

火星大気における水循環：観測とシミュレーションの現状と将来計画

黒田剛史¹, Paul Hartogh², 笠井康子³, 佐川英夫³, 青山友貴奈⁴,
酒井大輔⁵, 高橋正明⁶

¹宇宙航空研究開発機構・宇宙科学研究所本部 ²Max Planck Institute for Solar System Research

³情報通信研究機構 ⁴茨城大学 ⁵第一実業株式会社 ⁶東京大学気候システム研究センター

1. 火星大気中の水観測の現状

火星大気中に存在する水蒸気は Spinrad et al. [1963]によって初めて観測され, Viking 周回船による観測によって初めてそのカラム積算量の季節変化がマッピングされた [Jakosky and Farmer, 1982]. 水蒸気のカラム積算量の観測はその後 Mars Global Surveyor 搭載の Thermal Emission Spectrometer (MGS-TES) や Mars Express によってなされ, 合計で数火星年分のデータが得られている [Smith, 2004; Trokhimovskiy et al., 2008]. その値は数~数十 $\text{pr}.\mu\text{m}$ の間で変化し, 夏期の北極で最も大きな値を持つ. MGS-TES では氷雲の $12\mu\text{m}$ 波長での光学的厚さも観測されており, 北半球夏期の低緯度域で最大 0.2 程度の値を持つ.

火星大気中の水の鉛直分布については, まだ十分に観測データが得られているとは言い難い. 水蒸気の鉛直分布の観測例としては, 地上ミリ波望遠鏡によるもの [Clancy et al., 1996 など] と Mars Express 搭載の SPICAM による赤外線掩蔽観測 [Fedorova et al., 2009] があるが, 分解能や精度, また観測が行なわれる local time に制約がある. 氷雲の鉛直分布は, Viking 周回船からの limb haze 測定 [Jquin et al., 1986] などによって部分的には観測されてきたが, 全球規模の季節変化がわかるような観測は 2006 年より火星軌道に投入された Mars Reconnaissance Orbiter 搭載の Mars Climate Sounder によるもの [Kleinböhl et al., 2009] が初めてである.

水の鉛直分布, とりわけ 'hygropause' と呼ばれる低緯度域の水蒸気の存在限界高度は, それが高い時ほどハドレー循環に乗った水の南北輸送が促進されると考えられることから, その季節変化は水の南北輸送の様子を知る鍵となる. 地上ミリ波望遠鏡での観測によると, hygropause は遠日点 ($L_s=70^\circ$, 北半球春季) で 10 km 以下, 近日点付近 ($L_s=250^\circ$, 北半球春季) で 25 km 以上となる [Clancy et al., 1996]. また, 全球ダストストーム時には hygropause は 50 km 以上に達することが推定されている [Jakosky, 1985; Jquin et al., 1986]. これらの観測および推定値は大まかなものであり, 水蒸気の空間 3 次元分布およびその時間変化の様子については今後より詳しい知見を得ることが必要である.

また, 大気中の HDO と H_2O の比 (D/H 比) は火星の大気散逸や気候変動の様子を知る鍵となる. それは H 原子に比べて重い D 原子は宇宙空間へ散逸しにくいため, 年代の古い氷床や地下水から供給される水は大気中の雲を形成する水よりも低い D/H 比を保っていると考えられるからである. 赤外線地上望遠鏡による観測より, 火星での D/H 比は地球上の平均値 (標準海水 SMOW) の 6 ± 3 倍であることが発見されており [Owen et al., 1988], これは過去火星大気が現在よりも豊富に水を所有していた痕跡と考えられている. さらに Villanueva et al. [2008] による観測からは, 火星の D/H 比は SMOW の 2~8 倍と非常に大きな緯度・時間変化を持っていることが報告された. この大きな空間非一様性の理由としては, 水蒸気の供給源である氷床の年代や大気中の氷雲への相変化による同位体分別効果などが予想されているが, 未だ確定されてはいない. ま

たこれらの観測から得られたデータも昼面カラム積算量に限られているため、今後、local timeによる依存性や鉛直変化も含めた D/H 比の分布を調べることが、この謎に迫る上で重要になる。

