

Journal of Korean Society for Atmospheric Environment Vol. 35, No. 2, April 2019, pp. 149-171 https://doi.org/10.5572/KOSAE.2019.35.2.149 p-ISSN 1598-7132, e-ISSN 2383-5346

총 설



사막먼지 발생량 산정 모델 개발 현황 A Comparative Review of Wind-Blown Dust Emission Models

이해주¹⁾, 김민영¹⁾, 박성훈^{1),2),*}

¹⁾순천대학교 환경공학과, ²⁾순천대학교 연안해역위생환경연구소

Haeju Lee¹⁾, Min Young Kim¹⁾, Sung Hoon Park^{1),2),*}

 ¹⁾Department of Environmental Engineering, Sunchon National University
 ²⁾The Research Institute for Sanitation and Environment of Coastal Areas, Sunchon National University 접수일 2018년 12월 21일 수정일 2019년 2월 25일 채택일 2019년 2월 26일

Received 21 December 2018 Revised 25 February 2019 Accepted 26 February 2019

*Corresponding author Tel : +82-(0)61-750-3816 E-mail : shpark@scnu.ac.kr

Abstract Wind-blown dust emission models have used different physics-based schemes to simulate the wind erosion process. The parameters required to predict the amount of dust emission were determined using the results of various experiments. The differences between the existing models depend on how the detailed wind erosion process is interpreted. In general, the determination of dust emission due to wind erosion consists of four steps: the determination of dust source regions, the calculation of the threshold friction velocity, the calculation of saltation flux, and the calculation of sandblasting flux. The threshold friction velocity reflects more accurate regional characteristics by taking into account the soil moisture effect and the drag partitioning effect owing to roughness elements. We analysed how the wind erosion interpretation method has changed from the early models to the latest models and summarized the features of each model and the differences among the models. We present the limitations of the existing models that hinder their application to East Asia and how recent models try to resolve these limitations. The new methodologies used in the latest models that can predict the amount of dust emission accurately by accounting for the surface characteristics more systematically need to be tested for the prediction of wind-blown dust emission in East Asia.

Key words: Wind-blown dust emission model, Wind erosion, Threshold friction velocity, Saltation, Sandblasting

1. 서 론

건조한 지역에서 토양의 wind erosion으로 인해 발 생하는 먼지입자는 그 자체로 대기오염의 원인이 되 는 중요한 미세먼지 성분일 뿐 아니라(Yin *et al.*, 2005; Rodriguez *et al.*, 2001; Schwartz *et al.*, 1999; Prospero, 1999), 대기 중에서 태양복사와 지구복사의 산란 및 흡수를 통해(Liao and Seinfeld, 1998; Tegen and Lacis, 1996) 지구 복사에너지 평형에 영향을 주고 (IPCC, 2007), 그 결과 대기의 연직온도분포에 변화를 주어(Hansen *et al.*, 1997) 대기순환에 영향을 미친다 (Pérez *et al.*, 2006a). 또한 먼지입자는 광화학반응과 오존화학에 영향을 미치고 (Zerefos *et al.*, 2002; Balis *et al.*, 2002; Dentener *et al.*, 1996), 구름응결핵으로 작 용하는 등 구름과의 상호작용을 통해(DeMott *et al.*, 2010; Twohy *et al.*, 2009; Jickells *et al.*, 2005; Yin *et al.*, 2002; Rosenfeld *et al.*, 2001) 강수에도 영향을 미친다 (Zhao *et al.*, 2011; Yoshioka *et al.*, 2007; Miller *et al.*, 2004a; Levin *et al.*, 1996). 뿐만 아니라, 먼지 입자 표 면에서 일어나는 비균질 화학반응은 대류권의 성분 에 영향을 미친다(Cwiertny *et al.*, 2008; Sullivan *et al.*, 2007). 지표면 관측, 인공위성 관측, 모델링 등으로부 터 추정한 전지구 먼지입자 배출량은 연간 수억 내지 수십억 톤으로 추정되지만(Pérez *et al.*, 2011; Cakmur *et al.*, 2006; Tegen and Fung, 1994; Dulac *et al.*, 1992) 아직 불확도가 크다. 먼지배출량 산정의 불확도는 기 상예보 및 기후예측의 정확도를 떨어뜨리는 주된 원 인 중 하나로 지목되고 있다 (Helmert *et al.*, 2007; Pérez *et al.*, 2006b; Haywood *et al.*, 2005; Jickells *et al.*, 2005; Kishcha *et al.*, 2003).

사막먼지(wind-blown dust) 발생량 계산은 기상 상 황과 토양 상태 등의 입력자료를 사용하여 wind erosion 중에 벌어지는 aeolian process를 분석하고 그 결 과로 발생하는 먼지입자 배출량의 크기분포를 결정 하는 과정으로 이루어진다. 그림 1은 이러한 과정을 개략적으로 묘사한 모식도이다. 분홍색 화살표와 붉 은색 글자는 wind erosion 과정의 흐름 순서와 각 세 부과정의 이름을 나타내고, 파란색 글자와 보라색 글 자는 각 세부과정의 입력과 출력을 나타낸다. 대부분 의 사막먼지 발생량 계산 모델에서 wind erosion 과정 은 다음과 같은 네 단계의 세부과정으로 이루어진다: (1) 먼지 발생원 지역 결정, (2) 먼지 발생을 위한 최소 조건, 즉 임계풍속 (threshold wind speed)의 결정, (3) 토양입자의 수평방향 flux를 계산하는 saltation, (4) 먼지입자의 크기별 발생량을 계산하는 sandblasting. 그림 1은 그 중 (2), (3), (4) 단계에서의 계산 과정을 모식적으로 보여주고 있다.

첫 단계인 먼지 발생원 지역의 결정은 토지피복

(land-cover) 상태에 의해 우선적으로 결정된다. 맨땅 이 바람에 노출될 수 있는 사막 (desert 또는 barren land), 초원(grassland), 농지(farming land) 등의 landcover 범주가 여기에 해당된다. Ginoux *et al.* (2001)은 land-cover 뿐 아니라 퇴적물이 충분히 쌓일 수 있는 여건을 갖춘 'topographic low' 조건을 만족시켜야만 먼지 발생원으로 지정될 수 있다고 주장하였다.

두 번째 단계에서는 첫 단계에서 잠재적 먼지 발생 가능 지역으로 판정된 격자들에 대해 토양과 지면의 상태(토양입자크기분포,토양수분량,지표면거칠기) 를 토대로 wind erosion이 얼마나 일어나기 쉬운지를 정량적으로 결정한다. 예를 들어 토양입자의 크기가 너무 크거나(혹은 너무 작거나), 토양이 젖어있거나, 토양이 바람에 노출되지 않도록 보호하는 지표면 거 칠기 요소들(나무나 바위 같은 surface roughness elements)이 많은 경우에는 wind erosion이 일어나기 위 해 더 센 바람이 필요하다. Wind erosion이 일어나기 위한 최소한의 풍속을 임계풍속(threshold wind speed)이라고 한다. 임계풍속은 바람에 의해 토양입자 에 전해지는 힘이 중력과 토양입자 간 점착력(interparticle cohesion)의 합과 평형을 이루는 상태에서의 풍속이다(Greeley and Iversen, 1985; Iversen and White, 1982). 중력은 토양입자가 클수록 커지는 반면, 입 자 간 점착력은 토양입자가 작을수록 커진다. 따라서



Fig. 1. Calculation process diagram of wind-blown dust emission models.

중력과 입자 간 점착력이 모두 그다지 크지 않은 ~100 μm 수준의 크기를 가지는 토양입자들의 경우 임계풍속이 가장 작으며, 이 입자들이 wind erosion 과정에서 가장 먼저 움직이는 입자들이다(Kok *et al.*, 2012; Park and Park, 2010; Bagnold, 1941).

풍속이 임계풍속보다 크면, 이 입자들이 마치 개구 리가 뛰는 것처럼 지면으로부터 수 mm 정도 들렸다 가 중력에 의해 다시 지면으로 떨어지면서 수평방향 으로 이동하게 되는데, 이 현상을 saltation이라 부른 다(Marticorena and Bergametti, 1995; Bagnold, 1941). 세 번째 단계에서는 saltation 과정에서 움직이는 토 양입자의 양을 결정하는데, 이 양은 풍속이 임계풍속 보다 얼마나 많이 큰지에 의해 결정된다.

대기 중에 오래 머무를 수 있을 만큼 충분히 작은 (<~10 µm) 먼지입자가 Saltation 과정에서 바람에 의해 직접 배출되는 양은 매우 적은데, 이는 그렇게 작은 먼지입자들의 경우 입자 간 점착력이 너무 크기 때문이다(Loosmore and Hunt, 2000; Shao et al., 1993; Gillette et al., 1974). 이 작은 먼지입자들은 대개 토양 속에서 더 큰 모래입자들 표면에 부착되어 있거나 (Bullard et al., 2004) 훨씬 큰 aggregate 입자로 존재한 다 (Shao, 2001; Alfaro et al., 1997). 이 먼지입자들이 대기 중으로 배출되는 것은 saltation에 의해 살짝 뛰 어오른 토양입자가 다시 토양 표면에 충돌할 때 주로 일어난다 (Shao et al., 1993; Gillette, 1974). 떨어지는 토양입자가 토양 표면에 존재하는 다른 토양입자 또 는 aggregate 먼지입자들에 충돌하는 saltation bombardment 과정 (Shao et al., 1993; Gillette et al., 1974)에 서 토양입자 표면에 부착돼있던 먼지입자들이 떨어 져 나오기도 하고 먼지입자 aggregate가 깨지면서 먼 지입자들이 발생하기도 하는데, 이 현상을 sandblasting이라 부른다(Alfaro et al., 1997). 네 번째 단계에서 는 saltation bombardment/sandblasting에 의해 대기 중으로 배출되는 먼지 입자들의 질량과 크기분포를 구한다.

현존하는 여러 사막먼지 발생량 산정 모델들의 차 이는 이 네 단계의 세부과정을 어떻게 해석하여 결과

Marticorena and Bergametti, 1995) Alfaro and Gomes, 2001; Reference Fegen and Fung, 1994) Zender et al., 2003a) (Park and Park, 2013) Park and Park, 2010) Vickovic et al., 2001) (Park and In, 2003; In and Park, 2003) Miller et al., 2006; (Pérez et al., 2011; (Kok *et al.*, 2014a) Shao, 2001) Accounted by u^{*} Erodibility factor Hydrological Topographic Energy balance-based removal-based removal-based 'emoval-based removal-based u^{*} - dependent Dust emission $\frac{F_v}{dt} = \text{const}$ $\frac{F_v}{F_h} = \text{const}$ Volume Volume Volume Volume Ľ, $\infty u^{*3}(1-R^2)(1+R)$ $\infty u^{*3}(1-R^2)(1+R)$ $\infty u^{*3}(1-R^2)(1+R)$ $\infty u^{*3}(1-R^2)(1+R)$ $\infty u_t^* u^{*2} (1 - R^2)$ Saltation flux $\infty u^{*3}(1-R)$ $\infty u^{*3}(1-R^2)$ ocu*⁴ Not accounted Not accounted Not accounted Not accounted Owen effect Accounted Accounted Accounted Accountec Accounted in monthly Soil moisture Eq.(15) Eq.(16) Eq.(15) Eq.(16) Eq.(16) Eq.(16) effect Eq.(16) Table 1. Summary of wind-blown dust emission models. Drag partitioning Accounted in monthly Not accounted Not accounted Eq. (12) Eq. (10) Eq. (12) Eq. (10) Eq. (9) Gravity & cohesion **Gravity & cohesion** Constant Constant Ľ* NMMB/BSC-Dust CMAQ ADAM2 Tegen Model SCNU MBA Shao Х Қ

151

를 도출하는지에 달려 있다. 표 1은 널리 사용되어 온 여러 모델들에서 사막먼지 발생량을 산정하는 방식 을 단계별로 비교하고 있다. 이러한 차이점들은 서로 다른 모델들로부터 예측되는 먼지입자 농도들 사이 에 한 자릿수 이상의 차이를 만들어내는 원인이 되기 도 한다 (Todd *et al.*, 2008). 다음 장부터는 표 1에 소 개된 모델들을 중심으로 사막먼지 발생량 산정을 위 한 각 세부과정을 해석하는 다양한 방식에 대해 상세 하게 살펴보도록 한다. 2장에서는 표 1에 소개된 모 델들에 대해 간략히 소개한다. 3~6장에서는 각각 여 러 모델들의 배출원 지역(격자) 결정, 임계풍속의 결 정, 수평방향 saltation flux의 결정, sandblasting에 의 한 먼지입자의 크기별 발생량 계산 방식을 비교한다.

2. 사막먼지 발생량 산정 모델

Tegen 모델 (Miller et al., 2006; Tegen and Fung, 1994)은 전형적인 "one-step model" 중 하나로, 지표면 거칠기 요소의 영향에 대한 정량적 해석 없이 먼지발 생량을 추정하며, sandblasting에 의한 먼지발생량이 단순히 saltation flux에 비례한다고 가정한다. 이와 비 슷한 모델로 Mahowald et al. (1999)과 Perlwitz et al. (2001)의 모델이 있다. Tegen 모델은 Tegen and Fung (1994)에 의해 처음 개발되었으며 Tegen and Lacis (1996)에 의해 전 지구 기후 영향 연구에 사용되었다. 이후 이 모델은 Goddard Institute for Space Studies (GISS) atmospheric general circulation model (AGCM) 에 사막먼지 모듈로 이식되어 (Tegen and Miller, 1998) 먼지 에어로졸의 기후영향 연구에 활용되었다 (Miller et al., 2004a, b). Miller et al. (2006)은 subgrid wind fluctuations와 "먼지발생 최적 지형" (3장에서 자세히 설명)을 고려할 수 있도록 이 모델을 업그레 이드하여, 업그레이드된 GISS AGCM 'ModelE' (Schmidt et al., 2006)에 이식하였다. ModelE 용 Tegen 모 델에서는 먼지입자가 직경이 <2 µm인 clay 입자 class 와 2~4 μm, 4~8 μm, 8~16 μm인 세 silt 입자 class로

구성돼있다.

