## 極域対流圏界面雲の出現に関する力学的研究

一2016年度山本賞受賞記念講演一

高麗正 史\*

### 1. はじめに

この度は名誉ある山本賞を授与いただき,誠にあり がとうございます.受賞対象の業績は,大学院博士課 程在籍中に取り組んだ研究課題で,極域における雲の 変動と大気波動の関係についてまとめたものです.本 稿では,受賞対象となった論文の内容について,その 背景と成果について解説します.まず,極成層圏雲の 特徴と大気波動との関係についてレビューし,大気波 動が極成層圏雲と対流圏の雲の同時出現を引き起こす 機構について述べます (Kohma and Sato 2013).次 に,大気波動が駆動する成層圏循環に対応して,対流 圏の雲が変動することについて,成層圏突然昇温と極 域対流圏上層の雲との関係に注目して解析した結果を 説明します (Kohma and Sato 2014).

### 2. 極域の雲の変動

極域の中層大気には,他の緯度帯では観測されない 極成層圏雲や極中間圏雲といった固有の雲が出現しま す.極成層圏雲は冬季成層圏中下層の低温域に出現す る雲です.成層圏は水蒸気量が少ないですが,冬季極 域は極夜となり,オゾンによる短波放射吸収に伴う加 熱が無くなるため,極めて低温(<195K)となり, 雲粒が形成されます.気体から新たに粒子が形成され ること(均一核形成)はほとんどなく,核となる微粒 子(エアロゾル)に水蒸気や硝酸,硫酸が凝結・昇華 することで,極成層圏雲の雲粒が形成されると考えら れています (Lowe and MacKenzie 2008; Peter and

\* 東京大学大学院理学系研究科.
 kohmasa@eps.s.u-tokyo.ac.jp

 —2019年3月11日受領—
 —2019年4月17日受理—

 © 2019 日本気象学会

Grooß 2012; 平沢・山内 2017).

極成層圏雲は、春季の南極域に出現するオゾンホー ルの形成において、重要な役割を果たすことが知られ ています.フロンなどの人為起源,あるいは自然起源 の塩素化合物・臭素化合物は、ブリューワー・ドブソ ン循環と呼ばれる成層圏子午面循環によって、赤道対 流圏界面を通して、南北へ輸送されます。この間に、 光化学・光解離反応を含む化学過程を通して, CIONO<sub>2</sub>や HCl といった化学的に不活性な化学種に 変換されます。これらの極成層圏雲の雲粒上での不均 一反応により、塩素分子が生成されます。同時に生成 される硝酸は極成層圏雲の材料として雲粒に取り込ま れるので, 逆反応は起こりにくく, 塩素分子は大量に 極成層圏に蓄積します。春になり、太陽光が極域成層 圏に到達すると、塩素分子が光解離して (ClO)₂が形 成されます。それがオゾンの光化学反応において触媒 的に働き、オゾンを効率的に破壊します (Chipperfield 2015; Solomon 1999). 塩素化合物とともに臭 素化合物が関与する反応サイクルも、オゾン破壊過程 に寄与します。

極成層圏雲の雲粒は,温度が霜点より高い領域で観 測される粒子 (Type-I) と,低い領域で形成される 粒子 (Type-II) に分類されます.Type-I はさらに, 非球形固体粒子のType-Ia と,球形液体粒子の Type-Ib に分けられます.Type-Ia や Type-II の極 成層圏雲は,重力落下することで,粒子を構成する硝 酸や水を下部成層圏から取り除くことが知られていま す (Fahey *et al.* 1990).粒子の落下に伴う脱窒によ り,CIOを不活性化する反応 (CIO+NO<sub>2</sub>+M → CIONO<sub>2</sub>+M) が阻害されることになります.こうし て,春季に極成層圏雲が消えた後でも,塩素を触媒と するオゾン破壊反応が長く続きます.

以上のように、オゾンホールの季節予測・将来予測

2019年6月

をするには,極成層圏雲の出現頻度やその粒子の成分 の変動要因を理解することが必要不可欠であると考え られます.

