大楽 浩司(防災科研)・江守 正多(国環研)

### 1. はじめに

人為起源の排出ガスによって引き起こされ る地球温暖化の影響による水循環の変化は重 要な関心事の1つである。大気中の温室効果ガ スの増加によって、最近数十年間に観測されて いるよりも、全球平均気温が上昇する可能性が 多くの気候モデルによって示唆されている (IPCC.2001)。

現在、全球で地上平均気温が数度上昇するということが、具体的にどのような地域的な天候の変化になるか、ということは未だ確固たる確証をもって明らかではないし、さらに、急激な変化であった場合に、どのような異常気象が発生するか、ということも明らかになっていない。人間生活、自然生態系にしばしば多大な影響を及ぼす、渇水・洪水・土砂災害・土壌浸食などに対して適切に水資源を管理するために、政策立案者から将来のリスクアセスメントがますます求められるようになっている(Schnur, 2002)。

これまで温暖化の影響については、主に気温 や降水量などの平均値について多く論じられ てきた。しかし、健康や、防災、水資源管理、 農業生産、生態系において特に重要であるの は、熱波によってもたらされる極端な高温日、 台風や集中豪雨、長い乾燥期間といった極値現 象の頻度や強度の変化であるという認識が強 まってきている。実際、世界各地における観測 から降水量、気温の極値分布の変化が示唆され ている(Easterling et al, 2000)。

これまで、地球温暖化の影響評価において、 極値現象に関する研究は非常に限られ、主に平 均値の変化に基づいて行われてきた。それは、 気候モデルによる地球温暖化実験の出力デー タが月平均程度でしか提供されてこなかった ことや、気候モデルの出力を時間・日単位で検 証可能な観測データが非常に限られているこ と、気候モデルの空間解像度が粗く、台風や豪 雨のようなメソスケールの現象が重要となっ てくる極端な現象の再現性、その温暖化時の変 化について、十分な精度を持ち得なかったとい うことがあった。

近年、世界最高速・最大規模のスーパーコン ピュータである地球シミュレータが 2002 年に 稼動し、高解像度地球温暖化シミュレーション が可能となった。本研究では、高解像度全球気 候モデルによる地球温暖化シミュレーション 結果を用いて、降水の極値現象の変化とそのメ カニズムについて解析・考察する。

### 2. 数值実験

温暖化シミュレーションは、 CCSR/NIES/FRSGC AGCM T106L56 によって 行われた (K-1 model developers, 2004)。

コントロール実験は、二酸化炭素濃度を 345ppmv に固定し、海面水温、海氷密接度は HadISST (Rayner et al., 1996) を用いた。また、 エアロゾルの排出データは、1979 年から 1996 年の平均を用いた。前のバージョンの大気モデ ルの任意の時点から、新バージョンのモデルに 1979 年の海面水温を与えて 10 年間スピンアッ プし、深層の土壌温度・土壌水分を準平衡状態 にし、ドリフトを低減させた初期値を用い、 1979 年の海面水温のまま、さらに数年間スピン アップさせ、それぞれの年初めを初期値とした 1979-1998 年の 20 年積分のアンサンブルを行っ た。

CO<sub>2</sub>倍増時の実験では、大気海洋結合モデル (CCSR/NIES/FRSGC GCM)による IPCC IS92a シナリオ実験、また、他機関の結合モデル (NCAR-CSM, NCAR-PCM, MPI, GFDL, CSIRO and CCC)による SRES A2 シナリオ実験の温暖 化時の海面水温のアノマリを HadISST に足し 合わせたものを用いた。

CO<sub>2</sub>濃度を 690ppmv にし、CCSR のアノマリ を足し合わせた 1979 年の海面水温を用いて 10 年間スピンアップさせ、そのまま 20 年間の積 分を行った。他のモデルの CO<sub>2</sub>倍増時の海面水 温を用いた場合は、先の 10 年間スピンアップ の後、それぞれのモデルの海面水温アノマリを 1979 年の海面水温に足し合わせたものを用い て、さらに3年間スピンアップさせ、20年間の 積分を行った。エアロゾルは、コントロール実 験と同じデータを用いた。

