

NOAA AVHRR 자료를 이용한 해수면온도 산출에 황사가 미치는 영향

전형욱 · 손병주[†]

서울대학교 지구환경과학부

Examining Influences of Asian dust on SST Retrievals over the East Asian Sea Waters Using NOAA AVHRR Data

Hyung-wook Chun and Byung-Ju Sohn[†]

School of Earth and Environmental Sciences Seoul National University, Seoul, Korea

Abstract : This research presents the effect of Asian dust on the derived sea surface temperature (SST) from measurements of the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) instrument flown onboard NOAA polar orbiting satellites. To analyze the effect, AVHRR infrared brightness temperature (TB) is estimated from simulated radiance calculated from radiative transfer model on various atmospheric conditions. Vertical profiles of temperature, pressure, and humidity from radiosonde observation are used to build up the East Asian atmospheric conditions in spring. Aerosol optical thickness (AOT) and size distribution are derived from skyradiation measurements to be used as inputs to the radiative transfer model.

The simulation results show that single channel TB at window region is depressed under the Asian dust condition. The magnitude of depression is about 2K at nadir under moderate aerosol loading, but the magnitude reaches up to 4K at slant path. The dual channel difference (DCD) in split window region is also reduced under the Asian dust condition, but the reduction of DCD is much smaller than that shown in single channel TB simulation. Owing to the depression of TB, SST has cold bias. In addition, the effect of AOT on SST is amplified at large satellite zenith angle (SZA), resulting in high variance in derived SSTs. The SST depression due to the presence of Asian dust can be expressed as a linear function of AOT and SZA. On the basis of this relationship, the effect of Asian dust on the SST retrieval from the conventional daytime multi-channel SST algorithm can be derived as a function of AOT and SZA.

Key Words : NOAA, AVHRR, SST, Aerosol, Asian dust.

요약 : 본 연구에서는 NOAA AVHRR 밝기온도 자료로부터 해수면 온도 (SST) 산출에 황사 에어로솔이 미치는 영향을 복사전달 모델을 사용하여 분석하고, SST 복원 알고리즘을 개선하였다. 봄철의 황사에 의한 AVHRR 밝기온도 변화를 모의하기 위한 복사전달 모델의 입력 자료로서 지상 태양광 관측 자료로부터 분석한 황사 에어로솔 광학적 특성 (에어로솔 광학적 두께 및 크기분포)과 라디오 존데 연직분포 자료(기압, 기온, 및 습도)를 이용하였다.

황사 에어로솔은 적외선 복사대에서 흡수에 비해 산란이 매우 큼을 보였으며, 이러한 특징은 지표면에서 방출되는 상향복사량을 산란시켜 대기상부에서 관측되는 밝기온도를 감소시키는 경향과 관련이 있다. 광학적 두께가 1인 황사의 경우 직하점에서 약 2 K, 위성 천정각이 50°인 경우에는 약 4 K의 감쇄를 유발하였다. 황사 존재시 AVHRR 적외채널 11, 12 μm 의 밝기온도 차 역시 감소하는 경향을 보이고 있지만 그 값은 미미하였다. 기존 SST 복원 알고리즘은 황사발생시 SST를 실제 값보다도 낮게 산출함을 보였으며, 이를 보정하기 위해 에어로솔 광학적 두께, 11 μm 에서의 밝기온도, 그리고 위성 천정각을 추가하여 알고리즘을 개선하였다. 개선된 SST 복원 알고리즘은 황사의 두께가 1인 경우 2.7 K정도의 오차를 개선하였다.

1. 서론

해수면 온도(SST) 정보는 기후 변화 연구나 수치예보에 중요한 기본 자료로 활용되고 있어 정확한 SST에 대한 요구가 증가하고 있다(Emery *et al.*, 2001; Lee and Ahn, 2001). 이러한 연구를 위해 기후 모델 또는 수치모델의 영역에서 격자화된 SST 자료가 필요하나, 부이나 선박에 의한 실측치는 그 정확성에도 불구하고 시공간적인 제약으로 그 이용가치가 제한되고 있다. 위성으로부터 구한 SST는 부이나 선박에 의한 관측에 비하여 시공간의 관측범위 측면에서 월등한 장점이 있지만 정확도가 낮은 단점이 있다. 그러나 분광학에 대한 이해 증진과 광학관측기술의 발달로 인해 인공위성관측에 의해 보다 정확한 그리고 넓은 영역에서 SST의 수시 관측이 가능해져, 이의 기후 및 일기예보 모델에서의 활용도는 과거에 비해 월등히 증가하고 있다. 따라서 SST 복원에 대한 이해와 정확도를 증진할 수 있는 새로운 알고리즘의 개발은 이러한 요구에 부응하는 자연스러운 일이라 할 수 있다.

위성관측 중 극궤도 위성은 정지궤도 위성에 비해 지표에 가까워 보다 정확한 SST를 추정할 수 있어 해수면 온도 산출에 많이 이용되며 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) 관측이 일기예보 업무에 많이 이용된다(McClain *et al.*, 1985; Walton *et al.*, 1998). 이 경우 일반적으로 SST 복원 알고리즘에서 대기의 영향을 보정하기 위하여 두 개의 대기 창 영역의 적외 채널의 밝기온도의 차를 이용한다(Barton, 1995). 두 채널을 이용한 대기보정은 주로 수증기의 보정에 국한되며 SST 복원에 에러를 유발하는 에어로솔과 같은 여타의 요소의 보정에는 잘 적용할 수 없다(Ahn, 2003). 기존의 SST 산출 알고리즘이 적외

대기 창 채널의 밝기 온도와 관측된 부이 자료로부터 다중회귀분석에 의해 얻어진 것이므로 평균적인 대기 상태에서의 SST 복원을 잘 표현하고 있다. 이러한 평균 상태의 알고리즘은 수증기를 제외한 다른 요소의 시간적 변화를 보정해주는 항이 없어 이를 고려 할 수 없다. 따라서 기존의 알고리즘에서는 에어로솔 농도가 급격히 증가하는 경우 알고리즘 유도 과정에서 반영되지 않은 에어로솔의 흡수 및 산란 효과에 의하여 SST가 낮게 추정된다(Nalli and Stowe, 2002).

에어로솔이 SST 산출에 끼치는 영향은 과거의 관측에 잘 나타난다. 1991년 6월 Pinatubo 화산이 분출한 이후 2년 동안 대기 중에 방출된 에어로솔로 인하여, 위성에 의한 SST 산출에 기존의 알고리즘을 사용하는 경우 월평균 SST가 -0.5 K 이상 편차를 보였다(Walton, *et al.*, 1998). 사막의 먼지에 의한 대류권 에어로솔의 영향은 국지적이지만 그 영향은 화산에 비하여 훨씬 강하여 사하라 사막의 경우 최고 -4 K까지의 편차를 보인다(May, *et al.*, 1992). 최근 동아시아에서는 중국 북부에서 나타나는 사막 확장으로 황사가 빈번하게 발생하고 있으며, 편서풍에 의해서 동아시아 주변지역에 큰 영향을 주고 있다. 한반도에서 최근 10년간 황사가 관측된 일수는 연평균 10여일 정도이지만 이는 목측에 의해서 관측된 경우로 지표관측이 불가능한 경우를 고려할 때 황사가 자주 발생하는 봄철 SST 자료의 황사 오염은 심각한 수준이라 할 수 있다. 그러나 이러한 동아시아 지역에서 황사가 해수면 온도 산출에 미치는 영향이나, 황사를 고려한 알고리즘의 연구는 그 중요성에 비하여 미미한 편이다.

본 연구에서는 NOAA AVHRR 밝기온도 자료로부터 황사 에어로솔이 SST 산출에 미치는 영향을 복사전달 모델을 통하여 분석하여, SST 복원 알고리즘을 개선하려 한다.

2. 연구방법

황사가 SST 산출에 미치는 영향을 파악하고 이의 결과를 이용한 SST 산출 개선을 위한 방법으로 SST와 대기상부 밝기온도를 쌍으로 하는 training 자료를 구축한다. 봄철 황사 발생시 AVHRR 밝기온도를 모의하기 위한 대기조건은 라디오존데 연직분포 자료(기압, 기온, 및 습도)와 지상 관측 자료로부터 분석한 황사 에어로솔의 광학적 특성(에어로솔의 광학적두께, 크기분포 및 굴절지수)을 이용하여 기술하였다.

