

황사의 확산예측을 위한 기상정보의 시간해상도에 관한 수치연구

이 순 환 · 곽 은 영 · 류 찬 수 · 문 윤 섭*
조선대학교 아시아몬순·기후환경연구센터 · 안양대학교 환경공학과
(2004년 8월 9일 접수; 2004년 10월 11일 채택)

Numerical study on temporal resolution of meteorological information for prediction of Asian dust

Soon-Hwan Lee, Eun-Young Gwak, Chan-Su Ryu and Yun-Seob Moon*
Center for Asia Monsoon, Climate Environment Research, Chosun Univ., Gwangju 501-759, Korea
*Department of Environmental Engineering, Anyang Univ., Anyang 708-113, Korea
(Manuscript received 9 August, 2004; accepted 11 October, 2004)

In order to predict air pollution and Yellow-sand dispersion precisely, it is necessary to clarify the sensitivity of meteorological field input interval. Therefore numerical experiment by atmospheric dynamic model(RAMS) and atmospheric dispersion model(PDAS) was performed for evaluating the effect of temporal and spatial resolution of meteorological data on particle dispersion.

The results are as follows:

- 1) Base on the result of RAMS simulation, surface wind direction and speed can either synchronize upper wind or not. If surface wind and upper wind do not synchronize, precise prediction of Yellow-sand dispersion is strongly associated with upwelling process of sand of particle.
- 2) There is no significant discrepancy in distribution of particle under usage of difference temporal resolution of meteorological information at early time of simulation, but the difference of distribution of particles become large as time goes by.
- 3) There is little difference between calculated particles distributions in dispersion experiments with high temporal resolution of meteorological data. On the other hand, low resolution of meteorological data occur the quantitative difference of particle density and there is strong tendency to the quantitative difference.

Key Words : Yellow-sand, PAMS, PDAS, Spatial resolution

1. 서 론

황사(asian dust)는 중국 북부의 황토지대에서 바람에 의하여 하늘 높이 불려 올라간 모래먼지가 대기 중에 퍼졌다가 강하하는 현상 또는 모래먼지를 말한다. 황사의 발생지는 연 강수량이 200mm 이하의 건조지역인 몽고고원, 중국과 몽고의 국경부근의 고비사막 및 중국 북부의 황토고원으로 알려져 있다^{1,2)}.

이러한 황사는 자연적으로 발생하는 대표적인 오

염물질로 한번 발생되면 수백, 수천 킬로미터의 중·장거리로 이동하므로 국가간의 오염 확산이라는 측면에서 매우 중요하게 취급되어지고 있다. 동북아시아 지역은 전 세계적으로 경제발전 속도가 빠른 지역으로서, 이 지역에서 배출되는 이산화황의 양은 유럽지역과 같은 수준으로 알려져 있다³⁾. 또한 대규모적인 모래먼지의 이동현상인 황사는 대기를 혼탁하게 함으로써 시정장애를 가져오고, 태양에너지의 감소 이외에 모래먼지로 인한 정밀기계의 손상, 호흡기 질환 및 안질환 등의 피해를 준다. 황사가 나타난 날의 경우, 전체적인 시정의 악화가 나타나며, 부유입자의 증대로 인간의 호흡기 등 각종 질병이 발생한다.

한편, 한반도 주변지역은 대기오염물질 배출량이 많아 이에 따른 대기 오염물질의 장거리 이동 가능

Corresponding Author : Lee Soon Hwan, Center for Asia Monsoon, Climate Environment Research, Chosun Univ., Gwangju 501-759, Korea
Phone : +82-62-230-7714
E-mail : leesh@chosun.ac.kr

성은 매우 높다^{4~6)}. 따라서 중국등 황사 발원지의 풍하층에 위치한 우리나라에서는 장기적이고 지속적인 연구가 필요하다.

지금까지의 황사연구는 주로 침적량의 추정에 주안점을 두고 실시되어져 왔다. 정관영과 박순웅은 발원지에서 먼지보라의 발생, 상승, 이동, 그리고 침적과정이 포함된 체계적인 분진 모형을 개발하고, 이를 실제의 사례에 적용하여 황사의 정성적·정량적인 예측 가능성을 조사하였으며, 한반도에서 관측되는 황사의 수치모의 예측 가능성을 확인하였을 뿐만 아니라, 동아시아에서 발생하는 황사를 수치모의하여 그발원지와 한반도에 도달하는 황사의 양을 정량적으로 추정하고, 한반도에 침적되는 양을 계산하였다⁷⁾. 전종갑은 에어로졸이나 대기오염물질이 우리나라에 영향을 줄 가능성을 조사하기 위해 상층 대기 순환의 특징을 밝힘으로서 중국 대륙에서 배출된 오염물질이 한반도에 어떻게 수송되는 지를 조사하였다⁸⁾. 전종갑등은 우리나라에서 관측된 황사현상의 사례분석을 통하여 지속시간이 길고 장거리 수송경로를 가지는 황사현상의 특징을 조사하였다⁹⁾.

한편, 한반도의 경우 복잡한 지형분포를 하고 있어서 황사입자의 침적량 분포를 정확히 추정하는데 어려움이 있다¹⁰⁾. 이런 황사 입자의 침적량 예측연구에 기초적으로 사용되어지는 자료가 3차원의 바람장 예측자료이다. 지금까지의 황사 입자의 대기확산연구에 사용되는 바람자료는 한 지점의 관측치를 그 지역의 대표치로 간주하여 사용하거나, 지구 규모의 바람장을 내·외삽하여 사용하여 왔다.

최근에는 대기역학모형과 확산모형의 동역학적 결합을 통하여 오염입자 및 황사의 확산을 예측하고 있다¹¹⁾. 이러한 역학과정에 해안지역과 복잡한 산악의 지형적인 특성을 고려함으로 확산예보에 사용되는 기상장의 정확성을 높였다^{12,13)}. 그러나 대기역학모형과 확산모형의 동역학적인 결합은 대기역학모형의 계산부하가 확산모형 자체의 계산부하보다 현저하게 크기 때문에 효율적인 확산예측에 많은 어려움이 있다. 따라서 대기역학모형에서 예측되어진 고해상도의 3차원 바람장을 일정한 시간 간격을 두고, 확산모형에 제공하고, 제공된 바람장 자료를 독립적인 확산모형의 입력자료로 취급하여 확산장을 계산하여, 부유입자 및 오염물질의 침적량을 예측하는 것이 일반적이다.

그러나 이때 제공되어지는 기상정보의 시간 분해능과 공간 분해능이 중요한 인자의 하나로 작용한다. 기존의 연구들은 주로 일정 시간간격으로 제공된 관측치 또는 일반적인 기상학적 대표치를 역학적인 검증 없이 확산모형에 사용해 왔다. 이는 제공되어지는 기상정보가 제한적이어서 다양한 시간분

해능에 대한 연구가 실시되기 어려운 면이 있었다. 그러나 현재는 기상학적인 요소를 제공해주는 기상모형의 발달로 인하여 다양한 시간분해능 기상자료의 도입이 가능하다.

그러므로 본 연구에서는 3차원 대기 유동장 예측모형을 이용하여 기상장을 계산하고, 생산된 기상정보를 다양한 시간분해능으로 대기확산 예측모형과 결합하였다. 이를 통해서 확산모형의 계산에 타당한 바람장의 시간분해능을 유추하고, 입력되는 기상자료의 시간분해능의 차이가 확산과 침적에 미치는 영향을 조사하였다.

