

フジワラ マサトモ
藤原 正智

共同研究者

塩谷雅人 (京都大学)

長谷部文雄 (北海道大学)

Holger Voemel (コロラド大学/NOAA)

Samuel J. Oltmans (NOAA)

Slamet Sarasriya

(インドネシア航空宇宙庁)

Ninong Komala (インドネシア航空宇宙庁)

Agus Surtpto (インドネシア航空宇宙庁)

略歴

1999年 東京大学大学院理学系研究科
地球惑星物理学専攻博士課程修了
1999年 東京大学大学院理学系研究科
地球惑星物理学専攻
日本学術振興会特別研究員PD
2000年 北海道大学大学院地球環境科学研究科
日本学術振興会特別研究員PD
2001年 京都大学宙空電波科学研究センター
日本学術振興会特別研究員PD
2003年 北海道大学大学院地球環境科学研究科
助教授

鏡面冷却型水蒸気センサーを用いた熱帯対流圏界面領域における
水蒸気観測

Observation of water vapor in the tropical tropopause region using chilled
mirror hygrometer

NOAA cryogenic frost-point hygrometers and Meteorolabor Snow White dew/frost-point hygrometers were used at Watukosek, East Java, Indonesia in November-December 2001 and in January 2003 to measure water vapor distributions in the so-called tropical tropopause layer (TTL), the height region between 14 and 18 km. A total of 9 simultaneous soundings of the two hygrometers shows that supersaturation is common in the TTL over northern-winter Indonesia where is the so-called stratospheric fountain region. This finding suggests the importance of supersaturation consideration for the dehydration process in the TTL. The simultaneous soundings also show that there is room for further improvement in the two sensors for TTL measurements.

はじめに

熱帯地域の中でも特にインドネシア領域の対流圏界面 (高度16~18km、気温-80~-90℃) は、北半球冬季 (11~3月) において、成層圏の乾燥度を説明するに十分に低い気温値を持っており、1980年代初頭に成層圏への“泉”領域と命名されて以来、対流圏の大気は何らかの水蒸気除去過程を経て成層圏へ入る主要な場所と考えられてきた (Newell and Gould-Stewart,

1981; Brewer 1949)。この領域における微量成分分布と輸送過程は、成層圏大気化学の初期条件を与えているわけであり、オゾン層や地球大気の放射収支を支配している重要な要素である。この領域における具体的な輸送過程には、効率的な水蒸気除去過程が付随するべきである。長年、積乱雲に伴う輸送過程が注目され、観測的・理論的研究が進められてきた (e.g., Danielsen, 1982; Danielsen et al., 1993)。しかし近年、Highwood and Hoskins (1998)やFolkins et al. (1999)などによる気象データやオゾンゾンデデータの見直しをきっかけとして、熱帯対流圏界面を“面”ではなく厚みを持った遷移層 (“Tropical Tropopause Layer”=TTL) ととらえる新しい考え方が出てきた。大部分の積乱雲は実は熱帯においても高度13~14kmまでしか届いておらず、ここをTTLの下端とみなす。そこから“古典的”対流圏界面の間においては、対流による鉛直輸送の寄与は激減し、準水平輸送および成層圏へつながるゆっくりとした上昇流が支配的になってくる (e.g., Holton and Gettelman, 2001; Hatsushika and Yamazaki, 2003)。ただし、TTL内に間歇的に侵入する背の高い積乱雲は、温度構造の維持や水蒸気除去に重要な役割を果たしているかもしれない (e.g., Sherwood and Dessler, 2000)。さらに、観測データに基づいて放射加熱率を計算すると、古典的対流圏界面の2~3km下方において、対流圏下層から続いてきた放射冷却がゼロから加熱に変わることも再認識されてきた (e.g., Gettelman et al., 2003)。つまり、鉛直運動の観点においては、この高度が対流圏と成層圏の境界であると考えらるべきなのである。なお、TTLという見方は、熱帯上部対流圏~下部成層圏領域の準定常的な描像であるが、現実には活発な擾乱活動が見られる。近年、この領域の支配的な擾乱が赤道ケルビン波であることが明確に認識されるようになり、その輸送過程に関する研究も進んできている (e.g., Fujiwara et al., 1998, 2001, 2003a; Fujiwara and Takahashi, 2001)。

