

気候感度

Part 2：不確実性の低減への努力

吉 森 正 和*¹・横 畠 徳 太*²・小 倉 知 夫*²・大 石 龍 太*¹
 河 宮 未知生*³・塩 竈 秀 夫*²・對 馬 洋 子*⁴・小 玉 知 央*³
 野 田 暁*³・千 喜 良 稔*³・竹 村 俊 彦*⁵・佐 藤 正 樹*^{1,3}
 阿 部 彩 子*^{1,3}・渡 部 雅 浩*¹・木 本 昌 秀*¹

1. はじめに

天気59巻第1号に掲載された解説「気候感度 Part 1」では、気候感度を制御する様々なフィードバック過程についてその概念と理解の現状を紹介した(吉森ほか 2012a)。気候感度は全球気候モデル(GCM)を用いて推定することができるが、その結果には大きな不確実性(モデル間のばらつき)があることが知られており、その低減に向けて様々な研究が実施されている。その中から本稿ではまず、不確実性の定量化と理解へ向けた取組み(第2節)について紹介する。次に、観測データを活用した気候感度の推定およびGCMの性能検証の取組みについて具体例を交えつつ解説し(第3～6節)、最後に今後の展望について議論する(第7節)。なお、気候感度の不確実性を低減するためには、現在とは大きく環境の異なる遠い過去の気候(最終氷期・鮮新世・白亜紀など)の情報を利用することも非常に重要である。誌面の都合から、古気候の情報を活用した研究については「気候感度 Part 3」において詳しく述べる(吉森ほか 2012b)。

2. 気候モデルアンサンブルと不確実性の定量化

気候モデルを用いて将来の気候予測を行うために

は、モデルの不確実性を定量的に評価し、可能な限りその不確実性を低減させることが重要である。モデルの不確実性を評価するためのモデルアンサンブル(複数のモデルシミュレーションのセット)を構築する際には、これまで大きく分けて2通りの方法が利用されてきた(Murphy *et al.* 2007)。その1つは、世界の気候研究機関によって開発された複数の気候モデルによる「マルチモデルアンサンブル」である。特に気候変動に関する政府間パネルの第4次評価報告書(IPCC 2007, 以降 IPCC-AR4)に向けて行われた第3次結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP3)のデータが広く使われている。CMIP3では各研究機関がほぼ同一の境界条件のもと、20世紀再現・21世紀予測・二酸化炭素(CO₂)増加実験などを行い、米国の気候モデル診断・相互比較プログラム(PCMDI)でデータが公開されている。これらの気候モデルは、解像度・数値解法・パラメタリゼーションなどモデルの構造が異なるため、マルチモデルアンサンブルでは「モデル構造の不確実性」が評価されていると言える。しかしながら、個々のモデルではモデル内部に含まれるパラメータが固定されている。この一方で、アンサンブル構築のもう1つの方法である「物理摂動アンサンブル」では、モデルパラメータを不確実性の範囲内で様々な値に設定することでアンサンブルを作成する。このため、「モデルパラメータの不確実性」を評価したアンサンブルと言える。物理摂動アンサンブルでは通常1つのモデルを用いてアンサンブルを作成するため、「シングルモデルアンサンブル」と呼ばれることもある(Yokohata *et al.* 2011)。

CMIP3のマルチモデルアンサンブルにおける気候

*¹ 東京大学大気海洋研究所。

*² 国立環境研究所。

*³ 海洋研究開発機構地球環境変動領域。

*⁴ Met Office Hadley Centre。

*⁵ 九州大学応用力学研究所。

—2011年5月24日受領—

—2011年11月4日受理—

感度の推定幅は、2.1~4.4°C (90%信頼区間, Räisänen 2005) である。CMIP3 によって得られた知見は他節で数多く触れられているので、本節では特に物理摂動アンサンブルによる研究について紹介する。物理摂動アンサンブルを構築し、予測不確実性の評価を行う際には、モデルおよびモデルパラメータの選択方法、また実験結果の重み付けをいかに行うかが非常に重要である。

英国気象局ハドレーセンターのモデル予測の不確実性評価 (QUMP) プロジェクトでは、気候モデル HadSM3 の29個のモデルパラメータを1つずつ変化させ、53のアンサンブルメンバーを作成した (Murphy *et al.* 2004)。現在気候の再現性に関する指標をもとに得られた結果に重みを付け、気候感度幅として2.4~5.4°C (90%信頼区間) を得た。さらに、複数のパラメータを同時に変化させ、128のアンサンブルメンバーを作成した (Webb *et al.* 2006)。これは前述の53メンバーの結果をもとに、可能な数百万のパラメータの組み合わせに対する結果を線形補間によって予測し、気候感度のばらつきが十分な幅を持ち、かつ現在気候の再現性がよくなるようなメンバーを選んだものである。これにより、HadSM3 において気候感度のばらつきを生む原因として、CMIP3 の場合と同様に、下層雲の応答の違いが重要であることが明らかになった (Webb *et al.* 2006)。これらの結果は大気-海洋混合層モデルを用いたものであるが、大気海洋結合モデルによるアンサンブルも構築され (Collins *et al.* 2006)、将来気候予測のばらつきは、大気モデルのパラメータに依存することが明らかとなった (Collins *et al.* 2007)。さらに炭素循環も計算する地球システムモデルによるアンサンブルも作成され、将来のアマゾンの枯死 (dieback) には大きな不確実性があることが報告されている (Huntingford *et al.* 2008)。

日本の気候モデル MIROC3.2による物理アンサンブルも作成されている (日本不確実性モデリングプロジェクト: JUMP)。これは25個 (後に13個に変更) のモデルパラメータを同時に変化させ、アンサンブル・カルマン・フィルターを用いた統計手法により、現在気候をよく再現するモデルパラメータの組み合わせを選択するものである (Annan *et al.* 2005a)。大気-海洋混合層モデルによる CO₂ 倍増実験によって得られた気候感度は3.7~6.5°C (90%信頼区間) であるが、同じモデルによる最終氷期最盛期実験における再現成績を用いてアンサンブルメンバーに重み付けを行

うと、3.7~5.3°Cとなった (90%信頼区間, Annan *et al.* 2005b)。モデルによる CO₂ 倍増に対する温暖化と氷期条件に対する寒冷化の気候応答には非対称性がある (単位放射強制力あたりの温度変化が異なる: Yoshimori *et al.* 2011) もの、両者の間には良い相関がある (CO₂ 増加時の温度上昇が大きいモデルほど最終氷期時の寒冷化が大きい: Hargreaves *et al.* 2007) ことから、気候感度の不確実性を低減する上で氷期の情報は有用であると言える (Part 3 参照)。

一般市民の持つコンピュータ資源を利用して、さらに大きなアンサンブルを構築しようという試みが climateprediction.net (CPDN) である。基本的に前述の HadSM3 を用いることにより、様々な実験 (CO₂ やエアロゾル濃度の変化・地球工学・古気候など) のデータが集められている (Stainforth *et al.* 2005)。CPDN の実験結果を利用して、モデルによる季節変化の再現成績に応じてアンサンブルメンバーの結果に重み付けを行うと、気候感度の幅は2.2~4.4°C となった (90%信頼区間, Knutti *et al.* 2006)。CPDN における気候感度のモデルパラメータに対する依存性は詳しく調べられており、雲微物理や相対湿度に関するパラメータが重要な役割を果たすことが明らかになっている (Sanderson *et al.* 2010)。

一般に物理摂動アンサンブルは用いるモデルの特性を反映するため、観測データとの比較による現在 (および過去) の気候の再現性を考慮したとしても、アンサンブルによって得られる結果が大きく異なる。このため、異なるモデルによる物理摂動アンサンブルを比較することによって、パラメータとモデル構造 (解像度・数値解法・パラメタリゼーションなど) の不確実性の両方を同時に考慮することが重要である。HadSM3 と MIROC3.2による物理摂動アンサンブルの比較によると、両アンサンブルにおいて、現在気候での下層雲のばらつき (アンサンブルメンバー間の違い) が異なることが、気候感度のばらつきを決める上で重要なことが指摘されている (Yokohata *et al.* 2010)。一方で、CPDN と米国大気研究所 (NCAR) で開発されたモデル (CAM3.5) を用いた物理摂動アンサンブルの比較によると、両アンサンブルにおいて、対流圏上層の湿度のばらつきが異なることが、気候感度のばらつきを決める上で重要なことが指摘されている (Sanderson 2011)。このように、物理摂動アンサンブルの解析を通して、モデルの不確実パラメータに対する依存性や、そのモデルの振る舞いの幅

(様々な可能性) について理解を深めることができる。その際、特に気候感度と現在気候の再現性(予測に意味のある指標という意味でメトリックと呼ばれる)の関係について調べることは、将来気候予測の不確実性を低減させる上で重要である。現時点で物理摂動アンサンブルの構築や解析を行っている研究機関は限られているが、将来的には、可能な限り多くのモデルによってアンサンブルを作成し、解析を進めることにより、予測不確実性に関する知見はさらに深まることが期待される。

3. 観測データによる気候感度の推定とその不確実性

過去の観測データを用いて気候感度を推定する研究は数多く行われてきた。本節では、特に産業革命以降の地上気温、海水温、放射などの観測データを統合的に用いた研究を紹介する。対象とする時間スケールは数年から100年である。Part 1で解説されているように、気候システムのエネルギー収支を考えた場合、放射強制力 ΔF 、海洋貯熱量の変化 ΔN 、地上気温変化 ΔT 、フィードバックパラメータ Λ 、 CO_2 倍増時の放射強制力 ΔF_{2x} と気候感度 ΔT_{2x} の間には次の関係が成り立つ：

$$\Delta N = \Delta F + \Lambda \Delta T \quad (1)$$

$$\Lambda = (\Delta N - \Delta F) / \Delta T \quad (2)$$

$$\Delta T_{2x} = -\Delta F_{2x} / \Lambda = \Delta F_{2x} \Delta T / (\Delta F - \Delta N) \quad (3)$$