2. 수치모형

2.1. 대기 역학 모형

본 연구에서 기상장 산출을 위한 기상역학모형으로 CSU-RAMS(Regional Atmospheric Modeling System) 모형을 사용하였다. 이 모형은 미국 Colorado 주립대학에서 개발한 비정역학 대기유체 예보모형으로 비정수 레이놀드 평균된 원시방정식으로 구성되어 있다.

RAMS 모형은 다중규모 격자모형의 동시 수행이 가능하고, 4DDA(4차원 자료동화)가 되며 강수, 경계층, 복사, 적은 대류 등 다양한 물리과정을 포함한다.

그리고 지형의 굴곡을 따르는 지형준거좌표계(σ_z)를 사용하는 Hybrid 좌표계를 이용한다. RAMS 모형은 중규모 순환장 예측에 적합하여 주로 사용되며, 동아시아 규모의 meso a에서 v규모의 대기역학현상에서 적용되고 있다.

지배방정식은 다음과 같다.

운동방정식

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + f v \\ & + \frac{\partial}{\partial x} (K_m \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_m \frac{\partial u}{\partial y}) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial u}{\partial z}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - f u \\ & + \frac{\partial}{\partial x} (K_m \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_m \frac{\partial v}{\partial y}) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial v}{\partial z}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} = & -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta_v'}{\theta_0} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} (K_m \frac{\partial w}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_m \frac{\partial w}{\partial y}) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial w}{\partial z}) \end{aligned} \quad (1)$$

열역학방정식;

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_{ii}}{\partial t} = & -u \frac{\partial \theta_{ii}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{ii}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{ii}}{\partial z} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} (K_h \frac{\partial \theta_{ii}}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_h \frac{\partial \theta_{ii}}{\partial y}) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial \theta_{ii}}{\partial z}) + (-\frac{\partial \theta_{ii}}{\partial t})_{rad} \end{aligned} \quad (2)$$

비습방정식;

$$\begin{aligned} \frac{\partial r_n}{\partial t} = & -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} (K_h \frac{\partial r_n}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_h \frac{\partial r_n}{\partial y}) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial r_n}{\partial z}) \end{aligned} \quad (3)$$

연속방정식;

$$\begin{aligned} \frac{\partial \pi'}{\partial t} = & -\frac{R p_i}{c_v \rho_o \theta_o} \left(\frac{\partial \rho_o \theta_o u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_o \theta_o v}{\partial y} \right. \\ & \left. + \frac{\partial \rho_o \theta_o w}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

여기에 u, v, w 는 x, y, z 방향의 속도성분, f 는 코리올리파라메타, K_m, K_h 는 각각 운동량과 열에 대한 와점성계수, $\theta_{i,j}$ 는 ice-liquid water에 대한 온도, r_n 은 혼합비, ρ 는 밀도, π_o 는 Exner function의 평균, π' 은 exner function의 섭동, p 는 기압을 나타낸다.

난류운동에너지는 지표면의 운동량과 열과 수분의 혼합에너지 나타내는 것으로 수평격자가 클 경우에는 Mellor and Yamada의 방법, 수평격자가 작을 경우는 Deardorff의 방법을 사용한다^{14,15)}. 본 연구에서는 Yamada-Mellor 2.5 level 법을 개량한 Helfand and Labaga의 방법을 사용하였다¹⁶⁾. 이것은 발달중에 있는 난류의 계산을 수정 보완한 것이다. 지표면 모수화는 Louis와 Tremback and Kessler의 모형을 사용하였다^{17,18)}.

2.2. 확산모형

본 연구에서 사용한 이류확산모형 PDAS (Particle Dispersion Analysis System)는 라그랑지안 입자모형의 일종인 임의 확산모형(Random Walk Model)을 사용하였다¹²⁾. 그리고 경계층에서 산성강하물질은 건성침적에 의하여 제거되며, 습성침적의 경우 단순한 강수량에 의한 비례로서 계산되고 있다. 이 모형은 다수의 입자방출을 통해 대기상태에 따른 입자의 이류, 확산을 계산하고 침적과정을 고려하여 오염농도를 예측하는 임의 확산모형은 오일러 방식보다 수평분해능이 높다¹²⁾.

본 논문에서는 높은 농도계산보다는 3차원적인 입자의 운동형태를 보는데 중점을 두었기 때문에,

임의 확산 모형이 가지고 있는 통계적인 오차 발생의 문제점을 무시할 수 있다.

농도의 이류 확산 방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} = & -u \frac{\partial C}{\partial x} - v \frac{\partial C}{\partial y} - w \frac{\partial C}{\partial z} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} (K_{x,m} \frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_{y,m} \frac{\partial C}{\partial y}) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} (K_{z,m} \frac{\partial C}{\partial z}) \end{aligned} \quad (5)$$

여기서 C 는 모형의 농도, u 와 v 는 대기 역학 모형에서 계산된 수평 풍속, w 는 연직 풍속, $K_{x,m}, K_{y,m}$ 는 각각 동서방향 및 남북방향의 수평확산계수, $K_{z,m}$ 는 연직방향의 확산계수를 나타낸다.

각 입자에 관한 이류항은

$$\begin{aligned} X_{i+1} &= X_i + u \Delta t + D_x, \\ Y_{i+1} &= Y_i + v \Delta t + D_y, \\ Z_{i+1} &= Z_i + w \Delta t + D_z. \end{aligned} \quad (6)$$

위의 식의 오른쪽 두 번째 항들은 각각 평균류에 의한 이류를 나타내며, D_x, D_y, D_z 는 각각 x, y, z 방향의 입자 난류확산을 의미한다.

입자의 난류확산은 다음의 식으로 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} D_x &= \sqrt{2 \Delta t K_{x,m}} \cdot R_n, \\ D_y &= \sqrt{2 \Delta t K_{y,m}} \cdot R_n, \\ D_z &= \sqrt{2 \Delta t K_{z,m}} \cdot R_n. \end{aligned} \quad (7)$$

여기서 R_n 은 표준편차 1의 난수이고, $K_{m,x}, K_{y,m}, K_{z,m}$ 은 각각 x, y, z 방향의 입자 확산 계수를 나타낸다. 본 연구에서는 $K_{x,m}, K_{y,m}$ 에 대한 수평확산은 일정하다고 가정하였다. 그러나, 일반적으로 수치적인 발산을 방지하기 위해서 확산계수는 모델의 격자크기에 의존한다. 따라서 본 연구에서는 수평확산계수는 아래의 식에 나타낸 Gifford의 식을 사용하였다.

$$K_h = (1/2) (d\sigma^2/dt)$$

여기서 σ 는 Gifford의 장거리 확산식에 대한 수평확산폭을 의미하며, 이것은 모델 격자크기에 의존한다.

확산계수가 일정하고 입자의 수가 많으면, 시간이 충분히 경과한 다음의 입자 분포는 해석해와 일치한다고 볼 수 있다. 그러나 위의 식 (7)에서 $K_{z,m}$ 에 연직기울기가 없는 경우, 이론적인 농도의 연직기울기가 없음에도 불구하고, 실제 입자의 확산은 일어

난다. 이것은 모형의 적분 간격을 짧게 하여도 발생한다. 이러한 현상을 보정하기 위하여 고도에 따른 선형적인 $K_{z,m}$ 의 보정항을 이용하였다.

$t+\Delta t$ 일 때, 입자의 위치는 다음의 식으로 나타낼 수 있다.

먼저 추정값(Z_{gu})을 아래의 식으로 정의한다.

$$Z_{gu} = Z(t) \pm \sqrt{2\Delta t K_{z,m}(Z)}$$

여기서 $Z(t)$ 는 임의의 시간에서 입자고도를 나타낸다.