2. 火星周回軌道からのサブミリ波水蒸気観測計画と観測スペクトルのシミュレーション

我々は JAXA を中心に検討を進めている火星探査計画 MELOS (Mars Exploration with Lander-Orbiter Synergy)において、気象オービターへのサブミリ波サウンダの搭載を検討している。サブミリ波サウンダは、火星大気からの放射を観測する大気放射計である。サブミリ波帯を用いた観測では観測波長がダストの粒径に比べて長いため、ダストをほぼ透明として扱うことができ、そのため全球ダストストームのような濃いダスト分布下においても、その内側の大気を観測することが可能となる。また火星周回軌道を持って行くことで、地上観測よりも高い空間分解能を実現するとともに、地球水蒸気の影響からも逃れられる。複数の接線高度(tangential height, 以下 Ht と称す)での Limb 観測を通して鉛直分布を把握し、また遠火点付近からの Nadir 観測からは水平分布の観測も可能で、よってダストの影響も受けず、昼夜を問わない 4 次元(3 次元空間 + 時間)変化のデータが取得可能である。

ここでは、MELOS サブミリ波サウンダの観測精度の検討を目的とした観測スペクトルのシミュレーション結果を紹介する。火星大気中の放射輸送伝達計算および測器特性のモデリングは、THz 放射スペクトルシミュレーター AMATERASU [Baron et al., 2008] を用いた。大気の温度と水蒸気量のデータを Mars Climate Database [Forget et al., 1999; Montmessin et al., 2004] より取得し(図 1)，乾燥で低温な冬季北極域，比較的湿潤で高温な夏期南半球中緯度域，さらに夏期北極域と冬季南半球中緯度域についてもスペクトルのシミュレーションを行った。

周回船の近火点(高度 150km)から Limb で水蒸気を観測した場合のスペクトルを図 2 に示す。冬季北極域では 556.9GHz の強いラインを用いて 60km 以下の Ht で測定可能で、それ以上の高度では測定精度(3K)を下回る。夏期南半球中緯度域では 556.9GHz のラインは 50~70km の高度域の観測、また 620.7GHz のラインでは 40~70km の高度域の観測に適している。それ以下の高度では吸収線が飽和して観測には適さない。また、夏期南半球中緯度域では HDO も 509.3GHz と 599.9GHz のラインを用いて十分に測定可能である。このシミュレーションでは D/H 比は SMOW を想定しているため、実際の火星大気ではより強い強度のスペクトルが得られると考えられる。

図 3 は周回船の遠火点(高度 8 火星半径)から Limb で水蒸気を観測した場合のスペクトルである。H₂O はすべての場合において、556.9GHz ないし 620.7GHz のラインで 0~90km の Ht において観測精度を上回る。また冬季北極域を除けば、HDO も 0~60km、夏期南半球中緯度域では H₂O と同様の高度域で測定可能である。

図 4 は周回船の遠火点から Nadir で観測した場合のスペクトルである。北極域冬では最も強い 556.9GHz のラインでも測定精度を下回り、観測は困難と想定される。その他の場合では観測は可能と想定されるが、HDO は夏期のみ測定精度を上回るスペクトルが得られている。ただしこの結果は実際の火星大気における D/H 比に依存する。

3. 火星大気大循環モデル DRAMATIC MGCM を用いた水循環のシミュレーション

火星大気大循環モデル(MGCM)を用いた水循環の3次元シミュレーションは, Richardson and Wilson [2002] (水蒸気)と Richardson et al. [2002](氷雲)によって初めて試みられた. 続いて Montmessin et al. [2004]はダストを核とした氷雲形成過程を導入し, 観測と定性的に整合するカラム積算量の季節・緯度変化を得た. さらに Montmessin et al. [2005]は HDO 循環を導入して D/H 比の季節および空間変化を調べ, Wilson et al. [2007, 2008]は氷雲の放射効果を評価し, 低緯度域に雲帯が存在する北半球夏期では放射効果の有無によって温度場に最大 15K 程度の違いが出ることを示した. その他レゴリスによる水吸着の影響を調べた研究[Böttger et al., 2005 など]もあるが, これらの研究はカラム積算量などの現在までに得られている観測データを再現することに力点が置かれており, hygropause の変化と南北水輸送の関連性など, 水の鉛直分布に絡むテーマについては観測同様まだ十分に手が行き届いていない

