

황사와 해양¹⁾

홍 기 훈²⁾
한국해양연구원

서 언

황사를 포함한 지구상의 물질은 물질과 에너지 변환시키고 이동하는 힘의 원천인 태양과 지각이동 등 지구내부작용, 나아가서는 태양계를 지배하는 우주라고 하는 큰 틀의 결과로 긴 시간을 거쳐서 생성된다. 그러나 30여년 기상의 평균값인 현재의 기후는 태양복사열과 지표면의 물리, 화학, 생물 그리고 인간의 상호작용으로 결정된다. 이 “지구계(Earth system)”는 복수의 이질적인 요소들 간의 비선형반응과 임계 치들로 특징지어지는 매우 복잡한 존재이다. 토양먼지는 대기의 복사열수지에 영향을 주고 대기 중에서 다른 대기성분과의 화학반응을 통해 열활성 기체 교환에도 관여되고, 생물계에 영양물질을 공급하여 대기 중 이산화탄소의 흡수를 촉진하여 기후에 영향을 미친다. 철(鐵)은 식물생장에 필수적인 영양물질이다. 철은 토양분진의 형태로서 바람에 의하여 날려서 바다로 이동된다. 바다에 다다르면 해수에 녹고, 대기 중의 이산화탄소를 고정하는 해양식물 광합성의 필수 영양소로 작용한다. 해양에서 광합성이 활발해지면 대기 중의 이산화탄소 함량이 감소하게 된다. 이러한 방

식으로 기후에 영향을 미치고, 기후는 대륙의 토양먼지 생성에 영향을 미친다. 물론 토양먼지에는 철 이외에 질소, 인 물질이 포함되어 있고, 또한 오염물질이 포함되어 있다. 황사는 토양분진 폭풍의 한 종류로서 우리가 속한 동북아 지역에서 부르는 이름이다. 본 소고에서는 토양분진이 해양 식물생장과 기후에 미치는 영향을 간략히 소개하고자 한다.

대양 중앙부의 적색퇴적물

우리나라에서 일본을 지나 동쪽으로 나아가면 태평양이 나오고, 수심이 5,000 m인 해저면은 붉은 색깔의 퇴적물로 덮여 있다. 이 적니토(Red Clay)는 황사가 바람을 타고 날아가서 가라앉은 것이다. 적니토로 덮인 해저면적은 약 1400백만 km²로 태평양면적의 거의 절반인 49%에 해당한다. 이는 남한면적의 1.4만 배에 해당된다. 이곳에는 토양먼지가 1000년에 0.5~6 mm 정도로 쌓이고 있다. 지표면의 토양-바람-해양은 이렇게 밀접하게 서로 연관되어 있다. 이러한 적니토는 남태평양, 대서양, 인도양, 북극해 모두에 존재하고 있고 전 세계 해양면적의 31%를 차지하고 있다.¹⁾

1)Yellow Dust and Ocean

2)HONG, Gi-Hoon, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan Sa-2Dong 1270, Kyonggi 426-744, Korea; E-mail: ghhong@kordi.re.kr

토양과 사막

토양은 기반암이 지역 기후, 지형, 서식하는 생물의 작용을 받아서 형성된다. 즉 암석이 바람이나 물체와의 마찰로 파쇄되고, 빗물에 포함된 탄산의 화학작용으로 용해되어, 작은 입자로 쪼개지면 그 표면에 광합성과 질소고정을 함께할 수 있는 시아노박테리아가 부착하여 살기 시작하고 나중에는 고등식물이 서식²⁾하면서 더 잘게 나누어지고 유기물 함량이 늘어나는 등 그 화학적 조성이 바뀌어 간다. 즉 토양은 암석기인 무기물과 생물기인 유기물, 박테리아, 곰팡이 등 미생물이 포함되어 있는 지표면의 물질이다. 즉 토양의 물리적 특성, 화학조성, 생물조성과 생물량은 현재진행형으로 주어진 여건에 따라 변해간다.

