Korean Journal of Remote Sensing, Vol.22, No.6, 2006, pp.507~518

적외선 채널을 이용한 에어로솔 탐지의 경계값 및 민감도 분석

하종성 · 김재환† · 이현진
부산대학교 대기과학과

Sensitivity Analysis of IR Aerosol Detection Algorithm

Jong-Sung Ha, Jae-Hwan Kim†, and Hyun-Jin Lee
Department of Atmospheric Science, Pusan National University, Korea

Abstract : The radiation at 11μm is absorbed more than at 12μm when aerosols is loaded in the atmosphere, whereas it will be the other way around when cloud is present. The difference of the two channels provides an opportunity to detect aerosols such as Yellow Sand even with the presence of clouds and at night. However problems associated with this approach arise because the difference can be affected by various atmospheric and surface conditions. In this paper, we has analyzed how the threshold and sensitivity of the brightness temperature difference between two channel (BTD) vary with respect to the conditions in detail. The important finding is that the threshold value for the BTD distinguishing between aerosols and cloud is 0.8°K with the US standard atmosphere, which is greater than the typical value of 0°K. The threshold and sensitivity studies for the BTD show that solar zenith angle, aerosols altitude, surface reflectivity, and atmospheric temperature profile marginally affect the BTD. However, satellite zenith angle, surface temperature along with emissivity, and vertical profile of water vapor are strongly influencing on the BTD, which is as much as of about 50%. These results strongly suggest that the aerosol retrieval with the BTD method must be cautious and the outcomes must be carefully calibrated with respect to the sources of the error.

Key Words : Brightness Temperature Difference, Yellow Sand.

요약 : 지표면에서 방출된 11μm와 12μm의 복사량은 대기 입자에 의해 선택적으로 산란되고 흡수된다. 에어로솔이 대기 중에 존재할 경우 지표면에서 방출되는 11μm의 복사량이 12μm보다 흡수를 많이 하므로 밝기 온도가 낮게 나타나고, 반대로 구름에 대해서는 12μm가 흡수를 많이 하여 11μm의 밝기 온도가 높게 나타난다. 그러므로 11μm와 12μm의 밝기 온도 차이(BTD)를 통해 구름과 에어로솔의 존재 유무를 판별할 수 있고, 에어로솔의 광학 두께를 추정할 수 있다. 본 연구에서는 대기의 구성 물질과 연직 분포 상태, 지표면의 온도와 형태, 그리고 에어로솔의 구성성분에 따라 BTD 경계값과 민감도를 분석하였다. BTD 경계값은 이론적으로 0°K라고 알려져 있으나 본 연구에서 US 표준 대기 상태일 때 0.8°K의 경계값을 보인다. BTD 값은 태양 천정각, 에어로솔의 고도, 지표면 반사도, 그리고 대기의 연직적 온도 분포에 따라서는 영향을 적게 받았다. 그러나 위성 천정각, 지표면 온도와 방출율, 연직적 수증기 분포에 대해 영향이 크게 나타나며 에

2006년 7월 30일 접수 ; 2006년 10월 14일 수리.
† 교신저자: 김재환(jaekim@pusan.ac.kr)

어로솔 탐지에 50%이상의 오차를 유발할 수도 있다. 그러므로 BTD 방법을 사용하는데 있어 주의가 요구되며, BTD값에 영향을 미치는 인자를 보정해 준다면 좀 더 정확한 에어로솔 탐지가 가능하리라 사료된다.

1. 서 론

에어로솔은 대기에 부유하는 고체 혹은 액체의 미립자이다. 이것은 화산활동, 모래바람, 동식물 부패 등과 같이 자연적으로 혹은 산업화 도시화로 인한 인위적 활동에 의해 발생되어진다. 에어로솔은 기후를 변화시키고, 식물의 성장을 방해하며, 인간 건강에 해를 끼치며, 첨단 산업에 피해를 입힌다(임영욱과 정용, 1989; Liu and Smith, 1995; Monn *et al.*, 1997). 이러한 피해에 대처하고 그 영향을 평가하기 위해 에어로솔 관측이 필수적으로 요구되어지고 있다.

에어로솔은 지상과 위성에서 탐지되어진다. 지상에서의 탐지는 장기간 지속적인 관측이 가능하며, 물리·화학적 특성에 대한 상세한 정보를 얻게 한다. 그러나 전 지구 규모의 분포와 이동을 이해하기 위해서 위성에서의 탐지가 요구되어진다. 위성을 이용한 에어로솔 모니터링은 여러 파장대의 빛을 이용한다. 자외선은 다른 파장대에 비해 상대적으로 낮은 지표 반사도를 가지며, 위성과 태양 고도에 의한 방향성 반사 효과가 작기 때문에 에어로솔 탐지에 적합하다(Torres *et al.*, 2002). 그러나 자외선 탑재체의 공간분해능이 가시광선과 적외선에 비해 지나치게 낮다는 단점이 있다. 가장 널리 이용되는 파장대는 가시광선이다. 그러나 가시광선은 자외선에 비해 상대적으로 높은 지표 반사도 때문에 사막과 같은 지역에서 매우 낮은 민감도를 가진다. 그러므로 이 파장대를 이용한 에어로솔 측정은 지표반사도가 낮은 해양과 육지의 식생지역에 한정하여 이루어진다(Fukushima and Toratani, 1997; Kaufman *et al.*, 1997; King *et al.*, 1999; Torres *et al.*, 2002). 적외선 파장대를 이용한 에어로솔 탐지는 자외선이나 가시광선 파장대와 달리 높은 지표 반사도를 가진 지역과 야간에도 탐지할 수 있는 장점을 가지고 있다. 그러나 적외선은 에어로솔의 크기와 광학적 특성, 지표의 온도와 습도, 수증기의 분포, 지표면 방출율 등에 민감하기 때문에 다른 두 파장대에 비해 매우 제한적으로 이용되어지고 있다.

적외선을 이용한 에어로솔 탐지는 대기의 창 영역에 해당하는 3.7μm와 11μm 채널 밝기 온도와의 차이(Brightness Temperature Difference: BTD)를 이용한다(Ackerman, 1989). 그러나 3.7μm채널은 태양과 위성의 고도와 지표 온도에 큰 영향을 받기 때문에 이 채널을 이용한 에어로솔 탐지는 큰 오차를 유발한다. 또 다른 방법은 Prata (1989)이 제시한 11μm와 12μm 채널 밝기 온도와의 차이를 이용하는 것이다(BTD). 황사와 화산재는 11μm가 12μm보다 흡수를 많이 하여 두 채널의 밝기온도 차이가 음수가 된다. 그러나 구름이 있을 때는 그 반대가 되어 밝기 온도 차이는 양수가 된다는 원리를 이용한다. 황사의 주성분인 규산염 물질의 파장에 따른 방출율을 보면 8.0~9.7μm사이에서 최소값을 보이고, 파장이 증가하면서 방출율도 증가하여 12~13μm에서 최대값을 나타낸다(Vickers and Lyon (1967)). 이러한 파장에 따른 방출율 때문에 에어로솔이 존재할 때 BTD는 음수값으로 편향된다.

