

# 超伝導サブミリ波サウンダ SMILES による上部対流圏オゾン観測に対して巻雲が及ぼす影響の評価

## *The Impact of Cirrus Clouds on Retrieval of Ozone in The Upper Troposphere/Lower Stratosphere from SMILES Data*

メンドロック ヤナ バロン フィリップ 笠井康子

Mendrok Jana, Baron Philippe, and KASAI Yasuko

### 要旨

現在、地球温暖化などの気候変動は社会的に深刻な問題として取り上げられることが多くなっている。下部成層圏/上部対流圏 (UT/LS) 領域に存在する水蒸気、オゾンなどの大気成分、そして薄い氷雲 (巻雲) は地球放射収支や中緯度オゾン層破壊に対して重要なふるまいをするにもかかわらず、その存在量の低さから、衛星においても地上からも測定が難しく、理解は進んでいない。

超伝導サブミリ波リム放射サウンダ (SMILES) は超伝導 SIS 受信機を用い、これまでにない高感度で大気中に存在する微量成分のスペクトル観測を行う。この超高感度という特徴により、従来は観測が難しいとされている UT/LS 領域のオゾンなどの微量成分観測が可能となる。しかし、この高度領域には巻雲が頻繁に現れ、大気微量成分への影響は本質的であると考えられる。

本稿では SMILES のようなサブミリ波リム放射スペクトル観測に雲が及ぼす影響を評価した。また、フォワード計算のみならず、リトリーバル解析により UT/LS 領域における大気微量成分の観測精度評価を行った。さらに、スペクトルベースラインからの水蒸気と巻雲の導出可能性について議論を行う。

Characterized by an exceptionally low instrumental noise, tropospheric measurements of the Superconducting Submillimeter-Wave Limb Emission Sounder (SMILES), dedicated to the observation of atmospheric ozone chemistry, may noticeably be affected by cirrus clouds. When not taken into account in the retrieval, the change in broadband spectral signal caused by ice clouds introduces uncertainties in the derivation of trace gas profiles around the upper troposphere / lower stratosphere (UTLS). In this paper, we demonstrate cirrus effects on sub-mm limb spectra as well as on the measurement sensitivity concerning trace gas profile retrievals. We analyze the error budget in the retrieval of UTLS ozone ( $O_3$ ) induced by neglecting the observed cirrus. Furthermore, possibilities to compensate for cloud effects by retrieving additional parameters like a measurement baseline and (pseudo) water vapor ( $H_2O$ ) content are evaluated.

### [キーワード]

衛星リモートセンシング, リム放射サウンディング, オゾン ( $O_3$ ), 巻雲, リトリーバル誤差評価  
Satellite remote sensing, Limb sounding, Ozone, Cirrus clouds, Retrieval error estimation

## 1 はじめに

最近 10 年間におけるサブミリ波観測衛星の進化は目覚ましく、欧州からは Odin/SMR が、米国では EOS/MLS が打ち上げられ、成功裏に観測を続けている。これらサブミリ波衛星観測の主目的は成層圏大気中の微量成分の存在量高度分布を

導出することであるが、これらの観測手法を用いて上部対流圏に存在する氷雲の観測可能性が指摘されており、研究は重ねられていた。リム観測は視線長が比較的長く、これにより氷雲の観測検出感度は向上する。氷雲の存在は、大気微量成分からの放射量 (スペクトル) を変化させるため、これら微量成分導出においては“邪魔者”として働くが、

一方、放射量の変化により氷雲それ自身の検出も可能になる。氷雲を考慮するためにはフォワード計算の放射伝達部において散乱を考慮する必要がある。放射伝達式計算において散乱を考慮しているものは多く、氷雲を考慮することが可能であるにもかかわらず、一般に、大気リトリーバル反転解析は晴天状態条件下で行っているものが多い。したがって、UT/LS 領域における大気微量成分導出結果は氷雲存在下においてはそれによる誤差と不確定性を持つ。

2009 年打ち上げ予定の国際宇宙ステーション搭載日本実験モジュールばく露部搭載予定 SMILES は、受信機ノイズレベルが低く超高感度の測定が期待できる。SMILES は、オゾン層破壊化学の詳細な理解のために必要な大気微量成分を観測することを目的に設計開発されたものである。化学反応にとり鍵となる働きをするラジカル分子種はその存在量の低さから微弱な信号を持つが、超高感度によりこれらのラジカル分子種を検出することが可能になると期待されている。また、SMILES ではスペクトル SN の向上(感度の向上)により従来難しいとされていた上部対流圏に存在する薄い氷雲の検出がより容易となる。これらは中緯度域におけるオゾン層破壊で現在不明とされている上部対流圏に存在する薄い氷雲上におけるオゾン破壊メカニズムの解明に貢献する。一方、薄い氷雲の効果は UTLS 領域における大気微量成分導出の不確定性さの原因となる。

今回の研究では、UT/LS 領域氷雲存在下における O<sub>3</sub> 存在量高度分布を導出し、誤差を評価した。SMILES 観測スペクトルのフォワード計算シミュレーションを行ったが、それには様々なタイプの氷雲を考慮し、SARTre という散乱を含む放射伝達モデルを用いた。シミュレーションで得た観測値スペクトルに対し、オゾンと塩素化合物のリトリーバル反転解析を行った。これには MOLIERE というモデルを用いた。

2 では SMILES 観測値のシミュレーションと逆問題解析に用いるモデルについて説明する。また、SMILES 測定器のパラメータについても触れる。3 と 4 では、SMILES のリム観測及び加重関数によって定量的に記述されるリトリーバル反転解析の感度に巻雲が及ぼす影響について論じる。5 では O<sub>3</sub> 存在量高度分布のリトリーバルのため

の観測に氷雲の発生が与える効果を示す。さらに、雲検出の可能性と O<sub>3</sub> 存在量高度分布のリトリーバル反転解析の改善について評価を行う。最後に 6 で研究結果のまとめを示し、結論を導く。

## 2 方法とデータ

### 2.1 観測器 SMILES

超伝導サブミリ波リム放射サウンダ (SMILES) は国際宇宙ステーション (ISS) の日本実験モジュール (JEM) において 2008 年に打ち上げの予定であり、オゾン破壊に関係する大気化学を深く理解する上で重要な微量気体を測定する目的で作られている。リム放射スペクトルの測定にあたっては、624.32~625.52 GHz, 625.12~626.32 GHz, 649.12~650.32 GHz の三つの観測バンドを用いる(ただし同時に測定できるのはそのうちの二つのみである)。スペクトル分解能は 1.8 MHz、間隔は 0.8 MHz である。大気の走査は仕様上、-10 km から約 100 km の接線高度にわたって行われる。それによって ISS の高度が不確かで不安定であっても 10~80 km の高度は確実にカバーされる。ビーム幅が 0.096°、サンプリング間隔が 0.056° であることから、1 回のリム測定における FOV (Field Of View) は約 4 km である [9]。

JEM/SMILES が持つ大きな特徴の一つは、500 K という極めて低い受信機雑音温度である。そのため 0.5 秒という 1 回の測定積算時間における熱雑音は、わずか 0.5 K である。こうした感度の高さにより、分光特性の弱い微量気体が観測可能になる。SMILES のスペクトル帯と各バンドにおいてリトリーバル対象となる化学種を表 1 にまとめる。