TTLにおける輸送過程を調べるには、この領域における水蒸気の正確で高頻度な観測が不可欠である。しかしながら、高層気象観測用の相対湿度センサーや人工衛星センサーには限界があり、必要な精度、空間分解能では測定できない。一方、航空機・大気球搭載型のセンサーの中には幾つか測定可能なものもあるが、航空機運用も含めて大変にコストがかかり、操作にも高度な技術が必要となるため、実際の観測数も大変限られている。我々は、Soundings of Ozone and Water in the Equatorial Region (SOWER) という観測計画により1998年から熱帯対流圏・成層圏のオゾンと水蒸気のゾンデ観測に取り組んできた。当初は、中緯度成層圏水蒸気20年以上に渡る定常観測の実績のあるNOAA (米国海洋大気庁) の冷媒方式鏡面冷却型水蒸気計 (NOAA水蒸気計) (e.g., Oltmans et al., 2000) を使用し、赤道ケルビン波による水蒸気除去過程 (Fujiwara et al., 2001) やTTL内の水蒸気分布の特徴 (Voemel et al., 2002, 2003a) を明らかにしてきた。このセンサーは既述の他のセンサーに比べれば安価ではあるが、研究者によって製作されるセンサーであるため、例えば多点で同時に大量に使用することは事実上不可能であった。そこで我々は、スイスのMetelabor社製の商用のペルチエ方式鏡面冷却型水蒸気計 “Snow White” に着目し、2000年からその測定能力の検証と向上に取り組んできた (Fujiwara et al., 2003b; Voemel et al., 2003b)。

本研究では、インドネシア共和国ジャワ島にあるインドネシア航空宇宙庁 (LAPAN) のWatakosek観測所 (7.5S, 112.6E, 50m) において、2001年11-12月と2003年1月に実施した、合計9回のNOAA水蒸気計とSnow Whiteの同時比較観測の結果を報告する。両センサーの特徴を

整理した後で、これまでほとんど観測例のなかった“泉”領域のTTL内の水蒸気分布の特徴などを議論する。

観 測

1. 観測機器の概要

Snow White水蒸気計は、Metelabor社製のラジオゾンデ搭載用の鏡面冷却型露点・霜点温度計で、鏡面の冷却には乾電池利用のペルチエ素子を用いる (Fujiwara et al., 2003b)。鏡面冷却方式は、種々の大気中の水蒸気測定法の中で最も信頼度の高いものであるが、ラジオゾンデが経験するような30~40分に5桁にもおよぶ水蒸気分圧の変化に対してこの方式の機器を安定に動作させることは容易ではなかった。Snow Whiteはおそらく世界で初めてこの困難を克服した機器である。また、オゾンゾンデ程度の費用・技術・施設で利用できるということも画期的なことである。Snow Whiteには夜用と昼用の2つのタイプがあるが、今回我々は、水蒸気汚染の問題の全くない夜用のタイプを用いて、日没から日の出の間に観測を実施した。我々の使用するラジオゾンデシステムはTMAX-Cインターフェースボードを中心とするもので、Snow WhiteをVaisala社製のRS80ラジオゾンデに接続して飛揚する。データ処理等を行うソフトウェアは、NOAAにおいて開発されたものである。

NOAA水蒸気計は、鏡面冷却型の霜点温度計で、鏡の冷却には液体の冷媒を利用する (e.g., Oltmans et al., 2000)。アメリカ中西部における20年以上に渡る成層圏中層までの水蒸気定常観測や世界各地におけるキャンペーン観測の実績があり、成層圏水蒸気の測定機器として世界的に信頼を得ている。なお、測定高度範囲は上部対流圏以高となっている。

2. 観測キャンペーンの概要

表1に、Watukosek観測所における2001年11~12月の5回の観測と、2003年1月の4回の観測の概要をまとめる。全ての観測はSnow Whiteの都合上夜間に実施した。気球の到達高度がしばしば気温極小点である古典的対流圏界面付近となっているのは、夜間にはゴム気球が放射冷却に伴い硬くなり破れやすくなるためだと考えられる。また、2001年にはNOAA水蒸気計の動作に不具合が多く見られた (図2参照)。2003年には電気回路の改善によりこの問題はなくなった。

