



## Himawari-8/AHI 관측자료를 이용한 주요 대기 에어로솔 탐지 및 분류 방법

### Detection and Classification of Major Aerosol Type Using the Himawari-8/AHI Observation Data

이 권 호\* · 이 규 태

강릉원주대학교 복사위성연구소, 대기환경과학과

(2018년 6월 10일 접수, 2018년 6월 12일 수정, 2018년 6월 12일 채택)

Kwon-Ho Lee\* and Kyu-Tae Lee

*Radiation-Satellite Research Institute (RSRI),*

*Department of Atmospheric & Environmental Sciences (DAES),*

*Gangneung-Wonju National University (GWNNU)*

(Received 10 June 2018, revised 12 June 2018, accepted 12 June 2018)

#### Abstract

Due to high spatio-temporal variability of amount and optical/microphysical properties of atmospheric aerosols, satellite-based observations have been demanded for spatiotemporal monitoring the major aerosols. Observations of the heavy aerosol episodes and determination on the dominant aerosol types from a geostationary satellite can provide a chance to prepare in advance for harmful aerosol episodes as it can repeatedly monitor the temporal evolution. A new geostationary observation sensor, namely the Advanced Himawari Imager (AHI), onboard the Himawari-8 platform, has been observing high spatial and temporal images at sixteen wavelengths from 2016. Using observed spectral visible reflectance and infrared brightness temperature (BT), the algorithm to find major aerosol type such as volcanic ash (VA), desert dust (DD), polluted aerosol (PA), and clean aerosol (CA), was developed. RGB color composite image shows dusty, hazy, and cloudy area then it can be applied for comparing aerosol detection product (ADP). The CALIPSO level 2 vertical feature mask (VFM) data and MODIS level 2 aerosol product are used to be compared with the Himawari-8/AHI ADP. The VFM products can deliver nearly coincident dataset, but not many match-ups can be returned due to presence of clouds and very narrow swath. From the case study, the percent correct (PC) values acquired from this comparisons are 0.76 for DD, 0.99 for PA, 0.87 for CA, respectively. The MODIS L2 Aerosol products can deliver nearly coincident dataset with many collocated locations over ocean and land. Increased accuracy values were acquired in Asian region as  $POD=0.96$  over land and 0.69 over ocean, which were comparable to full disc region as  $POD=0.93$  over land and 0.48 over ocean. The Himawari-8/

\*Corresponding author.

Tel : +82-(0)33-640-2319, E-mail : kwonho.lee@gmail.com

AHI ADP algorithm is going to be improved continuously as well as the validation efforts will be processed by comparing the larger number of collocation data with another satellite or ground based observation data.

**Key words** : Geostationary satellite, Aerosol, Remote sensing, Detection product, Multispectral

## 1. 서 론

대기 에어로솔은 대기에 부유하는 고체 또는 액체 입자로 정의되며, 대기 중에서 태양광을 산란하거나 흡수하여 지구 복사 수지, 물 순환, 기후변화에 영향을 미치는 중요 요소로 알려져 있다(Charlson *et al.*, 1992, 1987). 그리고 에어로솔의 발생원과 체류시간의 복잡 다양성으로 인하여, 에어로솔이 지구 환경에 미치는 영향에 대한 과학적 이해도는 불확실한 것으로 알려져 있다(IPCC, 2013). 에어로솔의 물리적 특성과 분포에 관한 정량적/정성적인 정보의 획득을 위한 수단으로서 지구관측 위성이 널리 사용되고 있으며, 장기간 동안 생산된 인공위성 관측 자료는 기후학적인 변화 탐지(Kafuman *et al.*, 2005, 2002) 및 지역 대기질과의 연계(Bae *et al.*, 2017; Kim *et al.*, 2016)도 가능케 하였다. 또한, 방대한 양의 인공위성 관측자료는 과거와 현재의 기록뿐 아니라 추세에 따른 미래 예측의 중요한 자료로 사용되고 있다(Lee, 2012; Hoff *et al.*, 2009; Lee *et al.*, 2006; Al-Saadi *et al.*, 2005).

인공위성을 이용한 에어로솔 관측은 1970년대부터 시작되었으며(Griggs, 1975), 지구 환경 감시와 기후변화 연구에서 인공위성 관측을 통한 에어로솔 특성 파악의 중요성이 강조되었다. 에어로솔 탐지 방법의 기본 원리는 위성이 관측하는 채널별 복사량으로부터 에어로솔 이외의 물질들(예: 구름, 안개, 미량 기체 등)이 차지하는 기여도를 제거하는 방법을 기본적으로 이용하고 있다. 이러한 방법은 위성 탑재 센서의 기기적 특성이나 관측대상 지역에 따라 복사전달과정 해석에 필요한 계수의 적용이나 자료처리 방법에 있어 차이가 있으며, 현재까지 다양한 지구관측위성의 자료가 에어로솔 탐지 및 광학특성 산출을 위한 알고리즘 개발을 위하여 사용되어 왔다(Lee *et al.*, 2009; King *et al.*, 1999). 예를 들면, 자외선 채널을 가지는 위성 탑재 센서는 자외선 흡수성 에어로솔을 선택적으로 측정할 수 있는 자외선 흡수법(Hsu *et al.*, 1996), 가시광선 채널

에서 에어로솔의 광 산란강도를 이용한 반사도 측정법(Levy *et al.*, 2007; Hsu *et al.*, 2006), 적외선 밴드에서 선택적 흡수를 하는 입자성분을 측정하기 위한 밝기 온도차 방법(Prata, 1989), 다중 채널 정보를 이용한 하이브리드 방법(Lee *et al.*, 2016, 2014), 신경망 분석기법을 이용한 방법(Li *et al.*, 2001; Okada *et al.*, 2001) 등이 개발되었다.

수많은 지구관측 위성 중에서 정지궤도 인공위성은 동일지역에 대하여 연속적인 관측이 가능한 장점이 있으므로, 에어로솔의 분포와 이동에 관한 정보획득에 효과적인 수단으로 활용 가능하다. 가장 최근에 발사된 일본의 인공위성인 Himawari-8은 차세대 정지궤도 환경관측 위성으로서, 기존의 Multifunctional Transport Satellites (MTSAT)이나 Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES), 천리안 위성 같은 기상관측용 정지궤도 위성보다 더욱 진보된 관측 방법과 향상된 기기적 특성이 반영되었다. 따라서, Himawari-8 위성의 진보된 관측능력이 대기 에어로솔 탐지에 있어 중요한 역할을 수행할 것으로 판단된다. 본 연구에서는 Himawari-8 위성의 탑재센서인 Advanced Himawari Imager (AHI) 자료를 이용한 에어로솔 탐지 알고리즘의 개발을 위하여 필요한 요소 및 알고리즘을 이용한 산출 결과를 분석하였다. 또한 산출결과에 대한 검증 방법 수립을 위하여 사례연구를 통한 산출물의 비교검증 결과를 분석하였다.

## 2. 방 법

### 2.1 Himawari-8 위성자료

차세대 정지궤도 위성 Himawari-8은 일본 가고시마현 타네가시마 우주센터에서 2014년 10월 7일 UTC 05:16경 H-IIA 로켓에 탑재되어 발사되었다. 이후, Himawari-9가 2016년에 11월 2일에 발사되었으며, 두 개의 정지궤도 위성은 향후 15년 동안 동아시아와 서

태평양 지역을 관측할 예정이다. Himawari-8 위성의 탑재 센서인 AHI는 미국 GOES-R 위성 탑재 센서인 Advanced Baseline Imager (ABI), 그리고 한국의 차세대 정지궤도 위성인 Geo-KOMPSAT 2의 탑재 센서인 Advanced Meteorological Imager (AMI)와 유사하며, 우주환경 획득용 모니터인 Space Environment Data Acquisition Monitor (SEDA)가 추가로 탑재되어 있다.

Himawari-8 위성은 이전의 정지궤도 기상위성과는 달리, 관측기술과 자료처리능력이 크게 향상되었다. Himawari-8 위성의 탑재센서인 AHI는 16개 채널별 (중심 파장 0.470  $\mu\text{m}$ , 0.511  $\mu\text{m}$ , 0.640  $\mu\text{m}$ , 0.856  $\mu\text{m}$ , 1.380  $\mu\text{m}$ , 1.610  $\mu\text{m}$ , 3.830  $\mu\text{m}$ , 6.241  $\mu\text{m}$ , 6.952  $\mu\text{m}$ , 7.344  $\mu\text{m}$ , 8.592  $\mu\text{m}$ , 9.625  $\mu\text{m}$ , 10.403  $\mu\text{m}$ , 11.212  $\mu\text{m}$ , 12.364  $\mu\text{m}$ , 13.310  $\mu\text{m}$ ) 복사량을 측정할 수 있으며, 기존의 정지궤도 기상관측위성 (예: Himawari 6, 7 또는 천리안 위성 등) 대비 분광해상도가 크게 향상되었다. 그림 1은 AHI와 천리안 위성의 기상탐재 센서인 MI의 분광 반응함수를 비교한 것으로서, 두 위성 센서가 관측할 수 있는 분광영역을 나타낸다. 천리안 위성과 같은 기존의 정지궤도 위성은 가시영역에서 광대역 파장 (예: 0.4~0.7  $\mu\text{m}$ )의 단일 채널을 가짐으로써 흑백 영상을 제공하지만, AHI는 3개의 협대역 가시채널 관

측을 통해 RGB 칼라 합성 영상을 제작할 수 있다. 그리고 Himawari-8/AHI의 공간해상도는 가시 채널 500 m~1 km, 적외 채널 2 km의 해상도까지 관측 가능하며, 시간해상도는 최대 2.5분에 한 번씩 영상을 제공할 수 있다. 이러한 Himawari-8/AHI의 관측 능력으로 인하여, 대기 에어로솔 분포 및 변화에 대한 관측을 보다 상세하고 잦은 빈도로 관측할 수 있게 되었다.

