

Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38



에어로솔 광학두께 (AOD: Aerosol Optical Depth) 알고리즘 기술 분석서 (AOD-v2.0)

NMSC/SCI/ATBD/AOD, Issue 1, rev.0 2012.12.27



Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

REPORT SIGNATURE TABLE

Function	Name	Signature	Date
Prepared by	김 준		2012.12.27
Reviewed by			
Authorised by			



DOCUMENT CHANGE RECORD

Version	Date	Pages	Changes
2.0	2012.12.27	1~	LUT change Surface reflectance calculation cange - LUT, BOD



세시그스 괴취드께	Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD
에어도을 광악주께	Issue:1.0 Date:2012.12.21
앜고리즘 기숲 부선서	File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Page : 1/38

차 례

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



List of Tables

- Table 1. The list of previous AOD retrieval algorithm
- Table 2 The list of AERONET site used from analysis of aerosol opticel properties
- Table 3 Seasonal averaging of refractive index at 675 nm for each AOD revel
- Table 4 Dimension of LUT
- Table 5. Detailed Input and Output data for the AOD algorithm.
- Table 6. Sources of uncertainty in the derived AOD from satellite observation.



List of Figure

- Figure 1. (Left) Composition of measured TOA reflflectance and (Right) description of Rayleigh scattering and Mie scattering
- Figure 2. (Left) Spectral reflectance difference and (Right) the correlation between surface reflectance and TOA reflectance for each aerosol type
- Figure 3. Diagram for inversion method used to AOD retrieval
- Figure 4. Seasonal averaging of volume size distribution for each AOD revel (MAM: March, April, May; JJA: June, July, August; SON: September, October, November; DJF: December, January, Febrary)
- Figure 5. An example of calculated LUT for AOD retrieval. Each line type indicate the used seasonal aerosol model.
- Figure 6. The map minimum AOD estimated from MODIS AOD product (MYD04_12 collection 5.1) from 2005 to 2010. Measured AODs with 10 x 10 km spatial resolution are regridded to 0.5 ° x 0.5 °. The color in black solid circle shows the minimum AOD obtained from AERONET measurements from 1999 to 2010
- Figure 7. An example of estimated surface reflectance
- Figure 8. (Left) MODIS RGB image and (Right) cloud masked TOA reflectance of MI
- Figure 9. Total synopsis of the AOD algorithm
- Figure 10. Algorithm flowchart for AOD retrieval
- Figure 11. Comparison between retrieved AOD and MODIS AOD. Color indicates data number.
- Figure 12. (Left) Measured RGM image from GOCI and (Right) retrieved AOD image from MI



List of Acronyms

6S	Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum
AERONET	AErosol RObertic NETwork
AOD	Aerosol Optical Depth
BOD	Background Aerosol Optical Depth
COMS	Communication, Ocean, and Meteolorogical Satellite
DJF	December, January, Febrary
JJA	June, July, August
LUT	Look Up Table
MAM	March, April, May
MI	Meteolorigical Imager
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
RMSE	Root Mean Square Error
RTM	Radiative Transfer Model
SON	September, October, November
SSA	Single Scattering Albedo



에어로솔 광학두께 알고리즘 기술 분석서	Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38
--------------------------	--

1. 개요

대기 중 오염물질의 발생 및 확산·이동은 특정 지역에 국한되지 않고 넓은 영역을 통해 이동 및 확산되는 특성을 가지기 때문에 위성관측을 이용한 광범위한 모니터링이 요구된 다. 이에 본 연구는 천리안위성(Communication, Ocean, and Meteolorogical Satellite; COMS)에 탑재된 기상영상기(Meteolorigical Imager; MI)의 가시광 채널을 이용하여 에어로솔 광학두께 (Aerosol Optical Depth; AOD) 산출 알고리즘 개발을 수행하였다. 에어로솔 광학두께의 산출은 조견표(Look-up Table, LUT)를 이용한 역추정 방법 (inversion method)를 기반으로 이루어지며, 조견표를 계산하는 off-line process 와 지표면 반사도 및 에어로솔 광학두께를 산출하는 on-line process로 구성된다.

조견표는 AERONET (AErosol RObertic NETwork) inversion 자료를 이용하여 분석 된 동아시아의 에어로솔 광학특성을 반영하여 계산되었으며, 계산에는 복사전달모델 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum)가 이용되었다.

구름이 존재하는 관측 화소의 경우 에어로솔에 의한 신호와 구름에 의한 신호를 구분하 기 어렵기 때문에 구름이 없는 청천화소에서만 산출이 이루어지는데, 구름 화소를 제거 하기 위해서 IR1 채널의 밝기온도 경계값이 이용된다.

산출된 에어로솔 광학두께는 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/)관측으로부터 산출되는 에 어로솔 광학두께와 비교검증 되는데, 검증지수는 상관계수(correlation coefficient, R), 선형 상관식의 기울기와 bias, RMSE (Root Mean Square Error)로 제시 된다.



에어로솔 광학두께	Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21
알고리즘 기술 분석서	File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

2. 배경 및 목적

에어러솔은 대기중 부유하는 고체 및 액체 입자를 나타내는 것으로, 황사발생에 따른 모 레먼지, 화재나 고온 불완전연소 의한 블랙카본, 미세먼지 등을 포함한다. 특히 황사 발 원지의 사막화 경향은 황사의 빈도와 강도를 증가시켜 그 피해규모를 더욱 확장 시키는 추세이며, 산림화재나 경작지 개간시의 생체질량(biomass) 연소과정도 점차 빈번해지고 있어, 그 증가 추이가 관심을 받고 있다. 이들 에어러솔은 대기 중 수일에서 한달 정도 체류하며, 대기질 및 기후에 지대한 영향을 미치고 있다.

대기 중에 존재하는 에어로솔에 의해 발생하는 태양에너지의 흡수와 산란의 효과는 지구 의 기후변화에 직접적으로 매우 중요한 영향을 미칠 뿐 아니라 구름 및 강수와 관련된 물리과정에 관여함으로써 간접적인 기후변화 효과를 야기하기도 한다(IPCC, 2007; Twomey,1977; Kaufman and Nakajima, 1993)). 기후적 효과 뿐 아니라 에어로솔이 인간의 활동이나 건강 면에 미치는 영향력은 매우 크다. 에어로솔은 호흡을 통하여 인체 내에 흡입됨으로써 기관지에 침착되거나 폐까지 유입되어 건강에 악영향을 미치고, 정밀 함이 요구되는 산업 등에 피해를 줌으로써 경제적 불이익을 일으킬 수 있다. 이에 따라 학문적인 관심과 경제적인 관심이 에어로솔의 정량적 관측 및 특성 분석에 집중되고 있 다.