表1: Watukosek 観測所における水蒸気-オゾンゾンデ観測

日付	到達高度	気温極小	O ₃ = 125 ppbv	Q _{RAD} = 0 K day ⁻¹	特記事項
Nov. 24, 2001	30.0 km	16.8 km	17.6 km	16.3 km	
Nov. 26, 2001	18.7 km	16.9 km	17.5 km	15.2 km	
Nov. 29, 2001	30.0 km	17.0 km	17.5 km	15.4 km	
Dec. 2, 2001	28.0 km	17.9 km	18.1 km	15.0 km	NOAA 動作不良
Dec. 4, 2001	17.0 km	-	-	15.1 km	
Jan. 18, 2003	19.0 km	17.6 km	17.8 km	15.4 km	
Jan. 20, 2003	30.0 km	17.6 km	18.2 km	15.7 km	
Jan. 23, 2003	18.1 km	17.8 km	17.8 km	14.9 km	
Jan. 25, 2003	18.1 km	17.6 km	18.0 km	15.9 km	NOAA なし

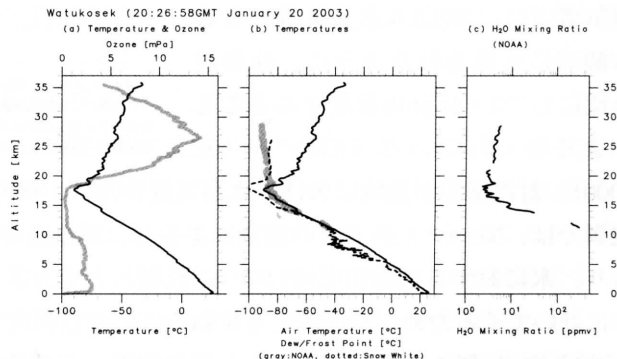


図1. Watukosek 観測所における、2003年1月20日20:27GMT (21日3:27LT) の観測結果。(左) 気温 (黒) とオゾン (灰)、(中央) 気温 (黒実線) と Snow White による露・霜点温度 (黒点線) と NOAA FPH による霜点温度 (灰)、(右) NOAA FPH による水蒸気混比、の高度分布。

結果と議論

図1に2003年1月20日の観測結果を示す。インドネシアにおけるオゾン分圧極大値は13~15mPaで高度26~27kmに見られる (Fujiwara et al., 2000)。概して、古典的対流圏界面を越えたところからオゾン分圧値は大きく増加し始めるが、オゾン混合比でTTL領域を詳細に見ると擾乱活動に伴うなどして高度14km付近から徐々に増加が始まる場合もある (図2、3にて後述)。水蒸気濃度の表示法には幾種類があるが、露点・霜点温度で見ると一致している場合はそれぞれ液体の水・氷に対する相対湿度が100%ということになる。Snow Whiteによる測定値については地表から成層圏まで連続にある。地表から上部対流圏までの測定 of 妥当性についてはVaisala RS80 Humicap相対湿度センサーとの比較により確認出来ている (Fujiwara et al., 2003b) が、対流圏界面領域においてはNOAA水蒸気計との一致が見られる場合も見られない場合もあり未だ不安定である (Voemel et al., 2003b)。熱帯下部成層圏における水蒸気濃度は、NOAA水蒸気計による本観測にも見られるように、体積混合比にして3~4ppmv程度であることがよく知られている (Kley et al., 2000)。対流圏界面領域における水蒸気混合比は、擾乱活動などにより変動する。図1に示した観測では、NOAA水蒸気計の測定によると、霜点温度が気温よりも高い過飽和の状態になっており、氷に対する過飽和度は1.8から2程度と大変大きい。過飽和度は水蒸気の凝結・降下の効率に効いてくるため、今後測定を重ねることで信頼度の高い数値を得る必要がある。

図2と図3に個々の観測における上部対流圏~下部成層圏の気温、オゾン、水蒸気混合比の分布を示す。各パネルには、表1にまとめた気温極小位置、オゾン濃度125ppbv位置、放射加熱