Wen and Rose (1994)는 11μm와 12μm채널 밝기 온도와의 차이를 Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)에 적용하여 화산재 에어로솔의 입자크기, 광학두께, 총질량을 산출하였으며, Gu *et al.* (2003)은 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)에 적용하여 동아시아 지역의 황사를 측정하였다. Gu *et al.* (2003)은 위성에서 측정한 밝기 온도와 대기 복사 모델을 통해 계산된 Look Up Table (LUT)을 이용하여 에어로솔의 양을 산출하였다. 하지만 산출된 에어로솔 양은 대기 복사 모델의 입력 자료로 사용한 입자의 굴절지수, 크기분포, 입자모양, 지표와 대기의 상태에 따라 10~40% 정도의 오차를 가진다고 제시하였다. 현재 한국 기상청은 BTD 방법을 AVHRR 자료에 적용하고 있는데, 황사와 구름의 구별을 위한 경계값을 -0.7°K로 잡고 있다. 이런 BTD의 경계값은 선행 연구에서 에어로솔의 광학적 특성, 지표, 대기의 상태에 영향을 받을 것으로 제시되었다.

대기 중에는 수증기가 항상 존재하기 때문에 에어로솔이 존재하지 않더라도 경계값은 0°K보다 조금 큰 양수 값을 가진다. 또한 표준 대기 상태에 따라 BTD 경계값이 달라질 수 있다. 그러므로 본 연구에서는 에어로솔

이 존재하지 않는 청정한 대기 상태에서 위성과 태양의 천정각, 대기의 연직 온습도 분포, 지표면 온도와 방출율, 그리고 지표면 반사도등을 변화시킴으로써 BTD의 경계값 변화 정도를 분석해 보았다. 또한 에어로솔이 존재할 때, 에어로솔의 구성 성분과 존재 고도, 그리고 표준 대기 상태에 따라 어떻게 BTD 값이 변하는지 민감 정도를 분석했다. 특히 본 연구의 주 관심사는 3~4월 동북아시아에 영향을 미치는 황사의 경우에 초점을 맞추어 연구를 진행하였다. 이를 위해 대기 복사 모델은 CCSR (Center for Climate System Research)에서 개발한 Rstar5b를 사용하였다.

2. 복사모델

Rstar5b는 CCSR에서 개발한 Star시리즈 중 하나로 대기 분자와 에어로솔 입자에 의한 다중 산란(multiple scattering) 효과와 양방향성 표면 복사를 고려하고 있다. 이 복사 전달 모델은 LOWTRAN-7을 이용하여 0.2 - 200μm 사이의 파장대에 대기-육지-해양 계에서의 복사 효과 계산을 위해 개발된 모델로 대기 상층에서의 반사도와 복사휘도(radiance)를 계산한다. 이 모델에서는 육지나 해양 표면 위의 대기를 균질한 50개의 층으로 나눈 평면 대기로 가정하여 각 층에서의 효과를 계산해 낸다. 해양 표면의 경우 풍속을 입력 자료로 사용하게 되고, 램버시안 지표면(lambertian surface)의 경우에는 표면 반사도를 입력 자료로 사용하게 된다.

1) 모델 입력 자료

Rstar5b는 사용자의 목적에 따라 다양한 입력 자료를 사용할 수 있다. 본 연구에서 BTD값이 주어진 태양의 천정각(θ_0), 위성의 천정각(θ), 표면 반사도(α_s), 0.5μm에서의 에어로솔의 광학적 두께($\tau_{0.5\mu m}$), 지표면 온도와 방출율, 온 · 습도 연직분포, 에어로솔과 구름의 존재 고도, 그리고 대기의 수증기 분포에 따라 어떻게 변하는지 분석하였다. 태양 천정각과 위성 천정각은 10°에서 80°까지 7개, 에어로솔의 광학적 두께는 0에서 2.8까지 0.4간격으로 8개의 입력 자료를 주었다.

대기 복사 모델을 통해 정확한 민감도 분석 결과를 얻기 위해 위성에 탑재된 파장에 따른 반응 함수를 고려하여 계산해야 한다. 본 연구에서는 MODIS 센서의 파장에 따른 반응 함수를 고려하였다.

2) 에어로솔의 광학적 모델

정확한 민감도 조사가 이루어지기 위해서는 에어로솔의 크기 분포를 묘사하는 광학적 모델의 선정과 에어로솔의 구성 요소에 따른 광학적 특징을 알아야 한다. 에어로솔의 크기 분포를 결정하는 선행 연구들이 있었다. 성층권이나 대류권의 에어로솔의 크기 분포를 결정하는데 power law 크기 분포가 사용되기도 하고(Toon and Pollack, 1976), 에어로솔들이 서로 다른 물리 과정들을 통해서 형성된다는 것을 고려하여 다중 모드 크기 분포도가 사용되기도 한다(Whitby, 1978). 이와 같이 입자의 크기 분포는 하나 혹은 여러 개의 모드를 가질 수 있기 때문에 본 연구에서는 평균 반경이 0.25~2.0μm로 장거리 수송이 가능하고, 두 개의 모드를 가지는 크기 분포(bi-model log normal size distribution)를 가정한 식 (1)이 사용되었다. 이 식에서 나타나는 두 개의 모드는 0.6μm 이하에서 하나의 최고점이 나타나고, 0.6μm 이상에서 또 하나의 최고점이 나타난다.

$$\frac{dV}{d\ln r} = \sum_{n=1}^{2} \frac{C_{iv,i}}{\sqrt{2\pi}S_i} \exp[-\frac{1}{2}(\frac{\ln r - \ln r_{v,i}}{S_i})^2] \quad (1)$$

여기서 첨자 i는 이중 모드의 각 모드 숫자를 나타낸다. 여기서 $C_{v,i}$은 이중 모드에서 입자의 부피 농도(volume concentration), $r_{v,i}$은 에어로솔의 평균 반경을 나타내고, S_i은 ln r의 표준 편차를 나타낸다. bi-modal log normal 크기 분포에 들어가는 변수는 황사가 많이 보고되었던 2001년 3월의 20일 안면도 지역의 AERONET (AErosol RObotic NETwork) 자료를 사용하였다. 사용된 모델 입력 변수는 $C_{v,1}$ = 0.212768, $C_{v,2}$ = 0.591440, $r_{v,1}$ = 0.096918μm, $r_{v,2}$ = 2.379725μm, S_1 = 0.528396, S_2 = 0.629815 이다. Fig. 1a는 안면도에서 관측한 에어로솔의 크기 분포이고, Fig. 1b는 앞의 입력 변수에 따라 식 (1)로 계산한 결과를 보여주는 것으로 Fig. 1a와 잘 일치하는 것을 알 수 있다.