육지표면은 대체로 식물로 피복되어 있으나 강수량이 250 mm 이하로 매우 적고, 증발량이 강수량을 훨씬 능가하는 지역에서는 식물생장이 억제되어 토양이 대기에 노출되어 있다. 사막이 대표적이다. 사막은 아열대, 해안, 고위도 지역 등 지구 곳곳에 존재하며, 실제로 단일사막으로는 남극대륙에 있는 남극사막이 13백만 km²에 달하여 가장 넓다.

우리가 잘 아는 북아프리카의 사하라사막이나 멕시코, 미국의 사막들³⁾은 아열대성 사막으로 남북의 30도 부근에 상존하는 아열대성 고기압(subtropical anticyclones)의 동부에 발달한다. 이 고기압은 해수면에서 대류권(對流圈)의 꼭대기까지 확장되어 있어서 해양과 대륙의 기상과 기후에 큰 영향을 미친다. 이 고기압의 동부가장자리로 대기가 하강하므로, 압축되어 기온이 증가하여 상대습도가 낮아지게 되므로 이곳에서는 주로 맑은 날씨가 지속된다. 그러므로 여기에 사막이 형성되고 있다. 일반적으로 사막에는 물과 식물이 거의 없기 때문에 강한 태양열은 지표면에 흡수되고, 흡수된 태양열은 주로

현열(현열(顯熱), sensible heat)로 전환되어 경우에 따라서는 지표면의 온도가 55°C에 이른다. 이러한 지표면의 고온은 건조단열감률(adiabatic lapse rate)을 더 급격하게(>9.8°C/1000 m) 만들어 대기가 불안정하게 되기 때문에 강한 바람이 일어난다. 따라서 사막에서는 강풍이 자주 발생한다. 사막에서의 흙먼지회오리바람(dust devil)이 그 예이다. 회오리바람은 대개 반경이 수 m 이하이지만, 100 m가 넘는 경우도 있고, 20분 이상 지속되기도 한다. 그리고 흙먼지 바람은 4500 m 높이까지도 상승한다. 또 뇌우(thunderstorm)나 이동성저기압은 사막에서 대규모 먼지폭풍을 일으킨다. 입자의 크기에 따라 먼지는 폭풍과 모래폭풍으로 구분한다. 먼지는 0.06 mm 미만의 크기이고, 모래는 0.06에서 2.0 mm이다. 먼지나 모래폭풍은 일광을 차단하여 멀리서 보면 시커멓게 보이는 데 이를 동북 아시아에서는 황사, 아프리카, 인도, 미국에서는 하북(haboob)이라고 한다. 이 경우 폭이 100 km를 넘기도 하고, 고도 수 km에 도달한다.⁴⁾

중국의 사막

지구대기순환계의 결과로 발생하는 아열대 사막과는 달리 고위도지역에서 발달하는 사막은 특수한 지형적 영향 때문에 발달하고 있다. 우리나라에 불어오는 황사의 진원지는 중국이다. 중국 북서부와 북중부의 2개 평원과 북동부의 대초원에는 모래사막이 637,000 km², 자갈(고비)사막이 458,000 km²에 달하여 중국영토면적의 11.4%를 차지하고 있다. 이곳은 내륙분지나 고원으로 하천이 없고 토양단면(soil profile)이 제대로 발달되지 않고, 태양광이 강하다. 티베트 고원이 인도양으로부터 오는 습기 많은 공기의 흐름을 차단하고 있는 결과로 연강수량은 200 mm 이하가 되었고, 곳에 따라서는 10 mm보다 적아서

사막이 생성되었다. 티베트 고원은 지각판의 이동으로 약 5천 만 년 전인 백악기(Cretaceous)에 솟아오르기 시작한 티베트 고원이 해발 4000 m의 고지에 다다른 홍적세(Pleistocene) 말기에서 약 1만 년 전인 홀로세(Holocene) 초기에 형성되었다. 즉 지각판의 움직임이 장기적으로는 기후를 변화시키는 한 요인이다.