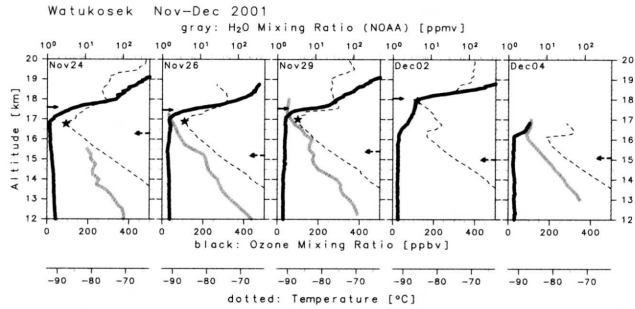


図2. Watukosek 観測所における、2001年11-12月の5回の観測結果。オゾン混合比 (黒実線)、NOAA FPHによる水蒸気混合比 (灰)、気温 (点線) の12-20kmの高度分布。各パネル内に、気温極小点を星印で、オゾン濃度125ppbvの位置を実線矢印 (左隣) で、放射加熱率がゼロとなる位置のうち最も低いものを点線矢印 (右隣) で示す。

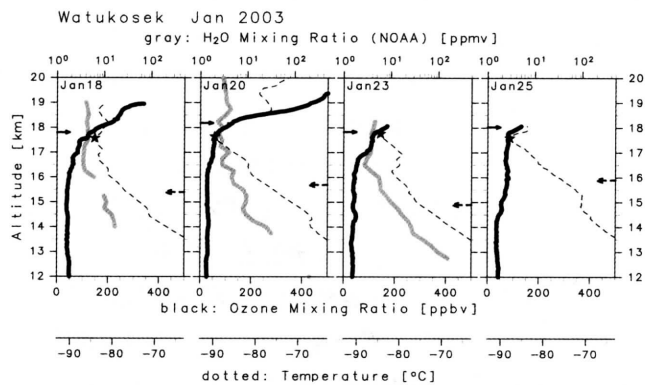


図3. 図2と同様、ただし、2003年1月の4回の観測結果。

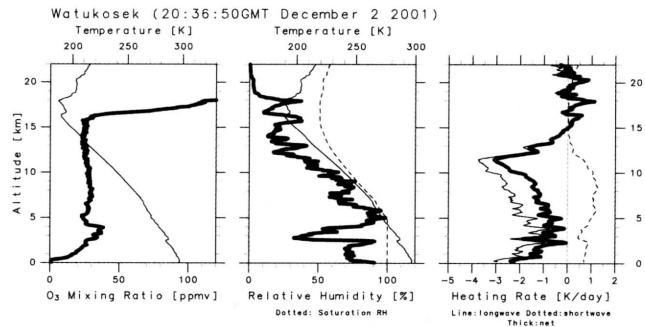


図4. Watukosek 観測所における、2001年12月2日20:37GMT (3日3:37LT) の観測結果と、それに基づく放射加熱率分布。(左) オゾン (太線) と気温 (細線)、(中央) Snow Whiteによる液体の水に対する相対湿度 (太線) と飽和相対湿度 (点線) と気温 (細線)、(右) 計算された放射加熱率 (細線: 長波放射分、点線: 短波放射分、太線: 正味)、の高度分布。

率ゼロの位置（図4も参照のこと）も図示してある。気温極小位置は古典的対流圏界面にあたり、オゾン濃度125ppbv位置は物質で定義した圏界面の例であり、放射加熱率ゼロ位置は鉛直運動の観点で見た対流圏と成層圏の境界である。気温極小位置とオゾン濃度125ppbv位置は比較的よく一致していると言える。ただし、例えば2001年12月2日の観測に見られるように、オゾン混合比が気温極小点、125ppbv位置よりも2km下方から増加し始める場合もある。2001年の気温、オゾンの一連の変動は、赤道ケルビン波の通過に伴い成層圏大気の上部対流圏への下方輸送が生じたことを示唆している（e.g., Fujiwara et al., 1998）。

