

熱帯対流圏界層における力学・化学過程の観測的研究

長谷部 文雄¹, 稲飯 洋一^{1,2}, 柴田 隆³, 林 政彦⁴, 荻野 慎也⁵, 塩谷 雅人², 西 憲敬⁴,
藤原 正智¹, 宮崎 和幸⁵, 鈴木 順子⁵, 清水 健作⁶, 杉立 卓治⁶, 三村 慧¹,
高島 久洋⁴, 澤田 岳彦⁶, Ninong Komala⁷, Fanny A. Putri⁷

¹北大, ²京大, ³名大, ⁴福岡大, ⁵JAMSTEC, ⁶明星電気, ⁷LAPAN/Indonesia

1. はじめに

大気中の水蒸気は、飽和・凝結過程を伴う状態変化により対流圏で極めて急峻な高度分布を示し、成層圏において混合比 4 ppmv 程度にまで減少する。この値は、二酸化炭素 (CO₂) より 2 桁少ないが、強力な温室効果ガスであるために、放射過程を介したその変動の気候影響は全球に及ぶ。下部成層圏の水蒸気は 1980 年から 2000 年にかけて 20 % ほど増加し、2000 年頃に約 10 % の階段関数的減少を示した後、再度増加に転じている (Hurst et al., 2011)。過去 30 年間の成層圏水蒸気増加が全球平均地表温度にもたらした温暖化は 0.1°C 程度とされ、この値は 1996 年から 2005 年までの CO₂ 増加による温暖化に相当する (Solomon et al., 2010)。

成層圏水蒸気は、熱帯対流圏界層 (Tropical Tropopause Layer; TTL) を経由して対流圏から流入する際の脱水 (大気力学過程; Holton and Gettelman, 2001; Hatsushika and Yamazaki, 2003) と成層圏内におけるメタンの酸化 (大気化学過程) とに依存して変動する。TTL 内脱水過程が低温域を移流する際の巻雲生成 (氷結乾燥) に概ね支配される様子は、観測的にも確認されている (例えば Hasebe et al., 2007, 2013; Inai et al., 2013)。巻雲生成を記述する雲微物理過程の理解には、巻雲粒子の個数濃度や高い過飽和など、多くの未解明な点が残されており (Shibata et al., 2012)、移流する大気塊の経験する気象場の記述にも更なる精緻化が必要である。巻雲を構成する氷晶の核となるエアロゾルは、それ自身、負の放射強制をもたらす (直接効果) だけでなく、巻雲のアルベド変化を通して負の放射強制を引き起こす (間接効果) と考えられているが、エアロゾルのもつ放射強制の定量的評価には高い不確実性が残り、気候変動予測の精度を高める上で、最も重要な課題と考えられている (Solomon et al., 2007)。

成層圏水蒸気の季節変動・経年変動は、TTL 内脱水過程の変調により概ね理解できる。TTL には、北半球冬季に低温・夏季に高温という季節変動が卓越するため、TTL を通過する大気塊は、その温度履歴で決まる飽和水蒸気混合比の最小値を下限とする水蒸気混合比を保持しながら、成層圏を上昇してゆく (大気のテープレコーダ; Mote et al., 1996)。この性質により、熱帯ではその水蒸気混合比の値から成層圏流入時期を推定することができる。

成層圏水蒸気変動の気象学的メカニズムを理解し将来予測を行うためには、TTL における大気塊の移流経路・温度履歴が精度よく表現されなければならない。しかし、大気大循環モデルにおける TTL の再現性は十分でなく、現時点では化学輸送モデルによる成層圏水蒸気の定量的予測は困難である。その結果、成層圏水蒸気に見られる前述の経年変動のメカニズムについて、未だにコンセンサスは得られていない (Randel and Jensen, 2013)。

