細氷60号 2014 解説

北極温暖化増幅

北海道大学 大学院地球環境科学研究院 吉森 正和

1 はじめに

二酸化炭素に代表される温室効果気体の産業化以降の急激な濃度増加に伴って、『地球温 暖化』が社会問題になっている。そしてこの問題は今後より深刻化し、人間の生活や生態 系・生物多様性に大きな影響を与えることが懸念されている。地球温暖化と一口に言って も、地球上どこでも同じように暖かくなるわけではない。地球全体をカバーする数値気候 モデルを使った研究では、他の地域に比べて、北極の、それも地表付近の秋から冬にかけ ての温度上昇が顕著に大きくなることが1970年代から予測されていた。そして、最近の観 測データから、その予測は基本的に正しかったことが確認された。この特徴は、北極温暖 化増幅と呼ばれる。年単位で見ると二酸化炭素は大気中でよく混合され、その濃度は地球 上で比較的一様に上昇している¹。したがって、地球平均に比べて北極の昇温を特に大きく させるメカニズムがあるはずである。本稿では、この北極温暖化増幅の主に大気メカニズ ムについて現在の理解を紹介するとともに、今後の課題について議論する。

2 観測された北極域の温暖化傾向

北極温暖化増幅を観測データから明確に示すのはそれほど容易ではない。その原因は、 自然変動の大きさに比べて北極の温暖化傾向がわりと最近になって顕著になってきたこと と、そもそも北極海上の気温データがまばらなことにある。陸上に限れば北緯 60°以北の 定点観測は20世紀に入ると約100地点、20世紀後半には約400地点になり(Bekryaev *et al.* 2010)、比較的信頼のおける評価ができると考えられる。Bekryaev *et al.* (2010)は、 1875-2008年において、北半球平均では100年につき0.79℃の昇温をしたのに対し、北極 域陸上では1.36℃と約2倍の速度で昇温したことを報告した。海洋ブイ観測から地上気温 を議論した報告もあるが、1999年以前のデータに限られており(Liu *et al.* 2008, Rignot 2000)、データの更新が期待される。

地球全体をカバーする格子点データは、こうした定点観測や船舶から測定された海面水 温、衛星から推定された海面温度を組み合わせて作成される。IPCC第5次評価報告書でも、 3 つの異なるデータセット(HadCRUT4、GISS、MLOST)を基に全球平均気温の推移な どが評価されたが(IPCC, 2013, Figure 2.20)、北極海の取り扱いはデータセットによって異 なり²、北極温暖化増幅の検証には注意が必要である。図1に、2 つの異なるデータセット

¹ 放射効果は必ずしも一様ではないが、観測される北極温暖化増幅は説明できない。

² HadCRUT4 では海氷上の気温は欠損、GISS では近くの陸上気温から外挿、MLOST

細氷60号 2014 解説

の全球と北緯 60°以北の平均気温変化を示す。この図から、1980 年頃以降、全球平均に比べて北極平均の昇温速度がはるかに大きいことがわかる。なお、北極域では 1930-40 年代 に 20 世紀末に匹敵する程の温暖化が起きているが、この原因は明らかになっていない。

鉛直分布も含めた気温の変化傾向を見るために、図2に再解析データにおける最近33年間の線形トレンドを示す。冬の北極成層圏を除いて、基本的に対流圏下層で大きな昇温トレンドが見られ、海氷減少との関係が指摘されている(Screen and Simmonds 2010, Serreze *et al.* 2009)。夏の北極では、過剰な熱が海洋に吸収され、また雪や海氷の融解に消費されるために、地表付近の昇温が抑えられている。



図1 年平均地上気温の変化(1951-1980年平均からの差): (a) 全球平均; (b) 北極 (60-90°N) 平均。両グラフの縦軸の目盛りの違いに注意。HadCRUT4 と GISS データに ついては、それぞれ Morice *et al.* (2012)と Hansen *et al.* (2010)を参照。