이를 이용한 시간변에 따른 입자의 고도는 다음의 식과 같다.

$$Z(t+\Delta t) = Z(t) \pm \sqrt{2\Delta t K_{z,m}(Z_{gu})}$$

이 방법에서 Δt 를 충분히 작게 하면, 고도에 따른 $K_{z,m}$ 의 비선형성에 의한 오차를 줄일 수 있다. 대기 경계층에서의 확산항을 위의 방식을 이용하여 계산할 수 있다.

연직확산항의 시간적분은 Matsuno 차분을 이용하여 비선형성을 보정하였다. Ekman층은 난류에 의한 연직확산은 거의 없다는 가정에 의하여 경계층 이상의 고도에서는 이류항과 수평확산에 의해 입자의 이동이 결정된다. 이류항은 Runge-Kunta법의 2차정도로 계산하였다.

본 논문에서는 오염입자의 대기 중의 이동을 해석하는 것이 주목적임으로 침적과정은 무시하였다.

3. 수치실험설계

황사발원지는 중국과 몽고의 사막지대, 타클라마

칸, 바다인자단, 텐겔, 오르도스, 고비사막지역, 만주 및 황하 중류의 황토지대이다.

이 가운데 만주에서 발원하는 경우는 드물고, 타클라마칸사막은 한반도로부터 멀리 떨어져 있어 우리나라에 영향을 주는 황사는 대부분 중국의 신장과 황하 상류지역, 몽고와 중국의 경계에 걸친 넓은 건조 지역에서 발생한 것이다. 그러므로 본 연구에 사용된 대기역학모형(RAMS)의 계산영역은 일반적인 황사발생지역인 고비사막과 타클라마칸 사막을 포함한 동아시아 영역으로 하였다.

Fig. 1은 대기모형 계산영역의 지형을 나타낸 것이다. 한반도의 서쪽에 높이 5km정도의 히말라야산맥과 티벳고원이 자리하고 있으며, 동쪽은 태평양을 면하고 있다. 따라서 아시아지역의 바람장은 편서풍으로 유입구에 위치한 티벳고원 등에 많은 영향을 받고 있다.

연구기간은 중국에서 대규모 황사가 관측된 2002년 3월 12일을 시작으로 10일간으로 하였다.

대기역학모형의 격자수는 수평방향으로 90×90 이고, 수평격자간격은 $\Delta x = \Delta y = 40\text{km}$ 이다. 모형의 영역은 경도 $103.221^\circ \sim 146.307^\circ\text{E}$ 이고, 위도 $22.085^\circ \sim 52.466^\circ\text{N}$ 영역이다(Fig. 1). 연직격자는 지표면의 현열, 잠열, 수증기플럭스를 잘 반영하고, 지표면 근처에서 이들 플럭스가 급격히 변화하기 때문에 플럭스의 정확한 산정을 위하여 지표면이 조밀하고 상층으로 갈수록 격자간격이 커지는 부등격자를 적용하였다.

대기역학모형의 초기조건은 미국 NCEP에서 제공되는 NCEP/NCAR의 재해석 자료($2.5^\circ \times 2.5^\circ$)를 사용하였고, 중력파와 음파는 일반적인 기상현상과 상

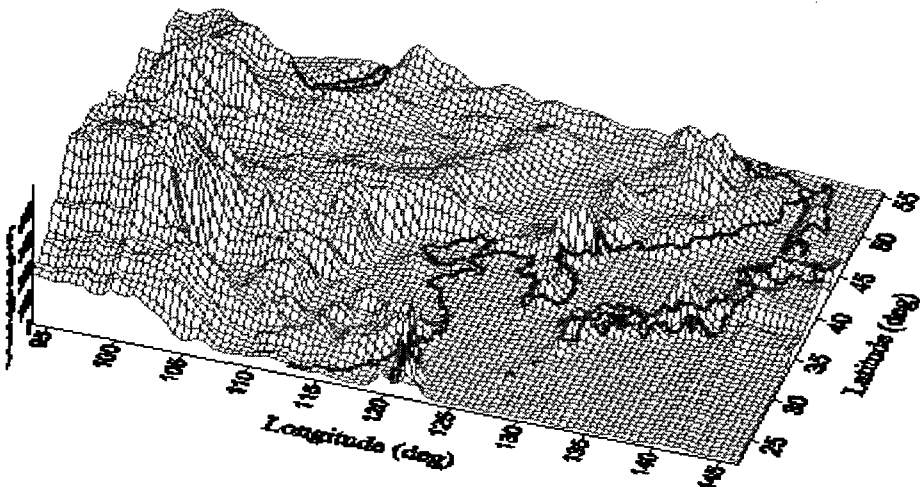


Fig. 1. Topography of model domain used in RAMS and PDAS simulations.

관없는 소음에 불과하지만, 매우 속도가 빠르고 경계층에 의한 반사도가 크기 때문에 이를 제거하기 위하여 경계조건으로 wave radiation을 사용하였다. 상층경계 역시 중력파의 상방반사를 방지하기 위하여 Klemp-Durran형의 경계조건을 적용하였다.

확산모형(PDAS)의 계산영역은 전술한 RAMS의 계산영역과 일치시켰다. PDAS의 경우, RAMS에 비하여 계산부하가 작기 때문에 공간분해능을 크게 할 수 있으나, 바람장 정보의 정확성을 확보하기 위하여 동일한 격자간격을 적용하였다.

입자방출조건은 황사의 이동예측에서 중요한 부분을 차지한다. 일반적으로 황사가 발생하기 위한 조건으로 고온 건조한 기후를 들 수 있는데, 황토먼지가 생겼다고 무조건 황사현상이 발생하는 것은 아니다. 우선 토양이 메마르면서 먼지가 많이 발생해야 하고, 동시에, 발생한 먼지가 공기 중으로 올라갈 수 있도록 지표면과 공기 사이의 온도차가 커져 대기가 불안정해야 한다. 즉, 강한 햇빛이 비추어야 한다. 또한, 이 먼지를 이동시킬 수 있는 강한 바람이 있어야 한다. 강풍이 불면 모래먼지는 움직이거나 구르다가 조금씩 떠오른다. 햇빛이 지표면을 강하게 가열한 상태이면 대류가 생겨 모래먼지가 부력을 받아 공중에 떠오르게 된다. 이때 상공에 강한 바람이 불면 부유된 모래먼지가 우리나라 쪽으로 멀리 날아올 수 있게 된다. 이처럼 강풍이 불게 되는 때는 주로 강한 상승기류(저기압)가 황토지대를 통과할 때이다. 그러나 본 연구는 지표면의 황사입자를 상승시키는 모듈이 포함되어 있지 않다. 본 연구에서는 지표면에서부터 고도 1km까지 동일한 농도의 입자방출을 가정하였다. 입자방출은 2002년 3월 18일 0900LST에 107°E, 38°N에서 총 30,000개의 입자를 방출했다.

Fig. 2는 본 연구의 계산 흐름도를 나타낸 것이

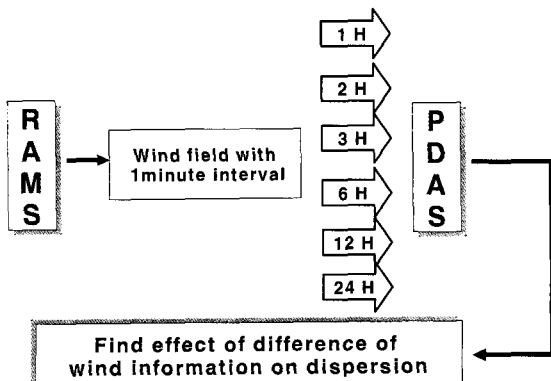


Fig. 2. Simulation flow chart coupled with RAMS and PDAS.