### 2.2 에어로솔 탐지 산출물

에어로솔 탐지는 기본적으로 Himawari-8/AHI 위성의 화소별 컬럼 대기 (column atmosphere)에 대한 광학 특성값을 해석하며, 위성 영상 화소 수준의 영역 내에 존재하는 에어로솔의 주요종을 결정하는 것을 목표로 설계되었다. Himawari-8/AHI 에어로솔 탐지 산출물 (Aerosol Detection Product: ADP)의 정의와 설명을 표 1에 정리하였다. ADP는 화산재 (Volcanic ash; VA), 황사 (Desert dust; DD), 오염성 입자 (Polluted aerosols; PA) 및 기타 에어로솔 (Clean aerosol; CA)으로 구분된 디지털 값을 통해 에어로솔의 타입별 유무를 판단하는 정보를 제공한다. 화산재와 황사입자는 비교적 입자의 크기가 큰 토양기원의 성분으로 알려져 있으며 (Hess *et al.*, 1998), 다수의 적외선 밴드를 사용하여 주야간

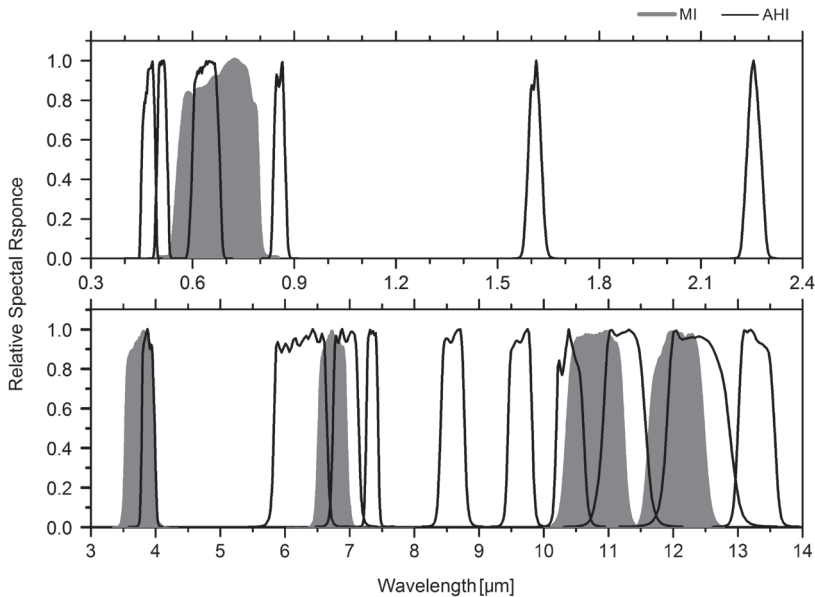
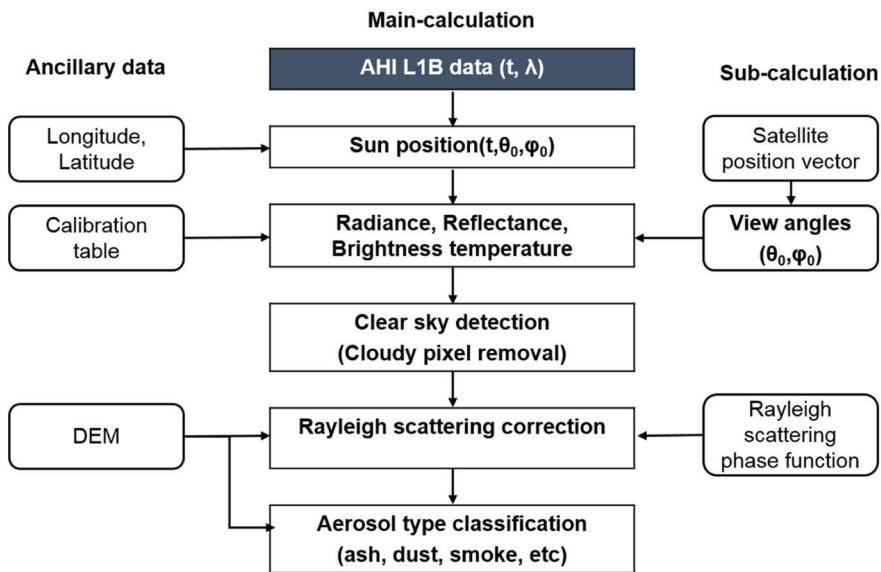


Fig. 1. Spectral response function of Himawari-8/AHI (black solid line) and COMS/MI (gray shade).

**Table 1. Definition of the aerosol detection product determined from the Himawary-8/AHI data.**

Variable name	Definition	Method
Volcanic ash (VA)	Ash emitted from volcanic eruption Detected day and night	Visible bands IR bands
Desert dust (DD)	Large dust particles in air Detected day and night	Visible bands IR bands
Polluted aerosols (PA)	Relatively small pollution particles emitted from combustion and pyrolysis Detected daytime only	Visible bands
Clean aerosols (CA)	Undefined mixed or sole particles except for ash/dust/smoke Relatively low aerosol loading in the air Detected daytime only	Remaining pixels after ash/dust/smoke detection



**Fig. 2. Data process of the aerosol detection product (ADP) algorithm for the Himawari-8/AHI.**

연속 탐지가 가능하다(Prata *et al.*, 1989). 오염성 입자는 주로 연소/소각이나 열분해과정으로 배출된 입자로서 황사에 비하여 상대적으로 작은 입자 크기 분포를 가지므로(Hess *et al.*, 1998), 가시밴드의 반사도 기법을 이용하여 주간에만 탐지 가능한 것으로 정의하였다. 그리고 기타 에어로솔은 이외의 분류되지 않거나 상대적으로 저 농도의 에어로솔로 정의하며, 주간에만 탐지하는 것으로 설정한다(표 1 참조). 주간에만 탐지가 가능한 이유는 야간 적외밴드에서 상대적으로 투과도가 높기 때문에 대기중의 다른 물질 또는 지표와 쉽게 구분이 되지 않기 때문이다.

각 에어로솔 타입은 Himawari-8 원시자료를 획득한 후, 그림 2에서 제시된 자료 처리과정을 이용하여 생산된다. 그림 2의 ADP 산출을 위한 자료 처리 과정에서는 복사보정(radiative calibration)과 기하보정(geometrical calibration)이 수행된 L1B 자료를 입력자료로 사용한다. 자료처리 과정에서 우선적으로 L1B 자료의 관측시간과 각 화소별 경위도 자료를 이용하여 태양과 위성의 위치정보를 계산한다. 그리고 L1B 자료는 8비트의 디지털값(digital number; DN)이므로, 물리량인 복사량(radiance, I)이나 가시채널 반사도(reflectance, ρ), 적외채널 밝기온도값(brightness temperature, BT)

으로 변환하기 위하여 다음과 같은 변환식을 사용한다.

$$I(\lambda) = a_0(\lambda) \cdot DN + a_1(\lambda) \quad (1)$$

$$\rho(\lambda) = b_0(\lambda) \cdot DN + b_1(\lambda) \quad (2)$$

$$BT(\lambda) = c_0(\lambda) \cdot DN + c_1(\lambda) + c_2(\lambda) \quad (3)$$

위 식(1), (2), (3)에서  $\lambda$ 는 채널별 중심 파장,  $a$ ,  $b$ ,  $c$ 는 각각 채널별 변환계수로서 Himawari-8 운영주체인 일본 기상위성센터 ([http://www.data.jma.go.jp/mscweb/en/himawari89/space\\_segment/spsg\\_sample.html](http://www.data.jma.go.jp/mscweb/en/himawari89/space_segment/spsg_sample.html))에서 주기적으로 업데이트 되는 보정계수값을 사용한다. 보정계수값은 밴드별로 다른 상수값(즉,  $a(\lambda)$ ,  $b(\lambda)$ ,  $c(\lambda)$ )으로서 제공되므로, 밴드별 물리량을 계산할 수 있게 한다.

