



상층수증기량
(UTH: Upper Tropospheric Humidity)
알고리즘 기술 분석서
(UTH-v1.0)

NMSC/SCI/ATBD/UTH, Issue 1, rev.0
2012.12.12



상층수증기량
알고리즘 기술 분석서

Code: NMSC/SCI/ATBD/UTH
Issue: 1.0 Date:2012.12.21
File: NMSC-SCI-ATBD-UTH_v1.0.hwp
Page: 38

REPORT SIGNATURE TABLE

Function	Name	Signature	Date
Prepared by			
Reviewed by			
Authorised by			



상층수증기량
알고리즘 기술 분석서

Code: NMSC/SCI/ATBD/UTH
Issue: 1.0 Date:2012.12.21
File: NMSC-SCI-ATBD-UTH_v1.0.hwp
Page: 38

DOCUMENT CHANGE RECORD

Version	Date	Pages	Changes

차 례

1. 개요
2. 배경 및 목적
3. 알고리즘
 - 3.1 이론적인 배경 및 근거
 - 3.2 산출방법
 - 3.3 산출과정
 - 3.4 검증
 - 3.4.1 검증방법
 - 3.4.2 검증자료
 - 3.4.3 시공간일치방법
 - 3.4.4 검증결과분석
4. 산출결과 해석방법
5. 문제점 및 개선 가능성
6. 참고문헌

Appendix

List of Tables

- Table 1 : Specific module descriptions of the UTH calculation program.
Table 2 : Detailed input and output data for the UTH algorithm.
Table 3 : Specific descriptions of quality check in the UTH calculation module.

List of Figures

- Figure 1 : The schematic diagram of UTH observation from the satellite.
- Figure 2 : The latitudinal variation of the normalized base pressure for (a) January, (b) February, ... etc. The solid line in each panel is a polynomial fit for the normalized base pressures.
- Figure 3 : Scatter plots of retrieved UTH versus radiosonde UTH using different normalized base pressure. (a) For reference p_0 , (b) for $p_0+0.1$, and (c) for $p_0-0.1$.
- Figure 4 : The latitudinal variation of the temperature lapse rate for (a) January, (b) February, ... etc. The solid line in each panel is a polynomial fit for the temperature lapse rate.
- Figure 5 : The comparison of (left-hand side panels) determined algorithm coefficients and (right-hand side panels) retrieved UTH (a-b) for including the effect of temperature lapse rate in calculation and (c-d) algorithm coefficients.
- Figure 6 : Normalized sensitivities of the water vapor channel as a function of the latitude. The sensitivities are calculated at 5° latitude interval.
- Figure 7 : Schematic diagram of the sequential procedure for UTH retrieval.
- Figure 8 : Flowchart of the UTH retrieval procedure.
- Figure 9 : The program structure of UTH modules in CMDPS.
- Figure 10 : Specific elements of UTH module components.
- Figure 11 : The geophysical locations of upper-air station within the COMS FOV used in the validation.
- Figure 12 : Comparison of UTH retrieved from COMS and those of radiosonde soundings on April to June 2011.
- Figure 13 : Retrieved UTH from COMS at 0115 UTC on July 17 2011.

List of Acronyms

CMDPS	COMS Meteorological Data Processing System
COMS	Communication, Ocean, and Meteorological Satellite
ECMWF	European Centre for Medium range Weather Forecast
ESA	European Space Agency
ESOC	European Space Operations Centre
GCM	General Circulation Model
GMS	Geostationary Meteorological Satellite
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GTS	Global Telecommunication System
HRIT	High Rate Information Transmission
IR	Infrared
MSG	Meteosat Second Generation
MTSAT	Multi-functional Transport Satellite
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
RTM	Radiative Transfer Model
TIGR	Thermodynamic Initial Guess Retrieval
TIROS	Television and Infrared Observation Satellite
UTH	Upper Tropospheric Humidity
VAS	VISSR Atmospheric Sounder
VISSR	Visible Infrared Spin-Scan Radiometer
WV	Water Vapor

1. 개요

대기 중의 수증기는 지표에서 방출되는 넓은 파장 영역의 장파복사를 흡수하여 이를 다시 낮은 온도에서 재방출 함으로써, 지구의 장파복사수지 균형을 유지하는데 큰 영향을 미친다. 실제로 수증기는 온실효과에 기여하는 주요 인자 중 하나이며, 기후의 전반적인 이해 및 이산화탄소 증가에 따른 기후 변화의 민감도를 이해하는데 핵심적인 역할을 한다(Harries, 1997). Stephens(1990)은 수증기 관측을 통하여 대기 중의 수증기가 되먹임 작용을 통하여 온실효과를 일정하게 유지하는 역할을 하고 있음을 지적한 바 있다. 특히, Kiehl and Briegleb (1992)은 상층수증기량 (Upper Tropospheric Humidity; UTH)에 의해서 우주로 방출되는 청천 장파복사의 양이 결정됨을 밝힌 바 있다. 또한, Lindzen (1990)은 지구 온난화로 인하여 강화된 대류권 하층의 대류가 대류권 상층의 대기 침강을 강화하여 대류권 상층이 건조해지는 되먹임 과정을 가정하고, 이러한 되먹임 과정에 대한 GCM (General Circulation Model)의 모의 정확도를 연구한 바 있다.

이러한 GCM의 모의 신뢰도와 수증기 되먹임 과정을 연구하기 위해서는 UTH의 정확한 관측이 반드시 선행되어야 한다. 그러나 라디오존데와 같은 지상관측만을 이용하여 지구적 규모의 UTH 분포를 정확하게 관측하는 것은 거의 불가능하다 (Elliot and Gaffen, 1991). 따라서 위성을 통한 UTH의 관측은 기존의 지상관측을 대체할 수 있는 좋은 방안이라 할 수 있다.

2. 배경 및 목적

UTH를 추정하기 위하여 Raschke and Bandeen (1967)은 TIROS-IV (Television and Infrared Observation Satellite-IV)의 WV 채널 자료를 이용하였으며, Hayden et al. (1981)은 극궤도 위성 관측으로부터 수백 hPa에 걸친 대기층의 평균 수증기량을 높은 신뢰도로 추정할 수 있음을 보인 바 있다. 이후 Schmetz and Turpeinen (1988)은 METEOSAT의 IR1 채널과 WV 채널에서 관측한 휘도온도 자료를 이용하여 600 ~ 200 hPa 사이의 수증기량을 산출하는 알고리즘을 개발하였다. 이들은 RTM (Radiative Transfer Model)을 이용하여 대류권 중·상층의 수증기량을 10% 간격으로 1%에서 100%까지 변화시켜 이론적으로 계산된 WV 채널과 IR1 채널의 휘도온도 차를 LUT (Look-Up Table)로 작성하였으며, 이를 이용하여 위성에서 관측한 두 채널의 휘도온도 차를 내삽하는 방법으로 UTH를 추정하였다. 이 알고리즘은 현재 ESA (European Space Agency)에서 MSG (Meteosat Second Generation)에 현업으로 이용되고 있으며, GMS-5 (Geostationary Meteorological Satellite-5)의 자료처리시스템에도 적용되어 현업에 활용된 바 있다 (MSC, 1997). 국내 연구사례로는 김용상 등 (1997)이

GMS-5의 WV 채널 자료를 이용하여 UTH를 산출한 바 있다.

Soden and Bretherton (1993)은 수증기 흡수에 관한 복사 이론으로부터 WV 채널의 휘도온도와 UTH와의 관계식을 유도하였으며, 이를 GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) VAS (Visible Infrared Spin Scan Radiometer Atmospheric Sounder)의 WV 채널에서 관측한 휘도온도 자료에 적용하여 UTH 추정 가능성이 보였다. 이들이 제안한 방법은 Schmetz and Turpeinen (1988)의 방법에 비하여 산출 알고리즘의 물리적 근거가 확실하며, WV 채널의 휘도온도 자료만을 이용하여 UTH를 산출할 수 있다는 장점이 있다. 또한, 이들의 방법은 RTM과 기후자료를 이용하여 알고리즘 계수들을 비교적 쉽게 결정할 수 있으며, 알고리즘이 간단하여 현업 적용이 원활하다는 장점이 있다. 본 연구에서는 이들이 제안한 방법에 대한 상세한 논의와 이를 이용한 UTH 산출과정 및 검증방법을 기술하였다.

3. 알고리즘

3.1. 이론적인 배경 및 근거(Theoretical Background)

Soden and Bretherton (1993)은 대기 중의 수증기량에 따른 투과함수의 상관관계로부터 얻은 관계식을 이용하여 UTH를 산출하였다. 이들은 균질한 평형대기를 가정하여 WV 채널에 대한 투과도는 강한 흡수선 근사로 표현할 수 있으며, 강한 흡수선 근사를 이용하여 계산한 투과도는 Goody (1964)의 Random 모형으로 계산한 투과도와 비교하여 잘 일치함을 보였다. 이러한 WV 채널에서 측정된 복사량의 크기는 대류권 상층(500~200 hPa)의 수증기량에 의하여 결정되며 (Fig. 1), 수증기 채널의 휘도온도와 수증기량은 다음의 관계식으로 표현할 수 있다 (Soden and Bretherton, 1993).

$$a + b T^* = \ln \left(\frac{\hat{r} p_0}{\beta \cos \theta} \right) \quad (1)$$

여기서, T^* 와 θ 는 각각 WV 채널에서 측정된 휘도온도와 위성 천정각이며, a 와 b 는 알고리즘 계수이다. 알고리즘 매개변수인 $p_0 = p(T = 240 \text{ K})/300 \text{ hPa}$ 와 $\beta = p/T dT/dp$ 는 각각 기준기압과 평균기온감률이다. 또한, $\hat{r}(= \text{UTH})$ 은 상대습도에 WV 채널의 가중함수를 적용한 가중 상대습도로서 UTH를 의미한다(3.2절의 4) 참조).

Fig. 1. The schematic diagram of UTH observation from the satellite.

3.2. 산출방법(Methodology)

Fig. 1에 나타난 바와 같이, 위성의 WV 채널에서 측정하는 복사량은 대부분 대류권 상층의 수증기량에 의하여 결정된다. 따라서 UTH는 식(1)을 이용하여 다음과 같이 WV 채널에서 관측한 휘도온도와 대류권 상층의 수증기량에 대한 관계식을 이용하여 산출할 수 있다.

$$UTH = \frac{\beta \cos\theta}{p_0} \exp(a + b T^*) \quad (2)$$

UTH를 산출하기 위한 알고리즘 계수 a와 b는 RTM으로 모의한 WV 채널의 휘도온도, 알고리즘 매개변수 및 위성의 천정각을 이용하여 결정할 수 있다 (3.2의 라 참조). 그러나 대기의 상태를 나타내는 기준기압과 평균기온감률은 시/공간의 함수이므로 이들의 변동성은 기후자료를 이용하여 근사적으로 결정할 수 있다 (3.2절의 2)와 3) 참조).

1) TIGR 자료

UTH 계산은 알고리즘 상수와 매개변수가 정의되었을 때만 가능하다 (식 2). 따라서 알고리즘 상수 및 매개변수를 결정하기 위해 1992년부터 1993년까지 2년간의 ECMWF

(European Centre for Medium range Weather Forecast) 재분석 자료에서 수집한 연직자료 (Chevallier, 2001)를 TIGR (Thermodynamic Initial Guess Retrieval) 자료로 사용하였다. 이들 연직자료는 기온, 수증기량, 오존량, 운량으로 구성되어 있으며, 대기층은 0.1 ~ 1013.12 hPa 까지 60개의 대기층으로 구분되어 있다. UTH는 청천인 경우에만 산출 가능하므로, TIGR 자료로부터 청천인 조건의 연직자료 선별을 우선적으로 수행하였다. 본 연구에서는 청천인 연직자료를 선별하기 위해 운량이 0인 경우와 모든 대기층의 상대습도가 90 % 이하인 연직자료를 청천으로 가정하였으며, 13,495개의 TIGR 자료 중 약 1,175개의 연직자료를 청천자료로 선별하였다. 이들 자료를 이용하여 계산한 모의 휘도온도를 이용하여 알고리즘 상수를 결정하였다.

2) 기준기압 (p_0)

기준기압은 수증기량 계산에 사용되는 주요 변수로 온도가 240 K인 고도의 기압을 300 hPa로 나눈 값으로 정의된다(식 1 참조). Fig. 2는 TIGR 자료를 이용하여 산출한 기준기압을 위도에 따라 월별로 분석한 것이다. 각각의 점은 연직자료에 대한 기준기압을 나타내며 실선은 다항식 적합법을 이용하여 구한 각 점들의 최적 곡선을 나타낸 것이다. 기준기압은 고위도로 갈수록, 기온이 낮은 겨울일수록 큰 값을 가지며, 대략 0.9 ~ 1.5 범위로 위도에 따라 약 $\pm 25\%$ 의 변동성을 보인다. 이는 고위도 일수록 기온이 240 K인 기압고도가 낮아짐을 의미하며, 여름철보다는 겨울철의 경우 이 고도가 훨씬 낮음을 의미한다. Fig. 2에 나타난 기준기압의 변동 경향은 Soden and Bretherton (1993, 1996)이 제시한 결과와 거의 동일하다. 본 연구에서는 이러한 시/공간의 함수인 기준기압의 변동성을 다항식 형태의 함수로 작성하여 UTH 계산에 이용하였다.

Fig. 3은 기준기압에 대한 UTH의 민감도를 나타낸 것으로써, 정상적인 기준기압을 이용하여 계산한 UTH(Fig. 3a)에 대하여 기준기압이 각각 ± 0.1 의 오차를 가질 경우를 가정하여 계산한 UTH (Figs. 3b and c)의 민감도를 나타낸 것이다. 정상적인 기준기압을 이용하여 UTH를 산출하였을 경우는 rmsd (root-mean square difference)가 8.63인 반면, ± 0.1 의 오차를 가정한 경우에 대한 rmsd는 각각 1.02와 0.58이 증가한 9.65와 9.21을 보인다.

