

地球温暖化予測における赤道太平洋の雲の役割

野田彰・吉松和義*・鬼頭昭雄・小出寛（気象研究所気候研究部、*現在科学技術庁）

1. はじめに

これまで、気象研究所(MRI)の大気・海洋結合モデル(CGCM)を用いたCO₂漸増実験及び大気・海洋混合層モデル(SGCM)を用いたCO₂倍増実験、および、CGCMとSGCMによるアンサンブルCO₂倍増実験、及び、他の研究機関のCGCMの結果の解析から、太平洋の海面水温(SST)の自然変動と温暖化のパターン(領域平均からの偏差パターン)の間に以下のような特徴が見られることが明らかになった。(野田他,1997,1998;吉松他1998)

- a)自然変動の振幅は温暖化により変化する。SGCMでは著しい減少がみられる。
- b)大気・海面水温の主要な自然変動モードの空間パターンはCGCMとSGCMで類似している。
- c)主要自然変動モードに準拠した温暖化パターンの極性の選択は初期値に依存しない。ただし、MRIモデルではSGCMとCGCMで逆の極性が選択された。
- d)自然変動のEOF1の寄与率が大きなモデルでは、温暖化パターンとしてEOF1モードが選択されるが、EOF1の寄与率の小さなモデルでは別の自然変動モードが選択される場合がある。

ここでは、SGCMの自然変動と温暖化パターンの決定に重要な役割を果たしている雲の役割について議論する。

2. モデルと数値実験

SGCMは気象研究所の全球大気・海洋結合モデル(Tokioka et al.,1995)の海洋部分を厚さ50mの水槽で置き換えたものである(Kitoh et al.,1997)。但し、水平解像度は大気にあわせて海洋も緯度4度×経度5度に変えてある。このモデルには密接度を予報する海氷モデルを含んでいる。基準実験(CO₂濃度345ppm)で観測の海面水温、海水分布に季節変化を与え、3年間モデルを積分して海流による熱輸送の補正項を求めた。ほぼ平衡に達した基準実験から、初期値を変え、1例は60年、他の4例については20年間CO₂を倍増して積分を行った。

3. 自然変動と温暖化パターンの類似性

SGCMによる基準実験では観測される海面水温がほぼ再現されている(図1a)。また、SGCMには海洋の力学過程が含まれないので、海洋の赤道波が重要

な役割を果たすエルニーニョは存在しないにも関わらず、太平洋の海面水温にENSOに似た自然変動が見られる(SGCMのEOF1:図1c,d、及び観測のEOF1:図2)。風応力の変動も、赤道太平洋の水温が高い偏差の時、西太平洋の偏東貿易風を弱める偏差になっており、ENSOと同様の偏差を示している(図1d)。ここでは、便宜上、この極性のパターンをエルニーニョ型、逆の極性をラニーニャ型と呼ぶことにする。

太平洋の温暖化の偏差パターン(図1b)は、赤道上で温暖化が大きく、特に東赤道上で大きいこと、また南半球の方が大きく、南北中緯度に温暖化の極小がみられることが特徴的である。これらの特徴は海面水温変動のEOF1の空間パターン(図1d)とよく似ている。温暖化パターンが振動する自然変動の一方の極性(エルニーニョ型)のパターンに似たのは、初期値に依存していることが考えられる。そこで、基準実験のEOF1の位相の異なる時点を初期値として、4例のCO₂倍増実験を行い、各々の年平均海面水温の温暖化の領域平均からの偏差パターンと図1dのEOF1の空間パターンとの相関係数を求めてみた(図3)。どの例でも、温暖化パターンは図1bと同じ極性に近づくことが分かる。さらに、温暖化がほぼ平衡に達した状態では、自然変動の振幅も著しく減少することがわかる。