観測器の感度が高いことから、中間圏及び成層

表 1 SMILES のバンド特性

Band	Spectral Coverage	Target Species
A	624.32 - 625.52 GHz	O <sub>3</sub> , O <sub>3</sub> -isotopes, H <sup>37</sup> Cl, H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> , HO <sup>35</sup> Cl, HNO <sub>3</sub> , SO <sub>2</sub> , <sup>81</sup> BrO
B	625.12 - 626.32 GHz	O <sub>3</sub> , O <sub>3</sub> -isotopes, H <sup>35</sup> Cl, HO <sub>2</sub> , HNO <sub>3</sub> , SO <sub>2</sub> , O <sup>35</sup> ClO
C	649.12 - 650.32 GHz	<sup>35</sup> ClO, O <sub>3</sub> -isotopes, HO <sub>2</sub> , HNO <sub>3</sub> , SO <sub>2</sub> , <sup>81</sup> BrO

圏に存在する分光スペクトルの弱い化学種についてはリトリーバル反転解析による導出が可能だが、下部成層圏及び上部対流圏のスペクトル測定は氷晶雲によって影響を受けることがある。一方で、この影響を解析することは、地球規模のエネルギー収支と水循環に重要な役割を果たす氷雲の検知と特性の把握に役立つ可能性がある。巻雲及びオゾン化学に係る微量気体化学種の同時観測はオゾン破壊の原因となる化学過程の理解を高めると考えられるが、それ以上に、不均一反応によるオゾン破壊メカニズムの把握に貢献する可能性がある。他方、氷雲がリム放射スペクトルに及ぼす影響(主に強いスペクトル線の外側にみられる広帯域信号の変化)をリトリーバル反転解析過程において考慮しないと、UTLS 周辺の求める微量気体プロファイルや背景連続スペクトルの推定に不確かさが混入する。これまでの研究<sup>[9]</sup>どおり、上部対流圏(すなわち巻雲が頻繁に発生する高度)のオゾンに対するリトリーバル確度の目標は50%を超えることである。本稿では、微量気体のリトリーバルに巻雲を考慮しなかった場合に生じるオゾンの誤差量を評価する。

今回の研究テーマは SMILES からのリトリーバルに対する影響である。接線高度 4~70 km (垂直間隔 2 km) についてシミュレーションで得られる SMILES の A バンドの観測値を基に、O<sub>3</sub> 存在量高度分布推定リトリーバル反転解析を実施する。複雑さを軽減するため、測定は単色で無限視野、すなわちスペクトル観測機能及びアンテナパターンは一切使用しないことを前提にする。またイメージバンドの影響は無視する。

## 2.2 観測のシミュレーション

今回の理論的研究では、SARTre という放射伝達(RT)フォワードモデルを用いて SMILES の観測値をシミュレートした<sup>[6]</sup>。SARTre は、赤外スペクトル域における高分解能の単色 RT モデリング並びに球形近似大気中の任意の観測位置に対応するよう開発された。これは放射だけでなく散乱も放射源として扱う。放射源は次に示す積分型の放射伝達方程式、

$$I(\nu) = I_b(\nu)e^{-\tau(\nu)} + \int_0^{\tau(\nu)} J(\tau', \nu)e^{-\tau'(\nu)} d\tau' \quad (1)$$

を用いて観測器の視線(LoS)沿いに積分され、ランベルトベールの法則に従って観測器へと伝達される。ここに、 $I(\nu)$  は波数  $\nu$  における単色放射強度、 $I_b$  は背景放射(低温空間の放射など)、 $\tau$  は観測器からその視線に沿って測った光学的厚さである。放射源の項、

$$J = J_B + J_{SS} + J_{MS} \quad (2)$$

は熱放出(B)、単散乱太陽放射(SS)及び多重散乱(MS)から成る。多重散乱源  $J_{MS}$  の計算に必要な拡散入射場は、局所的に平行平面の大気を仮定して導出され、放射伝達ツール DISORT<sup>[10]</sup> の擬似球面バージョンである PSDISORT<sup>[2]</sup> を用いて得られる。

CIWSIR 研究<sup>[1]</sup>によると、熱帯では氷の質量の約10%が10 kmより上空に存在するという。その高度の大気は SMILES の全波長帯にわたってサブミリ波においては不透明である。SMILES の検出頻度は中緯度においても同程度である。中緯度における巻雲(上部対流圏に存在する氷雲)の存在高度は一般に低い、熱帯に比べて水蒸気量が低いために SMILES の飽和高度も低く、対流圏に入ってしまう。しかし巻雲の発生頻度は熱帯のほうが多い。言い換えると、SMILES の巻雲観測は主に熱帯において起きることになる。そのため巻雲の影響に関する本稿の研究では、熱帯の大気構成(大気プロファイルや雲のマイクロ及びマクロ物理的特性)を用いて観測値をシミュレートする。

SARTre による観測値のシミュレーションと MOLIERE によるリトリーバル(リトリーバルの節を参照)の両方で同じ大気構成(ただし巻雲を除く)を用いる。そのため温度、圧力及び微量気体のプロファイルは、MOLIERE に実装された熱帯大気シナリオのものを使用する<sup>[7][11]</sup>。また、MOLIERE によって分子吸収係数が事前に計算されるが、これを SARTre のフォワード計算に使用することでフォワードモデリングの不確かさから来る新たな誤差を極力抑える。スペクトル線ごとに行う分子吸収係数の計算には、SMILES の波長帯に存在する干渉の大きい微量気体をすべて考慮した。具体的には、H<sub>2</sub>O、O<sub>3</sub>、HCl、ClO、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>、HOCl、HNO<sub>3</sub>、SO<sub>2</sub>、BrO、HO<sub>2</sub>、OCIO、CH<sub>3</sub>CN である。

Liou<sup>[5]</sup>に記載される巻雲のマイクロ物理特性を用

いて多様な巻雲シナリオを考慮した。雲氷量 (IWC) と粒径分布 (SD) は周囲温度を変数として与えられる。デフォルトのケースとして、雲は以下のミクロ及びマクロ物理学的特性を持つケースを定義した:  $T = -50^\circ\text{C}$  での IWC と SD の特性、すなわち、 $\text{IWC} = 2 \text{ mg/m}^3$ 、雲の最上部の高さ  $z_{\text{top}} = 13.0 \text{ km}$ 、幾何学的厚さ  $\Delta z = 1 \text{ km}$ 。これより積算雲氷量は  $\text{IWP} = 2 \text{ g/m}^2$  となる。巻雲粒子の単散乱特性は、純粋な氷からなる球体粒子を仮定して Mie 理論の計算から導かれる。デフォルト巻雲のケースに対する SD ( $T = -50^\circ\text{C}$ ) を適用すると、バルクの有効粒径は  $D_e = 42 \mu\text{m}$  となる。本稿ではデフォルト雲のケースを基準にし、IWC と  $z_{\text{top}}$  が異なる巻雲の特性について論じることとする。

### 2.3 誤差評価とリトリーバル

誤差評価と  $\text{O}_3$  プロファイルのリトリーバルは MOLIERE を用いて実行する [12]。MOLIERE はクリアースカイに対する放射伝達フォワードモデル兼逆問題解析モデルで、球形大気における任意の観測位置を扱うことができる。Rodgers [8] に従い、逆問題解析には最適推定法を用いる。