황토

중국 북부 지역의 사막에서는 시속 63 km 이상의 강한 바람(gale 급 이상)이 연중 10 일 이상, 곳에 따라서는 100일이 넘는 곳도 있다. 타클라마칸 사막의 남부에서는 모래를 이동시킬 수 있는 바람이 연중 약 145일 동안 인다. 또한 북동풍이 우세한 지역에서도, 사막물질은 대류권의 중간높이 (해발 약 5 km) 까지 날아오르고 편서풍을 타고 동쪽으로 멀리 이동하여 태평양을 건너 미국의 서해안에 도달하기도 한다. 수 만년에 걸쳐서 중국의 모래사막과 자갈사막에서 불어온 토양먼지는 북위 34-45도와 동경 80-110도에 이르는 지역인 황허강 유역과 북중국평원에 약 1백만 km²의 면적에 거대한 황토층을 형성시켰다. 황토(Loess)는 녹황색으로 다공질이고 탄산염물질이 많다. 이 황토층은 동북아시아의 대기먼지의 주요 근원이다.⁵⁾ 토양입자의 크기가 1 mm 정도면 황사(黃砂)이고, 10 μm 미만이면 황진(黃塵)이라고 부르는 데 누르다(黃)라는 명칭은 여기서 비롯되었다. 이 황토대는 중국 국토 면적의 1/10, 경작면적의 1/5을 차지한다. 그리고 총인구의 1/5에 해당하는 2억의 인구가 여기에 살고 있다. 이 지역은 란톈 원인(藍田原人) 등 구석기 시대의 인류와 6~7천 년 전의 신석기문화가 번창했던 지역이다, 상(商), 주(周)부터 송·당(宋·唐)에 이르기까지의 3000년은 황토고원을 경작지로 사용하는 건지농법(dry

farming)의 전성기였다. 황하유역이 중국의 정치, 경제, 문화의 중심으로 자리 잡은 것은 모두 이 황토의 존재에 근거한다. 황토는 느슨하고, 다공질이어서, 경작하기에 손쉬우나, 침식되기 쉽다. 심각한 토양침식은 생태평형을 파괴했을 뿐만 아니라, 황하강의 하류를 변질시켰다. 매년 황하 강으로 들어오는 실트는 16백만 톤이고 이중 80%는 황토고원에서 기인한다. 3000년 전까지도 황하(黃河)는 대하(大河)라고 부르는 맑은 하천이었고 퇴적물부하는 현재의 1/10에 지나지 않았다.⁶⁾ 즉 황토고원에 대규모 농업 출현이 하천에 부유물을 증가시켰다. 황하를 다시 맑게 개선하는 방안은 황토고원의 물과 토양 보전으로 보인다.⁷⁾

먼지의 이동

현재 사막의 총면적은 0.9십억 헥타르(10⁴ m²)이고, 건조지역은 5.2십억 헥타르로서 지표면의 1/3에 해당된다. 이들 지역은 지구기후변화에 매우 민감하다. 토양 먼지는 지표면이 식물로 피복되어 있지 않고 대기에 노출된 곳에서 바람이 임계속도 이상으로 불게 되면 토양입자가 뛰어오르거나 모래가 분사되어 (sandblasting) 기류에 타고서 멀리 해양으로 이동된다. 이 과정은 강우량, 바람, 표면 거칠, 기온, 지형, 식생피복으로 매우 비선형적서으로 연관되어 있다. 사막 먼지는 직경이 0.1에서 10 μm로서 평균은 2 μm이다. 이 먼지들은 대기에 수 시간에서 수 주일동안 머물러있고, 수 천km를 이동하게 된다. 먼지 생성과 이동 및 해양침적은 기후요소들, 특히 용기, 풍속, 강수량을 결정하는 대기구조에 달려 있다. 해양으로 이동되는 먼지들은 대개 수 km 상공에서 이동되고 습식으로 제거되기 때문에, 위성 관측이 정확하지 않을 수 있다. 지구전체로 보면 연간 1700 Tg (10¹² g)이 발생하고, 이중 북