### 3. 実験結果

### 3.1. 現在気候の再現性

数値実験の結果を、複数の観測データと比較 し、その再現性を検証する。図-1a、図-1b は、 それぞれ全球帯状平均した降水の平均値と標 準偏差について示したものである。

CMAP (Xie and Arkin, 1997)、GPCP (Huffman et al., 1997)、TRMM と気候モデル の中解像度 (T42)、高解像度 (T106)のアン サンブル平均を比較すると、高解像度モデル は、熱帯域 10S-10N において、島嶼部の地上雨 量計データを用いている CMAP と比較的よい 対応を示している。また、赤道域においてモデ ルは降水を過大評価気味であるが、中解像度の モデルに比べ、高解像度のモデルは熱帯域の降 水分布の再現性に改善が認められる (図-1a)。

また、TRMM 3A25G2 はTRMM による観測 データのみを用いており、サンプリング誤差の 影響を受けるためか、他の観測データと比較し て過小評価気味であった。他の観測データをマ ージした TRMM 3B43 は GPCP に比較的近い値 を示している。

熱帯域で島嶼部の地上雨量データを用いて いる CMAP と、他のデータ間に 10S-10N で違 いが見られるものの、CMAP、GPCP 共に赤外 の衛星観測データを用いている 40S-40N の亜熱 帯域においては、概ね観測データと AGCM の 結果は一致している。

40S 以南、40N 以北の中・高緯度地域におい ては、マイクロ波などの衛星観測データから降 水のリトリーバルを行うアルゴリズムの影響 を強く受け、その推定値に違いが大きい。中・ 高緯度で固体の降水に関して、地上データの補 正を行っている GPCP は CMAP に比べ大きめに 推定している。

次に図-1b の年々の標準偏差を見てみると、 モデルも観測データも TRMM を除き、ほぼ一 致している。観測データ、モデルは 1979-1998 の 20 年間のデータであるが、TRMM は 1998-2000 年の 3 年間のデータであり、気候値 としての代表性を持つには至っていないとい うことだろうと考えられる。

このように観測値にも不確実性があり、高解 像度気候モデルが観測された気候値を必ずし も精度良く再現できていると断言することは できないかもしれないけれども、少なくとも、 今回用いた高解像度気候モデルは、観測による 推定誤差の範囲内で全球帯状平均の降水分布 を良く再現できていると考えられる。

次に、日単位、1度グリッドの全球観測デー タGPCP1DD(Huffman et al., 2001)を用いて、 高解像度全球気候モデルの強い降水の再現性 について検討する。図-2は、20mm/day以上、 50mm/day以上の強い降水についてその平均降 水量とその頻度が年間に占める割合を示した



図-1a 降水の全球帯状平均。黒の実線は CMAP、破 線は GPCP、緑の実線は TRMM 3A25G2、破線 は 3B43。赤の実線は T42 AGCM、青の実線は 高解像度 T106 AGCM。



図-1b 図-1a と同じ。ただし、年々の標準偏差。



図-2 左側は GPCP 1DD(1997-2003)、右側の図は高解像度 AGCM(1979-1998)。それぞれ上から 20mm/day 以 上、50mm/day 以上の降水強度、20mm/day 以上、50mm/day 以上の降水の頻度が年間に占める割合。

ものである。GPCPはT106相当のグリッドに内 挿して用いた。20mm/day、50mm/day以上の降 水の平均降水量の地理的分布に関しては、 GPCPと良い一致が見られる。

ただし、インドネシアや、アマゾンの熱帯陸 上の一部地域については、過大な降水が見られ る。これは、水蒸気が流入しやすく、十分に水 蒸気があるグリッド(地点)で、かつ陸上の場 合は、海上に比べ、熱的に不安定になりやすい。 そのため、グリッドスケールで大規模凝結スキ ームによる過剰な降雨を生じさせている。これ は、積雲対流スキーム中における経験的積雲抑 制(Emori et al., 2005)の問題であり、その改善 は将来的課題である。