다. 먼저 초기자료, NCEP-재해석 자료를 이용하여 RAMS를 구동시켜서, 대상영역의 3차원 바람장과 온도장을 계산한다. 이때 바람장 및 온도장의 출력 시간분해능은 RAMS의 적분간격과 같으며, 본 연구에서는 60초로 설정하였다. 산출된 기상 자료는 확산모형의 입력자료로 사용되어진다. 이때 기상자료의 입력 시간간격을 1시간, 2시간, 3시간, 6시간, 12시간 및 24시간의 6가지 경우에 대하여 PDAS 수치실험을 실시하였다. 그리고 이들 6가지 확산실험에서 나온 입자의 분포를 비교분석하여, 확산모형에 입력된 기상변수의 시간분해능이 확산에 미치는 영향을 조사하였다.

4. 결과

4.1. 황사발생시의 바람장

확산계산에서 가장 중요한 요소 중의 하나인 입력 바람장을 분석하였다. 확산계산에 사용되는 입력 바람장은 RAMS에 의해서 계산된다. Fig. 3은 RAMS에서 계산된 2002년 3월 18일 09LST 지상의 바람장과 2500m의 고층 바람장이다.

전체적으로 지표와 상층에 관계없이 편서풍의 영향을 받고 있다. 그러나 한반도와 일본의 경우, 남쪽에서 유입되는 바람이 주성분이 된다. 이것은 일본의 중앙에 위치한 고기압성 흐름에 의해서 생성된 것이다. 그래서 한반도 주변의 경우, 일본에 위치한 고기압성 흐름과 티베트고원을 넘어오는 서풍계열이 만나서 한반도로 유입되는 것을 알 수 있다.

지상과 고층의 차이는 그리 크지 않으나, 45°N 부근 바람장의 풍향에 차이가 나타난다. 지상의 경우 남서풍인데 반하여, 고층의 경우 서풍 성향이 강하게 나타난다. 이것은 지상의 경우 마찰과 티베트고원을 북으로 돌아 나오는 바람의 성분이 강하기 때문이다. 반면 고층의 경우 티베트고원에 막혀 돌아 나오는 성분도 존재하지만, 그것보다 티베트고원을 넘어서 오는 바람성분이 강해졌다는 것을 의미한다. 이것은 티베트고원 바로 후면(105°E, 30°N)의 흐름을 보면 알 수 있다. 지상의 바람장은 강한 후류가 발생하는 반면, 고층의 바람은 지상과 같이 강한 후류는 발생하지 않는다. 또한, 베이징부근(115°E, 30°N)의 수렴성에서도 두 바람장의 차이를 볼 수 있다. 지표면의 바람이 전체적인 수렴성이 강하다. 그러므로 지표면의 바람장은 지형과 마찰의 영향을 강하게 받아 복잡한 형태의 바람이 형성된다. 그러나 상대적으로 마찰이 작은 상공의 경우 지형의 영향을 덜 받으며, 일반적인 역학법칙을 잘 따르고 있다.

Fig. 4은 2002년 3월 20일 09LST의 계산된 지상과 2500m 높이의 바람장이다. 전체적으로 풍속이 강해졌고, 18일 일본 상공에 존재하던 고기압성 흐름의

중심이 태평양상으로 빠져나가 강한 서남서 기류가 동아시아 전체를 덮고 있다. 지상과 고층의 차이가 3월 18일(Fig. 3)보다는 덜해지면서 전체적으로 큰 차이가 없다. 이것은 강한 바람에 의해서 마찰에 의한

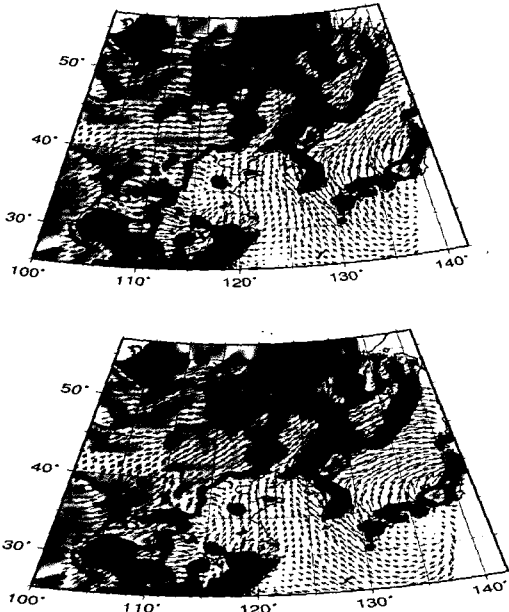


Fig. 3. Calculated Wind field at surface(up), 2500m (down) high in 09LST 18 March 2002. Gray color means topography.

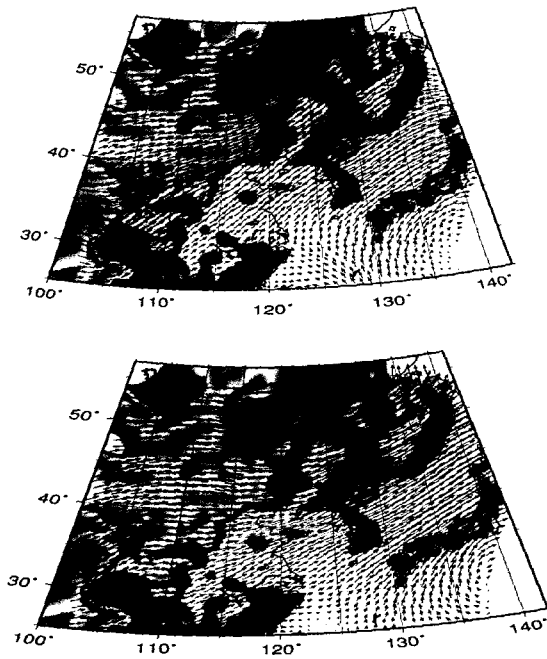


Fig. 4. Same as Fig. 3 but for 09LST 20 March 2002.

차이가 나타나지 않는 것으로 해석 할 수 있다.

따라서 RAMS에 의해서 계산된 바람장은 하층과 상층의 차이가 발생할 수도 있고, 거의 유사하게 동조될 수도 있다. 만약 18일에 황사 발생을 가정한다면, 황사가 수직상승하여 도달하는 고도가 황사이동 예측에 중요한 역할을 한다고 결론지을 수 있다. 반면 Fig. 4의 경우, 전체적으로 바람이 강하고, 지상과 상층 간의 바람장의 차이가 크지 않을 경우, 황사가 이동하는 고도는 황사예측에 큰 영향을 미치지 않을 것으로 예상된다.

4.2. 황사입자의 수직분포

황사예보에서는 황사의 초기 상승고도가 정확히 예보되어야한다. 왜냐하면, 대기권은 높이에 따라 바람장의 방향과 강도가 다르기 때문이다. 그러므로 정확한 황사예보를 위해서는 황사의 상승예측 모델이 필요하다. 그러나 본 연구는 황사의 침적에 중점을 둔 연구가 아니기 때문에 정확한 방출상승모형을 이용하지 않고, 초기 황사를 지표면에서 1km까지 균등하게 방출하였다.

Fig. 5는 이류확산모형에서 확산된 입자의 방출 후, 12시간, 24시간, 36시간, 48시간, 60시간, 72시간 후의 수직분포를 나타낸 것이다. 단면은 북위 35°이다. 그림 하단의 실선은 지형을 나타낸다. 그리고 모형의 하단에서 바라본 모습으로 모든 입자를 나타낸 것이다.