これらの変動要因を大気力学的に調べた研究が,こ れまで多くなされています。ロスビー波や重力波等の 大気波動は、ブリューワー・ドブソン循環を駆動する ことで東西平均温度を変調すると同時に、それ自身が 温度変調を伴うため極成層圏雲の出現頻度や成分に影 響を与えます。前者はロスビー波が主要な役割を担 い、後者はロスビー波と重力波が重要となります。

まず,ブリューワー・ドブソン循環による影響について説明します. Salby et al. (2011)及び Salby et al. (2012)は、衛星によるオゾン全量観測から得られた南半球オゾン全量の年々変動に対して,70hPa面における上向き Eliassen-Palm (EP)フラックスや赤道準2年周期振動の位相に基づいた重回帰分析を行いました。その結果,オゾン全量の年々変動のほとんどが、冬季の EPフラックスと赤道準2年周期振動の位相で説明できることを示しました。これは、ロスビー波が駆動するブリューワー・ドブソン循環の強弱が、南極成層圏の東西平均温度場を変調し、極成層圏雲の頻度に影響を与え、結果として、オゾン全量の高低に現れていると解釈することができます。

次に,大気波動自身に伴う温度変調について述べま す.大気重力波,特に地形性重力波に伴って,Type-IIや Type-Iaの極成層圏雲が観測される例が多く報 告されています。南極では、南極半島からエルスワー ス山脈にかけてと, 南極横断山脈, ロス海の西岸付近 が地形性重力波の「ホットスポット」であると言われ ています (Alexander et al. 2011; Watanabe et al. 2006). Alexander et al. (2013) では、複数の衛星観 測データと再解析データを組み合わせて,その影響の 定量化を試みています. 南極半島やロス海に注目し, 800hPa 面での風速や山脈の走向に対する風向,成層 圏温度などを元に,地形性重力波が励起され,極成層 圏雲に影響を与えた可能性が高いと診断された日を求 め,解析を行っています。その結果,南極で観測され る極成層圏雲全体の5%が地形性重力波に起因すると いう推定を得ています.

地形性重力波に伴う急激な温度変化により形成された Type-II の雲粒が Type-Ia の凝結核として働き, その下流の広い地域で Type-Ia の極成層圏雲が多く 観測されることが報告されています. Höpfner *et al.* (2006)は, Envisat 衛星搭載のマイケルソン干渉計 に基づく極成層圏雲のタイプ判別を行いました。その 中で、それまでは Type-Ib しか観測されていなかっ たにも関わらず、南極半島及びエルスワース山脈付近 に Type-Ia 粒子が突然観測され、その後の数日に 渡って、7000km 下流の領域まで Type-Ia の極成層 圏雲が観測される事例を示しています。

さらに、地形性重力波だけでなく、非地形性重力波 に伴う Type-II の極成層圏雲も報告されています。 Shibata *et al.* (2003) では、昭和基地のマイクロパ ルスライダーにより観測された Type-II 極成層圏雲 の事例を詳細に解析しています。ラジオゾンデのデー タから慣性重力波の存在を確認し、再解析データを用 いた渦位分布の解析から、この重力波が総観規模波動 の砕波に伴って自発的に放射された可能性が高いこと を示しています。これは、極成層圏雲に影響する重力 波の起源が、南極半島やロス海西岸などの地形が急峻 な領域に限定されないことを意味しています。

より大きな空間スケールの大気波動と極成層圏雲の 関係も調べられています.惑星規模・総観規模の波動 の位相が低温となる領域で極成層圏雲が観測される事 例が多く報告されています(Teitelbaum and Sadourny 1998; Teitelbaum *et al.* 2001; Shiraishi *et al.* 2001; Innis and Klekociuk 2006; Kohma and Sato 2011).