3 北極温暖化増幅のメカニズム

本節では、北極温暖化増幅の大きさを全球平均に対する北極域平均の地上気温変化と定義して、そのメカニズムについて言及する。気候モデルを用いた温暖化実験では、月平均より長い時間スケールで見ると、地上気温と地表面温度は熱的結びつきが強いために同じように変化する。そこで、ここでは地表面温度(*T*_s)に注目する。地表面でのエネルギー 収支はフラックスを用いて次のように書ける。

$$R_{LW\uparrow} = R_{SW} + R_{LW\downarrow} + Q$$

ここで、 R_{sw} と R_{Lw} はそれぞれ正味吸収される短波放射と長波放射(\uparrow :上向き、 \downarrow :下

では海氷直下の水温である結氷点の値が挿入されている。

向き) であり、

$$Q \equiv H - LE - G - M$$

において、*H*, *E*, *L*はそれぞれ顕熱(下向き正)、蒸発量、単位蒸発量当たりの気化熱で ある³。また、*G*は地中または海洋内部に伝達される熱であり、平衡状態において年平均す ると陸ではゼロ、海では水平熱輸送の発散に相当する。*M*は雪氷の融解に使われる潜熱で ある。

(ア) ステファン・ボルツマンの法則の非線形性

ある状態を基準とした変化(Δ)は

$$\Delta R_{LW\uparrow} = \Delta R_{SW} + \Delta R_{LW\downarrow} + \Delta Q$$

と書ける。このとき、地表面からの長波放射の射出率を1と近似すると、ステファン・ボ

ルツマンの法則 $R_{IW\uparrow} = \sigma T_s^4$ (σ :ステファン・ボルツマン定数)から、



 $\Delta R_{LW\uparrow} = 4\sigma T_s^3 \Delta T_s$

図 2 1979 年 12 月-2013 年 11 月の線形気温上昇傾向 (℃/10 年): (a)春, (b)夏, (c)秋, (d)冬。ERA-interim 再解析データ(Dee *et al.* 2011) を使用。

3 厳密には降水と地表面の温度差による熱フラックスもあるが、通常無視される。

となり、地表面温度の変化は次のように表される(Laîné *et al.* 2009, Lu and Cai 2009, Ohmura 1984)⁴。

$$\Delta T_{S} = \left(4\sigma T_{S}^{3}\right)^{-1} \begin{pmatrix} \Delta R_{SW}^{F} + \Delta R_{SW}^{W} + \Delta R_{SW}^{A} + \Delta R_{SW}^{C} + \Delta R_{LW\downarrow}^{F} \\ + \Delta R_{LW\downarrow}^{W} + \Delta R_{LW\downarrow}^{C} + \Delta R_{LW\downarrow}^{T} + \Delta Q \end{pmatrix}$$
(1)

ここで、上付き添え字、F, W, A, C, T はそれぞれ、 CO_2 などの外部からの放射強制、 水蒸気、地表アルベド(太陽光反射率)、雲、気温を表す。この式の $(4\sigma T_s^3)^{-1}$ は、同量の過 剰エネルギーフラックスに対して、もともとの地表面温度 T_s が小さいほど、すなわち北極 域の方が、エネルギー収支を保つために必要な温度変化 ΔT_s が大きくなることを意味する。 たとえば、0℃からの昇温は 25℃からよりも約 30%大きくなる(Ohmura 2012)。これは北 極温暖化増幅が起きるもっとも基本的な理由である。

(イ) 雪氷のフィードバック

雪や氷は、裸地や植生あるいは海水面に比べてアルベドが高い。一方で、南極大陸上の 極端に寒い地域などを除いて、温暖化は雪や海氷の融解を促進し、覆われる面積や期間を 縮小させる(降水量が増加する地域もあるが、降水中の降雪の割合は減る傾向になる)。し たがって、温暖化がアルベドの低下を引き起こし、アルベドの低下が地球の吸収する短波 放射を増加させてさらなる温暖化を引き起こすという正のフィードバックが生じる。これ

は、(1)式で ΔR_{sw}^A が増えて ΔT_s が増加することに相当する。雪氷アルベドフィードバック

と呼ばれるこのメカニズムは、古くから認識されている(Budyko 1969, Robock 1983, Sellers 1969)。

一方で、高緯度の太陽放射は夏に極端に大きいこと、海氷面積の減少は 9 月に顕著なこ とを考えると、これだけでは、むしろ冬にかけて昇温が大きくなることを説明できない。 実際、Ramanathan *et al.* (1979)の数値実験では、アルベドフィードバックにより夏に最も 大きな昇温が見られたのに対し、海氷の縮小が大気と海洋の熱交換を促進させる効果を考 慮に入れた Manabe and Stouffer (1980)の数値実験では、北極温暖化の季節性が現実的に 再現された。後者では、アルベドの低下により夏季に過剰に海洋に貯留された熱が秋から 冬にかけて開水面を通して放出した。

