

## 産業革命以降の気候の再現に関する研究

### (1) 観測データ及び各種強制力データの整備とデータ解析

#### 国土交通省気象庁気象研究所

|            |       |       |
|------------|-------|-------|
| 環境・応用気象研究部 | 第一研究室 | 柴田 清孝 |
| 気候研究部      | 第一研究室 | 小寺 邦彦 |
|            | 第二研究室 | 黒田 友二 |

|                 |                 |
|-----------------|-----------------|
| 平成14～16年度合計予算額  | 79,197千円(全課題分)  |
| (うち、平成16年度当初予算額 | 25,998千円(全課題分)) |

[要旨]放射強制力を生じる各種(太陽放射、火山エアロゾル)の長期データや地上気温・気圧データを整備し、また、それらデータや他の気象データを解析した。北大西洋振動(NAO)の長期変動に着目した解析から、北大西洋振動あるいは北極振動指数が正の高い値をとっている時期が1900年代の始めと終わりにあるが、同じ様に高い値を取っていても、空間構造は両期間で異なる事がわかった。この空間構造の違いは太陽活動が盛んな時期と低調な時期の差に類似しており、太陽活動と北大西洋振動の空間構造に関連のあることがわかった。また、太陽活動と極夜ジェット振動関連についても調べた結果、太陽活動の影響は南北両半球で共通に初冬の時期に亜熱帯域上部成層圏から下部中間圏のジェットの強化やE-Pフラックスの伝播の減少として現れていることがわかった。初冬にその影響が強く現われているのは、冬季にほぼ自立的に発生する極夜ジェット振動の全体の位相を決めるのが初冬だからであり、そのため初冬での太陽活動が冬季にわたる極夜ジェット振動の位相を決めるトリガーになっていると考えられる。また、北極振動指数は極域気圧変動、子午面循環、運動量強制、運動量輸送とそれぞれ深い関係があることが解析された。気象研究所の大循環モデルの歴史ランのデータ解析(1951-2001年)でもこのことは確かめられた。北半球NAOと同様に、南半球環状モード(SAM)においても成層圏対流圏結合の強まる10/11月に太陽活動の高い時期と弱い時期でその信号が大きく異なる事が見出された。高太陽活動時にはその信号は上部成層圏まで伸びると共にその持続性が飛躍的に高まった。他方、低太陽活動時にはそのような性質は無かった。また、観測データの解析から信号持続性の原因として風信号の伸びに伴うブリュワー・ドブソン循環の強弱によるオゾン分布の変動が示唆された。このことを調べるために気象研究所の化学-気候結合モデルによる実験を行なった結果、晩冬に形成される下部成層圏のオゾン偏差が晩冬のSAM信号の持続性の原因である事を示した。ただし、信号の上部成層圏への伸びはほとんど再現できなかった。

[キーワード] 長期変動、データ解析、北極振動、北大西洋振動、太陽11年周期

#### 1. はじめに

地球の気候は太陽からの熱を受けて大気、海洋、太陽、氷床がそれぞれ熱や運動量を交換しながら応答した結果の状態である。外力である太陽が11年の周期等で変動すれば気候系も変動を余儀なくされる。火山噴火によってエアロゾルが大気に放出される場合も宇宙に反射される太陽放射が増加し気候系が受け取る太陽放射が減少するため気候系は変化する。これらの外力変動は気候系が正味受け取るエネルギーの変化の他に、加熱分布の空間分布(水平、鉛直)の変化を通して、基本場の成層構造を変化させ、惑星波がこの変化を感じて基本場とのやり取りが変化するというフィードバックを介して、最初の小さな変化が大きな気候変化になるという道筋も存

在する。また、人間が原因の産業活動に伴う二酸化炭素、メタン等の温室効果ガスの増加も地球や大気が射出する赤外線が大気自身がそれだけ多く吸収するようになり、宇宙に放出される地球放射が減少し結果的に気候系に与えられる熱が増加するので気候系は変化する。これが、いわゆる（正の）温室効果である。対流圏エアロゾルや雲は、温室効果気体とは逆に、増加すると宇宙へ反射するエネルギーが増加し気候系が吸収する太陽放射エネルギーが減るので、負の温室効果をもたらす。しかし、対流圏エアロゾルや雲は、必ずしも外部的な強制というわけではなく（人為的な硫化物排出の影響も大きい）大気の内変動の影響も大きく受けるので、取り扱いが難しく、外部強制と内部応答の2つの側面を持っていることは注意を要する。この構図の基に、産業革命以降の気候変化について、太陽活動や火山性エアロゾルなどによる自然的な原因による気候変動と、温室効果ガスの排出など人間活動による気候変動を識別し、それぞれの要因による影響評価を行う。

本サブテーマでは、できるだけ長期かつ信頼性の高い観測データ（再解析データも含む）及び各種強制力データを整備すること、また、それらデータの解析を行うことを狙いとしている。

## 2．研究目的・方法

大気大循環モデルや海洋大気結合モデルでの数値実験を行うための産業革命以降の太陽放射や火山エアロゾル等の長期データを収集し、それらを処理してモデルに組み込む。また、気候変動の実態把握やモデル結果との比較のため、長期に存在する地上気温や地上気圧データを収集・品質管理を行い、それらデータを整備する。同時に、それら地上気温や地上気圧データ、その他の気象観測データを解析し、外力による長期変動や、それと大気自身が有する内変動との関連を明らかにする。

## 3．結果・考察

### （1）太陽放射や火山エアロゾルデータのモデルへの組み込み

太陽の11年周期に伴う放射フラックス変化（1 ナノメートル毎）を米国海軍研究所（US Navy Research Laboratory）のリン博士から入手し、成層圏化学輸送モデルの光解離計算用の波長間隔に切り直して、オゾン等の各化学種の光解離テーブルを作成した。これにより、太陽11年周期変動のシミュレーションが可能になった。再解析値や大気場の衛星観測が可能になった最近40年ほどの太陽放射フラックスの波長毎の変動幅（相対値）を、変動の大きさを測る代表として良く使われる10.7cmのフラックスと一緒に図1に示す。太陽11年周期変動は波長依存性があり、短い波長ほど大きな変動を示し、この変動の大きさは一様ではないが、それぞれの波長域で時間的には10.7cmのフラックスの振る舞いと良く似ていることを示していることがわかる。これを定量的に評価するために各波長で10.7cmのフラックスと相関を取ったのが図2で、酸素の吸収帯やオゾンのハートレー帯の長い波長域を除いて相関係数が殆ど1であり、これらの変動は10.7cmのフラックス変動と実質的に等価であることを示している。しかし、その他の波長域では相関係数が大きく振動したり、相関係数の値そのものが0.7程度になっていたり必ずしも10.7cmのフラックスの変動が太陽放射フラックス変動を表していないことを示している。火山エアロゾルについてもゴダード宇宙研究所（GISS）の作成したコラムの光学的厚さと有効半径の長期データを気象研究所のモデルの分解能に合うように切り直した。

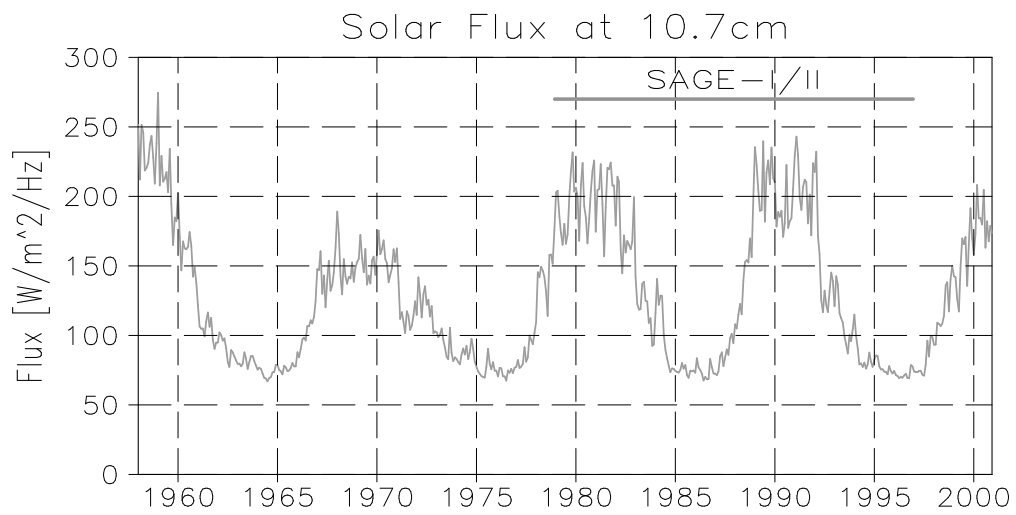
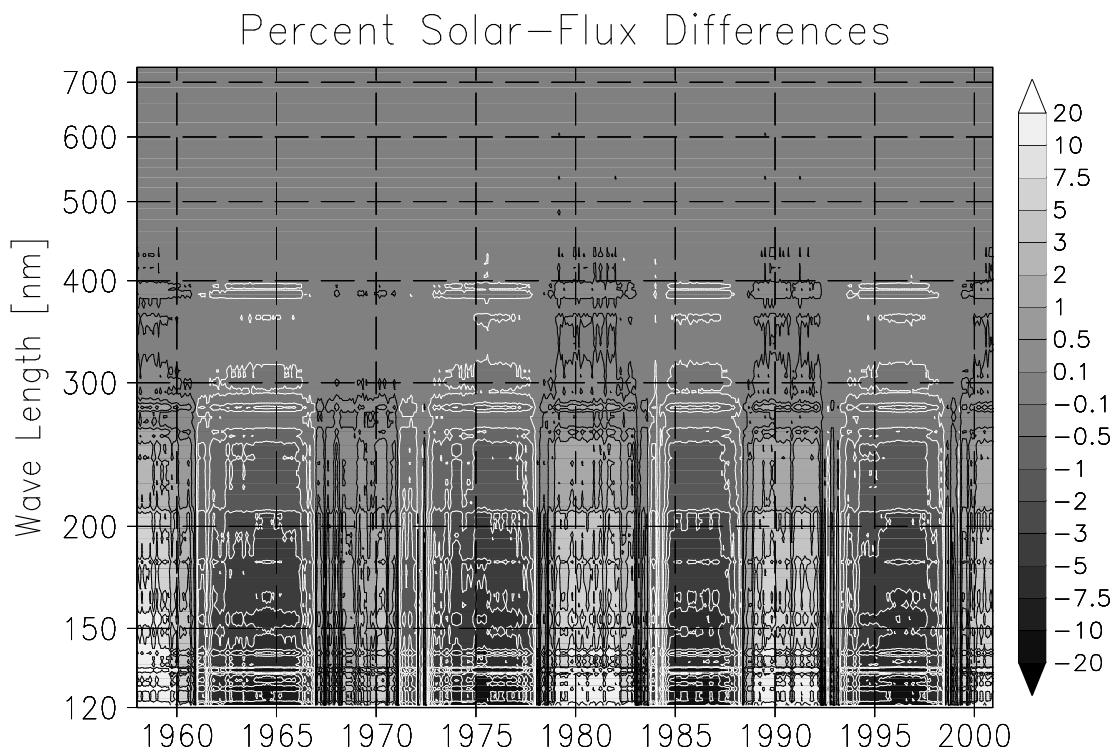


図1 太陽フラックス経年変化の波長依存性(上図)と10.7cmフラックスの経年変化(下図)

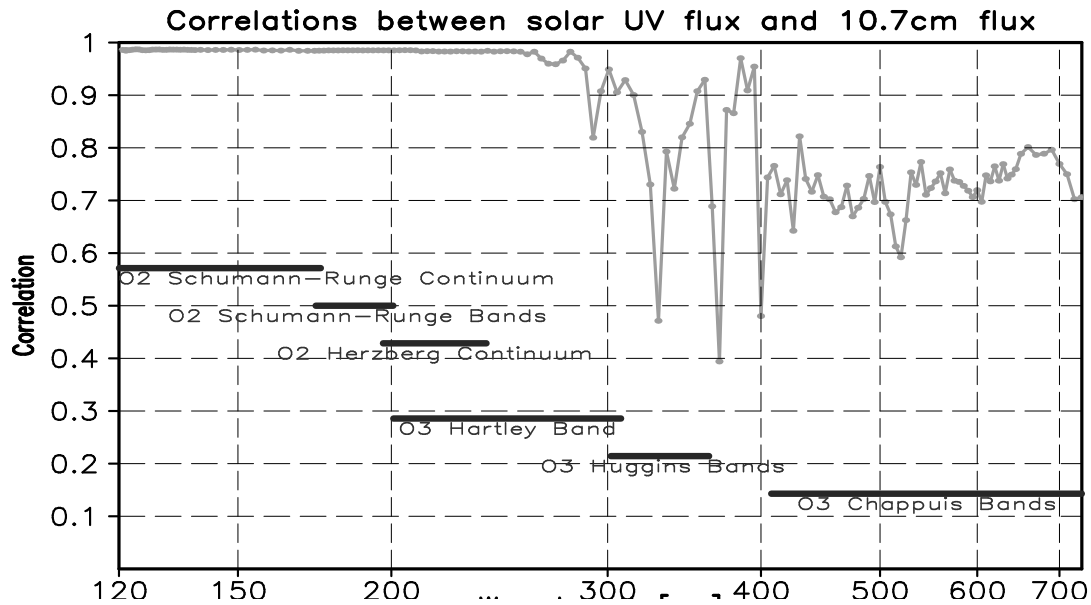


図2 太陽放射紫外領域における放射フラックスと 10.7cm フラックスの相関関係。英字は酸素の吸収帯（シューマン・ルンゲ連続吸収、シューマン・ルンゲバンド、ヘルツベルグ連続吸収）とオゾンの吸収帯（ハートレーバンド、ハギンスバンド、シャピユイバンド）を示す。

(2) 太陽活動と北大西洋振動 (Northern Atlantic Oscillation, NAO) の空間構造との関係について

図3に冬期平均NAO指数と太陽黒点数を1900年から1999年の100年間について示す。NAO指数は、60年代までは負の値を多く取るが、以後は増加傾向を示し、最近特に90年代にはNAO指数は、正の値を取ることが多い。同様の傾向は、NAOではなく北極振動 (Arctic Oscillation, AO) 指数を用いても認められる。興味深いのは、NAO指数は温暖化の認められない今世紀の始めにも正の値を取っている期間がある (図3(a)の左側の期間)。この期間の地上気圧場の偏差を初冬と晩冬に分けて見ると (図4) 1900年代の始めには、NAOの代表的パターンである、北大西洋上の気圧場の南北シーソーは、北太平洋上で初冬から発達してくる。これに反し1900年代の終盤では、初冬にユーラシア大陸上に形成された気圧場のシーソーパターンが、晩冬になって北大西洋上に張り出して来て形成される。

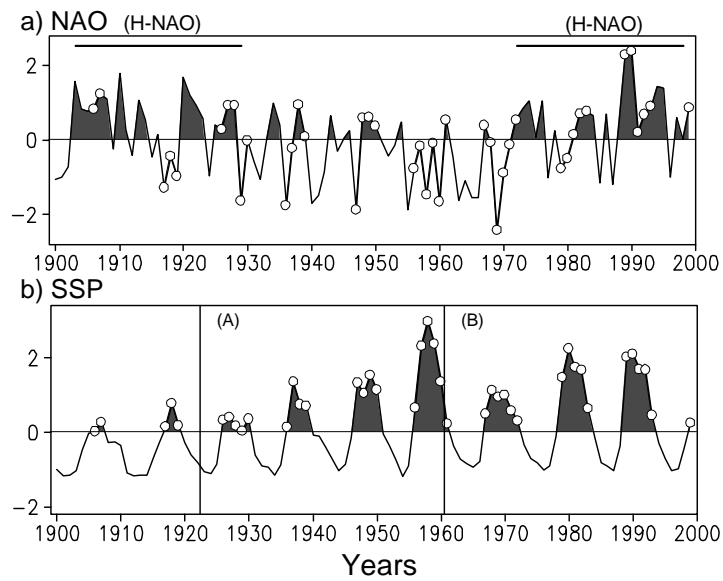


図3 標準化した冬期平均(上)NAO 指数と(下)太陽黒点数。白抜き丸印は太陽活動が高い年を示す。

この為、図4の晩冬に見るように、同じ様に NAO 指数が正の値であっても、ユーラシア域のパターンは異なり、地上気温との関係も異なっている。

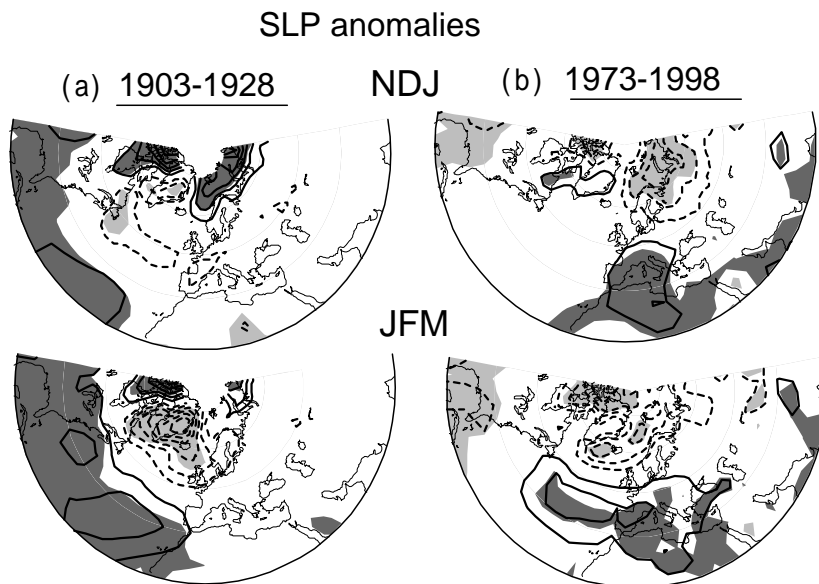


図4 冬期地上気圧の26年平均値の1900-1999年平均からの差 (a) 1903-1928、(b)1973-1988。上は初冬(11,12,1月)平均、下は晩冬(1, 2, 3月)。点線は負値、影は95%で統計的に有意な地点。等値線は0.75hPa 毎。

興味深いことに、NAOに伴う空間パターンは、また、太陽活動の強度によっても同様な違いを見せる。図5に1900-1999年の期間で、太陽活動が高い時期と低い時期にデータを二つに分けて、それぞれの期間でNAO指数と、冬平均地上気圧、地上気温との相関係数を示す。太陽活動が弱い場合にはNAOは北大西洋上に局在し、それに伴う気温の変化もヨーロッパ上にしか現れない。それに反し、太陽活動の盛んな時期には、気圧場の正負のシーソーは北大西洋からユーラシア大陸に張り出し、特に高緯度の作用中心は極域全体を覆い北半球規模の循環場の変動の様相を呈している。これに対応した地上気温の変動はアメリカ、ユーラシアの両大陸で認められ、NAOの変化と北半球平均気温の変化のつながりを示している。

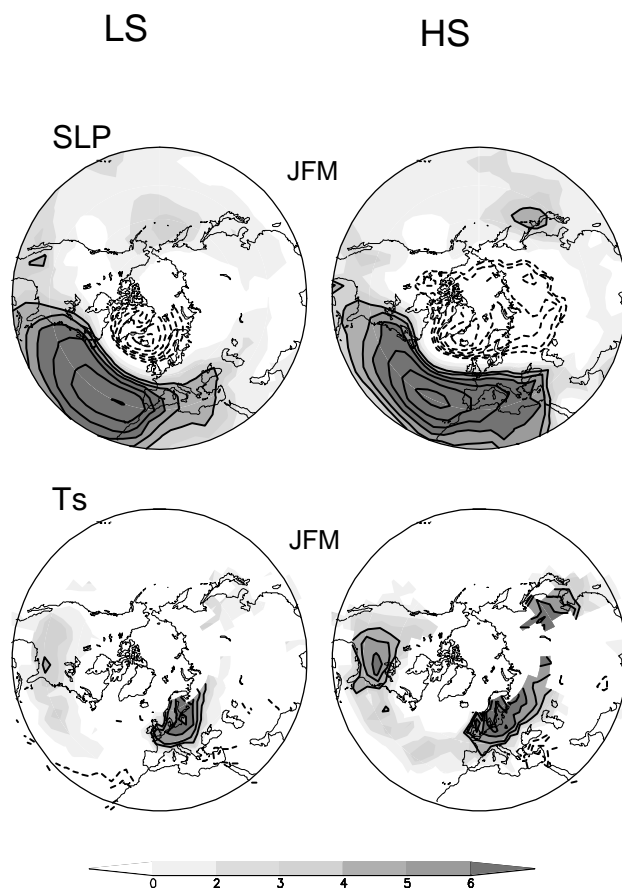


図5 NAO指数と、(上)冬平均地上気圧、(下)地上気温との相関係数。1900-1999年のデータを太陽活動の(左)高い時期と(右)低い時期に二分して計算。等値線は0.1おき、負値は破線で示す。0.4未満は図示していない。

旧来は、太陽活動の影響と言えば太陽常数の変化で地表付近に入ってくる太陽のエネルギーの変化に応じて、地上の気温の増減が考えられてきた。しかし、近年の研究により、太陽スペクトラムの紫外線域の変動、またそれに伴うオゾン生成率の変化から、成層圏で生じた気温の変化が、プラネタリー波などの波と平均流の相互作用を変調させるという力学的な変化を通じて対流圏、地表にまで影響を与えている可能性が指摘されてきた。太陽活動の高い時期と低い時期ではNAOの水平パターンに違いがあるだけではなく、その鉛直構造にも大きな違いが見られる：太陽活動の低い時期は、NAOは対流圏内にとどまっているが、太陽活動が高い時期には成層圏に連な

っている。なぜ太陽活動の高・低によってどのようにNAOの構造が異なるのかそのプロセスを知るために米国 Climate Prediction Center (CPC) の解析による衛星観測データを用いて調べた。データの期間は1978-1999年と短い1hPaまでのデータが得られる。

12月の成層圏界面の帯状平均風は太陽活動周期で大きく異なることがこれまでの研究から知られているので12月の帯状平均風の主成分分析を行って太陽活動の低い場合と高い場合で卓越する変動パターンがどのように違うかを調べた(図6)。