最近では,対流圏の雲と極成層圏雲の関係を示す研 究がなされています。これらの異なる高度の雲が同時 に観測される事例は、2000年代初頭には、ドームふじ 基地での地上観測でも報告されていました(Hayashi et al. 2004; Yamanouchi et al. 2003). しかしなが ら,地上ライダーを含む地上からの観測では,対流圏 に光学的に厚い雲があるとき,成層圏の観測はできな いため、対流圏の雲と極成層圏雲の同時出現の一般性 を地上から確かめることは困難でした. 近年になり, 比較的新しい衛星である CloudSat と CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) がそれぞれ搭載する衛星雲レー ダー・ライダーを組み合わせた研究により、極成層圏 雲と対流圏の雲の同時出現は頻繁に起こることが指摘 されるようになりました(第1図)(Achtert et al. 2012 ; Adhikari et al. 2010 ; Wang et al. 2008).

以上のように、極域冬季における成層圏・対流圏上 層の雲の変動を理解するためには、大気波動の影響 を、(i) 波そのものに伴う温度変動と(ii) 波強制が 駆動する循環に伴う断熱昇温・降温の2つの観点から 調べる必要があります.そこで,これらの雲と大気波 動の関係を包括的に明らかにするために,衛星ライ ダー観測データ,GPS電波掩蔽観測データ,及び再 解析データを組み合わせたデータ解析を行いました.

# 3.対流圏界面付近の雲と極成層圏雲の同時出現機構

受賞対象の第1論文 Kohma and Sato (2013) で は,Wang et al. (2008) などで報告されている,極 成層圏雲と対流圏上層の雲の同時出現について,その 関係を検証し,そのメカニズムについて考察しまし た.先に述べたように,これらの異なる高度の雲の同 時出現を報告した先行研究はありましたが,そのメカ ニズムについては,明らかになっていませんでした. 先行研究では,熱帯において強い対流に伴って対流圏



第1図 (a) CALIPSO 衛星による2008年8月2 日の減衰後方散乱係数(大気中の分子や 雲粒子などによる散乱の大きさを表す).
(b)同じ断面での極成層圏雲(PSC)の タイプ.Pitts et al. (2009)の定義による.Iceは Type-II, STS は Type-Ib に対応する.Mix1と Mix2は Type-Ia と Type-Ibの混合した状態を意味し, Mix1のほうが Mix2に比べて,粒子数 が少ない雲に対応する.黒実線は渦位に 基づく対流圏界面.

界面よりも高い高度に雲が観測される事例からの類推 に基づき,対流が原因ではないかと推論されていまし た.しかしながら,極域は熱帯と比べ低温であるた め,空気中の水蒸気量が少なく,対流圏界面を貫くよ うな対流が頻繁に起きるとは考えにくいと思われまし た.さらに,そもそも極成層圏雲と同時に出現する雲 がどの高度にあるのか,つまり,対流圏界面より下に 存在するかという点も十分に検証されていませんでし た.

そこで、本研究では、CALIPSO 衛星搭載のライ ダーの観測データと再解析データを用いて、極成層圏 雲と対流圏の雲の同時出現の機構を明らかにするため の解析を行いました。Pitts *et al.* (2009)の手法を用 い、極成層圏雲の検出・粒子の成分判別を行いまし た。日ごとの雲出現頻度を経度20度・緯度5度の大き さのビンごとに計算して、これを解析しました。大気 場の解析には ERA-Interim (Dee *et al.* 2011)を用 いました。

まず,これら2つの異なる高度の雲の関係を統計的 に調べました。第2図には、6月における極成層圏雲 を含む雲の出現頻度についての異なる高度間の相関係 数を示します。極成層圏雲は15~25kmの高度で観測 されます。その高度領域の雲(極成層圏雲)と下層の 高度9~11kmの雲との間に相関がある一方,それよ り下の雲と極成層圏雲には有意な相関は見られません でした。このことから,極成層圏雲と同時に出現する



第2図 6月における極成層圏雲を含む雲の出現 頻度についての異なる高度間の相関係 数.右側のパネルは雲の出現頻度の高度 分布を百分率で示している.