황사의 효과를 고려하기 위해 라디오존데 관측의 각 연직분포상태를 기초로 황사의 강도를 달리하며 복사전달 모델을 수행하여 황사의 강도에 따라 변하는 밝기온도를 계산하였다. 또한 황사가 기존 SST 산출 알고리즘에 미치는 영향을 조사하기 위하여 먼저 맑은 날의 경우에 얻은 밝기온도와 SST를 회귀시킨 SST 산출 알고리즘을 유도한다. 이는 기존의 알고리즘을 나타내며 다중채널회귀방법에 의한 'MCSST (Multi-channel SST)' 이라 칭한다. 이후 황사가 적재된 대기에서 얻어진 밝기온도 자료를 MCSST에 적용하여, 입력 SST와 비교함으로써 황사가 SST 산출에 미치는 영향을 조사한다. 황사에 의해 발생하는 오차는 황사의 광학두께와 빛의 이동경로의 함수이므로, 0.5 μ m에서의 에어로솔 광학적 두께 (AOT)와 위성 천정각 (SZA, satellite zenith angle)을 이용하여 오차를 구할 수 있다. 오차분석에서 얻어진 결과는 황사의 영향을 고려한 SST 알고리즘 (AD-MCSST: Asian Dust MCSST) 개발에 이용될 것이다. 이 과정의 흐름을 Fig. 1에 도식적으로 나타내었다.

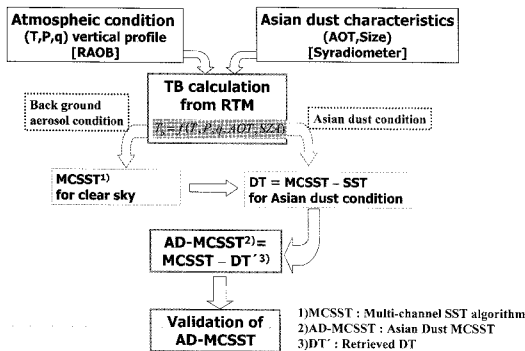


Fig. 1. A schematic diagram for improving the SST algorithm.

3. 자료

1) 라디오존데 자료

대기상부에서의 밝기온도 모의를 위해 필요한 대기 열역학적 상태를 나타내는 온도와 습도의 분포는 라디오존데 관측 자료로부터 얻었다. 라디오존데는 특정 기압에서 지오폠펜셜(geopotential), 온도, 노점온도, 풍속, 풍향 등을 관측한다. 주로 UTC 00시와 12시에 관측이 이루어지며, 특별한 경우 06시와 08시에도 관측된다. 본 연구에서는 2001~2002년 3~4월 동아시아 지역의 라디오존데 관측 자료로부터 지표에서 10 km 고도에서의 온도, 기압, 수증기의 혼합비를 구하여 복사전달 모델의 입력 자료로 사용하였다.

라디오존데 자료를 이용하여 봄철 동아시아지역의 온도, 기압, 수증기의 연직분포자료를 만든다. 이 연구에서 알고리즘 개발을 위한 위성의 채널은 대기창역에 위치하여 대기상부에서의 밝기온도는 주로 대기 하층의 열적상태에 의해 크게 영향을 받는다. 주 영향층을 조사하여 모의실험을 간단히 하기 위해 라디오존데 자료의 층별 온습도가 밝기온도에 미치는 영향을 파악하는 민감도를 조사하였다.

본 연구에서 사용한 복사전달 모델인 rstar5b의 연직구조는 지표면에서 120 km까지 50개의 층으로 이루어져 있으며 지상에서 25 km까지는 1 km간격으로 25개 층이 나머지 25개 층은 상층으로 갈수록 두꺼워지는 구조를 갖는다. 민감도 조사를 위해 모델대기를 고도 0~120 km, 1~120 km와 11~120 km의 층에서 대기의 변화를 갖는 경우로 나누어 각 층에서 온도 5 K 증가, 기압을 5 % 증가, 수증기의 부피비를 50 % 증가시킬 때 복사전달 모델을 사용하여 얻은 AVHRR 채널 4, 5에서의 밝기 온도 TB11과 TB12의 값의 변화를 비교분석하였다. 민감도 결과는 Table 1에 제시하였다. 표에서

Table 1. Impact of changes in T, P, and H₂O profiles on brightness temperature at 11 and 12 μ m obtained from radiative transfer model simulation

| Layer [km] | TB11 | | | TB12 | | |
|-------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|
| | 0~120 | 1~120 | 11~120 | 0~120 | 1~120 | 11~120 |
| T [+5K] | +5.03 | +0.56 | 0.00 | +5.09 | +0.88 | +0.01 |
| P [+5%] | -0.08 | -0.08 | 0.00 | -0.14 | -0.13 | -0.01 |
| H ₂ O [+50%] | -0.73 | -0.67 | 0.00 | -1.19 | -1.09 | -0.01 |

보는 바와 같이 고도 11 km 이상에서의 온도, 기압, 수증기의 연직 분포의 변화가 밝기온도에 미치는 영향은 무시할 정도로 작아 라디오존데 원시자료는 지상에서 10 km까지의 10개 층의 자료로 재구성하였다. 10 km 이상의 층에서의 대기상태는 모델에서 공급하는 McClatchey *et al.* (1972) 중위도 여름 표준대기를 이용하였다.

라디오존데 습도 센서는 물 분자의 수에 따라 반응정도가 달라지기 때문에, 온도가 낮고 건조할수록 관측의 정확성이 떨어진다(Elliot and Gaffen, 1991). 또한 관측 자료가 구름에 의하여 영향을 받을 수도 있기 때문에 라디오존데 자료의 품질관리가 필요하다. 본 연구에서는 품질이 떨어지는 자료를 포함한 층을 제거하는 단계와 제거후의 연직분포자료의 사용여부를 판단하는 품질관리를 하였다(Fig. 2 참조).

층을 제거하는 방법은 다음과 같다. 고도 10 km까지의 자료만을 사용하므로 기압이 150 mb 이하인 자료는 제거하였고, 온도나 이슬점 온도가 에러 값인 층도 제거하였다. 상대습도가 93 %이상인 층은 구름층이라 가정하여 제거하였으며, 지오포테셜 고도가 음수를 보이는 층도 제거하였다. 이후 프로파일 자료의 사용여부는 다음과 같이 결정하였다. 최상층의 압력이 300 mb 이상인 경우, 최하층의 고도가 200 m이상인 경우, 어느 한 층의 두께가 3 km 이상인 경우, 또는 어느 층에서의 값이 평균으로부터 3 표준편차 밖에 위치할 때 그 프로파일은 제거되었다(Fig. 2 참조).

이러한 과정을 통과하고 남은 1107 개의 온도, 기압, 수증기 연직 분포자료는 모델에 입력 자료로 사용하기 위해 내 외삽을 실시하여 고도 0 ~ 10 km 까지 1 km 간격의 대기연직분포 자료로 전환되었다. 선택된 라디오존데는 모두 해안선과 가까이 위치하고 있어서 SST를 추정하기 위한 대기 입력 자료로 사용하기 적합하다고 판단된다.

라디오존데 자료로 구한 해수면 고도에서의 온도는 공기의 온도이다. SST를 구하기 위해서는 공기 온도와 SST의 관계를 이용하여 구해야한다. 본 연구에서SST-TB 쌍의 자료를 구축하기 위해 해수면 고도에서의 대기 온도를 해수면온도로 가정한 후 이를 기준으로 해수면 온도 급변이 $\pm 2 K$, $\pm 4 K$ 인 SST를 가정 하였다(Zavody *et al.*, 1995). 따라서 하나의 대기 연직분포에 5개의 SST를 갖도록 하는 총 5535개의 해수면 온도-대기프로파일의 자료를 구축하였다.

2) Skyradiometer 관측 자료

이 연구에서 사용하게 될 황사의 광학적 특성을 위해 한반도 서해안의 안면도(36.52N, 126.32E)와 제주도 서쪽에 위치한 고산(33.29N, 126.17E) 그리고 일본열도의 남단에 위치한 아마미-오시마(28.44N, 129.70E)에서 skyradiometer로 측정된 가시영역과 근적외영역의 직달일사량과 확산일사량 자료를 사용하였다.