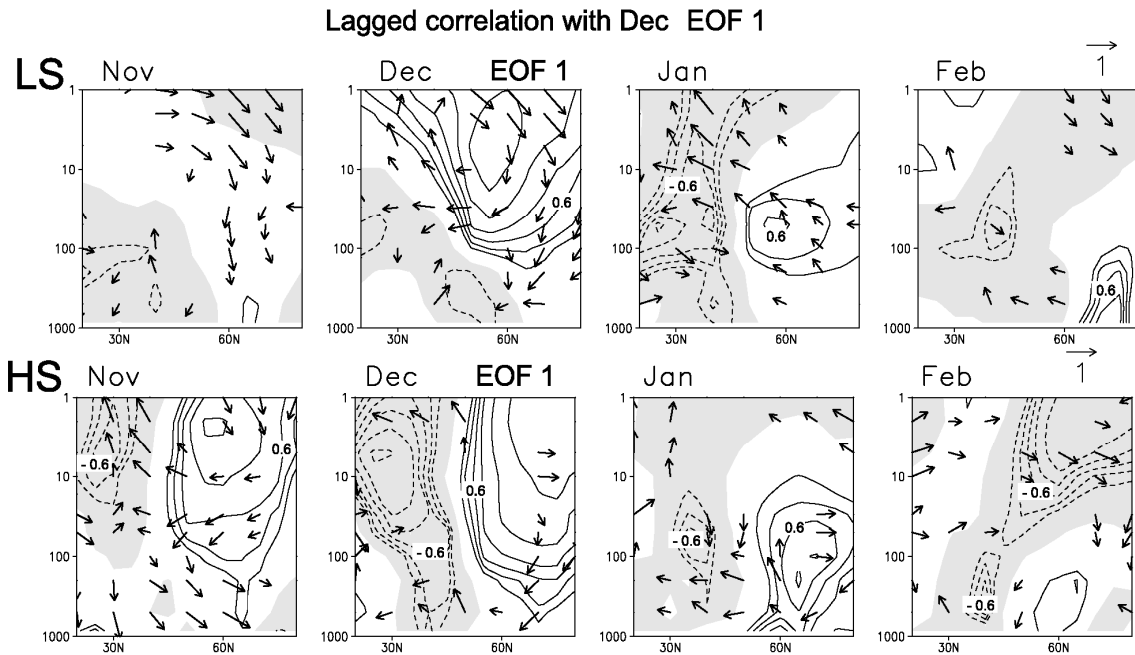


図6 緯度20 - 80度、高度5 - 1hPaの12月平均帯状平均流の主成分分析の第1モードと各緯度・高度の月平均(左から11月、12月、1月、2月)帯状平均風(等値線)とE-Pフラックス(矢印)との相互相関係数(期間1978/79-1998/99)。相関係数は太陽活動の低い期間(上図)と高い期間(下図)に分けて計算。等値線は0.1おき、負値は破線で示す。0.4未満は図示していない。

太陽活動が低い場合には第1主成分は成層圏全体として同符号で変化し、西風ジェットの強弱に対応しているが、太陽活動が高い場合は高緯度と低緯度とのシーソーパターンを現している。太陽活動が高い場合のシーソーパターンは11月に現れ12月にかけて発達してくる。また、シーソーパターンは12月には成層圏から対流圏へと伸びてきて、1月、2月と対流圏内に引き続き見られる。一方、太陽活動が低い場合には成層圏から対流圏への帯状平均風の偏差場の伸展はほとんど見られない。

冬平均地上気圧の変動の空間的広がりの特徴を捉えるために北半球の各領域で主成分解析を行いその第1主成分と北半球全域の各緯度、経度の地上気圧との相関を計算した。図7に見られるように太陽活動の低い期間には各領域(a)北大西洋、(b)アメリカ(c)ユーラシア域の変動は互いに関連する事はなく、南北シーソーモードのNAOパターンは大西洋域に局在している。

太陽活動が高い時期(図8)では、どの領域の主成分も極域と中緯度とのシーソーパターンを示し、太平洋域を除くA0に似た北半球規模の変動モードとなっている。図7の北太平洋域の主成分の第1モードの空間パターンの太陽周期での違いは図5に見られるNAO指数の相関パターンの違いと本質的に同じ違いを示している。図6

に見るように太陽活動の高い期間には冬季を通して中緯度と高緯度の帯状平均風のシーソーが成層圏力学を通して形成される。このことから図5に見られるNAOの空間パターンの違いは、太陽周期による成層圏対流圏の力学的結合の違いから理解できる。

北大西洋振動、あるいは北極振動指数が正の高い値をとっている時期が20世紀の初めと終わりにある。しかしながら観測された海面水温を与えて大気大循環モデルを強制する実験では、この20世紀初めのNAOの変化は全く再現されず、また20世紀末の応答は非常に小さい。つまりNAOの長期変動は単に海面水温を与えるだけでは再現できない。このことはNAOと成層圏循環との相互作用を示唆している上記の解析結果と矛盾しない。

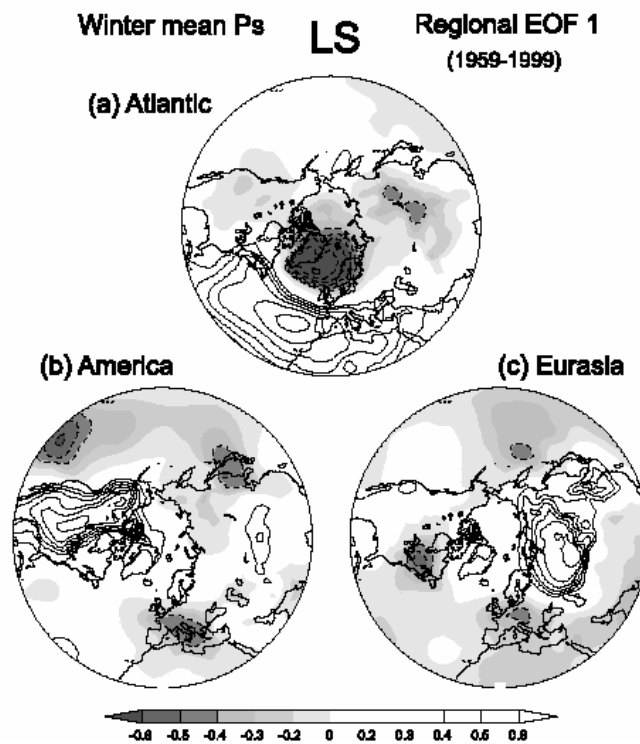


図7 太陽活動の低い期間における冬平均地上気圧の(a) 北大西洋、(b) アメリカ、(c)ユーラシアの各領域での第1主成分と各緯度・経度の気圧場との相互相関係数。等値線は0.1おき、負値は破線で示す。0.4未満は図示していない。



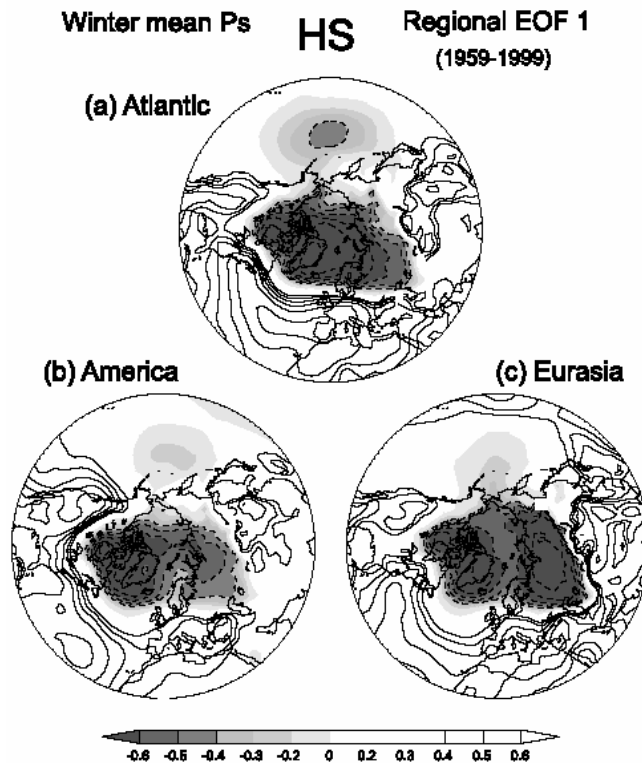


図8 図7と同じ、ただし太陽活動の高い期間。

### (3) 北極振動形成メカニズムと北極振動指数の増加トレンド、10年変動の成因について

北極振動(AO)は北半球の中高緯度で冬季に卓越する極域と環状的な中緯度間の半球規模の地表面気圧シーソー的変動であり、各地に異常気象を引き起こすような総観場を支配する大規模変動場の基本的変動と考えられている。ところが観測によると、北極振動の大きさを表わしている北極振動指数(AO-index)が1950年ごろから10年規模の変動を繰り返しながらも全体的に増大するようなトレンドを持っていることが分かってきた。このような変動が人間活動と関係しているのか、あるいは自然変動なのかについて様々な議論がなされてきている(例えばShindell et al., 1999<sup>1)</sup>; Hoerling et al., 2001<sup>2)</sup>)。このうち、Shindell et al. (1999)<sup>1)</sup>は炭酸ガス増大に伴う成層圏の寒冷化にその原因を求めており、他方Hoerling et al. (2001)<sup>2)</sup>は赤道インド洋の海面水温の増大をその原因としている。しかしAO-indexの増加トレンドはいずれもそれぞれのグループの大気大循環モデル実験の結果であり、モデル特性に依っている可能性は否定できず、なお確定的な原因は知られていない。そこで、本研究では北極振動と子午面循環の関係からこの問題を扱ってみた。

使用した観測データは、NCEP/NCAR再解析データの信頼性が比較的高くなった1958年以降2001年までの全球3次元データである。他方、使用した大気大循環モデルは気象研究所が気象庁と共同開発したMJ98モデル(Shibata et al., 1999)<sup>3)</sup>の最新版であり、モデルトップが0.4hPaで水平解像度が2.8度のものを用いた。このモデルを、観測された海面水温、増加する炭酸ガスの条件下で約130年走らせ、そのうちの最近約50年分(1951-2001)を解析して観測の結果と比較した。また、初期値と境界条件の影響を分離できるようにモデルは初期値を変えて12本走らせた。AO及びAO-indexはThompson and Wallace (1998)<sup>4)</sup>に基づき、11月から4月までの北緯20°以北領域の月々変動の第一主成分、その時係数で定義した。さらに各日ごとのAO-indexは30日移動平均偏差場とAO(のパターン)との内積で定義した。

さて、AOは地表面気圧の変化で定義された概念である。ところが、地表面気圧とはその上に乗っている大気質量そのものであるから、環状的に地表面気圧を変化させるには子午面循環を介して変動するしかない。他方このような子午面循環はオイラー的には二種類の波強制（運動量強制と熱強制）と非断熱加熱や摩擦で駆動されている。そこで、AO-index 変動に伴う子午面循環や地表面気圧の関係を見るために毎年の12月半ばから3月半ばまでのAO-index を元にした子午面循環、波強制、地表面気圧のラグ回帰図を計算した。（図9）。

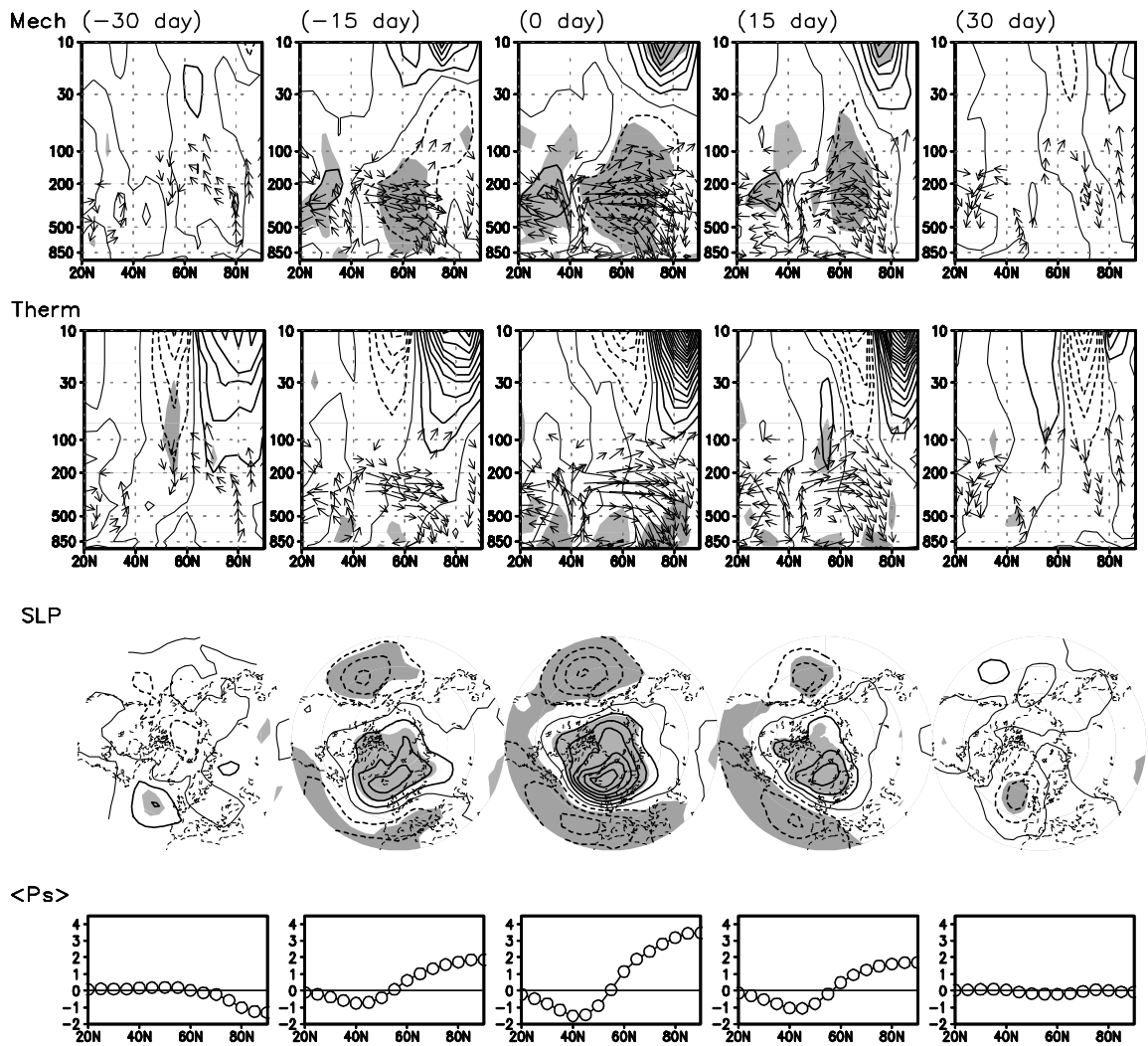


図9 運動量強制と帯状平均子午面循環（1段目）熱強制と帯状平均子午面循環（2段目）地表面気圧（3段目）帯状平均地表面気圧（4段目）のAO-index に対するラグ回帰。矢印は子午面循環（帯状平均南北風と上昇流のベクトル）を表し、コンター間隔は、運動量強制：0.2m/s/dy、熱強制：0.2K/s/dy、地表面気圧：1hPa で、影は95%有意な領域を示す。

図を見ると、運動量強制が負の領域と子午面循環が極方向のもの、その逆の運動量強制が正の領域と赤道方向の子午面循環がよく対応していること、また、極域の熱強制が負の領域と下降域が良く対応している事が分かる。このような対応関係は帯状平均オイラー平均方程式から予想される事である。またコンターや影領域のかかり方の違いから、A0に関連する子午面循環は2種類の波強制のうち運動量強制(図上)がより卓越しているらしいことも分かる。しかし、この解析だけではここで得られたような子午面循環が本当にここで得られた波強制に対応しているかどうかは分からないし、波強制のうちでも運動量強制が卓越しているのかも分からない。これらを知るには、観測されたような波強制を与えその結果駆動される子午面循環を計算してみる必要があるだろう。

そこで、準地衡風帯状平均場の力学系を用いて、波強制が駆動する子午面循環と地表面気圧変化を計算した。より具体的には、Plumb (1982)<sup>5)</sup>やHaynes and Shepherd (1989)<sup>6)</sup>で用いられている帯状平均ハフ関数展開法を用いた球面上の準地衡風方程式を地表面で無剥離の境界条件の元で解いて、地表面気圧変化と子午面循環を計算した。

図10は図9で得られた波強制から計算された子午面循環とその地表面での気圧変化である。図を見ると、上部対流圏より上部の子午面循環はこの計算で概ね良く再現されている事、即ちそこでの子午面循環は波強制で形成されていることが分かる。しかし、下部対流圏での循環の表現は良くない。また、観測された帯状平均地表面気圧(図9)と計算された地表面気圧変化量を見ると、両者はよい比例関係にあるものの、観測された地表面気圧変化量は計算されたものよりずっと小さく、また両者に比例的な関係は見られない。この理由は、図10の計算では波強制のみを用い、地表面摩擦などの効果を考慮していないためと考えられる。

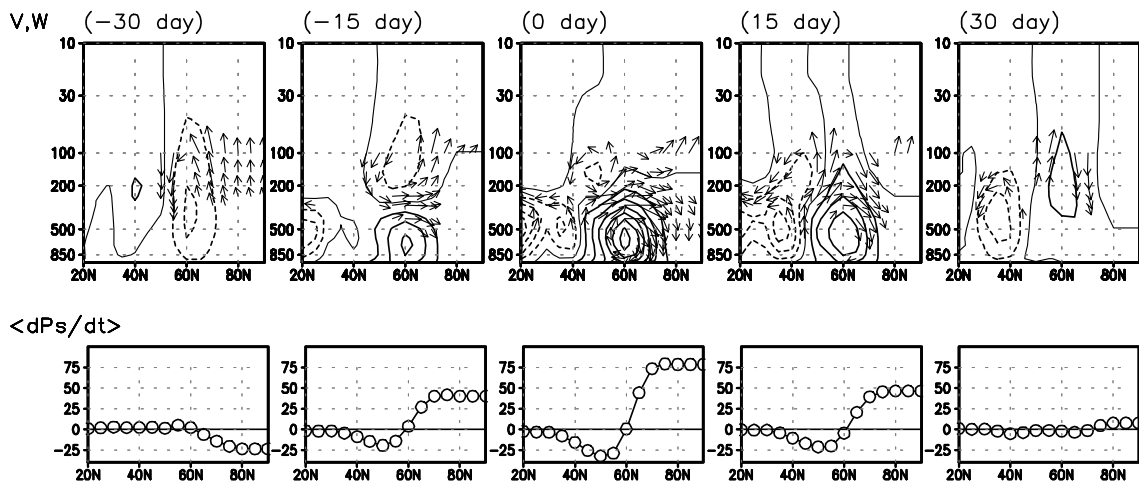


図10 図9で計算された波強制をもとに準地衡風方程式を用いて計算された子午面循環(上段)とそれが作る帯状平均地表面気圧変化(下段)。コンターは質量流線関数を表わしその間隔は、 $5 \times 10^6 \text{kg/s}$ である。また、矢印で表わした子午面循環は図1と同じスケールである。また、地表面気圧変化の単位は $0.01 \text{hPa/day}$ である。

そこで、再解析データより方程式の残差から摩擦力、非断熱加熱量の相当量を求め、それらが駆動する子午面循環、地表面気圧変化も同様にして計算した。その結果、特に摩擦力の子午面循環、地表面気圧変化に及ぼす影響が大きく、また期待されるように、地表面気圧変化に対する作用は、ほぼ波強制の作るものと逆符号で同じ程度の大きさを持っていた(図略)。その結果、地表面気圧変化は非常に小さくなり、また摩擦は与えられた作用に対して逆方向に応答する力なので波強制の駆動する地表面気圧変化が地表面気圧偏差とよく対応したと考えられる。結局、第一義的には波強制が子午面循環を作っている。しかし、それは同時に帯状平均東西風をも駆動

し、それと地表面の摩擦は再び子午面循環を駆動するが、それは下部成層圏の特に亜熱帯域で顕著に波強制がつくる子午面循環を強化する方向に働くのである。この結果を確かめるために摩擦と非断熱加熱をパラメーター化して与えられた波加減速を与えながら準地衡風モデルを積分した。その結果、観測とよく似た子午面循環が再現された(図略)、つまり上記のシナリオが良く成立していると言える。また、波強制に対しては準地衡風モデルに対して運動量強制と熱強制をそれぞれ個別に与える事によって、推測されたように波強制はおもに運動量強制で駆動されている事も分かった。

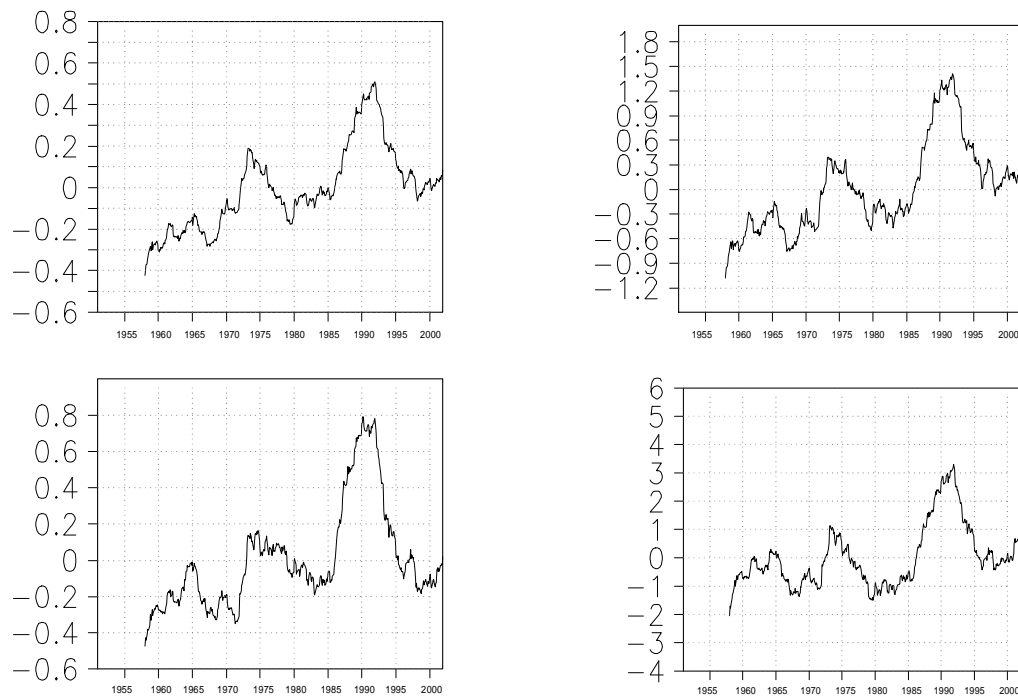


図1.1 6年移動平均を施したA0-index(左上)、極域地表面気圧偏差(右上)、南北流(左下)、EPフラックスのy成分(右下)、極域地表面気圧偏差、南北流、EPフラックスのy成分はマイナス1倍している。極域地表面気圧偏差の単位はhPa、南北流はm/s、EPフラックスのy成分は $10^8 \text{Kg/s}^2$ である。

以上から、A0-indexは極域気圧変動、子午面循環、運動量強制、運動量輸送とそれぞれ深い関係があることが示唆される。それは、まず波の伝播に伴う運動量輸送の変化があったとすると、運動量輸送のたまりである運動量強制が変化する筈である。すると運動量強制の駆動する子午面循環も変化する。子午面循環が変化すると、その上昇降域である極域の地表面気圧が変動させられる。地表面気圧の変化は摩擦のせいで地表面気圧偏差の形で変化を与える。極域地表面気圧はA0変動の極域中心であるから、ほぼA0-indexに比例すると考えられるからである。実際に、これらの平均量を図9でA0-indexとよく相関している領域平均で定義すると、よく相関している事が確かめられた。

ここではこの関係をA0-indexの長時間変動に対して見てみることにする。ここで長時間変動としては6年の移動平均を取った量を調べた(図1.1)。図から分かるように、これらの諸量は互いによく似たような10年規模変動と増加トレンドを持っていることが分かる。なお、ここでは極域地表面気圧偏差は60度以北の平均値で、