巻雲以外の要因による誤差を抑えるため、SARTre による観測シミュレーションと MOLIERE によるリトリーバルで同じフォワードモデルパラメータ (ただし巻雲そのものを除く) を使用する。言い換えると、観測器構成、観測位置及びリトリーバル対象外のすべての大気プロファイルは完璧に既知である。観測シミュレーションと同じ微量気体化学種を対象とする。また、先験値及び最初の推論の  $\text{O}_3$  プロファイルは観測されるプロファイルと同じである。オゾンの先験値プロファイルの誤差は 100% に設定する。観測値と先験値の分散共分散はいずれも無相関とした。

オゾン以外にも、他の大気パラメータのリトリーバルについて巻雲がスペクトルに及ぼす影響を適切に説明しているかどうか評価を行った。その中で特に重要なのは、各測定スペクトルにおける輝度温度オフセット (0 次の輝度温度ベースライン) と傾き (1 次の輝度温度ベースライン) の導出及び水蒸気プロファイルのリトリーバルである。SMILES の A バンドのスペクトル域に  $\text{H}_2\text{O}$

スペクトル線は存在せず、水蒸気はバックグラウンドと呼ばれる連続吸収による寄与のみもたらす。この広帯域のスペクトル特性により、水蒸気のリトリーバル解析を行うので、ベースラインを決めることが非常に重要である。水蒸気先験値の分散共分散は先験値の 100% として設定した。ベースラインの先験値は 0 次のベースラインが  $0.0 \pm 5.0 \text{ K}$ 、1 次が  $0.0 \pm 1.0 \text{ K/GHz}$  である。

雲の影響を評価するには、リトリーバル反転解析に新たな物理量項目を加える以外に、インバージョンコードの制御パラメータを使用するという方法が考えられる。本研究では光学的厚みに上限値を設け、視線に沿った晴天下の大気光学的厚みが上限値を超えるスペクトルチャンネルはリトリーバル反転解析プロセスから除外した。こうした操作は通常、非線形性が強い場合にリトリーバル反転解析の解の安定化のために実施される。測定誤差を操作しない場合、SMILES のランダムノイズ誤差に応じて約  $0.5 \text{ K}$  の値を設定した。存在量高度分布における誤差の寄与量は、次の関係式を用いて推定される。

$$x - x^{\text{true}} = G \cdot (y_{\text{obs}} - y^{\text{true}}) + (I - A) \cdot \epsilon_a + G \cdot \epsilon_{\text{meas}}, \quad (3)$$

ここに、 $x$  と  $x^{\text{true}}$  はそれぞれ算定プロファイルと真のプロファイル、 $y_{\text{obs}}$  は観測ベクトル、また  $y^{\text{true}}$  は真のプロファイル  $x^{\text{true}}$  に対応するスペクトルを持つ。 $\epsilon_a$  と  $\epsilon_{\text{meas}}$  は先験値プロファイル及び観測値の誤差である。 $G$  はゲイン行列で、次式によって与えられる。

$$G = (K^T S_y^{-1} K + S_a)^{-1} \cdot K^T S_y^{-1}, \quad (4)$$

ここに、 $S_y$  と  $S_a$  はそれぞれ観測値と先験値プロファイルの共分散行列、また  $K$  は加重関数行列である。 $I$  は恒等行列、 $A$  は次式で定義されるアベレージングカーネル行列である。

$$A = G \cdot K. \quad (5)$$

式 3 の右辺第 1 項は観測による誤差、第 2 項は先験値による誤差 (平滑化又はヌルスペース誤差)、第 3 項は測定誤差 (熱雑音) による誤差の寄与分である。MOLIERE は晴天条件下におけるモデルであるため、加重関数を導出するにはクリアースカイ条件を仮定しなければならない。巻雲の影響について論じる場合、または巻雲が存在す

ときの微量気体存在量高度分布の算定能力を評価する場合は、クリアスカイ条件と雲あり条件の有限差分を用いて SARTre のシミュレーションから加重関数を導出した。詳細は 4 で論じる。

### 3 雲が観測値に及ぼす影響

雲があると一般に放射の吸収や光路外への散乱による減光のために強度が減少する。一方で放射や光路への散乱によって強度が増加する。こうした過程は同時に、更にあらゆるケースで発生するが、分子による吸収や放射が卓越する場合、言い換えると強い吸収線や吸収帯の中心にある場合は無視できる。また分子による吸収や放射のスペクトルが狭帯域であるのとは対照的に、雲の光学特性は広帯域的である。雲のないケースに対して放射が全体として増えるか減るかは、様々なパラメータに依存する。その中で長波放射の観測に大きな役割を果たすのが雲の高度と観測位置である。

サブミリ波リム測定を考える場合、雲ありケースの大半において放射強度又は輝度温度は晴天条件下と比較して低下する。放射強度が強まるのは、接線高度が最上部対流圏にある状態で雲を観測する場合に限られる。その場合、接線高度から遠く

離れるまで、言い換えると低温背景が観察されるまで、大気は晴天条件下において透明である。雲の減光によって失われる放射の量は小さいが、これらの雲は放射を放出するほか、温暖な対流圏下部領域で生じる放射を視線内に散乱する。接点が低い観測の場合、背景ははるかに暖かい。すなわち、視線内への散乱よりも減光の影響のほうが強い。SMILESの A バンドの上部対流圏におけるリム放射観測値が雲から受ける影響を図 1 と図 2 に示す。

図 1 に示すクリアスカイスペクトルのプロットでは、625.37 GHz における O<sub>3</sub> のスペクトル線が常に高い輝度温度を示していることが分かる。スペクトル線の中心付近では対流圏からの放射の寄与は少ないため、図 1 の雲の影響ありのプロットとは違って観測値は雲の影響を受けていない。上部対流圏と下部成層圏でも 624.98 GHz 付近に似たような HCl のスペクトル線が認められ、周囲のスペクトル域に比べて輝度温度がやや高くなっている。O<sub>3</sub> の場合と同様にこれらのスペクトル線の中心付近は雲による影響がないか、またあるとしてもその影響は少ない。これは雲より上方で発生する大きな信号が観測器に届いているためである。これらのスペクトル線の外側では、SMILES の A バンドにおける晴天条件下における対流圏

