を調べた。

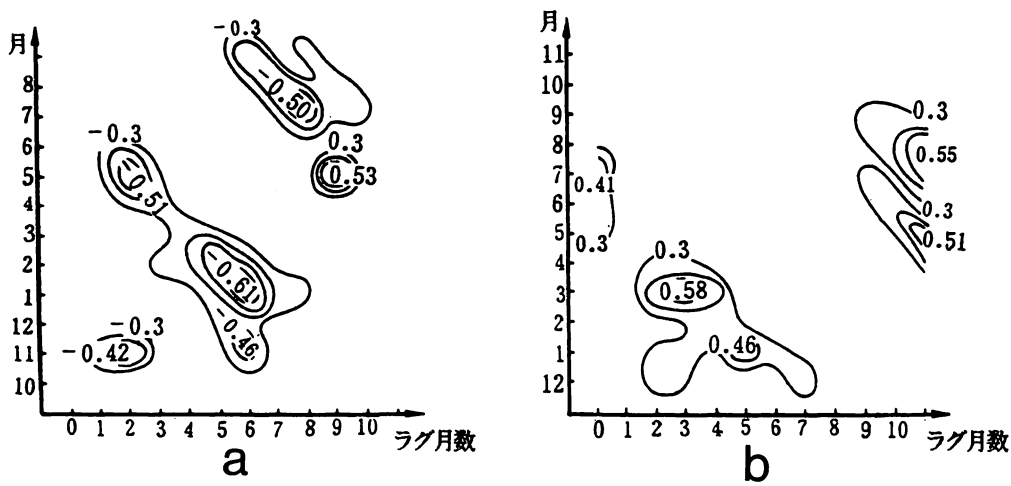
北太平洋西部の亜熱帯高気圧の指数は次のようにして求めた。強度指数は、500 mb 高度が5880 m以上になった格子点の数をインデックスとした。また、面積指数は、500 mb 高度が5880 m以上になった格子点における高度の合計値をインデックスとしている。

海面水温は北太平洋の緯度経度5度ごとの格子点値である。海流の流れの向きなどを考慮して、極域の海水と関係の深い海域としては第2図に示したようなA、B、Cの三つの海域に注目する。Aは北太平洋海流の北東部、Bはカリフォルニア寒流域、Cは北赤道海流の北側海域である。

3. 極域の海水面積と北太平洋西部の亜熱帯高気圧との関係

第1図aは、50°N以北の西半球の160°Wから110°Wにおける海水面積と北太平洋西部の亜熱帯高気圧の強度との相関係数の分布である。相関の高いところが図の左上から右下に伸びており、1月から5月までの西半球の海水が7月の亜熱帯高気圧と負の相関関係にあることがわかる。相関係数の最大値は-0.61である。すなわち冬から春にかけての西半球の海水面積が大きいときには、7月の北太平洋西部の亜熱帯高気圧が弱いことを示している。第1図bは、50°N以北の東半球の20°W～160°Eにおける海水面積と北太平洋西部の亜熱帯高気圧の強度指数との相関係数である。1月から3月までの東半球の海水と6月の亜熱帯高気圧とは正の相関関係にあり、西半球の海水面積の場合とは逆の関係にある。

次に第4節と第5節では、こうした相関関係のうち、北極海・ボーフォート海・ベーリング海・アラスカ湾などを含む西半球側の海域（第2図参照）の海水面積と、海面水温および亜熱帯高気圧との相関関係について述べる。



第1図 極域の海水面積と北太平洋西部の亜熱帯高気圧の強さとのラグ相関係数。

縦軸は極域の海水面積を基準とした月、横軸はそれからのラグの月数。

- (a) 西半球（160°W～110°W）の極域の海水面積との場合。
- (b) 東半球（20°W～160°E）の極域の海水面積との場合。

4. 冬から春にかけての極域の海水が北太平洋の海面水温に及ぼす影響

海面水温には持続性があるので、相関係数の計算は一月おきにを行い、1, 3, 5, 7月とのラグ相関を求めた。

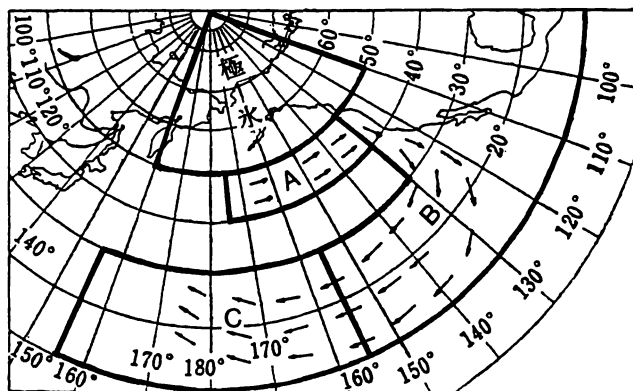
11月や12月の極域の海水面積は、翌年の1～7月の海面水温とのラグ相関はほとんどない（図は省略）。

1～3月の極域の海水面積と各月の海面水温とのラグ相関の分布は、それぞれがよく似ている。これは、この3か月間は極域の海水面積が大きな変化をしないことによる。海面水温とのラグ相関では、2月の極域の海水面積が最も顕著なので、第3図には2月の極域の海水面積と3, 5, 7月の海面水温とのラグ相関の分布を示した。

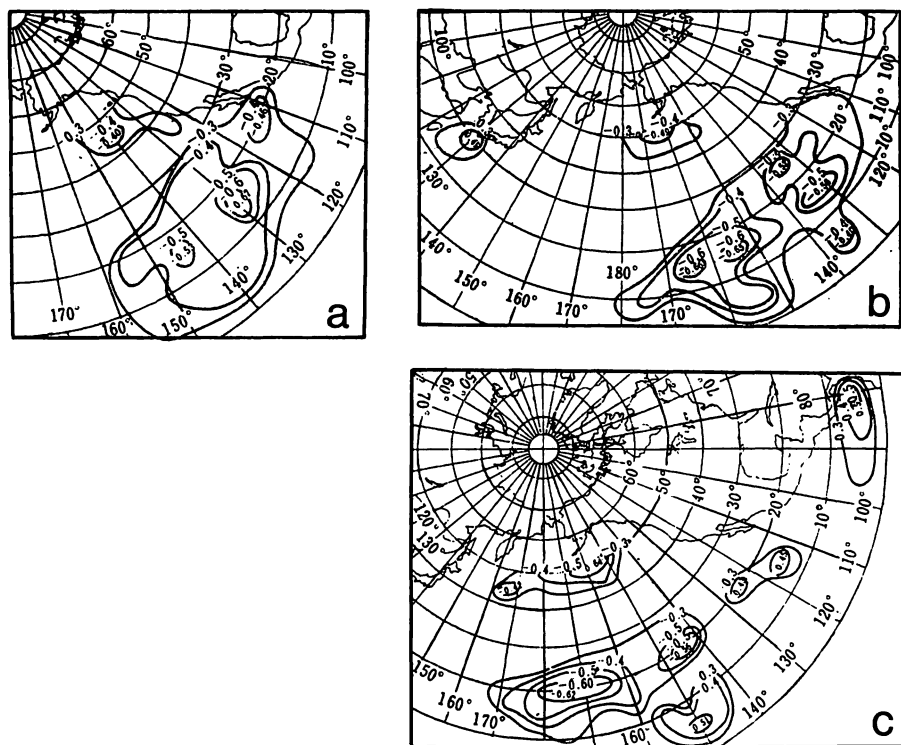
2月の極氷と3月の海面水温との間には（第3図a）、カリフォルニア寒流のB海域に比較的大きな負の相関域があり、その中心の相関係数は -0.67 に達している。北太平洋海流のA海域にもそれほど大きくはないが、負の相関域がある。2月の極氷と5月の海面水温の場合にも（第3図b）、A海域とB海域の二つの相関域がある。3月の海面水温に比べると5月の海面水温では、B海域の相関域は海流の下流方向に伸びており、相関係数 -0.6 の等値線が囲む面積は増大している。2月の極氷と7月の海面水温との相関場では（第3図c）、A海域の相関域はあまり変わらないが、カリフォルニア寒流のB海域と北赤道海流の北側のC海域では3月や5月の海面水温の場合に比べると著しい変化がある。すなわちB海域の東部の相関域はほとんどなくなり、かわって -0.6 を超える相関域はB海域の下流側のC海域に存在している。

