

GLI 자료를 이용한 생체 소각 에어러솔 측정에 대한 연구

김재환*† · 이현진* · Hajime Fukushima** · 하경자*

부산대학교 대기과학과*, 동해대학교 인간복지 기술학과**

The Measurements of Biomass Burning Aerosols from GLI Data

Jae Hwan Kim*†, Hyun Jin Lee*, Hajime Fukushima**, and Kyung-Ja Ha*

Department of Atmospheric Science, Pusan National University, Korea*

School of High-Technology for Human Welfare, Tokai University, Japan**

Abstract : This study has investigated the suitable wavelength for detecting biomass burning aerosols. We have performed the analysis of the wavelength at 380nm in near-UV, 400nm, 412nm, 460nm, and 490nm in visible, and 2100nm in shortwave infrared regions from the Global Imager measurements. It is well known that the UV bands have the advantage of the aerosols retrieval due to the low surface reflectance and a weak effect of Bidirectional Reflectivity Distribution Function. However, the pure surface reflectances of shortwave visible bands, except 412nm, are as low as that of 380nm in near-UV over northeast Asia. In order to detect the aerosol signal, we have retrieved the aerosol reflectance as a function of wavelength based on the surface reflectivity contrast method for the period of May 2003. It is interesting that the retrieved aerosol reflectance with 460nm is slightly more sensitive than that with 380nm. Additionally, we have applied the TOMS aerosol index method to determine the best pair for biomass burning aerosols and found that the pair of 380 and 460nm results in the best signal for retrieving aerosols.

Key Words : remote sensing, biomass burning aerosols, GLI.

요약 : 본 연구에서는 GLI 센서의 자외선인 380nm, 가시광선 영역의 400nm와 412nm, 가시광선의 푸른 파장영역인 460nm와 490nm, 근파장 적외선인 2100nm를 비교 분석하여 생체 소각 에어러솔 탐지에 효과적인 파장을 살펴보고자 하였다. 자외선 파장이 지표 반사도가 낮고 BRDF 효과도 작게 나타나므로 에어러솔 추정 시 효과적이라고 알려져 있으나 412nm를 제외한 400nm, 460nm, 490nm에서 380nm와 비슷한 지표 반사도를 보였다. 지표 반사도 대비 방법을 2003년 5월에 적용해 에어러솔 반사도를 산출하였을 때 460nm의 에어러솔 반사도가 380nm 보다 민감하게 나타났다. GLI의 두파장을 이용해 TOMS 에어러솔 지수를 산출하였을 때 생체 소각 에어러솔은 흡수성 에어러솔로 나타났으며 380nm와 460nm를 이용한 TOMS 에어러솔 지수가 AERONET의 에어러솔 광학 두께와 높은 상관관계를 보이며 에어러솔의 광학 두께에 민감하게 반응하고 있다. 그러므로 생체소각 에어러솔을 탐지할 때에는 가시광선의 푸른색 영역의 파장대가 효과적일 것으로 사료된다.

1. 서론

최근 중국의 산업화와 도시화로 인한 오염물질의 증가와 기후변화로 인한 사막화의 확장으로 사하라 사막에 이어 아시아 지역이 에어러솔의 중요한 근원지역으로 대두되고 있다(Herman *et al.*, 1997b; King *et al.*, 1999). 이러한 에어러솔은 공기 속에 부유하면서 호흡기, 안질환, 알레르기 등을 유발시켜 건강에 해를 입히며 항공기 엔진, 선박과 자동차 도장, 반도체 관련 정밀 산업에 막대한 피해를 가져오고, 식물의 기공을 통해 에어러솔이 유입되어 식물 세포 대사를 방해하여 성장을 억제하는 등 사회·경제적으로 큰 손실을 주고 있다. 에어러솔은 직접적으로 태양광을 흡수·산란함으로써 지구의 에너지 수지를 조절하기도 하고 간접적으로는 지구 기후에 영향을 미치는 화학 반응을 도와주는 역할도 하며 구름 응결핵으로써 구름을 형성·지속 시킨다(Schwartz *et al.*, 1995). 그러나 현재까지는 에어러솔이 기후에 미치는 영향은 정확하게 평가되고 있지 않다(Houghton *et al.*, 1996).

에어러솔이 인간의 생활과 지구 기후에 미치는 영향을 알아보기 위해 전 세계적으로 약 450개 정도의 AErosol RObotic NETwork(AERONET) 지점과 여러 캠페인을 통해서 에어러솔의 관측을 실시하고 있다(Holben *et al.*, 2001; Reid *et al.*, 2003). 그러나 에어러솔은 공간적으로 균질하게 분포하고 있지 않고 발생 근원지에서부터 장거리 수송이 가능하기 때문에 지표 관측만으로 에어러솔을 모니터링하기에는 한계가 있다. 그러므로 시·공간적으로 높은 분해능을 가진 인공위성을 이용한 에어러솔 탐지가 요구되어진다.

에어러솔은 파장에 따라 흡수·산란 정도가 다르기 나타나므로 다양한 파장대를 이용하여 모니터링을 하고 있다. 적외선을 사용하는 split window method를 이용해 화산재나 먼지(dust)를 모니터링하고 있으나 에어러솔의 굴절률, 입자크기 분포, 고도 등에 민감하게 변하기 때문에 매우 제한적으로 사용되어지고 있다(Wen and Rose, 1994). 파장이 짧은 자외선부터 가시광선, 근적외선 영역은 에어러솔의 흡수·산란에 의한 에어러솔의 효과가 뚜렷하게 나타나므로 광범위하게 사용되고

있다. 그러나 지표 반사도가 높은 지역에서는 이러한 파장대에서의 에어러솔 민감도가 낮기 때문에 에어러솔 측정 시 큰 오차를 유발한다(King *et al.*, 1999; Torre *et al.*, 2002; von Hoyningen *et al.*, 2003). 이러한 이유 때문에 일반적으로 지표 반사도가 낮은 해양에서 에어러솔 관측이 이루어져왔으며 육지에서는 식생지역(vegetation area)과 같이 지표 반사도가 낮은 지역에서만 한정적으로 에어러솔을 측정하고 있다(Gordon and Wang, 1994; Fukushima and Toratani, 1997; Kaufman *et al.*, 1997).

자외선은 다른 파장에 비해 상대적으로 지표 반사도가 낮고 위성과 태양의 각도에 의해서 발생하는 방향성 반사 분포 함수(Bidirectional Reflectivity Distribution Function: BRDF) 효과가 낮으므로 에어러솔 측정에 적합하다고 알려져 있다(Torres *et al.*, 2002). 현재 운영되고 있는 Total Ozone Mapping Spectrometer(TOMS)의 경우 지표면 반사도가 낮은 자외선 영역의 두 파장의 비를 이용해 에어러솔의 존재 유무와 종류를 나타내는 에어러솔 지수(Aerosol Index: AI)를 해양과 육지에 상관없이 산출해내고 있다(Herman *et al.*, 1997a; 1997b). AI는 흡수성 에어러솔(absorbing aerosol)을 탐지하는데 뛰어나며 특히 에어러솔의 입자 크기가 작은 연무(smoke)형 에어러솔도 관측이 가능할 뿐 아니라, AI를 이용해 육지와 해양에서의 에어러솔의 광학 두께(Aerosol Optical Thickness: AOT)도 산출 가능하다(Torre *et al.*, 1998). 그러나 TOMS의 공간 분해능은 100km×50km로 다른 인공위성에 비해 매우 낮다는 단점이 있다.

