

東京大学大学院新領域創成科学研究科

環境学研究系自然環境学専攻

地球環境モデリング学分野

平成 23 年度 修士論文

衛星搭載赤外センサーを用いた南極の

極域成層圏雲の観測

Observations of polar stratospheric clouds

over Antarctica using infrared sensor

on board the satellite

2012 年 2 月 29 日

2011 年度 3 月修了

指導教員 今須良一 准教授

47-106614 染谷有

目次

1. 序論	1
1.1 背景	1
1.2 極域成層圏雲(PSCs)とオゾンホール	2
1.2.1 大気構造とオゾン層	2
1.2.2 オゾンホールの発生過程と PSCs の影響	2
1.2.3 PSCs の特徴	4
1.2.4 衛星による PSCs の観測	5
1.3 目的	7
2. 解析	8
2.1 使用データと使用モデル	8
2.1.1 温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT	8
2.1.2 気温プロファイルデータ	8
2.1.3 放射伝達モデル LBLRTM	9
2.1.4 放射計算コード MSTAR	9
2.2 解析手法	10
2.2.1 CO ₂ スライシング法	10
2.2.2 スプリットウィンドウの利用	12
3 結果と考察	15
3.1 スライシング法による結果	15
3.1.1 LBLRTM による観測スペクトルの変化の確認	15
3.1.2 PSCs への適用の検証	17
3.1.3 GOSAT による観測データへの適用	25
3.2 スプリットウィンドウの利用による結果	27
3.3 検出結果の比較・検証	30
3.3.1 スプリットウィンドウから検出した巻雲の分布との比較	30

3.3.2 CALIPSO による観測との比較	31
3.3.4 昭和基地の地上ライダー観測との比較	36
4 まとめと今後の課題	38
参考文献	39
謝辞	43

1. 序論

1.1 背景

冬季の極域上空では地表面に近い対流圏に発生する雲に加え、高度 10~50km の成層圏に極域成層圏雲(polar stratospheric clouds : PSCs)と呼ばれる雲が発生する(*McCormick et al.*, 1982)。この雲は太陽光が当たると真珠貝の内側のような鮮やかな色合いに見えるために古くから真珠母雲とも呼ばれてきた。見た目には美しい PSCs であるが、*Farman et al.* (1985) によってオゾンホールが存在が指摘されると、Cl を含む安定な物質から活性な Cl 原子が分離し、PSCs の粒子表面での反応によってオゾンから酸素への反応において触媒的な働きをすることが指摘され(*Solomon et al.*, 1986)、PSCs がオゾンホールの発生過程において決定的な役割を果たしていることが明らかになった。以来、オゾンホールとともに PSCs の組成や発生条件、分布などに関する研究がなされており、水以外にも硝酸や硫酸からなること(*Toon et al.*, 1986; *Arnold*, 1992)や 200K 以下の極めて低い気温になると発生すること(*McCormick et al.*, 1985)、北極域よりも南極域で発生規模が大きいことなどがわかっている。

これまでの研究で PSCs は気球や航空機による直接観測や地上または衛星からのリモートセンシングによって観測されてきた。直接観測は粒子組成や量を精度よく観測できるが、時間的、地域的な制約が大きく、また、地上からのリモートセンシングは連続的な長期間の観測に適しているが、観測点が限られている。一方、衛星リモートセンシングは精度では直接観測に劣り、連続的な観測はできないが、広範囲の観測を行うことができるという利点がある。PSCs を対象とした衛星観測では Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO)に搭載されたライダーや Environmental Satellite (ENVISAT) に搭載された Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS)というセンサーによって得られたデータを用いた研究が多いが、本研究ではこれらの衛星とは観測手法の異なる Greenhouse gases Observation SATellite (GOSAT) に搭載されたセンサーによって得られたデータを用いて PSCs の検出を試みる。

1.2 オゾンホールと極域成層圏雲

1.2.1 大気の構造とオゾン層

地球の大気は鉛直方向に成層構造をなしており、高度によってその性質が異なる。最下層の地表面から高度 8~18km 程度の層は対流圏と呼ばれ、この層内では高度の上昇に伴って気温は 1km につき約 6.5K 低下する。対流圏の上端の対流圏界面と呼ばれる高度では鉛直方向の気温変化は極小を迎え、それよりも上層の成層圏と呼ばれる層内では一転して高度とともに気温は上昇する(Fig. 1.1)。これは成層圏内のオゾンが太陽放射を吸収することで大気が加熱されることによるものであり、大気中のオゾンはほとんどが成層圏内に高度約 20km 程度を数密度のピークとして存在する。この成層圏内のオゾン濃度の高い層がオゾン層と呼ばれるものであり、オゾン層内でのオゾン濃度は最高で 5ppmv 程度である。

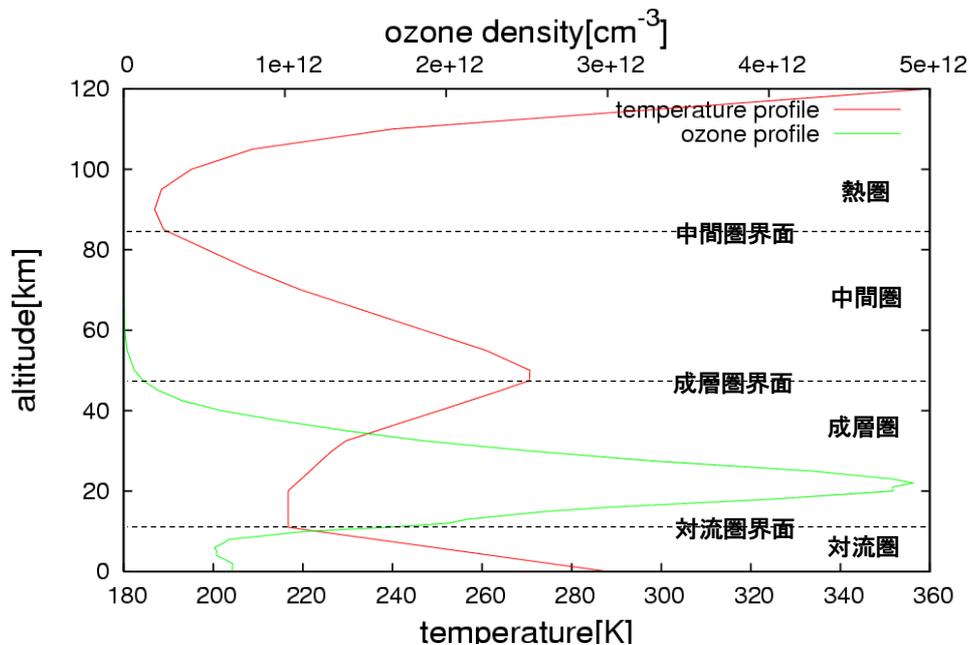


Fig. 1.1 U.S. standard 1976 による気温とオゾンの鉛直プロファイルと大気の層構造

1.2.2 オゾンホール発生過程と PSCs の影響

成層圏におけるオゾンの生成は以下の反応によって起こる。



ここで、 h はプランク定数、 ν は振動数である。また、 M は反応の際の衝突により運動エネルギーや運動量のバランスをとる役割を果たす N_2 や O_2 などの物質である。オゾンを生成するこの反応に対し、オゾンが酸素に分解される以下のような反応も同時に起こっている。





この一連のプロセスは *Chapman* (1930)によって提唱されたため、*Chapman mechanism* として知られている。これらの反応が平衡状態となっていることにより成層圏でのオゾン量が保たれているが、PSCsが発生するとこの反応以外のオゾン分解機構が働く。

広く知られているようにオゾンホールのは発生はフロン類(CFCs)の使用に起因する。フロン類にはClが含まれており、太陽放射が当たることによって光解離し、Cl原子が生成されるが、Cl原子は不安定なためNO_xやCH₄と反応してClONO₂やHClのようなりザーバーと呼ばれる形で成層圏に多く存在する。リザーバーは成層圏での低緯度から高緯度へ向かう循環により極域へ輸送される。中・低緯度ではClは安定なりザーバーとして存在するためオゾンの減少はほとんど起こらないが、極周辺ではPSCsの影響によりリザーバーからClが解離する。

極域上空では極を中心とした極渦と呼ばれる渦が発生する。この渦によって極周辺の気は周囲の気との混合が起りにくくなり、極夜と呼ばれる太陽放射の当たらない期間には下部成層圏での気温は極端に低くなる。これにより大気中の水蒸気や硝酸が気温に応じて凝結し、いくつかのタイプのPSC粒子が発生する。これらの粒子の表面では安定な物質であるリザーバーが不均一反応を起こし、Cl₂やHOClなどが生成された結果、このような物質が極夜の期間に著しく増加する。また、PSC粒子の構成成分である硝酸がPSC粒子に取り込まれ、PSC粒子が成長して重力によって落下することでこの高度の大気から取り除かれることにより減少する現象を脱室と呼び(*Toon et al.*, 1986)、これにより硝酸と平衡状態にあるNO_xも濃度が減少する。極夜が明け、太陽放射が当たり始めると、Cl₂やHOClは光解離を起こしてClが発生する。本来、このように発生したClはNO_xやCH₄との反応によりリザーバーに戻るが、PSCsによりNO_xが減少しているため、極夜が明けると同時にClが急激に増加することになる。このClは以下の反応によりオゾンを分解し、酸素を生成する(*Stolarski and Cicerone*, 1974)。



この反応はClによるオゾン分解の代表的な例であるが、オゾン分解のプロセスは他にもいくつか存在する。この反応において、Clは消費されずに触媒的に働くだけであり、正味の反応はオゾンが酸素に変わっただけである。そのため、オゾンの分解が進んでもClは減少せず、周囲の気との混合によって塩素除去反応を起こす物質が回復するまでオゾンの分解は進み、その結果、オゾンホールが発生する。

オゾンホールのは発生は *Farman et al.* (1985)によって春に南極上空のオゾン量が約半分になっていると指摘され、明らかになった。その後、地上観測や衛星観測のデータを用いた検証が行われ、オゾンホールのは発生は確定的なものとなった。成層圏オゾンの量を示す単位には気柱量を表すDU(Dobson Unit)が用いられ、100[DU]は標準状態で1mmの厚さに対応

する。本来、オゾンホールが発生しなければ冬半球の極域では成層圏オゾン量は 300~400[DU]程度である。しかし、オゾンホールが現在までで最も発達した 1990 年代にはオゾンホール内のオゾン量は 100[DU]程度にまで減少した。2000 年代に入り、CFCs が規制されたこともあってオゾンホールの規模は緩やかな縮小傾向にあるが、発生しなくなるまでには数十年かかると言われている(WMO, 2007)。

1.2.3 PSCs の特徴

対流圏内では鉛直方向の対流と高度に伴う気温の低下により上昇する気塊に含まれる水蒸気量が、その高度での気温に対応する飽和水蒸気量を上回ることによって水蒸気が凝結し、雲が発生する。これに対し、成層圏では水蒸気量が 10ppmv 程度と対流圏に比べて非常に乾燥している。これは対流圏から成層圏への大気の流れのプロセスに起因する。対流圏から成層圏への大気の流れは地表面加熱が活発な赤道付近での強い上昇流によって起こる。対流圏内では高度に伴う気温の低下は 1km あたり 6.5K とほぼ一定の割合で起こる。対流圏の厚さは緯度によって異なっており、赤道付近では対流圏界面の高度は 18km 程度にまで及ぶため、この高度での気温は地表面付近よりも 100K 以上も低いことになる。このことから、成層圏に流入する大気の水蒸気量はこの気温での飽和水蒸気量以下となる。赤道域で成層圏に流入した大気はハドレー循環という循環によって低緯度から高緯度に輸送されるが、緯度が低くなるにつれて対流圏界面の高度は低くなる。対流圏界面から上での気温はオゾンによる加熱により高度に伴い、上昇に転じるため、冬季の極周辺を除けば対流圏と成層圏内で最も気温の低い領域は赤道域の対流圏界面である。そのため、成層圏内では水蒸気の飽和による雲の発生は通常は起こらない。ところが、極周辺では冬季になると極夜と呼ばれる太陽放射の届かない期間があり、オゾンによる加熱が弱まることに加えて極渦と呼ばれる渦によって緯度方向の大気の混合が起こりにくいことから、下部成層圏では二酸化炭素などによる放射冷却により気温が下がり続け、極めて低温な状態になる。これにより冬半球の下部成層圏では PSCs が発生するが、北極域よりも南極域の方が PSCs の発生は活発である。これは北極に比べて南極は海陸分布が単純なために極渦が安定しており、プラネタリー波と呼ばれる大気波動による緯度方向の熱輸送が起こりにくいからである。

下部成層圏の大気状態によって発生する PSCs 粒子は構成成分や相が異なるため、いくつかのタイプに分類されている。下部成層圏では水蒸気の露点は約 188K であるが、この気温以上でも PSCs は発生する。これらの粒子は Type1 と呼ばれ、さらに Type1a と Type1b に分けられる。Type1a は硝酸の凝縮により発生する粒径が 0.5 μ m 程度の固体粒子であり、硝酸三水和物(nitric acid trihydrate : NAT)を主成分とする(Toon *et al.*, 1986)。この粒子は成層圏に存在するバックグラウンドエアロゾルである硫酸四水和物(sulfuric acid tetrahydrate : SAT)を核として生成され、下部成層圏での硝酸の露点 T_{NAT} (約 195K)以下の温度になると発生する。

Type1b は水、硝酸、硫酸のからなる三成分系液滴(supercooled ternary solution : STS)と呼ばれる $1.0\ \mu\text{m}$ 程度の粒子であり(Poole and McCormick, 1988b)、約 $T_{\text{NAT}}-4\text{K}$ の温度を目安に核を必要とせずに気相から直接生成される(Larsen et al., 1997)。Type2 粒子は水を主成分とする氷粒子である。188K を目安に水蒸気の凝縮によって発生し、粒径は Type1 と比べると大きく、数 μm 以上になる(Poole and McCormick, 1988b)。

南極は北極よりも PSCs の発生規模が大きいことは先に述べたが、構成粒子を見ると下部成層圏の気温の違いなどから、北極では NAT 粒子が全体に占める割合が大きく(Larsen et al., 1997)、南極では氷粒子の割合が大きい(Steele et al., 1983)。氷粒子の割合が大きい PSCs は NAT 粒子の割合が大きい粒子と比べて光学的厚さが大きいため、北極に発生する PSCs よりも南極に発生する PSCs の方が光学的厚さは大きい傾向にあり、Hopfner et al. (2001) によればその値は 0.25~0.8 程度である。また、南極では PSCs の発生は南極大陸上の全域で起こるが、特に 60°W 付近で光学的に厚い PSCs が観測されており(Watterson and Tuck, 1989; Noel et al., 2009)、これは山岳波の影響だと考えられている(Hopfner et al., 2006)。

1.2.4 衛星による PSCs の観測

衛星による PSCs の観測事例は最近のものでは CALIPSO や ENVISAT の MIPAS を用いたものが多い。CALIPSO の観測器は自ら 532nm と 1064nm のレーザー光を出し、反射された電磁波を観測するライダーと呼ばれる装置で地表面に対して鉛直下向きの観測を行う Nadir 型のセンサーである。一方、MIPAS は地表面に対して水平方向に $4.15\sim 14.6\mu\text{m}$ の赤外線を観測する Limb 型のセンサーである。これらのセンサーが用いられる理由として、CALIPSO はエアロゾルや光学的に薄い雲の検出に適しており、その詳細な鉛直構造を知ることができること、MIPAS は PSCs 発生高度より下層の大気が観測に影響を及ぼさないため、成層圏の観測に適しており、赤外線スペクトルの特徴から PSCs の検出が行えることが挙げられる。

しかし、衛星観測には時間的な制限があり、衛星にもよるが同一観測点に戻るまでに数日を要する。また、観測時間も決まっており、観測周期内での変動を特定することはできない。Hopfner et al. (2009) では CALIPSO と MIPAS のそれぞれから PSCs を解析し、結果の比較を行っているが、Fig. 1.2 のように時空間的に近い観測は非常に少ない。衛星観測でこれらを改善するには観測点が多く、回帰周期の短い衛星データを用いることが必要だと考えられる。このような理由から本研究では GOSAT によって得られたデータを用いて PSCs の検出を試みる。GOSAT は MIPAS や CALIPSO の観測に比べて観測点が多く、また、CALIPSO と比べると回帰周期も短い。