부유된 에어로솔의 광학적인 특성은 입자 크기 분포뿐만 아니라 굴절 지수에도 크게 의존한다(Sokolik and Toon, 1998). 본 연구에서 사용한 Rstar5b에 내장된 에어로솔 광학적 특징 자료는 본 민감도 분석에 적합하

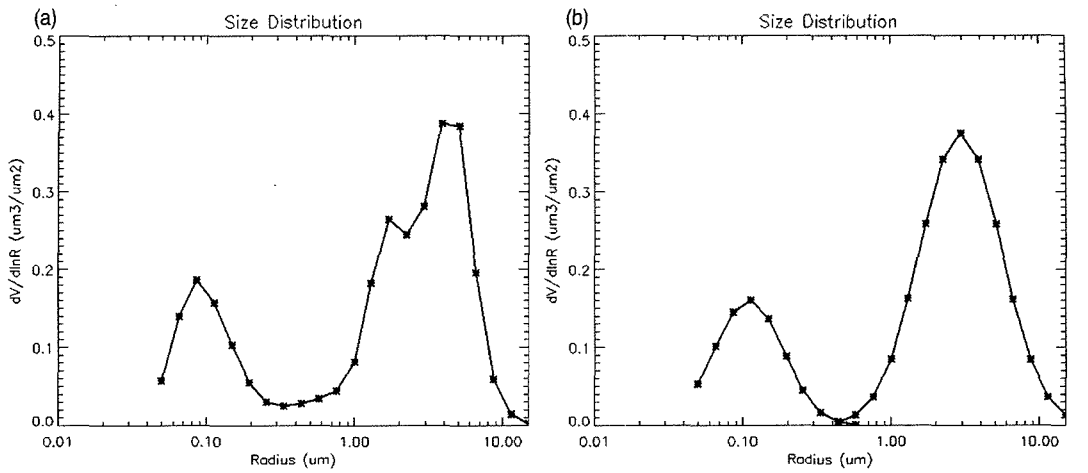

Fig. 1. (a) The Observed aerosol size distribution from AERONET over Anmyon on March 20, 2001 and (b) calculated aerosol size distribution.

지 않은 에어로솔 정보를 가지고 있기 때문에 대기 복사 모델 중의 하나인 HITRAN (HIgh-resolution TRANsmission) 의 에어로솔 자료를 사용하였고, 황사 입자를 중심으로 분석하였다. 중국의 사막지역에서 발생한 황사 입자의 직경이 1~5μm 범위에서 최대값을 나타내고, 2μm의 평균 직경을 보인다(Chun *et al.*, 2001). 화학 성분은 주로 SiO_2, Si, Fe, Al, Ca이며, 그 중 60%가 SiO_2이다(Goudie, 1978; McKendry *et al.*, 2001). 그러나 입자 사이즈가 큰 경우의 광물학적인 구성요소를 보면 거의 100%가 순수한 석영 입자(SiO_2)이기 때문에 황사 입자를 대신해 석영 입자의 굴절 지수를 복사 모델의 입력 자료로 사용하였다(Gomes and Gillette, 1993).

3. 분석 및 결과

1) 에어로솔 종류에 따른 변화

대기 중에는 모래 입자를 비롯하여 화산재, 해염입자 등 다양한 종류의 에어로솔이 존재한다. 그러므로 에어로솔 구성 성분에 따른 BTD 민감도 변화와 11μm에서의 밝기 온도(Brightness Temperature: BT) 값이 분석되었다(Fig. 2). Lowtran-7에 기초한 대기 모델 변수를 사용하였고, 대기의 온·습도 분포와 대기의 구성 물질은 US 표준 변수를 사용하였다. 위성의 천정각과 태양의 천정각은 40°로 고정하였다. 이 천정각은 Terra 위성이 우리나라 근처를 관측할 때의 일반적인 각도로 정확한 민감도 분석을 위해 사용되었다. 화산재 에어로솔은 발생 메커니즘으로 인해 높은 열원에서 방출되어 높은 고도에 도달하기 때문에 10~15km에 존재한다고 가정하였고, 해염 입자는 0~2km에 존재한다고 가정하였다. 그 이외의 에어로솔 입자는 3~5km 사이에 존재한다고 가정하였다(Yu and Rose, 2002; Shaw, 1980).

에어로솔의 광학적 두께가 0일 때, 즉 맑은 대기 상태일 때 BTD는 0.8°K의 경계값을 보였다. Prata (1989)는 BTD 값이 0°K보다 작을 때를 화산재 에어로솔, 0°K보다 클 때를 구름이라고 보았다. 그러나 복사 모델 결과는 0°K보다 높은 경계값을 나타내고 있다. 그러므로 0°K의 경계값으로 에어로솔을 탐지하는 데에는 한계가 있는 것으로 사료된다. 다음으로 광학적 두께를 증가시면서 BTD의 변화 정도를 분석해 보았다. 해염 입자는 광학적 두께가 증가할수록 양의 값을 보인 반면 다른 에어로솔은 음의 값을 보였다. 광학적 두께가 0에서 1로 증가하였을 때 석영 입자는 0.8°에서 -1.9°K로 가장 큰 범위로 변화하였고, 화산재 에어로솔이 다음으로 큰 변화폭을 보였다. 11μm에서의 밝기 온도는 먼지 입자에서 가장 큰 변화폭을 보였던 반면 해염 입자에서 작은 밝기 온도 차이를 보였다. 그러므로 에어로솔의 구성 성분에 따라 BTD값의 변화 정도는 다르기 때문에 정확한 에어로솔 정보가 요구된다.