가시광선의 영역 중에서도 식생(vegetation)과 토양(soil)의 일부 지역에서 지표 반사도가 낮은 푸른 파장대(400nm~500nm)와 붉은 파장대(600nm~700nm)를 이용해 에어러솔을 측정할 수 있다(Hsu *et al.*, 2004). Kaufman *et al.*(1997)은 에어러솔의 영향이 거의 나타나지 않는 단파장 적외선(Short-wave Infrared)인 2100nm와 가시광선의 푸른 파장대인 490nm와 붉은 파장대인 670nm의 상관관계를 이용해 지표 반사도를 정의한 후 가시광선을 이용해 에어러솔을 측정하고 있다. 이 알고리즘은 현재 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer(MODIS)에서 사용되고 있으며, 가

시광선인 412nm부터 자외선 영역인 14.5 μ m까지 MODIS가 가지고 있는 36개의 다양한 파장대를 이용해 에어러솔의 광학 두께를 비롯해, Ångstrom 지수, 비대칭 인자(asymmetry factor) 등 에어러솔의 광학적 특성을 나타내는 여러 인자들도 산출 가능하다(Kaufman *et al.*, 1997; Remer *et al.*, 2002). 그러나 대기나 해양의 다른 인자들과 비교해봤을 때 지표면 반사도가 높은 육지에서 산출된 에어러솔은 큰 오차를 보여주고 있다. 이처럼 여러 위성에서 자외선부터 적외선에 이르는 광범위한 파장대를 이용하여 에어러솔을 모니터링 하고 있으므로 본 연구에서는 현재 에어러솔 탐지에 사용하고 있는 파장대를 비교 분석해 에어러솔 탐지에 효과적인 파장을 살펴보고자 하였다.

본 연구에서는 자외선부터 적외선 영역까지 36개의 파장대를 보유하고 있으며 공간분해능이 1km \times 1km로 매우 뛰어난 Global Imager(GLI) 자료를 이용하여 파장에 따른 에어러솔 탐지의 효율성을 분석하고자 한다. 에어러솔을 탐지하기 위해 지표 반사도 대비 방법(surface reflectivity contrast method)을 이용하였으며 최소 반사도 방법을 적용해 한 달 동안 각 파장별 지표 반사도를 산출하였다. 러시아 지역의 산불로 인해 발생한 생체 소각 에어러솔(biomass burning aerosols)이 우리나라에 영향을 끼친 2003년 5월 사례를 선정해 파장별 에어러솔 반사도와 에어러솔 지수를 산출하고 AERONET 자료에서 산출하는 에어러솔 광학 두께와 비교해 각 파장별 에어러솔 탐지 효율성을 살펴보았다.

2. 자료

GLI는 극궤도 위성인 Advanced Earth Observing Satellite-II(ADEOS-II)에 탑재된 센서로써 2002년 12월부터 2003년 10월까지 작동하였다(Nakajima *et al.*, 1998). GLI는 MODIS와 같은 36개의 파장 영역을 가지고 있으나 MODIS가 보유하고 있는 가장 짧은 채널인 412nm 보다 짧은 파장대인 380nm과 400nm를 가지고 있으므로 자외선과 짧은 가시광선에 의한 에어러솔 탐지 능력을 비교 분석할 수 있는 장점이 있다. GLI의 파장들은 약 1km 정도의 뛰어난 공간 분해능을 가지고 있으나

위성 궤도에 대한 오차를 줄이고 자료의 오류(noise)를 줄이기 위해 0.1 $^{\circ}$ \times 0.1 $^{\circ}$ 간격으로 격자를 다시 만들었다. 각 파장별로 위성과 태양과의 위치에 따라 나타나는 BRDF 효과를 줄이기 위해 같은 궤도를 지나가는 자료만을 선택하였다. GLI는 4일에 한번 같은 궤도를 지나가는 극궤도 위성으로 2003년 5월 달 중 8일간의 자료를 사용하였다. 관측 지점은 중국을 비롯한 우리나라 한반도 부근의 경도 110 $^{\circ}$ 에서부터 140 $^{\circ}$ 까지 위도 30 $^{\circ}$ 에서부터 50 $^{\circ}$ 까지 선정하였다. 분석에 사용된 파장대는 GLI가 보유하고 있는 가장 짧은 파장인 자외선 영역의 380nm, 가시광선인 400nm, MODIS가 보유하고 있는 가장 짧은 채널인 412nm, 가시광선 영역 중에서 푸른 파장대에 속하는 460nm과 490nm, 일반적으로 에어러솔의 영향이 작게 나타난다는 단파장 적외선(Shortwave Infrared: SWIR)영역인 2100nm까지 6개의 파장을 이용하여 파장별 에어러솔 탐지 능력을 분석하였다.

3. 방법

구름이 존재하지 않을 때 인공위성에서 관측되는 반사도는 지표 반사도, 레일리 산란에 의한 반사도, 에어러솔에 의한 반사도로 구성되어진다. 그러므로 인공위성에서 관측되는 반사도는 다음과 같은 식으로 주어진다(King *et al.*, 1999).

$$R_t = R_a + R_{mol} + R_g \cdot \tau \quad (1)$$

여기에서, R_t 는 위성에서 관측되는 반사도, R_a 는 에어러솔에 의한 반사도, R_{mol} 은 대기를 구성하고 있는 분자들에 의한 반사도, 즉 레일리 반사도를 나타내며, R_g 는 순수 지표면 반사도(pure surface reflectance), τ 는 지표와 대기사이의 투과율을 나타낸다. 식 (1)에 의해 에어러솔 반사도는 위성에서 관측되는 반사도에 대기의 투과율이 고려된 지표 반사도와 레일리 반사도를 제거함으로써 산출 할 수 있다(식 2).

$$R_a = R_t - R_{mol} - R_g \cdot \tau \quad (2)$$

레일리 반사도(R_{mol})와 지표와 대기사이의 투과율(τ)은 대기 복사 모델을 이용해 계산할 수 있으나 에어러솔이

존재할 때의 지표면 반사도는 에어러솔의 영향으로 관측하기가 어렵다. 이 문제를 해결하기 위해서 Kaufman *et al.*(1997)은 근적외선과 가시광선과의 상관관계를 이용해 지표 반사도를 산출해 내고 있지만 이 방법은 지표 반사도가 낮게 나타날 때 적용이 가능하므로 제한된 지역에만 적용가능하다. 또 다른 방법으로는 일정 기간 동안 최소 반사도 방법을 선택해 지표 반사도를 정의하는 방법이 있다(Soufflet *et al.*, 1997; Hauser *et al.*, 2004). 최소 반사도 방법이란 일정 기간 동안 나타나는 지표 반사도 중에서 최소 값을 선택해 그 기간 동안 가장 맑은 상태, 에어러솔과 구름의 영향이 전혀 나타나지 않는 상태로 정의하는 방법이다. Hauser *et al.*(2004)은 45일 동안의 자료를 이용해 National Oceanic and Atmospheric Administration(NOAA) 위성의 Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)에서의 지표 반사도를 산출한 후 에어러솔의 광학 두께를 계산하였으나 사례 기간으로 선정된 봄철인 5월은 식생 분포가 매우 빠르게 변화하므로 본 연구에서는 한 달 동안의 자료를 이용하였다. 또한 5월 한 달 중 BRDF 효과를 최소화하기 위해 같은 궤도를 지나가는 총 8일간의 자료만 사용하였다. BRDF는 인공위성과 태양의 위치에 따라 지표면 반사도가 다르게 나타나는 것을 의미하는데 한 달 동안 태양의 위치는 크게 변하지 않고, 같은 궤도의 자료만을 사용하여 인공위성의 위치를 고정하였으므로 BRDF의 효과를 최소화 시킬 수 있었다.