Skyradiometer는 태양 센서가 장착되어 있어서 태양을 찾아가며 직달일사량을 측정하고, 정해진 scanning angle에 따라서 10~20분마다 센서가 태양을 중심으로 회전을 하면서 확산일사량을 측정한다. Skyradiometer 관측시에 미리 산란각을 정해 주게 되

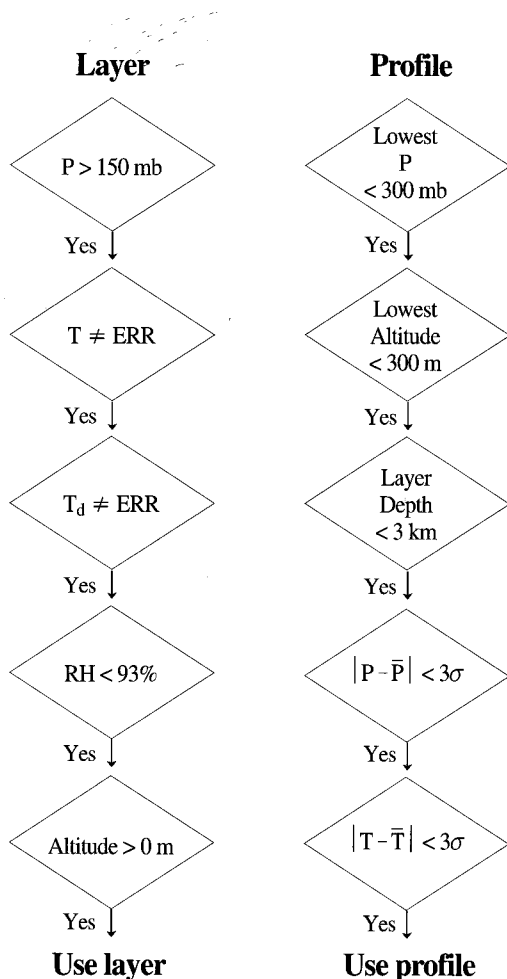


Fig. 2. Decision tree for quality control of radiosonde data.

는데 산란각이 0° 일 때에는 직달 일사량을 관측하게 되고 산란각이 0° 보다 클 때에는 확산 일사량을 관측하게 되어 에어로솔의 광학적 특성을 나타내는 변수들을 산출하게 된다.

이 연구에서 사용한 자료의 기간은 다음과 같다.

Anmyon : 1998년 3월 2일 ~ 6월 7일, 2000년 3월 14일~4월 30일

Gosan : 2000년 12월 13~31일, 2001년 4월 1~31일

Amami-Oshima : 2000년 12월 7~23일, 2001년 4월 4일 ~ 5월 1일

이 기간 중 황사가 있었던 시기는 다음과 같으며 황사 시기에 얻어진 자료를 사용하여 황사모델링을 하였다.

Anmyon : 1998년 4월 19, 28일, 2000년 4월 7일

Gosan : 2001년 4월 10, 12, 13, 25일

Amami-Oshima : 2001년 4월 11 ~ 15, 26일

본 연구에서는 Skyradiometer 관측 자료를 Nakajima *et al.* (1996)의 SKYRAD.PACK 코드를 이용하여 각 파장에 대하여 에어로솔 광학적 두께 (τ_a), Ångström 지수 (α), 크기분포를 복원한 후 황사 에어로솔 모형을 만들었다. SKYRAD.PACK 코드에는 다중 산란을 고려한 복사 전달 알고리즘이 포함되어 있어 다양한 에어로솔의 복원 연구에 성공적으로 사용된 바 있다(Nakajima *et al.*, 1996).

3) NOAA AVHRR 자료

AVHRR은 NOAA에서 운영하는 극궤도 위성에 탑재되어 있다. NOAA 극궤도 위성은 sun synchronous 방식으로 궤도 운동한다. Swath width가 2399km이고 하루에 14.1번 정도 지구를 공전하므로 하루 동안 거의 전 지구를 모두 관측하며, 위성 직하점에서 공간분해능이 약 1.1 km이다. AVHRR은 가시영역에 1개의 채널과 적외영역에 4개 혹은 5개의 채널을 가지고 있다. 각 채널의 파장대와 사용처는 Table 2와 같다. 본 연구에서는 채널 1, 2의 값을 사용하여 에어로솔 광학적 두께를 구하고, 채널 4, 5의 값을 이용하여 SST를 복원하였다.

본 연구에서는 2002년 3, 4월 동아시아 영역에 대하여 4.5 km 간격으로 평균하여 8 bit (256단계)로 재처리된 TPF MASTER 자료를 사용하였다. 256단계로 나누어진 자료는 환산표를 이용하여 채널 1, 2에서는 반사

Table 2. Description of channels of AVHRR

| Channel Number | Wavelength [μ m] | | Typical Use |
|----------------|-----------------------|-------------|--|
| | NOAA-12, 14 | NOAA-15, 16 | |
| 1 | 0.58~0.68 | | Daytime cloud mapping Aerosol optical thickness |
| 2 | 0.725~1.00 | | Daytime cloud mapping Aerosol optical thickness |
| 3 | 3.55~3.93 | N/A | Night cloud mapping |
| 3A | N/A | 1.58~1.64 | Snow and Ice detection |
| 3B | N/A | 3.55~3.93 | Night cloud mapping |
| 4 | 10.30~11.30 | | Night cloud mapping SST |
| 5 | 11.50~12.50 | | SST |

도로, 채널 4, 5에서는 밝기온도로 각각 전환된다.

본 연구에서는 태양 천정각이 70° 이하인 채널 1, 2의 반사도를 이용하여 에어로솔 광학적 두께를 산출하므로, AVHRR 자료 중 일부분만 사용가능하다. AVHRR 자료 사용기간인 2002년에 NOAA12, 14, 15, 16의 상승노드 시간은 지방시로 5 PM, 5 AM, 7 PM, 2 PM 이고 하강노드 시간은 지방시로 5 AM, 5 PM, 7 AM, 2 AM 이다. 각 위성들의 상승노드 시간과 하강노드 시간을 고려할 때 NOAA16 상승시의 자료가 태양 천정각이 70° 이하가 되어야 하는 조건을 가장 잘 만족하여서 본 연구에서 사용하기에 가장 적합하다.

4) 부이 자료

부이자료를 이용하여 해수면에서의 바람상태, 해면상태, 그리고 해수면에서의 기압, 습도, 기온, 수온 자료를 얻을 수 있다. 본 연구에서는 모델에 의해서 만들어진 알고리즘의 검증용 위해 2002년 3, 4월 부이자료 중 SST 자료를 사용하였다.

4. 황사 에어로솔 모형 구축

황사가 SST에 미치는 영향을 파악하기위해 먼저 skyradiometer 관측 자료를 사용하여 황사의 광학특성을 분석한 후 이를 이용하여 황사모델을 구축하였다. 사용한 에어로솔 광학적 요소는 광학두께, 크기분포, 굴절지수, 연직분포이다.

1) 에어로솔 광학적 두께

에어로솔 광학적 두께 (τ_λ)는 빛이 통과할 때 대기 물질 중 에어로솔에 의하여 광자와 상호작용 후 빛이 투과되는 정도를 지수관계로 나타내는 양으로 다음과 같이 표현된다.

$$\tau_\lambda = \int_0^{s_1} \sigma_{ext,\lambda}(s) ds \quad (1)$$

식 (1)에서 s 는 태양 복사가 통과하는 대기층의 길이를 의미하고 $\sigma_{ext,\lambda}$ 는 에어로솔 소산 계수이다.

Ångström 지수 ($a(\lambda_1, \lambda_2)$)는 다음과 같이 정의된다.

$$\tau_{\lambda_2} = \tau_{\lambda_1} \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{a(\lambda_1, \lambda_2)} \quad (2)$$

Ångström 지수는 파장에 대한 에어로솔의 광학적 두께의 민감도를 나타내는 변수로서, 파장에 대해 민감하게 반응할 때 큰 값을 갖는다. 이 변수는 에어로솔 입자의 크기와 굴절 지수에 따른 미 산란 효과에 의해 결정된다.

Kim *et al* (2004)의 Fig. 8 (d)는 황사시기 0.5 μ m에서의 에어로솔 광학적 두께와 Ångström 지수의 관계를 제시하였다. 에어로솔 광학적 두께의 크기는 주로 0.5에서 2.0 사이에 분포하고 있어서 복사전달계산에서는 광학두께를 0.5에서 2.0까지 0.25간격으로 입력하였다. 에어로솔 광학적 두께와 Ångström 지수 사이의 상관관계가 매우 약함을 보이고 있다. 그러나 일반적으로 황사의 광학두께가 증가할수록 Ångström 지수는 감소하여 0에 수렴하는 경향을 보이고 있다. 또한 광학적 두께가 작은 경우 Ångström 지수가 광학두께가 큰 경우에 비하여 변이가 크게 나타나고 있다. 이는 짙은 황사시기의 경우 큰 입자의 에어로솔이 많이 분포하지만, 황사가 심하지 않은 경우에는 입자의 크기 분포가 다양하다는 것을 의미한다.