MBA 모델 (Alfaro and Gomes, 2001)은 이 모델 개 발에 참여한 세 연구자 (Marticorena, Bergametti, Alfaro)의 이니셜을 따라 이름이 붙여진 모델로서, Marticorena와 공저자들이 개발한 saltation 모델 (Marticorena *et al.*, 1997; Marticorena and Bergametti, 1995) 과 Alfaro와 공저자들이 개발한 sandblasting 모델 (Alfaro *et al.*, 1998, 1997)을 결합한 모델이다. 이 모델 은 그 후 스페인과 Niger (Gomes *et al.*, 2003), 동아시 아(Uno *et al.*, 2006; Zhao *et al.*, 2006), 북미 (Park *et al.*, 2009, 2007) 지역의 먼지보라 연구에 사용되었다.

CMAQ 모델 (Foroutan et al., 2017)은 중규모 화학 수송모델 CMAQ (The Community Multiscale Air Quality modeling system) v5.2에 포함된 버전의 사막 먼지 모델로 DEAD (Dust Entrainment and Deposition) 모델 (Zender et al., 2003a)로부터 업그레이드된 모델이다. DEAD 모델은 MBA 모델과 같은 방식의 saltation scheme을 사용하지만 sandblasting에 의한 먼지량은 토양 속 clay 입자의 질량분율의 함수로 간 단히 표현한다. Zender et al. (2003a)은 전구 모의에 이 모델을 사용하면서 clay 분율을 상수로 가정하였 는데, 그 결과 먼지입자 발생량이 saltation flux에 단 순히 비례하게 되었다. 업그레이드된 CMAQ 모델에 서는 saltation flux에 적절한 비례상수를 곱하여 먼지 발생량을 계산했던 기존 방식과는 다르게 Lu and Shao (1999) scheme을 채택하여 보다 mechanistic하 게 먼지발생량을 계산하였다.

NMMB/BSC-Dust 모델(Pérez *et al.*, 2011)은 Barcelona Supercomputing Center에서 유럽의 사막먼지 예 보를 위해 현업으로 운영 중인 모델로 DREAM (Dust Regional Atmospheric Modeling system) 모델(Pérez *et al.*, 2006a, b; Nickovic *et al.*, 2001)로부터 업그레이드 된 모델이다. 이 모델 역시 MBA 모델과 같은 saltation scheme을 사용하지만, sandblasting에 의한 먼지 발생량이 saltation flux에 단순히 비례한다고 가정하 고 비례상수는 토양 속 clay, small silt, large silt, sand 의 질량분율에 따라 결정한다. 이 모델은 지중해 지 역의 먼지폭풍 예측을 위한 협업모델로 사용되고 있 다(http://www.bsc.es/plantillaH.php?cat_id=321).

Shao 모델 (Shao, 2001)에서는 MBA 모델과 유사한 saltation scheme을 사용하지만, 독자적으로 개발한 sandblasting scheme을 사용한다. 이 모델은 나중에 Shao (2004)에 의해 더 간단한 형태로 개선되었다. 모 델에서 사용하는 경험적 모수들은 북미, 호주, Mali, 스페인, Niger 지역에서 수행된 관측결과와의 비교를 통해 결정되었다. Shao 모델은 Jung *et al.* (2005)에 의 해 중규모 먼지보라 수송 모의에서 대류수송(convective transport)의 영향을 연구하는 데 사용되었다.

한국 기상청에서 황사예측을 위한 현업모델로 사 용하고 있는 ADAM (Asian Dust Aerosol Model) 모델 에서도 마찰속도 기반 saltation 모델을 채택하였다 (Park and In, 2003; In and Park, 2003). Sandblasting 대해서는 Shao 모델에서 사용한 기법이 채택되었다. ADAM 모델은 먼지발생 과정의 물리학적 분석보다 는 경험적 모수식을 많이 사용하는 모델이지만, 동아 시아 황사발원지에서 진행한 오랜 기간 동안의 체계 적인 토질조사 및 황사관측에 기반하여 조율된 모델 이기 때문에 황사발생 예측에 있어서 상당히 높은 정 확도를 보여준다 (Park and Lee, 2004). ADAM 모델은 이후 Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) 데이터를 이용하여 식생에 의한 먼지발생 억제 효과 를 산정하고 임계풍속의 월변화 역시 고려할 수 있도 록 하는 개선작업을 통해 ADAM2로 업그레이드되었 다(Park et al., 2010).

3. 먼지 발생원 격자 결정

대부분의 사막먼지 발생량 산정 모델에서 잠재적 먼지 발생원 지역(격자)의 결정은 각 격자에 지정된 토지피복(land-cover) 범주에 따라 내려진다. 먼지 발 생원 지역으로 지정되는 토지피복 범주는 사막(desert 또는 barren land), 초원(grassland), 농지(farming land) 등이다. Tegen 모델에서는 Matthews (1983)의 식생 데이터를 사용하면서 사막(deserts), 초지(grassland), 관목지(shrub land)로 분류된 격자를 먼지 발생 원 격자로 지정하였다(Tegen and Lacis, 1996; Tegen and Fung, 1994). 또한 International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) (Rossow *et al.*, 1991) 자료로 부터 월평균 적설 지도를 제작하고, 적설지역은 먼지 발생원에서 제외하였다.

NMMB/BSC-Dust 모델에서는 전 지구 식생 데이 터에서 사막 (desert 또는 arid) 및 준사막 (semidesert 또는 semiarid) 범주로 분류된 격자를 먼지 발생원 격 자로 지정한다. 처음 DREAM 모델이 개발됐을 때에 는 Olson World Ecosystem (US EPA, 1992)의 vegetation data set이 사용되었지만, 이후 Pérez *et al.* (Pérez *et al.*, 2006a, b)은 DREAM 모델을 이용한 전 지구 사 막먼지 모델링에서 먼지 발생원 격자 지정을 위해 USGS 1-km vegetation data set을 사용하였다.

토지피복 범주뿐 아니라 먼지 발생이 특별히 잘 일 어나는 지형 ("preferential sources")을 특별히 따로 지 정한 모델들도 있다 (Cakmur *et al.*, 2006). 이런 모델 들은 대개 건조한 저지대 (arid lowlands)로서 주변의 산악지대로부터 하천의 침식작용에 의해 실려 온 토 양입자들이 퇴적될 수 있는 폐쇄성 분지 (enclosed basin) 지형을 먼지 발생 최적 지형으로 지정한다 (Prospero *et al.*, 2002). Ginoux *et al.* (2001)은 토지피 복뿐 아니라 퇴적물이 충분히 쌓일 수 있는 여건을 갖춘 'topographic low' 조건을 만족시켜야만 먼지 발 생원으로 지정될 수 있다고 주장하고 다음과 같은 'source erodibility factor'를 제안하였다.

$$S = \left(\frac{h_{max} - h}{h_{max} - h_{min}}\right)^5 \tag{1}$$

여기서, h는 어떤 지점의 지표면고도, h_{max}와 h_{min}은 각각 주변 10°×10°에서 최대 및 최소 지표면고도를 나타낸다. Tegen *et al.* (2002)은 수문학모델 HYDRA (Coe, 1998)를 사용하여 고호수바닥(paleolake beds) 같은 먼지 발생 최적지형의 위치를 결정하였다. Zender *et al.* (2003b)은 토사가 흘러내릴 수 있는 상류 지역의 면적에 따라 source erodibility factor를 계산하 는 방식이 Ginoux *et al.* (2001)이 제시한 단순한 고도 계산 방식이나 수문학적 흐름에 따라 source erodibility factor를 계산하는 방식보다 더 나은 모의결과를 제 공한다는 것을 보였다. 그 밖에도 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)의 surface reflectance 자료 (Grini *et al.*, 2005), 높은 Total Ozone Mapping Spectrometer Aerosol Index (TOMS AI) 값의 빈도 (Westphal *et al.*, 2009), 자외선-가시광선 알베도 (Morcrette *et al.*, 2009) 등 다양한 척도를 사용하여 먼 지 발생 최적지형을 결정하려는 시도들이 있었다.

먼지 발생원 지정에서 고려해야 할 또 한 가지 중 요한 사항은 계절에 따른 식생의 변화이다. Tegen et al. (2002)은 Kaplan (2001)의 생물지리학 모델 BIOME4를 이용하여 구한 식생분포를 먼지발생량 계산에 적용하였다. BIOME4는 월평균 기온, 강수량, 일조량, 토질에 따라 27가지 식생군(biome)의 분포를 예측한다. Desert와 barren land 뿐 아니라 shrubland, grassland, tundra 등의 식생군 역시 식생피복 (vegetation cover), 토양수분량, 적설 여부 등의 조건에 따라 잠재적 먼지 발생 지역으로 지정되었다. 인공위성에 탑재된 Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) 장비로 관측하는 Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) 자료 (Braswell et al., 1997)로 부터 다음 경험식(Knorr and Heimann, 1995)을 이용 하여 FPAR (fraction of absorbed photosynthetically active radiation) 값을 결정하였다:

$$FPAR = 1.222 (NDVI/0.559 - 0.1566)$$
(2)

단, 이렇게 계산된 FPAR 값이 0.9보다 클 경우에는 0.9로, 0보다 작을 경우에는 0으로 설정하였다. FPAR 값을 이용하여 다양한 식생군 지역에서 먼지 발생 가 능성을 결정하는 자세한 방법은 Tegen *et al.* (2002)에 설명되어 있다. Tegen *et al.* (2002)은 이렇게 모의한 결과로부터 아시아의 먼지 발생량이 특히 식생의 계 절변동에 따라 크게 달라짐을 보였다. NMMB-Dust 모델에서는 NOAA/AVHRR 데이터의 월평균 식생분 율 (green vegetation fraction) (Gutman and Ignatov, 1998)을 고려하고 있다.

4. 풍식임계조건 결정

앞에서 설명한 바와 같이 풍속이 어떤 임계치를 넘어서면 saltation이 발생한다 (Bagnold, 1941). 이 러한 임계조건은 풍속 자체로 표현하기도 하지만, 대부분의 모델에서는 풍속 대신 다음과 같은 마찰 속도 (friction velocity, u^*)와 임계마찰속도 (threshold friction velocity, u^*)의 개념을 도입하여 설명한 다(Priesley, 1959):

$$u^* = \frac{ku(z)}{\ln(z/Z_R)} \tag{3}$$

$$u_t^* = \frac{ku_t(z)}{\ln(z/Z_R)} \tag{4}$$

여기서 k (=0.4)는 von Karman constant, u(z)와 $u_t(z)$ 는 logarithmic wind profile이 적용되는 대기 경계층 (atmospheric boundary layer) 내 풍속지표 면으로부터 높이 z에서의 풍속과 임계풍속, Z_R 은 지표면에 존재하는 장해물에 의한 거칠기길이 (surface roughness length)이다.

4.1 거칠기요소가 없는 마른 지표에서의 마찰속도

토양입자의 saltation이 가능하기 위한 최소한의 조건을 의미하는 임계마찰속도는 토양입자를 지표 면에서 들어올리기 위한 최소에너지에 의해 결정 된다. 임계풍속 또는 임계마찰속도를 결정하는 가 장 단순한 방법은 지역에 따라 사막먼지 발생 사례 들을 분석하여 적절한 상수값을 지정하는 것이다. Fryberger (1979)와 Kalma *et al.* (1988)의 연구결과 를 근거로 하여 Tegen 모델에서는 전지구모델에 대 한 10 m 높이 임계풍속을 6.5 m/s로 설정하였다 (Tegen and Fung, 1994). 나중에 Tegen *et al.* (2002)

은 북반구와 남반구에서 임계마찰속도를 각각 30 cm/ s와 20 cm/s로 제안하였으며, Miller *et al.* (2006)은 마 른 토양에 대한 10m 높이 임계풍속을 8 m/s로 설정하 였다. 동아시아 지역 황사 발생량 예측을 위해 현업으 로 사용중인 모델 ADAM2 (Park *et al.*, 2010) 역시, 지 역별로, 월별로 서로 다른 값을 사용하기는 하나 기본 적으로는 관측에 기반한 상수값을 사용한다는 점에서 이 방식을 따르는 모델로 분류할 수 있다. 이 방식은 토양입자의 크기와 토양 내 수분량 및 지표면 거칠기 요소에 따른 임계마찰속도의 시공간적 분포를 mechanistic하게 반영할 수 없다는 한계가 있다.