아프리카에서 2/3이 발생하고, 해양에 도달하는 먼지는 이중 26%로 450 Tg/yr이다.⁸⁾ 이중 북대서양에 43%, 남대서양에 4%, 북태평양에 15%, 남태평양에 6%, 인도양에 25%, 남빙양에 6%이다. 황해, 동중국해, 동해에서는 각각 50, 26, 10 g/m²/yr이다. 북서태평양의 경우 현재의 간빙기에서의 먼지 침적률은 0.6 g/m²/yr이고, 빙하기(LGM)에는 1.37 g/m²/yr로 추정하고 있다.⁹⁾ 또한 극지방에서는 빙하기에 간빙기보다 최대 25배 정도나 많은 먼지가 도달하였다.

토양먼지에 포함된 화학물질

대기 먼지에는 지표면에 존재하는 모든 물질이 포함되어 있다. 즉 지각암석유래 화학물질, 병원균을 포함한 여러 가지 생물, 생물체생성 유기물, 해양에 유해한 오염물질이 포함되어 있다. 대기먼지는 주로 강수에 의하여 제거되어 해상에 침적된다. 1990년대에 이루어진 조사연구 결과에 의하면 대기를 통한 연간 황해상의 침적량은 카드뮴은 14~125톤, 코발트는 30~267톤, 크롬은 147~1320톤, 구리는 410~3650톤, 납은 500~4500톤, 아연은 690~6170톤으로 추산된다. 식물플랑크톤의 영양염류의 대기입력을 보면, 질산이온은 95천 톤, 암모니아는 434톤, 인산이온은 15천 톤, 규산은 28천 톤이다. 이러한 대기를 통한 영양염류 입력율은 하천을 통한 입력율보다 황해의 경우 인과 질소는 10배나 더 크다. 이들 물질은 육상에 내리면 산성우를 구성하나 해양에 내리면 식물플랑크톤의 영양소가 되어서 식물플랑크톤의 대번식(적조)을 일으킬 수 있으며, 중국 연안해역에서는 황사이동 시기에 영양염류의 대기유입에 의한 적조발생이 보고되었다.¹⁰⁾ 또한 동해에서도 4월 황사를 동반한 강수에 의하여 춘계 식물플랑크톤 대번성이 관찰되었다.¹¹⁾ 토양먼지의 해양으로의 이동은 주로 한

랭전선을 동반한 저기압의 이동형태로서 서-북서풍이다. 토양먼지에 부착되거나 강수에 의해 대기로 질소, 인, 규소화합물이 해양으로 침착되어 해양식물플랑크톤의 대번식을 일으키는 외에도, 토양먼지에는 식물 엽록체의 필수 성분인 철이 함유되어 있다. 육상식물에서도 철이 부족하면 엽록소 생성이 되지 않아 잎이 노랗게 변색되고 광합성이 저해된다. 해양에서도 마찬가지이다.

토양먼지에 포함된 철

토양먼지는 지각물질이다. 지각에는 철이 평균 5.6% 포함되어 있다. 철은 육상식물의 경우와 마찬가지로 해양에서 식물이 빛을 이용하여 이산화탄소를 고정하는 광합성에 필수적인 영양소이고 엽록소 생성에도 관여한다. 광합성은 식물이 광에너지를 이용하여 이산화탄소와 물을 당(glucose, 탄수화물)로 전환시키고, 산소를 배출하는 과정이다. 빛이 없으면, 당은 산소와 결합하여 열의 형태로 에너지를 방출하고 이산화탄소와 물이 생성되는 호흡작용을 통해 원래상태로 돌아간다. 이 두 과정은 해양에서의 생물과정의 핵심이고, 여기서 이산화탄소는 대기 중의 이산화탄소에 직접 연계되므로, 이산화탄소로 인한 지구온난화현상에 육상 및 해양 식물이 직접 연계된다. 육상 식물 권은 매년 탄소 1.4 G(10⁹)t C를 흡수하여 화석연료연소로 인한 이산화탄소 배출량의 10~60%를 상쇄한다. 그러나 지역적으로 육상 탄소 배출원과 흡수원은 잘 알려져 있지 않다. 최근 중국에서 발표된 자료에 의하면 중국의 경우 북동부는 삼림훼손으로 이산화탄소 순 배출원이고 남부지역은 지역의 습윤기후와 대규모 식목사업의 추진으로 주요 흡수원으로 작용한다. 중국 국가 전체로 보면 1980, 90년대의 총누적 화석연료기인 이산화탄소 배출량의 28~37%를 흡수하는 것으로 보고되었다.¹²⁾ 따라서 지