成層圏領域の大気大循環 (Brewer-Dobson 循環) の特徴的時間スケールは、大気塊が対流圏との接触を絶たれてからの経過時間として定義される「大気の年齢」 (age of air) により定量化される (Hall and Plumb, 1994)。中緯度成層圏における CO₂ 混合比は熱帯域における成層圏流入時の対流圏混合比を概ね保存していると考えられ、大気の年齢の評価に用いることができる。クライオジェニックサンプラーを用いた成層圏大気のサンプリング (クライオサンプリング) によれば、日本上空の中部成層圏における CO₂ 混合比の増加率は、対流圏の値よりわずかに小さい (Engel et al., 2009)。これは、熱帯域で成層圏に流入した大気が日本上空まで到達するのに要する時間が長くなっていること、すなわち大気の年齢が延びていることを示唆する。この事実は、地球温暖化に伴って Brewer-Dobson 循環が強まり成層圏大気の年齢が若くなる、という気候モデルによる予測 (例えば Austin et al., 2007) と整合的でないが、その原因は解明されていない。

このように、気候変動予測には長寿命の温室効果ガスに加えて成層圏水蒸気の長期変動やエアロゾルによる放射強制の理解が不可欠であるが、TTL 内脱水過程、Brewer-Dobson 循環と大気の年齢の変調メカニズム、巻雲中の微物理過程など、重要な素過程に未知の事柄が多く残されている。現代中層大気科学の主要課題の一つは、これらの解明を通して、化学輸送モデルによる成層圏水蒸気変動のシミュレーションを可能にするなど、気候変動予測の高度化へ向けた取り組みを視野に入れながら包括的な観測的研究を遂行することである (図 1)。今回の講演では、上記を目的に実施された 2015 年集中観測の結果のうち SOWER 関連の観測結果に焦点を絞り、その概要を報告する。大気球実験の概要については池田ほか、クライオサンプリングの結果については菅原ほかの講演を参照。

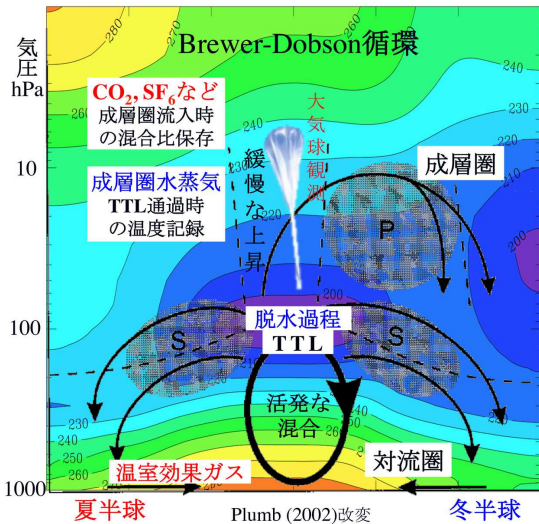


図 1: 研究背景の概念図

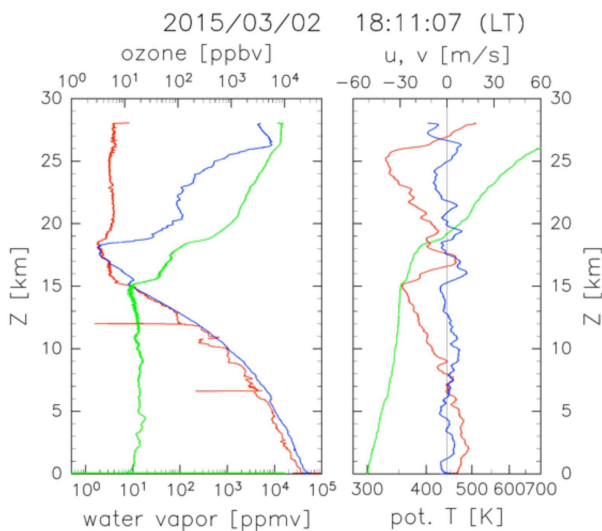


図 2: Biak における 2015 年 3 月 2 日 18:11 (LT) 放球のゾンデ観測。左: 水蒸気 (赤)・オゾン (緑) 混合比と飽和水蒸気混合比 (青)、右: 東西 (赤)・南北 (青) 風速と温位 (緑) の高度分布を示す。

2. 2015 年 2 月-3 月 Biak 集中観測

熱帯西部太平洋における活発な対流活動により TTL まで持ち上げられた大気塊は、熱帯下部境界における熱的強制に対する応答として形成される TTL 気象場を水平移流し、低温域で脱水を受けて成層圏へ到達する。SOWER では、その現場観測に適した観測点としてインドネシアの Biak (1° 10' 32" S, 136° 06' 02" E) を選定し、継続的な観測を実施してきた。地球表層風の収束域に当たる熱帯西部太平洋域は穏やかな地上風に恵まれ、大気球の放球にも適している。2015 年の集中観測で飛揚された測器の概要を観測日時とともに表 1 に示す。温度 (T) と相対湿度 (RH) の測定は、明星電気の GPS 搭載ラジオゾンデ RS-06G と RS-11G により実施され、H₂O, O₃ など特殊センサーの測定値とともに地上局で受信された。

