

자외선 영역의 에어로졸 광학 깊이의 계절 분포 및 불확실도의 계산

Seasonal Variation and Measurement Uncertainty of UV Aerosol Optical Depth Measured at Gwangju, Korea

김정은 · 김영준*

광주과학기술원 환경공학과, 환경모니터링기술연구센터

(2005년 11월 21일 접수, 2005년 12월 13일 채택)

Jeong Eun Kim and Young Joon Kim*

Advanced Environmental Monitoring Research Center (ADEMRC)

Department of Environmental Science and Engineering

Gwangju Institute of Science and Technology (GIST)

(Received 21 November 2005, accepted 13 December 2005)

Abstract

A UV-MFRSR instrument was used to measure the global and diffuse irradiances in 7 narrowband channels in the UV range 299.4, 304.4, 310.9, 317.3, 324.5, 331.3 and 367.4 nm at Gwangju (35° 13'N 126° 50'E), Korea. Spectral UV-AOD was retrieved using the Langley plot method for data collected from April 2002 to July 2004. Temporal variation of AOD at 367.4 nm ($AOD_{367\text{nm}}$) showed a maximum in June (0.95 ± 0.43) and a minimum in February (0.31 ± 0.14). Clear seasonal variation of $AOD_{367\text{nm}}$ was observed with average values of 0.68 ± 0.29 , 0.82 ± 0.41 , 0.48 ± 0.22 and 0.42 ± 0.21 in spring, summer, fall and winter, respectively. Average Angstrom exponent for the entire monitoring period was 2.03 ± 0.75 in the UV-A (324.5 ~ 367.4 nm) range. Seasonal variation of the Angstrom exponent showed a maximum in spring and a minimum in summer. The lowest Angstrom exponent in summer might be due to hygroscopic growth of particles under conditions of high relative humidity. UV-AOD changes under different atmospheric conditions were also analyzed. Uncertainty in retrieving spectral UV-AOD was also estimated to range between ± 0.218 at 304.4 nm and ± 0.135 at 367.4 nm. Major causes of uncertainty were total column ozone retrieval and extraterrestrial irradiance retrieval at shorter and longer wavelengths, respectively.

Key words : UV irradiance, Aerosol optical depth, UV-MFRSR, Aerosol optical properties

1. 서 론

*Corresponding author.

Tel : +82-(0)62-970-3401, E-mail : yjkim@gist.ac.kr

성층권 오존층의 감소는 지표 유해 자외선의 양을

증가시키므로 오존홀 발견 이후 지표 자외선 모니터링에 대한 관심이 증대되어 왔다. 따라서 오존과 지표 자외선의 관계는 활발하게 연구되었고 복사배출 인자 등을 통하여 정량화가 되어 있다. 그러나 지표 자외선 복사를 결정하는 또 다른 주요 인자인 에어로졸에 대한 연구는 상대적으로 덜 이루어지고 있다. Liu *et al.* (1991)를 시작으로 Zerefos (1997), Kylling *et al.* (1998) 등이 대기 에어로졸이 지표 자외선 복사에 중요한 영향을 하는 것을 보고한 주요 연구이다. 자외선의 총대기투과도에 미치는 에어로졸의 복사적 성질을 나타내는 인자로 자외선 영역에서 계산한 에어로졸 광학 깊이 (Aerosol optical depth in the UV range, UV-AOD)가 사용되고 있다 (Gröbner and Meleti, 2004; Cheymol and De Backer, 2003; Jaroslowski *et al.*, 2003; Kirchhoff *et al.*, 2001; Wenny *et al.*, 2001).