에어로솔의 분포 및 이동을 정량적으로 관측하기 위해서는 지상관측과 위성관측이 이용 될 수 있다. 지상관측의 경우 장비 유지 및 보수, 자료의 정확도를 유지하는 것에 용이하 여 널리 이용되고 있고, 에어로솔 특성 분석 및 위성 산출물의 검증자료로써 중요하게 활용되고 있으나, 설치 및 유지에 지역적 한계를 가지므로 공간적 연속성을 확보하기 어 렵다는 단점이 있다. 한편 위성 관측은 안정된 시스템을 구축하기 까지 어려움이 있으나 광범위한 영역을 동시에 관측함으로써 에어로솔의 시공간적 변동성을 연속적으로 감시할 수 있다는 장점이 있다. 또한 위성과학 기술의 발달을 통하여 산출물의 정확도 또한 향 상되는 추세이다.

동아시아지역은 몬순기후 및 편서풍의 영향으로 인하여 중국대륙 내부의 사막지역에 발 생하는 황사에 의한 영향을 크게 받으며, 활발한 산업 활동으로 인한 인위적 에어로솔의 배출량 또한 막대하다. 동아시아 지역에서 발생하는 에어로솔은 그 지역에 국한되는 것 이 아니라 전구 규모로 이동하기 때문에 그 기후적 영향력이 전구 규모라 할 수 있다. 따라서 에어로솔이 유발하는 대기질 악화로 인한 사회·경제적 피해를 예방하고, 전구적 기후변화를 예측하기 위한 동아시아의 에어로솔 감시는 필수적이다. 이에 본 연구는 천



에어로솔 광학두께
알고리즘 기술 분석서

Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

리안위성의 기상영상기 관측을 이용하여 에어로솔 광학두께를 산출하고 분석함으로써 동 아시아 지역의 에어로솔 발생 및 이동을 감시하여, 황사 예보의 정확도를 높이고 나아가 동아시아 기후변화 예측에 기여하고자 한다.



3. 알고리즘

3.1 이론적인 배경 및 근거(Theoretical Background)

지구 대기에 입사한 태양에너지가 진행방향을 따라서 소산되는 정도는 대기 중 존재하는 매질의 광학두께에 따라 결정된다. 광학두께란 복사에너지가 지나는 경로에 따라 존재하 는 매질이 복사에너지를 소산시키는 정도를 의미하는 값으로, 식 (1)과 같이 단위 질량 의 매질이 복사에너지를 소산시키는 정도를 나타내는 소산계수(kλ [cm2g-1], Extinction coefficient)와 경로에 따라 존재하는 매질의 양 (ρ : 매질의 밀도 [g cm-3], ds : 복사에너지가 통과한 길이 [cm]) 의 곱으로 표현될 수 있다. 이 때 대기 중 존재하는 매질이 에어로솔 이라면 이 값을 에어로솔 광학두께라 칭한다. 즉, 에어로솔 광학두께는 대기층에 분포하는 에어로솔로 인하여 태양에너지가 산란, 흡수되는 정도를 의미하는 동시에 대기 중 존재하는 에어로솔의 양을 표현하는 물리량이라 할 수 있다.

$$\tau = k_{\lambda} \rho ds \tag{1}$$

위성에 전달되는 가시광 채널의 복사 휘도는 식 (2)와 같은 관계식을 도입하여 대기상한 반사도로 전환할 수 있고, 이때의 대기상한 반사도는 식 (3)으로 표현할 수 있다. 여기서 반사도는 대기상한에 입사하는 에너지와 대기상한에서 방출되는 에너지의 비율을 의미하 며, 식에서 μ는 태양 천정각(θ)에 의해 결정된다.

$$\rho = \frac{\pi L^{\uparrow}}{\mu F_{\Theta}}, \ \mu \simeq \sec(\theta) \tag{2}$$

$$\rho = \rho' + \frac{R_s T}{1 - R_s A} \tag{3}$$

식 (3)에서 왼쪽 항 ρ는 대기상한 반사도이며 오른쪽 항 ρ '의 매질을 포함한 대기층 에 의한 반사도, 오른쪽 두 번째 항은 지표에 의해 반사된 에너지가 대기 상한까지 도달 하는 양을 표현한다. 여기서 T 는 기층을 통과한 에너지의 투과율이고 A 는 대기층의 평균 반사도를 말한다. 즉 대기상한 반사도는 대기층에 포함된 공기분자 및 매질에 의한



산란, 지표면 반사도에 의하여 결정된다고 할 수 있다. 입자의 산란특성은 입자의 크기와 모양 등으로 결정된다. 만약 입자가 원형임을 가정할 수 있다면, 이는 입자의 크기와 태양 복사에너지의 파장의 상호관계에 따라서 레일라이 산란(Rayleigh Scattering)과 미 산란(Mie Scattering)으로 구분된다. 입자 크기와 파 장간의 상호관계는 식 (4)와 같이 크기 인자(size parameter) 로 정의할 수 있다. 식에 서 x 는 size parameter, r 은 입자의 반경, λ 는 입사 에너지의 파장을 의미한다. 일 반적으로 x ≪ 1 일 경우 레일라이 산란, x ≤ 1 일 경우 미 산란에 해당되는데 입자에 도달하는 에너지가 0.5 µm 의 가시광 파장이라면 입자의 크기가 10⁻⁴ µm 정도에 해당할 때 레일라이 산란, 0.1 µm 이상일 때 미 산란을 일으킨다.

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \tag{4}$$

그림 1의 오른쪽그림은 입자의 크기에 따라 일어나는 레일라이 산란과 미 산란을 보이는 데 레일라이 산란은 입자에 부딪힌 태양 에너지를 전/후방 대칭의 모양으로 산란시키는 반면 미 산란이 일어나면 전방산란이 우세하고, 입자의 크기가 더 커질수록 전방산란의 세기는 더욱 커지게 된다. 대기 중에 존재하는 일반적은 공기분자는 10⁻⁴ µm 에 가까운 크기를 가지므로 레일라이 산란을 일으키나 크기가 큰 (~1 µm) 에어로솔은 미 산란을 일으킨다. 에어로솔의 크기가 커질수록 미 산란의 전방 산란은 더욱 우세할 것이며, 또한 대기 중 존재하는 에어로솔의 양이 많아질수록 대기중에 도달하는 복사에너지가 전방 산 란되는 비율이 더욱 커지게 된다. 위성관측을 통한 에어로솔 광학두께 산출은 이와 같은 원리를 바탕으로 이루어질 수 있다. 그림 1에서 왼쪽 그림은 식 (4)를 도식화하여 위성 에서 관측되는 복사에너지가 어떻게 구성되는지를 보인다. 대기 중 에어로솔이 존재하지 않을 경우 위성에 도달하는 자외선-가시광 영역의 복사에너지는 입사한 에너지가 공기 분자 및 지표면에 의해 흡수 산란된 정보를 포함한다. 하지만 대기 중 에어로솔이 유입 되면 공기 중 산란 특성이 레일라이 산란에서 미 산란으로 변하게 되므로 위성에서 관측 하는 대기상한 반사도가 변하게 된다. 따라서 레일라이 산란효과와 지표면 반사도를 알 고 있다면, 대기상한 반사도의 변화량을 통하여 에어로솔 광학두께를 산출할 수 있다.