雲の出現高度は、9~11km であることが分かりまし た. 高緯度の冬季の平均的な圏界面高度は8~9km ですので、この下層の雲は成層圏に存在している可能 性があると考えました。これを検証するために、局所 的に計算された圏界面高度からの相対高度に基づく解 析を行いました、極夜の期間では、対流圏と成層圏の 間の静的安定度の差が小さくなり、圏界面が曖昧にな ります、そこで、ここでは、対流圏界面の定義に、 Wilcox et al. (2012) で提案されている熱的圏界面と 力学的圏界面を組み合わせた定義を用いました.結 果、極成層圏雲と同時に出現する雲は、対流圏という よりも,対流圏界面付近及びそのやや上に存在するこ とが明らかになりました.以上の結果は、この雲を対 流圈上層の雲ではなく、対流圈界面雲 (TropoPausal Cloud, 以下, TPC) と呼ぶほうが適 当であることを意味しています。

極成層圏雲とTPCの同時出現のメカニズムを明ら かにするために、それらが同時出現する際の力学場に 着目し、対流圏界面付近の高気圧性渦位偏差を基準経 度とした合成図解析を行いました。第3図に雲出現頻 度の合成図を、高度と基準経度からの相対経度の関数 として示します。高気圧性渦位偏差に伴い、その上空 で雲の出現頻度が増大しており、高度9~10kmと 17~23kmで極大を持つことが分かりました。この結 果は、高気圧性渦位偏差が圏界面付近にあるときに、 極成層圏雲と対流圏界面付近の雲が同時出現しやすい ことを意味しています。



 第3図 6~9月における対流圏界面付近(300 K面)の高気圧性PV 偏差の中心を基準にして作成した,雲出現頻度の合成図.等値線が雲出現頻度を表し,間隔は5%。陰影は95%以上有意な領域を示す.破線は対流圏界面.縦線はPV 偏差の中心経度(相対経度0度)を表す.

各事例を詳しく見てみると、極成層圏雲とTPCの 同時出現を伴う高気圧性渦位偏差は、数千kmの水平 スケールを持ち、高度15kmに及ぶ背の高い構造を 持っていることが分かりました。これはブロッキング 高気圧の特徴と一致します。つまり、ブロッキング高 気圧の上の低温により、極成層圏雲とTPCが出現し やすい場になっていることが、それらが同時出現する 上で重要であると考えられます。先行研究で示されて いた極成層圏雲とTPCの出現事例についても高気圧 性渦位偏差が存在していることが確認されました。

また、ブロッキング高気圧に伴う低温による、極成 層圏雲の雲粒の成分への影響を調べました。第4図に は、第3図と同じ断面で、8月における雲出現頻度と 極成層圏雲のタイプが占める割合を示します。冬季成 層圏では西風が卓越していることに注意すると、 高気 圧性渦位偏差の風上側では、Type-Ibの極成層圏雲 の割合が多いことが分かります。一方で、渦位偏差の 直上付近においては、Type-IIの雲の割合が増大し、 風下側では、Type-Ia を含む雲が多いことが明らか になりました. これは, Höpfner et al. (2006) など で指摘されている、地形性重力波による急激な温度低 下に伴う Type-Ia の形成過程と同様のプロセスが、 より大きなスケールでブロッキング高気圧に伴って起 きていることを示唆しています、ここまでで述べた. ブロッキング高気圧と極成層圏雲・TPCの関係は, 南北両半球において観測されることを確かめていま す.

# 4. 成層圏突然昇温時の上部対流圏と雲出現頻度減少

前節の極成層圏雲と TPC の研究をしている時,冬季北極域における対流圏上層(高度10km 以下)の雲の分布を眺めていると,時折,雲量の急激な減少が見られること,そしてその数日前に成層圏突然昇温が発生していることに気が付きました。そこで,成層圏突然昇温に注目し,残差平均流と雲出現頻度の変動を解析しました(Kohma and Sato 2014).