(ウ) アルベド以外のフィードバック

伝統的に「北極温暖化増幅=雪氷アルベドフィードバック」と説明されることが多いが、 Winton (2006)は複数の気候モデルの温暖化実験結果を解析して、長波放射フィードバック の総計の方がアルベドフィードバックよりも北極温暖化増幅に対する寄与が大きいことを

4 放射各項の線形性が良く成り立つことは放射伝達計算によって結果的に確認される。

示した。これに対して Graversen and Wang (2009)は、アルベドフィードバックを強制的 に無効にした数値実験を行い、アルベドフィードバックが水蒸気と雲の長波放射フィード バックを誘発して北極温暖化増幅を促進させることを示した。

一方、アルベドフィードバックを無効化した実験でも、北極温暖化増幅が起きることが 示された(Alexeev 2003, Alexeev *et al.* 2005, Graversen and Wang 2009, Hall 2004, Langen *et al.* 2012, Lu and Cai 2010)。これらの実験では、基本的に低緯度から高緯度へ の大気熱輸送の増加によって北極温暖化増幅が引き起こされたと解釈される。極向き熱輸

送の増加は、北極の気温を上げて下向き長波放射を増加させるため、(1)式の ΔR_{IWL}^T に影響

する。大気熱輸送が重要な役割を果たすことはその他の数値実験でも示唆されているもの の(Chung and Räisänen 2011, Screen *et al.* 2012)、通常の温暖化実験では、モデル間で北 極温暖化増幅の大きさと極向き熱輸送には負の相関があることが示されている(Hwang *et al.* 2011)。したがって、これらの実験では、アルベドフィードバックを無理に抑制したため に、補完的に極向き熱輸送が増えて北極温暖化増幅を引き起こしたとも解釈できる。この ように、フィードバック無効化実験の解釈ではフィードバック間の相互作用に注意する必 要がある。

(エ) 成層の効果

一般に、フィードバックの効果を大気上端でのエネルギーフラックスで評価する場合に は、「温度減率フィードバック」という項を考える(吉森ほか 2012)。この項は、対流圏の下 層よりも上層の方が大きく昇温すると長波放射が効率的に宇宙空間へ放出され、逆に下層 の方が大きく昇温すると放出されにくくなる効果(鉛直気温構造の変化による放射冷却の 効率)を表している。仮想的な鉛直一様の温度変化を基準として、前者は負のフィードバ ック、後者は正のフィードバックと評価される。通常、熱帯においては負のフィードバッ クになるが、北極域では強い成層により気温変化が大気下層に「閉じ込められる」ため (Manabe and Wetherald 1975)、正のフィードバックになる傾向にある(Pithan and Mauritsen 2014, Yoshimori *et al.* 2009)。一方で、地表付近の温度変化は大気上端のエネル ギーフラックスに直接対応しないため、定量的な解釈は複雑である。

Boé et al. (2009)は、北極の冬の逆転層の静的安定度が観測に比べて強すぎる多くの気候 モデルでは、温暖化時に水蒸気や雲が増えた場合に、そこからの放射冷却効果が強く表現 され過ぎるため、結果として昇温を過小評価する可能性を指摘した。これは、上述の温度 減率フィードバックと競合するという点で興味深い。しかし、Bintanja et al. (2011)と Bintanja et al. (2012)は、成層の強さを変化させた数値実験を行い、成層が強いほど北極域 の地表付近の温度上昇が大きくなることを明確に示した。さらに、温暖化が進むにつれて 下層の成層(静的安定度)が弱くなるため、その効果が小さくなることも示した。