4. 温暖化パターンの選択と雲の役割

温室効果が増大すると地表が温暖化するのは当然として、温暖化の空間パターンが何故自然変動の一方の極性を持つようになるのだろうか。この疑問に答えるために、自然変動のメカニズムと倍増実験のアンサンブル平均の時間発展を調べよう。

まず、自然変動については、Kitoh et al. (1997)で詳しく解析されているので、変動のメカニズムの概略を記す(図4参照)。混合層モデルの海面水温(SST)は、大気から海洋に入る熱フラックス(HF)で駆動されている。赤道太平洋のHFの熱バランスでは短波放射(SW)と潜熱フラックス(LH)がSSTを変化させる主要項である。図から、雲とSST、SW間のフィードバックは東太平洋と西太平洋では異なることが分かる。東太平洋では、SSTが高くなると層雲が減少し、SSTが上昇する。すなわち、層雲は

SST変動に対して正のフィードバックとして働いている。一方、西太平洋では、SSTが上昇すると、積雲対流が活発になり、上層雲が増加し、SWを減少させ、SSTを減少させる。すなわち、積雲対流はSSTの変動に対して負のフィードバックとして働く。

SSTが上昇すれば蒸発が盛んになるから、LHはSSTの変動に対し負のフィードバックとなることが予想される。図4から、東太平洋では、確かにSSTとLHは逆相関になっているが、全領域を通してみると、むしろ、蒸発(LH)は基本場の東風(FUS)が弱(強)まると減少(増加)する効果が卓越していることがわかる。また、SSTが高いと大規模凝結による降水(LSPREC)が減少していることから、大気中の水分の凝結に対して、気温の上昇による飽和水上気圧が増加する(雲が出来にくくなる)効果の方が水蒸気補給による凝結を増加させる(雲を作り易くする)効果を凌駕していることもわかる。

このようなフィードバックがかかる場の下で、SST偏差が正の時、東西循環の下層収束の中心が西経150度付近にあり、SST偏差が増加するとともに収束が強まり、SST偏差がピークの辺りで、下層収束の中心が西進を始めることが短波放射加熱と潜熱加熱の間に位相差を生じさせ、自然変動を引き起こしている。何故、SST偏差と下層収束にこのような関係が成り立つのかについては明かではないが、赤道域の温暖化は東太平洋から始まって西進していることは、この自然変動においてSST、下層雲、短波放射の間の正のフィードバックが本質的役割を果たしていることを示唆している。

次に、CO₂倍増実験における温暖化の時間発展を見てみよう。図5は赤道でのSST、熱フラックス、雲量などの倍増実験と基準実験の対応する年平均同士の差をとり、アンサンブル平均した時間・経度断面図である。

SSTの昇温は初め150W付近で起こり、時間とともに120W付近で大きな昇温を示した。相対的に東太平洋で昇温が大きいエルニーニョ型の温暖化パターンを示している。雲量の時間変化を見ると、倍増の初期から基準実験に比べて減少しており、特に東太平洋での減少が大きい。雲量の減少では、層雲の減少が著しく、層雲とSW、SSTのフィードバック効果によるSSTの上昇が示されている。時間とともに120W-150Wで東風が強まり、蒸発が増えて熱的平衡が満たされている。

一方、西太平洋では、初期には雲量の減少に伴う短波放射加熱が見られるものの、積雲対流の増加に伴う雲量の増加で短波放射は冷却に働いている。こ

こで加熱に効くのは、CO₂倍増と雲量の増加による下向き長波放射加熱の増加である。但し、SSTを上昇させる寄与でみると、東太平洋での短波放射による加熱が最も早くかつ大きな影響を及ぼしていることから、赤道太平洋域全体に亘る雲量の減少がエルニーニョ型の温暖化パターンを維持していると思われる。温暖化による蒸発の強まりのため、LHは全域で冷却効果となっている。以上の温暖化パターンの形成過程は、自然変動のエルニーニョ型への形成過程と類似している。但し、西太平洋のLHの役割が長波加熱に置き換わっている。