UV-AOD를 계산할 수 있는 장비는 매우 제한적이다. CIMEL sunphotometer (CE318-1)는 340 nm와 380 nm, Brewer 분광계 MARK III는 290~363 nm에서 직달 일사량을 측정하여 에어로졸 광학 깊이 (AOD)를 계산한다. 자외선 채널을 가진 다과장회전차폐판복사계 (Ultraviolet Multifilter rotating shadow-band radiometer)는 299.4, 304.4, 310.9, 317.3, 324.5, 331.3, 367.4 nm의 일곱 채널에서 전천 일사량, 산란 일사량을 측정하여 직달 일사를 계산하고 이로부터 AOD를 계산한다 (Bigelow *et al.*, 1998). 자외선 영역에서의 AOD (UV-AOD) 연구는 제한된 수의 장비, 자외선의 보정의 어려움, 자외선 자체의 정확한 측정의 선행 연구가 많지 않다 (Jaroslowski *et al.*, 2003). Kirchhoff *et al.* (2001)는 다른 성질의 에어로졸을 가진 세 지역에서 Brewer 분광계 자료로부터 계산한 UV-AOD를 보고하였다. Cheymol and DeBacker (2003)은 벨기에의 Uccle 지역에서 Brewer 분광계로부터 얻은 306.3 nm에서의 UV-AOD의 장기간(1989~2002년) 변화 양상이 연 2.46% 감소함을 보고하였다. 반면 Jaroslowski *et al.* (2003)는 1999~2002년 폴란드 Belsk에서 Brewer UV-AOD자료로부터 뚜렷한 변화 양상이 관찰되지 않았다고 보고하였다. Gröbner and Meleti (2004)는 이태리 Ispra에서 Pinatubo화산 폭발을 포함한 1991~2002년 기간의 UV-AOD의 장기간 및 단기간 변화 양상을 분석하였다. UV-AOD의 파장 의존도는 선행 연구마다 조금씩 다르

지만 대부분의 경우 그 원인이나 불확실도 등에 대해서는 언급을 하지 않고 있다 (Cheymol and De Backer, 2003; Jaroslowski *et al.*, 2003; Kirchhoff *et al.*, 2002; Wenny *et al.*, 2001).

본 연구에서는 광주에서 2002년 4월~2005년 7월의 기간 동안 관측된 UV-AOD의 월별, 계절별 변화 특성과 파장 의존도, 그리고 UV-AOD를 결정하는데 있어서의 불확실도를 계산하고자 한다.

2. 방 법

2.1 UV-MFRSR

광주지역 (35.13° N, 126.50° E)에서 2002년 4월부터 2004년 7월까지 UV-MFRSR (Ultra-violet multifilter rotating shadow-band radiometer, Yankee Environmental System, UVMFR-7)을 이용하여 자외선 복사를 측정하고 UV-AOD를 분석하였다 (2003년 9월~2004년 1월은 장비 수리로 제외함). UV-MFRSR의 운영 원리 및 AOD 계산 알고리즘은 Harrison *et al.* (1994)과 Harrison and Michalsky (1994)에 자세히 서술되어 있다. UV-MFRSR은 2 nm의 FWHM을 가진 299.4, 304.4, 310.9, 317.3, 324.5, 331.3, 367.4 nm의 7 채널을 가지고 있다. 매 1분의 자료를 이용하여 Beer-Lambert 법칙 (식 1)을 변형한 망리회귀 (식 2)를 하루 두 번 (오전, 오후) 행하였다.

$$I = E_0 I_0 \exp(-\tau_{tot} m), \quad (1)$$

$$\ln I = \ln E_0 + \ln I_0 - \tau_{tot} m, \quad (2)$$

$$\tau_{tot} = \tau_{Rayleigh} + \tau_{ozone} + \tau_{NO_2} + \tau_{SO_2} + \tau_{aerosol}, \quad (3)$$

여기서 I 와 I_0 는 각각 지표에서의 직달 일사량과 대기 밖 일사량, E_0 는 지구계도 이심률 (Iqbal, 1983)이다. 식 (3)의 τ_{tot} , $\tau_{Rayleigh}$, τ_{ozone} , τ_{NO_2} , τ_{SO_2} , and $\tau_{aerosol}$ 는 각각 총대기, 레일리 산란, 오존흡수, NO_2 흡수, SO_2 흡수 그리고 에어로졸 광학 깊이를 나타낸다. 레일리 산란에 의한 광학 깊이는 광주 지방 기상청에서 측정된 3시간 기압 자료로부터 Hansen and Travis (1974)의 관계식을 이용하여 계산하였다. TOMS가 제공하는 일 오존전량 자료와 Molina and Molina (1986)의 오존 흡수 단면적 정보를 이용하여 오존 흡수 광학 깊이를 계산하였다. SO_2 와 NO_2 전량은 국

립환경과학원의 광주 대기환경모니터링 지표 자료를 이용하여 대기 경계층을 1 km, 1기압으로 가정하고 각각 0.5 DU와 2.0 DU로 계산하여 적용하였다. 에어로졸 광학 깊이는 랑리회귀로부터 구한 총대기광학 깊이에서, 오존흡수, 레일리 산란, SO₂와 NO₂ 흡수 광학 깊이를 뺀 값이다.