최소 반사도 방법을 이용하여 지표면 반사도를 구하면 상대적으로 반사도가 높은 구름과 sunglint를 제거할 수 있다는 장점이 있지만 본 연구에서는 총 8일간만의 자료를 사용하였으므로 구름과 sunglint를 먼저 제거하였다. 구름의 경우 GLI의 구름 제거 알고리즘 중 한 단계인 660nm와 870nm의 반사도 비를 이용하여 제거하였으며, 380nm의 지표면 반사도는 다른 지역에 비해 밝게 나타나는 사막과 얼음으로 덮여 있는 부분이라도 0.08 이상 나타나지 않는다는 선행연구에 따라 구름이 존재하는 지역으로 정의하였다(Herman and Celarier, 1997). Singh와 Ferrier(1997)에 의하면 해양에서의 sunglint 지역은 3.7 μ m와 11 μ m의 밝기 온도차(Brightness Temperature Difference: BTD)가 27°K 이상 나타난다고 하였으나 보수적인 관점에서 밝

기 온도차가 20°K 이상인 지역을 sunglint가 발생하는 곳으로 정의하였다. 이와 같이 정의된 구름과 sunglint 지역을 각 날짜별, 파장별로 GLI 자료에 적용해 제거한 후 각 파장별 반사도를 산출한 후 복사 모형을 이용하여 레일리 산란과 투과율을 제거하여 지표반사도를 산출하였다. 본 연구에 사용된 복사 모형 Rstar5b는 Nakajima와 Tanaka(1988)에 의해 개발되었으며 대기 중에 있는 분자와 에어러솔 입자들에 의한 다중 산란(multiple scattering)을 계산한다. 각 격자별 파장별 레일리 반사와 투과율 자료를 복사 모형으로 직접 계산하기에는 계산 시간상의 문제가 있으므로 복사 모형인 Rstar5b를 이용하여 미리 계산해 놓은 조건표(Look up Table, LUT)를 이용하였다. 레일리 반사는 대기 중 분자 수와 관련이 있으며, 분자 수는 대기압과 밀접한 관련이 있으므로 LUT에 의해 계산된 레일리 반사도를 MODIS 지형 자료로부터 식 (3)과 식 (4)를 이용해 보정하였다(Young, 1980).

$$\rho_M(\lambda) = \frac{1 - \exp(-\tau_M(\lambda)/\cos \theta(\lambda))}{1 - \exp(-\tau_{M0}(\lambda)/\cos \theta(\lambda))} \times \rho_R \quad (3)$$

$$\tau_M(\lambda) = \frac{P}{P_0} \tau_{M0}(\lambda) \quad (4)$$

여기에서, ρ_M 은 대기압 보정이 된 레일리 반사도, τ_{M0} 는 표준대기에서의 레일리 광학 두께, τ_M 은 대기압이 고려된 레일리 광학 두께, P_0 는 표준대기압, 그리고 P 는 대기압의 상태를 나타낸다. 이와 같은 방법을 이용해 대기 중 에어러솔의 영향은 무시하고 레일리 반사와 투과율을 계산한 후 인공위성에서 관측된 반사도에서 제거함으로써 총 8일 동안 0.1°×0.1° 간격으로 산출된 지표 반사도를 구할 수 있다. 에어러솔의 영향은 무시하고 지표 반사도를 산출하였으므로 에어러솔의 영향을 포함하고 있으나 에어러솔이 존재할 때는 지표 반사도가 증가하므로 격자 당 최소값을 선택해 에어러솔의 영향을 제거하였다. 이렇게 산출되어진 순수 지표 반사도를 한 달 동안 그 파장이 가지는 순수 지표 반사도 값으로 정의하였다.

에어러솔 반사도를 계산하기 위해서는 에어러솔이 존재하는 날의 레일리 반사도(R_{mol}), 순수 지표 반사도(R_g), 지표와 대기사이의 투과율(t)을 알아야 한다. 인공위성에서 관측된 값에서 각 파장별로 산출된 순수 지표

반사도 값과 LUT를 이용해 계산된 레일리 반사도와 투과율을 제거함으로써 에어러솔 반사도를 산출하였다(식 2). 각 파장별 에어러솔 반사도를 AERONET 자료와 비교해 에어러솔 탐지 능력을 분석해 보고 TOMS에서 산출해내는 에어러솔 지수(aerosol index)를 이용해 에어러솔 탐지에 효과적인 파장대를 살펴보았다.

4. 결과 및 토의

1) 각 파장별 순수 지표 반사도

최소 반사도 방법을 이용해 2003년 5월 한 달 동안 나타난 각 파장별 순수 지표 반사도를 산출하였다(Fig.

1). 총 8일 중에서 구름과 sunglint로 인해 4일 이상 지표 반사도가 나타나지 않았을 때는 자료의 신뢰성이 부족하므로 분석에서 제외하였다. 한반도의 연안 지역과 동해 일부 지역, 우리나라의 북서쪽에 위치한 몽골 지역은 4일 이상 관측되지 않았으므로 순수 지표 반사도를 산출하지 않았다. GLI의 490nm는 구름이나 에어러솔에 의해 대부분 반사도가 1.0으로 계산되었으며 그 부분을 제거한 후 순수 지표 반사도를 산출하였으므로 자료 개수가 매우 적게 나타난다. GLI의 412nm에서도 이러한 현상이 발생하며 개마고원 부근에서 순수 지표 반사도가 산출되지 않았다. 산출된 순수 지표 반사도 지역 중에서 산출이 안 된 격자 부근에서 주위보다 높은 값들이 나타나고 있으며, 구름이나 sunglint로 인해 주위에