温暖化パターンがエルニーニョ型になるのは、NCARモデルの解析(Meehl and Washington, 1996)から、西太平洋での積雲対流によるサーモスタット効果が効いているためだといわれている。しかし、気象研究所のSGCMでは、東太平洋での下層雲の効果が温暖化パターンの決定に大きな役割を果たしている。すなわち、温室効果の増大により大気が暖まり、相対湿度が減少するために雲(層雲)が発生しにくくなる。これに対応する、自然変動のモード(エルニーニョ型)が選択されたと考えられる。更に、温暖化にともない層雲が減少したために、自然変動の駆動に本質的な役割を果たした東太平洋における層雲、SW、SSTの正のフィードバックの効果が弱まり、倍増実験における自然変動の振幅が小さくなったと考えられる。

5. 結論

- ・CO₂増加による放射強制の変化は大気大循環を通して雲量の変化を引き起こす。後者による放射加熱の変化の方が圧倒的に大きい。
- ・東部熱帯太平洋の層雲の減少とそれに伴う短波放射フラックスの増大が温暖化パターンの形成に重要な役割を果たす。西部太平洋では対流性の雲が短波放射フラックスの減少と下向き長波放射の増大をもたらすが、後者の効果が卓越して温暖化する。
- ・温暖化に伴う東太平洋の層雲の減少は、自然変動の振幅の減少と温暖化パターンの(自然変動に対応した)極性の選択に寄与している。

引用文献

- Kitoh et al., J. Climate, submitted (1997)
Meehl & Washington, Nature, 382, 56-60(1996)
野田他, 気象学会予稿集, 72, B154(1997)
野田他, 気象学会予稿集, 73, P155(1998)
Tokioka et al., JMSJ, 73, 817-826 (1995)
吉松他, 気象学会予稿集, 73, P154(1998)