Detecting Aerosol from Satellite



Fig. 1. (Left) Composition of measured TOA reflflectance and (Right) description of Rayleigh scattering and Mie scattering

그림 2는 위성에서 관측되는 대기상한 반사도가 에어로솔의 유형 및 광학두께, 지표면 반사도에 대해 가지는 민감도를 보인다. 전체적으로 대기 중 에어로솔이 존재할 경우 그 렇지 않은 경우에 비하여 가시광 영역의 대기상한 반사도는 증가한다. 한편, 입자의 산란 특성은 입자의 크기와 파장 뿐 만 아니라 입자 모양과 화학 조성에 의해서도 영향을 받 기 때문에 에어로솔 유형별로 대기상한 반사도에 미치는 영향이 달라진다. 이에 그림 2 의 왼쪽에서 파장별 대기상한 반사도의 차이(오염대기 - 청정대기) 값이 에어로솔 유형 에 따라 다름을 볼 수 있다. 대기상한 반사도가 가장 큰 민감도를 가지는 것은 지표면 반사효과 인데, 이는 그림 2의 오른쪽에서 볼 수 있다. 그림에서 에어로솔이 존재하지 않 을 경우 대기상한 반사도와 지표면 반사도가 매우 분명한 일대일 대응관계를 이름을 볼 수 있고, 여기에 각 유형별 에어로솔이 추가될 경우 그 대응관계에 변화가 발생하지만 지표면 반사도 효과에서 크게 벗어나지 않음을 볼 수 있다. 즉, 위성에서 관측된 대기상 한 반사도로부터 에어로솔 광학두께를 산출하는 것은 대기상한 반사도에서 지표면 반사 도 효과를 제거하는 것에서부터 시작되어야 한다. 이와 함께 관측되는 매질에 존재하는 에어로솔의 유형을 파악하는 것 또한 중요하다.





Fig. 2. (Left) Spectral reflectance difference and (Right) the correlation between surface reflectance and TOA reflectance for each aerosol type



Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

3.2 산출방법(Methodology)



Fig. 3. Diagram for inversion method used to AOD retrieval

일반적으로 에어로솔 정보 산출은 역추정 방법을 통해 이루어진다(그림 3). 이는 그림 2 에서 보인 민감도 실험에 기반하여, 에어로솔 광학두께와 그 광학적 특성, 지표면 반사도 및 태양-위성 위치 조건에 따라 위성에서 관측되는 대기상한 반사도를 계산해두고, 이를 관측된 대기상한 반사도와 비교함으로써 에어로솔 정보를 산출할 수 있다. 이때 계산된 대기상한 반사도의 목록을 조견표라 칭한다.



Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

Table 1. The list of previous AOD retrieval algorith	Tab	le	1.	The	list	of	previous	AOD	retrieval	algorith
--	-----	----	----	-----	------	----	----------	-----	-----------	----------

Channel	Sensor	Developer	Region	Product
	COES imagor	Knapp et al. (2002)	Ocean, Land	AOD
Single Channel	GOES Imager	Wang et al. (2003)	Ocean	AOD
	GMS-5	엄영대, 손병주 (2005)	Ocean, Land	AOD
	MTCAT 1D	Yoon et al. (2007)	Ocean, Land	AOD
	WIISAI-IK	Kim et al. (2008)	Ocean, Land	AOD
		Soufflet et al. (1997)	Forest, Lake	AOD, Anstrom index
	AVHRR	Mishchenko et al. (1999)	Ocean	AOD, Anstrom index
		Higurashi and Nakajima (1999)	Ocean	AOD, Anstrom index
Multi- channel	SesWiFS	Higurashi and Nakajima (2002)	Ocean	AOD, Anstrom index, Aerosol type
		Von Hoyningen-Huene et al. (2003)	Ocean, Land	AOD, Anstrom index
		Lee et al. (2004)	Ocean, Land	AOD, Anstrom index
		Hsu et al. (2004)	Desert	AOD, SSA, smoke/dust ratio
	Modic	Remer et al. (2005)	Ocean, Land	AOD, Anstrom index, Fine mode fraction, Effective radius(ocean)
	MODIS	Kim et al. (2007)	Ocean	AOD, Volume density ratio, Aerosol type
	OMI	Torres et al. (2002)	Ocean, Land	AOD, Aerosol index, SSA, Aerosol type
	GOCI	Lee et al. (2010a)	Ocean	AOD, Fine mode fraction, Aerosol type
Multi- satellite	MODIS, OMI	Lee et al. (2007)	Ocean, Land	Aerosol type

표 1은 현재까지 개발된 에어로솔 정보 산출 알고리즘의 목록 및 각각의 산출물을 보인 다. 표 1에는 에어로솔 정보를 산출하는 알고리즘을 단일채널과 다중채널(혹은 다중위 성)으로 구분하고 있는데, 일반적으로 단일채널을 이용하는 알고리즘은 에어로솔 광학두 께만을 산출할 수 있는 반면 다중채널을 이용하는 알고리즘은 에어로솔 광학두께 뿐 만



Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

아니라 에어로솔 유형 정보를 함께 제공할 수 있다. 이는 그림 2에서 그 원인을 찾을 수 있다. 단일파장에서 관측되는 대기상한 반사도에서는 에어로솔 광학두께와 에어로솔 모 델에 의한 효과를 구분하기 어려운 반면, 대기상한 반사도의 파장별 변화 경향이 에어로 솔 유형에 따라 달라짐을 이용하여 다중채널 관측을 통하여 에어로솔 광학두께와 동시에 에어로솔 유형 정보를 산출 할 수 있다.

MI의 경우 중심파장이 0.675 µm (파장대 : 0.55 ~ 0.8 µm)인 가시광 채널이 한 개 존 재하므로 에어로솔 유형구분에 한계를 가진다. 따라서 천리안위성 관측의 주요 관심영역 인 동아시아지역에 최적화 된 에어로솔 모델을 미리 분석하고 이를 적용한 조견표를 계 산하여 산출에 이용하는 것이 최선의 방법이라 볼 수 있다.

