

안면도에서 1998년 봄철에 관측된 황사의 광학적 특징

Aerosol Optical Thickness of the Yellow Sand from Direct Solar Radiation at Anmyon Island during the Spring of 1998

신도식 · 김 산 · 김정식 · 차주완

기상연구소 배경대기관측소

(1999년 3월 23일 접수, 1999년 12월 29일 채택)

Do-Shick Shin, San Kim, Jeong-Sik Kim and Ju-Wan Cha

BAPMoN Station, Meteorological Research Institute, KMA

(Received 23 March 1999; accepted 29 December 1999)

Abstract

The spectral aerosol optical thickness of vertical air columns were measured by a ground-based multi-channel sunphotometer at the BAPMoN station ($36^{\circ}31'N$, $126^{\circ}19'E$) in Anmyon Island, Korea, from 1 March 1998 to 31 May 1998. We used the data of three yellow sand and two clear sky days in order to analyze the temporal variations in aerosol optical thickness at the station. The basic aerosol optical thickness generally represented smaller than 0.3 in a clear sky and the range 0.5 to 1.1 in yellow sand.

Especially the aerosol optical thickness represented larger than 0.9 in a heavy yellow sand. It was found that the aerosol optical thickness of yellow sand was highly increased in comparison with the case of a clear sky and particles larger than $0.5\mu m$ were also increased in the spectral distribution of aerosol volume during yellow sand.

Consequently the spectral variations in tropospheric aerosol caused by yellow sand were determined by the number concentration of particles larger than $0.5\mu m$ and the magnitude of yellow sand.

Key words : aerosol optical thickness, yellow sand, sunphotometer, BAPMoN

1. 서 론

태양복사, 지구복사 또는 대기, 바다, 육지 사이의 에너지 재분배 과정에 영향을 미치는 모든 요소들은 기후에 영향을 미친다. 이산화탄소, 메탄, 질소산화물과 같은 온실 기체의 농도 증가는 지표면과 하층 대기를 덥게 하는 효과를 갖는다. 반대로 화석 연료의 산화나 화산 작용에 의해 대기로 방출된 작은

입자나 에어로졸은 태양복사에너지를 흡수, 반사 또는 산란시킬 뿐만 아니라 운량 및 반사율을 변화시켜 지표면의 기온을 내려가게 한다(Preining, 1990). 또한 인간 활동이 대기의 온실기체 및 에어로졸의 농도와 분포에 영향을 주어 세계의 기후를 변화시키는 것은 잘 알려져 있다. 따라서 대기 중에 분포하고 있는 에어로졸 농도의 변화는 지표면에 도달하는 태양복사에너지의 강도를 변화시키기 때문에 에어로졸에 의한 광학적 두께, 즉 대기혼탁도에 영

향을 미친다. 화산 폭발은 성층권으로 많은 양의 황산 기체들을 유입시켜 지표면을 냉각시키고 성층권에서 일사를 흡수하여 성층권을 가열시키는 작용을 한다(Robock, 1991). 또한 전지구적인 온도 변화는 태양에너지의 변동에서 야기될 수 있다(Hoffert, 1991). 에어로졸에 의한 광학적 두께를 적달분광광도계를 이용하여 계산하고 LOWTRAN7 모델을 이용하여 권운의 대기 투과율을 계산하였다(Shiobara et al., 1994). 피나투보 화산에 의한 성층권 에어로졸의 변동 특성을 분석하고 지상에서의 적달분광광도계를 이용하여 성층권 에어로졸의 증가 즉, 광학적 두께와 에어로졸의 크기 분포를 계산하여 그것이 지표면을 냉각시키는 원인이라고 밝혔다(Asano et al., 1993).

따라서 이 연구에서는 봄철 배경대기 지역에서의 에어로졸 분포에 대한 기준을 제시하고 황사 발생 시 에어로졸의 변동 특징을 밝히기 위해 파장별 태양분광광도계(Sunphotometer)와 대기입자카운터(Airborne Particle Counter) 장비를 이용하였다. 봄철 배경대기 지역에서의 에어로졸 분포에 대한 기준을 제시하기 위해 에어로졸에 의한 광학적 두께를 태양분광광도계로부터 각 파장별로 측정하여 계산하였고, 그 변동 특징을 황사에 의한 광학적 두께와 비교하고자 한다. 또한 황사 발생 시 대기 중 입자의 변동 특징을 분석하기 위해 대기입자카운터 장비를 이용, 크기별 입자의 개수를 측정하여 배경대기 지역에서와 황사시 입자의 체적 분포를 비교하고자 한다.