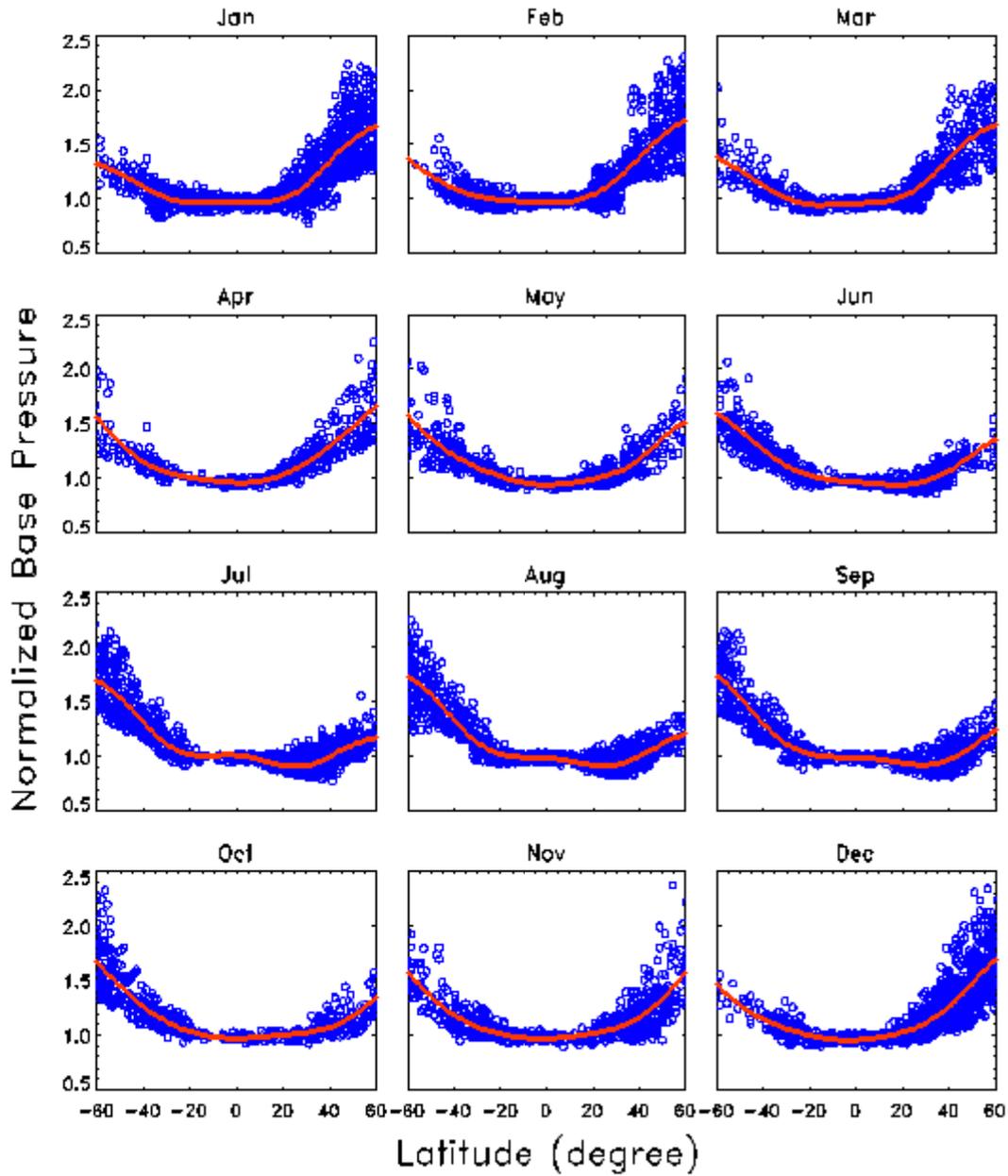


Fig. 2. The latitudinal variation of the normalized base pressure for (a) January, (b) February, ... etc. The solid line in each panel is a polynomial fit for the normalized base pressures.

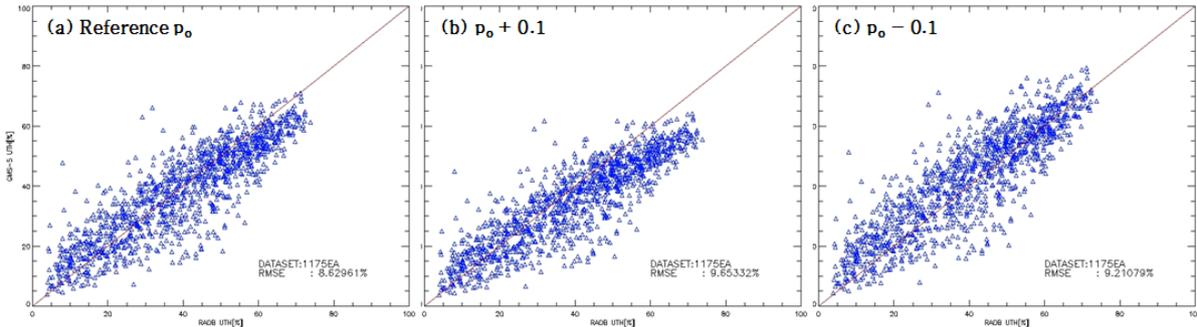


Fig. 3. Scatter plots of retrieved UTH versus radiosonde UTH using different normalized base pressure. (a) For reference p_0 , (b) for $p_0+0.1$, and (c) for $p_0-0.1$.

3) 평균기온감률 (β)

Soden and Bretherton (1996)은 무차원 매개변수인 평균기온감률은 시/공간적으로 불규칙하여 예측하기 어려운 경향성을 보이며, 약 0.21 ± 0.01 의 값을 가짐을 지적하였다. Fig. 4는 TIGR 자료를 이용하여 계산한 평균기온감률을 나타낸 것으로써, 실선은 기준기압과 마찬가지로 다항식 적합법을 이용하여 결정한 최적 곡선을 나타낸 것이다. 평균기온감률도 기준기압과 마찬가지로 위도와 계절에 따른 변동성을 보이며, 고위도 지방일수록 각 점들은 큰 편차를 보인다. 그러나 평균기온감률은 기준기압의 변동량 (0.9 ~ 1.5)에 비해 약 5배 정도 작은 변동성을 가지며, 기준기압의 변동범위 0.6에 대해 약 3%의 변동범위를 가진다. 따라서 Soden and Bretherton (1996)이 지적한 바와 같이, 평균기온감률의 변동성은 기준기압의 변동성에 비하여 무시할 수 있을 만큼 작은 값이므로, 식 (3)는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$UTH = \frac{\cos\theta}{p_0} \exp(a' + bT^*) \quad (3)$$

그러나 식 (3)에서 무시된 평균기온감률은 알고리즘 상수 a 에 포함된 것으로써, 위 식의 a' 은 결국 평균기온감률의 영향을 포함한 알고리즘 상수 a 이다. Fig. 5는 UTH 계산에 평균기온감률의 영향을 직접적으로 고려한 경우 (식 2)와 식(3)을 이용하여 계산한 UTH 산출물의 결과를 비교한 것이다. Figs. 5a와 b는 평균기온감률의 영향을 고려한 경우의 결과를 나타낸 것이며, Figs. 5c와 d는 평균기온감률의 영향을 알고리즘 상수에 포함한 경우의 결과를 나타낸 것이다. 또한, Figs. 5a와 c는 각각의 경우에 대하여 결정한 알고리즘 상수를 나타내며, Figs. 5b와 d는 각각의 알고리즘 상수를 이용하여 UTH를 산출한 결과를 나타낸 것이다.

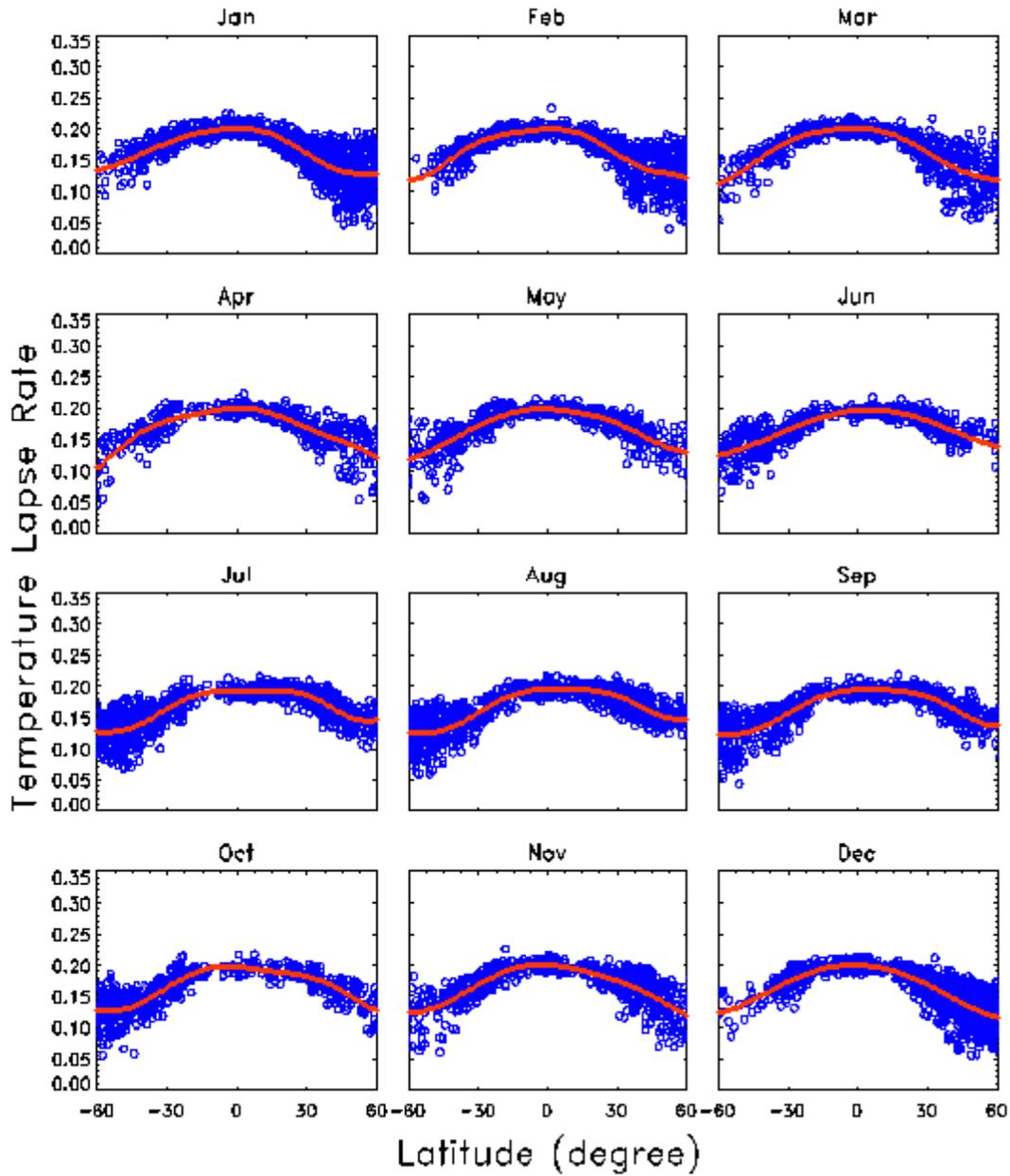


Fig. 4. The latitudinal variation of the temperature lapse rate for (a) January, (b) February, ... etc. The solid line in each panel is a polynomial fit for the temperature lapse rate.

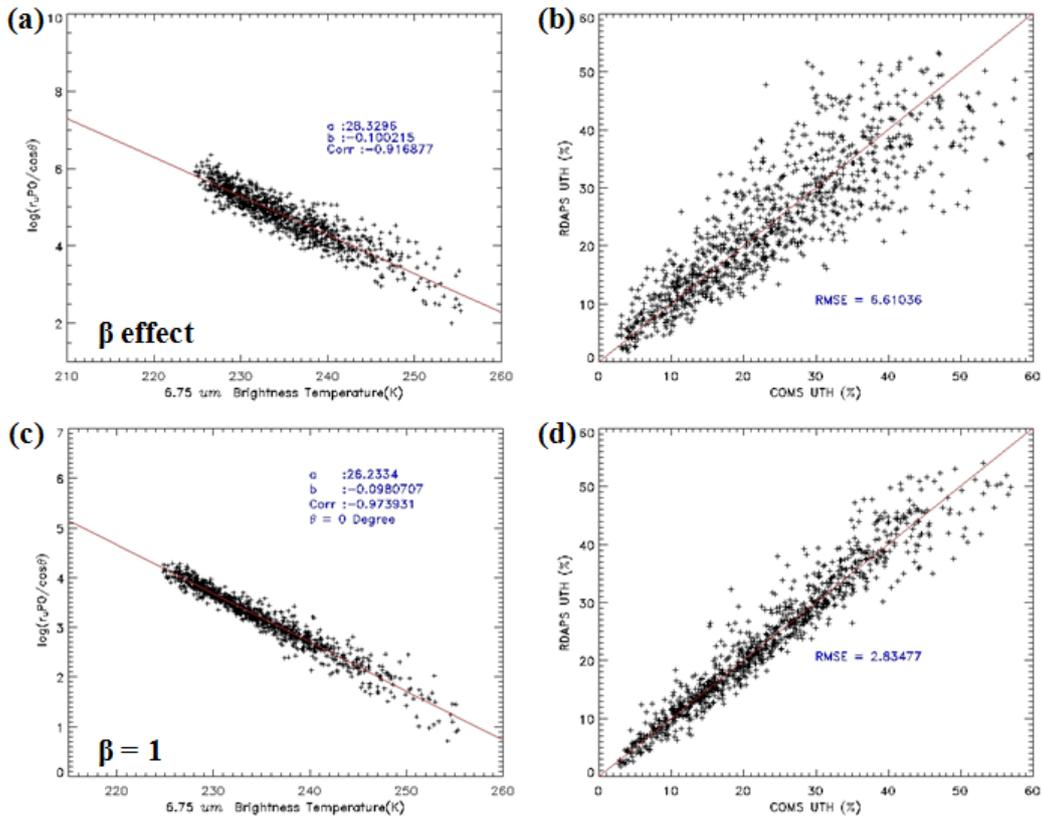


Fig. 5. The comparison of (left-hand side panels) determined algorithm coefficients and (right-hand side panels) retrieved UTH (a-b) for including the effect of temperature lapse rate in calculation and (c-d) algorithm coefficients.

평균기온감률의 영향을 직접적으로 고려한 결과 (Figs. 5a와 b)가 이의 영향을 알고리즘 상수에 포함한 결과 (Figs. 5c와 d) 보다 낮은 상관관계를 보이며, 산출 결과 역시 rmsd가 약 3.8 정도 낮다. 따라서 산출 정확도 향상을 위해서 평균기온감률의 영향을 알고리즘 상수에 포함하는 것 (식 3)이 타당한 것으로 사료된다.

4) 수증기 채널의 민감도와 가중함수

WV 채널의 가중함수는 연직 수증기량에 대한 휘도온도의 민감도 분석을 통해 계산할 수 있으며, 가중함수를 연직자료에 적용하여 알고리즘 상수 산출을 위한 연직자료의 UTH를 구할 수 있다. 세밀한 가중함수 분석을 위하여 위도는 -70° 에서 $+70^\circ$ 까지 5° 간격으로 구분하고, 1월부터 12월까지 1개월씩 기간을 세분화하여 모형대기를 설정하였다. 모형대기의 대기층 간격은 0.1 ~ 1013.12 hPa의 범위 내에서 $d \ln p = dp/p \cong 0.04$ 가 성립되도록 설정하였으며 (Soden and Bretherton, 1996), 설정된 대기층의 개수는 총 60개이다. 각 위도대의 모형대기에서 300 hPa 층을 기준으로 평균기온감률에 따라

상층으로 갈수록 기온이 감소하고 하층으로 갈수록 기온이 증가하도록 각 대기층의 기온을 결정하였다. 그리고 모형대기의 모든 층의 수증기량을 상대습도 50%로 고정하고 각 대기층의 수증기량을 15% 감소시켜 복사전달모델로 계산한 휘도온도의 변화를 조사하였다. 가중함수 w 는 각 층의 휘도온도 차이를 그 차들의 전체 합으로 나눈 값이며, 이를 이용하여 다음과 같이 연직대기 자료의 상대습도 자료로부터 가중 상대습도 (=UTH)를 계산할 수 있다 (Soden and Bretherton, 1993).

$$\hat{r} = \frac{\sum_{i=1}^N r_i w_i}{\sum_{i=1}^N w_i} \quad (4)$$

여기서, r 과 w 는 상대습도와 가중함수이다. Fig. 6은 WV 채널의 가중함수가 위도에 따라 변화하는 것을 보여주며, 분석 사례는 9월에 해당한다. 위도에 따른 수증기 채널의 가중함수는 +20 ~ +35°의 위도에서는 300 hPa에서 최대점이 나타났으며, 그 이상과 이하에 해당하는 위도에서는 더 낮은 기압층에서 최대점이 나타남을 알 수 있다.