気温の鉛直構造の変化は(1)式の $\Delta R_{IW\downarrow}^T$ に直接影響するが、もともとの成層の強さだけで

6

なく、水平熱輸送や地表熱フラックス、凝結過程や乱流拡散過程など、様々な物理過程の 応答の結果として決まる。Yoshimori *et al.* (2014b)と Yoshimori *et al.* (2014a)では、一ま とめにされた「温度減率フィードバック」から進展して、これら個々の物理過程の大気お よび地表面温度変化への寄与を定量化した(図 3)。こうした新しい解析により、詳細が明 らかにされつつある。



図 3 Yoshimori *et al.* (2014b)と Yoshimori *et al.* (2014a)で北極温暖化増幅への寄与が 定量化された個々の物理プロセスの概略(図では陸面を省略)

(才) 雲のフィードバック

雲は太陽光を反射する一方で地表面から射出された長波放射の一部を吸収して再射出するため、冷却効果と加熱効果の両方を持つ。これらの効果は、それぞれ(1)式の ΔR_{SW}^{c} と

 $\Delta R_{LW\downarrow}^{C}$ に相当する。

極夜に代表されるように、北極域の冬の太陽放射は非常に弱いため、雲の反射効果は主 に夏に卓越するはずである。多数の気候モデルの温暖化実験を解析した研究では、夏に雪 氷アルベドが低下したことによる放射効果が雲の反射効果の増加によって緩和されること が示唆されている(Crook *et al.* 2011, Lu and Cai 2009)。しかし、衛星観測データには夏に 一貫した雲の変化傾向は見られず(Wu and Lee 2012)、船舶観測からは層状性から対流性の 雲への移行傾向が示唆される(Sato *et al.* 2012)など、北極の広域にわたる雲の長期変化傾向 についての明確な描像は得られていない。

Holland and Bitz (2003)は複数のモデル間に冬半期の雲量と北極温暖化増幅の大きさに 正の相関を見出し、Yoshimori *et al.* (2014b)は2つのモデルの温暖化実験において、秋か ら冬にかけての下層雲の増加が北極の温暖化(増幅)に寄与していることを定量的に示し

7

た。Vavrus (2004)は雲の放射フィードバックを強制的に無効にした数値実験を行い、雲の 変化が北極温暖化増幅に寄与することを示した。

最近の衛星および地上からの観測では、海氷が退いた開水面上で秋に下層雲が増加する ことが示されている(Eastman and Warren 2010, Kay and Gettelman 2009, Wu and Lee 2012)。ところが、主に ERA-40 や ERA-Interim の再解析データに基づく分析では減少傾 向が見られる(Cuzzone and Vavrus 2011, Schweiger *et al.* 2008)。温暖化時の下層雲総量の 増減については決着がついていないものの、Yoshimori *et al.* (2014b)や上記再解析データと 同様に、衛星観測データにおいても下層雲の応答がごく地表付近では減少しその上部では 増加する二極構造を持つことが指摘されている(Palm *et al.* 2010)。

(カ) 水蒸気のフィードバック

水蒸気は短波をわずかに吸収するため、地球全体として吸収する短波放射を増やす一方で地表面に到達する短波放射(ΔR_{sul}^{W})を減らす。しかし、主な働きは長波の吸収によっ

て地表面を温める温室効果($\Delta R_{LW\downarrow}^{W}$)である。一般に、水蒸気の放射フィードバックは温度の高い低緯度の方が強い⁵。したがって、放射効果としては北極温暖化増幅を小さくする方向に働く(Yoshimori *et al.* 2014a)。対照的に、蒸発冷却($L\Delta E$)は年平均で見ると低緯度の方が大きくなるため、北極温暖化増幅を大きくする方向に働く(Yoshimori *et al.* 2014a)。

ところが、水蒸気の放射フィードバックを強制的に無効にした数値実験と比べると、水 蒸気フィードバックのある方が北極温暖化増幅は大きくなる(Hall and Manabe 1999, Schneider *et al.* 1999)。一見、上述の解釈と矛盾するが、これは水蒸気の直接的な放射効 果のせいではなく、水蒸気の放射フィードバックが低緯度から高緯度への熱輸送を増加さ せ、北極域でのアルベドフィードバックなどを経て最終的に北極の温暖化を促進させたた めと解釈される。すなわち、水蒸気の放射効果そのものは北極温暖化増幅を小さくするが、 他のフィードバックとの相互作用を介して北極温暖化増幅を大きくすると考えられる。