Wind erosion 현상의 물리학적 분석을 토대로 임 계마찰속도를 결정하려고 한 첫 시도는 Bagnold (1941)에 의해 이루어졌다. 토양 입자를 지표면으로 부터 떼어내기 위해 필요한 힘이 중력 뿐이라는 가정 하에, Bagnold는 다음과 같은 임계마찰속도 식을 제 안하였다:

$$u_t^*(D_s) = A \sqrt{\frac{g D_s(\rho_p - \rho_a)}{\rho_a}}$$
(5)

여기서 A는 토양입자 Reynolds 수의 함수인 모수, g는 중력가속도, D_s 는 토양입자의 직경, ρ_p 와 ρ_a 는 각 각 토양입자와 공기의 밀도이다. 식(5)는 DREAM 모 델에서 사용되었다. 그러나, 이 식은 가장 작은 토양입 자들에 대해 입자크기가 작을수록 임계마찰속도가 커진다는 관측결과를 설명하지 못한다(Chepil, 1945a, b, c; Bagnold, 1941). Iversen et al. (1976)은 그 이유를 식(5)를 유도하는 과정에서 입자 간 점착력이 무시되 었기 때문인 것으로 설명하였다. 임계마찰속도를 측 정한 수많은 풍동실험 결과를 바탕으로, Iversen and White (1982)는 중력과 입자 간 점착력을 모두 고려 하여 임계마찰속도를 구하는 새로운 식을 제안하였 다. 그러나, 이 식은 *u*^{*}에 대해 음함수(implicit function)로 표현돼 있어서 u_t*를 구하기 위해서는 반복계 산(iteration)이 필요하다는 불편함이 있었다. Marticorena and Bergametti (1995)는 이 식을 수정하여 반 복계산 없이도 u_t^* 를 구할 수 있도록 만든 다음 식을 제안하였다:

$$u_t^*(D_s) = \begin{cases} \frac{0.129K}{\sqrt{1.928B^{0.092} - 1}} & \text{for } 0.03 < B \le 10\\ 0.129K[1 - 0.0858 \exp\{-0.0617(B - 10)\}] & \text{for } B > 10 \end{cases}$$
(6)

여기서
$$K = \sqrt{\frac{\rho_p g D_s}{\rho_a} \left(1 + \frac{0.006 \text{ g cm}^{0.5} \text{ s}^{-2}}{\rho_p g D_s^{2.5}}\right)}, a=1331$$

 $n^{-1.56}, B (=a D_s^{1.56} + 0.38)$ 는 토양입자 Reynolds 수

cm^{-1.50}, *B* (=*aD_s*^{1.30}+0.38)은 토양입자 Reynolds 수 의 근사값이다. 식 (6)은 DEAD 모델, MBA 모델, NMMB/BSC-Dust 모델에서 사용되었다.

Shao and Lu (2000)는 식 (6)보다 훨씬 단순하면서 도 중력과 입자 간 점착력을 모두 고려하여 임계마찰 속도를 구하는 다음 식을 제안하였다:

$$u_t^*(D_s) = \sqrt{0.0123 \left(\frac{gD_s\rho_p}{\rho_a} + \frac{\gamma}{\rho_a D_s}\right)}$$
(7)

여기서 γ=3×10⁻⁴ kg s⁻². 식(7)의 우변 괄호 속 두 항은 각각 중력과 입자 간 점착력을 대변한다. 입자 간 점착력을 무시한다면 식(7)은 식(5)와 같은 함수 형태로 귀결됨을 쉽게 확인할 수 있다.

Shao and Lu (2000)는 풍동실험과의 비교를 통해 식(6)과 식(7)을 이용한 결과가 서로 비슷하다는 것 을 보였다. 식(6)과 식(7)은 u_t 의 값이 최소가 되는 토양입자크기 30 µm < D_s < 500 µm 범위에서 서로 비 슷한 u_t^* 값을 제공한다 (Park and Park, 2010). Saltation에 의해 움직이기 시작하는 토양입자들이 u_t^* 의 값이 최소인 바로 이 크기범위의 입자들이라는 점을 감안한다면 식(6)과 식(7)의 차이는 크지 않다고 볼 수 있다. 식(6)보다 식(7)이 더 간결할 뿐 아니라 물 리적 의미를 보다 쉽게 읽어낼 수 있다는 장점 때문 에, Park and Park (2010)은 식(7)을 선택하는 것이 바 람직하다고 주장하였으며 CMAQ 모델에서도 식(7) 이 사용되었다.

4.2 거칠기요소에 의한 drag partitioning

Wind erosion을 일으키는 직접적인 원인은 토양에 전달되는 바람의 전단응력 (wind shear stress)이다. 지 표에 자갈, 암석, 식생 같은 장애물이 있을 경우, 이 물 체들에 의한 저항력은 맨땅에 의한 저항력보다 훨씬 크기 마련이어서 바람의 전단응력을 상당부분 흡수 해 버린다. 이는 장애물이 없을 경우 토양이 받았을 바람 전단응력의 저하로 이어지며, wind erosion을 위 해 필요한 총 전단응력의 증가로 나타난다 (Raupach *et al.*, 1993). Raupach (1992)는 총 전단응력 τ 중 토양 이 받게 되는 전단응력 τ_s 의 비를 다음과 같이 제안 하였다:

$$\frac{\tau_s}{\tau} = \frac{1}{1 + \beta_R \lambda} \tag{8}$$

여기서 β_R 은 거칠기요소와 맨땅의 항력계수의 비 로서 100 정도 수준의 값이며, λ 는 거칠기밀도 (roughness density)이다. Raupach *et al.* (1993)은 식(8)을 확 장하여, wind erosion을 위해 필요한 임계마찰속도 상 승 인자 f_R 을 다음과 같이 계산할 것을 제안하였다:

$$f_R = \frac{u_{t,R}^*}{u_t^*} = \sqrt{(1 - m_R \sigma_R \lambda)(1 + m_R \beta_R \lambda)}$$
(9)

여기서 $u_{l,R}^*$ 은 거칠기요소가 있을 경우의 임계마찰 속도, m_R (0 < $m_R \le 1$)은 표면 응력의 불균일성을 고려 하기 위한 경험적 모수, σ_R 은 거칠기요소의 밑넓이 (basal area)와 앞넓이 (frontal area)의 비이다. 식 (9)는 Shao 모델에서 사용되었다. 그러나 이 식의 가장 큰 약점은 m_R , σ_R , β_R 의 값을 결정할 일반적 원칙이 없다 는 점이며 (Marticorena and Bergametti, 1995), 이 식을 사용한 연구자들은 대개 Raupach *et al.* (1992)이 애초 에 제안했던 것과 다른 값들을 사용하였다 (Gillies *et al.*, 2007; King *et al.*, 2005; Crawley and Nickling, 2003; Wyatt and Nickling, 1997). 또한 거칠기밀도 λ 가 거칠 기요소들의 영향을 온전히 담아내지 못한다는 비판 이 계속해서 제기되었다 (Nickling and Neuman, 2009; Gillies *et al.*, 2006). 특히, 거칠기요소들의 분포특성에 따라 saltation 양이 크게 달라질 수 있는데 (Okin, 2008, 2005; Okin and Gillette, 2001), 식(8)이나 식(9) 는 이러한 영향을 고려하지 못한다.

거칠기요소에 의한 drag partitioning에 대한 보다 면밀한 물리학적 분석을 통해, Marticorena and Bergametti (1995)는 다음과 같은 식을 제안하였다:

$$f_R = \left[1 - \left\{\frac{\ln(Z_R/Z_S)}{\ln 0.35(10 \text{ cm}/Z_S)^{0.8}}\right\}\right]^{-1}$$
(10)

여기서 z,는 거칠기요소를 제거한 맨땅의 거칠기 길이로서 D_s/30으로 계산할 수 있다. 식(10)은 drag partitioning 효과를 거칠기요소의 물리적 크기의 함 수로 더 효과적으로 표현한다는 장점이 있어서, MBA 모델, DEAD 모델, NMMB/BSC-Dust 모델 등에 널리 채택되었다. 그러나 이 식은 Z_R의 값이 1 cm보다 작 을 때만 유효하고 단단한 장애물들(solid obstacles)에 대해서만 적용할 수 있다는 근본적인 한계를 지니고 있다. 따라서, 동아시아에서 흔히 볼 수 있는 혼합 초 지 (mixed grasslands), 관목지 (shrublands)와 같은 초 목이 있는 지표면에 적용했을 때에는 문제를 일으킬 수 있다. 왜냐하면 다공성 캐노피 (porous canopy)의 경우에는 거칠기 길이가 1 cm를 초과할 수가 있으며, 거칠기 요소와 바람 흐름 사이의 공기역학적 상호작 용이 단단한 장애물일 때와 비교하면 상당히 다르게 나타나기 때문이다(Darmenova et al., 2009).

MacKinnon *et al.* (MacKinnon *et al.*, 2004)은 이러 한 문제점들을 해결하기 위하여 식을 수정하여 식 (11)을 제시하였다.

$$f_R = \left[1 - \left\{\frac{\ln(Z_R/Z_S)}{\ln 0.7 (12255 \text{ cm}/Z_S)^{0.8}}\right\}\right]^{-1}$$
(11)

여기서 0.7은 거칠기 밀도와 흐름 특성을 반영함으 로써 식(10)에서 사용한 0.35보다 표준오차(standard error)값을 2% 더 낮춘다는 분석에 기반하여 도입되 었고(King et al., 2005), 12,255 cm 값은 거칠기요소로 부터 풍하 거리를 말하며 사막 식생 효과를 설명하기 위해서 현장 측정 결과로부터 분석된 값을 적용하였 다(Darmenova et al., 2009). 하지만 이 식에서도 문제

점이 한 가지 존재했는데, 식생이 없는 고비사막 (bare gobies), 드문드문 여러 종류의 초목이 있는 고 비사막(mixed sparsely vegetated gobies), 초목으로 빽 빽한 지표면(densely vegetated surfaces) 등 토지피복 에 따라서 구분되어야 할 거칠기 길이가 같은 값으로

적용되어 있는 부분이었다(Darmenova et al., 2009).

이런 문제점을 해결하기 위하여 Darmenova *et al.* (2009)은 Raupach *et al.* (1993)의 식(9)를 확장하여 식 (12)처럼 비식생 (nonvegetation)과 식생 (vegetation) 에 대한 변수를 구분지어 넣고 지표에 따른 거칠기 밀도를 넣어 계산함으로써 지표면의 특성을 반영하였다.

$$f_R = \sqrt{(1 - \sigma_v m_v \lambda_v)(1 + \beta_v m_v \lambda_v)(1 - \sigma_B m_B \frac{\lambda_B}{1 - A_v})(1 + \beta_B m_B \frac{\lambda_B}{1 - A_v})}$$
(12)

$$A_{\nu} = \frac{NDVI(t) - NDVI_{s}}{NDVI_{\nu} - NDVI_{s}}$$
(13)

여기서 아래 첨자인 v는 식생 (vegetation), B는 비식 생 (nonvegetation)을 의미한다. 식 (13)으로 계산되는 A,는 녹색 식생 비율이며 Kimura and Shinod (2010) 에서 얻은 시간에 따른 식생 지수인 NDVI(t) 값과 빽 빽한 식생과 나지에서의 식생 지수 NDVI,, NDVI,의 관계식을 이용하여 구할 수 있으며, 중국 초지와 몽 골 지역에 대하여 제시한 NDVI,와 NDVI,의 값은 0.93, 0.06이다. λ_ν (= -C_λ ln (1-A_ν))는 초목이 있는 지 표면의 거칠기 밀도, C ,는 거칠기 요소의 방향과 분포 를 설명하는 계수, λ_β는 비식생 지표의 거칠기 밀도 를 말한다. λ_B는 Marticorena *et al.* (2006)의 측정에 의 하여 0.01~0.16까지 변화한다고 보고되었으며, Xi and Sokolik (2015)는 토지피복 종류에 따라 λ_B 값을 제시하였다. σ, m, β는 식생인지 비식생인지만 나누 어져 있을 뿐 식(9)에서 설명한 내용과 같은 의미로 사용되며, 이 식에서 사용되는 변수들은 정해진 상수 𝔅(σ_ν = 1.45, m_ν = 0.16, β_ν = 202, σ_B = 1.0, m_B = 0.5, $\beta_B = 90, C_{\lambda} = 0.35)$ 을 사용한다 (Darmenova *et al.*, 2009). Raupach (1992)의 연구결과에 따르면 m 값은 평평한 erodible 표면에서는 0에서 0.5의 값을, 지형학 적으로 안정된 지표면일수록 1에 가까운 값을 가지 며, 관측에 기반한 σ, m, β 값은 Wyatt and Nickling (1997) 연구에서 다중비선형회귀분석을 통해 관측결 과와 가깝게 산정한 관계식으로부터 구하여 적용하 였다. 식(12)는 SCNU 모델과 CMAQ 모델에서 사용 되었다.

Kok *et al.* (2014a)은 거칠기요소에 의한 drag partitioning이 임계마찰속도의 값을 증가시킨다는 관점 $(u_{t,k}^* = u_t^* \times f_R)$ 을 비판하고, drag partitioning은 토양에 전달되는 전단응력을 감소시키는 것으로, 즉 토양에 작용하는 마찰속도 (u_s^*) 의 값을 감소시키는 $(u_s^* = u^*/f_R)$ 것으로 해석해야 한다고 주장하였다. 이 두 가지 해석 방식은 먼지발생량 계산에 있어 임계마찰속도 가 마찰속도와의 비로서만 역할을 하는 대부분의 모 델에서는 아무런 차이를 야기하지 않는다. 그러나, 임 계마찰속도의 값을 토양 고유의 erodibility 특성으로 해석하고, 이 값에 따라 먼지발생량-마찰속도 (또는 풍속) 간 함수관계가 달라지는 Kok *et al.* (2014a)의 모 델에서는 이 두 해석방법이 큰 차이를 낳는다는 점에 주의해야 한다. 이 점은 6장에서 다시 언급하도록 한 다.