気候モデルの 20mm/day、50mm/day 以上の降水の生起割合(頻度)も一部の熱帯陸上において過大になっている他は、GPCPと良い一致が見られる。

### 3.2. 温暖化時の強い降水の変化

3.1.において、熱帯陸上では過大な降水が生 じている部分があるけれども、このモデルが強 い降水を比較的よく再現出来ていることが確 かめられた。ここでは、CO<sub>2</sub>が倍増した将来に おいて、強い降水がどのように変化することが 予測されるかについて示す。

図-3 に示されるように、50mm/day 以上の降 水は、ITCZ の領域において特に顕著に強まる ことが予測される。また、中・高緯度において も、ほとんどの地域において増加することが予 測される。

図-4 は、東経 120 度から 150 度の経度帯にお



図-3 温暖化時の 50mm/day 以上の降水の変化







図-4 温暖化時の降水頻度分布の変化。それぞれ 120E-150E における 30N-50N、10N-30N、 10S-10Nの領域における頻度分布。

いて、それぞれ、北緯 30 度から 50 度、北緯 10 度から 30 度、南緯 10 度から北緯 10 度の地域 における降水の頻度分布を示したものである。

黒の実線がGPCP、水色が中解像度モデルの 現在気候のアンサンブル平均、青の実線が高解 像度モデルの現在気候のアンサンブル平均、赤 色が高解像度モデルの将来気候のアンサンブ ル平均である。

GPCP と比較して、中解像度モデルの降水頻 度分布は、30N-50N の中緯度において強い降水 を過小評価している。10N-30N の亜熱帯域にお いては、GPCP と比較的良い一致が見られる。 10S-10N においては、50mm/day 以上の強い雨が 過大に生じてしまっている。

高解像度全球気候モデルは、現在気候において、30N-50N、10S-10Nの領域で強い降水を若 干過大に生じてしまっているようであるが、観 測データと良い一致が見られる。

温暖化時には、10N-30Nの亜熱帯の領域では その降水頻度分布にほとんど変化が認められ ないが、10S-10N、30N-50Nの熱帯、中緯度域 においては、明らかに強い降水の頻度の増加が 見られる。

## 3.3. Dynamic、Thermodynamic な変化による降水 分布の変化

#### 3.3.1. 解析手法

続いて、3.2.で示された強い降水の強まりが どのようなメカニズムによって生じているの かについて解析を行う。

特にここでは、降水の変化が、気候変動による力学的な場の変化によって生じたものか (Dynamic)、それともある力学場が与えられた場合に生じることが期待される降水が変化したのか(Thermodynamic)、という観点で解析を行う。これは、Bonyら(2004)が、雲と放射について行った解析手法を参考に、降水の変化について解析したものである。

500hPa の鉛直速度  $\omega$  を大規模場の大気循環 を示す指標として用いる。 $\omega$ の確率密度関数を  $P_{\omega}$ とし、またある  $\omega$  の時に生じる降水量を  $R_{\omega}$ とすると、

# $\overline{R} = \int_{-\infty}^{+\infty} P_{\omega} R_{\omega} d\omega$

と表すことが出来る。ここで、R はある領域に おける平均降水量である。続いて、温暖化時に 生じる降水量の変化 $\delta R$ について、ある $\omega$ の時 に生じる降水量  $R_{\omega}$ は変化しないが、力学的な 場  $P_{\omega}$ が変化することによって生じる変化

(Dynamic)、力学的な場 $P_{\omega}$ が変化しなかった 場合でも、ある $\omega$ の時に生じる降水量 $R_{\omega}$ が変 化 す る こ と に よ っ て 生 じ る 変 化 (Thermodynamic)、その両方(Covariance)の 効果、に要因を分け解析を行う。

$$\delta \overline{R} = \int_{-\infty}^{+\infty} \delta P_{\omega} R_{\omega} d\omega + \int_{-\infty}^{+\infty} P_{\omega} \delta R_{\omega} d\omega + \int_{-\infty}^{+\infty} \delta P_{\omega} \delta R_{\omega} d\omega$$
(1)