水蒸気・オゾン観測の例を図 2 に示す。15 km より下

表 1: 2015 年 Biak 観測におけるゾンデ搭載機器とクライオサンプリング (JTBK)、エアロゾルサンプリング (ASS) の概要。T (温度), RH (相対湿度), GPS (位置情報), CPS (雲粒子), OPC (光散乱粒子計数装置)。ASS と JTBK の括弧内は試料採取高度。Biak の地方時 (LT) は UT+9。

飛揚日時 (LT)	測器
2 月 20 日 15:52	CO ₂ , T, RH, GPS
2 月 22 日 8:10	JTBK-A (16.5-17.9; 19.9-21.7 km)
2 月 23 日 15:25	CO ₂ , T, RH, GPS
2 月 23 日 17:58	H ₂ O, O ₃ , CPS, T, RH, GPS
2 月 24 日 8:00	JTBK-B (17.7-19.3; 21.1-23.0 km)
2 月 25 日 8:00	ASS (10-23 km; 13 試料)
2 月 25 日 18:07	H ₂ O, O ₃ , CPS, T, RH, GPS
2 月 26 日 7:27	JTBK-C (22.9-24.9; 26.2-28.7 km)
2 月 27 日 15:00	T-OPC (0-32 km)
2 月 27 日 18:27	H ₂ O, O ₃ , CPS, T, RH, GPS
2 月 28 日 7:20	JTBK-D (24.1-26.4; 27.3-30.0 km)
3 月 1 日 8:08	ASS (10-25 km; 15 試料)
3 月 1 日 15:05	CO ₂ , T, RH, GPS
3 月 2 日 15:06	CO ₂ , T, RH, GPS
3 月 2 日 18:11	H ₂ O, O ₃ , CPS, T, RH, GPS
3 月 3 日 15:03	H ₂ O, O ₃ , CPS, T, RH, GPS

の対流圏において、オゾン混合比 (左, 緑) は目立った変動を示さないが、水蒸気混合比 (左, 赤) はいくつかの高度で飽和に達しており、多層構造を持つ巻雲の存在を示唆している。高度 15 km の直上に薄い逆転層が存在し、それを境にオゾンと水蒸気の混合比は、それぞれ正負の急激な変動を示す。そのすぐ上にはオゾン・水蒸気がほぼ一定値を取る厚さ 2-3 km の層があり、この高度域の風 (図 2 右) の鉛直シアは下層とは反転している。東風に乗って移流してきたこの層の大気は、オゾンを多く含み乾燥しているという成層圏的性質を有する。

高度 17-18 km 付近の水蒸気は飽和しており、18.5 km 付近に位置する cold point で約 2 ppmv という最小混合比を取る。この高度より上では、温度もオゾン混合比も成層圏の値へと急激に増加している。21 km 付近に見出される水蒸気混合比の極大は、北半球夏季の TTL 温度が水蒸気のテーブルコードにより記録されたものと解釈される。この高度はクライオサンプラーによる大気採取高度の 1 つ (JTBK-A) と対応しており、その試料の CO₂, SF₆ 混合比は 2014 年夏の成層圏流入値に対応するはずである。同様の対応が高度 25 km 付近の第 2 の水蒸気極小にも当てはまる。この高度は 2013-2014 年の北半球冬季に成層圏へ流入した大気と解釈され、JTBK-D の試料と対応するはずである。詳細な解析には、TTL を離脱したタイミングの特定と中緯度との非可逆的混合に関する評価が必要で、現在、慎重に解析を進めている。