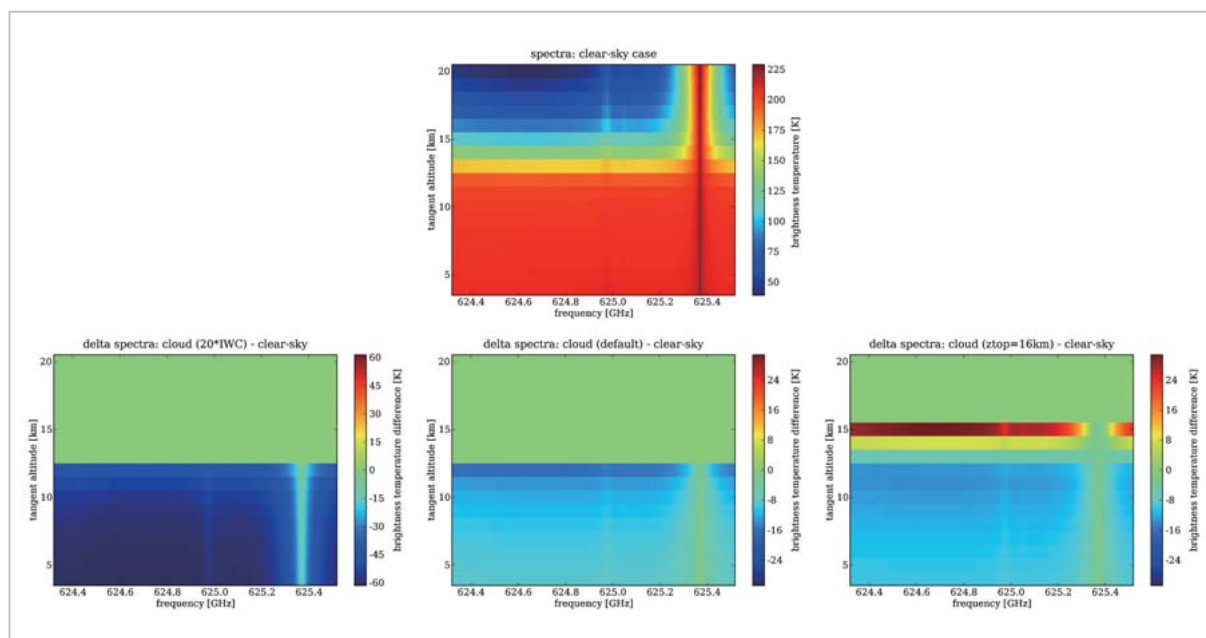


図 1 (上) 対流圏と下部成層圏の接線高度での観測によるクリアスカイ条件下の輝度温度スペクトル。(下) (中) デフォルト巻雲 ( $z_{top}=13$  km、 $IWC=2$  mg/m<sup>3</sup> : 詳細は 2.2 を参照)、(左) 雲氷量の大きい巻雲 ( $IWC=40$  mg/m<sup>3</sup>)、(右) 高高度の巻雲 ( $z_{top}=16$  km) に対する輝度温度差分スペクトル

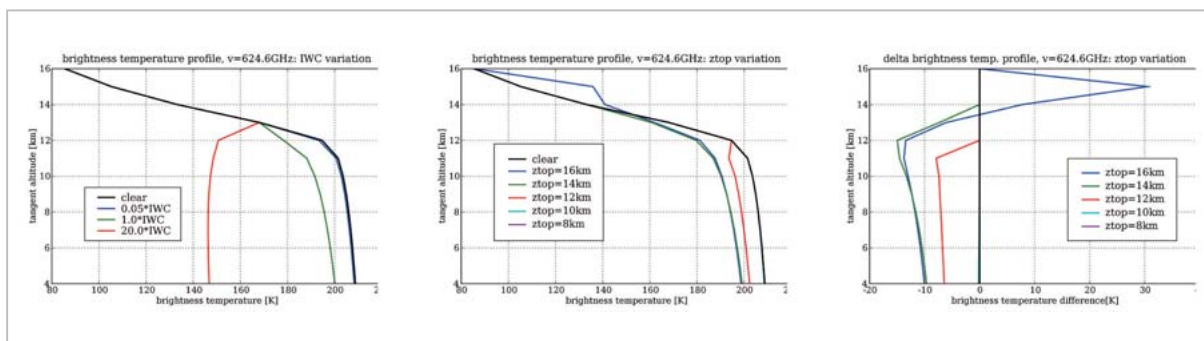


図2 (左) SMILES の A バンドの連続スペクトル領域 ( $\nu=624.6$  GHz) における輝度温度プロファイルを各種雲氷量の巻雲について示した図(雲氷量は「デフォルト」巻雲の IWC の定数倍)。巻雲の高度を様々に変えたときの(中)輝度温度プロファイルと(右)輝度温度差プロファイル

スペクトルよりも、水蒸気による連続吸収・放射が卓越している。このことは最上部対流圏で輝度温度が明確に上昇している点及び 11 km より低い接線高度で飽和している点に反映されている。その位置では視線が接点に達する前に大気の光学的厚みが高くなり、不透明になる(例えば、図2の晴天条件下の輝度温度プロファイルを参照)。

巻雲の影響をクリアースカイスペクトルと比較した結果を図1の下に示す。本稿で「デフォルト」とした巻雲のケースのほか、高高度のケースと高密度巻雲のケースを挙げている。紫外線から近赤外線を用いたリム放射観測とは異なり、接点が雲より高いサブミリ波での観測はその位置に散乱粒子が存在しないことから雲の影響を受けない。そのため輝度温度の変化が観察されるのは、視線が雲の上端又はその下に貫入する場合である。すなわち「高高度」の雲では接線高度が 16 km 未満(図1の右下)、「デフォルト」と「高密度」の雲では接線高度が 13 km 未満(図1の中央下と左下)の領域となる。雲の影響によって輝度温度が約 13 km の接線高度まで上昇する「高高度」のケースは別にして、巻雲は晴天条件下のケースに比べて輝度温度を下げる効果を持つ。

図2の左に示した低密度と中密度(デフォルト)の雲に相当)の雲の場合、晴天条件下と比較した輝度温度の減少量は雲を観測する視線が最も高いときに最大となり、接線高度が下がるにつれて縮小する。この傾向は、雲を通過する視線の光路長が減少し、接線高度が下がるほど透明度が上がることによって説明できる。温暖な下部対流圏で発生した放射がそれだけ多く雲を貫通できるのであ

る。巻雲そのものが不透明になると、クリアースカイでの輝度温度との差分は接線高度とともに縮小し続ける。観測される絶対輝度温度は、高度と散乱効果によって雲の最上部の黒体温度を下回ることさえある。

接線高度の低下とともに輝度温度の低下をもたらす中密度巻雲のパターンは、雲の最上部の高度が約 14 km より低いときに一定になる(図2の中央と右を参照)。高高度の雲ほど影響が大きい様子が見て取れるが、最上部の高度が約 10 km より低い雲では視線が雲と交差する前に大気が不透明になるため、雲の影響は無視できる。巻雲が最上部対流圏に位置する場合にのみ、雲を観測する接線高度が高いときに輝度温度が晴天の条件と比べて高くなる現象が観測できる。上述したように、これは視線方向における散乱が透明大気(低温背景)で生じる放射の減光を上回ることによる。一方、接線高度が低い場合はそうした雲のケースでも減光効果が視線への散乱や放射を上回る。このことは、中下部対流圏の接線高度すなわち約 13 km より下では巻雲の影響を受けたリム輝度温度がクリアースカイのリム輝度温度より一般に低いことを意味する。

以上をまとめると、SMILESの A バンドでは巻雲によって数十 K に及ぶ輝度温度スペクトルの上下が引き起こされる可能性がある。極めて低密度の巻雲(図2の左に示す 0.05\*IWC のケース。IWC=0.1 mg/m<sup>3</sup> に対応)でさえ、広帯域の輝度温度は SMILES 観測器が持つ 0.5 K の熱雑音のオーダーで変化する。