식(1), (2), (3)을 적용하여 물리량으로 변환된 Himawari-8/AHI L1B 자료는 에어로솔 탐지를 위한 전처리 과정으로서 청천화소(clear sky pixel) 결정 단계를 거친다. 청천화소 결정 단계는 구름 화소 제거(cloud screening), 밝은 지표(bright surface) 제거 과정을 포함한다. 일반적으로 알려져 있는 구름의 광학 특성은 가시광선 영역에서 밝게 빛나며(즉, 높은 가시채널 반사도), 적외 영역에서 비교적 낮은 밝기온도(즉, 낮은 적외채널 복사 휘도)를 나타낸다. 그리고 비교적 두께가 얇고 세포(cell) 단위의 구름(예: 적은 계열)은 위성 영상에서 한 화소의 크기보다 작거나 공간적인 분포가 균일하지 않은 특성을 가진다. 이로 인하여 위성의 각 밴드별 물리량의 경계값을 이용하거나, 영상의 텍스처 특성으로서 구름을 탐지하는 방법이 널리 사용되고 있다(Ackerman *et al.*, 1998; Inoue, 1987). 본 연구에서 사용된 구름제거 방법은 구름탐지를 위한 방법보다는 다소 완화된 경계값(threshold value)을 사용하게 된다. 그 이유는 구름탐지에 사용되는 경계값이 에어로솔을 구름으로 오인하는 경우가 발생하기 때문이며, 이전의 연구를 통하여 구름제거 방법으로 적당한 것으로 사용되었다(Lee and Kim, 2010; Lee *et al.*, 2007). 따라서, MODIS나 VIIRS에서 에어로솔 탐지 시 구름제거를 위하여 널리 사용되고 있는 방법으로 통용되고 있는 방법을 선택적으로 차용하였으며, 상세한 설명은 3.2절에서 다루었다.

청천화소로 결정된 L1B 자료 중 가시채널 반사도는

대기분자산란 효과(또는 Rayleigh 산란 효과)가 포함되어 있으므로, 이를 보정하기 위하여 복사전달모델을 이용하여 AHI 밴드별(1~8번 가시-근적외 영역), 기하조건별(태양천정각: 0~80°, 10° 간격; 위성관측각: 0~80°, 5° 간격; 상대방위각: 0~180°, 10° 간격)로 계산된 Rayleigh 산란에 의한 반사도값을 이용한다. 대기산란 효과가 보정된 화소별 반사도값은 표 1에서 제시된 에어로솔 주요종으로 구분하기 위한 일련의 테스트 과정을 수행한다. 에어로솔 분류의 첫 단계에서는 화산재 탐지 테스트를 우선적으로 수행한다. 화산재 탐지 테스트를 통과하지 못한 화소는 황사 테스트를 거치며, 황사 테스트를 통과하지 못한 경우에는 오염성 테스트 과정을 거친다. 화산재, 황사, 오염성 입자 테스트를 모두 통과하지 못한 화소의 경우는 기타 청천대기 조건에서 존재하는 미량 에어로솔로 분류한다.

### 3. 결과 및 토의

#### 3.1 기하정보 생산

인공 위성의 기하관측 조건은 위성센서가 관측하는 복사량의 계산에 중요한 역할을 담당하지만 Himawari-8 위성은 별도의 기하정보 파일을 제공하고 않는다. 따라서, 복사량 계산에 필요한 기하정보 획득을 위한 별도의 계산을 수행하였다. Himawari-8 위성은 동경 140.7°, 고도 약 35,795 km의 위치에서 지구를 연속 관측하고 있다(JMA, 2015). 지구 중심으로부터 위성까지의 고도( $r_s$ ), 위성의 지심위도( $\Phi_s$ ), 각 화소별 위도( $\Phi$ )와 경도( $\lambda$ )값을 이용하여 정지궤도 위성의 위치벡터( $R_s$ )와 지상의 한 점에서의 위치 벡터( $R_E$ )는 다음의 식(4), (5)와 같다.

$$R_s = \begin{bmatrix} r_s \cos \Phi_s \cos \lambda \\ r_s \cos \Phi_s \sin \lambda \\ r_s \sin \Phi_s \end{bmatrix} \quad (4)$$

$$R_E = \begin{bmatrix} r_E \cos \Phi \cos \lambda \\ r_E \cos \Phi \sin \lambda \\ r_E \sin \Phi \end{bmatrix} \quad (5)$$

식(4)와 (5)의 차이( $R_D = R_s - R_E$ )는 지상의 한 지점으로부터 위성까지의 방향벡터를 의미한다. 지구를 타원체로 가정하면 위성 관측각( $\theta_s$ )과 위성 방위각(satel-

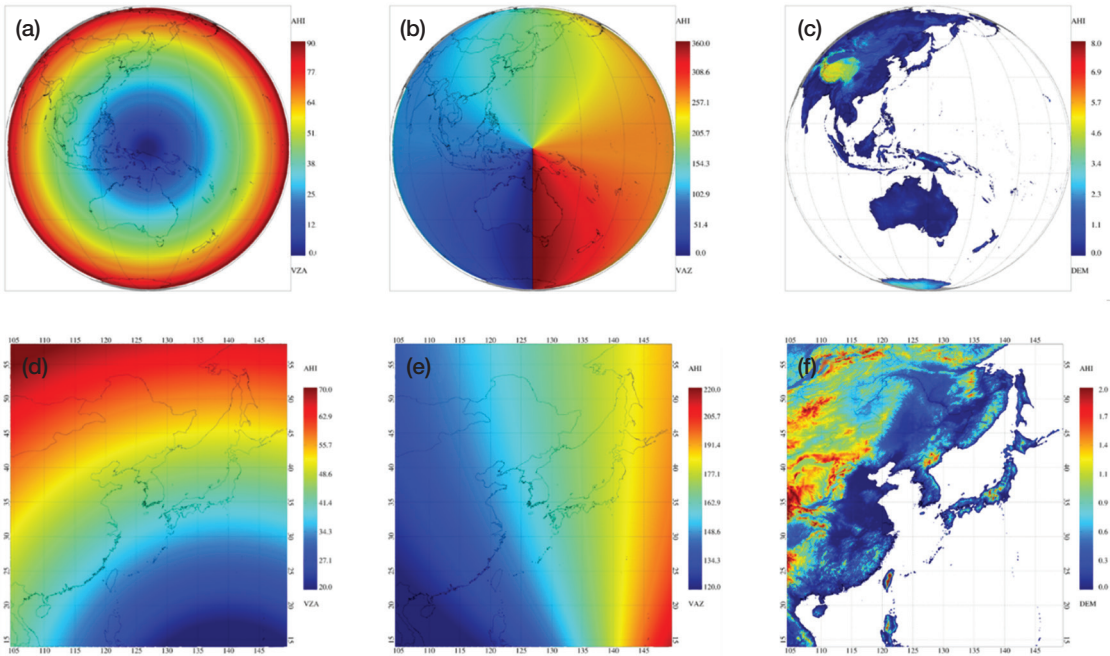


Fig. 3. Calculated geometry data for Himawari-8 AHI sensor's viewing area. (a), (d) Satellite view angles, (b), (d) azimuth angles, (c), (f) digital elevation map (DEM) for AHI looking areas of full disc and north east Asia, respectively.

lite azimuth angle) ( $\phi_s$ )을 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$\theta_s = \tan^{-1} \left[ \frac{(r_s \cos \Phi_s \cos \lambda - r_E \cos \Phi \cos \lambda)^2}{r_s \sin \Phi_s - r_E \sin \Phi} + \frac{(r_s \cos \Phi_s \sin \lambda - r_E \cos \Phi \sin \lambda)^2}{r_s \sin \Phi_s - r_E \sin \Phi} \right] \quad (6)$$

$$\phi_s = \tan^{-1} \left[ \frac{r_s \cos \Phi_s \cos \lambda - r_E \cos \Phi \cos \lambda}{r_s \cos \Phi_s \sin \lambda - r_E \cos \Phi \sin \lambda} \right] \quad (7)$$

식 (6)과 (7)을 이용하여 계산된 AHI 위성 관측각과 방위각은 그림 3과 같다. 그림 3(a), 3(d)의 위성 관측각 결과를 보면, 위성 직하점을 중심으로 지구 타원체의 외곽으로 갈수록 커지는 것을 알 수 있다. 그리고 한반도 인근 지역은 위성 관측각이 약 35~50도 정도의 기울어진 관측경로를 가지고 있으므로 대기 투과 경로가 길어지므로 복사전달계산에 영향이 발생한다. 그림 3(b), 3(e)는 위성 방위각으로서, 시간에 따른 태양의 위치변화가 상대방위각의 변화가 예상되므로 가시광선에 대한 반사도 계산의 경우에 양방향 효과

(bidirectional effect)가 고려되어야 할 것이다. 그림 3(c), 3(f)는 미국 NOAA의 1 km 공간해상도를 가지는 DEM자료 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>)를 AHI 센서의 관측 화소별 수치지도값으로 재가공 하였으며, 육지와 해양의 구분 및 대기 투과도 계산 시 지표고도 보정을 위하여 사용된다.