成層圏突然昇温は,成層圏の極域の気温が数日で40 から50Kも上昇する現象です(Matsuno 1971).これ は成層圏子午面残差循環が強化されたことに伴う,極 域での断熱加熱によって説明されます.この影響が対 流圏にまで及ぶことが2000年代から指摘されており (Baldwin and Dunkerton 2001など),その過程は主 に力学的な観点から調べられていました.一方で,そ

の影響が対流圏の雲にも現 れることが指摘されていま す. 例えば, Eguchi and Kodera (2007) では, 2002年の南半球成層圏突然 昇温に伴って,熱帯の巻雲 の雲量が増大したことを示 しています。また、Li and Thompson (2013) では、 月平均の時間スケールにお いて,成層圏循環の強度と 極域の雲出現頻度に負の相 関があることを指摘してい ます.本研究では,成層圏 突然昇温後の極域対流圏上 層の雲の変動を, 衛星ライ ダー観測, GPS 電波掩蔽 観測、再解析データを用い て, 2009, 2010, 2012年の 突然昇温の事例に着目して 調べました。事例が3つに 限られているのは、衛星ラ イダー観測の開始以降に解 析期間を限定したからで す.

第5図に、2008/2009年、 2009/2010年, 2011/2012年 の12月から3月までの北緯 70~82度における東西平均 した雲出現頻度と東西平均 気温の時間高度断面を示し ます. いずれの年において も、北極域の高度7~12 km において,東西平均し た雲の出現頻度の減少が見 られます. 大気場との比較 のために,高度10kmでの 東西平均した雲頻度が5% を下回る日を「雲減少日」 として定義しました(2009 年1月25日,2010年2月5 日,2012年2月12日).ま た, 雲減少日以降は, 1ヶ 月程度, 雲出現頻度が低い



第4図(a)第3図と同じ.ただし、8月のもの.(b)-(e)極成層圏雲の各成分が占める割合を(a)と同じ断面で示した.(b) Type-Ib,(c) Type-Ibと少量のType-Iaの混合,(d) Type-Ibと比較的多量のType-Iaの混合,(d) Type-II.



第5図 北緯70~82度における東西平均した雲出現頻度(陰影)と東西平均気温
(等値線)の時間高度断面.(a) 2008~2009年,(b) 2009~2010年,
(c) 2011年~2012年.等値線間隔は5K.雲減少が見られたタイミングを黒破線で示している。カットオフ周期10日のローパスフィルタで平滑化している。2009年2月18日~3月11日,2012年1月23日~2月2日,および3月8~19日はデータの欠損のため,描画していない。Kohma and Sato (2014)のFig.1を改変。

状態が継続していました.

第6図には、東西平均気温と浮力振動数の2乗の時 間気圧断面図を示します. 雲減少日は破線の縦線で示 しています. いずれの年でも成層圏で急激な温度上昇 が見られ、その変動が徐々に下降し、雲減少日の前後 で対流圏界面付近にまで達していることが分かりま す. つまり、温度上昇とともに飽和水蒸気圧が増大す るため雲が形成されにくくなると考えられます. ま た、成層圏の乾燥した空気塊が下降することに伴い、 水蒸気混合比も減少していました.

浮力振動数に注目すると, 雲減少日の前後において 対流圏界面付近で増大しています。中高緯度において は, 対流圏界面の直上には気候学的に逆転層が観測さ れることが知られており (Randel *et al.* 2007; Birner 2010), 圏界面付近の浮力振動数の増大は, この 逆転層の強化を意味しています.