2. 자료 및 방법

2.1 자료

충남 태안군 안면도에 위치한 기상연구소 배경대기 관측소(36.517°N, 126.317°E)에 설치된 태양분광광도계를 이용하여 다섯 채널($\lambda = 368, 500, 675, 778, 862 \text{ nm}$)에서 적달일사량을 1998년 3월부터 측정하였다. 태양분광광도계는 다섯 개의 파장대에서 태양복사에너지 중 적달에너지의 세기를 연속적으로 측정하는 장비로 모델은 일본 EKO사의 MS-110이다.

이 장비는 태양복사를 측정하는 수감부(sensor tube), 자동으로 태양을 추적하는 태양추적장치

(sun-tracker unit), 자료를 수집하여 변환시키는 데이터로거(data logger)와 자료를 표출하고 저장하는 컴퓨터 시스템으로 구성되어 있다. 여기서 산출된 자료는 매 10분마다 다섯 개의 파장에서 순간값을 측정한 것으로 단위는 mV이다. 1998년 봄철 관측 자료 중에서 가장 맑은 날을 선별(3월 17일과 5월 26일)하여 봄철 배경대기 지역에서 에어로졸에 의한 광학적 두께를 계산, 기준값으로 제시하였고 기상청에서 발표한 황사 발생일 중 4월 19일과 28일, 5월 6일과 비교하여 황사의 광학적 특성을 밝히는 데 이용하였다.

또한 이 연구에서 이용된 대기입자카운터는 미국 Micro Air사의 광산란식 입자계수기로 모델은 HIAC/ROYCO 5230이다. 이 장비는 공기포집부, 광학부 및 자료 출력장치로 구성되어 있고 각 입자에 대한 산란광의 강도를 측정하여 그 강도와 실험실에서 주어진 강도를 비교, 입자의 크기를 추정한다. 이 연구에서는 입자의 크기가 $0.3 \sim 25 \mu\text{m}$ 인 에어로졸을 지수 척도로 동일한 8개 구간으로 나누어 단위 부피당 개수로 정의되는 수 농도(number concentration)를 대기입자카운터로부터 측정하여 황사 발생 시 에어로졸의 크기별 변동 특징을 분석하는데 이용하였다.

2.2 관측방법

2.2.1 측정원리

대기 층을 통과하여 지표면에 도달하면서 태양복사에너지가 감쇄되는 현상은 Beer's law로부터 식 (1)과 같이 가시광선에 관한 간단한 대기의 복사전달방정식을 적용한다.

$$\ln I_{\lambda}(z) = \ln I_{\lambda}(\infty) - \tau(\lambda) \sec \theta \quad (1)$$

여기서 $I_{\lambda}(z)$ 는 입의의 파장(λ)에서 지표면에 도달하는 적달일사량, $\ln I_{\lambda}(\infty)$ 는 입의의 파장(λ)에서 대기 상부에 도달하는 적달일사량, $\tau(\lambda)$ 는 대기의 광학적 두께 그리고 $\sec \theta$ 는 상대적인 공기질량(relative air mass)을 의미한다. 또한 $\tau(\lambda) = \tau_a(\lambda) + \tau_o(\lambda) + \tau_R(\lambda)$ 이고, $\tau_a(\lambda)$ 는 에어로졸에 의한 감쇄계수, $\tau_o(\lambda)$ 는 오존 흡수계수 그리고 $\tau_R(\lambda)$ 는 Rayleigh 산란에 의한 감쇄계수이다. 즉, 가시광선 영역에서 대기의 광학적 두께는 오존, Rayleigh 산란과 에어로

졸의 효과만을 고려한다.

2.2 대기혼탁도 계산

식(1)을 적용하여 대기의 광학적 두께를 각 파장별로 계산하였고, 이 연구에서는 5개의 파장 중 500 nm 파장에서 계산된 대기의 광학적 두께를 이용하였다. 그 이유는 지구 대기에 의한 광학적 두께는 주로 H_2O , NO_2 , O_2 와 O_3 에 의해 영향을 받고 있기 때문이다 (Chu and McCormick, 1979). 즉 태양복사 에너지는 700 nm 부근에서 H_2O 에 의해 강하게 흡수되고, 400 nm 부근에서 NO_2 와 O_2 에 의해 강하게 흡수되기 때문에 400~600 nm에서 강한 흡수체인 오존만을 고려하여 대기의 광학적 두께를 계산한다 (Krishna Moorthy *et al.*, 1988).