4.3 토양수분량 효과

토양입자 표면에 부착된 수분은 토양입자의 질량 과 표면장력을 높임으로써 saltation을 억제한다. 토 양수분은 또한 지표면 crust의 강도를 높임으로써 saltation을 억제하기도 한다 (Bradford and Grosman, 1982). Flocchini *et al.* (Flocchini *et al.*, 1994a, b)의 보 고에 따르면 토양수분량이 0.56%에서 2% 이상으로 증가할 경우 PM₁₀ 배출량이 80% 넘게 줄어든다. Wang *et al.* (2000)은 중국 및 몽골 지역의 황사발원지 들이 사하라사막 같은 지구상 다른 지역의 대규모 먼 지발생지역에 비해 강수량이 2~5배 많기 때문에 동 아시아 지역 먼지발생량 계산에 있어 토양수분량의 효과가 매우 크다는 점을 지적하였다.

Tegen 모델에서는 토양수분량을 임계마찰속도를 구하는 데 고려하지는 않고, 식생자료, 토질자료와 함 께 먼지 발생 격자를 지정하는 용도로 사용한다. 월 평균 강수량자료 (Shea, 1986)와 토질자료 (Zobler, 1986)를 바탕으로 하여 Bouwman *et al.* (1993)이 제안 한 방법에 따라 "soil matric potential"을 계산한 후 그 값이 10⁴ J kg⁻¹을 초과하는 경우에만 먼지 발생이 가 능하도록 설정하였다.

토양수분량의 효과는 일반적으로 다음과 같이 임 계마찰속도의 값을 높이는 것으로 해석할 수 있다:

$$u_{t,R}^*(D_s, w) = f_w(w)u_{t,R}^*(D_s)$$
(14)

여기서 w는 토양수분량, f_w는 토양수분 효과를 나 타내는 인자이다. 풍동실험 결과를 바탕으로 Shao *et al.* (1996)은 f_w에 대한 모수식을 다음과 같이 제안하 였다:

$$f_w(w) = \begin{cases} \exp(22.7w) & \text{for } w \le 0.03\\ \exp(95.3w - 2.029) & \text{for } w > 0.03 \end{cases}$$
(15)

이 식은 Shao 모델에서 사용되었고, Miller *et al.* (2006)에 의해 Tegen 모델에도 도입되었다.

한편 Fécan *et al.* (1999)은 토양수분 효과에 대한 다 른 모수식을 제안하였다:

$$f_w(w) = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{1 + 1.21(w - w')^{0.68}}} & \text{for } w < w' \\ 16 \end{cases}$$

여기서 w'=0.0014 (%clay)²+0.17 (%clay)는 임계 토양수분량이며 w와 w' 둘 다 % 단위로 표현된 값이 다. 식 (16)은 MBA 모델, DEAD 모델, NMMB/BSC-Dust 모델에 사용되고 있다.

식(15)와 식(16)은 w≤0.03일 때에는 서로 비슷한 f_w 값을 제공하지만, w>0.03일 때에는 식(15)가 w 값 의 증가에 따라 훨씬 더 급격하게 증가하는 f_w값을 제 공한다(Park and Park, 2010). Zhao *et al.* (2006)은 2002 년 3월에 발생했던 황사의 모의에 식(15)와 식(16)을 사용하여 그 결과를 비교하였는데, 식(15)가 토양수 분량이 높은 지역에 대해 황사발생량을 매우 과소예 측한다는 것을 보고함으로써 식(16)이 동아시아 지역 황사발생 예측에 더 적합하다는 것을 보였다.

4.4 Owen 효과

Saltation 과정에서 수송되는 토양 입자들은 공기와 상호작용하면서 바람 운동량의 일부를 지표로 전달 하는데, 이는 마찰속도의 증가로 나타나며 (Owen, 1964), 이 양의 피드백 효과를 Owen 효과라 부른다. 캘리포니아주 Owens Dry Lake에서 얻은 필드관측결 과로부터, Gillette (Gillette, 1981)는 saltation으로 인한 마찰속도 증가를 다음 식으로 제안하였다:

$$\Delta u^* = (0.003 \text{ sm}^{-1})(u_{10} - u_{10,t})^2 \tag{17}$$

여기서, u_{10} 과 $u_{10,r}$ 는 각각 10 m 상공에서 풍속과 임 계풍속이다. Owen 효과는 DEAD 모델과 MBA 모델 에서 채택되었다.

5. 수평 Saltation Flux

일단 토양입자의 saltation이 시작되면 뛰어올랐다 가 땅으로 떨어지는 토양입자들이 표면의 입자들에 게 에너지를 전달해주어 추가적인 saltation을 일으켜 saltation flux를 증가시킨다(Durán et al., 2011; Andreotti et al., 2010; McEwan and Willetts, 1993; Anderson and Haff, 1991). Saltation flux의 증가는 풍속의 저하 를 불러오고 (Bagnold, 1936), 이는 다시 saltation flux 를 감소시키는 원인이 되며(Owen, 1964), saltation flux가 정상상태에 이르게 한다(Kok et al., 2012; Kok, 2010; Ungar and Haff, 1987). 정상상태에서는 움직이 는 토양입자 중 토양에 충돌하면서 땅 속으로 파고들 어가 재비산되지 못하는 입자들만큼 새롭게 saltation 을 시작하는 입자들이 생겨나면서 saltation flux가 일 정하게 유지되는데, 이때 새로운 saltation 입자를 만 들어내는 원인은 바람일 수도 있고, sandblasting 과정 에서 일어나는 토양입자들의 비산(splash entrainment)일 수도 있다.

Owen (1964)은 splash entrainment에 의한 토양입 자의 비산은 무시할 수 있을 만큼 적고, saltation의 지 속은 주로 바람에 의해 끊임없이 새로운 saltating 입 자가 만들어지기 때문이라고 추정하였다. 이 경우, 정

상상태 saltation 중에 움직이는 토양 입자의 속력은 마찰속도에 비례할 것으로 예상할 수 있으며, 이러한 가정에 기반하여 Owen은 saltation flux가 *u**3에 비례 한다는 Bagnold (1941)의 이론이 맞다고 주장하고 *u**=*u*^{*}에서 먼지발생량 값이 연속함수가 될 수 있도 록 다음과 같은 모수식을 제안하였다.

$$F_h = C \ u^{*3} (1 - R^2) \tag{18}$$

여기서 F_h 는 saltation flux (kg m⁻¹ s⁻¹), $R = u_t^*/u^*$, C는 경험적 비례상수이다. Shao *et al.* (1993)은 u^* 가 충 분히 클 때 F_h 가 대략적으로 u^{*3} 에 비례하더라는 saltation flux에 대한 풍동실험 결과를 발표하여 Owen 의 제안을 뒷받침하였다. 이후 식(18)은 Shao 모델과 DREAM 모델에 채택되었다.

Gillette (1978)는 독자적인 풍동실험 결과를 토대 로 다음과 같은 비슷한 모수식을 제안하였다.

$$F_h = C \ u^{*3}(1 - R) \tag{19}$$

식(19)는 초기 Tegen 모델에서 사용되었다(Tegen and Fung, 1994). 뒷날 Gillette and Passi(1988)는 P. R. Owen의 조언을 받아 다음 식을 제안하였으나, 실험 에 의해 증명된 바는 없다.

$$F_h = C \ u^{*4} (1 - R) \tag{20}$$

MBA 모델, DEAD 모델, 후기 Tegen 모델 (Tegen *et al.*, 2002), NMMB-BSC-Dust 모델에서는 Kawamura (1951)가 제안하고 White (1979)가 풍동실험과 이론 적 분석으로 뒷받침한 다음 식을 채택하였다:

$$F_h = C \, u^{*3} (1 - R^2) (1 + R) \tag{21}$$

한편, Gillette (1981)의 관측결과를 바탕으로 Westphal *et al.* (1987)은 *u**가 *u*^{*} 이상일 경우 먼지발생량 이 *u**⁴에 비례한다고 제안하였고, ADAM 모델은 이 제안을 채택하였다(In and Park, 2003).

Eqs. (18), (19), (21)은 모두 *u**가 충분히 클 때 *F_h*가 *u**³에 비례한다는 공통점이 있으며, 이는 saltation의 지속이 splash entrainment에 의한 토양입자의 비산보 다는 주로 바람에 의한 새로운 saltating 입자의 끊임 없는 재생산 때문이라는 Owen (1964)의 주장으로부 터 비롯되었다. 그러나, Owen의 주장은 임계풍속 이 하에서도 saltation이 유지되는 현상(Bagnold, 1941) 및 전형적인 saltation 상황에서의 토양입자 속도에서 splash entrainment가 일어난다는 풍동실험 결과 (Gordon and Neuman, 2011; Rice et al., 1995; Nalpanis et al., 1993; Willetts and Rice, 1986)에 배치된다. 이런 이유로, 보다 최근의 연구자들은 saltation의 지속이 주로 splash entrainment 때문인 것으로 추정하고 있 으며 (Anderson and Haff, 1991; Werner, 1990; Anderson and Haff, 1988), 이 경우 정상상태 saltation 중에 움직이는 토양 입자의 속력은 마찰속도에 관계없이 일정하다(Durán et al., 2011; Kok, 2010; Andreotti, 2004; Ungar and Haff, 1987). 이러한 가정 하에 다음 식이 제안되었다(Kok et al., 2012; Durán et al., 2011; Kok and Renno, 2007).

$$F_h = \frac{5\rho_a}{g} u_t^* u^{*2} (1 - R^2)$$
(22)

식(22)가 암시하는 saltation flux와 shear stress 간의 선형적 비례관계($F_h \propto \tau_{s_i} \rightarrow F_h \propto u^{*2}$)는 최근 일련의 정교한 필드실험에 의해 검증되었다(Martin and Kok, 2017).

6. Sandblasting에 의한 먼지발생량

사막먼지 발생량 산정의 마지막 단계는 정상상태 saltation flux로부터 sandblasting에 의한 먼지입자 발 생량을 먼지입자크기의 함수로 계산하는 것이다. 현 존하는 사막먼지 모델들에 있어 가장 큰 차이는 바 로 이 단계를 어떻게 처리하느냐에 있다.

가장 단순한 방법은 saltation flux에 "sandblasting efficiency"라고 부르는 10⁻⁵-10⁻⁵ m⁻¹ 수준의 적절한 상수값을 곱하여 먼지발생량을 계산하고 (Gomes *et al.*, 2003; Marticorena and Bergametti, 1995; Gillette, 1979), 관측값과 모델값을 비교하여 비례상수를 결정

하는 것으로서, Tegen 모델, NMMB/BSC-Dust 모델, DEAD 모델에서 채택하고 있는 방식이다. DEAD 모 델에서는 먼지입자의 크기분포를 관측된 전지구 평 균 크기분포로 가정한다(Zender *et al.*, 2003a). 그러 나, saltation flux와 먼지발생량 사이의 관계를 측정한 여러 실험의 결과를 함께 모아놓으면, 같은 saltation flux에서도 매우 다양한 먼지발생량이 관측되었던 것 이 관찰되는데, 그 편차의 가장 큰 원인은 토양 특성 의 영향이다(Kok *et al.*, 2012).

Tegen 모델에서는 1°×1° 전지구 토질데이터 (soil texture data) (Webb *et al.*, 1991; Zobler, 1986)를 토대 로 clay (직경 0.8~2 μm), small silt (2~20 μm), large silt (20~50 μm), sand (50~100 μm)로 이루어진 네 가 지 토질에 대한 비례상수를 결정하고, 각 격자별로 이 네 가지 토질의 분율에 따라 먼지발생량을 계산하 였다 (Tegen *et al.*, 2002; Tegen and Fung, 1994). 이 방 식은 DREAM 모델에서도 차용하였는데, 격자별 토 질 분포는 FAO 4-km 전지구 토질 데이터세트 (US EPA, 1992)로부터 구하였다.

DREAM 모델의 업그레이드 버전인 NMMB/BSC-Dust 모델에서는 30초 STATSGO-FAO 토질 데이터를 사용하고, Tegen *et al.* (2002)의 제안을 따라 입자크기 분포를 clay (0~2 µm), silt (2~50 µm), fine-medium sand (50~500 µm), coarse sand (500~1000 µm)로 구분 한 뒤 이 네 가지 토질에 대한 비례상수를 제시하였 다(Pérez *et al.*, 2011). 이 비례상수들을 토대로 먼지발 생량을 총 질량 단위로 구한 뒤 질량크기분포는 각각 0.832 µm, 4.82 µm, 19.38 µm와 2.1, 1.9, 1.6을 기하평균 직경과 기하표준편차로 하는 세 대수정규분포로 나 타내고, 각 모드가 차지하는 질량분율은 3.6%, 95.7%, 0.7%라 가정하였다.

MBA 모델과 Shao 모델에서는 먼지발생량 계산을 위해 sandblasting 과정에서 일어나는 물리 현상을 더 면밀히 분석하였다. MBA 모델에서는 saltation 도중 에 일어나는 운동에너지와 먼지입자를 발생시키기 위해 공급되어야 하는 결합에너지 사이의 에너지수 지에 기반한 모수식을 사용하기 때문에 (Alfaro and Gomes, 2001), 이를 "energy balance-based scheme"이 라 부른다. 먼지의 발생은 saltation에 의해 수송되는 토양입자들이 제공하는 운동에너지가 먼지입자들 간 또는 먼지입자와 토양입자 간 결합을 끊어낼 수 있을 만큼 충분히 클 때 일어난다. 먼지입자들의 크기분포 가 기하평균직경이 각각 1.5 µm, 6.7 µm, 14.2 µm이고 기하표준편차가 각각 1.7, 1.6, 1.5인 세 대수정규분포 로 이루어진다는 가정 하에, 관측된 먼지발생량을 가 장 잘 추정할 수 있도록 각 모드 (mode)의 결합에너 지를 결정하였는데, 크기가 작은 모드일수록 결합에 너지가 크다는 실험결과를 반영하였고 (Alfaro *et al.*, 1997), saltation에 의해 전달되는 운동에너지가 충분 히 클 경우 작은 모드의 입자들이 먼저 선택적으로 발생한다고 가정하였다.