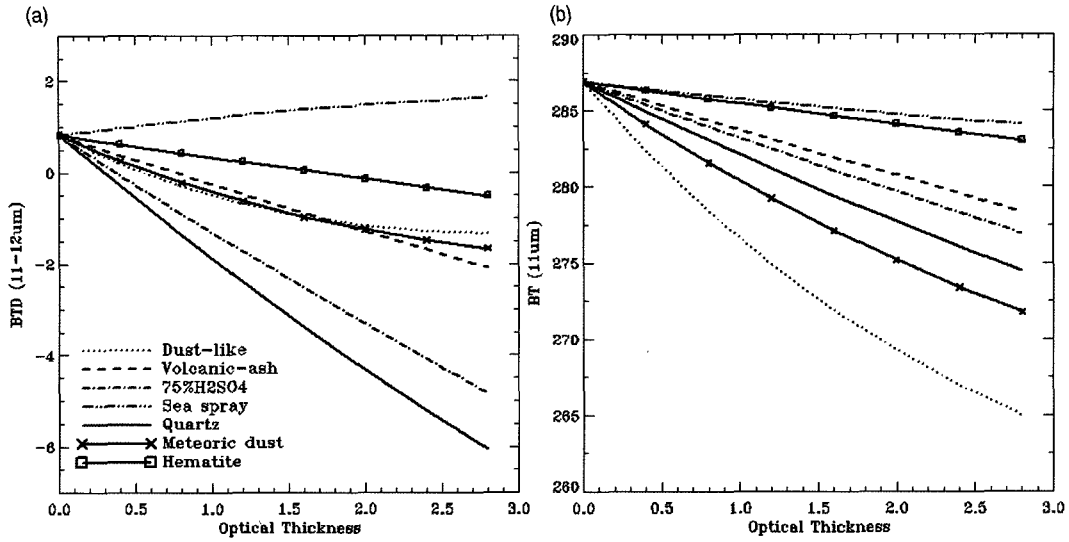

Fig. 2. The variation of (a) BTD and (b) BT as a function of aerosol optical thickness : Dotted line is for "Dust-like"; Dashed line is for "Volcanic ash"; Dash dot line is for "75%H2SO4"; Dash dot dot line is for "Sea spray"; Solid line is for "Quartz"; X is for "Meteoric dust"; Square(□) is for "Hematite".

2) 태양과 위성의 위치에 따른 변화

위성에서 관측되는 복사량은 위성의 천정각, 태양의 천정각, 위성과 태양의 방위각 차 등에 영향을 받게 된다. 천정각의 변화 정도에 따른 BTD와 BT의 변화 정도를 분석해 보았다. 위성의 천정각을 40°, 위성과 태양사이의 방위각 차를 0°로 고정시켜놓고, 태양 천정각이 10, 30, 50, 80°일 때 광학적 두께에 따른 BTD와 11μm에서의 BT 변화를 보았다. BTD값과 11μm에서의 밝기온도는 태양 천정각 변화에 따라 경계값은 변하지 않았고, 광학적 두께에 따라서도 변화가 없었다. 이는 11μm와 12μm이 적외선 채널이기 때문에 태양광의 영향을 받지 않기 때문이고, 이러한 특징으로 인해 야간에도 탐지가 가능하다.

Fig. 3는 태양의 천정각을 40°, 위성과 태양의 방위

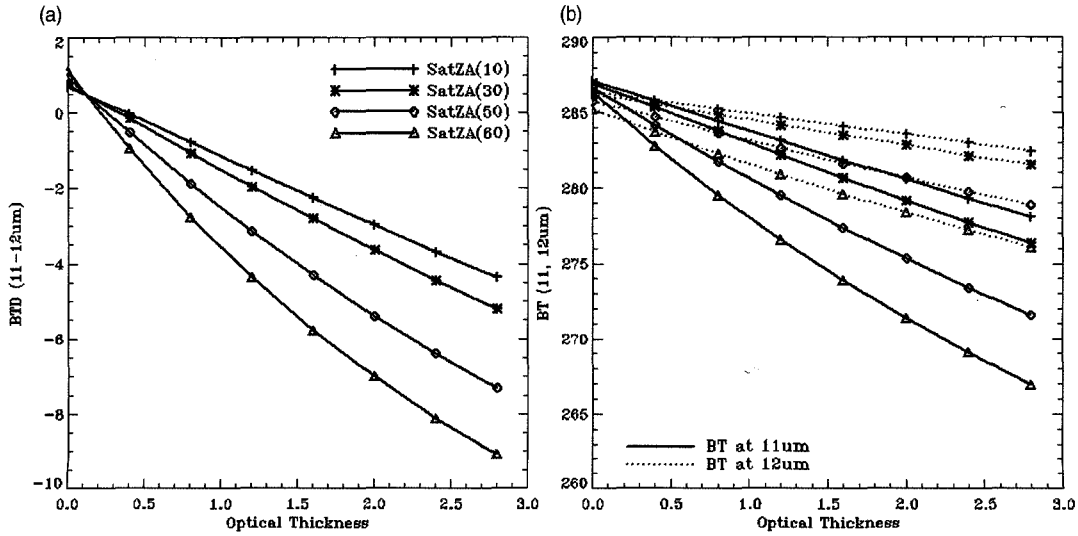

Fig. 3. The variation of (a) BTD and (b) BT as a function of satellite zenith angles (SatZA).

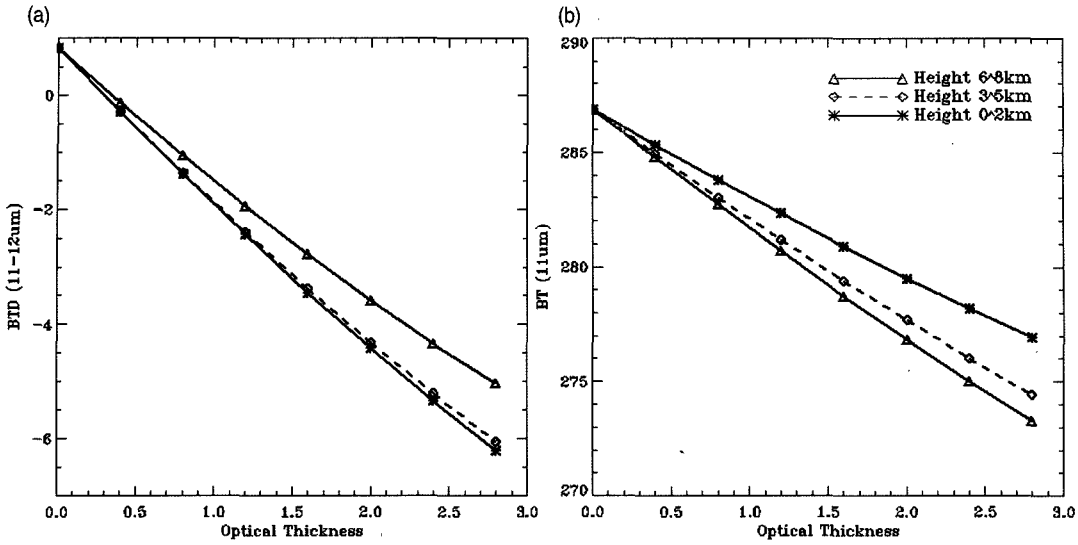

Fig. 4. The variation of (a) BTD and (b) BT as a function of the height of yellow sand presence.