3. 결과 및 고찰

UV-MFRSR의 299.4 nm를 제외한 나머지 6개 채널에서 UV-AOD를 계산하였다. 자외선 영역은 자외선 자체의 측정의 어려움뿐 아니라 오존의 강한 흡수 및 공기 분자에 의한 레일리 산란의 영향이 크기 때문에 UV-AOD의 계산이 어렵다고 알려져 있다(Kerr, 1997).

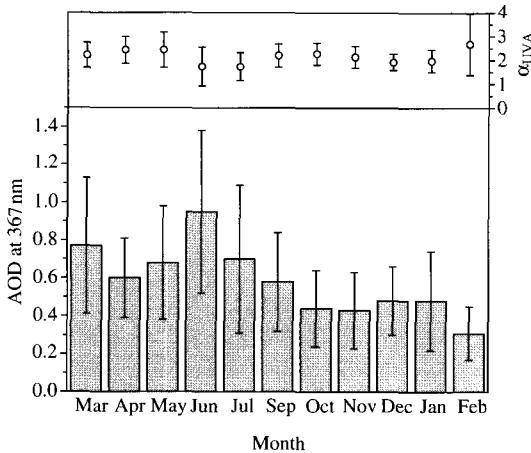


Fig. 1. Monthly variation of AOD at 367.4 nm and Angstrom exponents, α_{UVA} .

3.1 UV-AOD 시간 변화 특성

광주 지역에서 2002년 4월~2004년 7월에 관측된 367.4 nm에서의 AOD 월평균 분포를 표준편차와 함께 그림 1에 보였다. 관측 기간 중 8월의 자료는 장비의 수리 등으로 이를 자료밖에 언지 못해 월별 분석에서 제외하였다. 367.4 nm에서의 AOD는 2월에 최소, 6월에 최대였다. 6개 파장에서의 계절별 UV-AOD값은 표 1에 정리되어 있다. 304.4 nm를 제외한 전 파장에서 가을에 최소, 여름에 최대값을 보였다. MODIS fire spot (<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>)과 역계적 분석에서 6월과 7월에는 중국의 동부에서 잦은 화재가 발생했고 그 플룸이 한반도까지 이동함을 볼 수 있었다. 가을에는 관측 지역에서 잦은 추수 후 소각이 자주 관찰되지만(Ryu *et al.*, 2004) 총컬럼의 대기 에어로졸에는 크게 영향을 미치지 않는 것으로 생각된다. 그림 2는 367.4nm 에서의 AOD의 계절별 빈도 분포이다. 계절별로 에어로졸의 배출, 장거

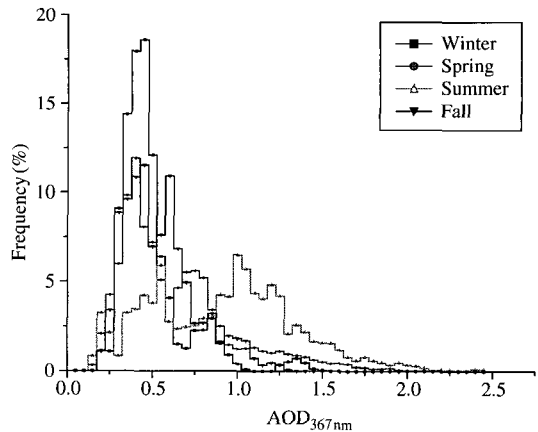


Fig. 2. Frequency distribution of AOD at 367.4 nm for each season for the period of April 2002 ~ July 2004.

Table 1. Average of UV-AOD and Angstrom exponents for seasons and aerosol types.