南北流は45度以北の400-250 hPa 平均で、EP フラックスは40-60度、700-100 hPa 平均で定義している。

さて、以上から A0-index の長時間変動はつまるところ波の運動量輸送 (EP フラックスの y 成分に比例) の変動に原因を持つことが示唆された。では、さらに遡るなら波の運動量輸送の変動は何に起因しているのだろうか。海面水温か、二酸化炭素か？このことを調べるために MJ98 モデルランの結果を用いてみた (図 1 2 )

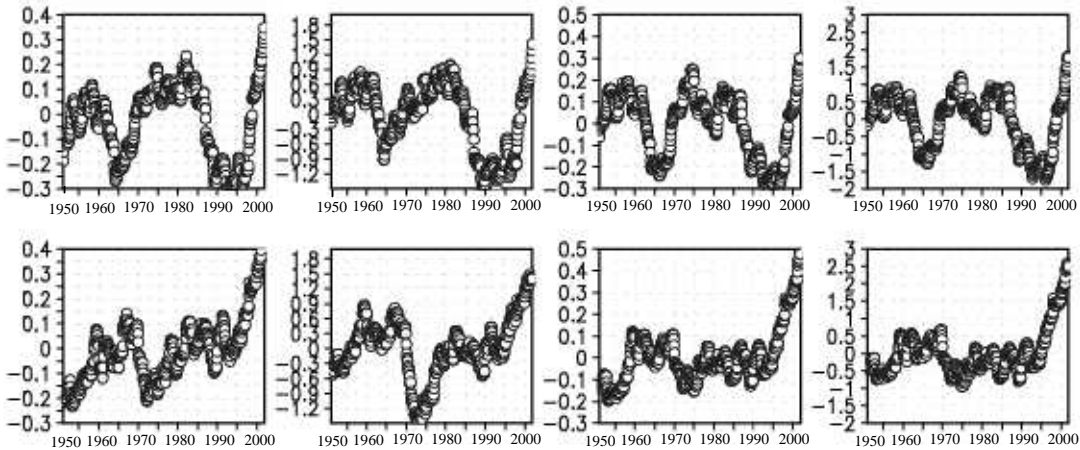


図 1 2 MJ98 モデルランの 12 アンサンブル中から抽出した、10 年変動が卓越したラン (上段)、増加トレンドが卓越したラン (下段)、図は左から、A0-index、極域地表面気圧偏差、南北流、EP フラックスの y 成分。定義は観測と同じ。

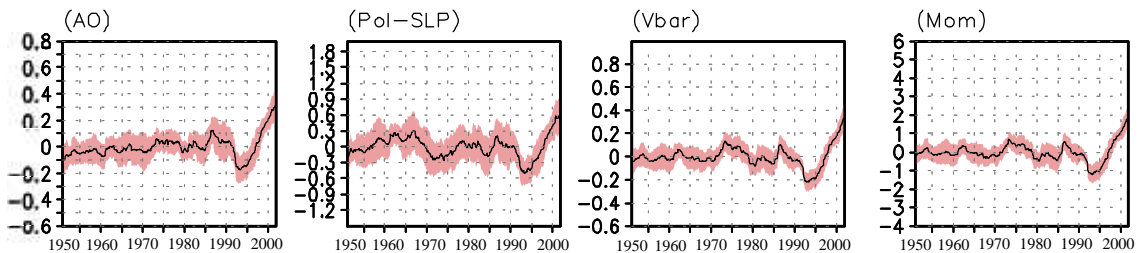


図 1 3 MJ98 モデルアンサンブル平均で見た、(左から) A0-index、極域地表面気圧偏差、南北流、EP フラックスの y 成分。影は標準偏差を表す。

図より、モデル中でもランごとの運動量輸送、南北流、極域気圧偏差、A0-index の対応関係はわりとよく成立していること、即ちモデルでも上記の A0 形成メカニズムが成立している事が分かる。しかし観測された海面水温、増加する炭酸ガスを同じに与えているにも拘らず、ランごとの A0-index のばらつきは非常に大きく A0-index の長時間変動が海面水温や炭酸ガスから来ているとは結論できない事が分かる。図 1 3 に、12 個のアンサンブル平均の結果を示す。

図から、アンサンブル平均でも A0-index、極域地表面気圧偏差、南北流、EP フラックスの y 成分の対応関係は良いが、最後の10年を除けば顕著な増加トレンドは存在しない (A0-index にのみ小さなトレンドはあるが)、数十年規模変動も無い事が分かる。観測結果をモデルの1つのランに相当すると考えると、A0-index の長時間変動は波の運動量輸送の長時間変動の直接的な結果ではあるが、海面水温、炭酸ガス増大の直接的な結果であるとは言えず、むしろ大気陸面系内部変動の結果であると言える。

もちろん、以上の結果も他の大循環グループのモデルの結果と同様に MJ98 モデル固有の結果かも知れず、運

動量輸送の長時間変動と海面水温や炭酸ガス等外部変動との関係はモデル相互比較を通じて明らかにされる必要があるだろう。

#### (4) 太陽黒点周期変動による南半球環状モードの変調について ( - 観測とモデルの比較 - )

はじめに

太陽活動に伴う気候変動の研究については長い歴史がある。しかし、比較的合理的な研究がなされるようになったのは衛星データ等の観測データ自体の蓄積が比較的十分になってきた 20 世紀も後半以降になってからである。また、このような研究には炭酸ガス増加等人間活動に伴う気候変動を見積もる際に自然起源の変動を知る必要があるということも大きな研究上の動機づけになっている。

衛星観測データによると太陽の 11 年黒点周期変動に伴う太陽放射エネルギー変動は 0.1% 程度と非常に小さいものの、紫外線域の変動は数パーセント程度と有意に大きいこともわかってきた。実際、紫外線吸収が大きい上部成層圏では太陽黒点周期変動に伴う温度変動は数度の程度に及んでいることがわかっている。大気力学 = 放射結合変動が大きな役割を果たしている成層圏ではこのような上層大気場の放射変動が成層圏変動の変調を引き起こすことによって下層大気の変動を引き起こしている可能性がある。

Kodera(1995)<sup>7)</sup>は比較的短い観測データから太陽活動の高い時期と低い時期の季節進行の違いについて調べた。その結果、北半球の東西平均風の偏差場が秋から冬にかけて極向き下向きに移動する形で伝播してくるを見出した。さらに、Kuroda and Kodera (2002)<sup>8)</sup> や Kodera and Kuroda (2002)<sup>9)</sup>は南北両半球で共通して波の伝播の変化を伴って偏差場が極向き下向きに伝播することを見出した。これらは比較的短い観測データの解析によるものであり、これをより確かめるためには大気大循環モデルを用いたモデル実験も望まれるところであったが、このような実験もいくつかのグループによって実際になされ、観測同様に下層大気に上層の変化が伝播してくる可能性が強く示唆されるようになってきた (例えば、Shindell et al., 1999<sup>10)</sup>; Matthes et al., 2004<sup>11)</sup>)。

さらに、上述の平均場からの変動自体が太陽活動の変化に伴って変化する可能性も指摘されるようになった。Kodera(2002, 2003)<sup>12), 13)</sup>は北大西洋変動 (NAO) が太陽活動に伴って変化する可能性について調べた。その結果、NAO に伴う変動は太陽活動が低いときには通常の北大西洋域のみにとどまるにも拘らず、太陽活動の高いときには影響範囲がユーラシア方向に広がり半球的いわゆる北極振動 (AO) なることを見出した。また、これに対応して太陽活動の高いときには平均東西風変動が上部成層圏まで伸びることを見出した。太陽活動に伴う NAO 持続性に着目した Ogi et al. (2003)<sup>14)</sup>は、太陽活動の高いときには冬季平均の NAO 伴う変動が夏にまでもその持続性を維持することを見出した。

本研究では Kodera(2002, 2003)<sup>12), 13)</sup>、Ogi et al. (2003)<sup>14)</sup>の見出したような関係が南半球でも存在するかどうか、またその原因が何であるかを解き明かす事を目的とした。

データと方法

本研究では ECMWF 作成の 40 年再解析データ (ERA40) のうち、南半球のデータ精度が比較的高くなった 1968/69 年以降 2000/01 年までのもの 33 年分を解析に用いた。太陽活動の指標である波長 10.7 センチの太陽電波強度 (F10.7) はアメリカ大気海洋庁 (NOAA) 作成の月平均データを用いた。

解析方法としては、まず南半球環状モード (SAM) を月々の気候場からの月々変動の第一変動モードとして抽出し、その時係数 (SAM 指数) を計算した。そして、Kodera(2002, 2003)<sup>12), 13)</sup>、Ogi et al. (2003)<sup>14)</sup>と同様に、期間平均を基準として太陽活動の高い年と低い年に分けて SAM 指数を基にした相関解析を行った。太陽活動の強弱は南半球冬季 7 月から 10 月平均の F10.7 を基準とした。また SAM の基準指数の季節としては 10 月 11 月平均を取った。(実際には、試行錯誤的に様々な月で同様な解析を行ったがこの時期のものが特徴的な性質を持って

いたので、この時期のものを基準 SAM 指数とした。) しかる後、この基準指数に対しての高度場、平均東西風の相関解析を行った。

さらに、この観測データで得られた結果を補強するために気象研究所で開発された化学 = 気候モデルの解析結果を援用した。このモデルは解像度が T21、鉛直層は 0.01hPa まで 45 層を取ったバージョンであり、化学種としてはほぼ 50 種を扱っており、また物質輸送はセミラグランジュ法を用いている (Shibata et al., 2005)<sup>15)</sup>。

### 結果

図 1 4 は 10 月 11 月平均の SAM 指数 (上段) と F10.7 (下段) を年毎にプロットしたものである。図中で黒丸が高太陽活動年、白丸が低太陽活動年である。高太陽活動年は 15 年、また低太陽活動年は 18 年とほぼ同じ程度の年数となった。

図 1 5 は 10/11 月平均の SAM 指数を基準とした 10/11 月平均の 850 hPa 高度場の相関を高太陽活動年 (HS) と低太陽活動年 (LS) で比較したものである。ここで影は 0.4 以上、コンターは 0.5 以上に施してあり、0.5 が大体 95% 有意な相関値である。図を見ると、HS では環状モードの南極中心が LS の時と比べてより太平洋側、大西洋側に広がって大きくなっている。特に太平洋側への張り出しが大きくなっている。このことは、Kodera(2002)<sup>12)</sup> の見出した北半球 NAO に見られた性質によく似ている。ただ、NAO の場合ほどの極端な違いはない。

図 1 6 は 10/11 月平均の SAM 指数を基準とした 10 月から 3 月の帯状平均した 850 hPa 高度場の相関を HS と LS で比較したものである。図より HS の時には 10/11 月時の SAM 信号が 3 月頃まで弱まりながらも続くのに LS 時には 12 月までしか続かないことが分かる。この点は Ogi et al. (2003) の北半球 NAO の場合とよく似ているが、NAO より単純で HS の場合に高緯度側は時間と共にその信号が減衰している。

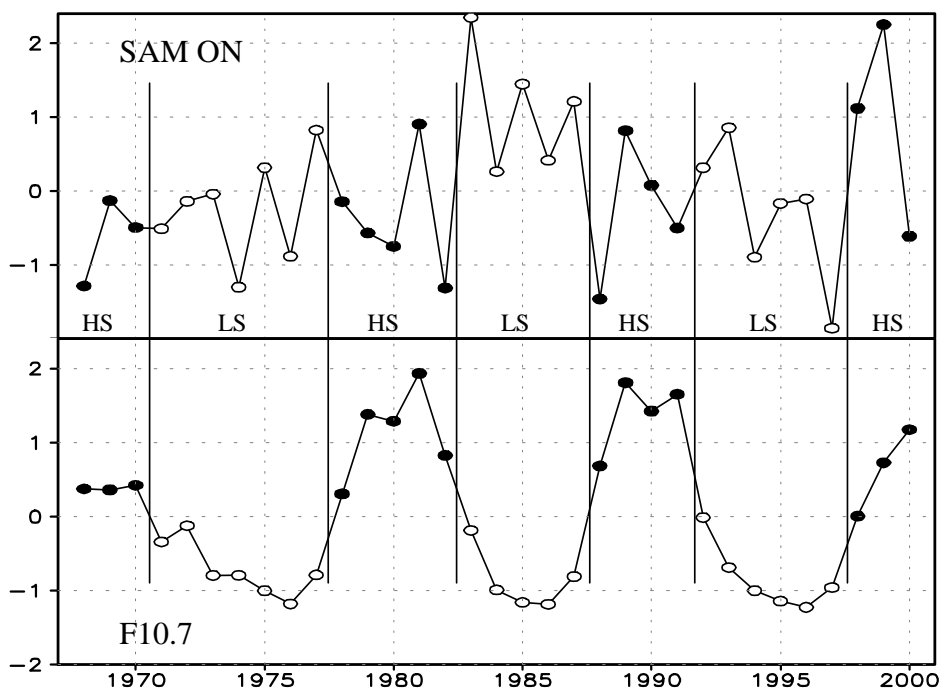


図 1 4 年毎の 10 月 11 月平均の SAM 指数 (上段) と F10.7 (下段)、黒丸は高太陽活動年、白丸は低太陽活動年を表わす。

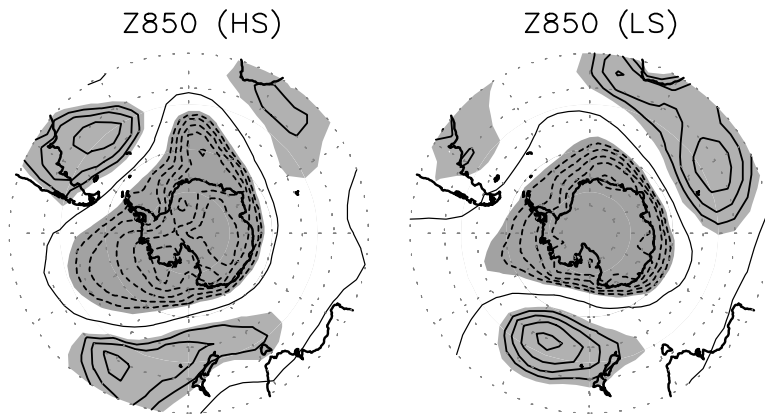


図15 太陽活動の高い場合(左図)と低い場合(右図)における10/11月平均のSAM指数を基準にした850hPa高度場の相関。コンター間隔は0.1でコンターは0.5以上に引いてある。陰は0.4以上。破線は負の値を表わす。

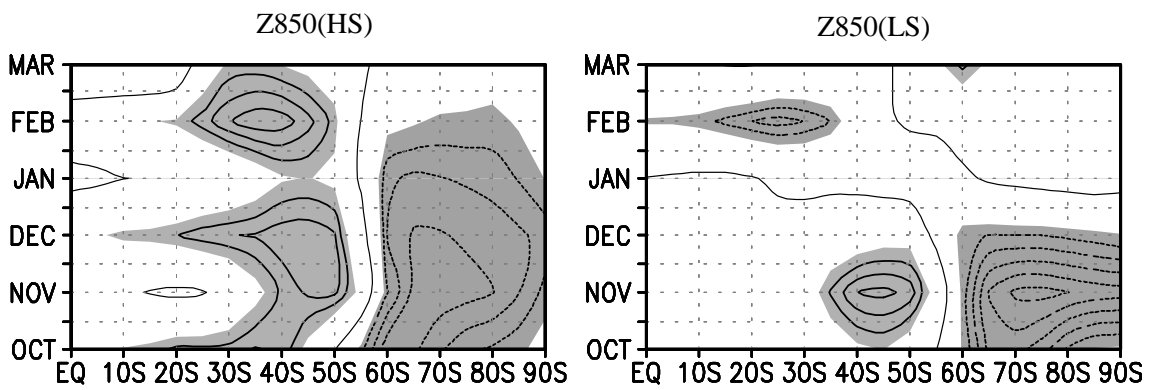


図16 図15と同様。ただし、10月から3月までの帯状平均した850hPa高度場の相関。



図 1 7 は 10/11 月平均の SAM 指数を基準とした 10 月から 3 月の帯状平均東西風の相関を HS と LS で比較したものである。HS 時には下方から伸びてくる SAM 信号の他に低緯度上部成層圏から降りてくる信号が現われ、これが 10 月に結びつき 11 月には地面から上部成層圏まで伸びた信号となる。上部成層圏の信号は弱まっていくが SAM 信号が上部成層圏まで伸びる状態は 12 月まで維持され、それ以降少しずつ弱まっていく。しかし、下部成層圏にある信号中心は 2 月になってもなお有意な強度を保っている。それに対し、LS 時には SAM 信号は最も信号の強い 11 月でも対流圏内までしか伸びていない。また、その持続性は悪い。この信号が HS 時に上部成層圏まで伸びるという性質は Kodera(2002)<sup>12)</sup>の見出した北半球 NAO のものとよく似た性質といえる。

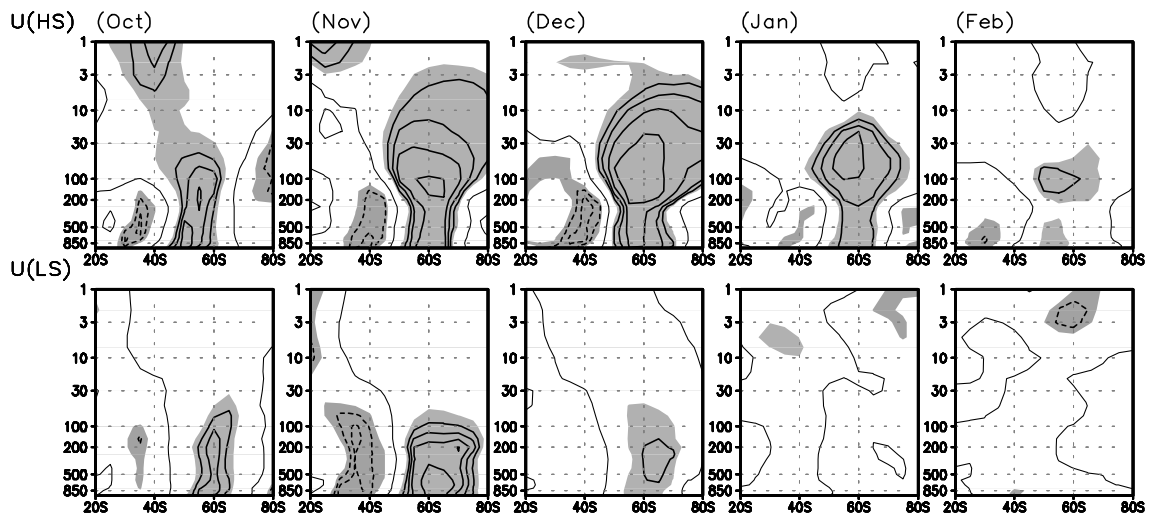


図 1 7 図 1 6 と同様。ただし、10 月から 2 月までの帯状平均東西風に対する相関。

HS 時における夏から秋の SAM 信号をよく見てみると信号は下部成層圏を中心として持続している事が分かる。このことは、この信号のメモリーが地表ではなく下部成層圏の「何か」である事を示唆している。下部成層圏でメモリーになりそうなものと言えばオゾンが想起される。そこで HS 時における SAM 信号の持続の良さの原因を調べるために HS 時における 10/11 月平均の SAM 指数に対する温度場とオゾン濃度の相関図を図 1 8 に示す。ここでオゾン濃度は ERA40 で用いられているものを用いている。ERA40 のオゾン濃度は観測値ではなく、気象場から簡易モデルで計算されたものを観測されたオゾン全量と整合するようにして作られたものであるため必ずしもオゾン濃度の真実を表わしているとはいえないが、あまり適切なデータも存在しないのでとりあえず使った。

図を見ると、SAM 指数と 11 月の極域全体のオゾン濃度との相関が低くなっているが、このような負相関域が 3 月までも主に下部成層圏に残っている。このようにオゾン濃度の相関が下部成層圏で低い事に対応し、気温との相関も下部成層圏で継続して負のままである。このことは、下部成層圏での熱源がオゾンであり、またオゾンは下部成層圏では非常にその寿命が長い事を考えると、HS 時で正の SAM 指数の時（極域の 850hPa 高度場偏差が負となる状態）には極域のオゾン濃度偏差が負となり、その状態が夏以降まで持続する事によって下部成層圏の気温が低めのままになっていることが示唆される。そして、温度風の関係からこの気温偏差が図 1 7 の東西風偏差を作っていると考えられる。従って、正の SAM 指数の時に 11 月に極域でオゾン濃度偏差が負であることがキーであると思われる。では、11 月の極域のオゾン濃度がなぜ低いかがであるが、風の間を見ると（図 1 7）HS 時で正の SAM 指数の時には上部成層圏まで正相関域が伸びている。従ってこの時には上部成層圏での波減衰が小さく、従って熱帯上部成層圏から極域へのブリュワー＝ドブソン(BD)循環が弱くなっていると考えられる。この BD 循

環の弱まりが極域のオゾン量の負偏差を導いていると考えられる。

結局、SAM 信号の持続性の良さは下部成層圏でのオゾン濃度の持続性に依っていると考えられる。そして、HS 時で SAM 指数が正の場合に極域のオゾン濃度が小さい事は 10/11 月に東西風信号が上部成層圏まで強い事から来ていることになる。図 4 で見たように HS 時に 10/11 月に亜熱帯上部成層圏からの信号とつながって信号が上部成層圏まで強いまま伸びるといことは、SAM 同期の信号が HS 時に成層圏で、より強い波平均流相互作用を引き起こすという事を示唆している。実際、HS 時と LS 時における平均東西風の違いを見ると HS 時の方がその領域で平均的に風が弱い (Kuroda and Kodera, 2002)<sup>9)</sup>。これが、HS 時に波平均流相互作用をより強めているのに役立っていると考えられる。以上では、SAM 指数が正の場合のメカニズムを考えたが、負の場合も全く同様であることに注意する。つまり HS 時に SAM 信号は上部成層圏まで伸びると共に持続性が良くなるのは、SAM 指数が正負いずれの場合でも成立することに注意しなければならない。

さて、ここでは SAM 信号持続の原因としてオゾン考えたが残念ながら ERA40 のオゾンデータは信頼性に欠けるので、モデルによるより一貫した実験の解析が望まれる。そこで、今回は気象研究所の化学 - 気候結合モデルによる実験結果を非結合のモデルの結果を比較して調べてみることにした。紫外線の強さは気候値に設定した。

モデルの場合の解析方法であるが、モデルの場合も観測と同様に、まず SAM 信号を月々変動から定義し、しかる後に 11/12 月平均した SAM 指数に対しての諸量の相関を計算した。ここで、観測と同様に 10/11 月平均した指数にしなかった理由は、モデルの季節進行を調べたところ観測と比べて約 1 ヶ月季節信号が遅れていたためである。つまり、モデルの 11(12)月は大体観測のほぼ 10(11)月に対応しているのである。