我々は MELOS サブミリ波サウンダによる水蒸気の 4 次元観測とのデータ同化に向けて, CCSR/NIES/FRCGC MGCM [Kuroda et al., 2005] を DRAMATIC (Dynamics, RAdiation, MAterial Transport and Interactions between them) MGCM と改名し, 水循環の導入に着手した. MGCM の水平分解能は T21(水平格子間隔約 333km), 鉛直分解能は 30 層, モデル上端高度は約 80km に設定されている. 地形・アルベド・熱慣性の火星地表面データ, CO₂ の凝結・昇華過程, CO₂ とダストの放射効果, さらに水循環に関わるスキームとして大規模凝結による大気中の水蒸気 ⇌ 氷雲の相変化, 氷粒の重力沈降と地表面への堆積, 堆積した氷による地表面のアルベドの変化, バルク法による地表面の氷の昇華過程を含んでいる. 氷雲・水蒸気の放射効果, 地表面レゴリスの効果は現在のところは含まれていない. ダスト濃度は MY24 の観測データ[Smith, 2004]に基づいた季節・緯度変化を用いて定義している.

また氷雲の重力沈降を考えるにあたり, これらの粒径と密度の定義について述べる. Montmessin et al. [2004]にならい, 氷雲はダストを核に形成されることを想定すると, 氷雲の粒径(半径) r_c は次の式で定義される.

$$r_c = \left(\frac{M_c}{(4/3)\pi\rho_i N} + r_0^3 \right)^{1/3} \quad (1)$$

ここで M_c は層内の氷の質量, ρ_i は氷の密度(917 kg m⁻³), N は層内のダスト粒の数, r_0 はダスト半径である. N と r_0 は次のように定義される.

$$N = \frac{M_d}{(4/3)\pi\rho_d r_0^3} \quad (2)$$

$$r_0(z) = r_{z0} \exp(-z/h) \quad (3)$$

ここで M_d は層内のダスト質量, ρ_d はダストの密度(2500 kg m⁻³), r_{z0} は高度 0km でのダスト

半径 ($0.8 \mu\text{m}$), h はダスト粒径スケールハイト (18 km)である。またドライアイスも粒径は式(3)を用いて $r_{z0}=50\mu\text{m}$, $h=20\text{km}$ とし、密度は 1000 kg m^{-3} と定義している。

図 5 は $L_s=0^\circ$ (北半球春分), 90° (同夏至), 180° (同秋分)において、DRAMATIC MGCM による水蒸気と氷雲の計算結果、および Mars Climate Sounder による氷雲の観測データについて、東西平均した緯度・鉛直分布を示している。計算結果は等温静止、経度・鉛直方向一様、緯度方向線形の水蒸気分布(北極 150ppm ～南極 0ppm)、氷雲・地表面氷なしの状態から 8 年目のものである。氷雲の鉛直・緯度分布の季節変化はモデルと観測で定性的に一致しているが、現状ではモデルの氷雲の混合比は観測の 3~6 倍の値を示している。水蒸気の鉛直分布については、SPICAM による観測[Fedorova et al., 2009]と比べて概ね少なめな結果が得られている。

図 6 は水蒸気のカラム積算量と氷雲の $12\mu\text{m}$ 波長での光学的厚さの緯度・季節変化について、DRAMATIC MGCM の計算結果と MGS-TES で MY24~25 において観測されたデータとの比較を示している。水蒸気・氷雲ともにモデルと観測で定性的には整合しているが、定量的にはモデルの水蒸気量は観測の 2~5 分の 1、氷雲の光学的厚さは観測の 5~10 倍の値をとっている。定量的にも整合する結果が得られるように、モデルの改良が必要である。具体的には、極域の氷床を考慮すること、放射コードの改良などが挙げられる。

4. まとめ

火星大気の水観測において、現状は鉛直分布のデータ量と精度はまだ十分ではなく、またデータが取得されている local time も限られている。このような現状に対し、MELOS サブミリ波サウンダは高精度で昼夜を問わない鉛直分布データを取得することが期待できる測器で、Nadir および Limb 観測を通して H_2O および HDO の空間 3 次元データ取得を行うことで、火星の全球水輸送や気候変動の鍵である HDO/ H_2O 比、hygropause の季節およびダスト濃度による変化を観測することを目指している。遠火点 Limb から観測した場合、地表面から高度 90km 程度までの H_2O 、十分湿潤な環境下では HDO も合わせて観測可能である。近火点 Limb では高度ターゲットは狭くなる(高度域は水蒸気量による)ものの、より高精度な観測が可能である。