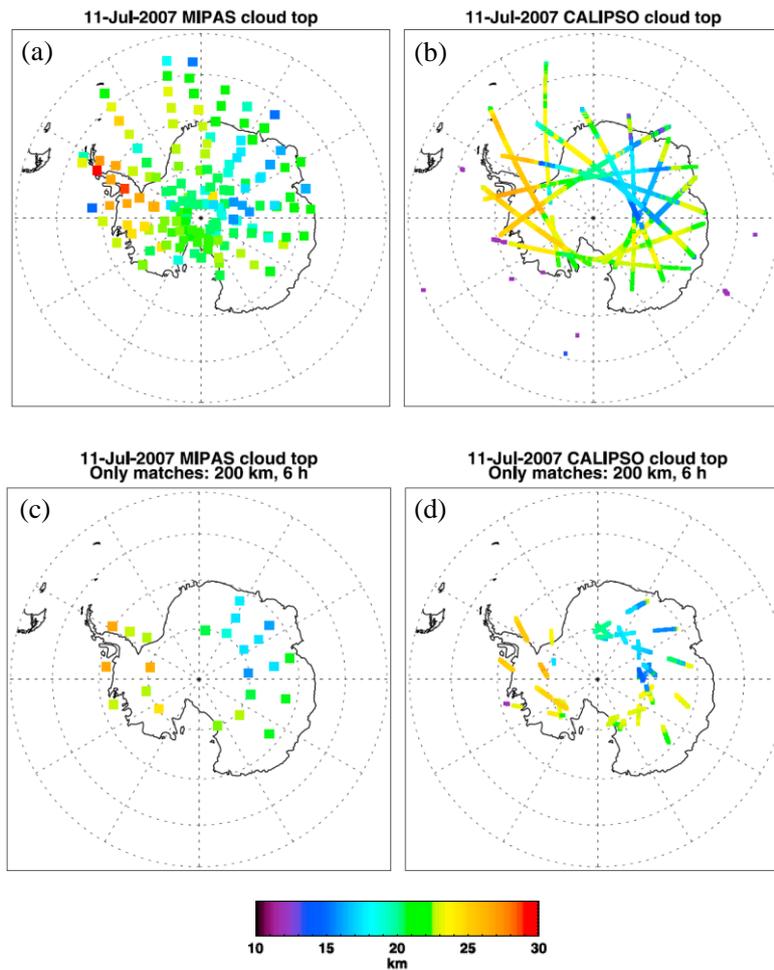


Fig 1.2 2009年7月11日の(a)MIPASによって観測されたPSCsの分布 (b)CALIPSOによって観測されたPSCsの分布 (c)MIPASによるPSCs観測のうち6時間、200kmの範囲内でCALIPSOの観測と一致した観測点の分布 (d)同様にCALIPSOの観測のうちMIPASの観測と一致した観測点の分布 (Hopfner et al., 2009)

1.3 目的

1.2 で示したように、これまでの研究によって PSCs の分布や性質はある程度明らかになっている。しかし、衛星によって求められた分布はその衛星の特性により、詳細なものとは言い難い。そのため、より観測点が多く、回帰周期の短い衛星によって得られたデータを用いることで時空間的に密な分布を得ることができるものと期待できる。

また、極域での雲の検出は未だに誤差が大きく、課題が多い。温室効果ガス濃度の把握のために温室効果ガス観測に用いるセンサーと同じ熱赤外センサーで南極域の雲を検出する手法がこれまでの研究で試みられてきたが、PSCs について熱赤外センサーを用いた検出が行われた例はほとんどない。また、今回用いた検出手法は PSCs のみならず対流圏の雲にも適用可能であるが、南極域の雲をターゲットとして今回用いる手法を適用した例も無い。同一のセンサーで精度のよい雲の検出が可能となれば、温室効果ガスの導出の際の PSCs や他の雲の影響も正確に評価でき、精度の向上も期待できる。

このようなことから、熱赤外スペクトルセンサーである、GOSAT に搭載された TANSO-FTS を用いて PSCs を検出する手法を開発し、南極域に発生した PSCs の分布を導出することを本研究の主な目的とする。

2. 解析

2.1 使用データと使用モデル

2.1.1. 温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT

本研究では PSCs を検出するための観測データとして 2009 年 1 月 23 日に日本が打ち上げた温室効果ガス観測技術衛星 Greenhouse gases Observation SATellite (GOSAT)によって得られたデータを用いる。GOSAT は温室効果ガスである二酸化炭素とメタンの全球分布のモニタリングを主な目的としており、これまで地上に限られた観測点でしか得られなかった温室効果ガスの濃度は GOSAT の打ち上げによって全球的な 56000 点を 3 日周期で観測することが可能となった。GOSAT に搭載されている観測装置は Thermal And Near-infrared Sensor for carbon Observation (TANSO)と呼ばれ、ともに Nadir 型の温室効果ガス観測のためのスペクトルセンサーである Fourier Transform Sensor (FTS)と温室効果ガス観測の妨げとなる雲やエアロゾルの有無を判定するための画像センサーである Cloud and Aerosol Imager (CAI)で構成されている。FTS の仕様を Table2.1 に示す。FTS は赤外～熱赤外領域に感度を持つ 4 つのバンドを有しており、地表面で反射される太陽放射と地表面や大気からの放射を観測することができる。本研究では GOSAT によって観測された 2009 年 9 月 16~18 日のデータを用いることとした。

Table2.1. TANSO-FTS の仕様

	Band1	Band2	Band3	Band4
波長範囲(μm)	0.758~0.775	1.56~1.72	1.92~2.08	5.56~14.3
分光分解能(cm^{-1})	0.2	0.2	0.2	0.2
偏光観測	あり	あり	あり	なし
観測対象	酸素	二酸化炭素 メタン	二酸化炭素 水蒸気	二酸化炭素 メタン
瞬時視野角	15.8mrad (地表面投影直径 10.5km)			
1 走査データの 取得時間	1.1, 2.0, 4.0 秒			

2.1.2 気温プロファイルデータ

放射伝達モデル LBLRTM で光学的厚さや放射輝度の計算を行うには入力値として気温プロファイルを与える必要がある。本研究では 2 種類の気温プロファイルデータを用いる。1

つは日本の気象庁から提供されている数値予報 Grid Point Value (GPV)の GSM(全球域)データである。このデータでは 1000~100hPa は緯度 0.5° ×経度 0.5° 、100hPa 以上の高度は 1.0° × 1.0° の各格子点において 1000hPa~10hPa を 17 層に分け、各層に高度や気温などの値が入っており、水蒸気量は 1000~300hPa の層に入っている。GPV データは 1 日につき 4 回提供されているため、1 日 1 回のデータと比べると 1 日における変動の再現性がよい。もう一つの気温プロファイルは United Kingdom Met Office (UKMO)から提供されている Stratospheric Assimilated Data である。こちらのデータは 0.5625° × 0.375° の各格子点において 1000~0.1hPa の 30 層の気温や指定気圧面の高度の値が入っている。

2.1.3. 放射伝達モデル LBLRTM

本研究では放射輝度の理論値や光学的厚さの計算に Atmospheric and Environmental Research (AER) 社から提供されている放射伝達モデルである Line-By-Line Radiative Transfer Model (LBLRTM)を用いた。

気体分子はそれぞれある決まった波長の放射を吸収する性質を持っている。この波長ごとの吸収の一つ一つを吸収線、吸収線の集まりを吸収帯という。分子による放射の吸収は分子の振動や回転によってもたらされ、本来はそれぞれの吸収線は波数方向の広がりを持たない。しかし、実際の大气中では気体分子の運動によるドップラー効果や他の分子との衝突により吸収線は波数方向の有限な広がりを持つ。Line-By-Line 計算とは HITRAN などの吸収線データベースを用いて、この吸収線一本一本に対して放射計算を行う計算方法である。しかし、この計算方法は吸収線の半値半幅(吸収線の頂点の波数と頂点の半分の値の波数との間隔)以下の波数間隔で計算点をとらなければならないため、計算精度が高い一方、他の計算方法と比べて膨大な計算時間がかかる。LBLRTM は High Resolution Absorption Coefficient Code (HIRACC)アルゴリズム(AFGL, 1977)を用いることや近似計算に工夫を加えることなどにより、近似計算による精度の低下を軽減して実用的な計算精度を保持しつつ計算速度の向上を図っている(藤枝・深堀, 2004)。

2.1.4 放射計算コード MSTAR

スプリットウィンドウ法における曇天時のスペクトルの特徴の確認には東京大学気候システム研究センター(現大気海洋研究所気候システム研究系)で開発された放射伝達コードである Radiance System for Transfer of Atmospheric Radiation(RSTAR) (Nakajima *et al.*, 1986)に単色光計算ができるように改良を加えた放射計算コードである Monochromatic radiance System for Transfer of Atmospheric Radiation (MSTAR)を用いた。MSTAR と LBLRTM とを使用するうえで最も大きな違いはエアロゾルや雲の粒子種や粒径を変化させて放射計算が行えるという点である。これにより粒径などの変化による観測スペクトルの変化が調べられる。

2.2 解析手法

本研究では南極域の PSCs を検出するために TANSO-FTS の Band4 によって得られたデータを用いた 2 つの手法を検討する。極域では雪氷による反射と雲による反射の区別が難しいため、太陽放射の近赤外域を利用した雲の検出は困難である。今回用いる 2 つの手法はそれぞれ熱赤外領域における二酸化炭素の吸収と雲による吸収の波長依存性を利用し、対流圏上層に存在する光学的に薄い雲である巻雲を検出する手法として開発された。PSCs は巻雲と光学的に似た特性を持っているため、巻雲の検出手法が PSCs にも適用可能であるのではないかと考え、これらの手法を用いることとした。

2.2.1 CO₂ スライシング法

この手法は *Smith et al.*(1970)によって提唱された雲頂高度推定法であり、主に対流圏上層に存在する光学的に薄い雲である巻雲を検出するために用いられてきた(*Smith et al.*, 1974; *Smith and Platt* 1978; *Menzel et al.*, 1983)。二酸化炭素は 15 μm 付近に強吸収帯を持ち、波長によって高度ごとの透過率が異なる。そのため、波長ごとに感度を持つ高度が異なり、吸収帯の中心付近の波長では下層での透過率がほぼ 0 のため上層に感度を持つ一方、吸収帯の裾野付近では下層での透過率が中心付近に比べて高いため下層に感度を持つ(Fig.2.1)。このことを利用し、異なる高度に感度を持つ 2 波長を用いることで以下のように雲頂気圧が推定できる。

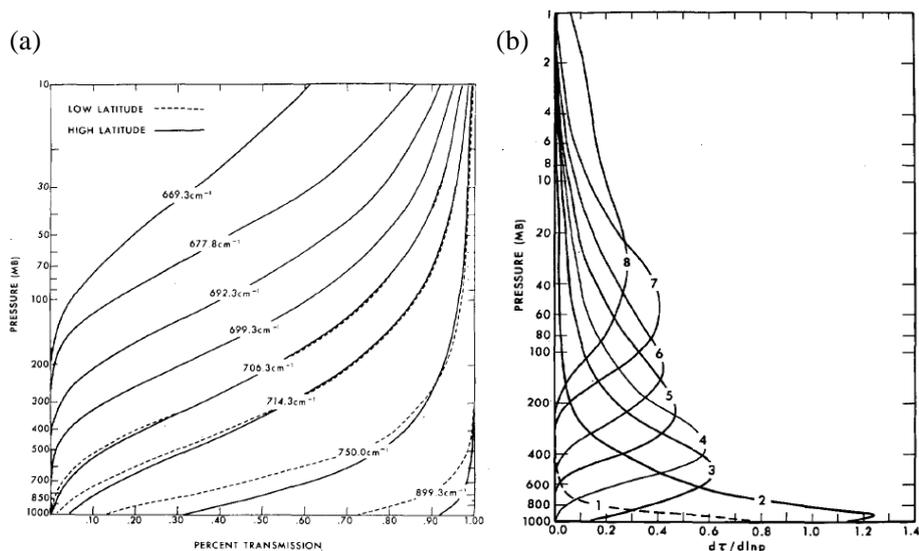


Fig.2.1 波長ごとの透過率の高度変化(a)と波長ごとの荷重関数の高度変化(b) (*Smith et al.*, 1970)。(b)の各曲線の数字は(a)の曲線の波数に大きい値から対応している。

視野内に部分的に雲がある場合に衛星によって観測される放射輝度は

$$R_\lambda = \alpha R_\lambda^{cd} + (1 - \alpha) R_\lambda^{cl} \quad (2.1)$$

である。 α は雲の被覆率、 R_λ^{cd} は雲域からの、 R_λ^{cl} は晴天域からの波長 λ での放射輝度である。雲域からの放射輝度は

$$R_\lambda^{cd} = \epsilon_\lambda R_\lambda^{bcd} + (1 - \epsilon) R_\lambda^{cl} \quad (2.2)$$

であり、 ϵ_λ は雲の射出率、 R_λ^{bcd} は不透明な雲からの放射輝度である。晴天時と不透明な雲による放射輝度は地表面や雲自体からの放射に加え、大気からの寄与を考慮すると

$$R_\lambda^{cl} = B_\lambda(T(p_s))\tau_\lambda(p_s) + \int_{p_s}^0 B_\lambda(T(p))d\tau_\lambda \quad (2.3)$$

$$R_\lambda^{bcd} = B_\lambda(T(p_c))\tau_\lambda(p_c) + \int_{p_c}^0 B_\lambda(T(p))d\tau_\lambda \quad (2.4)$$

と書ける。 p_s と p_c はそれぞれ地表気圧と雲頂気圧、 B_λ と τ_λ は波長 λ でのプランク関数と透過率である。これより

$$\begin{aligned} R_\lambda^{cl} - R_\lambda^{bcd} &= B_\lambda(T(p_s))\tau_\lambda(p_s) - B_\lambda(T(p_c))\tau_\lambda(p_c) + \int_{p_s}^{p_c} B_\lambda(T(p))d\tau_\lambda \\ &= \int_{p_c}^{p_s} \tau_\lambda(p)dB_\lambda \end{aligned} \quad (2.5)$$

となる。 dB_λ は隣り合うそれぞれの層内の気温に対応するプランク関数の差である。式(2.2)と(2.5)より

$$R_\lambda - R_\lambda^{cl} = \alpha \epsilon_\lambda \int_{p_s}^{p_c} \tau_\lambda(p)dB_\lambda \quad (2.6)$$

であるので、この式を2波長に適用し、右辺と左辺それぞれの比をとると

$$\frac{R_{\lambda_1} - R_{\lambda_1}^{cl}}{R_{\lambda_2} - R_{\lambda_2}^{cl}} = \frac{\alpha_1 \epsilon_{\lambda_1} \int_{p_s}^{p_c} \tau_{\lambda_1}(p)dB_{\lambda_1}}{\alpha_2 \epsilon_{\lambda_2} \int_{p_s}^{p_c} \tau_{\lambda_2}(p)dB_{\lambda_2}} \quad (2.7)$$

となる。このとき、十分近い波長を用いれば $\alpha_1 \cong \alpha_2$ 、 $\epsilon_{\lambda_1} \cong \epsilon_{\lambda_2}$ とすることができる。この式において、層ごとに右辺の値を計算し、左辺と右辺の差が最も小さくなる p_c を雲頂高度として推定できる。以後、式(2.7)の左辺と右辺の差を「雲頂高度誤差指標」と呼ぶ。

本研究では R_λ にGOSATのデータから得られた放射輝度を入力し、 R_λ^{cl} と右辺の値は気温プロファイルを入力してLBLRTMによって計算した値を用いた。これらの値にはそれぞれのデータにおいて、ある波数幅での平均値を用いたが、この値を用いた解析結果では南極域の気温プロファイルで光学的に薄い雲や対流圏の雲の検出は不可能であることがわかった。そのため、本研究では放射輝度の与え方に以下のような改良を加えた。

気体による吸収のある波長域のスペクトルを細かく見ていくと、気体の吸収線の有無により、観測される輝度温度はある程度の周期性を持った変動をしている(Fig. 2.2)。スライシング法はCO₂の吸収が波長ごとに異なることによって感度を持つ高度にも違いがあること

を利用した手法であるため、式(2.7)の計算に用いる値に吸収線付近の吸収の強い部分だけを取り出したものを用いることで、用いるデータごとに反映している高度の違いがより顕著になり、精度が向上するのではないかと考えた。この方法は TANSO-FTS の Band4 が 0.2cm^{-1} という高い分解能を有しているために可能となった。その結果、観測精度の向上が認められたため、このアルゴリズムを GOSAT による観測データに適用して PSCs の検出を試みた。

また、観測時が晴天で雲が無い場合には雲の検出とは別の判定が必要である。この判定には上記の吸収線付近のみの値は用いず、観測された放射輝度と計算によって求めた晴天時の理論値のそれぞれで同じ波数間隔内での平均値をとって比較し、その差に閾値を設けることで晴天かどうかを判別した。