2) 에어로솔 크기 분포

일반적으로 에어로솔의 크기는 log-normal 분포를 갖는다. Log-normal 분포는 입자가 커지거나 작아질 때 부피비가 log scale로 변하는 통계분포를 의미하며, 이 때 부피비는 log scale의 입자 반경에 대하여 정규분포를 갖는다. 이러한 log-normal로 분포하는 모드가 두 개가 존재할 때 이를 bi-log-normal 크기 분포라고 정의한다. 즉,

$$\frac{dV}{dlnr} = \sum_{i=1}^2 C_i \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln r - \ln RM_i}{\ln S_i} \right)^2 \right] \quad (3)$$

여기서 첨자 i 는 이중 모드의 각 모드 번호를 나타낸다. C_i 는 각 모드에서의 최대값을, RM_i 는 각 이중 모드에서의 에어로솔의 모드 평균 반경을, r 은 에어로솔 입자의 반경을 나타내며, S_i 은 $\ln r$ 의 표준 편차를 나타낸다.

에어로솔의 반경에 따른 크기분포를 황사시 관측한 skyradiometer 분석 자료로부터 복원하였다. 복원방법에 대한 자세한 기술과 여러 분석은 Kim *et al.* (2004)에 잘 기술되어 있다. 3.2절에서 제시한 분석 경우에 대하여 크기분포를 복원하였다. 대부분의 경우에 대하여 에어로솔의 크기 분포는 같이 두 개의 모드를 갖는 bi-log-normal 이다. 이들 중 미세모드는 복사전달모델 (RSATAR5b, Nakajima and Tanaka, 1986, 1988) 내의 대류권 에어로솔 모형(tropo)과 유사하고 조대모드는 황사 모형(yellow sand)과 유사하다. 이렇게 두 개의 모드를 보이는 이유는 황사 시기에도 배경대기 에어로솔이 여전히 존재하며, 황사의 입자가 배경대기 에어로솔의 입자보다 보다 현격히 크기 때문이다.

각 관측 자료의 크기분포를 식 (3)에 적용하여 C, S, RM을 계산한 후 각 경우에 대한 변화 상태를 조사하였다. 미세모드의 표준편차 (S)는 대표되는 값을 찾을 수 없이 변화가 심하게 나타나지만, 조대모드의 표준편차 (S)와 중심 반경 (RM)은 변동성이 작아 황사시기 조대모드에 대하여 특정한 형태를 정의해 줄 수 있다. 비록 미세모드에서 크기분포의 변화가 심하게 나타나지만 미세모드에 비해 조대모드가 복사에 미치는 영향이 훨씬 크기 때문에 모든 자료를 평균을 하여 하나의 크기 분포로 정의해 줄 수 있다.

각 황사시기에 얻은 크기 분포를 평균하여 에어로솔 크기분포를 Fig. 3의 검정색 점으로 제시하였다. 관측된 황사 에어로솔의 크기분포는 0.1 μ m과 4.4 μ m 두 개의 모드를 갖는 bi-log-normal 분포를 보이고 있다. 이 중 미세모드는 복사전달모델(RSTAR5b) 내의 대류권 에어로솔 모형(tropo)과 유사하며, 조대모드는 rastar5b 황사 모형(yellow sand) 과 유사하여 이 두 모형을 조합하여 에어로솔 모형을 개발하였다. 이러한 방법은 Fukushima *et al.* (2000)가 황사의 에어로솔 모형을 만들기 위해 tropo 모형과 yellow sand 에어로

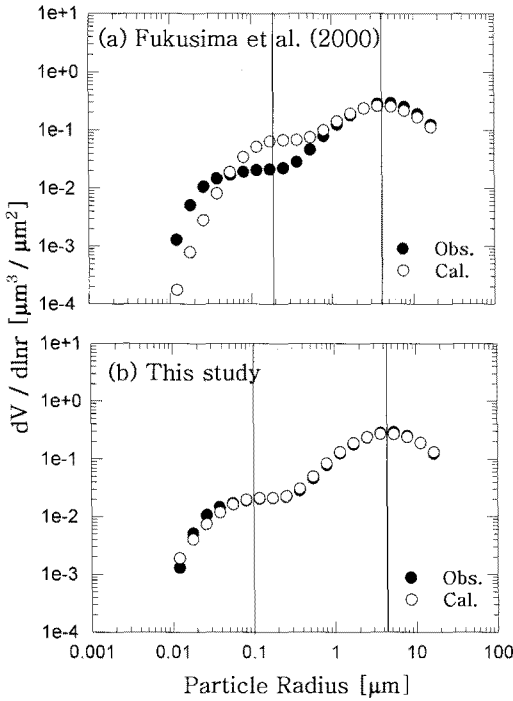


Fig. 3. Scatterplots of particle radius and size distribution ($dV/dlnr$) for (a) Fukushima *et al.* (2000) and for (b) mean Asian dust condition. The vertical lines are fine and coarse mode centers.

Table 3. Values used for bi-log-normal distribution for Fukushima *et al.* (2000) and for mean Asian dust condition. Meaning of symbols are given in text

| | | C | S[μm] | RM[μm] |
|--------------------------------|--------|------|--------------------|---------------------|
| Fukushima <i>et al.</i> (2000) | tropo | 0.60 | 2.24 | 0.190 |
| | yellow | 2.60 | 3.00 | 4.00 |
| This study | tropo | 0.20 | 2.70 | 0.105 |
| | yellow | 2.75 | 3.00 | 4.40 |

솔 모형을 조합 방법과 동일하다.

Fukushima *et al.* (2000)에서 사용된 C, S, RM과 이 연구에서 관측치를 분석하여 얻은 평균 C, S, RM를 Table 3에 제시하였다. Table 3은 Fukushima *et al.*에서 사용한 tropo와 yellow sand 모형 가중치 (즉, C)가 0.6:2.6인 반면 이 연구에서 얻은 결과는 0.2:2.75의 비를 보인다. 평균 모드 크기에서는 황사모드가 4에서 4.4로 증가한 반면 미세모드는 0.19에서 0.105로 감소하였다. 새로 개발한 모형이 Fukushima *et al.* 모형과의 어떠한 차이를 보여주는지 알아보기 위하여 Table 3의 변수를 적용한 결과를 Fig. 3의 흰점으로 나타내었다.

3) 굴절지수

굴절지수(m)는 빛이 매질을 투과할 때 산란되거나 흡수되는 정도와 관련되는 양으로 아래와 같이 실수부분(m_r)과 허수부분(m_i)으로 정의 된다.

$$m = m_r - im_i \quad (4)$$

식 (4)에서 m_i 가 0이라면 빛은 흡수가 일어나지 않고 모두 산란되며, m_r 이 경우 이 1이라면 산란도 일어나지 않는 진공상태의 굴절지수가 된다. 에어로솔이 있는 대기의 경우 m_r 은 1보다 큰 값을 가지고, m_i 는 0에서 1사이의 값을 가진다. m_r 의 값이 커질수록 산란이 크게 일어나며 산란 정도는 m_i 의 값에 의해서도 영향을 받는데, m_i 가 1에 가까우면 약하고 m_i 가 0에 가까우면 강하다.

4.2절에서 언급한 대류권 에어로솔 모형은 두 가지 성분인 먼지류와 수용성 에어로솔 입자로 이루어져있고, 황사모형은 단일 성분인 황사 (yellow sand)입자로 이루어져있다. 먼지류나 수용성 에어로솔에서 m_i 는 가시영역에서 작은 값을 가지고 적외영역으로 갈수록 큰 값을 가져서 파장이 길어질수록 1로 수렴한다. 이러한 경향은 먼지나 수용성 에어로솔 뿐 아니라 일반적인 에어로솔이 가지는 특징이다. 하지만 황사의 m_i 는 이와는 반대로 가시영역에서의 값이 적외영역에서의 값보다 크고 파장이 길어질수록 0.001로 수렴한다.

에어로솔의 감쇄효율(Q_e), 산란효율(Q_s), 흡수효율(Q_a)은 각각 감쇄, 산란, 흡수되는 정도를 나타내는 지표이다. 빛의 감쇄는 산란과 흡수에 의해 이루어지므로

$$Q_e = Q_s + Q_a \quad (5)$$

(5)와 같은 상관관계가 성립한다. 이런 효율들은 크기변수(x , size parameter)와 굴절지수에 의해 결정되며 미산란 알고리즘을 이용하여 그 값을 구할 수 있다 (Wiscombe, 1980). 또한 x 는 파장과 에어로솔 입자 원주의 비로

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (6)$$

(6)과 같이 정의되며 그 값이 1보다 현저히 작으면 레일리 산란을 하고 1에서 100정도의 값을 가지면 미산란을 한다. 대류권 에어로솔과 황사 모형의 굴절지수와 4.2절에서 분석한 입자의 반경을 이용하여 0.5와 11 μm 에서의 Q_e , Q_s , Q_a 를 황사 모델과 대류권 에어로솔 모