각 차를 0°로 고정시켜놓고, 위성의 천정각이 10, 30, 50, 60°로 변할 때 값의 변화를 보여주고 있다. BTD의 경계값은 위성의 천정각이 10°일 때 0.6°K, 60°일 때 1.2°K로 0.6°K의 변화 폭을 볼 수 있다. 또한 위성의 천정각이 10°일 때 광학적 두께를 0에서 1로 증가하면 BTD 값은 1.2°K에서 -1.1°K로 감소하였고, 위성의 천정각이 60°일 때는 0.6°K에서 -3.6°로 감소하였다. 그러므로 위성의 천정각이 클수록 높은 BTD 경계값을 보였고, 에어로솔의 광학적 두께에 따른 변화폭도 큰 것을 볼 수 있다. Fig. 3b는 위성의 천정각에 따른 11μm와 12μm에서의 밝기 온도 변화를 보여주는 것으로 광학두께가 커질수록 12μm보다 11μm채널에서 좀 더 낮은 밝기 온도를 보인다. 이는 위성의 천정각이 커질수록 관측되는 투과길이가 길어지고, 12μm보다 11μm 채널에서 흡수되는 양은 많아지기 때문에 BT와 BTD값에 차이를 보인다. 이와 같은 분석에서 태양의 천정각은 BTD 경계값에 영향을 미치지 않았지만 위성의 천정각은 많은 영향을 미치기 때문에 경계값 산출과 민감도에 중요한 인자이다.

3) 구름과 황사의 존재 고도에 따른 BTD 변화

구름과 황사의 존재 고도는 대기 복사 전달에 영향을 주기 때문에 고도에 따른 BTD의 민감도를 분석하였다. 실선 별표는 황사가 지표에서부터 2km 고도까지, 점선 마름모 기호는 3~5km 그리고 실선 삼각형 기호는 6~8km 고도에 존재할 때를 나타낸다(Fig. 4). 황사의 존재 고도에 따라 BTD 값은 약간의 차이를 보였다. 황사가 0~2km 사이에 존재할 경우 광학 두께가 1일 때 -1.9°K의 값을 나타내었고, 고도가 증가할수록 BTD 값은 커졌

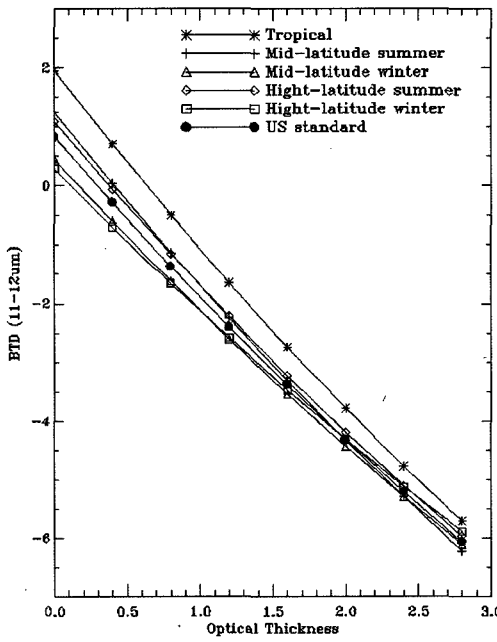

Fig. 5. The variation of BTD as a function of atmospheric standard profiles.

다. 중국 대륙에서 발원한 0.5~5.0㎛ 크기의 황사는 3.5~4.0km의 고도면을 따라 태평양을 건너 북아메리카까지 수송된다(Shaw, 1980). 이 분석에서 보여줬듯이 황사가 0~5km 사이에 존재할 때 BTD값은 큰 변화가 없었기 때문에 존재고도에 따른 BTD값의 변화정도는 다른 인자에 비해 무시될 정도로 작다고 하겠다.

4) 대기 상태에 따른 BTD 변화

표준 대기 상태는 대기의 온도와 습도 분포 및 대기의 구성 물질에 의해 결정된다. 그러므로 계절별, 위도별로 대기의 분포를 열대지역, 중위도 여름, 중위도 겨울, 고위도 여름, 고위도 겨울, 그리고 US 표준으로 나누어 BTD의 경계값 변화를 분석해 보았다(Fig. 5). 고위도 겨울 지역이 가장 낮은 0.4°K의 경계값을 보였고, 열대지역이 가장 높은 2°K의 경계값을 보였다. 에어로솔의 광학적 두께가 커질수록 표준 대기 상태에 따른 BTD값의 차이는 줄어드는 것을 알 수 있었다. 이를 통해 표준 대기 상태에 따라 경계값은 매우 유동적으로 변하는 것을 볼 수 있다.

이러한 경계값 변화를 일으키는 주된 대기 인자는 무엇인지 자세히 분석해 보았다. 그 결과 대기의 연직적 온도와 습도의 분포가 다른 인자보다 BTD 경계값에 큰 영향을 미쳤다. 표준 대기 분포를 US 표준으로 고정 시켜 놓고, 지표면 온도를 275~295°K까지 5°K간격으로 변화 시키면서 상층으로 갈수로 감소시켰다(Fig. 6a). 또한 수증기는 지표에서 5000~20000ppmv 의 범위로 상층으로 갈수록 점차 감소시켰다(Fig. 7a). 지표면 온도가 295°K일 때와 275°K일 때 경계값은 각각 0.8°K와 0.6°K로 작은 변화를 보였다. 또한 광학 두께에 따라서도 변화 정도는 작았다(Fig. 6b). 그러나 낮과 밤의 변화와 지표면 특성에 따라 지표면 온도는 큰 변화폭을 가지기 때문에 경계값의 변화는 더 클 것으로 사료된다. 대기의 수증기 분포에 대해서는 온도 분포에 비해 좀 더 민감하게 변화하였다(Fig. 7b). Case 3의 경우 US 표준 대기 상태의 수증기 분포를 나타낸 것으로 그것보다 작은 양의 Case 4와 그것보다 많은 양의 Case1, 2 경우에 따른 변화를 보았다. Case 4의 경우는 전체적으로 낮은 BTD 값을 보였고, Case 1, 2의 경우에는 높은 BTD 값이 나타났다. 또한 수증기 분포에 따라 경계값이 0.5~1.8°K로 크게 변화하는 것을 알 수 있었다. 황사가 존재할 때 BTD는 0.0~-3.0°K의 값을 보인다고 할 때 경계값이 1°K이상의 변화정도는 약 30%의 오차를 가지게 된다. 따라서 BTD 경계값 산정에 대기의 수증기 분포를 중요하게 고려되어야 한다.