TTLの下端の定義については、まだ共通認識が出来ているとは言えないが、放射加熱率ゼロの位置とするのがひとつの考え方である。図4に、2001年12月2日の観測結果およびAFGL（米国空軍地球物理学研究所）のモデル大気をもとに、東京大学気候システム研究センターの放射コード（Nakajima et al., 2000）を用いて計算した放射加熱率の高度分布を示す。この観測の計算の際には、水蒸気については18.3km以下をSnow Whiteデータ、18.3km以上をAFGLモデルからの値とし、オゾン、気温、気圧については、28km以下をゾンデデータ、28km以上をAFGLモデルからの値としている。また、雲粒子の効果は考慮しないいわゆるclear-sky計算である。この観測については、放射加熱率がゼロとなる位置のうち最も低いのは高度15kmである。地表から高度15.0kmまでの正味の放射冷却は、鉛直一次元の放射・対流平衡の観点に立てば、対流に伴う顕熱輸送による加熱とつりあうものであり、他方、例えば非対流圏における大規模運動場においては、下降流による断熱加熱とバランスするものと捉えられる。高度15.0kmより上では擾乱等による変動はあるものの平均的には弱い正味の放射加熱となっており、これは間歇的に侵入する対流による冷却と熱帯成層圏内のゆっくりとした上昇流による冷却とバランスしていると考えられる。ここでTTLを放射加熱率ゼロの最低高度から古典的対流圏界面までと定義することにすれば、図2、3によれば、TTLの厚さは擾乱活動などによって数日間の間に0.5km~3kmの間で変動していることが分かる。準定常的なTTLを考えることは、概念的な枠組みを明確化する意味はあるが、現実には擾乱の影響が大変大きいことが伺える。また、TTLの下端を積雲対流が効果的に届く上限と定義することも出来る。その際には、2001年11月29日や2003年1月18、20、25日の観測に見られるような上部対流圏逆転層（14~15km）がひとつの目安となるかもしれない（Fujiwara et al., 2003c）。これらは、概して放射加熱率ゼロ高度付近かそれより低いところに出現する。

本観測計画においては、インドネシア域TTL内における水蒸気分布とその変動をNOAA水蒸気計によって初めて測定することもひとつの大きな目的であった。しかし、2001年の観測ではNOAA水蒸気計の動作が安定せず、例えば赤道ケルビン波の通過に対応した変動を詳しく見ることは難しい（図2）。また、2003年の観測では背景場の変動の原因自体がとらえにくい（図3）。ただ、図1の観測に見られるようなTTLにおける過飽和状態が、NOAA水蒸気計の全観測（7観測）で見られたことは特筆すべきである。（ただし、同時に得られたSnow Whiteによる測定結果は未飽和を示していることもしばしばあった。）以前は、水蒸気は飽和すると同時にすぐに凝結すると考えられてきたが、近年になりTTLにおいてはある程度の過飽和が許されずには凝結しないことが実験室における研究などから示唆されるようになり、TTL内水蒸気除去過程に関する半理論的な研究においては過飽和が考慮されるようになってきた（e.g., Gettelman

et al., 2002)。TTLにおいて現実にとどの程度の過飽和が実現しているかについての観測例はこれまであまりないので、今後、測定器のさらなる改良および観測を重ねることで明らかにしていく必要がある。

謝 辞

本研究は、文部科学省科学研究費補助金（特定領域研究B（成層圏変動と気候、No. 11219202））および財団法人アサヒビール学術振興財団助成金をもとに実施されました。観測の遂行に当たっては、Watakosek観測所職員から全面的な協力を受けました。研究代表者は、本研究期間中、日本学術振興会特別研究員PDとして支援を受けました。図の作成には地球流体電脳ライブラリーを利用しました。

参考文献

- Brewer, A. W., Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 75, 351-363, 1949.
- Danielsen, E. F., A dehydration mechanism for the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 605-608, 1982.
- Danielsen, E. F., In situ evidence of rapid, vertical, irreversible transport of lower tropospheric air into the lower tropical stratosphere by convective cloud turrets and by large-scale upwelling in tropical cyclones, *J. Geophys. Res.*, 98, 8665-8681, 1993.
- Folkens, I., M. Loewenstein, J. Podolske, S. J. Oltmans, and M. Proffitt, A barrier to vertical mixing at 14 km in the tropics: Evidence from ozonesondes and aircraft measurements, *J. Geophys. Res.*, 104, 22,095-22,102, 1999.
- Fujiwara, M., K. Kita, and T. Ogawa, Stratosphere-troposphere exchange of ozone associated with the equatorial Kelvin wave as observed with ozonesondes and rawinsondes, *J. Geophys. Res.*, 103, No. D15, 19,173-19,182, 1998.
- Fujiwara, M., K. Kita, T. Ogawa, S. Kawakami, T. Sano, N. Komala, S. Saraspriya, and A. Suropto, Seasonal variation of tropospheric ozone in Indonesia revealed by 5-year ground-based observations, *J. Geophys. Res.*, 105, No. D2, 1879-1888, 2000.
- Fujiwara, M., F. Hasebe, M. Shiotani, N. Nishi, H. Voemel, and S. J. Oltmans, Water vapor control at the tropopause by equatorial Kelvin waves observed over the Galapagos, *Geophys. Res. Lett.*, 28, No. 16, 3143-3146, 2001.
- Fujiwara, M., and M. Takahashi, Role of the equatorial Kelvin wave in stratosphere-troposphere exchange in a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 106, No. D19, 22,763-22,780, 2001.