第7図には、変形オイラー平均方程式系における残 差平均鉛直流の時間気圧断面図を示します。突然昇温 に伴う残差平均鉛直流が圏界面付近の高度で強化され るタイミングと雲減少日が対応していることが分かり ました。また、突然昇温に伴う残差平均鉛直流の強化 によりこの温度上昇が定量的にほぼ説明できること を、熱力学方程式から確かめることができました。

ここまでの議論は変形オイラー平均方程式系,つま り,東西平均した場に基づいています.さらに,近年 提案された3次元残差平均流の理論や拡張ヒルベルト 変換を用い(Kinoshita and Sato 2013; Sato *et al.* 2013),雲出現頻度と残差平均鉛直流の水平分布の関



第6図 北緯70~82度における (a)~(c) 東西平均気温と (d)~(f) 浮力振動
 数の2乗の時間気圧断面.破線は第4図と同じ.Kohma and Sato (2014)のFig.3を改変.



47図 第6図と同じ。たたし変形オイラー平均万程式系の残差平均鉛直 Kohma and Sato (2014)の Fig.6を改変。

係を調べました.第8図に その結果を示します.雲減 少日の前後で雲出現頻度が 低下している領域を黒枠で 囲っています.その領域と 残差平均鉛直流の下降領域 が大まかに対応しているこ とが分かりました.これ は,変形オイラー平均方程 式系で見出された残差平均 下降流と雲減少の関係が, 水平方向で見た場合も成り 立つことを示唆します.

また, 雲出現頻度の低下 や温度場の変動は、1ヶ月 以上持続します。この原因 として,放射による緩和時 間が下部成層圏で非常に長 い(数10日以上)ことが考 えられます. あるいは, 突 然昇温後の対流圏の波活動 の変化が寄与している可能 性があります. しかしなが ら, 突然昇温に伴う圏界面 付近の安定度の上昇(逆転 層の強化)が、対流圏擾乱 へ影響を与えることも考慮 する必要があり, それらを 切り分けた研究が今後必要 であると考えられます。

成層圏-対流圏の力学的結合についての多くの先行 研究の中で,突然昇温は主要な役割を果たすと考えら れていました。今回の研究は,突然昇温後の雲出現頻 度の減少や雲頂高度の低下による放射収支への影響を 通した,成層圏-対流圏の結合の可能性を示唆するも のだといえます.

#### 謝 辞

本研究は,東京大学大学院理学系研究科地球惑星科 学専攻博士課程在学中に実施したものです.

論文の共著者であり、修士・博士課程の指導教員で ある佐藤 薫先生には、研究実施・論文執筆のご指導 だけでなく、研究の心構えや取り組み方をご教授いた だきました。廣田 勇先生には折に触れて、激励の言 葉を掛けていただきました。また、博士論文審査の主 査である中村 尚先生や同専攻の小池 真先生や三浦 裕亮先生には、本研究についての貴重な助言をいただ きました.また、東京大学地球惑星科学専攻の大気海 洋科学講座のみなさま、学部生時代に在籍した京都大 学気象学研究室など多くの方々に、この場をお借りし て深く感謝申し上げます.

研究課題の実施にあたり、日本学術振興会から支援 を受けました. ERA-Interim データは、欧州中期予 報センターから、衛星ライダー観測データは、アメリ カ航空宇宙局 Langley Research Center から、GPS 電波掩蔽観測データは、COSMIC Data Analysis and Archive Center から提供されたものを使用していま す. 図の描画には、地球流体電脳倶楽部が開発したソ フトウェアを使用しました.

#### 参考文献

Achtert, P., M. K. Andersson, F. Khosrawi and J. Gum-



第8図 (a), (e), (i) 雲減少イベント発生前の雲頻度の分布.(b), (f), (j) 雲減少イベント発生後の雲頻度の分布.(c), (g), (k) 雲減少イベント発生前後の雲頻度の変化.(d), (h), (l) Kinoshita and Sato (2013) で導入された3次元残差流(陰影).正の値にはハッチをつけた.雲減少が顕著に見られた領域を黒枠で囲っている.Kohma and Sato (2014)のFig.8を改変.

2019年6月

418

bel, 2012: On the linkage between tropospheric and polar stratospheric clouds in the Arctic as observed by space-borne lidar. Atmos. Chem. Phys., **12**, 3791-3798.