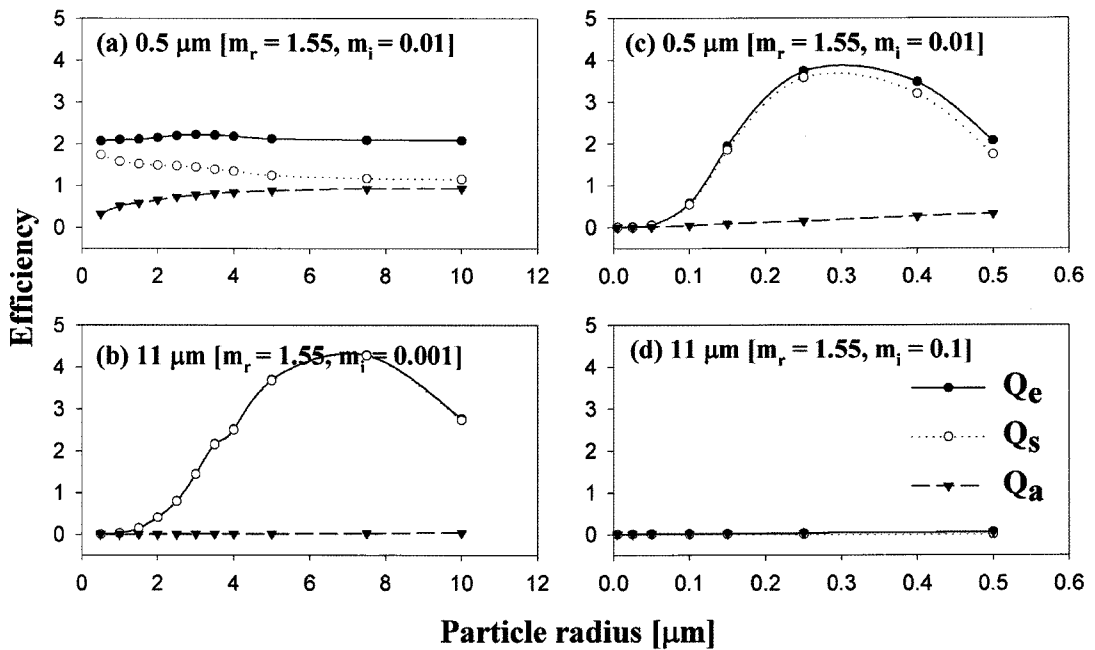


Fig. 4. Efficiency of extinction, scattering, and absorption for yellow sand model at (a) 0.5 μm and (b) 11 μm and tropo model at (c) 0.5 μm and (d) 11 μm .

델에 대하여 구하고 각각 Fig. 4에 제시하였다.

황사 에어로솔과 대류권 에어로솔의 Q_e 를 살펴보면 황사는 0.5와 11 μm 모두에서 큰 값의 Q_e 를 가지는 반면 (Fig. 4 (a), (b) 참조) 대류권 에어로솔은 0.5 μm 에서만 Q_e 가 크다(Fig. 4의 (c),(d) 참조). 이는 황사 에어로솔은 0.5, 11 μm 에서 크기변수(x)가 각각 55.3과 2.5로 모두에서 미 산란 하지만, 대류권 에어로솔은 0.5, 11 μm 에서 크기변수(x)가 각각 1.26과 0.06으로 0.5 μm 만 미 산란 하고 11 μm 에서는 레일레이 산란을 하기 때문이다.

또한 황사 에어로솔은 11 μm 에서 감쇄의 거의 대부분 이 산란에 의해서 이루어진다(Fig. 4 (b) 참조). 이는 황사가 11 μm 에서 값이 0.001로 낮은 값을 가져서 흡수보다는 산란이 탁월하기 때문이다. 적외영역에서 산란이

강한 것은 다른 일반적인 에어로솔의 특성에 반하는 것으로 황사 에어로솔만의 독특한 특징이라 할 수 있다.

4) 에어로솔 연직 분포

대류권 에어로솔 모형과 황사 에어로솔 모형의 연직 분포가 변화한다 하더라도 복사에 미치는 영향은 미미하다. 에어로솔 연직 분포의 변화가 복사에 큰 영향을 주기 위해서는 적외영역에서 흡수 재 방출이 일어나야 한다. 하지만 4.3에서 살펴본 바와 같이 적외영역에 대하여 대류권 에어로솔의 경우 레일레이 산란 영역이라 복사에 미치는 영향이 미미하고, 황사 에어로솔의 경우 흡수는 하지 않고 주로 산란이 일어나 에어로솔의 고도나 층후의 변화가 복사에 주는 영향은 미미하다.

Table 4. Impact of changes in aerosol vertical profile (altitude and thickness) on brightness temperature at 11 and 12 μm obtained from radiative transfer model simulation

| Thickness [km] | | Altitude [km] | | | | | | | | | |
|----------------|------|---------------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1 | TB11 | 0.21 | 0.15 | 0.08 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | -0.01 | -0.01 | -0.02 | -0.02 |
| | TB12 | 0.24 | 0.18 | 0.10 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | -0.01 | -0.01 | -0.02 | -0.02 |
| 3 | TB11 | 0.17 | 0.12 | 0.06 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | -0.01 | -0.01 | -0.02 | -0.02 |
| | TB12 | 0.20 | 0.14 | 0.07 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | -0.01 | -0.01 | -0.02 | -0.02 |
| 5 | TB11 | 0.12 | 0.08 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | -0.01 | -0.01 | -0.02 | -0.02 | -0.02 |
| | TB12 | 0.13 | 0.09 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | -0.01 | -0.01 | -0.02 | -0.02 | -0.02 |

황사 에어로솔의 연직 분포의 변화가 주는 영향을 파악하기 위하여 대류권 에어로솔의 연직 분포를 고정된 상태에서 황사 에어로솔의 층후와 고도를 변화시켰을 때 발생하는 밝기온도의 변동을 분석하였다. 에어로솔 광학적 두께는 1로 두고 크기 분포는 5.2절에서 구한 것을 사용하였으며 직하점에서의 밝기온도만 분석하였다. 복사전달모델(RSTAR5b) 내에 기술되어 있는 데로 고도가 4 km이고 층후가 5 km인 경우를 기준으로 정하고, 고도와 층후가 변화하였을 때 발생하는 온도의 변화를 Table 4에 제시하였다. 고도가 낮아지고 층후가 얇아질수록 오차가 커져서 최대 0.2 K 까지 된다. 일반적인 황사는 40~50 m/s의 제트기류를 타고 대류권 상층을 통하여 이동하고 (Joussaume, 1990), 하층으로 황사가 유입될 때는 층후가 두꺼워 지기 때문에 고도 4 km, 층후 5 km라 가정된 연직 분포는 실제 황사에 대하여 0.1 K 이하의 오차를 발생 시킬 것이라 생각된다. 광학 두께가 1일때 직하점에서 유발하는 오차가 약 2 K 이므로 연직 분포의 영향은 광학 두께 영향의 약 5%에 해당하 는 크기이므로 연직 분포의 변화는 무시할 수 있다.

5. 알고리즘 개발

1) SST-밝기 온도 training data set 구축

밝기 온도란 주어진 파장에서의 흑체상당 복사평형온도(Equilibrium Black Body Temperature)를 의미한다. 위성에서 측정되는 적외영역의 밝기온도는 SST, 대기의 상태, SZA, 센서의 반응함수에 의해서 결정된다. 복사전달 모델을 사용하여 위성에서 관측한 밝기온도 계산을 위해서는 이러한 값들을 복사전달 모델에 입력해야 한다. 본 연구에서는 각각의 인자를 변화시켰을 때 나타나는 SST-밝기온도 쌍의 training data set을 구축한 후, 이 자료를 이용하여 SST 알고리즘을 개발하였다.

본 연구에서 사용한 training data set의 변수와 그 수는 다음과 같다.

- 1) 라디오존데 관측 대기 연직분포 자료 : 1, 107개
 - 2) SST : 5 경우 즉, 라디오존데 최하층 온도, ± 2 K, ± 4 K
 - 3) 대기중 에어로솔의 분포상태 : 8 경우
- 맑은 날의 해수면온도 산출 알고리즘을 위한 배경대

기 에어로솔의 입력과, 황사발생시 알고리즘을 위해 0.5 μ m에서 황사에어로솔 광학적 두께(AOT)를 0.5에서 2.0까지 0.25간격으로 7단계로 변화시킨 경우

4) 위성천정각 (SZA) : 8 단계

1), 2), 3), 4)의 변수를 각각 조합하여 총 354,240가지 경우에 대하여 10 μ m에서 13 μ m까지 0.1 μ m간격으로 복사휘도 값을 계산하였다. 계산된 복사휘도를 센서의 반응함수를 이용하여 센서에서 측정되는 복사휘도를 구하였고, 이를 플랑크법칙을 이용하여 AVHRR 채널 4에서의 밝기온도(TB11)와 채널 5에서의 밝기온도(TB12)로 전환하였다(식, (7) 참조).

$$TB_i = \frac{a}{\ln R_i + b} \quad (7)$$

식 7에서 i 는 채널4 또는 5번을 의미하며, R_i 는 각 채널의 복사휘도이다. AVHRR 채널이 4일때 a 는 -1343.7, b 는 -6.7449이며, 채널이 5일때 a 는 -1226.1, b 는 -6.2843의 값을 가진다. 계산한 밝기온도 TB11 이 해수면 온도 범위에 위치하지 않는 경우(즉, TB11 < 270; TB11 > 305)는 분석에서 제외 하였으며, 그 양은 전체 자료의 약 13%를 차지했다.