4月や5月は極域の海水の融解量が多くなる季節である。この4月や5月の極域の海水面積と、5月や7月の海面水温との相関関係は最も顕著となる。ここでは第4図に5月の極域の海水面積と5月および7月の海面水温とのラグ相関の分布を示した。5月の極域の海水面積と5月の海面水温とは（第4図a）、A海域B海域ともに負の相関である。B海域の相関係数の最大値は -0.75 に達している。これは極域の海水面積と海面水温との相関係数の中では最高の値である。B海域の相関域がカリフォルニア寒流の走行とほぼ一致していることは、1～3月の極域の海水の影響が5月の海面水温に残っていえるといえる。5月の極域の海水面積と7月の海面水温との相関場では（第4図b）、5月の海面水温の場合に比べるとA海域・B海域の相関域ともに海流の方向に移動しており、C海域の東部に相関係数の最大値 -0.74 がある。

6月や7月の極域の海水が7月の海面水温に与える影響は、1～5月の極域の海水の場合に比べるとはるかに小さい。これは6～7月になると、ベーリング海やアラスカ湾の海水はほとんど融けてなくなり、海水があるのは北極海だけになり、北太平洋の海面水温には影響しにくくなるからであろう。



第2図 第4節以降の相関解析で使用する極域の海水面積を求めた領域と海面水温を求めた海域（A，B，C）。



第3図 2月の極域の海水面積と海面水温（aは3月，bは5月，cは7月）とのラグ相関係数。

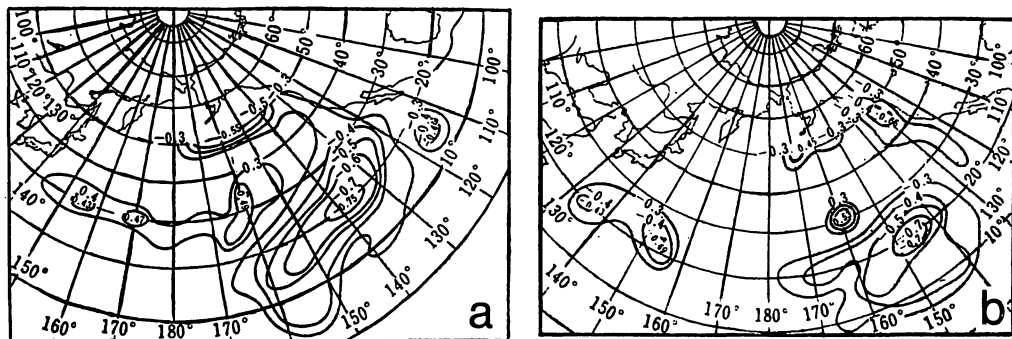
5. カリフォルニア寒流域の海面水温が北太平洋西部の亜熱帯高気圧に及ぼす影響

北太平洋の3, 5, 7月の海面水温と北太平洋西部の夏の亜熱帯高気圧との有意な相関域は北太平洋の随所にある。しかし本文では極域の海水面積が海面水温をとおして亜熱帯高気圧に及ぼす影響について調べるのが目的なので、第2図のA・B・Cの海域の海面水温のなかでも、極域の海水と密接な関係にあるB海域の海面水温と、夏の北太平洋西部の亜熱帯高気圧との相関関係について、ここでは述べることにする。

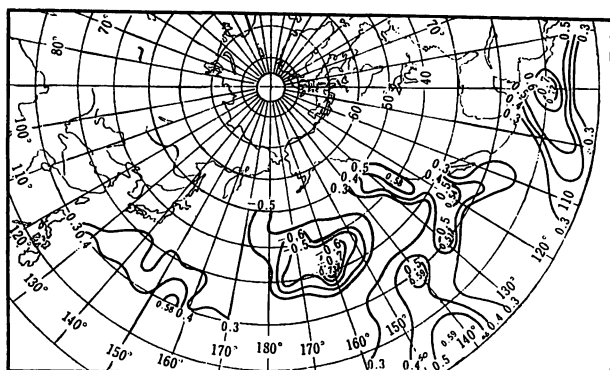
3月のB海域の海面水温と3, 4, 5月の亜熱帯高気圧の面積指数とはほとんど相関がないといえる(図は省略)。しかし同じ3月のB海域の海面水温が6, 7, 8月の亜熱帯高気圧の面積指数とは大きな正の相関にある。このなかでは、6月の亜熱帯高気圧の面積指数との相関(第5図)が最も顕著である。B海域の相関域はカリフォルニア寒流の流れの方向に伸びており、相関係数の最大値は0.59である。なお太平洋中央部の30～40°Nの160～170°W付近にも負の高相関域があるが、これについては原論文では言及していない。第5図(3月のB海域の海面水温と6月の亜熱帯高気圧の面積指数との相関)と第3図a(2月の極域の海水面積と3月のB海域の海面水温との相関)とを比べると、B海域のほぼ同じところに相関域がある。つまり冬の極水の面積が大きい(小さい)ときには、B海域の海面水温が低く(高く)なって、夏の亜熱帯高気圧が弱く(強く)なる、という関係にある。しかし秋以降の亜熱帯高気圧とは相関関係がない(図は省略)。

5月のB海域の海面水温は、5月の亜熱帯高気圧の面積指数とは相関がないけれども、6, 7, 8月の亜熱帯高気圧の面積指数とは顕著な正の相関がある。とりわけ7月の亜熱帯高気圧の面積指数との相関関係が最も大きい(第6図a)。相関域はカリフォルニア寒流の走向と一致しており、中心では相関係数が0.62に達している。第6図a(5月のB海域の海面水温と7月の亜熱帯高気圧の面積指数との相関)と第3図b(2月の極域の海水面積と5月の海面水温との相関)、第4図a(5月の極域の海水面積と7月の海面水温との相関)において、ともにB海域の相関域が重なっている。このことから1～5月の極域の海水が5月のB海域の海面水温に影響を及ぼし、さらに5月のB海域の海面水温が1～3か月後の夏の亜熱帯高気圧に影響していることになる。すなわち、もし1～5月の極域の海水の面積が大きい(小さい)ときには、5月のB海域の海面水温が低く(高く)なり、6～8月の亜熱帯高気圧が弱く(強く)なるという関係にある。なお5月の海面水温も秋以降の亜熱帯高気圧とは相関関係がない(図は省略)。

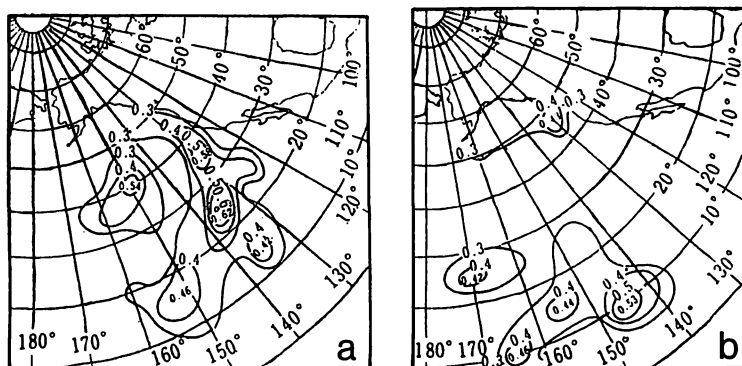
7月のB海域の海面水温と7月の亜熱帯高気圧の面積指数との同時相関は(第6図b)、カリフォルニア寒流の下流域に最大値で0.53の正の相関がある。しかし7月のB海域の海面水温の夏の亜熱帯高気圧への影響は、冬や春の海面水温に比べるとはるかに小さい。