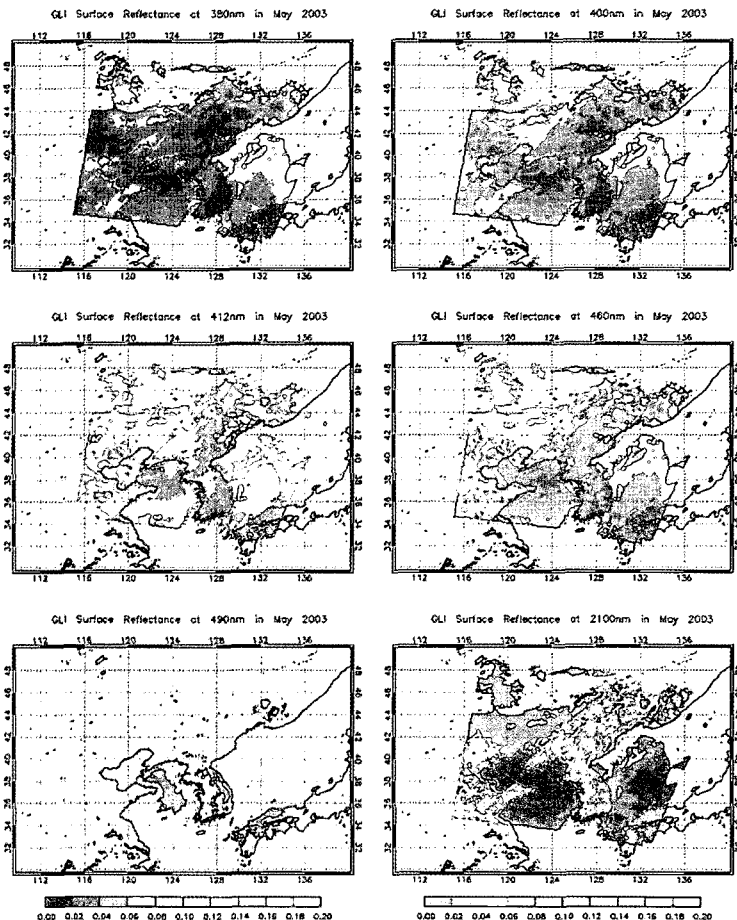


Fig. 1. The background surface reflectance at 380nm, 400nm, 412nm, 460nm, 490nm, and 2100nm in May 2003.

서 높게 나타난 값들이 완전하게 제거되지 않은 것으로 사료된다. 최소 반사도 방법을 이용해 지표 반사도를 측정하고 있으므로 이러한 오차는 자료의 수가 많아지면 쉽게 제거할 수 있다.

각 파장별로 산출된 순수 지표 반사도의 값들은 다르지만 비슷한 패턴을 보이고 있다. 한반도의 북서쪽에 위치한 몽골의 사막 지역과 중국의 산둥반도는 다른 지역보다 순수 지표 반사도가 높게 나타나고 있다. 북한의 개마고원을 비롯해 우리나라의 산맥이 분포되어있는 지역과 남쪽 지역은 식생 지역으로써 다른 지역에 비해 지표 반사도가 낮게 나타나고 있다. 한반도 부근의 순수 지표 반사도는 2100nm를 제외한 파장에서 약 0.05 미만으로 나타나고 있으며 2100nm에서 약 0.06 이상의 높은 순수 지표 반사도를 보이고 있다. 이것은 짧은 파장에서는 지표 반사도가 낮게 나타난다는 관측 연구 결과와도 일치한다(McKenzie *et al.*, 1996). 해양의 경우 한반도 부근의 서해안이 동해안보다 순수 지표 반사도가 낮게 나타나고 있다. 2100nm를 제외한 가시광선 파장들의 해양 표면 반사도는 한반도 지역과 비슷할 뿐만 아니라 동해안 일부 지역에서는 한반도 식생 지역보다 더 높은 값 분포도 보이고 있다. Herman *et al.*(1997a)에 의하면 해양에서 보이는 높은 값들은 센서의 천정각 문제가 아닌 해양 자체의 값이라고 하였다. Coastal Zone Color Scanner(CZCS) 자료를 이용해 지표 반사도와 플랑크톤과의 상관관계를 살펴봤을 때 해양에서 반사도가 높게 나타나는 지역은 플랑크톤이 존재하지 않는 지역, 즉 매우 맑은 지역으로 나타났다(McClain *et al.*, 1993).

한반도 주변에서 나타나고 있는 순수 지표 반사도를 각 파장별로 육지와 해양으로 나누어 분석해 보았다(Fig. 2). Fig. 2의 실선 부분은 각 파장별로 우리나라의 식생 지역($128^{\circ}E \pm 0.5^{\circ}$, $37^{\circ}N \pm 0.5^{\circ}$)의 값들을 평균한 값이고 점선 부분은 각 파장별로 해양 지역($124^{\circ}E \pm 0.5^{\circ}$, $37^{\circ}N \pm 0.5^{\circ}$)을 평균한 값들이다. 해양 지역은 490nm의 순수 지표 반사도와 함께 비교해 보기 위해 490nm의 자료가 산출된 서해안 지역을 선택하였다. 육지의 식생 지역의 경우 자외선인 380nm와 가시광선의 짧은 파장대인 400nm가 비슷한 값을 보이고 있으며 412nm까지 상승한 후 가시광선의 푸른 파장대인

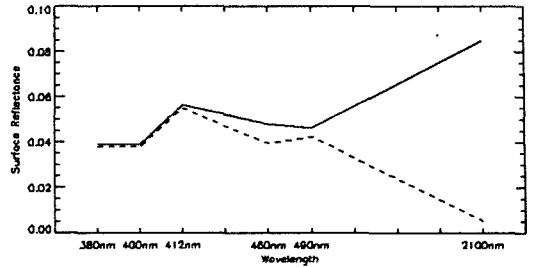


Fig. 2. The background surface reflectance as a function of wavelength. The solid and dashed line represent the background surface reflectance for land and for ocean, respectively.

460nm와 490nm에서 감소하며 단파장 적외선 영역인 2100nm에서까지 급격하게 상승하고 있다. 이것은 자외선이 가시광선에 비해 순수 지표 반사도가 낮게 나타난다는 Torres *et al.*(2002)의 결과와 식생 지역에서 가시광선의 푸른 파장대에서 지표 반사도가 낮게 나타난다는 Hsu *et al.*(2004)의 결과와 일치한다. 해양의 경우 파장이 짧은 380nm, 400nm, 412nm에서는 육지와 비슷한 분포를 보이나 파장이 길어질수록 해양 지표 반사도가 낮아지고 있다. 특히 2100nm의 경우 육지에서는 0.08이상의 높은 값을 보이나 해양에서는 0.01정도의 매우 낮은 값을 보이고 있다. 그러나 380nm, 400nm, 412nm는 육지와 해양이 비슷한 순수 지표 반사도 값을 보이며 동해안 지역의 순수 지표 반사도를 살펴봐왔을 때는 해양의 지표 반사도가 더 크게 나타나고 있다(결과 그림 보이지 않음). 가시광선의 푸른 파장대인 460nm보다 더 긴 파장을 사용했을 때 해양이 육지보다 순수 지표 반사도가 낮게 나타난다. 이렇게 해양과 식생에서 보이는 지표 반사도는 Soufflet *et al.*(1997)이 제시한 해양과 지표 반사도 분포와 일치한다.

일반적으로 에어리슬을 측정할 때에는 지표 반사도가 낮은 지역이 효과적이라고 알려져 있다(Dark targets, King *et al.*, 1999). 그러므로 Fig. 2에서 지표 반사도가 낮은 380nm, 400nm와 가시광선의 푸른 파장대를 이용해 육지에서 에어리슬을 효과적으로 탐지할 수 있을 것으로 사료된다. 그와 반대로 해양에서는 가시광선의 파란 영역인 490nm 이상의 파장에서 해양 표면 반사도가 낮아지고 있으므로 에어리슬 탐지에 효과적일 것으로

것으로 사료되며 해양에서 에어러솔을 산출할 때 545nm, 670nm, 865nm를 사용하는 선행 연구를 뒷받침할 수 있다(Gordon and Wang, 1994; Fukushima and Toratani, 1997).