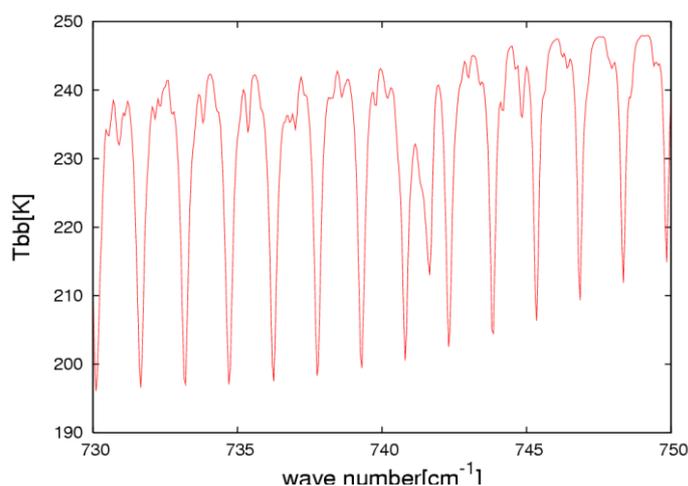


Fig. 2.2 LBLRTM によって計算した $730\sim 750\text{cm}^{-1}$ の観測スペクトルの例

2.2.2. スプリットウィンドウの利用

もう一つの手法はスプリットウィンドウと呼ばれる $10\mu\text{m}$ 付近の波長域での雲による吸収強度の波長依存性を利用した検出手法である。この手法も CO_2 スライシング法と同様に巻雲を観測するために、Inoue (1985)によって提唱された手法である。 $10\sim 13\mu\text{m}$ 付近の波長域は大気分子による吸収がほとんどなく、晴天時や曇天時に観測される放射輝度は地表面や雲の温度を反映したものとなる。しかし、巻雲や PSCs が発生している場合、その波長域での吸収強度が強い波長依存性を持つために Fig.2.3 のような特徴的なスペクトルが観測される。この図において、 $750\sim 1000\text{cm}^{-1}$ ($10.0\sim 13.3\mu\text{m}$) 付近の波長域では晴天時には地表面からの射出に対し、大気からの寄与に波長依存性が小さいために波長による輝度温度(≡有効黒体温度 (Equivalent Blackbody Temperature : Tbb))の差がほとんど無い。それに対し、巻雲がある場合はその吸収特性が波長依存性を持ち、波数が小さくなるほど吸収強度が大きくなるために波長によって観測される輝度温度が大きく異なっている。この波長域で 2 波長を選択し、

光学的厚さを変化させた場合、波長が大きい方での輝度温度と 2 波長での輝度温度差 (Brightness Temperature Difference : BTD) の関係を見ると Fig.2.3 のような曲線となる。Fig.2.4 では中緯度夏季の大気に氷雲を高度 9km に設定した場合において粒径を 1~30 μm まで変化させ、それぞれについて光学的厚さを 0.01, 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0 と変えたときの関係を示してある。曲線上で横軸の値が大きいほど光学的厚さが小さい場合であり、この図では粒径が小さいほど BTD は大きな値、光学的厚さが 2.0 程度で BTD の極大値をとっていることがわかる。この特性を利用することで雲の温度、光学的厚さ、粒径のうち 1 つ以上がわかっているならば、Fig.2.4 のような図から未知のパラメーターを推定することができる。この手法はスプリットウィンドウ法と呼ばれている(Inoue, 1985)。

Lubin and Harper (1996)ではこの手法を用いて南極冬季における雲の観測を試みている。その際、10.9 μm と 11.9 μm での輝度温度差が非常に大きい場合があり、これは Type- II の PSCs が発生していることによるものではないかと推測している。また、Hervig et al.(2001)では PSC 粒子の各パラメーターを変化させたときの 10.9 μm と 11.9 μm での輝度温度差と 11.9 μm の輝度温度の関係性を評価し、光学的に厚い PSCs と巻雲の判別を試みている。Fig.2.4 のように、巻雲がある場合のスプリットウィンドウでの輝度温度と 2 波長の輝度温度差の関係は曲線を描くのに対し、PSCs は BTD のピークが無く、11.9 μm での輝度温度が小さくなるほど直線的に BTD は大きくなっており、この直線が

$$T_{b5} = k\text{BTD} + T_5 \quad (2.8)$$

で表せるとしている。ここで、 T_{b5} は晴天時に 11.9 μm で観測される輝度温度であり、Fig.2.5 の様に T_{b5} によって直線の位置が、他のパラメーターによって直線上の点が決まる。また、 k は地表面気温や PSCs の温度とはほぼ関係なく平均 2.5 という値をとるということもこの論文内で報告されている。

本研究ではこの手法に倣い、GOSAT によって得られた 2009 年 9 月 16~18 日のデータの 10.9 μm と 11.9 μm の輝度温度差と 11.9 μm の輝度温度、また、LBLRTM によって計算した晴天時に観測される 11.9 μm の輝度温度を(2.8)式に当てはめ、PSCs の検出を図った。LBLRTM によって T_{b5} を計算する際、10hPa までの気温プロファイルと 300hPa までの水蒸気量は GPV データ、GPV データの無い層の気温と水蒸気量、 O_3 、 N_2O 、 CO 、 O_2 の濃度は高緯度域プロファイルである亜北極モデルを用い、また、 CO_2 は 380ppmv、 CH_4 は 1.8ppmv で一定とした。

LBLRTM に与える気温プロファイルを 2 通り用いるのは次のような理由からである。GPV データは 10hPa 面(高度約 26km)までしかデータが無く、南極大陸上での気温プロファイルが亜北極域と大きく異なる。スプリットウィンドウ法で用いるのは気体による吸収があまりない波長帯であり、雲のある高度での気温が観測されるスペクトルに大きな影響を与えるがその上の気温による影響は少ない。一方、スライシング法では CO_2 の強吸収帯を用いる。 CO_2 は高度に関係なくほぼ一定の混合比で存在しており、この波長帯では上層での気温も観測されるスペクトルに与える影響が大きい。しかし、GPV データは 1 日の提供回数が

4 回あるため、10hPa 以下の気温の再現性は UKMO よりもいい。これらのことを考慮し、それぞれの手法で用いる気温プロファイルを変える必要があると考えられる。

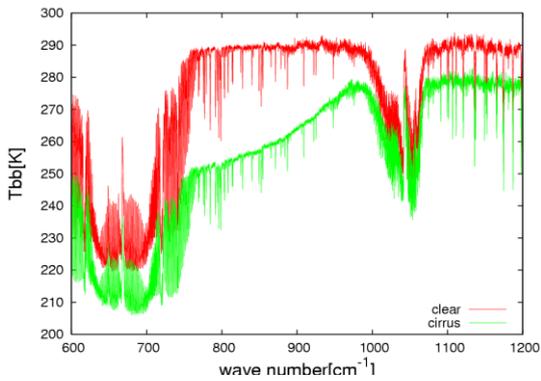


Fig.2.3 MSTAR を用いて計算した、中緯度夏季における晴天時に観測される放射輝度と氷雲を設定した場合に観測される放射輝度の比較

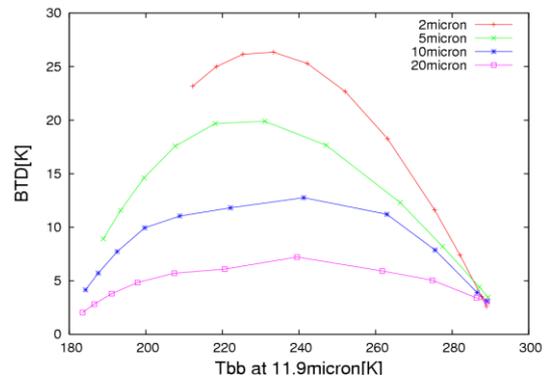


Fig. 2.4 MSTAR を用いて計算した、中緯度夏季において氷雲の高度を 9km とし、光学的厚さを 0.01, 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0、雲粒の粒径を 2~20 μm として計算したときの 11.9 μm での輝度温度と 10.9 μm と 11.9 μm での輝度温度差の関係

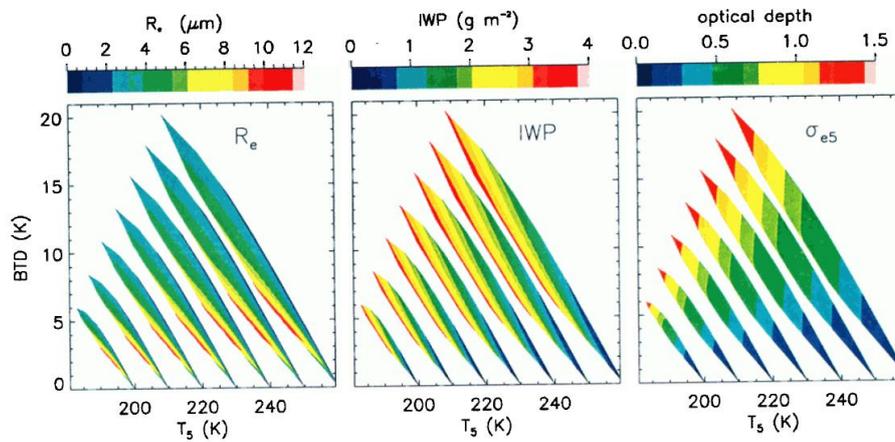


Fig.2.5 晴天時での 11.9 μm の輝度温度(T_s)が変化したときの PSCs の粒径、氷晶の量、光学厚さの違いによる T_s と 11.9 μm と 10.9 μm の輝度温度差の関係(Hervig et al., 2001)

3. 結果と考察

3.1 スライシング法による結果

3.1.1 LBLRTM を用いた計算結果の確認

3.1.2 で示す解析の過程で LBLRTM を用いた理論計算結果を用いるが、それに先立ち、南極域の気温プロファイルを用いて PSCs の発生高度に雲を想定した場合にどのようなスペクトルが得られるか、また、雲に関するパラメーターを変化させたときにどのようなスペクトルの変化があるのかを確認した。

GOSAT の観測データのうち、スプリットウィンドウ領域に巻雲や PSCs が存在しているときに見られる特徴のある南極域のデータから一地点を選択し、その観測点に最も近い UKMO のデータを気温プロファイルとして LBLRTM に入力した。この気温プロファイルは高度方向に 30 点のデータのため、大気を 29 層(境界を 30)に分けて計算を行った。また、大気組成は LBLRTM 内部に組み込まれている亜北極域モデルの値を用いることとした。LBLRTM には PSCs の光学特性を入力することができなかったが、PSCs は光学的に巻雲と似た性質を持っているため、ここでは内部に組み込まれている巻雲モデルのうち、光学的に最も薄いモデルを用いて PSCs の発生高度に巻雲を仮定することで代用した。LBLRTM の巻雲モデルでは巻雲に関するパラメーターとして雲低高度、幾何学的厚さ、消散係数のみを指定できるため、これらに加え、地表面温度を変化させ、各パラメーターの変化によりスペクトルがどのように変化するかを確認した。

設定は地表面気温 250K、幾何学的厚さ 5km、雲低高度 15km、消散係数 0.1km^{-1} を基準としてそれぞれのパラメーターを 1 つずつ以下のように変化させた。

地表面気温 : 240, 260K

幾何学的厚さ : 2, 7, 10km

雲低高度 : 5, 10, 20km

消散係数 : 0.05, 0.2, 0.5km^{-1}

結果を Fig. 3.1 に示す。

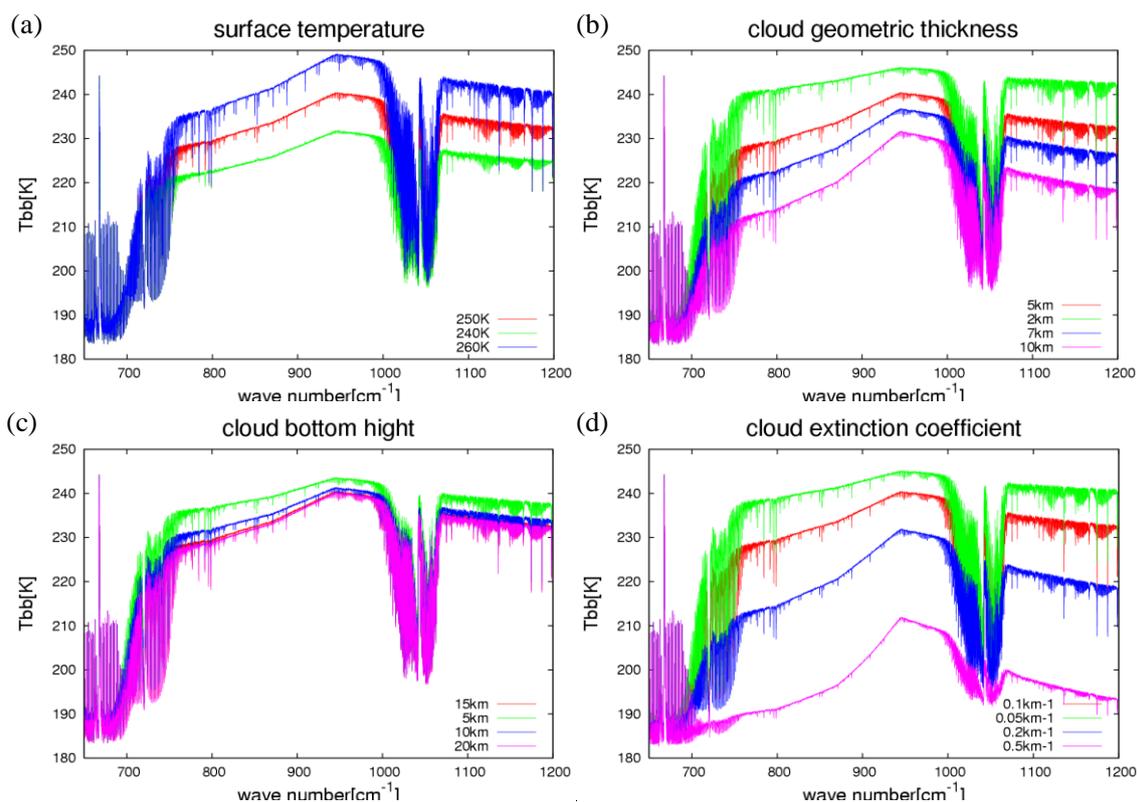


Fig. 3.1 (a)地表面気温を変化させたとき (b)雲の幾何学的厚さを変化させたとき
(c)雲低高度を変化させたとき (d)消散係数を変化させたときのスペクトルの変化

通常、巻雲が存在するのは対流圏であるが、南極の気温プロファイルを用いて下部成層圏に薄い雲を仮定した場合もスプリットウィンドウの特徴的なスペクトルは確認できることがわかった。スプリットウィンドウでは雲による吸収の小さい 1000cm^{-1} 付近では地表面温度をよく反映しており、そこから波数が小さくなるほど雲による吸収・射出によって雲の温度を反映することになる。地表面温度を変えた場合は全体的に輝度温度が低くなるとともに、輝度温度差の波長依存性が小さくなっている。逆に雲の高度を変えた場合は高度が上昇し、雲の温度が低くなると輝度温度差の波長依存性が大きくなっている。高度が上がるほど全体的な変化が小さくなっているのは、用いた気温プロファイルが中・低緯度とは違い、気温の鉛直分布の極小値が 22km 付近にあり、下部成層圏での気温変化が小さいためである。幾何学的厚さ、光学的厚さが大きくなると全体として観測される輝度温度は小さく、輝度温度差は大きくなる傾向にあるが光学的厚さが大きくなり、雲による吸収が大きい波長で観測される輝度温度が雲の温度に近くなると、それよりも光学的厚さが大きくなってもその波長での輝度温度は低くならず、波長による輝度温度差は小さくなっていく。このことは Fig.2.4 から確認できる。

3.1.2 PSCs への適用性の確認

スライシング法は対流圏の雲の検出のために開発された手法であるため、PSCs への適用事例は無い。そのため、この手法を LBLRTM によって理論計算されたスペクトルに適用して検出が行えるかどうかの確認を行った。3.1.1 と同じ条件設定で雲の消散係数と高度を変化させてそれぞれにスライシング法を適用し、検出可能かどうかを確認した。設定の組み合わせは以下の通りである。

雲頂高度 : 8, 11, 14, 17, 20, 23, 26km

幾何学的厚さ : 5km

消散係数($0.55\mu\text{m}$) : 0.6, 0.5, 0.4, 0.3, 0.2, 0.1 km^{-1}

スライシング法では用いる波長の組み合わせが重要であるため、 1cm^{-1} 毎に $710\sim 750\text{cm}^{-1}$ までの波長の組み合わせで雲の高度の検出を行った。2.2.1 で述べたように、スライシング法の計算に放射輝度を波長幅内で平均した値を用いた場合、十分な検出精度が得られなかったため、 CO_2 の吸収線付近の吸収を強く受ける波長での放射輝度を選択的に取り出して用いることで検出精度が向上した。Fig.3.2 に雲の消散係数を 0.3km^{-1} としたときの検出結果の違いを示す。(a)は波長幅内の値を平均して用いた場合、(b)は波長幅内で吸収の強い部分を取り出して用いた場合である。この図において、縦軸と横軸は用いた波長、それらの組み合わせで検出された高度と真値との差をカラースケールで表してある。この差が 5km 以上の点は黒でプロットしてあり、雲頂高度誤差指標が 0.2 以上のものと晴天として判定された場合は白抜きとしてある。