그러나, 나중에 같은 저자들이 자연 토양입자를 이 용하여 얻은 결과(Alfaro et al., 1998)는 크기가 작은 모드일수록 그 값이 크다는 점에서는 Alfaro et al. (1997)이 kaolin 토양입자를 이용하여 얻은 결합에너 지의 입자크기의존성과 비슷했지만, 값들 간 차이는 훨씬 작았다. Gomes et al. (2003)은 Alfaro et al. (1998) 이 사용한 것과 비슷한 특성을 가진 토양에 대해 Alfaro et al. (1998)이 제안한 것보다 3배 작은 결합에너지 값을 사용해야만 자신들의 실험결과를 설명할 수 있 음을 보였다. Alfaro et al. (1998)이나 Gomes et al. (2003)이 제안한 먼지입자의 세 크기모드에 대한 결 합에너지 값들이 서로 큰 차이가 없다는 것은 바람이 일정 수준 이상으로 강하게 불 경우 가장 작은 먼지입 자들만 주로 발생한다는 결과를 낳는데, 이는 대기 중 먼지입자에서 PM25가 차지하는 분율이 대개 25% 이 하라는 관측결과들과 배치된다. 같은 그룹에서 나온 세 세트의 결합에너지들 간 큰 차이와 관측결과를 제 대로 반영하지 못하는 모의 결과는 결합에너지 값을 이론적으로나 실험적으로 정확하게 결정할 수 있는지 에 대한 심각한 의문을 낳게 했다(Shao, 2001).

ADAM2 모델 (Park *et al.*, 2010)에서는 NDVI 자료 의 격자별 식물 유형에 따른 식생 비율과 격자 내 감 쇄 인자를 도입하여 먼지발생량을 계산하고 있다.

$$F_d = \sum_{i=1}^{i} (1 - f_i R_i) \times 7.117 \times 10^{-14} u_*^4$$
(23)

여기서 *f*_i는 식생 비율로 NDVI 자료를 사용하여 구 하고, *R*_i는 감쇄 인자로 이 값은 Park *et al.* (2010)에서 제시되어 있다.

DEAD 모델의 업그레이드 버전인 CMAQ 모델 (Foroutan *et al.*, 2017)은 saltation에 의해 수송된 토양 입자들이 땅에 떨어지면서 그 충격에 의해 파이는 토 양의 부피에 따라 먼지발생량을 결정하는 scheme (Lu and Shao, 1999)을 채택하였는데, 이런 방식을 "volume removal-based scheme"이라 부른다. 먼지발 생량 산정식은 다음과 같다.

$$F_d = \frac{C_{\alpha}gf\rho_b}{2p} \left(0.24 + C_{\beta}u^* \sqrt{\frac{\rho_p}{p}} \right) F_h \tag{24}$$

여기서, p는 soil plastic pressure, ρ_b 와 ρ_p 는 각각 토 양의 겉보기밀도 (bulk density)와 토양입자의 밀도 (soil particle density), f는 파여진 부피에 포함된 먼지 의 비 (fraction of dust contained in the volume), C_{α} 와 C_{β} 는 상수이다.

Shao 모델 (Shao, 2004, 2001)은 Lu and Shao (1999) scheme을 확장하여 saltating bombardment 과정에서 토양 속에 존재하는 먼지입자가 두 계급의 크기분포, 즉 "minimally disturbed" 입자 (큰 입자)와 "fully disturbed" 입자 (작은 입자)의 합으로 표현된다고 가정 한다. 이때, 총 입자발생량을 두 크기계급으로 분배하 는 방법은 다음 식으로 주어진다.

$$p_d(D_p) = \gamma p_m(d_p) + (1 - \gamma)p_f(d_p)$$
(25)

여기서 *p_d*, *p_m*, *p_f*는 각각 총 입자크기분포, minimally disturbed 토양입자크기분포, fully disturbed 토 양입자크기분포이며, *γ* = exp{-*k*(*u*^{*}-*u*^{*})^{*n*}}, *k*와 *n*은 경 험적으로 구해지는 상수이다. 풍속이 클수록 *γ*의 값 이 작아지므로, 더 작은 먼지입자의 배출량이 늘어나 게 된다. 또한, 총 먼지발생량은 다음 식에 의해 주어 진다(Shao, 2004):

$$F_{d}(d_{i}, D_{s}) = c_{y}\eta_{fi}\{(1 - \gamma) + \gamma\sigma_{p}(d_{i})\}\{1 + \sigma_{m}(D_{s})\}\frac{gF_{h}(D_{s})}{u^{*2}}$$
(26)

여기서 c_y 는 무차원계수, η_{fi} 는 토양 내 크기계급 i에 속하는 먼지분율, $\sigma_p(d_i) = p_m(d_i)/p_f(d_i)$, σ_m 은 saltation 에 의해 수송되는 토양입자의 질량 당 sandblasting 과 정에서 파이는 토양 질량을 의미하는 bombardment efficiency로서 다음 식으로 주어진다:

$$\sigma_m = 12u^{*2} \frac{\rho_b}{p} \left(1 + 14u^* \sqrt{\frac{\rho_b}{p}} \right) \tag{27}$$

그러나, Shao 모델 역시 관측된 먼지입자크기분포 와 일치된 결과를 얻기 위해서는 *k*와 *n*의 값에 대한 tuning이 필요하다는 단점이 있었으며, Shao *et al.* (2011)은 아예 γ의 값을 상수로 두는 것이 관측과의 일치도를 가장 높인다는 것을 보였다.

정리하자면, MBA 모델에서 사용하는 energy balance-based scheme은 각 크기계급별 먼지발생량을 따 로 계산한 후 이를 합산하여 총 먼지발생량을 구하는 bottom-up 방식을 사용하는데 반해, Shao 모델에서 사용하는 volume removal-based scheme은 먼지발생 의 원인인 u*와 먼지발생을 억제하는 p로부터 총 먼지 발생량을 먼저 결정한 후 이를 입력자료로 주어지는 토양입자크기분포에 따라 각 크기계급으로 분배하는 top-down 방식을 사용한다. 따라서, energy balancebased scheme보다는 volume removal-based scheme이 관측결과에 따른 tuning을 하기 더 편하며, 이것이 여 러 다른 모델에서도 Shao 모델을 차용하는 이유로 보 인다. 일례로, Park and Lee (2004)는 황사발원지에서 정확한 토양입자크기분포 데이터가 확보돼 있을 경우 volume removal-based scheme이 황사 발생량과 입자 크기분포를 예측하는 매우 유용한 도구일 수 있음을 보여주었다. 그러나, 토양입자크기분포 데이터가 확 보돼 있지 않은 지역에서는 Shao 모델 역시 적용하기 가 쉽지 않다.

이처럼 경험적 모수값의 결정이나 필요한 데이터의

확보 등 여러 측면에서 아직 잘 정립돼있지 못한 energy balance-based scheme이나 volume removalbased scheme 대신 Kok (Kok *et al.*, 20104a; Kok, 2011) 는 최소한의 모수를 사용하여 마찰속도와 임계마찰속 도로부터 먼지발생량과 그 크기분포를 구하는 새로운 기법을 개발하였다. 먼저, Kok (2011)는 wind erosion 에 의한 먼지 발생을 "brittle material fragmentation" 과정(Åström, 2006)으로 해석하여 발생하는 먼지입자 의 크기분포를 추정하였다. 이 기법의 장점은 brittle material fragmentation에서 발생하는 입자크기가 물 질 특성에 따라 크게 달라지지 않는 특성이 있기 때문 에 입자 간 결합력 등 세부적인 토양 특성 정보가 없 어도 대략의 먼지입자크기분포를 예측할 수 있다는 것이다(Kok *et al.*, 2012). Kok (2011)이 제안한 먼지입 자크기분포는 다음 두 식으로 주어진다.

$$\frac{dN_d}{d\ln d_p} = \frac{1}{c_N d_p^2} \left[1 + \operatorname{erf}\left\{\frac{\ln(d_p/\overline{D_s})}{\sqrt{2}\ln\sigma_s}\right\} \right] \exp\left\{-\left(\frac{d_p}{\lambda}\right)^3\right\}$$
(28)
$$\frac{dV_d}{d\ln d_p} = \frac{d_p}{c_V} \left[1 + \operatorname{erf}\left\{\frac{\ln(d_p/\overline{D_s})}{\sqrt{2}\ln\sigma_s}\right\} \right] \exp\left\{-\left(\frac{d_p}{\lambda}\right)^3\right\}$$

(29)

여기서, N_d 와 V_d 는 각각 발생하는 먼지입자의 normalized number distribution과 normalized volume distribution이고, $c_N = 0.9539 \,\mu m^{-2}$ 과 $c_V = 12.62 \,\mu m$ 는 normalization constants, $\overline{D_s}$ (= 3.4 μ m)와 σ_s (= 3.0)는 다양한 지역에서 다양한 토질의 토양입자를 대상으 로 측정한 결과(d'Almeida and Schütz, 1983)를 바탕 으로 결정한 volume median diameter와 기하표준편 차, $\lambda = 12 \,\mu$ m는 충돌 시 먼지 aggregate 입자에 생성 되는 crack의 side branch들이 전파되는 거리이다. 식 (28)과 식(29)는 먼지입자크기분포가 풍속이나 토양 특성에 관계없음을 나타내는데, 이는 Kok (2011)이 여러 연구자들의 관측결과(Shao *et al.*, 2011; Sow *et al.*, 2009; Gillette, 1974; Gillette *et al.*, 1974)에 대한 통 계분석을 통해 제시한 결론을 반영하고 있다.

Saltation flux로부터 먼지발생량을 계산해내기 위

해, Kok *et al.* (2014a)은 saltation 과정에서 움직이는 각 토양입자가 fragmentation을 일으킬 확률 f_{frag}가 다 음과 같이 표현된다고 가정하였다.

$$f_{frag} \propto \exp\left\{-C_e\left(\frac{u_{st}^*}{u_{st0}^*} - 1\right)\right\} \left(\frac{u^*}{u_t^*}\right)^{C_a\left(\frac{u_{st}}{u_{st0}^*} - 1\right)} (30)$$

여기서, u_{st}^{st} (= $u_t^* \sqrt{\rho_a / \rho_{a0}}$)는 해수면고도 (ρ_{a0} = 1.225 kg m⁻³)에서 u_t^* 의 값을 의미하는 표준임계마찰 속도로서 토양의 erodibility를 의미하고, u_{s0}^* 는 wind erosion이 일어나기 가장 알맞은 상태에 있는 토양의 u_{st}^* 값으로 약 0.16 m s⁻¹로 정의되며, C_e 와 C_a 는 무차 원계수이다. 식 (22)와 식 (30)에 기반하여, Kok *et al.* (2014a)은 먼지발생량에 대한 다음과 같은 모수식을 제안하였다.

$$F_{d} = C_{d} f_{bare} f_{clay} \frac{\rho_{a} u^{*2} (1 - R^{2})}{u_{st}^{*}} \left(\frac{u^{*}}{u_{t}^{*}}\right)^{\alpha}$$
(31)

$$C_d = C_{d0} \exp\left\{-C_e \left(\frac{u_{st}^*}{u_{st0}^*} - 1\right)\right\}$$
(31-1)

$$\alpha = C_{\alpha} \left(\frac{u_{st}^*}{u_{st0}^*} - 1 \right) \tag{31-2}$$

여기서, f_{bare} 는 거칠기요소가 없는 맨땅의 분율, C_d 는 무차원계수이다. 엄선한 실험결과들과의 비교를 통해 무차원계수 C_{d0} , C_e , C_a 의 값은 각각 (4.4± 0.5)× 10^{-5} , 2.0 ± 0.3 , 2.7 ± 1.0 으로 결정되었다.

식(31)을 이전까지의 먼지발생량 모수식들과 비교 해볼 때 눈에 띄는 차이는 *u**_s의 역할이다. 먼저, *C*_d의 값은 *u**_s가 작을수록 커지는데, 이는 토양의 erodibility가 큰 토양일수록 먼지발생량이 많아짐을 의미한 다. 또한, α의 값은 *u**_s가 클수록 커지는데, 이는 erodibility가 작은 토양일수록 먼지발생량이 *u**에(즉, 풍속 에) 민감하게 반응하더라는 수치 saltation 모델 COM-SALT (Kok and Renno, 2009)의 시뮬레이션 결과를 반 영한다. 이전의 모수식들에서는 임계마찰속도의 역할 이 *R* 값을 통해서만 나타나기 때문에 마찰속도가 임 계마찰속도보다 충분히 큰 경우 (*R*≪1, 즉, 풍속이 충 분히 큰 경우)에는 먼지발생량이 임계마찰속도에 거

의 관계없는 결과를 낳았으며, 토양의 erodibility에 따 른 먼지발생량의 값과 u^* 에 대한 민감성이 충분히 반 영되지 못했다. 그러나, 이는 같은 풍속 조건 하에서도 특별히 wind erosion이 잘 일어나는 지역이 있다는 관 측결과에 배치되는 것이었고, 많은 연구자들이 이를 반영하기 위해 다양한 방식을 통해 모수식에 'erodibility factor' 또는 'dust source function'을 도입하였다 (Westphal *et al.*, 2009; Morcrette *et al.*, 2009; Grini *et al.*, 2005; Zender *et al.*, 2003b; Tegen *et al.*, 2002; Ginoux *et al.*, 2001). 반면 식 (31)에서는 C_d 와 α 를 통 해 토양의 erodibility의 영향이 고려되기 때문에 따로 'erodibility factor'를 도입하지 않아도 먼지발생량을 잘 모의할 수 있다(Kok *et al.*, 2014b).