- Adhikari, L., Z. Wang and D. Liu, 2010: Microphysical properties of Antarctic polar stratospheric clouds and their dependence on tropospheric cloud systems. J. Geophys. Res., 115, D00H18, doi:10.1029/2009 JD012125.
- Alexander, S. P., A. R. Klekociuk, M. C. Pitts, A. J. McDonald and A. Arevalo-Torres, 2011: The effect of orographic gravity waves on Antarctic polar stratospheric cloud occurrence and composition. J. Geophys. Res., 116, D06109, doi:10.1029/2010JD015184.
- Alexander, S. P., A. R. Klekociuk, A. J. McDonald and M. C. Pitts, 2013: Quantifying the role of orographic gravity waves on polar stratospheric cloud occurrence in the Antarctic and the Arctic. J. Geophys. Res. Atmos., 118, 11493-11507.
- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science, 294, 581–584.
- Birner, T., 2010: Residual circulation and tropopause structure. J. Atmos. Sci., 67, 2582–2600.
- Chipperfield, M. P., 2015: Global atmosphere-The Antarctic Ozone Hole. Still Only One Earth: Progress in the 40 Years Since the First UN Conference on the Environment (R. E. Hester and R. M. Harrison ed.), Roy. Soc. Chem., 1-33.
- Dee, D. P. *et al.*, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553–597.
- Eguchi, N. and K. Kodera, 2007: Impact of the 2002, Southern Hemisphere, stratospheric warming on the tropical cirrus clouds and convective activity. Geophys. Res. Lett., 34, L05819, doi:10.1029/2006 GL028744.
- Fahey, D. W., K. K. Kelly, S. R. Kawa, A. F. Tuck, M. Loewenstein, K. R. Chan and L. E. Heidt, 1990: Observations of denitrification and dehydration in the winter polar stratospheres. Nature, 344, 321–324.
- Hayashi, M., M. Sudo, K. Shiraishi, N. Hirasawa, T. Yamanouchi, T. Shibata, Y. Iwasaka, M. Nagatani and A. Nakada, 2004: Data of project on atmospheric circulation and material cycle in the Antarctic, part 3. Backscattering properties of tropospheric clouds and aerosols observed by a lidar at Dome Fuji station in 1997. JARE Data Rep. Meteor., 38, 1-105.

平沢尚彦,山内 恭,2017:南極氷床と大気物質循環・気

候. 気象研究ノート, (233), 452pp.

- Höpfner, M. *et al.*, 2006: MIPAS detects Antarctic stratospheric belt of NAT PSCs caused by mountain waves. Atmos. Chem. Phys., 6, 1221–1230.
- Innis, J. L. and A. R. Klekociuk, 2006: Planetary wave and gravity wave influence on the occurrence of polar stratospheric clouds over Davis Station, Antarctica, seen in lidar and radiosonde observations. J. Geophys. Res., 111, D22102, doi:10.1029/2006JD007629.
- Kinoshita, T. and K. Sato, 2013: A formulation of threedimensional residual mean flow applicable both to inertia-gravity waves and to Rossby waves. J. Atmos. Sci., 70, 1577-1602.
- Kohma, M. and K. Sato, 2011: The effects of atmospheric waves on the amounts of polar stratospheric clouds. Atmos. Chem. Phys., 11, 11535-11552.
- Kohma, M. and K. Sato, 2013: Simultaneous occurrence of polar stratospheric clouds and upper-tropospheric clouds caused by blocking anticyclones in the Southern Hemisphere. Atmos. Chem. Phys., 13, 3849–3864.
- Kohma, M. and K. Sato, 2014: Variability of upper tropospheric clouds in the polar region during stratospheric sudden warmings. J. Geophys. Res. Atmos., 119, 10100-10113.
- Li, Y. and D. W. J. Thompson, 2013: The signature of the stratospheric Brewer-Dobson circulation in tropospheric clouds. J. Geophys. Res. Atmos., 118, 3486-3494.
- Lowe, D. and A. R. MacKenzie, 2008: Polar stratospheric cloud microphysics and chemistry. J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 70, 13-40.
- Matsuno, T., 1971: A dynamical model of the stratospheric sudden warming. J. Atmos. Sci., 28, 1479–1494.
- Peter, T. and J.-U. Grooß, 2012: Polar stratospheric clouds and sulfate aerosol particles: Microphysics, denitrification and heterogeneous chemistry. Stratospheric Ozone Depletion and Climate Change (R. Müller ed.), Roy. Soc. Chem, 108-144.
- Pitts, M. C., L. R. Poole and L. W. Thomason, 2009: CALIPSO polar stratospheric cloud observations: second-generation detection algorithm and composition discrimination. Atmos. Chem. Phys., 9, 7577-7589.
- Randel, W. J., F. Wu and P. Forster, 2007: The extratropical tropopause inversion layer: Global observations with GPS data, and a radiative forcing mechanism. J. Atmos. Sci., 64, 4489-4496.
- Salby, M., E. Titova and L. Deschamps, 2011: Rebound of Antarctic ozone. Geophys. Res. Lett., 38, L09702, doi:10.1029/2011GL047266.