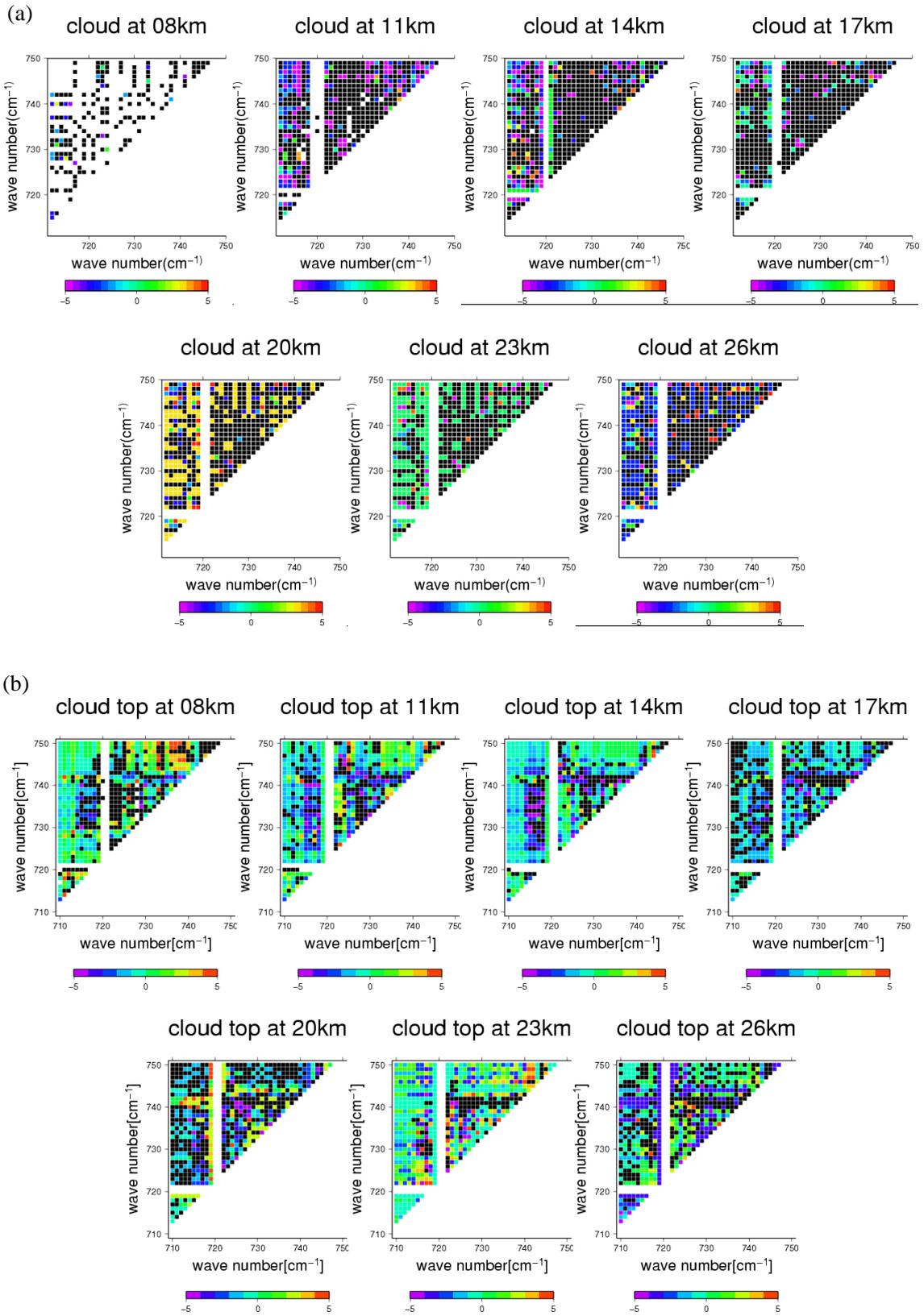


Fig. 3.2 消散係数 0.3km^{-1} の雲がある場合の検出結果の比較。(a)波長選択なしの場合 (b)波長選択をした場合

Fig. 3.2(b)のように吸収線付近の値のみを用い、高度方向の感度分布を鋭くしたことで Fig. 3.2(a)と比べて検出精度の向上に成功したことがわかる。晴天時のデータに対してこのアルゴリズムを適用した場合には、波長の組み合わせに 727cm^{-1} と 743cm^{-1} のどちらかを用いた場合以外には晴天として認識された。例外として消散係数が 0.05km^{-1} 、雲頂高度が 8km の場合にはほとんどの組み合わせが晴天として判定されてしまったが、それ以外では晴天判定にかかることはほとんどなかった。

この検証で波長の組み合わせによって検出精度が大きく違うことがわかった。消散係数を $0.1\sim 0.6$ の6通り、雲頂高度を $8\sim 26\text{km}$ の7通りとしたときの、それぞれの組み合わせについて設定した雲の高度 $\pm 2.0\text{km}$ の範囲内での検出を行った割合を Fig. 3.3 に示す。これを見ると、検出精度の分布は波長帯によって偏りがあることがわかる。そのため、GOSATによる観測データにこのアルゴリズムを適用する際はこの図のうち、検出精度のいい波長帯が用いる組み合わせとして適当であると考えられる。Fig.3.4 はそれぞれの波長での式(2.7)の右辺の $\int_{p_s}^{p_c} \tau_{\lambda_1}(p) dB_{\lambda_1}$ の値と透過率の層ごとの値である。Fig.3.3 と Fig.3.4(a)を比べると Fig.3.3 で検出頻度が高くなっている組み合わせは $\int_{p_s}^{p_c} \tau_{\lambda_1}(p) dB_{\lambda_1}$ の変化が大きい波長帯と小さい波長帯となっている。この値の波長依存性は Fig. 3.6(b)のように透過率の波長依存性に対応しており、下層での透過率が大きい波長ほど変化が大きい。このことから、この手法において波長の組み合わせを選ぶ際は透過率の異なる組み合わせを選ぶことが必要であると言える。

720cm^{-1} 付近を用いた場合は他の波長を用いた場合に比べて極端に観測精度が低くなっていることが Fig.3.3 からわかる。 720cm^{-1} は CO_2 の Q-branch と呼ばれる多原子分子の回転遷移に伴う強吸収帯であり、感度を持つ高度が極端に高いため、この波長帯を雲の検出に用いることはできないと考えられる。

Freq. of accurate detection

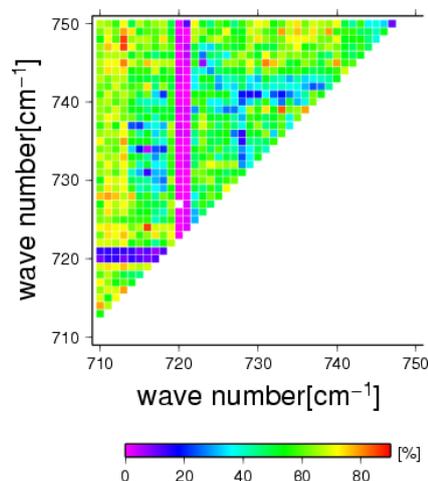


Fig.3.3 波長の組み合わせによる検出精度の違い

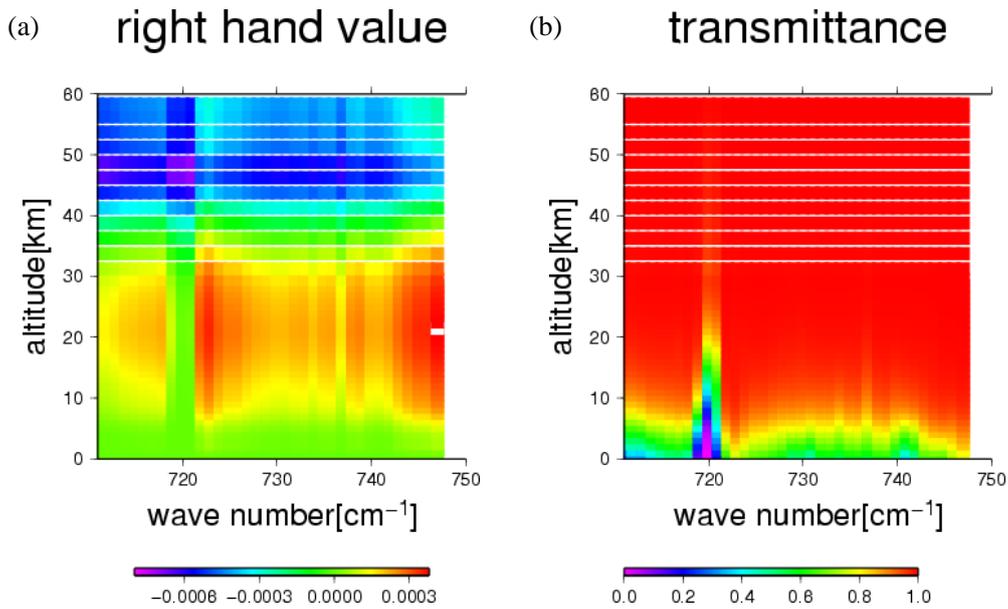


Fig.3.4 それぞれの波長での (a) $\int_{p_s}^{p_c} \tau_{\lambda_1}(p) dB_{\lambda_1}$ の計算値と (b) 層ごとの透過率の値

上記の結果について、雲の光学的厚さへの依存性を見るため、消散係数 0.6km^{-1} と比較的大きく設定した計算も行った。その結果、Fig.3.5 のように設定した雲頂高度が 20km や 26km でも 23km 付近で検出されている場合が多かった。この図では検出した雲の高度を 0~30km の範囲内で示してある。Fig. 3.6 に LBLRTM に入力した UKMO の大気プロファイルと U.S. standard の気温プロファイルの違いを示す。この図から、高度 19~28km 程度では気温勾配が他の高度と比べて小さく、極小値が 22km 付近にあることがわかる。スライシング法の式(2.7)では右辺の積分内に dB が含まれており、温度勾配が小さい領域内では dB が小さくなることから、検出結果に差が出にくくなってしまったのが原因ではないかと考えられる。

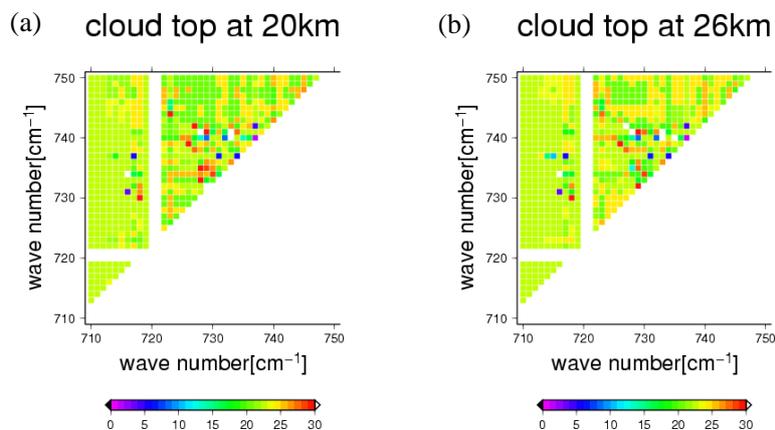


Fig.3.5 (a)消散係数 0.6km^{-1} の雲が 20km にある場合と (b)26km にある場合の検出結果

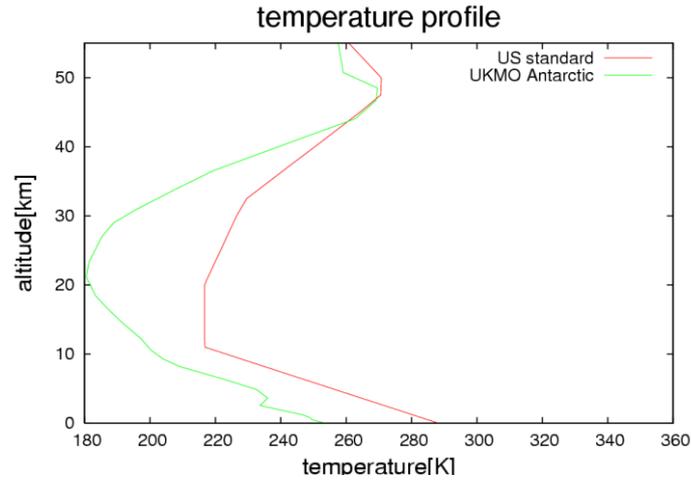


Fig. 3.6 U.S. standard と UKMO の南極域のデータの気温プロファイルの違い

また、光学的厚さを 0.3km^{-1} 以上、雲頂高度を 14km と 17km に設定した場合に 30km 近い高度での検出結果が目立った。消散係数を 0.6cm^{-1} 、雲頂高度を 14km と 17km に設定したときの結果を Fig.3.7 に示す。Fig.3.7 も Fig.3.5 と同様に検出高度を 0~30km の間で表している。消散係数を 0.6cm^{-1} に設定し、 713cm^{-1} と 748cm^{-1} を用いたときの雲頂高度誤差指標の高度変化は雲を設定した高度ごとに Fig. 3.8 のようになった。これを見ると、雲を設定した高度が 8~17km の場合は雲頂高度誤差指標の極小値が 2 点存在しており、下から 1 番目の極小値は設定した高度付近になっていることがわかる。高度 14km や 17km に設定したときの結果に見られる高度の高い検出結果は 2 番目の極小値が検出されている結果であると考えられる。そのため、雲頂高度誤差指標の変化率が正に転じたところで計算を終了し、下から 1 番目の極小値を雲頂高度とする改良を施した。このアルゴリズムを消散係数を 0.3km^{-1} の雲がある場合に適用した結果を Fig. 3.9 に示す。