	Average	Spring	Summer	Fall	Winter
AOD ₃₀₄	0.72 ± 0.52	0.90 ± 0.45	0.85 ± 0.44	0.51 ± 0.25	0.47 ± 0.24
AOD ₃₁₁	1.07 ± 0.50	1.23 ± 0.38	1.29 ± 0.51	0.85 ± 0.27	0.77 ± 0.33
AOD ₃₁₇	0.95 ± 0.47	1.09 ± 0.37	1.21 ± 0.45	0.71 ± 0.25	0.63 ± 0.25
AOD ₃₂₄	0.82 ± 0.41	0.92 ± 0.33	1.02 ± 0.42	0.64 ± 0.23	0.56 ± 0.23
AOD ₃₃₁	0.71 ± 0.40	0.78 ± 0.32	0.89 ± 0.43	0.55 ± 0.23	0.48 ± 0.22
AOD ₃₆₇	0.63 ± 0.37	0.68 ± 0.29	0.82 ± 0.41	0.48 ± 0.22	0.42 ± 0.21
α_{UVA}	2.03 ± 0.75	2.34 ± 0.61	1.72 ± 0.70	2.19 ± 0.47	2.18 ± 0.64

리 이동, 기상조건, 제거 기작 등에 의해 UV-AOD 빈도 분포가 영향을 받았을 것이다. 봄에 관측된 1.0 이상의 높은 UV-AOD는 대부분 황사에 의한 것이거나 2003년 5월에 관측된 시베리아 바이칼호 유역 산불의 영향이다(Lee *et al.*, 2005). 여름의 UV-AOD는 넓은 범위에 걸쳐 분포하고 있다. 낮은 값들은 잦은 강우에 의한 세정 효과 때문이고 높은 값들은 높은 상대습도에 의한 hygroscopic aerosol의 생성 때문으로 추정된다. 또한 앞에서 언급한 장거리 이동 에어로졸 플룸의 영향이 잦았기 때문이기도 하다. 가을의 분포는 봄의 분포와 비슷하지만 작은 값들이 더 많은 범위를 차지한다. 겨울에 낮은 값의 UV-AOD가 가을보다 더 많이 존재한다.

3.2 UV-AOD의 파장 의존도

그림 3은 연구기간의 계절별 대기, 오존흡수, 레일리 산란, 에어로졸 광학 깊이의 파장별 평균값이다. 파장이 증가함에 따라 광학 깊이는 감소하는 경향을 보이나 모든 계절에서 304.4 nm에서의 AOD는 예외이다. 즉 310.9 nm와 304.4 nm 사이의 영역에서는 파장이 커짐에 따라 UV-AOD도 커지는 양의 파장 의존도를 가졌다. 이러한 UV-AOD의 파장 의존도는 몇몇 선행 연구에서 다루어진 적이 있다. 이 연구에서처럼 Kirchhoff *et al.* (2001)에서도 UV-B 영역에서의 양의 파장 의존도를 보였다. Jaroslowski *et al.* (2003)와 Kirchhoff *et al.* (2002)도 Brewer 분광광도계 자료로부터 얻은 UV-AOD 306.3~320.1 nm의 영역에서 음의 Angstrom exponent를 얻었다. 그러나 Cheymol and De Backer (2003)는 UV-AOD는 파장 의존도가 전혀 없다고 보고하였다. 이런 차이는 지역마다

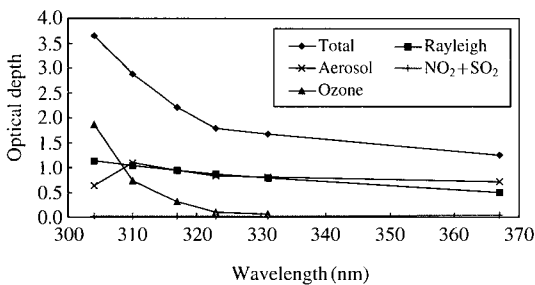


Fig. 3. Wavelength dependence of total atmospheric, Rayleigh scattering, ozone absorption, and aerosol optical depths.

다른 에어로졸의 성분 및 크기 분포에 따른 차이라고 생각된다. 그러나 앞서 언급한 선행 연구들에서는 이러한 파장 의존도의 원인을 설명하려는 시도가 거의 없었다. Jaroslowski *et al.* (2003)에서 Mie 코드를 이용하여 음의 Angstrom 지수를 얻을 수 있음을 보였고 Kirchhoff *et al.* (2002)는 이러한 경향이 장기간의 분석을 통해 통계적으로 유의함을 보였을 뿐이다.

