

기후변화와 생태



기후 변화로 인한 생태계의 현재와 미래



장기생태연구 총서 7

기후 변화로 인한 생태계의 현재와 미래

기후 변화로 인한 생태계의 현재와 미래

저자 강상준 · 김경순 · 김남신 · 박대식

박문수 · 송혜경 · 이창석 · 주승진

디자인편집 (주)생태환경디자인연구소

발행연도 2014년

발행인 최재천

발행처 국립생태원

주소 충청남도 서천군 마서면 금강로 1210 국립생태원 (33657)

대표전화 041-950-5300

웹페이지 www.nie.re.kr

국립생태원 @ 2014



 환경부

 국립생태원
NATIONAL INSTITUTE OF ECOLOGY



목차

서문	...	6
제1부 기후변화의 생태적 이해	...	9
제1장 기후변화의 생태적 해석	...	10
제2장 후빙기의 기후변화와 식생변천	...	25
제2부 기후변화 진단	...	59
제1장 빗나무의 개화반응으로 읽어본 기후변화	...	60
제2장 인공위성 영상으로 읽어보는 식물계절 현상 변화	...	75
제3장 양서류를 이용한 기후변화 진단	...	88
제3부 기후변화 예측	...	101
제1장 한반도의 기후변화와 그것에 기인한 식생 분포 변화 예측	...	102
제2장 기후변화로 인한 해수면 상승과 해안지역 생태환경 변화 예측	...	113
제3장 기후변화와 구상나무 분포 변화	...	127
제4부 기후변화 적응	...	137
제1장 변화하는 기후환경에서 토양호흡의 중요성	...	138
제2장 대기-식생 사이의 CO ₂ 플럭스	...	153
제3장 생태적 복원을 통해 이루어내는 기후변화 적응	...	165

서 문

아직 국내에는 복잡한 상호관계로 얽혀있는 기후변화문제를 체계적으로 다룰 수 있을 만큼 충분한 자료가 축적되어 있지 않다. 그럼에도 불구하고 기온 상승, 해수면 상승 등 기후변화 관련 수치는 세계 평균치를 크게 웃돌고 있다. 생태계 변화 또한 빠르게 진행되고 있다. 봄부터 초여름 사이에 자라던 소나무 가지는 늦여름에 다시 생장하기 시작하여 가을은 물론 겨울에도 생장하고 있다. 따라서 1년에 한 마디만 자라던 소나무의 생육기가 다양해지면서 마디 수로 나이를 헤아릴 수 없게 만들고 있다. 벚꽃의 개화일은 점점 앞당겨져 1900년대 초반과 비교해 보름이상 앞당겨졌다. 그 결과 오락도구인 ‘화투’로 표현된 식물의 개화 시기는 양력보다 대략 한 달 정도 빠른 음력기준으로 표시되었지만 지금은 양력기준으로도 얼추 맞아떨어지고 있다. 기후변화로 인해 식물의 계절현상이 크게 바뀌고 있는 것이다. 식물이 생산자로서 많은 동물들이 그것에 의존하고 있음을 고려하면 동물들의 경우도 어떤 변화가 일어났을 가능성이 높다. 생물의 이주현상도 종종 보고되고 있다. 열대지역 동물들이 찾아드는 빈도가 점점 늘어나고 있을 뿐만 아니라 이동속도가 느린 식물의 움직임도 눈에 띄고 있다. 아고산 지역에 자리 잡고 있는 우리나라 특산식물인 구상나무 숲은 온대식물들에 밀려 눈에 띄게 감소하고 있고, 상록활엽수들의 북진도 여기저기서 관찰되고 있다.

이처럼 기기로 측정하는 기상자료만으로는 해석할 수 없는 기후변화 현상들이 여기저기서 눈에 띄고 있다. 기후변화에 대한 적응 또한 마찬가지다. 숲은 증산작용을 통해 기후를 조절하는 기능을 발휘하고, 이산화탄소를 흡수하여 기후변화를 가져오는 원인요인을 제거하기도 한다. 따라서 자연공간이 차지하는 비율이 낮아 기후변화를 선도하는 도시지역에서 숲을 복원하면 기후변화 완화가 가능하고 그것을 통해 기후변화 적응을 이루어낼 수 있다. 이러한 문제를 해결하기 위해 우리가 사용하는 기기나 기술은 부분적으로는 효율이 더 뛰어날지 모르지만 자연이 발휘하는 것처럼 이러한 복합기능은 발휘할 수 없다. 따라서 기후변화를 비롯하여 각종 환경문제를 진단하고 예측하며 적응을 이루어내는데 생태계가 발휘하는 생태계서비스 기능을 활용하는 사례가 점차 늘어나고 있다.

사실 기후변화는 지구생태계의 탄소순환 이상으로 발생한 생태적 문제이다. 생태계의 탄소순환은 생산자인 식물이 광합성을 통해 대기의 탄소를 식생에 고정하는 것으로부터 시작되며, 고정된 탄소는 고사목, 낙엽, 낙지 등을 통해 토양으로 공급되어 일부는 분해를 거쳐 대기로 환원되고, 일부가 토양에 축적되는 흐름을 통해 균형을 유지해 왔다. 이처럼 원래 균형을 유지하던 지구적 차원의 탄소수지가 인구증가에 따른 과도한 토지이용과 산업화 및 문명화의 진전으로 인해 화석연료 사용량이 늘어나면서 그 균형을 상실하며 기후변화를 주도하고 있다.

기후변화를 주도하는 CO₂농도는 지구적 차원은 물론 국지적 차원에서도 지속적으로 증가하는 추세에 있지만 그것의 연 변화는 뚜렷한 계절현상을 보여 겨울에 높고 여름에 낮다. 이것은 온대지역의 숲이 이산화탄소의 고정원(sink)으로 작용한 결과이다. 또 Eddy 공분산법을 적용하여 토지이용유형이 다른 두 지소의 탄소흐름을 분석한 결과는 도시의 주거지역과 자연공원지역이 탄소수지에서 각각 발생원(source)과 고정원으로 기능하고 있음을 분명하게 보여주고 있다. 이런 점에서 이제 우리는 기후변화 문제를 접근하는데 있어서 우리의 사고를 바꾸어야 할 것으로 판단된다.

기후변화를 비롯하여 모든 환경문제에는 발생원과 고정원이 있다. 우리는 환경문제를 발생원을 줄여서 해결할 수도 있지만 고정원을 늘려서 해결할 수도 있다. 전자는 기존의 해결책으로서 주로 공학기술에 근거하고, 후자는 생태적 해결책으로서 생태계서비스 기능에 토대를 둔다. 전자의 해결책은 효율측면에서는 유리하지만 열역학법칙의 한계에 부딪치고, 후자는 효율 측면에서는 불리하지만 복합적 효과를 발휘하여 그 단점을 극복한다. 따라서 오늘날 세계는 후자의 해결책에 주목하고 있다. 그러나 우리의 환경의식은 아직 이러한 수준에 도달하지 못하고 있다.

이러한 측면에서 이 책에서 논의되는 생태적 차원에서 검토되는 기후변화 진단, 예측 및 적응 전략은 우리나라에서 새롭고 진전된 기후변화에 대비 전략을 마련하는데 중요한 정보를 제공할 수 있을 것으로 판단된다.



제1부 기후변화의 생태적 이해

제1장 기후변화의 생태적 해석
제2장 후빙기의 기후변화와 식생변천

제1부 기후변화의 생태적 이해

제1장 기후변화의 생태적 해석

이창석 / 서울여자대학교

1.1.1. 서론

지구의 기온이 지금 서서히 상승하고 있으며, 이대로 진행된다면 21세기 중반에는 1~4 °C의 기온 상승이 일어날 것으로 예측되고 있다. 우리들이 일상생활에서 느끼는 감각으로 보면, 연간 최고, 최저 기온의 차가 우리나라 각 지역에서 거의 40 °C 정도나 되기 때문에 이 정도의 기온변화가 인간생활에 그렇게 중대한 영향을 미친다고는 생각하기 어렵지만, 지구의 역사를 통하여 볼 때 이것은 상당히 빠르고 이상한 변화이다. 1년간의 기온 변동 폭은 상당히 크더라도 연평균기온의 변화는 작다. 보다 넓은 지역의 평균기온으로 보면 그 변화는 더 작는데, 예를 들면, 근래 약 100년 사이에 북반구에서 연평균기온의 변동 폭은 0.5 °C 이내이다. 따라서 수십 년 정도 사이에 기온이 1~4 °C나 상승한다는 것은 이제까지의 지구 역사에서 볼 때 매우 드문 일로서 그것은 인간생활과 지구상의 모든 생물에 대하여 엄청나게 큰 영향을 미치게 될 것으로 예측된다.

이와 같은 지구 온난화의 주된 원인은 CO₂를 비롯하여 메탄, 질소산화물, 프레온가스 등 인류가 자연계에 방출하고 있는 다양한 기체의 대기 중 농도의 증가에서 비롯된다. 이와 같이 온난화를 초래하는 기체를 온실효과기체라 부르고 있다.

이러한 환경변화는 인간에 의해 자연에서 이루어지는 물질순환의 평형이 파괴되어 그것이 지구와 우주 공간 사이에 주고받는 열 교환 체계의 평형파괴를 초래하는 전형적인 것이다. CO₂는 자연계에 존재하는 물질이며, 인류가 불을 발명한 이래 물질을 연소시킴으로서 계속 발생되어 온 우리 주변의 무독한 물질인데, 대기 중에서 이루어져왔던 그것의 농도평형이 파괴되기 시작한 것이다. 이는 화석자원의 이용에 따른 대량발생과 인간의 생활환경의 확장에 따른 자연환경, 즉 생존환경의 파괴로 인하여 CO₂의 고정원 (sink)인 식생의 감소에 기인한다. 그리고 그것이 지구표층부의 에너지 흐름에 영향을 주어 그 평형을 파괴하고 있다. 이러한 에너지 평형의 파괴는 이상기상이나 사막화의 진행 등을 통하여 생태계의 파괴도 불러일으킬 가능성을 나타내고 있다.

이 장에서는 우선 이러한 기후변화가 일어나는 원인을 생태적 측면에서 해석하고자 한다. 그 다음에는 기후변화가 생태계에 미치는 영향에 대해 알아보고, 그러한 영향을 줄이기 위한

대안을 생태학적 원리에 바탕을 두고 알아보려고 한다.

1.1.2. 대기 중의 CO₂ 농도 증가

대기 중의 CO₂ 농도는 매년 증가일로로 걷고 있다. 미국의 킬링 등에 의해 국제지구관측의 해인 1958년 이후 하와이의 마우날로아 관측소와 남극에서 정기적으로 CO₂ 농도가 측정되어 왔다. 그림 1.1에 마우날로아에서 측정된 CO₂ 농도의 변화를 나타내었다. 1958년에 315ppm이었던 것이 최근에는 약 400ppm가까이 까지 증가하였다. 50여년 동안 25%가량 증가한 셈이다. 이러한 증가추세는 남극 등 장기관측이 행해지고 있는 전 세계의 모든 지점에서 볼 수 있으므로 지구대기 전체의 CO₂ 농도가 증가하고 있는 것은 확실하다. 우리나라의 CO₂ 농도는 장기적으로 측정된 자료는 없으나 정 (1992)에 의해 서해안 태안반도에서 측정된 자료에 의하면 세계 평균치를 상회하는 것으로 나타났다.

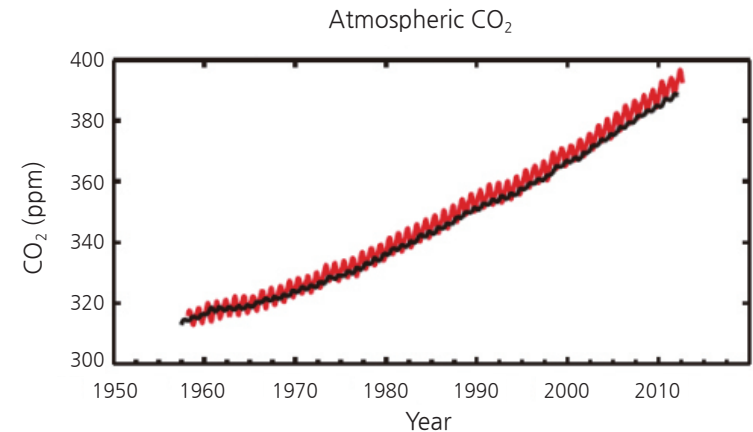


그림 1.1 하와이 마우날로아 관측소에서 측정된 대기 중 CO₂ 농도의 연도별 변화 (IPCC 5차보고서).

어느 관측지점에서나 1년간으로 보면, CO₂ 농도의 일정한 증감이 되풀이하여 일어난다. 봄부터 여름에 걸쳐서 감소하고 가을부터 겨울에는 증가하는데, 이것은 식물의 광합성활동이 활발한 봄부터 여름에는 식물에 의한 CO₂의 소비량이 증대하여 동식물의 호흡작용이나 유기물의 미생물분해 등에 의한 CO₂의 생성량을 웃돌고, 광합성이 활발하지 않은 가을과 겨울에

는 역으로 생성량이 소비량을 상회하게 되기 때문이다. 따라서 북반구와 남반구에서는 증감의 시기가 반대가 된다.

인류가 대량으로 CO₂를 배출하지 않는다면, 대기 중의 CO₂ 농도는 1년 주기의 변동을 되풀이하면서, 거의 평형상태를 유지할 것이다. 앞서 기술한 바와 같이, 자연계에는 탄소순환이 존재한다. 대기 중의 CO₂는 식물이 흡수하고 물과 함께 광합성반응의 원료로 사용되며, 유기화합물이 합성되어 식물이 성장한다. 식물의 광합성량은 대기 중의 CO₂ 농도에 거의 비례하여 증가하기 때문에, 만약 어떠한 이유로 CO₂의 농도가 높아진 경우 식물의 CO₂ 흡수량도 증가하고, 그것에 의해 대기 중의 CO₂ 농도를 저하시키는 작용을 한다. 또한 CO₂ 농도의 증가는 그 온실효과에 의해 기온의 상승을 일으키는데, 식물의 광합성량은 기온이 높을수록 증대하기 때문에, 이것도 역시 CO₂ 농도를 저하시키는 방향으로 작용한다. 이처럼 탄소순환 가운데 대기 중의 CO₂는 동적으로 평형을 유지해 왔다고 생각된다. 그러나 오늘날 인류가 가져온 CO₂의 증가량은 자연의 조절능력을 훨씬 넘고 있으며, 게다가 조절기능을 수행하는 삼림이나 해양에 대해서도 인류의 영향이 가해져 조절을 더욱 어렵게 하고 있다.

따라서 우리는 여기에서 지구온난화 방지를 위한 하나의 답을 얻을 수 있다. 인간은 만물의 영장이며, 그 말의 생태학적 해석은 인간이 생태피라미드의 정점에 있다는 말이 된다. 생태피라미드에서 정점으로 올라갈수록 단위면적 당 에너지함량은 작아져야 정상인 상태이다. 더구나, 인간의 경우 생물 중 최고의 두뇌 소유자이므로 체내에 포함된 에너지함량 외에 그들이 사용하는 에너지를 합하여 그들의 에너지를 계산하여야 하는데 그렇게 계산할 경우 인간을 포함한 생태피라미드는 정상적인 모양을 크게 벗어나게 된다. 따라서 우리 인간은 생태피라미드의 모양을 정상으로 되돌릴 수 있도록 우리의 에너지 사용량을 줄여야 한다. 현재 인간이 이용하는 주 에너지원은 화석연료이고, 화석연료 사용량의 증가에 따라 CO₂ 발생량이 증가하므로 에너지 사용량의 감소는 CO₂ 발생량을 감소시킬 수 있다.

또 하나의 답은 CO₂의 고정원 쪽에서 찾을 수 있다. 즉, 우리 인간은 생활환경의 확장과 개량을 위해 계속하여 우리의 생존환경을 축소시켜온 결과 소비자인 인간 스스로가 배출하는 CO₂를 제거할 수 있는 자연을 파괴해 왔다. 따라서 이제 그 배출량이 자연의 조절능력을 넘는 수준에 이르고 있다. 자연의 회복이 중요한 해결책이 될 수 있음은 앞서 언급한 바와 같이 CO₂의 고정원이 활발하게 활동하는 봄과 여름에는 그것의 농도가 감소하고 그것의 활동이 감소하는 가을과 겨울에는 그것이 증가하는 CO₂의 연 변동에서 찾을 수 있다.

1.1.3. 과거의 CO₂ 농도와 기온의 관계

과거의 대기 중 CO₂ 농도를 조사한 연구가 몇 가지 이루어졌다. 최근 구소련과 프랑스가 공동으로 남극대륙에서 깊이 2,000m 이상의 얼음기둥을 채취하여 그 속에 포함되어 있는 기

포를 분석함으로써, 16만 년 전부터 대기 중 CO₂ 농도의 변화를 측정하였다. 그 결과 금세기에 들어오기까지 16만년 동안 CO₂ 농도는 170~299ppm의 범위이었으며, 300ppm을 넘지 않았음을 알 수 있었다 (그림 1.2). 자연계의 탄소순환 중에서 CO₂ 농도가 이 범위에서 조절되어 왔던 것으로 생각된다. 그것이 현재는 350ppm에 달하고, 더욱이 계속 증가하고 있는 것이다. 또한 그림 1.2에서 알 수 있듯이, 다른 연구에 의해 얻어진 결과를 통하여 과거의 기온 변화와 CO₂농도의 변화가 매우 잘 대응하고 있음도 알 수 있었다. 빙하기에는 CO₂의 농도가 낮고, 간빙기에는 역으로 높아졌던 것이다. 그러나 이 사실로부터 CO₂ 농도의 변화에 의해 기온의 변동이 일어났다고 간단하게 결론지을 수는 없다. 태양활동의 변화 등 무엇인가의 이유로 기온이 상승하고, 그 결과 예를 들어 바닷물의 온도가 상승하여 바닷물에 대한 CO₂의 용해도가 낮아졌기 때문에 바다로부터 CO₂ 방출이 일어나며, 대기 중 CO₂가 증가한다고 하는 등의 다른 현상도 있을 수 있기 때문이다.

공업화가 진전되기 이전인 18세기 중반부터 19세기 중반의 산업혁명기까지 280ppm 전후였던 CO₂ 농도가 최근 수십 년 사이에 급증해온 것은 지금까지의 연구에서 분명해지고 있다 (그림 1.2).

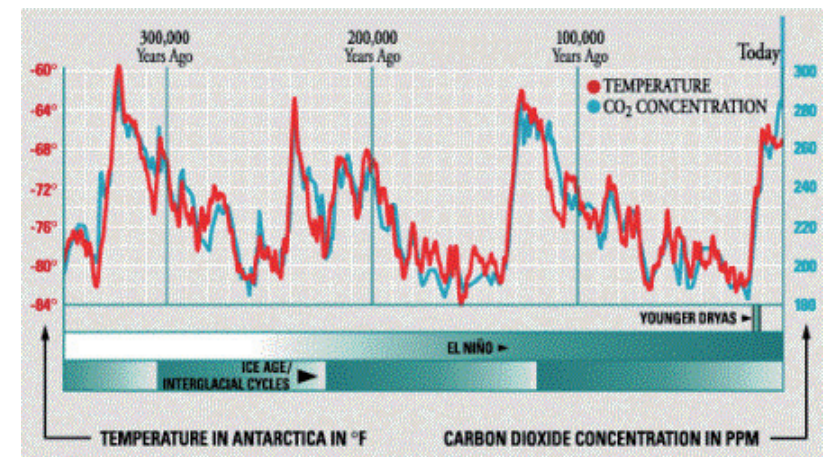


그림 1.2 과거 30만 년간 기온과 대기 중 CO₂ 농도 변화. 남극 보스토크 기지에서 채취한 얼음 코어 내 공기의 분석 결과 (<http://climateknowledge.org/>).

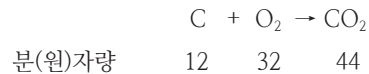
1.1.4. 인간 활동에 의한 CO₂ 농도의 증가 원인

인간의 활동에 의해 CO₂ 농도가 증가하게 되는 주원인은 지구적 규모의 탄소순환에서 언급한 바와 같이 석유, 석탄, 천연가스 등 화석자원의 대량이용과 삼림파괴이다. 화석자원에 함유된 원소 중에는 탄소가 가장 많아 중량조성에서 약 70-90%를 차지하고 있으며, 나머지는 수소, 산소, 질소, 유황 등이다. 이와 같은 조성의 화석자원을 연소시키면 주로 탄소는 CO₂로, 수소는 물로, 질소는 질소분자나 질소산화물로, 유황은 아황산가스(이산화황)로 변한다.

화석자원(C, H, N, O, S등의 원소를 포함) -----> 이산화탄소(CO₂), 물(H₂O), 아황산가스(SO₂), 질소산화물(NO_x)

화석자원을 연소시켰을 때 생기는 CO₂의 양은 소비한 화석자원 중량의 약 3배나 된다. 어떻게 해서 원료물질의 3배나 되는 CO₂가 생기는 것일까? 그 이유는 다음과 같다.

화석자원을 연소시키면 탄소는 공기 중의 산소와 반응하여 다음과 같이 CO₂로 된다.



이 식에 의거하여, 예를 들면 탄소함유율 85%의 원유 1톤을 태울 경우, 얼마만큼의 CO₂가 발생하는가를 생각해 보자. 원유 1톤 속에는 탄소가 0.85톤 포함되어 있다. 위의 식으로부터 알 수 있듯이, 탄소 1몰(12g)이 연소하면 CO₂ 1몰 (44g)이 생성되기 때문에 0.85톤의 탄소가 연소한다면, 0.85 (44/12)=약 3.1톤의 CO₂가 발생하는 것이다. 탄소함유율이 낮은 천연가스의 경우에도 연소된 천연가스의 2.75배 중량의 CO₂가 발생하게 된다.

삼림파괴, 사막화 등 인간활동에 의한 자연파괴도 대기 중의 CO₂ 농도에 영향을 미친다. 지구상에 있는 식물과 토양 중에 있는 유기물에는 약 2조 톤의 탄소(대기 중의 CO₂에 포함되어 있는 탄소의 3배에 상당)가 포함되어 있다. 식물을 벌채하여 태우거나 방치하면, 식물 속에 유기물로서 고정되었던 탄소성분이 CO₂로서 방출된다. 방치한 경우는 자연분해에 의해 서서히 CO₂로 변한다. 20세기에 들어와서부터 매년 약 700억톤이나 되는 CO₂가 토지이용 방법의 변화로 대기 중에 방출되었다는 보고가 있지만, 벌채와 식목이 상쇄되어 이 수치는 더욱 작다고 하는 보고도 있다. CO₂ 농도의 증가가 삼림파괴 등에 의해 어느 정도 일어나고 있는가를 정확하게 추측한다는 것은 대단히 어려운 문제로 연구자에 따라 그 추정치에 차이가 있다(그림 1.3).