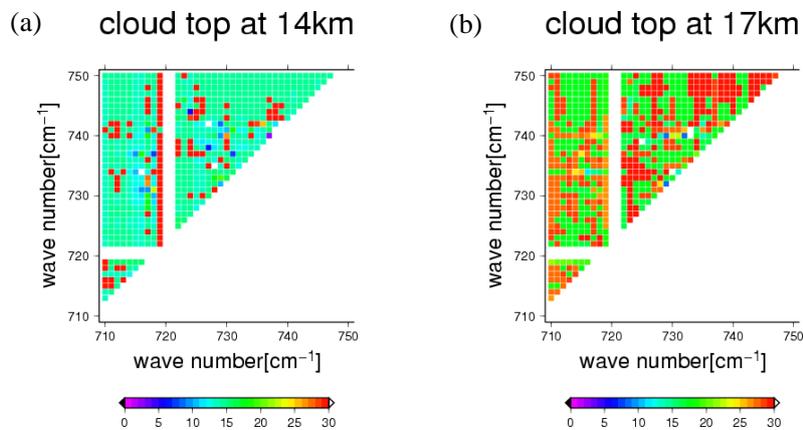


Fig.3.7(a)消散係数 0.6km^{-1} の雲が 20km にある場合と (b)26km にある場合の検出結果

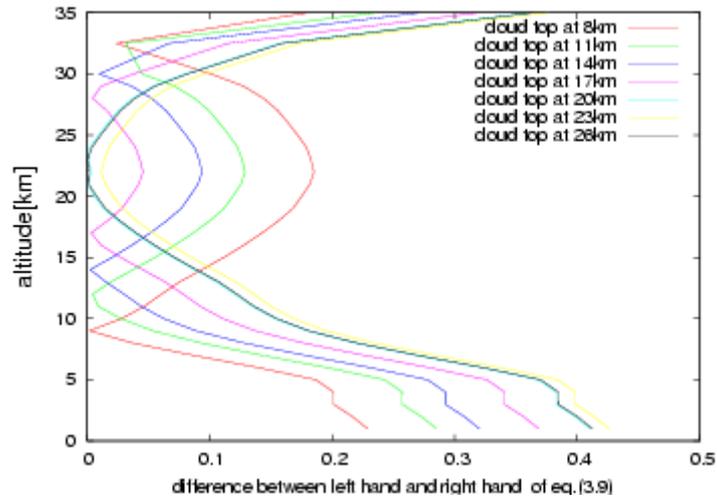


Fig. 3.8 消散係数を 0.6cm^{-1} に設定し、 713cm^{-1} と 748cm^{-1} を用いたときの雲頂高度推定誤差指標の高度変化

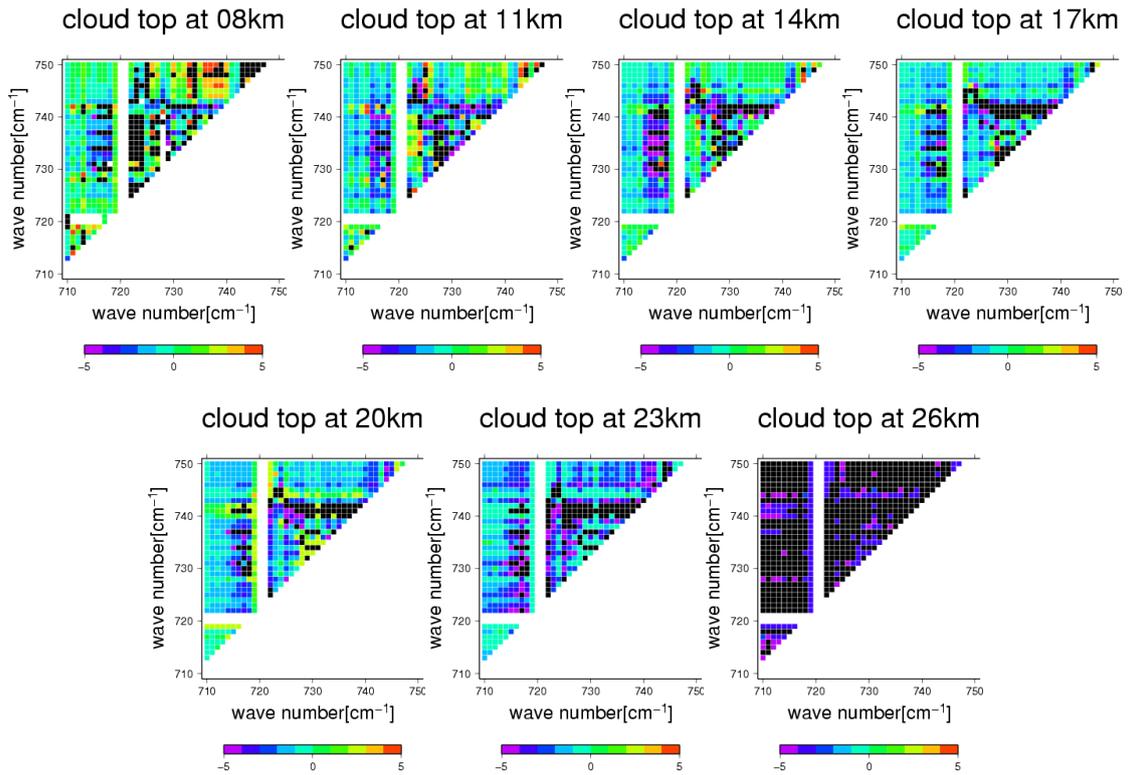


Fig. 3.9 下から1番目の雲頂高度誤差指標の極小値を雲頂とする改良を行ったときの消散係数 0.3km^{-1} の雲に対する検出結果

Fig. 3.9 を見ると、Fig.3.2(b)と比べて全体としての検出精度は良くなっているように見えるが、26km に雲頂高度を設定した場合には検出不可能となった。この結果に対して Fig. 3.5 に対応する、波長の組み合わせごとに設定した高度±2km の検出を行った割合は Fig. 3.10 のようになった。これを見ると、Fig. 3.5 と比べてやはり全体としての精度は上がっているが、最も検出精度の良い組み合わせでの検出精度には変化が無い。次に、この最も精度のよい波長帯の組み合わせでのそれぞれの波長の組み合わせについて、設定した雲頂高度と検出した雲頂高度の差を消散係数と高度の 42 パターンで合計した値を改良前と改良後で比較した図を Fig. 3.11 に示す。こちらでは、最も検出精度のよい組み合わせでも差の積算値は改良後の方が小さくなっていることがわかる。26km に雲を設定した場合には検出精度は下がっていたことから、25km 程度の PSCs 発生高度の上限付近より低い雲を検出するときには改良後のアルゴリズムを適用した方が検出精度がよいことがわかった。

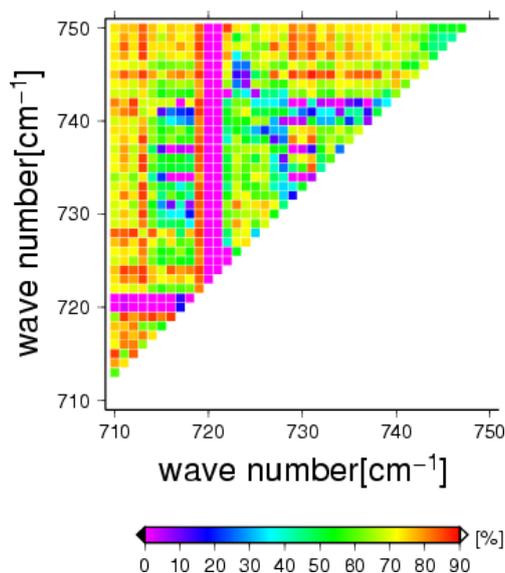


Fig. 3.10 下から 1 番目の雲頂高度推定誤差指標の極小値を雲頂とした場合の検出精度

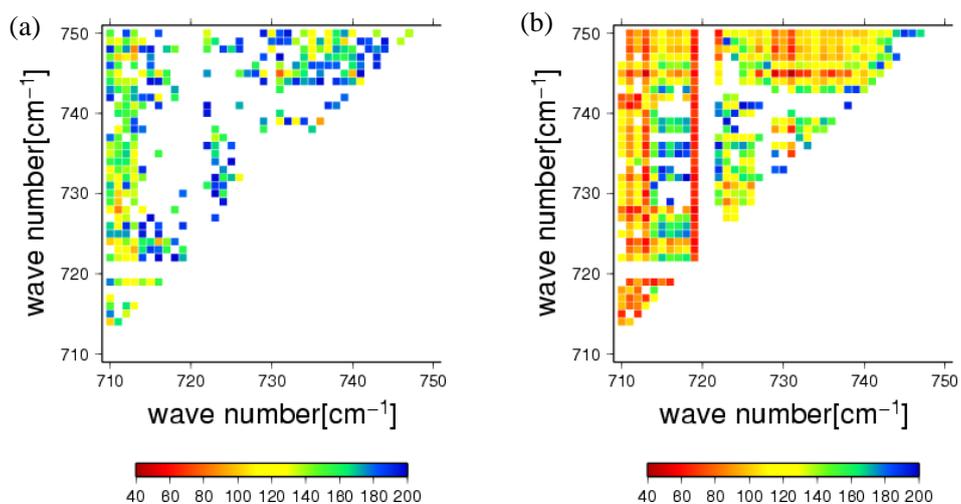


Fig. 3.11 (a)改良前の設定した雲頂高度と検出高度の差の積算値と(b)改良後の積算値

以上の結果を踏まえて、本研究で行った手法の改良をまとめると以下の2点となる。

1. 式(2.7)の計算に用いる放射輝度に、波数間隔内で平均した値を用いた場合は十分な精度が得られなかった。そのため、CO₂の吸収線付近の吸収を強く受ける波長での放射輝度を選択的に取り出した値を用いることで精度の向上に成功した。
2. 雲頂高度誤差指標の高度変化において、極小値が複数の点で存在しており、雲を仮定した高度よりも上の点での極小値に対応する高度が検出されている場合があった。そのため、下層の極小値に対応する高度を雲頂高度として検出する改良を加えたところ、PSCs発生高度の上限付近以外では検出精度が向上した。

3.1.3 GOSAT データへの適用

3.1.2 の結果により得た波長の組み合わせを用いて GOSAT のデータにスライシング法のアルゴリズムを適用した。このアルゴリズムで求める晴天時に観測される輝度温度の理論値の計算には UKMO データではなく、GPV データを用いた。GPV データは 10hPa 面までのデータしか提供されていないためそれよりも上層には垂極域モデルを用いた。CO₂ は鉛直方向の濃度の変動が小さいため、CO₂ の吸収帯でのスペクトルには上層の気温も反映される。Fig.3.12 は GPV データに垂極域モデルをつないだ気温プロファイルと GPV データの鉛直気温分布の比較(左)と、それぞれの気温プロファイルを用いて LBLRTM によって計算した晴天時の観測スペクトルである。10hPa までは GPV と UKMO で差はほとんどないため、10hPa 以上の高度の気温分布の違いがスペクトルに反映されていることがわかる。しかし、スライシング法の検証の結果、GPV データとモデル大気を用いても雲の検出は可能であったことから、アルゴリズムを GOSAT データ解析に適用する際には提供頻度が高く、データのある範囲の気温の再現性が高い GPV データを用いて理論値の計算を行った。この計算では層数は高度 0~120km までの 110 層である。

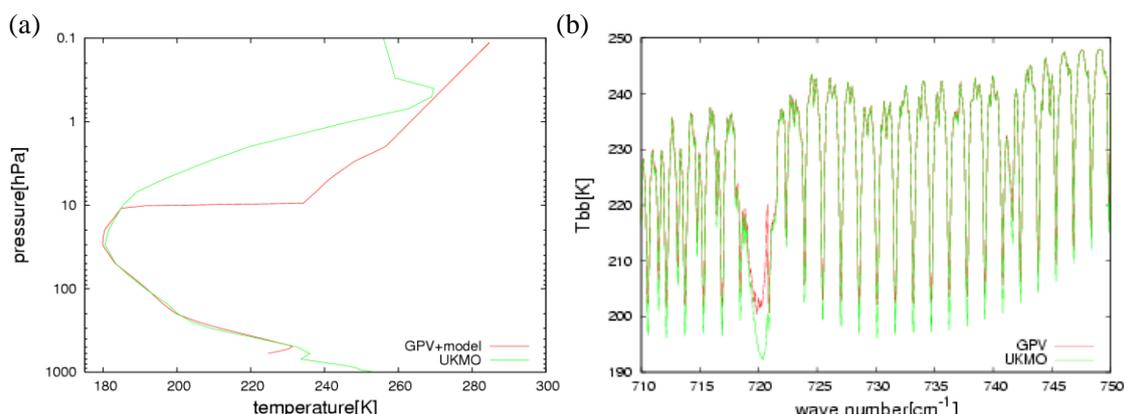


Fig.3.12 GPV データに垂極域大気モデルを結合した場合と UKMO データの(a)気温プロファイルの違いと(b)それによるスペクトルの違いの例

晴天判定は検証と同様に晴天時に観測される放射輝度の理論値の 1 割以下の値を晴天とした。理論計算されたスペクトルを用いた確認では高度 8km に消散係数が 0.05km⁻¹ の雲がある場合に晴天と判定されてしまったが、実際の観測データを用いた場合は理論値とのずれは大きくなると考えられ、基準を厳しくするとうまく晴天判定が行えない可能性があるため同様の設定とした。本研究の主なターゲットは PSCs であるため、3.1.2 章で示した雲頂高度誤差指標の変化率の極小値を選択する改良を加えないアルゴリズムを用い、2009 年 9 月 16~18 日の GOSAT による観測結果に 713cm⁻¹ と 744cm⁻¹ の波長の組み合わせによって雲の検出を行った。その結果を Fig. 3.13 に示す。これ以降示す南極大陸周辺の雲の分布図は南緯 55° 以南の地域のものである。

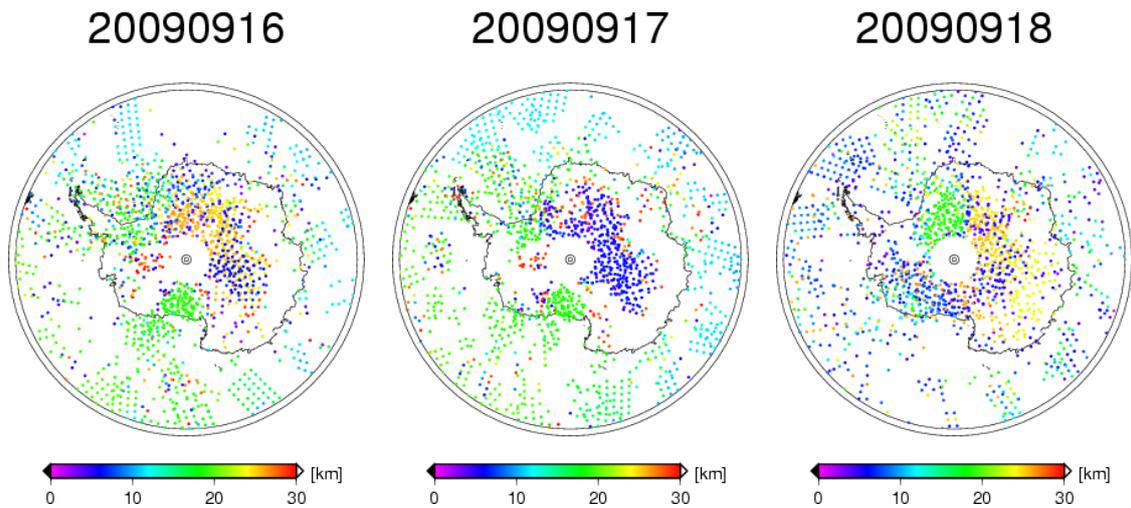


Fig. 3.13 スライシング法によって検出した雲の分布

Fig. 3.13 結果を見ると、9月16日と17日は南極大陸東部で高度5km程度の雲が検出されており、南極大陸上の経度180°周辺と西経15~75°程度の地域で高度17km程度の雲が検出されている。また、南極大陸周辺の海上の西経60~180°では15km~17km程度、それ以外では10~15km程度の雲が検出されており、緯度が低くなるほど検出された雲頂高度が低くなる傾向が読み取れる。一方、9月18日は16日、17日とは異なる分布になっている。南極大陸上では東経0~120°では24km程度の雲が多く検出されており、東経175°~西経90°では5km程度の雲が多いがところどころにそれよりも上層の雲も検出されている。また、西経0~60°では一様に17km程度の雲が検出されている。16日、17日と比べると海上で検出されている頻度は少なくなっているが、ところどころで5km, 11km, 17km程度の高度の雲が検出されていることがわかる。

PSCsの発生高度は15~25km程度であるため、東経0~120°の南極大陸内陸部は気温の低い地域であるため、この地域で検出されている高度20kmを超える雲はPSCsと考えられる。また、それ以外の経度の南極大陸上で検出されている高度17km程度の雲は幾何学的に薄いPSCsであると考えられる。しかし、高度17km程度の雲は緯度の高い海上でも検出されているが、これらはPSCsではない可能性が高い。

3.2 スプリットウィンドウの利用による結果

まず、2.3.2 で示した巻雲やPSCsが存在している場合に見られると思われる熱赤外域でのスペクトルの特徴がある観測点の分布と観測点ごとの10.9 μm と11.9 μm での輝度温度差(BTD_{11.9-10.9})と観測された11.9 μm での輝度温度($T_{11.9}$)の関係を調べた。2009年9月16~18日の南緯55°以南でのデータのうち10.9 μm と11.9 μm でのBTDが1.5K以上であった観測点はFig. 3.14、 $T_{11.9}$ とBTD_{11.9-10.9}の関係をFig.3.15に示す。Fig. 3.14からわかることは比較的BTD_{11.9-10.9}の大きかった観測点は経度-60°~0°周辺に集中していること、BTD_{11.9-10.9}が4K程度の点が多いということである。輝度温度に差があるということはスプリットウィンドウに特徴があると考えられるので、これらの点ではPSCsや巻雲が存在しているのではないかと考えられる。また、Fig.3.15を見ると、まず目に付くのは横軸の250K付近でデータがほとんど無いことである。これはGOSATのデータのうち、エラーの出ているものが集中している緯度帯があり、それらのデータを除いているためであると思われる。また、BTD_{11.9-10.9}については $T_{11.9}$ が小さくなるにつれてBTD_{11.9-10.9}が大きくなるという傾向があるように見て取れる。次に、2.3.2で示した手法を用いてPSCsの検出を試みた結果を示す。式(2.8)から得た判定基準である

$$\text{BTD}_{11.9-10.9} \geq \frac{T_{b11.9} - T_{11.9}}{2.5}$$

にGOSATデータとGPVデータの気温プロファイルから計算した理論値を適用した。ここではBTDが式(2.8)の直線よりも上の値をPSCsとして検出する。結果はFig3.16のようになった。