2) 각 파장별 에어러솔 반사도

산출된 순수 지표 반사도를 바탕으로 식 (2)에 의해 각 파장별 에어러솔 반사도를 산출하였다. Fig. 3은 생체 소각 에어러솔이 존재하는 2003년 5월 21일에 각 파장별로 산출된 에어러솔 반사도이다. 2003년 5월 19일부터 21까지 러시아 화재로 인해 발생한 에어러솔이 한반도를 덮고 있는 것을 MODIS 위성 영상으로 뚜렷이 나타냈으며(이권호 외, 2004), 공기의 이동 경로를 알

수 있는 HYbrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) 모형을 이용해 공기의 근원지역을 살펴봤을 때 러시아 지역에서부터 공기가 유입되고 있다(이권호와 김영준, 2004). 490nm는 산출된 순수 지표 반사도 지역이 작으므로 에어러솔 반사도를 산출하지 않았다. 한반도의 북서쪽에 위치한 몽골 지역은 순수 지표 반사도가 산출되지 않았으므로 에어러솔 반사도도 산출하지 않았다. 380nm와 400nm에서 산출된 에어러솔 반사도는 에어러솔이 존재하고 있는 한반도의 남쪽 지역과 서해안, 중국의 베이징 부근에서 높게 나타나고 있으며 상대적으로 에어러솔이 존재하고 있지 않는 개마고원 부근에서 낮게 나타나고 있다. 412nm의 경우 구름이나 에어러솔에 의해 반사도가 높

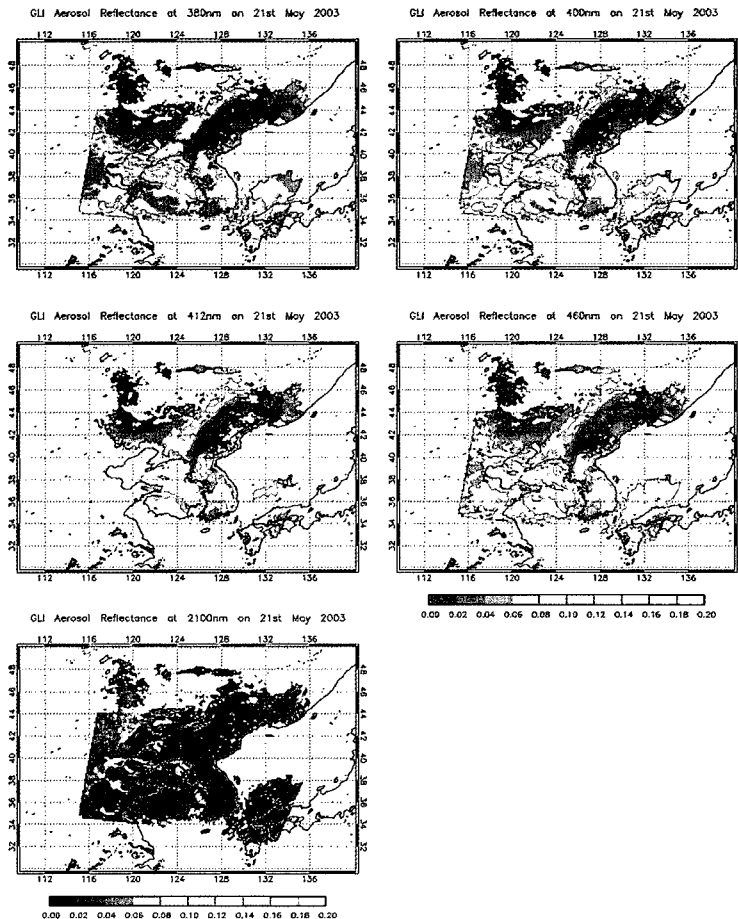


Fig. 3. The Aerosol reflectance at wavelength of 380nm, 400nm, 412nm, 460nm, and 2100nm on 21st May 2003.

계 나타나는 지역은 분석에서 제외하였으므로 우리나라의 동해안 지역과 서해안 지역에서 에어러솔 반사도가 산출되지 않았으나 380nm와 400nm에서의 에어러솔 반사도와 유사한 패턴을 보인다. 우리나라 서해안의 경우 380nm와 400nm의 에어러솔 반사도는 0.08에서 0.12 정도를 나타내고 있으나 460nm의 에어러솔 반사도는 0.12에서 0.20사이로 약 50%정도 높게 나타나고 있다. 2100nm의 에어러솔 반사도는 다른 파장과는 다른 분포를 보인다. 한반도에서 에어러솔이 존재하는 지역의 경우에도 에어러솔 반사도는 0에 가까우나 우리나라의 서해안과 중국 일부지역에서는 0.04 이상으로 에어러솔 분포를 보이고 있으며 몽골 지역에서는 0.08 이상의 높은 에어러솔 반사도를 보인다. 2100nm를 제외한 다른 파장 영역에서는 몽골 지역의 에어러솔 반사도가 0에 가까우므로 에어러솔이 분포하지 않는 지역이나 2100nm에서는 에어러솔이 분포하는 지역으로 표기하고 있으므로 2100nm를 이용해서 에어러솔 분포를 살펴보기에는 적합하지 못한 것으로 사료된다. 이것은 단 파장 적외선이 에어러솔 분포를 잘 나타내지 않는다는 선행연구와도 일치한다(King *et al.*, 1999).

에어러솔 분포를 나타내는 에어러솔 반사도를 AERONET 지점의 에어러솔 광학 두께 자료와 비교해 각 파장별로 에어러솔 탐지 효율성을 살펴보았다(Fig.

4). 에어러솔 반사도는 에어러솔의 존재 유무를 나타내야 하므로 2003년 5월 동안의 GLI로부터 산출된 에어러솔 반사도를 순수 지표 반사도를 구할 때와 마찬가지로 총 8일간만의 자료를 이용하여 산출하였다. AERONET 자료는 총 8일간 우리나라의 제주도(126.16°E, 36.27°N)와 안면도(126.19°E, 36.31°N), 일본의 노토(137.13°E, 37.33°N)와 시라하마(135.00°E, 33.68°N), 중국의 베이징(126.37°E, 39.97°N)의 5개 지점의 자료를 사용하였다. 에어러솔 반사도는 0.1° 간격으로 구성되어있기 때문에 AERONET 관측 지점에서 가장 가까운 4개의 지점을 내삽한 후 정확한 위치에서의 에어러솔 반사도를 다시 산출해 내었다. GLI는 한반도 부근을 오전 11시경에 지나가고 있으므로 그 시간대의 AERONET 자료를 사용해야 하나 자료 수의 부족으로 주어진 날 평균한 자료를 사용하였다. Fig. 4의 가로축은 AERONET 지점의 440nm를 이용하여 산출된 에어러솔의 광학 두께를 세로축은 GLI의 각 채널별로 산출된 에어러솔 반사도를 나타내고 AERONET의 에어러솔 광학 두께와 에어러솔 지수와의 상관계수를 표기하였다. Fig. 3에서 에어러솔 분포를 잘 표현하는 380nm, 400nm, 460nm의 에어러솔 반사도는 AERONET 자료와 0.78 이상의 높은 상관관계를 보인다. 412nm는 Fig. 3과 마찬가지로 에어러솔 지역에 자료가 산출되고 있지