그러나 근래에 인구증가 및 산업의 발전에 따른 다양한 용도로의 이용, 환경오염 등으로 인하여 삼림을 비롯한 자연환경이 구조적으로나 기능적으로 감소추세에 있음은 자명한 사실이고, 특히 열대림의 감소가 심각한 문제로 부각되고 있다. 이러한 CO₂ 고정원(sink)의 감소로 인한 CO₂ 증가도 체계적인 연구와 함께 심히 고려할 문제이다.

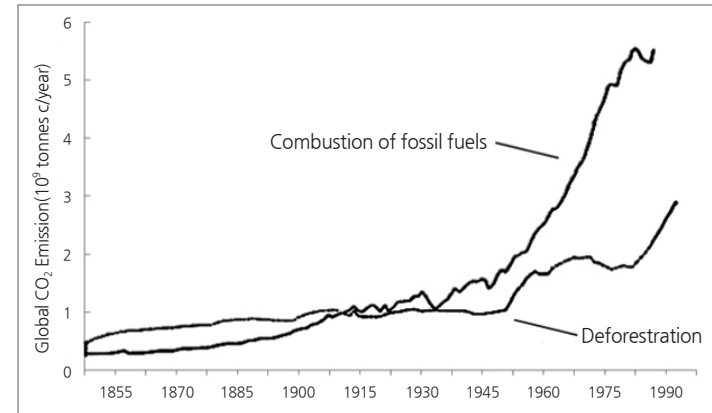


그림 1.3 화석연료 사용과 삼림파괴에 기인한 지구적 차원의 CO₂ 발생량의 연 변화 (Freedman 1995에서 재인용).

1.1.5. 온난화의 영향

기온상승이 강우의 패턴을 바꾸고 지역에 따라서는 건조화를 초래하는 등 기상 전체에 큰 변화가 예상된다. 강우량은 지구 전체의 평균으로는 증가하는 것이 틀림없지만, 대륙 내부에서는 토양수분의 증발량이 늘어남으로써 건조화가 진행되는 지역이 나타난다. 또한 계절풍, 태풍의 발생, 번개의 발생 등 이제까지 일어나지 않았던 이상기상이 세계 도처에서 일어날 가능성이 있고 우리는 이미 그것을 경험하고 있다.

온실효과기체가 초래하는 이상과 같은 기온상승과 그에 따라 일어나는 기상변동이나 해수면상승 등 환경의 물리적 변화는 생태계에 인간생활에 대해 여러 영향을 미칠 것이 예상된다. CO₂ 농도의 증대와 기온상승은 일반적으로는 식물의 생육 향상을 가져오지만, 실제로는 기온상승에 따라 일어나는 기상변화에 의해 생태계에 미치는 타격은 커져, 농림생산물에 대한 부(-)의 영향을 주는 문제가 될 것이다. 해양생물에 대한 영향도 당연히 생각해야 한다. 이와 같은 영향은 인류의 식량문제에도 직접 관련된다. 해수면상승은 해안에 접한 지역의 수물 등

육지의 감소를 초래하며, 거주지의 상실, 농경지 감소에 의한 식량생산의 감소 등 중대한 사회문제를 불러일으키게 된다. 또한 개발도상국을 중심으로 전염병 등에 의한 건강상의 피해도 일어날 것이 염려된다.

온실효과기체의 증가는 우리들의 일상생활 속에서 서서히 진행되는 것인 만큼, 우리도 모르는 사이에 회복이 불가능한 상태에 빠질 위험이 있으므로 조속히 국제적인 방지책을 강구하지 않으면 안 되는 문제이다.

1.1.6. 지구온난화에 따른 생태계 변화

기후변화 징후는 세계 도처에서 감지되고 있다. 그 징후는 대체로 기온이 상승하는 것으로 나타나고 있지만 강우량의 변화도 중요한 요인으로 등장하고 있다. 우리나라에서는 최근 50년 동안 0.5 내지 1.0℃ 기온이 상승하였다. 그 추세는 지역에 따라 달랐지만 강수량도 증가하는 경향을 보였다. 특히 400 mm 이상의 폭우는 1990년대 이후에 집중되는 경향이였다.

더구나 기후변화 시나리오는 변이가 심하여 IPCC 같은 국제조직에서도 온도와 강수량의 변화에 대하여 확실한 결론을 내리지 못하고 있다. 그럼에도 불구하고 지구온난화 현상이 심화될 것이라는 데는 공감대가 형성되어 있다. 몇몇 예측치들은 2080년쯤에 기온이 평균적으로 4℃ 증가하고, 하천의 배수량은 20% 쯤 늘어날 것으로 예측하고 있다. 나아가 강수량의 분포가 변화하고 홍수의 빈도가 늘어날 것으로 예측하고 있다 (Kwadijk 1993, Middelkoop et al. 2001). 홍수의 빈도와 규모의 증가도 예측되고 있다. Marsh et al. (2000)은 스코틀랜드에서 현재 200년 주기로 오는 홍수가 2080년쯤 100년 주기로 단축될 것으로 예측하였고, Werritty et al. (2002)은 현재 50년 주기로 오던 홍수가 17년 주기로 오게 될 것으로 예측하고 있다. 이러한 연구는 하천 주변에서 새로운 수리 안전대책이 필요하다는 사실을 보여준다.

대륙성 기후를 가진 우리나라는 특히 강수량의 분포가 불균등 분포를 보여 이에 대한 철저한 대비가 요청된다. 기온이 상승하면 가뭄기의 물 부족현상은 더욱 심해질 수 있다. 또한 근년의 기상재해를 보면 홍수기의 폭우 또한 심해질 전망이고, 그 시기 또한 더욱 불규칙해질 전망이다.

이러한 현실에서 우리는 우리의 국토 환경 관리 실패를 한번 되돌아 볼 필요가 있다. 과도한 도시화는 열섬현상을 야기하고 물을 빨리 흘러가게 하여 온난화를 부추기고 있다. 물을 빨리 흘러가게 하는 것은 다른 한편에서 홍수피해를 크게 하여 또 다른 문제를 야기한다. 열섬현상 또한 기온 역전층 형성을 부추기고 그것은 오염된 공기의 수직 혼합을 억제하며 도시의 대기오염을 심화시킨다. 이러한 기작을 통하여 야기된 삼림의 쇠퇴는 그들의 대사활동을 느리게 하고, 궁극적으로는 그들이 CO₂를 비롯한 오염물질을 걸러주는 기능을 낮춰 악순환이 이어지고 있다.

이러한 악순환의 고리를 끊을 수 있는 대안은 어떤 환경문제에 대한 바른 이해가 이루어질 때 마련될 수 있다.

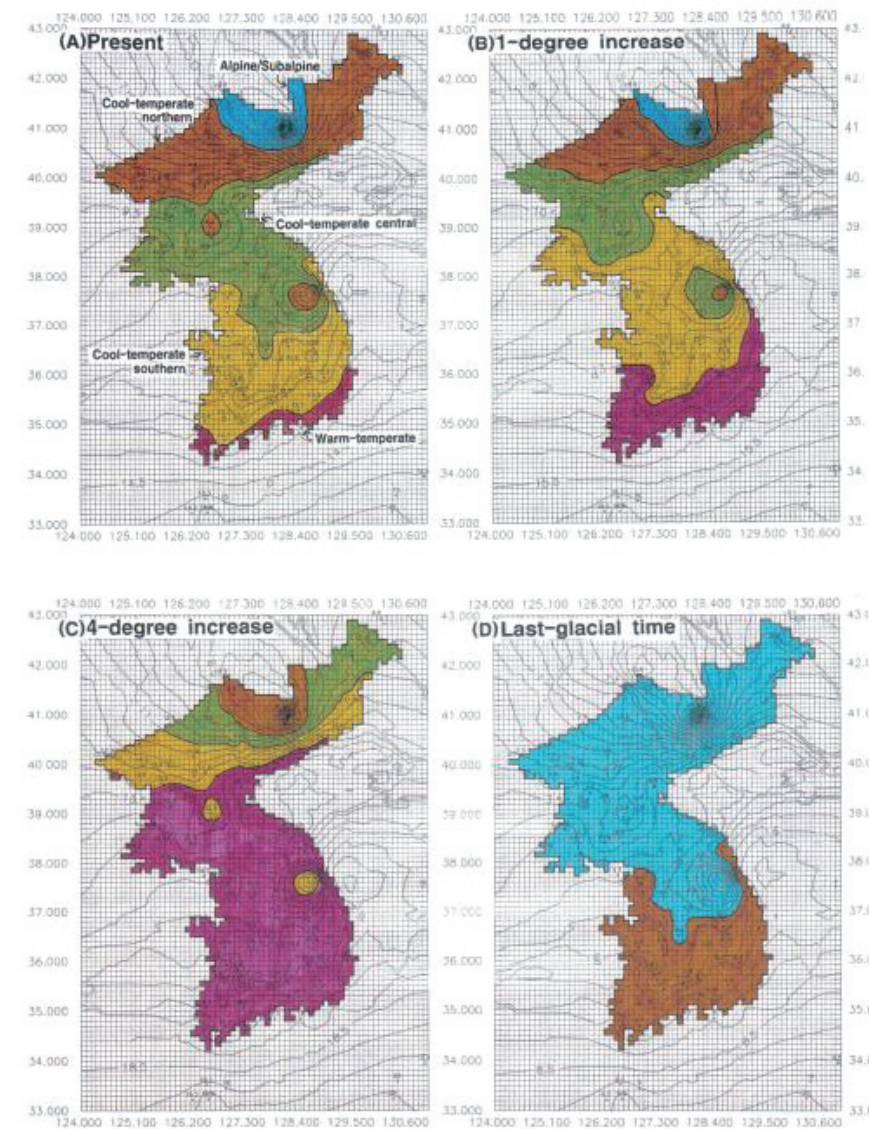


그림 1.4 한반도에서 연평균 기온에 기초한 잠재 자연식생과 기후변화에 따른 그것의 변화를 보여주는 지도 (Kim 1994).

기온은 생태계의 물리적 구성 요소로서 어떤 생태계가 성립하는데 중요한 역할을 한다. 우선 그것은 생태계보다 높은 수준에서 지구의 생물군계를 구분한다. 우리가 열대우림, 온대 낙엽활엽수림, 한대 침엽수림, 툰드라 등으로 부르는 생물군계가 주로 기온에 의해 결정되고, 일부는 강수량에 의해 결정된다. 우리나라는 이러한 분류체계에서 대체로 온대 낙엽 활엽수림대에 해당하지만 이를 세분화하면, 난온대 상록활엽수림, 난온대 낙엽활엽수림 (낙엽성 참나무-서어나무림), 온대 낙엽활엽수림 (낙엽성 참나무림) 및 냉온대 침·활 혼합림 그리고 아고산대 침엽수림의 5개 식생역으로 구분된다. 이러한 세분 역시 기온 분포에 의해 결정된다.

따라서 지구온난화로 인해 기온이 상승하면 이러한 식생대 또한 변화가 예상된다. 일찍이 Kim (1994)은 기온 분포에 의해 결정된 이러한 식생대를 도면화한 후, 기후 변화에 따라 1℃, 4℃ 및 6℃ 기온 상승을 가정하고 그것에 따른 식생대 변화를 예측한 바 있다(그림 1.4). 그림에서 보여지듯이 1℃ 상승하였을 때는 각 식생대의 분포범위의 변화가 예상되고 있다. 그러나 4℃ 상승하였을 경우에는 보다 큰 변화가 나타나 남한 지역에 분포되는 냉온대 침·활 혼합림이 사라지고, 북한지역의 백두산과 개마고원 일부에 분포하는 한대 침엽수림에 대응하는 아고산대 침엽수림이 사라지며, 난온대 상록활엽수림 영역은 크게 확장될 것이 예상되고 있다.

식생은 생태계 생물구성원의 부양자 역할을 하기 때문에 식생의 이러한 변화는 곤충, 양서류, 파충류, 조류, 포유류 등으로 이어질 수 있다. 따라서 이러한 변화를 단순히 식생대의 이동으로만 해석할 수는 없다.

식생의 반응 또한 다양하다. 기후 변화를 야기하는데 중심역할을 하고 있는 CO₂ 농도가 높아질 때 생장이 활발해지는 식물이 있는 반면에 (C₃식물), 생장이 둔화되는 식물 (C₄식물)도 있다 (Bazzaz 1990). 그러나 전자의 식물들도 CO₂ 농도와 기온 상승의 효과를 함께 적용하면 호흡량이 늘어나며 궁극적으로는 생장이 둔화된다.

여기에 환경요인의 변화까지 고려하면 문제는 더욱 복잡해진다. 고 등(2005)은 강수량에 근거하여 우리나라의 기후대를 6개 지역으로 구분한 바 있다. 기후변화 시나리오에 의하면, 지구 전체적으로는 강수량이 증가할 전망이다. 지역차이를 보일 것으로 예측하고 있다. 이때 해안에 가까운 지역, 즉 물이 풍부한 지역에서는 강수량의 증가를 예측하고, 내륙에서는 그 반대를 예측하고 있다. 이 경우 우선 우리나라 소우지역의 물 부족현상이 더욱 심해질 수 있다. 나아가 인구밀도가 높은 우리나라에서는 평지의 대부분을 농경지 또는 도시로 개발하고 개발이 어려운 부분에 주로 자연을 보유하고 있다.

이러한 시나리오에 의하면, 우리나라 자연의 중심축이 되는 백두대간과 그 주변지역은 물 부족의 영향권에 포함될 수 있다. 특히 대륙성 기후를 가진 우리나라는 강우현상이 불규칙적이고, 모암으로서 큰 비증을 차지하는 화강암 유래 토양의 경우 보수력이 낮다. 그나마 물을 가두어 수자원을 확보하는데 기여하였던 논은 도시, 도시주변, 농촌지역에서 각각 도시, 시설

농업지역, 과수원 등으로 전환되며 그 기능을 상실하고 있다. 이런 점에서 도시, 농촌 그리고 자연지역까지 물 부족의 소용돌이에 휘말릴 수 있다. 따라서 국제기구는 우리나라를 물 부족 국가로 분류하고 있다.

한편, 기후변화와 관련하여 물 문제를 다른 시각에서 보는 견해도 있다. 즉, 폭우로 인한 홍수 피해를 우려하는 예측이다. 이러한 극단적인 예측은 기후변화로 인한 영향이 그만큼 변이가 심함을 반영하고 생태학적으로는 환경이 그만큼 불안정해질 것임을 의미한다.

1.1.7. 기후변화에 대한 생태적 적응

1.1.7.1 숲의 역할

앞서 설명한 바와 같이 지구온난화는 주로 화석연료의 과도한 이용과 삼림벌채와 같은 토지의 과도한 이용에 기인한다. 화석연료 사용은 우리 인간의 문명생활과 직결되는데, 문명은 역행할 수 없기에 여기에서 해결방안을 찾는 것은 쉽지 않은 일이다. 그러나 우리의 주변을 돌아보면, 해결방안이 전혀 없는 것도 아니다. Miller (1997)는 도시지역에서 숲이 주는 효과를 표 1.1과 같이 제시하고 있다. 즉, 나무의 밀도와 피도가 증가함에 따라 바람과 차광의 영향과 관련하여 겨울에는 난방에너지를 절감시키고, 여름에는 냉방에너지를 크게 절감시키고 있음을 보여주고 있다. 숲은 광합성작용을 통해 CO₂ 농도를 감소시키고, 물을 보유하고 있어 기후 조절 효과를 발휘하기 때문에 그 이상의 부수효과도 기대할 수 있다.

최근 필자는 우리 주변에서 일어나는 여러 환경이변 중의 하나를 관찰하는 연구를 수행한 바 있다 (Lee et al. 2007). 소나무의 이상생장에 관한 것이다. 소나무는 참나무와 같은 낙엽활엽수와 달리 봄철에 길이생장을 하고, 하지가 지나 밤의 길이가 길어지기 시작하면 겨울눈을 맺어 여기에서 생장을 멈춘다. 따라서 1년에 생장한 하나의 마디를 명확하게 구분할 수 있다.

표 1.1 숲이 주는 에너지 절감 효과 (Miller 1998)

나무밀도	나무피도	바람의 영향		차광의 영향	
		난방	냉방	난방	냉방
없음	0	0	0	0	0
저	24	44	54	15	22
중	67	60	67	25	40
고	77	66	75	30	50

소나무의 이러한 특징이 최근 변해가고 있다. 겨울을 포함하여 2006년 기온은 평년보다 꽤 높았다. 특히 여름이 길어진 것처럼 가을 이후의 기온이 높았다. 자료를 분석해보니 여름까지의 기온은 평년보다 0.5℃ 높았던 반면에 그 이후에는 1℃ 이상 높았고, 겨울 기온은 2℃ 가량 차이가 났다. 이러한 기온상승으로 우리 주변의 소나무들은 봄에 싹을 틔워 새로운 생장을 시작하여야 할 겨울눈을 이미 전해 가을에 틔운 것이다. 비정상적인 이상생장이다.

이러한 이상생장을 더 자세히 조사해보니 서울의 도심에서는 그러한 현상이 매우 심했고, 도시 주변의 그린벨트 지역으로 가면 그러한 현상이 크게 줄어들었다. 또 근래 복원되어 많은 시민들의 호응을 얻고 있는 하천 주변으로 가면 그러한 이상 징후가 거의 나타나지 않았다. 그린벨트의 숲과 복원된 하천이 기온 상승을 완화시키고, 각종 환경스트레스를 제거하였기 때문으로 판단된다. 그 영역을 더욱 넓혀 조사해보니 도시화가 심하게 진행된 수도권과 대도시 주변에서 그러한 현상이 심하게 나타났고, 전원지역으로 가면 그것이 감소하였으며 국립공원과 같은 자연지역으로 접근하면 그러한 현상이 거의 나타나지 않았다. 자연이 발휘하는 기후조절 효과 때문이다. 이러한 결과는 자연의 보존과 복원이 지구온난화의 대응책이 될 수 있음을 반영한다.

1.1.7.2 물 관리 측면의 적응

지구적 차원에서 물의 순환을 보면, 육상에서는 증발량이 강수량보다 적고, 해양에서는 그 것과 반대 경향을 보인다 (그림 1.5). 육지에서 남은 물이 바다로 흘러가 해양의 부족한 물을 보충하며 지구전체적인 물 수지의 균형을 이룬다.

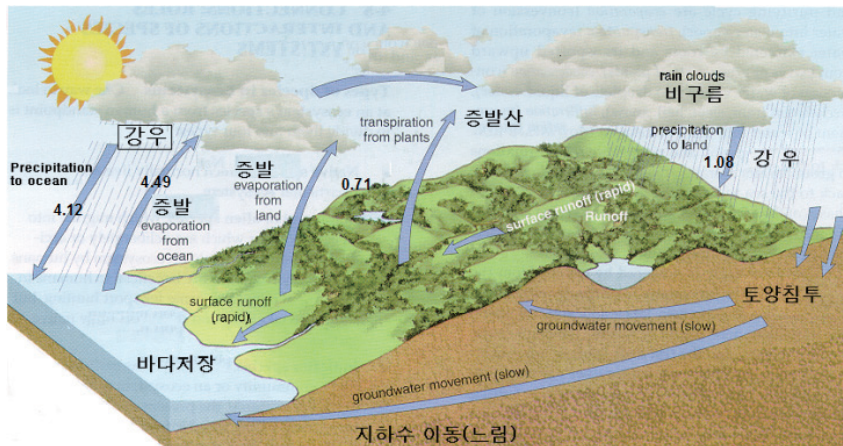


그림 1.5 물의 순환.

육상과 해양에서 이러한 차이를 보이는 이유는 육상으로 공급되는 빗물은 땅속으로 스며들어 쉽게 증발되지 않는 반면에 해양에 공급되는 물은 수면이 개방되어 쉽게 증발 될 수 있기 때문이다.

이러한 현실에서 대형 댐을 조성하여 물 관리 대책을 삼고자 하는 것은 문제가 있다. 그보다는 보이지 않는 댐으로서 숲을 보존하고 보충하는 것이 현명한 대안이 될 것이다.

또 하나의 물 관리 대안은 도시지역에서 찾고 싶다. 서울의 경우 도시화 지역의 비율이 약 60% 가량 되고 녹지 및 오픈스페이스가 약 40%를 차지한다. 그린벨트로 이루어진 주변의 산지가 포함되어 도시화 지역의 비율이 비교적 낮게 나타났지만, 그것을 제외하면 개발가능한 거의 모든 지역이 도시화지역으로 전환되었다고 볼 수 있다. 그러면 이러한 도시화지역에서 물 수지는 어떠한가? 그림 1.6에 토지이용강도에 따른 빗물의 침투량과 유출량을 비교한 결과를 나타내었다. 숲 지역에서 80 ~ 90%의 물이 지하로 흡수되고 10 ~ 20%만이 지표로 유출되고 있는 반면에 도시지역에서는 90% 이상이 지표로 유출되고 10% 이하가 지하로 흡수되고 있음을 볼 수 있다 (그림 1.6).

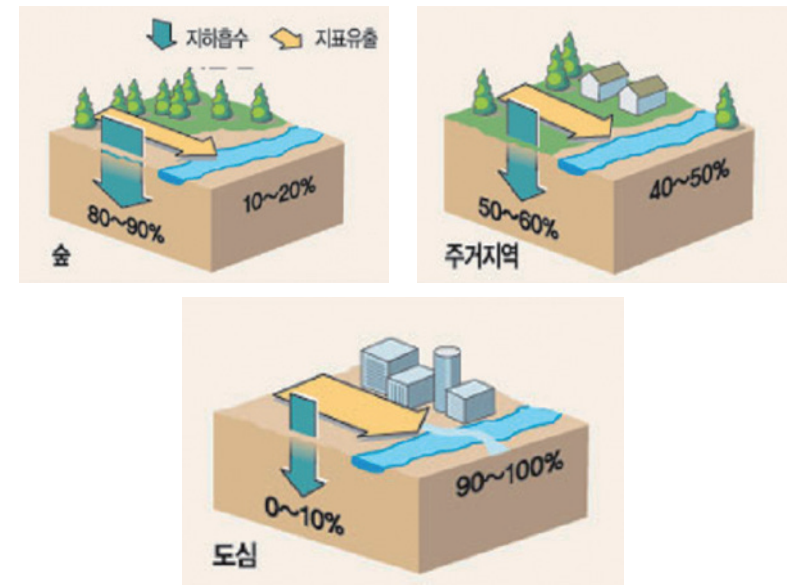


그림 1.6 토지이용강도에 따른 빗물의 침투량과 유출량 (Bonan 2002에서 재인용).

도시지역에서 물의 지표 유출을 억제하여 수자원을 확보하고, 그것이 주는 기후조절 효과까지 누리게 되면 우리는 기후변화 억제와 물 관리의 양면에서 혜택을 누릴 수 있다. 그러면 그러한 대안은 어떻게 가능할 수 있을까? 투수층 면적을 늘리는 방안을 찾아내야 한다. 투수성 포장을 대안으로 제안하고 있지만, 그보다는 공원과 같이 자연 그대로의 모습을 간직한 토지이용 형태가 보다 일반화 되어야 할 것이다.