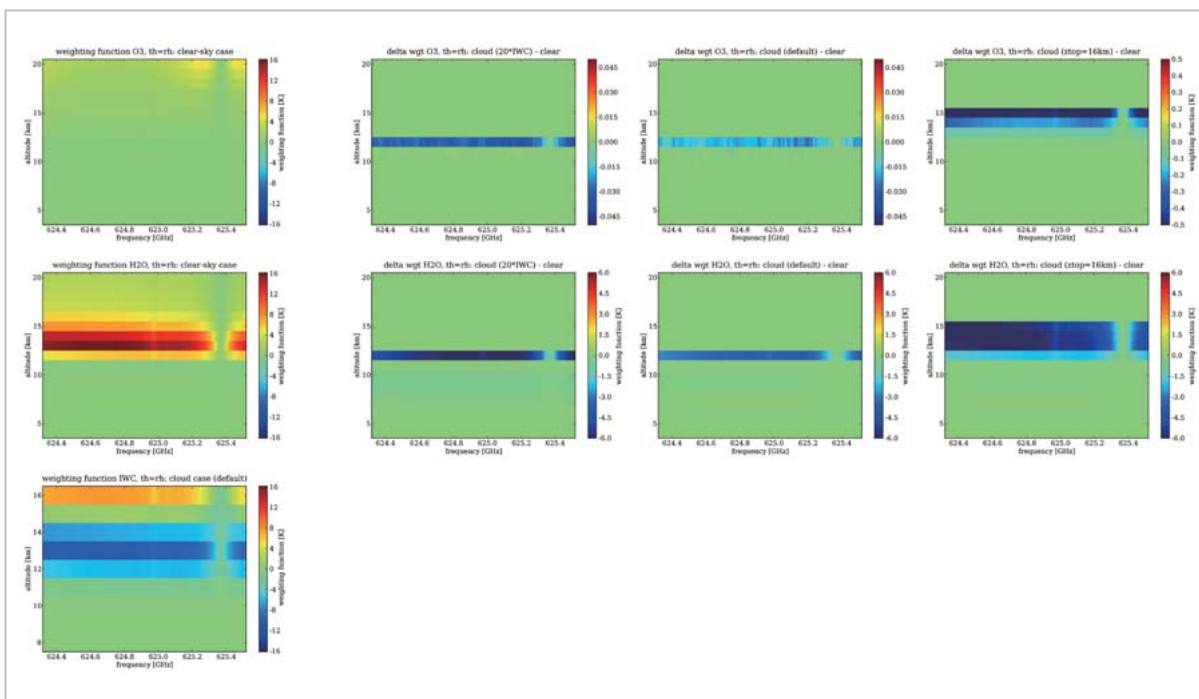


図3 (左)各接線高度における(上)O<sub>3</sub>と(中)H<sub>2</sub>O及び(下)巻雲 IWC に対する加重関数。O<sub>3</sub>とH<sub>2</sub>Oのケースは晴天条件下でのもの。巻雲は接線高度層にのみ存在し、その他のすべての層には晴天条件を適用する。(右)O<sub>3</sub>とH<sub>2</sub>Oに対する加重関数は、(左から右に)高密度巻雲、デフォルト巻雲、高高度巻雲の条件を示した。各段は、左の晴天における加重関数の図に対応する。

## 4 加重関数

以下の情報を得るために、O<sub>3</sub>、H<sub>2</sub>O 及び雲の雲水量 (IWC) に対する加重関数の計算を行い、評価した。

- (1) リトリーバルにおいて情報が取得される(または取得できる)スペクトル周波数と空間的な位置
- (2) 水蒸気や巻雲など影響の大きい他の大気パラメータと比べてその情報が(特に O<sub>3</sub> に関して)持つ意味の大きさ
- (3) 一般には巻雲の発生によるその情報の変化、具体的には巻雲のパラメータの変化

簡単に言うならば、加重関数を評価することで、大気パラメータ(特に O<sub>3</sub>)の算定能力及び他のパラメータとの分離可能性について、何らかの判断指標が得られなければならない。

微量気体のリトリーバルに用いられるすべての逆問題解析モデルと同様、MOLIERE による解析的加重関数の計算はクリアースカイの大気条件に制限されている。そのため本研究ではクリアースカイ条件と雲あり条件に対する加重関数を導出し

た。導出にあたっては、ある大気中濃度又は大気層における体積混合比 (VMR) もしくは IWC に 1% の摂動を与え、SARTre のフォワードモデリング計算の有限差分を用いた。

図 3 は、接線高度がリトリーバル層内にあるときの、言い換えると加重関数がピークに達すると予想される位置にあるときの O<sub>3</sub>、H<sub>2</sub>O 及び IWC の加重関数を示したものである。O<sub>3</sub>と H<sub>2</sub>O についてはクリアースカイ条件での加重関数に加え、各種雲ありケースにおける変化を示す。IWC の加重関数は、上記リトリーバル層に巻雲が一つあり、その上下の層に雲がないときのものである。

O<sub>3</sub> は SMILES の A バンドにある濃いスペクトル線によって示され、そのプロファイル情報は成層圏についてはスペクトル線の中心に集中し、対流圏については圧力幅の広いスペクトル線として両端に向けて連続的に分布する。しかし O<sub>3</sub> の混合比が減少し、水蒸気による連続吸収の比重が高まることから、対流圏の上層でさえ加重関数の絶対値(すなわち観測の情報量)は非常に小さくなる(図 3 の左上を参照)。最上部対流圏に相当する高度 16 km では O<sub>3</sub> 含有量が 100% 変化しても輝度

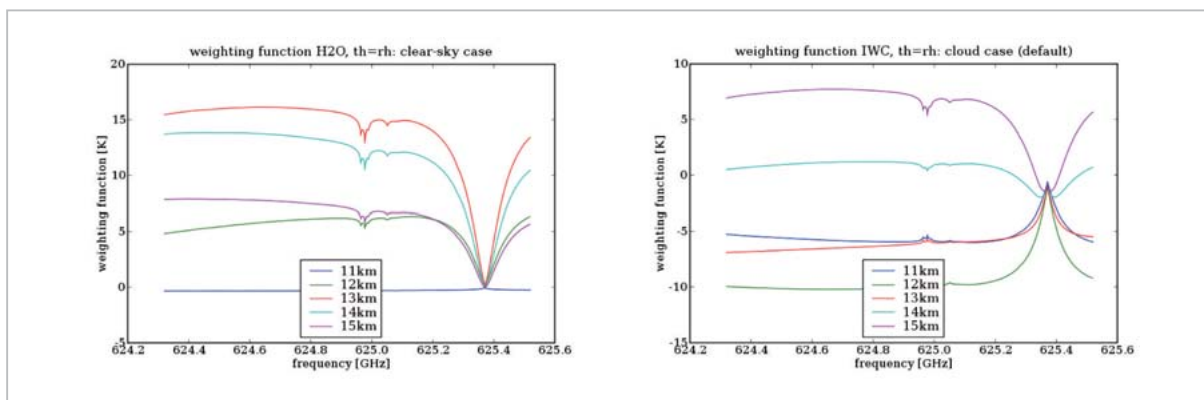


図4 (左) H<sub>2</sub>Oと(右) 巻雲雲氷量の加重関数。両者の比較によってリトリーバルパラメータの分離可能性を知ることができる。

温度の変化は 1.5 K 程度にしかない。同じ領域での H<sub>2</sub>Oと IWC の加重関数は同じスペクトル領域で 3 倍大きい輝度温度の変化を示し、それより低い上部対流圏の高度では 10 倍を超える。また、いずれもそれよりはるかに大きい自然変動を示す。そのことから、O<sub>3</sub> 含有量が 100 % 変化しても輝度温度の変化が 1.5 K 程度にしかない上部対流圏においてさえ、O<sub>3</sub> のリトリーバル推定の難易度が非常に高いことは明白である。