3.2.1. 에어로솔 광학특성 분석

에어로솔이 태양복사에너지를 흡수/산란시키는 특성은 에어로솔 입자의 굴절지수 (Refractive index)와 입자크기분포(Volume size distribution)를 통하여 결정되며, 에 어로솔의 존재를 고려한 대부분의 복사전달모델은 이 두 변수와 관련된 인자를 입력 변 수로 사용하고 있다. 이와 같은 에어로솔의 광학 특성은 전구규모의 sun-photometer 지상관측망인 AERONET 관측 으로부터 얻을 수 있는데, 본 연구에서는 동아시아영역 (20 ° N - 50 ° N, 95 ° E - 145 ° E) 에 존재하는 장기간 AERONET inversion (*Dubovik et al.*, 2000) 자료를 이용하여 에어로솔 광학 특성을 분석하였다. 표 2는 사 용된 AERONET 자료의 목록을 보인다. 1999년부터 2010년 까지 약 10년 동안 총 16 개의 AERONET 관측지점에서 산출된 약 4700개의 자료가 사용되었으며, 그 중 안면도 와 베이징, 시라하마에서 관측된 자료가 전체자료의 약 70%를 차지하여 한반도 부근의 에어로솔 광학특성을 잘 반영 할 것으로 기대할 수 있다.



Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

Table	2	The	list	of	AERONET	site	used	from	analysis	of	aerosol	opticel	properties
-------	---	-----	------	----	---------	------	------	------	----------	----	---------	---------	------------

Sito	Data	Latitude	Longitude	Data period		
	number	(°N)	(°E)			
Anmyon	543	36.539	126.330	1999 - 2007		
Bac_Giang	314	21.291	106.225	2003 - 2009		
Beijing	906	39.977	116.381	2001 - 2007		
Chen-Kung_Univ	309	23.000	120.217	2002 - 2010		
Dongsha_Island	48	20.699	116.729	2004 - 2010		
EPA-NCU	248	24.968	121.185	2006 - 2010		
Gosan_SNU	193	33.292	126.162	2001 - 2010		
Gwangju_K-JIST	217	35.228	126.843	2004 - 2009		
Hong_Kong_Hok_Tsui	119	22.210	114.258	2007 - 2010		
Inner_Mongolia	11	42.683	115.954	2001 - 2001		
Osaka	286	34.651	135.591	2001 - 2008		
Seoul_SNU	87	37.458	126.951	2000 - 2003		
Shirahama	1050	33.693	135.357	2000 - 2010		
Taichung	13	24.106	120.491	2005 - 2005		
Taipei_CWB	293	25.030	121.500	2002 - 2010		
Ussuriysk	108	43.700	132.163	2004 - 2010		

동아시아지역은 몬순 기후의 영향을 받아 봄/겨울철에는 중국 내륙 사막지역에서 발생하는 황사와 중국의 산업지역에서 발생하는 오염물질의 동진이 뚜렷한 반면 여름철에는 해 양에서 유입되는 습하고 더운 기단의 영향을 받아 에어로솔의 흡습 성장이 촉진되어, 각 계절별로 에어로솔의 유형이나 그 광학적 특성이 달라질 수 있다. 본 연구는 이를 반영 하고자 계절별로 에어로솔 광학특성을 분석하였으며, 그림 4는 그 중 계절별 에어로솔의 입자 크기분포를 보인다. 그림에서 두드러지게 나타나는 것은 황사의 영향이 빈번한 봄 철에 조대입자의 비율이 다른 계절에 비하여 뚜렷하게 증가한다는 점이다. 봄철을 제외 한 다른 계절의 경우 오염원에 의해 발생한 에어로솔의 영향을 주로 받아 미세입자의 비율이 우세한 경향을 보인다. 뿐만 아니라 입자크기분포는 에어로솔 광학두께에 따라서도 달라지는 경향을 보이는데, 주로 에어로솔 광학두께가 증가할수록 미세입자 분포의 모드 가 증가하고 조대입자 분포의 모드가 감소한다. 이는 에어로솔의 산란특성 변화를 유발 하므로 입자크기분포와 굴절지수 모두 에어로솔 광학두께 구간별로 구분하여 계절별 평 균값을 산출 하였다. 평균된 계절별 굴절지수값은 표 3에서 보인다. 분석된 값에 따르면 일반적으로 에어로솔 광학두께가 낮을 경우 단일산란알베도(Single Scattering Albedo; SSA)가 낮은 특성을 보인다.

국가기상위성센터 National Meteorological Satellite Center	에어로솔 광학두께 알고리즘 기술 분석서	Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38



Fig. 4. Seasonal averaging of volume size distribution for each AOD revel (MAM: March, April, May; JJA: June, July, August; SON: September, October, November; DJF: December, January, Febrary)



Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

		AOD						
		0.15	0.45	0.8	1.2	1.6	>2.6	
Definenting index	MAM	1.47	1.47	1.47	1.49	1.53	1.52	
	JJA	1.41	1.42	1.44	1.46	1.46	1.45	
at 675 nm	SON	1.43	1.44	1.45	1.44	1.46	1.47	
	DJF	1.45	1.46	1.47	1.49	1.48	1.50	
Defrective index	MAM	0.0084	0.0073	0.0074	0.0073	0.0060	0.0050	
	JJA	0.0086	0.0080	0.0062	0.0060	0.0064	0.0061	
at 675 nm	SON	0.0103	0.0096	0.0085	0.0082	0.0093	0.0083	
	DJF	0.0131	0.0102	0.0107	0.0121	0.0115	0.0088	

Table 3 Seasonal averaging of refractive index at 675 nm for each AOD revel

3.2.2. 조견표 계산

에어로솔 광학두께 및 지표면 반사도 산출에 적용되는 조견표는 복사전달모델 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum)를 이용하여 계산 되었다. 앞에서 언급되었듯 에어로솔 광학두께 산출에 적용되는 조견표는 입력변수에 따 른 대기상한 반사도의 목록을 보이는데, 이때 사용된 입력 변수가 표 4와 같다. 태양천정 각과 위성천정각은 0 ~ 70도 범위에서, 상대방위각은 0~180도 범위에서 각각 10도 간 격으로 입력되며, AOD는 0 ~ 5 까지 9개의 값, 지표면 반사도는 0 ~ 0.3 사이에서 0.1도 간격으로 입력되어 각 조건에 따라 조견표가 계산된다. 또한 지표 고도를 0 km 와 4 km 의 두 값으로 가정한 후 고도에 따른 두 종류의 조견표가 계산된다.

Variable name	No. of entries	Entries
Solar zenith angle	8	0°, 10°,, 70°
Satellite zenith angle	8	0° , 10° ,, 70°
Relative azimuth angle	19	0° , 10° ,, 180°
AOD	9	0.0, 0.15, 0.45, 0.8, 1.2, 1.6, 2.6, 4, 5
Surface reflectance	4	0.0, 0.1, 0.2, 0.3
Surface elevation	2	0 km, 4 km



Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

그림 5는 산출된 조견표의 한 예로 일정 관측 조건에서 AOD와 대기상한반사도의 상관 관계를 보인다. 에어로솔 크기분포특성이 크게 변하는 봄철유형을 제외하고 다른 계절유 형의 조견표는 유사한 상관관계를 가지는 것으로 나타난다.