먼저, 방출 후 12시간 후에 고도 1km까지 입자가 균등하게 분포를 하고 있으며, 1km부근 입자의 이류가 시작되었음을 알 수 있다.

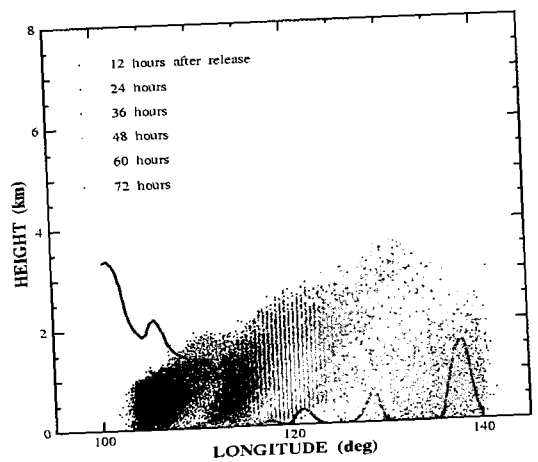


Fig. 5. Variation of vertical distribution of particles. Black, red, blue, green, yellow, and pink indicate the particle at 12,24,36,48,60 and 72 hours after release, respectively. Thick solid line is topography of vertical cross section at 35° N.

중국 고비사막 부근에서 방출된 입자는 0km에서 약 4km까지 부유되는 것을 볼 수 있다. 24시간 후, 상층의 입자는 급격히 이동을 해가는 반면, 하층의 입자는 상층과 같이 빠른 이동을 볼 수 없다. 또한, 입자의 수평이동과 더불어 연직방향으로도 급격히 이류 확산이 되어, 입자가 1.9km의 고도까지 상승한다.

방출 후 36시간이 되어서야 마침내 지상부근에서 본격적인 이류확산이 일어난다. 이것은 하층과 1km 고도의 바람장의 차이에 기인한다. 즉 하층은 마찰에 의하여 풍속이 약한 반면, 상층의 경우 마찰이 감소하여 풍속이 강하다. 이에 따라 입자의 이류정도가 커지는 것이다.

방출 후 48시간이 되어서 최초 방출된 모든 입자가 이류를 시작하고, 높이 역시 최고 3.85km에 도달한다. 이후 매우 미약하지만 고도는 일정하게 유지하거나 약간 낮아지는 것으로 보인다. 방출 후 60시간이 되면, 풍하층에 고르게 분포하게 된다. 그러나 지표면에 포획되어진 입자도 존재한다. 이것은 침적되어진 입자로 볼 수 있다. 본 연구에서는 침적으로 고려하지 않으므로 최하층에 입자가 존재할 수 없다. 그러나 최하층의 경우, 마찰에 의하여 풍속이 매우 작으므로 이류에 의한 이동보다는 확산에 의하여 이동한다. 확산에 의한 입자의 이동은 한계를 가지고 있으므로 지표면에 침적되어진 것처럼 나타난다.

4.3. 기상장 입력시간 간격에 따른 농도분포

기상장정보가 확산예측에 매우 중요한 요소이다. 이러한 입력기상장의 시간해상도가 확산에 미치는 영향을 보기 위하여, 기상장 자료의 입력 시간간격을 다르게 두었을 때, 확산된 입자의 분포 특성을 분석하였다.

Fig. 6a, 6b, 6c는 확산모형에서 사용된 기상장의 입력시간 간격을 1시간, 3시간, 12시간으로 설정하고 방출 후 12시간 경과했을 때, 황사입자의 수밀도 분포를 나타낸 것이다. 그림에 나타난 단위는 수밀도로써, 단위면적에 포함되어 있는 입자의 수를 나타낸 것이다. 그리고 단위적당 입자수가 10개 미만인 경우 통계오차를 포함할 개연성이 있으므로 그림상에는 표현하지 않았다.

세 가지경우의 농도분포는 큰 차이가 없다. 이것은 이들에 작용하는 기상장, 특히 바람장에 큰 차이가 없다는 것을 의미한다. 즉 전체적으로 황사이동에 적용되는 두 가지 요소인 이류와 확산 가운데 확산항이 주요하게 작용한다는 의미이다. 실제 이론상으로 풍속이 일정 이상이 되면 이류항은 확산항에 비하여 수십배 이상 크게 나타나며, 지표 가까운 곳을 제외하고는 이류가 지배적으로 작용을 한다. 그러나 방출 후 일정 시간 동안은 이류보다는 확산이

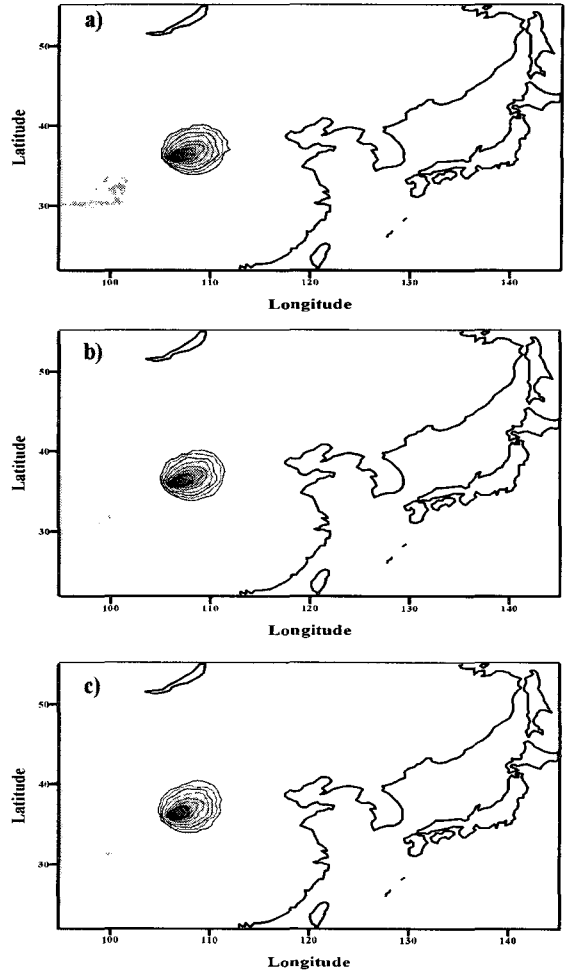


Fig. 6. Particle number density at 12 hours after release. Wind data are inserted a) 1, b) 3, and c) 12 hour interval, respectively. Interval of contour lines is 20 particles increase from 10 per unit area.

강하게 작용하여, 바람장 차이에 의한 입자분포의 차이를 볼 수 없다.

Fig. 7a, 7b, 7c는 1시간, 3시간, 12시간 간격의 바람장 자료를 제공했을 때 24시간 후의 황사입자의 확산 분포 차이이다. 24시간 후의 확산분포도 역시 차이가 크지 않고, 분포 영역도 비슷하다. 그러나 농도분포는, 1시간 간격으로 기상장이 입력된 경우는 농도가 높은 영역이 남북으로 분포하고 영역이 넓은 반면, 12시간 간격으로 기상장을 입력한 경우, 고농도 영역이 동서방향으로 길고 좁게 나타난다. 이것은 방출 후 12시간 때의 입자 분포는 확산에 의한 입자이동이 중요하였고, 24시간의 경우 이류의 영향이 입자 이동에 나타나기 시작하였다. 즉 바람장의 차이가 입자분포에 영향을 미치기 시작했음을 의미

한다.

Fig. 8a, 8b, 8c는 같은 실험에서 방출 후 72시간 후의 입자 분포를 나타낸 것이다. 전체적인 분포 면에서 입력 시간간격에 따른 입자분포의 차이가 크게 나고 있음을 알 수 있다.