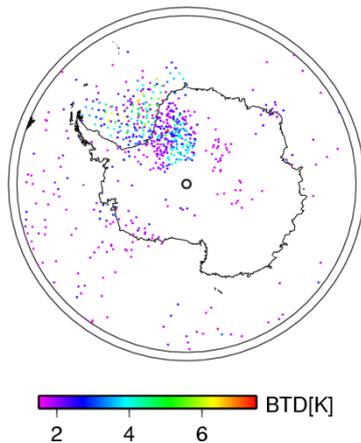


Fig. 3.14 2009年9月16~18日の南極域での10.9 μm と11.9 μm のBTDが1.5以上であった観測点の分布

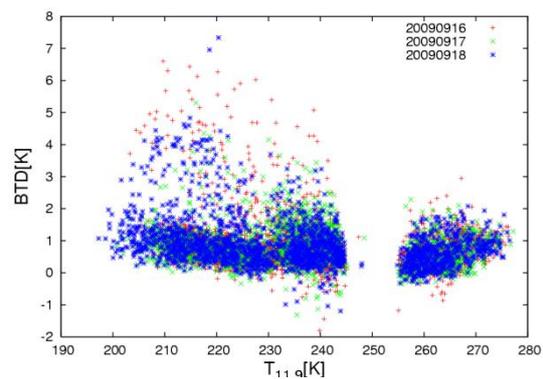


Fig.3.15 GOSATデータのBTDと $T_{11.9}$ の分布

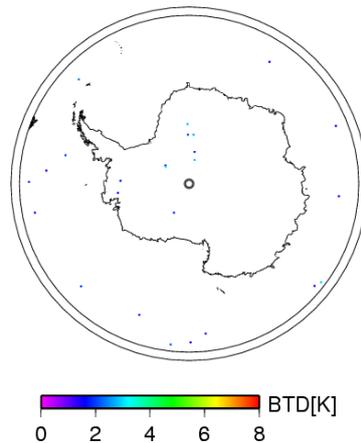


Fig.3.16 式(2.8)の判定基準を GOSAT データに適用した PSCs の検出結果

Fig.3.16 では Fig. 3.14 で BTD の大きかった点でも PSCs の検出はできなかった。この理由について考えられることは2つある。1つ目はそもそも PSCs が存在していないこと、2つ目は $T_{11.9}$ の値に大きく影響する地表面温度が実際と大きく異なっていたことである。1つ目の PSCs が存在していないことについては、用いたデータは PSCs の発生のピークと言われているから2か月近くずれており、光学的に厚い PSCs が存在していなかった可能性は否定できない。この期間のデータを用いた理由は、入手した7月、8月のデータの数あまり多くはなく、すべての日程に目を通して確認したところ、この期間が最もスプリットウィンドウでの特徴のあるデータが多かったからである。2つ目の地表面温度が実際と大きく違っていた可能性について、今回用いた GPV データは1日に4回運用されているが、1日のうち、太陽放射の当たり方によって気温は変動する。そのため、4回では気温の時間変動の再現性が十分でなく、実際の地表面温度や気温とデータの値が大きく異なる可能性もあると考えられる。また、PSCs の発生ピークである7月下旬~8月初旬に比べて、9月は極夜が明け始め、太陽放射が当たる時期であるため、ピークの時期と比べると変動が大きいことも考えられる。

また、MSTAR を用いて UKMO の南極域での気温データに基づき、式(2.8)のような関係が得られるかどうかの確認を試みた。Fig. 3.17 に UKMO の気温プロファイルを用いて、高度 20~24km に粒径 1~30 μm の雲を仮定し、光学的厚さを 0.01~2.0 まで変化させたときのスペクトルの変化、Fig.3.18 にそのときの $T_{11.9}$ と $\text{BTD}_{11.9-10.9}$ の関係を示す。その結果、MSTAR を用いた計算では *Hervig et al. (2001)* と同じような条件でも $\text{BTD}_{11.9-10.9}$ と $T_{11.9}$ の関係は Fig. 2.5 の様な直線にはならず、また、 $\text{BTD}_{11.9-10.9}$ の大きさも異なった。設定した気温場など、何らかの条件が *Hervig et al. (2001)* と異なっていた可能性がある。

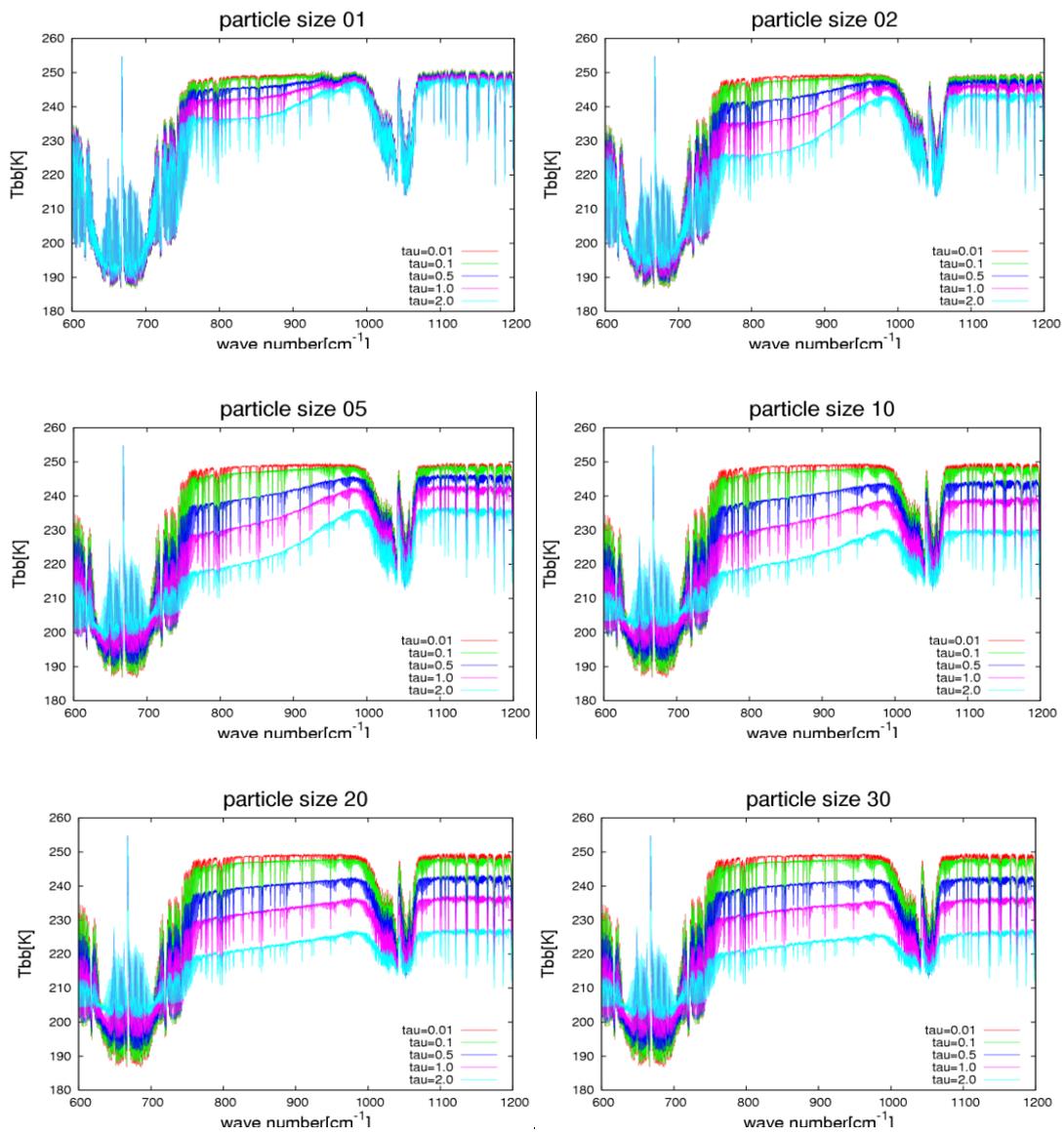


Fig.3.17 UKMO の極域気温プロファイルを用いて 20~24km に
氷雲を仮定して計算したときの衛星による観測スペクトル

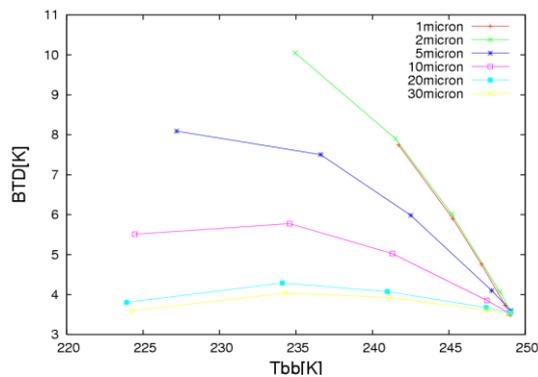


Fig. 3.18 粒径ごとに光学の厚さを変化させたときの $T_{11.9}$ と $BTD_{11.9-10.9}$ の関係

3.3 検出結果の比較・検証

3.1.3 ではスライシング法のアルゴリズムを GOSAT による観測データに適用し、雲の検出を行ったが、その妥当性を調べるために、ここでは、他の観測によって得られたデータなどと比較することで検証を行う。

3.3.1 スプリットウィンドウから検出した巻雲の分布との比較

3.2 ではスプリットウィンドウの輝度温度差から PSCs の検出はできなかったが、輝度温度差を利用した検出により、巻雲は検出できていると考えられる。Fig.3.19 に 811cm^{-1} と 998cm^{-1} の輝度温度差に 2K の閾値を設けて検出した 1 日ごとの巻雲の分布を示す。Fig. 3.13 で示したスライシング法による検出結果と Fig. 3.19 を見比べると、Fig. 3.19 で巻雲が検出されている地域は Fig. 3.13 でも高度 12~18km 程度の範囲内で雲が検出されている。すなわち、南極域においてスプリットウィンドウ法で検出可能な雲は本研究で用いた手法で検出可能であることがわかる。スプリットウィンドウに特徴の出る雲は巻雲や PSCs など、光学的に薄い雲に限られるので対流圏下層の厚い雲は輝度温度差を利用した方法では検出できない。そのため、Fig. 3.13 で雲が検出されており、Fig. 3.19 で巻雲が検出されていない地域のうち、低層の雲を検出している点は光学的に厚い雲が存在すると考えられる。それ以外の比較的高層に検出している点はスプリットウィンドウでの輝度温度差の閾値にかからないほど光学的に薄い雲があると考えられる。

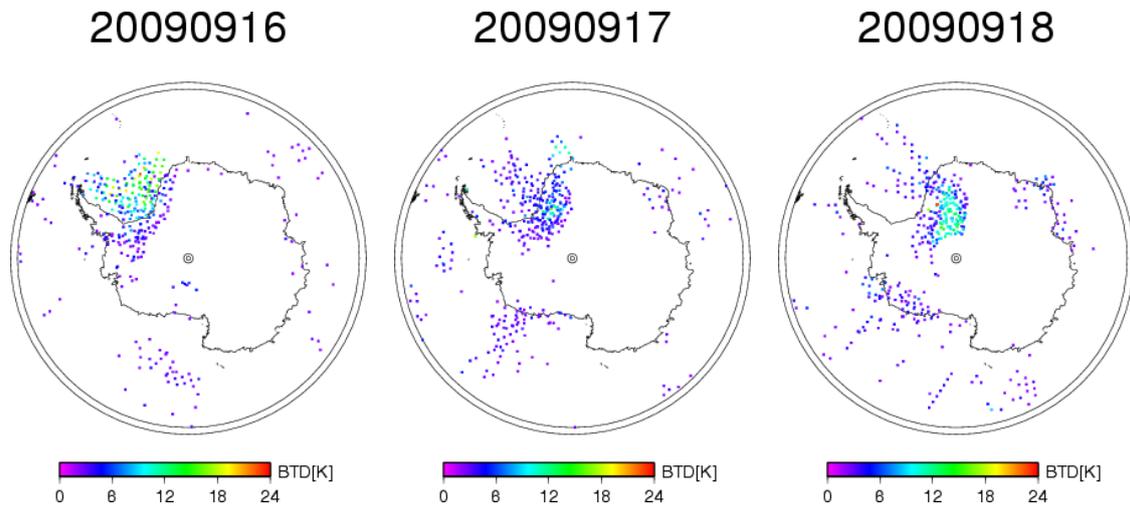


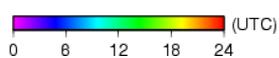
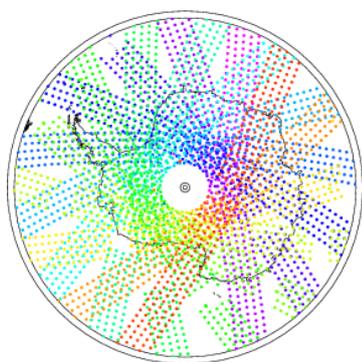
Fig. 3.19 811cm^{-1} と 998cm^{-1} の輝度温度差から検出した巻雲の分布

3.3.2 CALIPSO による観測との比較

1.2.4 で述べたように、最近の PSCs の観測には CALIPSO が多く用いられている。CALIPSO の観測器である Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) は雲とエアロゾルの鉛直構造の詳細な把握のために開発された観測器であり、30~60m と非常に良い鉛直分解能を持つ(Pitts *et al.*, 2007)。また、CALIOP は自らレーザーを出し、散乱を利用した観測により非常に光学的に薄い雲の検出も可能であるため検証には適当であると考えられる。しかし、Fig.3.20 に示すように、CALIPSO と GOSAT の観測時間は半日近くずれている。Hopfner *et al.* (2009) では CALIPSO と MIPAS による PSCs の観測結果を比較しているが、比較対象をそれぞれの観測点から 200km 以内かつ観測時間が 6 時間以内の点としている。今回用いた日程のデータではこの範囲内の観測点は無かった。このようなことから、今回の結果に対する CALIPSO によって観測されたデータを用いた細かい検証は行えないため、全体的な傾向の比較を行う。

CALIOP の L2 データには雲の高度と成層圏物質の高度のデータがある。それぞれの 2009 年 9 月 16~18 日の 1 日ごとの分布を Fig. 3.21 と Fig.3.22 に示す。PSCs は成層圏物質に含まれており、このデータには PSCs 以外に成層圏エアロゾルも含まれている。しかし、Fig.3.23 に示した、今回用いた観測の 532nm の後方散乱係数と成層圏物質の分布をみると、成層圏物質はほぼ PSCs であるとみてよいと考えられる。この図からわかるように、PSCs と高層の雲は CALIPSO による観測データでは鉛直方向に連なっていることが多い。

20090918



20090918

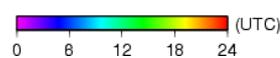
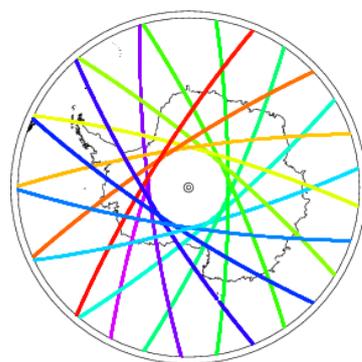
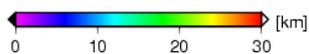
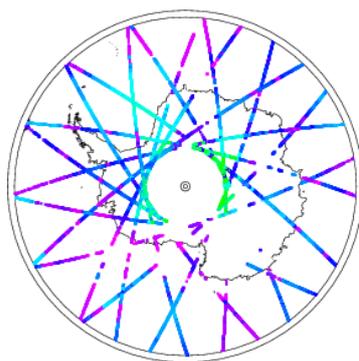
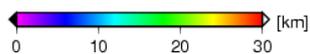
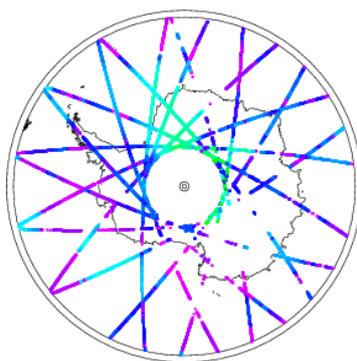


Fig.3.20 GOSAT と CALIPSO の観測時間の比較

20090916



20090917



20090918

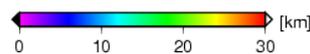
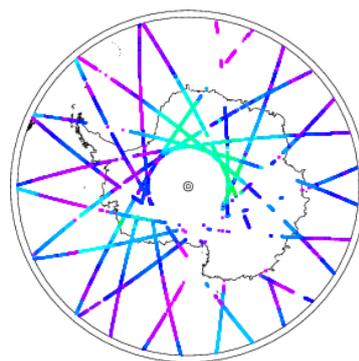
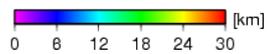
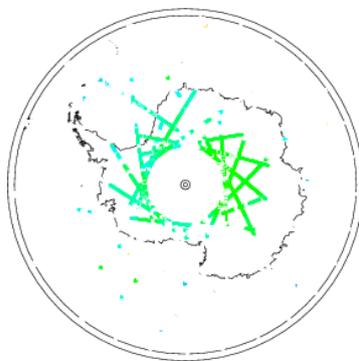
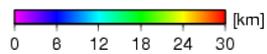
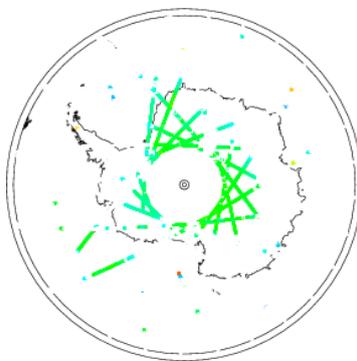