### 3.2 청천 화소 결정

AHI 센서 특성에 적합한 청천 화소의 결정방법으로서, 태양광 거울반사(sunglint)영역 테스트, 가시밴드 반사도 경계값 테스트, 3×3 화소 간 공간 균일도 테스트(Martins *et al.*, 2002), 적외온도차(Brightness temperature difference; BTD) 경계값 테스트(Ackerman *et al.*, 1998; Inoue, 1987)를 사용하였다. 예를 들어, 가시밴드에서의 반사도 경계값이 약 0.3~0.6 이상의 밝은 화소 범위에 대해 구름의 밝기 테스트를 수행한다. 적은 계열 구름탐지를 위하여 가시밴드에서 3×3 화소의 표준 편차값을 구하여 2.5% 이상인 경우 구름으로 간

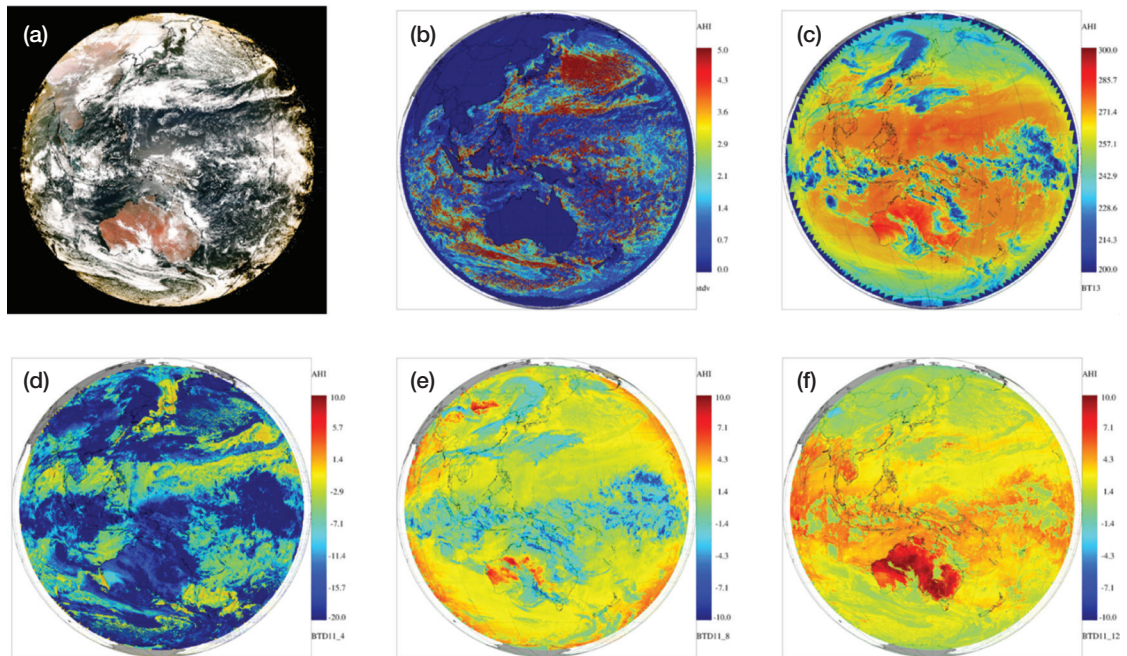


Fig. 4. (a) AHI RGB color composite (red=0.64  $\mu\text{m}$ , green=0.51  $\mu\text{m}$ , blue=0.46  $\mu\text{m}$ ) image on 5 March 2016, UTC03:00, (b) standard deviation of 3 by 3 pixels of band 2, (c) BT at 13.3  $\mu\text{m}$ , (d) BTD at 11  $\mu\text{m}$  and 4  $\mu\text{m}$ , (e) BTD at 11  $\mu\text{m}$  and 8  $\mu\text{m}$ , (f) BTD at 11  $\mu\text{m}$  and 12  $\mu\text{m}$ , respectively.

주한다. 이 방법은 일정 영역에서 반사도값이 균일하지 못한 경우, 즉 소규모 구름에 의하여 반사도 값이 갑자기 증가하는 영역이 존재하는 경우를 탐지하기 위한 방법이다. 그리고 단일 적외밴드 경계값 테스트로서, 11  $\mu\text{m}$ 와 윈도우 채널 테스트에서는 265K보다 낮은 저온 상태의 구름을 탐지하며,  $\text{CO}_2$  흡수 밴드인 13.3  $\mu\text{m}$ 의 밴드는 약 500 hPa 이상의 고도에 위치한 상층 구름을 탐지한다. 그리고 복수의 적외 밴드 온도를 통하여 광학적으로 열린 구름탐지가 가능함이 알려져 있다(Frey *et al.*, 2008; Hutchison and Hardy, 1995; Saunders and Kriebel, 1988).

그림 4(a)는 2016년 3월 5일 03:00 UTC의 AHI RGB 칼라합성영상과, 구름탐지를 위한 각 밴드별 영상 사례((b) 3 by 3 pixels of band 2, (c) BT at 13.3  $\mu\text{m}$ , (d) BTD at 11  $\mu\text{m}$  and 4  $\mu\text{m}$ , (e) BTD at 11  $\mu\text{m}$  and 8  $\mu\text{m}$ , and (f) BTD at 11  $\mu\text{m}$  and 12  $\mu\text{m}$ )를 나타낸다. AHI 전구 칼라합성영상 사례에서 흰색의 밝게 보이는 부분이 구름영역이며, 3 $\times$ 3 화소의 표준 편차값이 2.5% 이상인 영역,  $\text{CO}_2$  흡수 채널의 밝기온도값  $\text{BT}_{13} < 224\text{K}$

인 영역,  $\text{BTD}_{11,4} < -10\text{K}$ 인 영역을 선택하면, 그림 4(f)와 같은 결과를 얻게 된다. 칼라합성영상과 구름탐지 결과를 직관적으로 비교하면, 대부분의 구름영역이 탐지되고 있음을 알 수 있다. 위에서 언급한 밴드별 구름탐지 테스트를 적용하여 청천 영역에 대한 화소값만 이후의 에어로솔 자료처리를 위하여 사용하였다. 그러나 미세영역에서 저층 구름이나 열린 구름에 대해서는 탐지 오차가 발생할 수 있으므로, 구름탐지방법에 대한 연속적인 개선이 필요하다.

### 3.3 에어로솔 탐지를 위한 민감도 실험

위성 관측자료로부터 에어로솔 탐지와 분류를 하기 위해서는 에어로솔의 물리적·분광학적 특성을 고려해야 한다. 에어로솔 입자의 분광학적 특성을 결정하는 중요한 인자는 입자의 굴절률(Refractive index,  $m = m_r - m_i$ )으로서, 굴절률의 실수부( $m_r$ )는 입자의 광 산란을 조절하며 굴절률의 허수부( $m_i$ )는 광 흡수 특성을 조절한다. 주요 에어로솔 입자에 대한 굴절률과 AHI의 파장별 반응함수는 그림 5와 같다. 주요 에어로솔 모델

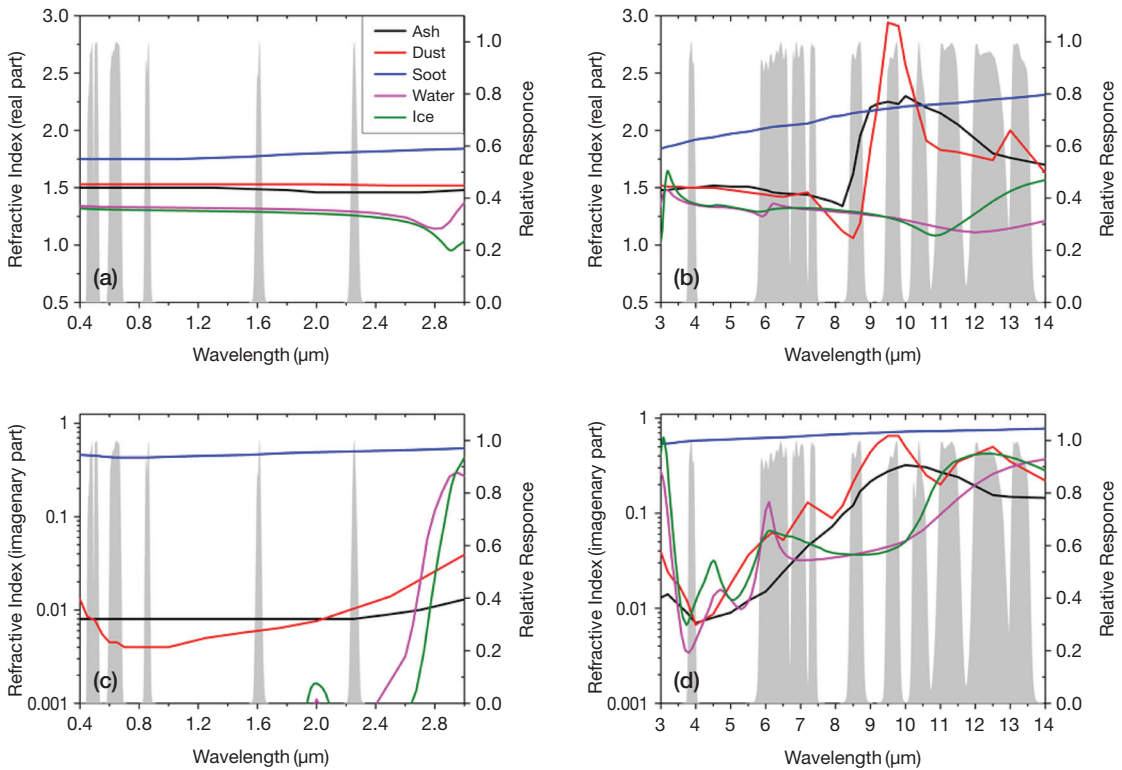


Fig. 5. Spectral refractive indices of ash (WCRP, 1986), dust (Koepke *et al.*, 1997), soot (WCRP, 1986), water (Hale & Querry, 1973), ice (Warren & Brandt, 2008) with the relative spectral response functions of AH1.