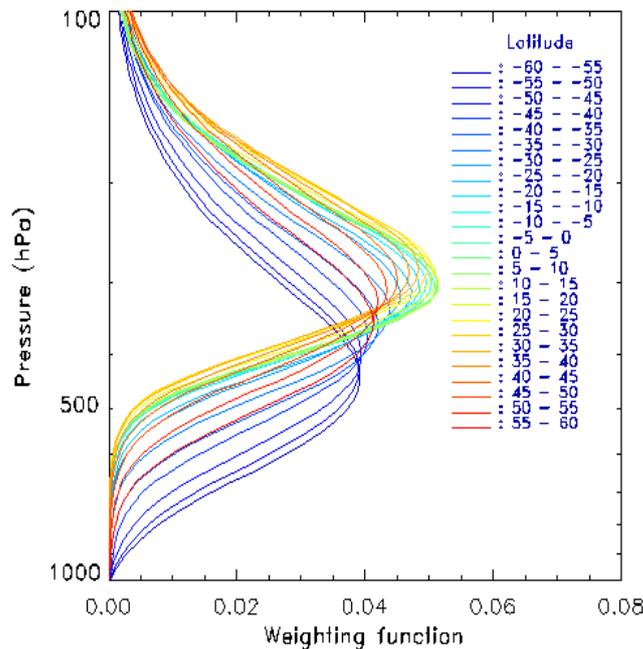


Fig. 6. Normalized sensitivities of the water vapor channel as a function of the latitude. The sensitivities are calculated at 5° latitude interval.

3.3. 산출과정

3.3.1. 알고리즘 흐름도

CMDPS (COMS Meteorological Data Processing System)의 UTH 산출모듈에서는 위의 2절에서 소개한 Soden and Bretherton (1996)의 방법을 이용하여 UTH를 산출하며, 시간에 따른 각각의 입력 자료와 알고리즘의 실행과정은 Fig. 7에 간략하게 나타내었다. Fig. 7에 나타낸 바와 같이, 알고리즘 실행을 위한 입력 자료는 WV 채널의 L1b 휘도온도, 구름탐지 결과, 위성천정각, 위/경도 정보, 알고리즘 상수 및 계수, 알고리즘 천정값(threshold value) 등으로 구성되며, 이들 자료를 이용한 UTH 산출 흐름도는 Fig. 8에 나타낸 바와 같다.

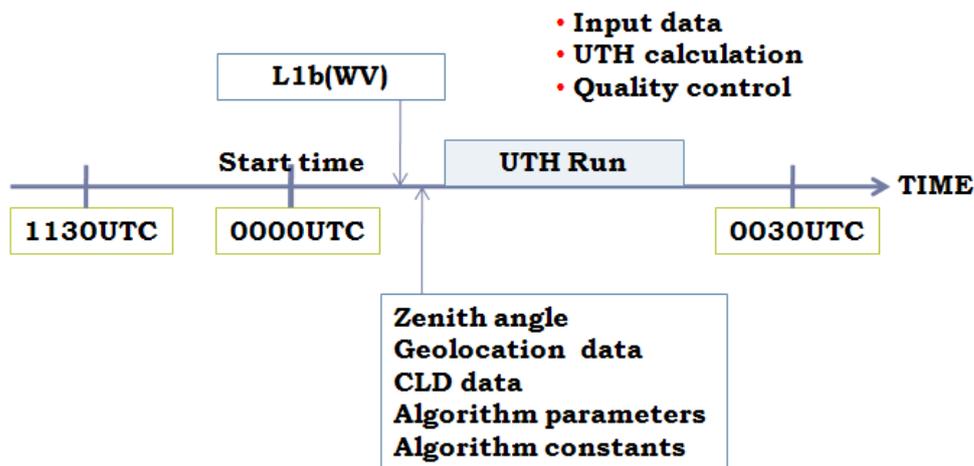


Fig. 7. Schematic diagram of the sequential procedure for UTH retrieval.

UTH 산출과정은 크게 품질검사 (Quality Control; QC)과정과 계산과정으로 분류할 수 있으며, 알고리즘 흐름에 따른 각각의 산출과정은

- ① 구름탐지 결과를 이용하여 구름/청천으로 판정된 화소를 선정한다. 청천으로 판정된 화소만을 선별하여 다음 계산 과정을 수행한다.
- ② 청천으로 판정된 개별 화소에 대한 WV 채널의 휘도온도가 허용범위를 만족하는지 검사하여 다음 계산 과정을 수행한다.
- ③ 타겟 화소를 기준으로 하여 가장 가까운 주변 화소들 (9×9 화소)에 대한 구름 유입 비율 검사와 채널 휘도온도의 균질성 검사를 수행한다. 이 검사에 대한 결과는 UTH 산출에는 영향을 미치지 않으나, 검증 프로그램에서 중요한 변수로 사용

된다.

④ 타겟 화소에 대한 UTH 계산을 수행한다. 관측시간과 위치정보로부터 타겟 화소의 기준기압(p_0)을 계산하며, 이를 UTH 계산에 이용한다.

⑤ 산출된 UTH에 대한 품질검사를 수행하며 상세 내용은 다음과 같다.

가. 산출된 UTH의 산출범위 적합성 검사를 수행한다.

나. 타겟 화소에 대한 시간 연속성 검사를 수행한다. 이전 시간에 산출된 UTH 자료와 비교하여 허용범위를 만족하는지 검사한다.

다. 타겟 화소에 대한 공간 연속성 검사를 수행한다. 타겟 화소와 인접한 주변 화소들에서 산출된 UTH와 비교하여 허용범위를 만족하는지 검사한다.

⑥ 개별 화소에 대한 UTH 산출자료와 품질검사 결과자료를 저장한다.

와 같이 요약할 수 있다.

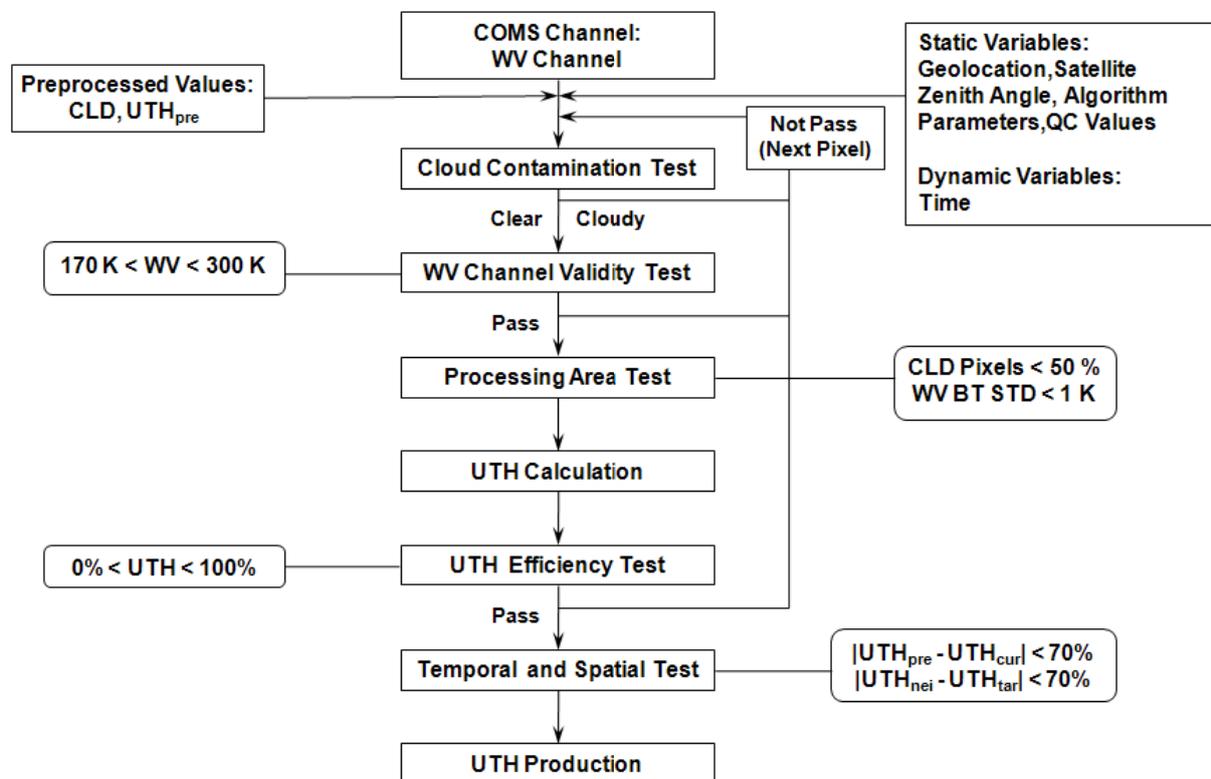


Fig. 8. Flowchart of the UTH retrieval procedure.

3.3.2 모듈구성

1) 상세 모듈구성

UTH 산출 모듈은 1개의 주프로그램 (main program)과 6개의 모듈 (module)로 구성되어 있으며, 각 모듈의 이름과 이에 대한 구성도는 다음의 Fig. 9에 나타내었다.

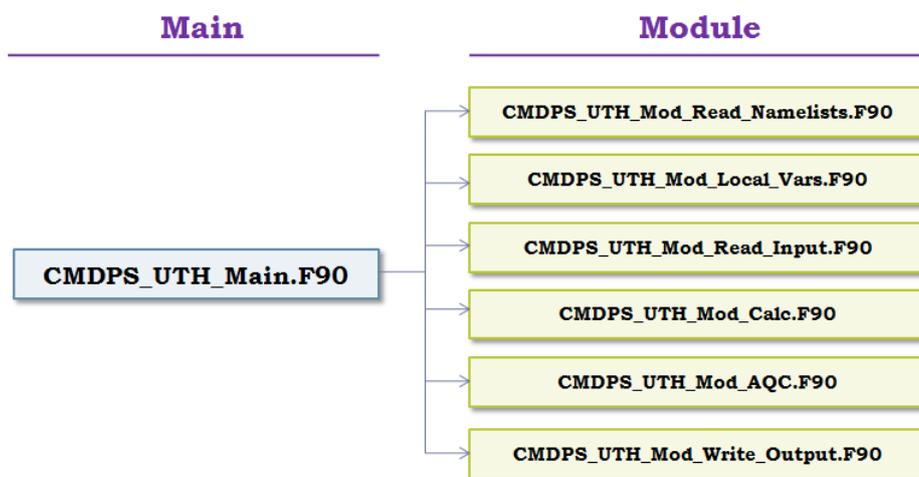


Fig. 9. The program structure of UTH modules in CMDPS.

공통모듈 (share module)을 포함한 전체 UTH 산출 프로그램에 대한 모듈 구성도는 Fig. 10과 같다. 산출모듈의 부프로그램 (subroutine)은 크게 정적자료 및 동적자료를 입력하는 모듈 (static and dynamic inputs), UTH 및 품질검사 정보를 산출하는 모듈, 산출된 정보를 저장하는 모듈로 구성되어 있으며, 공통모듈을 포함한 여러 부프로그램들은 하나의 주프로그램 내에서 알고리즘 흐름 (Fig. 8 참조)에 따라 입력과 계산 및 저장과정을 수행한다. 각 모듈의 기능은

① CMDPS_UTH_Main

UTH 산출 프로그램의 주프로그램으로서, 공통모듈을 포함한 여러 부프로그램들을 호출한다.

② CMDPS_UTH_Mod_Local_Vars

UTH 산출에 사용되는 각 변수들의 배열을 할당하고 할당된 변수들을 초기화 한다. 또한, UTH_Clear_Local_Vars는 이미 사용된 이들 변수를 메모리에서 제거한다.



Fig. 10. Specific elements of UTH module components.

③ CMDPS_UTH_Mod_Read_Namelist

UTH 산출을 위한 주요 알고리즘 천정값들을 정의하고, 이를 namelist 파일로부터 입력받는다.

④ CMDPS_UTH_Mod_Read_Input

UTH_Read_Coeff_p0는 기준기압 계산을 위하여 다항식 형태로 저장된 계수들을

입력하고, UTH_Read_Prev_UTH는 CMDPS_UTH_Mod_AQC 모듈에서 이용할 전시간의 UTH 산출자료를 입력한다.

⑤ CMDPS_UTH_Mod_Calc

UTH를 계산하는 모듈로서, 위/경도 정보 및 관측시간 정보와 UTH_Read_Coeff_p0에서 입력된 다항식 계수를 이용하여 각 화소에 대한 기준기압을 계산하며, 이를 이용하여 UTH를 산출한다. 또한, 1×1 화소 구름유입 검사, WV 채널 휘도온도 유효성 검사 및 산출물 유효성 검사와 같은 주요 품질검사를 수행한다 (3.3.2절의 3) 참조).

⑥ CMDPS_UTH_Mod_AQC

UTH_Time_AQC와 UTH_Space_AQC 프로그램으로 구성되어 있으며, UTH 산출물의 시/공간 연속성 검사를 수행한다.

⑦ CMDPS_UTH_Mod_Write_Output

산출된 UTH와 품질검사 결과를 저장한다.

와 같으며, Table 1에 이를 간략하게 정리하였다.

Table 1. Specific module descriptions of the UTH calculation program.

Module	Subroutine & Function		Contents
CMDPS_UTH_Mod_Read_Namelist	Sub	UTH_Read_Namelist	알고리즘 천정값 입력
CMDPS_UTH_Mod_Local_Vars	Sub	UTH_Init_Local_Vars	지역변수의 배열 선언 및 초기화
		UTH_Clear_Local_Vars	할당된 지역변수 배열 해제
CMDPS_UTH_Mod_Read_Input	Sub	UTH_Read_Coeff_p0	기준기압 다항식 계수 입력
		UTH_Read_Prev_UTH	전 시간의 UTH 산출물 입력
CMDPS_UTH_Mod_Calc	Sub	UTH_Calc	화소별 UTH 산출 및 QC
CMDPS_UTH_Mod_AQC	Sub	UTH_Time_AQC	산출물 시간 연속성 검사
		UTH_Space_AQC	산출물 공간 연속성 검사
CMDPS_UTH_Mod_Write_Output	Sub	UTH_Write_Output	산출자료 저장

2) 상세 입출력 자료

UTH 산출에 필요한 입력 자료는 정적입력 자료와 동적입력 자료로 구분할 수 있다. 정적입력 자료는 알고리즘 상수, 기준기압을 계산하기 위해 저장된 다항식 계수 자료, 위/경

도 정보, 위성 천정각, 알고리즘 천정값 자료가 있으며, 이들은 각각의 외부 파일로부터 입력된다: 알고리즘 상수 및 천정값은 UNI_coef_namelists.nml 로부터 입력되며, 기준기압의 다항식 계수는 p0_ploy_coeff.dat 파일에 저장되어 있다. 알고리즘 상수 및 천정값과 기준기압의 다항식 계수는 사용자의 필요에 따라 이 파일들을 수정하여 모듈에 적용할 수 있다. 동적입력 자료는 WV 채널의 휘도온도 및 화소별 구름 정보, 위성 관측시간, 이전 시간 관측으로 산출된 UTH 자료로 구성된다. 이들 동적입력 자료는 정적입력 자료와 달리 산출 모듈이 실행될 때 마다 새로운 자료들로 갱신된다.