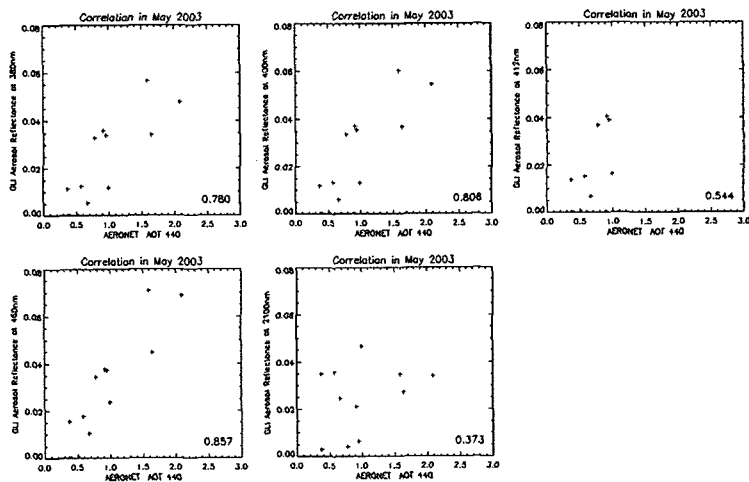


Fig. 4. The correlation between AOT at 440nm derived from AERONET and aerosol reflect at 380nm, 400nm, 412nm, 460nm, and 2100nm from GLI. The number indicates a correlation coefficient between AOT and aerosol reflectance.

않으므로 다른 파장에 비해 자료의 개수가 적게 나타나고 상관관계도 0.544 정도로 낮게 나타나지만 에어러솔 반사도 값은 380nm와 400nm와 일치하고 AERONET 자료와의 상관관계를 나타내는 분포도 비슷하게 나타났다. 그러므로 412nm가 에어러솔 지역의 자료가 산출된다면 380nm와 400nm가 보여주는 0.8 정도의 상관관계를 보일 것으로 사료된다. 460nm의 에어러솔 반사도는 다른 파장에서 산출된 에어러솔 반사도보다 약 0.005에서부터 0.02 정도 크게 나타나며 AERONET의 광학 두께 자료의 상관관계가 0.857로 가장 좋게 나타나고 에어러솔 반사도의 변화폭이 다른 파장에 비교해 크게 나타나고 있으므로 에어러솔의 광학 두께에 대해 민감할 것으로 사료된다. 2100nm에서의 에어러솔 반사도는 에어러솔의 광학 두께와 0.37 정도의 가장 낮은 상관관계를 보이고 있으며 Fig. 3에서처럼 에어러솔 분포를 잘 표현하지 못하는 양상과도 일치한다. 위성과 지상 자료를 비교할 때 발생하는 공간적 시간적 오차를 포함하고 있음에도 불구하고 380nm, 400nm, 460nm의 에어러솔 반사도는 에어러솔 광학 두께와 높은 상관관계를 보이고 있다. 그러므로 이 파장들을 이용했을 때 한반도 주변의 생체소각 에어러솔을 효과적으로 탐지할 수 있을 것으로 사료된다.

3) TOMS Aerosol Index

하나의 파장을 사용해 생체 소각 에어러솔의 탐지 효율성을 살펴보았을 때 가시광선의 푸른색 영역에 해당하는 파장이 에어러솔의 광학 두께를 잘 표현하였다. 각 파장별로 에어러솔에 의해 변화하는 양상이 다르게 나

타하므로 파장에 따른 에어러솔 민감도를 이용하여 에어러솔의 특징을 살펴볼 수 있다(Herman *et al.*, 1997a, 1997b). TOMS에서는 두개의 파장을 이용해 흡수성 에어러솔(absorbing aerosol)과 비흡수성 에어러솔(non-absorbing aerosol)로 분류하며 에어러솔 광학 두께가 클수록 에어러솔 지수의 절대 값이 커진다(Hsu *et al.*, 1999). GLI에서 지표면 반사도가 비슷하게 나타나는 380nm, 400nm, 460nm를 이용하여 TOMS 에어러솔 지수를 산출하여 생체소각 에어러솔의 종류를 나타내고자 하였으며, Herman *et al.*(1997b)이 제시한 에어러솔 지수 식은 다음과 같다.

$$AI = -100 \times [\log(\lambda_1/\lambda_2)_{\text{meas}} - \log(\lambda_1/\lambda_2)_{\text{cals}}] \quad (5)$$

여기에서, λ_2 는 λ_1 보다 길어야 한다. 오른쪽 항의 첫 번째 *meas* 항은 인공위성을 이용한 관측 값을 나타내고 두 번째 항의 *cals* 항은 지표 반사도를 포함한 레일리 반사도 부분이다. 에어러솔이 존재할 때 대기의 분자수와 관련이 있는 레일리 반사도 부분인 *cals* 항은 고정되어있고 에어러솔에 의해 관측항인 *meas* 항만 변화하므로 흡수성 에어러솔의 경우에는 양의 값을 비흡수성 에어러솔의 경우에는 음의 값을 보여준다. Fig. 5는 2003년 5월 21일에 GLI의 380nm와 400nm(오른쪽), 380nm와 460nm(왼쪽)를 이용하여 TOMS 에어러솔 지수를 산출하였다. 에어러솔이 존재하는 지역에서 TOMS 에어러솔 지수는 양수값을 보이므로 2003년 5월 21일 한반도에 영향을 미친 생체 소각 에어러솔은 흡수성 에어러솔로 나타났다. 380nm와 400nm를 이용하여 산출한 에어러솔 지수 값이 -0.5에서 2.0까지 나타

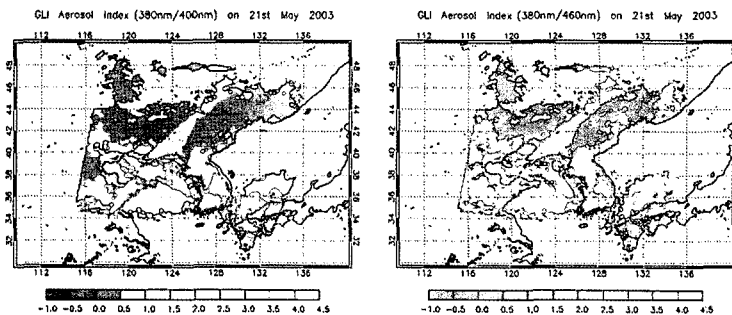


Fig. 5. The aerosol index of 380nm/400nm(left) and 380nm/460nm(right) from GLI on 21 May 2003.

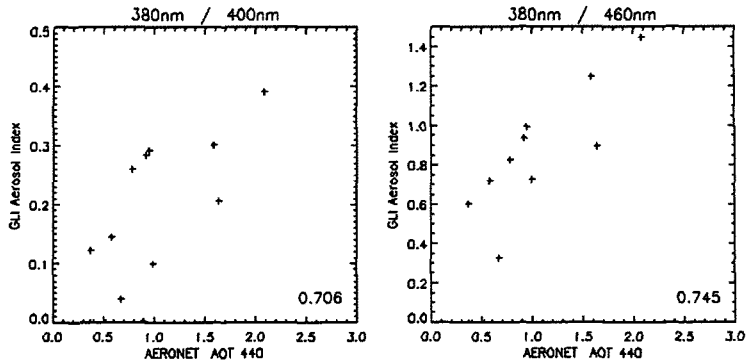


Fig. 6. The correlation between AOT at 440nm derived from AERONET and aerosol index retrieved the pair of 380nm/400nm(left) and 380nm/460nm(right) from GLI. The number indicates a correlation coefficient between AOT and aerosol index.