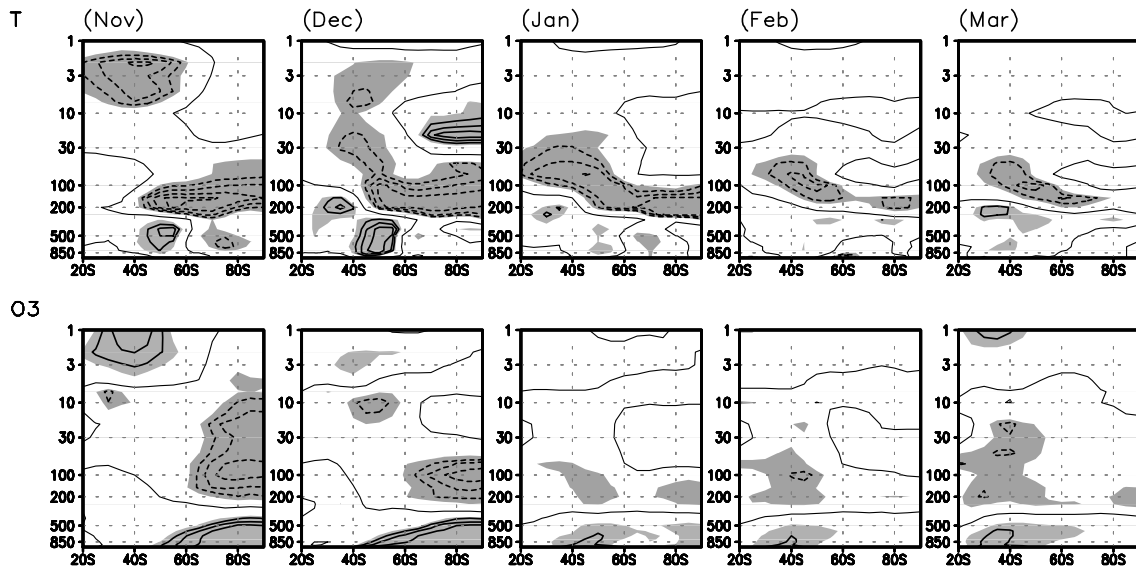


図 18 図 16 と同様。ただし、11 月から 3 月までの帯状平均気温 (上段) とオゾン濃度 (下段) に対する相関。

まず、オゾンの影響を見るために化学を結合していない通常の気候モデルと化学を結合したランの比較解析を行なった。化学を結合していない気候モデルの 11/12 月平均した SAM 指数に対しての帯状平均風速の相関を計算すると (図略) 相関は 11/12 月には HS 年と同様に上部成層圏まで伸びているものの信号の持続性は悪く相関 0.5 以上の領域は 1 月までしか持続していない。

次に化学 - 気候結合モデルの同様のランを同様に解析したものを図 19 に示す。図 19 の上段は帯状平均東西

風に対する同様な相関図である。信号は 11/12 月には HS 年と同様に上部成層圏まで伸びているだけでなく、持続性も高まり下部成層圏には 4 月までもその信号が残っている。この原因が観測データから推測されたように温度場であるかどうかを見るために図 19 の中段に温度場に対する相関を示す。予想通り下部成層圏で 11/12 月に作られた温度偏差が夏から秋にかけても持続している事が分かる。この原因を見るために図 19 の下段はオゾン濃度に対する相関を示した。図から明らかなように下部成層圏での温度偏差はオゾン場のそれに起因している事が分かる。また下部成層圏で晩冬にオゾン濃度が小さくなる理由を調べたところ、上部成層圏まで伸びる東西風信号に対応した主に 11 月の波加速が極域への残差循環を弱めている事によって極域に運ばれるオゾン量が減少している事による事が分かった。即ち、モデルの結果は観測で予想されたように、晩冬に形成されたオゾン偏差場が、波加速が小さくなった夏から秋にかけても持続することによっている事が分かった。このような低オゾンは低温偏差を形成し、温度風の関係によって帯状風偏差を形成する。このような帯状風偏差は対流圏の波伝播を変形するから運動量加速偏差が作られ、これによる子午面循環偏差が地表面気圧偏差を作り出すと言ったシナリオが成り立つと思われる。

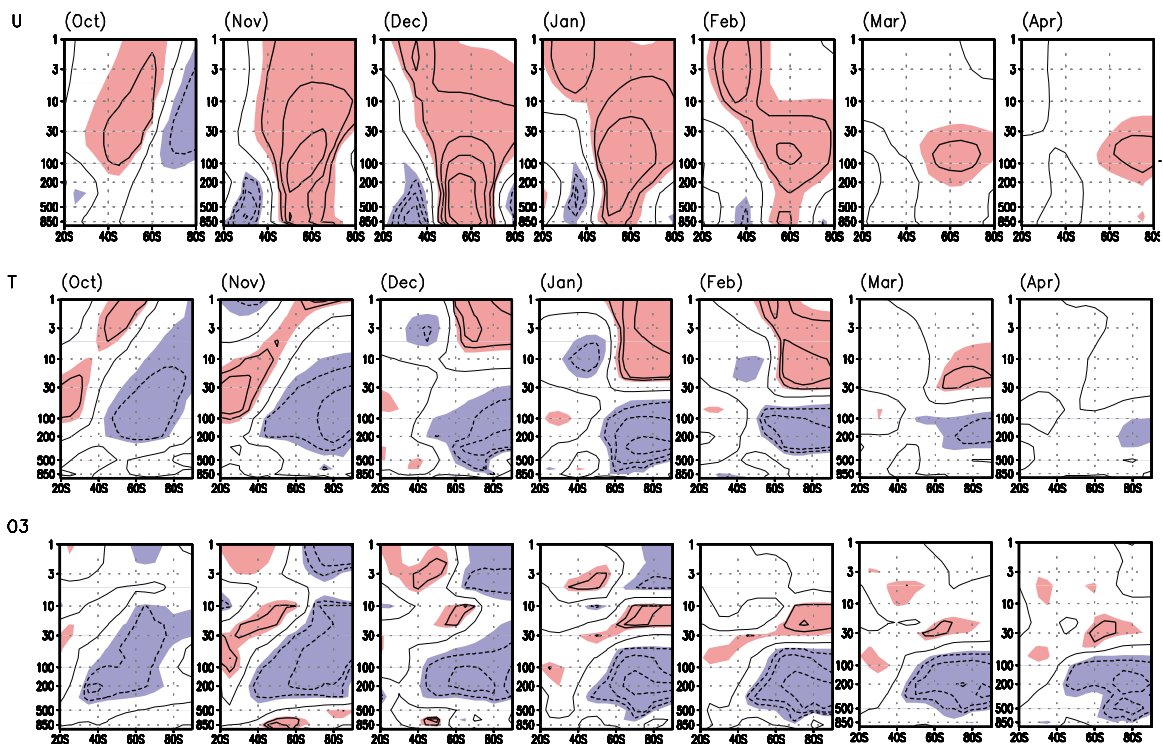


図 19 図 18 と同様。ただし、化学 = 気候結合モデルの 10 月から 4 月までの帯状平均東西風（上段）、温度場（中段）、オゾン濃度（下段）に対する相関。

さらに、太陽紫外線の強さをそれぞれ高太陽活動度、通常活動度、低活動度に変えてそれぞれ 20 年ランを行い、11/12 月平均した SAM 指数の上部成層圏への伸び方を比較した。その結果、低太陽活動度の場合の伸び方はそうでない場合に比べ多少小さくなったものの観測ほどの極端な差は出なかった（図略）。したがって、モデル実験では SAM 信号の上部成層圏への伸びの違いは再現できずまたその理由もわからなかった。しかし、いずれの場合も信号が上部へ伸びたため信号の持続性が随分高くなっており、信号の持続性の高さが、信号が上部へ伸びる事によるオゾン輸送と深い関係があることは間接的に示された。

#### 4 . 本研究により得られた成果

地上の気温や気圧の解析から太陽の11年周期は北大西洋振動の空間構造に影響を与えていることが示された。また、全球再解析データの解析から太陽の11年周期は極夜ジェット振動にも影響を与えていることがわかった。

全球再解析データの解析から北極振動の形成に波強制が大きな影響を及ぼしていることがわかった。まず、波の伝播に伴う運動量輸送の変化は運動量強制を変化させる。すると運動量強制の駆動する子午面循環も変化し、その上昇下降域である極域の地表面気圧が変動させられる。地表面気圧の変化は地表摩擦の作用のため地表面気圧偏差の形で変化を与える。つまり、波強制が極域の地表面気圧偏差を作っていることが示された。気象研究所の大循環モデルの歴史ランのデータ解析でもこのことは確かめられた。

北半球 NAO と同様に、南半球環状モードにおいても成層圏対流圏結合の強まる 10/11 月に太陽活動の高い時期と弱い時期でその信号が大きく異なる事が見出された。即ち、高太陽活動時にはその信号は上部成層圏まで伸びると共にその持続性が飛躍的に高まった。他方、低太陽活動時にはそのような性質は無かった。また、観測データの解析から信号持続性の原因として風信号の伸びに伴うブリュワー = ドブソン循環の強弱によるオゾン分布の変動が示唆された。このことを調べるために気象研究所の化学 - 気候結合モデルによる実験を行なった。モデル実験の結果は晩冬に形成される下部成層圏のオゾン偏差が晩冬の SAM 信号の持続性の原因である事を示した。このことから、オゾンが高太陽活動のメモリーとなってその放射効果で持続性が高まると解釈される。

#### 5 . 引用文献

- 1) Shindell, D.T., R.L. Miller, G.A. Schmidt, and L. Pandolfo 1999: Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature*, **399**, 452-455.
- 2) Hoerling, M.P., J.W. Hurrell, T. Xu, 2001: Tropical Origins for Recent North Atlantic Climate Change. *Science*: Vol.292, pp 90-92.
- 3) Shibata, K. et al., 1999: A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM, *Pap. Met. Geophys.*, **50**, 15-53.
- 4) Thompson, D. W. J, and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- 5) Plumb, R. A., Zonally symmetric Hough modes and meridional circulations in the middle atmosphere, *J. Atmos. Sci.* **39**, 983-991, 1982.
- 6) Haynes, P. H. and T. G. Shepherd, The importance of surface pressure change in the response of the atmosphere to zonally-symmetric thermal and mechanical forcing, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **115**, 1181-1208, 1989.
- 7) Kodera K., On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratosphere circulation in the northern hemisphere, *J. Geophys. Res.*, **100**, 14,077-14,087, 1995.
- 8) Kuroda, Y. and K. Kodera, Relationship between the Polar-night jet oscillation and the Annular mode, *Geophys. Res. Lett.*, **29(8)**, 10.1029/2001GL013933, 2002.
- 9) Kodera K., and Y. Kuroda, Dynamical response to the solar cycle, *J. Geophys. Res.*, **107**, doi: 10.1029/2002JD002224, 2002.
- 10) Shindell, D.T. and co-authors, Solar cycle variability, ozone, and climate, *Science*, **284**, 305-308, 1999.

- 11) Matthes K. and co-authors, Improved 11-year solar signal in the Freie Universitat Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM), *J. Geophys. Res.*, 109, D06101, doi:10.1029/2003JD004012, 2004.
- 12) Kodera K., Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implication in the spatial structure of the NAO, *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), 1281, doi:10.1029/2001GL014557, 2002.
- 13) Kodera K., Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900-1999, *Geophys. Res. Lett.*, 30(4), 1175, doi:10.1029/2002GL016584, 2003.
- 14) Ogi, M., K. Yamazaki, and Y. Tachibana, Solar cycle modulation of the seasonal linkage of the North Atlantic Oscillation (NAO), *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2170, doi:10.1029/2003GL018545, 2003.
- 15) Shibata, K, M. Deushi, T. Sekiyama, and H. Yoshimura, Development of an MRI Chemical Transport Model for the Study of Stratospheric Chemistry, *Pap. Meteorol. Geophys.*, in press, 2005.

[ 研究成果の発表状況 ]

( 1 ) 誌上発表 ( 学術誌・書籍 )

K. Kodera: *Geophys. Res. Lett.*, 30(4), 1175, doi:10.1029/2002GL016584 (2003). “Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900-1999”

Matthes, K., K. Kodera, J. D. Haigh, D. T. Shindell, K. Shibata, U. Langematz, E. Rozanov, and Y. Kuroda: *Pap. in Meteorol. and Geophys.*, 54, 71-89 (2003) “GRIPS Solar Experiments Intercomparison Project: Initial Results”

Kodera, K. and Y. Kuroda, *J. Geophys. Res.*, 110, D02111, doi:10.1029/2004JD005258. (2005). “A possible mechanism of solar modulation of the spatial structure of the North Atlantic Oscillation”

Shibata, K, M. Deushi, T. Sekiyama, and H. Yoshimura, Development of an MRI Chemical Transport Model for the Study of Stratospheric Chemistry, *Pap. Meteorol. Geophys.*, in press, 2005.

( 2 ) 口頭発表

Kodera, K. and K. Matthes: ヨーロッパ共同体太陽活動の気候・環境への影響研究計画 (SOLICE) 会議 (2002) “GRIPS solar UV experiments intercomparison project”

Kodera, K., K. Matthes, J. D. Haigh, D. T. Shindell, K. Shibata, U. Langematz, E. Rozanov, and Y. Kuroda: the 34th COSPAR scientific meeting (2002) “GRIPS solar experiments intercomparison project: initial results”

Shibata, K.: the 8th GRIPS workshop (2003) “Effect of the Hines gravity wave drag on the polar night jet oscillation”

Kodera, K. and K. Matthes: the 8th GRIPS workshop (2003) “Report on task 3b: 11-year cycle of solar forcing”

Kodera, K.: EGS-AGU joint meeting (2003) “Stratospheric- and tropospheric modes in the Arctic Oscillation: implication in the dependence on the ENSO cycles”

Kodera, K.: the 23<sup>rd</sup> IUGG (2003) “Dynamical response to the solar cycle”

Kodera, K.: European Geosciences Union 1st General Assembly (2004) “What is the North Atlantic Oscillation: Azores-Iceland, or Polar-Mediterranean teleconnection?”

Kodera, K.: EGS-AGU Joint meeting (2003) “Stratospheric- and tropospheric modes in the Arctic Oscillation: implication in the dependence on the ENSO cycles”

Kodera, K. : 23<sup>rd</sup> IUGG General Assembly (2003) “Dynamical response to the solar cycle”

出牛 真、柴田 清孝: 日本気象学会 2003 年秋季大会 (2003) “気象研究所化学輸送モデルの改良および感度実験 (第 2 報)”

Kodera, K.: 9<sup>th</sup> GRIPS workshop (2004) “Polar-Mediterranean Teleconnection Pattern and the Stratosphere”

Kodera, K.: 9<sup>th</sup> GRIPS workshop (2004) “GRIPS Solar Impact Comparison (Task 3b): Prospects for Future Study”

Kuroda, Y., K. Kodera, and K. Shibata: 9<sup>th</sup> GRIPS workshop (2004) “Wave forcings and their effect on surface pressure in the Polar-night Jet Oscillation (PJO)/Arctic Oscillation (AO), and the reality of its representation in the MRI/JMA98 GCM”

Kuroda, Y. : 9<sup>th</sup> GRIPS workshop (2004) “Revisiting the Winter-Summer Transition”

Shibata, K, M. Deushi, and T. Sekiyama: 9<sup>th</sup> GRIPS workshop (2004) “Loose coupling between GCM and CTM”

Shibata, K. : 9<sup>th</sup> GRIPS workshop (2004) “Recent Topics of the MRI Middle Atmosphere Model”

黒田 友二、2004 : 太陽活動に伴う南半球環状モードの変調、日本気象学会 2004 年春季大会 B 305 .

黒田 友二、2004 : 北極振動形成における子午面循環の役割、日本気象学会 2004 年秋季大会 B 206 .

柴田 清孝・出牛 真、2004 : 熱帯成層圏準 2 年振動 (QBO) のシミュレーション : その 1 Non-interactive オゾン、日本気象学会 2004 年度秋季大会予稿集、D 156 .

柴田 清孝・出牛 真、2004 : 熱帯成層圏準 2 年振動 (QBO) のシミュレーション : その 2 Interactive オゾン、日本気象学会 2004 年度秋季大会予稿集、P 342 .

21 Kuroda, Y., The 3<sup>rd</sup> SPARC General Assembly Victoria, Canada (2004) “On the origin of the meridional circulation and surface pressure change associated with the Arctic Oscillation and comparison with the Polar-night Jet Oscillation”

22 Kodera, K., European Geosciences Union 1st General Assembly, Nice, France (2004) “What is the North Atlantic Oscillation: Azores-Iceland, or Polar-Mediterranean teleconnection?”

23 Shibata, K and M. Deushi, 10<sup>th</sup> GRIPS workshop (2004) “Effect of Interactive Ozone on the QBO in the Equatorial Stratosphere”

(3) 出願特許

なし

(4) 受賞等

なし

(5) 一般への公表・報道等

なし

(6) その他成果の普及、政策的な寄与・貢献について

世界気候研究計画(WCRP)のプロジェクトの一つである「成層圏過程とその気候への影響に関する研究計画 (SPARC)」の成層圏モデル相互比較実験 (GRIPS) において、太陽活動の気候への影響評価のモデル国際比較や極夜ジェット振動の実態把握、北大西洋振動・北極振動と極夜ジェットの関係の評価等に本成果が生かされている。

## 産業革命以降の気候の再現に関する研究

### (2) 歴史的海面水温・海水データを用いた大気大循環モデルによる気候再現に関する研究

国土交通省気象庁気象研究所

気候研究部 第二研究室 谷貝 勇、黒田 友二、楠 昌司、仲江川 敏之

気候研究部 第一研究室 鬼頭 昭雄、保坂 征宏

平成14～16年度合計予算額 79,197千円(全課題分)  
(うち、平成16年度当初予算額 25,998千円(全課題分))

[要旨] 気象庁と気象研究所で開発した大気大循環モデルが過去130年間の気候をどの程度再現できるかを調べた。基準実験では、大気モデルに海面水温、海水、二酸化炭素濃度の観測値を与え、異なった6つの初期値により1872年から2001年まで130年間のアンサンブル予報実験を行った。その他にも、二酸化炭素濃度を固定した実験などの追加実験を行った。

基準実験のアンサンブル平均について、全球平均した陸域の地上気温と降水量の長期トレンドを調査した。モデルは、年平均、季節平均ともに、モデルは観測された地上気温と降水量の長期トレンドを再現していた。しかし、モデルのトレンドの季節依存性は観測に比べ小さかった。

基準実験の個々のメンバーを用いて、200年最大月降水量を推定した。計算結果は、観測値から推定されるものがある程度再現していた。観測期間の違いにより観測からの推定値が大きく異なることが知られていたが、それは、中高緯度では自然変動によるものであることが示された。

[キーワード] モデルの性能評価、過去気候の再現性、長期トレンド、数十年変動、最大月降水量

#### 1. はじめに

大気大循環モデルMJ98は、気象庁本庁の現業全球予報モデル(GSM9603)をもとに、気候の研究に使用するため長期積分に適した修正、改良を加えたモデルである。モデルは将来の気候予測を行うための有用な道具であるが、その前に現在および過去の気候が正しく再現できるかという基本的な能力を確認しておく必要がある。

#### 2. 研究目的・方法

##### (1) 研究目的

観測された海面水温と二酸化炭素濃度の変動に対する、気候モデルの応答を調べることにより、モデルの性能を評価した。また、観測された海面水温と二酸化炭素濃度の外的強制力に対する大気への応答として、過去の気候変動がどの程度説明できるかを調べる目的もある。

##### (2) モデル

大気大循環モデルMJ98 (Shibata et al., 1999)<sup>1)</sup>は水平分解能が約270 kmである。鉛直層は30あり、上端は0.4 hPaで成層圏界面付近の高度約55kmに相当する。短波放射、長波放射、積雲対流、乱流鉛直輸送、陸面過程、重力波抵抗などの物理過程を含んでいる。

##### (3) 海面水温、海水、温室効果気体

モデルに与える外的境界条件としての海面水温と海水については、Rayner et al. (2003)<sup>2)</sup>によるHadISST1デ

ータを用いた。

温室効果気体として最も重要な二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) の濃度は、Hansen et al. (2002)<sup>3)</sup>による観測値を用いた。濃度は1872年に288 ppmvであるが、次第に上昇し2001年には366 ppmvに達している。季節変化は無い。二酸化炭素以外の温室効果気体では、メタン (CH<sub>4</sub>)を1650 ppbv、一酸化二窒素 (N<sub>2</sub>O)を306 ppbvとして大気全体に一樣に与えた。年々変動と季節変化は無い。

#### (4) 実験設定

2種類の実験を行った(表1)。第1の基準実験は、1872年から2001年までの130年間について観測された海面水温、海水、二酸化炭素濃度を大気モデルに与えた。第2の実験は1951年以降のアンサンプル・サイズを増やすために行った。第1の基準実験と合わせると、1951年から2001年までの51年間についてはアンサンプル・サイズが12となる。モデルの性能のアンサンプル・サイズ依存性を調査することができる。

表1 実験設定

| 通番 | 期間<br>開始 | 期間<br>終了 | 年数  | アンサン<br>ブル数 | 海面水温<br>(SST) | CO2<br>ppm | 備考   |
|----|----------|----------|-----|-------------|---------------|------------|------|
| 1  | 1872     | 2001     | 130 | 6           | 観測            | 観測         | 基準実験 |
| 2  | 1950     | 2001     | 52  | 6           | 観測            | 観測         |      |



### 3. 結果・考察

#### (1) 陸面地上気温の全球規模の再現性

第1の基準実験に関する解析結果を述べる。

##### 検証に使用した観測データ

Jones et al. (2001)<sup>4)</sup> による「CRUTEM2v」を使用した。これは緯度・経度5度格子の月平均値データであり、1851年から2002年までである。しかし、年代が古いところではデータが少なく、欠測が多くなっている。従って、格子平均値を作るときに使用するデータの量を考慮し、データが少ないところで平均値の分散が大きすぎないように値を抑えている(Jones et al., 2001)<sup>4)</sup>。このようなデータ量による補正を行わないと、にせの十数年変動や長期トレンドが現れる危険性があるからである。検証前の準備として、各格子点について1年につき10ヶ月以上のデータがあれば年平均を求めた。季節については、3か月すべてのデータがある場合のみ季節平均を求めた。基準に満たない場合は、欠測とした。これらの基準はFolland et al. (2001)<sup>5)</sup>で用いられている手法に従った。

##### 陸面地上気温の長期トレンド

図1(a)は、全球平均した年平均地上気温偏差の1872年から2001年までの130年間の時系列を示している。モデルに海面水温の観測値を与えているので、海面上の気温は観測に合いやすい。海面上の格子点を対象に含めるとモデルの評価が甘くなるため、海上を除外し陸面のみで検証を行った。図には線形回帰による直線も記入した。モデルは観測された温暖化トレンドをよく再現しているが、その大きさはやや小さい。それは1910年代以前でモデルが観測よりやや高温であることと、1980年代以降でやや低温であるからである。モデルは、観測された1910年頃から1945年頃までの昇温傾向、1946年頃から1975年頃までの低温化傾向、1976年頃から2000年頃までの急激な昇温傾向もよく再現している。即ち、モデルは観測値の130年間の長期間の線形トレンドだけでなく、数十年変動も良く再現している。

図1(b)は、北半球平均を示す。北半球のデータ数は全球の7割以上を占めるので、北半球のモデルの時系列は、全球の時系列にほとんど似ている。図1(c)の南半球平均でも、モデルは観測値の130年間の長期間の線形トレンドだけでなく、数十年変動も良く再現している。