LUT



Fig. 5. An example of calculated LUT for AOD retrieval. Each line type indicate the used seasonal aerosol model.

에어로솔 광학두께 산출에 사용되는 조견표가 입력변수별 대기상한반사도를 가지는 것과 달리 지표면 반사도 산출에 사용되는 조견표는 태양천정각 및 위성청정각, AOD 등의 입 력 조건에 따라 대기 투과율(T)과 대기 반사도(A)를 계산하고 식 (3)을 이용하여 지표 면 반사도를 계산하도록 한다. 이때 입력되는 태양천정각과 위성천정각의 값 및 범위는 표 4와 같으나, AOD는 0 ~ 0.5 사이의 값이 0.1 간격으로 입력된다.

3.2.3 지표면 반사도 산출



에어로솔 광학두께는 주어진 태양-위성 위치관계와 지표면 반사도 조건에서 에어로솔 광학두께와 대기상한 반사도가 가지는 일대일 상관관계로부터 산출되므로, 지표면 반사 도 정보가 미리 준비되어야 한다. 지표면 반사도는 관측 파장에 따라 달라지므로 MI의 가시광 채널에서 관측된 대기상한 반사도로부터 직접 산출하여 사용된다. 지표면 반사도 를 산출하기 위해서는 우선 관측되는 신호로부터 대기에 의한 흡수/산란효과를 미리 제 거해야하는데 이는 3.2.2절에서 언급된 바와 같이 계산된 T와 A, 식 (3)을 이용하여 수 행된다. 이때 대기 중 에어로솔의 양은 MODIS (AQUA)에서 2005년부터 2010년까지 관측된 AOD의 화소별 최소값으로 가정한다. AOD의 최소값은 0.5° x 0.5° 간격으로 구 해졌으며, 그림 6과 같은 분포를 보인다. 사막의 경우 MODIS의 AOD 산출물이 제공되 지 않으므로 주변 화소의 값을 내삽하였다. 이러한 에어로솔 광학두께의 화소별 최소값 을 이후 배경광학두께(Background Aerosol Optical Depth; BOD)라 칭한다.



MODIS 6-year min_AOD

Fig. 6. The map minimum AOD estimated from MODIS AOD product (MYD04_12 collection 5.1) from 2005 to 2010. Measured AODs with 10 x 10 km spatial resolution are regridded to 0.5 ° x 0.5 °. The color in black solid circle shows the minimum AOD obtained from AERONET measurements from 1999 to 2010



Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

지표면 반사도를 산출은 관측 시점 이전 30일간 수집된 대기상한 반사도에서 배경광학두 께를 포함한 대기 산란효과가 보정한 후 화소별로 그 최소값을 찾음으로써 구한다. 이는 지표가 어두울 경우 에어로솔이나 구름이 존재할 때 관측되는 대기상한반사도가 청정대 기에 비해 높은 값을 가지며, 30일간 각 화소는 최소한 1번 이상 배경광학두께만 존재하 는 청정상태를 가진다는 가정을 기반으로 한다. 따라서 지표가 밝은 사막지역에서는 이 러한 가정이 성립되지 않고, 대기상한반사도가 에어로솔 신호에 대해 가지는 민감도도 크게 감소하므로 에어로솔 광학두께 산출의 정확도가 크게 떨어져 지표면 반사도가 0.2 이상일 경우 산출을 수행하지 않는다. 그림 7은 산출된 지표면 반사도의 예시를 보이는 데, 중국의 산업지역 및 사막지역에서 높은 지표면 반사도를 가지는 특성이 잘 나타나고, 양쯔강 하류 및 한반도 서해안의 탁류지역의 반사도 또한 잘 표현되고 있음을 알 수 있 다. 그림에서 사막지역에 흰색으로 나타나는 부분은 반사도가 0.2 이상인 지역을 의미한 다.



Fig. 7. An example of estimated surface reflectance

3.2.4 청천화소 구분



Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

가시광 채널의 경우 구름과 에어로솔의 신호를 구분하기 어렵기 때문에 구름이 있는 화 소에서는 에어로솔 광학두께가 산출 되지 않는다. 이에 미리 구름 화소를 제거해야하는 데, 본 연구에서는 반사도 경계값 및 IR1 채널의 밝기온도 경계값을 이용하여 구름을 제 거한다. 대기상한 반사도가 0.28 이상일 경우와 각 화소의 밝기온도가 지난 30일간 관측 된 밝기온도의 최대값보다 2.5도 이상 낮을 경우 구름화소라 여긴다. 그림 8은 MODIS 에서 관측된 RGB영상과 구름이 제거된 MI의 대기상한반사도를 보이는데, 구름이나 눈으 로 덮힌 지역이 잘 제거됨을 볼 수 있으나, 저위도 지역에서 구름의 가장자리에 다소 noise가 남아있다는 문제점이 있다. 하지만 경계값을 강화할 경우 에어로솔에 의한 신호 까지 모두 제거될 가능성이 있으므로 값을 trial and error를 바탕으로 위와 같은 경계값 이 적용 되었다. 구름 제거에 있어 존재하는 또 하나의 문제점으로 온도변화가 큰 봄/가 을에는 구름화소가 과소/과대 모의 될 가능성이 있다.

해양의 경우 sun-glint 지역에서는 산출이 수행되지 않는다.



Fig. 8. (Left) MODIS RGB image and (Right) cloud masked TOA reflectance of MI

3.2.5 에어로솔 광학두께 산출

미리 계산된 조견표와 지표면 반사도가 있으면 구름이 제거된 대기상한 반사도 값을 주 어진 지표면 반사도 및 관측 조건에서 계산된 조견표의 대기상한반사도와 비교함으로써 에어로솔 광학두께를 산출할 수 있다. 조견표 계산시 태양-위성 천정각과 방위각, 지표 면 반사도 등이 불연속적으로 입력되므로, 관측 조건에 따라 대기상한 반사도를 내삽하 도록 한다. 또한 고도별로 계산된 조견표를 지용하여 지표의 고도에 따라서도 내삽을 수



Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21 File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

행한다. 그 후, 내삽된 대기상한반사도와 에어로솔 광학두께가 가지는 관계식을 이용하여 관측된 대기상한 반사도에 해당하는 에어로솔 광학두께를 찾는다. 산출된 에어로솔 광학 두께의 예시는 4장에 첨부되었다.