第4図 5月の極域の海水面積と海面水温（aは5月，bは7月）とのラグ相関係数。



第5図 3月の海面水温と6月の北太平洋西部における亜熱帯高気圧の面積指数とのラグ相関係数。

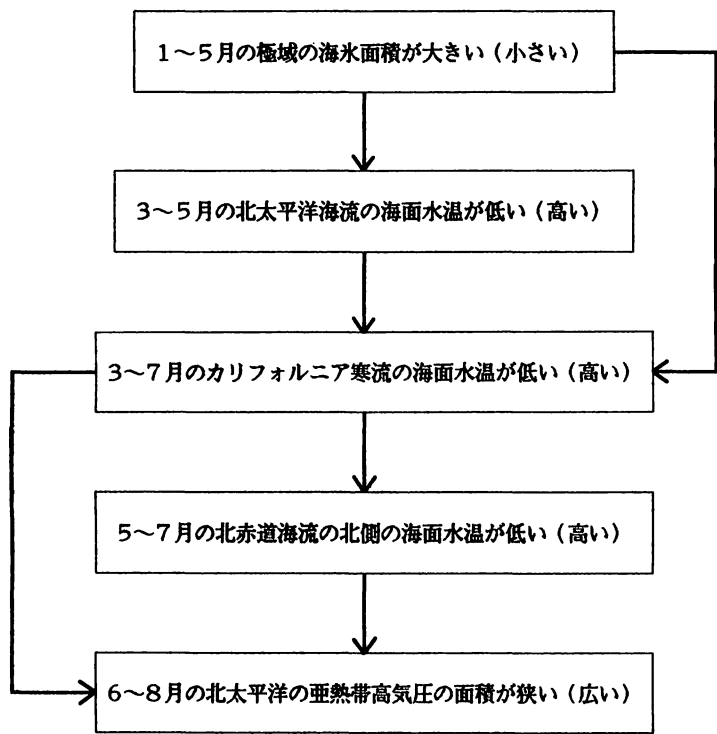


第6図 海面水温（aは5月，bは7月）と7月の北太平洋西部における亜熱帯高気圧の面積指数とのラグ相関係数。

6. まとめ

冬から春にかけて（特に4月と5月）の極域の海水面積は、北太平洋東部の海面水温と負の相関関係があることが明らかになった。相関域は、北太平洋海流から順次、カリフォルニア寒流、北赤道海流の北側へと、海流の流れに従って移動している。また、夏の（6～8月）の北太平洋西部の亜熱帯高気圧の強さや面積は、こうした海域の春（3～5月）の海面水温と正の相関関係にある。本文で述べた、海水が海面水温をとおして亜熱帯高気圧に及ぼす影響の流れ図を第7図に示した。

海面水温や亜熱帯高気圧は、真冬や夏の極域の海水面積とほとんど関係がなくて、春の極域の海水面積と相関が大きいのは、海水の融解と関係している可能性がある。パックアイス（浮氷）の増減や海水の融解の遅達は、隣接する北太平洋の海面水温に対する冷却作用に大きな影響を及ぼしている。さらに、有意な相関域が海流の下流へと移動するのは、海流の存在が重要な役割を果たしていることを示している。また、海水面積・海面水温・亜熱帯高気圧の間でラグ相関が顕著なのは、海洋の熱的慣性が大きいことと関係しているのであろう。



第7図 極域の海水面積が海面水温をとおして亜熱帯高気圧に影響する様子
を示す流れ図。

原 著 論 文

方之芳・高玉庄・代民, 1986:極地海水対北太平洋副熱帯高圧影響的可能途徑. 海洋学報, **8**, 558 ~ 565.

Fang Zhifang, Gao Yuzhuang and Dai Min, 1987: A Probable Avenue to Effect of Polar Ice on North Pacific Subtropical High. *Acta Oceanologica Sinica*, **6**, 190 ~ 195.

Fang Zhifang, 1987: The Effects of the North Polar Sea Ice in January on the East Asia Circulation in June. *Proceedings of the International Conference on the General Circulation of East Asia*, April 10-15, 1987, Chendu, China, 146-153.

Fang Zhifang, 1987: The Interaction between the Subtropical High and the Polar Ice in the Northern Hemisphere. In "The climate of China and Global Climate" (Edited by Ye Duzheng, Fu Conbin, Chao Jiping, and M. Yoshino), 1984年北京国際気候会議文集, 海洋出版社, 北京, 361 ~ 365.

本文で紹介した興味ある論文をお送りくださいました方之芳さんに厚くお礼申し上げます。

長期予報に関する第2回WMOワークショップに参加して

気象庁長期予報課 露木 義

1. はじめに

「全球大気の月及び季節変動の診断と予測に関する第2回WMOワークショップ」が、6月15日から19日までの5日間、フランスのツールーズ市において開催された。筆者は、科学技術庁の国際研究集会派遣研究員として、この研究集会に出席する機会を得たので、その概要を報告したい。日本からの参加者は、気象研究所の時岡さんと村上さん、それに長期予報課の筆者の3名であった。

このワークショップは、1983年の世界気象機関(WMO)第9回総会において決議された長期予報研究計画に基づいて、WMOが主催する長期予報に関する国際研究集会である。ほぼ2年に1度開かれることになっており、第1回目は1985年にアメリカのメリーランド州で行われた。今回は「長期予報に関連した海洋大気相互作用に関するWMOシンポジウム」もあわせて行われ、世界約20カ国の気象機関や研究機関から長期予報研究者約60名が参加した。8つのセッションにおいて、42篇の論文が口頭発表された。前回と比べて参加者・論文数とも少なかったが、そのかわり発表や討論の時間が十分に割当てられた。内容が多岐にわたるので、各セッションごとに紹介していきたい。

2. 各セッションの概要

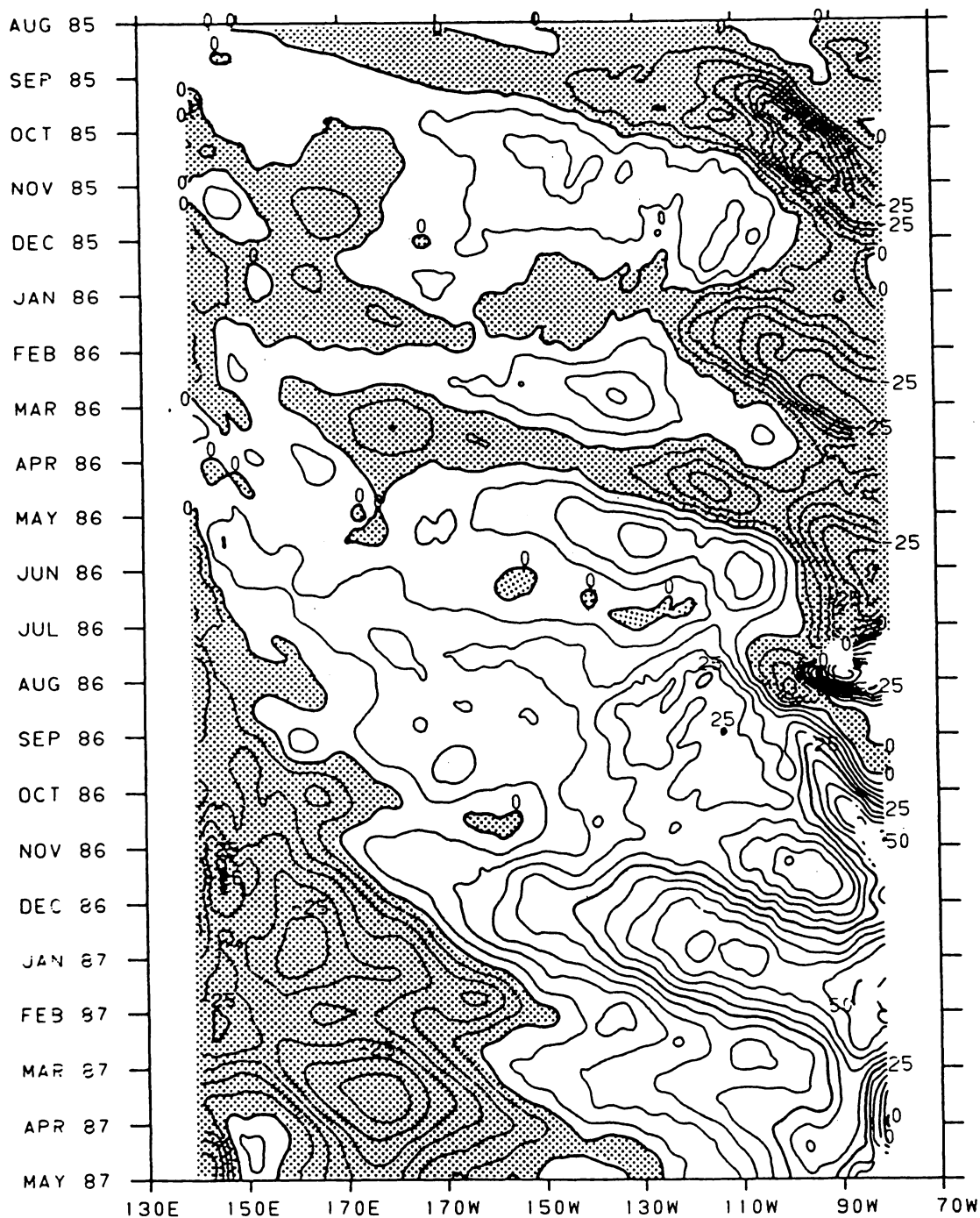
(1) 海面水温と大気海洋間のフラックス

まず、イギリス気象局のR.W. Reynoldsらが、いくつかのセンターの月平均海面水温の解析の比較結果について発表した。中高緯度の大気循環の変動に対する海面水温アノマリーの役割が最近注目されている点からみて、重要な調査である。彼らは、解析のバイアスを減らすために、船舶やブイによる観測を衛星観測で補うべきであることを強調していた。