(Ash, Dust, Soot)에 대한 파장별 굴절률은 널리 사용되는 Optical Properties of Aerosols and Clouds (OPAC) 모델(Hess *et al.*, 1998)로부터 획득하였다.

그림 5의 각 밴드별 굴절률의 차이를 참조하면, 에어로졸 입자와 구름(물방울 또는 얼음 성분)과의 구분이 가능하다. 굴절률 정보는 입자의 산란, 흡수 특성과 관련이 있으므로 이를 통하여 주요 에어로졸 타입별 분류가 가능하다. 예를 들어, 적외선 밴드 영역은 대기 중의 미량 기체에 의한 광 흡수가 적고, 입자별 투과도 특성이 다르게 나타난다. 이러한 특성을 응용하여 두 개의 적외 채널을 이용하는 BTM 기법이 개발되어 화산재 탐지(Prata *et al.*, 1989)와 황사와 같은 모래폭풍 탐지(Legrand *et al.*, 1992)에 널리 사용되었다. 즉, 화산재와 모래먼지 입자는 11 μm에서 광 흡수가 12 μm 보다 크기 때문에, 위성센서에서 관측된 두 파장에서 밝기 온도값의 차이( $BTD_{11-12} = BT_{11} - BT_{12}$ )는 음의 값을 가지게 된다. 그리고 MODIS를 이용한 모래폭풍의

탐지를 위하여 8 μm와 11 μm 밴드에서 밝기 온도값의 차이( $BTD_{8-11} = BT_8 - BT_{11}$ )를 이용한 방법(Darmenov and Sokolik, 2005)이 제시되기도 하였다.

그림 6은 Santa Barbara Disort Radiative Transfer (SBDART)(Ricchiazzi *et al.*, 1998) 복사전달모델로 계산된 이론적인 가시채널 반사도값의 비율( $\rho_{0.47}/\rho_{0.86}$ ,  $\rho_{0.47}/\rho_{0.86}$ ,  $\rho_{0.55}/\rho_{0.86}$ ,  $\rho_{0.66}/\rho_{0.86}$ )을 나타낸다. 복사전달모델의 입력자료 조건은 위성관측각 40도, 태양고도각 30도, 상대방위각 60도,  $\tau_{0.55} = 1.0$ , 중위도 대기 모델을 공통입력자료 조건으로 활용하였으며, 3가지 다른 에어로졸 타입(Ash, Dust, Soot)에 대하여 3가지 다른 지표 타입(Ocean, Vegetation, Soil)을 고려하여 계산하였다.

그러나 2개의 적외 채널차를 이용한 방법은 수증기 흡수가 강한 조건 또는 지표의 방사율이 화산재/모래먼지와 유사한 지역에서는 오탐지를 할 수 있는 가능성이 있다. 따라서 보다 많은 적외채널을 이용한 방법으로서,  $BTD_{11-12}$ 와  $BTD_{8-11}$ 의 비율을 지수화하는 방법



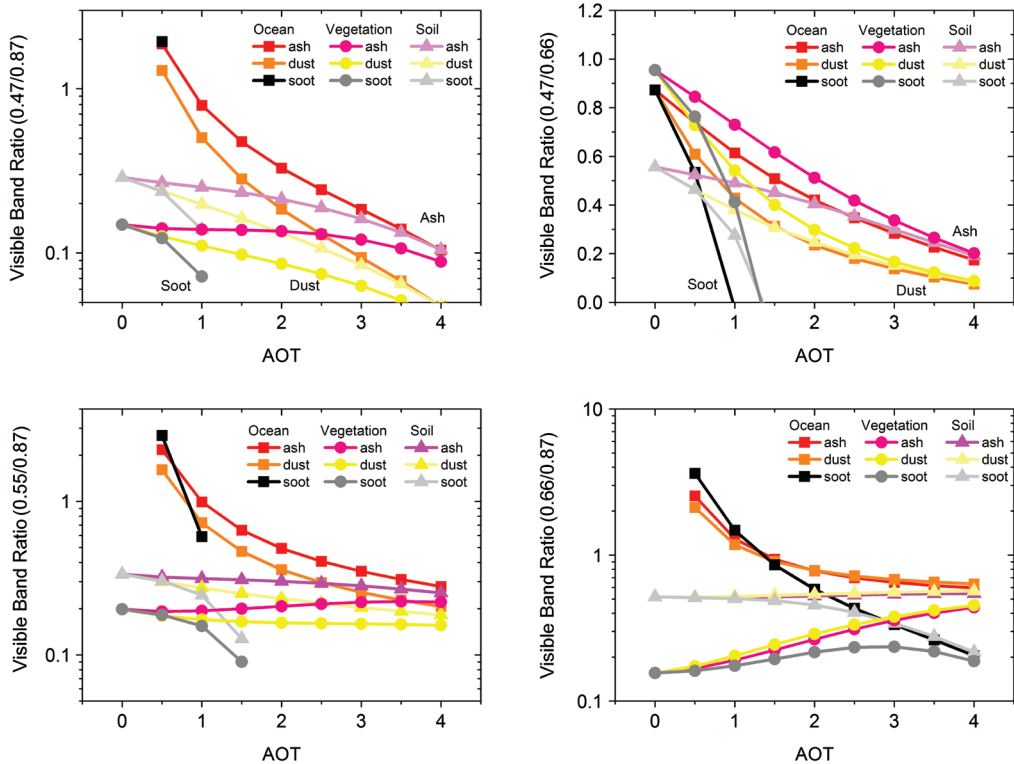


Fig. 6. Visible bands reflectance ratios calculated by SBDART with three aerosol type (ash, dust, soot) and three different surface type (ocean, vegetation, soil).

(Hansell *et al.*, 2007), 수증기의 흡수가 상대적으로 큰 8  $\mu\text{m}$ 보다는 3.9  $\mu\text{m}$  채널을 사용한 방법 (Ellrod *et al.*, 2003)이 제시되었다. 이러한 다중 적외채널을 이용한 화산재/황사 탐지 방법은 MODIS와 COMS 위성자료의 분석에 있어 효과적인 탐지가 가능함을 보였다 (Lee *et al.*, 2016, 2014).

그림 6의 결과에서는 중요한 몇 가지 사실을 알 수 있다. 첫째로 에어로솔과 지표의 종류와 상관없이 AOT값이 증가할수록  $\rho_{0.66}/\rho_{0.86}$ 의 경우를 제외한 나머지의 반사도 비율이 작아진다. 이것은 파장이 짧을수록 에어로솔에 의한 반사도보가 상대적으로 작아지기 때문이다. 두 번째로, 각 에어로솔 타입에 의한 반사도 비율은 지표의 종류에 상관없이 AOT값이 증가할수록 특정한 값으로 수렴한다. 즉 대기중에서 에어로솔의 부하량이 커질수록 고유한 특성값이 주요 인자가 되는 것을 의미한다. 세 번째로, Soot 모델은 파장별 반사도의 변화가 적으며, 강한 광 흡수성으로 인하여 다른 에

어로솔 모델에 비하여 반사도 비율이 크게 작아지는 특징이 발견된다.

그림 7은 Ash, Dust, Soot 입자의 부하량 증가에 따른 (즉, AOT 값의 증가에 따른)  $\text{BTD}_{11.4}$ ,  $\text{BTD}_{11.8}$ ,  $\text{BTD}_{11-10}$ ,  $\text{BTD}_{11-12}$ 의 변화량을 나타낸다. 이러한 복사전달 모의 결과에서는 각 에어로솔 타입별 AOT의 증가는  $\text{BTD}_{11.4}$ ,  $\text{BTD}_{11.8}$ ,  $\text{BTD}_{11-12}$ 의 값을 감소시킴과  $\text{BTD}_{11-10}$ 의 값은 증가시키는 역할을 하는 것으로 나타나고 있다. 그리고 광학적 두께가 0에서 4까지 증가하였을 때,  $\text{BTD}_{11.4}$ ,  $\text{BTD}_{11.8}$ ,  $\text{BTD}_{11-10}$ 의 변화는 입자의 크기가 큰 Ash와 Dust는 입자의 크기가 작은 Soot와는 구분이 되고 있다.  $\text{BTD}_{11-12}$ 의 변화 결과에서는 Ash와 Dust라도 파장별 광학특성에 따라 두 가지 에어로솔 타입이 구분이 되는 것을 알 수 있다.