Fig. 3.21 CALIPSO の観測による雲の分布

20090916



20090917



20090918

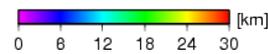
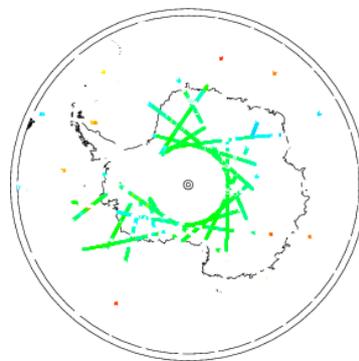


Fig.3.22 CALIPSO の観測による成層圏物質の分布

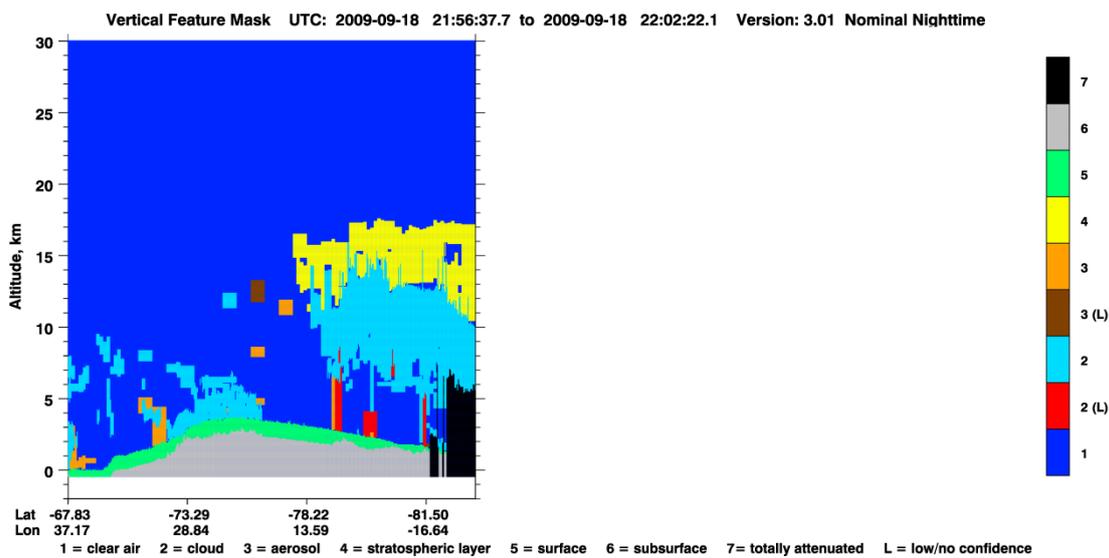
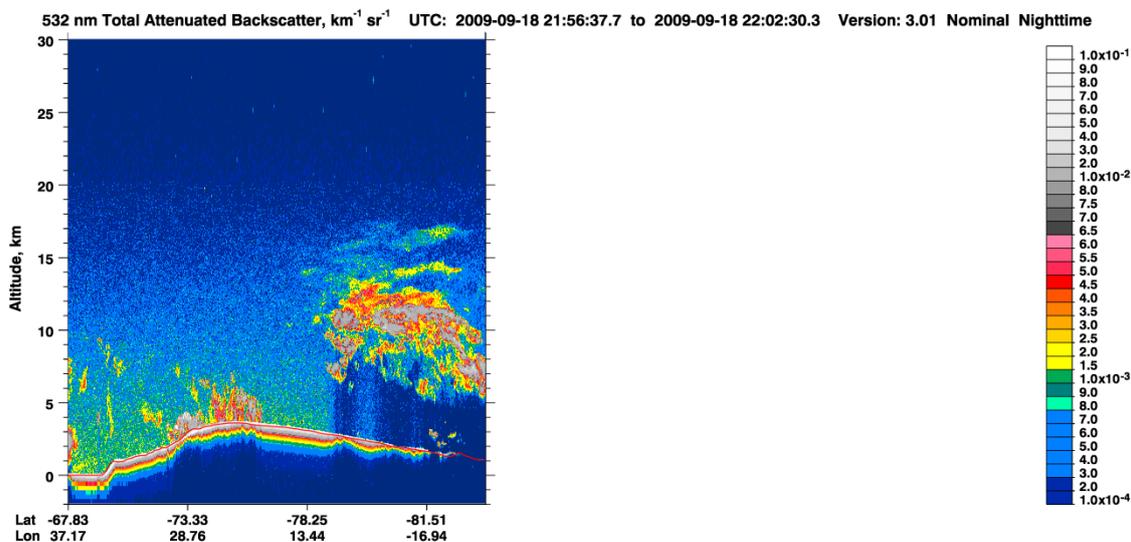


Fig.3.23 CALIPSO によって観測された 532nm の後方散乱係数と雲マスク(NASA、CALIPSO ホームページ)

今回の主なターゲットは PSCs であるため、スライシング法によって求めた結果と CALIPSO の雲と成層圏物質の分布について、高度 14km 以上のものをそれぞれ Fig.3.24、Fig.3.25 に示す。スライシング法によって求めた分布に見られる傾向としては①16 日と 18 日で見られる西経 30° ~東経 150° 付近の南極大陸内陸部に見られる高度 24km 程度の雲、②16 日と 17 日に見られる経度 180° 付近の高度 17km 程度の雲、③3 日間通じて見られる西経 0~90° 付近の南極大陸上から海上にかけての高度 17km 程度の雲が挙げられる。これらを CALIPSO の観測データと比べてみると①については同様の地域で CALIPSO でも PSCs とみられる雲が検出されているが、高度が異なることと 17 日にも検出されていることが相違点としてわかる。②については CALIPSO の観測ではこの地域に雲は検出されていない。③に関しては、GOSAT と CALIPSO で多少のずれはあるが、発生地域・高度共に概ね一致しているものと思われる。この地域の CALIPSO による分布は GOSAT による分布に比べて各日とも南東方向にずれており、両方の分布について日ごとに南東方向に移動しているように見えるが、これはこの地域での CALIPSO の観測時間が GOSAT の観測時間に比べて遅く、極渦によって流されたと考えることで説明がつく。また、70hPa 面(高度 16~17km 付近)での PSCs の発生目安である 188K 以下の観測点の分布を Fig.3.26 に示す。やはり③の地域で極渦によって低温領域が移動している様子がわかる。また、9月 16 日と 17 日に関しては、気温の低い地域とスライシング法によって PSCs が検出された地域は整合的であるとは言い難いが、18 日については整合的である。

①や②のような相違点が生じた理由として考えられるものは、まず、観測時間が異なることで、近い観測点でも一方の観測時間には発生していたものがもう一方の観測時間には消滅・移動してしまったという可能性が考えられる。もう一つの可能性としては、スライシング法のアルゴリズムに用いた地表面温度や大気プロファイルが現実と大きく異なっていたことが挙げられる。これらの値にずれがあると、検出される雲の高度や検出されるかどうか自体にも大きく影響する。そのため、さらにこれらの再現性のいいデータを使用することができれば検出精度は向上するのではないかと考えられる。

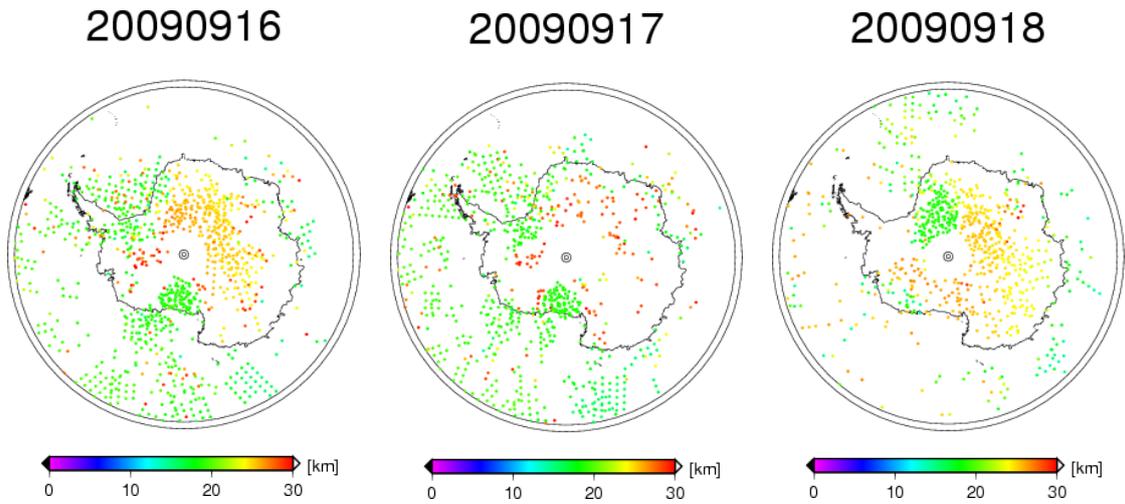


Fig.3.24 スライシング法によって検出した高度 14km 以上の雲の分布

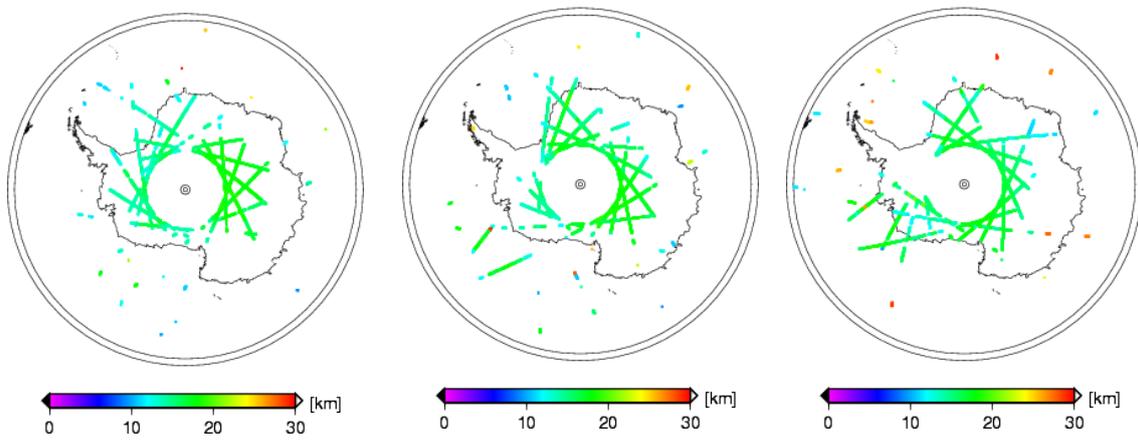


Fig.3.25 CALIPSO の観測による 14km 以上の雲と成層圏物質の分布

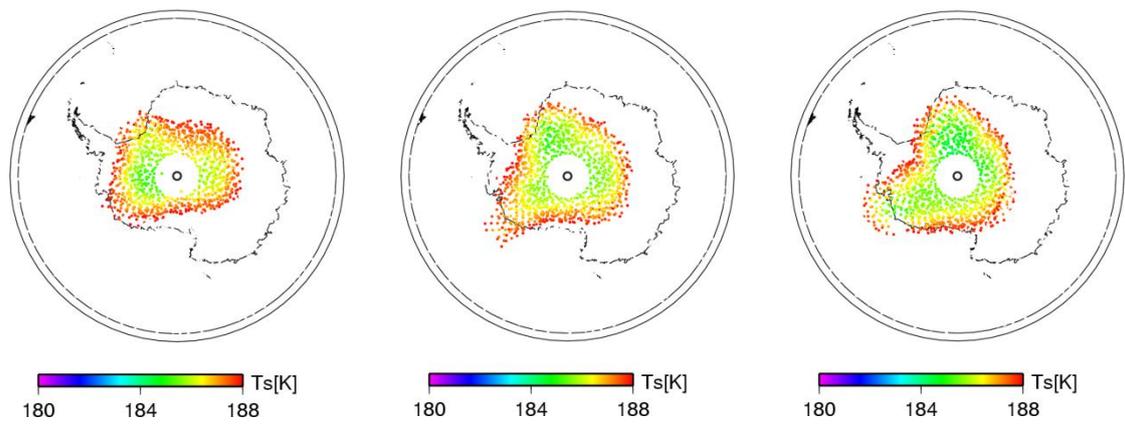


Fig.3.26 70hPa 面での 188K 以下の気温分布

3.3.3 昭和基地の地上ライダー観測との比較

次に、地上観測の結果とその点に近い GOSAT の観測点の結果を比較する。The Micro Pulse Lidar Network (MPLNET) の観測点の一つとして、南極昭和基地にマイクロパルスライダーが設置されており、現在でも運用されている。9/17 と 9/18 の昭和基地のライダー観測結果を Fig.3.27、比較結果を Table 3.1 に示す。9/17 の昭和基地付近の観測結果では高度 17km に雲が検出されており、この高度に雲があるとすれば PSCs だと考えられるが、先行研究で昭和基地上空では 9 月は PSCs が発生しにくいことが報告されている(中島ほか, 2010)。そのため、17 日の結果は誤検出である可能性がある。9/18 の結果を比較すると、昭和基地により近い観測点での結果は昭和基地での結果と整合的であったが、もう一方の観測点での結果は昭和基地の結果と異なるものとなった。この 2 点で観測が行われた時刻は 8:08(UTC)であり、Fig. 3.27(下) の図を見ると、8 時をわずかに過ぎた時刻から高度 7km に薄い雲が確認できる。9km の雲を検出した結果はこの雲を見ていた可能性もあると考えられるが、仮にそうだとした場合にも約 2km の誤差が生じていることになる。

Table 3.1 スライシング法による検出結果と昭和基地のライダーによる観測結果の比較

観測日	検出結果(km)	昭和基地観測値(km)	2 点間の距離(km)
9/17	17	3	94
9/18	5	5	58
	9	5	106

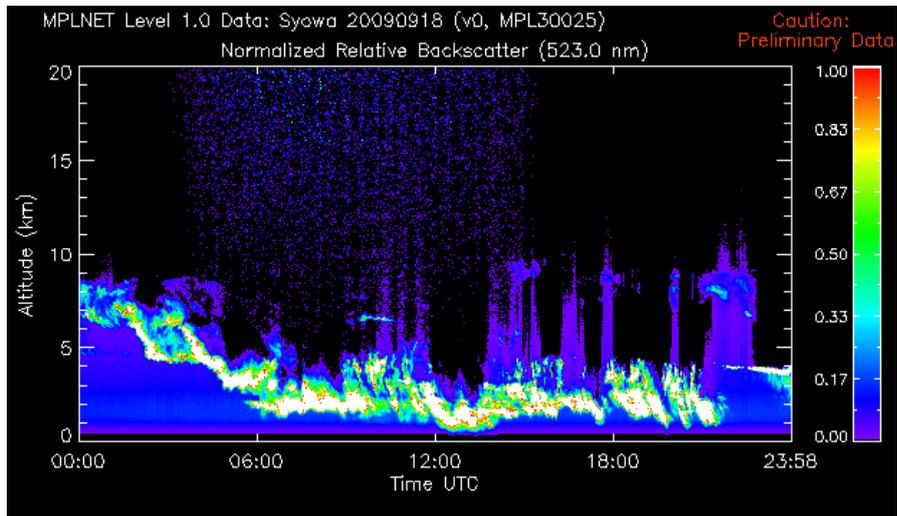
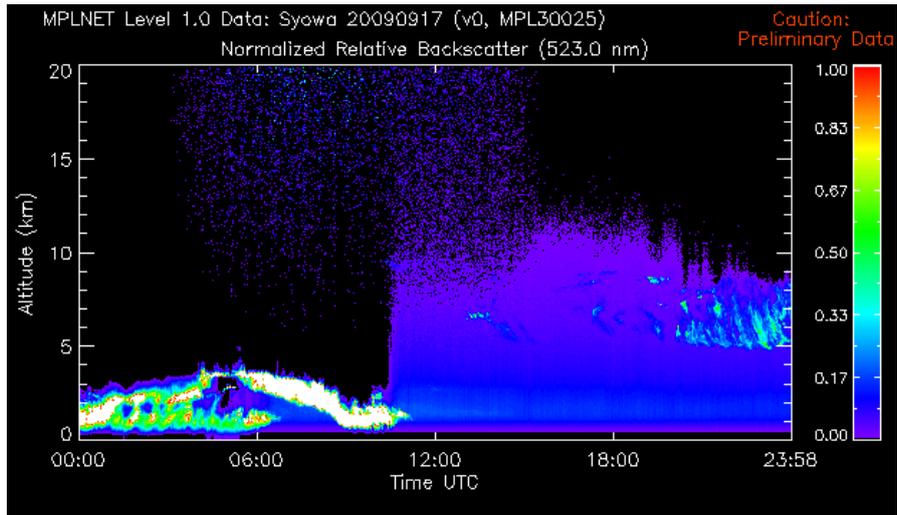