농촌지역의 물 관리 대책도 요구된다. 오늘날 농촌지역은 많은 변화를 겪고 있다. 그 중 눈에 띄는 것은 농업의 형태 변화이다. 전형적인 농업의 형태가 시설농업으로 바뀌는 것이 그러한 예에 해당한다. 소득을 창출하기 위한 어쩔 수 없는 변화라고 항변할진 모르지만 너무 심한 변화는 우리의 국토를 망들게 하고, 나아가 지구를 병들게 하는 것이다. 특히 논에서 이러한 변화가 크게 일어나고 있다 (Lee et al. 2006). 따라서 논이 발휘하던 저수효과가 감소되며 지하수 확보에도 문제가 되고 있다.

홍수에 대비한 대안도 요구된다. 우리는 그동안 식량자원을 확보하고 또 우리의 주거지역을 확보하기 위해 하천 주변 공간을 많이 이용해 왔다. 하천의 폭을 크게 좁히고 그곳을 인위적 공간으로 대체해 왔다. 최근 선진국에서는 하천의 자연성을 높이고, 기후변화에 따른 홍수에 대비하여 하천의 제방을 후퇴시키고 있다. 우리나라는 세계 어느 나라와 비교해도 하천 수위의 변화 폭이 큰 나라이다. 이런 점에서 우리도 그러한 재해에 대비할 필요가 있다.

여기서도 댐을 조성하는 것을 대안으로 삼아서는 곤란하다. 정부에서는 홍수 피해를 줄인다는 명목으로 두 개 정도의 대형 댐을 새로 조성할 계획을 세운적이 있다. 특히 그 계획에는 “한국의 그랜드캐년”으로 불릴만한 한탄강을 수몰시키는 내용도 포함되어 있었다. 지역 주민의 안전을 확보하고자 하는 계획에 반대할 의사는 없다. 다만 너무 근시안적 대안에만 매달리지 말라는 조언을 하고 싶을 뿐이다. 수면보다 낮은 지역에 도시를 위치시키지 않는 지혜, 유역 전체를 대상으로 유속을 늦추고 저수능력을 높이기 위한 상류 하천 및 삼림 복원, 하천 주변 폐·휴경지의 저류공간으로의 이용, 홍수 위험 지역 주거지의 단계적 이주 등을 보다 거시적인 측면의 대안으로 제시하고 싶다.

1.1.8. 결론

오늘날 지구의 온화한 환경은 지구상에 지금까지 살아오거나 과거에 살다가 사라진 생물들이 함께 노력하여 이루어 놓은 것이다. 이상에서 살펴 본 바와 같이 우리 인간은 문명생활을 영위하기 위해 화석연료와 자연을 과도하게 이용하고 착취하여 이 땅의 환경기반이 되는 기후를 변화시키며 위기를 자초하고 있다. 위에서 제시한 몇 가지 예에서 보면, 특히 동양권 국가들이 옛날부터 간직해 왔던 자연과의 조화로운 관계를 되찾는 것이 그러한 위기의 해결 방안이 될 수 있음을 알 수 있다. 그러나 그러한 대안을 마련하는 것은 해당지역의 자연환경

체계에 대한 충분한 이해가 선행된 상태에서 이루어져야 한다. 전문가의 진단결과에 기초하여 우리 주변의 자연을 보존하고 복원하여 생활 속의 자연을 확보할 필요가 있다. 그러한 자연은 현재의 우리를 지구환경의 위기로부터 보호해 줄 수 있고, 미래세대에게는 순수한 마음과 지혜를 제공하여 오늘의 우리처럼 스스로 위기를 자초하는 우를 범하지 않는 해안을 제공해 줄 것이기 때문이다.

- 고정웅, 백희정, 권원태. 2005. 한반도 우기의 강수 특성과 지역 구분. 한국기상학회지 41: 101-114.
- Bazzaz, F.A. 1990. The response on natural ecosystems to the rising global CO₂ levels. Annu. Rev. Ecol. Syst. 21: 167-197.
- Bonan G. 2002. Ecological climatology: concepts and applications. Cambridge University Press, Cambridge.
- Freedman, B. 1995. Environmental ecology: the ecological effects of pollution, disturbance, and other stresses. 2nd ed. Academic press, SanDiego.
- Kim, J.W. 1994. On the diostribution pattern of potential natural vegetation by climatic change scenarios in the Korean Peninsula. 191-205 pages in "Proceedings of the 2nd Korea-Japan joint seminar for collaborative researches on biological sciences" held on 24-25 October, 1994 in Seoul National University.
- Kwadijk, J. 1993. The impact of climate change on the discharge of the River Rhine. Ph.D. Thesis Utrecht University, Utrecht, The Netherlands and Netherlands Geographical Studies 171.
- Lee, C.S., Y.C. Cho. H.C. Shin and S.M. Lee. 2006. Changes of landscape structure for the recent 20 years in the Wangsuk stream basin of the central Korea. J. Ecol. Field Biol. 29: 405-410.
- Lee, C.S., H.G. Song, H.S. Kim, B. Lee, J.H. Pi, Y.C. Cho, E.S. Seol, W.S. Oh, S.A. Park and S.M. Lee. 2007. Which environmental factors caused lammas shoot growth of Korean red pine? J. Ecol. Field Biol. 30: 101-105.
- Marsh, T, A. Black, M. Acreman and C. Elliott. 2000. River flows. Pages in 101-133 in M.Acreman, ed. The hydrology of the UK. Routledge, London.
- Middelkoop, H., K. Daamen, D. Gellens, W. Grabs, J.C.J. Kwaijk, H. Lang, B.W. A.H. Parmet, B. Schdler, J. Schulla and K. Wilke. 2001. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine Basin. Climatic Change 49: 105-128.
- Miller, R.W. 1997. Urban forestry: planning and managing urban green spaces. Prentice Hall, Upper Saddle River, NewJersey.
- Werritty, A., A.R. Black, R.W. Duck, et al. 2002. Climate change: Flooding occurrence review. Report to Central Research Unit, Scittish Executive, Edinburgh.

1.2.1 서론

기후 (Climate)란 특정지역에서 오랜 기간 동안 반복되는 평균적인 날씨를 말하며 기후 변화 (Climate change)란 평균적인 날씨 상태에 비해 유의미하게 변동하는 것을 이른다. 지구의 평균 기온 (14°C~16°C)이 점차 상승하고 있기 때문에 이런 기후변화를 지구온난화 (Global warming)라고 한다.

지난 100년간 세계 평균 기온은 0.74°C 상승한데 비하여 한반도는 2배인 1.7°C나 상승했고 겨울은 22일~49일 짧아진 대신, 여름은 13일~17일 길어지고 집중 호우가 내리는 것이 최근 우리나라의 기후 특성이자(NIMR, 2009).

지구온난화는 왜 일어난 것일까? 범지구적으로 보면, 크게 자연적인 원인과 인위적인 원인으로 나누어 생각할 수 있다.

10만년마다 반복되는 지구 공전궤도의 변화 (Eccentricity), 4만년 주기로 일어나는 지구 자전축 (21.5°C~24.5°C)의 변화 (Tilt) 및 세차운동 (歲差運動, Precession)에 따른 태양 에너지의 변화가 자연적인 원인으로서는 이를 밀란코비치 주기 (Milankovitch cycle)라 하며, 이 주기는 오늘날에만 일어나는 것은 아니다 (Milankovitch 1920, 1930).

과거 지질시대에도 빙하기 (Glacial period)와 간빙기 (Interglacial period)가 반복되었던 것은 바로 이런 주기 때문이며, 현재는 간빙기로 온난한 기후가 1만년 정도 계속되고 있다. 그러나 자연적인 요인만으로는 설명이 되지 않는 것이 현재의 기온상승인 것이다.

지난 100여 년 간 인류가 배출한 온실가스 (Greenhouse gases, GHGs), 특히 이산화탄소 (CO₂)양의 지속적인 증가로 대기층에 두꺼운 온실을 형성하여, 지표면에서 방출되는 장파장의 적외선을 흡수, 재방사함으로써 지구가 더워지고 있다는데 많은 전문가들이 동의한다 (그림 2.1).

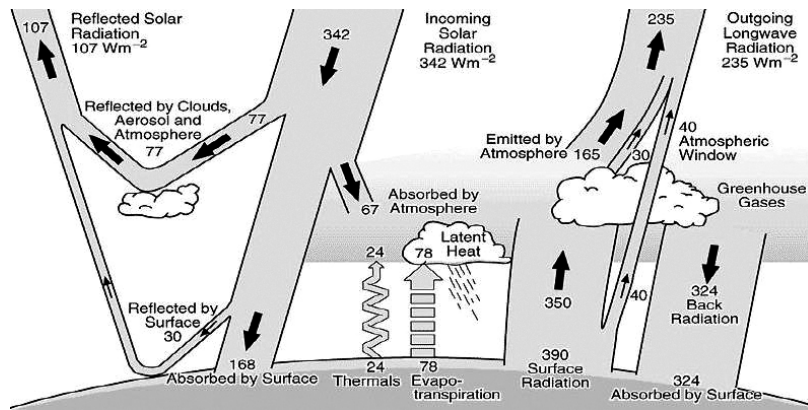


그림 2.1 태양복사와 지구 복사에 의한 복사에너지 수지 (IPCC 2001).

AR4 (Fourth Assessment Report 2007)는 “20세기 중반 이후 관측된 세계의 평균 기온상승의 대부분은 인류기원의 온실가스 증가에 의한 것일 가능성이 66%~90%로 매우 높다.”고 지적하였다.

또한 1958년부터 킬링 (Charles D. Keeling) 교수가 하와이 마우나로아 관측소 (Hawaii Mauna Loa Observatory)에서 관측을 시작한 이래 그 농도가 계속 증가함을 관측하여 소위 킬링 곡선 (Keeling curve)을 제시함으로써 (NOAA Earth System Research Lab 2007) 이를 뒷받침하고 있으며, 기타 삼림 제거, 특히 열대림과 아열대림의 벌채 그리고 화산의 폭발 및 산불 등 환경변화도 지구온난화의 인위적인 원인으로 제시되고 있다.

그러한 이유로 이산화탄소는 무조건 나쁜 것으로 오해하고 있다. 그러나 우리 인간을 비롯하여 모든 생물이 살아갈 수 있는 오늘날의 최적 온도가 유지되는 것은 이산화탄소나 수증기 등이 온실가스 역할을 해주고 있기 때문에 가능한 것이다. 만약 온실효과 가스가 없다면 지표면에서 방사된 열은 지구의 대기층을 통과해 버릴 것이고, 그렇게 된다면 지구의 평균온도는 -19℃가 되어 생물 자체가 살 수 없게 될 것이다. 이와 같이 온실가스는 생물의 생존을 위해 불가결한 것으로서 동전의 양면과 같다.

지구에 생명이 출현한 이래 지구의 환경변화와 함께 종 (Species)이 진화하였으며 식생의 변화는 물론 이들을 생활터전으로 살아온 동물군집의 변화도 일어났다. 문제는 그 변화의 속도가 빨라진다는 것이다.

과거 지질시대의 변화는 수천 년~수만 년의 장기간에 걸쳐 서서히 일어난 지질학적 스케일의 변화인 반면, 지금의 변화는 급격히 짧은 시간에 일어나고 있다는 것이다. 한 마디로 동식물이 적응할 시간이 없다는데 문제가 있는 것이다.

과거의 기후변화 또는 환경변화의 기록은 몇몇 생태계에 잘 기록되어 있다. 그 중 하나가 습원 (Bog, Swamp, High moor)의 이탄층이나 호소의 퇴적물 (Sediments)이다. 호소의 퇴적물이나 습원의 이탄 (Peat)이나 호소의 퇴적물은 수천 년 내지 수만 년에 걸쳐서 일어난 장기간의 변화, 즉 식생변천 (Vegetational changes)과 환경변화 (Environmental change)를 기록하고 있어 이들 퇴적물을 과학적으로 조사해 보면 그 변화에 대한 정보를 알 수 있기 때문에 이들 퇴적물을 자연사의 고문서 (Archives of Nature History)혹은 생태캡슐(Eco-capsules)이라고 한다.

지구의 지표면을 덮고 있는 식물 집단 (plant community, plant population)을 식생 (植生, vegetation)이라고 한다. 이러한 식생의 분포는 주로 기후, 특히 기온이나 강수량 (토양의 건습도)에 의하여 결정이 된다.

다시 말하면, 기후는 식생 (Vegetation), 수문 (Hydrology) 및 산불 (Fire)의 발생 여부를 결정한다. 특히 식생의 종류는 기후에 의해 결정이 되고 또 식생은 꽃가루 (花粉, Pollen)를 생산하기 때문에 (기후→식생→꽃가루), 이의 역순서 (꽃가루→식생→기후)에 따라 꽃가루를 조사해 보면 과거의 식물상이나 식생을 알 수 있고 나아가 과거의 기후까지도 추정해 낼 수가 있는 것이다 (中村 1967, Birks and Birks 1980, Moore et al. 1991).

기후와 식생의 변천상에 대한 장기적인 전망(Long-term perspectives)은 생태계의 자연적인 변화를 이해하는데 필수적이다.

1.2.2. 후빙기 (홀로세, Holocene Epoch)의 기후변화

제4기 (Quaternary)라는 용어는 불란서의 지질학자 Jules Desnoyers (1829)가 파리 분지의 제3기층을 덮고 있는 지층을 지칭하는 의미로 처음으로 사용하였고, 그 후 영국의 지질학자 Charles Lyell (1839)은 역시 파리 분지에서 현생 연체동물 (Mollusca)을 포함하고 있는 지층을 층서학적인 의미에서 Pleistocene이라 하여 제4기와 구분하였다. 1846년 영국의 Edward Forbes는 Pleistocene을 빙하기로 간주하였으며 빙하기 이후 현재까지를 Recent라고 하였다 (이 1992).

1885년 국제지질학회에서 Recent를 홀로세 (Holocene epoch), 소위 후빙기 (後氷期)로 개명하여 현재까지 사용되고 있다. Pleistocene동안에 알프스 산맥(the Alps)에는 4번의 서로 다른 빙하기가 있었는데 최근의 빙하기로부터 각각 Würm 빙하기(Würm glacial period), Riss 빙하기(Riss glacial period), Mindel 빙하기(Mindel glacial period) 및 Günz 빙하기(Günz glacial period)가 그것이다.

빙하기의 시작과 끝의 시점들이 지구상 모든 지역에서 일치하지는 않기 때문에 층서 구분은 어느 하나도 국제적인 대표성을 인정받지 못하여 각 국가마다 고유의 층서명 (層序名)을

사용할 수밖에 없는 실정이다. 그렇지만 홀로세란 Würm빙기 이후인 14,000년부터 현재까지의 시기인 후빙기로 보는 것이 일반적이다 (ATMO 2012, 표 2.1).

표 2.1 홀로세 (Holocene epoch) 기후변화의 요약 (강 등 2009)

기 간	명 칭	기후 조건
1,850AD~ 현재	오늘날의 기후 (Contemporary climate)	안정된 온난기 (Steady warming period)
1,550~ 1,850 AD	소빙기 (Little Ice Age)	홀로세에 들어선 이후 최저의 기온 (Coldest temperature)으로 유럽에서는 농작물 생육부진과 기근으로 많은 사람이 죽음 (Populations die from crop failure and famine in Europe)
1,300~ 1,550 AD		최악의 기후 (Extreme weather)로 미국 서남부 지역에서는 주거지를 포기할 정도였음
1,100~ 1,300 AD	중세 온난기 (Medieval Optimum)	온난 (Warm): 기후최적기 (Climatic Optimum) 이후 가장 더운 기후. Vikings들이 Greenland와 Iceland에 정착함.
150 BC~ 900 AD		한랭해지는 경향 (Cooling trend); 나일강 (829AD)과 흑해 (800~801AD)가 결빙되다.
750~ 150 BC		기후최적기 (Climatic optimum)처럼은 아니지만 약간은 온난화 (Slight warming)
1,500~ 750 BC		기온의 하강 (Colder temperatures), 빙하의 확대 (renewed ice growth), 현재보다 해수면이 2m~3m 하강
2,000~ 1,500 BC		단기간의 온난화 경향 (Short warming trend)
3,000~ 2,000 BC		한랭화 추세 (Cooling trend); 해수면 하강으로 많은 섬이 출현 (emergence of many islands)
5,000~ 3,000 BC	기후최적기(Climatic Optimum)/ 최적온난기(Hypsithermal period)	온난상태 (Warm conditions). 기온은 현재보다 1℃~2℃ 상승. 고대문명 발달 및 번창 (Great ancient civilizations began and flourished).
10,000~ 8,500 BC	新드리아스기 (Younger-Dryas)	급속한 한랭화 (Rapid cooling), 한랭한 기후 지속 (Prolonged cold period), 급속한 온난화 (Rapid warming)
14,000 years ago	홀로세 온난화 (Holocene warming)	빙하가 녹다 (ice melt). 최종빙기 후 서서히 온난화 (Slow warming from last ice age)

표 2.1에서 보는 바와 같이 14,000년 전 부터 빙하는 서서히 녹기 시작하여 10,000~8,500BC의 급속한 한랭기를 거쳐 5,000~30,000BC에는 기후최적기 (Climatic Optimum, Mid-Holocene) 또는 최적 온난기 (Hypsithermal period)가 되었는데, 이 시기에 기온은 현재보다 1~2℃ 높았고, 고대문명 (Great ancient civilizations)이 발달 및 번창하였다.

1,100~1,300AD는 중세 온난기(Medieval Optimum)로 기후최적기(Climatic Optimum) 이후 가장 더운 기후였다. 1,550~1,850AD는 소빙하기(Little Ice Age)로 홀로세에 들어선 이후 최저의 기온(Coldest temperature)을 보였고, 1,850AD 이후 현재까지가 오늘날의 기후로서 안정된 온난기(Steady warming period)인 것이다.

홀로세 동안 동·식물의 분포가 이동(Shift)하였으며, 특히 Pleistocene말기와 Holocene 초기에 매머드(Mammuthus), 마스토돈(Mammut), 검치호(劍齒虎, Smilodon), 큰늘보(Megatherium)가 사라졌으며 한랭한 기후하의 생태계는 고위도 지역의 생태 섬(Ecological island)으로 고립되었다.

Holocene 이후의 고기후 (Palaeoclimate)를 직접 측정하는 방법은 없다. 기후는 암석이나 퇴적물에서 화석화 (Fossilization)하지 않기 때문이며, 또 여러 가지 물리학적, 생물학적 과정들이 온도, 습도, 계절과 같은 기후상태 (Aspects of climate)에 의존하고 있기 때문이다. 1만 년 전부터 현재에 이르기 까지 후빙기의 기후를 복원하려는 시도는 여러 가지 방법을 이용하고 있으나 불확실(Uncertainty)하기 쉽고 또 절대연대(Age dating)도 동반되어야 하는 것이다. 그러나 다 행히 여러 가지 기후지표(Climate indicators)가 보존되어 있어서 해석을 가능하게 한다.

1.2.3. 우리나라에서 소빙기의 영향

온난화 (溫暖化, Warm)와 한랭화 (寒冷化, Cold)라는 지구의 기후변화는 예나 지금이나 흔히 발생할 수 있는 자연현상이다. 조선시대에도 가뭄의 영향이나 소빙기의 영향 등 기후변화에 관한 기록이 있다.

라 (1992)는 <증보문헌비고 (增補文獻備考)>의 「상위고 (象緯考)」와 「물이고 (物異考)」를 이용하여 17세기 흉작의 원인이 가뭄임을 밝히면서 특히 1650년부터 1720년 사이 약 70년 동안 우리나라의 기후변화가 두드러졌다고 하였다. 역사상 소빙기로 알려진 1550년~1850년에 전 세계적으로 저온현상 혹은 이상 저온현상과 기후의 불규칙성이 발생하였다 (표 2.1).

김 (2008)은 조선왕조실록 (朝鮮王朝實錄)의 내용을 분석하여 “대기근 (大饑饉)-조선을 뒤덮다”라는 저서에서 다음과 같이 기술하고 있다.

「조선왕조 500년 동안 재해 (災害)와 기근 (饑饉)은 반복되었지만 그래도 유독 심한 때가 있었다. 모두 17세기에 있었다. 첫 번째는 1670년 (현종 11년, 경술년)과 1671년 (현종 12년, 신해년)에 연이어 든 ‘경신대기근 (庚辛 大饑饉)’이고, 두 번째는 1695년 (숙종 21년, 을해년)

과 1696년 (숙종 22년, 丙子年)에 연이어 든 '을병대기근 (乙丙大饑饉)'이다. 조선 역사상, 아 니 5천년 민족사상 (民族史上) 이보다 더 위협적인 대기근은 없었고 조선 사회는 충격에 빠 져 뿌리까지 흔들렸다. 조선 정부는 수습책 마련에 100년 가까운 기간을 보냈다고 한다.

1670년 7월 때 아닌 우박과 서리에 이어 눈까지 내렸다. 서리가 일찍 내려 추수를 눈앞에 둔 작물이 죄다 말라 죽었고, 계란만한 우박이 내려 성한 곡식이 없었다. 기온 하강현상은 혹 심한 겨울 추위로 이어졌고 이듬해에는 심각한 봄 가뭄으로 대지가 타 들어갔다.

농업이 주요 산업이었던 조선은 1670년 (庚戌年) 현종 11년 들어 최대의 위기를 맞았다. 임진왜란, 병자호란으로 어수선해진 나라 사정과 상관없이 몰아친 자연재해로 국운마저 위태 로울 지경에 이르렀다. 경신 대기근은 기후변화가 불러온 재앙인 것이었다. 17세기 '소빙기 (小氷期, little glacial period)'현상에 의해 벌어진 전 지구적 기후변화가 조선에도 영향을 주 었던 것이다.」

17세기 소빙기 시기에 우리나라의 농작물 생육이나 생산과 관련된 기후변화에 대한 연구 는 박 (2005)이 구체적으로 발표한 바 있다.

1.2.4. 고환경 복원 원리 및 고생태학 연구방법

고환경 복원의 원리는 1830년 Charles Lyell이 그의 저서 지질학의 원리 (Principles of Geology)에서 상세하게 그 가설을 확립한 동일과정설 (제일설, 齊一說, Uniformitarianism) 에 그 기본을 두고 있으며 다윈 (Charles Darwin)도 이 원리를 생물학에 적용하였다.

동일과정설이란 <모든 지질현상이나 생물현상은 과거에도 현재와 같은 과정으로 일어났 다>는 가설로서, 과거의 생물종 또는 생물집단의 서식 환경을 현재의 그것과 비교해서 해석 하는 것이다 (Birks and Birks 1980). 바꾸어 말하면, 과거에 살았던 생물의 생활양식이나 그 들을 둘러싸고 있던 주위 환경을 현재의 그것에 상당하는 생물종으로부터 추정하는 것으로 <The present is the key to the past>라는 원리인 것이다.

고생태학 (Paleoecology)이란 과거의 생물과 그들의 살았던 환경과의 관계를 연구하는 분 야로 생태학의 목적이나 원리와 비슷하지만 방법에는 다소 차이가 있다. 과거의 생태계는 직 접 관찰할 수 없기 때문에 생물적 비생물적 요인은 화석이나 퇴적물에 포함되어있는 화석을 통해서 추론할 수밖에 없다는 제한이 있다.