3.2.5 품질 정보

산출된 에어로솔 광학두께의 품질 정보는 산출물의 3×3 화소 표준편차를 이용하여 구한 다. 이는 일정 영역 화소의 표준편차가 커질수록 값이 커지고 산출물의 유효성이 떨어진 다는 점 (Hauser et al., 2005)과 표준편차가 지나치게 작을 경우도 구름에 의해 오염 된 화소일 가능성이 커진다는 점을 적용하여 아래와 같이 정의된다.

> 0.01 < 표준편차 < 0.2 : QC flag = 1, Good Quality 표준편차 ≦0.01 or 표준편차 ≧ 0.2 : QC flag = 2, Bad Quality

여기서 0.2라는 기준은 산출된 결과에 대한 정성적 분석을 기반으로 하여 임의로 설정된 값으로, 차후 조절될 수 있다.



에어로솔 광학두께	Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21
알고리즘 기술 분석서	File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

3.3. 산출과정

그림 9는 에어로솔 광학두께 산출에 적용되는 전체자료처리시스템의 모식도 이다. 자료처 리 시스템은 초기화를 포함한 전처리 과정과 에어로솔 광학두께산출과 관련된 입력자료를 읽고 산출을 수행하는 자료처리 과정, 그리고 변수 해제 등의 후처리 과정으로 나뉜다.



Fig. 9. Total synopsis of the AOD algorithm



Fig. 10. Algorithm flowchart for AOD retrieval

그림 10은 앞서 설명한 에어로솔 광학두께 및 지표면 반사도 산출의 흐름도를 요약한 것으로 AEONET 자료를 바탕으로 한 조견표 계산, 30일간 관측된 대기상한 반사도에서 대기효과를 보정한 후 최소값을 찾는 지표면 반사도 산출, 그리고 관측된 대기상한반사도에서 구름을 제거한 후 조견표를 이용하여 에어로솔 광학두께를 산출하는 과정을 보인다.

표 5는 본 알고리즘에 사용되는 입력자료를 요약한 것이다. 산출의 기본 입력자료로써 가시광 채널의 반사도가 사용되며, IR1 채널의 밝기온도, 태양-위성 천정각 및 방위각이 입력된다. 또한 분석된 자료로부터 MI의 관측격자에 해당하는 배경광학두께가 입력되고, 지표면 반사도 및 에어로솔 광학두께 산출을 위한 조견표를 입력한다.



Table	5.	Detailed	Input	and	Output	data	for	the	AOD	algorithm.
-------	----	----------	-------	-----	--------	------	-----	-----	-----	------------

INPUT DATA							
Parameter	Mnemonic	Units	Min	Max	Res	Source	
Reflectance for visible channels	VIS	%	0	100	pixel	Level 1.5 data	
Brightness temperature	TBB_10.8	k	170	350	pixel	Level 1.5 data	
Satellite zenith angle	sat_zenith	degrees	0	90	pixel	Level 1.5 data	
Solar zenith angle	sol_zenith	degrees	0	90	pixel	Level 1.5 data	
Sun-Satellite relative azimuth angle	rel_azi	degrees	0	180	pixel	Level 1.5 data	
Surface elevation	elevation	m	0	~4000	pixel	Level 1.5 data	
Background aerosol optical depth	BOD	-	0	0.5	pixel	analysis	
LUT for AOD	Cvttsa	-	0	1	-	RTM	
LUT for surface reflectance	Cvtts	-	0	1	_	RTM	



에어로솔 광학두께	Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21
알고리즘 기술 분석서	File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

3.4. 검증

3.4.1. 검증방법

CMDPS에서 산출된 에어로솔 광학두께는 MODIS에서 산출된 에어로솔 광학두께와 실 시간 검증이 이루어진다. 검증 결과는 두 산출물간의 상관계수(R), RMSE(Root Mean Squared error), BIAS로 제시한다.

또한 제거되지 못한 구름이나 잡음에 의해 오염된 효과를 제거하기 위하여 관측하는 화 소의 일정 영역(30km×30km) 표준편차가 0.2이하일 경우에만 검증에 사용한다. 또한 30km×30km 영역에서 50% 이상의 화소가 구름으로 판단되어 제거될 경우 역시 구름 의 의한 오염효과를 제거하기 위해 검증에서 제외하며, 검증에 이용하는 관측격자수가 30개 이하일 경우도 검증에서 제외한다.

3.4.2. 검증자료

에어로솔 광학깊이 산출물의 실시간 검증을 위하여 FTP 방식을 통하여 자료를 얻을 수 있는 MODIS 산출 에어로솔 광학두께가 이용된다. MODIS level2 AOD는 10km×10km 해상도를 가지며 두 개의 저궤도위성(TERRA, AQUA)에 탑재되어있으므로 동일지역의 AOD 값을 하루에 두 번 제공할 수 있다.

MODIS AOD는 해양에 비해 육지에서 정확도가 낮고, 밝은 지표에서의 산출이 불가능하 거나 정확도가 떨어진다는 문제점이 있으나, AERONET과의 비교 검증에서 상관계수 0.9 이상, 기울기 ~ 1, y-절표 0.015 이하의 지수를 보여 매우 높은 정확도를 가짐을 알 수 있 다 (Remer et al, 2008).

3.4.3. 시공간일치방법

검증에 이용되는 MODIS 자료는 에어로솔 광학두께 산출 시간의 ±10분 이내에 있을 경우로 선택하며, CMDPS에서 자료가 산출된 시간의 ±10분 이내에 관측된 MODIS의 산출자료를 선택하며, 공간적으로는 MODIS의 관측영역에 해당하는 COMS의 관측 화소 중 MODIS의 관측 격자와 가장 가까운 COMS의 관측 격자를 찾아 두 자료 모두 해당 화소를 중심으로 30km×30km 영역의 평균을 구하여 산출물을 비교한다. 일정 영역의



레시그스 과원도페	Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD
에어도돌 광악두께	Issue:1.0 Date:2012.12.21
악고리즐 기숮 부선서	File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Page : 1/38

평균을 내지 않고 비교할 경우 위성에서 위치정보를 얻는 과정에서 발생하는 에러(Navigation error)나 잡음(Noise)의 영향이 존재할 수 있다.