また、サブミリ波サウンダによる観測とのデータ同化に向けて DRAMATIC MGCM による水循環の 3 次元シミュレーションに取り組んでおり、現状は定量的にはまだ改良の余地があるものの、定性的には観測データを再現する結果が得られている。今後は結果の改善と共に、氷雲や水蒸気の放射効果、また HDO 循環を導入していく予定である。

参考文献

- Baron et al., 2008: AMATERASU: Model for atmospheric TeraHertz radiation analysis and simulation, *Journal of the National Institute of Information and Communications Technology* **55**, 109-121.
- Böttger et al., 2005: The effects of the martian regolith on GCM water cycle simulations, *Icarus* **177**, 174-189.
- Clancy et al., 1996: Water vapor saturation at low altitudes around Mars aphelion: A key to Mars climate?, *Icarus* **122**, 36-62.
- Fedorova et al., 2009: Solar infrared occultation observations by SPICAM experiment on Mars-Express: Simultaneous measurements of the vertical distributions of H_2O ,

- CO₂ and aerosol, *Icarus* **200**, 96-117.
- Forget et al., 1999: Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *J. Geophys. Res.* **104**, 24155-24176.
- Jakosky and Farmer, 1982: The seasonal and global behavior of water vapor in the Mars atmosphere: Complete global results of the Viking atmospheric water detector experiment, *J. Geophys. Res.* **87**, 2999-3019.
- Jakosky, 1985: The seasonal cycle of water on Mars. *Space Sci. Rev.* **41**, 131-200.
- Jaqin et al., 1986: The vertical structure of limb hazes in the Martian atmosphere, *Icarus* **68**, 442-461.
- Kleinböhl et al., 2009: Mars Climate Sounder limb profile retrieval of atmospheric temperature, pressure, and dust and water ice opacity, *J. Geophys. Res.* **114**, doi:10.1029/2009JE003358.
- Kuroda et al., 2005: Simulationvof the Martian atmosphere using a CCSR/NIES AGCM, *J. Meteorol. Soc. Jpn.* **83**, 1-19.
- Montmessin et al., 2004: Origin and role of water ice clouds in the Martian water cycle as inferred from a general circulation model, *J. Geophys. Res.* **109**, doi:10.1029/2004JE002284.
- Montmessin et al., 2005: Modeling the annual cycle of HDO in the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.* **110**, doi:10.1029/2004JE002357.
- Owen et al., 1988: Deuterium on Mars: The abundance of HDO and the value of D/H, *Science* **240**, 1767- 1770.
- Richardson and Wilson, 2002: Investigation of the nature and stability of the Martian seasonal water cycle with a general circulation model, *J. Geophys. Res.* **107**, doi:10.1029/2001JE001536.
- Richardson et al., 2002: Water ice clouds in the Martian atmosphere: General circulation model experiments with a simple cloud scheme, *J. Geophys. Res.* **107**, doi:10.1029/2001JE001804.
- Smith, 2004: Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999–2003, *Icarus* **167**, 148-165.
- Spinrad et al., 1963: The detection of water vapor on Mars, *Astrophys. J.* **137**, 1319-1321.
- Trokhimovskiy et al., 2008: Water vapor in the Martian atmosphere by SPICAM IR/Mars-Express: Two years of observations, *Mars Water Cycle Workshop*, Paris, France.
- Villanueva et al., 2008: Mapping the D/H of water on Mars using high-resolution spectroscopy, *The Third International Workshop on the Mars Atmosphere: Modeling and Observations*, Williamsburg, VA, USA.
- Wilson et al., 2007: Diurnal variation and radiative influence of Martian water ice clouds, *Geophys. Res. Lett.* **34**, doi:10.1029/2006GL027976.
- Wilson et al., 2008: Influence of water ice clouds on Martian tropical atmospheric temperatures, *Geophys. Res. Lett.* **35**, doi:10.1029/2007GL032405.