고생태학을 연구하거나 고환경 (Paleoenvironment, Past environment)을 복원하는 방법 에는 여러 가지가 있다. 가장 오래되고 널리 알려진 방법은 과거의 식생변천과 환경변화를 연구하는 꽃가루 분석법 (Pollen analysis)인데 1916년 스웨덴의 Lennart von Post(1884-1950)가 이 방법을 처음 이용하여 “대형 수목유체와 달리 꽃가루는 식생변화의 계속적인 기 록을 제공한다(In contrast to large tree remains, pollen could give a continuous record of

vegetational changes.)”고 한 후 전 세계적으로 가장 많이 이용되는 방법이다. 이외에도 고 기후(古氣候, Palaeo-climate)를 연구하는 방법으로는 이탄 속에 매몰된 나무와 같은 거대 형 화석(Megafossil), 씨앗(Seeds), 열매(Fruits), 잎(Leaves)과 같은 대형화석(Macrofossil), 고호소학(Paleolimnology), 얼음코어(Ice cores) 등을 이용하는 방법이 있고, 연륜을 해아 려 수목의 나이를 아는 것 뿐 아니라 동시에 그 연대의 기후를 추정할 수도 있는 연륜연대학 (Dendrochronology), 그리고 퇴적물의 안정동위원소(Stable isotope, Silent Isotope, SI)를 분석하여 과거의 온도나 습도의 변화를 알아보는 SI방법 등이 있다.

최근에 기후변화에 대한 관심이 커짐에 따라 고기후를 알아보고자 하는 연구가 활발히 진 행되고 있다. 과거의 식생 및 기후변화를 유추하는데 사용되는 이상적인 시료는 고층습원이 나 호수 퇴적물 (Lake sediments)인데, 우리나라의 경우 이런 시료를 채취할 수 있는 고층습 원이나 자연호 퇴적물이 잔존되어 있는 곳이 거의 없을 뿐 아니라 이 분야를 연구하는 학자들 이 적어 외국에 비해 많이 뒤쳐진 상황이다.

1.2.5. 현존식생의 분포

우리나라를 포함한 극동지역의 대표적인 삼림인 소나무, 신갈나무, 전나무, 가문비나무, 분비 나무의 지리적 분포를 보면 그림 2.2와 같다 (김과 길 2000, Nakamura and Krestov 2008).

소나무 (*Pinus densiflora*)는 제주도를 포함한 한반도 전역, 북해도 일부 지역을 제외한 일본 전역, 북으로는 중국의 요동반도의 황해 지역과 산둥반도의 일부 지역, 러시아의 행 카호 (Khanka lake)에 이르고 있으나 그 이상에서는 분포하지 않는다. 또한 곰솔 (*Pinus thunbergii*)은 경기도 중부 (37° 50') 이남의 해안, 일본의 해안과 도서 지역에 한하여 분포하 는 것으로 알려지고 있다 (吉岡 1958).

소나무는 토양 양분이나 수분에 대한 요구도가 낮기 때문에 산의 능선 등 매우 건조한 지 역, 척박한 곳에서도 큰 군락을 이루는 속성을 갖고 있다. 한반도, 일본의 북해도 남부를 포함 한 지역으로 평균온도 7.5~18.7℃ 인 지역에 분포한다.

신갈나무 (*Quercus mongolica*)는 우리나라 중부지역의 냉온대 낙엽활엽수림대와 표고 700m 이상에 주로 분포하는 수종으로 우리나라 중부 냉온대 지역의 극상림 (極相林, Climax forest)의 하나로 알려져 있으며 그 분포지역은 평균온도 3.5~14℃이다.

전나무 (*Abies holophylla*)는 냉온대 습한 몬순기후 (Monsoon climate)하에 분포하며 분포 의 북한 (北限)은 44° N 33° N이고 러시아 동남부 시호테알린 산맥(Sikhote Alin)에서부터 백두산에 걸쳐 분포하며 분포지역의 평균온도는 2~7℃이다.

잣나무 (*Pinus koraiensis*)는 북부 온대지역에 주로 분포하는데 Sikhote Alin, 백두산, 흥안 (Hingan), 남부 Badzha'skiy 지역과 일본 북부, 남부 및 중부의 Alps에 분포하고 평균온도는 0~5℃이다.

가문비나무 (*Picea jezoensis*)는 쿠릴열도(Kuril islands), Sikhote Alin, 사할린(Sakhalin) 및 백두산에 분포하며 평균온도는 -4~5℃이다. 그리고 분비나무 (*Abies nephrolepsis*)는 54 °N의 러시아 제야강(Zeya) 유역에서부터 우리나라 35 °N사이에 분포하는데 평균온도는 -6~4℃이다.

이처럼 현존식생의 분포를 지배하는 기온을 고려하여 과거의 식생분포에 따른 그 시기의 기후까지도 추정할 수 있을 것이다. 이는 전술한 Lyell의 동일과정설 (Uniformitarianism)에 그 기본을 두고 있다.

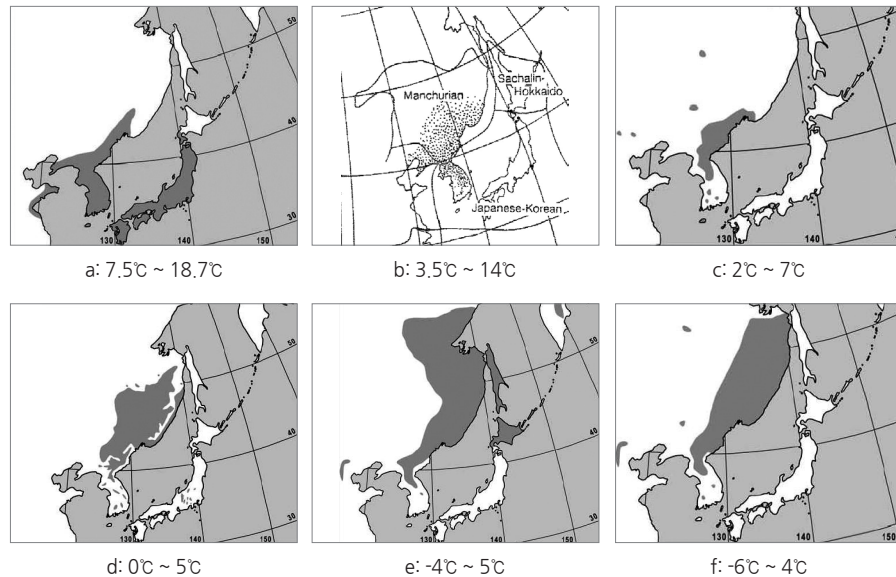


그림 2.2 극동지역에서 침엽수림과 활엽수림의 분포 (김과 길 2000, Nakamura and Krestov 2008). (a) 소나무, (b) 신갈나무, (c) 전나무, (d) 잣나무, (e) 가문비나무, (f) 분비나무. * 온도(℃)는 각 삼림의 분포지역을 나타낸 것.

1.2.6. 한반도의 과거의 식생과 기후 변화

우리나라에서 꽃가루 분석법을 사용하여 과거의 식생변화를 연구한 사람은 일본인 Yamazaki(山崎 1940)와 Matsushima(松島 1941)가 처음이고, 30여년의 공백기가 지난 후 1970년대에 들어서면서 우리나라 학자들이 연구하기 시작하였으며, 특히 1980년대에 들어서는 생태학에서는 물론 지리학, 지질학, 고고학 분야에서도 연구가 활발히 수행되어지고 있다.

그 가운데 동해안 영랑호의 퇴적물을 이용한 식생변천 및 과거의 기후 (김 등 1978, 安田과 塚田 1978) 및 해진 (Transgression)과 해퇴 (Regression) (中井과 洪 1980)의 연구, 대암산 용늪의 식생변천과 환경변화 (강 1988, 강과 吉岡 2005, Yoshioka et al. 2001, Kang 2007,

Jang et al. 2011)가 대표적이다.

1.2.6.1 영랑호 퇴적물의 꽃가루 분석에 의한 식생과 기후변화

동해안 영랑호 퇴적물의 꽃가루 분석 결과, 다음과 같이 6개의 화분대 (花粉帶, Pollen zone)로 구분하였다 (그림 2.3, 김 등 1978, 安田과 塚田 1978).

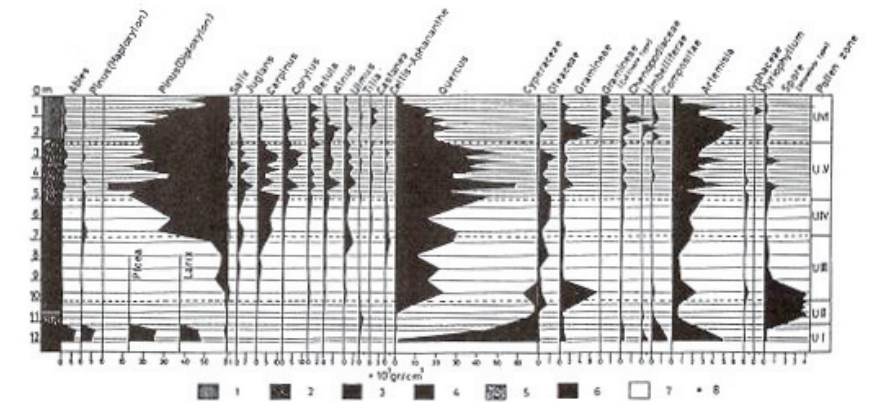


그림 2.3 속초 영랑호 퇴적물의 화분분포 (김 등 1978, 安田과 塚田 1978).

- ① 17,000~15,000yr BP: 가문비나무속, 전나무속, 소나무속(5엽), 낙엽송속의 시대
- ② 15,000~10,000yr BP: 초본 화분, 고사리류 식물의 시대
- ③ 10,000~6,700yr BP: 참나무속의 시대
- ④ 6,700~4,500yr BP: 소나무속(2엽), 참나무속, 서어나무속의 시대
- ⑤ 4,500~1,400yr BP: 참나무속, 소나무속(2엽), 서어나무속, 개암나무속, 느릅나무속, 가래나무속의 시대
- ⑥ 1,400yr BP~현재: 소나무속(2엽)

「위에서와 같이 방사성 탄소 (14C)로 과거의 절대연대를 표시할 때에는 연대 뒤에 yr BP¹⁾라는 약자를 쓴다. 여기에서 yr란 year (년도)의 약자이고 BP는 Before present (현재보다 이전의 뜻으로 통상 <년전>의 의미)로서 우리가 사용하는 역년 (曆年)의 연대로 환산한 것인데 1950년을 시점으로 역계산하기로 되어 있다.」

1) _ 17,000~15,000yr BP

(1) 17,000~15,000년 전

최종빙기 (Last Glacial Maximum, LGM)였던 한랭기에 해당되는 시기이다. 가문비나무속, 전나무속, 잣나무와 같은 5엽송 (Haploxyton)인 소나무속, 낙엽송 등과 같은 아한대성 침엽수의 출현율이 높은 것으로 보아 플라이스토세 (Pleistocene Epoch)말기~홀로세 (Holocene Epoch) 초기에 영랑호 주변을 비롯한 동해안 일대에는 아한대성 침엽수림 (Subalpine coniferous forest)이 우점했던 것으로 생각할 수 있다.

(2) 15,000~10,000년 전

퇴적물속에 꽃가루의 함량은 적었으나 고사리류 포자 (Fern spore)가 많이 출현하는 것으로 보아서 만빙기 (晩氷期, Late glacial period), 즉 늦은 빙기에 해당되며 한랭한 기후였음을 알 수 있다. 특히 사력층 (砂礫層)에 황철광 (Pyrite, FeS₂)의 형태로 들어있는 황 (S)함량이 낮은 것은 이때의 기후가 한랭한 빙기였음을 뒷받침해 주는 또 다른 증거가 된다 (中井과 洪 1980, 中井과 洪 1982).

(3) 10,000~6,700년 전

참나무속 화분이 많았고 기타 버드나무속, 가래나무속, 서어나무속, 느릅나무속, 자작나무속 등의 활엽수 종류가 많이 출현하는 것으로 보아 이 시기에는 온난화 (Warm)가 급속하게 진행되기 시작했음을 의미한다.

(4) 6,700~4,500년 전

오늘날 한반도에 널리 분포하고 있는 소나무 (*Pinus densiflora*)와 같은 2엽송 (Diploxyton)인 소나무속 화분이 증가한 것이 특징이다. 홀로세 편년으로 보면 (표 2.1), 이 시기는 기후 최적기 (Climatic Optimum) 또는 최적 온난기 (Hypsithermal period)로서 기온은 현재보다 1~2℃ 상승했던 시기였고, 특히 고대문명 (Great ancient civilizations)이 발달, 번창했던 때에 해당된다. 현존식생의 분포를 고려하면 이 시기 동해안의 평균온도는 7.5~18.7℃였을 것으로 추정된다 (그림 2.2).

지금까지 우리나라에서 분석한 여러 지역의 화분분석자료에서도 이 시기에 소나무속 화분이 많이 출현하였는데, 이것은 우리나라에서 소나무가 우점하는 경관 (Landscape)의 기원이 6,700년 전 쯤으로 올라갈 수 있음을 의미한다. 소나무속 이외에도 가래나무속, 참나무속, 서어나무속, 느릅나무속 등 낙엽활엽수 화분이 증가하였으므로 기후는 역시 온난화했다고 볼 수 있겠다.

그렇다면 기후의 온난화와 소나무속 화분의 증가는 어떤 관계가 있을까? 경기도 평택지역의 토탄지에서 보면, 지표 및 5.0~4.4m 사이에 탄편 (炭片), 즉 숯가루 (Charcoal fragments)

가 다량 함유되어 있고 영랑호의 호저 퇴적물에서도 다량 검출되었다 (김 등 1978, 安田과 塚田 1978, 강과 이 1983).

이러한 사실은 우리나라에서 산불 (Forest fire)이 끊임없이 발생하여 2차림이 성립하기 쉬운 환경이 되었다는 말이 된다. 즉 6,500yr BP이후의 기후는 산불이 나기 쉬운 조건이 되었다는 말이 되는데 그 원인은 여러 가지가 있겠으나 강우량이 적은데 기인한 것으로 보는 것이 합리적인 것이다. 그러므로 이 시기는 따뜻하면서도 건조한 기후 (Warm and dry)였다고 할 수 있다.

(5) 4,500~1,400년 전

소나무속 화분이 점점 감소하고 그 대신 전나무속과 참나무속이 다시 증가하는 것으로 보아 기후는 약간 한랭 건조 (Colder and drier), 즉 감난기 (減暖期)였다고 추정되고 역사적 편년으로 보면 신석기 후기에 해당이 된다 (강 1994, 강 등 2009). 안정동위원소를 이용한 고기온 (Palaeo-temperature)의 측정에서도 4,500yr BP는 약간 차고 서늘한 시기였음이 확인되었다 (中井과 洪 1980). 현존식생의 분포를 고려하면 이 시기 동해안의 평균온도는 7.0~14℃였을 것으로 추정된다 (그림 2.2).

(6) 1,400년 전~현재

농경활동에 따른 삼림 파괴가 심했던 시기라 할 수 있으며 오늘날의 기후 (Contemporary climate)와 비슷한 안정된 온난기이다. 윤 등 (2008)은 동해안 속초지역에서는 2,000년 전후부터 농경이 시작된 것으로 추정하고 있다.

1.2.6.2 대암산 용늪 퇴적물의 꽃가루 분석에 의한 식생과 기후변화

용늪은 우리나라에서 오직 하나밖에 없는 유일한 고층습원이라고 한다. 외국의 넓은 면적의 습원에 비하면 그 크기가 작지만, 큰용늪 (大龍浦)의 이탄 퇴적물은 과거의 식생 변천 과정은 물론 한반도의 기후변화까지도 그 속에 기록되고 있는 고문서이며 자연사 박물관이라고 할 수 있는 곳이다. 용늪은 1997년 3월 28일 우리나라에서는 첫 번째로 랍사르 협약 (Ramsar Convention)에 등록되었다 (강 등 2010).

표층에서부터 깊이 180cm까지 이탄의 화분분석 (그림 2.4) 및 14C연대측정 (표 2.2)에 의해서 4개의 화분대로 구분되었으며, 절대 연대 (yr BP)로 약 5,100년 전부터 현재에 이르기까지의 식생 변천과 기후변화에 대한 정보를 얻을 수 있었다 (Jang et al. 2011). 아래층 ①에서부터 위층 ④까지 4개의 화분대는 다음과 같다.

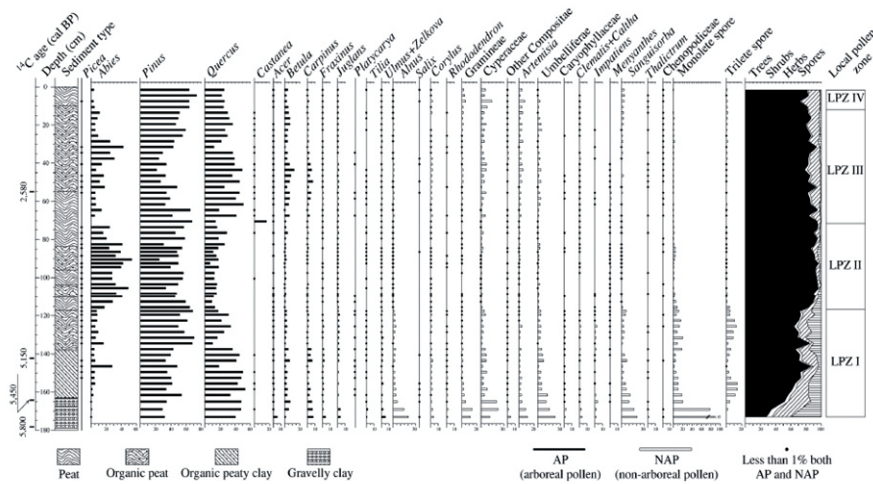


그림 2.4 대암산 용늪의 화분분포도 (Jang et al. 2011).

표 2.2 대암산 용늪 이탄 퇴적물의 절대연대 (^{14}C) 및 보정 연대 (Jang et al. 2011)

시료 채취 지점	깊이(cm)	코드번호	¹⁴ C 연대(BP)	보정연대(BC/AD)
6-1 지점	54~56	SNU08-722	2,510±50	630 cal BC
6-2 지점	88~90	SNU08-723	1,800±50	220 cal AD
6-3 지점	141~143	SNU08-724	4,480±50	3,200 cal BC
6-4 지점	163~165	SNU08-725	4,740±50	3,500 cal BC
6-5 지점	177~179	SNU08-726	5,060±50	3,850 cal BC

* 2008년 8월 8일 울산대학교 최기룡 교수, 강병오 박사 및 충북대학교 강상준 교수는 최하층 (177~179cm)의 이탄을 채취하여 방사성 탄소연대를 측정한 결과 5,060±50yr BP (보정연대 3,850 BC)를 얻어 용융은 지금으로부터 5,100여 년 전에 만들어졌다는 사실을 새로 확인하였다. SNU는 서울대학교 AMS센터 고유 Code임.

- ① 5,100~4,300yr BP: 참나무속-소나무속의 시대 (180~116cm)
- ② 4,300~3,200yr BP: 소나무속-전나무속-참나무속의 시대 (116~72cm)
- ③ 3,200~200yr BP: 참나무속-소나무속-전나무속의 시대 (72~12cm)
- ④ 200yr BP~현재: 소나무속-참나무속의 시대 (12~0cm)

(1) 5,100~4,300년 전

참나무속-소나무속의 시대로서 참나무속 화분이 30~50%로 많이 나타났으나 소나무속 꽃가루는 29~70%까지 출현하였다. 한대요소인 전나무속은 10%미만이고 삼림에서 교목층을 구성하는 자작나무와 서나무속은 상대적으로 많이 출현하였다.

현존식생의 분포를 고려하면 이 시기에 대암산 (1,316m)이 자리하고 있는 강원도 양구군과 인제군 지역의 평균기온은 14~18.7℃였을 것으로 추정이 되고 (그림 2.2), 오늘날의 세계 평균 기온 14~16℃임을 고려할 때 이 시기에는 현재보다도 기후가 매우 온난 (Warm condition) 했던 것으로 추정된다.

표 2.2와 같이 5,060yr BP의 교정연대 (Calibration year)는 3,850BC임으로 홀로세의 기후변화에 따르면 (표 2.1) 5,000BC~3,000BC에 해당된다. 이 시기는 기후 최적기 (Climatic optimum) 또는 최적 온난기 (Hypsithermal period)로 현재 보다 1°C~2°C 상승했음을 알 수 있다.

(2) 4,300~3,200년 전

소나무속-전나무속-참나무속의 시기로 전나무속과 소나무속의 출현율이 특히 높고 참나무속을 비롯한 낙엽활엽수종의 출현율이 낮았다. 전나무속은 15~49%, 소나무속은 24~65%나 되었다. 반면 참나무속은 10~17%이내로 이전에 비해 현저히 줄어들었다. 소나무속, 전나무속, 참나무속이 다시 증가하는 것으로 보아 기후는 약간 서늘 (Cool)했던 것으로 해석할 수 있다.

현존식생의 분포 (그림 2.2)의 의하면, 전나무림의 분포 지역 $2\sim-7^{\circ}\text{C}$, 신갈나무림의 분포 지역 $3.5\sim 14^{\circ}\text{C}$, 소나무림 분포지역 $7.5\sim 18.7^{\circ}\text{C}$ 임을 고려할 때, 이 시기의 기온은 $2\sim 18.7^{\circ}\text{C}$ 였을 것으로 추정이 되고, 또한 표 2.2와 같이 탄소연대 측정의 4,740yr BP는 3,500 BC로, 4,480yr BP는 3,200 BC로 교정연대가 계산되었으므로 이 시기는 한랭화 추세 (Cooling trend)의 시기임을 알 수 있다 (표 2.1).



그림 2.5 Hiller borer를 이용한 이탄 채취 장면(2008년)과 이탄의 실체 (우).

(3) 3,200~200년 전

참나무속-소나무속-전나무속의 시대이다. 참나무속이 다시 증가한 반면 소나무속과 전나무속이 감소하기 시작하였다. 즉 참나무속은 50%를 넘는 층이 있으나 소나무속은 급격히 21%로 감소하였으며 전나무속은 10~15%로 줄어들었다. 우리나라의 삼림에서 교목층을 구성하고 있는 낙엽활엽수인 자작나무속과 서나무속이 이 시기에 상대적으로 높게 출현하였으며 초본식물 역시 이전의 화분대 보다 많이 나타난 것이 특징이다.

이 지역에 우점하고 있던 전나무속과 소나무속으로 구성된 침엽수림이 수직적으로는 대암산 정상부로 이동했고, 수평적으로는 보면 이 지역보다도 더 북부지역으로 후퇴한 것으로 추정된다. 이들 침엽수림이 물러난 자리에 참나무속이 우점하는 낙엽활엽수종으로 대체된 시기가 3,200~200년 전이었을 것으로 추정할 수 있다.