(キ)季節性

ここでは Yoshimori *et al.* (2014b)に基づいて、北極温暖化増幅プロセスの季節性を簡単 にまとめる。図 4 は、ある気候モデル(MIROC5)において、年 1%の割合で CO₂を増加 させた実験で CO₂ 濃度が約 2 倍になった頃の各物理プロセスの北極温暖化増幅への寄与を 示している。縦軸は次に定義する北極温暖化増幅指標(*AAI*)である。

⁵水蒸気の放射効果は相対的な変化割合(対数濃度)に比例し、相対湿度が一定という近 似の下ではもともと低温の方が1℃あたりの変化割合は大きくなるが、地表面から射出され る長波放射フラックスは高温の方が多いため、温室効果も大きくなると考えられる。

$$AAI_{j} = \left(\Delta T_{j}^{70N-90N} - \Delta T_{j}^{90S-90N}\right) / \Delta T_{0}^{90S-90N}$$

ここで、上付き添え字は平均をとった領域を表し、指標は下付き添え字 0 で表されるシミ ュレーション結果に対する *j* 番目のプロセスの寄与を表す。図 4(a)から、図 4(b)に診断さ れる各プロセスの寄与の合計がシミュレーション結果を概ね再現することがわかる。また、 図 4(b)から、昇温の小さな 6-8 月にアルベドフィードバックを介して海洋に吸収された熱 が昇温の大きな 10-12 月にかけて放出され、さらに雲のフィードバックの助けを借りて、 全球平均よりも大きな北極の温暖化が維持されていることがわかる。



図 4 北極温暖化増幅プロセスの季節性(Yoshimori *et al.* (2014b)のデータを基に作成)。 「海洋熱吸収」は、厳密には雪氷融解に消費された熱や大気の季節的な貯熱も含む。

4 フィードバック効果の定量化と理解

(ア) フィードバックの寄与と相互作用

個々の物理プロセスの北極温暖化増幅への寄与は、複数の方法で定量化することができる。図 5 に、プロセスの寄与を定量化する際によく利用される、2 つの異なるアプローチ

(Bony *et al.* 2006)を概念的に示す。今、2人の人間と5本の空き瓶が観測されたとし、各人の寄与を特定することを考える。

1番目の方法では、たとえば飲む前と後で各人の体重を測るなど、何らかの手段で測定し 定量化する。北極温暖化増幅の場合には、各プロセスによるエネルギーフラックスを診断 して、たとえばアルベドフィードバックの寄与を評価することができる(Yoshimori *et al.* 2014b)。この方法では、気候モデルシミュレーションと観測データを個々のプロセスごと に定量的に比較し、評価することもできる。一方で、プロセス間の相互作用のことはわか らない。

2番目の方法では、各人それぞれを別の部屋に隔離して同じ実験を繰り返し、寄与を定量 化する。この場合、両者の和は必ずしも観測に一致しない。これは「楽しいとお酒がすす む」ではないが、相乗効果あるいは(正または負の)相互作用のせいである。北極温暖化 増幅の場合には、気候モデルで強制的にアルベドや雲のフィードバックをそれぞれ別々に 無効にした実験を行うことに相当する。この方法では、実験結果は観測できない量であり、 観測データと比較して検証することはできないものの、プロセス間の相互作用に関する情 報が得られる。一方で多くのプロセスが共存する場合には、要因分離のための形式的な分 析方法はあるものの(Stein and Alpert 1993)、実験や相互作用項の数は膨大になる。また、 雲があるのに水蒸気がないというような非物理的な状況が生じる危険性もある。前節で見 たように、現状ではこうした異なるアプローチが混在しており、必ずしも統一的な理解が 十分に整理されていない。



図5 プロセスの寄与の定量化に対する2つの異なるアプローチの概念

(イ) 現象を通したフィードバックの理解

フィードバックプロセスは、通常、「秋の下層雲が増加したために雲の温室効果が強くな り、北極の温暖化に寄与した」といった具合に評価されることが多い。これ自体はシステ ムの応答を記述する上で非常に有益な情報であるが、さらに理解を深めるためには、日々 の気象現象と定量化されたフィードバックを結びつけることが有益と考えられる。いまの 例で言えば、どのような気圧配置や風向きの天候パターンがどういう理由で増えたために 下層雲の形成がどのように促進されたのかという点である。すなわち、日々の気象現象か らフィードバックの定量化までを統一的に理解し、それぞれのレベルで気候モデルと観測 データの比較を行い、かつ、フィードバック間の相互作用の理解を深めることが期待され る。