나는 반면 380nm와 460nm를 이용하였을 때는 에어러솔 지수값이 -0.5에서 5.0까지 보여주므로 380nm와 400nm에 비해 약 2배 정도 크게 산출되고 있으므로 380nm와 460nm를 이용해 만든 에어러솔 지수가 에어러솔 변화를 민감하게 탐지하는 것으로 사료되었다. AERONET의 에어러솔 광학 두께와 상관관계를 살펴 보았을 때도 같은 결과를 보인다(Fig. 6). Fig. 4와 같은 방법으로 2003년 5월 한달 동안 GLI의 380nm와 400nm, 380nm와 460nm로 산출한 TOMS 에어러솔 지수와 AERONET 자료와의 상관관계를 구했을 때 두 쌍 모두 0.7 이상의 높은 상관관계를 나타내지만 380nm와 460nm에서 상관관계가 더 높다. 380nm와 400nm의 경우 한 달 동안 에어러솔 지수의 범위가 0에서 0.4까지 변하는 반면 380nm와 460nm의 경우 0에서 1.5까지 변화하고 있으므로 약 3배 정도 민감하게 변화한다. 그러므로 TOMS 에어러솔 지수를 산출해 내고 에어러솔의 종류를 분석하기 위해서는 380nm와 가시광선의 푸른색 파장 영역을 함께 사용하는 것이 효과적일 것이라 사료된다.

5. 결론

에어러솔의 반사도는 대기 상층에서 관측된 반사도에 레일리 반사도와 순수 지표면 반사도와 투과율로 결정이 되는데 레일리 반사도는 대기 복사 모형으로 쉽게

계산할 수 있으나 지표면의 경우 표면 상태가 변화하므로 거기에 따른 반사도를 계산해 내기 어렵다. 특히 봄철의 경우 식생의 성장이 빠르므로 정확한 지표 반사도 결정이 어렵다. Soufflet *et al.*(1997)에 의하면 지표 반사도가 0.01의 오차를 가질 때 에어러솔에서 발생하는 오차는 ± 0.1 정도로 약 10배 정도 발생한다고 한다. 그러므로 본 연구에서는 정확한 순수 지표면 반사도를 산출하기 위해 최소 반사도 방법을 이용하였다. 각 파장별로 육지에서의 지표면 반사도를 살펴보았을 때 380nm와 400nm가 가장 낮고 412nm에서 증가한 후 가시광선의 푸른 파장대인 460nm와 490nm에서 다시 감소하고 있다. 해양에서의 380nm, 400nm, 412nm 표면 반사도는 육지에서의 반사도와 비슷하거나 더 높고 파장이 길어질수록 지표면 반사도가 감소하고 있다. 지표면 반사도가 낮게 나타나는 지역(Dark target)이 에어러솔 측정에 효과적이므로 육지에서는 자외선인 380nm, 가시광선의 400nm, 490nm를 사용하고 해양에서는 490nm보다 긴 파장을 사용하는 것이 효과적일 것으로 사료되었다. 측정된 지표 반사도를 바탕으로 각 파장별 에어러솔 탐지 효율성을 알아보기 위해 생체 소각 에어러솔이 한반도에 영향을 미친 2003년 5월 21일의 에어러솔 반사도를 산출하였다. GLI에서 490nm는 구름과 에어러솔에 의해 1.0의 반사도가 쉽게 나타나므로 산출되는 지역이 작아 분석에서 제외하였으며, GLI의 412nm도 490nm와 마찬가지로 에어러솔과 구름에 의해 반사도가 높게 나타나 에어러솔이 존재하는 지역에

서 에어러솔 반사도가 산출되지 않았다. 380nm, 400nm, 460nm의 에어러솔 반사도는 에어러솔 분포를 잘 표현하고 있지만 2100nm에서는 우리나라의 서해안 일부 지역과 중국 지역에서 낮은 에어러솔 반사도를 보인다. 이것은 단파장 적외선은 가시광선에 비해 에어러솔의 영향이 거의 없다는 선행연구와도 일치한다(King *et al.*, 1999). 그러나 2100nm의 일부지역에서 에어러솔의 분포가 나타나고 있으므로 Kaufman *et al.*(1997)이 제시한 2100nm와 가시광선과의 상관관계를 이용해 지표 반사도를 정의하는 방법은 많은 오차를 유발할 것으로 사료된다. 산출된 에어러솔 반사도를 AERONET의 에어러솔 광학 두께 자료와 비교해 보았을 때 412nm와 2100nm를 제외하고 0.78 이상의 높은 상관관계가 나타난다. GLI의 412nm도 490nm와 마찬가지로 에어러솔과 구름에 의해 반사도가 높게 나타나므로 에어러솔 지역이 많이 산출되지는 않아 상관관계가 낮게 나타나지만 380nm와 400nm에서 산출된 에어러솔 반사도와 비슷한 값을 보이고 있으므로 412nm에서 에어러솔 지역이 산출된다면 380nm와 400nm의 상관관계와 비슷한 결과를 나타낼 것으로 사료된다. 분석에 사용된 파장들 중 가시광선의 푸른색 영역인 460nm에서 산출된 에어러솔 지수가 0.857 정도의 가장 높은 상관관계를 보이고 에어러솔 반사도 값의 변화 폭이 더 넓게 나타나므로 에어러솔의 광학 두께에 대해 민감하게 변하고 있는 것으로 사료되었다. 본 연구 결과에 의해 MODIS가 보유하고 있는 가장 짧은 파장인 412nm보다는 지표 반사도가 낮고 에어러솔에 의해 민감하게 반응하는 460nm가 생체 소각 에어러솔 탐지에 더 효율적이라고 사료되어진다. GLI의 490nm는 에어러솔과 구름에 의해 반사도가 높게 나타나므로 일부 지역에서만 순수 지표 반사도가 측정되었으나 460nm의 순수 지표 반사도 보다 더 낮게 나타나므로 MODIS의 490nm를 이용해 효과적으로 에어러솔을 탐지할 수 있을 것으로 기대된다. TOMS에서 두 파장을 이용해 산출하는 에어러솔 지수를 GLI의 380nm와 400nm, 380nm와 460nm에 적용해 보았을 때 2003년 5월 21일에 한반도에 영향을 미친 에어러솔은 양의 값을 보이고 있으며 흡수성 에어러솔로 나타났다. 380nm와 460nm로 산출된 에어러솔 지수의 절대값이 더 크게 나타나므로 에어러솔의 광

학 두께에 민감하게 변하는 것으로 생각되었으며 AERONET의 광학 두께 자료와 비교하였을 때 약 0.74 이상으로 380nm와 400nm로 산출된 에어러솔 지수보다 높은 상관관계를 보인다. 그러므로 두 파장을 이용해 생체 소각 에어러솔의 종류를 살펴보고 에어러솔 지수를 탐지할 때에는 380nm와 가시광선의 푸른색 영역의 파장대를 함께 사용하는 것이 효과적일 것이다.