もう一つ注目された発表は、ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)とイギリス気象局の大循環モデルにおける、大気海洋間フラックスの比較である。2つのモデルの間はかなり顕著な相違があることが指摘され、今後重要な問題になってくると思う。

このセッションの内容にはそぐわないものであったが、最後にアメリカの気候解析センター(CAC)のグループが、現在進行中のエルニーニョ南方振動(ENSO)についてレビューした。熱帯域の加熱に対する線形応答によって、観測された気圧のアノマリーがかなりよく再現できるという指摘や、アメリカの地球流体力学研究所(GFDL)で開発された海洋モデルに観測された月平均海面風応力を与えると、海洋混合層の深さの東向き伝播が得られる(第1図)ということなど、単に観測結果の解析だけではなく、数値モデルを駆使した解析である点で興味深かった。

CACは、上に述べた海洋モデルによる海洋混合層深度のモニターを、既にルーチン的に行ってお

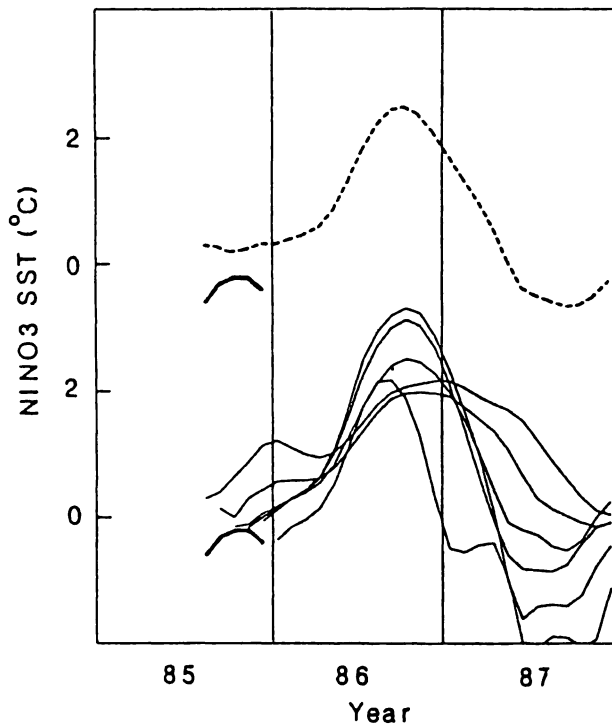


第1図 1985年8月～1987年5月における赤道太平洋の15℃の等温線の深さのアノマリーの時間経度断面図。実測の月平均海面風応力を与えて、CACの海洋モデルによって計算した結果。等値線の間隔は5mで、負の領域には陰を施してある。
(Climate Diagnostics Bulletin, No. 87/5, CAC)

り、近い将来このモデルを大気モデルと結合する計画とのことであった。

(2) 大気海洋結合モデルとエルニーニョ南方振動

特に注目されたのは、簡単な大気海洋結合モデルによって今回の ENSO の発生を予測した、アメリカの S. E. Zebiak と M. A. Cane による ENSO の長期予報に関する発表である。GFDL の海洋大循環モデルや大気海洋結合大循環モデルによる結果について発表された都田さんや、他の発表者の話も総合すると、その基礎にある考えは次のようなものである。ENSO は赤道域における大気海洋結合系の不安定モードとして理解されるが、暖水が西部赤道太平洋域に十分蓄積しない間は発生しない。ENSO の終息に伴って太平洋の亜熱帯域に逃げた暖水が、海洋のロスビー波の速度でゆっくりと西進し、西岸で反射して西部赤道太平洋域に達する過程が ENSO のサイクルにとって重要である。海洋の予測可能性の限界は大気に比べてかなり長いと考えられるので、結合モデルを使えばかなり前から予測が可能かもしれないということになる。



第2図 NINO.3 (5°N~5°S, 150°W~90°W) 領域における 1986~87 年の海面水温アノマリーの予報。
細い実線は、1985 年 8 月~1986 年 1 月における 1 か月間隔の 6 個の初期値からの予報を表し、太い破線はそれらの平均値。太い実線は観測値。縦軸の目盛りに注意。(Cane et al., 1986, Nature, Vol. 321, pp. 827-832)

彼らのモデルは熱帯太平洋域だけのほとんど線形のモデルで、観測された過去何年間かの月平均海面風応力を与えて長時間積分することにより、必要な初期値をモデルでつくっている。理由ははっきりしないが、予測精度は初期値の季節に依存し、2月から7月は精度が悪いという。また、熱帯の30～50日周期振動は、モデルのENSOサイクルにはほとんど影響しない。ENSO発生年を除く1970年から1984年までの各年における1か月間隔の6つの初期値からの予報実験によれば、1年後のENSOの発生について12年中9年が6つとも一致した結果を与え、かつ的中したとのことである。モデルの簡単さを考えると、このような成功をにわかには信じ難い気もするが、非常に興味深い発表であった。今後の研究の進展に期待したい。

参考までに、1986/87年のENSOを予想した彼らの結果を、第2図に掲げておく、実況では、NINO.3領域の海面水温のアノマリーの著しい増加は、夏ではなく秋に起こり、また、1987年の夏になっても依然として続いている。モンスーンや30～50日周期振動は、ENSO発生タイミングを決めるのに重要かもしれない。ENSOがいかにして終息するかという問題も重要であると思うが、この点について特に突っ込んだ発表はなかった。

(3) 海面水温と熱帯の対流活動とテレコネクション

長期予報課から2題、夏の東アジアの天候と西部熱帯太平洋域の対流活動や海面水温アノマリーとの関連について発表した。一方、CACのE. Livezey 達がENSOが起きていない冬のPNAパターンの波源として、日付変更線の西側の対流活動をあげ、東側の対流活動はむしろPNAパターンに対する応答であると述べていた。この発表やこのセクションにおける討論から、欧米の研究者も西部熱帯太平洋域の対流活動の役割に高い関心を持ち始めていることがわかった。

話は変わるが、全球海面水温の経年変化について発表したイギリス気象局のD. E. Parker らによると、南半球の海面水温は50年代と比べて暖かくなっているそうである。西アフリカの夏のモンスーンは50年代に比べて弱く、これは上の海面水温アノマリーの変化と関連していると指摘していた。これに関連した研究が、さらに2題次のセッションで発表された。

(4) 海面水温と干ばつ

イギリスの気象局のC. K. Follandのグループが、アフリカのサヘル地方の降水量の年々変動や経年変動に、全球の海面水温アノマリーの分布が重要な役割を果たしていることを、データ解析と大循環モデルによる研究によって示した。地表面の水文過程のフィードバックも重要であるが、海面水温ほどではないそうである。彼らは、全球海面水温のアノマリーによる、サヘル地方の降水量の統計的予報も試みていた。独立資料によるスコアはかなり高く、この点からも上の結論を裏付けていた。