Salby, M. L., E. A. Titova and L. Deschamps, 2012: Changes of the Antarctic ozone hole: Controlling mechanisms, seasonal predictability, and evolution. J. Geophys. Res., 117, D10111, doi:10.1029/2011

JD016285.

- Sato, K., T. Kinoshita and K. Okamoto, 2013: A new method to estimate three-dimensional residual mean circulation in the middle atmosphere and its application to gravity-wave resolving general circulation model data. J. Atmos. Sci., 70, doi:10.1175/jas-d-12-0352.1.
- Shibata, T., K. Sato, H. Kobayashi, M. Yabuki and M. Shiobara, 2003: Antarctic polar stratospheric clouds under temperature perturbation by nonorographic inertia gravity waves observed by micropulse lidar at Syowa Station. J. Geophys. Res., 108, doi:10.1029/2002 JD002713.
- Shiraishi, K., et al., 2001: Polar stratospheric clouds observed above Ny-Aalesund, Norway, and Dome Station, Antarctic. Paper presented at Optical Remote Sensing of the Atmosphere and Clouds II, SPIE, February 21, 2001.
- Solomon, S., 1999: Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. Rev. Geophys., 37, 275-316.

- Teitelbaum, H. and R. Sadourny, 1998: The role of planetary waves in the formation of polar stratospheric clouds. Tellus A, 50, 302–312.
- Teitelbaum, H., M. Moustaoui and M. Fromm, 2001: Exploring polar stratospheric cloud and ozone minihole formation: The primary importance of synopticscale flow perturbations. J. Geophys. Res., 106, 28173– 28188.
- Wang, Z., G. Stephens, T. Deshler, C. Trepte, T. Parish, D. Vane, D. Winker, D. Liu and L. Adhikari, 2008: Association of Antarctic polar stratospheric cloud formation on tropospheric cloud systems. Geophys. Res. Lett., 35, L13806, doi:10.1029/2008GL034209.
- Watanabe, S., K. Sato and M. Takahashi, 2006: A general circulation model study of the orographic gravity waves over Antarctica excited by katabatic winds. J. Geophys. Res., 111, D18104, doi:10.1029/2005 JD006851.
- Wilcox, L. J., B. J. Hoskins and K. P. Shine, 2012: A global blended tropopause based on ERA data. Part I: Climatology. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 138, 561–575.
- Yamanouchi, T., N. Hirasawa, M. Hayashi, S. Takahashi and S. Kaneto, 2003: Meteorological characteristics of Antarctic inland station, Dome Fuji. Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 57, 94-104.

### Dynamical Study on the Clouds Around the Tropopause in the Polar Region

### Masashi KOHMA\*

(Received 11 March 2019; Accepted 17 April 2019)

<sup>\*</sup> Graduate School of Science, The University of Tokyo, 7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0033, Japan E-mail; kohmasa@eps.s.u-tokyo.ac.jp