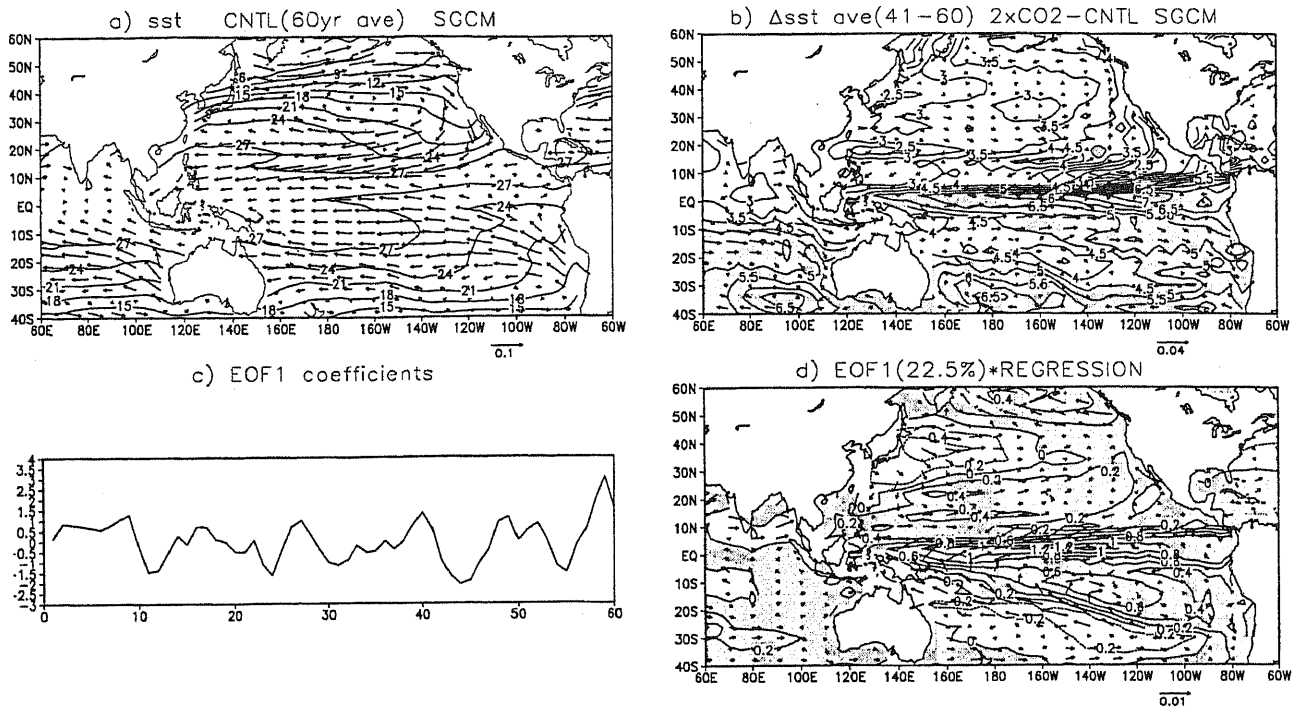


図1 SGCMによる年平均海面水温。a)基準実験60年平均海面水温、b)CO2倍増に伴う海面水温の変化(倍増実験60年積分の最後の20年平均と対応する基準実験20年平均の差)、c)基準実験の年平均海面水温変動EOF第1モードのスコアの時系列、d)基準実験の年平均海面水温変動EOF第1モードの空間パターン。

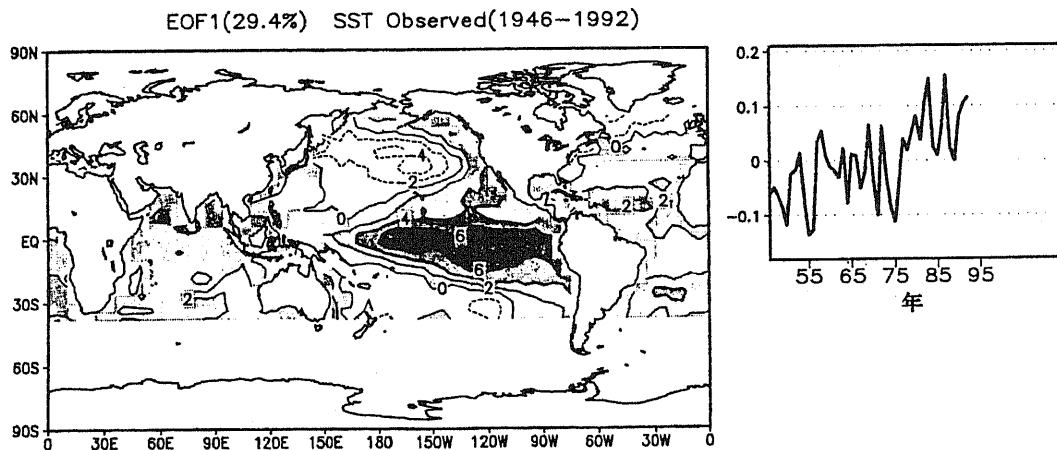


図2 観測された年平均海面水温(1946-1992)に対するEOF第1モードの空間パターン(左)とスコアの時間変化(右)。

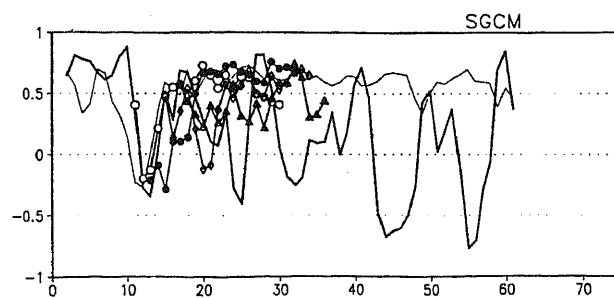


図3 基準実験の年平均海面水温変動EOF第1モードの空間パターン(図1c)と基準実験の年平均海面水温変動(太実線)、およびアンサンブルCO2倍増実験(太実線以外)における年平均海面水温変化の空間偏差パターンの相関の時系列。