식(31)을 사용할 때 한 가지 주의해야 할 점은, u*가 토양거칠기 요소에 분배되고 남아서 맨땅에 전해지는 전단응력의 의미를 담고 있다는 것이다. 따라서, 이전 까지의 먼지발생량 모수식들이 토양거칠기의 영향을 고려할 때 이것이 u_t *의 값을 높여주는 것으로 해석했 으나, 식(31)을 사용할 때에는 이것이 u*의 값을 낮춰 주는 것으로 해석해야 한다. 이전 모수식들에서는 이 영향이 $R = u^*/u_t^*$ 값을 통해서만 반영됐기 때문에 어 느 쪽으로 해석하건 상관이 없었으나, 식(31)에는 R값 외에도 C_d 및 α 를 통해 u_t^* 의 영향이 전해지기 때문 에 엄격한 해석이 필요하다.

7. 모델 간 비교

모델 간 차이를 파악하기 위하여 표 1에서 제시한 모델들 중 서로 다른 scheme으로 구성되어있는 몇 가지 모델을 선정하여 그 결과를 비교해보았다. 선정 된 모델로는 화학수송모델의 현업 모델인 CMAQ 모 델과 우리나라 현업으로 운영 중인 ADAM2 모델, 대 표적인 mechanistic 모델인 SCNU 모델, 그리고 Erodibility를 가장 정교하게 반영한 모델인 Kok 모델이다. 에피소드 기간은 국립환경과학원에서 발간한 2016년 대기환경연보를 참조하였으며 KORUS-AQ 기간 중 5 월 2일부터 5월 10일까지의 PM₁₀ 농도에 대하여 모 델들이 예측한 값과 실제 관측 값을 비교하였다. 비 교 결과는 그림 2에 나타내었다.

비교 결과를 살펴보았을 때 CMAQv5.2와 SCNU 모델은 saltation flux 단계까지 파라미터 값들의 차이 는 있었지만 동일한 scheme을 사용하였다. 따라서 마 지막 sandblasting 단계에서 결정적인 차이를 보였음 을 알 수 있었고, Kok 모델은 고비사막에서 다른 모 델들보다 높은 먼지발생량을 예측하였는데 이에 따



Fig. 2. Time evolution of the PM₁₀ in Gwangju predicted by different models.

른 결과로 광주지역에서 가장 높은 PM₁₀ 농도 값을 보였으며, ADAM2 모델은 다른 모델에 비해 먼지 발 생량을 과소 모의하는 것을 확인할 수 있었다. 그림 2 에 나타난 결과에 따르면, 모든 모델이 관측보다 고 농도 시점을 더 이르게 예측했으며 이는 실제와 다른 기상장의 영향이 반영된 결과라고 해석할 수 있다. 실제로 고농도 현상 발생시점에서의 모델 값을 보면 Kok, SCNU, CMAQv5.2, ADAM2 순으로 높은 농도를 예측하였는데 이 역시 실제 관측 값과는 많은 차이가 있기 때문에 모든 모델들이 농도 값을 정확히 예측하 지는 못하고 있다는 것을 알 수 있었다.

동아시아의 지역적 특성에 적합한 모델을 개발하기 위해서는 무엇보다 기상장의 정확도를 높이는 것이 중요하며, Wind erosion 과정인 임계마찰속도, 토양 수분량, Drag partitioning, saltation flux, sandblasting flux 계산 단계마다 각 모델별로 적용하고 있는 scheme에 대한 결과 값의 차이를 파악하고 파라미터 값 에 따른 결과들이 최종 PM₁₀ 농도와 모델의 정확도에 어떠한 영향을 미치는지 하나하나 확인하는 민감도 분석을 함으로써 우리나라에 적합한 파라미터 값들과 scheme을 찾는 과정이 필요하다. 이러한 작업들은 향 후 본 연구진의 주요한 연구과제가 될 것이다.

8. 결 론

사막먼지가 발생하는 과정을 수학적으로 모의하기 위해서 어떤 요소들을 고려해야 하는지, 그리고 현존 하는 여러 모델들은 먼지 발생량 계산을 위해 거쳐야 하는 각 단계에서의 세부적인 계산들을 어떤 방식으 로 해주고 있는지 비교하고 그 특징들을 알아보았다. 각각의 모델을 동아시아에 적용하고자 할 경우 어려 움을 야기할 수 있는 사항들을 살펴보고, 최근 개발된 모델들은 이를 어떻게 해결하고자 하였는지 소개하였 다. 또한 모델 간 비교를 통해 현재 모델들이 현상을 어떻게 예측하고 있는지 알아보았다. 먼지 발생을 촉 진시키는 지표면 조건을 보다 체계적으로 반영함으로 써 먼지 발생량 산정 정확도를 높이는 최근 모델들의 방법론은 향후 동아시아 황사 발생량 산정에 적용하 여 그 결과를 검증할 필요가 있겠다.

감사의 글

이 논문은 2017년도 정부(과학기술정보통신부, 환 경부, 보건복지부)의 재원으로 한국연구재단-미세먼 지 국가전략프로젝트사업의 지원을 받아 수행함 (NRF-2017M3D8A1092022).

References

- Alfaro, S.C., Gaudichet, A., Gomes, L., Maille, M. (1997) Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 102(D10), 11239-11249, DOI: 10.1029/97 JD00403.
- Alfaro, S.C., Gaudichet, A., Gomes, L., Maille, M. (1998) Mineral aerosol production by wind erosion: Aerosol particle sizes and binding energies, Geophysical Research Letters, 25(7), 991-994, DOI: 10.1029/98GL00502.
- Alfaro, S.C., Gomes, L. (2001) Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 106(D16), 18075-18084, DOI: 10.1029/2000JD900339.
- Anderson, R.S., Haff, P.K. (1991) Wind modification and bed response during saltation of sand in air, Aeolian Grain Transport 1, Springer, 21-51.
- Anderson, R.S., Haff, P.K. (1988) Simulation of eolian saltation, Science, 241(4867), 820-824.
- Andreotti, B. (2004) A two-species model of aeolian sand transport, Journal of Fluid Mechanics, 510, 47-70, DOI: 10. 1017/S0022112004009073.
- Andreotti, B., Claudin, P., Pouliquen, O. (2010) Measurements of the aeolian sand transport saturation length, Geomorphology, 123(3), 343-348, DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.08.002.
- Åström, J.A. (2006) Statistical models of brittle fragmentation, Advances in Physics, 55(3-4), 247-278, DOI: 10.1080/ 00018730600731907.

- Bagnold, R.A. (1936) The movement of desert sand, Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 157(892), 594-620, DOI: 10. 1098/rspa.1936.0218.
- Bagnold, R.A. (1941) The Physics of Blown Sand and Desert Dunes, Courier Corporation, Morrow, New York, 265.
- Balis, D.S., Zerefos, C.S., Kourtidis, K., Bais, A.F., Hofzumahaus, A., Kraus, A., Schmitt, R., Blumthaler, M., Gobbi, G.P. (2002) Measurements and modeling of photolysis rates during the Photochemical Activity and Ultraviolet Radiation (PAUR) II campaign, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 107(D18), 5-1-5-12, DOI: 10.1029/ 2000JD000136.
- Bouwman, A.F., Fung, I., Matthews, E., John, J. (1993) Global analysis of the potential for N₂O production in natural soils, Global Biogeochemical Cycles, 7(3), 557-597, DOI: 10.1029/93GB01186.
- Bradford, J.M., Grosman, R.B. (1982) In-situ measurements of near-surface soil strength by the fall-cone device, Soil Science Society of America Journal, 46, 685-688, DOI: 10.2136/sssaj1982.03615995004600040004x.
- Braswell, B.H., Schimel, D.S., Linder, E., Moore, B. (1997) The response of global terrestrial ecosystems to interannual temperature variability, Science, 278(5339), 870-873, DOI: 10.1126/science.278.5339.870.
- Bullard, J.E., McTainsh, G.H., Pudmenzky, C. (2004) Aeolian abrasion and modes of fine particle production from natural red dune sands: an experimental study, Sedimentology, 51(5), 1103-1125, DOI: 10.1111/j.1365-3091. 2004.00662.x.
- Cakmur, R.V., Miller, R.L., Perlwitz, J., Geogdzhayev, I.V., Ginoux, P., Koch, D., Kohfeld, K.E., Tegen, I., Zender, C.S. (2006) Constraining the magnitude of the global dust cycle by minimizing the difference between a model and observations, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D06), 207, DOI: 10.1029/2005JD005791.
- Chepil, W.S. (1945a) Dynamics of wind erosion: I. Nature of movement of soil by wind, Soil Science, 60, 305-320.
- Chepil, W.S. (1945b) Dynamics of wind erosion: II. Initiation of soil movement, Soil Science, 60, 397-411.
- Chepil, W.S. (1945c) Dynamics of wind erosion: III. The transport capacity of the wind, Soil Science, 60, 475-480.
- Coe, M.T. (1998) A linked global model of terrestrial hydrologic processes: Simulation of modern rivers, lakes, and wetlands, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 103(D8), 8885-8899, DOI: 10.1029/98JD 00347.
- Crawley, D.M., Nickling, W.G. (2003) Drag partition for regularlyarrayed rough surfaces, Boundary-Layer Meteorolo-

gy, 107(2), 445-468.

- Cwiertny, D.M., Young, M.A., Grassian, V.H. (2008) Chemistry and photochemistry of mineral dust aerosol, Annual Review of Physical Chemistry, 59, 27-51, DOI: 10.1146/ annurev.physchem.59.032607.093630.
- d'Almeida, G.A., Schütz, L. (1983) Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara, Journal of Applied Meteorology and Climatology, 22(2), 233-243, DOI: 10.1175/1520-0450(1983)0222.0.CO;2.
- Darmenova, K., Sokolik, I.N., Shao, Y., Marticorena, B., Bergametti, G. (2009) Development of a physically based dust emission module within the Weather Research and Forecasting (WRF) model: Assessment of dust emission parameterizations and input parameters for source regions in Central and East Asia, Journal of Geophysical Research, 114(14), 201, DOI: 10.1029/2008JD011236.
- DeMott, PJ., Prenni, A.J., Liu, X., Kreidenweis, S.M., Petters, M.D., Twohy, C.H., Richardson, M.S., Eidhammer, T., Rogers, D.C. (2010) Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 107(25), 11217-11222, DOI: 10. 1073/pnas.0910818107.
- Dentener, F.J., Carmichael, G.R., Zhang, Y., Lelieveld, J., Crutzen, P.J. (1996) Role of mineral aerosols as a reactive surface in the global troposphere, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 101(D17), 22869-22889, DOI: 10.1029/96JD01818.
- Dulac, F., Tanré, D., Bergametti, G., Buat-Ménard, P., Desbois, M., Sutton, D. (1992) Assessment of the African airborne dust mass over the western Mediterranean Sea using Meteosat data, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 97(D2), 2489-2506, DOI: 10.1029/91JD0242.
- Durán, O., Claudin, P., Andreotti, B. (2011) On aeolian transport: Grain-scale interactions, dynamical mechanisms and scaling laws, Aeolian Research, 3(3), 243-270, DOI: 10.1016/j.aeolia.2011.07.006.
- Fécan, F., Marticorena, B., Bergametti, G. (1999) Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semiarid areas, Annales Geophysicae, 17(1), 149-157, DOI: 10.1007/s00585-999-0149-7.
- Flocchini, R.G., Cahill, T.A., Matsumura, R.T., Carvacho, O., Lu, Z. (1994a) Evaluation of the emission of PM₁₀ particulates from unpaved roads in the San Joaquin Valley, California Air Resources Board, Sacramento, CA, San Joaquin Valley Grant File #20960.
- Flocchini, R.G., Cahill, T.A., Matsumura, R.T., Carvacho, O., Lu, Z. (1994b) Study of fugitive PM₁₀ emissions from select-

ed agricultural practices on selected agricultural soils, California Air Resources Board, Sacramento, CA.

- Foroutan, H., Young, J., Napelenok, S., Ran, L., Appel, K.W., Gilliam, R.C., Pleim, J.E. (2017) Development and evaluation of a physics-based windblown dust emission scheme implemented in the CMAQ modeling system, Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 9(1), 585-608, DOI: 10.1002/2016MS000823.
- Fryberger, S.G. (1979) Dune forms and wind regime, A Study of Global Sand Seas, United States Government Printing Office, Washington, D.C., 137-170.
- Gillette, D.A. (1974) On the production of soil wind erosion aerosols having the potential for long range transport, Journal des Recherches Atmospheriques, 8(3-4), 735-744.
- Gillette, D.A., Blifford, I.H., Fryrear, D.W. (1974) The influence of wind velocity on the size distributions of aerosols generated by the wind erosion of soils, Journal of Geophysical Research, 79(27), 4068-4075, DOI: 10. 1029/JC079i027p04068.
- Gillette, D.A. (1978) A wind tunnel simulation of the erosion of soil: Effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production, Atmospheric Environment, 12(8), 1735-1743, DOI: 10.1016/ 0004-6981(78)90322-0.
- Gillette, D.A. (1979) Environmental factors affecting dust emission by wind erosion, Saharan Dust, Wiley, New York, 71-94.
- Gillette, D.A. (1981) Production of dust that may be carried to great distance, Desert dust: origin, characteristics, and effect on man, Geological Society of America, Special Paper 186, 11-26.
- Gillette, D.A., Passi, R. (1988) Modeling dust emission caused by wind erosion, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 93(D11), 14233-14242, DOI: 10.1029/ JD093iD11p14233.
- Gillies, J.A., Nickling, W.G., King, J. (2006) Aeolian sediment transport through large patches of roughness in the atmospheric inertial sublayer, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 111(F02), 006, DOI: 10.1029/ 2005JF000434.
- Gillies, J.A., Nickling, W.G., King, J. (2007) Shear stress partitioning in large patches of roughness in the atmospheric inertial sublayer, Boundary-Layer Meteorology, 122(2), 367-396, DOI: 10.1007/s10546-006-9101-5.
- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J., Holben, B.N., Dubovik, O., Lin, S. (2001) Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model, Journal of Geophysical Research, 106 (D17), 20255-20274, DOI:

10.1029/2000JD000053.