- Fujiwara, M., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, T. Horinouchi, and S. Fukao, Turbulence at the tropopause due to breaking Kelvin waves observed by the Equatorial Atmosphere Radar, *Geophys. Res. Lett.*, 30, No. 4, 1171, doi:10.1029/2002GL016278, 2003a.
- Fujiwara, M., M. Shiotani, F. Hasebe, H. Voemel, S. J. Oltmans, P. W. Ruppert, T. Horinouchi, and T. Tsuda, Performance of the Meteolabor "Snow White" chilled-mirror hygrometer in the tropical troposphere: Comparisons with the Vaisala RS80 A/H-Humicap sensors, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 1534-1542, 2003b.
- Fujiwara, M., S.-P. Xie, M. Shiotani, H. Hashizume, F. Hasebe, H. Voemel, S. J. Oltmans, and T. Watanabe, Upper tropospheric inversion and easterly jet in the tropics, *J. Geophys. Res.*, 108, 4797, doi:10.1029/2003JD003928, 2003c.
- Gottelman, A., P. M. F. Forster, M. Fujiwara, Q. Fu, H. Vomel, L. K. Gohar, C. Johanson and M. Ammeraman, The radiation balance of the tropical tropopause layer, *J. Geophys. Res.*, accepted, February 2004.
- Gottelman, A., W. J. Randel, F. Wu, and S. T. Massie, Transport of water vapor in the tropical tropopause layer, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2001GL013818, 2002.
- Hatsushika, H., and K. Yamazaki, The stratospheric drain over Indonesia and dehydration within the tropical tropopause layer diagnosed by air parcel trajectories, *J. Geophys. Res.*, 108, 4610, doi:10.1029/2002JD002986, 2003.
- Highwood, E. J., and B. J. Hoskins, The tropical tropopause, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 124, 1579-1604, 1998.
- Holton, J. R., and A. Gottelman, Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2799-2802, 2001.
- Kley, D., J. M. Russell III, and C. Phillips, ed., SPARC assessment of upper tropospheric and stratospheric water vapour, WCRP 113, WMO/TD No. 1043, SPARC Report No. 2, 312 pp., 2000.
- Nakajima, T., M. Tsukamoto, Y. Tsushima, A. Numaguti, and T. Kimura, Modeling of the radiative process in an atmospheric general circulation model, *Applied Optics*, 39, 4869-4878, 2000.
- Newell, R. E., and S. Gould-Stewart, A stratospheric fountain?, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2789-2796, 1981.
- Oltmans, S. J., H. Voemel, D. J. Hofmann, K. H. Rosenlof, and D. Kley, The increase in stratospheric water vapor from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D. C., and Boulder, Colorado, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3453-3456, 2000.
- Sherwood, S. C., and A. E. Dessler, A model for transport across the tropical tropopause, *J. Atmos. Sci.*, 58, 765-779, 2001.
- Voemel, H., S. J. Oltmans, B. J. Johnson, F. Hasebe, M. Shiotani, M. Fujiwara, N. Nishi, M. Agama, J. Cornejo, F. Paredes, and H. Enriquez, Balloon-borne observations of water vapor and ozone in the tropical upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 107,

No. D14, doi:10.1029/2001JD000707, 2002.

Voemel, H., S. J. Oltmans, B. J. Johnson, F. Hasebe, M. Shiotani, M. Fujiwara, N. Nishi, M. Agama, J. Cornejo, F. Paredes, and H. Enriquez, Reply to Comment by A. E. Dessler and E. M. Weinstock on "Balloon-borne observations of water vapor and ozone in the tropical upper troposphere and lower stratosphere" by Voemel et al., *J. Geophys. Res.*, 108, No. D4, 4137, doi:10.1029/2002JD002984, 2003a.

Voemel, H., M. Fujiwara, M. Shiotani, F. Hasebe, S. J. Oltmans, and J. E. Barnes, The behavior of the Snow White chilled-mirror hygrometer in extremely dry conditions, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 1560-1567, 2003b.