탄소 절대연대 측정치인 2,510yr BP은 630 BC으로, 1,800yr BP은 220 AD으로 보정연대가 계산되었다(표 2.2). 750BC~150BC의 시기에 약간 온난화(Slight warming) 시기가 있었으므로(표 2.1) 대암산 용늪의 3,200~200년 전은 이 시기에 해당됨으로 냉온대 중부에 분포역을 가지는 참나무속이 증가된 것으로 보아야 할 것이다.

(4) 200년 전~ 현재

소나무속-참나무속의 시기이다. 소나무속이 급격히 증가하여 74%를 점유하고 참나무속은 22~25%로 이전의 화분대보다는 훨씬 낮았다. 소나무속 꽃가루가 많이 산출된다는 것은 자연에 대한 인간의 간섭이 심해졌음을 의미한다. 인류의 농경활동으로 말미암아 원시림이 파괴되고 그 자리에 양수성인 소나무가 침입, 번창한 것이다.

여기에서 주의할 것은 탄소연대 200yr BP이다. 탄소연대 측정은 실험실마다 조금씩 다르지만, 일반적으로 최고(Maximum age) 40,000년, 최소(Lower limit) 200년이다. 연대측정 결과가 200년 이하가 나오게 되면 “현대(Mordern)”라고 하거나 또는 “현재보다 더 오래된(Greater than modern)”이라고 한다. 그러므로 이층의 탄소 연대는 현대로 보아 과거의 식생 변천이나 기후변화를 추정하는 데 큰 의미가 없다(강 등 2010).

이상과 같이 우리나라의 가장 오래된 퇴적물에서 얻은 동해안 영랑호의 꽃가루 분석 결과와 산악지대의 퇴적물인 용늪의 이탄층에서 얻은 결과를 종합하여 과거의 기후 변화를 추정할 수 있다.

즉, 17,000~15,000년 전 동안은 최종 빙하기 이후의 한랭한 기후로 아시아 지역까지 빙상(Ice sheet)은 발달되지 않았으나 한반도에 까지 한랭지대가 확장되었던 시기였고, 15,000~10,000년 전 늦은 빙기 동안의 한랭한 기후, 10,000~6,700년 전의 온난화가 급속히 진행된 시기, 6,700~5,100년 전의 기후 최적기(Climatic optimum) 혹은 최적 온난기(Hypsithermal

period)에 해당되는 시기, 4,500~3,200년 전의 한랭한 추세를 약간 보였던 기후를 거친 뒤, 3,200~현재에 이르는 온난화한 오늘날의 안정된 기후로 이어진 것으로 추정된다.

고기후(Paleoclimate) 추정에 이용되는 안정동위원소 분석, 유기탄소의 측정 결과, 해수면 변동(Fluctuation of sea level)의 지표로 이용되는 해안의 석호(潟湖, Lagoon)에 대한 황화합물(Sulfide)의 분석 결과에 의해서도 화분분석 결과와 비슷한 고기후 변동의 추세를 보이고 있어 이러한 사실을 뒷받침해주고 있다.

1.2.7. 안정동위원소에 의한 고기후 추정

10,000년 전 부터 현대까지인 후빙기의 기후변화를 꽃가루 분석만으로 그 추이를 파악하는데 어려움이 있다. 안정동위원소(Stable isotopes, Silent isotope, Safety isotope, SI)의 분석은 과거의 온도나 습도 변화를 비교적 정량적으로 나타내주기 때문에 고기후의 변화를 파악할 수 있다는 장점을 가지고 있다(Wada et al. 1995). 그러므로 꽃가루 분석 결과와 안정동위원소 측정 결과를 서로 연관시켜 검증해 보면 과거의 기후를 추정하는데 도움이 된다. 생물체 혹은 퇴적물로 부터 얻을 수 있는 안정동위원소 비는 $^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 등이 있다(표 2.3).

표 2.3 생물체를 구성하는 몇가지 안정동위원소(Fritz and Fontes 1980)

원소	동위원소	원자량(%)	분자량(%)
수소(H)	^1H	99.985	99.970
	$^2\text{H(D)}$	0.015	0.030
탄소(C)	^{12}C	98.89	98.80
	^{13}C	1.11	1.20
질소(N)	^{14}N	99.635	99.609
	^{15}N	0.365	0.391
산소(O)	^{16}O	99.759	99.731
	^{17}O	0.037	0.039
	^{18}O	0.204	0.230
황(S)	^{32}S	95.00	94.73
	^{33}S	0.76	0.78
	^{34}S	4.22	4.47
	^{35}S	0.014	0.02

1.2.7.1 안정동위원소

생물체를 구성하는 주요 원소인 탄소(C), 수소(H), 산소(O), 질소(N), 황(S) 등에는 몇 개의 안정동위원소(安定同位元素) 또는 안정동위체(安定同位体)가 존재한다(표 2.3). 예

를 들면 질소는 원자량이 다른 ^{14}N 과 ^{15}N 의 2종이 있는데 그 비율은 각각 99.635%, 0.365% 비로 존재한다.

동위원소 (또는 동위체, isotope)는 외곽 전자의 수와 배열은 같으나 원자핵 내의 중성자 수의 차이가 있기 때문에 질량수가 다르므로 화학적 성질은 매우 비슷하지만, 통계 열역학적 성질에는 차이가 있고 또 물리화학적, 생화학적 과정에서도 각 동위체를 포함한 거동 (舉動)에는 약간의 차이가 생긴다.

그러므로 자연계의 물질순환에 관여하는 모든 생물 유래의 물질은 다른 동위원소 조성비 (또는 안정동위체비, Stable isotope ratio)를 나타내게 된다. 여러 가지 물질의 동위원소의 비 (Ratio)를 정밀하게 측정함으로써 그 물질의 순환계 내에서의 위치, 생성경로, 생성기구와 그 반응 동태에 관련된 지식을 얻을 수 있다 (그림 2.6).

예를 들면, 오염되지 않은 공기 속에 ^{12}C , ^{13}C , ^{14}C 는 약 98.89%, 1.11% 및 $10^{-10}\%$ 비로 존재한다. 식물은 광합성을 하는 동안 이 3가지 동위원소를 똑같이 균등하게 흡수하는 것이 아니라 무거운 형태의 것을 식별(Discrimination)해 낸다. 즉 C_3 식물은 이들 동위원소를 식별하여 소량만 흡수하기 때문에 공기(-6.5%)보다 more negative ratio로 식물체 내에 존재하게 되고(-26%), C_4 식물은 C_3 식물보다 덜 식별하기 때문에 less negative ratio인 -12% 비로 존재한다(그림 2.6, Koch 1998).

C_3 식물과 C_4 식물은 동위원소를 식별하여 흡수하기 때문에 광합성에 의한 흡수비, 즉 $\delta^{13}\text{C}$ 치가 다르다. C_3 식물의 $\delta^{13}\text{C}$ 치는 -20% ~ -35% 로 평균 -27% , C_4 식물의 $\delta^{13}\text{C}$ 치는 -7% ~ -15% 로 평균 -11% , CAM 식물의 $\delta^{13}\text{C}$ 치는 -10% ~ -22% 이다(Pearcy et al. 1989).

C_3 식물과 C_4 식물은 $\delta^{13}\text{C}$ 치가 중복되지 않기 때문에 이 치(値)를 이용하여 쉽게 구별할 수가 있으나, CAM식물은 CO_2 고정을 C_3 Mode와 C_4 Mode로 수행하기 때문에 이 두 식물(C_3 식물, C_4 식물)의 값과 겹치는 것이다(Ting 1982).

이탄이나 호저 퇴적물의 탄소의 동위원소비를 측정해 보면 C_3 식물이나, C_4 식물이나, CAM식물이나, 어떤 식물에서 유래하는지를 알 수 있고 그 결과를 이용하여 습한 기후였는지 건조한 기후였는지 알 수 있는 것이다.

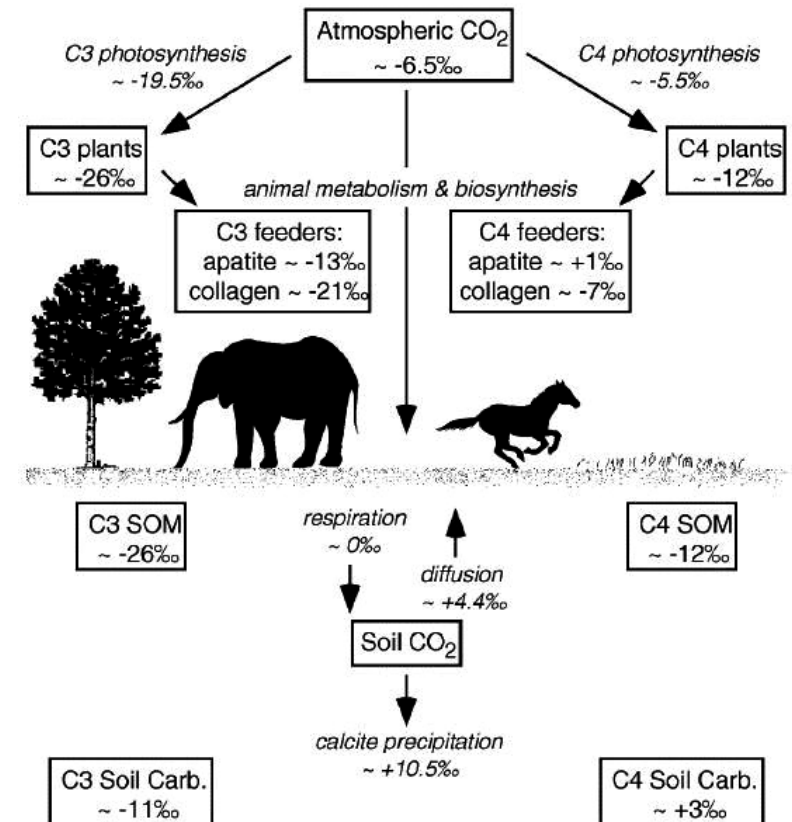


그림 2.6 육상 생태계의 $\delta^{13}\text{C}$ 분획(Koch 1998).

* Italic체는 분획과정(Fractionating processes)을 나타낸 것이고 대기 중 CO_2 의 동위체는 산업화 이전의 것으로 생태계를 구성하는 각 요소의 $\delta^{13}\text{C}$ 치와 분획은 대기 중 농도에 따라 변한다.

따라서 생태계를 파악하는 수단으로 이들 안정 동위원소의 자연 존재비율(存在比率)을 측정하여 과거의 식생 변화나 기후 변화를 규명하는데 널리 이용되고 있다.

안정동위원소 비는 질량분석계 (mass spectrometer)로 측정하는데 (그림 2.7), 표 2.3에서 보는 바와 같이, 각 원소의 무거운 동위원체의 존재비율은 1% 정도 또는 그 이하이고, 변화의 폭도 매우 적으므로 안정 동위원체 측정 전용의 질량분석계 (예, Finnigen MAT 251, Hitachi RMU-6R; SIRA-10, VG, UK 등)를 사용한다.

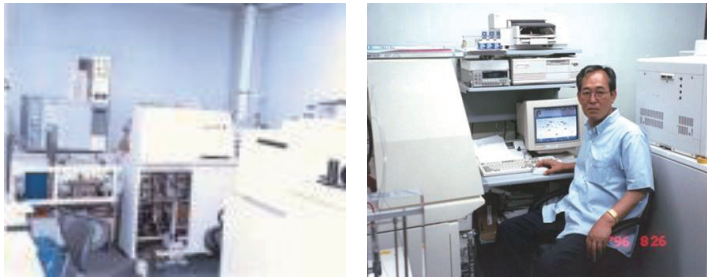


그림 2.7 일본 Nagoya대학교 대기-수권과학연구소의 안정동위원소 측정용 Finnigen MAT 251 질량분석기(좌)와 연구 당시의 충북대학교 강상준 교수(우).

연소법 (燃燒法, Combustion method)으로 이탄과 같은 유기물 시료속의 탄소는 CO₂로, 질소는 N₂로 gas화하고, 정제(精製)된 CO₂, N₂가스는 질량분석계를 사용하여 동위원체 비를 측정한다.

동위원체 비(比)는 다음 식과 같이 표준물질(標準物質)과의 차(差)를 천분율(千分率)로 나타낸 치, 즉 델타 치(δ 值, 단위 permil, ‰)로 표현한다.

$$\delta^{13}\text{C} \text{ 또는 } \delta^{15}\text{N}(\text{‰}) = (\text{R 시료/R 표준물질} - 1) \times 1000$$

여기에서 R은 ¹³C/¹²C, ¹⁵N/¹⁴N 비(比)를 의미하고, 표준물질로서 탄소는 PDB (Pee Dee Belemnite), 미국 South Carolina 주 백악기층 (白堊紀層)에서 산출되는 탄산칼슘화석인 *Belemnite americana*의 탄소가 표준 시료임, 질소는 대기 중의 질소가스를 사용한다. δ 치가 (+)의 경우는 표준물질보다 무거운 동위원체 함량이 높고, (-)인 경우는 표준물질보다 동위원체 함량이 낮음을 의미한다.

1.2.7.2 산소 안정동위원소를 이용한 기후변화 연구

McCrea (1950)와 Urey et al. (1951)이 산소 안정동위원소 비 (δ¹⁸O ratio) 분석은 과거의 기온과 습도의 변화를 복원하는데 유용하다고 한 이후, 많은 학자들이 과거의 기후를 밝히는데 산소 안정동위원소 비를 이용하고 있다.

Lotter et al. (2000)은 꽃가루와 산소 안정동위원소 (δ¹⁸O)를 이용하여 지질시대의 여름의 기온을 추정하였다 (그림 2.8). 한대요소인 Pinus 및 Betula, 초본식물인 Artemisia와 벼과 식물의 출현율이 높고, 또한 Cladocera와 같은 수생생물의 빈도가 높아 δ¹⁸O값의 변동과 여름의 기온변화와는 비슷한 양상을 보인다 (그림 2.6). 또한 미국 에리호 (Lake Erie)의 δ¹⁸O는 930 AD의 -6.3‰에서 1570 AD에 -8.2‰로 낮아졌고 (소빙기), 평균 수온은 이 기간 동안 ~4.5℃ 하강하였으며 연간 평균 기온의 차이를 보인다는 것을 확인한바 있다. 산소 안정동위원소는 과거의 기온을 추정하는데 이용될 수 있다 (그림 2.9).

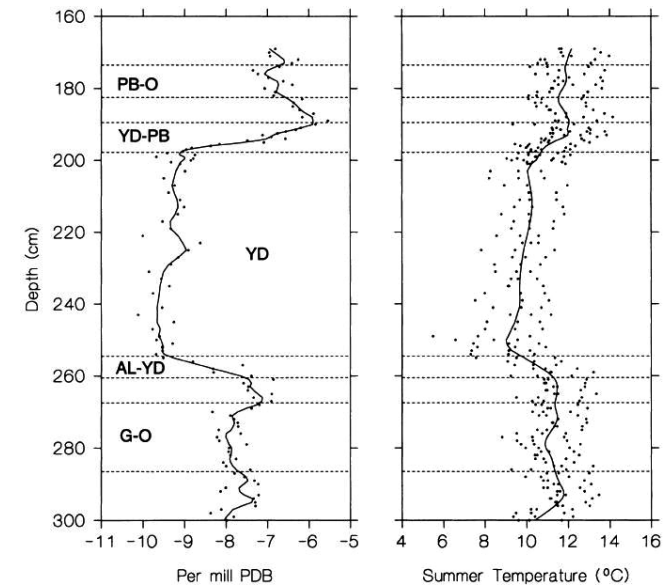


그림 2.8 스위스 Gerzensee호수 퇴적물의 δ¹⁸O변화와 여름철 기온변화 (℃)의 복원 (Lotter et al. 2000) PB-O:프리보리얼기 (Preboreal)의 변동, PB:보리얼기 (Preboreal), YD:신드리아스기 (Younger Dryas)로 한랭한 시기, AL: 온난기(Allerø), G-O: Gerzensee 변동 (좌: 산소동위원소, 우: 꽃가루).

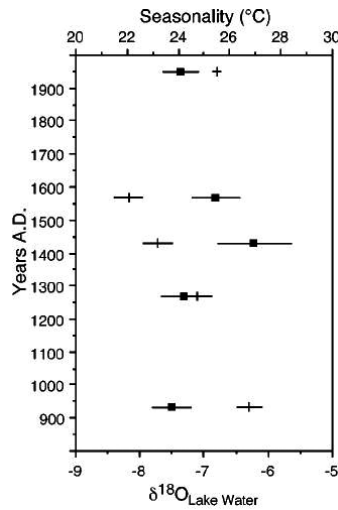


그림 2.9 미국 Lake Erie의 퇴적물 침출수에서 측정된 $\delta^{18}\text{O}$ Value와 온도의 계절 변화 (Koch 1998). (■)은 평균치, (—)는 표준편차. 1950년의 Value는 현대의 $\delta^{18}\text{O}$ 치.

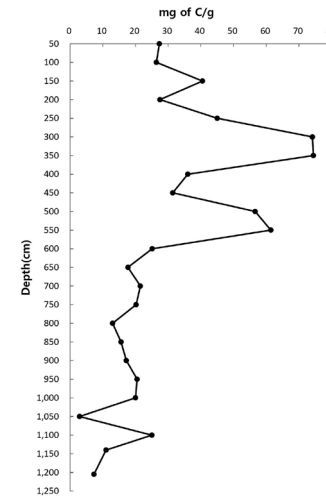


그림 2.10 영랑호 퇴적물에서 측정된 유기탄소 함량의 수직적 변화 (中井 및 洪 1982).

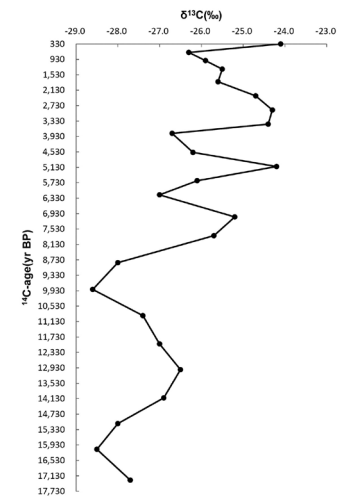


그림 2.11 영랑호 퇴적물에서 측정된 $\delta^{13}\text{C}$ 의 수직적 변화 (中井 및 洪 1982).

표 2.4 영랑호 퇴적물의 분석 결과(中井 및 洪 1982)

깊이 (cm)	^{14}C -age (yr BP)	유기 탄소(Organic C)		황화물 S (mg of S/g)
		(mg of C/g)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	
50	330	27.3	-24.1	18.7
100	660	26.4	-26.3	10.2
150	980	40.5	-25.9	19.0
200	1,310	27.5	-25.5	17.5
250	1,800	45.0	-25.6	18.2
300	2,350	74.1	-24.7	15.2
350	2,900	74.4	-24.3	19.7
400	3,450	36.0	-24.4	16.7
450	3,810	31.4	-26.7	6.4
500	4,550	56.6	-26.2	19.9
550	5,100	61.4	-24.2	22.5
600	5,650	25.1	-26.1	27.8
650	6,200	17.7	-27.0	13.4
700	7,060	21.5	-25.2	28.0
750	7,790	20.2	-25.7	11.5
800	8,840	13.0	-28.0	16.8
850	9,880	15.6	-28.6	18.0
900	10,900	17.2	-27.4	21.8
950	12,000	20.5	-27.0	15.8
1,000	13,000	20.0	-26.5	21.9
1,050	14,100	2.9	-26.9	1.3
1,100	15,100	25.0	-28.0	7.0
1,140	16,100	11.0	-28.5	1.8
1,205	17,300	7.3	-27.7	4.3

1.2.7.3 안정동위원소 비로 본 영랑호 퇴적물의 기후변화

영랑호 퇴적물의 유기탄소 함량은 2.9~74.4mg/g 으로 크게 변동하였으며 $\delta^{13}\text{C}$ 치는 -24.1 ~ -28.6‰ 범위로서 4.5‰ 폭으로 변동하였다. 이들 치의 깊이 및 연대에 따른 변화를 표 2.4, 그림 2.10 및 그림 2.11에 나타내었다. 유기탄소의 함량은 퇴적 당시의 호소의 유기물 생산량이나 유입 하천 유역의 유기물량에 좌우된다.

최종빙기인 Würm빙기 말기인 퇴적물 심도 12~6m (약 17,000yr BP~약 5,500yr BP)사이의 함유량은 최저치를 보이기 때문에 한랭하면서도 담수 (fresh water)에 가까운 환경이었다고 추측되었다. 반면에 6~5m (약 5,000±500yr BP) 및 3.5~3.0m (약 3,000±500yr BP)에는 유기물 함량이 최고를 보이고 있어 온난 (warm)한 것으로 추정된다.

$\delta^{13}\text{C}$ 치의 변동을 보면, 한랭기에는 상대적으로 낮은 $\delta^{13}\text{C}$ 치가, 온난기에는 큰 $\delta^{13}\text{C}$ 치를 나타낸다. Nakai (1972)와 Nakai and Shirai (1978)는 일본 Lake Biwa (琵琶湖)에서 채취한 200m의 퇴적물 시료에서 $\delta^{13}\text{C}$ 치의 변동을 이용하여 과거 55만년 간의 기후변동을 밝힌 바 있다.

영랑호의 경우, Würm빙기 후기라고 생각되는 12m에서 8~9m (약 8,000~10,000yr BP)에는 $\delta^{13}\text{C}$ 치가 -26.5~ -28.5‰로 최저치를 보이고 있어 한랭기 (Cold period)이고, 약 10,000yr BP 전후부터 급격히 $\delta^{13}\text{C}$ 치가 증가하여 퇴적물 심도 7m (약 7,000yrBP), 5.5m (약

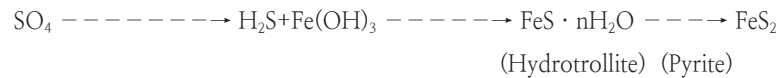
5,000yr BP), 3.5 m (약 3,000yr BP)에서 각각 최대 $\delta^{13}\text{C}$ 치를 보이고 있어 이 시기는 온난기 (Warm period)임을 알 수 있다.

이러한 한랭과 온난의 중간적 기후의 소빙하기적인 기후가 Holocene epoch에 몇 번 보인다. 즉 퇴적심도 6.5m (약 6,000yr BP), 4.5m (약 4,000yr BP), 3.1m (약 2,500~1,000yr BP)가 그것이다.

황화합물의 변동에 의한 기후변화를 보면 황화합물 형태인 황 (주로 황철광, Pyrite)의 함유량은 S로서 1.3~28.0mg/g로 크게 변동하였다 (표 2.4, 그림 2.12). 이러한 황 함량의 변동은 해수면 변동에 의한 호수의 담수화 (淡水化)와 해수화 (海水化) 때문이다. 바닷물과 민물에서 SO_4 ion 함량이 다른데 바닷물은 민물보다 1,000배 이상의 농도로 그 함량이 많다. 즉 바닷물은 2,600mg SO_4/ℓ 인데 비하여 민물은 몇 mg SO_4/ℓ 에 지나지 않는다.