- Gomes, L., Rajot, J.L., Alfaro, S.C., Gaudichet, A. (2003) Validation of a dust production model from measurements performed in semi-arid agricultural areas of Spain and Niger, Catena, 52(3), 257-271, DOI: 10.1016/S0341-8162(03)00017-1.
- Gordon, M., Neuman, C.M. (2011) A study of particle splash on developing ripple forms for two bed materials, Geomorphology, 129(1), 79-91, DOI: 10.1016/j.geomorph. 2011.01.015.
- Greeley, R., Iversen, J. (1985) Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan, Cambridge Univ. Press, New York, 333.
- Grini, A., Myhre, G., Zender, C.S., Isaksen, I.S.A. (2005) Model simulations of dust sources and transport in the global atmosphere: Effects of soil erodibility and wind speed variability, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110(D02), 205, DOI: 10.1029/2004JD005037.
- Gutman, G., Ignatov, A. (1998) The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models, International Journal of Remote Sensing, 19(8), 1533-1543, DOI: 10.1080/014311698215333.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R. (1997) Radiative forcing and climate response, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 102(D6), 6831-6864, DOI: 10.1029/96JD0 3436.
- Haywood, J.M., Allan, R.P., Culverwell, I., Slingo, T., Milton, S., Edwards, J., Clerbaux, N. (2005) Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003?, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110(D05), 105, DOI: 10.1029/2004JD005232.
- Helmert, J., Heinold, B., Tegen, I., Hellmuth, O., Wendisch, M. (2007) On the direct and semidirect effects of Saharan dust over Europe: A modeling study, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 112(D13), 208, DOI: 10.1029/2006JD007444.
- In, H., Park, S. (2003) The soil particle size dependent emission parameterization for an Asian dust (Yellow Sand) observed in Korea in April 2002, Atmospheric Environment, 37(33), 4625-4636, DOI: 10.1016/j.atmosenv. 2003.07.009.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007) Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996.

- Iversen, J.D., Pollack, J.B., Greeley, R., White, B.R. (1976) Saltation threshold on Mars: The effect on interparticle force, surface roughness, and low atmospheric density, Icarus, 29, 381-393, DOI: 10.1016/0019-1035(76)90140-8.
- Iversen, J.D., White, B.R. (1982) Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, Sedimentology, 29, 111-119, DOI: 10.1111/ j.1365-3091.1982.tb01713.x.
- Jickells, T.D., An, Z.S., Andersen, K.K., Baker, A.R., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J.J., Boyd, P.W., Duce, R.A., Hunter, K.A., Kawahata, H., Kubilay, N., IaRoche, J., Liss, P.S., Mahowald, N., Prospero, J.M., Ridgwell, A.J., Tegen, I., Torres, R. (2005) Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate, Science, 308(5718), 67-71, DOI: 10.1126/science.1105959.
- Jung, E., Shao, Y., Sakai, T. (2005) A study on the effects of convective transport on regional-scale Asian dust storms in 2002, Journal of Geophysical Research, 110(D20), 201, DOI: 10.1029/2005JD005808.
- Kalma, J.D., Speight, J.G., Wasson, R.J. (1988) Potential wind erosion in Australia: A continental perspective, International Journal of Climatology, 8(4), 411-428, DOI: 10.1002/ joc.3370080408.
- Kaplan, J.O. (2001) Geophysical applications of vegetation modeling, Ph.D. thesis, Lund University, Sweden.
- Kawamura, R. (1951) Study of sand movement by wind Translated, University of California, Berkeley, CA, Hydraulics Engineering Laboratory Report HEL 2.8.
- Kimura, R., Shinoda, M. (2010) Spatial distribution of threshold wind speeds for dust outbreaks in northeast Asia, Geomorphology, 114(3), 319-325, DOI: 10.1016/j.geo morph.2009.07.014.
- King, J., Nickling, W.G., Gillies, J.A. (2005) Representation of vegetation and other nonerodible elements in aeolian shear stress partitioning models for predicting transport threshold, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 110(F4), 15, DOI: 10.1029/2004JF000281.
- Kishcha, P., Alpert, P., Barkan, J., Kirchner, I., Machenhauer, B. (2003) Atmospheric response to Saharan dust deduced from ECMWF reanalysis (ERA) temperature increments, Tellus B, 55(4), 901-913, DOI: 10.3402/tellusb. v55i4.16380.
- Knorr, W., Heimann, M. (1995) Impact of drought stress and other factors on seasonal land biosphere CO₂ exchange studied through an atmospheric tracer transport model, Tellus B: Chemical and Physical Meteorology, 47(4), 471-489, DOI: 10.1034/j.1600-0889.47.issue4.7.x.
- Kok, J.F., Renno, N.O. (2007) Physically based numerical model of wind-blown sand suggests deficiencies in classical saltation theory, American Geophysical Union (AGU)

Fall Meeting Abstracts, San Francisco, CA, NG43A-01.

- Kok, J.F. (2011) A scaling theory for the size distribution of emitted dust aerosols suggests climate models underestimate the size of the global dust cycle, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 108(3), 1016-1021, DOI: 10.1073/pnas. 1014798108.
- Kok, J.F., Mahowald, N.M., Fratini, G., Gillies, J.A., Ishizuka, M., Leys, J.F., Mikami, M., Park, M.S., Park, S.U., Van Pelt, R.S. (2014a) An improved dust emission model - Part 1: Model description and comparison against measurements, Atmospheric Chemistry and Physics, 14(23), 13023-13041, DOI: 10.5194/acp-14-13023-2014.
- Kok, J.F., Albani, S., Mahowald, N.M., Ward, D.S. (2014b) An improved dust emission model - Part 2: Evaluation in the Community Earth System Model, with implications for the use of dust source functions, Atmospheric Chemistry and Physics, 14(23), 13043-13061, DOI: 10.5194/acp-14-13043-2014.
- Kok, J.F., Renno, N.O. (2009) A comprehensive numerical model of steady state saltation (COMSALT), Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 114(D17), 204, DOI: 10.1029/2009JD011702.
- Kok, J.F. (2010) An improved parameterization of wind-blown sand flux on Mars that includes the effect of hysteresis, Geophysical Research Letters, 37(L12), 202, DOI: 10.1029/2010GL043646.
- Kok, J.F. (2011) Does the size distribution of mineral dust aerosols depend on the wind speed at emission?, Atmospheric Chemistry and Physics, 11(19), 10149-10156, DOI: 10.5194/acpd-11-19995-2011.
- Kok, J.F., Parteli, E.J.R., Michaels, T.I., Karam, D.B. (2012) The physics of wind-blown sand and dust, Reports on Progress in Physics, 75(10), 106901, DOI: 10.1088/0034-4885/75/10/106901.
- Levin, Z., Ganor, E., Gladstein, V. (1996) The effects of desert particles coated with sulfate on rain formation in the eastern Mediterranean, Journal of Applied Meteorology, 35(9), 1511-1523, DOI: 10.1175/1520-0450(1996) 0352.0.CO;2.
- Liao, H., Seinfeld, J.H. (1998) Radiative forcing by mineral dust aerosols: sensitivity to key variables, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 103(D24), 31637-31645, DOI: 10.1029/1998JD200036.
- Loosmore, G.A., Hunt, J.R. (2000) Dust resuspension without saltation, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 105(D16), 20663-20671, DOI: 10.1029/2000JD900271.
- Lu, H., Shao, Y. (1999) A new model for dust emission by saltation bombardment. Journal of Geophysical Research,

167

104(D14), 16827-16842, DOI: 10.1029/1999JD900 169.

- MacKinnon, D.J., Clow, G.D., Tigges, R.K., Reynolds, R.L., Chavez Jr, P.S. (2004) Comparison of aerodynamically and model-derived roughness lengths (zo) over diverse surfaces, central Mojave Desert, California, USA, Geomorphology, 63(1-2), 103-113, DOI: 10.1016/j.geomorph. 2004.03.009.
- Mahowald, N., Kohfeld, K., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S.P., Printice, I.C., Schulz, M., Rodhe, H. (1999) Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments, Journal of Geophysical Research, 104, 15895-15916, DOI: 10.1029/1999JD900084.
- Marticorena, B., Bergametti, G. (1995) Modeling the atmospheric dust cycle. Part 1: Design of a soil-derived dust emission scheme, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 100(D8), 16415-16430, DOI: 10.1029/95JD 00690.
- Marticorena, B., Bergametti, G., Aumont, B. (1997) Modeling the atmospheric dust cycle. Part 2: Simulation of Saharan dust sources, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 102(D4), 4387-4404, DOI: 10.1029/96JD02964.
- Marticorena, B., Kardous, M., Bergametti, G., Callot, Y., Chazette, P., Khatteli, H., Le Hegarat-Mascle, S., Maille, M., Rajot, J.L., Vidal-Madjar, D. (2006) Surface and aerodynamic roughness in arid and semiarid areas and their relation to radar backscatter coefficient, Journal of Geophysical Research, 111, 03017, DOI: 10.1029/2006 JF000462.
- Martin, R.L., Kok, J.F. (2017) Wind-invariant saltation heights imply linear scaling of aeolian saltation flux with shear stress, Science Advances, 3(6), e1602569, DOI: 10.1126/sciadv. 1602569.
- Matthews, E. (1983) Global vegetation and land use: New highresolution data bases for climate studies, Journal of Climate and Applied Meteorology, 22(3), 474-487, DOI: 10.1175/1520-0450(1983)0222.0.CO;2.
- McEwan, I.K., Willetts, B.B. (1993) Adaptation of the near-surface wind to the development of sand transport, Journal of Fluid Mechanics, 252, 99-115, DOI: 10.1017/S0022 112093003684.
- Miller, R.L., Tegen, I., Perlwitz, J. (2004a) Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 109(D04), 203, DOI: 10.1029/2003JD004085.
- Miller, R.L., Perlwitz, J., Tegen, I. (2004b) Feedback upon dust emission by dust radiative forcing through the plan-

etary boundary layer, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 109(D24), 209, DOI: 10.1029/2004 JD004912.

- Miller, R.L., Cakmur, R.V., Perlwitz, J., Geogdzhayev, I.V., Ginoux, P., Koch, D., Kohfeld, K.E., Prigent, C., Ruedy, R., Schmidt, G.A. (2006) Mineral dust aerosols in the NASA Goddard Institute for Space Sciences ModelE atmospheric general circulation model, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D06), 208, DOI: 10.1029/ 2005JD005796.
- Morcrette, J.J., Boucher, O., Jones, L., Salmond, D., Bechtold, P., Beljaars, A., Benedetti, A., Bonet, A., Kaiser, J.W., Razinger, M. (2009) Aerosol analysis and forecast in the European Centre for medium-range weather forecasts integrated forecast system: Forward modeling, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 114(D06), 206, DOI: 10.1029/2008JD011235.
- Nalpanis, P., Hunt, J.C.R., Barrett, C.F. (1993) Saltating particles over flat beds, Journal of Fluid Mechanics, 251, 661-685, DOI: 10.1017/S0022112093003568.
- Nickling, W.G., Neuman, C.M. (2009) Aeolian sediment transport, Geomorphology of Desert Environments, Springer, New York, 517-555.
- Nickovic, S., Kallos, G., Papadopoulos, A., Kakaliagou, O. (2001) A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere, Journal of Geophysical Research, 106, 18113-18129, DOI: 10.1029/2000JD900794.
- Okin, G.S. (2005) Dependence of wind erosion and dust emission on surface heterogeneity: Stochastic modeling, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110(D11), 208, DOI: 10.1029/2004JD005288.
- Okin, G.S. (2008) A new model of wind erosion in the presence of vegetation, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 113(F02), S10, DOI: 10.1029/2007JF000758.
- Okin, G.S., Gillette, D.A. (2001) Distribution of vegetation in wind-dominated landscapes: Implications for wind erosion modeling and landscape processes, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 106(D9), 9673-9683, DOI: 10.1029/2001JD900052.
- Owen, P.R. (1964) Saltation of uniform grains in air, Journal of Fluid Mechanics, 20, 225-242, DOI: 10.1017/S002211 2064001173.
- Park, S.H., Gong, S.L., Zhao, T.L., Vet, R.J., Bouchet, V.S., Gong, W., Makar, P.A., Moran, M.D., Stroud, C., Zhang, J. (2007) Simulation of entrainment and transport of dust particles within North America in April 2001 ("Red Dust Episode"), Journal of Geophysical Research, 112(D20), 209, DOI: 10.1029/2007JD008443.
- Park, S.H., Gong, S.L., Gong, W., Makar, P.A., Moran, M.D., Stroud,

C.A., Zhang, J. (2009) Sensitivity of surface characteristics on the simulation of wind-blown dust source in North America, Atmospheric Environment, 43(19), 3122-3129, DOI: 10.1016/j.atmosenv.2009.02.064.