2) 맑은 날 MCSST 알고리즘

많은 종류의 SST 추정 알고리즘이 존재하나 (Kilpatrick, 2001), 국지 영역에서 대기 중 총수증기량의 시간적 변화가 비교적 적은 경우 SST 추정은 TB11, TB11-TB12 (Dual Channel Difference: DCD), SZA 를 이용한 Multi-Channel SST (MCSST) 알고리즘을 사용할 수 있다. 즉,

$$MCSST = a + b TB11 + c DCD + d DCD(\sec(SZA)) - 1 \quad (8)$$

식 (8)에서 a , b , c , d 는 알고리즘의 계수이다.

5.1장에서 기술한 training 자료를 다중회귀분석하여 MCSST 알고리즘의 계수를 구했으며 결과를 Table 5에 제시하였다.

Table 5. MCSST regression coefficients for NOAA 16

| Coefficient | | 95% Confidence | |
|-------------|---------|----------------|---------|
| | | Lower | Upper |
| a | -0.3864 | -0.4841 | -0.2887 |
| b | 1.0003 | 1.0000 | 1.0007 |
| c | 2.1394 | 2.1348 | 2.1439 |
| d | 0.3153 | 0.3081 | 0.3225 |

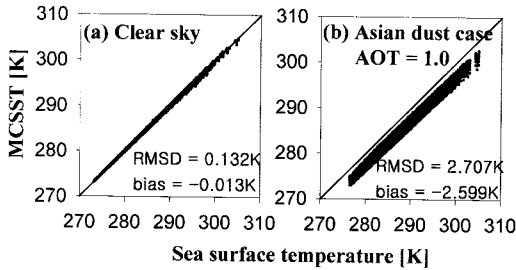


Fig. 5. Scatterplots for sea surface temperature versus MCSST for (a) clear sky and (b) Asian dust case (aerosol optical thickness at 0.5 μm is 1.0).

Training data set의 맑은 경우에 해당하는 밝기온도에 MCSST를 적용하여 얻은 SST와 해당 SST의 분포를 Fig. 5 (a)에 제시하였다. SST가 커질수록 오차가 점점 증가하는 경향이 나타나고 있으나, 편차와 root mean square difference (RMSD)가 각각 -0.013 K , 0.132 K 로 맑은 날의 MCSST 알고리즘은 우수한 성능을 보이고 있다.

황사가 알고리즘에 주는 영향을 파악하기 위하여 황사경우의 training data set 자료에 MCSST 알고리즘을 적용하여 구한 MCSST와 residual을 살펴보았다. Fig. 5 (b)는 AOT가 1.0인 황사가 발생하였을 경우 맑은 날을 기준으로 만들어진 MCSST 알고리즘을 적용하여 MCSST를 구한 것이다. 구해진 MCSST는 실제 SST보다 낮게 추정이 된다. AOT가 1.0일 때는 약 2.6 K 정도 낮게 추정되며 AOT가 2.0일 때는 약 5.4 K 정도 낮게 추정되었다. 따라서 황사시기에 관측한 대기창역에서의 밝기온도는 보정이 적용되지 않는 경우 많은 관측 픽셀은 구름으로 간주되어 복원되지 않거나 상당한 오차를 포함한 SST가 생산될 것이다. 따라서 황사현상이 발생하여 인공위성 관측이 황사에 오염되었을 때 MCSST 알고리즘을 사용한 SST 관측은 보정과정이 필요하다.

3) 황사가 MCSST 각 항에 미치는 영향

황사보정 SST 산출 알고리즘의 개발을 위해 먼저 황사 식 (8)의 알고리즘 각 항에 미치는 영향을 조사하였다.

(1) 황사가 TB11에 미치는 영향

황사가 TB11에 미치는 영향은 황사시기 TB11 (TB11_{dust})과 맑은 날의 TB11 (TB11_{clear})의 차이로 가정할 수 있다. AOT가 1.0인 황사시기에 위성천정각

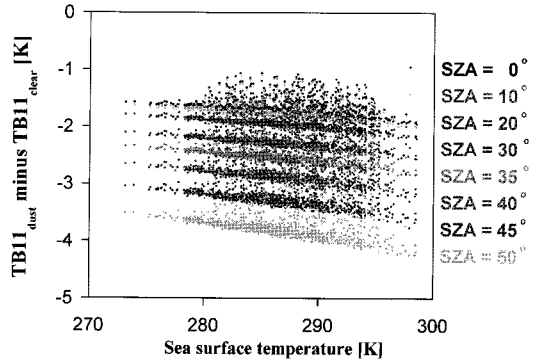


Fig. 6. Effect of satellite zenith angle (SZA) on the TB11 difference in Asian dust case. AOT is set to 1.0.

(SZA)를 0° 에서 50° 까지 8개의 단계로 변화시키며 SST에 따른 황사의 영향을 Fig. 6에 제시하였다. AOT가 1.0인 경우 $11\text{ }\mu\text{m}$ 에서의 밝기온도는 맑은 날에 비해 $1\sim 4\text{ K}$ 정도 낮게 추정된다.

SZA가 커질수록 빛이 투과하는 대기의 경로가 길어져서 황사에 의한 산란이 증가하게 되어 맑은 날과 황사인 날의 밝기온도 차이가 커짐을 알 수 있다. 또한 표면온도가 증가함에 따라서 대체적으로 맑은 날과 황사인 경우의 값의 차이가 커지는 경향이 있지만 280° 와 300° 사이에는 이러한 경향을 따르지 않고 황사의 영향이 약한 부분이 나타난다.

더욱 자세히 분석하기 위하여 SZA가 0° 일 때의 분포 중 선형적인 부분과 비선형적인 부분(황사의 영향이 약하게 나타나는 부분)의 대기연직 분포의 평균을 살펴 보았다. 비선형적인 부분을 선형적인 부분과 비교할 때 해수면 온도는 유사하지만 대기 온도가 높고 수증기의 양이 더 많았다. 이로 인하여 비선형적인 부분의 대기 중에서 방출되는 적외 복사량이 선형적인 부분의 것 보다 더 많아서 해수면으로부터 방출된 적외파장의 복사가 황사에 의해 감쇄되는 정도가 줄어든다.

(2) 황사가 TB11-TB12에 미치는 영향

황사에 의한 DCD (dual channel difference, TB11 - TB12)의 변동을 살펴보기 위하여 황사시기의 DCD (DCD_{dust})와 맑은날의 DCD (DCD_{clear})의 차를 구하여 분석하였다. AOT가 1.0인 황사시기의 DCD는 맑은 날에 비해 $0\sim 0.2\text{ K}$ 정도의 작은 값을 보이고 있다. 이는 TB11이 받는 영향에 비해서 현저하게 작은 값으로 SZA에 따른 규칙적인 변화는 보이지 않고 있다. 황사가 미

치는 DCD의 변화가 TB11의 변화보다 작은 이유는 황사에 의해서 감쇄되는 정도가 TB11과 TB12에서 거의 유사하게 작용하기 때문이다. 황사에 의한 DCD의 영향이 작지만 음으로 나타나는 이유는 TB11의 값이 TB12보다 크기 때문에 황사에 의한 감쇄가 더 많이 일어나서 TB11과 TB12의 차인 DCD의 값이 더 많이 감소하기 때문이다.

4) 황사보정 알고리즘 (AD-MCSST)

5.2절에서 기술한 바와 같이 맑은 날을 위한 MCSST 알고리즘을 황사경우에 적용할 때 SST는 더 낮게 산출된다. 이러한 오차(DT)는 식 (8)과 같이 정의할 수 있다.

$$DT = MCSST - SST \tag{9}$$

5.3절에서 기술한 바와 같이 황사의 주된 영향은 산란을 통해 일어남으로 식 (9)에서 DT는 황사로 인한 11 μm에서의 빛의 산란에 의한 감쇄결과라 추정할 수 있다. 이러한 산란효과는 기존의 수증기 보정항인 DCD를 사용하여 기술 또는 보정할 수 없으므로 새로운 보정방법의 개발이 필요하다. 황사의 산란 정도가 광학적두께와 빛의 경로의 길이에 의해 결정된다고 가정하여 황사 보정항을 다음과 같이 설정하였다. 즉,

$$DT = e + fTB_{11} \cdot AOT + gTB_{11} \cdot AOT(sec(SZA) - 1) \tag{10}$$

식 (10)에서 DT'은 DT를 추정할 값이고 e, f, g는 알고리즘의 계수이며 AOT는 0.5 μm에서의 에어로솔 광학두께를 의미한다. 식 (10)에 대한 다중회귀분석 결과는 Table 6에 제시하였다.