SMILES の A バンドにおける水蒸気のスペクトルは、620.7 GHz 付近に中心周波数がある H<sub>2</sub>O の濃いスペクトル線の裾野が寄与している。それによって H<sub>2</sub>O の加重関数が示す幅広スペクトルの傾向は O<sub>3</sub> のスペクトル線の影響によって消去される。その付近の測定は成層圏高度において飽和し、対流圏の加重関数はゼロになる。高度 13 km までは高度が下がるにつれて水蒸気量が増加し、それにつれて加重関数が増加する。この位置より下方では大気が不透明になり、加重関数は 11 km 付近で急減して SMILES の測定ノイズより小さくなる。O<sub>3</sub> の加重関数の場合と同じく、スペクトル線の形は圧力に依存するため、情報量が最大となる位置は高高度層(圧力が低く圧力幅が狭い)ではスペクトル線の中心付近であり、低高度層では両端の外にまで広がる。言い換えると、成層圏と最上部対流圏のスペクトル加重関数はバンドの最低周波数の外側でピークに達し、周波数がバンド内に入るにつれて漸減する。また高度 13 km の加重関数はバンド内で最大値に達し、それより低い層のスペクトル加重関数はバンド内の周波数において増加し、バンドの最高周波数の外側でピーク

に達する(図 4 の左も参照)。この変化パターンによって SMILES の A バンドのスペクトルから湿度が推定できるが、巻雲の影響を補償する減光ベースラインとして水蒸気量を推定する作業には使えないと思われる。

巻雲の雲氷量の加重関数は上述の内容(3 を参照)を示している(図 3 の下の図を参照)。すなわち高高度の対流圏にある巻雲は、視線への散乱が卓越することで輝度温度の上昇を招く。またその上下の層では、減光の影響と放射ない視線への散乱が相殺し合う。一方、接点付近で視線が不透明になる位置では減光が卓越し、輝度温度の低下が観察される。雲の内部又は前部では大気が視線に沿って不透明となるため、巻雲に対する感度は低下し、最終的にはゼロになる。SMILES の狭いスペクトル帯では巻雲全体の光学特性が基本的に一定となる。そのため巻雲そのものによる輝度温度の変化はスペクトル上で一定になるが、微量気体(特に O<sub>3</sub>、HCl、H<sub>2</sub>O)による干渉が支配的となる。その様子が図 3(下)と図 4(右)に示されている。特に高高度及び O<sub>3</sub> と HCl の干渉域の外側では、H<sub>2</sub>O と雲氷量の加重関数は逆の傾向を示す。すなわち H<sub>2</sub>O に対する感度が下がる領域では雲氷量の加重関数が増加する(例えば図 4 の左右の図において高度 15 km での加重関数を比較されたい)。巻雲雲氷量の加重関数が負の場合、相互作用過程の説明及び定量化はもっと複雑である。しかし、同じ高度における H<sub>2</sub>O と雲氷量の加重関数のスペクトルの様子が異なることは明らかとなる。これは、疑似 H<sub>2</sub>O プロファイルが巻雲の影響を含んでおらず、H<sub>2</sub>O と雲氷量を分けて扱える



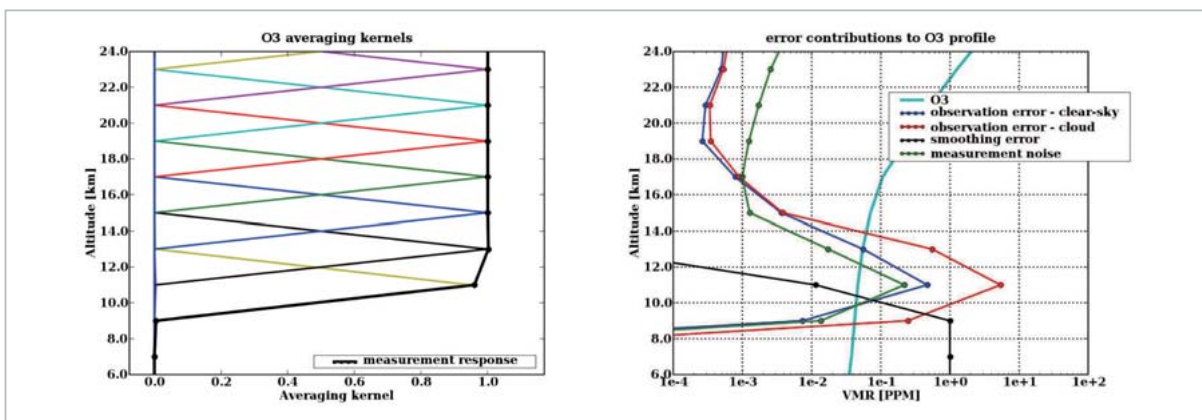


図5 (左) O<sub>3</sub>単独のリトリーバルにおけるアベレーシングカーネルと測定応答。(右) リトリーバルの合計誤差に対する各種誤差の寄与(式3を参照)。比較のためにO<sub>3</sub>のプロファイルも示してある

ことを意味する。

晴天条件下における O<sub>3</sub>と H<sub>2</sub>O の加重関数のほかに、図3の右側には各種巻雲(高密度、デフォルト、高高度のケース)による変化を示した。この3種の雲条件に対する微量気体の加重関数は、基本的に雲の最上部から12 km層までの高度に限定した。微量気体の加重関数は一般に雲によって減少する。その減少量はデフォルト雲のケースより高密度雲のほうが大きく、高高度巻雲において最大となる。ところがH<sub>2</sub>Oでは特に高高度巻雲において加重関数の値が高く維持されるのに対し、O<sub>3</sub>に対する感度は観測器のノイズレベル以下に下がる。

## 5 誤差評価とリトリーバル

SMILESのAバンドのリム放射観測におけるO<sub>3</sub>存在量高度分布リトリーバル反転解析の誤差量は、式3を基に最適推定法の逆問題解析モデルMOLIEREを用いて線形リトリーバルの手法で導出した。高高度の氷晶雲による誤差量を推定する前に、装置構成や基本的な大気条件によるリトリーバル能力の限界点をもれなく評価し、本研究のシミュレーション手法が適切かどうかを確認した。

図5の左側にはO<sub>3</sub>のアベレーシングカーネル(式5を参照)とそれによる測定応答関数を示す。この図によると、O<sub>3</sub>が単独で算定される、11 kmを中心とする幅2 kmの厚い層まで観測値が得られている。同じ構成下で得られる、先験値による誤差(平滑化誤差)と測定時のランダムな熱雑音に