- Park, S.U., In, H.J. (2003) Parameterization of dust emission for the simulation of the yellow sand (Asian dust) event observed in March 2002 in Korea, Journal of Geophysical Research, 108(D19), 4618, DOI: 10.1029/2003JD 003484.
- Park, S.U., Lee, E.H. (2004) Parameterization of Asian dust (Hwangsa) particle-size distributions for use in dust emission models, Atmospheric Environment, 38, 2155-2162, DOI: 10.1016/j.atmosenv.2004.01.024.
- Park, S.U., Choe, A., Lee, E.H., Park, M.S., Song, X. (2010) The Asian dust aerosol model 2 (ADAM2) with the use of normalized difference vegetation index (NDVI) obtained from the Spot4/vegetation data, Theoretical and Applied Climatology, 101(1-2), 191-208, DOI: 10. 1007/s00704-009-0244-4.
- Park, Y.K., Park, S.H. (2010) Development of a new wind-blowndust emission module using comparative assessment of existing dust models, Particulate Science and Technology, 28(3), 267-286, DOI: 10.1029/2008 JD011236.
- Park, Y.K., Park, S.H. (2013) Estimation of threshold friction velocity using a physical parameterization over the Asian dust source region, Particulate Science and Technology, 31(2), 119-127, DOI: 10.1080/02726351.2012.669029.
- Pérez, C., Haustein, K., Janjic, Z., Jorba, O., Huneeus, N., Baldasano, J.M., Black, T., Basart, S., Nickovic, S., Miller, R.L. (2011) Atmospheric dust modeling from meso to global scales with the online NMMB/BSC-Dust model - Part 1: Model description, annual simulations and evaluation, Atmospheric Chemistry and Physics, 11(24), 13001-13027, DOI: 10.5194/acp-11-13001-2011.
- Pérez, C., Nickovic, S., Baldasano, J.M., Sicard, M., Rocadenbosch, F., Cachorro, V.E. (2006a) A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modeling, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D15), 214, DOI: 10.1029/2005JD006579.
- Pérez, C., Nickovic, S., Pejanovic, G., Baldasano, J.M., Özsoy, E. (2006b) Interactive dust-radiation modeling: A step to improve weather forecasts, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D16), 206, DOI: 10.1029/ 2005JD006717.
- Perlwitz, J., Tegen, I., Miller, R.L. (2001) Interactive soil dust aerosol model in the GISS GCM: 1. Sensitivity of the soil dust cycle to radiative properties of soil dust aero-

sols, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 106(D16), 18167-18192, DOI: 10.1029/2000JD900 668.

- Priesley, C.H.B. (1959) Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere, University of Chicago Press, Chicago.
- Prospero, J.M. (1999) Assessing the impact of advected African dust on air quality and health in the eastern United States, Human and Ecological Risk Assessment: An International Journal, 5(3), 471-479, DOI: 10.1080/108 070399.1999.10518872.
- Prospero, J.M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S.E., Gill, T.E. (2002) Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, Reviews of Geophysics, 40(1), 2-1-2-31, DOI: 10.1029/2000RG000095.
- Raupach, M.R. (1992) Drag and drag partition on rough surfaces, Boundary-Layer Meteorology, 60(4), 375-395, DOI: 10.1007/BF00155203.
- Raupach, M.R., Gillette, D.A., Leys, J.F. (1993) The effect of roughness elements on wind erosion thresholds, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 98(D2), 3023-3029, DOI: 10.1029/92JD01922.
- Rice, M.A., Willetts, B.B., McEwan, I.K. (1995) An experimental study of multiple grain-size ejecta produced by collisions of saltating grains with a flat bed, Sedimentology, 42(4), 695-706, DOI: 10.1111/j.1365-3091.1995.tb 00401.x.
- Rodriguez, S., Querol, X., Alastuey, A., Kallos, G., Kakaliagou, O. (2001) Saharan dust contributions to PM₁₀ and TSP levels in Southern and Eastern Spain, Atmospheric Environment, 35(14), 2433-2447, DOI: 10.1016/S1352-2310(00)00496-9.
- Rosenfeld, D., Rudich, Y., Lahav, R. (2001) Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 98(11), 5975-5980, DOI: 10.1073/pnas.101122798.
- Rossow, W.B., Garder, L.C., Lu, P.L., Walker, A. (1991) International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Documentation of Cloud Data, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, WMO/TD-266.
- Schmidt, G.A., Ruedy, R., Hansen, J.E., Aleinov, I., Bell, N., Bauer, M., Bauer, S., Cairns, B., Canuto, V., Cheng, Y. (2006) Present-day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in situ, satellite, and reanalysis data, Journal of Climate, 19(2), 153-192, DOI: 10.1175/ JCLI3612.1.
- Schwartz, J., Norris, G., Larson, T., Sheppard, L., Claiborne, C.,

Koenig, J. (1999) Episodes of high coarse particle concentrations are not associated with increased mortality, Environmental Health Perspectives, 107(5), 339-342, DOI: 10.1289/ehp.99107339.

- Shao, Y., Raupach, M.R., Findlater, P.A. (1993) Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 98(D7), 12719-12726, DOI: 10.1029/93JD00396.
- Shao, Y. (2001) A model for mineral dust emission, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 106(D17), 20239-20254, DOI: 10.1029/2001JD900171.
- Shao, Y. (2004) Simplification of a dust emission scheme and comparison with data, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 109(D10), 202, DOI: 10.1029/2003 JD004372.
- Shao, Y., Ishizuka, M., Mikami, M., Leys, J.F. (2011) Parameterization of size-resolved dust emission and validation with measurements, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 116 (D8), 203, DOI: 10.1029/2010JD 014527.
- Shao, Y., Raupach, M.R., Leys, J.F. (1996) A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, Australian Journal of Soil Research, 34, 309-342, DOI: 10.1071/SR9960309.
- Shao, Y., Lu, H. (2000) A simple expression for wind erosion threshold friction velocity, Journal of Geophysical Research,105, 22437-22443, DOI: 10.1029/2000JD 900304.
- Shea, D.J. (1986) Climatological atlas, 1950-1979: surface air temperature, precipitation, sea-level pressure, and seasurface temperature, Atmospheric Analysis and Prediction Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, NCAR/TN-269+STR (269).
- Sow, M., Alfaro, S.C., Rajot, J.L., Marticorena, B. (2009) Size resolved dust emission fluxes measured in Niger during 3 dust storms of the AMMA experiment, Atmospheric Chemistry and Physics, 9(12), 3881-3891, DOI: 10.5194/acp-9-3881-2009.
- Sullivan, R.C., Guazzotti, S.A., Sodeman, D.A., Prather, K.A. (2007) Direct observations of the atmospheric processing of Asian mineral dust, Atmospheric Chemistry and Physics, 7(5), 1213-1236, DOI: 10.5194/acp-7-1213-2007.
- Tegen, I., Lacis, A.A. (1996) Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 101(D14), 19237-19244, DOI: 10.1029/ 95JD03610.
- Tegen, I., Miller, R. (1998) A general circulation model study on the interannual variability of soil dust aerosol, Jour-

nal of Geophysical Research: Atmospheres, 103(D20), 25975-25995, DOI: 10.1029/98JD02345.

- Tegen, I., Harrison, S.P., Kohfeld, K., Prentice, I.C., Coe, M., Heimann, M. (2002) Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 107(D21), 4576, DOI: 10.1029/2001JD000963.
- Tegen, I., Fung, I. (1994) Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness, Journal of Geophysical Research, 99, 22897-22914, DOI: 10.1029/94JD01928.
- Todd, M.C., Karam, D.B., Cavazos, C., Bouet, C., Heinold, B., Baldasano, J.M., Cautenet, G., Koren, I., Perez, C., Solmon, F., Tegen, I., Tulet, P., Washington, R., Zakey, A. (2008)
 Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: An intercomparison of model performance over the Bodélé Depression, northern Chad, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 113(D24), 107, DOI: 10.1029/2008JD010476.
- Twohy, C.H., Kreidenweis, S.M., Eidhammer, T., Browell, E.V., Heymsfield, A.J., Bansemer, A.R., Anderson, B.E., Chen, G., Ismail, S., DeMott, P.J. (2009) Saharan dust particles nucleate droplets in eastern Atlantic clouds, Geophysical Research Letters, 36(L01), 807, DOI: 10.1029/2008GL035846.
- U.S. Environmental Protection Agency (US EPA) (1992) Global Ecosystem Database, Version 1.0 (on CD ROM) Documentation Manual, EPA Global Change Research Program-NOAA/NGDC Global Change Database Program, USDC, Boulder, Colorado.
- Ungar, J.E., Haff, P.K. (1987) Steady state saltation in air, Sedimentology, 34(2), 289-299, DOI: 10.1111/j.1365-3091.1987. tb00778.x.
- Uno, I., Wang, Z., Chiba, M., Chun, Y.S., Gong, S.L., Hara, Y., Jung, E., Lee, S.S., Liu, M., Mikami, M., Music, S., Nickovic, S., Satake, S., Shao, Y., Song, Z., Sugimoto, N., Tanaka, T., Westphal, D.L. (2006) Dust model intercomparison (DMIP) study over Asia: Overview, Journal of Geophysical Research, 111(D12), 213, DOI: 10.1029/2005 JD006575.
- Wang, Z., Ueda, H., Huang, M. (2000) A deflation module for use in modeling long-range transport of yellow sand over East Asia, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 105(D22), DOI: 10.1029/2000JD900 370.
- Webb, R.S., Rosenzweig, C.E., Levine, E.R. (1991) A Global Data Set of Soil Particle Size Properties, NASA TM-4286, 34.
- Werner, B.T. (1990) A steady-state model of wind-blown sand transport, The Journal of Geology, 98(1), 1-17, DOI:

10.2307/30068220.

- Westphal, D.L., Curtis, C.A., Liu, M., Walker, A.L. (2009) Operational aerosol and dust storm forecasting, WMO/GEO Expert Meeting on an International Sand and Dust Storm Warning System, IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 7(1), 012007, DOI: 10.1088/ 1755-1307/7/1/012007.
- Westphal, D.L., Toon, O.B., Carlson, T.N. (1987) A two-dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 92(D3), 3027-3049, DOI: 10.1029/JD092iD03p03027.
- White, B.R. (1979) Soil transport by wind on Mars, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B9), 4643-4651, DOI: 10.1029/JB084iB09p04643.
- Willetts, B.B., Rice, M.A. (1986) Collisions in aeolian saltation, Acta Mechanica, 63(1), 255-265, DOI: 10.1007/BF01182552.
- Wyatt, V.E., Nickling, W.G. (1997) Drag and shear stress partitioning in sparse desert creosote communities, Canadian Journal of Earth Sciences, 34(11), 1486-1498, DOI: 10. 1139/e17-121.
- Xi, X., Sokolik, I.N. (2015) Seasonal dynamics of threshold friction velocity and dust emission in Central Asia, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 120(4), 1536-1564, DOI: 10.1002/2014JD022471.
- Yin, D., Nickovic, S., Barbaris, B., Chandy, B., Sprigg, W.A. (2005) Modeling wind-blown desert dust in the southwestern United States for public health warning: A case study, Atmospheric Environment, 39(33), 6243-6254, DOI: 10.1016/j.atmosenv.2005.07.009.
- Yin, Y., Wurzler, S., Levin, Z., Reisin, T.G. (2002) Interactions of mineral dust particles and clouds: Effects on precipitation and cloud optical properties, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 107(D23), AAC 19-1-AAC 19-14, DOI: 10.1029/2001JD001544.
- Yoshioka, M., Mahowald, N.M., Conley, A.J., Collins, W.D., Fillmore, D.W., Zender, C.S., Coleman, D.B. (2007) Impact of desert dust radiative forcing on Sahel precipitation: Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes,

and greenhouse gas warming, Journal of Climate, 20(8), 1445-1467, DOI: 10.1175/JCLI4056.1.

- Zender, C.S., Bian, H., Newman, D. (2003a) Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 108(D14), AAC 8-1-AAC 8-19, DOI: 10.1029/2002JD002775.
- Zender, C.S., Newman, D., Torres, O. (2003b) Spatial heterogeneity in aeolian erodibility: Uniform, topographic, geomorphic, and hydrologic hypotheses, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 108(D17), AAC 2-1-AAC 2-15, DOI: 10.1029/2002JD003039.
- Zerefos, C.S., Kourtidis, K.A., Melas, D., Balis, D., Zanis, P., Katsaros, L., Mantis, H.T., Repapis, C., Isaksen, I., Sundet, J. (2002) Photochemical activity and solar ultraviolet radiation (PAUR) modulation factors: an overview of the project, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 107(D18), PAU 1-1-PAU 1-15, DOI: 10.1029/2000JD 000134.
- Zhao, C., Liu, X., Leung, R., Hagos, S. (2011) Radiative impact of mineral dust on monsoon precipitation variability over West Africa, Atmospheric Chemistry and Physics, 11(5), 1879-1893, DOI: 10.5194/acp-11-1879-2011.
- Zhao, T.L., Gong, S.L., Zhang, X.Y., Abdel-Mawgoud, A., Shao, Y.P. (2006) An assessment of dust emission schemes in modeling east Asian dust storms, Journal of Geophysical Research, 111(D05), S90, DOI: 10.1029/2004JD 005746.
- Zobler, L. (1986) A World Soil File for Global Climate Modeling, NASA TM-87802.

Authors Information

박성훈(순천대학교 환경공학과 교수) 이해주(순천대학교 환경공학과 박사과정) 김민영(순천대학교 환경공학과 박사 후 연구원) 171