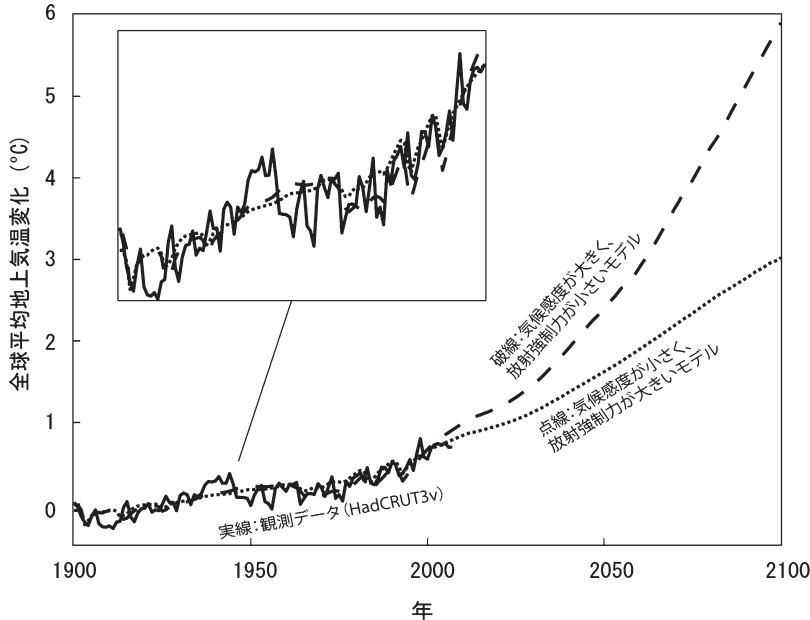
過去の観測における ΔF 、 ΔN 、 ΔT を「正確に」知ることができれば、式(2)からフィードバックパラメータを求め、さらに式(3)を用いて気候感度を推定することが可能である。逆に言えば、異なる気候感度を持つGCMや簡易気候モデルの過去気候変化再現実験の ΔF 、 ΔN 、 ΔT を「正確な」観測データと比較することができれば、気候感度の不確実性を低減させることができる。このような考えから多くの研究が行われてきたが、実際には ΔF 、 ΔN 、 ΔT の観測データに大きな不確実性があるために気候感度を強く規定することはできていない(Knutti and Hegerl 2008)。フィードバックパラメータ Λ と気候感度 ΔT_{2x} の間の非線形な関係式(3)から、特に高い気候感度の不確実性は、低い感度の不確実性よりも低減することが難しい(Roe and Baker 2007, Part 1 参照)。

過去約150年間の観測データを用いた研究では、特

に ΔF に大きな不確実性がある(Forest *et al.* 2002; Knutti and Hegerl 2008; Knutti *et al.* 2002; Stott *et al.* 2008)。これはエアロゾルの間接効果の見積もりに大きな不確実性があるためである(Andreae *et al.* 2005; 本稿第6節参照)。エアロゾルの負の放射強制力が温室効果ガスによる正の放射強制力をほとんど打ち消す場合(ΔF 小)、 ΔT_{2x} は、式(3)から ΔF の逆数に比例するので、大きくなる。逆に、エアロゾルの強制力の絶対値が小さい場合(ΔF 大)、 ΔT_{2x} は小さくなる。第1図は、簡易気候モデルで計算された全球平均地上気温変化であり、「 ΔT_{2x} が低く、 ΔF が大きいモデル」と「 ΔT_{2x} が高く、 ΔF が小さいモデル」のどちらも観測された地上気温変化をよく再現しているが、将来予測には大きな差が生じている。 ΔF 以外にも ΔN の不確実性も大きく(Ishii and Kimoto 2009)、 ΔT_{2x} の推定を難しくしている。衛星による放射観測が行われるようになった1980年代以降のデータを用いて気候感度を推定する研究も行われている(Forster and Gregory 2006)。より詳しい解説は第4節に譲るが、この場合データ期間が短いために、気候感度の推定値が外的強制によらない内部変動の影響を強く受けている可能性がある。

さらに短期間の気候変動である大規模火山噴火に対する気候応答を用いて、気候感度の推定を試みる研究も活発である。火山噴火により成層圏に大量の亜硫酸ガス(SO_2)が巻き上がった場合、硫酸性エアロゾルは南北に広がりながら数年間存在し続ける。硫酸性エアロゾルは短波を反射することで地表に到達する日射量を減らし(ΔF 負)、 ΔN と ΔT に負偏差を生じさせる(Robock 2002)。特に1991年のピナツポ火山噴火後の気候変化は、観測データが充実しており、よく研究されている(Bender *et al.* 2010; Boer *et al.* 2007; Soden *et al.* 2002; Wigley *et al.* 2005; Yokohata *et al.* 2005)。火山噴火に対する短期間の気候応答を調べるためには、内部変動、特にENSOの影響を取り除く必要がある(Yokohata *et al.* 2005)。また海洋表層から深層への熱輸送に関する正確な情報も必要である(Boer *et al.* 2007)。これらを考慮に入れたBender *et al.* (2010)による ΔT_{2x} の推定値は1.7~4.1°C(95%信頼区間)である。

数年から100年スケールの観測データを用いた研究を紹介してきたが、これら複数の観測データに古気候の間接指標などを組み合わせて ΔT_{2x} を推定することも提案されている(Annan and Hargreaves 2006)。



第1図 簡易気候モデルで計算された全球平均地上気温変化の例。「気候感度が低く、放射強制力が大きいモデル」(2°C , 2.5Wm^{-2} ;点線)と「気候感度が高く、放射強制力が小さいモデル」(6°C , 1.4Wm^{-2} ;破線)のどちらも観測された地上気温変化(実線)をよく再現するが、将来予測には大きな差がある。Knutti and Hegerl (2008) の Fig.4 を改変 (Adapted by permission from Macmillan Publishers Ltd).

ただし、この場合は温室効果ガスの増加・減少、人為起源エアロゾル、太陽活動、火山性エアロゾルなど異なる外部強制要因に対するフィードバックパラメータあるいは気候感度パラメータが同一なのか否かという問題も検討する必要がある (Part 1, Part 3 参照)。

4. 衛星データを用いたフィードバックの推定

4.1 放射収支に関する衛星データ

全球放射収支データの取得については米国航空宇宙局 (NASA) が主導的で、地球放射収支実験 (ERBE) と雲・地球放射エネルギーシステム (CERES) のプロダクトが存在する。雲フィードバックに関する研究には、全天データと晴天データの両方が取得されているものが用いられ、ERBE scanner (センサーが観測点及び周囲も走査し、放射データを得るもの; 1985~1990年) と CERES (1998年~現在、ただし一部期間欠損) がある。放射収支データとして最も長期間のものは ERBE non scanner (固定されたセンサー視野方向からのみの放射データを得るもの) のプロダクトで、1984年から2005年にわたって取

得された。こちらは残念ながら全天データのみで、晴天データについては取得されていない。

4.2 衛星観測期間の気候変動における放射フィードバック

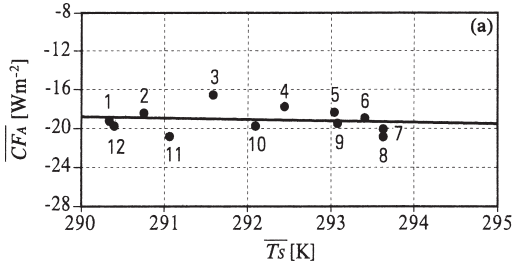
衛星から観測された放射収支の変化を全球平均気温変化と結び付ける放射フィードバックの解析では、季節変化から数十年スケールの変化までが利用されている。ここでは Part 1 との重複を避けるため、全放射フィードバックと雲フィードバックの推定について主に述べる。

Tsushima and Manabe (2001), Tsushima *et al.* (2005), Tsushima and Manabe (2011) は季節変化を利用してフィードバックの解析を行い、気温変化

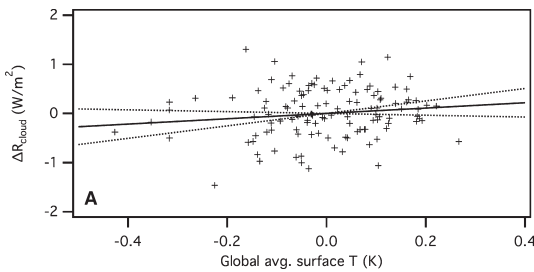
と雲の放射効果の関係はばらつきが大きく有意性が低いことを示した (第2図)。その上で、雲フィードバックとしては短波では正、長波では負であるが、大きさはプランク応答 (約 $3.3\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, Part 1 参照) の1割以下で非常に小さいことを示した。IPCC-AR4 時の GCM の解析結果は符号も大きさもばらついているが、長波においては系統的に正のフィードバックを示しており、上の衛星データ解析結果とは合致しない。

Dessler (2010) は CERES の2001年から2010年のデータを用い、雲フィードバックの解析を行った。全球平均気温の経年変動はエルニーニョに伴う変動が卓越しているが、それに伴う全球平均の雲フィードバックはデータのばらつきが大きく有意性が低いことを示した (第3図)。その上で、大きさとしてはプランク応答の約1割で正のフィードバックであること、短波、長波ともに正のフィードバックであり、長波のフィードバックが支配的であることを示した。

GCM を用いた温暖化研究に懐疑的な視点を持つ最近の研究 (Lindzen and Choi 2009) は、赤道近傍に



第2図 観測から得られた全球平均の気温 [K] と雲の放射効果 [Wm⁻²]. 日射の季節変化の効果を除去した各月気候値. Tsuchida and Manabe (2001) の Fig. 7a を複製.



第3図 観測から得られた全球平均の気温 [K] と雲の放射効果 (各年各月値) [Wm⁻²]. 実線は最小二乗法による線形回帰直線, 点線は回帰直線の2σ信頼区間. 2000年3月から10年間のECMWF-interim地上気温データの気候値からのアノマリと, CERES放射フラックスデータの気候値からのアノマリのうち雲の変化による放射フラックスアノマリ (月平均, 全球平均値). 雲の変化による放射フラックスアノマリは放射フラックスカーネル法 (Soden *et al.* 2008) により算出. Dessler (2010) の Fig.2a を複製 (Reprinted with permission from AAAS).

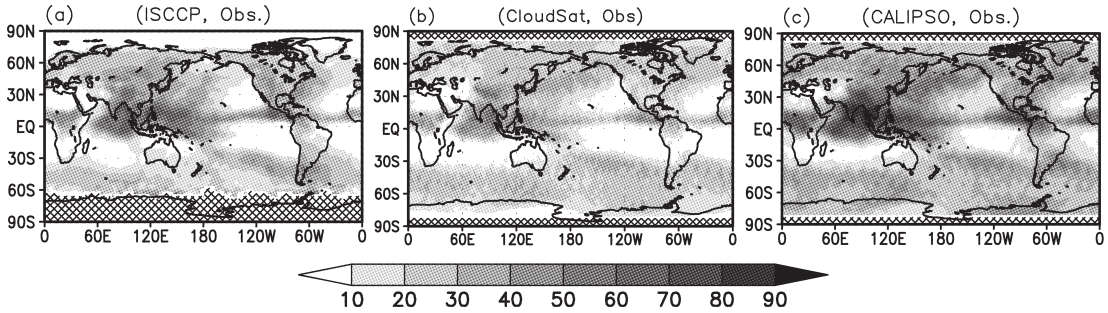
において観測から見積もられる正味の放射フィードバックは負であり, それには短波の大きな負のフィードバックが寄与している一方, GCM では正味のフィードバックは正であり, 短波の正のフィードバックバイアスがそれに寄与していると主張している. この結果については客観的な解析手法では再現されないことが Trenberth *et al.* (2010) によって指摘されている. さらに Dessler (2010) の研究は全球フィードバックとしての検証の意味を持ち, 観測データの不確実性を考慮しても正味の放射効果を負にするほど短波の負の

フィードバックは大きくないこと, GCM についても結果はばらついているが, 雲の短波フィードバックに系統的な正のバイアスは存在しないことを示し, Lindzen らが示した傾向は全球スケールでは観測にも GCM にも見られないことを指摘した. また, Chung *et al.* (2010) は GCM の経年変動におけるフィードバックと温暖化におけるフィードバックの比較を行ったが, 両者の間に明確な相関は見られなかった.