본 연구에서는 자외선인 380nm와 가시광선 영역의 400nm, 412nm, 460nm, 490nm와 단파장 적외선인 2100nm를 이용하여 각 파장별로 에어러솔 탐지 효율성을 살펴보았다. 파장에 대한 에어러솔의 민감도는 에어러솔의 입자 크기와 밀접한 관련이 있는데 한반도에 영향을 미치는 생체 소각 에어러솔의 크기는 약 $0.1\mu\text{m}$ 에서 $0.3\mu\text{m}$ 에 많이 분포를 하고 있으나 황사 입자 크기는 $3\mu\text{m}$ 에서 $5\mu\text{m}$ 에 많이 분포하므로 약 10배 이상의 크기 차이를 보인다(Dubovik *et al.*, 2002). 생체 소각 에어러솔의 경우 한반도 부근에서는 가시광선의 푸른 영역이 에어러솔 탐지에 효율적이었으나 황사의 경우는 아직 알 수 없으므로 그에 따른 연구가 요구되어진다. 이러한 연구를 바탕으로 한반도 부근의 에어러솔을 정확하게 측정 가능할 것으로 사료된다.

사 사

본 연구는 “위성영상을 활용한 연안 안개 및 에어러솔 모니터링 기술개발”에 관한 KISTEP의 연구비 지원에 의해 이루어졌다. GLI 자료를 제공한 일본 항공 우주 개발국(Japan Aerospace Exploration Agency)에 감사드린다.

참고문헌

- 이권호, 김영준, 2004. 인공위성 자료와 AERONET 관측자료를 이용한 러시아산불 시 발생한 에어로졸의 증장거리 모니터링, 한국대기환경학회지, 20: 437-450.
- 이권호, 김정은, 김영준, 김 준, 2004. 2003년 5월 러

- 시아지역에서 발생한 산불로 인한 스모크 에어로졸 플룸의 영향, *한국대기환경학회지*, 20: 603-613.
- Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanre, and I. Slutsker, 2002. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *American Meteorological Society*, 59: 590-608.
- Fukushima, H. and M. Toratani, 1997. Asian dust aerosol: Optical effect on satellite ocean color signal and a scheme of its correction, *Journal of Geophysical Research*, 102: 17119-17130.
- Gordon, H. R. and M. Wang, 1994. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm, *Applied Optics*, 33: 443-452.
- Hauser, A., D. Oesch, and S. Wunderle, 2004. NOAA AVHRR derived Aerosol Optical Depth (AOD) over Land: A comparison with AERONET data, *Optica Puray Aplicada*, 37: 3131-3135.
- Herman, J. R. and E. A. Celarier, 1997a. Earth surface reflectivity climatology at 340-380 nm from TOMS data, *Journal of Geophysical Research*, 102: 28003-28011.
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier, 1997b. Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus7/TOMS data, *Journal of Geophysical Research*, 102: 16911-16922.
- Holben, B. N., D. Tanre, A. Smirnov, T. F. Eck, I. Slutsker, N. Abuhassan, W. W. Newcomb, J. S. Schafer, B. Chatenet, F. Lavenue, Y. J. Kaufman, J. Bande Castle, A. Setzer, B. Markham, D. Clark, R. Frouin, R. Halthore, A. Karneli, N. T. O'Neill, C. Pietras, R. T. Pinker, K. Voss, and G. Zibordi, 2001. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, *Journal of Geophysical Research*, 106: 12067-12097.
- Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell, Eds., 1996. *Climate Change 1995: The science of Climate Change*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, USA.
- Hsu, N. C., J. R. Herman, O. Torres, B. N. Holben, D. Tanre, T. F. Eck, A. Smirnov, B. Chatenet, and F. Lavenue, 1999. Comparisons of the TOMS aerosol index with Sun-photometer aerosol optical thickness: Results and applications, *Journal of Geophysical Research*, 104: 6269-6279.
- Hsu, N. C., S. C. Tsay, M. D. King, and J. R. Herman, 2004. Aerosol retrievals over bright-reflecting source regions, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42: 557-569.
- 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, *Journal of Geophysical Research*, 102: 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, *Bulltin of the American Meteorological Society*, 80: 2229-2259.
- McClain, C. R., G. Feldman, and W. Esaias, 1993. Biological oceanic productivity, in *The Atlas of Satellite Observations Related to Global Change*, edited by R. Gurney, J. L. Foster, and C. L. Parkinson, Cambridge University

- Press., USA.
- McKenzie, R. L., M. Kotkamp, and W. Ireland, 1996. Upwelling UV spectral irradiances and surface albedo measurements at Lauder, New Zealand, *Geophysical Research Letters*, 23, 1757-1760.
- Nakajima, T. Y., T. Nakajima, N. Nakajima, H. Fukushima, N. Kuji, A. Uchiyama, and M. Kishino, 1998. Optimization of the advanced earth observing satellite II Global Imager channels by use of radiative transfer calculations, *Applied Optics*, 37: 3149-3163.
- Nakajima, T. and M. Tanaka, 1988. Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 40: 51-69.
- Reid, J. W., J. E. Kinney, D. L. Westphal, B. N. Holben, E. J. Welton, Si-C. Tsay, D. F. Eleutero, J. R. Campbell, S. A. Christopher, P. R. Colarco, H. H. Jonsson, J. M. Livingston, H. B. Maring, M. L. Meier, P. Pilewskie, J. M. Pilewskie, J. Prospero, E. A. Reid, L. A. Remer, P. B. Russell, D. L. Savoie, A. Smirnov, and D. Tanre, 2003. Analysis of measurements of Saharan dust by airborne and ground-based remote sensing methods during the Puerto Rico Dust Experiment (PRIDE), *Journal of Geophysical Research*, 108: doi:10.1029/2002JD002493.
- Remer, L. A., D. Tanre, Y. J. Kaufman, C. Ichoku, S. Mattoo, R. Levy, D. A. Chu, B. Holben, O. Dubovik, A. Smirnov, J. V. Martins, R. R. Li, and Z. Ahmad, 2002. Validation of MODIS aerosol retrieval over ocean, *Geophysical Research Letters*, 29: doi:10.1029/2001GL013204.
- Schwartz, S. E. and Coauthors, 1995. Group report: Connections between aerosol properties and forcing of climate, *Aerosol Forcing of Climate*, R. J. Charlson and J. Heintzenberg, Eds., John Wiley and Sons: 251-280.
- Singh, S. M. and G. Ferrier, 1997. Observation of intense sunglint in 3.7 μ m channel of the AVHRR, *International Journal of Remote Sensing*, 18: 3521-3533.
- Soufflet, V., D. Tanre, A. Royer, and N. T. O'Neill, 1997. Remote sensing of aerosols over boreal forest and late water from AVHRR data, *Remote Sensing of Environment*, 60: 22-34.
- 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 AEROENT measurements, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59: 398-413.
- von Hoyningen-Huene, W., M. Freitag, and J. B. Burrows, 2003. Retrieval of aerosol optical thickness over land surfaces from top-of-atmosphere radiance, *Journal of Geophysical Research*, 108: doi:10.1029/2001JD002018.
- Wen, S. and W. I. Rose, 1994. Retrieval of sizes and total masses of particles in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5, *Journal of Geophysical Research*, 99: 5421-5431.
- Young, A. T., 1980. Revised depolarization corrections for atmospheric extinction, *Applied Optics*, 19: 3427-3428.