5 まとめと今後の課題

最近の観測データが示している北極温暖化増幅という特徴について、地表面でのエネル ギー収支という点から、それを引き起こしているプロセスについて、大気を中心に理解の 現状を紹介した。理想化実験に対してではあるものの、おそらくもっとも系統的かつ精緻 なフィードバック解析を行った研究からは、海洋の熱吸収プロセス、大気下層の成層、下 層雲の応答に関してより詳細な研究の必要性が指摘されている(Yoshimori *et al.* 2014b)。ま た、最近の研究では、ここに挙げたプロセスのみならず、黒色炭素や鉱物性ダストなどの 光吸収エアロゾルや雪氷微生物によるアルベドの増加(Shindell and Faluvegi 2009)、植生 分布の変化による寄与(O'ishi *et al.* 2009, O'ishi and Abe-Ouchi 2009)も議論されている。 さらに、植生分布など地表面状態の変化は鉱物性ダストの発生にも影響を与える可能性が 高く、定量化と総合的な理解の進展が期待される。

北極は地球温暖化の影響がもっとも顕著に現れる地域であり、先住民族の生活をはじめ、 脆弱な生態系、さらなる温暖化を引き起こすプロセスの存在、資源開発、北極海航路など に関連して、社会的にも地球科学的にも重要な地域である。高緯度にはグリーンランド氷 床や永久凍土があり、それぞれ融解による海面上昇への寄与やメタンガス放出の可能性な どが議論されている。メタンは温室効果気体であり、さらなる温暖化を引き起こす可能性 もある。本稿では、主に大気を中心としたプロセスについて紹介したが、北極温暖化増幅 にとって海洋熱輸送も重要であるという研究(Holland and Bitz 2003, Mahlstein and Knutti 2011)や21世紀半ば頃までには夏の北極の海氷はなくなるという予測もあるように、 大気・海洋・海氷・陸域の相互作用という視点に立って研究を進めていく必要があること は明らかである。

謝辞:森正人博士から原稿に対してコメントを頂きましたことを感謝いたします。本稿を 執筆するにあたり、GRENE Arctic Climate Change Research プロジェクトと環境省の環 境研究総合推進費 S-10 プロジェクトの支援を受けました。

引用文献

Alexeev, V.A., 2003: Sensitivity to CO₂ doubling of an atmospheric GCM coupled to an

oceanic mixed layer: a linear analysis. Clim. Dyn., 20, 775-787.

- Alexeev, V.A., P.L. Langen and J.R. Bates, 2005: Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in "ghost forcing" experiments without sea ice feedbacks. Clim. Dyn., 24, 655-666.
- Bekryaev, R.V., I.V. Polyakov and V.A. Alexeev, 2010: Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming. J. Climate, 23, 3888-3906.
- Bintanja, R., R.G. Graversen and W. Hazeleger, 2011: Arctic winter warming amplified by the thermal inversion and consequent low infrared cooling to space. Nature Geosci., 4, 758-761.
- Bintanja, R., E.C. van der Linden and W. Hazeleger, 2012: Boundary layer stability and Arctic climate change: a feedback study using EC-Earth. Clim. Dyn., **39**, 2659-2673.
- Boé, J., A. Hall and X. Qu, 2009: Current GCMs' unrealistic negative feedback in the Arctic. J. Climate, 22, 4682-4695.
- Bony, S. and Coauthors, 2006: How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? J. Climate, **19**, 3445-3482.
- Budyko, M.I., 1969: Effect of solar radiation variations on climate of Earth. Tellus, 21, 611-619.
- Chung, C.E. and P. Räisänen, 2011: Origin of the Arctic warming in climate models. Geophys. Res. Lett., **38**, doi:10.1029/2011gl049816.
- Crook, J.A., P.M. Forster and N. Stuber, 2011: Spatial patterns of modeled climate feedback and contributions to temperature response and polar amplification. J. Climate, 24, 3575-3592.
- Cuzzone, J. and S. Vavrus, 2011: The relationships between Arctic sea ice and cloud-related variables in the ERA-Interim reanalysis and CCSM3. Environ. Res. Lett., 6, 014016, doi:10.1088/1748-9326/6/1/014016.
- Dee, D.P. and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q. J. Roy. Meteorol. Soc., **137**, 553-597.
- Eastman, R. and S.G. Warren, 2010: Interannual variations of Arctic cloud types in relation to sea ice. J. Climate, **23**, 4216-4232.
- Graversen, R.G. and M.H. Wang, 2009: Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. Clim. Dyn., **33**, 629-643.
- Hall, A., 2004: The role of surface albedo feedback in climate. J. Climate, 17, 1550-1568.
- Hall, A. and S. Manabe, 1999: The role of water vapor feedback in unperturbed climate variability and global warming. J. Climate, 12, 2327-2346.
- Hansen, J., R. Ruedy, M. Sato and K. Lo, 2010: Global surface temperature change. Rev.