DT'은 황사발생시의 보정항이므로 황사시기에도 적용가능한 해수면온도 복원 알고리즘인 AD-MCSST (Asian Dust MCSST)은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$AD - MCSST = MCSST - DT' \tag{11}$$

$$AD - MCSST = a + bTB_{11} + cDCD + dDCD(sec(SZA) - 1) - e - fTB_{11} \cdot AOT - gTB_{11} \cdot AOT(sec(SZA) - 1) \tag{12}$$

Table 6. Regression coefficients in Eq. (9) for NOAA 16

| Coefficient | | 95% Confidence | |
|-------------|---------|----------------|---------|
| | | Lower | Upper |
| c | 0.0647 | 0.0630 | 0.0664 |
| f | -0.0066 | -0.0066 | -0.0066 |
| g | -0.0138 | -0.0138 | -0.0138 |

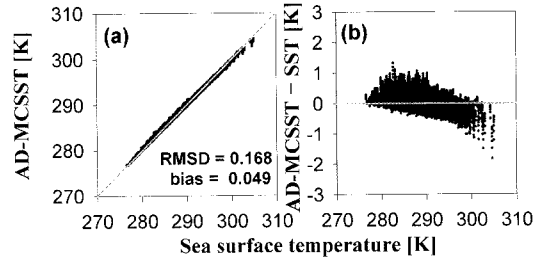


Fig. 7. Scatterplots for SST and (a) AD-MCSST and (b) AD-MCSST residual.

개발된 황사보정 알고리즘을 training 자료에 적용하여 얻은 결과를 Fig. 7에 나타내었다. Fig. 7에서 AOT가 1.0인 경우의 보정효과를 나타내고 있으나 AOT가 다른 경우에도 유사한 결과를 얻었다. MCSST 알고리즘을 황사의 경우에 적용하였을 때 나타났던 2.6 K의 편차는 0.049K로 무시할 정도로 줄어들었으며, RMSD 2.7은 0.17로 감소되었음을 보인다.

5) 알고리즘 검증

해수면온도 복원 검증을 위해서는 황사영역에서의 AOT자료가 필요하다. 이 연구에서 사용한 광학두께는 GMS위성 가시광 자료를 사용한 엄영대(2002)에서 개발한 AOT 산출방법을 적용하여 얻었다. 이 방법은 위성관측 알베도를 태양 천정각, 지표면 알베도, AOT의 함수로 나타낸 LUT (Look Up Table) 방법이며, 복사 전달 모델을 이용하여 얻었다. 어떤 지점에서의 태양 천정각과 지표면 알베도, 위성 관측 알베도를 LUT에 대입한 후 AOT를 구할 수 있다.

맑은 날(2002년 4월 4일)과 황사가 발생한 날(2002년 4월 9일)의 경우에 대하여 본 연구에서 구해진 AD-MCSST 알고리즘을 이용하여 해수면 온도를 계산하고 기상청의 MCSST 알고리즘 (KMCSST)을 이용하여 복원한 해수면 온도와 비교하였다(Fig 8, 9 참조). 4월 9일 동해연안에 황사가 강하게 발생하였는데 해당 지역에서 KMCSST는 맑은 날의 경우보다 황사인 경우에는 5도 정도 더 낮게 측정 되어있다. 이에 비해 AD-MCSST는 맑은 날보다 황사인 날이 1도 정도 더 낮게 측정되어 있어 상당히 많이 개선되었음을 알 수 있다. KMCSST와 AD-MCSST를 서로 비교해보면 황사인 경우에만 높게 측정된 것이 아니라 맑은 날의 경우에도 AD-MCSST가 1도정도 높게 측정하고 있다. 이러한 오

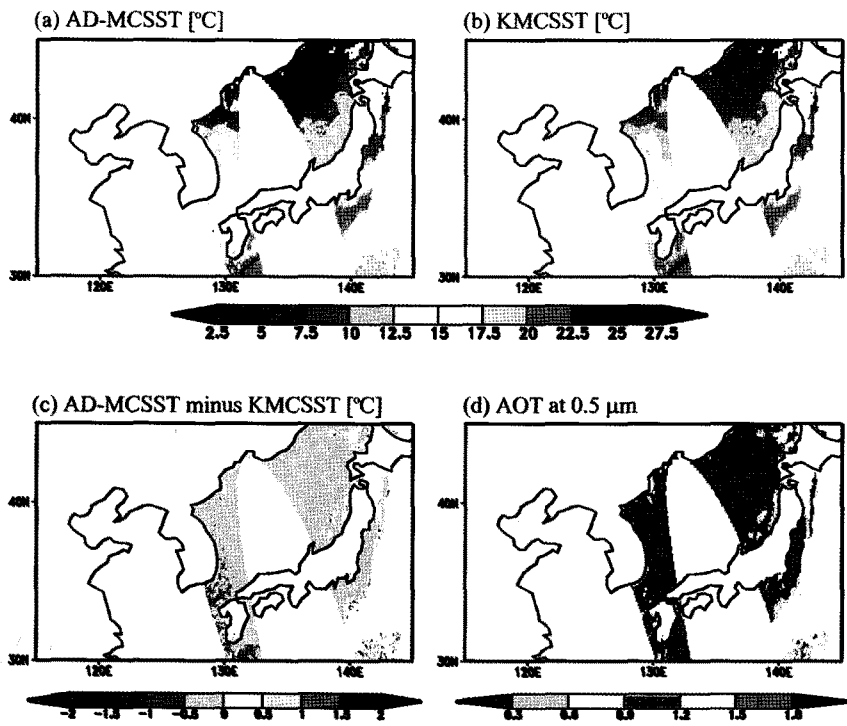


Fig. 8. Comparison AD-MCSST to KMCSST for clear sky case at 4th April 2002.

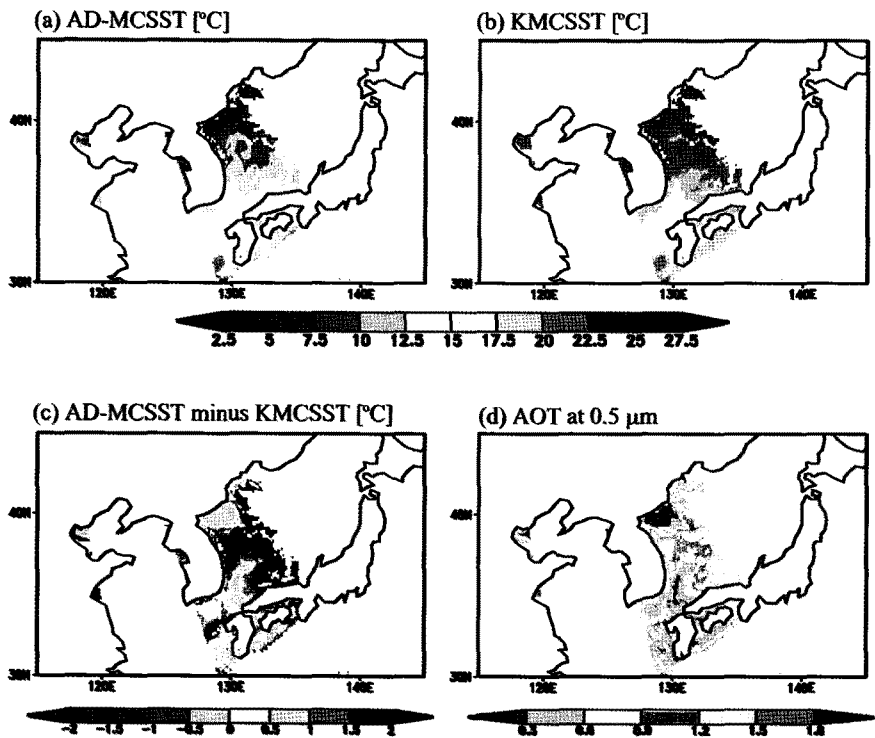


Fig. 9. Comparison AD-MCSST to KMCSST for Asian dust case at 9th April 2002.