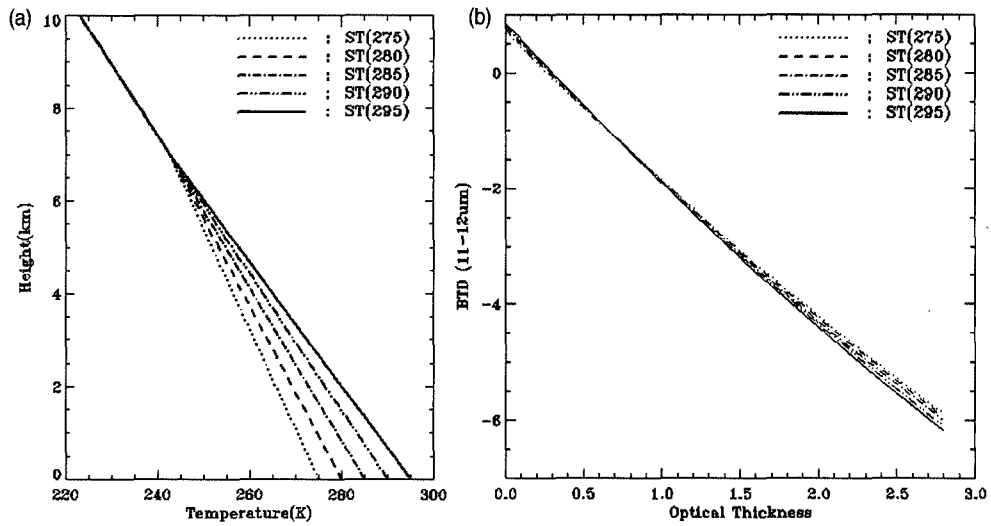

Fig. 6. (a) The atmospheric vertical temperature profile used in the radiative transfer model, and (b) the variation of BTD according to the temperature profile in (a). "ST" represents Surface Temperature.

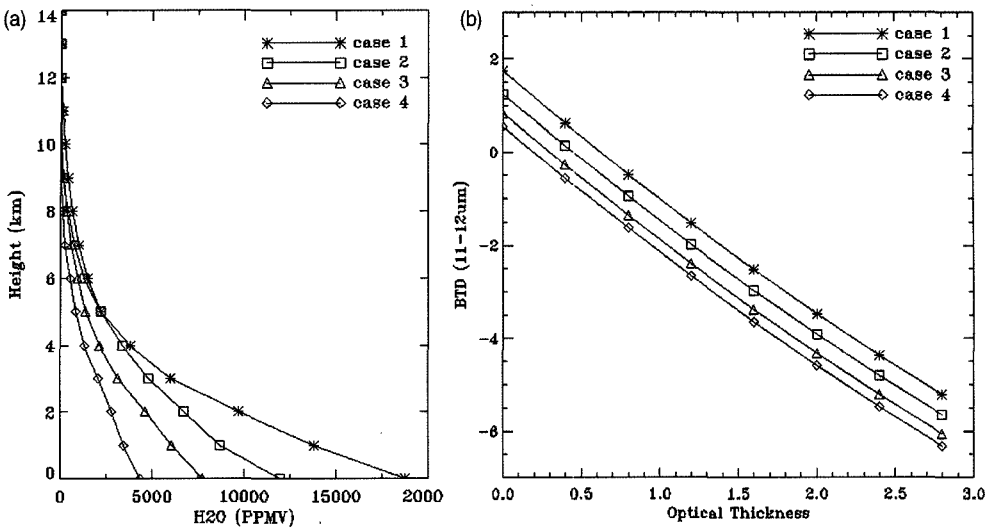

Fig. 7. (a) The atmospheric vertical water vapor profile using the radiative transfer model, and (b) the variation of BTD according to the water vapor profile in (a) : Case1 is for Mid-latitude summer; Case2 is for High-latitude summer; Case3 is for US standard; Case4 is for Mid-latitude winter.

5) 지표면 방출율 따른 BTD 변화

지표면을 14가지 특성으로 분류하여 11, 12μm에서 관측한 방출율을 계산하였으며(Table 1) 그 자료를 이용하여 BTD에 미치는 영향을 분석하였다. 지표면 방출율 자료는 Snyder 등 (1998)과 MODIS USCB Emissivity Libarary (http://www.icess.ucsb.edu/modis/EMIS/html/em.html)의 자료를 바탕으로 산출하였다. Fig. 8는 지표면 특성에 따라 BTD의 경계값을 산출한 그림이다. 그림으로 나타내지는 않았지만 지표면 방출율에 의해 11μm와 12μm의 밝기 온도의 변화는 각각 2.0°K 이상으로 크게 변화하고 있었다. 그러나 지표면 상태에 따라 11μm와 12μm의 방출율이 함께 변화하고 있으므로 BTD의 경우 그 변화 폭이 크지 않으며 일반적으로 BTD 경계값은 약 0.4°K의 분포를 보이고 있다. 그러나

Table 1. Emissivity at the wavelength of 11μm and 12μm for the classified land covers.

Land cover	Emissivity	
	11μm	12μm
green needle forest	0.990	0.990
green broadleaf forest	0.989	0.989
senescent needle forest	0.982	0.980
senescent broadleaf forest	0.966	0.965
senescent grass savannas	0.968	0.967
senescent sparse shrubs	0.966	0969
senescent sparse shrubs	0.964	0.967
arid bare soil	0.959	0.963
green woody savannas	0.989	0.990
senescent woody savannas	0.978	0.979
organic bare soil	0.969	0.969
green grass savannas	0.988	0.988
water	0.989	0.988
snow, ice	0.991	0.984

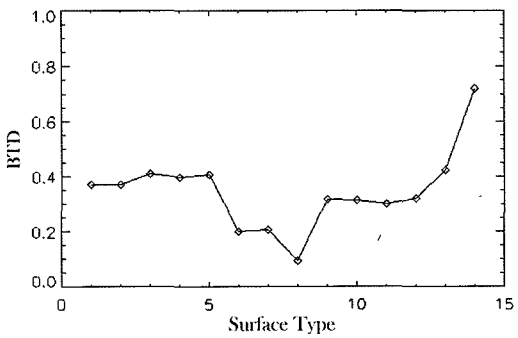

Fig. 8. The threshold value of BTD as a function of surface type. X axis represents green needle forest, green broadleaf forest, senescent needle forest, senescent broadleaf forest, senescent grass savannas, green sparse shrubs, senscent sparse shrubs, arid bare soil, green woody savannas, senescent woody savannas, organic bare soil, green grass savannas, water, and snow/ice respectively.

메마른 토양(Arid bare soil)의 경우 BTD 경계값이 가장 낮게 나타나고 눈과 얼음 지역을 제외하고 다른 지표면 형태, 특히 초목 지역과 비교해 보았을 때 그 차는 0.2~0.3°K 정도로 매우 낮게 나타난다. 황사에 의해 BTD의 변화 정도와 비교하여 약 10%의 오차를 가지게 된다. 또한 눈과 얼음 지역에서 방출율에 의한 BTD 경계 값 변화가 크게 나타나고 있다. 그러므로 지표면의 특성에 따른 BTD의 변화를 고려해야 한다는 것을 보여준다.