Fig.3.27 昭和基地のライダーによる2009年9月17日、18日の観測結果 (NASA, MPLNET ホームページ)

4. まとめと今後の課題

本研究ではオゾンホール生成過程で重要となる PSCs について、これまで行われてきた衛星観測で用いられてきたセンサーとは異なる Nadir 型熱赤外センサーによる検出を試みた。用いた手法は先行研究で対流圏上層の光学的に薄い雲である巻雲を検出するために開発された CO₂ スライミング法とスプリットウィンドウを利用した手法の2つの手法である。

CO₂ スライミング法は CO₂ の吸収帯である 15 μ m 帯の2波長を用いた巻雲検出手法であり、PSCs の検出に用いられた事例は無い。そのため、放射伝達モデルを用いたシミュレーションにより検出精度の評価を行った。その際、波長選定の工夫により検出精度が向上し、極域の下部成層圏の光学的に薄い雲を検出することが可能であることが示唆された。

スプリットウィンドウを利用した検出手法では、*Hervig et al. (2001)* で示された関係式から PSCs の検出を試みたが、輝度温度差の大きい雲が存在している地域でもこの手法では PSCs は検出できなかった。放射の多重散乱計算コードを用いて *Hervig et al. (2001)* と近い条件で PSCs の存在下で観測される放射輝度の理論値を計算したが、本研究では式(2.8)のような輝度温度と輝度温度差の関係は得られなかった。計算条件に何らかの違いがあることが原因と考えられるが、その特定には至らなかった。

一方、スライミング法のアルゴリズムを GOSAT によって観測された 2009 年 9 月 16~18 日のデータに適用し、雲の検出を行った結果と CALIPSO によって観測された雲の雲頂高度分布とを比較した。その結果、スライミング法による検出結果はスプリットウィンドウを利用して求めた巻雲の分布と整合的であることがわかった。また、用いたデータの期間では CALIPSO は GOSAT と観測時間が大きく異なっていたため、詳細な検証は行えなかったが、GOSAT データにスライミング法を適用して求めた3日間の南極大陸上の雲や PSCs の分布と CALIPSO から求めたそれらの分布は地域的に整合的であり、手法の有意性を示唆するものである。

検証の結果、本研究で開発したスライミング法のアルゴリズムは極域の PSCs や巻雲に対しても有効であることが示唆されたが、高度についての検出精度は正確とは必ずしもいえない地域もあった。本研究において行った吸収線の選定により検出精度が向上したため、この取り出し方をさらに改良すれば、検出精度がさらに高くなる可能性はあり、今後の検討事項である。また、検証も重ねて行う必要があると考えられ、CALIPSO によって連続した2日以上にわたり同地域で観測されている PSCs について、その観測期間内の GOSAT データから PSCs が検出できるかどうかの確認や、MIPAS などのセンサーによって得られた結果との比較を行うことが求められる。

参考文献

- Adhikari, L., Z. Wang, and D. Liu (2010), Microphysical properties of Antarctic polar stratospheric clouds and their dependence on tropospheric cloud systems, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 115, 11.
- Antonelli, P., S. A. Ackerman, W. P. Menzel, A. Huang, B. A. Baum, W. L. Smith (2002), Retrieval of Cloud Top Height, Effective Emissivity, and Particle Size, from Aircraft High Spectral Resolution Infrared Measurements, *SPIE*, 4539, 50-61
- Arnold, F. (1992), STRATOSPHERIC AEROSOL INCREASES AND OZONE DESTRUCTION - IMPLICATIONS FROM MASS-SPECTROMETER MEASUREMENTS, *Berichte Der Bunsen-Gesellschaft-Physical Chemistry Chemical Physics*, 96(3), 339-350.
- Baum, B. A., R. A. Frey, G. G. Mace, M. K. Harkey, and P. Yang (2003), Nighttime multilayered cloud detection using MODIS and ARM data, *Journal of Applied Meteorology*, 42(7), 905-919.
- Berque, J., D. Lubin, and R. C. J. Somerville (2011), Transect method for Antarctic cloud property retrieval using AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, 32(10), 2887-2903.
- Campbell, J. R., and K. Sassen (2008), Polar stratospheric clouds at the South Pole from 5 years of continuous lidar data: Macrophysical, optical, and thermodynamic properties, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D20), 18.
- Foschi, P. G., and K. L. Pagan (2002), Toward a polar stratospheric cloud climatology using advanced very high resolution radiometer thermal infrared data, *Canadian Journal of Remote Sensing*, 28(2), 187-195.
- Hamill, P., O. B. Toon, and R. P. Turco (1986), CHARACTERISTICS OF POLAR STRATOSPHERIC CLOUDS DURING THE FORMATION OF THE ANTARCTIC OZONE HOLE, *Geophysical Research Letters*, 13(12), 1288-1291.
- Hervig, M. E., K. L. Pagan, and P. G. Foschi (2001), Analysis of polar stratospheric cloud measurements from AVHRR, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 106(D10), 10363-10374.
- Hopfner, M., M. C. Pitts, and L. R. Poole (2009), Comparison between CALIPSO and MIPAS observations of polar stratospheric clouds, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114, 15.
- Hopfner, M., et al. (2006a), Spectroscopic evidence for NAT, STS, and ice in MIPAS infrared limb emission measurements of polar stratospheric clouds, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1201-1219.
- Hopfner, M., et al. (2006b), MIPAS detects Antarctic stratospheric belt of NAT PSCs caused by mountain waves, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1221-1230.

- Inoue, T. (1985), ON THE TEMPERATURE AND EFFECTIVE EMISSIVITY DETERMINATION OF SEMI-TRANSPARENT CIRRUS CLOUDS BY BI-SPECTRAL MEASUREMENTS IN THE 10 MU-M WINDOW REGION, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 63(1), 88-99.
- Kim, Y., W. Choi, K. M. Lee, J. H. Park, S. T. Massie, Y. Sasano, H. Nakajima, and T. Yokota (2006), Polar stratospheric clouds observed by the ILAS-II in the Antarctic region: Dual compositions and variation of compositions during June to August of 2003, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111(D13), 13.
- Kirk-Davidoff, D. B., and J. F. Lamarque (2008), Maintenance of polar stratospheric clouds in a moist stratosphere, *Climate of the Past*, 4(1), 69-78.
- Larsen, N., B. M. Knudsen, J. M. Rosen, N. T. Kjome, R. Neuber, and E. Kyro (1997), Temperature histories in liquid and solid polar stratospheric cloud formation, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 102(D19), 23505-23517.
- Long, C. S., and L. L. Stowe (1994), USING THE NOAA AVHRR TO STUDY STRATOSPHERIC AEROSOL OPTICAL THICKNESSES FOLLOWING THE MT-PINATUBO ERUPTION, *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2215-2218.
- Lubin, D., and D. A. Harper (1996), Cloud radiative properties over the South Pole from AVHRR infrared data, *Journal of Climate*, 9(12), 3405-3418.
- Massie, S. T., D. Baumgardner, and J. E. Dye (1998), Estimation of polar stratospheric cloud volume and area densities from UARS, stratospheric aerosol measurement II, and polar ozone and aerosol measurement II extinction data, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 103(D5), 5773-5783.
- McCormick, M. P., H. M. Steele, P. Hamill, W. P. Chu, and T. J. Swissler (1982), POLAR STRATOSPHERIC CLOUD SIGHTINGS BY SAM-II, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(6), 1387-1397.
- McCormick, M. P., P. Hamill, and U. O. Farrukh (1985), CHARACTERISTICS OF POLAR STRATOSPHERIC CLOUDS AS OBSERVED BY SAM II, SAGE, AND LIDAR, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 63(2), 267-276.
- Meerköetter, R. (1992), DETECTION OF POLAR STRATOSPHERIC CLOUDS FROM NOAA-HIRS DATA - A CASE-STUDY, *Geophysical Research Letters*, 19(13), 1351-1354.
- Menzel, W. P., W. L. Smith, and T. R. Stewart (1983), IMPROVED CLOUD MOTION WIND VECTOR AND ALTITUDE ASSIGNMENT USING VAS, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(3), 377-384.
- Mergenthaler, J. L., J. B. Kumer, A. E. Roche, and S. T. Massie (1997), Distribution of Antarctic polar stratospheric clouds as seen by the CLAES experiment, *Journal of Geophysical*

- Research-Atmospheres*, 102(D15), 19161-19170.
- Nakajima, T., and M. Tanaka (1986), MATRIX FORMULATIONS FOR THE TRANSFER OF SOLAR-RADIATION IN A PLANE-PARALLEL SCATTERING ATMOSPHERE, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 35(1), 13-21.
- Noel, V., A. Hertzog, and H. Chepfer (2009), CALIPSO observations of wave-induced PSCs with near-unity optical depth over Antarctica in 2006-2007, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114, 13.
- Noel, V., A. Hertzog, H. Chepfer, and D. M. Winker (2008), Polar stratospheric clouds over Antarctica from the CALIPSO spaceborne lidar, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D2), 10.
- Pitts, M. C., L. W. Thomason, L. R. Poole, and D. M. Winker (2007), Characterization of Polar Stratospheric Clouds with spaceborne lidar: CALIPSO and the 2006 Antarctic season, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(19), 5207-5228.
- Poole, L. R., and M. P. McCormick (1988), POLAR STRATOSPHERIC CLOUDS AND THE ANTARCTIC OZONE HOLE, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 93(D7), 8423-8430.
- Prabhakara, C., J. M. Yoo, G. Dalu, and R. S. Fraser (1990), DEEP OPTICALLY THIN CIRRUS CLOUDS IN THE POLAR-REGIONS .1. INFRARED EXTINCTION CHARACTERISTICS, *Journal of Applied Meteorology*, 29(12), 1313-1329.
- Schluter, N., and G. Heygster (2002), Remote sensing of Antarctic clouds with infrared and passive microwave sensors, *Meteorologische Zeitschrift*, 11(1), 21-36.
- Smith, W. L., and C. M. R. Platt (1978), COMPARISON OF SATELLITE-DEDUCED CLOUD HEIGHTS WITH INDICATIONS FROM RADIOSONDE AND GROUND-BASED LASER MEASUREMENTS, *Journal of Applied Meteorology*, 17(12), 1796-1802.
- Smith, W. L., and R. Frey (1990), ON CLOUD ALTITUDE DETERMINATIONS FROM HIGH-RESOLUTION INTERFEROMETER SOUNDER (HIS) OBSERVATIONS, *Journal of Applied Meteorology*, 29(7), 658-662.
- Smith, W. L., H. M. Woolf, and W. J. Jacob (1970), A REGRESSION METHOD FOR OBTAINING REAL-TIME TEMPERATURE AND GEOPOTENTIAL HEIGHT PROFILES FROM SATELLITE SPECTROMETER MEASUREMENTS AND ITS APPLICATION TO NIMBUS-3 SIRS OBSERVATIONS, *Monthly Weather Review*, 98(8), 582-603
- Solomon, S., R. R. Garcia, F. S. Rowland, and D. J. Wuebbles (1986), ON THE DEPLETION OF ANTARCTIC OZONE, *Nature*, 321(6072), 755-758.
- Solomon, S. (1999), Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history, *Reviews of Geophysics*, 37(3), 275-316.

- Spang, R., and J. J. Remedios (2003), Observations of a distinctive infra-red spectral feature in the atmospheric spectra of polar stratospheric clouds measured by the CRISTA instrument, *Geophysical Research Letters*, 30(16), 4.
- Spang, R., J. J. Remedios, S. Tilmes, and M. Riese (2005a), MIPAS observation of polar stratospheric clouds in the Arctic 2002/2003 and Antarctic 2003 winters, *Atmospheric Remote Sensing: Earth's Surface, Troposphere, Stratosphere and Mesosphere - I*, 36(5), 868-878.
- Spang, R., J. J. Remedios, L. J. Kramer, L. R. Poole, M. D. Fromm, M. Muller, G. Baumgarten, and P. Konopka (2005b), Polar stratospheric cloud observations by MIPAS on ENVISAT: detection method, validation and analysis of the northern hemisphere winter 2002/2003, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 679-692.
- Stajner, I., C. Benson, H. C. Liu, S. Pawson, N. Brubaker, L. P. Chang, L. P. Riishojgaard, and R. Todling (2007), Ice polar stratospheric clouds detected from assimilation of Atmospheric Infrared Sounder data, *Geophysical Research Letters*, 34(16), 5.
- Tisdale, R. T., A. J. Prenni, L. T. Iraci, M. A. Tolbert, and O. B. Toon (1999), Variation of the infrared spectra of nitric acid hydrates with formation conditions: Impact on PSC identification, *Geophysical Research Letters*, 26(6), 707-710.
- Tolbert, M. A., and O. B. Toon (2001), Atmospheric science - Solving the PSC mystery, *Science*, 292(5514), 61-63.
- Toon, O. B., P. Hamill, R. P. Turco, and J. Pinto (1986), CONDENSATION OF HNO₃ AND HCL IN THE WINTER POLAR STRATOSPHERES, *Geophysical Research Letters*, 13(12), 1284-1287.
- Toon, O. B., R. P. Turco, J. Jordan, J. Goodman, and G. Ferry (1989), PHYSICAL PROCESSES IN POLAR STRATOSPHERIC ICE CLOUDS, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 94(D9), 11359-11380.
- Toon, O. B., M. A. Tolbert, B. G. Koehler, A. M. Middlebrook, and J. Jordan (1994), INFRARED OPTICAL-CONSTANTS OF H₂O ICE, AMORPHOUS NITRIC-ACID SOLUTIONS, AND NITRIC-ACID HYDRATES, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 99(D12), 25631-25654.
- Wei, H. L., P. Yang, J. Li, B. A. Baum, H. L. Huang, S. Platnick, Y. X. Hu, and L. Strow (2004), Retrieval of semitransparent ice cloud optical thickness from atmospheric infrared sounder (AIRS) measurements, *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(10), 2254-2267.
- World Meteorological Organization(2006), Scientific Assessment of Ozone Depletion : 2006
 中島英彰、佐伯浩介、矢吹正教、塩原匡貴(2010), 南極昭和基地におけるフーリエ変換赤外分光器(FIR)を用いた極成層圏雲(PSC)の特性評価, 南極資料, Vol.54, 特集号, 793-809

謝辞

本研究を行うにあたり、担当教員である今須良一准教授には大変お世話になりました。わからないことがあるときは、忙しくとも快くアドバイスをしていただき、少しずつではありますが研究を進めることができました。入学前から研究室に呼んでいただき、入学後は海外の学会への参加など、様々な経験をする機会を与えていただきました。また、研究以外にもご迷惑をおかけしたこと、お世話になったことが数多くありました。このような恵まれた環境で研究をさせていただいたことに深く感謝いたします。

研究室の先輩である林さんと宮村さんには研究を進める過程で生じた問題について、様々なご指導、ご指摘を頂きました。特に林さんには2年間を通じて非常にお世話になりました。修士論文としてまとめられる程度になったのも、お二人のお力添えがあったからこそと思います。新井さんには進捗状況の心配をしていただくなど、温かく声を掛けていただきました。同期の稲子谷さんにはコミュニケーション能力に一抹の不安を抱える私との接し方に加え、放射グループでも同期が2人だけということで、グループの仕事でも迷惑をかけたことと思いますが、同期として話せる相手が研究室にいないということは大変ありがたいことであったと感じています。後輩の高見澤君には先輩としてすべきことはほとんどしておらず、常に気を遣わせていたことを猛省しております。今須研秘書の小島さん、武田さん、永岡さんには事務手続きなどでお世話になったことに加え、頻繁にお土産などのお菓子を頂きました。ご馳走様でした。

同じ放射グループである中島映至教授をはじめ、中島研の先輩方には放射コロキウムや放射勉強会などを通じてご指導いただくことも多くあり、大変勉強になりました。また、及川さんには検証に用いた CALIPSO のデータを頂きました。

CCSR の同期入学のメンバーには研究生活以外にもお世話になることも多く、彼らのおかげで楽しく有意義な2年間が過ごせました。特に居室が同じ院生室であった住吉君、二本松君、信井君とは修士2年の後半は夜遅くまで一緒に研究を行い、その期間の研究生活のほとんどを共有しました。その間には主に私の人間性について数えきれないほどの指摘、批判、悪口を頂きました。これらをこの先の健康で文化的、かつ社交的な生活に生かしていく所存です。

自然環境学専攻の同期のメンバーにはコースゼミなどでコメントを多数いただきました。また、棟が違うために顔を合わせることも頻繁ではなかったにもかかわらず、飲み会をする際は呼んでいただき、親しくしてもらいました。

最後に、これまでの学生生活を応援してくれた両親に対し、感謝の意を表します。