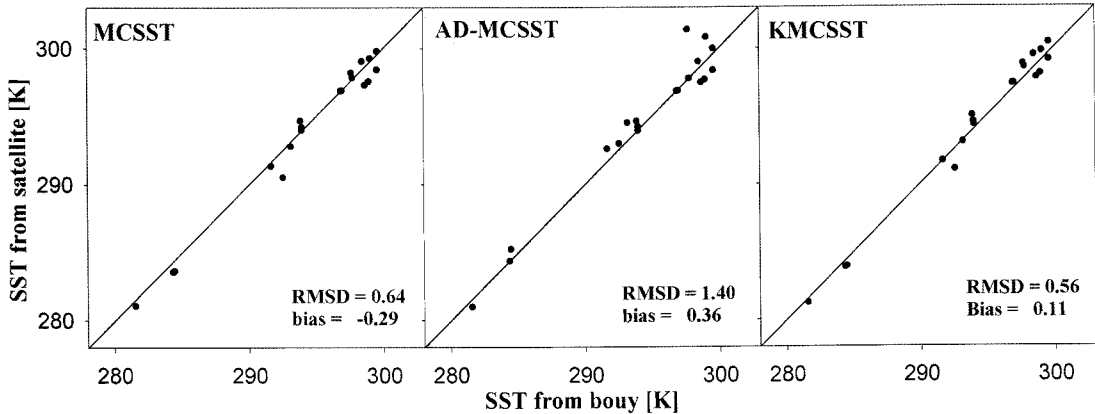


Fig. 10. Comparison of retrieved SST results from MCSST, AD-MCSST, and KMCSST algorithms.

차의 원인은 에어로솔 광학적 두께가 실제보다 너무 크게 추정되었기 때문이다. 에어로솔 광학적 두께를 더 정확히 측정할 수 있다면 AD-MCSST의 결과가 더욱 향상 될 것이라 생각된다.

부이 SST 실측치와 각 알고리즘을 이용하여 계산한 SST비교를 하였다. 2002년 3월 10일부터 4월 19일 동안 동아시아 영역에서 부이로 부터 NOAA16 자료가 공간적으로 위경도차가 0.10° 내에 분포하는 자료를 평균 하여 부이 자료와 비교하였다(Fig. 10 참조). 결과를 보면 AD-MCSST가 다른 알고리즘들에 비해 에러가 크고 높게 측정되었다는 것을 알 수 있다. 이러한 오차의 원인은 AD-MCSST 방법이 필요로 하는 AOT의 값이 부정확한 것을 들 수 있다. 예를 들어 AOT가 0.5의 오차를 보일 때 DT^* 이 $1 \sim 3$ K의 값을 가질 수 있어서 Fig. 10에서 나타나는 정도의 오차가 발생한다.

6. 결론

본 연구에서는 AVHRR 적외채널 (11, 12 μm) 관측 자료를 사용하여 SST를 추정할 때 황사가 이에 미치는 영향을 파악하고 황사효과를 고려하여 해수면 복원 알고리즘을 개선하였다.

황사에어로솔에 오염된 AVHRR 적외 관측치에 맑은 날의 알고리즘 MCSST를 적용한 경우 실제의 값보다 낮게 추정됨을 보였다. 오차 실험에서 에어로솔 광학적 두께가 1인 경우 직하점에서 SST가 $1 \sim 2$ K 정도 낮게 산출되었으며, 위성천정각(SZA)이 커짐에 따라 4 K 까

지 영향을 주고 있음을 밝혔다. 이러한 오차는 황사에 의한 산란의 효과로 판단된다. 그러나 수증기량에 의한 흡수부분을 주로 설명하는 DCD는 황사가 있는 경우라 하더라도 그리 큰 영향을 받지 않았다.

황사의 영향을 보정하기 위하여 보정항을 TB11, AOT, SZA의 함수로 놓고 관계식을 얻었으며, 이를 황사에어로솔 존재 시 해수면 온도 산출을 위한 복원을 위해 사용하였다. 이 결과 황사 에어로솔 광학적 두께가 1.0인 경우 2.6 K 정도 나타났던 편차는 사라졌으며 2.7 K 정도의 RMSD는 0.2 K 정도로 크게 줄어 성능이 매우 향상되고 있음을 알 수 있었다.

실제 위성자료를 사용한 AD-MCSST의 검증은 자료의 부족으로 그 자료의 품질에 대한 자세한 평가가 어려우나, 해수면 온도가 크게 변하지 않는다고 가정할 때 MCSST 적용의 경우에 비해 AD-MCSST는 해수면 온도의 공간분포 등에서 실측치에 보다 근접한 값을 산출하였다. 그러나 AD-MCSST는 정확한 AOT의 산출을 전제로 한 것이므로 보다 정확한 AOT 산출 알고리즘의 병행이 필요불가결하다. 아울러 황사여부를 판단할 수 있는 알고리즘의 개발도 필요하다.

이 연구에서는 평균모드와 관계된 AOT에 의한 TB11 보정을 다루고 있으나 각 황사 경우의 에어로솔의 분포가 각 모드의 하중함수인 C1, C2에 의해 기술되고, 이러한 하중함수가 Ångström 지수와 연관되어 있음을 고려할 때, Ångström 지수의 이용이 황사보정에 이용될 수 있을 것이다. 이러한 관계를 이용하여 에어로솔의 크기 분포의 변화가 적외영역의 복사전달에 미치는 영향을 분석한다면, 황사 에어로솔이 해수면 온도 산출에 미치는

영향을 더욱 정확하게 기술할 수 있을 것으로 판단된다.

사 사

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2006-2103)의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 엄영대, 손병주, 2003. GMS-5 위성의 가시자료를 이용한 동아시아 지역의 에어로솔 광학두께 추정. *대기*, 15: 203-211.
- Ahn, M. H., J. M. Koo, C. Y. Chung, and J. C. Nam, 2003. Effect of the tropospheric dust on the sea surface temperature derivation from the GMS-5 IR data. *J. Korean Soc. Remote Sens.*, 39: 653-666.
- Barton, I. J., 1995. Satellite-derived sea surface temperatures: Current status. *J. Geophys. Res.*, 100: 8777-8790.
- Emery, W. J., S. Castro, G. A. Wich, P. Schluessel, and C. Donion, 2001. Estimating sea surface temperature from infrared satellite and in situ temperature data, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82: 2773-2785.
- 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.
- Fukushima, H., M. Schmidt, B. J. Sohn, W. Takahashi, M. Toratani, and I. Uno, 2000. Asian dust: Spatial and optical properties as seen by satellite ocean color sensors, Proc. 2000 Int. Geosci. and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2000), Honolulu, Hawaii, IEEE: 1616-1618.
- Joussame, S., 1990. Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 95: 1909-1941
- Kim, D. H., B. J. Sohn, T. Nakajima, T. Takamura, T. Takemura, B. C. Choi, and S. C. Yoon, 2004. Aerosol optical properties over East Asia determined from ground-based sky radiation measurements, *J. Geophys. Res.*, 92: 95-115.
- Lee, Y. H. and M. H. Ahn, 2001. The impact of high resolution SST on the performance of temperature prediction in a short-range prediction, *J. Kor. Meteor. Soc.*, 37: 607-619.
- May, D. A., L. L. Stowe, and J. D. Hawkins, 1992. A correction for Saharan dust effect on satellite sea surface temperature measurements. *J. Geophys. Res.*, 97: 3611-3619.
- McClain, E. P., W. G. Pichel, and C. C. Walton, 1985. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, 90: 11,587-11,601.
- McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. Selby, F. E. Volz, and J. S. Garing, 1972. Optical properties of the atmosphere 3rd edition. *Air Force Cambridge Research Laboratories, Report AFCRL-72-0497*: 110.
- Nakajima, T. and M. Tanaka, 1986. Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 35: 13-21.
- Nakajima, T. and M. Tanaka, 1988. Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 40: 51-69.
- Nakajima, T., G. Tonna, R. Rao, P. Boi, Y. Kaufman, and B. Holben, 1996. Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersion. *Appl. Opt.*, 35: 2672-2686.
- Nalli, N. R. and L. L. Stowe, 2002. Aerosol correction for remotely sensed sea surface temperatures from the National Oceanic and Atmospheric

- Administration advanced very high resolution radiometer. *J. Geophys. Res.*, 107: 3172-3199.
- Walton, C. C., W. G. Pichel, J. F. Sapper, and D. A. May, 1998. The development and operational application of nonlinear Algorithms for the measurement of sea surface temperatures with the NOAA polar-orbiting environmental satellites. *J. Geophys. Res.*, 103: 27999-28012.
- Wiscombe, W. J., 1980. Improved Mie scattering algorithms. *Appl. Opt.*, 19: 1505-1510.
- Zavody, A. M., C. T. Mutlow, and D. T. Llewellyn-Jones, 1995. A radiative transfer model for sea surface temperature retrieval for the along-track scanning radiometer. *J. Geophys. Res.*, 100: 937-952.