大西洋の赤道を挟んで北と南で正負反対の海面水温アノマリーのパターンが、ブラジル北東部の

降水量と密接に関連していることが知られているが、メリーランド大学のP. Nobreらは、そのパターンが海面風応力の同様なパターンによって形成されることを示した。また、アマゾン付近の対流活動のアノマリーが、冬の北大西洋から東アジアに至る波列状のテレコネクションパターンの原因になっている可能性を指摘していた。

(5) モンスーン

中国の研究者による発表が4題予定されていたが、不参加のためいづれもキャンセルされてしまったのは残念であった。インドのモンスーン期の雨量と相関の高い気象要素の話が主で、4月のインド付近の500 mbのリッジの位置や、冬から春にかけてのダーウィンの気圧の変化と高い相関があるということだった。

(6) 30～50日周期振動

熱帯の30～50日周期振動については、東進モードに関する限り理論的にもかなり研究が進んでいる。このセッションでは観測事実と予報への適用可能性の話が多かった。

まず、フランスの気象力学研究所(LMD)のD. L. Cadetが、南アジアにおける対流活動域の北上という観測事実に基づいて、赤道インド洋の船舶のデータから、インドのモンスーンの活動度を統計モデルによって予測する話をした。1ヶ月前からだとして1週間程度の誤差で予測できるということだった。

観測の面からレビューを行った気象研究所の村上さんは、30～50日周期振動が中緯度循環に影響を及ぼす仕方には、従来いわれていたハドレーセルの北上によるものの他に、ロスビー波の伝播によるものがあるということを強調しておられた。西部熱帯太平洋の対流活動の変動が中緯度循環の変動に果たす役割については、日本の研究者が最近成果をあげてきており、(3)及びこのセッションにおける長期予報課からの発表とあわせて、その重要性について欧米の研究者にもかなり理解されたのではないかと思う。

30～50日周期振動の大循環モデルによるシミュレーションについては、気象研究所の時岡さんからしか発表がなかったが、熱帯の降水特性にかなり依存するという話は、興味深く受け取られた。その数値予報の可能性についても、今後検討されてくると思う。

(7) 統計的予報法

イギリス気象局が現在採用している統計的予報の紹介があった。詳しいことは、長期予報課の田中さんがグロースベッター第25巻第2号(1987年)に解説しているので、そちらを参照していただきたい。従来の類似法を主とする予報法から、判別解析を主体とする系統的な予報法に転換したことにより、以前より成績が向上したということで、長期予報業務を行っている各国の気象機関に

注目されている。従来、気温や降水量の予報ランクが平年並に集中し過ぎる傾向があったが、新しい方法によるとかなり改善されたと報告していた。

彼らは力学的手法もテストしている。力学的1か月予報においては、初期条件の誤差や予測可能性の小さいスケールの小さな擾乱の影響を減らすために、互いに類似したいいくつかの初期条件から出発した複数の予報結果を平均するのが普通だが、たとえ1個だけのランであっても、スキルの向上に役立つと述べていた。また、短期予報で現在利用されているMOSのような手法も、将来的には考えられるとのことだった。

この分野に限らず、イギリス気象局の長期予報グループの腰を据えて物事に取り組む姿勢には、学ぶべき面が多いと思う。

(8) 力学的長期予報

気象機関の中では力学的1か月予報の分野で先進的な仕事をしてきたECMWFは、今年の5月からT 106（波数106までの三角切断）19層の全球スペクトルモデルを採用している。成層圏の層を増やしたことにより超長波の予報が改善され、重力波抵抗の導入により低周波の変動が改善されたという。また、植生も簡単にパラメタライズして組み入れられており、陸上の潜熱・顕熱フラックスにかなりの変化がみられたそうである。

モデルの系統的誤差は、力学的長期予報における大きな問題点の一つである。ECMWFでの経験によると、水平分解能をT 21からT 42、T 63とあげていくと系統的誤差の様子が変わっていくが、T 63とT 106とではその違いは小さい。このことに基づいているのかもしれないが、ECMWFのL. Bengtssonは、全球モデルの水平分解能は少なくともT 63は必要だと言っているそうである。帯状平均場のエネルギーが時間と共に増加してしまうことが、依然として大きな系統的誤差である。

Bengtssonは、循環場のパターンに予測しやすいものとそうでないものがあるのではないかとこのことを、線形順圧モデルを用いた不安定論で指摘していた。これは大事なことだと思う。力学的長期予報においては、初期条件が少しずつ異なるいくつかの数値予報の結果を検討することにより、このような情報が得られるかもしれない。ただ、その裏付けとなるような、中高緯度の循環の低周波の変動に関する、データ解析や理論的・数値的研究がまだまだ不十分だと思う。

アメリカの国家気象センター（NMC）は、最近力学的1か月予報にかなり力を入れており、金光さんのおられる開発部5人とCAC 4人でグループをつくり、系統的に実験を行っている。すでに、1986/87年の冬から春における1日間隔の初期値からの1か月予報実験108例を終了し、今後低解像度モデルによる実験や、モンテカルロ法による予報実験を計画しているそうである。

NMCのグループは、数値予報の結果を経験的直交関数で展開して、持続するアノマリーの予測可能性を論じたり、時間的に少しずつずらした初期値から走らせた予報のばらつき具合から、そ

第1表 ECMWFの全球モデルによる1か月予報実験のスコア。北半球の1か月
 平均値に対するアノマリー相関係数で示す。

アノマリー相関係数	例 数
61～80(%)	5
41～60	27
21～40	18
0～20	4
< 0	5

の予測精度を予測する試みなどについても発表した。しかし、いずれもせいぜい10日目までしか有効でないようであった。現在の数値予報モデルの予測精度から考えれば、このことは当然の結果かもしれない。時間平均を取る以外に、数値予報の結果からいかにして有効な情報を引き出すかという問題は、長期予報において何が予報できるのかという問題とも関連している。

さて予測精度だが、ECMWFとNMC、それからT21の全球モデルによる結果を発表したフランスとも、スコアは低いものの1か月平均では持続予報より優るという点では一致していた。参考までに、ECMWFのアノマリー相関係数によるスコアを第1表に示す。予報の有効性の基準として、アノマリー相関係数60%という値がよく引合いに出されるが、41～60%がいちばん多い。

Bengtssonが、それぞれの発表に対して、熱心な質問と的確なコメントをしていたのが印象に残った。なお、1か月とか長期間数値モデルを走らせると、スコアがいったん落ちてから回復するという例が冬の場合によく報告され、よくわからない問題として残っているが、このことに触れた発表はなかった。

3. おわりに

筆者の英語力と興味という二重のフィルターがかかっているが、少しでも会議の成果を伝えることができれば幸いである。

今回は、海洋大気相互作用に関するシンポジウムとあわせて行われたせいもあるかもしれないが、全体的に低緯度に着目した話が多く、中高緯度の低周波の変動を扱った発表が少なかったのは残念だった。熱帯と異なって、中高緯度では30～50日周期振動やENSOに代表される海面水温アノマリーの影響も、長波スケールの擾乱によってしばしば変形され、あるいは覆い隠されてしまう。特別な場合を除いて、加熱のアノマリーに対する応答とittedただけでは、ほとんど促えきれない。一方でまた、ブロッキングやインデックスサイクルや天候レジームなど、中高緯度循環を捉える枠

組みは依然として曖昧なままになっている。中高緯度の低周波の変動について、研究がより活発になることを期待したい。それは、大気の予測可能性の限界が2週間程度といわれているなかで、力学的1か月予報で何を予報するのかという問題にも、糸口を与えるのではないかと思う。

今回のワークショップは、1990年に中国で開催される予定である。またその前年に「長期予報の諸問題と将来展望に関するWMO会議」の第2回目が開かれる。それらの会議では、日本からも力学的長期予報に関する成果を発表したいものである。

最後に、今回のワークショップ参加に際し、お世話していただいた山岸前長期予報課長（現在、予報課長）をはじめ、気象庁の関係者の方々に深く感謝いたします。

熱帯海洋と気候変動に関するシンポジウム

(WCRP / TOGA シンポジウム)