따라서 대기혼탁도를 의미하는 파장 500 nm에서의 에어로졸에 의한 광학적 두께 $\tau_a(\lambda)$ 는 식(2)와 같이 계산한다.

$$\tau_a(\lambda) = 1/m \{ \ln[I_\lambda(\infty)/I_\lambda(z)] - [\tau_{O_3}(\lambda) + \tau_R(\lambda)] \} \quad (2)$$

여기서 m은 상대적인 공기질량을 의미한다. 그럼 1은 식(2)를 이용하여 대기혼탁도를 계산할 때 관련된 오소와 방법을 도표로 설명한 것이다. 식(2)에서 대기 상부에 도달하는 태양의 직달일사량은 Langley Method를 이용하여 계산한다 (King *et al.*, 1996). 측정값과 동일한 시간의 상대적인 공기질량은 태양의 위치에 따라 달라지기 때문에 황사 발생 일에 대해 각각 계산하였다. 대기혼탁도는 식(2)의 에어로졸에 의한 광학적 두께 (τ_a)로부터 계산할 수 있고, $\tau_{O_3}(\lambda)$ 와 $\tau_R(\lambda)$ 는 표 1을 이용하였다.

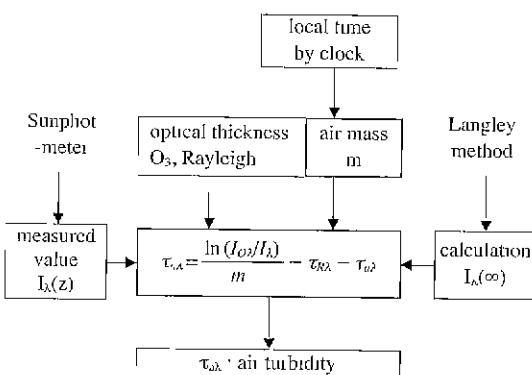


Fig. 1. Diagram of air turbidity calculation.

Table 1. Rayleigh scattering and ozone absorption coefficient (Eko, 1998).

wavelength	368 nm	500 nm	675 nm	778 nm
$\tau_R(\lambda)$	0.4945	0.1391	0.0410	0.0231
$\tau_{O_3}(\lambda)$	0	0.0114	0.0144	0

3. 결과 및 고찰

3.1 대기 상부의 직달일사량 추정

3.1.1 맑은 날

연구기간 동안 가장 맑은 날, 즉 3월 17일과 5월 26일의 기상 상태는 시정이 약 20 km 이상으로 매우 청정하였으며, 각각 서풍과 남서풍계가 지속적으로 유입되어 지상의 입자는 해양으로부터 날아오는 에어로졸로 추정할 수 있다. 기준일로 선정된 자료로부터 봄철 배경지역에서 에어로졸의 광학적 두께를 산출하였고, 이 자료는 황사의 광학적 특성을 밝히는 기준값이 되었다. 선별된 자료를 분석한 결과, 지상에 도달하는 각 파장별 직달에너지가 일반적으로 12시에서 14시 사이에 최대값이 나타났고 일출과 일몰 시간에 급격히 감소하는 경향은 그림 2에서 각 파장별 상대적인 공기질량과의 관계로부터 유추할 수 있다. 그림 2는 태양 위치에 따라 상대적인 공기질량을 계산하여 공기질량과 직달에너지의 관계를 나타낸 그림이다. 상대적인 공기질량은 태양 천정각의 함수로 일출과 일몰 시간대에 가장 크고 태양의 남중시각에 가장 작기 때문에 이 그림에서처럼 일출 후부터 정오까지 공기질량이 감소함에 따라 에너지는 증가하다가 남중시각 이후부터 공기질량이 증가하면서 점차 에너지는 감소하는 경향이 스펙트럼 분석으로부터 나타났다. 또한 배경지역의 대기에서 직달에너지의 강도는 오전과 오후에 일정하게 분포하였다.