최종 산출물은 개별적인 화소에 대한 UTH 산출자료와 품질정보로 구성된다. 품질정보는 개별적인 품질검사에 대한 결과로서 10 진수 형태로 UTH 산출물과 동일한 파일에 저장된다. UTH 산출 모듈의 상세 입출력 자료에 대한 내용은 Table 2에 간략하게 정리하였다.

Table 2. Detailed input and output data for the UTH algorithm.

INPUT DATA								
Parameter	Mnemonic	Units	Min	Max	Prec	Acc	Res	Source
WV channel BT	wv	K	170	300	0.1	0.1	1×1	L1b
Date	cmdps_time_date	-	-	-	1	1	-	L1b
Satellite Zenith Angle	sat_zen	deg	0	90	0.1	0.1	1×1	L1b
Latitude	lat	deg	-90	90	0.1	0.1	1×1	L1b
Previously produced UTH	prev_uth	%	0	100	0.1	0.1	1×1	L2b
Scenes type	mask	-	0	1	1	1	1×1	L2b
BT Lower Threshold	tb_min	K	170	-	1	1	1×1	Setup Parameter
BT Upper Threshold	tb_max	K	-	300	1	1	1×1	Setup Parameter
Algorithm Constant	const_a	-	-	-	-	-	-	Setup Parameter
	const_b	K ⁻¹	-	-	-	-	-	Setup Parameter
p ₀ Constant	coeff_p0	-	-	-	-	-	-	Setup Parameter
Rate of Clear Pixel	clear_pix	%	-	50	-	-	1×1	Setup Parameter
Stddev of WV BT	wv_std	K	-	1	-	-	9×9	Setup Parameter
Temporal Continuity Test	uth_time	%	-	70	-	-	1×1	Setup Parameter
Spatial Continuity Test	uth_space	%	-	70	-	-	1×1	Setup Parameter
Processing segment size	proc_size_uth	pixel	-	9	-	-	9×9	Setup Parameter
UTH Lower Threshold	uth_min	%	0	-	1	1	1×1	Setup Parameter
UTH Upper Threshold	uth_max	%	-	100	1	1	1×1	Setup Parameter
Logic Operation Unit	use_prev_uth	-	-	-	-	-	-	Setup Parameter
OUTPUT DATA								
Parameter	Mnemonic	Units	Min	Max	Prec	Acc	Res	To.
UTH	uth	%	0	100	0.1	0.1	1×1	-
Quality Flag	uth_flag	-	0	64	1	1	1×1	-
Number of Clear Pixel	cel_count	pixel	0	81	1	1	1×1	-

3) 품질검사

품질검사는 크게 두 부분으로 구성된다: 개별 화소 (1×1 화소)에 대한 품질검사와 검증영역 (9×9 화소)에 대한 품질검사. 검증영역에 대한 품질검사는 구름 유입량 검사

와 휘도온도 균질성 검사로 구성되며, 이들 검사에 대한 결과는 개별 화소에 대한 산출물의 생산에는 직접적인 영향을 미치지 않으나, 차후 산출물의 검증에 중요한 정보를 포함한다. 반면, 개별 화소에 대한 품질검사는 산출에 직접적인 영향을 미치는 구름유입 검사 및 휘도온도 유효성 검사, 산출물 유효성 검사로 구성되며, 산출에는 영향을 미치지 않으나 산출물의 품질정보만을 제공하는 시/공간 연속성 검사로 구성된다. 이들 품질검사에 대한 내용은 Table 3에 간략히 정리하였다.

Table 3. Specific descriptions of quality check in the UTH calculation module.

Bit	Contents	Availability	Criterion
0	-	가능	모든 검사를 통과한 경우
1	구름유입 검사	불가	구름이 유입된 경우
2	휘도온도 유효성 검사	불가	WV 채널의 휘도온도가 유효범위(170K < BT < 300K)를 벗어난 경우
4	산출물 유효성 검사	불가	산출물이 유효범위(0% < UTH < 100%)를 벗어난 경우
8	공간 연속성 검사	가능	해당 화소 주위의 산출물과의 차가 70% 이상인 경우
16	시간 연속성 검사	가능	동일한 화소에 대한 전 시간 산출물과의 차가 70% 이상인 경우
32	구름 유입량 검사 [†]	가능	9×9 화소의 구름 유입량이 50% 이상인 경우
64	휘도온도 균질성 검사 [†]	가능	구름을 제외한 9×9 화소에 대한 WV 채널 휘도온도의 표준편차가 1K 이상인 경우

[†] quality control for processing area to use in the validation modules

3.4. 검증

3.4.1. 검증방법

자료처리시스템에서 산출된 UTH는 지상관측 자료와 비교하여 산출물의 정확도를 검증하게 된다. 검증에 사용하는 지상관측 자료는 라디오존데 sounding 자료를 기본으로 하며, 지상관측 자료와 위성관측으로 산출된 자료와의 타당한 비교를 위해서 1×1 화소로 산출된 UTH 자료를 9×9 화소 (~36 km FOV at nadir)로 평균하였다. 위의 3.3절에서 언급한 바와 같이, UTH 산출물을 9×9 화소로 평균하는 과정에서 전체 화소에 대한 구름 유입 비율 검사 결과와 WV 채널의 휘도온도 균질성 검사 결과를 이용하게 되며, 이들 검사를 정상적으로 통과한 자료만을 비교·검증에 사용하였다.

라디오존데 sounding 자료를 이용하여 UTH를 계산하기 위해서 다음의 식을 사용하여

층별 대기의 수증기압과 포화수증기압을 계산할 수 있다 (Vedel, 2003).

$$e_s(T) = 611.21 \times \exp \left[17.502 \times \frac{T - 273.16}{T - 32.19} \right] \quad (5)$$

$$e_s(T_d) = 611.21 \times \exp \left[17.502 \times \frac{T_d - 273.16}{T_d - 32.19} \right] \quad (6)$$

여기서, T 와 T_d 는 라디오존데로 관측한 층별 온도와 노점온도를 나타내며, $e_s(T_d)$ 와 $e_s(T)$ 는 층별 대기의 수증기압 및 포화수증기압을 나타낸다. 각각의 대기층에 대한 상대습도는

$$r = \frac{e_s(T_d)}{e_s(T)} \times 100 \quad (7)$$

와 같이 정의된다. 위의 3.2절에서 기술한 바와 같이, 위 식으로 계산한 상대습도에 표준화된 가중함수 w 를 곱하여 UTH를 산출할 수 있다.

$$UTH = \frac{\int_{p_{sfc}}^{p_{TOA}} r w dp}{\int_{p_{sfc}}^{p_{TOA}} w dp} \quad (8)$$

위 식으로 계산한 UTH는 식(4)의 \hat{r} 과 동일한 물리량이며, 가중함수 w 는 Fig. 4에 나타난 것과 동일하다.

3.4.2. 검증자료

자료처리시스템에서 산출된 UTH의 정확도를 비교·검증하기 위해서 GTS (Global Telecommunication System) 자료를 Ground Truth 자료로 이용하였다. Fig. 11은 COMS (Communication, Ocean, and Meteorological Satellite)의 FOV (Field of View) 내에 위치하는 약 530개의 고층기상 관측소를 나타낸 것으로서, 이들 고층기상 관측소에서 관측한 sounding 자료 (0000, 0600, 1200, 1800 UTC)를 검증에 이용하였다.

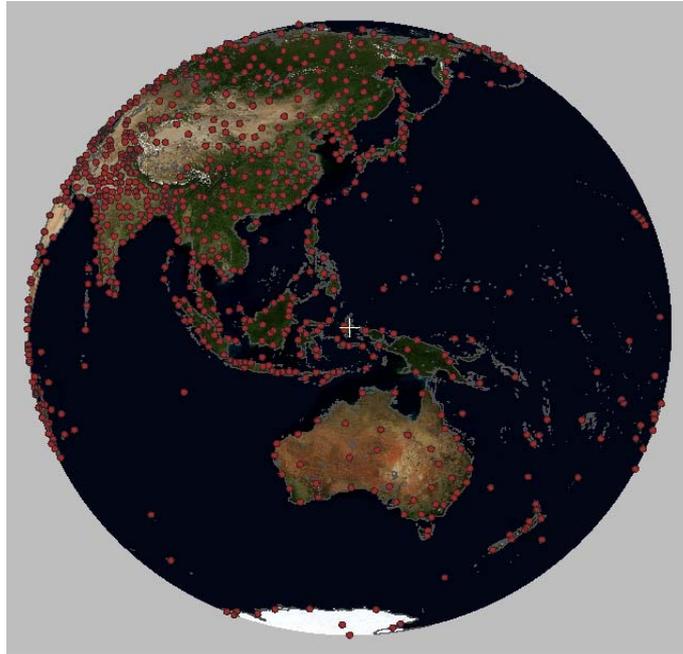


Fig. 11. The geophysical locations of upper-air station within the COMS FOV used in the validation.

전문 형태로 보고되는 GTS 자료의 특성으로 인하여 양질의 자료만을 선별하여 검증에 활용하기 위해서 sounding 자료에 대한 품질검사를 선행하였다. 이를 위하여 Knabb and Fuelberg (1997)가 제안한 다음과 같은 품질검사 방법을 이용하여 검증 자료를 선별하였다: 1) GTS에 정상적으로 보고된 sounding 자료가 20개 층 이상 포함된 고층관측소 자료, 2) 온도 프로파일이 100 hPa 이하의 고도까지 보고된 자료, 3) 수증기 (i.e., 이슬점 온도) 프로파일이 250 hPa 이하의 고도까지 보고된 자료, 4) 수증기량이 약 93% 이하 (i.e., dew-point depression > 1)인 층으로만 구성된 보고 자료, 5) 관측소의 지상기압이 1000 hPa 이상인 자료, 6) 보고 자료에 심각한 오류가 포함되지 않은 자료. 또한, 500 ~ 200 hPa 사이의 수증기량을 추정하는 UTH의 특성으로 인하여 이들 6 단계의 품질검사와 더불어 500 ~ 200 hPa 범위의 대기층에 대하여 수증기 프로파일이 11 개 층 이상 보고된 자료만을 사용하였다. 이러한 7 단계의 품질검사 과정을 통과한 라디오존데 sounding 자료를 이용하여 식 (5) ~ (8)의 과정으로 UTH를 계산하고, 이를 검증에 활용하였다.

3.4.3. 시공간일치방법

각각의 고층기상 관측소에서 0000, 0600, 1200, 1800 UTC에 관측된 자료가 GTS에 보고되며, 이들 자료가 관측된 시간과 가장 근접한 시간 (± 30 분 이내)에 자료처리시스템에서 산출된 UTH 자료와 비교·검증을 수행하게 된다. 또한, 지상관측 자료와 위성산출 자료의 공간적 일치를 위해서 고층기상 관측소의 위치 (위/경도)와 가장 근접한 위치에 해

당하는 위성영상 화소를 타겟으로 하여, 타겟 화소를 중심으로 9×9 화소 평균된 UTH 산출물을 검증에 이용한다.

3.4.4. 검증결과분석

UTH 산출자료는 시·공간 일치자료를 이용하여 다음의 식으로 정의되는 rmsd, bias 및 상관계수 R을 계산함으로써, 정량적으로 비교할 수 있다.

$$\text{rmsd} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - A_i)^2} \quad (9)$$

$$\text{bias} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - A_i) \quad (10)$$

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P}_i)(A_i - \bar{A}_i)}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P}_i)^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A}_i)^2}}$$

(11)

여기서, P와 A는 각각 추정량과 실제량을 나타내는 것으로서, 자료처리시스템에서 산출된 UTH는 추정량에 해당하며, 실제량은 Ground Truth 자료, 즉 라디오존데에서 관측한 UTH이다.

Fig. 12는 UTH 산출자료를 지상 관측 자료와 비교한 결과를 나타낸 것으로서, 전구영역에 대하여 2011년 4월 1일부터 6월 30일까지 3개월 동안 관측한 COMS의 자료를 이용하였다. Fig. 12에 나타낸 바와 같이, UTH 산출물의 비교/검증 결과, rmsd와 상관계수는 각각 17.55 %와 0.31이다.

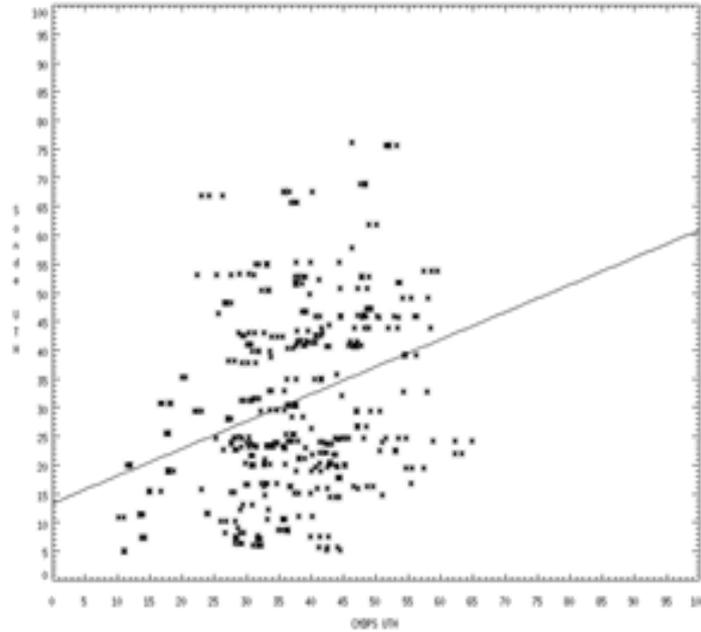


Fig. 12. Comparison of UTH retrieved from COMS and those of radiosonde soundings on April to June 2011.

4. 산출결과 해석방법

CMDPS에 적용된 UTH 산출 모듈의 실행 결과를 검사하기 위해 COMS에서 관측한 자료를 이용하여 UTH를 산출하였다. 수행 사례일은 2011년 7월 17일 0115 UTC이며, 모듈에서 산출된 UTH의 결과는 Fig. 13에 나타내었다. Fig. 13에 나타낸 바와 같이, UTH 산출 영역은 COMS의 동아시아 영역이며, 흰색으로 나타낸 화소들은 구름탐지 모듈의 선행 결과를 이용하여 구름으로 판정된 화소들과 품질검사를 정상적으로 통과하지 못한 화소들이다. 이들 화소의 95% 이상은 구름으로 판정된 화소들이며, UTH 산출 영역과 정확도는 구름탐지 모듈의 선행 결과에 크게 의존한다. 태평양지역 (위도 30°N 부근) 및 한반도 지역의 경우는 UTH가 20 ~ 60% 미만의 분포를 가진다.