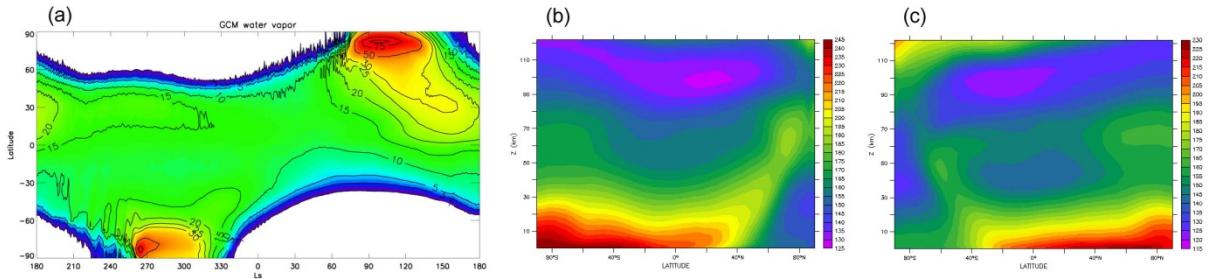


図1：スペクトルのシミュレーションに用いた Mars Climate Database における(a)水蒸気カラム積算量の季節・緯度分布[pr.um] [Montmessin et al., 2004], (b) 経度平均した北半球冬季／南半球夏期の温度分布, (c)同じく北半球夏期／南半球冬季の温度分布.