気象庁長期予報課 上野達雄

去る 1987 年 6 月 4, 5 両日にわたって標記のシンポジウムが東京大学海洋研究所において開かれた。これは、我が国の TOGA 計画の推進に多少とも関係のある分野からの関係者を集め、様々な視点から TOGA に関わる研究の進捗状況、現状の認識、問題点の把握等を行い、TOGA 計画の一層の進展を計ることを意図として、開催されたものである。主催は東京大学海洋研究所共同利用研究会で、東京大学住明正氏、北海道大学竹内謙介氏、九州大学山形俊男氏の三氏がコンビーナーとして尽力された。このシンポジウムに参加する機会を得たので概要を紹介したい。ただ学際的分野からの話題提供が多く（ゆえに興味深い話も多かったが）、あまり理解できない面もあった関係から、全ての話題にわたって網羅的、また平等にはお伝えできないことをおことわりしておきたい。

1 日目は主に学際的な分野からの話題提供が行われた。

緯度観測所内藤勲夫氏：地球自転と大気海洋系の相互作用ということで、99 % 予測可能な潮汐力を議論からとり除くと、地球回転は非潮汐力（すなわち、大気・海洋の変動）との関係においてとらえることができるということが話された。極変動成分からの気圧変動の検出、自転速度変動成分からの風速変動の検出などについて話があり、SOI と LOD (Length of Day) の年々変動に 0.5 以上の相関があることなどが述べられた。

北海道大学角皆静男氏：化学の分野からトレーサーについての話があった。水のトレーサーとして有効な物質（ ^3H , ^{14}C etc.）などについて紹介があった。話の中で東部太平洋域 150–400 m 深の所に貧酸素海域があるということが述べられた。エルニーニョと関係づけられるのか興味あるところである。

東北大学田中正之氏：大気中 CO_2 の年々増加についてはよく知られているが増加の程度に年々変動がみられる。化石燃料のインプット分を差しひくと、大気中の CO_2 が減っているとみられる年もある。最近では 1983 年に CO_2 の増加が著しい。海水温のパターンに少し遅れて CO_2 の増減がおこっており 1～2 シーズンのラグ相関は 0.7～0.8 になる。エルニーニョの時に CO_2 がはきだされたと考えることもできる。実際にどうなっているのか観測してみなければわからない。

筑波大学安成哲三氏：雪水系と ENSO サイクルを結びつけたひとつのシナリオが提示された。例えば、雪水面積が大きい時の大気のパターンはユーラシアンパターン（反転した PNA パターン）である。雪水面積とその夏のモンスーンには負の相関がある。エルニーニョに先行した夏のモンスーンは不活発等々。

金沢大学大場忠道氏：酸素同位体及び炭素同位体の変化から過去にみられた CO_2 の増加現象に

ついでの話があった。氷期から間氷期といったかなり長い時間スケールでの話であった。

東京大学杉本隆成氏：数年スケールでの海況の変動が水産にとって重要な問題であるという観点から親潮の南下，黒潮の流路，またエルニーニョとの関係等についての話があった。

2 日目は4つのセクションにわけて，熱帯の大気及び海洋変動，中緯度の現象との関連，午後からは，短期気候変動のモデリング，そして，TOGA国内計画及びOMLET 計画との関連と題していくぶん行政的な色あいのある話題提供がなされた。

気象研究所新田勲氏及び中沢哲夫氏：新田氏からはENSOについての知見の紹介，ENSO はサイクル現象なのか否か，ENSO のトリガーは何かといった話題提供がなされた。同じく中沢氏から30 - 60日周期変動の細部構造，階層構造についての話があった。

このほか，西部太平洋域における水位変動の話，熱収支の話などがあり，中緯度の現象との関連では，名古屋大学加藤内蔵進氏より梅雨について，“高い緯度”で熱帯なみの降水量があること，この水蒸気は亜熱帯高気圧を媒介として輸送されていること，故に降水量の変動については亜熱帯高気圧の構造理解が重要であること，等の話があった。

午後からはモデリングの話にひきつづいて気象庁，海上保安庁，科学技術庁からそれぞれTOGA 関連の計画について話があった。気象庁からは，気象研究所時岡達志氏が気象研究所における大気・海洋結合モデルの計画を紹介，また海洋気象部佐伯理郎氏が気象庁における海洋観測の現状を紹介した。

海上保安庁石井春雄氏からは，海洋混合層の実験観測，標流ブイによる海流変動の広域観測研究の紹介があった。

続いて科学技術庁研究開発局高木氏から，研究と社会との接点，科学研究の必要性，科学技術会議における地球科学推進の決議に関連して，地球に対する知見ならびに社会の関心が増していること，社会経済面での地位が向上していること，情報の発信源となっていることなどの話があり，国際的なプログラムに我が国が如何に関わってきたか（予算がとれる前に手を挙げる事がなかったために最初に計画をまとめる場に顔を出せなかった。）という反省のもとに，これからはもっと積極的に参加していけるようにしていきたいということであった。

第1日目の最後には東京大学の松野太郎氏より科学技術庁のTOGA related projects や TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) について簡単な説明があった。また，第2日目の最後には総合討論の場が設けられた。焦点があいまいな面はあったが，各種観測計画の現状や問題点の議論をとおして，TOGAに対する現状認識や関心を高めるという点で効果があったように思われる。

今後予定されている関連のシンポジウムあるいはワークショップには，「TRMM に関する国際

シンポジウム」(1987年10月28－30日, 東海大学), 「日米ENSOワークショップ」(1987年11月3－7日, 東京大学) などがある。

なお, 第1日目に長期予報課栗原弘一氏から, 長期予報とENSOについて話題提供があったが, その内容については次号に掲載される予定である。

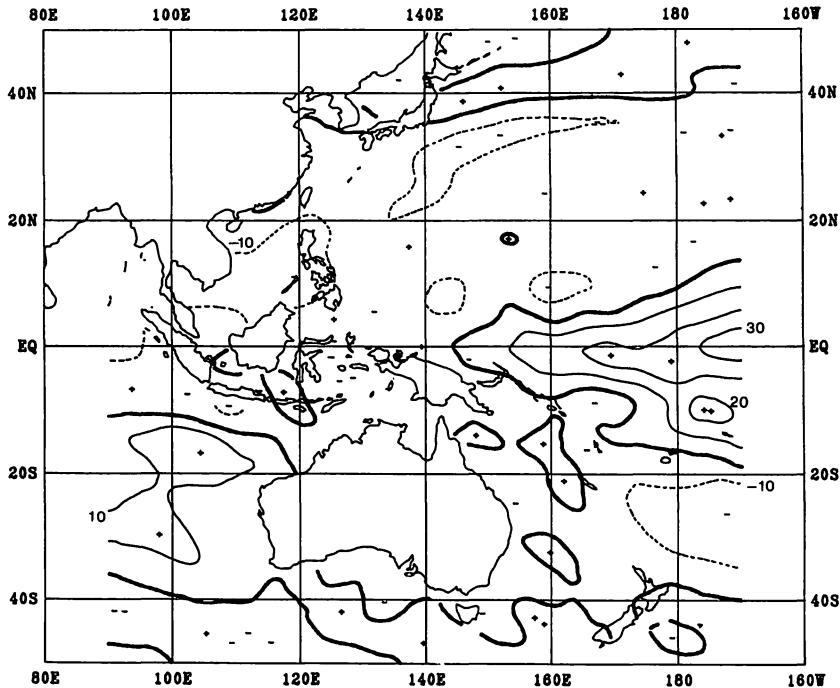
気候系監視報告の創刊について

気象庁長期予報課 渡部文雄

1982/83年の大規模なエルニーニョ現象と、それに関連する世界的な規模の異常天候の発生は、長期予報にとって熱帯域の海洋・大気循環の監視がいかに重要であることを認識させた。そしてここ数年、ENSO、モンスーン、季節内変動（30－60日間周期変動）などの現象に対する理解が深まってきた。さらに、熱帯域の海洋・大気循環の変動が中・高緯度の大気循環に影響することも、不十分ではあるが論じられるようになってきた。

また、最近の世界の経済活動は、狭い領域内では収まらなくなっている。世界の食糧の需要や商業活動などは世界的規模で行なわれており、他国の天候が自国の経済に大きな影響を持つようになってきている。世界の天候の現状、特に異常天候の始まりや状況を正しく把握することは、社会にとって重要な課題と言える。

これらの状況をふまえて、気象庁長期予報課では、昭和62年4月から「季節予報資料」と「異常天候監視報告」の内容を統合して掲載資料を大幅に改訂し、名称を「気候系監視報告」と変更することにした。



第1図 MONTHLY MEAN HIGH-CLOUD AMOUNT ANOMALY (%) (MAY 1987)
Contour interval is 10% with negative contour dashed.
Anomaly is deviation from 7-year (1978-84) average
and not shown over land for lack of climatology.