6) 지표면 온도와 특성에 따른 BTD 변화

BTD 방법을 적용해 에어로솔 분포를 살펴보면 시간에 따라 BTD 값이 변화하고 있으며 특히 야간에는 에어로솔이 없는 경우도 BTD가 음의 값을 보인다. 적외선은 물체의 온도에 의해 방출되는 것이므로 지표면의 온도와 밀접한 관련이 있다. MODIS 자료를 이용해 주, 야간 온도 변화를 살펴보았을 때 적게는 30°K에서 많게는 70°K 정도로 크게 변화하고 있다(not shown). 그러므로 주, 야간 지표면 온도에 따른 BTD 변화를 살펴보았다. Fig. 9은 에어로솔이 존재하지 않는 청정 상태의 대기일 때 지표면 온도에 따른 BTD 값의 변화이다. 지표면 방출율은 Fig. 8에서 사용한 자료를 이용하여 눈/얼음, 활엽수림(Green broadleaf forest), 메마른 토양(arid bare soil) 지역으로 나누어 분석하였다. 황사의 근원지역이라 할 수 있는 메마른 토양 지역의 경우 지표

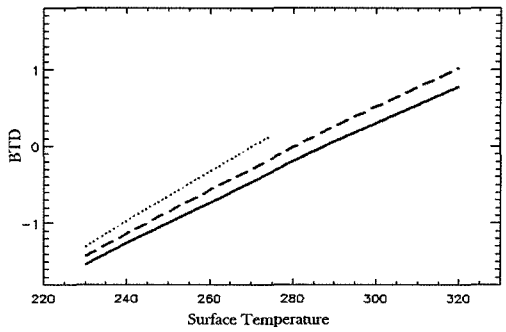

Fig. 9. The threshold value of BTD as a function of surface temperature and surface types: dotted line is for "Snow/ice"; dashed line is for "Green broadleaf forest"; solid line is for "arid bare soil".

면 온도에 따라 -1.6°K에서 0.8°K까지 약 2.4°K 정도 변화하고 있다. 이렇게 큰 변화 정도는 BTD 값에 100%의 오차를 포함할 수 있고, 청정한 대기 상태를 에어로솔 지역으로 잘못 탐지 할 수도 있다. 해양의 방출율과 가까운 눈/얼음 지역의 경우 지표면 온도에 따라 -1.3°K에서 1.5°K까지 약 2.8°K 정도 변화하고 있다. 그러나 해양의 경우 주, 야간 해수면 온도 차는 약 5°K 정도로 작고 그에 따른 BTD 값 변화는 약 0.2°K 정도 난다. 그러므로 BTD 값은 해양보다 대륙에서 민감하게 변화하는 것으로 사료되며, BTD경계값 산정에 지표면 온도와 지표면 특성은 중요하게 고려되어야 한다.

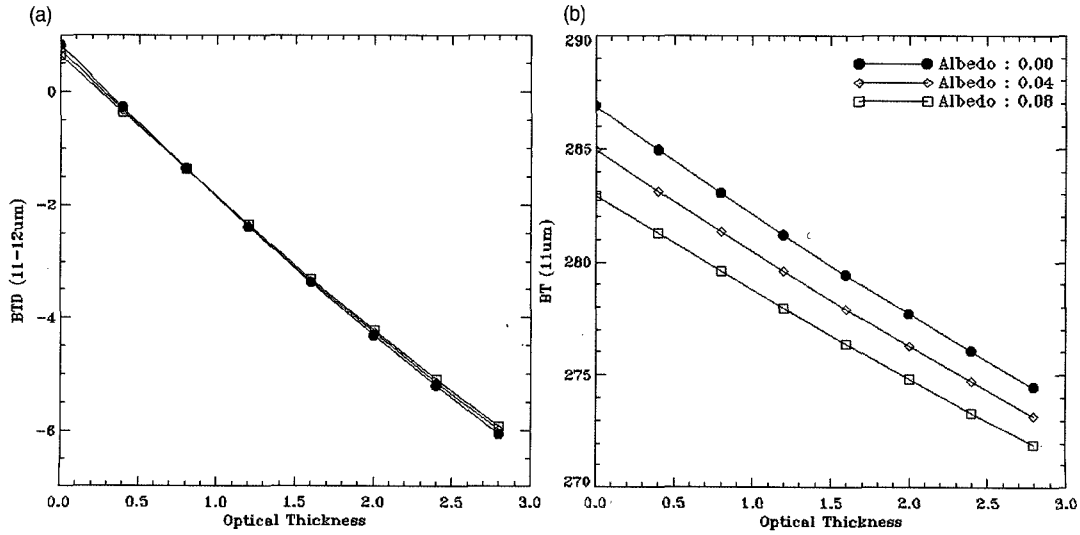

Fig. 10. The variation of (a) BTD and (b) BT as a function of albedo.

7) 지표면 반사도에 따른 BTD 변화

각 채널의 반사도는 지표면의 피복 상태에 따라 다르다. 우선 지표면 반사도가 0에서 0.08까지 변함에 따라 어느 정도의 민감도를 가지는지에 대해 분석해 보았다 (Fig. 10). 지표면 반사도가 0일 때 BTD 값은 0.8~-6.1°K을 보였고, 0.08일 때 0.6~-5.9°K의 값을 보였다 (Fig. 10a). 이와 같이 지표면 반사도에 따라 BTD 값은 큰 영향을 받지 않았지만, 경계값은 0.2°K의 작은 변화가 있었다. Fig. 10b는 11μm에서의 밝기 온도를 나타낸 것으로 지표면 반사도에 따라 1~5°K의 변화가 있었지만 12μm도 같이 변하기 때문에 BTD 값의 변화 정도는 작았다. 지표면 반사도에 의한 BTD 값의 변화는 작아서 무시해도 될 것으로 사료된다.

4. 결 론

본 연구에서는 맑은 대기 상태에서 대기의 구성 물질과 연직 분포 상태, 지표면의 온도와 형태에 따라 BTD 경계값의 변화를 알아보았고, 에어로솔의 양이 증가할 때 BTD가 어떤 인자에 민감하게 반응하는지에 대해 분석하였다. 에어로솔의 종류와 위도별, 계절별 표준 대기 상태, 위성과 태양의 관측위치, 대기의 연직적 온도와 수증기 분포, 지표면 온도와 특성, 그리고 지표면 반사도와 방출율 등을 변화시키면서 황사의 경우에 맞추어 본 연구를 수행하였다.