구 탄소 수지를 구성하는 데, 육상 삼림의 이산화탄소 흡수, 토양 침식이나 삼림벌목에 따른 호흡에 의한 이산화탄소 배출 조사와 마찬가지로 해양에서의 식물의 광합성을 통한 이산화탄소 흡수와 호흡은 지구 이산화탄소 수지 조사에서 매우 중요한 부분이나, 아직도 정확하게 평가되어있지 않다.

토양 먼지가 해양에 도달하면 먼지에 포함된 철의 약 2% 미만이 현재의 산화된(산소가 많은) 해양에 녹게 된다. 토양먼지 중 철은 해수에 대한 용해도가 매우 낮기 때문이다.¹³⁾ 아프리카 먼지는 0.04%, 아시아의 황토는 0.54%가, 빙하먼지(glacial flour-빙하로 암석이 마모되거나 얼고 녹음을 반복하여 생성된 미세토양)의 경우 1.9~3.2%가 실제 해수에 녹는다.¹⁴⁾ 참고로 중국 연안 해양 대기에는 철이 약 $6 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 들어있고, 황해로는 $255 \text{ mg}/\text{m}^2/\text{yr}$ 입력되는 것으로 추정되고 있다.¹⁵⁾ 이러한 소량임에도 불구하고 해양의 식물플랑크톤의 광합성에 기여하는 바는 매우 크다. 그리고, 해양에서의 철의 함량은 해양의 표층에서 해수 1 리터에 0.03~1 nmol, 그리고 심해수에 0.4~2 nmol 들어 있어서 수심의 증가에 따라 그 함량이 증가한다. 그러나 해수 중에서 나노 그램 수준의 미량의 철을 분석하는 작업은 간단하지 않다. 특히 조사선박에는 철이 어디에서나 존재하기 때문에 해수채취과정, 여과, 보관, 분석의 모든 단계에서 시료가 오염되기 쉽다. 그러므로 고도의 청정시료채취 및 취급방법이 요구되기 때문에 우리나라에서는 아직도 철의 해양내의 수직분포자료는 생산되지 못하고 있는 정도로 관련 학문이 낙후되어 있음은 유감이다. 세계적으로는 유수 국가들은 2000년대 이전에 이미 그 기반을 확보하였다.¹⁶⁾

해양식물의 광합성에 필요한 영양물질

해양에서의 대표적인 식물은 태양광이 비

치는 수십 미터 이내의 표면에 서식하는 부유성 식물플랑크톤이다. 식물플랑크톤의 화학조성은 평균적으로 전 세계 해양에 걸쳐서 거의 일정하다. 영양공급이 충분한 경우 식물플랑크톤 체내의 탄소: 질소: 인: 철 원자의 비율은 106:16:1: 0.001이다.¹⁷⁾ 즉 철분 1개의 원자는 106,000개의 탄소 원자를 고정시킬 수 있다. 즉 철 1 kg으로 이산화탄소 83톤을 고정시킬 수 있음을 의미한다. 해양에는 이산화탄소는 많으나, 영양물질 중 어느 하나라도 부족하면 광합성이 저하된다. 질소, 인, 혹은 규소 영양물질은 풍부하나 철이 부족하여 식물플랑크톤이 적다. 이러한 고영양저식물색소(High Nutrient Low Chlorophyll) 해역이 전 세계 해양 면적 중 약 20%에 해당한다. 물론 철이 충분하고 질소성분이 모자라면 질소고정박테리아가 대기 중의 질소를 고정하여 식물플랑크톤이 이용할 수 있게 해준다. 즉 철은 해양에서 매우 중요하다. 남극의 보스톡(Vostok)에서 채취한 빙하시추(ice core) 기록에 의하면 대기 중의 이산화탄소 함량은 18,000년 전 빙하기에 180-200 ppm이었고, 간빙기에는 280-300 ppm이었다. 빙하기에서 간빙기 보다 이산화탄소 함량이 80-100 ppm 정도 감소하였고 이중 30%는 해양의 식물플랑크톤의 광합성의 증가 때문인 것으로 보고 있다. 빙하기의 건조기후에 의해 대륙의 먼지가 더 많이 해양으로 이동되었기 때문으로 보고 있다.¹⁸⁾