이 그림에서 점선은 대기 상부에 도달하는 직달에너지의 추정하기 위해 회귀 분석한 결과로 이 방법은 Langley method를 사용하였다. 회귀분석 결과는 표 2와 같고 여기서 y축절편은 추정된 대기 상부에 도달한 직달에너지의 강도를 의미하고 기울기의 절대값은 각 파장별 대기의 광학적 두께 $\tau(\lambda)$ 를 의미한다. 368 nm 파장을 제외하고 기울기가 거의 비슷하였으며 대기에 의한 광학적 두께가 0.10~

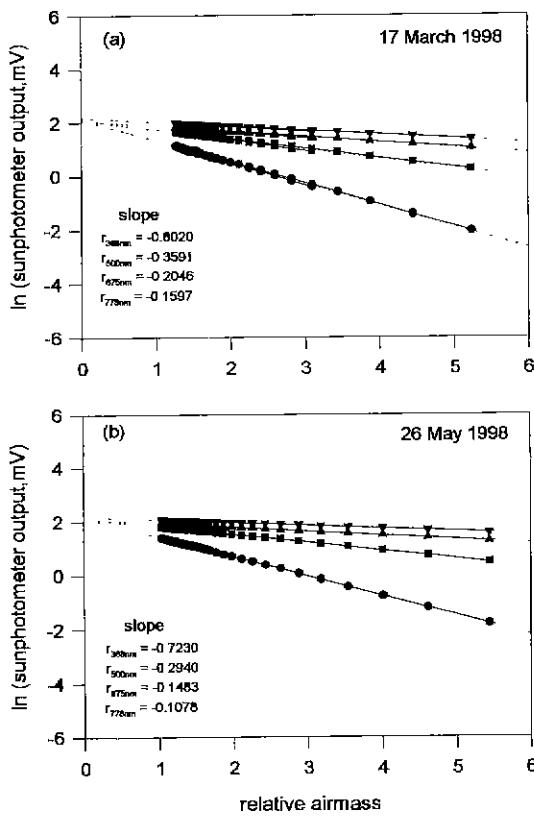


Fig. 2. Direct solar radiation to the relative airmass in a clear sky.

Table 2. The estimation of extraterrestrial direct solar radiation using Langley method in a clear sky.

wavelength (nm)	17 March 1998		26 May 1998	
	slope	intercept	slope	intercept
368	-0.8020	2.1325	-0.7230	2.1359
500	-0.3591	2.0966	-0.2940	2.0962
675	-0.2046	2.0816	-0.1483	2.0752
778	-0.1597	2.1866	-0.1078	2.1748

0.80이다. 대기의 광학적 두께, $\tau(\lambda) = \tau_a(\lambda) + \tau_{Oz}(\lambda) + \tau_R(\lambda)$ 이기 때문에 표 1의 $\tau_{Oz}(\lambda)$ 과 $\tau_R(\lambda)$ 을 적용하여 에어로졸의 광학적 두께를 산술적으로 계산할 수 있고 그 결과는 다음 장에서 언급하기로 한다. 368 nm 파장에서 기울기가 크게 나타난 것은 Nagajima *et al.* (1996)이 밝힌 것처럼 산란된 태양복사에너지에 의한 오차로 사료된다.