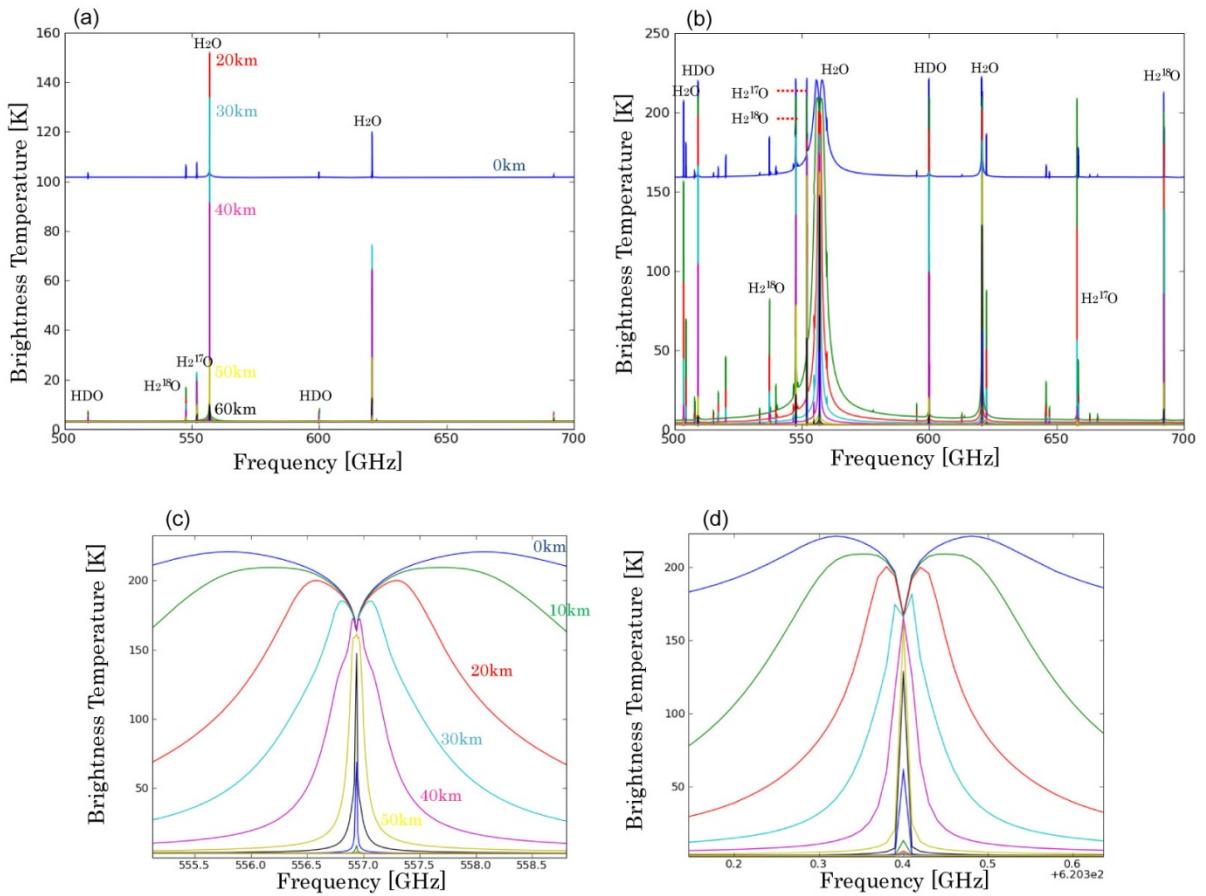


図2：(a)と(b)はそれぞれ冬季北極域と夏期南半球中緯度域に対する、近火点からのLimb観測における500~700GHzでのスペクトルシミュレーション結果。Htごとに色分けしてある。(c)と(d)はそれぞれ(b)の556.9GHzと620.7GHzのラインの周辺を拡大したもの。

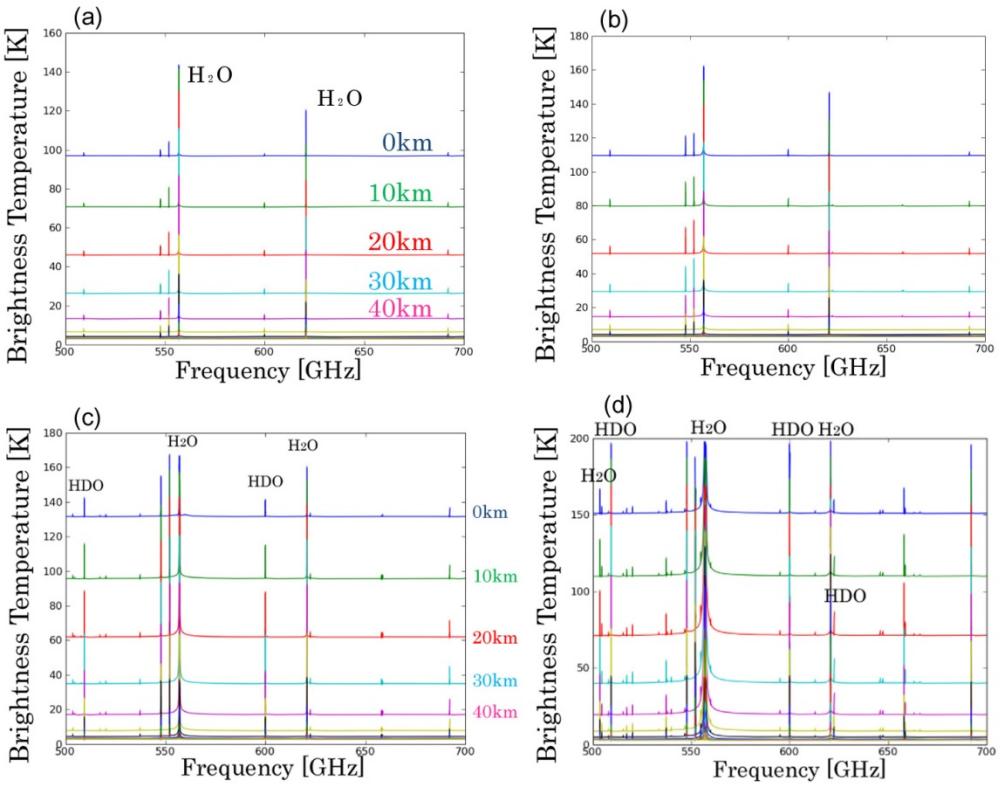


図3:遠火点からのLimb観測における500~700GHzでのスペクトルシミュレーション結果。(a)は冬季北極域,(b)は冬季南半球中緯度域,(c)は夏期北極域,(d)は夏期南半球中緯度域。Htごとに色分けしてある。