長期変化については, Forster and Gregory (2006) と Murphy *et al.* (2009) が放射フィードバックの解析を行った. 解析期間および手法によって値がばらついているが, 気温上昇に伴い短波反射は減少しており, 短波フィードバックは正であることを示している. これがどの程度地表面アルベドと雲によるものかは明らかではないが, 仮に雲の負のフィードバックが働いているとしてもそれは地表面アルベドの正のフィードバックを凌駕するほどではないと捉えることができる.

1991年のピナツボ火山噴火後の放射データは日射の反射が他の期間に比べ非常に大きく, 噴火後数年の放射データを用い, 火山噴火における放射フィードバックの解析が行われている. ピナツボ噴火では, 短波のフィードバックが負であることが大きな特徴である (Forster and Gregory 2006). これには短波の雲フィードバックが大きく負であることが寄与している. 一方で, 長波の雲フィードバックは非常に小さい (Yokohata *et al.* 2005).

以上, 季節変化から数十年スケールの変化における全球平均の雲フィードバックについてまとめると, ピナツボ噴火を除いて観測データは有意なフィードバックを強く示しておらず, 大きさとしても雲の短波フィードバックは正でプランク応答の1割程度以下, 仮に負でもアルベドフィードバックの大きさ以下 (温暖化実験では, アルベドフィードバックはプランク応答の約1割), 雲の長波フィードバックは時間スケールによって符号も異なるがプランク応答の1.5割程度である. GCM において短波でも長波でも雲フィードバックの大きさがプランク応答の3割を超えるような場合, そしてピナツボ噴火については短波の雲フィードバックが負でない場合にはモデルの特性を疑う必要がある, というのが観測誤差を考慮したとしても衛星データから雲フィードバックに与えられる緩い条件と言える.



第4図 (a)ISCCP, (b)CloudSat, (c)CALIPSOの上層雲量 [%]. (a)は2004年, (b)は2006~2010年, (c)は2006~2008年の平均.

4.3 雲に関する衛星データ

衛星による雲の観測手法は、従来は地球からの可視・赤外データを受動的に観測するものが中心であった。可視・赤外データから得られた雲頂や光学的厚さは、全球の大部分を覆う ISCCP データとして整備されている (Rossow and Schiffer 1999)。しかしながら、受動観測からは基本的に面的な情報しか得ることができない。近年、CloudSat (Stephens *et al.* 2008) や CALIPSO (Winker *et al.* 2007) といった能動型のレーダーやライダーを搭載した衛星が登場し、雲や降水を立体的に捉えることが可能になっている。たとえば雲が多層になっている場合、ISCCP では基本的に上層の雲しか観測できない。CloudSat や CALIPSO では光学的厚さや雲高度の条件にもよるが、多層の雲を同時に観測することができる。

第4図は ISCCP, CloudSat, および CALIPSO, それぞれのデータを基に作成した上層雲の雲量である。定性的な分布は3者ともおおむね一致している。しかし、全体的に CALIPSO の方が ISCCP, CloudSat より雲量が多い。このように衛星データ間で雲量の大きさが異なる最大の理由は、搭載センサーの特性が異なるためである。検出可能な光学的厚さの最小値は、ISCCP では0.2程度 (Rossow and Schiffer 1999), CloudSat では0.1~0.4程度 (Stephens *et al.* 2002) なのに対して CALIPSO では0.03程度 (Chepfer *et al.* 2010) である。

4.4 雲データのモデルと衛星の比較手法：衛星シミュレータ

ここで強調したいのは個々の衛星データの良し悪しではなく、雲データについてモデルとの比較を行う際には、用いる衛星データの特性を考慮した上で比較を

行う必要があるという点である。1つのアプローチとして、衛星データをモデルと比較可能な量（たとえば雲量、混合比）に予め変換してしまう方法が考えられる。衛星データの詳細を知らないユーザーには大変便利であるが、放射伝達計算の逆問題を解く際に様々な仮定が必要で、検証データの不確実性が大きくなってしまふ。そこで最近では、モデル出力から放射伝達計算によって衛星シグナルを算出するという方法が注目されている。つまり「モデル大気上空を衛星が飛んだ場合に観測されるはずのシグナル」を計算することになる。このようにして疑似観測されたシグナルは、実際の衛星で観測されたシグナルと直接比較することができる。シグナルをもとに雲量を定義すれば、観測とモデルの雲量比較も矛盾なく行うことができる。このようにモデル出力などの大気場から衛星シグナルを計算するツールを「衛星シミュレータ」という (増永 2011)。第5次結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP5) では、雲フィードバックに関するモデル相互比較プロジェクト (CFMIP) によって提供された観測シミュレータパッケージ (COSP) が、気候モデルに導入されることが標準的になっている。COSP は様々な機関が開発した衛星シミュレータをモジュールとして組み込むことのできる統合フレームワークであり、ISCCP, CloudSat, CALIPSO, MISR, MODIS などの衛星シグナルを計算できる。CFMIP では、衛星シミュレータを通じて衛星観測とモデルを比較解析する体制を整えている。同時に、世界の衛星コミュニティに対して CFMIP への参加を呼びかけており、衛星コミュニティからの COSP モジュール開発・提供に大きな期待が寄せられている。また、日本でも EarthCARE 衛星の打ち上げに向けて J-Simu-

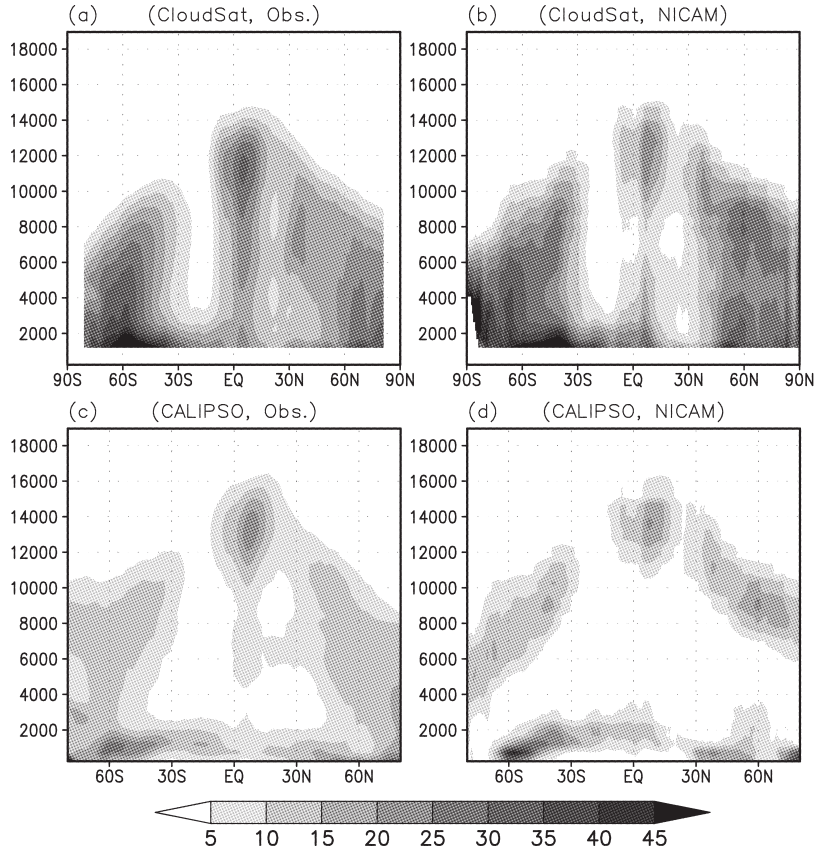
lator というパッケージの開発が進んでおり、コミュニティに提供される予定である。

4.5 衛星データによる雲再現性の検証例

CloudSat や CALIPSO により、雲の鉛直構造が全球的に観測されるようになり、モデルで再現される雲について 3 次元的な分布が検証可能になってきた (e. g., Bodas-Salcedo *et al.* 2008; Li *et al.* 2008; Marchand *et al.* 2009; Waliser *et al.* 2009; Chepfer *et al.* 2010; Zhang *et al.* 2010). ここでは、全球非静力学モデル NICAM (Satoh *et al.* 2008; Tomita and Satoh 2004) における雲の再現性についての検証例を示す。以下で示すモデルの水平メッシュ間隔は 14km である。

第 4 図に示したように、ISCCP と CALIPSO の上層雲量は大きく異なる。前述のように、これは

ISCCP では観測できない薄雲が CALIPSO では観測可能になるからである。このような薄雲が将来の温暖化に伴ってどのように変化するかは気候感度を議論するうえで重要であり、モデルでの再現性が問われる。CloudSat, CALIPSO データを用いると第 5 図のような鉛直断面を描くことができる。NICAM による実験では、雲微物理過程の雲氷に関するパラメータを調整することで CALIPSO に近い上層雲の分布を再現することができた (Kodama *et al.* 投稿準備中)。ただし、雲頂高度は若干高く、中層雲は過少である一方で、下層雲は定量的によく一致している。また、CloudSat, CALIPSO の 2 種類の衛星データから雲の有効粒径の高度分布を得ることができ (Okamoto *et al.* 2003), 雲微物理をより詳細に観測的に検証することが可能になってきた (Hashino *et al.* 投稿準備



第 5 図 東西平均雲量の緯度・高度断面 [%]. (a) CloudSat 観測 (2006~2010 年の 6 月平均). (b) NICAM+CloudSat シミュレータ (2004 年の 6 月 6 日~10 日平均). (c) CALIPSO 観測 (2006~2008 年の 6 月平均). (d) NICAM+CALIPSO シミュレータ (2004 年の 6 月 6 日~10 日平均).

中).