해양시비사업

육상에서와 마찬가지로 비료를 식물에 공급하여 식물의 생장을 촉진하려는 시도가 있다. 현재 수개의 회사가 해양에 철을 살포해 토양분진의 역할을 모사하여 해양 식물의 생장을 촉진하고, 이로 인해 대기 중 이산화탄소 함량을 낮추어서 그 차이만큼을 탄소신용(carbon credit)으로 보상을 받으려는 목적

이다. 그러나 1972년 폐기물 및 기타물질의 해양투기에 관한 협약 및 1996년 의정서(런던협약/의정서) 당사국회의는 2006년에, 생물종다양성협약 당사국회의는 2008년에 이러한 인위적인 비료살포 사업을 허용하지 않기로 결의를 하였고, 또한 해양시비를 포함하는 모든 과학조사연구계획을 사전에 평가하기로 결의하였다. 동 평가 지침서를 런던협약/의정서 과학그룹회의에서 작성중이며 2010년에 당사국회의에서 채택할 예정이다.¹⁹⁾ 이처럼 국제사회는 해양생태계 보전에 적극적이다.

사막화 현상과 해양

전 세계적으로 건조토양에 약 2십억의 인구가 서식하고 있고 이는 총인구 중 33%에 해당된다. 일부 학자들은 사헬(Sahel)의 사막화는 그 지역 기후까지도 바꾸고 있는 것으로 보고 있다. 현재 확장되고 있는 사막화의 주된 원인은 과잉방목, 삼림벌목, 농지유실 등, 농업에 의한 사막화가 주된 원인이다.²⁰⁾ 중국 내몽고사치구에 위치한 오도스 고원(Ordos Plateau)의 경우, 1950년대부터 1985년 기간 동안 농경지 면적의 감소는 강풍발생빈도와 황사발생빈도의 증가로 이어졌음이 보고되었고, 이는 사막화의 주된 원인이 농업으로 인한 토양의 식물피복의 파괴에 의한 것임을 입증하고 있다.²¹⁾ 사막의 확장을 방지하기 위해 유엔사막화방지협약(Convention to Combat Desertification, UNCCD)이 1994년 체결되었고 1996년에 발효하였다. 중국의 경우에는 2006년 발표에 의하면 사막화 방지 노력으로 사막 확장률이 과거 연간 10,400 km²에서 3,000 km²로 최근 늦추어지고 있다고 한다.²²⁾ 그러나 이러한 사막의 확장은 향후 우리나라에 도달하는 토양먼지가 증가할 수 있음을 시사해주고, 또한 우리나라 인근 해역으로도 더 많은 토양먼지가 입력되어 해

양생태계에 영향을 미칠 것으로 보인다.

결 언

대륙 토양먼지의 해양 이동은 지구 표면 과정의 일부이다. 이러한 자연현상은 지구 기후에 의해 그 강도가 결정된다. 지구 기후는 45억 년 전 지구가 우주 먼지가 결집되어 생성된 후로 계속 변화되고 있고 이는 태양이란 항성이 소멸되어 그 행성인 지구가 사라질 때까지 계속적으로 변화될 것이다. 한편 우리 사회의 지속성장은 우리가 위치한 지역의 하늘, 땅, 바다의 변화를 면밀히 감시하여 그 변화가 우리 사회의 번영에 무엇을 시사하는지 알고 이에 대비할 수 있는 능력에 달려 있다. 조만간 황사의 기후관련 해양영향 연구를 본격적으로 추진하여야 할 것이다. 이 연구에서는 황사뿐만 아니라 토양먼지 물질의 지구 차원의 이동 및 그 기후 영향 이해 차원에서 추진해야 할 것으로 사료된다. 이러한 연구를 위해서는 우리나라 주변 해역에서 해수 중에 함유된 나노수준의 미량 철 성분을 분석할 수 있는 청결시험분석 기반 확충이 무엇보다도 시급하다.