파장 의존도를 보여주는 인자로 Angstrom 지수가 있다. 310.9 nm 이하 영역에서는 다른 파장의존도를 가졌으므로 Angstrom 지수 (α)는 UV-A 영역의 세 채널 (324.5, 331.3, 367.4 nm)에서 계산하였다. α 의 월별분포는 그림 1에 보였고 계절분포는 표 1에 요약되어 있다. 관측기간 동안 α 의 평균값은 2.03 ± 0.75 이고 여름에 최소, 봄에 최대값을 가졌다. 여름에 큰 α 값을 가지는 이유는 한반도로 이동해오는 기단이 해양의 영향을 받아 에어로졸의 흡습성 때문에 성장하였기 때문일 것이다. 또한 에어로졸의 농도가 높아 에어로졸의 응집률이 커졌기 때문이기도 하다. 이것은 α 와 AOD_{367 nm}의 관계를 플롯한 그림 4에서도 확인할 수 있다. AOD가 커질수록 α 값이 작아지는 음의 상관관계가 뚜렷하게 보인다. 즉 에어로졸의 농도가 증가할수록 따라 에어로졸이 성장하여 입경이 커짐을 추정할 수 있다.

3.3 UV-AOD의 불확실도

파장별 UV-AOD 계산에 있어서의 불확실도는 식

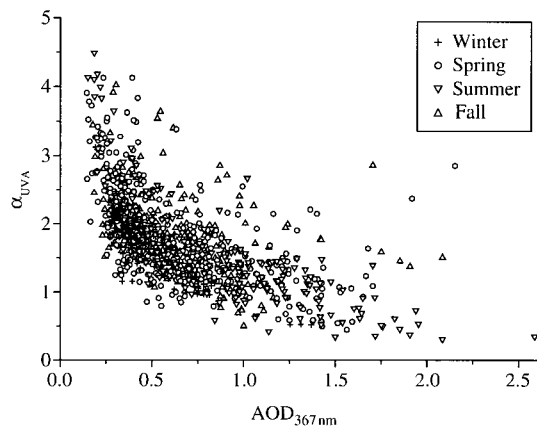


Fig. 4. Scatter plots of α_{UVA} versus aerosol optical depth at 367.4 nm measured at Gwangju, Korea for the entire period.

Table 2. Uncertainties on UV-AOD retrieval due to different contributing factors.

Factors	Uncertainty on AOD					
	304.4	310.9	317.3	324.5	331.3	367.4
I ₀ estimation	±0.148	±0.218	±0.122	±0.086	±0.090	±0.130
Site level pressure error	±0.004	±0.004	±0.002	±0.002	±0.002	±0.002
NO ₂ total column amount	±0.012	±0.014	±0.016	±0.016	±0.022	±0.038
SO ₂ total column amount	±0.014	±0.006	±0.002	±0.000	±0.000	±0.000
Error for Rayleigh scattering optical depth due to wavelength shift (0.1 nm)	±0.004	±0.002	±0.002	±0.002	±0.002	±0.000
Error for ozone absorption optical depth due to wavelength shift (0.1 nm)	±0.060	±0.016	±0.002	±0.012	±0.010	±0.000
TOMS measurement error (5%)	±0.108	±0.043	±0.018	±0.005	±0.003	±0.000
Diurnal variability of ozone (tropospheric ozone, 0.04 ppm=4 DU)	±0.044	±0.018	±0.008	±0.002	±0.002	±0.000
Effective ozone temperature variability (207~243K)	±0.090	±0.052	±0.030	±0.016	±0.008	±0.000
Total	±0.218	±0.230	±0.129	±0.091	±0.093	±0.135

4에서처럼 각 요소의 제곱 평균으로부터 계산하였다.