よる誤差(測定誤差)を図5の右に示す。比較のために真のO<sub>3</sub>プロファイルも表示してある。アベレーシングカーネルによって示されるように高度11 kmの層までは平滑化誤差が小さい。高度13 km及びそれより上空の層では、ランダムな測定ノイズはO<sub>3</sub>の混合比よりかなり小さい。

観測による誤差については晴天条件下とデフォルト雲のケースについて示してある。上記以外の値は、測定時の晴天条件下でSARTreのシミュレーション観測に対してリトリーバルを実施し、導出した。それにより、同じ大気構成だが異なるフォワードモデルコードを用いた場合に混入する不確かさを確認した。言い換えると、晴天条件下における観測誤差はフォワードモデルの誤差と解釈できる。フォワードモデルの不確かさは15 kmより上空でのO<sub>3</sub>の体積混合比(VMR)に比べて少なくとも1桁小さいが、13 km層において100%に達する。SMILESバンドの連続スペクトル領域では、SARTreによるシミュレーション観測と逆問題解析のためのMOLIEREモデルによる輝度温度スペクトルの間に最大1 Kの違いが見られる。このことは、リトリーバルの結果が14 km以下に存在する広帯域信号の小さい変化に大きく影響されることを示唆している。この高度以下ではクリアスカイ条件のケースでさえ大きなリトリーバル誤差が予想される。言い換えると、熱帯域において信頼できるO<sub>3</sub>のリトリーバルが可能なのは対流圏の最上層のみである。

アベレーシングカーネルが示すようにリトリーバルの分解能には限界があるため、z<sub>top</sub> = 13 kmのデフォルト雲であっても、雲の最上部より上空に

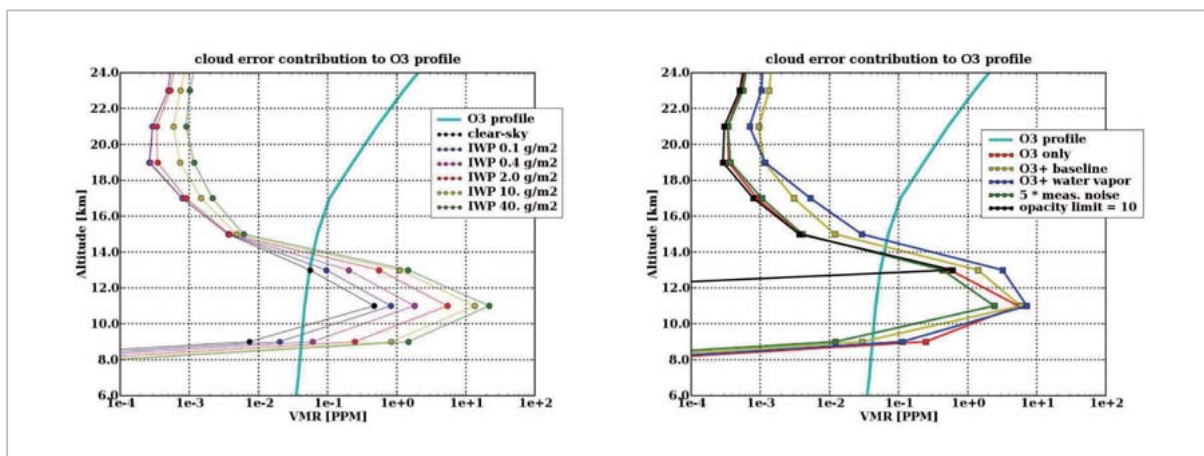


図6 (左) 各 IWC がもたらす観測誤差とリトリーバル結果に及ぼす影響。(右) 各リトリーバル結果における誤差。比較のために O<sub>3</sub> のプロファイルも示してある。

ある O<sub>3</sub> については結果が多少変化する。雲が存在するリトリーバル層及びその下層では、雲による観測誤差はフォワードモデルの誤差より 1 桁ほど大きい。

### 5.1 雲に起因するリトリーバル誤差

デフォルト巻雲による影響に加え、巻雲雲水量 (IWC) による影響を評価した。対象とする巻雲の特性は IWC を除いてデフォルト巻雲と同じである。誤差評価の結果を図 6 の左に示す。比較のためにクリアスカイのケースにおける観測誤差の寄与分と真の O<sub>3</sub> も合わせて表示する。

デフォルト雲の場合、雲より上層での結果は巻雲の影響を多少受けるが、不確かさは極めて小さいままである。巻雲が存在するリトリーバル層及びその下層の誤差寄与分は晴天条件下のケースに比べて非常に大きくなるのが分かる。得られるプロファイルに対して雲がもたらす観測誤差と IWC との関係はおおむね線形である。ただし、IWC = 0.1 mg/m<sup>3</sup> 及び積算雲水量が IWP = 0.1 g/m<sup>2</sup> という非常に低密度の巻雲でさえ、リトリーバル層の O<sub>3</sub> より大きいリトリーバル誤差及びフォワードモデルによる誤差の寄与分よりかなり大きい誤差が生じる。

### 5.2 雲補正(影響評価)

前節では、UT/LSの O<sub>3</sub> 存在量高度分布のリトリーバル反転解析結果に高高度の氷晶雲を考慮しないことによって発生する誤差量を推定した。本節では、大気プロファイルのリトリーバルに用い

られる古典的なインバージョンモデル、すなわち雲(特に散乱を引き起こす氷晶雲)を考慮しないモデルでよく用いられる手段によって巻雲を説明もしくは補償する可能性について評価を行う。2.3 で述べたように、我々は巻雲による影響の補償方法として、輝度温度のベースラインを測定ごとに導出し、減光係数のベースラインとして使用可能な疑似 H<sub>2</sub>O の体積混合比 (VMR) を算定することの適切性について調査する。また、リトリーバルに使用するチャンネルについて不透明度の上限値を設定すること、また測定ノイズを高めることなどの、リトリーバル制御パラメータが持つリトリーバルの安定化能力についても調査を行う。誤差寄与分の線形マッピングを用いたデフォルト雲のケースにおける結果を図 6 の右側に示す。

光学的厚み(不透明度)の上限値を設けることで高度 13 km 以下での解がかなり安定化することが分かる。その高度では晴天条件下のリトリーバル反転解析でさえ信頼性が保証されていない。その意味でこの上限値を使用することが提唱される。しかし、インバージョンコードには雲についての情報が何も与えられていないため、この上限値が適用されるのは晴天条件下で不透明となったチャンネルのみである。すなわち、巻雲の評価ができない。また、リトリーバルの信頼性の安定化は、低高度から得られるリトリーバル情報を失うという代償を払って初めて実現する。測定ノイズの操作は、(恐らくは雲の影響を受けた)観測値が確実に適合するようにプロファイルを調整する必要がなくなるという意味においてリトリーバルの対象を

緩和する。評価を実施した例では、このパラメータによって高度 13 km 以下の観測誤差の寄与分が減少する。一方、得られるプロファイルの合計誤差で見ると、これは測定誤差そのものによる誤差寄与分が増えることによって相殺される。この誤差は、特に成層圏のプロファイルの質に影響を与える。