호저 퇴적물의 표층 가까이에서 황산 환원세균에 의해 환원되어서 다음과 같이 반응하여 최종적으로는 황철광 (Pyrite, FeS_2)으로서 퇴적물속에 축적이 된다. 이 황철광은 안정된 광물이므로 퇴적물속에 보존이 된다.

황산환원세균



따라서 기후변화와 그에 따른 해수면 변동에 의해서 SO_4 의 공급량이 다르고 그 때문에 황철광 함량이 변동되는 것이다. 이렇게 생각하면 퇴적물의 황철광 형태의 황 함량이 높으면 온난 (Warm), 낮으면 한랭 (Cold)함을 의미한다.

그림 2.12에서 보면, 17,000yr BP에서부터 약 13,000yr BP사이에는 황 함량이 1~7mg/g로 최저치를 보이므로 확실히 빙하기라 볼 수 있다. 그리고 퇴적물 심도 7m (약 7,000yr BP), 6m (약 5,500yr BP)에서는 최고치로 온난기라고 할 수 있겠다. 뒤이어 비교적 따뜻한 시기는 퇴적물 심도 10~9m (약 13,000yr BP~10,000yr BP), 3.5m (3,000yr BP)이다. 이 가운데 심도 10~9m는 Allerød기의 온난기 (Warm period)와 연대적으로 거의 일치한다는 것을 알 수 있다 (약 11,800~11,000yr BP). 또한 Holocene의 비교적 한랭한 소빙하기적인 시기는 퇴적물 심도 6.5m (약 6,000yr BP), 4.5m (약 4,000yr BP), 3.1m (약 2,500~1,000yr BP)에서 볼 수 있다.

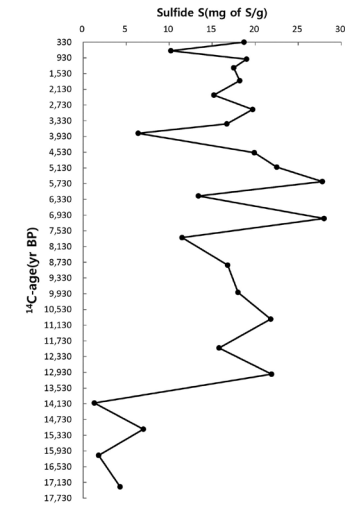


그림 2.12 영랑호 퇴적물에서 측정된 황화물의 수직적 변화 (中井 및 洪 1982).

1.2.7.4 안정동위원소 비로 본 용늪 퇴적물의 기후변화

용늪의 이탄은 과거에 그곳에서 주로 자라던 식물들이 죽어 퇴적된 것임으로 이들 식물로부터 유래한 동일기원 (Autogenic)의 유기물이 퇴적된 것이다. 층별로 이탄을 정밀하게 채취하여 안정동위원소 비를 측정해 보면 과거의 식생변화와 그 당시의 기온 추정도 가능하다.

식물체의 탄소 ($\delta^{13}\text{C}$)의 비 및 질소동위원소 비 ($\delta^{15}\text{N}$)는 식물의 서식환경이 반영되면서 변동한다. 즉 $\delta^{13}\text{C}$ 치는 식물의 수분이용효율 (water use efficiency)을 반영하여 변동하기 때문에 건조한 조건에서는 식물의 $\delta^{13}\text{C}$ 치가 높고, 습윤한 조건에서는 $\delta^{13}\text{C}$ 치가 낮아지는 것이다.

다시 말하면, C_4 식물이 우점했던 시기, 즉 대기 중의 이산화탄소 양이 적은 시기 혹은 건조한 시기에는 $\delta^{13}\text{C}$ 치가 높고, C_3 식물이 우점했던 시기, 즉 대기 중에 이산화탄소 양이 많은 간빙기 혹은 습한 시기에는 치가 낮다 (Tumey 1999).

예를 들면, 인도 남부의 열대 이탄지에서 C_3 식물과 C_4 식물의 비율을 이탄의 $\delta^{13}\text{C}$ 치로부터 측정하여 후빙기의 기후변화를 복원한 바 있고 (Sukumar 1993), 이탄 속의 물이끼 (*Sphagnum*)와 사초과 (*Carex* sp.)식물의 $\delta^{13}\text{C}$ 치를 측정함으로써 수분조건과 대기 CO_2 농도의 효과를 평가하는 새로운 방법을 제안하기도 하였다 (White et al. 1994).

표 2.5와 그림 2.13은 용늪 이탄에서 지표로부터 80cm이르는 이탄을 입자크기별, 즉 250 μm 이하 250~500 μm , 500 μm 이상의 입자 크기로 나누어 총 77개의 시료에 대하여 유기

탄소, 질소, C/N비, $\delta^{13}\text{C}$ 및 $\delta^{15}\text{N}$ 를 분석 측정된 결과이다.

기온변화의 지표가 되는 $\delta^{13}\text{C}$ 치의 전체의 변화폭은 $-28.30\sim-26.68\text{‰}$ 로 작았으나 20~30cm에서 각각 $-28.30\sim-27.90\text{‰}$ 로 최소치를, 60cm (-26.57‰)와 5cm (-26.68‰)에서 최고치를 보였다.

표 2.5 용늪 이탄입자 250 μm 이하의 층별 탄소, 질소, C/N비, $\delta^{13}\text{C}$ 및 $\delta^{15}\text{N}$ 치

깊이(cm)	탄소(%)	질소(%)	C/N 비	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$
0~5	35.41	1.82	22.73	-26.68	0.36
5~10	37.80	2.12	20.85	-27.38	1.86
10~15	37.20	2.28	19.06	-27.62	2.47
15~20	40.88	2.12	22.45	-27.55	1.49
20~25	37.00	2.02	21.42	-28.30	1.77
25~30	38.52	2.16	20.81	-27.90	2.21
30~35	23.01	1.46	18.37	-26.92	2.33
35~40	29.62	1.74	19.82	-27.42	2.88
40~45	29.27	1.34	25.46	-27.28	2.88
45~50	18.17	0.85	25.07	-27.61	3.04
50~55	4.79	0.22	25.26	-27.03	4.72
55~60	9.37	0.60	18.18	-26.57	2.30
65~70	2.65	0.16	19.45	-26.99	4.37
70~75	3.08	0.18	20.27	-26.87	3.97
75~80	3.05	0.18	20.18	-27.30	3.52

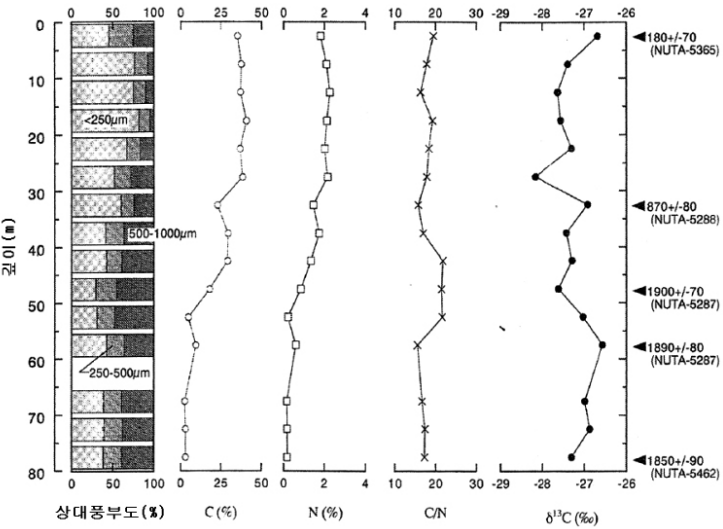


그림 2.13 이탄의 입자 크기, 유기탄소(○), 총 질소(□), 탄소/질소비(X) 및 탄소동위 체비(●) (강과 Yoshioka 2005).

바꾸어 말하면, 탄소 ($\delta^{13}\text{C}$)의 비 및 질소동위원소 비 ($\delta^{15}\text{N}$)에서 보는바와 같이 (그림 2.14), 50cm에서 35cm까지의 시기 ($1,890\pm80\text{yr BP}$)는 건조하고 온난 (Dry and warm)한 시기, 35cm에서 30cm까지의 시기 ($870\pm80\text{yr BP}$)는 습하고 한랭 (Wet and cool)한 시기, 30cm에서 5cm까지 ($180\pm70\text{yr BP}$)는 다시 건조하고 따뜻한 시기 (Dry and warm)였을 것으로 추정되었다 (절대연대는 표 2.6 참조). 용늪의 형성과 기후변화 관계를 간단히 묘사한 것은 그림 2.15와 같다.

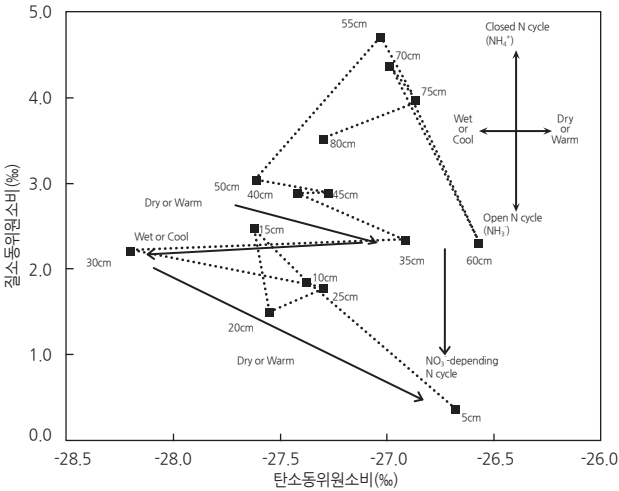


그림 2.14 탄소 및 질소 안정동위원소비의 상호 관계 지도 (강과 Yoshioka 2005).

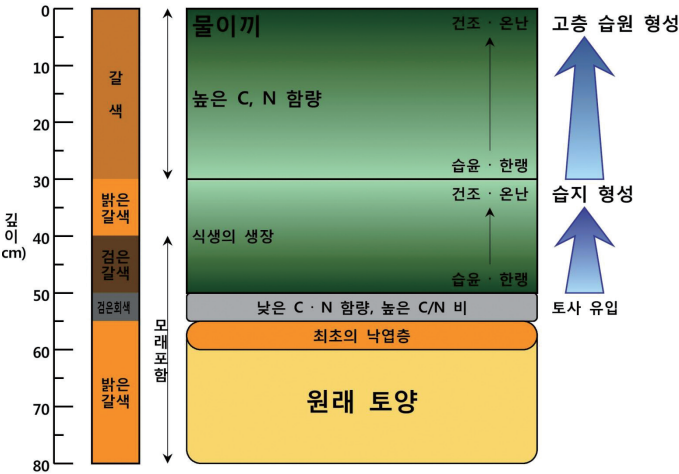


그림 2.15 용늪의 발달과정 모식도 (강과 Yoshioka 2005).

표 2.6 대암산 용늪 이탄의 절대연대 (강과 Yoshioka 2005)

깊이(cm)	¹⁴ C연대 (BP)	보정 연대* Cal AD	확률 (probability)	연구소 Code*
0~5	180±70	1654~1697	0.201	NUTA-5365
		1725~1815	0.482	
		1841~1874	0.160	
		1918~1944	0.157	
30~35	870±80	1046~1091	0.296	NUTA-5288
		1119~1139	0.117	
		1154~1240	0.587	
45~50	1900±70	31~37	0.055	NUTA-5287
		51~179	0.836	
		189~213	0.109	
55~60	1890±80	55~230	1.000	NUTA-5364
75~80	1850±90	64~257	0.929	NUTA-5462
		300~321	0.071	
100~110	3470±240	-	-	GX-23199
155~170	4105±175	-	-	GX-23200

NUTA : 일본 나고야대학교 연대측정연구센터(Center for Chronological Research in Nagoya University, Japan),
GX : 미국 지오크론 연구소(Geochron Laboratories, Krueger Enterprise, INC, Cambridge, Massachusetts, USA), * : 방사성 탄소 연대를 측정할 수 있는 국제 공인 대학 또는 연구소의 고유 Code번호, a : 연대 보정은 INTCAL98 program으로 보정하였다. University of Washington Quaternary Isotope Lab. URL을 이용 (<http://depts.washington.edu/qil/dloadcalib/>).

1.2.8. 기후변화와 미래의 한반도 식생변화

기후변화는 정확히 예측할 수 없다. 예측할 수만 있다면 생태계에 미치는 영향을 최소화 할 수 있겠으나 그러하지 못함이 안타까울 뿐이다. 이를 예측하기 위해서는 과거의 기후가 어떤 양상으로 변해 왔는지를 파악할 필요가 있다. 이는 과거의 기후변화와 관련된 정보는 미래에 나타날 기후변화를 예측하는데 중요한 자료가 될 수 있기 때문이다.

지구온난화로 야기되는 기후변화에 적응하지 못하는 생물종은 멸종 위기에 처할 것이고 적응력이 뛰어난 종은 살아남을 수 있을 것이다.

기후변화는 육상 생태계에서 삼림의 구조와 기능의 변화를 가져온다. 구조적 측면에서는 식생의 분포와 생육 범위가 변하게 되어 이들 식생을 서식처, 섭식처, 은신처 등으로 이용하는 동물과 곤충의 분포와 조성이 연쇄적으로 변하게 된다.

기온 상승에 따라 삼림 생태계는 수분과 열 수지가 변하게 됨으로 임상에 낙하, 퇴적되는 유기물의 분해속도가 달라져서 염류의 순환체계와 생산력에도 영향을 미치게 된다.

다시 말하면, 식물의 잎 표면에서의 수분, 열 및 이산화탄소의 순환에 따른 생리적 반응에서부터 생장 및 번식과정의 변화, 미생물 등을 포함한 생물군집의 종 조성 변화, 나아가 식생대의 이동이 예상된다. 또한 먹이사슬, 물 수지, 염류의 순환, 교란체계 등도 변하게 됨으로 궁극적으로는 육상 생태계의 종합적 반응으로 나타나게 된다. 생태계란 복잡한 계(system)로서 서로 상호 연관되어 있으므로 개별적 특성을 분리해서 파악하기가 어려운 실체(Entity)인 것이다.

고생태학적 관점에서 보면, 기온 상승에 따라 식생분포가 높은 곳으로 이동하였고 이 때 많은 종이 사라지기도 했다. 분포범위가 한정적인 종들은 사라지게 되거나 새로운 서식지로의 이동이 어려워 위협에 처하게 된다.

우리나라의 경우 산악지형이 많고 삼림이 주로 산악에 분포하고 있는 관계로 식생대의 이동은 수평적인 것 뿐 아니라 수직적 이동도 중요하게 작용할 것이다. 특히 아고산대 지역에 분포하고 있는 침엽수림은 지형적으로 숲 섬(Forest island)으로 격리되어 기후변화에 따라 그 분포역이 훨씬 좁아질 것으로 예상된다. 다시 말하면, 아한대 고산지역에 분포하고 있는 구상나무, 전나무, 가문비나무, 분비나무 등이 큰 영향을 받을 것으로 예상된다. 특히 한라산 구상나무의 쇠퇴는 기온상승이 주요 원인일 것으로 추정하고 있다(구 등 2001).

또한 한라산 정상 부근의 고산식물인 눈향나무, 돌매화나무, 시로미, 들쭉나무, 구름송이풀, 구름채꽃, 구름떡쑥, 솜다리 등 8종의 수평적, 수직적 분포도와 생태적 특성을 분석하여 지금의 추세로 기온상승이 계속된다면 이들과 같은 희귀성 고산식물은 생존이 어려운 상태에 이를 것이라고 경고한 바 있다(공 1999).

빙하기에 동북아시아로 부터 유입되었던 식물 중 일부는 후빙기가 되면서 기온이 상승하게 되자 한랭한 조건의 고지대로 피난처를 찾아 이동하여 현재의 한라산 정상 부근에 격리, 분포하게 되었던 것이다. 한라산 정상부의 한랭한 기온, 짧은 생육 일수, 강한 바람, 불규칙적인 적설 빈도, 심한 기온의 연교차 등 기후적 요인과 척박한 토양, 주기적인 결빙 및 융해와 연관되는 주빙하성 지형(Periglacial landform) 간섭이 발생하는 불리한 조건 등은 열악한 환경에 대한 적응력이 상대적으로 우세한 고산식물들이 생육할 수 있는 여건을 마련해 주었다.

그러나 향후 지구온난화로 인한 기후변화가 계속될 경우, 이들이 소멸할 가능성도 배제할 수 없겠다. 삼림 생태계를 구성하는 식물은 종마다 속성이 다르고 또 환경요인의 급격한 변화에 대한 생리적 반응도 다르기 때문에 천이의 진행속도 역시 다를 것으로 예상된다.

전 세계 식생분포간의 대응관계를 규명하기 위하여 온난지수(溫暖指數, Warmth index, WI)와 한랭지수(寒冷指數, Coldness index, CI)를 이용한다. 즉 WI=15~45범위를 아한대(Subalpine zone), WI=45~85범위를 냉온대(Cool temperate zone), WI=85~180범위를 난온대(Warm temperate zone), WI=180~240범위를 아열대(Subtropical zone) 그리고 WI=240이상을 열대(Tropical zone)로 구분하였으며, 또한 강우량에 따른 식생 분포를 소개하고 있다(吉良 1969, 그림 2.16).

이들 지수를 이용하여, WI<55 지역을 아한대 지역, WI=55~85 지역을 냉온대 북부지역, WI=85~100 지역을 냉온대 중부지역, WI>100 지역을 냉온대 남부지역 그리고 CI>-10 지역을 난온대 지역으로 한반도의 식생대를 구분하였다 (Yim 1977). 한반도의 온도대에 의하면 제주도와 남해안 일대는 WI>100로 상록활엽수림, 중부지역 WI=85~100로 낙엽활엽수림, 북부지역 WI=55~65 및 함경북도 지역 WI<55로 상록침엽수림이 분포하고 있는데 한반도 중부지역은 낙엽활엽수림대인 것이다 (그림 2.17).

지구온난화로 한반도에서 온도상승이 계속되어 2℃만 상승하더라도 2020~2030년경에는 제주도와 남해안 지역은 아열대지역의 식생으로, 중부지방은 난온대의 상록활엽수림으로, 북부지역은 온대 남부지역의 낙엽활엽수림으로 그리고 아한대 침엽수림은 백두산을 중심으로 한 함경도 일부 지역에서만 분포가 가능할 것으로 예상된다 (NIMR 2009, 그림 2.17).

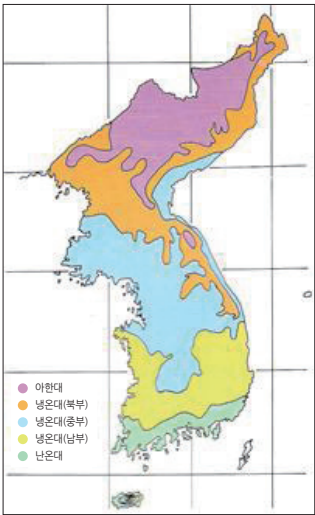


그림 2.17 한반도의 식생대(Yim 1977)

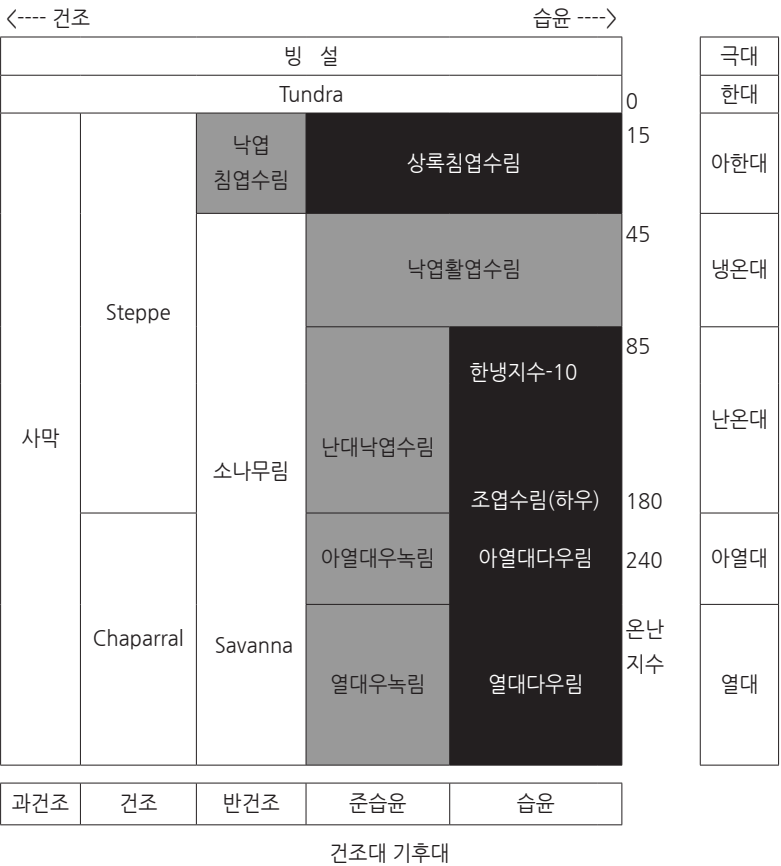


그림 2.16 온난지수와 한랭지수에 의한 식생대의 구분 (吉良 1969).

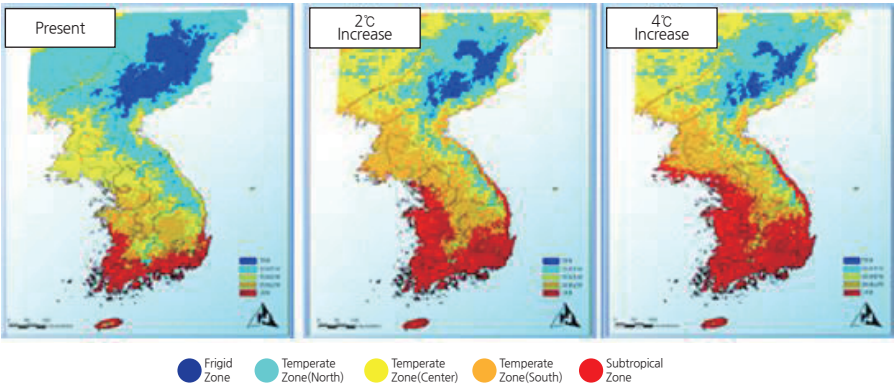


그림 2.18 그림 2.18 한반도의 현재의 식생분포, 2℃ 및 4℃상승 했을 때의 식생분포 예상도(NIMR 2009).

Ching et al.(2011)은 최근의 논문에서 육상동식물의 분포가 기후온난화에 의해 위도와 고도에서 이동속도가 빨라지고 있으며, 지난 10년 간 분포고도는 11m나 높은 지역으로, 위도 분포는 16.9km나 위쪽으로 이동하여 10년전 보다 2~3배 빨라졌다고 했다. 또한 2,000여 종의 동물은 약 5m/일, 약 1.6km/년 속도로 이동한다고 하는데 놀라울 수밖에 없으며, 동식물은 더위를 피하기 위해 1년에 약 1.2m씩 고도를 높이고 있다고 하였다(그림 2.19, 그림 2.20).