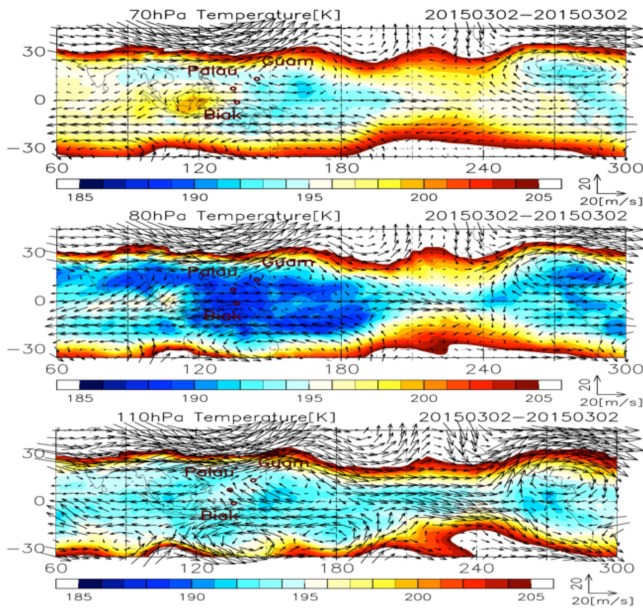


図 3: 2015 年 3 月 2 日の (上) 70 hPa, (中) 80 hPa, (下) 110 hPa 高度における温度 (カラー; K) と水平風 (矢印) の経度-緯度断面。ERA Interim データを用いて作図。

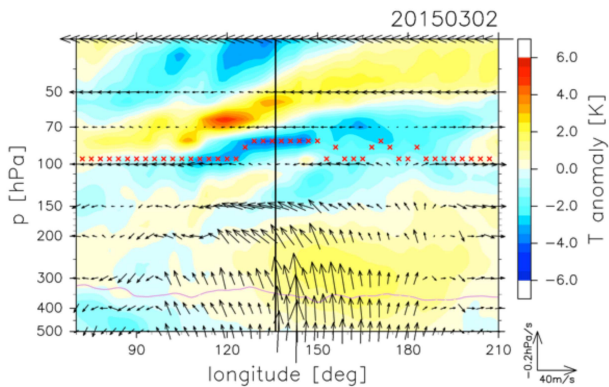


図 4: 2015 年 3 月 2 日の赤道における温度偏差 (カラー) と東西/鉛直風 (矢印) の経度-高度 (気圧) 断面。140° E 付近の実線は Biak の経度。赤 × 印は解析場で解像された温度極小。ERA Interim データを用いて作図。

TTL 内脱水過程の詳細な理解には、ゾンデ観測により得られた特徴を TTL 気象場と対応させた解析が必要である。図 3 は、70, 80, 110 hPa における温度 (カラー) と水平風 (矢印) の分布を示す。各高度は、順に成層圏下端、飽和層の中心部、15 km の逆転層の直上に対応する。図 4 は、経度-高度断面上に描いた風と温度偏差の鉛直構造である。Biak 東方の 145° E で上昇流が極大を示し、この擾乱に励起されたと解釈される波動が、西に低く東に高い位相を保ちながら、東風の卓越する下部成層圏から上部対流圏を downward に伝播している。こうして形成された Biak 上空の大規模場は、18 km 付近の飽和層が東風を伴った馬蹄形構造の低温域の中心部に位置し (図 3)、脱水の効率的進行に適した構造を持っていることが分かる。ゾンデ観測で見出された 2 ppmv という低水蒸気混合比層は、このような背景場の下に形成されたのである。

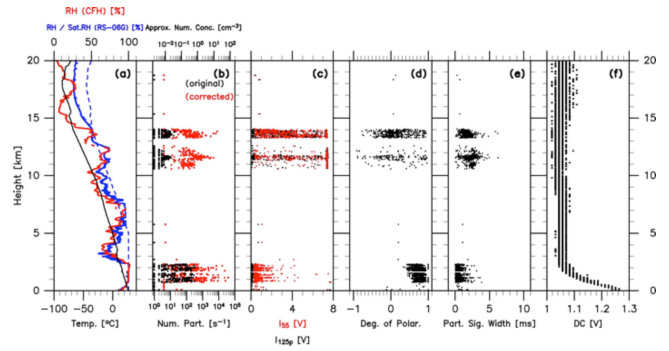


図 5: 2015 年 2 月 27 日に飛揚された雲粒子ゾンデ (CPS) による (a) 温度 (黒), 相対湿度 (赤:水蒸気ゾンデ, 青:ゾンデ湿度センサー), 対氷飽和曲線 (青波線)、(b) CPS による単位時間当たりの散乱パルス数 (下の横軸; s^{-1}) と概算された粒子数密度 (上の横軸; cm^{-3})、(d) 偏光度の高度分布。 (c), (e), (f) は測器の動作監視のためのデータ。