1시간과 3시간의 기상장 입력간격을 이용하여 계산한 입자분포는 고농도가 중국 산둥반도, 블라디보스톡 남부와 북서부 등 3곳에서 나타난다. 그러나 12시간 간격으로 바람장 자료를 제공한 경우, 블라디보스톡 북서부의 고농도는 나타나지 않는다. 그리고 양적인 측면에서도 차이가 많이 나타난다. 따라서 입력바람장의 시간분해능의 차이에 의해 농도분포의 차이가 발생하였다고 볼 수 있다.

4.4. 기상장과 확산장의 관계

기상정보의 시간분해능에 따른 확산의 차이를 확인하기 위하여, 기상장 입력시간간격을 각각 1시간, 3시간, 6시간, 12시간으로 설정하고, 각각 PDAS에

서 계산된 입자 방출 24시간 후와 48시간 후에 수밀도분포의 차를 구하였다. 이를 통하여 기상장의 변화와 확산장의 변화 경향성을 알 수 있다.

Fig. 9a와 9b는 각각 입력기상장의 시간 간격이 1시간과 3시간일 때 계산된 입자 수밀도의 차를 나타낸 것이다. 여기에서 사용한 최소 수밀도는 $2\text{개}/\text{km}^2$ 이다. 푸른색과 붉은색은 각각 수밀도의 차이가 양과 음의 값을 나타낸다. Fig. 9a는 입자 방출 후 24시, Fig. 9b는 입자 방출 후 48시간의 차이를 보여준다. 전체적으로 밀도 분포의 차이는 크지 않고 특별한 경향성 역시 나타나지 않는다. 그러나 방출 후 48시간일 때, 수밀도의 차이가 나타나는 면적이 확대되었으나, 차이는 그렇게 크지 않다. 그리고 미약하지만 남동-북서축을 중심으로 다른 경향성을 나타낸다. 축의 북서방향은 1시간 입력자료에서 계산된 입자의 농도가 3시간 기상자료입력에 의해서 계산된 양보다 크고, 축의 남동방향은 반대의 경향성

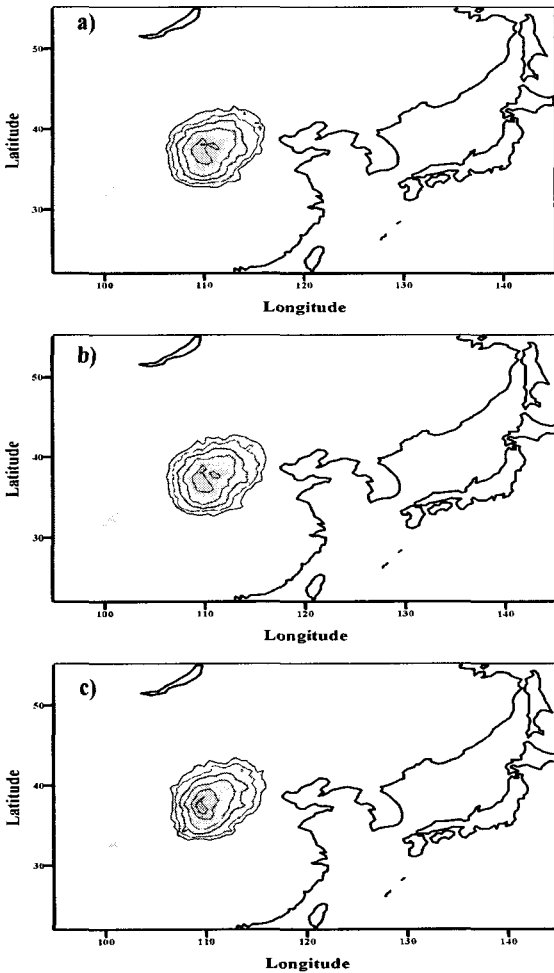


Fig. 7. Same as Fig. 6 but for 24 hours after release.

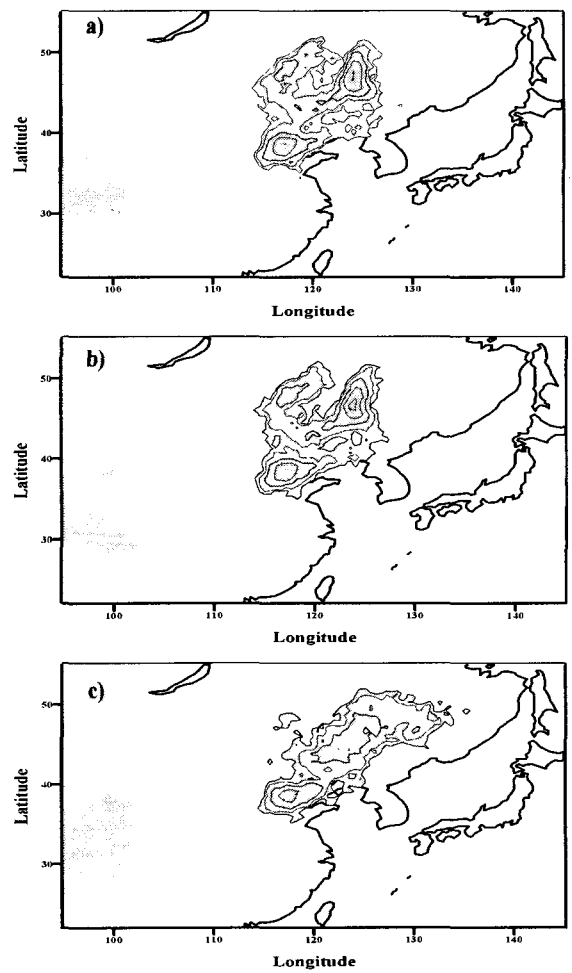


Fig. 8. Same as Fig. 6 but for 72 hours after release.

을 나타낸다.

Fig. 10a와 10b는 입력기상장이 각각 1시간과 6시간의 자료를 이용하여, 입자 방출 후 각각 24시간과 48시간이 경과한 후의 입자 밀도의 차를 그린 것이다. 24시간 후의 밀도차는 Fig. 9a와 마찬가지로의 영역을 나타내고 있으나, 양적인 면에서 차이가 증가 하였다. Fig. 9a에서는 나타나지 않았던 남동-북서 대칭축을 중심으로 한 경향성이 Fig. 10a에서 약하게 나타나고 있다. 그리고 48시간 후의 경우, 두 실험의 입자 밀도 차이는 더 커졌으며, 남동-북서 대칭축을 중심으로 한 경향성이 더욱 강화되어 뚜렷해졌다.

Fig. 11a와 11b는 입력 기상장이 각각 1시간과 12시간의 자료를 이용하여 입자 방출 후 각각 24시간과 48시간이 경과한 후에 입자 밀도의 차를 그린 것이다. 24시간 경과후의 밀도차는 확실한 경향성을 나타내고 있으며, 이러한 경향성은 시간이 지나감에 따라 강화되는 것을 알 수 있다. 그리고 방출 후 48시간 경과 시, 경향성이 더욱 강화되고, 면적 역시 넓

어지는 것을 볼 수 있다.

이것은 바람장의 시간적인 분해능이 확산장에 영향을 미치고 있으며, 이때 뚜렷한 경향성이 나타난다고 해석할 수 있다. 이것은 바람장의 내삽과정에서 바람정보의 정확성이 떨어지는데 원인을 찾을 수가 있다.