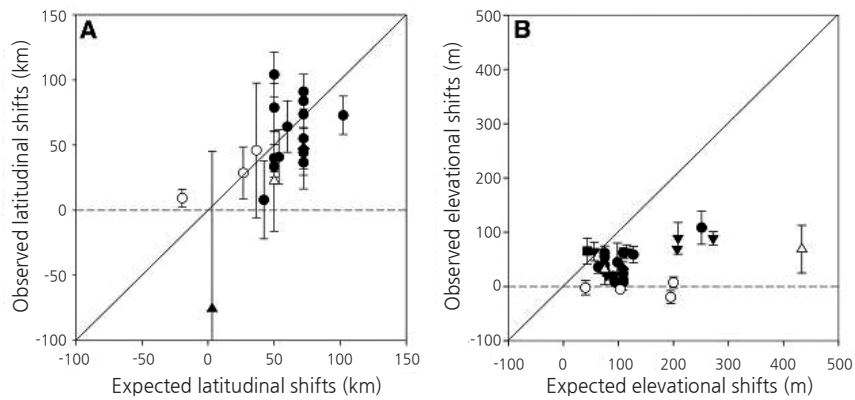


그림 2.19 기후변화에 반응하여 이동된 기대치와 관찰치의 관계(Ching et al. 2011). (A: 위도, B: 고도). 위도 이동의 관찰치(반응) km와 위도 이동의 기대치(반응) km의 관계로 점은 어떤 지역에서 어떤 분류군의 평균 반응(표준편차). 기대 반응과 관찰 반응은 1:1로 같다.

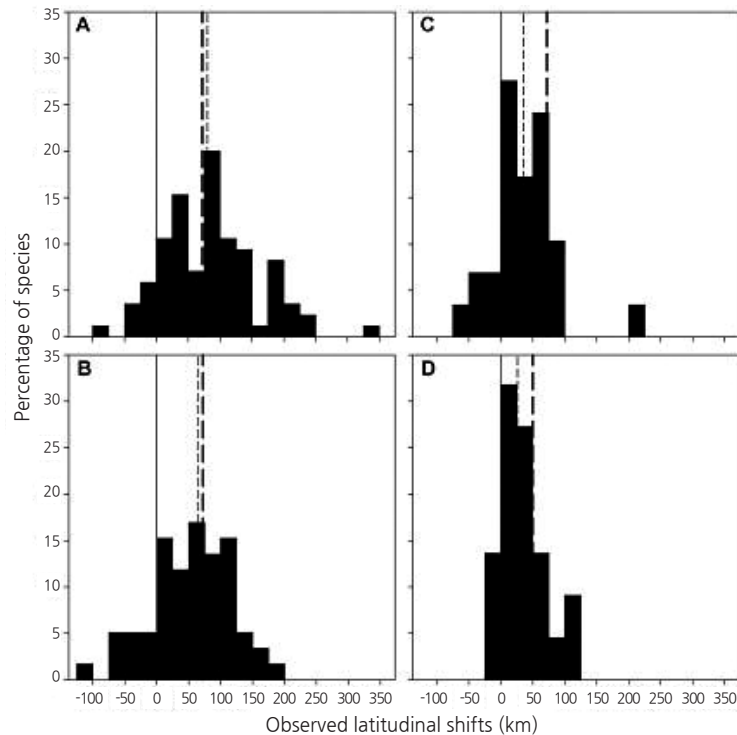


그림 2.20 지난 25년 동안 영국에서 4 분류군에 대한 북쪽 위도로의 이동 (Ching et al. 2011). A: 거미류 (85종), B: 풍덩이류 (59종), C: 나비류 (29종), D: 메뚜기류 (22종). 북극으로 이동은 정의 관계(+), 남방(적도)으로 이동은 정의(-)관계를 보인다. 실선: 이동하지 않음(Zero shift). 짧은 점선: 이동(관찰치). 긴 점선: 이동(기대치).

참고문헌

- 강상준, 이성주. 1983. 화분분석에 의한 평택지역의 고식생 회복에 관한 연구. 충북대 논문집 26:115-123.
- 강상준. 1994. 선사고고학에 있어서 고환경 복원. 선사문화. 충북대학교 선사문화연구소. p. 23-38.
- 강상준, Yoshioka T.(吉岡崇仁). 2005. 대암산 고층습원의 환경변천. 한국육수학회지. 38: 45-53.
- 강상준, 이상헌, 김주용. 2009. 홀로세말 의림지 호소환경과 식생변천 고찰. 한국제4기학회지. 23(2): 34-47.
- 강상준, 조규송, 최기룡. 2010. 살아있는 자연사 박물관 대암산 용늪. 울산대학교 출판부. pp. 290.
- 공우석. 1999. 한라산의 수직적 기온분포와 고산식물의 온도적 범위. 대한지리학회지. 34(4): 358-393.
- 구경아, 박원규, 공우석. 2001. 한라산 구상나무(*Abies koreana* W.)의 연륜연대학적 연구 -기후변화에 대한 성장변동 분석-. 한국생태학회지. 24(5):281-288.
- 김덕진. 2008. 대기근(大饑饉)-조선을 뒤덮다-우리가 몰랐던 17세기의 또 다른 역사. 도서출판 푸른역사. pp. 351.
- 김정언, 김봉섭. 2000. 한국의 신갈나무 숲 -그의 환경, 식생과 생활-. 원광대학교출판국. pp. 511.
- 김준민, 임양재, 강수원, 조규송, 홍사욱, 이상태, 安田喜憲, 塚田松雄, 中井信之, 水谷義彦, 中根周歩, 水野壽彦. 1978. 한반도의 자연환경 변천사에 관한 연구. 한국과학재단 보고서. 서울대학교. p. 108.
- 박근필. 2005. 17세기 소빙기 기후연구의 현황과 과제. 대구사학. 대구사학회. 80: 287-318.
- 윤순옥, 문영룡, 황상인. 2008. 경포호 홀로세 퇴적층에 대한 화분분석과 환경변화. 지질학회지. 44: 781-194.
- 이동영. 1992. 제4기 지질학과 고고학의 공동연구. 선사고고학과 자연과학의 만남-한·캐나다 국제학술발표회-. 충북대학교 선사문화연구소. p. 3-23.
- 松島眞次. 1941. 花粉統計による朝鮮の森林變遷の考察. 日本林學會誌. 23: 15-24.
- 中村 純. 1967. 花粉分析. 古今書院. 東京. pp. 232.
- 山崎次男. 1940. 花粉分析による朝鮮南部の樹種變遷に關する考察. 日本林學會誌. 22: 17-29.

安田喜憲, 塚田松雄. 1978. 韓國における環境變遷史と農耕の起源.

日本 文部省海外學術調査 中間 報告書, p. 19.

吉岡邦二. 1958. 日本松林の生態學的研究. (社)日本林業技術協會. pp. 198.

AR4. 2007. IPCC Fourth Assessment Report. Climate Change. United Nations.

ATMO. 2012. The Climate of the Holocene. HYPERLINK <http://www.atmo.arizona.edu>.

Birks, H.J.B. and H.H. Birks. Quaternary Palaeoecology. Edward Arnold. London.
pp. 289.

Ching C., Hill J.K., Ohlemuller R., Roy D.B., Thomas C. 2011. Rapid Range Shifts of
Species Associated with High Levels of Climate Warming. *Science* 333(6045):
1024–1026.

Fritz, P. and Fontes, J.C. 1980. Handbook of Isotope Geochemistry. Vol. 1.
The Terrestrial Environment. A. Elsevier. pp. 545.

IPCC. 2001. Climate Change. The Scientific Basis. Cambridge University Press.

Jang, B. O, S. J. Kang and K. R. Choi. 2011. Vegetation history around Yongneup moor
at Mt. Daeamsan, Korea. *J. Ecol. Field Bio.* 34(3): 1–9.

Kang, S. J. 2007. Paleoenvironmental Changes Using Stable Isotope in Yongnup,
High Moor, at Mt. Dae-Am of Korea. *The Yeoksa and Silhak. The*
Yeoksasilhakhoe. 32: 1033–1046.

Koch, P.L. 1998. Isotopic reconstruction of past continental environments. *Annu.*
Rev. Earth Planet. Sci. 26: 573–613.

Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Eicher, H., Hofmann, W. and Schwander, J., Wick, L. 2000.
Younger Dryas and Allerod summer temperature at Gerzensee (Switzerland)
inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Paleogeography,*
Paleoclimatology, Paleoecology. 159: 349–361.

McCrea, J.M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and paleo-temperature
scale. *J. Chem. Physiol.* 34: 71–104.

Milankovitch, M. 1920. *Theorie Mathematique des Phenomenens Thermiques Produits*
par la Radiation Solarie. Gauthier-Villas Paris (cited by WIKIPEDIA).

Milankovitch, M. 1930. *Mathematische Limalehre und Astronische Theorie des*
Klimaschwankungen. Handbuche der Klimalpge Band 1 Teil A Borntrager Berlin
(cited by WIKIPEDIA).

Moore, P.D., J.A. Webb and M.E. Collinson. 1991. *Pollen Analysis.* Blackwell Sci.
Pub., London. pp. 216.

Nakamura, T. and P.V. Ktestov. 2008. Coniferous forests of the temperate zone of Asia.
Ecosystems of the world. Vol. 6.

National Institute of Meteorological Research(NIMR). 2009. *Understanding Climate*
Changes II. Climate Changes of Korean Peninsula. The Present and Future.

NOAA Earth System Research Laboratory. 2007. Monthly mean atmospheric carbon
dioxide at Mauna Loa Observatory, Hawaii.

Pearcy. R.W., J. Ehleringer, H.A. Mooney and P.W. Rundel. 1989. Chapman and Hall.
London. pp.457.

Skumar, R., T. Ramesh, K. Pant and G. Rajagopalan. 1993. A $\delta^{13}\text{C}$ record of late
Quaternary climate change from tropical peats in southern India. *Nature.* 364:
703–706.

Ting, I. R. 1982. *Plant Physiology.* Addison-Wesley Pub. London. pp.642.

Turney, C.S.M. 1999. Lacustrine bulk organic $\delta^{13}\text{C}$ in the British Isles during the last
glacial Holocene transition (14–9ka C–14BP). *Arctic, Antarctic and Alpine*
Research. 31:71–81.

Urey, H.C. Lowenstam H.A., Epstein S., and McKinnemey C.R. 1951. Measurement of
paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England,
Denmark and Southeastern United States. *Geological Soc. American Bull.* 62:
399–416.

White, J. W. C., P. Ciais, R. A. Giggs, R. Kenny and V. Markgraf. 1994. A high-resolution
record of atmospheric CO₂ content from carbon isotopes in peats. *Nature.* 367:
153–156.

Yoshioka T., Takahashi H, Lee J.Y. and Kang, S.J. 2001. Palaeoenvironment in Daeam-
sa High Moor in Korean Peninsula. *Radiocarbon. USA.* 43: 555–559.



제2부 기후변화 진단

제1장 벚나무의 개화반응으로 읽어본 기후변화

제2장 인공위성 영상으로 읽어보는 식물계절 현상 변화

제3장 양서류를 이용한 기후변화 진단

제2부 기후변화 진단

제1장 벚나무의 개화반응으로 읽어본 기후변화

송혜경 · 이창석 / 서울여자대학교

2.1.1. 서론

기후변화는 전 세계적인 현상으로서, 그 중 가장 흔하게 나타나는 현상이 기온 상승이다. 지구의 평균 기온은 지난 100년 동안 0.74℃ 상승 하였고 (IPCC 2007), 앞으로 계속 상승하여 2080년에는 전 세계적으로 평균 4℃까지 증가할 것으로 예측되고 있다 (Kwadijk 1993, Middelkoop et al. 2001). 이러한 지구적 차원의 기온 상승은 위도 4° 정도의 차이에 해당하므로 다양한 생태계 변화가 예상된다. 특히 식생의 분포와 생육범위의 변화로 식생대가 달라지고, 수분과 열수지의 변화가 나타날 뿐 아니라, 토양 속 유기물의 분해 속도도 달라질 것이다 (신과 임 1995). 기후변화는 생태계의 변화를 가져올 뿐만 아니라 해수면 상승, 수자원 수급 불안정, 산업 환경의 변화, 국민 보건의 위협, 주거환경과 농업 등 사회·경제적인 차원에서 도 널리 영향을 미칠 것으로 알려져 있다 (공 2007).

이러한 기후변화는 이미 전 세계에 걸쳐 식생에 영향을 미쳤다. 온난화로 인해 난온대 식생의 범위는 넓어졌지만, 추운 기후에 생육하는 아한대 식생의 범위는 줄어들었다. 또한 봄에 식물의 꽃 피는 시기가 빨라지고, 가을에 낙엽을 떨어뜨리는 시기는 늦어져 생육기간이 연장되었다 (Menzel and Fabian 1999, Matsumoto et al. 2003). Menzel (2000)은 1959년부터 1996년까지 약 40년 동안 유럽에 위치한 IPGs (international phenological gardens)에서 식물의 변화 경향을 관찰한 결과, 봄철의 발아, 개화 및 개엽 시기가 10년에 평균 2.1일 단축되었고, 가을철의 단풍 및 낙엽 시기는 10년에 평균 1.6일 연장되었다. Beaubien and Freeland (2000)는 캐나다의 에드먼턴에서 1936년부터 1996년까지 벚나무 종류 (*Prunus virginiana*)의 개화기 변화를 분석한 결과, 10년에 평균 1.3일이 빨라졌음을 밝히고 있다.

생물계절현상 (phenology)은 계절에 따라 주기적으로 나타나는 생물의 반응으로서, 기후변화의 영향을 감지하는 중요한 지표이자 (Ahas and Aasa 2006), 그 자체가 변화하는 환경조건을 표현하는 종합생물지표 (integral biological indicator)이다 (Menzel 2002).

최근 기후변화에 대한 반응으로서 가장 뚜렷한 것이 생물계절현상의 변화이다 (Hughes 2000, Peñuelas and Felella 2001, Walther et al. 2002, Post and Strenseth 1999, Menzel

2003, Gordo and sanz 2005, Menzel et al. 2006, Doi and Katano 2008). 일부 대립되는 결과에도 불구하고, 장기적으로 관찰한 식물계절현상에 대한 결과는 여러 생물학적 현상에서 시기가 앞당겨지는 주목할 만한 증거를 보여 준다 (Parmesan and Yohe 2003, Root et al. 2003). 이러한 패턴의 일관성은 식물의 성장과 개화일이 식물계절학적으로 앞당겨지는 것에서 볼 수 있다 (Menzel and Fabian 1999, Fitter and Fitter 2002, Peñuelas et al. 2002). 일반적으로 이러한 반응은 봄철에 가장 뚜렷하게 발생하였다 (Walter et al. 2002).

우리나라의 기후변화 특징 가운데 하나는 다른 계절에 비해 겨울철의 기온이 두드러지게 상승하는 현상이다 (권 2004). 겨울기온이 상승했을 때 나타날 수 있는 현상 가운데 하나가 봄철의 개화시기 단축이고, 이것은 이미 기상청 생물계절 관측 자료에 의해 확인된 바 있다 (이 등 2003). 정 등 (2005)은 기상청 서울관측소에서 관측한 1922년부터 1950년까지 왕벚나무 개화기와 기온자료를 이용하여 1955년부터 2004년까지 벚꽃 개화기의 연 변화를 서울의 기온자료에 근거하여 재현하고 있다. 윤 (2006)은 벚꽃개화모형을 적용하여 1941년부터 2100년까지 도시효과가 보정된 기후자료를 적용하여 벚꽃개화일을 계산한 결과, 최근 (1971-2000)개화일이 과거 (1941-1970)에 비해 5.2일 당겨졌고, 가까운 미래 (2011-2040)에는 평균 9일, 그리고 2041-2070 기간에는 21일이 단축될 것으로 추정하였다. 이와 이 (2003)는 지역별 벚꽃 개화시기의 변화율을 구한 결과, 그 변화율이 대체로 상승하는 경향임을 밝혀냈다.

이 장에서는 토지이용강도가 다른 서울의 여러 지소에서 조사된 벚꽃 개화일과 환경요인 사이의 관계를 분석하고 기후변화에 따른 식물의 반응을 평가하여 그 영향을 줄이기 위한 적응방안을 제시할 계획이다.

벚나무의 개화에 대한 조사는 서울을 도심, 도시 외곽 그린벨트 및 하천 지역으로 구분하고 각각에서 20, 4 및 3개 조사지점을 선정하여 수행하였다 (그림 3.1).

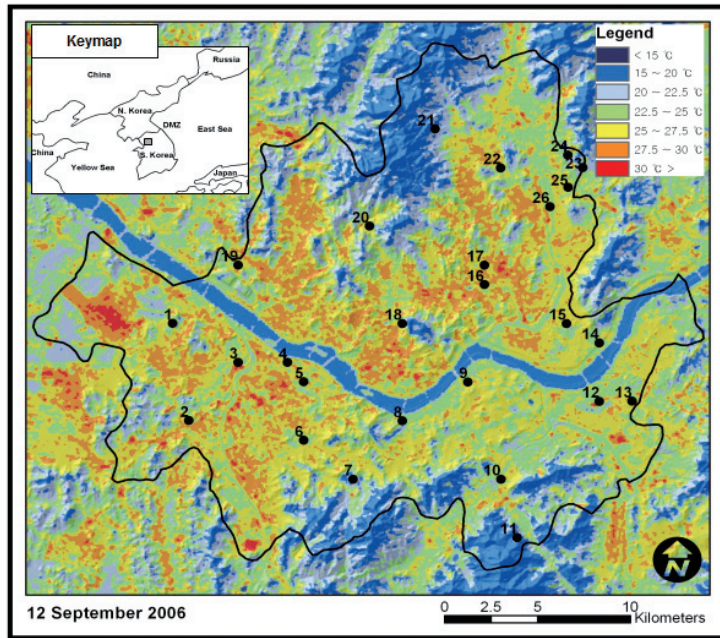


그림 3.1 Landsat 위성영상의 열 밴드로부터 추출된 온도의 공간분포 및 벚꽃 개화일 조사지소를 보여주는 지도. 도심지역: 1. 우장산공원, 2. 고척공원, 3. 파리공원, 4. 윤중로, 5. 샛강공원, 6. 보라매공원, 8. 국립묘지, 9. 학동공원, 12. 석촌호수, 13. 올림픽공원, 14. 테크노마트, 15. 어린이대공원, 17. 고려대학교, 18. 남산공원, 19. 하늘공원, 20. 상명대학교, 22. 번동아파트단지, 23. 서울여자대학교, 25. 공릉동아파트단지 강변구역: 10. 양재천, 16. 청계천, 26. 중랑천 그린벨트지역: 7. 관악산, 11. 청계산, 21. 북한산, 24. 불암산.

2.1.2. 연구 방법

개화일 조사는 2008년 3월 중순부터 4월 말까지 한 달 반 동안 이루어졌다. 지점 당 조사목은 3~5개체로 하였다. 벚나무의 눈틈에서부터 개화, 개엽 및 만개 시기를 기록하였고, 개화 후에는 전체 가지 수에 대한 개화한 가지 수의 비율로 개화율을 조사하였다.

조사지점의 고도 차이에 따라 벚꽃의 개화일이 달라질 수 있으므로 GPS를 이용하여 각 조사지점의 고도를 측정한 후 Hopkins 법칙 (Hopkins 1930)에 근거하여 개화일을 보정하였다.

식물이 보이는 계절현상을 해석하기 위해 1908년부터 2008년까지 전국의 기온 및 강수량 자료와 1922년부터 2008년까지 기상청의 각 관측지점에서 관측한 벚꽃 개화일 자료를 기상청 (KMA 2004)으로부터 구하였다.

서울에서 조사지점 간 기온의 차이는 Landsat TM 영상의 열 밴드에서 추출한 기온 분포의 평균값을 계산하여 얻었다. 도시화 지수는 서울시 비오톱 지도 (Seoul 2000)를 이용하여 조사지점을 중심으로 반경 100m 범위의 토지이용 유형 별 면적을 구해 산출하였다. 이 때 도시화지역은 환경부 (2003)의 토지피복분류표를 기준으로 삼았다.

식생지수 (NDVI, normalized different vegetation index)는 식생의 활력도 및 피복 상태를 표현하는 지수로서, 2006년 9월 12일 촬영한 Landsat TM 영상을 분석하여 계산하였다. 이 때 영상의 공간처리는 ArcView GIS software (ESRI 2005)를 통해 수행하였다. 근적외선 (NIR, near infrared ray : Band 4)에서는 식물에 의해 강한 산란이 일어나기 때문에 반사율이 높고, 적색 가시광선 영역 (Red : Band 3)은 식물의 엽록소가 강하게 흡수하기 때문에 반사율이 낮다. 식생지수는 NIR과 Red의 반사율이 차이가 많이 나는 것을 이용하여 두 영역에서 관측된 영상에 다음과 같은 수식을 적용하여 구하였다 (Melesse 2004).

$$NDVI = (NIR - Red) / (NIR + Red)$$

식생지수 값의 범위는 -1.0부터 +1.0 사이이다 (Jensen 1996, 하 등 2007). 음의 값은 구름, 물, 눈 등과 같이 수분을 포함하는 경우이고, 암석, 마른 토양 등은 값이 0에 가깝다. 값이 +1에 가까울수록 식생의 활력도가 높음을 의미한다.

벚꽃 개화일의 지역 별 차이를 보여주는 등치곡선 지도는 ArcView GIS software (ESRI 2005)를 이용하여 외삽법으로 작성하였다. 등치곡선은 1일 간격으로 표현하였다.

지소 간 개화율 차이는 분산분석 (One-way Analysis Of Variance, ANOVA)을 통해 검증하였다. 조사지점간의 차이는 t 검정 (Tukey's Honestly Significant Difference test, HSD)을 통해 분석하였다.

벚나무의 개화일과 환경요인 사이의 관계는 Spearman 상관계수를 구해 분석하였다. 모든 통계분석은 Excel 2003과 SPSS 프로그램 (SPSS 2003)을 사용하여 수행하였다.

2.1.3. 벚나무 개화일의 지소 간 차이

2008년 봄에 나타난 서울의 지역 별 벚나무 개화일의 차이를 등치곡선 지도로 표현한 결과, 도심지역에서 빠른 개화를 보였고, 외곽 지역으로 갈수록 개화일이 늦어지는 것으로 나타났다 (그림 3.2). 개화일이 빠른 도심지역은 다른 지역과 비교해 표면온도가 약 4°C가 높은 것으로 나타났고 (그림 3.1), 녹지율은 10.4%로 나타났다.