### 3.4 에어로솔 탐지 사례

Himawari-8/AHI 에어로솔 탐지 산출물은 청천 대기

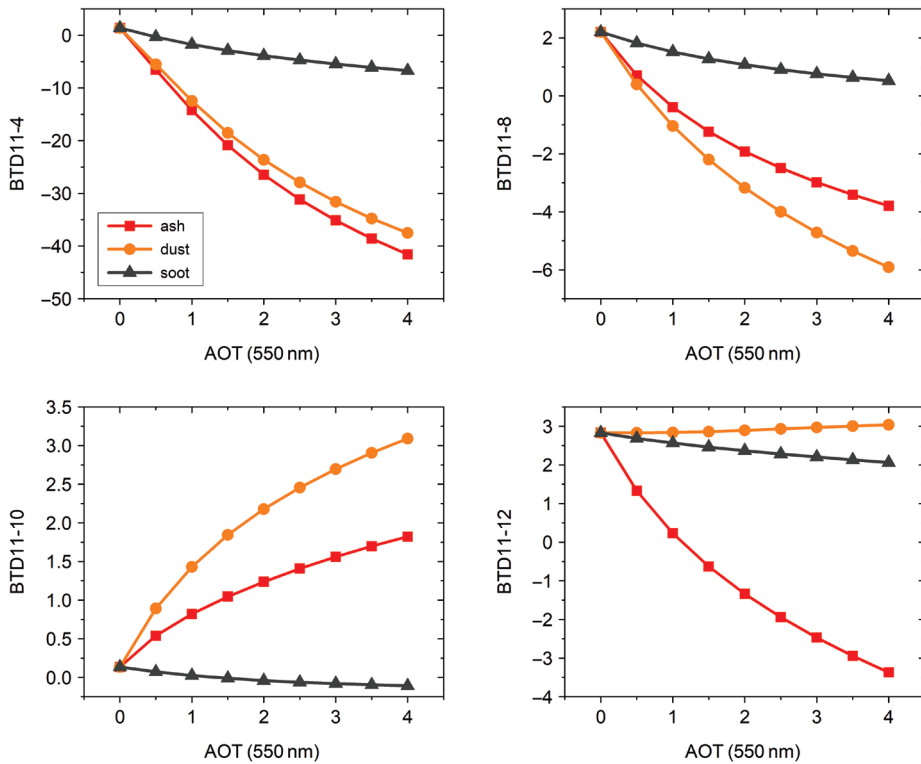


Fig. 7. SBDART simulated 2 band BTDR results as a function of AOTs. BTDR pairs are selected with (a) 11~4 μm, (b) 11~8 μm, (c) 11~10 μm, and (d) 11~12 μm, respectively.

중에 존재하는 에어로솔의 종류별 (VA, DD, PA, CA) 요소를 관심지역내의 지도상에 표출한다. 그림 8은 Himawari-8/AHI L1B 자료를 이용하여 산출된 주요 에어로솔 이벤트에 대한 탐지결과를 나타내었다. 화산재 사례는 2017년 3월 25일 09:00 UTC, 황사 사례는 2016년 5월 5일 00:00 UTC, 연무 사례는 2016년 4월 25일 00:00 UTC, 황사와 연무 동시 탐지 사례로서 4월 8일의 사례를 비교한 결과이다.

그림 8의 Himawari-8/AHI 칼라합성 영상은 황사영역(밝은 토양색상), 연무영역(젓빛 색상), 구름 영역(밝은 흰색 영역)에 관한 시각적인 정보를 확인할 수 있다. 따라서 Himawari-8/AHI 칼라합성 영상과 에어로솔 탐지 산출 결과 비교는 정성적인 비교검증으로 간주될 수 있다. 황사와 연무 발생 사례에서 Himawari-8/AHI 에어로솔 탐지 산출 결과에 의한 DD, PA로 판별한 영역과 비교적 잘 일치함을 확인할 수 있다. 특히, 2016년 4월 8일에 중국 내몽골 지역과 산둥반도 지역

에서 발생한 황사영역과 중국 중동부 지역에서의 연무 에어로솔이 동시에 발생한 경우도 위성관측 RGB 합성 영상과, 에어로솔 탐지 결과에서 동시에 확인할 수 있다.

그림 9는 2017년 3월 24일에 분화한 러시아 캄차카 반도의 Kambalny 화산의 화산재 관측 결과 사례이다. Himawari-8/AHI는 10분 간격의 관측자료를 제공함으로써 화산재 영역에 대한 이동현황을 준 실시간으로 파악할 수 있다. RGB 칼라합성 영상을 통하여 화산 분화구(붉은색 삼각형)으로부터 화산재 구름이 매 시간 별 계속 배출되고 있으며, 남서 방향으로 화산재 영역(회색빛 영역)이 이동하고 있는 것이 확인 가능하다. Himawari-8/AHI 에어로솔 탐지 산출 결과도 RGB 영상에서 확인된 화산재 영역과 잘 일치하고 있다.

Himawari-8/AHI 에어로솔 탐지 산출물의 검증은 정량적인 방법과 정성적인 방법이 사용되었다. 에어로솔 탐지 산출물의 정확도 검증을 위한 정성적인 방법은

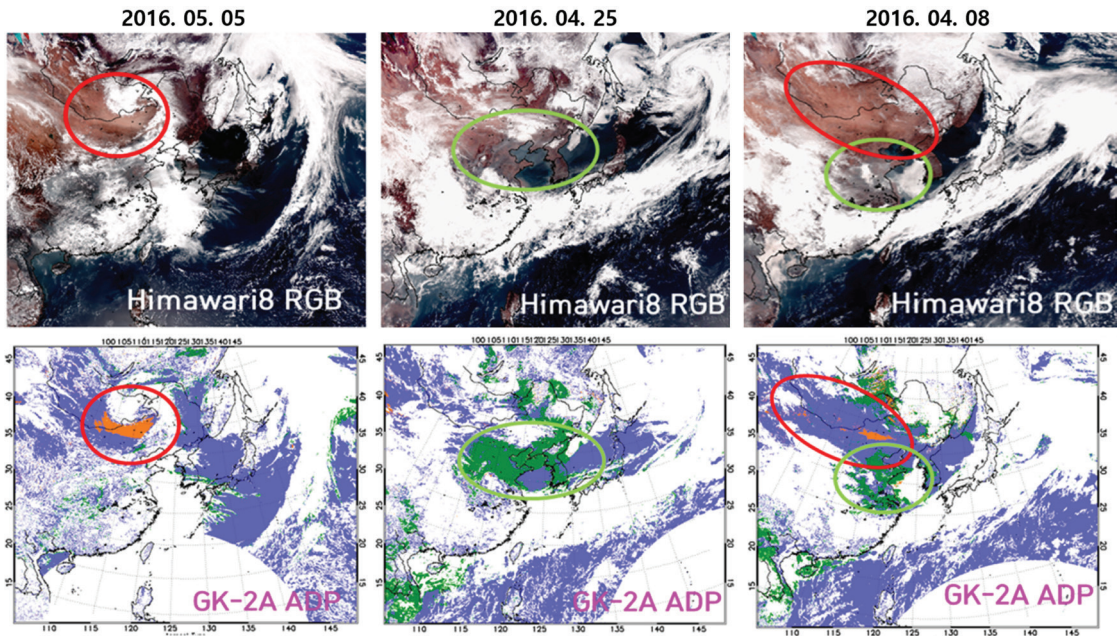


Fig. 8. Himawari-8/AHI aerosol detection cases for dust storm on 5 May 2016 (left), haze on 25 April 2016 (middle), and mixed aerosols on 8 April 2016 (right).

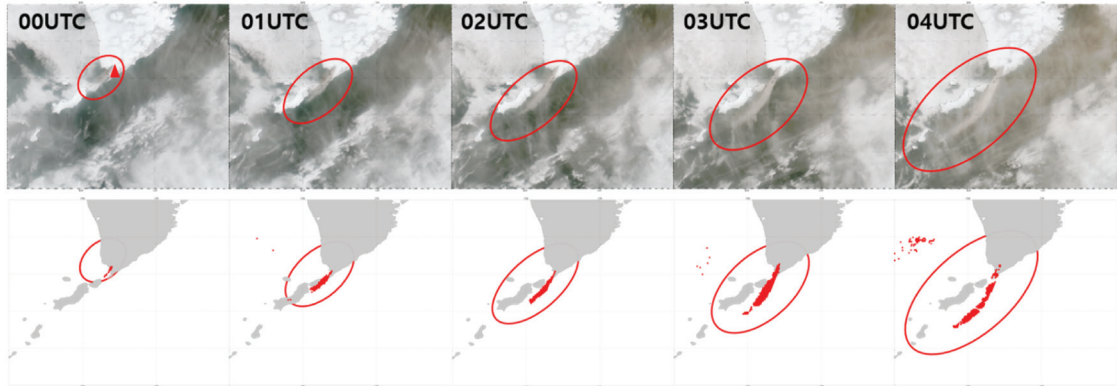


Fig. 9. Himawari-8/AHI (above) RGB color composite images and (below) volcanic ash detection results for the Kambalny volcano from 00:00 UTC to 04:00 UTC. The volcano locates in far southern Kamchatka, Russia erupted around 21:20 UTC on 24 March 2017.