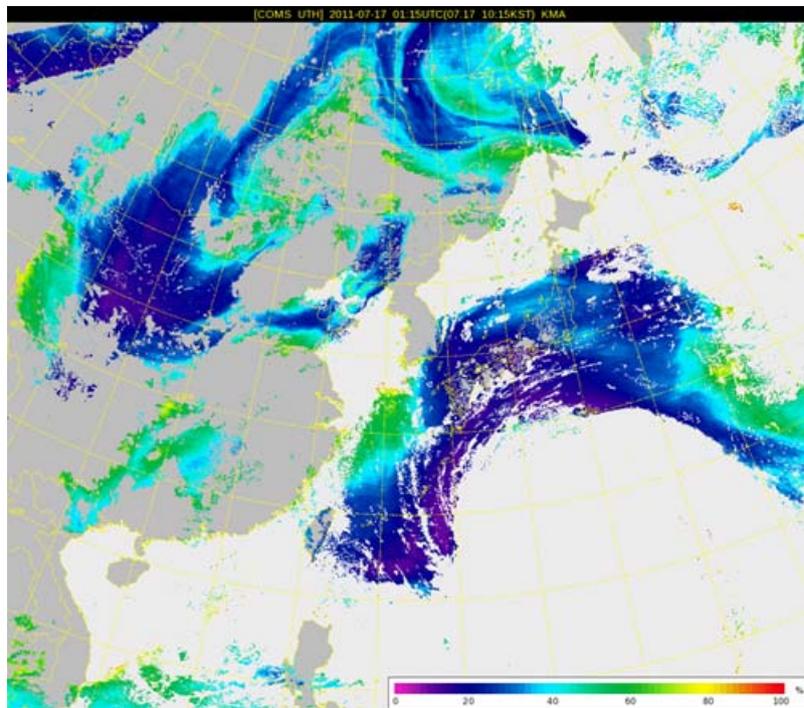


Fig. 13. Retrieved UTH from COMS at 0115 UTC on July 17 2011.

5. 문제점 및 개선 가능성

본 연구에서는 향후 운용될 COMS의 휘도온도 자료를 이용한 UTH 산출 알고리즘 개발과 CMDPS의 UTH 산출 프로그램의 개발, 그리고 산출물의 검증 및 정확도 향상에 대해 논의 하였다.

본 연구를 통해 제시한 알고리즘 상수는 전구영역에 대하여 통계적인 방법으로 산출한 것이므로 계절적, 지형적 요인에 의한 특성이 반영되지 못하는 단점이 있다. 이에 대해 Huang et al. (2004)의 연구에서는 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 자료를 이용하여 계절과 위/경도의 구분에 따른 세분화된 알고리즘 상수를 적용함으로써 산출 정확도가 향상될 수 있음을 보였다. 현재 계절의 변동에 따른 월별 알고리즘 상수는 적용되어 운용 중이며, 향후 CMDPS의 UTH 산출에 이용될 알고리즘 상수의 정확도 향상을 위해서는 이러한 세분화가 필요할 것으로 사료된다.

6. 참고문헌

김용상, 서애숙, 김해동, 1997: GMS-5 수증기 채널 자료를 이용한 상층 습도장 산출과 활용. 대한원격탐사학회.

- Chevallier, F., 2001: Sampled databases of 60-level atmospheric profiles from the ECMWF analyses. ECMWF, Reading, UK, NWP SAF Technical Report No. 4, 27pp.
- Elliot, W. P., and D. J. Gaffen, 1991: On the utility of radiosonde humidity archives for climate studies, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1507–1520.
- Goody, R. M., 1964: *Atmospheric radiation, vol. 1, Theoretical basis*, Oxford University Press, New York.
- Harries, J. E., 1997: Atmospheric radiation and atmospheric humidity, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 2173–2186.
- Hayden, C. M., W. L. Smith, and H. M. Woolf, 1981: Determination of moisture from NOAA polar orbiting satellite sounding radiances. *J. Appl. Meteor.*, 20, 450–466.
- Huang, Y., M. Wang, and J. Mao, 2004: Retrieval of upper tropospheric relative humidity by the GMS-5 water vapor channel: a study of the technique. *Adv. Atmos. Sci.*, 21, 53–60.
- Kiehl, J. T., and B. P. Briegleb, 1992: Comparison of the observed and calculated clear sky greenhouse effect: Implications for climate studies. *J. Geophys. Res.*, 97, 10,03–10,049.
- Knabb, R. D., and H. E. Fuelberg, 1997: A comparison of the first-guess dependence of precipitable water estimates from three techniques using GOES data. *J. Appl. Meteor.*, 36, 417–427.
- Lindzen, R. S., 1990: Some coolness concerning global waxming. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 288–299.
- MSC, 1997: *The GMS user's guide*. Meteorological Satellite Center, Tokyo, 190 pp.
- Raschke, E., and W. R. Bandeen, 1967: A quasi-global analysis of tropospheric water vapor content from TIROS-IV radiation data. *J. Appl. Meteor.*, 6, 469–481.
- Schmetz, J., and O. M. Turpeinen, 1988: Estimation of the upper tropospheric relative humidity field from METEOSAT water vapor image data. *J. Appl. Meteor.*, 27, 889–899.
- Soden, B. J., and F. P. Bretherton, 1993: Upper tropospheric Humidity from the GOES 6.7 μm channel : Method and climatology for July 1987. *J. Geophys. Res.*, 98, 16669–16688.
- _____, and F. P. Bretherton, 1996: Interpretation of TOVS water vapor radiances in terms of layer-average relative humidity : Method and climatology of

- upper, middle, and lower troposphere. *J. Geophys. Res.*, 101, 9333–9343.
- Stephens, G. L., 1990: On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperature. *J. Climatol*, 3, 634–645.
- Vedel. H., 2003: Radiosonde data specification document. Danish Meteor. Ins.. [Available at <http://web.dmi.dk/pub/tough/deliverables/d58.html>]

Appendix

- Park, J. H., J. Y. Ha, S. M. Park, and K. M. Lee, 2007: Validation of upper tropospheric humidity inferred from the water vapor channel of Geostationary Satellites for the Summer Season in the East Asian region. *J. Korea Meteor. Soc.*, 43, 223–237.

JOURNAL OF THE KOREAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 43, 3, 2007, p.

Validation of upper Tropospheric Humidity Inferred from the Water Vapor Channel of Geostationary Satellites for the Summer Season in the East Asian Region

Joong-Hyun Park, Jung-Yup Ha, Sang-Min Park and Kwang-Mog Lee

Dept. of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, Daegu, Korea
(Manuscript received 10 April 2007; in final form 11 June 2007)

Abstract

Upper Tropospheric Humidity (UTH), the mean relative humidity for the layer from 500 to 200 hPa, can be retrieved from data of the 6.7 μm water vapor channel of meteorological satellites. The present study aims to assess the validity of the UTH retrieval algorithm, which will be incorporated into the data processing system of Communication, Ocean and Meteorological Satellite (COMS), for the summer season in the East Asian region. We analyze the algorithm parameters and the coefficients for the water vapor channels of Geostationary Meteorological Satellite-5 (GMS-5) and Geostationary Operational Environmental Satellite-9 (GOES-9) using the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) reanalysis data. The coefficients applicable to data of the COMS water vapor channel are also determined. As COMS is not operating yet, the brightness temperatures of GMS-5 and GOES-9 have been used for the validation of the algorithm. UTH values calculated from radiosonde profiles of upper-air stations in the region are compared with UTHs retrieved from collocated satellite data. When the ECMWF-based coefficients are used, the root-mean-square difference between the retrieved and the measured UTHs is about 5.3 and 7.5%, respectively, for GOES-9 and GMS-5. However, the retrieved UTHs from GMS-5 data tend to be larger than those of radiosonde data. It has been noticed that brightness temperatures of GMS-5 are different from those calculated by the radiative transfer model. Thus, we have determined the algorithm coefficients using GMS-5 data and UTHs of radiosonde profiles. This improves the performance of the algorithm considerably; the root-mean-square difference decreases to about 4.3%. The results suggest that determining the algorithm coefficients from satellite data and in situ measurements of UTH is a practical measure of the UTH algorithm, if brightness temperatures of the water vapor channel behave differently, like GMS-5, from those of theoretical calculations.

Key words: upper tropospheric humidity, COMS, water vapor channel, remote sensing

1. Introduction

Water vapor is a dominant greenhouse species and plays an important role in most of atmospheric processes by releasing latent heat during the condensation. Upper tropospheric humidity (UTH) affects climate variations in models on various temporal and spatial scales [Geer *et al.*, 1999]. To evaluate and forecast the climate variation, reliable observation of water

vapor amount in the upper troposphere is required.

In the East Asian region, Geostationary Operational Environmental Satellite-9 (GOES-9) at 155°E longitude had performed meteorological observation during a couple of years until August 2005, after replacing Geostationary Meteorological Satellite-5 (GMS-5) on May 2003. GMS-5 was operated by the Japan Meteorological Agency (JMA) and was positioned above the equator at 140°E longitude. In order to measure the water vapor amount in the upper troposphere, the Visible and Infrared Spin Scan Radiometer (VISSR) of GMS-5 and the VISSR Atmospheric Sounder (VAS) of GOES-9 used the water vapor channel centered at 6.7 μm (or 1500 cm^{-1}). Korea Meteorological Administration (KMA) is planning to launch the first Korean meteorological satellite

Corresponding Author: Kwang-Mog Lee, Dept. of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, 1370 Sankyuck-dong, Buk-gu, Daegu 702-701, Korea.
Phone : +82-53-950-6363, Fax : +82-53-950-6359
E-mail: kmlee@knu.ac.kr

named Communication, Ocean and Meteorological Satellite (COMS) in late 2008. Proposed channels include the same water vapor absorption channel.

Since late 1980s, various UTH retrieval techniques have been developed for the water vapor channel of geostationary satellites. Schmetz and Turpeinen [1988], for instance, suggested an algorithm to estimate the relative humidity for the layer between 600 and 300 hPa from data of the Meteorological Satellite (METEOSAT) 6.3 μm channel. Using forward radiative transfer calculations, they constructed the look-up table of brightness temperature differences between 11.5 and 6.3 μm channels for various humidity conditions. Then, UTH is estimated from the difference of the observed brightness temperatures. Their results show about 10.2% root-mean-square difference (RMSD) when compared with UTHs derived from radiosonde observations. Soden and Bretherton [1993, hereafter SB93] proposed an UTH retrieval technique using data of the GOES-7 6.7 μm channel. They assumed a simplified model atmosphere for the upper troposphere between 500 and 200 hPa, and derived a logarithmic relationship between the brightness temperature and the UTH. As reported by Soden *et al.* [1994], the retrieved UTHs are in agreement with those of Raman Laser Imaging Detection and Ranging (LIDAR) within about 6.0% RMSD and with those of radiosonde soundings within about 8.9% RMSD.

In the present study, we adopt the SB93 method for the retrieval of UTH, and determine the values of retrieval equation constants applicable to COMS, GMS-5, and GOES-9 for the East Asian region during the summer time. The purpose of the present study is to assess the validity of the UTH retrieval algorithm based on SB93 by comparing with radiosonde measurements. The retrieval results of GMS-5 and GOES-9 are used for the comparison, since COMS data are not available yet. We expect retrieved UTH products from COMS, when its data become available, would have similar accuracy to those of GMS-5 and GOES-9 as the characteristics of the water vapor channel of the three satellites are alike.

Theoretical basis for the UTH retrieval algorithm is introduced in section 2, along with the analysis of

algorithm parameters and coefficients. Retrieval results and comparisons with radiosonde soundings are presented in section 3. Finally, we summarize and conclude our results in section 4.

2. Descriptions of the algorithm

The UTH retrieval method developed by SB93 is based on a relationship between the brightness temperature of the water vapor channel and the upper tropospheric relative humidity. They assumed a model atmosphere for the upper troposphere centered at 300 hPa where the air temperature is 240 K, with a particular temperature lapse rate, and derived the brightness temperature as a function of mean relative humidity using the strong-line approximation in the transmittance calculation for the water vapor channel. The relationship given by SB93 is expressed as

$$\ln \left(\frac{\bar{r} p_o}{\beta \cos \theta} \right) = a + b T_{6.7}, \quad (1)$$

where \bar{r} is the mean relative humidity in the upper troposphere between 500 and 200 hPa (about 5.5~12.0 km), defined as the weighted average of relative humidity by the sensitivity function (see section 2.c) of the channel, p_o is the normalized base pressure, defined as the pressure at air temperature of 240 K normalized by 300 hPa, β is the non-dimensional temperature lapse rate, θ is the zenith angle of the satellite, a and b are the algorithm coefficients, and $T_{6.7}$ is the brightness temperature of the 6.7 μm water vapor channel.

In order to apply Eq. (1) to satellite brightness temperatures, the algorithm coefficients have to be determined from the brightness temperatures for known \bar{r} , p_o , and β . This is possible when ground truth measurements and collocated satellite data have been accumulated for a long period of time. Another way, used in the present study, is to use simulated brightness temperatures for known atmospheric conditions. Once the coefficients are determined, UTH (i.e., the mean relative humidity) can be estimated from Eq. (1). Due to complicated effects of clouds, we only apply the method for clear skies.

31 August 2007

Joong-Hyun Park *et al.*

3

a. Atmospheric profile data

In order to analyze the algorithm parameters, such as the normalized base pressure and the temperature lapse rate, and to determine the coefficients, we used the 60-level sampled database of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) analysis system [Chevallier, 2001]. The database was produced by the ECMWF 40-year reanalysis assimilation system with the 3-dimensional variational scheme described by Courtier *et al.* [1998]. The profiles are selected for a period from January 1992 to December 1993. The total sampled database consists of about 13,500 profiles, and provides information on temperature, water vapor, ozone, and cloud at 60 pressure levels from 1013.12 to 0.1 hPa. This database is used to simulate brightness temperatures for the water vapor channels, and to determine the algorithm coefficients. As we are interested in UTH for clear skies, we only collected profiles without cloud contamination. We exclude those data with the dew-point depression smaller than 2 K (relative humidity larger than about 90%) in any place of the profile. This process eliminates most cases, and provides us about 1,200 atmospheric profiles.

b. Algorithm parameters

In the derivation of Eq. (1), SB93 assumed that the central pressure of the upper troposphere is 300 hPa with the temperature of 240 K. The normalized base pressure, $p_o = p(240 \text{ K})/300 \text{ hPa}$, is the pressure of the 240 K isotherm, normalized by the reference pressure of 300 hPa. This factor accounts for the difference of central pressures between the model atmosphere and the real profile. Figure 1 shows the variations of the normalized base pressure with respect to latitude for each month obtained from about 13,500 atmospheric profiles of the ECMWF reanalysis system. The solid lines are the polynomial fits of the normalized base pressures. The base pressure tends to increase with latitude. The value ranges from about 0.9 to 1.5. The tendency and the range are in good agreement with those obtained by Soden and Bretherton [1996], who used 4-year climatology

from ECMWF reanalysis data.