4.5. 바람장의 시간분해능

전절에서 바람장의 시간분해능과 확산장은 뚜렷한 관계를 가지고 있고, 시간분해능의 차이가 크면 클수록 경향성이 뚜렷해지는 것을 알았다. 이것은 RAMS에서 계산된 바람장이 PDAS의 입력자료로 전환되면서 정확성이 떨어져서 발생하는 것으로 볼 수 있다. 그래서 PDAS에 입력 바람장을 각각 1시간, 12시간 간격의 바람장을 비교하였다.

Fig. 12와 13은 각각 PDAS에 입력으로 사용하는 바람장의 간격이 1시간과 12시간인 경우 중에서 52시간 후의 바람장을 그린 것이다. 한반도 부근의 바람장의 흐름과 일본 중앙의 고기압의 위치 등의 차

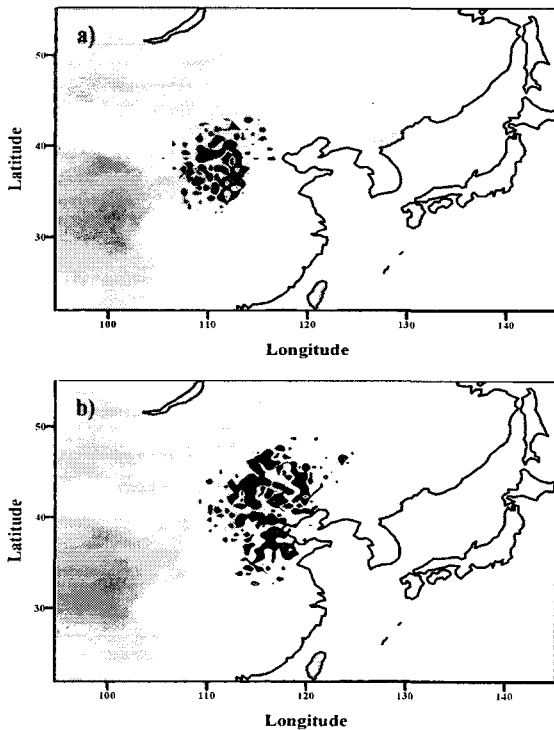


Fig. 9. Difference of calculated particle distribution with a) 1 hour and b) 3 hour input interval at 48 hours after release. Interval of contour is 5 particles per unit area with 2 particle of minimum number density. Blue and Red colors indicate plus and minus values of difference of number density.

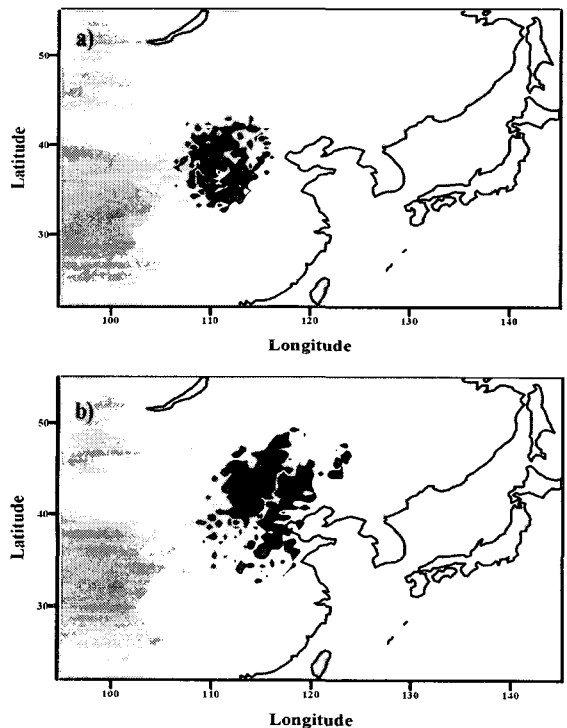


Fig. 10. Same as Fig. 9 but for input interval with 1 hour and 6 hour.

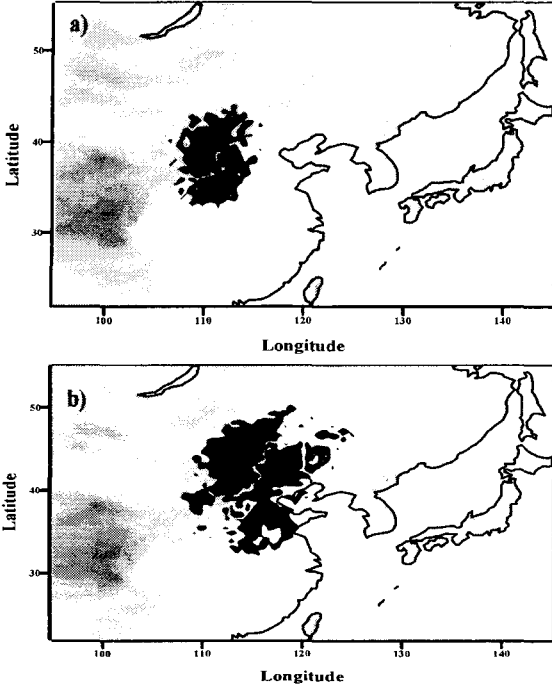


Fig. 11. Same as Fig. 9 but for input interval with 1 hour and 12 hour.

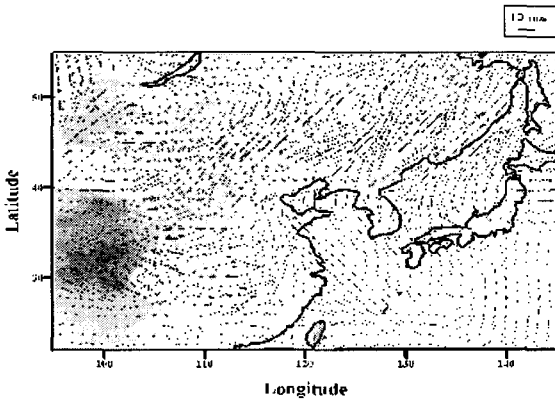


Fig. 12. Wind field at 52 hours after simulation start interpolated wind of 1 hour interval.

이가 나타나고 있다. 특히 중국동부지역에서 풍향의 차이가 큰 것을 볼 수 있다.

위의 두 벡터의 차이를 나타낸 것이 Fig. 14이다. 이 그림은 Fig. 12와 13의 차이를 벡터로 표시한 것이다. 전체적인 벡터의 방향은 수평성분으로 나타나는데, 이것은 Fig. 12와 13에서 나타난 바람의 풍향은 비슷하고, 풍속의 차이가 주로 나타난다는 것을 의미한다.

그러나 사각형으로 표시된 부분은 연직방향의 벡터가 강하게 나타난다. 여기서는 풍향의 차이 강하

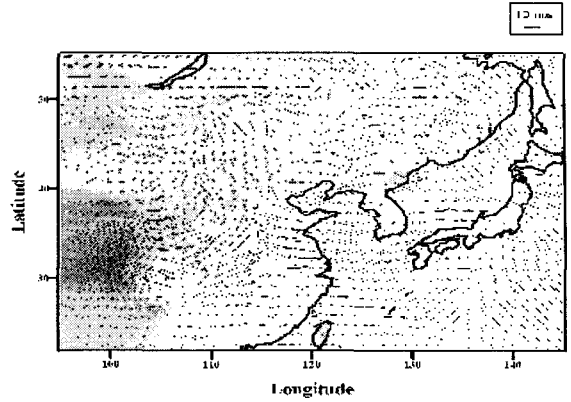


Fig. 13. Wind field at 52 hours after simulation start interpolated wind of 12 hour interval.