참고문헌

1. Schulz, H. D. and Zabel, M. (ed.). 2006. Marine Geochemistry (2nd ed.). 574p. (375p).
2. 토양미생물학과 생화학, 폴 클라크/이도원 · 조병철 옮김.
3. Moran, J. M. 2006. Weather studies. Introduction to atmospheric science. American Meteorological Society.
4. 전계서 2.
5. Gao, Y. 1998. Atmospheric chemistry and transport of Asian dust. 251-282. In Hong, G. H., Zhang, J., Park, B. K. (eds.). Health of the Yellow Sea. The Earth Love Publication Association, Seoul. 349p.

6. Yang, Z., Sun, X., Chen, Z. and Pang, C. 1998. Sediment discharge of the Yellow River to the sea: Its past, present, future and human impact. 110-127. In Hong, G. H., Zhang, J., Park, B.K. (eds.). Health of the Yellow Sea. The Earth Love Publication Association, Seoul. 342p.
7. Liu, T. 1985. Loess in China (2nd ed.). China Ocean Press, Beijing. 224p.
8. Jickels, T. D. *et al.*, 2005. Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science* 308: 67-71.
9. Winckler, G., Anderson, R. F., Fleisher, M. Q., McGee, D. and Mahowald, N. 2008. Covariant glacial-interglacial dust fluxes in the Equatorial Pacific and Antarctica. *Scienceexpress*, www.scienceexpress.org/28 February 2008/science. 1150595
10. Zhang, J. and Liu, M. G. 1994. Observations on nutrient elements and sulfate in atmospheric wet depositions over the northwest Pacific coastal oceans-Yellow Sea, *Marine Chemistry* 47: 173-189.
11. Jo, C. O., Lee, J. Y., Park, K. A., Kim, Y. H. and Kim, K. R. 2007. Asian dust initiated early spring bloom in the northern East/Japan Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L05602, doi:10.1029/2006GL027395.
12. Piao, S., Fang, J., Ciais, P., Peylin, P., Huang, Y., Sitch, S. and Wang, T. 2009. The carbon balance of terrestrial ecosystems in China. *Nature* 458: 1009-1013.
13. Jickels TD 전게서.
14. Schroth, A. W., Crusius, J., Sholkovitz, E. R. and Bostick, B. C. 2009. Iron solubility driven by speciation in dust sources to the ocean. *Nature Geoscience* 2: 337-340.
15. Liu, C., Zhang, J., Yu, Z. and Shen, Z. 1988. Atmospheric transport of heavy metals to the Yellow Sea. In Hong, G. H., Zhang, J., Park, B. K. (eds.). Health of the Yellow Sea. 193-209.
16. Bowie, A. R. and Lohan, M. C. 2009. Determination of iron in seawater. 235-257. In Wurl, O. (ed.) Practical guidelines for the analysis of seawater. CRC press. Boca Raton. 401p.
17. 홍기훈, 손효진. 2008. 해양철분施肥사업의 국제 관리체제 예비분석. *한국해양환경공학회지* 11: 138-149.
18. Sigman, D. M. and Boyle, E. A. 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* 407: 859-869.
19. 홍기훈 손효진 전게서.
20. Sivakumar, M. V. K. 2007. Interactions between climate and desertification. *Agricultural and Forest Meteorology* 142: 143-155.
21. Xu, J. 2006. Sand-dust storms in and around the Ordos Plateau of China as influenced by land use change and desertification. *Catena* 65: 279-284.
22. REUTERS NEWS SERVICE. CHINA: May 30, 2006.