The temperature lapse rate, $\beta = p/T \times dT/dp$, is the non-dimensional parameter, describing the temperature structure of the simplified upper troposphere. Figure 2 shows the variations of the temperature lapse rate with respect to latitude for each month. The fitted temperature lapse rates, indicated by the solid lines, are smaller than about 0.18 at latitudes higher than 30° , while about 0.2 at lower latitudes. The standard deviation is larger at high latitudes and in the winter season. Recently, using the National Center for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis data, Huang *et al.* [2004] analyzed the temperature lapse rate with respect to season in the East Asian region. They also determined the variations of the temperature lapse rate with latitude. The results are nearly identical to those of the present study. However, we did not take into account the variation of the temperature lapse rate, because the variability of the normalized base pressure is significantly larger than that of the temperature lapse rate, resulting in a larger dependence of the $T_{6.7}$ variation on the p_o variation [Soden and Bretherton, 1996].

c. Sensitivity of the water vapor channel

The brightness temperature of the water vapor channel is very sensitive to humidity in the upper troposphere. Figure 3 indicates the sensitivities of the brightness temperature to the variation of the relative humidity in various layers for several different latitudes. Shown are the sensitivities for September. The sensitivity, also defined as the weighting function, has been calculated using the Radiative Transfer for Tiros Operational Vertical Sounder (RTTOV) [Saunders *et al.*, 1999] forward model for simplified model atmospheres, whose temperature lapse rates are those indicated by the solid line in Figure 2(i). Pressure levels are separated by the relation of $\Delta \ln p (\equiv dp/p) = 0.04$ from 1000 to 100 hPa. The peak of sensitivity is located at around 300 hPa at lower latitudes, and it moves downward with increasing latitude to 500 hPa. In the present study, the weighting functions are prepared for each month at every 5° latitude.

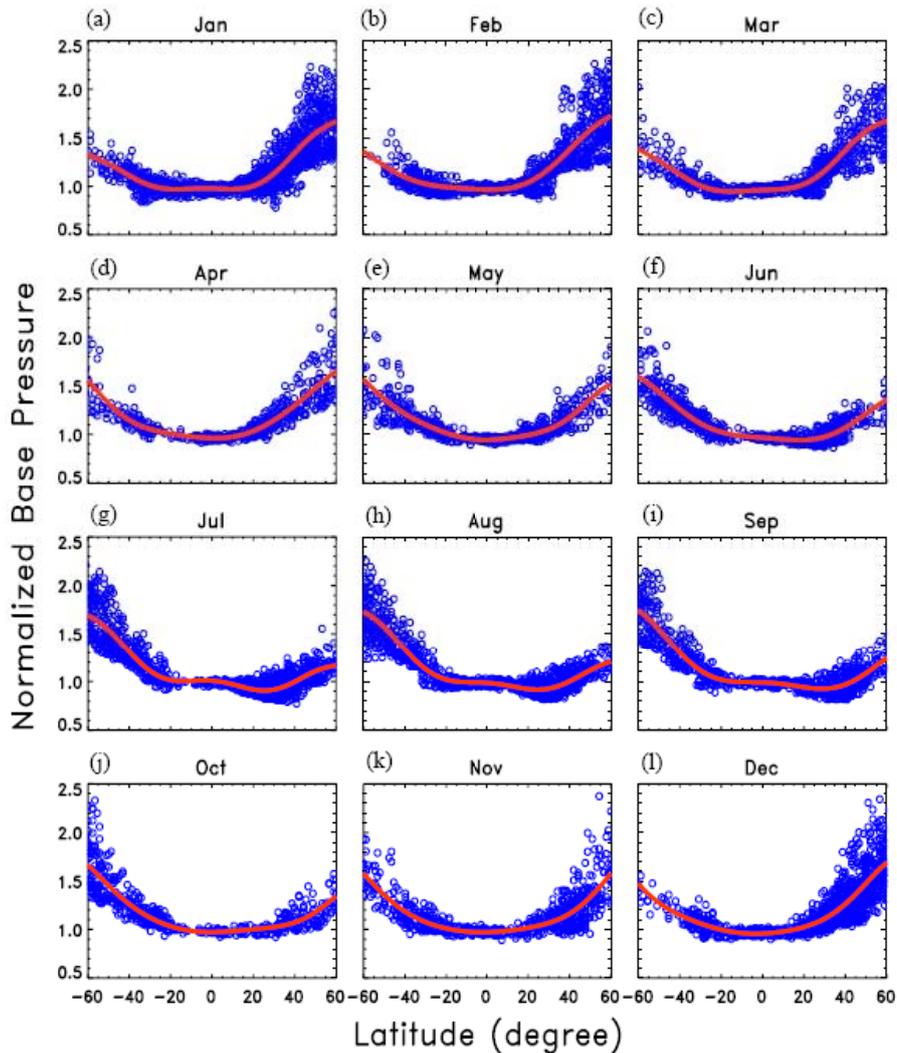


Fig. 1. The latitudinal variations of the normalized base pressure for (a) January, (b) February, ... etc. The solid line in each panel is a polynomial fit for the normalized base pressures.

d. Algorithm coefficients

Information on the water vapor channels of COMS, GMS-5, and GOES-9 are summarized in Table 1. The proposed band center and the band width of the COMS channel are identical to those of GMS-5 and

GOES-9. Thus, the algorithm coefficients for COMS would be similar to those of GMS-5 and GOES-9, unless the relative spectral response of the channel is significantly different. However, determining the correct algorithm coefficients is important, since the magnitude of retrieved UTH from a particular bright-

31 August 2007

Joong-Hyun Park *et al.*

5

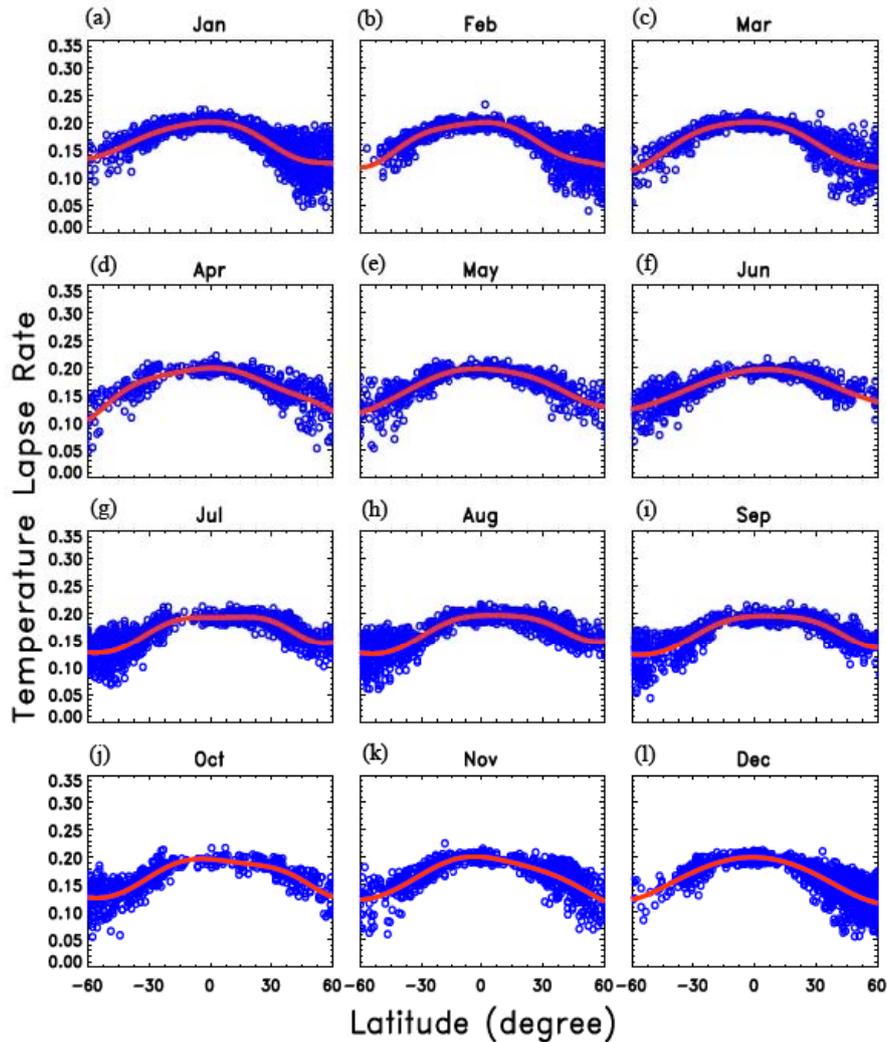


Fig. 2. The latitudinal variations of the temperature lapse rate for (a) January, (b) February, ... etc. The solid line in each panel is a polynomial fit for the temperature lapse rate.

Table 1. Characteristics of the water vapor channel of COMS, GMS-5, and GOES-9. In the case of COMS, the specifications are proposed requirements.

Satellite	COMS	GMS-5	GOES-9
Band Width (μm)	6.5 ~ 7.0	6.5 ~ 7.0	6.5 ~ 7.0
Band Center (μm)	6.75	6.75	6.75
I FOV (μrad)	112 \times 112	140 \times 140	224 \times 224
Detector Type	HgCdTe	HgCdTe	HgCdTe
NE Δ T (K)	≤ 0.85 at 220 ≤ 0.12 at 300	≤ 1.50 at 220 ≤ 0.22 at 300	≤ 0.18 at 230

ness temperature depends on the coefficients. In addition, retrieved UTH is systematically biased when improper algorithm coefficients are used [Soden and Bretherton, 1996].

In order to determine the algorithm coefficients,

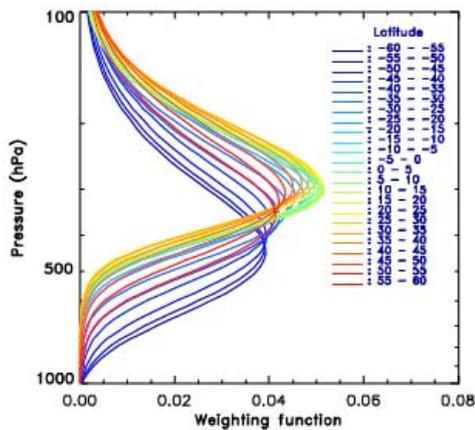


Fig. 3. Normalized sensitivities of the water vapor channel as a function of the latitude. The sensitivities are calculated at 5° latitude interval.

the brightness temperature for each atmospheric profile of the ECMWF sampled database, selected to be clear sky, has been calculated using the RTTOV forward model for the water vapor channels of GMS-5, and GOES-9. For COMS, we used line-by-line radiative transfer model to simulate the brightness temperatures assuming the boxcar spectral response function. The corresponding mean relative humidity, the temperature lapse rate for the layer from 500 to 200 hPa, and the normalized base pressure were also analyzed. Figure 4 shows the scatter plot of $\ln(\bar{\tau} p_o / \cos \theta)$ versus $T_{6.7}$ for GOES-9 and GMS-5. The algorithm coefficients, the intercept and slope of the linear regression, can be determined from the scatter diagram. Results for the three satellites are summarized in Table 2. Consequently, the UTH (i.e., mean relative humidity weighted by the sensitivity function) estimation relationship for the water vapor channel is expressed as

$$UTH = \frac{\cos \theta}{p_o} \exp(a + b T_{6.7}). \quad (2)$$

When the brightness temperatures from COMS

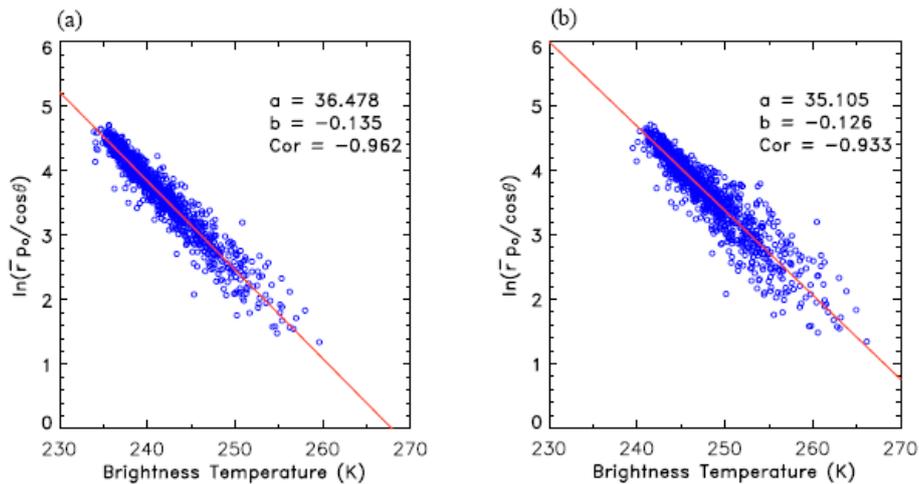


Fig. 4. Scatter plots of $\ln(\bar{\tau} p_o / \cos \theta)$ versus brightness temperatures of the 6.7 μm channel for (a) GOES-9 and (b) GMS-5. Algorithm coefficients are determined using the least-square method. In each panel, the solid line is the linear fit, and a, b, and Cor are the intercept, the slope, and the correlation coefficient, respectively.

31 August 2007

Joong-Hyun Park *et al.*

7

are available, the relationship can be used to estimate UTH amounts. As mentioned earlier, if ground truth measurements, such as LIDAR and radiosonde observations, and collocated brightness temperature are accumulated for a long period, better algorithm coefficients could be determined.

3. Results and discussions

a. Example cases of UTH retrieval

Retrievals of UTH have been done using the brightness temperatures of GMS-5 and GOES-9 to

Table 2. The algorithm coefficients, intercept a and slope b , determined for COMS, GMS-5, and GOES-9 using the profiles of ECMWF reanalysis data.