위성 산출물의 결과의 정확도 여부를 장면 분석적인 측면에서 결과물의 정확도 성공 여부를 주관적 체험에 의하여 비교 및 묘사 가능한 것을 이용한다. 정량적 분석법은 일반상황을 엄밀히 통계해 놓고 비교 대상과 객관적 관찰 결과를 가지고 개념화하는 방법을 이용한

다. 정량적인 방법에서는 에어로솔 탐지 산출물과 타 위성자료(공개된 표준 산출물)과의 비교를 수행하게 되며, 서로 다른 시공간해상도를 가지는 두 가지 위성 자료를 비교한다. 즉, 검증용 자료와 비교 대상 자료의 개별화소의 크기와 관측영역의 모양이 서로 다른 경우

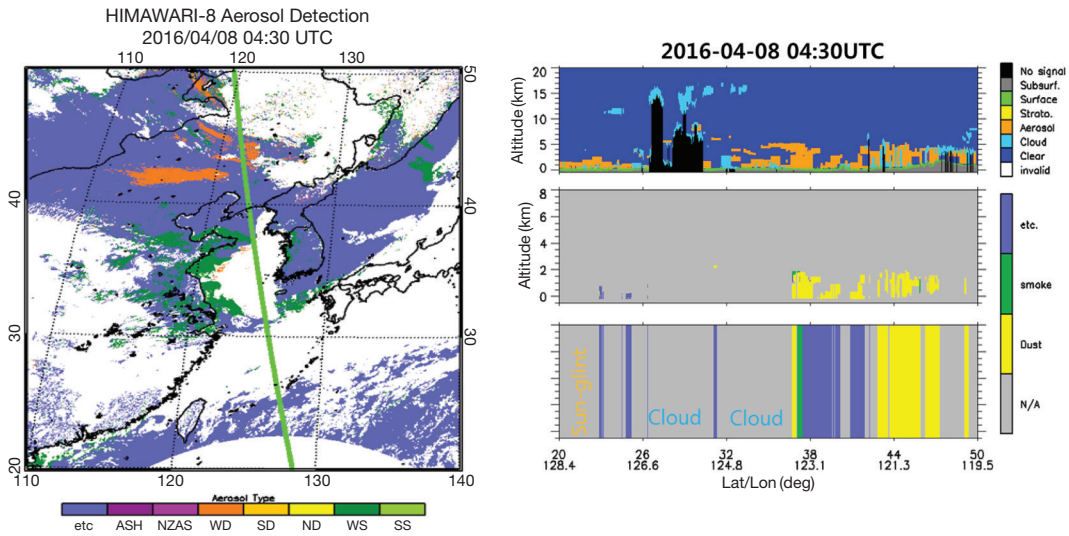


Fig. 10. (Left) Himawari/AHI aerosol detection result and CALIPSO VFM (green solid line represents CALIPSO overpass track). (Right) CALIPSO VFM and Himawari/AHI aerosol detection.

에는 인접한 화소 중 거리가 가장 최소인 화소를 선택하게 된다. 이러한 기본 개념에 의하여 시공간적으로 일치된 화소에 대하여 두 자료가 에어로솔로 정의되어 있으면 에어로솔 탐지 성공으로 확인한다.

에어로솔 탐지 산출물과 비교 가능한 검증용 자료로는 CALIPSO Vertical Feature Mask (VFM) 자료를 사용 가능하다. CALIPSO VFM 산출물은 CALIPSO 위성의 궤도에 따라 6가지 종류의 에어로솔 타입의 연직 분포에 관한 정보를 제공한다(Vaughan *et al.*, 2009). CALIPSO VFM 자료를 이용한 에어로솔 탐지 산출물과 비교검증을 수행하였으며, 그 결과 사례로서 그림 10에 나타내었다. 2016년 4월 8일에 발생한 연무와 황사 동시 발생 사례에 대한 에어로솔 탐지 결과와 CALIPSO VFM의 비교 결과는 황사의 경우, 0.76의 백분율 정확도(Percent Correct, PC), 0.19의 임계 성공지수(Critical Success Index, CSI)의 값을 보였다. 또한, 연무의 경우 각각 PC=0.99, CSI=0.01의 값을 보였으며, 기타로 분류된 에어로솔의 경우 각각 PC=0.87, CSI=0.17의 값을 보였다.

Himawari-8/AHI 에어로솔 탐지 산출물과 CALIPSO VFM 자료와 비교 시 단점은 CALIPSO 위성의 관측영역이 협소하고 연직분포 시 대표성을 가지는 VFM의 선택에 따라 에어로솔 주요종이 결정된다는 점이다.

Table 2. Skill scores acquired from comparison between Himawari-8/AHI aerosol detection data and MODIS level 2 aerosol products. Collocated data-sets were 2 May 2017~9 May 2017.

Area	Full disc			Asia		
	PC	POD	FAR	PC	POD	FAR
Land	0.78	0.93	0.72	0.73	0.96	0.66
Ocean	0.89	0.48	0.13	0.88	0.69	0.16

따라서 광범위 영역에 대한 Himawari-8/AHI 에어로솔 탐지 산출물에 대한 비교가 불가능하므로, 현재까지 연속적으로 에어로솔 산출물을 생산하고 있는 MODIS 에어로솔 산출물과 비교하였다. 표 2는 두 자료 간의 시공간적으로 일치된 화소 간의 에어로솔 산출결과를 비교한 것으로 2017년 5월 2일~9일 동안의 전구관측 영역(Full disc)과 아시아지역(Asia)에 대한 영역별 비교결과를 검증지수로 나타내었다. 해상보다는 육상의 에어로솔 탐지 결과가 높은 POD값을 나타내지만 PC 값이 적은 것은 MODIS의 구름탐지 과정에서 해상에서 발생하는 sunglint 영역의 위치가 다르게 나타나는 것과 에어로솔 영역의 반사도 값이 최대치 이상인 경우에 대한 예외 조건 처리에 대한 부분이 다르기 때문인 것으로 판단된다. 특히, MODIS는 극지방의 셀형태의 작은 구름이나 유빙등에 대한 오류가 발견되므로

이러한 영향이 두 자료 간의 비교에 영향을 주는 것을 확인하였다. 따라서, 전구영역과 아시아 영역의 검증지수를 비교하면 아시아 영역에서 검증지수값이 다소 높게 나타나는 것을 알 수 있다.

#### 4. 결 론

인공위성을 이용한 에어로솔 산출에 관한 연구는 주로 특정 에어로솔의 광학특성에 기반한 AOD 산출하는 것이 주를 이루었다. 그러나 최근의 센서기술의 발달에 따른 위성자료의 질적 양적 성장은 보다 효율적인 자료처리를 요구하고 있다. 특히, Himawari-8과 같은 정지궤도 위성은 기존의 위성자료에 비하여 진보된 관측 센서와 시공간해상도의 증가로 인한 빅데이터 수준의 관측자료로 인하여 새로운 에어로솔의 탐지방법이 필요하다. 본 연구에서는 Himawari-8/AHI를 이용하여 에어로솔 입자에 대한 유무뿐 아니라 주요 에어로솔에 관한 구분이 가능한 알고리즘의 실행시간을 단축하고 보다 효율적인 연산과정을 수행하는 것을 목적으로 한다.

Himawari-8/AHI 관측자료로부터 분석된 에어로솔 탐지 결과의 분석을 통하여 시간에 따른 주요 에어로솔 타입별 분포 및 이동 특성 정보를 정량적, 정성적으로 획득하였다. RGB 칼라합성영상으로부터 자연색에 가까운 에어로솔 영역에 대한 가시적인 영상 정보를 확인하였으며, 가시채널과 적외채널 밴드 기법을 이용한 주요 에어로솔(VA, DD, PA, CA) 탐지 결과는 관심 대상 지역에서 해당 에어로솔에 대한 공간적 분포 정보를 획득할 수 있었다. 특히 정지궤도 위성의 장점인 연속관측정보를 통하여 에어로솔의 공간 분포 뿐 아니라 이동특성에 관한 정보를 획득하였다.

Himawari-8/AHI 에어로솔 탐지 산출물과 타 위성자료(CALIPSO, MODIS)의 비교를 통한 정확도 검증지수는 약 73% 이상의 정확도를 나타내었으며, 각 에어로솔 종류별 지역별 특성에 관한 다양성을 극복하고 원격탐사를 통한 연속관측 가능성을 보였다. Himawari-8/AHI 에어로솔 탐지 방법은 구름 제거의 성공여부에 크게 의존하지만, AHI의 적외채널 공간해상도가 약 2 km이므로 청천화소 결정에 관한 오차가 에어로솔 탐지 산출물에 그대로 영향을 미치게 되는 점이다. 향후,

청천화소 결정을 위한 보조자료(타 위성 자료 또는 모델 자료 등)이 가능하게 되어 정확도가 개선된다면 에어로솔 탐지 정확도가 향상될 수 있을 것으로 기대된다. 그리고 Himawari-8/AHI 에어로솔 탐지 자료가 한반도 지역에 특화된 대기환경분석 연구에 활용하기 위하여 지속적인 분석 알고리즘의 개선 및 산출물의 검증 분석을 통한 자료의 질을 높이는 과정이 집중적으로 이루어질 예정이다.

#### 감사의 글

본 연구는 기상청 국가기상위성센터 “정지궤도 기상 위성 지상국 개발(NMSC-2018-01)” 출연금 사업의 일환으로 한국전자통신연구원(ETRI)에서 추진하는 “복사/에어로졸 분야 알고리즘/활용기술 개발” 과제의 지원으로 수행되었습니다.