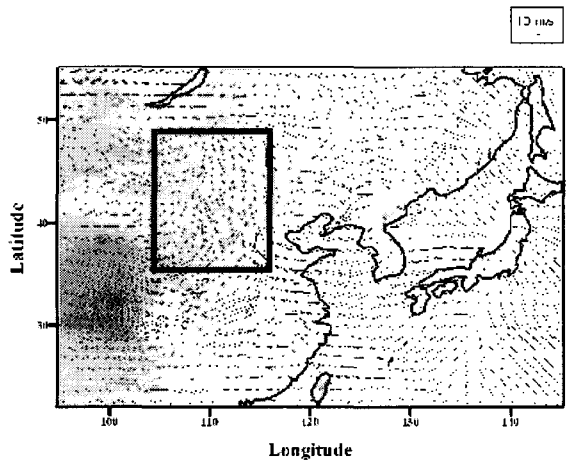


Fig. 14. Difference of wind vectors calculated with data input of every hour and with every twelve hours.

게 나타남을 의미한다. 즉 사각지역에서 1시간 간격의 바람장은 연직성분이 강한 반면, 12시간 간격의 바람장은 수평성분이 강하게 작용하고 있다는 것을 의미한다. 사각형구역 즉 중국동부의 경우, 사행하는 제트기류와 저기압과 고기압에 의한 풍향의 변화가 심한 지역으로 볼 수 있다. 이러한 복잡한 풍향 및 풍속의 변화를 시간분해능이 높은 1시간간격의 기상장은 잘 표현한다고 볼 수 있다. 그러나 시간 분해능이 낮은 12시간 간격의 바람장을 내삽한 경우, 이러한 기상현상을 재현하지 못함으로 이지역의 주풍인 편서풍만을 강하게 표현한다고 할 수 있다. 그러므로 기상자료의 시간 분해능이 높을수록, 시간규모가 작은 기상현상도 재현할 수 있고, 이러한 상세한 기상정보가 확산모형에 제공됨으로 정확한 확산예보가 가능하다고 볼 수 있다.

5. 요약 및 결론

최근 정확한 대기오염 및 황사이동예보를 위하여, 대기역학모형과 확산모형의 결합을 통한 수치실험이 실시되고 있다. 본 연구에서는 3차원 대기역학모형(RAMS)과, 확산모형(PDAS)에 사용되는 기상장의 시간분해능이 대기확산장에 미치는 영향을 조사하였다. 그리고 여러 가지 시간분해능의 기상자료를 확산모형에 적용하여 황사입자의 분포 특성과 차이를 수치실험을 통하여 비교분석하였다.

수치실험 결과 다음과 같은 결론을 얻을 수 있었다.

- 1) RAMS에 의한 바람장 예측결과, 지면과 상층의 바람장이 동조될 수도 있고, 그렇지 않을 수도 있다. 상하층의 바람장이 동조되지 않을 경우 황사의 예측은 황사의 상승고도예측과 밀접하게 관련된다.
- 2) 황사의 연직분포에서 초기에는 상층의 황사가 먼저 이동을 하게 되며, 시간이 지남에 따라 하층의 황사도 이동을 시작한다. 본 연구에서는 최고고도 3.9km 까지 도달한다.
- 3) 수치실험에서 초기(24시)의 경우, 시간해상도에 따른 확산의 차이는 크지 않다. 그러나 시간이 경과함에 따라 입자확산분포의 차이가 크게 나타난다.
- 4) 3시간 이하의 높은 시간해상도의 경우, 입자분포의 차이가 크지 않다. 그러나 6시간보다 간격이 큰 자료를 이용할 경우, 황사입자분포의 양적측면에서 큰 차이를 나타내며, 밀도 분포의 차이에 일정한 경향성을 가진다.
- 5) 입력 바람장의 시간분해능이 작은 경우 즉 입력 시간 간격이 큰 경우, 황사입자는 지역의 주풍성분(동아시아의 경우 편서풍)을 따라 분포한다. 그러나 시간분해능이 큰 경우, 중규모적인 기상현상을 잘 재현되며, 여기에 의하여 주풍의 직각성분인 남북성분의 효과가 크게 나타난다.

이상의 결과에서 확산모형의 입력자료로 사용되는 바람장은 보고자하는 기상현상을 잘 표현할 수 있는 시간분해능 내의 자료를 이용하여야 하며, 이를 무시할 경우 입자의 농도예측에 많은 오차를 발생시킬 수 있다. 그러므로 확산예보에 앞서 시간분해능에 관한 검증이 필요하다고 판단된다.

감사의 글

본 연구는 기상청에서 시행하는 기상지진기술개발사업의 하나인 “국지기상예측기술개발” 과제에서 수행된 것이며, 이를 통한 지원에 감사드립니다.

참고 문헌

- 1) Ing, G. T. K., 1972, A dust storm over the central China, April 1969, *Weather*, 37, 136-

145.

- 2) Murayama, N., 1988, Dust clouds “kosa” from the east Asian dust storms in 1982-1988 as observed by the GMS satellite, *Meteorological Satellite Center Technical Note*, No. 17. November, 1-8.
- 3) Fujita, S., Y. Ichikawa and R. K. Kawaratani, 1991, Preliminary inventory of sulfur dioxide emissions in East Asia, *Atmos. Environ.*, 25A, 1409-1411.
- 4) 최재천, 오성남, 김정식, 김주공, 2001, 한반도 도서지역의 습성오염물질 강하량과 이동경로 사례분석, *한국기상학회지*, 37(4), 329-346.
- 5) Chun. Y. S, J. Y. Kim. J. C. Cho. K. O. Boo, S. N. Oh and M. H. Lee, 2001, Characteristic number size distribution of aerosol during asian dust period in Korea, *Atmos. Environ.*, 35, 2715-2721.
- 6) Rau, J. A. and M. A. K. Khalil, 1994, Anthropogenic contributions to the carbonaceous content of aerosol over the Pacific Ocean, *Atmos. Environ.*, 28, 1297-1307.
- 7) 정관영, 박순웅, 1998, 황사의 크기 및 침착량에 대한 수치모의, *한국대기보전학회지*, 14(3), 191-208.
- 8) 전종갑, 1991, 대기오염물질 수송과 관련된 동부아시아 상층대기의 순환특성에 관한 연구, *한국기상학회지*, 27(2), 180-196.
- 9) 전종갑, 예상옥, 권민호, 정용승, 2000, 한반도에서 관측된 1998년 4월 황사의 특성 및 장거리 수송패턴 분석, *한국기상학회지*, 36(3), 405-416.
- 10) 정용승, 윤마병, 1994, 황사의 사례분석과 한반도 유입량. *한국대기보전학회지*, 10(4), 233-244.
- 11) 이순환, 이화운, 김유근, 2002, 북잡지형에서 도시화에 따른 대기오염 확산에 관한 시뮬레이션, *한국대기환경학회지*, 18(2), 683-697.
- 12) 이순환, 황수진, 서광수, 2004, 산악지역 도로건설에 따른 국지대기순환의 변화에 관한 연구, *한국지구과학회지*, 25(2), 94-108.
- 13) 류찬수, 신유미, 이순환, 2004, 해안지형 복잡성이 중규모 순환장에 미치는 영향에 관한 수치실험, *한국기상학회지*, 40(1), 71-86.
- 14) Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974, A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layer, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1971-1806.
- 15) Deardorff, J. W., 1978, Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with

- inclusion of layer of vegetation, *J. Geophys. res.*, 83, 1889-1903.
- 16) Louis, J. F., 1979, A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary Layer meteorol.*, 17, 187-202.
- 17) Tremback, C. J. and R. Kessler, 1985, A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models. Preprints, 7th Conference on Numerical Weather Prediction, 17-20 June 1985, Montreal, Canada, AMS.