### 3.3.2. 解析結果

図-6 に 500hPa ω の確率率密度関数の変化を 示す。上側の図は現在気候と将来気候のそれぞ れの確率密度を示しており、下側の図はその差 を示している。図に示したいずれの地域におい ても、比較的中庸な循環が増え、極端に強い循 環が減る傾向を示している。これは、亜熱帯・ 中緯度において広く見られる傾向である(図 -5)。しかし、東太平洋赤道域や北大西洋赤道 域、極域においては、500hPa ω のばらつきが大 きくなる、すなわちより強い循環が増えること が示唆される地域もある。

図-7 は、500hPaωと降水強度の関係を示した 図である。図-7 に示される数値実験の結果は、 温暖化時には現在気候と同程度の上昇流が生 じた場合でも、より強い降水が生じる可能性が あることを示している。

図-8 は、3.3.1 の式(1)で定義した Dynamic、 Thermodynamic、Covariance の項のそれぞれが、 温暖化時の降水量の変化へ及ぼす影響につい



図-5 温暖化時と現在の 500hPa ω の標準偏差の差。



図-6 上側の図は、左からそれぞれ、120E-150Eの領域 10S-10N、10N-30N、30N-50N における 500hPa ωの確率密 度分布。実線が現在気候、破線が将来気候。下側の図は、確率密度分布の将来気候と現在気候の差。







図-8 左からそれぞれ、120E-150E の領域 10S-10N、10N-30N、30N-50N における、式(3)で定義した Dynamic、 Thermodynamic、Covariance の項の温暖化時の降水量の変化への寄与。

て示したものである。

120E-150E、10S-10N の熱帯域においては、 100hPa/day~500hPa/day の上昇流が弱まること に対応して、Dynamic な項は、比較的強い降水 を減らすように働いている。しかし、 Thermodynamic な項が降水の増加に大きく寄与 しており、Dynamic な効果による降水の減少を 補償し、全体としてこの地域における降水を強 めている。

120E-150E、10N-30N の亜熱帯域においては、 Dynamic な効果による降水の減少と、 Thermodynamic な効果による降水の増加がほぼ バランスし、結果としてこの地域の降水に大き な変化が生じていない。

120E-150E、30N-50N の中緯度域においては、 10S-10N の地域と同様、Dynamic な効果による 降水の減少を、Thermodynamic な効果による降 水の増加が上回り、この地域の降水を強めてい る。

また、解析を行った3領域において、2次の Covariance の項の寄与はいずれも非常に小さか った。

### 4. 解析結果の考察

3.3 の解析から得られた結果について考察を 行う。

まず、熱力学の式は、温位をθとすると、次 式のように表すことができる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w \frac{\partial \theta}{\partial p} + \frac{\theta}{T} \frac{\delta T_{rad}}{\delta t} + \frac{\theta}{T} \frac{\delta T_{cond}}{\delta t} + diff (vert) + diff (horiz)$$

次に、十分長い期間で平均した場合に、水平 方向の温位の移流や、拡散項の寄与は十分小さ いとすることができ、

$$\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial t} \approx -\overline{w} \frac{\partial \theta}{\partial p} + \frac{\overline{\theta}}{\overline{T}} \frac{\overline{\delta T_{rad}}}{\delta t} + \frac{\overline{\theta}}{\overline{T}} \frac{\overline{\delta T_{cond}}}{\delta t} \approx 0$$

のように表すことが出来る。すなわち、次式の ように表すことができる。

$$\frac{\overline{\partial}\overline{\partial}}{\partial p} \approx \frac{\overline{\overline{\partial}}}{\overline{T}} \frac{\overline{\partial}T_{rad}}{\delta t} + \frac{\overline{\overline{\partial}}}{\overline{T}} \frac{\overline{\partial}T_{cond}}{\delta t}, \\
\left(\frac{\overline{\overline{\partial}}}{\overline{T}} \frac{\overline{\partial}T_{cond}}{\delta t} \propto \overline{R}\right)$$
(2)

式(2)から、長期平均した大気の力学場と大気 安定度は、放射と凝結による加熱・冷却とバラ ンスするように決まることがわかる。つまり、 温暖化によって力学場や大気安定度と放射加 熱・冷却、降水活動(凝結加熱・蒸発冷却)の 関係が変化し、結果的にそれらが全体としてバ ランスするように決まるということである。