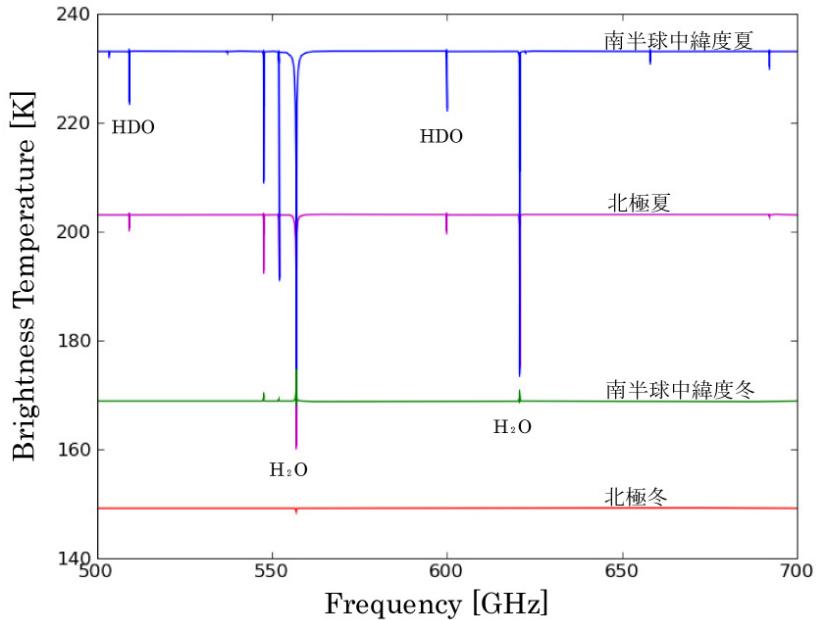


図4:遠火点からのNadir観測における500~700GHzでのスペクトルシミュレーション結果。季節・場所ごとに色分けしてある。

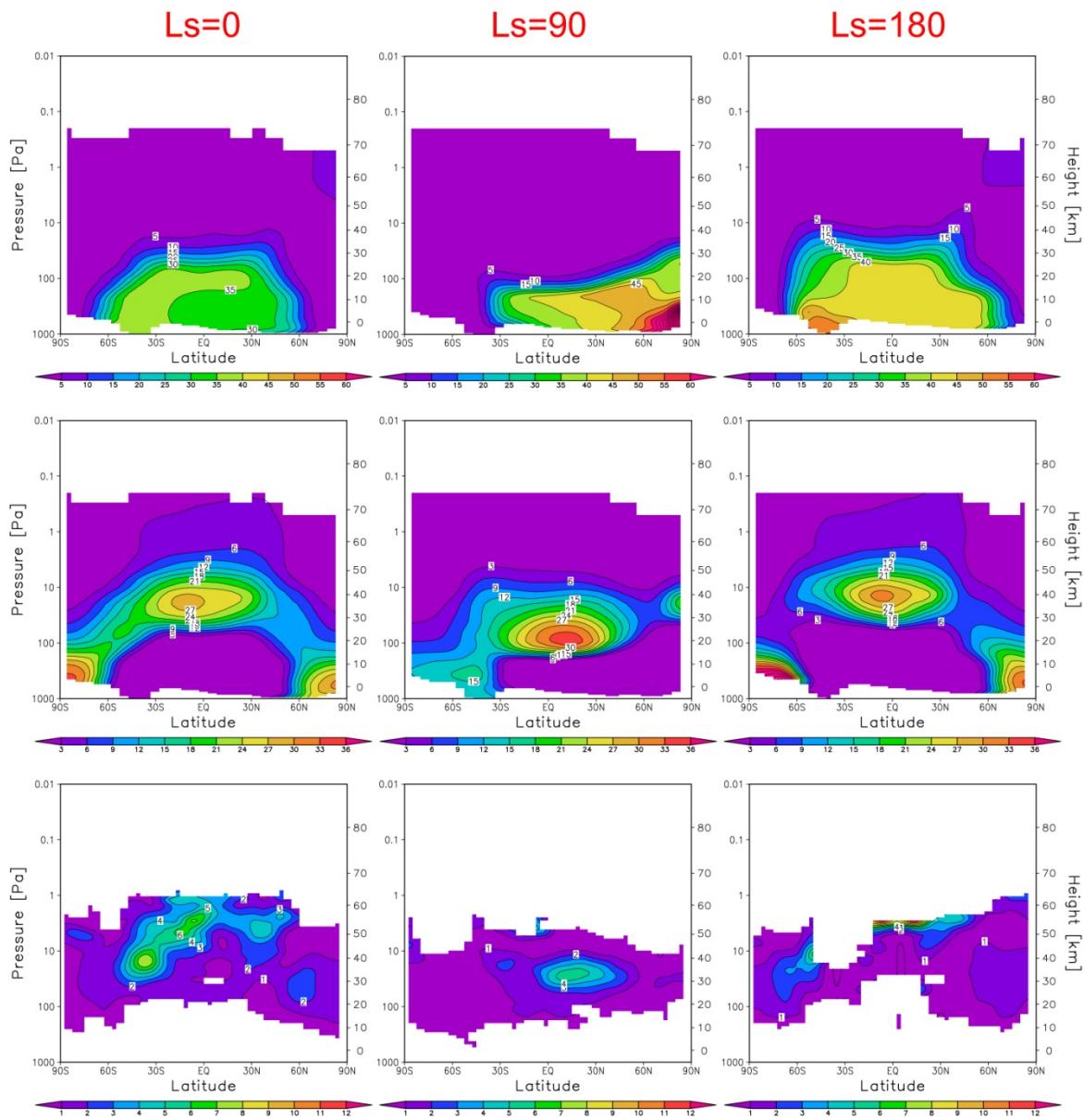


図5：(上段)DRAMATIC MGCMによる経度平均水蒸気量の計算結果、(中断)同じく氷雲量の計算結果、(下段)Mars Climate Sounderによる経度平均氷雲量の観測結果。単位はいずれも質量混合比[ppm]。