3.4.4. 검증결과분석

검증 결과 중 R 은 두 입력변수의 회귀직선을 구하였을 때 산포도 상의 점들이 회귀직선 주위로 밀집해 있는 정도를 나타내는 것이다. 다시 말해 두 입력변수가 가지는 선형 상 관관계의 정도를 나타내는 상수로 -1~1 사이의 실수 값을 가지며 그 절대값이 커질수 록 두 변수의 상관성이 좋음을 나타낸다. 이 때 음의 방향으로 커질 경우 음의 상관성을 가지며 양의 방향으로 커질 경우 양의 상관성을 가진다. CMDPS의 에어러솔 광학두께와 검증자료의 에어러솔 광학두께는 양의 상관성을 가져야 하므로 R 이 양의 방향으로 커져 야 그 상관성이 좋다고 말한다. RMSE 는 산포도상의 점들이 회귀직선으로부터 수직으 로 퍼져 있는 정도를 y축의 단위를 이용하여 측정하는 것으로 회귀직선이 자료를 얼마나 잘 요약하고 있는지를 나타낸다. 즉, RMSE 값이 0에 가까워질수록 두 입력 자료가 그 상관관계에 더 잘 따르고 있음을 의미한다. 끝으로 BIAS 는 CMDPS 산출 에어러솔 광 학두께에서 검증자료의 에어러솔 광학두께를 뺀 값의 평균으로 그 값이 0에 가까워질수 록 두 값에 차이가 적어지는 것이며 양의방향으로 커질수록 CMDPS의 산출물이 검증자 료에 비하여 높은 값을 산출하는 것이다.

그림 11은 MODIS에서 산출된 에어로솔 광학두께와 본 연구에서 산출된 에어로솔 광학 두께 간의 비교검증 결과를 보인다. 검증에 사용된 자료는 2011년 5월부터 12월까지의 산출물이며, 검증 대상으로는 정확도가 조금 더 높은 것으로 알려진 AQUA MODIS의 산출물을 이용하였다. 개발된 검증 코드에는 반영되어있지 않으나 분석을 위하여 육지와 해양으로 구분하여 수행한 검증 결과를 첨부하였다. 전체 자료를 이용하여 검증한 결과 상관계수는 0.774, RMSE 는 0.192, 그리고 BIAS와 유사한 선형상관식의 y-절편은 0.146으로 CMDPS의 에어로솔 광학두께 산출물이 유효한 범위를 가지는 것으로 판단된 다. 하지만 기울기가 0.822로 AOD가 낮은 구간에서는 과대추정, AOD가 높은 구간에서 는 과소추정 되고 있음을 알 수 있다. 한편, 육지와 해양을 구분하여 비교검증 할 경우 육지에서 산출되는 산출물의 정확도가 해양에 비하여 매우 낮은 것을 알 수 있다. 또한 미쳐 제거되지 않는 구름에 의한 오차로 추정되는 값이 MODIS AOD가 낮은 구간에서 빈번하게 산출되고 있음을 볼 수 있다. 이러한 점은 구름제거 과정의 개선 등을 통하여 추가적으로 개선되어야 할 문제이다.



Fig. 11. Comparison between retrieved AOD and MODIS AOD. Color indicates data number.

1

0

2 3 MODIS AOD[550 nm] 4

5

0

1

2 3 MODIS AOD[550 nm] 4

5



4. 산출결과 해석방법



Fig. 12. (Left) Measured RGM image from GOCI and (Right) retrieved AOD image from MI

그림 12는 최종적으로 산출된 동아시아지역의 에어로솔 광학두께 영상을 보인다. 그림의 왼쪽은 COMS에 MI와 함께 탑재된 GOCI (Geostationary Ocean Color Image)에서 관측된 RGB 영상으로 산둥반도에서부터 한반도를 향해 이동하는 황사가 뚜렷하게 나타 나고 있다. 그림의 오른쪽은 본 연구에서 산출된 결과물로 RGB영상에서 보이는 황사의 분포가 높은 에어로솔 광학두께 값으로 분명하고 드러나고 있다. 다만 서해상에 존재하 는 황사의 중심지역이 강한 신호에 의해 saturation 되어 값이 산출되지 않는다는 문제 를 보인다. 또한 저위도지역의 큰 구름대 주변에 제거되지 않은 구름화소에 의한 noise 가 다소 존재한다. 하지만 황사가 존재하는 지역과 그렇지 않는 지역의 구분이 분명하며, 육지와 해양에서의 불연속이 존재하지 않는다는 점, 산둥반도 아래에 존재하는 탁류 지 역에 의한 산출 오차가 크지 않다는 점 등에서 본 산출물의 유효성을 확인할 수 있다.



에어로솔 광학두께	Code:NMSC/SCI/ATBD/AOD Issue:1.0 Date:2012.12.21
알고리즘 기술 분석서	File: NMSC-SCI-ATBD-AOD_v2.0.hwp Page : 1/38

5. 문제점 및 개선 가능성

본 에어로솔 광학두께 산출 알고리즘이 가지는 가장 큰 문제점은 단일채널의 한계로 인 하여 에어로솔의 광학모델을 실시간으로 선택할 수 없다는 점이다. 계절별로 가정된 에 어로솔 모델이 시공간에 따라 급변하는 에어로솔의 유형을 충분히 반영할 수 없다는 점 에서 본 알고리즘은 큰 한계를 가진다.

지표면 반사도 산출의 정확도 또한 산출물의 정확도에 큰 영향을 미친다. 지표면이 해양 반사도자체가 낮고 양방향 ဂုါ 경우 반사분포함수(Bidirectional Reflectance Distribution Function; BRDF)가 잘 알려져 에어러솔을 탐지하는데 유리하다. 하지만 육지는 반사도가 높을 뿐 아니라 지역별로 균일하지 않고 지면 성질에 따라 양방향 분포 함수가 다르며 지면 성질을 파악하는 것부터 어려움이 있어 에어러솔 탐지의 정확도가 해양에 비해 크게 떨어진다(Hauser et al., 2005). COMS를 통한 에어러솔 광학두께 산 출과 지표면 반사도 산출은 Kanpp et al. (2002)에서 GOES-8 위성으로부터 에어러솔 광학두께 및 지표면 반사도를 산출하기 위해 사용한 방법을 바탕으로 작성되었다. Kanpp et al. (2002)에서 사용하는 방법은 관측시점 이전 30일 동안의 대기상한 반사도 중 각 화소별 최소값을 추출하여 지표면 반사도를 계산하는 것이다. 하지만 대기상한 반 사도를 지표면 반사도로 변환할 때는 관측시의 태양-위성 간 위치관계가 함께 고려되어 야한다. 따라서 위의 방법에는 일정기간동안 태양-위성간의 위치관계가 크게 변하지 않 으며 대기상한 반사도와 지표면 반사도 또한 크게 변하지 않는다는 가정이 필요하다. 이 에 본 연구에서는 지표면 반사도 산출에서 대기상한 반사도와 지표면 반사도가 크게 변 하지 않는다는 가정을 유지하되 태양-위성 위치관계 변화를 반영할 수 있도록 각 관측 시간마다 대기상한 반사도를 임시 지표면 반사도로 변환하고, 일정기간동안의 임시 지표 면 반사도의 최소값을 구하여 실제 지표면 반사도를 산출한다.