以上のように、複数の衛星データを用いてモデルの雲評価を行うことで、モデルのバイアスについてより多くの情報を引き出すことができる。さらに、衛星シミュレータを利用することで、より信頼性の高い比較が可能となる。

4.6 長期データの現状と今後への期待

長期データの構築は、プロジェクトベースの観測では、その発展的継続の可否に依存している。放射収支観測については、CERES の観測を 2025 年まで延長させる努力が続けられている。さらに、時間方向のデータ精度に重きを置いた、より長期の放射収支観測のプロジェクト、CLARREO が立ち上がりつつあり、長期的な放射データの蓄積を目指している。

気象衛星による ISCCP データについては 1983 年か

ら2006年までの長期データが存在しているが、気象衛星ではセンサー変更に伴うデータの継続精度が考慮されてきておらず、世界気象機関の全球衛星観測相互校正システム (WMO GSICS) でデータの校正手法が検討されている。赤外チャンネルにはラディアンレベルの相互校正 (e.g., Tahara 2008; Tahara and Kato 2009) が既に各国現業レベルで適用されているが、可視チャンネルについては代替校正を拡張した手法 (Hashimoto *et al.* 2008; Kosaka *et al.* 2011) を日本が提案している。

放射収支・気候フィードバックの研究では全球・長期的に得られたデータに基づく解析ほどより大きな価値を持つ。地球温暖化は100年スケールの現象であり、データが長期蓄積されるほどその姿はより鮮明になってくる。したがって、観測が地球温暖化研究に貢献するには、高度な観測技術開発に加え、長期データの確保が必要である。そして、長期衛星観測のためには、観測の立ち上げからデータ解析までに世代のバトンタッチが必要になるだろう。そのように蓄積された長期の観測データが大きなかけがえのない価値を持つことは、疑いの余地がない。

5. 下層雲と気候感度

5.1 気候系への重要性

大気境界層で発生する雲 (下層雲; 本稿では、雲頂が700hPaより下層にある雲全般を下層雲とし、層状性のもも積雲性のもも含める) は高いアルベドを持つため、一旦、地球大気に入射した太陽光を宇宙へと跳ね返す役割を担う (Manabe and Wetherald 1967)。衛星観測に基づいた研究によれば下層雲量のわずか1%の変化が大気上端における雲放射強制力に 1 Wm^{-2} 程度に相当する変化をもたらすと推定されているなど (Klein and Hartmann 1993)、地球の放射収支に及ぼす下層雲の重要性は広く認識されている。また、近年のマルチモデルに基づいた数値的研究によれば、気候感度の主要な不確定要因は雲の振舞いの違いにあると報告されており (Part 1 参照)、その中でもとりわけ下層雲に起因する寄与が大きいと指摘されている (Slingo 1990; Bony and Dufresne 2005; Medeiros *et al.* 2008; Webb *et al.* 2006; Yokohata *et al.* 2010; 本稿第2節)。この現状はあくまで現時点のGCM研究を基礎としており、今後の研究の進展により、さらに大きな不確定要因が明らかとなる可能性もあるが、GCMにおける下層雲の再現性能の向上

は将来の気候変化予測を行う上で喫緊の課題である。

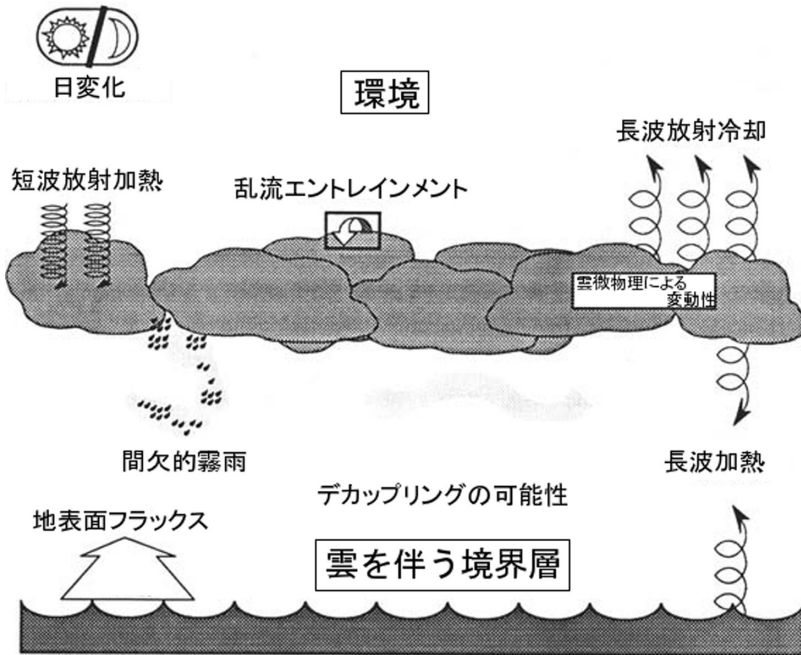
GCMを高解像度化することで、深い対流に伴うスケールの大きな積乱雲を陽に計算しようとする取組みは既に進められている (Tomita and Satoh 2004; Satoh *et al.* 2008)。しかし、GCMはもとより、水平格子間隔が数km程度の雲解像モデルにおいても下層雲を陽に計算することは難しく、信頼できるパラメタリゼーションの導入が不可欠である。

下層雲は、普通想像される以上に様々な要因の相互作用を介して生成・維持・消滅を繰り返しているため (第6図)、その包括的なパラメタリゼーションは容易ではない。また、層状的な下層雲の典型的な発生環境では、境界層上端付近で温位や水蒸気などの物理量が階段関数状に変化していることが知られているが、通常のモデルでは、このような鉛直微細構造を解像することができない。このことがGCMを始めとする数値モデルにおいて、下層雲の再現性向上を難しくしている。

本節では、下層雲の再現性に関わる問題に焦点を当て、GCMにおける原因究明に向けた解析手法への工夫とともに、その再現性の向上に関する近年の取組みを述べる。

5.2 GCMにおける下層雲評価の取り組み

GCMが表現する雲を検証する1つの手法として、現実の大気の成層状態が顕著に異なる環境下での雲の再現性に着目した研究が行われている (e.g., Sun *et al.* 2006; Zhang and Sun 2006; Clement *et al.* 2009)。例えば、Zhangらは顕著なエルニーニョ年とラニーニャ年の違いに着目し、観測で得られている雲の空間的特性と周辺の力学場や海面水温との関係とともに、シミュレートされた雲の整合性を検証している。また、Clement *et al.* (2009) は、太平洋の十年規模変動に伴う下層雲の変化について衛星観測に基づいた研究を行い、カリフォルニア沖で長期的に維持される下層雲が、海面水温の上昇とともに減少する傾向を示した。一方で、ほとんどのGCMでは、この観測事実が十分に再現されていない。多くのGCMは季節変動に伴う雲の振舞いの再現にもまだまだ多くの課題を抱えている (Zhang *et al.* 2005)。そもそも、ほとんどのGCMは気候学的に重要となる亜熱帯域の下層雲の空間分布を現実的に表現することができておらず、このことが気候系における下層雲フィードバックの定量的評価を難しくしている。より信頼できるGCM開発のためには、温暖化した場合の大気状態における雲応答の違い (e.g., Lau *et al.* 1996; Zhu *et*



第6図 下層雲の生成・維持・消滅過程に関わる諸物理過程の概念図 (Bretherton *et al.* 2004b より)。雲頂付近で起こる放射冷却はその乱流運動を活発化させることで雲の振舞いに大きな影響を及ぼす(雲の成長を促すか、あるいは、減衰を促すかは周辺大気の成層構造に依存する)。また、雲粒による太陽放射の吸収は雲を蒸発させるだけでなく、雲層を安定化させる働きも伴う。これにより、雲底下層から乱流による水蒸気供給を減少させる。霧雨の発達には雲放射冷却を弱めるとともに、その落下中に再蒸発することで雲底下層を安定化させることにもつながる。低解像度モデルにおいて下層雲を現実的に再現するためにはこれらの相互作用を包括的にパラメータ化する必要がある。

al. 2007) にも注意を払いながら、現実大気における雲の再現性の検証を進める努力が不可欠である。

また、複雑な GCM 計算の結果の妥当性を検証する足掛かりとして、現実大気に分布する下層雲量を診断する指標の構築も進められている (Slingo 1980; Klein and Hartmann 1993; Wood and Bretherton 2006; Kawai and Teixeira 2010)。このような指標の開発も温暖化実験における雲の空間特性の理解に役立つと期待される。

5.3 下層雲を伴う境界層過程のパラメタリゼーション

前節では GCM の計算結果の解釈手法の近年の取組みとその工夫について述べた。本節では、GCM の下層雲の再現性能向上に関わる取り組みを述べる。

5.3.1 改良への取組み

より現実的なパラメタリゼーション開発には、雲と

共に乱流運動まで含めた基礎データが不可欠であるが、観測データのみでこれを網羅するには限界があることも事実である。この問題への対応策として、90年代よりラージ・エディ・シミュレーション (LES) を活用した取組みが進められている。大規模境界層研究における LES とは数mから数十mの空間解像度を用いることで主たる乱流渦の運動を直接解像しようとするシミュレーションであり、そのデータは境界層過程のパラメタリゼーションの開発と検証に役立つと期待されている (e.g., Browning *et al.* 1993; Lock *et al.* 2000; Randall *et al.* 2003; Soares *et al.* 2004; Bretherton *et al.* 2004a; Nakanishi and Niino 2006; Bretherton and Park 2009)。そして、一部のパラメタリゼーションはすでに全球モデルへも導

入され、現在気候の下層雲の再現性においても有望な結果が得られつつある (Martin *et al.* 2000; Park and Bretherton 2009; Noda *et al.* 2010)。LES による下層雲再現の取り組みとパラメタリゼーション開発への応用は、今日まで活発に続けられており、その研究事例は層状性下層雲から対流性下層雲まで拡張されている。

LES を始めとする数値的研究に留まらず、これらを支援するための観測的研究も平行して進められている。例えば、最近では南米のペルー国沖合で発生する典型的な下層雲についての国際的な現地観測が実施されており (Bretherton *et al.* 2004b; Cronin *et al.* 2009)、環境場との相互作用を含めた下層雲の振舞いに関わる包括的な理解向上に寄与している。

5.3.2 振舞いの理解

GCM の中で起こる下層雲の変化機構を十分に理解

することは一般に容易ではない。その大きな要因として、多様な相互作用を計算する GCM では、雲のみならず、境界層周辺の気温や風の分布をも時空間的に大きく変化させ得るためである。この問題の解決への糸口として GCM を鉛直一次元化した気柱モデル (SCM) を用いて比較解析を行う取組みがなされている (Zhang and Bretherton 2008)。SCM の結果は GCM 結果と定量的に一致はしないものの、下層雲のパラメタリゼーションの枠組みの中で起こる相互作用の機構を理解する大きな助けとなる。

SCM で下層雲フィードバックに関する実験を行う際に問題となるのは、温暖化時の力学的強制を、モデルにどのように与えるかである。これについて、Two-box model という考え方 (Pierrehumbert 1995) がしばしば用いられる。熱帯から亜熱帯にかけてはロスビー変形半径が長いので、自由大気の温度の水平勾配は非常に小さく、亜熱帯域の温度プロファイルは、ほぼ熱帯域のそれに支配されている。一方、熱帯域の温度プロファイルは、地表空気塊の湿潤断熱曲線にほぼ一致する。従って、温暖化時の亜熱帯域の温度構造は、熱帯域において海面水温を上昇 (例えば 2°C) させたときの湿潤断熱曲線で決まると考えられる。また、亜熱帯域の下降流の強さは、下降流による断熱加熱と放射冷却とのバランスでほぼ決まっているので、温度構造が与えられれば下降流の強さを見積もることができる。以上の考え方は、温暖化に伴うハドレー循環の弱まりと、その下層雲への影響を説明する有力な理論であり、後に述べるモデル間国際比較プロジェクトにおいても採用されている。