予報を行うためには現象の実況を適確に把握することが必要不可欠である。「気候系監視報告」には、世界各地で起こりつつある異常天候の実態や大気循環場・海洋の実況について、その特徴及び診断に関する情報を掲載することにした。これらの情報を速やかに気象官署、関係省庁、大学、研究所の各利用者に提供すること、外国の気象機関、大学、研究所との間で気候系に関する情報交換を行なうことが、創刊の目的である。

内容の詳細については「気候系監視報告」を見てもらうことにして、掲載している図の中から、いくつかを紹介する。

第1図は、1987年5月の月平均（5月1～5月30日）の上層雲量偏差図である。上層雲量は等価黒体温度を用い400 mb面の解析温度よりも低い温度をもつ雲として定義している。現在整備されているデータは、等価黒体温度では1984年以降だが、上層雲量では1978年以降である。（ただし陸上の上層雲量は1987年3月以降、出力されるようになった。）海上の上層雲量については7年平均値（1978－1984）からの偏差を求めることができる。このようにして作成した上層雲量偏差図は、熱帯域の対流活動や中緯度の前線帯の位置が平年に比べてどうであるかという情報を与えてくれる。第1図からは今回のエルニーニョに伴い、日付変更線付近で対流活動が活発化し、逆にフィリピン付近では対流活動が抑制されている様子がわかる。

熱帯域の季節内変動（30－60日周期変動）を監視する目的で、850 mb・200 mb 東西風や等価黒体温度の経度－時間断面図や緯度－時間断面図を掲載している。それらの中から第2図は10°N－10°Sで平均した半月平均等価黒体温度の経度－時間断面図、第3図は20°N－EQで平均した半月平均850 mb 東西風偏差の経度－時間断面図である。第2図では3～4月、5月、6～7月に活発な対流活動域が東進している様子がわかる。これらの周期は7～10半月（35日～50日）程度である。第3図では対流活発域が東進に合わせて西部及び中部熱帯太平洋で西風偏差が強まっている様子が見られる。

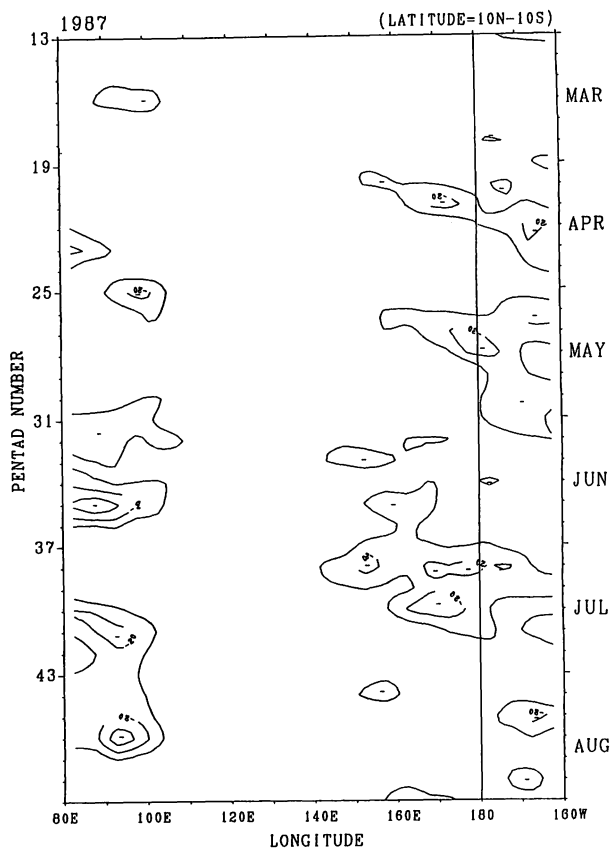
ENSOをモニタリングする目的で、気候系監視報告には毎月SST、海面水位、SOI、上層雲量、赤道域の風の指数を掲載している。また、3か月毎にこれら指数の時系列図を掲載することになっている。これらの中から第4図にSOI、上層雲量、第5図に海面水温偏差の時系列図を示す。図からは、1982/83年に続いて1986/87年にエルニーニョが起きている様子がわかる。SOI（南方振動指数）はタヒチ（17°S, 149°W）とダーウィン（12°S, 131°E）の月平均海面気圧を用い、以下で定義している。平年値と標準偏差は30年間（1951－1980）で計算した。