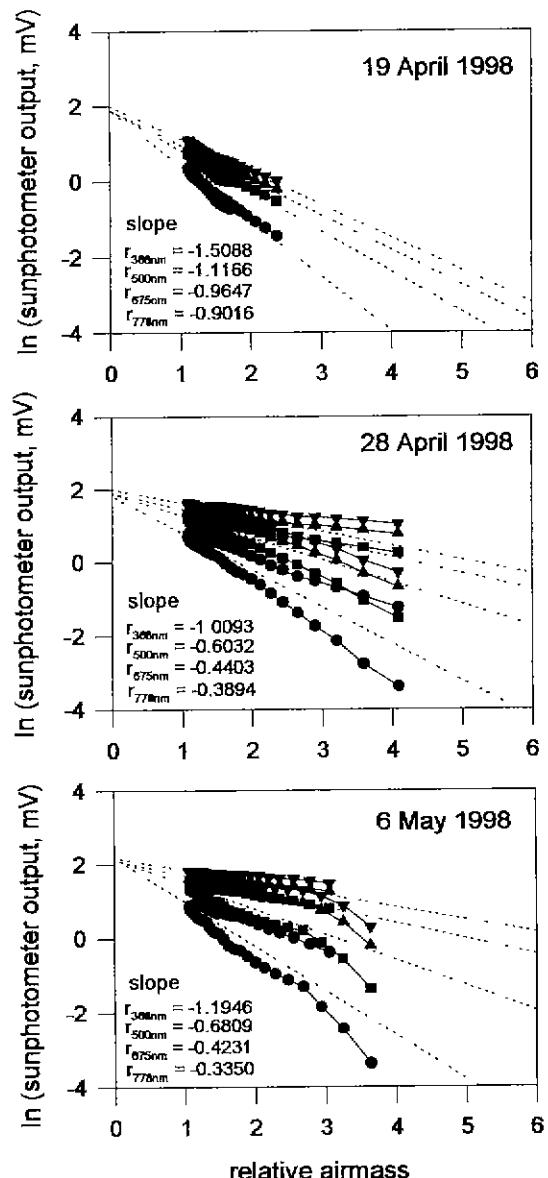


Fig. 3. The same as Fig. 2, but for yellow sand events.

3. 1. 2 황사 발생일

기상청에서 발표한 황사 관측일 중에서 4월 19일, 4월 28일과 5월 6일의 기상 상태는 시정이 약 1 km 내외로 대기가 매우 혼탁했으며, 풍계는 남서풍이 우월하여 앞에서 기술한 맑은 날의 경우와 잘 일치하였다. 따라서 선별된 맑은 날의 에어로졸에

Table 3. The same as Table 2, but for yellow sand events.

wavelength (nm)	19 April 1998		28 April 1998		6 May 1998	
	slope	intercept	slope	intercept	slope	intercept
368	-1.5088	1.9483	-1.0093	1.8180	-1.1946	2.1720
500	-1.1166	1.9563	-0.6032	1.8825	-0.6809	2.1354
675	-0.9647	1.9421	-0.4403	1.8988	-0.4231	2.0998
778	-0.9016	2.0370	-0.3894	2.0107	-0.3350	2.1677

의한 광학적 두께는 황사의 광학적 특성을 밝히는 기준 자료로 활용될 수 있다. 그림 3은 황사가 발생했던 날에 상대적인 공기질량과 직달에너지의 관계를 나타낸 그림이다. 연구사례 중에서 4월 19일은 1998년에 발생된 황사 중 가장 강한 황사가 관측된 날로 맑은 날의 배경지역에서 지표면에 도달한 직달에너지와 비교하여 직달에너지가 대기 중에서 낮동안 상당량이 감쇄되었고 이 현상은 안면도 지역이 하루 종일 황사의 영향을 강하게 받고 있음을 의미한다. 또한 4월 28일과 5월 6일은 약한 황사가 관측된 날로 지상에 도달한 각 파장별 직달에너지는 맑은 날의 경우와 달리 그 강도가 오전이 오후보다 약하게 분포하고 있어 안면도 지역이 점차 황사의 영향권에서 벗어나고 있음을 의미한다.

맑은 날과 같은 방법으로 대기 상부에 도달하는 직달에너지를 추정하고 대기의 광학적 두께를 계산한 값은 표 3과 같다. 표 3은 황사가 발생한 날에 대기 상부에 도달한 직달에너지를 대기의 광학적 두께를 그림 3으로부터 산출한 것이다. 기울기가 맑은 날에 비해 매우 높게 나타난 것은 관측 지역의 대기 중에 황사 입자가 유입되었음을 나타내는 증거로, 기울기가 클수록 대기의 광학적 두께가 커진다. 강한 황사가 발생된 4월 19일은 대기의 광학적 두께가 0.90~1.50, 약한 황사가 관측된 4월 28일과 5월 6일은 0.33~1.19로 나타났다.

따라서 표 2와 3을 비교할 때 황사시 대기의 광학적 두께는 맑은 날의 경우보다 높게 나타났으며 그 이유는 대기 상부에 도달한 태양복사에너지가 기층을 통과하여 지상에 도달할 때 황사에 의해 태양복사에너지의 상당량이 감쇄된 결과이다.