Zhang and Bretherton (2008) は NCAR の GCM に準拠した SCM に Two-box model から見積もられる強制を与えることで、下層雲にどのような変化が起こるのか調べ、浅い対流雲による鉛直輸送や乱流による混合、凝結物の重力落下等のパラメータ化された多様な過程間の相互作用を考慮する必要性を示している。GCM における下層雲の振舞いを調べる有効な手段の 1 つであろう。

鉛直 1 次元の枠組みにおいても、複雑な要因が絡み合った下層雲のプロセスを理解するのはしばしば困難である。Caldwell and Bretherton (2009) は、境界層雲の概念モデルを提案しており、亜熱帯域の海面水温と熱帯域の海面水温との昇温の度合いが異なる場合、それに応じてフィードバックの方向も異なることがありうることを示している。理想化されたモデルで

あることから、その結果の解釈には注意が必要であるが、このような研究は、複雑な要因が絡み合う下層雲のフィードバックを概念的に整理する上で有用であり、パラメタリゼーションや LES の結果を解釈する際の基礎を提供する。

5.4 下層雲フィードバックに関する国際比較プロジェクト

近年、CFMIP および全球エネルギー・水循環実験雲システム研究 (GCSS) ワーキンググループ 1 の枠組みのもとで、亜熱帯域の下層雲のフィードバックに焦点を当てた、LES とパラメタリゼーションの国際比較プロジェクト (CFMIP-GCSS Intercomparison of large eddy and single column simulations) が進んでいる。このプロジェクトは本稿執筆時点でまだ進行中であるが、重要な内容を含むと思われるため、本節ではその途中経過を紹介する。本プロジェクトの目的は、世界の各研究機関が有する LES と SCM を用いて、カリフォルニア沖の下層雲に関する現在気候実験と温暖化想定実験を行い、その結果を比較することである。これを通じて、下層雲フィードバックの理解を深め、ひいてはパラメタリゼーションの改良に役立てることを目標としている。

本プロジェクトでは、夏季のカリフォルニア沖の 3 つの地点 (海岸からの距離がそれぞれ異なる) に着目している。この地域の下層雲は、海岸からの距離によって卓越するレジームが異なると考えられており、海岸に近い側から、境界層雲、雲頂に層積雲を伴う積雲、背の低い貿易風積雲へとその形態を変化させると考えられている。下層雲の維持・フィードバック機構は、レジームごとに異なっている。この 3 つの地点において、LES と SCM の現在気候実験と温暖化想定実験が行われる。温暖化想定実験の力学的強制は Two-box model に基づいて計算されている。

本稿執筆時点ですでに多くの研究機関から実験結果が提出されている。これらの結果によると、SCM では、すべての地点において、温暖化時の雲放射強制力の変化の方向は、モデルごとに異なっており、 $\pm 40 \text{ Wm}^{-2}$ 程度のばらつきを見せている。これらは、気候モデル間の気候感度のばらつきの現状を反映した結果と考えられる。現在気候で表現される雲量や雲頂にも大きなばらつきがある。

一方、LES の結果についても、現在気候と温暖化時の応答の両方において、モデル間のばらつきが意外に大きいことが明らかとなった。その結果をふまえ、

原因の究明と実験設定の改訂が数度に渡って行われたが、本稿執筆時において、モデルの結果が収束するには至っていない。

5.5 現在の問題と今後の展望

本節では、下層雲を伴う境界層における湿潤 LES が抱える問題点とその今後の展望について、専門としない読者に対して可能な限りわかりやすい様に具体的な研究事例を交えて述べる。LES を活用した研究は、下層雲の振舞いの理解や空間解像度の粗いモデルで用いられるパラメタリゼーション開発の発展に大きく貢献してきた。その一方、LES が抱える問題も明らかとなっている。LES を活用した取り組みが始まった90年代初めは LES を使えば（あるいは、その空間解像度を高めれば）「正解」となる雲のデータが得られるであろうという期待が強かったように思う。しかし、実際には、LES と言えどもモデル間の結果には無視できない大きなばらつきがあることがわかってきた。

このような LES モデル間の違いが生まれる原因として、雲微物理や放射スキームに由来する不確実性だけでなく、（たとえば、それぞれの LES モデルが類似する計算手法を採用していたとしても）力学フレームにおける差分スキーム、サブグリッド乱流の扱い、解像度の違いが大きな要因となりうる（野田・中村 2008）。これらの違いが、乱流のエネルギー生成や下面境界から供給される乱流フラックスを大きく変化させる。さらに放射過程との相互作用を通じて平均状態を大きく変えてしまうこともある。

そもそも LES はエネルギーを輸送する主要な乱流渦を解像していることを基礎としている。実際、雲を伴わない境界層については、LES は大きな成功を収めている。しかし、雲を伴う場合、相変化過程や雲放射過程による流れ場への主要なエネルギー注入が格子スケールで起こり始める。特に層積雲について言えば、雲が活発に発達する境界層上部で非常に強い成層があり、その中のエネルギー輸送の担い手となる主要な乱流渦のスケールは極端に小さい。実際、航空機観測によれば、この層の厚さは10m 以下とも報告されている（e.g., Nicholls and Leighton 1986）。

それでは、逆転層付近の空間解像度を細かくしさえすれば数値的に得られる解は収束するのだろうか？ 残念ながら、この問いへの解答は現在のところ得られていない。例えば、Khairoutdinov (2009) は雲の凝結過程に関わる相互作用を排除した「煙雲」(Breth-

erton *et al.* 1999) を対象として、水平、鉛直格子間隔をそれぞれ 5 m と 1 m という現時点で最も高解像度なモデルによる実験を行ったが、雲頂付近で起こるエントレインメント速度は収束するには至らなかったことを報告している。

以上のような事情に加え、特に雲量の大きな下層雲では、雲の放射過程に起因する乱流運動の駆動が重要であるため、より現実的な放射スキームの開発や、これと深く関わっている雲微物理過程（エアロゾルの表現も含む）も重要となる。更には、LES の結果や観測研究によると、層積雲の成長と共に発達する霧雨が雲底下層で再蒸発し、これが境界層内部に 2 次的なメソスケール循環を作り、下層雲の雲量や乱流フラックスの変化に無視できない影響を与える（de Roode *et al.* 2004; Stevens *et al.* 2005; vanZanten and Stevens 2005）。しかしながら、LES におけるビン法などの詳細な雲微物理過程の導入や、メソスケール循環を表現できるだけの水平領域の確保には、膨大な計算機資源を要することもあり、これらのプロセスが下層雲フィードバックに与える影響を詳細に検討した研究はなされていないのが実情である。

GCM 研究者コミュニティでは、GCM 間で生じる雲相互作用の不整合の解消に苦慮しているが、雲を伴う LES の研究者コミュニティにおいても、これと類似する問題に直面している。この困難の中で現在取り得る道の 1 つは、少なくとも LES モデル間で整合が取れている誤差範囲内でその結果を基に、重要な物理的プロセスを同定することを通じてパラメタリゼーション開発に役立てることであろう。同時に、湿潤プロセスを含む LES の信頼性を確立するための基礎的な研究も重要である。空間解像度の違いが雲の振舞いに与える影響を確認しつつ、ビン法などの詳細な微物理過程を導入した、より高度な LES を開発・利用していく必要もあるだろう。信頼性の高い移流スキームやサブグリッド乱流の取り扱い方法の開発も重要である。しかし、課題は山積しており、短期間でたやすく解決できるものではない。

以上に見た状況から、パラメタリゼーションの検証をする上での LES の限界が露呈され、観測研究の重要性が浮き彫りにされたと考える人もいるかもしれない。もとより、観測とモデルとの直接比較は基本である。まず、様々な環境場における下層雲の集中観測を蓄積していくことが重要である。また、衛星観測から見積もられる亜熱帯地域の下層雲の自然変動（季節変

動・年々変動から数十年規模の変動を含む)を、GCMが再現できているかどうかを厳しくチェックすることが重要である。しかしながら、このような観測からの検証が可能であるためには、まずは、気候モデルにおける亜熱帯地域の下層雲の気候値が、観測と比較しうるレベルまで改良される必要がある。多くのGCMがこのレベルにまで達するのはまだしばらく時間を必要とするだろう。

最後に、ともすると、GCMの解像度を細かくしていけば、気候感度についてもより信頼できる予測が可能になると考えられる傾向があるが、下層雲のフィードバックに限って言えば(つまりは、今現在の気候感度の主たる不確定要因に関しては)、水平解像度の向上はその改善にほとんど寄与しないことを強調しなければならない。たとえ、全球で数百mの水平解像度を持つGCMが実用化されたとしても、下層雲を現実的に解像することは依然として難しい。ここしばらくは、どうしてもパラメタリゼーションの改良が求められる。その点で、上で紹介した研究の多くが欧米の研究者たちによって行われており、日本からの国際的な貢献が少ない現状は、日本の温暖化研究の状況としては改善が必要であろう。

6. エアロゾル直接・間接効果の定量的評価の不確実性

エアロゾルは、太陽・赤外放射を散乱・吸収する直接効果、および凝結核・氷晶核の機能を通して雲の特性を変化させる間接効果などにより、放射収支を変化させ、気候変動を引き起こす。それらを定量的に把握するために、観測や数値モデルを駆使して、精力的に研究が進められているところである。しかし、IPCC-AR4でも示されている通り、エアロゾルの効果による放射強制力の見積もりには、依然として大きな定量的不確実性が存在する。IPCC-AR4において、人為起源エアロゾルによる全球平均直接効果は $-0.1 \sim -0.9 \text{ Wm}^{-2}$ 、第1種間接効果(エアロゾル数の変化に伴う雲粒径の変化による雲アルベドの変化)は $-0.3 \sim -1.8 \text{ Wm}^{-2}$ の不確実性の幅を持つとされている。

これら評価の不確実性を生む要因は、観測・数値モデル双方に様々な形で存在する。エアロゾルの気候影響を評価するためには、まず、非常に不均一であるエアロゾルの時空間分布を把握する必要があるが、そこに不確実性がある。観測では、測定限界・測器検定誤