図2は、全球平均した陸域地上気温の130年間のトレンドを季節別に検証したものである。観測では年平均とすべての季節で昇温トレンドが顕著である。特に春と冬の昇温が大きい。モデルでは、年平均とすべての季節で、昇温トレンドを再現しているが、季節変化が小さい。モデルは、観測された春と冬の大きな昇温を過小評価している。春や冬は北半球では雪の多い季節であり、地上気温は雪の影響を受けやすいことから、あくまで推測であるが、降雪や融雪に関連したモデルの陸面過程に問題がある可能性がある。

同様のトレンド解析を各格子点で行い、観測されたトレンドの地理分布をモデルと比較した。モデルは、北半球の高緯度地方の正のトレンドを各季節で再現していたが、定量的には過小評価であった。

##### 陸面地上気温の年々変動

各格子点で観測とモデルの130年間の長期トレンドをそれぞれ除去した後、両者の時系列の相関係数を計算した。モデルは沿岸地域、欧州、北米で比較的高い相関係数を示したが、ユーラシア大陸の内部では低かった。

### T2m Land surface temperature anomaly (deg C)

Climate= 1961-1990 mean Season = ann

Circle = OBS: crutem2v Square = Model ensemble average

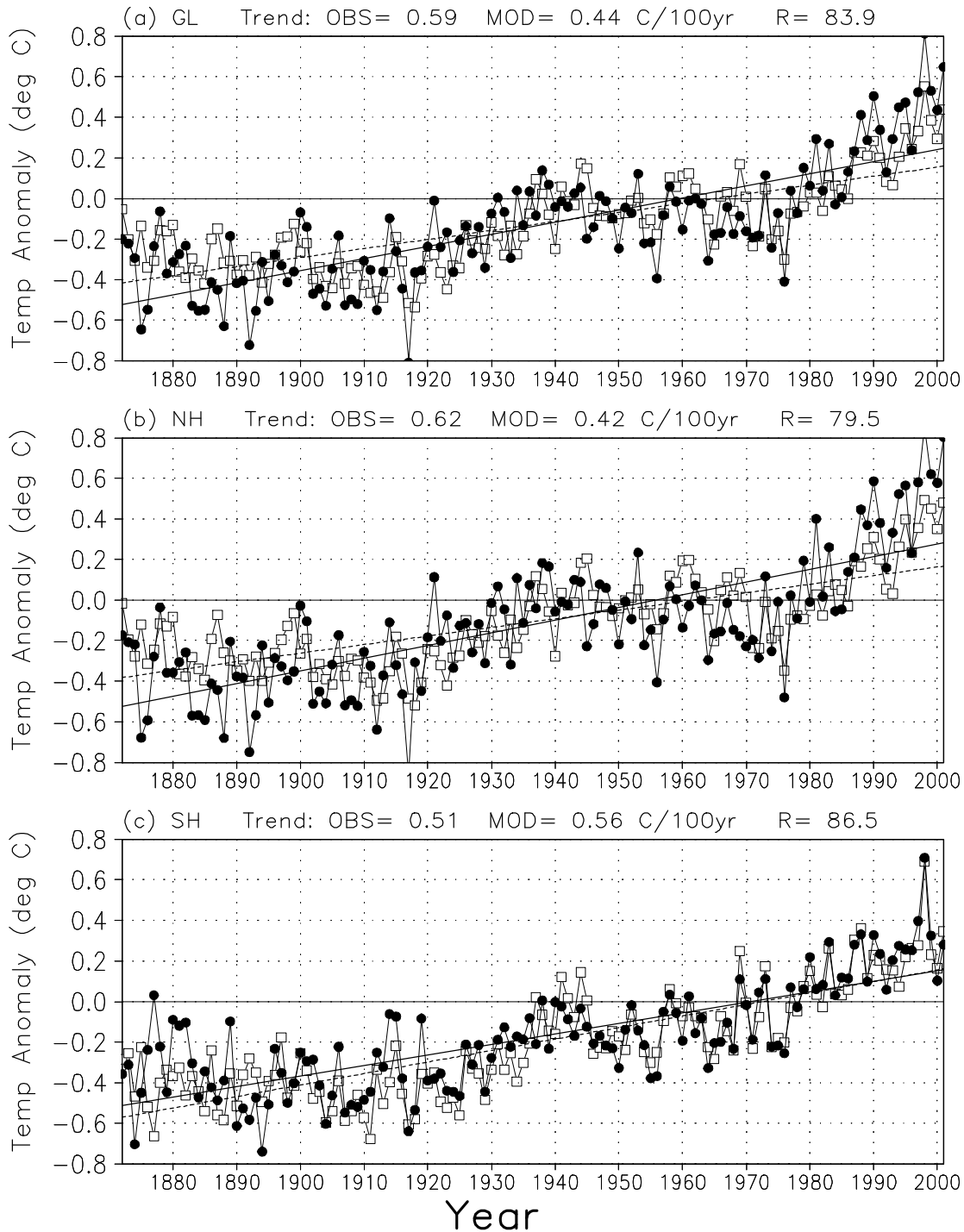


図1 陸域のみの年平均地上気温偏差( ) 1872年から2001年までの130年間の時系列。黒丸が Jones et al. (2001)による観測値。実線は観測値の130年間の線形トレンド。白四角がモデルのアンサンブル平均値。実線はモデルのアンサンブル平均の130年間の線形トレンド。観測とモデルの気候値はそれぞれの1961-1990年の30年間平均値である。モデルの地域平均は、観測値が存在する格子点のみを集めて求めた。(a)全球平均、(b)北半球平均、(c)南半球平均。

Land surface temperature, Global  
130 years:1872-2001  
Linear trend (C/Century)

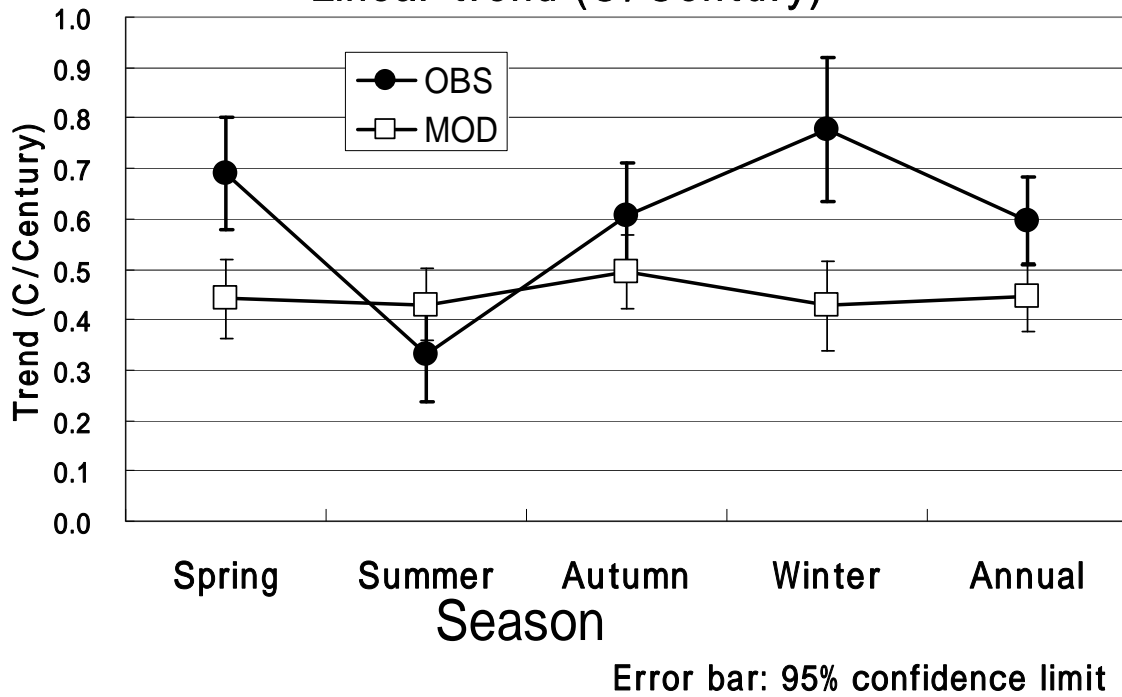


図2 1872年から2001年までの全球平均した陸域地上気温偏差のトレンド( /100年)の季節依存性。横軸は左から年平均、春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)、冬(12~2月)、1872年の冬は1872年12月から1952年2月までの平均で定義した。黒丸がJones et al. (2001)による観測値のトレンド。白四角がモデルのアンサンブル平均値のトレンド。95%水準信頼限界を誤差バーで示した。観測の誤差バーを太線で、モデルの誤差バーを細線で示した。

## (2) 陸面降水量の全球規模の再現性

### 検証に使用した観測データ

Hulme et al. (1998)<sup>6)</sup> による緯度・経度5度格子の月平均値データを使用した。期間は1900年から1998年までである。冬のデータは1999年1~2月が無いので、検証には1900年1月から1998年2月までのデータを用いた。陸面地上気温と同様の基準で、あらかじめ年平均、季節平均を求めた。

### 陸面降水量の長期トレンド

図3(a)は、全球平均した年平均陸面降水量偏差の1872年から2001年までの130年間の時系列を示している。観測では正のトレンドがある。モデルは正のトレンドを再現しているが、観測より過小である。モデルは観測値の130年間の長期間の線形トレンドだけでなく、数十年変動も比較的良く再現している。

図3(b)は、北半球平均を示す。北半球のデータ数は全球の7割以上を占めるので、北半球のモデルの時系列は、全球の時系列にほとんど似ている。図3(c)の南半球平均では、観測とモデルの両方で年々変動が大きいが、モデルは観測値の98年間の長期間の線形トレンドだけでなく、数十年変動も良く再現している。

図4は、全球平均した陸面降水量の98年間のトレンドを季節別に検証したものである。観測では年々変動が大きいため、誤差バーの範囲が大きい。モデルは、春、夏、秋、年平均の正のトレンド、冬の負のトレンドを再現しているが、季節変化が小さい。

同様のトレンド解析を各格子点で行い、観測されたトレンドの地理分布をモデルと比較した。モデルは、観測されたトレンドの分布を概ね再現していたが、ユーラシア大陸の高緯度地方の大きな性のトレンドを過小評価していた。

### 陸面降水量の年々変動

各格子点で観測とモデルの98年間の長期トレンドをそれぞれ除去した後、両者の時系列の相関係数を計算した。モデルの陸面降水量の年々変動再現性は、気温に比べ低いことがわかった。

Precipitation, Land only, Ratio to climatology (%)

Climate = 1961-1990 mean Season = ann

Circle = OBS CRU Square = Model T42L30, 6-mem ens ave

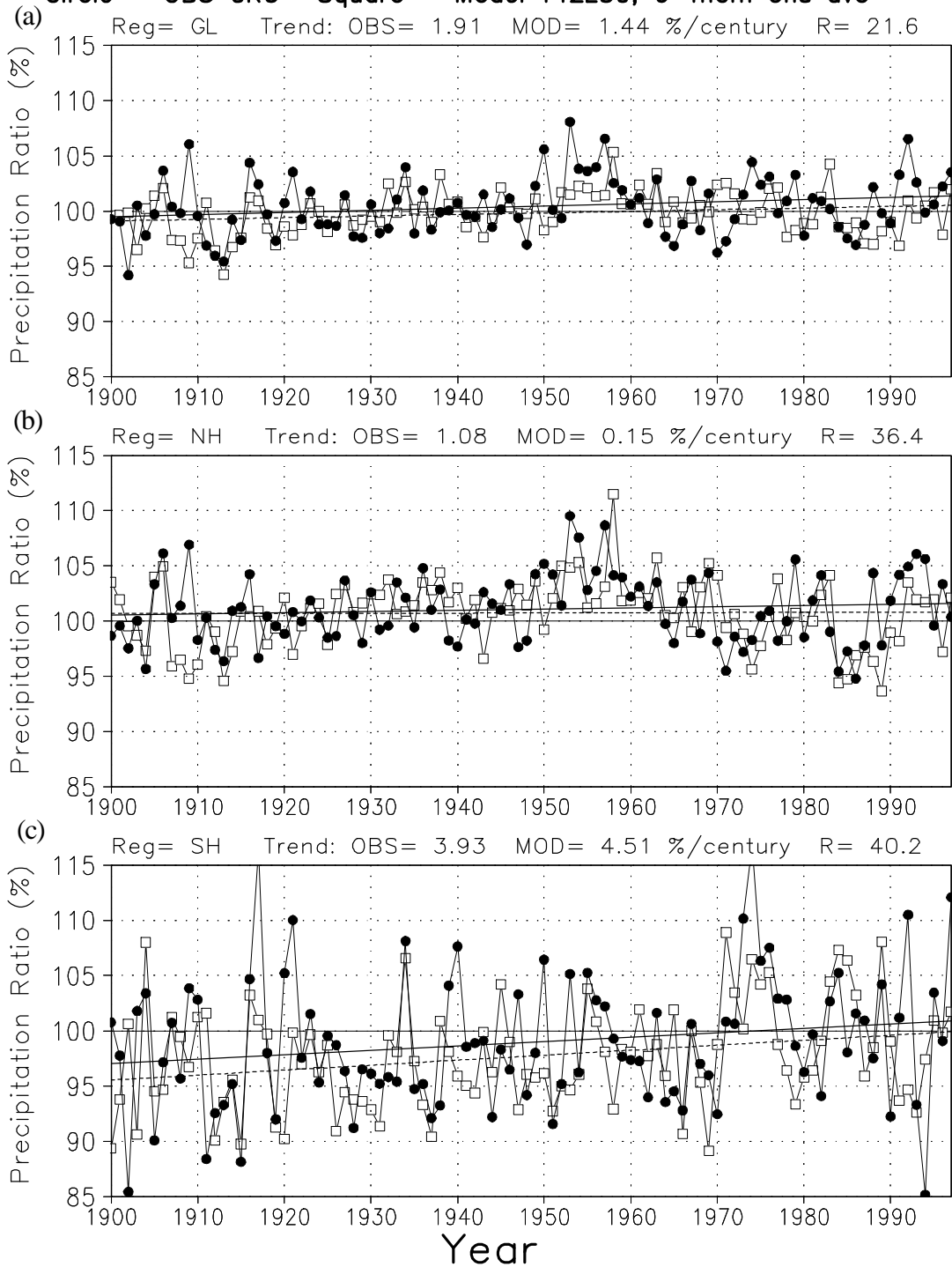


図3 陸域のみの年平均降水量偏差 ( )、1900年から1997年までの98年間の時系列。黒丸 が Hulme et al. (1998)による観測値。実線は観測値の98年間の線形トレンド。白四角 がモデルのアンサンブル平均値。実線はモデルのアンサンブル平均の98年間の線形トレンド。観測とモデルの気候値はそれぞれの1961-1990年の30年間平均値である。モデルの地域平均は、観測値が存在する格子点のみを集めて求めた。(a)全球平均、(b)北半球平均、(c)南半球平均。

Precipitation, Land-only, Global  
 98 years:1900-1997  
 Linear trend (%/Century)

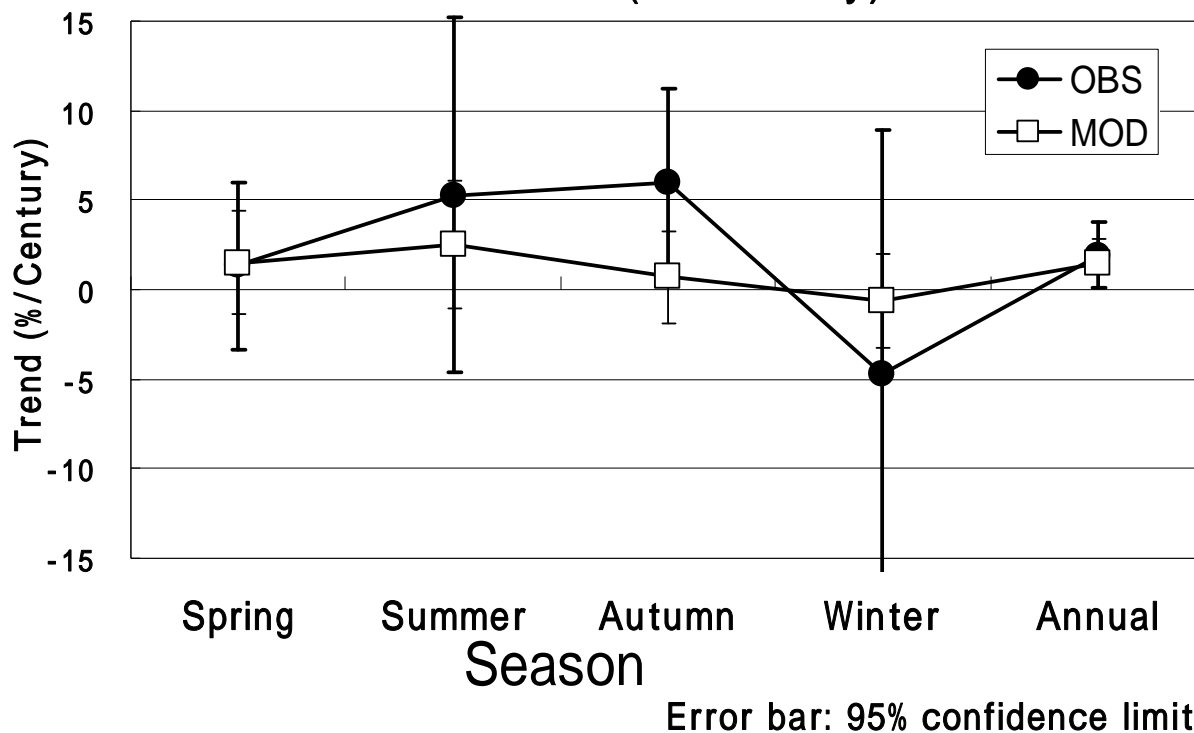


図4 1900年から1997年までの全球平均した陸域降水量偏差のトレンド( /100年)の季節依存性。横軸は、左から年平均、春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)、冬(12~2月)、1900年の冬は1900年12月から1901年2月までの平均で定義した。黒丸がHulme et al. (1998)による観測値のトレンド。白四角がモデルのアンサンブル平均値のトレンド。95%水準信頼限界を誤差バーで示した。観測の誤差バーを太線で、モデルの誤差バーを細線で示した。

### (3) 夏の東アジアモンスーンの季節予測可能性

基準実験の1900年以降の結果を用い、モデルによる夏の東アジアモンスーンの季節予測可能性について解析した。

夏の陸面地上気温のトレンドに関しては、モデルは日本付近の正のトレンドをほぼ再現しているが、中国大陸の内陸や中国東北平原にみられる負のトレンドは再現できていない。年々変動に関しては、東アジアの広い地域で再現性が高い。

夏の陸面降水量のトレンドに関しては、モデルは日本付近から沿海州にかけての正のトレンド、フィリピン付近の正負のトレンドを再現している。モデルは年々変動を全く再現出来ない。

モデルはオホーツク海高気圧の年々変動を全く再現出来ないが、小笠原高気圧の年々変動を非常に良く再現できる。冷夏を予測するには、オホーツク海高気圧の年々変動を予測することがぜひ必要である。それは気候モデリングに立ちはたかる大きな壁であるが、日本の夏季の季節予報精度を向上するには、なんとしても乗り越えなければならない。また、梅雨期にはユーラシア大陸で土壌水分が対流現象に重要な役割を果たしているはずであるから、降水量の予測精度を向上するには、陸面過程のデータ同化とモデルの陸面過程の改善が鍵となるであろう。

### (4) 最大月降水量の推定

はじめに

気候システムの解明には気候値や年々変動を把握することが重要であるが、生態環境システムや社会経済システムにとっては、極値が重要となる。植物ではシオレ点を越えて土壌が乾燥化すること、社会財では堤防を越流して、床上浸水することは、普段越えることの無い、閾値を越えたために遭遇する災害である。このような災害を軽減するための計画立案上、非常に稀な気象現象を評価する必要がある。日本の重要な河川においては、200年に一度生じる洪水に対して、河道計画が策定される。しかし、200年及び長期観測値は存在しないし、あったとしても、最大の降水量が確率的に200年に1度の良い推定値とは限らない。従って、通常は極値統計理論に基づき、200年に一度の降水量が推定される(寶 1998)<sup>7)</sup>。

同様な手法は、風速、台風強度(e.g. van den Brink et al. 2004; Chu and Wang 1998)<sup>8) 9)</sup> などにも用いられているほか、温暖化後についても調べられていて、20年確率で、日最高最低気温は明瞭に異なり、降水量はほぼ全球で増加、中高緯度の風速はあまり変化が無いことが示されている(Zwiers and Kharin 1998; Kharin and Zwiers 2000)<sup>10) 11)</sup>。

目的

200年確率という長い期間を対象とする場合、まず200年の観測値は無く、推定は外装と成らざるを得ない。また、数十年スケールの変動がある場合、推定に影響を与えることが考えられる。例えば、推定に利用する期間を変えると、推定値が大きく変動することも知られている(Rodda 1970)<sup>12)</sup>。

そこで、本研究ではAGCMアンサンブル実験で算定される約600年のデータを用いて、降水量の極値について調べた。まず、モデル降水量と観測降水量から極値統計量を算定し、モデルによる月平均降水量極値の再現性を比較した。さらに、海面水温が年最大月降水量に与える影響について調べ、数十年スケール変動の原因を検討した。

方法

モデルは気象研究所/気象庁 全球気候モデルMJ98、水平解像度 T42、鉛直総数 30 層である。下部境界条件として、HadISST の海面水温と海水密接度を用い、CO<sub>2</sub>濃度は観測値に合わせて漸増させている。この実験は表1の基準実験である。6つのメンバーからなるアンサンブル実験で、積分期間は、1872年から2002年までの130

年である。また、比較対象の観測値としてCRUの月平均降水量(0.5度グリッド、1901~1998年)を用いた<sup>6)</sup>。解析対象期間は観測値のある期間、1901~1998年とした。観測値には欠測期間もあるが、利用できるデータすべてを用いた。

極値統計量の推定には、一般化極値分布関数のタイプI(Gumbel分布)を用い、与えられたデータから関数形を決定した。一旦、関数が決まれば、任意のリターンピリオドに対する降雨強度、また逆に任意の降水量に対するリターンピリオドを求めることができる。

モデルについては、まず、メンバー毎に、各年の最大月降水量を選び、98個からなるデータから、確率降水量を推定した(確率降水量アンサンプル平均)。次に、6メンバーを一つとして扱い、 $98 \times 6 = 588$ 個のデータから、確率降水量を推定した(アンサンプル確率降水量)。

観測値に対しても、同様に行った。また、観測値とモデル値では水平解像度が異なるため、観測値をモデルグリッドに内挿したデータを作成し、これについても、確率降水量を推定した。

#### 再現性

本モデルによる、降水量の年々変動、長期トレンドについては、楠ほか(2004)<sup>13)</sup>によって詳しく調べられており、その結果によれば、再現性は必ずしも良くない。しかし、他のモデルによる再現性と同一程度の再現性を本モデルも有しているため、現状の最新モデル結果として解析するに十分な合理性はあると考えられる。