3. 2 대기혼탁도 비교분석

에어로졸에 의한 광학적 두께, 즉 대기혼탁도는 앞에서 기술했듯이 식(2)으로부터 계산하였다. 대기

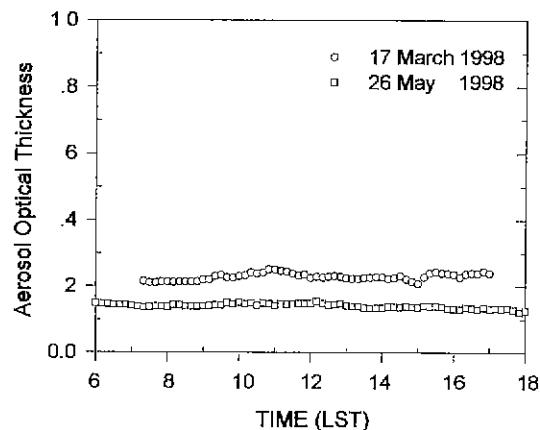


Fig. 4. Temporal variation of aerosol optical thickness at 500 nm in a clear sky.

상부에 도달하는 태양복사에너지는 지구 대기, 에어로졸 및 구름 등에 의해 산란, 흡수와 반사되어 지표면에 도달하기 때문에 대기혼탁도를 계산할 때 지구 대기의 영향을 피하기 위해 500 nm 파장을 이용하였으며, 구름이 없는 황사 발생일을 선별하였기 때문에 구름의 효과도 배제되었다. 이 연구에서는 표 1의 Rayleigh 산란과 오존 흡수계수를 이용하여 파장별 대기혼탁도를 계산하였다.

연구 기간 중 배경대기 지역에서 기준일과 황사 발생일을 선별하여 500 nm에서의 대기혼탁도를 계산한 결과는 그림 4.5와 같다. 대기혼탁도를 계산할 때 500 nm 파장을 선택한 이유는 앞 절에서 설명하였다. 그림 4는 봄철 배경대기 지역에서 대기혼탁도의 기준을 제시한 그림으로 3월 17일의 대기혼탁도는 일평균 0.23으로, 5월 26일의 0.14보다 약간 높게 나타났으나 두 경우가 대체적으로 변동폭이 매우 작은 것은 해안에서 불어오는 방향인 남서풍과 서풍계가 일평균 3 m/s 이하로 약풍이 지속적으로 유입되어 해양입자들의 영향을 받고 있기 때문으로 사료된다. 따라서 봄철 배경대기 지역에서의 대기혼탁도는 대략 0.1~0.3으로 황사나 화산폭발 등 대기 중 에어로졸에 영향을 미치는 입자들에 의한 대기혼탁도와 비교 분석할 때 기준값으로 제시하고자 한다. 이 기준값은 지역에 따라 다소 차이가 있지만 Devara *et al.* (1996)이 제시한 배경지역에서의 대기 혼탁도, 0.5 이하의 연구 결과와 잘 일치한다.

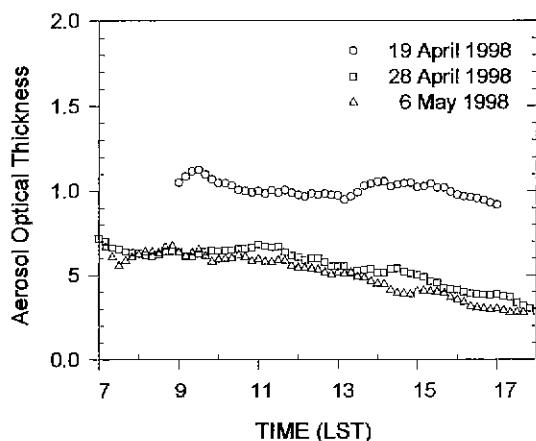


Fig. 5. The same as Fig. 4, but for yellow sand events.

그림 5는 기상청에서 발표한 황사 발생일 중 가장 황사가 심했던 4월 19일과 약한 황사가 관측되었던 4월 28일과 5월 6일에 대해 대기 혼탁도를 비교 분석하였다. 대기가 매우 청정한 맑은 날의 경우와 달리 전체적으로 변동폭이 크고 배경대기 지역에서의 기준값 보다 큰 0.5 이상의 대기 혼탁도가 주로 관측되었다. 황사가 가장 심하게 관측되었던 4월 19일의 경우, 대기 혼탁도는 평균 1.01로 하루 종일 황사 현상이 지속되었고 풍계는 낮 동안 해양으로부터 불어오는 남남서풍계가 주풍이었다. 약한 황사 현상이 있었던 4월 28일의 경우, 대기 혼탁도가 평균 0.55로 기준값 보다 다소 높았으며, 5월 6일의 경우는 평균 0.50으로 두 경우 모두 오전에는 대략 0.5 이상이 나타났으나 오후부터 점차 낮아지면서 점차 황사 현상이 안면도 지역에서 사라지고 있음을 알 수 있다.