$$U = (\sum u_i^2)^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

여기서 U는 총불확실도, u_i 는 각 요소별 불확실도이다. 불확실도를 제공하는 요소들은 랑리 회귀법에서 구한 대기 밖 일사량 (I_0), 파장반응함수 (spectral response function, SRF)의 파장 오차, 대기압 측정 오차, TOMS 오존전량의 오차, 대류권 오존의 일변화, 유효 오존온도 추정의 오차, NO₂, SO₂의 기체 전량 추정의 오차가 결정된다고 보았고 이들로부터 계산한 불확실도는 표 2에 요약하였다. I_0 에 의한 불확실도는 평균 I_0 의 표준편차의 2배 (2σ)로 추정하였고 SRF의 파장 오차는 0.1 nm이므로 이에 따른 광학 깊이를 채널 별로 계산하였다. TOMS 오존전량의 오차 5%로 인한 불확실도가 I_0 에 의한 오차와 함께 총 불확실도에 가장 큰 기여를 하였다. 대기압의 측정 오차는 일 평균 대기압 표준편차의 두 배인 3.0 mb로 정하였고, 이로부터 계산한 불확실도는 $\pm 0.002 \sim \pm 0.004$ 로 총불확실도에 거의 기여를 하지 않았다. SO₂와 NO₂의 오차는 표준 편차의 2배로 산정하여 불확실도로 계산하였고 그 범위는 파장에 따라 각각 $\pm 0.002 \sim \pm 0.014$ 와 $\pm 0.012 \sim \pm 0.038$ 이다. 대류권 오존의 일변화량은 4DU로 가정하여 그의 두 배인 8DU로 대류권 오존 일변화로 인한 불확실도를 계산하였다. 오존 흡수 단면적으로 결정하는 유효오존은

도는 총오존의 분포를 성층권에 90%, 대류권에 10%로 가정하여 226 K으로 결정했으나 실제로 이 온도는 성층권과 대류권의 온도 변화에 의해 변하며 Cheymol and DeBacker (2003)의 보고에 따르면 벨기에 Uccle 지역에서는 약 207~243 K의 분포를 가진다고 한다. 이 연구에서의 유효 온도 변화량을 ± 17 K으로 가정하여 이에 따른 불확실도를 계산하였다. 표 2에 요약된 바와 같이 총불확실도는 파장에 따라 각각 $\pm 0.218, \pm 0.230, \pm 0.129, \pm 0.091, \pm 0.093, \pm 0.135$ 의 값을 보였으며 짧은 파장인 304.4 nm와 310.9 nm에서 가장 큰 불확실도를 가졌다.

4. 결 론

광주지역에서 측정된 UV-MFRSR 자료로부터 2002년 4월부터 2004년 7월까지의 UV-AOD의 시간 분포 특성을 분석하였다. 367.4 nm의 AOD의 경우 월별분포에서 6월에 최대값 (0.95 ± 0.43), 2월에 최소 (0.31 ± 0.14)값을 가졌고 계절분포에서는 봄, 여름, 가을, 겨울에 각각 $0.68 \pm 0.29, 0.89 \pm 0.48, 0.48 \pm 0.22$ and 0.42 ± 0.21 의 뚜렷한 차이를 보였다. 여름은 평균값과 표준편차가 모두 높으며 이유는 잦은 강우로 인한 세정 효과로 낮은 값의 AOD도 존재하며 장거리이동 에어로졸에 의한 심한 연무가 자주 관측되며 이 경우 깨끗한 날의 AOD보다 2~3배 높은 AOD가 관측되었기 때문이다. 평균 Ångström 지수는

2.03±0.75이며 AOD와의 scatter plot으로부터 AOD와의 뚜렷한 음의 상관관계를 볼 수 있었다. 총불확실도에 가장 큰 기여를 하는 것은 역시 짧은 파장에서는 오존전량의 오차이고 긴 파장에서는 I₀값의 계산이었다. 총불확실도는 310.9 nm에서 ±0.230으로 최대였다. 304.4 nm와 310.9 nm의 AOD값의 차이인 0.35는 불확실도 내의 값이므로 310.9 nm 이하에서의 양의 파장의존도는 항상 신뢰할 수만은 없을 것이다. 따라서 가장 큰 불확실도를 가지는 자외선 흡수 기체인 오존의 총대기 농도가 더 정확해야 하고 더 세밀한 시간 간격으로 요구된다. 또한 오염이 심한 환경에서는 NO₂나 SO₂ 등의 영향이 클 수 있으므로 이들의 정확한 총대기 전량을 알아야 할 필요가 있다. 광주 지역의 에어로졸 변화 경향 및 에어로졸 기후 분석과 에어로졸 성분 및 크기와의 상관관계를 파악하기 위하여 UV-AOD 관측을 계속 수행 중이다.

감사의 글

본 연구는 광주과학기술원 환경모니터링 신기술 연구센터를 통한 한국과학재단 우수연구센터 지원금에 의한 것입니다.