図24に観測値の200年確率降水量の全球分布を示す。観測値による200年確率降水量の全球分布は、年降水量パターンに概ね似ている。200年確率降水量が大きい地域は、アジアモンスーン地域、南アメリカ赤道地域、熱帯アフリカ西岸部などである。一方、サハラ砂漠は他の砂漠地域に比べても、200年確率降水量は小さい。図25は観測値と確率降水量アンサンプル平均の差が示されている。観測値とモデル値の間には大きな差があったが、サハラ砂漠を除き、ほぼ全球で、有意に差があるとも、無いとも言えなかった。これは、確率降水量アンサンプルの標準偏差は、ユーラシア大陸上では20mm/月、日本では40mm/月というかなり大きな値を取っているからである(図省略)。例えば、日本の大阪で、92年間の観測値からjackknife法で200年最大日降水量の推定誤差を計算すると16~43mmとなることから(實1998)<sup>7)</sup>、アンサンプルによる推定誤差は観測値とも一致していると言える。

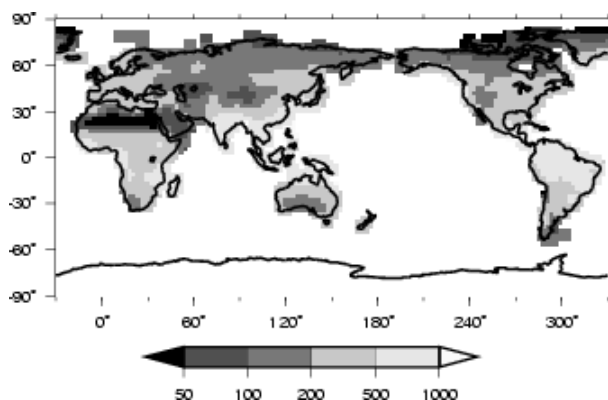


図5 CRU観測値の200年確率月最大降水量

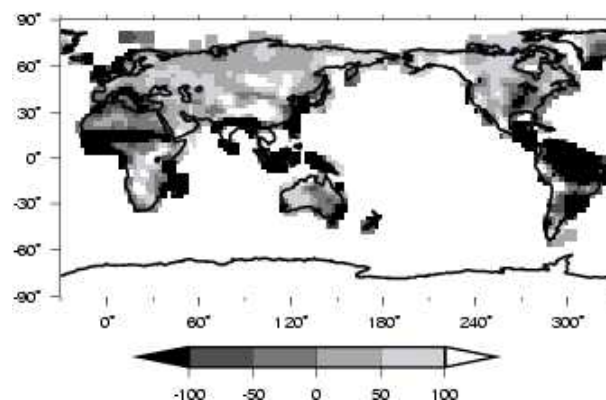


図6 モデル推定値と観測推定値の差

確率降水量アンサンプル平均とアンサンプル確率降水量では、降水量の差は高々 $\pm 8$ mm/月であり、有意な差はサハラを除いては海洋上に点在するだけであった。以上の結果は、他の50, 150, 200年確率降水量についても同じ傾向が見られた。図6のサハラ地域に見られる大きな差は、モデル気候値に大きな系統誤差がある地域である。確率降水量の推定には、極値の良い再現性を持つことに先駆けて、小さな気候値の系統誤差がモデルに求められ



る。

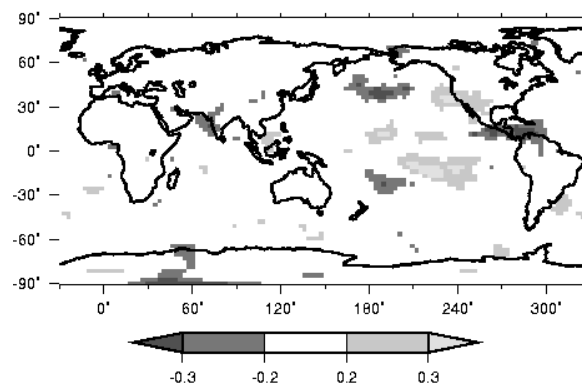


図7 PDOインデックスと年最大月降水量の相関

### 年最大月降水量

30年間のサンプルから50年確率年最大日降水量を推定すると、サンプル期間によって、推定値に倍程度の違いが現れることが示されている(Rodda 1970)<sup>12)</sup>。これらは、数十年スケールで暖候期、寒候期が入れ替わる気候レジームと同程度の時間スケールである。そこで、気候レジームの指標として太平洋10年変動(PDO)(Mantua et al., 2001)<sup>14)</sup>を選び、太平洋10年変動(PDO)を求めたのが図7である。但し、ここではモデル値はアンサンプル平均を用いている。

PDOインデックスと良い正の相関がある地域は熱帯地域にほぼ限られている。陸上では、中央アメリカ、アラビア半島、インド西部からパキスタンの地域、黄土高原、サハラ砂漠などで、いずれも負の相関である。観測値を用いた解析では、アメリカについてはPDOインデックスとの相関関係が年輪(Biondi 2001)<sup>15)</sup>や早魃(Englehart 2003; Mauget 2003)<sup>16) 17)</sup>などに見いだされているが、この結果ではみられない。

### (5) 両半球中緯度対流圏の高温現象について

1998年のエルニーニョの終了以降全球的に南北両半球の中緯度対流圏を中心に赤道軸対称をなした帯状の高温現象が持続した。また、1998年以降アメリカやアフガニスタン、南米などで断続的な干ばつが報告されている。これに対応して亜熱帯から中緯度にかけて帯状に高圧帯が形成されている。これらの傾向は2002年のエルニーニョが発生するまで持続した。

この特徴的な偏差パターンの持続がどのような要因によりもたらされ、またどの程度持続するのかは、異常気象のメカニズム解明や季節予報にとって重要な課題である。

Hoerling et al. (2001)<sup>18)</sup>は観測された海面水温を与えた大気大循環モデルを用い数値実験を行い、前述の特徴が良く再現されることを示すと共にそれらが、熱帯の海面水温、特に西太平洋の暖水域やインド洋の海面水温の上昇と関係していることを示唆した。一方 Schubert et al. (2002)<sup>19)</sup>は違ったモデルで同様の実験を行い、これらの現象が日付変更線付近の海面水温と関係しているという結果を示している。そこで、気象研究所で行われた海面水温を与えたアンサンプル歴史ランの結果を用い、これらの現象が気象研究所のモデルでも再現されているかをまず確認することにした。モデルは気象研究所の大気気候モデル(MRI/JMA98)を用いた。モデルに観測の海面水温を境界条件として与え、1949年から2000年までのランを6メンバーのアンサンプルランとして行った。

200hPaの高度場を対流圏の温度を代表していると考え、シミュレーション結果と実際の解析値とを比べた。図

8はその結果であるが、南北両半球に広がる中緯度の帯状の正偏差域がよく表現されている。図9は1990年から2000年までの帯状平均200hPa高度場の時間緯度断面図である。1997/98エルニーニョに伴い高偏差域が熱帯に生じそれが南北両半球に広がった後、通常ならエルニーニョが終わった後、次第に正偏差は弱まるはずが、そのまま中緯度では正偏差が持続している様子がモデルでも良く再現されていることがわかる。

図10は海面気圧に対する結果である。観測、シミュレーション共に200hPa高度場ほど帯状性は明瞭でないものの垂熱帯域に帯状に広がった高気圧偏差がシミュレーションでもよく表現されている。

気象研究所のモデルでも1999年以降の赤道軸対称な中緯度の昇温現象及び垂熱帯域の地上気圧の高圧帯現象がよく再現されていることが分かり、この現象のメカニズム解明のための有効な道具として利用可能なことが分かった。

今後はこの現象のメカニズム解明のための第一歩として熱帯のどの海域の海面水温と最も良く関係しているのかを調べていき、HoelingらやSchubertらの結果と比較していく予定である。

またこの現象が近年話題にのぼることの多いいわゆる北極振動(AO)とどのような関係にあるのかについても調べる予定である。AOは中緯度と北極域の気圧などのシーソーであるが、南北両半球独立な現象と考えられている。一方この現象は同じく中緯度に大きな偏差があるが、特徴は南北両半球の赤道を挟んでの対称性であり、AOとは一応別物と考えられる。また、この赤道対称性は熱帯の影響を示唆する。しかし、中緯度に共通部分を持つため完全に独立かどうかは疑問が残る。今後さらに研究を進めて行く必要がある。さらに最近結合モデルによる歴史シミュレーションで地上気圧変動のトレンドや変動が再現されうる可能性が指摘されている(行本2003<sup>20)</sup>、Gillettら2003<sup>21)</sup>)、これらとの関係の解明も重要な課題である。

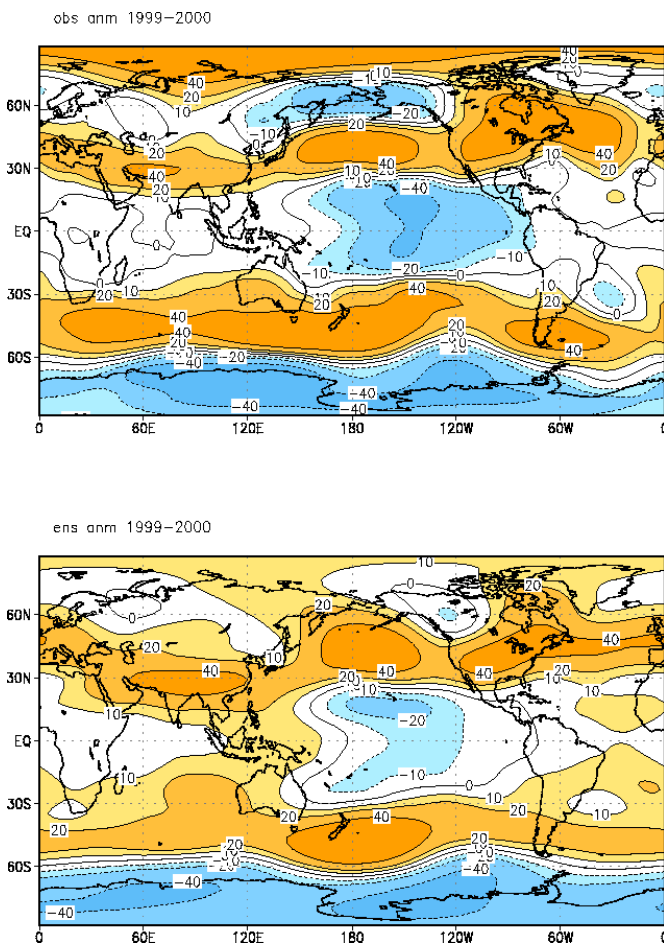


図8 1999～2000年の200hPa高度場の年平均偏差  
 上：解析値  
 下：海面水温を与えたシミュレーション  
 (6メンバーのアンサンブル平均)

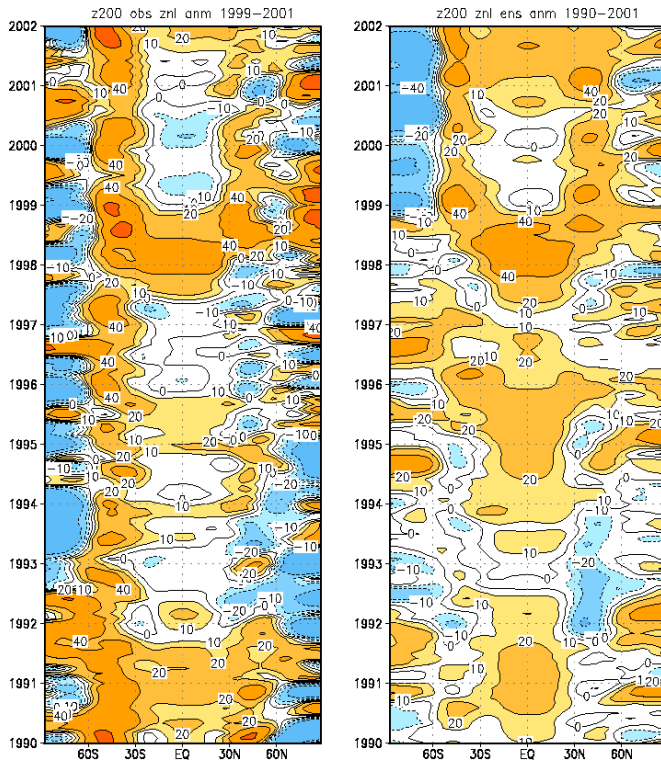


図9 帯状平均した200hPa高度場平年偏差の緯度-時間断面図(1990~2000)  
 左:解析値  
 右:シミュレーション結果

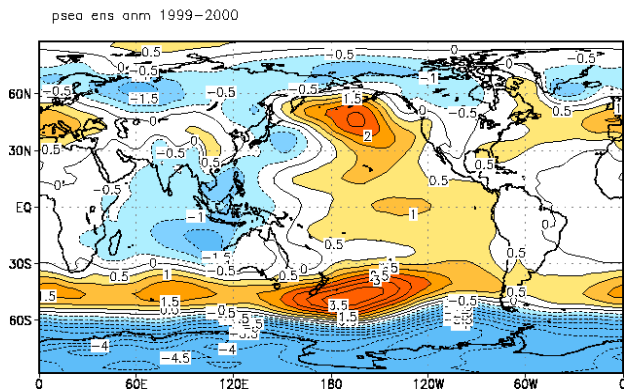
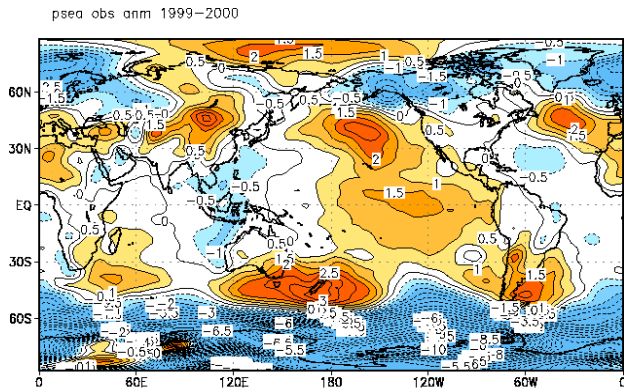


図10 1999~2000年の海面気圧の平年偏差  
 上:解析値  
 下:海面水温を与えたシミュレーション  
 (6メンバーのアンサンブル平均)

#### (6) 北極振動指数の増加トレンドと10年変動の成因

1951年以降の12メンバーのアンサンブル実験による北極振動(AO)の再現性を調べた。モデルの個々のメンバーで見ると、長期的なトレンドが再現されている場合もあるが、10年変動が卓越している場合もある。アンサンブル平均では、1951年以降の長期的なトレンドと数10年規模変動が再現されなかった。モデルのアンサンブル平均は外的強制力である海面水温と二酸化炭素濃度変化に対する応答と考えられるので、以上の結果はAOが大気の内部分動によって引き起こされていることを示唆する(詳細はサブ課題1に記述)。

### 4. 本研究により得られた成果

#### (1) 陸域の地上気温と降水量の再現性

気象庁と気象研究所で開発した大気大循環モデルが過去130年間の気候をどの程度再現できるかを調べた。全球平均した陸域の地上気温については、年平均、季節平均ともに、モデルは観測された昇温トレンドを再現していたが、しかし、モデルのトレンドの大きさは観測に比べ小さかった。

全球平均した陸域の降水量については、年平均、季節平均ともに、モデルは観測された昇温トレンドを再現していたが、しかし、モデルのトレンドの季節依存性は、観測に比べ小さかった。モデルは、数十年変動を良く再現していた。

モデルによる年々変動の再現性を調べるため、各格子点で観測とモデルの長期トレンドをそれぞれ除去した後、両者の時系列の相関係数を計算した。陸面地上気温については、モデルは沿岸地域、欧州、北米で比較的高い再現性を示したが、ユーラシア大陸の内部では低かった。モデルの陸面降水量の年々変動再現性は、気温に比べ低いことがわかった。

また、1998年のエルニーニョ終了以降に難波奥両半球の中緯度対流圏で赤道に対象な帯状の高波現象が現れたが、これらは大気大循環モデルのシミュレーション結果によく再現されていた。

#### (2) 最大月降水量の算定

200年確率最大月降水量を算定した。その結果は観測値から推定される値と比較して、有意な差は認められなかった。従って、モデル計算結果から推定された、確率最大月降水量は意志決定に資する精度ではないが、定性的な議論には用いることができると言える。

この推定に用いられたモデルの年最大月降水量時系列とSSTの年々、数十年変動との関係を調べたところ、PDOと関係する地域が熱帯地域に見られた。従って、熱帯地方では、SSTの変動によって、年最大月降水量が決まっている割合が高いが、中高緯度ではSST変動によらない、自然変動の影響が卓越していることが示された。この結果は、季節予報で得られている結果から類推できるものであった。

モデルが作る大気状態は決して現実のものではなく、気候値や年々変動の再現性以上に、極値の再現性には検討の余地が残る。しかし、アンサンブル手法を用いれば、統計的に十分な時系列の長さのデータを得ることができるので、観測からの推定値と合わせて、モデル実験からの推定値を利用することができよう。

### 5. 引用文献

- 1) Shibata, K., H. Yoshimura, M. Ohizumi, M. Hosaka, and M. Sugi, 1999: A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM. *Papers in Meteorol. and Geophys.*, **50**, 15-53.
- 2) Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air

- temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670. <http://dss.ucar.edu/datasets/ds277.3/>
- 3) Hansen, J., M. Sato, L. Nazarenko, R. Ruedy, A. Lacis, D. Koch, I. Tegen, T. Hall, D. Shindell, B. Santer, P. Stone, T. Novakov, L. Thomason, R. Wang, Y. Wang, D. Jacob, S. Hollandsworth, L. Bishop, J. Logan, A. Thompson, R. Stolarski, J. Lean, R. Willson, S. Levitus, J. Antonov, N. Rayner, D. Parker, and J. Christy, 2002: Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *J. Geophys. Res.*, **107**(D18), 4347, doi:10.1029/2001JD001143. <http://www.giss.nasa.gov/data/simodel/ghgases/>
  - 4) Jones, P. D., T. J. Osborn, K. R. Briffa, C. K. Folland, E. B. Horton, L. V. Alexander, D. E. Parker and N. A. Rayner, 2001: Adjusting for sampling density in grid box land and ocean surface temperature time series. *J. Geophys. Res.*, **106**, D4, 3371-3380. <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>
  - 5) Folland, C.K., T.R. Karl, J.R. Christy, R.A. Clarke, G.V. Gruza, J. Jouzel, M.E. Mann, J. Oerlemans, M.J. Salinger and S.-W. Wang, 2001: Chapter 2, Observed Climate Variability and Change. 99-181. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
  - 6) Hulme, M., T. J. Osborn and T.C. Johns, 1998: Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HadCM2 simulations. *Geophys. Res. Letts.*, **25**, 3379-3382. <http://www.cru.uea.ac.uk/mikeh/datasets/global/>
  - 7) 寶 馨 1998: 水文頻度解析の進歩と将来展望, 水文・水資源学会誌, **11**, 740-756.
  - 8) van den Brink, H. W., G. P. Können and J. D. Opsteegh. 2004: Statistics of Extreme Synoptic-Scale Wind Speeds in Ensemble Simulations of Current and Future Climate. *J. Climate*, **17**, 4564-4574.
  - 9) Chu, P.-S., and J. Wang. 1998: Modeling Return Periods of Tropical Cyclone Intensities in the Vicinity of Hawaii. *J. Applied Meteor.*, **37**, 951-960.
  - 10) Zwiers, F.W. and V.V. Kharin, 1998: Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO<sub>2</sub> doubling. *Journal of Climate*, **11**, 2200-2222.
  - 11) Kharin, V. V., and F. W. Zwiers 2000: Changes in the Extremes in an Ensemble of Transient Climate Simulations with a Coupled Atmosphere-Ocean GCM. *J. Climate*, **13**, 3760-3788.
  - 12) Rodda, J. C. 1970: Rainfall excesses in the United Kingdom, *Tran. Insti. Brit. Geographers*, **49**, 49-60.
  - 13) 楠 昌司, 松丸 圭一, 仲江川 敏之, 谷貝 勇, 荒川 理, 2004: 大気大循環モデルMJ98による気候再現実験に現れた東アジアモンスーン. グロースベッター, **42**, 38-56.
  - 14) Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanography*, **58**, 35-44.
  - 15) Biondi, F., A. Gershunov, D. R. Cayan, 2001: North Pacific Decadal Climate Variability Since AD 1661. *J. Climate*, **14**, 5-10.
  - 16) Englehart, Phil J., Douglas, Arthur V. 2003: Assessing Warm Season Drought Episodes in the Central United States, *J. Climate*, **16**, 1831-1842.
  - 17) Mauget, S. A. 2003: Multidecadal Regime Shifts in U.S. Streamflow, Precipitation, and Temperature

- at the End of the Twentieth Century. J. Climate, 3905-3916
- 18) Hoerling, M. P., J. S. Whitaker, A. Kumar and W. Wang, 2001: The midlatitude warming during 1998-2000. Geophys. Res. Lett, 28, 755-758.
- 19) Schubert, S. D., M.J. Suarez, P. J. Pegion and M. A. Kistler, 2002: Predictability of zonal means during boreal summer. J. Climate, 15, 420-434.
- 20) 行本 誠史 2003: MRI-CGCM2 による気候再現実験に現れた AO の数十年変動。日本気象学会 2003 年度春季大会講演予稿集 A309
- 21) Gillett, N. P., F. W. Zwiers, A. J. Weaver and P. A. Stott, 2003: Detection of human influence of sea-level pressure. Nature, 422, 292-294.

#### [ 研究成果の発表状況 ]

##### ( 1 ) 誌上発表 ( 学術誌・書籍 )

Nakaegawa, T., M. Sugi and K. Matsumaru, 2003: A Long-term Numerical Study of the Potential Predictability of Seasonal Mean Fields of Water Resource Variables using MRI/JMA-AGCM, J. Meteor. Soc. Jpn, 81, 1041-1056.

楠 昌司、松丸 圭一、仲江川 敏之、谷貝 勇、荒川 理: グロースベッター、第 42 巻、38-56(2004)  
「大気大循環モデル MJ98 による気候再現実験に現れた東アジアモンスーン」

仲江川 敏之, 2004: 日本の降水量変動と Nino3 海面水温変動の関連性について<の基礎的検討, 水工学論文集, 48, 85-90.

Nakaegawa, T. and M. Kanamitsu, and T. M. Smith, 2004: Interdecadal Trend of Prediction Skill in an Ensemble AMIP-Type Experiment, J. Climate, 17, 2881-2889.

Nakaegawa and Kanamitsu, 2005: Cluster analysis of the seasonal forecast skill of the NCEP SFM over the Pacific-North-America sector, J. Climate, will be accepted.

仲江川 敏之、徳広 貴之 2005: 気象庁 SiB オフライン実験により推定された陸域貯水量の Taylor ダイアグラムによる検証, 水文・水資源学会誌, 18, 5/10 頃発行

##### ( 2 ) 口頭発表

高野 清治、小林 ちあき、前田 修平、楠 昌司: 日本気象学会 2002 年春季大会  
「 ENSO の日本への影響とその予測可能性 ( 冬 ) その 2 」

I. Yagai : GCSS-ARM Workshop on the Representation of Cloud Systems in Large-Scale Models, 2002.  
“ Cloud water - convection - radiation feedback processes appeared in a AGCM “

C. Kobayashi, K. Takano and T. Nakaegawa : 27th Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, 2002. “ Seasonal predictability experiment by JMA AGCM “

K. Takano, C. Kobayashi, S. Maeda and S. Kusunoki : 27th Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, 2002. “ WINTER SURFACE TEMPERATURE ANOMALIES IN JAPAN AND EAST ASIAN ATMOSPHERIC CIRCULATION PATTERNS ASSOCIATED WITH ENSO “

楠 昌司、松丸 圭一、仲江川 敏之、谷貝 勇、荒川 理: 日本気象学会 2003 年春季大会、2003 年 5 月 21 日、つくば市、エポカルつくば  
「梅雨の季節予報」

S. Kusunoki, K. Matsumaru, T. Nakaegawa, I. Yagai and O. Arakawa: NOAA 28th Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, Nevada, USA, 23 October 2003. "51-year simulation of the period from 1951 to 2001 by the JMA AGCM"

楠 昌司、松丸 圭一、仲江川 敏之、谷貝 勇、荒川 理：月例会「長期予報と大気大循環」2003年11月4日、東京、気象庁

「大気大循環モデルmj98による気候再現実験に現れた夏のモンスーン」

S. Kusunoki, K. Matsumaru, T. Nakaegawa, I. Yagai and O. Arakawa: 4th International Workshop on Global Change: Connection to the Arctic 2003 (GCCA4), Aichi-ken, Japan, 2003.