図 5 は、氷晶の数密度の指標として雲粒子ゾンデにより観測された単位時間当たりの散乱パルス数 (b) を、同時飛揚された水蒸気ゾンデ (赤) と湿度計 (青) で観測された相対湿度と温度 (a) や偏光度 (d) と対応させた鉛直分布である。下部対流圏の高度 1-2 km で観測された粒子は、大部分が偏光度 0.5 以上であることから水滴と判定され、周囲の温度が $0^{\circ}C$ より高く飽和状態にあることと整合的である。上部対流圏 (11-12 km, 13-14 km) で検出された粒子は 1 から大きく外れた偏光度を示し、相対湿度も対氷過飽和であることから氷晶と判定される。一方、高度 6-8 km の対氷過飽和層で粒子がほとんど観測されなかったことは興味深い。この層は液体の水に対しては未飽和であると考えられ、氷晶形成開始に必要な過飽和度に対する情報を与えるものとして注目される。

SOWER 観測では、脱水進行に際して形成される巻雲と背景エアロゾルに関する情報を得るために、Mie 散乱に基づくライダー観測を実施している。このライダーは Nd:YAG レーザーによる波長 1064 nm の光を第 2 高調波 (532 nm) とともに上空へ向けて照射し、地表付近から高度 30 km 程度までに存在するエアロゾルや氷晶による後方散乱を、高度分解能 30 m、時間分解能 1 分で連続的に測定する。観測された 2 波長の後方散乱係数の比較から粒径分布に関する情報、後方散乱係数の平行成分と垂直成分とにより求められる偏光解消度 (液滴や球形エアロゾルでは 0、氷晶等の非球形粒子では大きな値) から散乱体の非球形性を介した液滴・氷晶の判別情報が得られる。図 6 は、2 月 18 日から 28 日まで連続運用されたデータから切り出した 2 月 25 日 (UT) の 24 時間分の観測結果である。図 6 (上) は、1064 nm における後方散乱係数の時間-高度断面で、暖色系ほど粒子による後方散乱が強いことを表す。前半の 12 時間では下層 (高度 3 km 程度) の雲や雨滴による散乱の卓越する時間帯が目立つが、それ以外は上部対流圏・TTL からの散乱を良好に観測できている。図 6 (中) は、同様の断面を波長 532 nm について

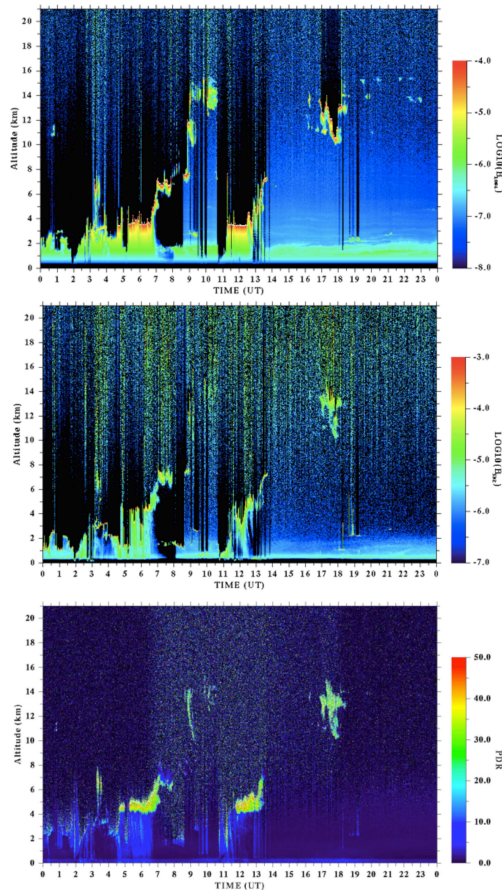


図 6: 2015 年 2 月 25 日 (UT) のライダー観測に基づく (上) 1064 nm と (中) 532 nm における後方散乱係数と (下) 532 nm における偏光解消度 (%) の時間-高度断面。