#### References

- Ackerman, S.A., Strabala, K., Menzel, P., Frey, R., Moeller, C., Gumley, L., Baum, B., Seaman, S.W., Zhang, H. (1998) Discriminating clear-sky from cloud with MODIS. Algorithm theoretical basis document (MOD35), Journal of Geophysical Research, 103 (D24), 32141-32157.
- Al-Saadi, J., Szykman, J., Pierce, B., Kittaka, C., Neil, D., Chu, D.A., Remer, L., Gumley, L., Prins, E., Weinstock, L., McDonald, C., Wayland, R., Dimmick, F. (2005) Improving national air quality forecasts with satellite aerosol observations, Bulletin of the American Meteorological Society, 86(9), 1249-1261.
- Bae, M.-S., Park, D.-J., Lee, K.-H., Cho, S.-S., Lee, K.-Y., Park, K. (2017) Determination of analytical approach for ambient PM<sub>2.5</sub> free amino acids using LC-MSMS, Journal of Korean Society for Atmospheric Environment, 33(1), 55-64, <https://doi.org/10.5572/KOSAE.2017.33.1.055>. (in Korean with English abstract).
- Charlson, R.J., Lovelock, J.E., Andreae, M.O., Warren, S.G. (1987) Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo, and climate, Nature, 326, 655-661.

- Charlson, R.J., Schwartz, S.E., Hales, J.H., Cess, R.D., Coakley Jr. J.A., Hansen, J.E., Hofmann, D.J. (1992) Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Science*, 255, 423-430, doi:10.1126/science.255.5043.423.
- Darmenov, A., Sokolik, I.N. (2005) Identifying the regional thermal-IR radiative signature of mineral dust with MODIS, *Geophysical Research Letters*, 32, L16803, doi:10.1029/2005GL023092.
- Ellrod, G.P., Connell, B.H., Hillger, D.W. (2003) Improved detection of airborne volcanic ash using multispectral infrared satellite data, *Journal of Geophysical Research*, 108(D12), 4356, doi:10.1029/2002JD002802.
- Frey, R.A., Ackerman, S.A., Liu, Y., Strabala, K.I., Zhang, H., Key, J.R., Wang, X. (2008) Cloud detection with MODIS. Part I: Improvements in the MODIS cloud mask for Collection 5, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25, 1057-1072.
- Griggs, M. (1975) Measurements of atmospheric aerosol optical thickness over water using ERTS-1 data, *Journal of the Air Pollution Control Association*, 25, 622-626.
- Hale, R.E., Querry, M.R. (1973) Optical constants of water in the 200-nm to 200- $\mu$ m wavelength region, *Applied Optics*, 12(3), 555-563.
- Hansell, R.A., Ou, S.C., Liou, K.N., Roskovensky, J.K., Tsay, S.C., Hsu, C., Ji, Q. (2007) Simultaneous detection/separation of mineral dust and cirrus clouds using MODIS thermal infrared window data, *Geophysical Research Letters*, 34, L11808, doi:10.1029/2007GL029388.
- Hess, M., Koepke, P., Schult, I. (1998) Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 831-844.
- Hoff, R., Zhang, H., Jordan, N., Prados, A., Engel-Cox, J., Huff, A., Weber, S., Zell, E., Kondragunta, S., Szykman, J., Johns, B., Dimmick, F., Wimmers, A., Al-Saadi, J., Kittaka, C. (2009) Application of the Three-Dimensional Air Quality System (3D-AQS) to Western U.S. Air Quality: IDEA, Smog Blog, Smog Stories, Air Quest, and the Remote Sensing Information Gateway, *Journal of the Air & Waste Management Association*, 59, 980-989.
- Hsu, N.C., Herman, J.R., Bhartia, P.K., Sefter, C.J., Torres, O., Thompson, A.M., Gleason, J.F., Eck, T.F., Holben, B.N. (1996) Detection of Biomass Burning Smoke from TOMS Measurements, *Geophysical Research Letters*, 23(7), 745-748.
- Hsu, N.C., Tsay, S.C., King, M.D., Herman, J.R. (2006) Deep blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44, 3180-3195.
- Hutchison, K.D., Hardy, K.R. (1995) Threshold functions for automated cloud analyses of global meteorological satellite imagery, *International Journal of Remote Sensing*, 16, 3665-3680.
- Inoue, T. (1987) A cloud type classification with NOAA 7 split-window measurements, *Journal of Geophysical Research*, 92(D4), 3991-4000, doi:10.1029/JD092iD04p03991.
- International Panel on Climate Change (IPCC) (2013) *Climate Change 2013: the Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kaufman, Y.J., Koren, I., Remer, L.A., Rosenfeld, D., Rudich, Y. (2005) The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(32), 11207-11212, doi:10.1073/pnas.0505191102.
- Kaufman, Y.J., Tanré, D., Boucher, O. (2002) A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature*, 419, 215-223.
- Kim, K., Lee, D., Lee, K., Lee, K., Noh, Y. (2016) Estimation of surface-level PM<sub>2.5</sub> concentration based on MODIS aerosol optical depth over Jeju, Korea, *Korean Journal of Remote Sensing*, 32(5), 413-421, <http://dx.doi.org/10.7780/kjrs.2016.32.5.2>. (in Korean with English abstract)
- King, M.D., Kaufman, Y.J., Tanré, D., Nakajima, T. (1999) Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present, and future, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, 2229-2259.
- Koepke, P., Hess, M., Schult, I., Shettle, E.P. (1997) *Global Aerosol Data Set, Report No. 243*, MPI Hamburg, Germany, 44 pp.
- Lee, K.H. (2012) Impact of Northeast Asian biomass burning activities on regional atmospheric environment, *Journal of the Korean Association of Geographic Information Studies*, 15(1), 184-196. (in Korean with English abstract)
- Lee, K.H., Kim, Y.J. (2010) Satellite remote sensing of Asian

- aerosols: a case study of clean, polluted and dust storm days, *Atmospheric Measurement Techniques*, 3, 1771-1784, doi:10.5194/amt-3-1771-2010.
- Lee, K.H., Kim, Y.J., von Hoyningen-Huene, W., Burrow, J.P. (2007) Spatio-temporal variability of satellite-derived aerosol optical thickness over northeast Asia in 2004, *Atmospheric Environment*, 41(19), 3959-3973, doi:10.1016/j.atmosenv.2007.01.048.
- Lee, K.H., Lee, D.H., Kim, Y.J. (2006) Application of MODIS satellite observation data for air quality forecast, *Journal of Korean Society for Atmospheric Environment*, 22(6), 851-862. (in Korean with English abstract)
- Lee, K.H., Lee, K.-T., Chung, S.R. (2016) Time-resolved observation of volcanic ash using COMS/MI: a case study from the 2011 Shinmoedake eruption, *Remote Sensing of Environment*, 173, 122-132. doi:10.1016/j.rse.2015.11.014.
- Lee, K.H., Li, Z., Kim, Y.J., Kokhanovsky, A. (2009) Atmospheric aerosol monitoring from satellite observations: A history of three decades. In *Atmospheric and Biological Environmental Monitoring* (Kim, Y.J., Platt, U., Gu, M.B. and Iwahashi, H. Eds), Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 13-38.
- Lee, K.H., Wong, M.S., Chung, S.-R., Sohn, E. (2014) Improved volcanic ash detection based on a hybrid reverse absorption technique, *Atmospheric Research*, 143, 31-41.
- Legrand, M., Cautenet, G., Burie, J.C. (1992) Thermal Impact of Saharan Dust over Land. Part 11: Application to Satellite IR Remote Sensing, *Journal of Applied Meteorology*, 31, 181-193.
- Levy, R.C., Remer, L.A., Mattoo, S., Vermote, E.F., Kaufman, Y.J. (2007) Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance, 112(D13211).
- Li, Z., Khananian, A., Fraser, R., Cihlar, J. (2001) Automatic detection of fire smoke using artificial neural networks and threshold approaches applied to AVHRR imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39, 1859-1870.
- Martins, J.V., Tané, D., Remer, L., Kaufman, Y., Mattoo, S., Levy, R. (2002) MODIS cloud screening for remote sensing of aerosols over oceans using spatial variability, *Geophysical Research Letters*, 29(12), 8009, doi:10.1029/2001GL013252.
- Okada, Y., Mukai, S., Sano, I. (2001) Neural network approach for aerosol retrieval, the *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 4, 1716-1718.
- Prata, A.J. (1989) Observations of volcanic ash clouds in the 10-12-micron window using AVHRR/2 Data, *International Journal of Remote Sensing*, 10, 751-761.
- Ricchiazzi, P., Yang, S., Gautier, C., Sowle, D. (1998) SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(10), 2101-2114.
- Saunders, R.W., Kriebel, K.T. (1988) An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, 9(1), 123-150, doi:10.1080/01431168808954841.
- Vaughan, M., Powell, K., Kuehn, R., Young, S., Winker, D., Hostetler, C., Hunt, W., Liu, Z., McGill, M., Getzewich, B. (2009) Fully Automated Detection of Cloud and Aerosol Layers in the CALIPSO Lidar Measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 2034-2050.
- Warren, S.G., Brandt, R.E. (2008) Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation, *Journal of Geophysical Research*, 113, D14220.
- World Climate Research Programme (WCRP) (1986) A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation, WCP-112, WMO/TD-24, 53. Geneva.