Geophys., 48, doi:10.1029/2010rg000345.

- Holland, M.M. and C.M. Bitz, 2003: Polar amplification of climate change in coupled models. Clim. Dyn., 21, 221-232.
- Hwang, Y.T., D.M.W. Frierson and J.E. Kay, 2011: Coupling between Arctic feedbacks and changes in poleward energy transport. Geophys. Res. Lett., **38**, L17704, doi: 10.1029/2011gl048546.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kay, J.E. and A. Gettelman, 2009: Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss. J. Geophys. Res., 114, doi:10.1029/2009jd011773.
- Laîné, A., M. Kageyama, P. Braconnot and R. Alkama, 2009: Impact of greenhouse gas concentration changes on surface energetics in IPSL-CM4: Regional warming patterns, land-sea warming ratios, and glacial-interglacial differences. J. Climate, 22, 4621-4635.
- Langen, P.L., R.G. Graversen and T. Mauritsen, 2012: Separation of contributions from radiative feedbacks to polar amplification on an aquaplanet. J. Climate, 25, 3010-3024.
- Liu, J., Z. Zhang, Y. Hu, L. Chen, Y. Dai and X. Ren, 2008: Assessment of surface air temperature over the Arctic Ocean in reanalysis and IPCC AR4 model simulations with IABP/POLES observations. J. Geophys. Res., 113, doi:10.1029/2007jd009380.
- Lu, J.H. and M. Cai, 2009: Seasonality of polar surface warming amplification in climate simulations. Geophys. Res. Lett., **36**, L16704, doi:10.1029/2009gl040133.
- Lu, J.H. and M. Cai, 2010: Quantifying contributions to polar warming amplification in an idealized coupled general circulation model. Clim. Dyn., **34**, 669-687.
- Mahlstein, I. and R. Knutti, 2011: Ocean heat transport as a cause for model uncertainty in projected Arctic warming. J. Climate, **24**, 1451-1460.
- Manabe, S. and R.T. Wetherald, 1975: Effects of doubling CO₂ concentration on climate of a general circulation model. J. Atmos. Sci., **32**, 3-15.
- Manabe, S. and R.J. Stouffer, 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO2concentration in the atmosphere. J. Geophy. Res., 85, 5529. doi:10.1029/JC085iC10p05529.
- Morice, C.P., J.J. Kennedy, N.A. Rayner and P.D. Jones, 2012: Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational

estimates: The HadCRUT4 data set. J. Geophy. Res., **117**, D08101, doi:10.1029/2011jd017187.