描いたもので、1064 nm に比べてややノイズが多いものの、17-18 UT の高度 12-14 km の信号について、より高高度からの散乱が検出できている等、散乱体の粒径に関する情報を反映したデータとなっている。図 6 (下) は、532 nm で観測された偏光解消度の時間-高度断面である。TTL に特有の薄い巻雲は図示された期間に観測されていないが、9 UT や 18 UT には、大きな偏光解消度を持つ上部対流圏からの後方散乱が間欠的に確認できる。

CPS による雲粒子現場観測と同時運用されたライダーによる巻雲の遠隔探査との比較は、測器相互の整合性の検証という観点から興味深い。図 7 はその一例で、CPS による単位時間当りの散乱パルス数 (図 5 (c)) を、ライダーによる後方散乱係数 (a)・偏光解消度 (b) と比較した高度分布である。ライダー観測に見出される高度 10-13 km と 13-14 km の氷晶層に対応して CPS ゾンデも氷晶粒子を観測している。CPS は飛揚中に風で流され観測点上空に留まる訳ではないので、厳密な同時観測と言うことはできないが、上記のような対応が確認できたことは CPS ゾンデの検証の観点から有意義である。

3. 結論

2015 年 2-3 月の Biak 集中観測では、クライオサンプリングの成功をはじめとして、計画したデータの取得に

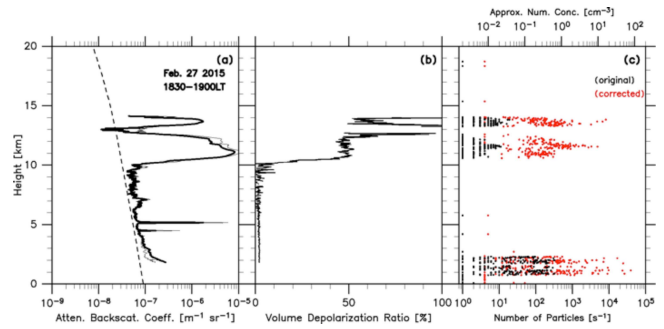


図 7: (c) CPS による単位時間当りの散乱パルス数 (図 5) とライダー観測された 1064 nm における (a) 後方散乱係数と (b) 偏光解消度 (%) の高度分布の比較。(a) の破線は大気分子の Rayleigh 散乱による寄与。

概ね成功した。本稿で紹介した SOWER 関連観測についても、初期的データ解析により、過去の観測データとは異なる気象条件下における有益なデータの取得が確認されている。これらを新たな知見として確立するために、精密な解析を実施中である。また、CPS やエアロゾルサンプリングという新しい観測手法の開発も並行して進め、TTL における力学・化学過程の観測的研究を今後も精力的に推進したい。

謝辞

2015 年 Biak 観測の実施においてはインドネシア航空宇宙庁 (LAPAN) の全面的な協力を得た。とりわけ Ir. Halimurrahman, Pak Moedji Soejarwo, Ir. Agus Hidayat, Ir. Chris Dewanto, Dr. Afif Budiyo, Dr. Thomas Djamaluddin には様々な形で世話になった。ここに記して感謝の意を表したい。

参考文献

Austin et al. (2007), *J. Atmos. Sci.*, *64*, 905–921.
 Engel et al. (2009), *Nature Geosci.*, *2*, 28–31.
 Hall and Plumb (1994), *J. Geophys. Res.*, *99*(D1), 1059–1070.
 Hasebe et al. (2007), *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 803–813.
 Hasebe et al. (2013), *Atmos. Chem. Phys.*, *13*, 4393–4411.
 Hatsushika and Yamazaki (2003), *J. Geophys. Res.*, *108*(D19), 4610.
 Holton and Gettelman (2001), *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 2799–2802.
 Hurst et al. (2011), *J. Geophys. Res.*, *116*, D02306.
 Inai et al. (2013), *Atmos. Chem. Phys.*, *13*, 8623–8642.
 Mote et al. (1996), *J. Geophys. Res.*, *101*, 3989–4006.
 Randel and Jensen (2013), *Nature Geosci.*, *6*, 169–176.
 Shibata et al. (2012), *J. Geophys. Res.*, *115*, D11209.
 Solomon et al. (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 et al. (2010), *Science*, *327*, 1219–1223.