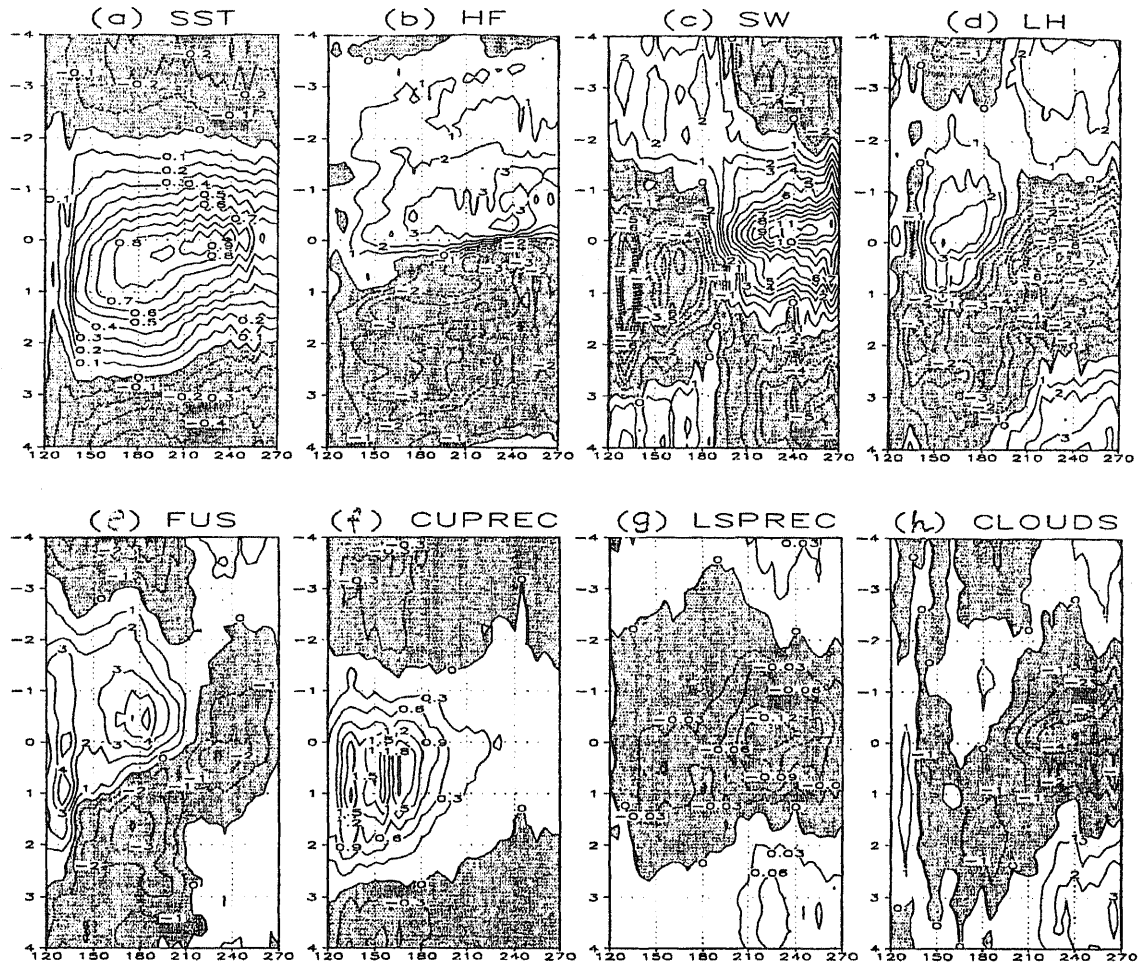


図4 -4年~+4年の赤道上の(a)海面水温、(b)全熱フラックス、(c)短波放射、(d)潜熱、(e)風応力の東西成分、(f)積雲対流による降水、(g)大規模凝結による降水、(h)雲量の120Wの海面水温SSTに対するラグ帰係数。等値線は(a)は0.1K、(b)-(d)は 1Wm^{-2} 、(e) $0.5 \times 10^{-3}\text{Nm}^{-2}$ 、(f) $0.2\text{mm}\text{d}^{-1}$ 