- O'Ishi, R., A. Abe-Ouchi, I.C. Prentice and S. Sitch, 2009: Vegetation dynamics and plant CO₂ responses as positive feedbacks in a greenhouse world. Geophys. Res. Lett., **36**, doi:10.1029/2009gl038217.
- O'ishi, R. and A. Abe-Ouchi, 2009: Influence of dynamic vegetation on climate change arising from increasing CO₂. Clim. Dyn., **33**, 645-663.
- Ohmura, A., 1984: On the cause of Fram type seasonal change in diurnal amplitude of air-temperature in polar-regions. J. Climatol., **4**, 325-338.
- Ohmura, A., 2012: Enhanced temperature variability in high-altitude climate change. Theor. Appl. Climatol., **110**, 499-508.
- Palm, S.P., S.T. Strey, J. Spinhirne and T. Markus, 2010: Influence of Arctic sea ice extent on polar cloud fraction and vertical structure and implications for regional climate. J. Geophy. Res., 115, doi:10.1029/2010jd013900.
- Pithan, F. and T. Mauritsen, 2014: Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. Nature Geosci., **7**, 181-184.
- Ramanathan, V., M.S. Lian and R.D. Cess, 1979: Increased atmospheric CO₂ Zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy-balance and surface-temperature. J. Geophys. Res., 84, 4949-4958.
- Rignot, I.G., R. L. Colony, S. Martin, 2000: Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–97. J. Climate, **13**, 896-914.
- Robock, A., 1983: Ice and snow feedbacks and the latitudinal and seasonal distribution of climate sensitivity. J. Atmos. Sci., **40**, 986-997.
- Sato, K., J. Inoue, Y.-M. Kodama and J.E. Overland, 2012: Impact of Arctic sea-ice retreat on the recent change in cloud-base height during autumn. Geophys. Res. Lett., 39, doi:10.1029/2012gl051850.
- Schneider, E.K., B.P. Kirtman and R.S. Lindzen, 1999: Tropospheric water vapor and climate sensitivity. J. Atmos. Sci., 56, 1649-1658.
- Schweiger, A.J., R.W. Lindsay, S. Vavrus and J.A. Francis, 2008: Relationships between Arctic sea ice and clouds during autumn. J. Climate, 21, 4799-4810.
- Screen, J.A. and I. Simmonds, 2010: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 464, 1334-1337.
- Screen, J.A., C. Deser and I. Simmonds, 2012: Local and remote controls on observed Arctic warming. Geophys. Res. Lett., 39, L10709, doi:10.1029/2012gl051598.
- Sellers, W.D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the Earth-Atmosphere system. J. Appl. Meteorol., 8, 392-400.

- Serreze, M.C., A.P. Barrett, J.C. Stroeve, D.N. Kindig and M.M. Holland, 2009: The emergence of surface-based Arctic amplification. Cryosphere, 3, 11-19.
- Shindell, D. and G. Faluvegi, 2009: Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century. Nature Geosci., 2, 294-300.
- Stein, U. and P. Alpert, 1993: Factor separation in numerical simulations. J. Atmos. Sci., 50, 2107-2115.
- Vavrus, S., 2004: The impact of cloud feedbacks on Arctic climate under greenhouse forcing. J. Climate, 17, 603-615.
- Winton, M., 2006: Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? Geophys. Res. Lett., **33**, doi:10.1029/2005gl025244.
- Wu, D.L. and J.N. Lee, 2012: Arctic low cloud changes as observed by MISR and CALIOP: Implication for the enhanced autumnal warming and sea ice loss. J. Geophys. Res., 117, doi:10.1029/2011jd017050.
- Yoshimori, M., T. Yokohata and A. Abe-Ouchi, 2009: A comparison of climate feedback strength between CO₂ doubling and LGM experiments. J. Climate, **22**, 3374-3395.
- Yoshimori, M., M. Watanabe, A. Abe-Ouchi, H. Shiogama and T. Ogura, 2014a: Relative contribution of feedback processes to Arctic amplification of temperature change in MIROC GCM. Clim. Dyn., 42, 1613-1630.
- Yoshimori, M., A. Abe-Ouchi, M. Watanabe, A. Oka and T. Ogura, 2014b: Robust seasonality of Arctic warming processes in two different versions of the MIROC GCM. J. Climate, 27, 6358-6375.
- 吉森 正和, 横畠 徳太, 小倉 知夫, 大石 龍太, 河宮 未知生, 塩竈 秀夫, 對馬 洋子, 小 玉 知央, 野田 暁, 千喜良 稔, 竹村 俊彦, 佐藤 正樹, 阿部 彩子, 渡部 雅浩, 木本 昌 秀, 2012: 気候感度 Part 1: 気候フィードバックの概念と理解の現状. 天気, **59**, 5-22.