Satellite	COMS	GMS-5	GOES-9
a	35.285	35.105	36.478
b	-0.131	-0.126	-0.135

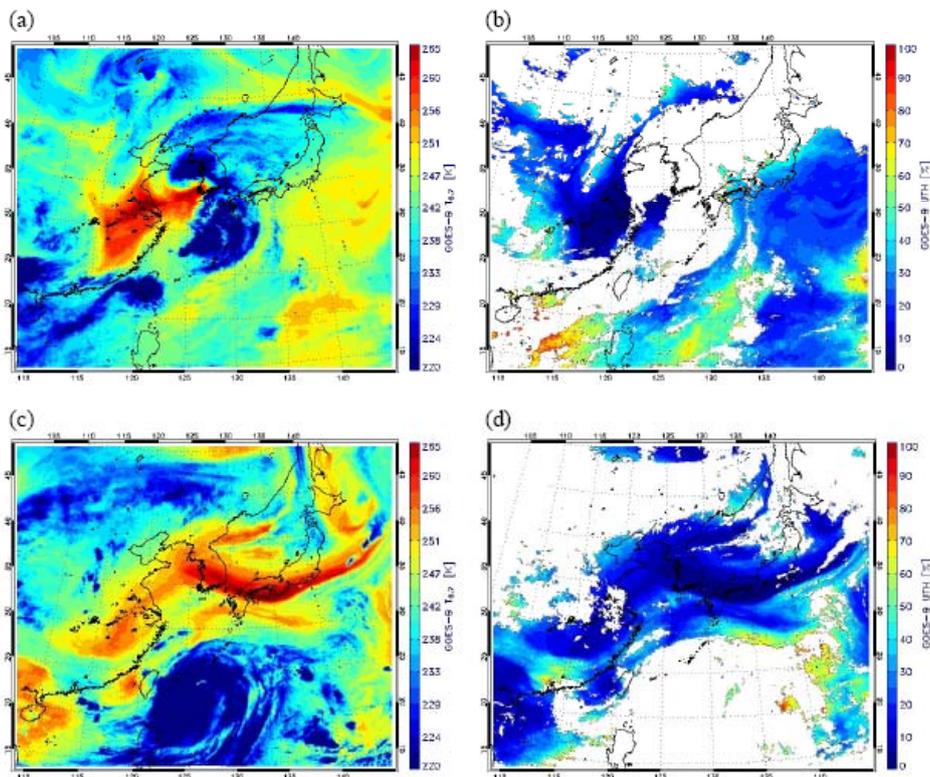


Fig. 5. Brightness temperatures of the water vapor channel (left-hand panels) and retrieved UTHs (right-hand panels) using geostationary satellites data. (a)-(b) For GOES-9 at 0001 UTC on 4 July, and (c)-(d) at 0001 UTC on 11 August 2004. (e)-(f) For GMS-5 at 1230 UTC on 20 July, and (g)-(h) at 1230 UTC on 6 August 2002. White areas in the right-hand panels denote cloud-contaminated pixels.

examine and validate the algorithm for the summer season (July, August, and September) from 2000 to 2002 and from 2004 to 2005, respectively, for the East Asian region. Figure 5 shows four example cases. Shown are the brightness temperatures (left-hand panels) of the water vapor channel and the retrieved UTHs (right-hand panels) for GMS-5 and GOES-9. Upper two panels are for GOES-9 at 0001 UTC on 4 July and 11 August 2004, respectively. Lower two panels are the cases for GMS-5 at 1230 UTC on 20 July and 6 August 2002, respectively.

We are interested in UTHs for clear skies, and cloud contaminated pixels are eliminated in the retrieval procedures using a twofold cloud screening method: (1) threshold cloud test and (2) thin cirrus test. Threshold test makes use of brightness temper-

ature of the 11 μm channel [Soden *et al.*, 1994], and those pixels with lower than a priori determined brightness temperature are considered to be clouds. We used threshold values of 280 K and 285 K for GMS-5 and GOES-9, respectively. This simple method could eliminate most of cloud contaminated pixels. Subsequently, using tabulated differences of brightness temperatures between 11 and 12 μm channels for a given 11 μm brightness temperature, thin cirrus test can eliminate middle- and high-level cloud, particularly thin cirrus [Saunders and Kriebel, 1988]. In Figure 5, the cloud contaminated pixels are indicated by white color in the retrieved UTH field.

In the retrievals, the base pressures were determined from the polynomial fit shown in Figure 1. The UTH retrieval algorithm based on SB93 appears

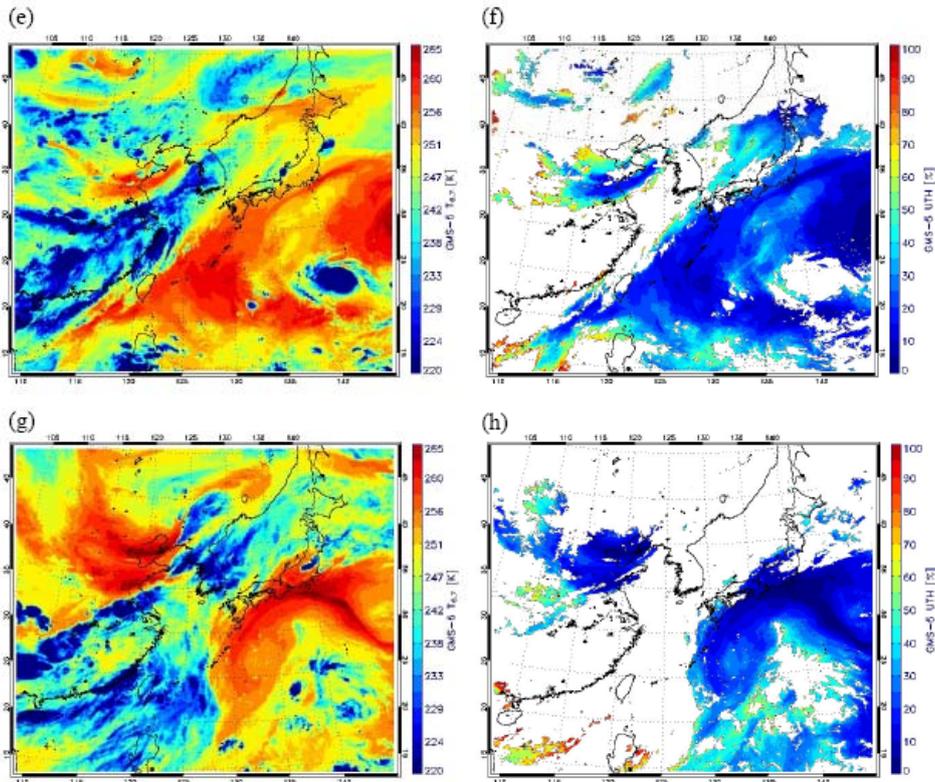


Fig. 5. Continued.

31 August 2007

Joong-Hyun Park *et al.*

9

to be operating well in the region. Warmer (colder) brightness temperatures correspond to a drier (moister) upper troposphere. Note that high values of UTH around cloud edges are caused by imperfect screening of clouds, not by errors in the algorithm.

b. Comparison with radiosonde sounding

In order to validate the retrieved UTHs, we compare with UTHs determined from atmospheric profiles of radiosonde measurements. Sounding data, at 0000 and 1200 UTC, are collected from the Global Telecommunication Systems (GTS) archives for the summer season (July, August, and September) from 2000 to 2002 and from 2004 to 2005 in the East Asian region. GMS-5 brightness temperatures at 2330 UTC and 0030 UTC, and those at 1130 UTC and 1230 UTC are collected. For GOES-9, data at 0001 UTC and 1201 UTC are collected for the comparisons. We use the linear time interpolation to obtain the brightness temperatures of GMS-5, for instance, at 0000 UTC using data at 2330 UTC and 0030 UTC. However, we do not apply the time interpolation for GOES-9. We select data for clear skies using collocated brightness temperatures of 11 and 12 μm channels as well as dew point depressions of the sounding data. Furthermore, we exclude those data with spurious values in the profile and with top pressure larger than 250 hPa [Knabb and Fuelberg, 1997]. Figure 6 reveals 60 sounding stations whose data are used for the validation.

For the comparison, area mean of the brightness temperatures around the radiosonde station was used in the calculation of UTH. In the present study, brightness temperatures within the radius of 18 km (approximately 9×9 pixels) from the station were averaged. We excluded those data with more than 10% of the 9×9 pixels being contaminated by clouds. About 80 data of clear skies for the summer season in 2000–2002 were prepared for GMS-5, and about 120 data in 2004–2005 for GOES-9.

Comparisons of retrieved UTHs with those determined from radiosonde profiles, i.e., the weighted mean relative humidity by the sensitivity function of the water vapor channel, are shown in Figure 7 for

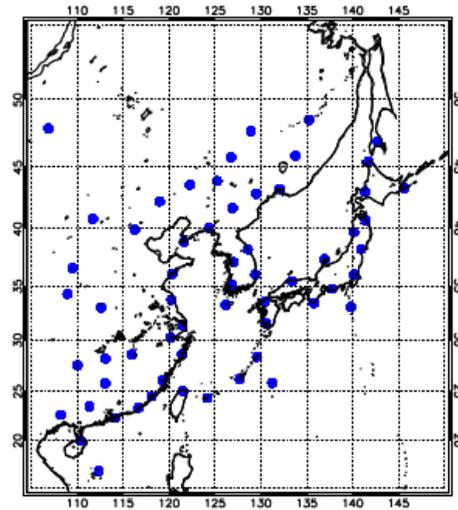


Fig. 6. The locations of 60 radiosonde stations in the East Asian region used for the validation.

GOES-9 and GMS-5. Note that the sensitivity profile changes with latitude, and consequently the pressure range of UTH varies with latitude. UTH corresponds to the relative humidity from 500 to 200 hPa at low latitudes while it corresponds to the relative humidity from 550 to 250 hPa, for instance, at 50–55°N. When calculating the radiosonde UTH, we only take into account the humidity data up to the top pressure of radiosonde data when the top pressure is larger than 200 hPa. This, for many cases, results in a wet bias of radiosonde UTH, as the dry upper part of the UTH layer is not taken into account. Nevertheless, retrieved and observed UTHs are in agreement within about 5.3% RMSD with the correlation coefficient of 0.82 for GOES-9 and within about 7.5% with the correlation coefficient of 0.90 for GMS-5. These are comparable to the results of Soden *et al.* [1994], who reported about 8.9% RMSD when compared to radiosonde data. However, the comparison shows some different features. In particular, bias of the retrieved UTH is small in the case of GOES-9, but it is much larger in the case of GMS-5; the biases are -0.88 and -6.13%, respectively, for GOES-9 and GMS-5.

In order to examine the reasons, we first compare the measured brightness temperatures with the calculated values for both satellites, and the results are shown in Figure 8. Forward calculation of the radiances has been done by RTTOV using the radiosonde profiles. In the calculation of the brightness temper-

atures, the humidity at altitudes above the top of radiosonde data was filled by a negligible amount (eg., 0.0029 g kg^{-1}), and air temperatures was smoothly connected to Middle Latitude Summer profile [McClatchey *et al.*, 1972]. Similar procedures of the filling have been used by Soden *et al.* [1994] and

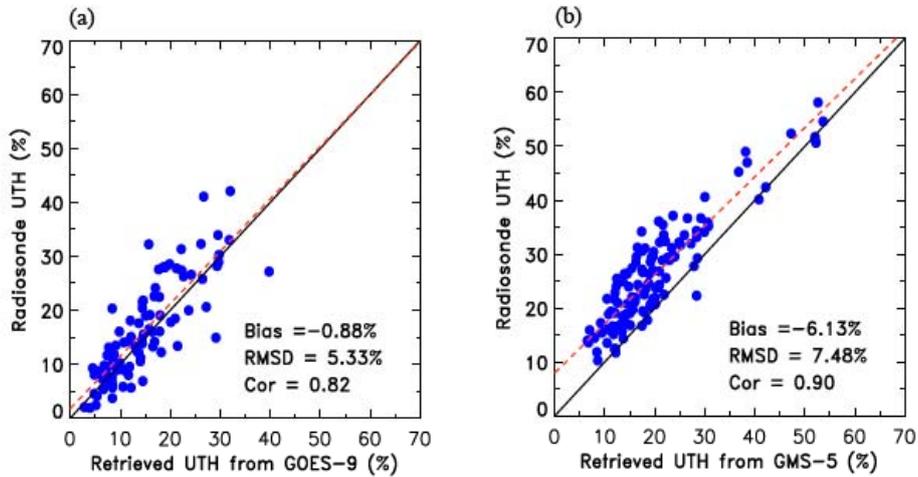


Fig. 7. Comparison of the retrieved UTHs with those of radiosonde soundings in the summer season. (a) For GOES-9 from 2004 to 2005, and (b) for GMS-5 from 2000 to 2002. The dotted lines are the linear fits of the data.

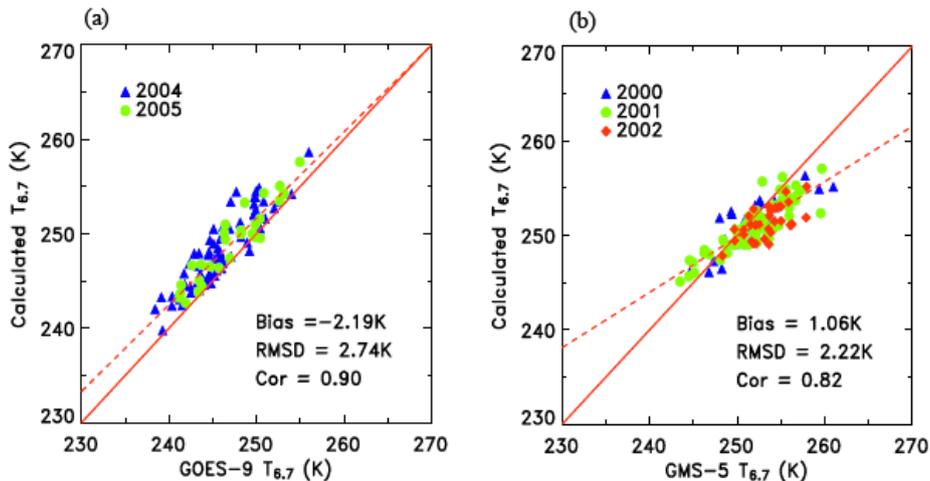


Fig. 8. Scatter plots of satellite-measured brightness temperatures for the $6.7 \mu\text{m}$ channel versus calculated brightness temperatures from RTTOV using radiosonde profiles in the summer season. (a) For GOES-9 from 2004 to 2005, and (b) for GMS-5 from 2000 to 2002. The dotted lines are the linear fits of the data.

31 August 2007

Joong-Hyun Park *et al.*

11

Soden and Lanzante [1996]. This filling might cause some errors in the simulated brightness temperatures, and the effect will be discussed in the subsequent section. The comparison indicates that calculated brightness temperatures for GOES-9 tend to be warm by about 2.2 K. This is comparable to the systematic warm bias of 2.6 K reported by Salathé and Smith [1996], who compared the calculated brightness temperatures by Line-By-Line Radiative Transfer Model (LBLRTM) and the measured brightness temperatures of the GOES-7 water vapor channel. In the case of GMS-5, the bias is relatively small (about 1.1 K) but in the opposite direction. In addition, the simulated brightness temperatures tend to be smaller (larger) above (below) about 250 K. The discrepancies between the measured and the simulated brightness temperatures could be originated from errors in the measured data and errors in the forward calculation of radiances. However, since the bias of the brightness temperature due to the degrading of the satellite sensor could be corrected, the large bias in the case of GOES-9 has to be come from errors in the simulated brightness temperatures. In the followings, possible sources of the discrepancies are discussed.

b.1 Errors in radiative transfer models

Soden *et al.* [2000] recently inter-compared 23 radiative transfer codes used in the UTH retrieval. They found that brightness temperatures of most of coarse-resolution narrowband models (e.g., MODTRAN, Streamer) and parameterized single-band models (e.g., OPTRAN, RTTOV) show good agreement with those of LBLRTM within 1 K. They concluded that various forward models give reliable and consistent results.