ベースラインと H<sub>2</sub>O という新たな二つのリトリバルパラメータは 9 km 層の誤差寄与分を幾らか改善するが、結果は他のすべての高度において純粋な O<sub>3</sub> のリトリバルよりも劣る。特に雲の上の UT/LS 層において誤差が大きくなった。この振る舞いは、スペクトル全体にわたって同じような影響を与える輝度温度ベースラインの手法では顕著に現れるが、O<sub>3</sub> のスペクトル線の中心では巻雲の影響をまったく受けず、また両端では影響が少ない。加重関数の評価に基づけば、H<sub>2</sub>O のプロファイルは適切でないことが予想される(4を参照)。その原因はベースラインにあり、線形ベースラインの自由度 2 (オフセットと傾き) が 1 (傾き) に減るためであるとも考えられる。また SMILES の A バンドのすぐ外側にある濃いスペクトル線によって H<sub>2</sub>O の消散係数の振る舞いはベースラインとはまったく異なるものになるが、スペクトルの関心領域において重要な線形状を示す。すなわち、H<sub>2</sub>O に対する結果は、単独で実施される真の消散係数ベースラインが不適當であることを必ずしも示していない。しかし純粋な消散ベースラインが巻雲の散乱効果を説明する能力については疑問であり、今後の評価が必要である。より洗練された代替方法として考えられるのはグレイボディの消散ベースラインの使用であり、言い換えると、粒子散乱があるときに吸収に等しくない減光を説明するような因子を決定することである。

## 6 結論

本稿では、逆問題解析において巻雲は考慮されずに観測が実施される場合に、SMILES の A バンドスペクトルに巻雲が及ぼす影響と、それが O<sub>3</sub> のリトリバルに与える影響について示した。また、クリアースカイ条件と雲あり条件における O<sub>3</sub> そのものの加重関数、水蒸気と雲の雲氷量の加

重関数について評価を行った。

加重関数の評価と誤差評価の両方から推論されるように、SMILES の A バンドを基にした O<sub>3</sub> プロファイルのリトリバルは、たとえクリアースカイ測定の場合であっても 13 km 付近より低い高度において信頼性に欠ける。平均的な熱帯域巻雲を代表する雲のケースを定義したものの、観測できる機会の少ない、更に高高度の巻雲について研究することによって雲が O<sub>3</sub> リトリバルに与える影響をより確実に推定できるかもしれない。ただし、H<sub>2</sub>O のリトリバルはベースライン補正に使えないことが示された。一方、O<sub>3</sub> リトリバルとは別に、加重関数が雲について独立した情報を示すことや、上部対流圏における水蒸気の体積混合比が導出可能であることが分かった。

強く提言されているベースラインの適切性を調べるには、それをインバージョンモデルに直接組み込む必要がある。リム観測における氷雲は黒体として振る舞わないこと [例えば 6 の 4] 及び黒体の前提 (吸収と放射と消散は等しい [4]) では基本的に散乱効果をモデル化できないとの知識に基づけば、「グレイボディ」ベースラインの適切性を評価する価値はあると考えられる。

しかし、微量気体のリトリバルの正しさを確保するために、雲の影響を受けるスペクトルの検知及び分別が役に立つ。SMILES の観測構成についてはこの点を今後の研究で評価する予定である。雲の検知とリトリバルのほか、一部の微量大気リトリバルにおける、雲の干渉を受けたスペクトルの使用についての研究とアルゴリズムの事例としては、サブミリ波リム放射サウンダ MLS<sup>[13]</sup> 及び Odin/SMR<sup>[3]</sup> に関するものがある。

## 謝辞

Philippe Baron の研究は独立行政法人日本学術振興会 (JSPS) の助成を受けて行われた。ここに感謝の意を表したい。

## 参考文献

- 1 CIWSIR Study Team, "Establishment of Mission and Instrument Requirements to Observe Cirrus Clouds at Sub-millimetre Wavelengths", Task 3 Report REP/PR131/008, ESA-ESTEC, 2006.
- 2 A. Dahlback and K. Stamnes, "A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight", *Planet. Space Sci.*, 39(5), 671-683, 1991.
- 3 M. Ekström, P. Eriksson, B. Rydberg, and D. Murtagh, "First Odin sub-mm retrievals in the tropical upper troposphere: humidity and cloud ice signals", *Atmos. Chem. Phys.*, 7:459-469, 2007.
- 4 M. Höpfner, H. Oelhaf, G. Wetzela, F. Friedl-Vallon, A. Kleinert, A. Lengel, G. Maucher, H. Nordmeyer, N. Glatthor, G. Stiller, T. von Clarmann, H. Fischer, C. Kröger, and T. Deshler, "Evidence of scattering of tropospheric radiation by PSCs in mid-IR limb emission spectra", MIPAS-B observations and KOPRA simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), 119, 2002. doi:10.1029/2001GL014443.
- 5 K.-N. Liou, "Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere", Oxford University Press, New York, 1992.
- 6 J. Mendrok. "The SARTre Model for Radiative Transfer in Spherical Atmospheres and its Application to the Derivation of Cirrus Cloud Properties", PhD thesis, Freie Universität Berlin, Germany, 2006.
- 7 W. J. Reburn, R. Siddans, B. J. Kerridge, S. A. Bühler, A. von Engeln, J. Urban, J. Wohlgemuth, K. Künzi, D. Feist, N. Kämpfer, and H. Czekala, "Study on upper troposphere/lower stratosphere sounding", Technical report, ESTEC/Contract No 12053/97/NL/CN, 1999.
- 8 C. D. Rodgers, "Inverse Methods for Atmospheric Sounding-Theory and Practise, volume 2 of Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics. World Scientific, 2000. ISBN-981-02-2740-X.
- 9 SMILES, 2002. JEM/SMILES mission plan. Tech. rep., Version 2.1, NASDA/CRL, Nov.15 2002. <http://smiles.tksc.nasda.go.jp/document/indexe.html>.
- 10 K. Stamnes, S.-C. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera, "Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media", *Applied Optics*, 27:2502-2509, 1988.
- 11 J. Urban, "Retrieval of Species with Weak lines", In *The Retrieval of Data from Sub-Millimetre Limb Sounding-CCN2*, chapter 2, pages 89-146, ESTEC/Contract No 11979/97/NL/CN-CCN2, Sep. 2000b.
- 12 J. Urban, P. Baron, N. Lauté, K. Dassas, N. Schneider, P. Ricaud, and J. de La Noë. Moliere (v5), "A versatile forward- and inversion model for the millimeter and sub-millimeter wavelength range", *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 83(3-4), 529-554, 2004a.
- 13 D. Wu, J. Jiang, and C. Davis, "EOS MLS cloud ice measurements and cloudy-sky radiative transfer model", *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44(5), 1156-1165, 2006.



**Mendrok Jana**

電磁波計測研究センター環境情報センシング・ネットワークグループ専攻研究員 Ph.D.  
放射伝達モデルと雲のリモートセンシング



かさい やすこ  
**笠井康子**

電磁波計測研究センター環境情報センシング・ネットワークグループ主任研究員 博士(理学)  
大気分光リモートセンシング

**Baron Philippe**

電磁波計測研究センター環境情報センシング・ネットワークグループ特別研究員 Ph.D.  
大気リモートセンシングのためのフォワード・リトリバーバルモデルの開発

サブミリ波地球環境計測技術／  
超伝導サブミリ波サウンダS MILESによる上部対流圏オゾン観測に対して巻雲が及ぼす影響の評価