청정한 US 표준 대기 상태에서 BTD 경계값은 0.8°K를 보였다. 이는 이론에서 제시된 경계값 0°K를 기준으로 구름과 에어로솔을 구분 짓는 데에는 한계가 있음을 제시한다. 경계값은 지표면 반사도와 대기의 연직 온도 분포에 따라서는 작은 변화가 있었지만, 위성 천정각, 지표면 온도와 방출율, 그리고 대기의 연직적 수증기 분포에 의해서는 크게 변화하였다. 위성 천정각이 10°와 60°일 때 경계값은 각각 0.6°K와 1.2°K를 보였고, 토양지역에서 지표면 온도가 260°K와 300°K일 때 각각 -0.8°K와 0.3°K를 보였다. 또한 수증기 양이 많은 중위도 여름 지역에서는 1.8°K값을 보였던 반면 수증기 양이 적은 중위도 겨울 지역에서는 0.5°K의 경계값을 나타내었다. 황사에 의한 BTD 변화가 0~-3°K 정도라고 할 때 0.6~1.3°의 변화폭은 20~45%까지의 오차를 가지게 된다. 그러므로 에어로솔 탐지를 위한 경계값 산출에 중요하게 고려되어 할 사항으로 사료된다.

해염입자의 경우 광학적 두께가 증가할수록 BTD값은 오히려 증가하였다. 이는 해양에서 황사와 같이 존재할 경우에 황사 신호를 낮춤으로 해서 오차를 유발한다. 그러므로 정확한 에어로솔의 구성 성분에 따른 민감도 조사가 이루어 져야 한다. 황사의 주성분인 석영 입자의 경우, 광학 두께가 0에서 1로 증가했을 때 BTD값은 0.8°K에서 -1.8°K로 감소하였고, 적철광의 경우 0.8°K에서 0.4°K로 가장 작게 감소하였다. 그리고 위성 천정각과 황사의 존재 고도에 따라서도 민감도는 차이를 보였다. 광학 두께가 1이고 위성 천정각이 10°와 60°일 때 BTD는 -1°K과 -3.5°K의 값을 보였다. 이는 광학적 두께가 증가할수록 11μm 채널의 복사량이 황사에 의해 많이 흡수되기 때문이다. 또한 황사의 존재 고도에 따라서 BTD값은 적은 민감도를 가졌지만, 존재 고도가 낮을수록 변화폭은 컸다.

본 연구에서 수행한 결과를 이용하여 BTD 방법을 이용한 황사 탐지는 BTD에 영향을 미치는 여러 인자를 고려하여 적절한 경계값과 민감도에 의한 보정이 오차가 적은 효율적인 에어로솔 탐지를 위해 필수적이다.

사 사

본 연구는 기상청의 통신해양기상위성(COMS) 연구과제에 의해 지원되었다.

참고 문헌

임영욱, 정 용, 1989. 호흡성 분진 중의 중금속 오염도에 관한 조사 연구. 한국대기보존학회지, 5(1): 68-78.

Ackerman, S. A., 1989. Using the Radiative Temperature Difference at 3.7 and 11μm to Track Dust Outbreaks. *Remote Sens. Environ.* 27: 129-133.

Chun, Y., K. O. Boo, J. Kim, S-U. Park, and M. Lee, 2001. Synopsis, transport and physical

characteristics of Asian dust in Korea, *J. Geophys. Res.*, 106(D16): 18, 461-18, 469.

Fukushima, H. and M. Toratani, 1997. Asian dust aerosol. Optical effect on satellite ocean color signal and a scheme of its correction, *J. Geophys. Res.*, 102(D14): 17119-17130.

Gomes, L. and D. A. Gillette, 1993. A comparison of characteristics of aerosol from dust storms in central Asia with soil-derived dust from other regions. Atmos. Environ., 27A: 2539-2544.

Goudie, A. S., 1978. Dust storms and their geomorphological implications, *J. Arid Environments*, 1: 291-310.

Gu, Y., W. I. Rose, and G. J. S. Bluth. 2003. Retrieval of mass and sizes of particles in sandstorms using two MODIS IR bands. A case study of April 7, 2001 sandstorm in China. *Geophys. Res. Lett.* 30(15): doi.10.1029/2003GL017405.

Kaufman, Y. J., D. Tanre, H. R. Gordon, T. Nakajima, J. Lenoble, R. Frouin, H. Grassl, B. M. Herman, M. D. King, and P. N. Teillet, 1997. Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect, *J. Geophys. Res.*, 102(D14): 16815-16830.

King, M. D., Y. J. Kaufman, D. Tanre, and T. Nakajima, 1999. Remote sensing of Tropospheric Aerosols from Space. Past, Presents, and Future, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80: 2229-2259.

Liu, C. and M. H. Smith, 1995. URBAN AND RURAL AEROSOL PARTICLE OPTICAL PROPERTIES. *Atmos. Environ.*, 29(22): 3293-3301.

McKendry, I. G., J. P. Hacker, R. Stull, S. Sakiyama, D. Mignacca, and K. Reid. 2001. Long-range transport of Asian dust to the Lower Fraser Valley, British Columbia, Canada, *J. Geophys. Res.*, 106(D16): 18361-18370.

Monn C. H., O. Braendli, G. Schaeppi, C. H. Schindler, U. Ackermann-Liebrich, P. H. Leuenberger, and Sapaldia Team, 1997. PARTICULATE MATTER < 10μm(PM_{10}) AND TOTAL SUSPENDED PARTICULATES (TSP) IN URBAN, RURAL AND ALPINE AIR SWITZERLAND. *Atmos. Environ.*, 29(19): 2565-2573.

Prata, A. J., 1989. Observations of volcanic ash clouds in the 10-12 window using AVHRR/2 data, *Int. J. Remote Sensing*, 10: 751-761.

Shaw, G. E., 1980. Transport of Asian desert aerosol to the Hawaiian island. *J. Appl. Meteor.*, 19: 1254-1259.

Snyder, W. C., Z. Wan, Y. Zhang, and Y. Z. Feng, 1998, Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space, Int. *J. Remote Sening*, 19: 2753-2774.

Sokolik, I. N., and O. B. Toon, 1998. Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 103(D8): 8813-8826.

Toon, I., and J. E. Pollack, 1976. A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. *J. Appl. Meteor.*, 15: 225-246.

Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, A. Sinyuk, P. Ginoux, and B. Holben, 2002. A Long-Term Record of Aerosol Optical Depth from TOMS Observations and Comparison to AERONET Measurements, *J. Atmos. Sci.* 59: 398-413.

Vickers, R. S., and R. P. Lyon, 1967. Infrared sensing from spacecraft: A geological interpretation, in *Thermophysics of Spacecraft and Planetary Bodies: Radiation Properties of Solids and the Electromagnetic Radiation Environment in Space*, edited by G. B. Heller, pp. 585-607, Academic, San Diego, Calif., Calif.

Wen, S. and W. I. rose, 1994. Retrieval of sizes and total masses of particles in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5, *J. Geophy. Res.*, 99(D3): 5421-5431.

Whitby, K. T., 1978. The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos. Env.*, 12: 135-159.

Yu, T., and W. I. rose, 2002. Atmospheric correction for satellite-based volcanic ash mapping and retrievals using "split window" IR data from GOES and AVHRR. *J. Geophy. Res.*, 107(D16): 10.1029/2001/JD000706.