We do not expect the RTTOV model, used in the present study, causes the discrepancy of about 2.2 K for GOES-9. Remaining possibility is the errors in the atmospheric profiles used for radiance calculations.

b.2 Errors caused by the filling of humidity

The filling of a small constant humidity at altitudes above the top of radiosonde data used for RTTOV simulations could cause the differences between measured and simulated brightness temperatures. In order to examine the effects of the filling, we replaced the humidity of ECMWF profiles above 250 hPa by a small amount (0.0029 g kg^{-1}). Then, we calculated brightness temperatures again. Comparison of the results with the brightness temperatures of the original ECMWF profiles is shown in Figure 9. The vertical

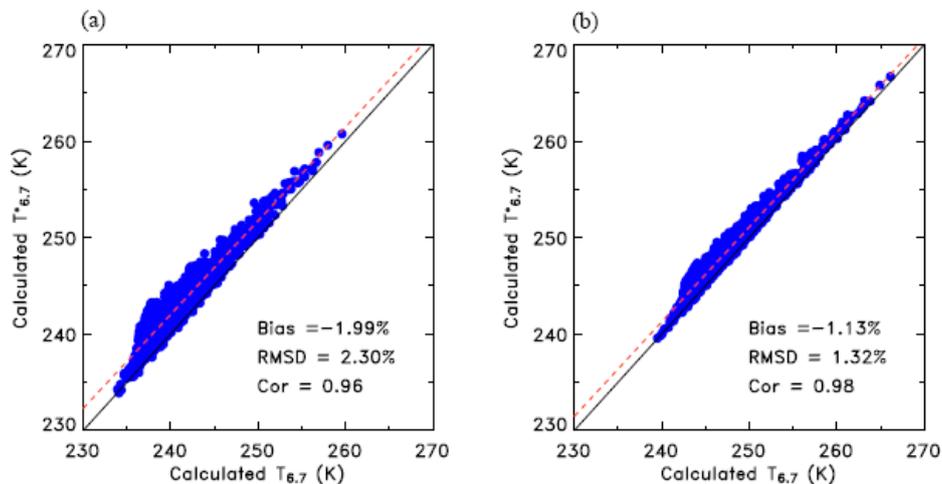


Fig. 9. Scatter plots of calculated brightness temperatures using ECMWF reanalysis data and those using the filling of humidity by a small amount above 250 hPa. (a) For GOES-9, and (b) for GMS-5.

axis (indicated by T^*) is the brightness temperature for the data with the filling. General features are very similar to those shown in Figure 8 for the case of GOES-9. The difference increases as the brightness temperature decreases. The RMSD and bias are very similar. This result indicates that the filling results in warm bias of simulated brightness temperatures. However, the filling of the humidity does not account for the differences for GMS-5.

b.3 Errors in humidity data

Another possible source of errors in the simulated brightness temperatures is the uncertainty in the radiosonde humidity data. Several different types of radiosonde sensor have been used for the upper-air system in the East Asian region (WMO Monitoring reports, <http://www.wmo.int/web/www/IMOP/monitoring.html>). Korean stations have used RS80-H sensors manufactured by Vaisala and VIZ type sensors by Jinyang. Most of Japanese stations have used MEIR80 or MEIR91 manufactured by Meisei, while Chinese stations have used SHANG sensors manufactured by Shanghai. Uncertainties in the humidity data of these sensors are variables. Ferrare *et al.* [2004] showed that relative humidity measured by RS80 type sensors is dry biased by up to 20% in the upper troposphere when compared with that of LIDAR data. Recently, Miloshevich *et al.* [2006] indicated that data of RS80 type are drier by 10~20% compared with those of Cryogenic Frostpoint Hygrometer. Other types of humidity sensors reveal dry bias in common, although MEIR type has a smaller bias than RS80 type [Wang *et al.*, 2002; Nakamura *et al.*, 2004].

In the present study, we have not corrected the dry bias of the sensors. Therefore, the dry bias of the humidity data could contribute, at least partially, to the warm bias of calculated brightness temperatures as indicated in the case of GOES-9. Effects of the dry bias are not evident in the case of GMS-5. It is worth to mention that UTH values shown in Figure 7 include two different error sources; the wet bias due to ignoring of atmospheric layers above the top of radiosonde data, when the top pressure is larger than 200 hPa, and the dry bias of the humidity sensors.

b.4 Errors of the GMS-5 water vapor channel

The comparison of brightness temperatures for GMS-5 (shown in Fig. 8(b)) shows a different bias from that of GOES-9. Unlike the result for GOES-9, the dry (warm) bias in the simulated brightness is not evident. The validation results in Figure 7(b), however, show that the retrieved UTH values are smaller by approximately 6.1% than those of radiosonde observations.

We expected that the simulated brightness temperatures of GMS-5 behave like those of GOES-9, since radiosonde data used for the simulation of brightness temperatures are in the same quality for both satellites. Nonetheless, the brightness temperatures of GMS-5 are warmer than the simulated values by about 1.1 K. Bréon *et al.* [1999] reported similar abnormal trend of GMS-5. They showed that the filter function of the water vapor channel is shifted by 0.013 μm , resulting in larger transmittances. Using the forward simulations with the corrected and the original spectral filters, which we used in the present study, they concluded that the original spectral response of the GMS-5 water vapor channel gives about 1 K warm-biased results. However, the error of the spectral response function does explain the differences between the simulated and the measured brightness temperatures, in particular, the cross over at 250 K. It needs more detailed study to account for the reason. We would like to point out that measured brightness temperatures of the GMS-5 water vapor channel behave differently from those of simulated brightness temperatures. Therefore, the UTH algorithm coefficients determined from the simulated brightness temperatures would be incorrect. This is the reason why the retrieved UTHs from GMS-5 data shown in Figure 7(b) are considerably different from the UTHs of the radiosonde data.

c. Algorithm coefficients modified

One way to improve the retrieval algorithm is to determine the coefficients using the satellite-measured brightness temperatures and in situ measurements of UTH. This procedure can be applied to GMS-5 data, even if the dependence of brightness

31 August 2007

Joong-Hyun Park *et al.*

13

temperature on UTH is different from that estimated by calculated brightness temperature. In the present study, new sets of algorithm coefficients for GMS-5 are determined from the measured brightness temperatures and the UTHs from radiosonde profiles in July, August, and September from 2000 to 2001. The intercept and slope are 25.421 and -0.087, respectively. The new algorithm coefficients are used to retrieve UTHs for the same summer period in 2002. Figure 10 shows the comparison of the retrieved UTHs with those of radiosonde data, along with the comparison of retrieved UTHs calculated from the ECMWF-based coefficients. The RMSD decreases down to about 4.3%, even smaller than the RMSD for GOES-9 in Figure 7(a). This is a considerable improvement, even though uncertainties are contained in the measured UTHs. The result suggests that determining the algorithm coefficients from the satellite-measured brightness temperatures and in situ measurements of UTH is a practical measure for the UTH retrieval algorithm.

4. Summary and conclusions

For the usages in COMS Meteorological Data Processing System (CMDPS), we have tested the

UTH retrieval algorithm based on SB93 and compared the results with the UTHs of upper-air soundings for the summer season in the East Asian region. The algorithm parameters, such as the normalized base pressure and the temperature lapse rate, were analyzed using the profiles of ECMWF reanalysis, and the algorithm coefficients, suitable for the water vapor channel of GOES-9, GMS-5 and COMS, were determined. We have produced UTHs for cloud-free skies using the 6.7 μm channel data of GMS-5 and GOES-9 in the summer season, respectively, from 2000 to 2002 and from 2004 to 2005. In order to validate the retrieval results, we compared the results with the UTHs of radiosonde observations collected from the GTS database.

Comparison results for GOES-9 showed that retrieved UTHs are in good agreement with radiosonde UTH values. However, retrieved UTHs from data of the GMS-5 water vapor channel showed a systematic dry bias of about 6.1% compared to those of radiosonde observations. This would be another evidence of errors in brightness temperatures of the GMS-5 6.7 μm channel. Bréon *et al.* [1999] found about 1 K cold bias of the GMS-5 water vapor channel, and showed that the origin is the errors in the channel spectral response. It has been noted that a large dry bias of re-

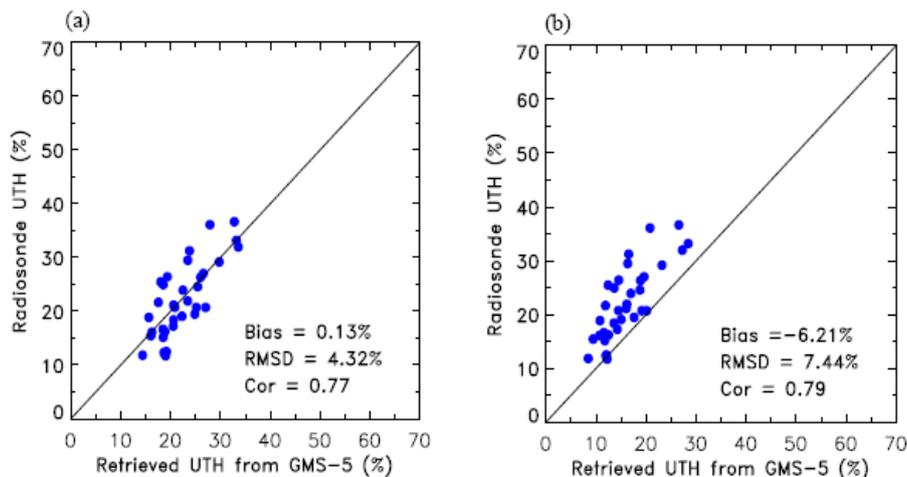


Fig. 10. Scatter plots of the retrieved UTHs versus those of radiosonde stations in the summer season of 2002 for GMS-5. (a) Using the new algorithm coefficients, and (b) using the algorithm coefficients determined from ECMWF reanalysis data.

trieved UTH from GMS-5 data can be attributed to improper algorithm coefficients, determined from simulated brightness temperatures for the channel.

In order to improve the performance, we suggest that the algorithm coefficients are to be determined from the satellite-measured brightness temperatures and UTHs of radiosonde measurements for GMS-5. Unlike the GOES-9 case, the dependence of GMS-5 brightness temperature of the 6.7 μm channel on UTH is different from that of theoretical calculation. The new algorithm coefficients improve the accuracy significantly; RMSD decreases from 7.48% to 4.32%. This improvement implies that determining the algorithm coefficients from satellite-measured brightness temperatures and in situ measurements of UTH is a practical measure for the operational purposes. We expect the retrieved UTHs from the COMS water vapor channel data will give similar performance like GMS-5 and GOES-9, since the characteristics of the three water vapor channels are alike.

Acknowledgement. The authors would like to thank the members of the Environmental and Meteorological Satellite Division at KMA who provide the GMS-5 and GOES-9 data. The authors also thank two anonymous reviewers for their important criticisms. This study has been supported by the project 'Development of Meteorological Data Processing System for COMS' through the fund granted by KMA.

REFERENCES

- Bréon, F.-M., D. Jackson, and J. Bates, 1999: Evidence of atmospheric contamination on the measurement of the spectral response of the GMS-5 water vapor channel. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 1851-1853.
- Chevallier, F., 2001: Sampled databases of 60-level atmospheric profiles from the ECMWF analyses. ECMWF, Reading, UK, NWP SAF Technical Report No. 4, 27pp.
- Courtier, P., E. Andersson, W. Heckley, J. Pailleux, D. Vasiljević, M. Hamrud, A. Hollingsworth, F. Rabier, and M. Fisher, 1998: The ECMWF implementation of three dimensional variational assimilation (3D-Var). I: Formulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 1783-1808.
- Ferrare, R. A., E. V. Browell, S. Ismail, S. Kooi, L. H. Brasseur, V. G. Brackett, M. Clayton, J. Barrick, J. Bosenberg, G. Diskin, J. Goldsmith, B. Lesht, J. Podolske, G. Sachse, F. J. Schmidlin, D. Turner, D. Whiteman, 2004: Characterization of upper troposphere water vapor measurements during AFWEX using LASE. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 1790-1808.
- Geer, A. J., J. E. Harries, and H. E. Brindley, 1999: Spatial patterns of climate variability in upper-tropospheric water vapor radiances from satellite data and climate model simulations. *J. Climate*, **12**, 1940-1955.
- Huang, Y., M. Wang, and J. Mao, 2004: Retrieval of upper tropospheric relative humidity by the GMS-5 water vapor channel: a study of the technique. *Adv. Atmos. Sci.*, **21**, 53-60.
- Knabb, R. D., and H. E. Fuelberg, 1997: A comparison of the first-guess dependence of precipitable water estimates from three techniques using GOES data. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 417-427.
- McClatchey, R. A., Fenn, R. W., Selby, J. E. A., Volz, F. E. and Garing, J. S., 1972, Optical properties of the atmosphere, *Rep. AFCRL-72-0497, Air Force Cambridge Res. Lab., Bedford, Mass., USA.*
- Miloshevich, L. M., H. Vömel, D. N. Whiteman, B. M. Lesht, F. J. Schmidlin, and F. Russo, 2006: Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during AWEX-G and implications for AIRS validation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D09S10, doi:10.1029/2005JD006083.
- Nakamura, H., H. Seko, Y. Shoji, 2004: Dry biases of humidity measurements from the Vaisala RS80-A and Meisei RS2-91 radiosondes and from ground-based GPS. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 277-299.
- Salathé, Jr., E. P., and R. B. Smith, 1996: Comparison of 6.7 μm radiances computed from aircraft soundings and observed from GOES. *J. Geophys. Res.*, **101**, 21303-21310.
- Saunders, R. W., and K. T. Kriebel, 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, **9**, 123-150.
- _____, M. Matricardi, and P. Brunel, 1999: An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiances observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1407-1425.
- Schmetz, J., and O. M. Turpeinen, 1988: Estimation of the upper tropospheric relative humidity field from METEOSAT water vapor image data. *J. Appl. Meteor.*, **27**, 889-899.
- Soden, B. J., and F. P. Bretherton, 1993: Upper tropospheric relative humidity from the GOES 6.7 μm channel:

31 August 2007

Joong-Hyun Park *et al.*

15

Method and climatology for July 1987, *J. Geophys. Res.*, **98**, 16669-16688.

_____, S. A. Ackerman, D. O'C. Starr, S. H. Melfi, and R. A. Ferrare, 1994: Comparison of upper tropospheric water vapor from GOES, Raman lidar, and cross-chain lorán atmospheric sounding system measurements. *J. Geophys. Res.*, **99**, 21005-21016.

_____, and F. P. Bretherton, 1996: Interpretation of TOVS water vapor radiances in terms of layer-average relative humidities: Method and climatology for upper, middle, and lower troposphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 9333-9343.

_____, and J. R. Lanzante, 1996: An assessment of satellite and radiosonde climatologies of upper tropospheric water vapor. *J. Climate*, **9**, 1235-1250.

_____, S. Tjemkes, J. Schmetz, R. Saunders, J. Bates, B. Ellingson, R. Engelen, L. Garand, D. Jackson, G. Jedlovec, T. Kleespies, D. Randel, P. Raye, E. Salathe, D. Schwarzkopf, N. Scott, B. Sohn, S. de Souza-Machado, L. Strow, D. Tobin, D. Turner, P. van Delst, and T. Wehr, 2000: An intercomparison of radiation codes for retrieving upper tropospheric humidity in the 6.3- μ m band: A report from the first GVAP workshop. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 797-808.

Wang, J., H. L. Cole, D. J. Carlson, E. R. Miller, K. Beierle, A. Paukkunen, and T. K. Laine, 2002: Corrections of humidity measurement errors from the Vaisala RS80 radiosonde-application to TOGA COARE data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 981-1002.