差のほか、リモートセンシングにおいては、センサーごとの特性やリトリバル手法による差異も存在する。例えば、GIOVANNI (<http://daac.gsfc.nasa.gov/giovanni/>)では、Terra衛星/MODIS、Aqua衛星/MODIS、MISRといった人工衛星搭載センサーによるエアロゾルの光学的厚さの解析結果が示されているが、定量的に差があることがわかる。一方、数値モデルでは、入力データである人為起源エアロゾルの排出量データベースに大きな不確実性がある。化石燃料消費量などの統計資料を基に、様々な係数を考慮して各々の物質の排出量データベースが作成されているが、統計資料や係数には誤差が含まれている。また、数値モデルの時空間分解能では表現できない過程や、普遍性を持った方程式では表現が困難な過程ではパラメタリゼーションを用いるが、ここにも不確実性が存在する。さらに、人工衛星搭載センサーによるエアロゾルの光学的厚さは、数値モデルから算出した値よりも系統的に大きいことが指摘されており、これはエアロゾルと光学的に薄い巻雲との区別が衛星観測では難しいことが原因として挙げられる(Kaufman *et al.* 2005)。

その他、リモートセンシングのデータを解析してエアロゾル関連の光学パラメータを導出する際や、数値モデルにおいてエアロゾルの光学パラメータや直接効果を算出する際には、エアロゾルの微物理特性をある程度仮定することになる。例えば、粒径分布・湿度に依存した吸湿成長・非球形性・内部混合(1つの粒子内で複数の組成が存在している状態)／外部混合(1つの組成で構成された粒子が大気中に複数の種類存在している状態)などは仮定されることが多い。これらの仮定にも不確実性が含まれることになる。

さらに、エアロゾル間接効果に関連する不確実性は大きい。数値モデルでは、凝結核と雲粒あるいは氷晶核と氷晶の関係を表現するために、観測や実験の結果から導かれたパラメタリゼーションを用いるが、代表的なパラメタリゼーションでも複数あり、各パラメタリゼーションには任意性を持った変数が含まれている。その結果、単位エアロゾル量の変化に対する雲粒数濃度や雲水総量の変化は、様々な数値モデルの間で大きく異なる(Quaas *et al.* 2009)。観測では、例えば、航空機などを用いた現場観測においてはエアロゾルと雲の同時観測が可能であるが、リモートセンシングにおいては雲域でエアロゾルを検出することは困難であるため、エアロゾルと雲の同時観測ができず、単

純にエアロゾル間接効果を解析することは難しい。

以上のような不確実性を減らすために、観測・数値モデル両面から様々な研究が推進されている。全球エアロゾルモデル相互比較プロジェクト AeroCom (<http://aerocom.met.no/>) では、約20の数値モデルの結果と様々な観測データを相互比較することにより、数値モデルと観測の検証を行っている（例えば Kinne *et al.* 2006；Schulz *et al.* 2006）。さらに、様々な設定の数値実験を実施することにより、主な過程の不確実性の定量的把握を進めている。AeroCom は、IPCC-AR4 におけるエアロゾルの気候影響評価のベースとなった他、IPCC 第5次評価報告書へ向けて現在活動を行っている。また、数値モデルの新しい試みとして、雲解像モデルへのエアロゾルモデルの導入がある。パラメタリゼーションを用いずに積雲システムを表現できる雲解像モデルにエアロゾルの過程を導入することにより、エアロゾル間接効果の評価の精度向上が期待できる。Suzuki *et al.* (2008) では、エアロゾルモデル SPRINTARS を全球雲解像モデル NICAM へ導入することにより、雲粒径が雲頂に近いほど成長により大きくなること、また、エアロゾル数が多い都市域や森林火災域では、その成長が抑制されていることを表現するのに成功した。

広域で定常的な観測に有効であるリモートセンシングにおいては、従来の受動センサー（電磁波を受信するのみのセンサー）による鉛直積算された観測以外に、能動センサー（自ら電磁波を発生してその反射波を測定するセンサー）を用いたエアロゾル・雲の鉛直分布の観測データが蓄積されつつある。NASA の A-Train シリーズを構成している CloudSat 衛星搭載の雲レーダー（CPR）と CALIPSO 衛星搭載のライダー（CALIOP）により、上述の通り雲中のエアロゾルは観測できないものの、ほぼ同地点・同時刻の雲とエアロゾルを観測し、それらの鉛直分布の把握とあわせて、エアロゾル間接効果の精度の高い定量的評価に繋がる可能性がある。雲レーダーとライダー両者を搭載した人工衛星ミッション EarthCARE も、欧州・日本の共同研究として進行中である。また、様々な測器を用いて行われる集中観測も、世界各地で随時行われている。

こうした現在進行中の研究により、エアロゾルの気候影響評価の不確実性が低減していくことが期待されている。

7. まとめと今後の展望

本稿では、Part 1 で解説された気候感度に関する不確実性について、様々な角度からその低減へ向けた努力を紹介した。気候モデルにおける不確実性評価のためには、マルチモデルアンサンブルを利用することによりモデルの構造的な不確実性を、物理摂動アンサンブルを利用することによりモデルパラメータの不確実性を評価する試みが行われている。こうして明らかにされた不確実性を低減するために、観測データを利用することが重要である。衛星データを用いた気候フィードバック過程の直接推定や観測された気候フィードバックのモデルによる再現性評価が行われている。Part 1 でも述べたとおり、先行研究から、気候感度に関する不確実性として、雲、特に下層雲の振る舞いや、放射強制力を決めるエアロゾルが重要であることが明らかになっている。本稿ではその詳細について述べたが、現状として、計算機資源の問題、モデルの高解像度化だけではすぐには解決しない可能性、パラメタリゼーションの役割と改良の重要性などが指摘される。また、エアロゾルと雲の同時観測の難しさが、不確実性低減を妨げる大きな要因として指摘されている。一方で、多数のエアロゾルモデルと観測の融合的研究により、その不確実性の低減へ向けた努力が日々行われている。

人間社会が地球温暖化に適応していく、あるいは気候安定化のための対策を立てるためには、気候感度に関する情報が必要である。今後、特に不確実性の高いプロセスに関して、予測のためのモデルを改良すると同時に、様々な観測データを蓄積することで、気候感度の不確実性を低減していくことが非常に重要である。

謝辞

本稿の執筆に際し、環境省の地球環境総合推進費（S-5）と文部科学省の21世紀革新プログラムの支援を受けました。NICAM の計算は JAMSTEC の地球シミュレータで行われました。ISCCP データは NASA Langley Research Center Atmospheric Science Data Center、GOCCP は IPSL、COSM は CFMIP5 の web サイトから取得しました。建設的なコメントをいただいた査読者の方に感謝いたします。

略語一覧

AR4：The Fourth Assessment Report 第4次評価報告

書
 CALIPSO : Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation 雲エアロゾルライダーおよび赤外探査衛星観測
 CERES : Clouds and the Earth's Radiant Energy System 雲・地球放射エネルギーシステム
 CFMIP : Cloud Feedback Model Intercomparison Project 雲フィードバックモデル相互比較プロジェクト
 CLARREO : Climate Absolute Radiance and Refractivity Observatory 気候・絶対放射輝度・屈折天文台
 CMIP : Coupled Modelling Intercomparison Project 結合モデル相互比較プロジェクト
 COSP : CFMIP Observational Simulator Package CFMIP 観測シミュレータパッケージ
 ECMWF : European Centre for Medium - Range Weather Forecasts 欧州中期予報センター
 ERBE : Earth Radiation Budget Experiment 地球放射収支実験
 GCM : Global Climate Model 全球気候モデル
 GCSS : GEWEX Cloud System Study GEWEX 雲システム研究
 GEWEX : Global Energy and Water Cycle Experiment 全球エネルギー・水循環実験
 GOCCP : GCM - Oriented CALIPSO Cloud Product GCM 指向 CALIPSO 雲プロダクト
 GSICS : Global Space-based InterCalibration System 全球衛星観測相互補正システム
 IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change 気候変動に関する政府間パネル
 IPSL : Institut Pierre Simon Laplace ピエール・シモン・ラプラス研究所
 ISCCP : International Satellite Cloud Climatology Project 国際衛星雲気候計画
 JAMSTEC : Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology 海洋研究開発機構
 JUMP : Japan Uncertainty Modelling Project 日本不確実性モデリングプロジェクト
 LES : Large-Eddy Simulation 渦解像シミュレーション
 MISR : Multi-angle Imaging SpectroRadiometer 複数角度撮像分光放射計
 MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer 中分解能撮像分光放射計
 NASA : National Aeronautics and Space Administration 米国航空宇宙局
 NCAR : National Center for Atmospheric Research 米国大気研究センター
 NICAM : Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model 非静力学正二十面体大気モデル

PCMDI : Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison 気候モデル診断・相互比較プログラム
 QUMP : Quantifying Uncertainty in Modelling Projection モデル予測の不確実性評価
 SCM : Single Column Model 鉛直一次元モデル
 WMO : World Meteorological Organization 世界気象機関

参考文献

Andreae, M.O., C.D. Jones and P.M. Cox, 2005: Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. *Nature*, **435**, 1187-1190.
 Annan, J.D. and J.C. Hargreaves, 2006: Using multiple observationally-based constraints to estimate climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06704, doi:10.1029/2005GL025259.
 Annan, J.D., J.C. Hargreaves, N.R. Edwards and R. Marsh, 2005a: Parameter estimation in an intermediate complexity earth system model using an ensemble Kalman filter. *Ocean Model.*, **8**, 135-154.
 Annan, J.D., J.C. Hargreaves, R. Ohgaito, A. Abe-Ouchi and S. Emori, 2005b: Efficiently constraining climate sensitivity with ensembles of paleoclimate simulations. *SOLA*, **1**, 181-184.
 Bender, F.A.-M., A.M.L. Ekman and H. Rodhe, 2010: Response to the eruption of Mount Pinatubo in relation to climate sensitivity in the CMIP3 models. *Clim. Dyn.*, **35**, 875-886.
 Bodas-Salcedo, A., M.J. Webb, M.E. Brooks, M.A. Ringer, K.D. Williams, S.F. Milton and D.R. Wilson, 2008: Evaluating cloud systems in the Met Office global forecast model using simulated CloudSat radar reflectivities. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00A13, doi:10.1029/2007JD009620.
 Boer, G.J., M. Stowasser and K. Hamilton, 2007: Inferring climate sensitivity from volcanic events. *Clim. Dyn.*, **28**, 481-502.
 Bony, S. and J.-L. Dufresne, 2005: Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
 Bretherton, C.S. and S. Park, 2009: A new moist turbulence parameterization in the Community Atmosphere Model. *J. Climate*, **22**, 3422-3448.
 Bretherton, C.S., M.K. MacVean, P. Bechtold, A. Chlond, W.R. Cotton, J. Cuxart, H. Cuijpers, M. Khairoutdinov, B. Kosovic, D. Lewellen, C.-H. Moeng, P. Siebesma, B. Stevens, D.E. Stevens, I. Sykes and M.C.