"51-year simulation of the period from 1951 to 2001 by the JMA AGCM"

S. Kusunoki, K. Matsumaru, T. Nakaegawa, I. Yagai and O. Arakawa: Joint Meeting for Seasonal Prediction of the East Asian Winter Monsoon, Tokyo, Japan, 2003.

"51-year simulation of the East Asian Monsoon by the AGCM "mj98" "

S. Kusunoki: International Asian Monsoon Symposium, Honolulu, USA, 2004. "51-year(1951-2001) simulation of the East Asian monsoon by AGCM "MJ98" "

S. Kusunoki, K. Matsumaru, T. Nakaegawa, I. Yagai and O. Arakawa: Symposium on the Water Resource and Its Variability in Asia in the 21st Century, Tsukuba, Japan, 2004. "51-year simulation of the East Asian monsoon by the AGCM "MJ98" "

S. Kusunoki, K. Matsumaru, T. Nakaegawa, I. Yagai and O. Arakawa: The International Conference on High-Impact Weather and Climate (ICHWC2004), Seoul, Korea, 2004. "51-year simulation of the East Asian monsoon by the AGCM "MJ98" "

Y. Kuroda, K. Kodera, and K. Shibata: GRIPS meeting, Bologna, Italy, 2004.

"Wave forcings and their effect on surface pressure in the Polar-night Jet Oscillation (PJO)/Arctic Oscillation (AO), and the reality of its representation in the MRI/JMA98 GCM"

S. Kusunoki, K. Matsumaru, T. Nakaegawa, I. Yagai and O. Arakawa: Workshop on Climate Variability in the 20<sup>th</sup> Century (C20C), Trieste, Italy, 2004.

"Trend and Year-to-year Variability of Land-Surface Air Temperature and Land-only Precipitation Simulated by the JMA AGCM"

S. Kusunoki, K. Matsumaru, T. Nakaegawa, I. Yagai and O. Arakawa: The Fourth International Symposium on Asian Monsoon System (ISAM4), Kunming-City, China, 2004. "51-year Simulation of the East Asian Monsoon by the AGCM "MJ98" "

楠 昌司、松丸 圭一、仲江川 敏之、荒川 理：日本気象学会春季大会講演予稿集、B407、2004年5月19日、東京、気象庁

「大気大循環モデルによる過去130年間の気候再現実験」

楠 昌司、松丸 圭一、仲江川 敏之、荒川 理：大槌シンポジウム「2003年夏の異常気象に関する研究集会」、2004年8月25日、岩手県上閉伊郡大槌町、東京大学海洋研究所国際沿岸海洋研究センター

「大気大循環モデルMJ98による夏の東アジアモンスーンの再現性」

仲江川 敏之、松丸 圭一：気象学会2004年秋季大会講演、2004年秋季大会講演予稿集、気象学会、2004年10月6日、福岡、p.116、2004。「観測とAGCMから推定された200年確率年最大降水量の比較」

Kusunoki, S, K. Matsumaru, T. Nakaegawa and O. Arakawa: 第5回北極域の気候変化にかかわる国際ワークショップ、2004年11月15日、筑波大学、大学会館

“130-year Climate Simulation of the Period from 1872 to 2001 by the AGCM "MJ98" ”

楠 昌司、松丸 圭一、仲江川 敏之、荒川 理: 27回極域気水圏シンポジウム、2004年12月14日、東京、国立極地研究所

「大気大循環モデルによる過去130年間の気候再現実験」

21 Nakaegawa, T. and K. Matsumaru: 88th Ameri. Meteor. Soc. Ann. Meeting, San Diego, p.116, Jan. 12th, 2005

"Precipitation extreme values in an AGCM ensemble"

(3) 出願特許

なし

(4) 受賞等

なし

(5) 一般への公表・報道等

なし

(6) その他成果の普及、政策的な寄与・貢献について

実験結果は歴史的観測海面水温を与えた大気大循環モデルによる20世紀気候再現プロジェクト(C20C)に提供され、他モデルとの相互比較に活用されている。上記の他モデルとの相互比較結果は、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の第4次評価報告書に寄与する予定である。



## 産業革命以降の気候の再現に関する研究

### (3) 気候モデルによる気候再現と気候変化への各種要因の影響評価に関する研究

#### 国土交通省気象庁気象研究所

|                  |                  |
|------------------|------------------|
| 気候研究部 第四研究室      | 行本 誠史、野田 彰、内山 貴雄 |
| 気候研究部 第二研究室      | 吉村 裕正            |
| 環境・応用気象研究部 第一研究室 | 柴田 清孝            |
| 気候研究部 第一研究室      | 鬼頭 昭雄            |

|                 |                 |
|-----------------|-----------------|
| 平成14～16年度合計予算額  | 79,197千円(全課題分)  |
| (うち、平成16年度当初予算額 | 25,998千円(全課題分)) |

[要旨] 産業革命以降の各種強制力を大気海洋結合気候モデルに与えた気候再現実験の結果を解析した。北極振動に似た地上気圧パターンの数十年規模変動について、モデルは観測と一致する変化の再現に成功した。温室効果ガスなどの外部強制力に対する応答を内部変動によるものと分離する解析を行った結果、地上気圧には似たパターンで見られる変動が、その3次元構造が内部変動のものとは大きく異なる。内部変動では、短周期の北極振動と同様、波と子午面循環の相互作用を伴う力学的効果によることが示唆された。一方、外部強制に対する応答は熱的效果が支配的で、温室効果気体の放射強制力に対する熱的応答によることが示唆された。さらに、海面水温・海氷分布の変化による寄与と成層圏冷却による寄与を分離する実験を行った。その結果、それぞれが同程度の大きさを影響していることがわかった。また、特定の季節および海域において海洋との相互作用が重要であることが示唆された。

[キーワード] 気候モデル、地上気圧、北極振動、数十年規模変動、気候再現

#### 1. はじめに

過去の地球の気候はさまざまな要因によって変化してきた。自然要因である太陽活動の変化や火山活動による硫酸エアロゾルなどに加え、産業革命以降においては、人間活動起源による二酸化炭素、メタン、亜八口カーボン類などの温室効果気体、および硫酸エアロゾルなどの増加が、放射強制力として全球的な気候の変化をもたらしてきたと考えられている (IPCC, 2001)<sup>5)</sup>。

北半球中高緯度の大気的主要な変動である北極振動 (Thompson and Wallace 1998, 2000)<sup>10) 11)</sup> は、ヨーロッパはもとより日本の気候にも大きな影響を及ぼし、また、最近数十年で顕著なトレンドを示していることから、地球温暖化との関連が議論され注目されるようになっている (Thompson et al. 2000<sup>12)</sup>, Gillett et al. 2000<sup>2)</sup>, Feldstein 2002<sup>1)</sup>, Ostermeier and Wallace 2003<sup>8)</sup>)。しかし、この北極振動の数十年規模変動が自然変動すなわち気候システムの内部変動なのか、あるいは人為起源による温暖化や太陽活動・火山活動などの外部要因によるものか、よくわかっていない。北極振動を現実的に表現しうる気候モデルによって再現された数十年規模変動を、内部変動と外部強制に対する応答を分離して解析することにより、その変動構造の違いや要因およびメカニズムを探ることが可能と考えられる。

#### 2. 研究目的

本研究は、観測された過去の気候変化を現実的に再現できるよう気候モデルの改良を行い、その気候モデルに各種外部強制力を与えて気候再現実験を行い、その結果を解析することにより、観測された数十年規模の気候変動の要因を探ることを目的とする。特に北半球中高緯度の大気的主要な変動である北極振動の変動に焦点をあてる。

### 3. 研究方法

#### (1) モデルの改良

##### モデルの概要

モデルは気象研究所気候モデル (CGCM2) を用いる (詳細は Yukimoto et al., 2001<sup>15)</sup>)。大気部分は全球スペクトルモデルで水平解像度が約 2.8 度 (T42) 鉛直 30 層を持ち、長波・短波放射、積雲対流、大規模凝結、乱流鉛直輸送などの各種物理過程を含む。海洋部分は経度 2.5 度×緯度 2 度 (赤道付近は 0.5 度) 鉛直 23 層の格子モデルで、海面付近の乱流拡散および等密度面拡散などを表現する。

モデルは、平均的気候だけでなくエルニーニョなどの変動性においてもよい再現性を示す。雲のパラメタリゼーションの改良などにより、大気上端における長波放射、短波放射及び正味放射収支の南北分布が観測とよく一致し (Yukimoto and Noda, 2003)<sup>14)</sup>、海面のフラックス補正なしでもモデル気候がほとんどドリフトしないようになっている。モデルは二酸化炭素濃度倍増の放射強制に対し約 2.5 度の気候感度を示す。この値は、IPCC (2001)<sup>5)</sup> に示されている多くのモデルにおけるほぼ標準的な大きさである。

##### 雲の放射強制力と放射収支

モデルは雲を大気の相対湿度に基づき診断的に表現している。雲量は全球放射収支に大きく影響し、また雲の高さによって、長波放射、短波放射に対してそれぞれ異なる強制力を及ぼすため、雲量の高さによる分布を適切に表現することが重要である。CGCM2の初期バージョン (CGCM2.0) では、熱帯の高い雲が過剰に表現されており、全球平均上向き長波放射 (OLR) が ERBE による観測より約  $20\text{W}/\text{m}^2$  も小さく、全球正味放射収支が約  $14\text{W}/\text{m}^2$  の入超となっていた。これが、海面のフラックス補正をしなければモデルがドリフトしてしまう一つの大きな要因となっていた。新しいバージョン (CGCM2.2) では、対流性と層状性で異なる雲の診断パラメーターを使用するように改良し、大気上端における長波放射、短波放射及び正味放射収支の南北分布が観測とよく一致するように調整を行った (Yukimoto and Noda, 2003)<sup>14)</sup>。

##### 気候感度

放射強制力に対する気候の応答の大きさを表す指標として、二酸化炭素倍増に対する平衡状態において、全球平均地上気温がどのくらい上昇するかを示す気候感度を評価する。平衡状態を得るため、モデルの海洋を厚さ 50 m のスラブ混合層とし、基準実験と二酸化炭素倍増実験を各 50 年行なった。その結果、モデルは約 2.5 度の気候感度を示した。この値は、改良前のバージョン CGCM2.0 の値 (Noda et al., 2001)<sup>7)</sup> より約 0.5 度大きく、IPCC (2001)<sup>5)</sup> に示されている多くのモデルにおけるほぼ標準的な大きさである。

#### (2) 実験設定

##### スピンアップ

産業革命以降の気候を再現する実験を行なうには、産業革命前の 19 世紀半ばにおける状態の海洋の初期値が必要であるが、当時の海洋内部の観測は得られていない。そこで、気候モデルに 19 世紀半ばの各種強制力 (人為起源はほとんどない) を与えて 450 年スピンアップをすることによって作成した。この初期値から開始して産業革命前の強制力を維持して 250 年の「産業革命前 (pre-industrial)」実験を行なった。

## 気候再現実験

上記スピニング後の状態を初期値とし、19世紀半ば以降現在までの既知の強制力を与えて気候再現実験をおこなった。強制力は、温室効果気体（二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)、メタン(CH<sub>4</sub>)、亜酸化窒素(N<sub>2</sub>O)、およびハロカーボン類)、対流圏硫酸エアロゾルの直接効果、太陽活動による太陽定数の変化、および火山活動による成層圏エアロゾルの放射強制力（太陽定数に換算して与える）である。内部変動と強制に対する応答を分離して解析するため、スピニング後50年間隔の異なる初期値から、5本のラン（メンバー）によるアンサンブル実験を行った。

### ア 温室効果気体

二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)、メタン(CH<sub>4</sub>)、亜酸化窒素(N<sub>2</sub>O)は、それぞれ別々にモデルの放射過程で取り扱っている。それらの混合比は時間的には変化させるが、空間的には大気中で一様としている。ハロカーボン類は、放射強制力が等価となるように、二酸化炭素の量に加えている。1990年水準でのハロカーボン類合計の放射強制力は約0.3 W/m<sup>2</sup>と見積もられており、これは21 ppmvの二酸化炭素を加えることとほぼ等価である。以上の温室効果気体の過去のデータは Hansen et al. (1998)<sup>3)</sup> を使用した。それらの変化を図1(a-d)に示す。

### イ 対流圏硫酸エアロゾル

対流圏硫酸エアロゾルは、大気鉛直積分量の地理分布を強制データとして与え、それをモデル内の大気の下層740mに混合比一様に配分した。過去の排出に基づくエアロゾル量の時間変化データは Mitchell and Johns (1997)<sup>6)</sup> による。現在のモデルでは、硫酸エアロゾルが日射を反射する直接効果のみを考慮しており、雲の特性に影響する間接効果は取り入れられていない。

### ウ 太陽活動

太陽活動の変化の効果は太陽定数の変化として与える（図1e）。データは Lean et al. (1995)<sup>4)</sup> に基づく。現在のモデルでは、太陽放射のスペクトルの変化による効果は取り入れられていない。今後の課題として紫外線量の変化によるオゾン変化が成層圏循環に与える効果を調べるにはこの効果を取り入れる必要がある。

### エ 火山活動

成層圏に火山性エアロゾルを放出し、太陽入射を減少させることにより、火山活動は過去の気候変化に顕著な影響を及ぼしてきたと考えられている。今回の実験においては、成層圏にエアロゾルを入れるのではなく、太陽入射量を増減させることでこの効果を取り入れている。その放射強制力（図1f）の見積もりは Sato et al. (1993)<sup>9)</sup> を用いた。

### 寄与分離強制実験

北極振動的な気候変化の構造が、成層圏の応答の寄与によるものか、あるいは対流圏の応答が寄与するのか、その形成原因を調べるための強制実験を行った。成層圏の応答は、主に温室効果気体の直接的放射冷却によるものと考えられ、対流圏の応答は温室効果により海面水温が上昇しそれによる対流加熱など間接的效果と考えられる。海面水温・海氷分布の変化による効果を分離するために、温室効果気体を固定し、同じ結合モデルによる気候変化実験から得られた海面水温・海氷変化を与えた実験を行った。また、成層圏冷却の効果を分離するために、海面水温・海氷変化を現在気候値に固定し、大気中の二酸化炭素のみを増加させた実験をおこなった。また、両方の効果を与えた実験も行い、もとの気候変化実験と同じ応答が得られるかの確認も行った。その他に、大気の力学的な効果による成層圏と対流圏および海面の相互作用を調べるために中緯度成層圏に西風強制を与えた実験も行った。

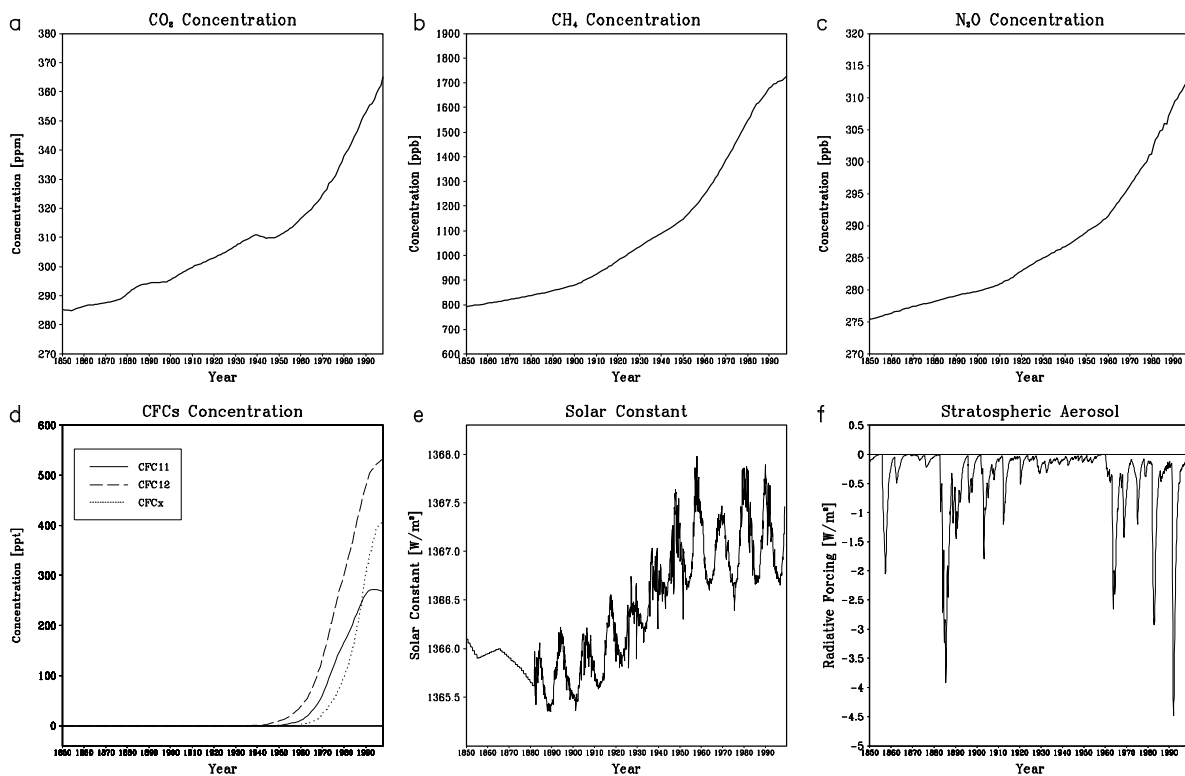


図1 各種強制力の1850年から2000年の変化。(a)二酸化炭素濃度, (b)メタン濃度, (c)亜酸化窒素濃度, (d)ハロカーボン類濃度, (e)太陽定数, (f)火山性成層圏エアロゾル放射強制力。

## 4. 結果

### (1) 全球平均気温の変化

放射強制力に対する気候システムの応答として最も基本的な指標である全球平均気温の変化を調べる。図2はモデルで再現された全球平均地上気温の変化を、観測された値(CRU)とともに示している。モデル実験のアンサンブル平均は1990年代の平均が産業革命以前に対して約0.75度の上昇を示しており、これは観測より少し大きい。この違いは観測された気温が1970年代半ば以降に急激に上昇しているのに対し、モデルは約十年早く昇温が強まっていることによる。観測された気温変化は単調な増加ではなく、19世紀末から20世紀初期にかけて、及び1950年代後半から1970前半にかけて上昇が小さいかやや下降している。モデルはこの数十年規模の変動をおおまかに再現している。モデルと観測との差は、1970年以前まではほぼメンバー間のばらつきの範囲内にある。1970年代半ば以降の違いは、モデルがエアロゾルの間接効果を含んでいないことに関係していると考えられる。

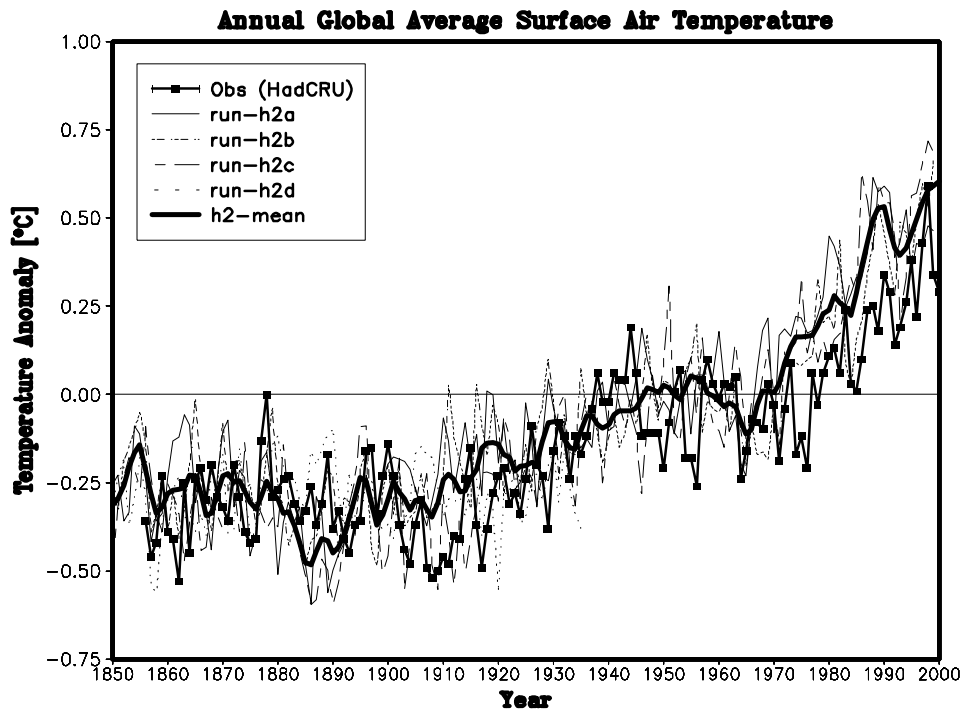


図2 全球平均地上気温の変化。モデルによる気候再現実験各メンバー(細破線、点線)とアンサンブル平均(太実線)、及び観測値( )。

## (2) 北極振動的な変化

各メンバーは初期値が独立で与える強制力が共通なランとみなすことができる。すなわち、各メンバーに同期して現れる変動があれば、それは強制力に対する応答であると考えられる。したがってアンサンブル平均を外部強制に対する応答成分、各メンバーからアンサンブル平均を引いた残差を内部変動成分として分離し解析した。また、数十年規模の変動を対象とするため20年のローパスフィルターを使用した。北極振動の指標として、月々の北半球(北緯20度以北)平均海面気圧のEOF第1主成分を使用した。図3は内部変動と外部強制応答に対する空間パターンを示している。参考としてローパスフィルターをしない月々の北極振動も同様に示す。図4はEOF第1主成分の時系列を示す。これらの時系列に対する回帰分析により、それぞれの変動の3次元構造を調べた。

図3に示される平均海面気圧パターンをみると、数十年規模変動は内部変動、外部強制応答ともに月々の北極振動に似た円環状パターンをしており、北極域における負の偏差とそれを取り巻く中緯度の正偏差で特徴づけられる。内部変動は北大西洋と北太平洋に強い作用中心があり月々の北極振動によく一致しているが、外部強制応答では中緯度の偏差は弱くより東西一様である。外部強制応答の時系列(図4)は19世紀末以降上昇トレンドが見られ、1970年代以降より強まっているように見える。これは北極振動の観測された20世紀における長期変動と矛盾しない。

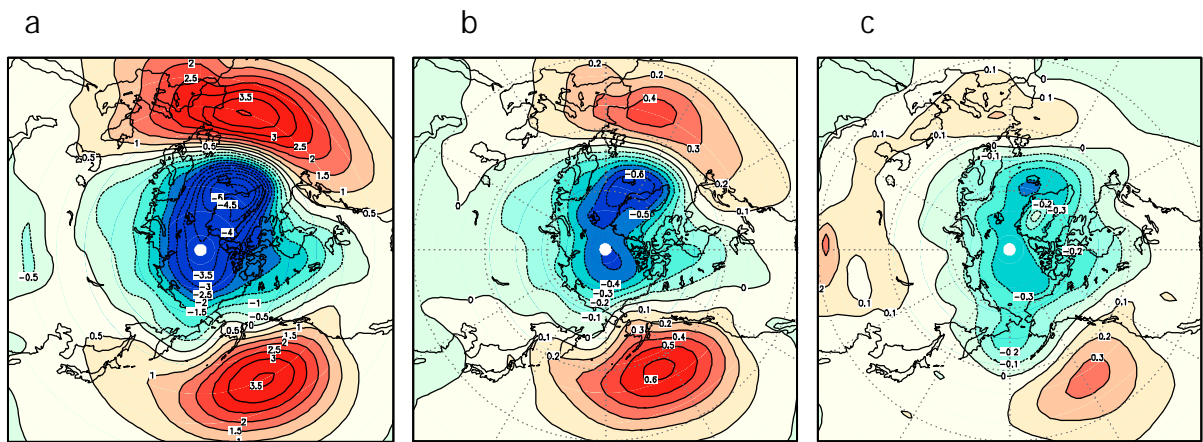


図3 北半球の平均海面気圧 EOF 第1モードの空間分布 . (a) 月々の変動、および20年ローパスフィルターした (b) 内部変動、および (c) 外部強制に対する応答 .