3.3 에어로졸의 체적 분포

봄철 배경대기 지역에서 기본적인 에어로졸의 크기별 분포와 황사 현상시 에어로졸 분포를 비교 분석하기 위해 대기 입자 카운터 측정장비를 이용하였다. 이 연구에서 사용된 대기 입자 카운터는 직경 0.3~25 μm 범위의 입자 수를 크기별로 측정하는 장비이다. 관측범위는 입자의 크기별로 0.3~0.5, 0.5~0.82, 0.82~1.35, 1.35~2.23, 2.23~3.65, 3.65~6.6, 6.6~10.0, 10.0~25 μm 이다. 편의상 입자의 크기는 각 범위의 중간 값을 선택하였다. 이 자료로부터

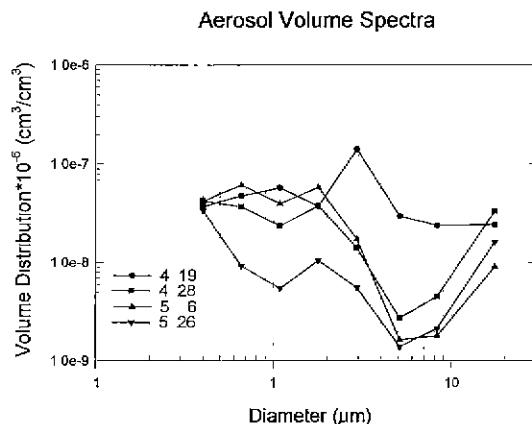


Fig. 6. Volume spectrum of near-ground aerosols measured by the Airborne Particle Counter in the yellow sand events and a clear day (26 May 1998).

터 Asano *et al.* (1993)이 제시한 방법을 이용하여 기주내 에어로졸의 체적 분포를 계산하였다. 그림 6은 대기 입자 카운터로 측정한 대기의 입자 수로부터 기주내 에어로졸의 체적 분포를 크기별로 분석한 것으로 황사 발생일과 배경대기 지역의 기준일을 비교하였다.

맑은 날에 분포하고 있는 에어로졸의 체적 분포를 봄철 배경대기 지역에서 에어로졸의 분포라고 가정한다면 평균적으로 직경 0.3~0.5 μm 범위의 입자 수가 전체 에어로졸 수의 약 80% 이상을 차지하고 있고 전체에 대한 체적 분포(cm^3/cm^3)도 가장 크게 나타났다. 따라서 안면도 지역에서 봄철에 관측된 에어로졸의 체적 분포는 직경 0.3~0.5 μm 과 1.35~2.23 μm 범위의 입자들이 가장 많이 분포하고 있고 전형적인 해양성 에어로졸의 크기로써 소금 입자들로 생각할 수 있다(d'Almeida *et al.*, 1991). 그러나 강한 황사 현상이 관측된 4월 19일의 경우, 직경 0.4 μm 부근의 입자와 10 μm 이상 입자의 체적 분포는 맑은 날과 비교하여 크게 차이가 없으나 그 밖의 영역에서는 체적이 크게 증가했음을 알 수 있다. 특히, 직경 3 μm 부근 입자의 체적이 크게 증가하였고 전반적으로 강한 황사시 전 영역에서 대기 중 입자의 수가 크게 증가하였다. 약한 황사가 발생한 4월 28일과 5월 6일의 경우는 강한 황사일과 달리 직경 1~2 μm 부근 입자들의 체적 증가가 현저하게 나타났다.

4. 결 론

이 연구에서는 봄철 배경대기 지역에서의 에어로졸 분포에 대한 기준을 제시하고 황사 발생시 대기 중 에어로졸의 변동 특징을 분석하기 위해 파장별 태양분광도계와 대기입자카운터 장비를 이용하였다. 봄철 배경대기 지역에서 에어로졸의 분포에 대한 기준을 제시하기 위해 에어로졸에 의한 광학적 두께, 즉 대기혼탁도를 태양분광도계에서 측정한 값을 이용하여 계산하였다.