、(g) $0.02\text{mm}\text{d}^{-1}$ 、(h)0.5%、海にはいるフラックスを正。

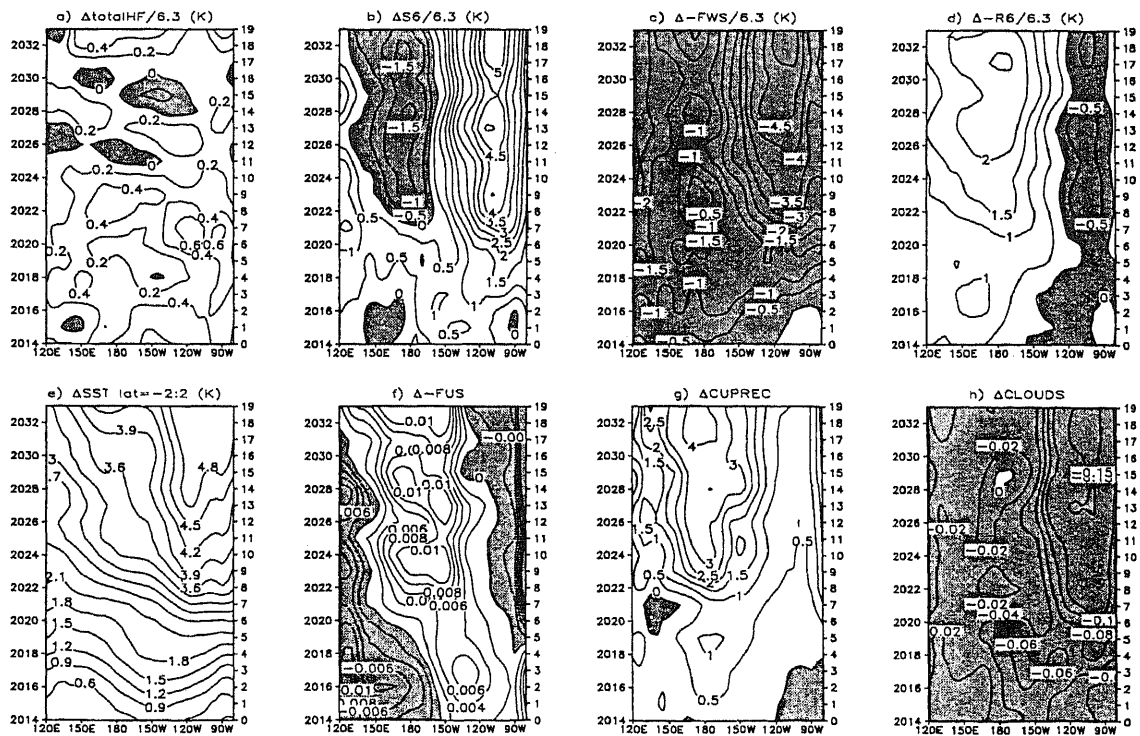


図5 アンサンブル平均したCO2倍増に伴う赤道上の(a)全熱フラックス、(b)短波放射、(c)潜熱、(d)長波放射、(e)海面水温、(f)風応力の東西成分、(g)対流性降水、(h)全雲量。熱フラックスに関する量(a)-(d)は50mの混合層を1年間で1K変化させるのに必要なフラックス量 6.3Wm^{-2} で規格化(単位K)、海面水温を暖める方を正とした。負値に陰影。