$$SOI = \frac{\Delta T_n - \Delta D_n}{\sigma(\Delta T_n - \Delta D_n)}$$

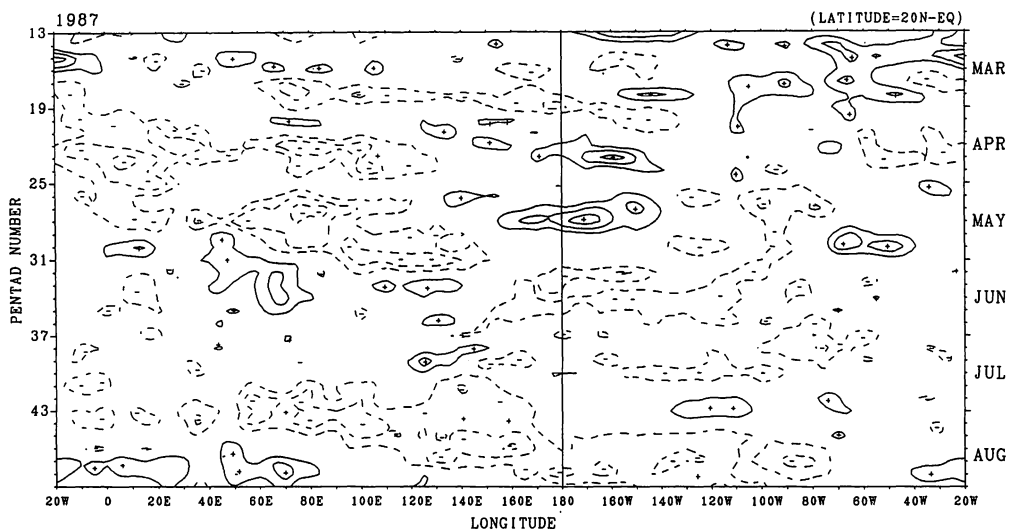
ΔT_n 標準偏差で規格化したタヒチの月平均海面気圧の平年偏差

ΔD_n 標準偏差で規格化したダーウィンの月平均海面気圧の平年偏差

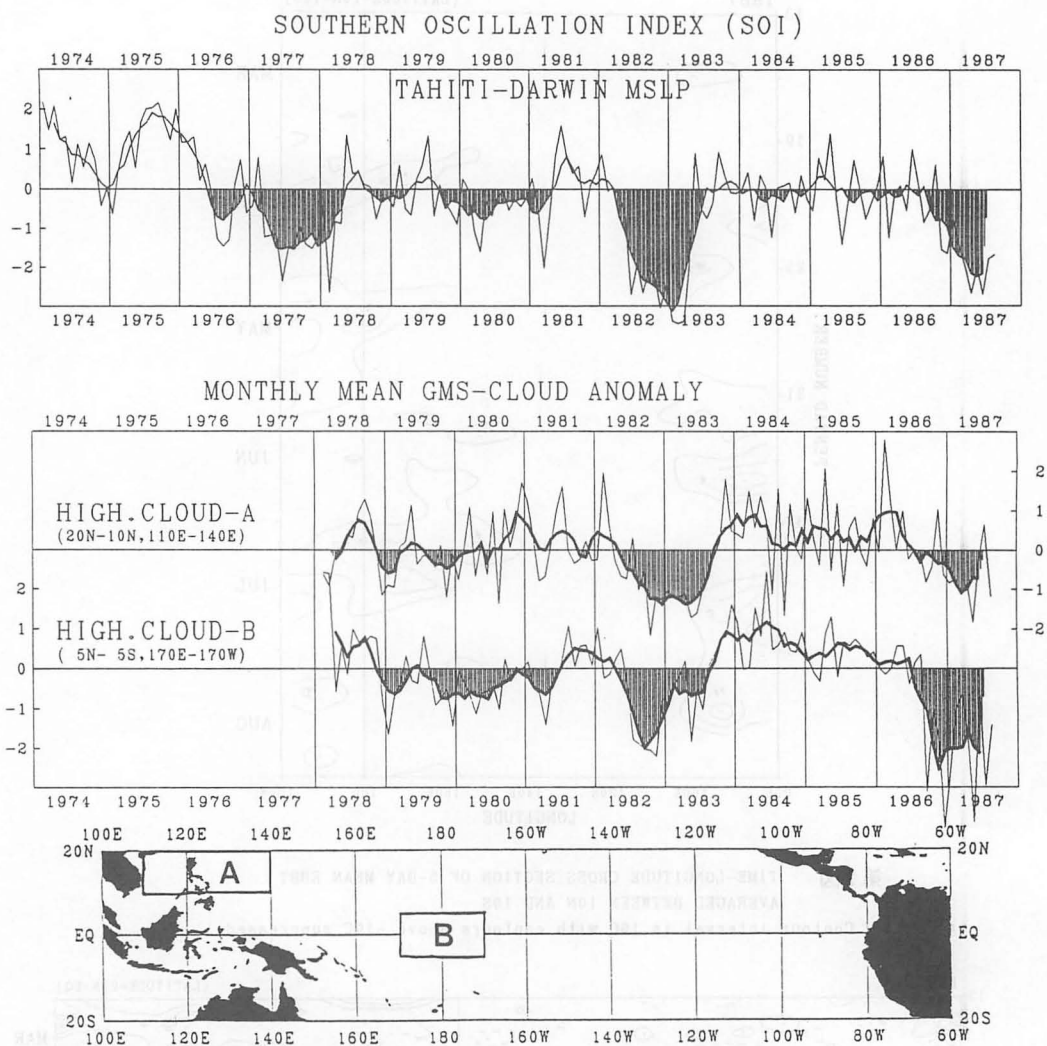
$\sigma(\Delta T_n - \Delta D_n)$ $\Delta T_n - \Delta D_n$ の年々変動の標準偏差



第2图 TIME-LONGITUDE CROSS SECTION OF 5-DAY MEAN EBBT
AVERAGED BETWEEN 10N AND 10S
Contour interval is 10C with contours above -10C suppressed.



第3图 TIME-LONGITUDE CROSS SECTION OF 5-DAY MEAN 850MB ZONAL WIND(U) ANOMALY AVERAGED BETWEEN 20N AND EQ
Contour interval is 2m/s with zero line suppressed. Solid(dashed) line denotes westerly(easterly) anomaly.

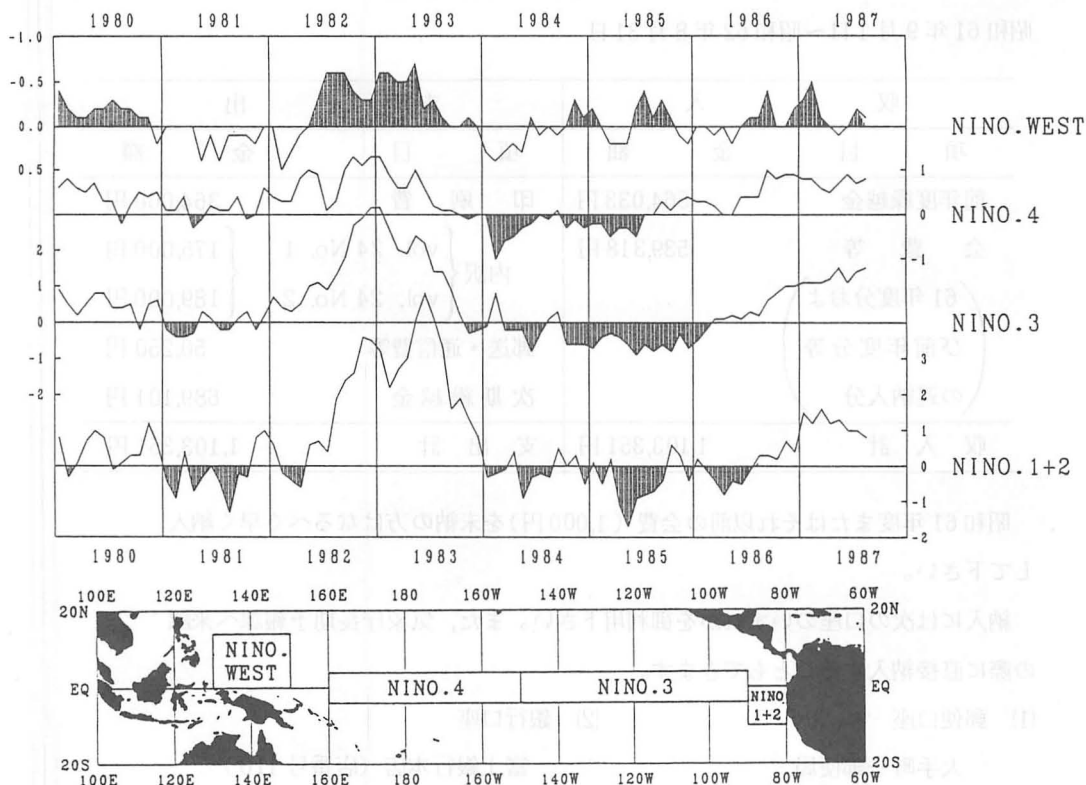


第4図 SOI, 上層雲量指数の時系列

SOIは本文参照。上層雲量指数は標準偏差を単位として表わし、Aはフィリピン付近の上層雲量が $\ominus$ 偏差の時に $\ominus$, Bは日付変更線付近の上層雲量が $\oplus$ 偏差の時に $\ominus$ にとる。細実線が各月の値, 太実線が5か月移動平均を示し, 陰影部は5か月移動平均値が $\ominus$ の部分である。

以上の紹介は熱帯に関係する資料に偏ったが, これは最新の新しい知見が熱帯域に偏っていることが一因である。中高緯度の監視に適切な資料を充実させていくことは今後の課題である。読者の批判や意見, 新しい研究成果を取り入れて全球的な気候系監視のために適切な資料を掲載していきたい。

AREA MEAN SST ANOMALY (NINO/WEST) IN EQUATORIAL PACIFIC



第5図 海面水温偏差 (°C) の時系列

L. F. グループ昭和 61 年度会計報告

昭和 61 年 9 月 1 日～昭和 62 年 8 月 31 日

収 入		支 出	
項 目	金 額	項 目	金 額
前年度繰越金	564,033 円	印 刷 費	364,000 円
会 費 等	539,318 円	内 訳 {	vol. 24 No. 1 { 175,000 円
(61 年度分およ			vol. 24 No. 2 { 189,000 円
び前年度分等		郵送・通信費等	50,250 円
の遅納入分)		次 期 繰 越 金	689,101 円
収 入 計	1,103,351 円	支 出 計	1,103,351 円

昭和 61 年度またはそれ以前の会費（1,000 円）を未納の方はなるべく早く納入して下さい。

納入には次の口座のいずれかを御利用下さい。また、気象庁長期予報課へ来課の際に直接納入することもできます。

(1) 郵便口座

大手町一郵便局

口座番号：東京 5 - 165913

加入者名：L F グループ

(2) 銀行口座

富士銀行本店（店番号 110）

預貯金種別：普通

口座番号：203156

名 称：L F グループ

昭和 62 年度グロスベッター役員

(筑波大学) 安成 哲三

(気象研究所) 谷貝 勇

(長期予報課) 能登 正之, 青木

孝, 栗原 弘一, 渡部 文雄, 小泉 耕

編 集 後 記

今回は鬼頭氏の論文をはじめ、熱帯雨林、極氷、海洋など境界条件の話題が中心になりました。「気候系監視報告」は日本気象協会でも一般に販売していますのでご利用下さい（1 冊 1,000 円）。日本の WCRP も「気候変動国際協同研究計画」のスタートで、官学一体のプロジェクトに発展しました。当編集部も、筑波大学から安成哲三氏の参加を得て大いにはりきっています。論文、報文、論文紹介など会員各位の投稿を歓迎します。（能登）