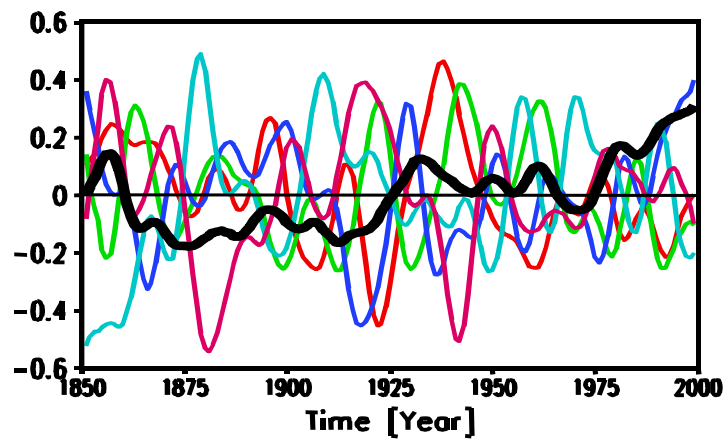


図4 北半球の平均海面気圧 EOF 第1モードの時系列 . 各メンバー (細線) とアンサンブル平均 (太線) . 各メンバーはアンサンブル平均を引いた残差であるため、メンバー間でほぼ無相関である .

観測される短周期（数日から月々）の北極振動は、波・平均流相互作用により生じる子午面循環の変動を伴う、等価順圧的な構造の大気固有の内部変動として知られている。モデルで再現された数十年規模変動も同じような構造をしているのであろうか。これを調べるため北半球冬（12月～3月）の東西平均東西風および子午面循環（東西平均質量流線関数）の変動を回帰により求めた（図5）。東西風の変動をみると、外部強制応答は顕著な成層圏極夜ジェットの強まりを示し、対流圏においては北緯50度付近の西風偏差とその低緯度側北緯30度付近の東風偏差のダイポールが見られる。これらは月々の北極振動とよく一致した等価順圧的な構造をしている。それに伴う子午面循環の偏差も月々の変動とよく一致し、極域で上昇し中緯度で下降する構造を示し、極域での海面気圧の低下に寄与していると考えられる。これらは観測される短周期の北極振動とよく対応し、同様の力学的メカニズムによっていることが推測される。一方、外部強制応答に対する東西風偏差は成層圏極夜ジェットの変動が弱く、軸も傾いている。また対流圏でのダイポールがはっきりしない。このように内部変動と外部強制応答では南北鉛直構造に違いがみられ、異なるメカニズムによることが示唆される。ただし、子午面循環の偏差には内部変動や月々の変動と同様に極域での上昇がみられ、地上付近で共通する円環状パターンから生じる波動の生成・伝搬に関連する力学的効果には類似点があるかもしれない。

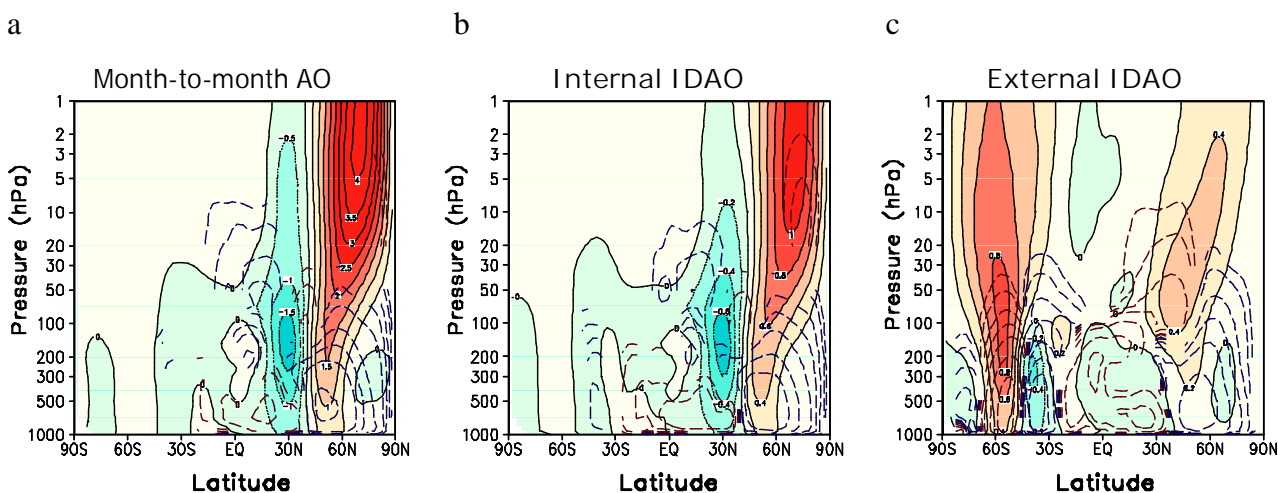


図5 北半球の平均海面気圧 EOF 第1モードに回帰した12月～3月平均の東西平均東西風(実線)および質量流線関数(破線)(a) 月々の変動、および20年ローパスフィルターした(b) 内部変動および外部強制応答

熱的な構造の違いを見るため、北半球冬の東西平均温度の変動を図6に示す。内部変動では北半球中高緯度のみに変動が限られており、下部成層圏の極域で低温偏差、対流圏中緯度（北緯40度付近に中心）に高温偏差が見られる。これらは子午面循環偏差と対応しており、上昇域での断熱膨張と下降域での断熱圧縮によると考えられる。外部強制応答では偏差が全球的かつ南北半球で対称的である。成層圏では全般に温度が低下し、対流圏では全般に正の温度偏差で、低緯度の対流圏上部と北半球高緯度の地表付近で相対的に昇温が大きい。このような構造は、温室効果気体を増加させた実験で得られる温暖化パターンに一致する。北緯30度付近の対流圏界面付近から北極域の成層圏にかけて偏差の等温線が折れ曲がって南北温度勾配が大きくなっている領域があり、そこに現れている東西風偏差と対応していると見られる。



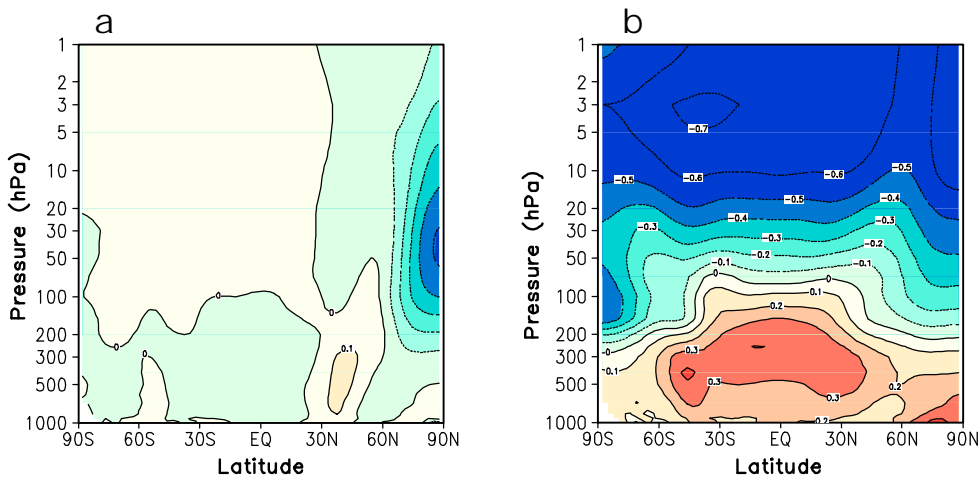


図6 北半球の平均海面気圧 EOF 第1モードに回帰した12月~3月平均の気温 (a) 内部変動 および (b) 外部強制に対する応答 .

### (3) 成層圏と対流圏の寄与

図7は寄与分離強制実験における気温(1月)の応答の南北鉛直構造を示す。成層圏の応答と対流圏の応答によく分離されているのがわかる。CO<sub>2</sub> 増加だけの効果は成層圏で顕著な冷却を示し、対流圏の昇温はわずかである。海面水温・海水の効果は主に対流圏の昇温である。中緯度下部成層圏にも角のようにのびる昇温が見られるが、これは子午面循環の変化による断熱圧縮による。

図8は帯状平均東西風(1月)の応答を示す。CO<sub>2</sub> 増加に対する応答は成層圏極夜ジェット強化が見られるのに対し、海面の温暖化に対する応答は主に亜熱帯ジェット上側の西風強化を示している。温暖化実験に見られる東西風の応答構造は、成層圏冷却により対流圏界面の気候的形状から極渦が強化される効果と、熱帯の対流加熱により亜熱帯ジェット付近の南北温度勾配が強化される効果が足し合わされた結果と見ることができる。海洋のフィードバックについての解析も行った結果、ストームトラックの活発な晩秋~初冬と春に対流圏で東西風のA0的な南北ダイポールを強化することが示された。

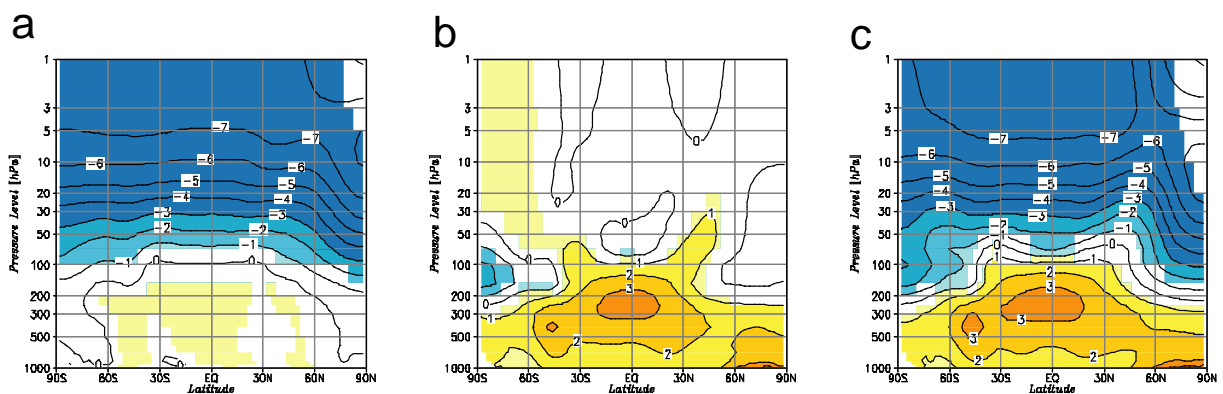


図7 帯状平均気温(1月)の応答。(a) CO<sub>2</sub> 増加、(b) 海面温暖化、(c) 両方の効果。



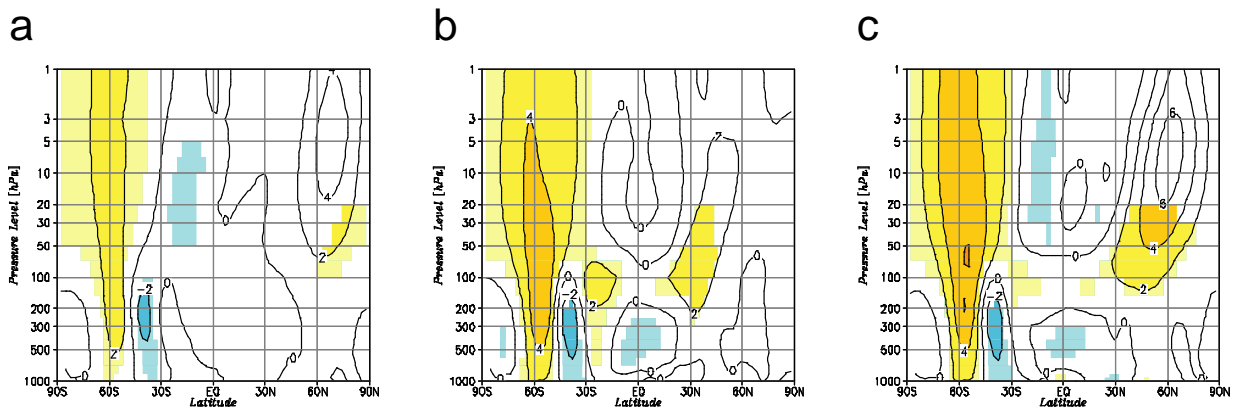


図8 帯状平均東西風(1月)の応答。(a) CO2増加、(b) 海面温暖化、(c) 両方の効果。

## 5. まとめと考察

再現された全球平均地上気温の変化は、1970年代以降を除き、観測とほぼ一致する結果を得た。20世紀半ば以前においては、人為起源の強制力は小さく、火山活動や太陽活動などの自然起源の強制力による影響が支配的である。モデルはこれら自然変動をうまく表現できていると考えられる。一方、1970年代以降は、人為起源の強制力が急激に増加している。これに対応してモデルは急激な気温上昇を示しているが、観測された気温の変化よりも大きい。これは負の放射強制力として働く硫酸エアロゾルの効果が過小であることが原因と推測される。現在のモデルでは、硫酸エアロゾルの直接効果しか反映されておらず、間接効果は取り入れられていない。エアロゾルが、雲の凝結核や雲粒子の平均寿命など、雲の特性に及ぼす影響は未だ定量的には十分解明されていない。今後、これをモデル化するには十分検討する必要がある。

気候モデルに各種外部強制力を与えて気候再現実験の結果を解析し、北極振動に似た地上気圧パターンの数十年規模変動について、内部変動と外部強制力に対する応答の違いを調べた。

モデルで再現された平均海面気圧変動の外部強制力に対する応答は、北極域を中心とする円環状パターンを示す点で内部変動に対するものと共通するが、中緯度の北大西洋と北太平洋の変動が小さく、より東西対称性が強い。このことはプラネタリー波の変動が相対的に小さいことを意味し、このことは、東西風および子午面循環の変動構造とも整合している。内部変動では東西対称性が強まり高緯度で上方に伝播する波のフラックス(図は省略)が小さくなり、フラックス収束が小さくなるのに対応し、極渦が強化され、極で下降する子午面循環が弱まっている。それに対し外部強制力応答では極渦の変動が弱く、波のフラックス収束の変動とあまり対応しない。これらのことから、外部強制力応答は、力学的効果による寄与が小さいことが示唆された。

一方、外部強制力に対する応答は、南北鉛直断面で見た熱的構造が内部変動と大きく異なり、北極振動よりもむしろ温暖化パターンに似た構造であることがわかった。温暖化においては、海面水温の上昇などにより対流活動が強化されて熱帯対流圏上部が過熱され、北半球高緯度では雪氷の縮退により地表付近で昇温が大きくなる。また、成層圏は増加した温室効果気体からの放射冷却により低温化する。この熱的構造の温暖化パターンとの類似性から、海面気圧変動など大気の循環では内部変動と似た環状パターンを示す外部強制力応答であるが、その変動の熱的構造は主として温室効果気体の放射強制力によるものであると考えられる。

応答構造に対する成層圏の応答による寄与と対流圏の応答による寄与を分離する実験を行った。その結果、中緯度成層圏の西風強化が、温室効果気体増加による成層圏冷却と海面昇温による低緯度上部対流圏昇温の足し

合わされた効果が寄与していることが示唆された。中緯度成層圏の西風強化によりプラネタリー波の伝播が変化し、対流圏の東西風ダイポールが形成され、子午面循環の変化を通じ、地上の北極振動的な気圧パターンが形成されると考えられる。また、ストームトラックが活発な季節および海域において海洋との相互作用が重要であることが示唆された。温室効果気体の強制は地表を温める一方、成層圏を冷却する効果を持つが、太陽活動の場合是对流圏と成層圏で同じ符号の強制力を与えると考えられる。太陽活動および火山活動による強制に対する応答についてのメカニズム調べることは今後の課題である。

## 6 . 本研究により得られた成果

内部変動と外部強制に対する応答の構造の違いを判別することが可能となり、産業革命以降の気候の変化における温暖化の検出に役立つ情報が得られた。

## 7 . 引用文献

- 1) Feldstein, S. B., The recent trend and variance increase of the annular mode, *J. Climate*, 15, 88-94, 2002.
- 2) Gillett, N.P., G. C. Hegerl, M.R. Allen, and P. A. Stott, 2000: Implications of observed changes in the Northern Hemisphere circulation for the detection of anthropogenic climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 993-996, 2000.
- 3) Hansen, J., M. Sato, A. Lacis, R. Ruedy, I. Tegen, and E. Mathews, 1998: Climate forcings in the industrial era, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 95, 12753-12758. IPCC, 2001: Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds), Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- 4) IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C.A. Johnson (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 881 pp.
- 5) Lean J., J. Beer, and R. Bradley, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610; implications for climate change, *Geophys Res Lett*, 22, 3195-3198.
- 6) Mitchell, J. F. B., and T. C. Johns, 1997: On the modification of global warming by sulphate aerosols, *J Climate*, 10, 245-267.
- 7) Noda, A., S. Yukimoto, S. Maeda, T. Uchiyama, K. Shibata, and S. Yamaki, 2001: A new Meteorological Research Institute Coupled GCM (MRI-CGCM2) —Transient response to greenhouse gas and aerosol scenarios —, *CGER 's Supercomputer Monograph Report*, 7, 63pp, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan.
- 8) Ostermeier, G. M. and J. M. Wallace, 2003: Trends in the North Atlantic Oscillation-Northern Hemisphere Annular Mode during the Twentieth Century, *J. Climate*, 16, 336-341.
- 9) Sato, M., J.E. Hansen, M.P. McCormick, and J.B. Pollack 1993: Stratospheric aerosol

- optical depth, 1850-1990. *J. Geophys. Res.* 98, 22987-22994.
- 10) Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300, 1998.
- 11) Thompson D. W. J., and J. M. Wallace, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *J. Clim.*, 13, 1000-1016, 2000.
- 12) Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl, Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends, *J. Climate*, 13, 1018-1036, 2000.
- 13) Yukimoto, S., A., Noda, A. Kitoh, M. Sugi, Y. Kitamura, M. Hosaka, K. Shibata, S. Maeda, and T. Uchiyama, The New Meteorological Research Institute Coupled GCM (MRI-CGCM2) —Model climate and variability — *Pap. Meteor. Geophys.*, 51, 47-88, 2001.
- 14) Yukimoto S., and A. Noda, 2003: Improvements of the Meteorological Research Institute global ocean-atmosphere Coupled GCM (MRI-CGCM2) and its climate sensitivity, *CGER 's Supercomputer Activity Report*, Vol. 10, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan.
- 15) Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Sugi, Y. Kitamura, M. Hosaka, K. Shibata, S. Maeda, and T. Uchiyama, 2001: The new Meteorological Research Institute Coupled GCM (MRI-CGCM2) —Model climate and variability — *Pap Meteor and Geophys*, 51, 47-88.

#### [研究成果の発表状況]

##### ( 1 ) 誌上発表 ( 学術誌・書籍 )

- 鬼頭 昭雄, 2004 : 日本気象学会 2003 年春季大会シンポジウム「ヒートアイランド - 熱帯夜の熱収支」の報告 1-2 . 地球温暖化と都市化による気温変化について . *天気*, 51(2) , 93-95
- Ashrit, R., A. Kitoh and S. Yukimoto, 2005: Transient response of ENSO-monsoon teleconnection in MRI-CGCM2.2 climate change simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 83, (in press)
- Kitoh, A., M. Hosaka, Y. Adachi and K. Kamiguchi, 2005: Future projections of precipitation characteristics in East Asia simulated by the MRI CGCM2. *Advances in Atmospheric Sciences* (accepted)
- S. Yukimoto and K. Kodera, 2005: Interdecadal Arctic Oscillation in twentieth century climate simulations viewed as internal variability and response to external forcing, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03707.

##### ( 2 ) 口頭発表

- A. Kitoh: Sixth Workshop on General Circulation Model Simulation of East Asia Climate, Harbin, China, 2002  
 “East Asian climate in the MRI coupled GCM”
- A. Kitoh and M. Hosaka: AMIP International Workshop, Toulouse, France, 2002  
 “Model activities at MRI”
- 行本 誠史 : 日本気象学会2003年春季大会 ( 2003 )  
 「MRI-CGCM2による気候再現実験に現れたAOの数十年変動」 ( 予稿集に掲載 )
- S. Yukimoto and K. Kodera: International Conference on Earth System Modeling,

Hamburg, 2003 “ Interdecadal Variation of the Arctic Oscillation in a Historical Climate Change Simulation with the MRI-CGCM2 ”

A. Kitoh 2004: 20th century simulations by a coupled GCM and an atmosphere-only GCM at MRI. Workshop on Climate Variability in the 20th Century, April 19-22, 2004, Trieste, Italy.

A. Kitoh 2004: A comparison of climate sensitivity among the Japanese models. IPCC Workshop on Climate Sensitivity, July 26-29, 2004, Paris, France.

S. Yukimoto and K. Kodera: Internal variability and external forcing response of the Arctic Oscillation as simulated in a historical climate simulation, Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Workshop on Global Change, 2003, Toyokawa, Japan.

S. Yukimoto and K. Kodera: Response of the wintertime sea level pressure with AO-like pattern to the global warming —Implication of stratospheric origin, 85<sup>th</sup> AMS Annual Meeting, 2005, San Diego, USA.

( 3 ) 出願特許

なし

( 4 ) 受賞等

なし

( 5 ) 一般への公表・報道等

なし

( 6 ) その他成果の普及、政策的な寄与・貢献について

本実験結果は、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第1作業部会（WG1）第4次評価報告書（AR4）に気象研究所から提出された気候モデル実験のうち20世紀気候再現実験（20C3M）部分となっており、標記報告書を通じて活用される見込みである。