図-9 に帯状平均気温の高度分布の現在気候 と将来気候、将来気候と現在気候の差を示す。

高緯度における昇温は比較的高度が低いと ころで顕著である。それは、高緯度ほどアルベ ドフィードバックが強く働き、また成層が安定 なため、熱が混合によって対流圏上部に広がら ないからだと考えられる。他にも同じ放射強制 力Fが与えられたとき、F=4oT<sup>3</sup>dtの気温の変化 dtは、気温Tが小さいほど、バランスするため に大きくなるということが考えられる。また、 雲を伴う湿潤対流の卓越する低緯度域におい ては、温暖化による昇温が対流圏上部にも大き く広がっており、熱帯域における気温減率の減 少(大気安定度の強まり)が予測される。

次に、図-10 に式(2)に示される項による加熱 ・冷却が温暖化によってどのように変化するこ とが予測されるかについて検討する。

CO<sub>2</sub>の増加によって下向き長波放射が増加 し、大気下層で正味の放射加熱となり、対流圏 上層で放射冷却を強め、大気を不安定化するよ うに働く。この放射による大気加熱の変化に対 して、凝結加熱項は上向きの潜熱輸送によって バランスするような変化が見られる。

これらのことから、温暖化によって特に熱帯 域で大気安定度が増すにも関わらず降水が増 加するのは、温暖化による放射強制力の強まり とバランスする対流活動の変化によって矛盾 なく説明できると考えられる。

ITCZ などの降水の強まりは、力学的効果よりも、大気中の水蒸気が増加することによって 蒸発冷却、凝結加熱のコントラストが強まることの効果が大きいと考えられる。本研究は 120E-150E の西太平洋域で解析を行い、降水の



図-9 帯状平均の気温の高度分布、左から現在気候、CO2倍増時、将来気候と現在気候の差。



図-10 図-9と同じ。ただし、上から、帯状平均の力学的加熱、凝結加熱、放射加熱の高度分布。

増加に対して熱力学的効果が大きいことが示 唆されたが、東太平洋域では、逆に力学的効果 の寄与が大きく、温暖化による全球規模の変化 と地域毎の変化の関係については、更なる解析 と議論が必要である。

次に、比湿を q とし、蒸気の連続の式を鉛直 積分すると、大気水収支を表す式となる。

$$\frac{1}{g} \int \left( \frac{\partial \overline{q}}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{q}}{\partial x} + \overline{v} \frac{\partial \overline{q}}{\partial y} + \overline{w} \frac{\partial \overline{q}}{\partial p} \right) dp = -\overline{P} + \overline{E}$$

ある強い降水イベントを考えると、水平方向 の水蒸気移流や、蒸発の寄与は相対的に小さい と考えることができ、次式のように近似でき る。

$$\frac{1}{g} \int \left( \overline{w} \frac{\partial \overline{q}}{\partial p} \right) dp \approx -\overline{P}$$
(3)

(3)式から、温暖化によって鉛直流で代表され る循環場の変化(Dynamic)がなかった、ある いは非常に小さかったとしても、大気中の水蒸 気量が増加すれば、強い降水が増加しうること が分かる。このことも本研究の解析結果を支持 していると考えられる。

### 5. まとめ

高解像度全球気候モデルによるタイムスラ イス温暖化実験結果を解析した。

- ーその結果、赤道域における降水の増加、亜熱 帯域での若干の減少、中緯度域の増加が予測 され、元々降水の多い地域で増加し、蒸発の 割合が多い地域で減少する傾向が見られた。 これは、これまでの比較的解像度が粗い他の 多くの温暖化実験結果とも一致する。
- -日単位の降水の頻度分布が高解像度 AGCM によって良好に再現された。また、数値実験 結果から、熱帯域と中・高緯度域において、 強い降水現象の顕著な増加が示唆される。
- -500hPa の鉛直流を循環場の強度の指標として、力学的効果(Dynamic)とその他の熱力 学的効果(Thermodynamic)が温暖化時の日 単位の降水の変化に及ぼす影響を解析した。
- -500hPa 鉛直流を指標として代表される循環 場と日降水強度の関係は、温暖化時に変化 し、強い上昇流域で降水量が増加した。
- ー温暖化による強い降水の変化に対する力学 的効果(Dynamic)とその他の熱力学的効果