참고 문헌

- Bigelow, D.S., J.R. Slusser, A.F. Beaubien, and J.H. Gibson (1998) The USDA Ultraviolet Radiation Monitoring Program, *Bull. Am. Meteorol., Soc.*, 79, 601-615.
- Cheyamol, A. and H. De Backer (2003) Retrieval of the aerosol optical depth in the UV-B at Uccle from Brewer ozone measurements over a long time period 1984-2002, *Journal of Geophysical Research*, 108 (D24), doi:10.1029/2003JD003758.
- Gröbner J. and C. Meleti (2004) Aerosol optical depth in the UVB and visible wavelength range from Brewer spectrophotometer direct irradiance measurements: 1991-2002, *Journal of Geophysical Research*, 109, D09202, doi:10.1029/2003JD004409.
- Hansen, J.E. and L.D. Travis (1974) Light scattering in planetary atmosphere, *Space Science Rev.*, 16, 527-610.
- Harrison, L. and J. Michalsky (1994) Objective Algorithms for the Retrieval of Optical depths from Ground-based Measurements, *Applied Optics*, 33(22), 5126-5132.
- Harrison, L., J. Michalsky, and J. Berndt (1994) Automated multifilter rotating shadow-band radiometer: an instrument for optical depth and radiation measurement, *Applied Optics*, 33(22), 5118-5125.
- Iqbal, M. (1983) An introduction to solar radiation, pp. 3, Academic Press Canada.
- Jaroslowski, J., J.W. Krzyściński, S. Puchalski, and P. Sobolewski (2003) On the optical thickness in the UV range: Analysis of the ground-based data taken at Belsk, Poland, *Journal of Geophysical Research*, 108 (D23), doi:10.1029/2003JD003571.
- Kerr, J. (1997) Observed dependencies of atmospheric UV radiation and trends, in *Solar Ultraviolet Radiation: Modeling, Measurements and Effects*, edited by C.S. Zerefos and A.F. Bais, pp. 259-266, Springer-Verlag, New York.
- Kirchhoff, V.W.J.H., A.A. Silva, C.A. Costa, N.P. Leme, H.G. Pavao, and F. Zaratti (2001) UV-B optical thickness observations of the atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 106(D3), 2963-2973.
- Kirchhoff, V.W.J.H., A.A. Silva, and D.K. Pinheiro (2002) Wavelength dependence of aerosol optical thickness in the UV-B band, *Geophysical Research Letter*, 29(12), doi:10.1029/2001gl014141.
- Kylling, A., A.F. Bais, M. Blumthaler, J. Schreder, C.S. Zerefos, and E. Kosmidis (1998) Effect of aerosols on solar UV irradiances during the photochemical activity and solar ultraviolet radiation campaign, *J. Geophys. Res.*, 103(D20), 26,051-26,060.
- Lee, K.H., J.E. Kim, Y.J. Kim, J. Kim, W. von Hoyningen-Huene (2005) Impact of the smoke aerosol from Russian forest fires on the atmospheric environment over Korea during May 2003, *Atmospheric Environment*, 39, 85-99.
- Liu, S.C., S.A. McKeen, and S. Madronich (1991) Effect of anthropogenic aerosols on biologically active ultraviolet radiation, *Geophysical Research Letter*, 18(12), 2265-2268.
- Molina, L.T. and M.J. Molina, (1986) Absolute Absorption Cross Sections of Ozone in the 185- to 350-nm, wavelength Region, *Journal of Geophysical Research*, 91, 14501-14508.
- Ryu, S.Y., J.E. Kim, Z. He, Y.J. Kim, and G.U. Kang (2004) Chemical composition of post-harvest biomass

- burning aerosols in Gwangju, Korea, *Air & Waste Management Association*, 54, 1124–1137.
- Wenny, B.N., V.K. Saxena, and J.E. Frederick (2001) Aerosol optical depth measurements and their impact on surface levels of ultraviolet-B radiation, *Journal of Geophysical Research*, 106(D15), 17311–17319.
- Zerefos, C. (1997) Factors influencing the transmission of the solar ultraviolet irradiance through the Earth's atmosphere, in *Solar Ultraviolet Radiation, Modeling Measurements and Effects*, ATO ASI Ser. I, vol. 52, edited by C.S. Zerefos and A.F. Bais, pp. 133–141, Springer Verlag New York.