- Wyant, 1999: An intercomparison of radiatively driven entrainment and turbulence in a smoke cloud, as simulated by different numerical models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 391-423.
- Bretherton, C.S., J.R. McCaa and H. Grenier, 2004a: A new parameterization for shallow cumulus convection and its application to marine subtropical cloud-topped boundary layers. Part I: Description and 1 D results. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 864-882.
- Bretherton, C.S., T. Uttal, C.W. Fairall, S.E. Yuter, R.A. Weller, D. Baumgardner, K. Comstock, R. Wood and G.B. Raga, 2004b: The EPIC 2001 stratocumulus study. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 967-977.
- Browning, K.A., A. Betts, P.R. Jonas, R. Kershaw, M. Manton, P.J. Mason, M. Miller, M.W. Moncrieff, H. Sundqvist, W.K. Tao, M. Tiedtke, P.V. Hobbs, J. Mitchell, E. Raschke, R.E. Stewart and J. Simpson, 1993: The GEWEX Cloud System Study (GCSS). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 387-399.
- Caldwell, P. and C.S. Bretherton, 2009: Response of a subtropical stratocumulus-capped mixed layer to climate and aerosol changes. *J. Climate*, **22**, 20-38.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J.L. Dufresne, P. Minnis, C.J. Stubenrauch and S. Zeng, 2010: The GCM-oriented CALIPSO cloud product (CALIPSO-GOCCP). *J. Geophys. Res.*, **115**, D00H16, doi:10.1029/2009JD012251.
- Chung, E.-S., B.J. Soden and B.-J. Sohn, 2010: Revisiting the determination of climate sensitivity from relationships between surface temperature and radiative fluxes. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L10703, doi:10.1029/2010GL043051.
- Clement, A.C., R. Burgman and J.R. Norris, 2009: Observational and model evidence for positive low-level cloud feedback. *Science*, **325**, 460-464.
- Collins, M., B.B.B. Booth, G.R. Harris, J.M. Murphy, D. M.H. Sexton and M.J. Webb, 2006: Towards quantifying uncertainty in transient climate change. *Clim. Dyn.*, **27**, 127-147.
- Collins, M., C.M. Brierley, M. MacVean, B.B.B. Booth and G.R. Harris, 2007: The sensitivity of the rate of transient climate change to ocean physics perturbations. *J. Climate*, **20**, 2315-2320.
- Cronin, M.F., S. Legg and P. Zuidema, 2009: Best practices for process studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 917-918.
- de Roode, S.R., P.G. Duynkerke and H.J.J. Jonker, 2004: Large-eddy simulation: How large is large enough? *J. Atmos. Sci.*, **61**, 403-421.
- Dessler, A.E., 2010: A determination of the cloud feedback from climate variations over the past decade. *Science*, **330**, 1523-1527.
- Forest, C.E., P.H. Stone, A.P. Sokolov, M.R. Allen and M.D. Webster, 2002: Quantifying uncertainties in climate system properties with the use of recent climate observations. *Science*, **295**, 113-117.
- Forster, P.M. de F. and J.M. Gregory, 2006: The climate sensitivity and its components diagnosed from Earth Radiation Budget data. *J. Climate*, **19**, 39-52.
- Hargreaves, J.C., A. Abe-Ouchi and J.D. Annan, 2007: Linking glacial and future climates through an ensemble of GCM simulations. *Clim. Past*, **3**, 77-87.
- Hashimoto, T., A. Okuyama, H. Takenaka and S. Fukuda, 2008: Calibration of GMS-5/VISSR VIS band using radiative transfer calculation. *Meteor. Satell. Cent. Tech. Note*, (50), 61-74.
- Huntingford, C., R.A. Fischer, L. Mercado, B.B.B. Booth, S. Sitch, P.P. Harris, P.M. Cox, C.D. Jones, R. A. Betts, Y. Malhi, G.R. Harris, M. Collins and P. Moorcroft, 2008: Towards quantifying uncertainty in predictions of Amazon 'dieback'. *Phil. Trans. Roy. Soc. B*, **363**, 1857-1864.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], Cambridge University Press, 996pp.
- Ishii, M. and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *J. Oceanogr.*, **65**, 287-299.
- Kaufman, Y.J., O. Boucher, D. Tanre, M. Chin, L.A. Remer and T. Takemura, 2005: Aerosol anthropogenic component estimated from satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17804, doi:10.1029/2005GL023125.
- Kawai, H. and J. Teixeira, 2010: Probability density functions of liquid water path and cloud amount of marine boundary layer clouds: Geographical and seasonal variations and controlling meteorological factors. *J. Climate*, **23**, 2079-2092.
- Khairoutdinov, M., 2009: Smoke-cloud case revisited: High-resolution study. CFMIP/GCSS Boundary-layer WG WS, Vancouver, Canada, 8-12 June, 2009.
- Kinne, S., M. Schulz, C. Textor, S. Guibert, Y. Balkanski, S.E. Bauer, T. Bernsten, T.F. Berglen, O. Boucher, M. Chin, W. Collins, F. Dentener, T. Diehl, R. Easter, J. Feichter, D. Fillmore, S. Ghan, P. Ginoux, S. Gong,

- A. Grini, J. Hendricks, M. Herzog, L. Horowitz, I. Isaksen, T. Iversen, A. Kirkevag, S. Kloster, D. Koch, J.E. Kristjansson, M. Krol, A. Lauer, J.F. Lamarque, G. Lesins, X. Liu, U. Lohmann, V. Montanaro, G. Myhre, J.E. Penner, G. Pitari, S. Reddy, O. Seland, P. Stier, T. Takemura and X. Tie, 2006: An AeroCom initial assessment — optical properties in aerosol component modules of global models. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 1815–1834.
- Klein, S.A. and D.L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, **6**, 1587–1606.
- Knutti, R. and G.C. Hegerl, 2008: The equilibrium sensitivity of the Earth's temperature to radiation changes. *Nature Geosci.*, **1**, 735–743.
- Knutti, R., T.F. Stocker, F. Joos and G.-K. Plattner, 2002: Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles. *Nature*, **416**, 719–723.
- Knutti, R., G.A. Meehl, M.R. Allen and D.A. Stainforth, 2006: Constraining climate sensitivity from the seasonal cycle in surface temperature. *J. Climate*, **19**, 4224–4233.
- Kosaka, Y., A. Okuyama, H. Takenaka and S. Fukuda, 2011: Development and improvement of geostationary meteorological satellite visible vicarious calibration technique. *Meteor. Satell. Cent. Tech. Note*, submitted.
- Lau, K.-M., C.-H. Ho and M.-D. Chou, 1996: Water vapor and cloud feedback over the tropical oceans: Can we use ENSO as a surrogate for climate change? *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2971–2974.
- Li, J.-L.F., D. Waliser, C. Woods, J. Teixeira, J. Bacmeister, J. Chern, B.-W. Shen, A. Tompkins, W.-K. Tao and M. Kohler, 2008: Comparisons of satellites liquid water estimates to ECMWF and GMAO analyses, 20th century IPCC AR4 climate simulations, and GCM simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L19710, doi: 10.1029/2008GL035427.
- Lindzen, R.S. and Y.-S. Choi, 2009: On the determination of climate feedbacks from ERBE data. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L16705. doi:10.1029/2009GL039628.
- Lock, A.P., A.R. Brown, M.R. Bush, G.M. Martin and R. N.B. Smith, 2000: A new boundary layer mixing scheme. Part I: Scheme description and single-column model tests. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3187–3199.
- Manabe, S. and R.T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 241–259.
- Marchand, R., J. Haynes, G.G. Mace, T. Ackerman and G. Stephens, 2009: A comparison of simulated cloud radar output from the multiscale modeling framework global climate model with CloudSat cloud radar observations. *J. Geophys. Res.*, **114**, D00A20, doi:10.1029/2008JD009790.
- Martin, G.M., M.R. Bush, A.R. Brown, A.P. Lock and R. N.B. Smith, 2000: A new boundary layer mixing scheme. Part II: Tests in climate and mesoscale models. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3200–3217.
- 増永浩彦, 2011: 衛星データ・シミュレータ. *天気*, **58**, 559–561.
- Medeiros, B., B. Stevens, I.M. Held, M. Zhao, D.L. Williamson, J.G. Olson and C.S. Bretherton, 2008: Aquaplanets, climate sensitivity, and low clouds. *J. Climate*, **21**, 4974–4991.
- Murphy, J.M., D.M.H. Sexton, D.N. Barnett, G.S. Jones, M.J. Webb, M. Collins and D.A. Stainforth, 2004: Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, **430**, 768–772.
- Murphy, J.M., B.B.B. Booth, M. Collins, G.R. Harris, D. M.H. Sexton and M.J. Webb, 2007: A methodology for probabilistic predictions of regional climate change from perturbed physics ensembles. *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, **365**, 1993–2028.
- Murphy, D.M., S. Solomon, R.W. Portmann, K.H. Rosenlof, P.M. Forster and T. Wong, 2009: An observationally based energy balance for the Earth since 1950. *J. Geophys. Res.*, **114**, D17107, doi:10.1029/2009JD012105.
- Nakanishi, M. and H. Niino, 2006: An improved Mellor–Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Bound.-Layer Meteor.*, **119**, 397–407.
- Nicholls, S. and J. Leighton, 1986: An observational study of the structure of stratiform cloud sheets. Part I: Structure. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 431–460.
- 野田 暁, 中村晃三, 2008: 大気境界層雲と LES. *気象研究ノート*, (219), 89–116.
- Noda, A.T., K. Oouchi, M. Satoh, H. Tomita, S. Iga and Y. Tsushima, 2010: Importance of the subgrid-scale turbulent moist process: Cloud distribution in global cloud-resolving simulations. *Atmos. Res.*, **96**, 208–217.
- Okamoto, H., S. Iwasaki, M. Yasui, H. Horie, H. Kuroiwa and H. Kumagai, 2003: An algorithm for retrieval of cloud microphysics using 95-GHz cloud radar and lidar. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2001JD001225.
- Park, S. and C.S. Bretherton, 2009: The University of Washington shallow convection and moist turbulence