(Thermodynamic)の寄与は、水収支的には 可降水量の増加に、エネルギー収支的には安 定度の増加と整合的であることが理解され た。

すなわち、温室効果気体の増加によって放 射強制力が強まり、地表を温め、大気を不安 定化させ、大気中に保てる水蒸気量を増加さ せる。これに対して、対流圏での蒸発冷却・ 凝結加熱は潜熱輸送によって大気を安定化 させるように変化する。このように、温室効 果気体の増加による放射強制力の変化に対 して、気温分布、水蒸気分布、熱輸送が整合 的にバランスするような変化が生じていた。

- 上記のことから、温暖化によって特に熱帯域
   で大気安定度が増しても、強い降水が増加す
   ることを矛盾なく説明できると考えられる。
- 一温暖化時の力学場(循環場)の変化と日降水 強度頻度分布の変化の関係については、地域 により異なっており、今回解析を行った東経 120度から東経150度における経度帯では、 熱帯、亜熱帯、中緯度とも比較的弱いイベン トが増えて、強いイベントが減る傾向にあっ た。

この力学的強度変化の原因(降水強度変化 との相互作用的関係を含む)の解明について は今後の課題である。

### 謝辞

本研究は、環境省地球環境研究総合推進費 「極端な気象現象を含む高解像度気候変化シ

ナリオを用いた温暖化影響評価研究(B-12)」 (代表:江守正多 国立環境研究所)の一部と して行われました。

数値シミュレーションは、文部科学省の人・ 自然・地球共生プロジェクト「高分解能大気海 洋モデルを用いた地球温暖化予測に関する研 究」において、地球シミュレータを利用して行 われました。

また、東京大学気候システムセンターの木本 昌秀教授には、大変有益なコメントを頂きまし た。海洋研究開発機構 地球環境フロンティア 研究センター地球フロンティア研究システム の長谷川聡さんには数値実験データを整備す る際にお世話になりました。

解析には、NASA および宇宙航空研究開発機

構によって作成された TRMM レベル 3 データ の、降水量サブセットを利用しました。

## 参考文献

- Bony, S., Dufresne, J. -L., Le Treut, H., Morcrette, J. -J. and Senior, C.: On dynamic and thermodynamic components of cloud changes, *Clim. Dyn.*, Vol.22, pp.71-86, 2004.
- Easterling, D. R., Meehl, G. A., Parmesan, C., Changnon, S. A., Karl, T. R. and Mearns, L. O.: Climate Extremes: Observations, Modeling, and Impacts, *Science*, Vol.289, pp.2068-2074, 2000.
- Emori, S., Hasegawa, A., Suzuki, T. and Dairaku, K.: Validation, Parameterization Dependence and Future Projection of Daily Precipitation Simulated with a High-Resolution Atmospheric GCM, *Geophys. Res. Lett.* (in revision).
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B. and Schneider, U.: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol.78, pp.5-20, 1997.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Morrissey, M. M., Bolvin, D. T., Curtis, S., Joyce, R., McGavock, B. and Susskind, J.: Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations, *J. Hydrometeor.*, Vol.2, pp.36-50, 2001.
- IPCC: 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., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C. A. eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 2001.
- K-1 model developers: K-1 coupled model (MIROC) description, *K-1 technical report*, Vol.1, Hasumi, H. and Emori, S. eds., Center for Climate System Research, University of Tokyo, 2004.
- Rayner, N. A., Horton, E. B., Parker, D. E., Folland, C. K. and Hackett, R. B.: Version 2.2 of the global sea ice and sea surface temperature data set, 1903-1994, *CRTN*, Vol.44, Available from

Hadley Center, Meteorological Office, Bracknell, UK., 1996.

- Schnur, R.: The investment forecast, *Nature*, Vol.415, pp.483-484, 2002.
- Xie, P. and Arkin, P. A.: Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol.78, pp.2539-2558, 1997.