季節はそれぞれ左から $L_s=0^\circ$ (北半球春分), $L_s=90^\circ$ (同夏至), $L_s=180^\circ$ (同秋分)。

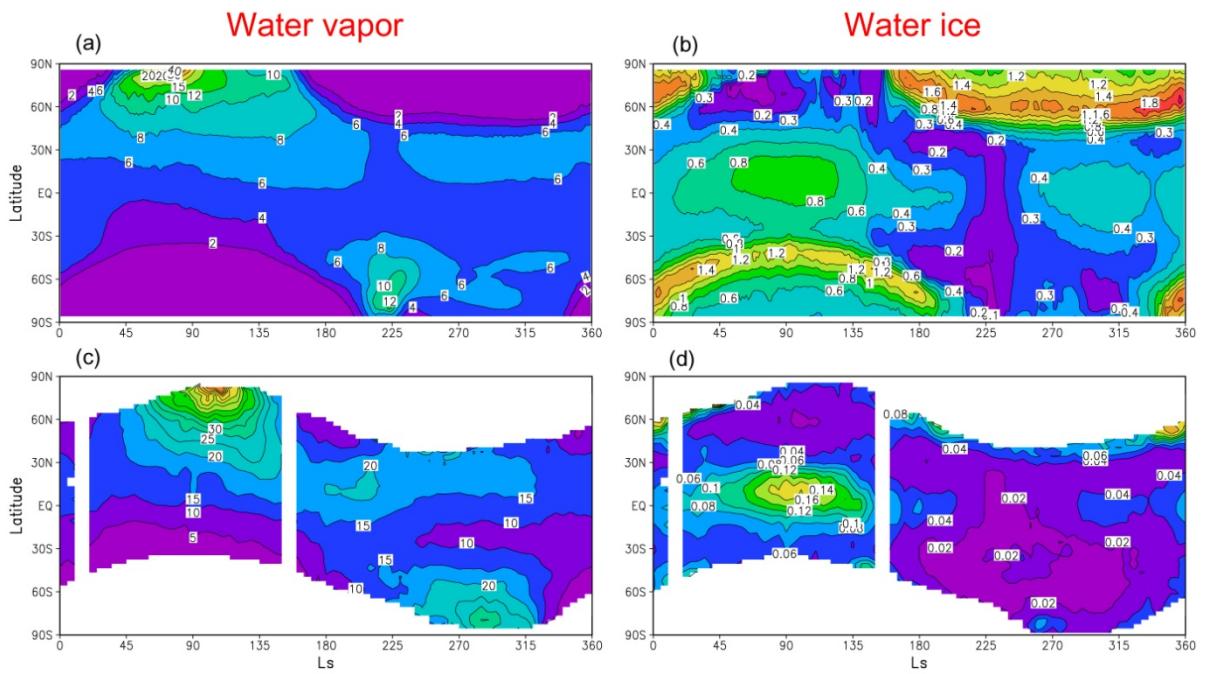


図 6 : (上段)DRAMATIC MGCM による(a)水蒸気カラム積算量[pr. μm]と(b)氷雲の 12 μm 光学的厚さの季節・緯度分布の計算結果. (下段)MGS-TES による観測で, (c)および(d)は(a)および(b)にそれぞれ対応する.