에어러솔 광학두께 산출에 있어 그밖에 고려되는 일반적인 오차의 원인은 대기 특성, 지 표, 복사전달모델의 오류 그리고 탑재체의 관측 오차로 크게 구분할 수 있다. 대기 특성 은 에어러솔의 위치, 특성 뿐 아니라 대기기체 성분, 레일라이 광학깊이 등을 포함한다. 이는 Table 2에 정리되었다. 에어러솔이 어느 고도 상에 위치하는가는 대기상의 흡수기 체나 공기분자에 얼마나 영향을 받는지를 결정하는 요소이지만 이에 대해 명확히 알기 어려워 오차요인으로 지적된다. 지표면 반사도의 불확실성은 지표면 반사도의 크기와 BRDF 효과를 명확히 규명할 수 없어 발생한다. 복사전달모델의 오류는 사용된 6s 모델 이 다중산란과정을 포함하고, 고려되고 있는 태양 및 위성천정각 범위가 평행평면대기



근사범위에 들어 있어 별도로 고려하지는 않았다. 끝으로 탑재체가 정확한 신호를 입력 받고 잡음과 보정오차를 제거하는 것은 위성으로부터 자료를 얻어내는 과정에서 가장 기 본적으로 요구되는 사항이다.

	Uncertainty
Atmosphere	Aerosol's characteristic(ex: Aerosol shape, SSA, Refractive index) Aerosol layer height Gaseous absorption
Surface	Surface refletance BRDF(Bidirectional Reflectance Distribution Function)
Sensor	Calibration Noise
Radiative Transfer Model	Plane parallel atmosphere Multiple scattering

Table 6. Sources of uncertainty in the derived AOD from satellite observation.



6. 참고문헌

Change[Solomon, S., D.Qin, M.Manning, Z.Chen, M.Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L.Miller(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Dubovik, O., and M. D. King, 2000 : A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, *J Geophys Res-Atmos*, 105(D16), 20673-20696.

Dubovik, O., A. Smirnov, B. N. Holben, M. D. King, Y. J. Kaufman, T. F. Eck, and I. Slutsker, 2000: Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements, *J Geophys Res-Atmos*, 105(D8), 9791-9806.

Gordon, H.R., and M. Wang, 1994: Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm, *Appl.Opt.*, 33:443-452.

Gordon, H.R., T. Du, and T. Zhang, 1997: Remote sensing of ocean color and aerosol properties: resolving the issue of aerosol absorption, *Appl.Opt.*, 36:8670-8684.

Haltiner, G. j., and R. T. Williams, 1980: Numerical Prediction and Dynamic Meteorology. Wiley and Sons, 477pp

Higurashi, A., and T. Nakajima, 1999: Development of a two channel aerosol retrieval algorithm on global scale using NOAA AVHRR, J. Atmos. Sci., 56, 924-941.

Hauser A., D. Oesch, N. Foppa, and S. Wunderle, 2005: NOAA AVHRR derived AOD over land, *J. Geophys. Res.*, **110**, D8204.

Hsu, N. C., S. C. Tsay, M. D. King, and J. R. Herman (2004), Aerosol properties over bright-reflecting source regions, *Ieee T Geosci Remote*, 42(3), 557-569.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate

Kaufman, Y. J. and T. Nakajima, 1993: Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo-analysis from satellite imagery, *J. Appl. Meteor.*, **32**,729-744.



Kaufman, Y. J., D.Tanre, L. A. Remer, E. F. Vermote, A. Chu, and B. N. Holben, 1997: Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectro-radiometer, *J. Geophys. Res.*, **102**, 17,051-17,068.

Kaufman, Y, J, and D. Tanre, 1998: Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS.

Knapp, K. R., Thomas H. Vonder Haar, Yoram J. Kaufman, 2002: AOD retrieval from GOES-8:Uncertainty study and retrieval validation over South America, J. Geophys. Res., 107, NO. D7.

Lee, J., J. Kim, C. H. Song, J. H. Ryu, Y. H. Ahn, and C. K. Song, 2010a: Algorithm for retrieval of aerosol optical properties over the ocean from the Geostationary Ocean Color Imager, *Remote Sens Environ*, 114(5), 1077-1088.

Lee, J., J. Kim, C. H. Song, S. B. Kim, Y. Chun, B. J. Sohn, and B. N. Holben, 2010b: Characteristics of aerosol types from AERONET sunphotometer measurements, *Atmos Environ*, 44(26), 3110-3117.

Remer, L. A., Y. J. Kaufman, D. Tanre, S. Mattoo, D. A. Chu, J. V. Martins, R. R. Li, C. Ichoku, R. C. Levy, R. G. Kleidman, T. F. Eck, E. Vermote, and B. N. Holben, 2005: The MODIS Aerosol Algorithm, Products, and Validation, *American Meteorological Society*, **947-973**.

Remer, L. A., Kleidman, R. G., Levy, R. C., Kaufman, Y. J., Tanre, D., Mattoo, S., Martins, J. V., Ichoku, C., Koren, I., Yu, H. and Holben, B. N., 2008: Global aerosol climatology from the MODIS satellite sensors, *J. Geophys. Res.*, 113, D14.

Rahman, H., M. Verstraete, and B. Pinty, 1993a: A coupled Surface-Atmosphere Reflectance (CSAR) Model. Part1: Model description and inversion on synthetic data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 20779-20790.

Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *J.Atmos. Aci.*, **34**, 1149-1152.

Vermote, E. F., D. Tanre, J. L. Deuze, M. Herman, and J. J. Morcrette, 1997: Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An overview, *Ieee T Geosci Remote*, 35(3), 675-686.



Von Hoyningen-Huene, W., M. Freitag, and J. B. Burrows, 2003: Retrieval of aerosol optical thickness over land surface from top-of-atmosphere radiance, *J. Geophys. Res.*, 108, D9.

Wang, J., Sundar A. Christopher, Fred Brechtel, Jiyoung Kim, Beat Schmid, Jens Redemann, Philip B. Russell, Patricia Quinn, and Brent N. Holben, 2003: Geostationary satellite retrievals of aerosol optical thickness during ACE-Asia, *J. Geophys. Res.*, 108, D23.

Wong, M. S., K. H. Lee, J. E. Nichol, and Z. Q. Li, 2010: Retrieval of Aerosol Optical Thickness Using MODIS 500 x 500 m(2), a Study in Hong Kong and the Pearl River Delta Region, *Ieee T Geosci Remote*, 48(8), 3318-3327.

Yoon, J. M., Kim J., Lee, J. H., Cho, H. K., Sohn B., Ahn, M, 2007: Retrieval of aerosol optical depth over east Asia from a geostationary satellite, MTSAT-1R, *J. Kor. Met. Soc.*, **43**(2), 133-142.