- schemes and their impact on climate simulations with the Community Atmosphere Model. *J. Climate*, **22**, 3449-3469.
- Pierrehumbert, R.T., 1995: Thermostats, radiator fins, and the local runaway greenhouse. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1784-1806.
- Quaas, J., Y. Ming, S. Menon, T. Takemura, M. Wang, J.E. Penner, A. Gettelman, U. Lohmann, N. Bellouin, O. Boucher, A.M. Sayer, G.E. Thomas, A. McComiskey, G. Feingold, C. Hoose, J.E. Kristjansson, X. Liu, Y. Balkanski, L.J. Donner, P. A. Ginoux, P. Stier, B. Grandey, J. Feichter, I. Sednev, S.E. Bauer, D. Koch, R.G. Grainger, A. Kirkevag, T. Iversen, O. Seland, R. Easter, S.J. Ghan, P.J. Rasch, H. Morrison, J.-F. Lamarque, M.J. Iacono, S. Kinne and M. Schulz, 2009: Aerosol indirect effects - general circulation model intercomparison and evaluation with satellite data. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 8697-8717.
- Räisänen, J., 2005: Probability distributions of CO₂-induced global warming as inferred directly from multimodel ensemble simulations. *Geophysica*, **41**, 19-30.
- Randall, D., S. Krueger, C. Bretherton, J. Curry, P. Duynkerke, M. Moncrieff, B. Ryan, D. Starr, M. Miller, W. Rossow, S. Tselioudis and B. Wielicki, 2003: Confronting models with data - The GEWEX Cloud Systems Study. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 455-469.
- Robock, A., 2002: Pinatubo eruption - The climatic aftermath. *Science*, **295**, 1242-1244.
- Roe, G.H. and M.B. Baker, 2007: Why is climate sensitivity so unpredictable? *Science*, **318**, 629-632.
- Rossow, W.B. and R.A. Schiffer, 1999: Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 2261-2287.
- Sanderson, B.M., 2011: A multimodel study of parametric uncertainty in predictions of climate response to rising greenhouse gas concentrations. *J. Climate*, **24**, 1362-1377.
- Sanderson, B.M., K.M. Shell and W. Ingram, 2010: Climate feedbacks determined using radiative kernels in a multi-thousand member ensemble of AOGCMs. *Clim. Dyn.*, **35**, 1219-1236.
- Satoh, M., T. Matsuno, H. Tomita, H. Miura, T. Nasuno and S. Iga, 2008: Nonhydrostatic icosahedral atmospheric model (NICAM) for global cloud resolving simulations. *J. Comput. Phys.*, **227**, 3486-3514.
- Schulz, M., C. Textor, S. Kinne, Y. Balkanski, S. Bauer, T. Bernsten, T. Berglen, O. Boucher, F. Dentener, S. Guibert, I.S.A. Isaksen, T. Iversen, D. Koch, A. Kirkevag, X. Liu, V. Montanaro, G. Myhre, J.E. Penner, G. Pitari, S. Reddy, O. Seland, P. Stier and T. Takemura, 2006: Radiative forcing by aerosols as derived from the AeroCom present-day and pre-industrial simulations. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 5225-5246.
- Slingo, A., 1990: Sensitivity of the Earth's radiation budget to changes in low clouds. *Nature*, **343**, 49-51.
- Slingo, J.M., 1980: A cloud parametrization scheme derived from GATE data for use with a numerical model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 747-770.
- Soares, P.M.M., P.M.A. Miranda, A.P. Siebesma and J. Teixeira, 2004: An eddy-diffusivity/mass-flux parametrization for dry and shallow cumulus convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3365-3383.
- Soden, B.J., R.T. Wetherald, G.L. Stenchikov and A. Robock, 2002: Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. *Science*, **296**, 727-730.
- Soden, B.J., I.M. Held, R. Colman, K.M. Shell, J.T. Kiehl and C.A. Shields, 2008: Quantifying climate feedbacks using radiative kernels. *J. Climate*, **21**, 3504-3520.
- Stainforth, D.A. *et al.*, 2005: Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature*, **433**, 403-406.
- Stephens, G.L., D.G. Vane, R.J. Boain, G.G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A.J. Illingworth, E.J. O'Connor, W.B. Rossow, S.L. Durden, S.D. Miller, R.T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu and the CloudSat Science Team, 2002: The CloudSat mission and the A-train - A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1771-1790.
- Stephens, G.L., D.G. Vane, S. Tanelli, E. Im, S. Durden, M. Rokey, D. Reinke, P. Partain, G.G. Mace, R. Austin, T. L'Ecuyer, J. Haynes, M. Lebsock, K. Suzuki, D. Waliser, D. Wu, J. Kay, A. Gettelman, Z. Wang and R. Marchand, 2008: CloudSat mission: Performance and early science after the first year of operation. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00A18, doi:10.1029/2008JD009982.
- Stevens, B., G. Vali, K. Comstock, R. Wood, M.C. van Zanten, P.H. Austin, C.S. Bretherton and D.H. Lenschow, 2005: Pockets of open cells and drizzle in marine stratocumulus. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 51-57.
- Stott, P.A., C. Huntingford, C.D. Jones and J.A. Kettleborough, 2008: Observed climate change constrains the likelihood of extreme future global warming.

- Tellus, **60B**, 76-81.
- Sun, D.-Z., T. Zhang, C. Covey, S.A. Klein, W.D. Collins, J.J. Hack, J.T. Kiehl, G.A. Meehl, I.M. Held and M. Suarez, 2006: Radiative and dynamical feedbacks over the equatorial cold tongue: Results from nine atmospheric GCMs. *J. Climate*, **19**, 4059-4074.
- Suzuki, K., T. Nakajima, M. Satoh, H. Tomita, T. Takemura, T.Y. Nakajima and G.L. Stephens, 2008: Global cloud-system-resolving simulation of aerosol effect on warm clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L19817, doi:10.1029/2008GL035449.
- Tahara, Y., 2008: New approach to intercalibration using high spectral resolution sounder. *Meteor. Satell. Cent. Tech. Note*, (50), 1-14.
- Tahara, Y. and K. Kato, 2009: New spectral compensation method for intercalibration using high spectral resolution sounder. *Meteor. Satell. Cent. Tech. Note*, (52), 1-37.
- Tomita, H. and M. Satoh, 2004: A new dynamical framework of nonhydrostatic global model using the icosahedral grid. *Fluid Dyn. Res.*, **34**, 357-400.
- Trenberth, K.E., J.T. Fasullo, C. O'Dell and T. Wong, 2010: Relationships between tropical sea surface temperature and top-of-atmosphere radiation. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L03702, doi:10.1029/2009GL042314.
- Tsushima, Y. and S. Manabe, 2001: Influence of cloud feedback on annual variation of global mean surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **106**, 22635-22646.
- Tsushima, Y. and S. Manabe 2011: Radiative feedback on annual variation of the global temperature: Comparison between satellite observation and model simulations. *Clim. Dyn.*, submitted.
- Tsushima, Y., A. Abe-Ouchi and S. Manabe, 2005: Radiative damping of annual variation in global mean surface temperature: comparison between observed and simulated feedback. *Clim. Dyn.*, **24**, 591-597.
- vanZanten, M.C. and B. Stevens, 2005: Observations of the structure of heavily precipitating marine stratocumulus. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4327-4342.
- Waliser, D.E., J.-L.F. Li, C.P. Woods, R.T. Austin, J. Bacmeister, J. Chern, A. Del Genio, J.H. Jiang, Z. Kuang, H. Meng, P. Minnis, S. Platnick, W.B. Rossow, G.L. Stephens, S. Sun-Mack, W.-K. Tao, A. M. Tompkins, D.G. Vane, C. Walker and D. Wu, 2009: Cloud ice: A climate model challenge with signs and expectations of progress. *J. Geophys. Res.*, **114**, D00A21, doi:10.1029/2008JD010015.
- Webb, M.J. *et al.*, 2006: On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Clim. Dyn.*, **27**, 17-38.
- Wigley, T.M.L., C.M. Ammann, B.D. Santer and S.C.B. Raper, 2005: Effect of climate sensitivity on the response to volcanic forcing. *J. Geophys. Res.*, **110**, D09107, doi:10.1029/2004JD005557.
- Winker, D.M, W.H. Hunt and M.J. McGill, 2007 : Initial performance assessment of CALIOP. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L19803, doi:10.1029/2007GL030135.
- Wood, R. and C.S. Bretherton, 2006: On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability. *J. Climate*, **19**, 6425-6432.
- Yokohata, T., S. Emori, T. Nozawa, Y. Tsushima, T. Ogura and M. Kimoto, 2005: Climate response to volcanic forcing: Validation of climate sensitivity of a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21710, doi:10.1029/2005GL023542.
- Yokohata, T., M.J. Webb, M. Collins, K.D. Williams, M. Yoshimori, J.C. Hargreaves and J.D. Annan, 2010: Structural similarities and differences in climate responses to CO₂ increase between two perturbed physics ensembles. *J. Climate*, **23**, 1392-1410.
- Yokohata, T., J.D. Annan, M. Collins, C.S. Jackson, M. Tobis, M.J. Webb and J.C. Hargreaves, 2011: Reliability of multi-model and structurally different single-model ensembles. *Clim. Dyn.*, Online First, doi: 10.1007/s00382-011-1203-1.
- Yoshimori, M., J. C. Hargreaves, J. D. Annan, T. Yokohata and A. Abe-Ouchi, 2011: Dependency of feedbacks on forcing and climate state in physics parameter ensembles. *J. Climate*, **24**, 6440-6455.
- 吉森正和ほか, 2012a: 気候感度 Part1: 気候フィードバックの概念と理解の現状. *天気*, **59**, 5-22.
- 吉森正和ほか, 2012b: 気候感度 Part3: 古環境からの検証. *天気*, **59**, 印刷中.
- Zhang, M. and C.S. Bretherton, 2008: Mechanisms of low cloud-climate feedback in idealized single-column simulations with the Community Atmospheric Model, version 3 (CAM3). *J. Climate*, **21**, 4859-4878.
- Zhang, M. *et al.*, 2005: Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, **110**, D15S02, doi:10.1029/2004JD005021.
- Zhang, T. and D.-Z. Sun, 2006: Response of water vapor and clouds to El Niño warming in three National Center for Atmospheric Research atmospheric models. *J. Geophys. Res.*, **111**, D17103, doi:10.1029/2005JD006700.
- Zhang, Y., S.A. Klein, J. Boyle and G.G. Mace, 2010 :

Evaluation of tropical cloud and precipitation statistics of Community Atmosphere Model version 3 using CloudSat and CALIPSO data. *J. Geophys. Res.*, **115**, D12205, doi:10.1029/2009JD012006.
Zhu, P., J.J. Hack, J.T. Kiehl and C.S. Bretherton, 2007:

Climate sensitivity of tropical and subtropical marine low cloud amount to ENSO and global warming due to doubled CO₂. *J. Geophys. Res.*, **112**, D17108, doi:10.1029/2006JD008174.

Climate Sensitivity Part 2: Efforts toward Reducing Uncertainty

Masakazu YOSHIMORI*¹, Tokuta YOKOHATA*²,
Tomoo OGURA*², Ryouta O'ISHI*³, Michio KAWAMIYA*⁴,
Hideo SHIOGAMA*², Yoko TSUSHIMA*⁵, Chihiro KODAMA*⁴,
Akira T. NODA*⁴, Minoru CHIKIRA*⁴, Toshihiko TAKEMURA*⁶,
Masaki SATOH*^{3,4}, Ayako ABE-OUCHI*^{3,4},
Masahiro WATANABE*³ and Masahide KIMOTO*³

*¹ (Corresponding author) Atmosphere and Ocean Research Institute, the University of Tokyo, 5-1-5 Kashiwanoha, Kashiwa, Chiba, 277-8568, Japan.

*² National Institute for Environmental Studies.

*³ Atmosphere and Ocean Research Institute, the University of Tokyo.

*⁴ Research Institute for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology.

*⁵ Met Office Hadley Centre.

*⁶ Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University.

(Received 24 May 2011; Accepted 4 November 2011)