대기혼탁도는 대기 중 에어로졸에 의해 결정되기 때문에 구름 효과와 지구 대기 중 H_2O , NO_2 와 O_2 에 의한 흡수효과를 배제하기 위해 태양분광도계의 맑은 날 측정 자료 중 500 nm 파장 자료를 이용해야 한다. 그 결과 안면도에서 1998년 봄철에 관측된 대기혼탁도는 0.1~0.3으로, 지역적으로 다소 차이가 있지만 Devara *et al.*(1996)이 제시한 배경지역에서의 연구결과와 잘 일치하였다. 황사 발생시 에어로졸에 의한 광학적 특징으로 대기혼탁도는 0.5 이상으로 봄철 기준값과 비교하여 높게 나타났고, 특히 강한 황사시에는 대기혼탁도가 0.9 이상 관측되었다.

또한 황사 발생시 대기 중 입자의 변동 특징을 분석하기 위해 대기입자카운터 장비를 이용하여 크기별 입자의 개수를 측정하였고 배경대기 지역에서 와 황사 현상시 입자의 체적 분포를 비교하였다. 안면도 지역에서 관측된 에어로졸의 체적 분포는 직경 0.3~0.5 μm 과 1.35~2.23 μm 범위의 입자들이 가장 많이 분포하고 있고 이 지역에서의 입자는 전형적인 해양성 에어로졸로 판단된다. 강한 황사 현상시에는 입자 크기별로 전 영역에서 체적이 증가했고, 특히 직경 3 m 부근 입자의 체적이 가장 크게 증가했다. 따라서 황사가 발생했을 때 에어로졸의 분포는 배경대기의 에어로졸 분포와 비교하여 직경 0.5~3.65 μm 범위의 입자들이 크게 증가하였고 이 영역의 에어로졸은 가시광선의 파장영역(0.4~0.74 m)을 포함하고 있어 결과적으로 대기의 시점이나 지표면에 도달하는 태양복사에너지에 크게 영향을 미친다.

참 고 문 헌

- Asano, S., A. Uchiyama, and M. Shiobara (1991) Spectral optical thickness and size distribution of the Pinatubo volcanic aerosols as estimated by ground-based Sunphotometry J Meteor Soc. Japan, 71, 165-173.
- Chu, W P and M P McCormick (1979) Inversion of stratospheric aerosol and gaseous constituents from spacecraft solar extinction data in the 0.38~1.0 μm wavelength region, Appl. opt., 18, 1404-1413.
- d'Almeida, G A., P. Koepke, and E P. Shettle (1991) Global climatology and radiative characteristics, in *Atmospheric Aerosol* Edited by A Deepak, 561pp
- Devara, P.C S., G. Pandiyaraj, P E Raj and S. Sharanya (1996) Investigations of aerosol optical depth variations using Spectroradiometer at an urban station. Pune, India, J. Aerosol Sci., 27, 621-632.
- Eko (1998) *Instruction manual for Sunphotometer Model MS-110*, Eko Instruments Trading Co., Japan, 17pp.
- Hoffert, M I (1991) The effects of solar variability on climate, Developments Atmospheric Science, 19, 413-428
- King, M.D., D.M. Byrne, R A. Reagan, and B.M. Herman (1980) Spectral variation of optical depth at Tucson, Arizona between August 1975 and December 1977, J. Appl. Meteor., 19, 723-734
- Krishna Moorthy, K., P B Nair, B.S N Prasada, N. Muralekrishnan, H.B Gayathri, B.N. Murthy, K. Niranjjan, V.R Babu, G. Satyanarayana, V V. Agashe, G.r. Aher, R Singh, and B.N. Srivastava (1993) Results from the MWR network of IMAP, Indian J. Radio Space Phys., 22, 243-259.
- Nakajima, T., T. Hayasaka, A. Higurashi, G. Hashida, N. Moharam-Nejad, Y. Nejafi, and H. valavi (1996) Aerosol optical properties in the Iranian region obtained by ground-based solar radiation measurements in the summer of 1991, Amer. Meteor. Soc., 35, 265-278.
- Preming, O. (1990) Aerosol climatology, J. Atmos. Soc., 22, 1-13.
- Robock, A. (1991) The volcanic contribution to climate change of the past 100 years, Developments Atmospheric Science, 19, 429-443
- Shiobara, M., J.D. Spinharne, A. Uchiyama, and S. Asano

(1994) Sunphotometer measurement of cloud,
aerosol and water vapor optical depths during fine

cirrus IFO-11, 8th Conference on Atmospheric
Radiation, Nashville, 129-131