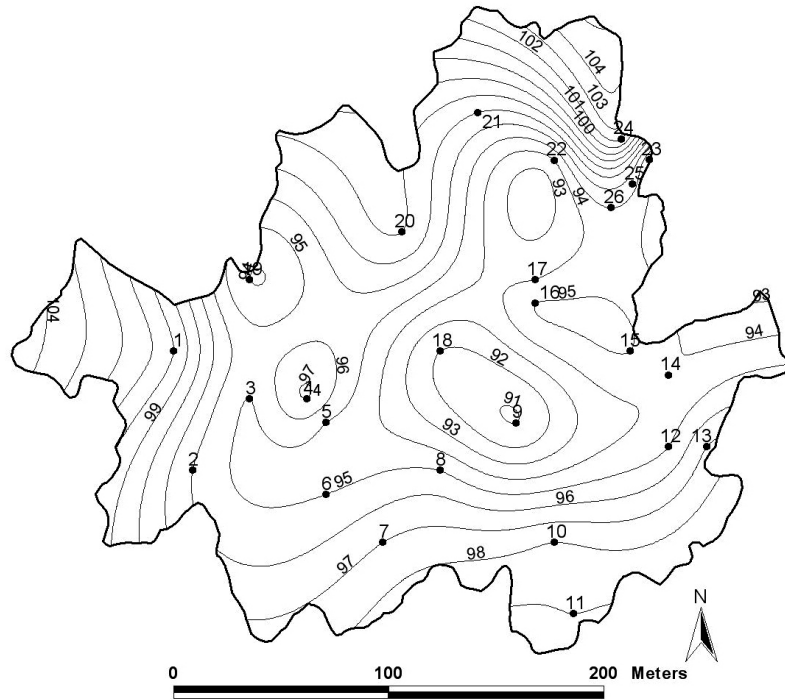


그림 3.2 서울의 여러 관찰지점에서 벚나무의 개화일 차이를 보여주는 등치곡선지도. 조사지 번호는 그림 3.1과 같다.

2.1.4. 벚나무 개화일의 시간적 변화

1922년부터 2008년 사이 서울의 벚꽃 개화시기를 분석한 결과, 약 90년 사이에 개화일이 13일 앞당겨진 것으로 나타났다 (그림 3.3). 여기서 얻은 회귀 식에 근거하여 서울의 여러 지점에서 나타난 개화시기의 차이를 시간의 개념으로 해석하면, 도심 지역과 하천 지역 사이 및 도심 지역과 도시 외곽 산림 지역 사이는 각각 약 30년과 40년 동안 일어난 기후변화의 차이로 해석되었다.

서울의 벚꽃 개화일을 다른 지역의 자료와 비교하면 서울 도심 지역의 개화일은 서울로부터 약 200km 남쪽에 위치한 구미의 개화일과 일치하는 것으로 나타났다 (그림 3.4) 이러한 결과는 도시열섬현상 등으로 인한 국지적 기후변화가 개화시기를 크게 앞당긴데 기인하는 것으로 판단된다.

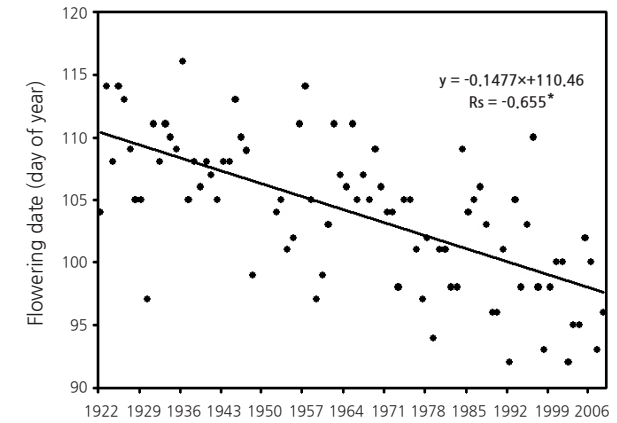


그림 3.3 서울에서 1922년부터 2008년 사이 시간 변화와 벚나무 개화일 사이의 상관관계 (* Significant, $p < 0.01$).

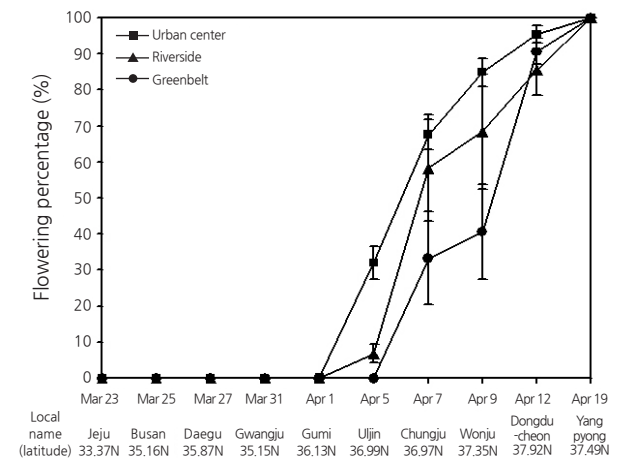


그림 3.4 서울에서 토지이용 강도 차이에 기인한 미기후가 다른 세 지역에서 조사된 벚나무 개화과정 비교. 그 결과는 위도가 다른 여러 지역과 비교되었다. 위도는 X-축의 왼쪽에서 오른쪽으로 이동함에 따라 증가한다.

2.1.5. 벚나무 개화일의 지역 별 변화

서울 뿐 아니라 전국에 걸쳐 벚꽃 개화일이 단축되고 있다. 지역별 벚꽃 개화시기의 변화 경향을 파악하기 위해 1974년부터 2008년 사이 부산, 대구, 광주, 대전, 합천 및 추풍령의 벚꽃 개화일 변화를 비교하였다 (그림 3.5).

모든 관측 지역에서 개화시기가 빨라지는 경향을 보였지만 그 정도는 지역에 따라 차이를 보였다. 합천의 변화율이 0.375로 가장 빨랐다. 합천은 1990년대 이후 개화일 뿐 아니라 기온 변화율도 급격히 증가하는 경향을 보였다. 다른 지역의 변화율은 대구 (0.303), 광주 (0.245), 추풍령 (0.240), 부산 (0.205) 및 대전 (0.203) 순으로 나타났다 (그림 3.5). 추풍령의 변화율은 1946년부터 2008년까지 0.118로 낮은 편이지만 1970년대 이후 변화율이 크게 높아지는 경향을 보였다.

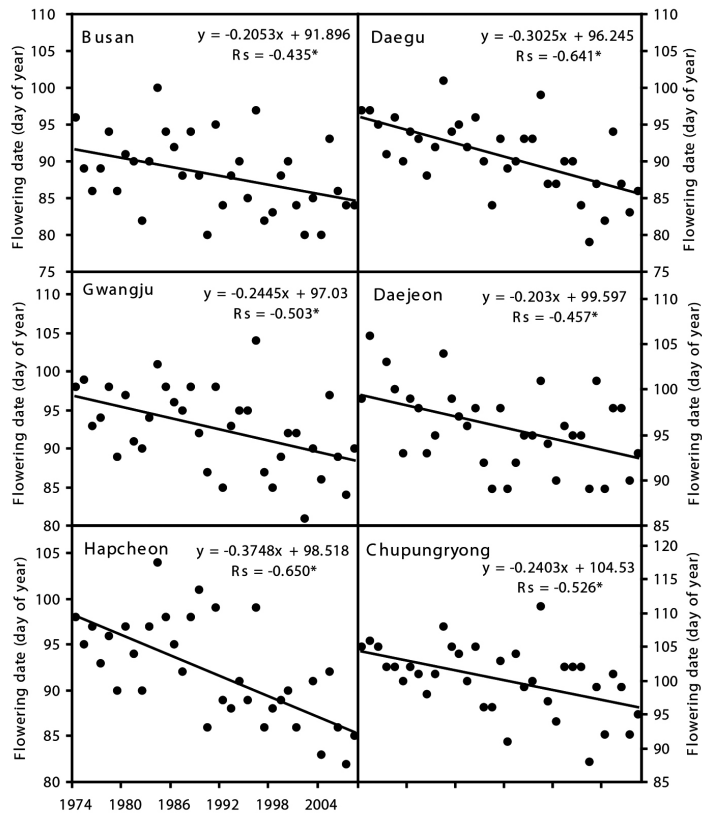


그림 3.5 부산, 대구, 광주, 대전, 합천 및 추풍령에서 1974년부터 2008년 사이 시간이 경과함에 따른 벚나무 개화일 변화를 비교 (* Significant, $p < 0.01$).

2.1.6. 벚나무 개화일과 환경요인 사이의 관계

Landsat TM 영상으로부터 구한 각 조사지점의 지표 온도와 벚나무 개화일 사이의 상관관계를 분석한 결과, 음의 상관관계로 나타났다 (그림 3.6).

1922년부터 2008년 사이 서울의 연평균기온 자료와 벚꽃 개화일 사이의 관계를 분석한 결과도 연평균기온이 상승할수록 개화일이 감소하는 경향을 보였다 (그림 3.7).

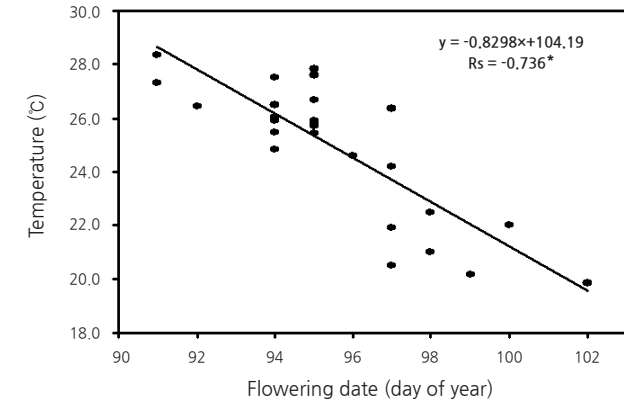


그림 3.6 서울에서 위성영상 (Landsat TM)으로부터 구한 온도와 벚나무 개화일 사이의 상관관계 (* Significant, $p < 0.01$).

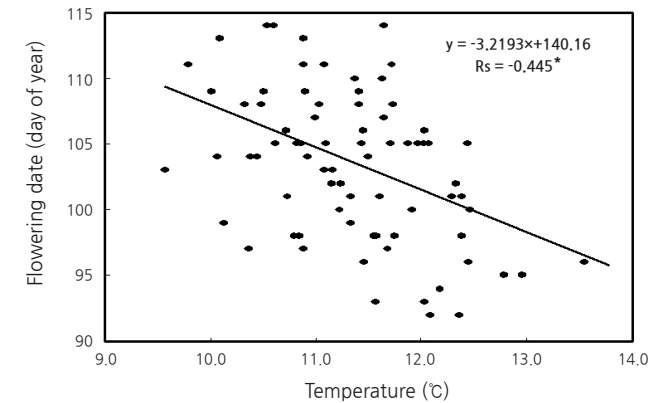


그림 3.7 서울에서 1922년부터 2008년 사이 연평균기온과 벚나무 개화일 사이의 상관관계 (* Significant, $p < 0.01$).

여기서 얻은 회귀 식에 근거하여 기온상승에 따른 개화일의 변화를 분석하면, 기온이 1℃ 상승할 때마다 개화일이 3일 정도 앞당겨지는 것으로 나타났다. 이러한 결과를 서울에서 조사된 도시열섬현상이 벚꽃의 개화에 미친 영향을 분석한 결과에 적용하여 기온 상승이 벚꽃의 개화시기를 단축시키는 것을 확인할 수 있었다.

2.1.7. 결론

벚꽃의 개화일을 앞당기는 환경요인은 무엇인가? 식물의 발아, 개화 등을 조절하는 주요 환경 요인에는 광주성, 온도 및 저온효과가 있지만 (Campbell and Sugano 1975, Campbell and Sorensen 1978, Steiner 1979, Bigras and D'Aoust 1993, Hänninen 1995, Bradley et al. 1999), 그 중 온도가 가장 큰 영향을 미친다고 알려져 있다 (Withrow and Biebel 1941, 정 등 2005). 본 연구에서 나타난 결과는 이러한 내용을 잘 반영한다.

도시는 좁은 공간에 많은 인구가 집중하여 활발한 활동이 이루어지고 있는 공간이다. 오늘날 인구 증가로 도시가 팽창하게 되고 그로 인해 자연생태계가 감소하였으며 집약적인 토지 이용으로 인공구조물이 급격히 증가하였다. 인공구조물의 증가는 주변 지역에 비해 태양에너지를 더 많이 흡수되게 하고 (Cleugh and Oke 1986), 복사 에너지의 대기 방출을 막아 도시의 기온상승을 초래하였다. 그 결과 도시는 주변 지역과 다른 기후 특성을 보이게 되는데, 이러한 현상을 도시열섬현상이라고 한다 (Landsberg 1981, Atkinson 1985, Oke 1987). 도시열섬현상을 완화하는데 있어서 식생의 중요성은 여러 연구에서 입증되었다 (Landsberg 1981, Upmanis et al. 1998, Bonan 2000, Spronken et al. 1998, Eliasson and Upmains 2000).

이와 같이 인간 활동의 직·간접적 영향을 받아 야기된 도시열섬현상은 기후변화 뿐 아니라 식물계절현상 변화의 원인이 된다 (Ahas and Aasa 2006). 지난 100년 동안 지구의 평균 기온은 약 0.6℃ 상승하였고 (IPCC 2001), 우리나라의 경우에는 지난 30년 동안 약 1℃ 정도 상승하였다 (Kim and Lee 2008). 특히, 서울의 경우에는 지난 100년 동안 약 2℃ 정도가 상승하였고, 이러한 기온의 상승은 서울을 비롯한 주요 도시 뿐 아니라 소도시에서도 나타났다. 기온과 더불어 서울의 강수량도 변동의 폭은 크지만, 1970년대 이후로 증가하는 경향을 보였다. 일강수량이 100mm가 넘는 호우일수 역시 증가하는 경향을 보였다.

서울의 기온은 도심, 도시 외곽 및 산림 지역에 따라 다르게 나타났다 (그림 3.1). 서울의 벚꽃 개화일은 도심 지역이 하천 지역에 비해 4일, 그리고 도시 외곽 산림 지역과 비교해 6일 빠르게 개화하는 것을 알 수 있었다 (그림 3.2). 이러한 차이는 각각 약 30년과 40년 동안 일어난 기후변화만큼의 차이로 해석되었다. 2008년 서울의 벚꽃 개화일과 전국의 벚꽃 개화일을 비교해 보면 서울 도심 지역의 개화일이 서울로부터 약 200km 남쪽에 위치한 구미의 벚꽃 개화일과 일치하는 것으로 나타났다 (그림 3.4). 이러한 결과는 도시열섬현상에 의해 서울

의 기후 특성이 남쪽 지방과 유사해지고 있는 데 기인하는 것으로 판단되었다.

1922년부터 2008년까지 서울의 연평균기온과 벚꽃 개화일의 상관관계를 분석한 결과, 연평균기온이 1℃ 상승할 때 마다 개화일이 약 3일 정도 빨라지는 것으로 나타났다 (그림 3.3). 이러한 결과를 종합하면, 도시열섬현상에 의한 기온 상승이 벚꽃의 개화시기를 단축시키는 것을 확인할 수 있었다.

이러한 현상은 서울 뿐 아니라 전국의 다른 지역에서도 나타났다. 부산, 대구, 광주, 대전, 합천 및 추풍령의 1974년부터 2008년까지의 벚꽃 개화일을 분석한 결과, 모든 관측 지역에서 개화시기가 빨라지는 경향을 보였지만 그 정도는 지역에 따라 차이를 보였다 (그림 3.5). 합천의 변화율이 가장 높았고, 합천은 1990년대 이후로 개화일 뿐 아니라 기온의 변화율도 빠르게 증가하는 경향을 보였다. 이러한 결과는 인구 증가에 따라 도시의 확장이 불가피하게 되면서 서울을 비롯한 대도시 뿐 아니라 소도시에서도 도시화가 가속화되고 있음을 보여준다. 도시화로 인해 인공열의 발생이 더욱 증가하고, 그것은 주변 지역까지도 영향을 미쳐 도시열섬현상은 더욱 가중될 것으로 보인다. 이러한 확산효과로 도시화에 따른 국지적 기후변화는 지역차원의 기온변화에 그치지 않고 지구적 차원의 기후변화로 이어질 것으로 판단된다.

본 연구에서는 벚나무 개화일의 변화에 대한 연구를 통해 기후변화에 대한 우리나라 생태계의 반응을 알아보았다. 이와 같은 식물계절 현상은 기후변화에 대한 반응을 확인하는데 있어서 매우 중요한 지표이자 기후변화를 예측할 수 있는 수단이 된다. 기후변화에 대한 이러한 반응은 국내 뿐 만 아니라 전 세계적으로 발견되고 있고 앞으로 더 명확하게 나타날 것이다. 그러므로 다양한 생태적 현상을 지속적으로 관찰하고 해석하는데 필수적인 역할을 하는 장기 생태연구가 필요하다.

나아가 국지적인 토지이용의 차이는 식물계절현상의 국지적 차이에 그대로 반영되었고 (그림 3.2), 식물계절현상의 시·공간적 차이는 기온의 시·공간적 변화와 밀접한 상관관계를 보였다 (그림 3.3-7). 이런 점에서 기후변화를 개선하기 위한 방법으로 신중한 토지이용 계획의 수립이 필요할 것으로 판단된다.

개화시기가 갖는 의미

봄을 맞으며 우리들에게 가장 기다려지는 것이 있다. 바로 꽃소식이다. 본래 꽃은 생물이 가진 원초적 본능 중의 하나인 번식의 도구이다. 그들의 화려한 모습은 곤충을 비롯한 동물들을 유인하여 자신의 번식을 돕게 하려는 전략적 단장이다.

생물들은 계절에 따른 환경변화에 자신의 생활을 맞추고 있다. 즉, 생물계절현상(phenology)을 보이고 있는 것이다. 그 중 개화와 같은 번식현상이 가장 뚜렷하다.

생물들이 이러한 계절반응을 보일 수 있는 것은 그들이 밤과 낮의 길이를 감지할 수 있기 때문이다. 식물에서 낮과 밤의 길이는 광수용체인 파이토크롬(phytochrome)에 의해 인지되어 신호를 생성한다. 그 신호가 꽃눈의 분열조직에 전달되면 그것이 자극이 되어 세포가 분열을 시작한다. 분열이 시작되면 세포의 수가 늘어나고, 분열된 세포는 생장을 하기 때문에 세포의 수와 크기가 모두 증가하며 조직의 생장이 이루어지고 그것이 개화를 유발한다. 개화에는 이에 더하여 저온처리 효과와 온도가 추가적으로 작용한다. 저온 효과는 기후의 계절순환을 인지하여 그 변화에 대비하고 있는 식물에게 겨울의 효과로 기능한다. 온도는 효소의 반응을 유도하고 활성을 촉진시켜 생장증가에 기여하며 개화를 조절한다.

봄철에 진행되는 개화시기를 온도와 연관시켜 보면 밀접한 상관관계가 나타난다. 이러한 상호관계가 있기에 기상학자들은 누적된 정보에 토대를 두고 예측되는 기온정보에 근거하여 봄철의 개화시기를 산출할 수 있다.

기상청의 개화기록을 분석해보니 우리나라에서 최근 100년간 벚꽃의 개화시기가 2주가량 빨라졌다. 필자가 서울의 30여개 장소에서 벚꽃의 개화일을 기록하여 비교해보니 녹지가 크게 부족한 도심과 외곽의 그린벨트지역 간에는 1주 정도의 개화일 차이가 발견되었다. 그리고 복원된 하천을 가진 도심지역과 그러한 하천이 없는 도심지역 사이에도 3일 정도의 차이가 확인되었다. 개화일 차이를 기후변화의 진행정도로 환산해 보니 그린벨트지역은 도심과 비교해 약 40년, 그리고 하천을 복원한 도심지역은 그렇지 못한 지역과 비교해 17년 정도 기후변화가 지연된 것으로 평가되었다. 이러한 결과에 근거할 때 풍부한 녹지와 하천을 갖추면 기후변화를 크게 지연시키거나 막을 수 있겠다.

그러한 효과는 인간이 자연을 배려하여 남겨 둔 그린벨트와 인간의 노력으로 복원한 하천이 발휘하는 기능, 즉 생태계 서비스 기능을 통하여 이룬 결과다.

요즘 생물들이 보이는 계절현상에는 우리들이 눈여겨 볼 현상이 많다. 낮과 밤의 길이는 생물들이 계절변화를 맞출 근거를 제공하여 생물이 살아가기에 유리한 조건을 갖출 수 있도록 돕는다. 생물들은 이러한 근거를 공동으로 사용하여 동조현상(synchronization)을 보이며 서로 도움이 되는 삶을 이어간다. 식물들은 제 때 꽃을 피워 벌과 나비를 맞이하며 꿀을 제공하고, 벌과 나비는 이에 대한 보상으로 식물의 수정을 돕고 있다. 봄에 산란을 하는 새는 같은 시기에 알에서 깨어난 곤충 또는 그것의 애벌레를 먹이로 삼아 새끼를 키우고 있다. 이 경우 새는 애벌레를 적당히 잡아먹어 식물이 입게 되는 피해를 조절한다. 또 식물의 열매를 먹고 멀리 이동하며 배설하여 식물들이 새로운 분포지를 확보할 수 있도록 돕는다. 곤충에게는 그들을 적당히 잡아먹어 밀도를 조절하여 과밀로부터 오는 피해를 줄여준다. 이처럼 생물들이 자연을 기반으로 공동체를 이루어 살아가는 모습은 서로에게 도움의 연속이어서 평화롭고 조화 있다. 이 봄에 봄의 전령들로부터 더불어 사는 지혜를 배워보자.

참고문헌

- 공우석. 2007. 우리식물의 지리와 생태. 지오북. 108 pp.
- 권원태. 2004. 기후변화의 과학적 현황과 전망. 환경부 - 기상청-한국기상학회 공동주관 제2차 기후변화학술대회 초록집. 1-4.
- 기상청. 2004. Annual Climatological Report. Korea Metrological Administration. Seoul (in Korean).
- 신준환, 임종환. 1995. 기후변화가 산림생태계에 미치는 영향과 대응 방안. 자연보존학회. 90, 12-21.
- 윤진일. 2006. 기후변화에 따른 벚꽃 개화일의 시공간 변이. 한국 농림기상학회지. 8(2): 68-76.
- 이승호, 이경미. 2003. 기온변화에 따른 벚꽃 개화시기의 변화 경향. 환경영향평가. 12(1): 45-54.
- 정재은, 권은영, 정유란, 윤진일. 2005. 생물계절모형을 이용한 벚꽃 개화일 예측. 한국농림기상학회. 7(2): 148-155.
- Ahas, R. and Aasa, A. 2006. The effects of climate change on the phenology of selected Estonian plant, bird and fish populations. *Int J Biometeorol*. 51: 17-26.
- Atkinson, B.W. 1985. *The Urban Atmosphere*. Cambridge. Cambridge University Press.
- Beaubien, E.G., Freeland, H.J. 2000. Spring phenology trends in Alberta, Canada : links to ocean temperature. *Int. J. Biometeorol*. 44: 53-59.
- Bigras, F.J., and D'Aoust, L.D. 1993. Influence of photoperiod on shoot and root frost tolerance and bud phenology of white spruce seedlings (*Picea glauca*). *Can J For Res*. 23: 219-228.
- Bonan, G. 2000. The microclimates of a suburban Colorado (USA) land-scapes and implications for planning and design. *Landsc Urban Plan*. 49: 97-114.
- Bradley, N.L., Leopold, A.C., Ross, J., and Huffaker, W. 1999. Phenological chages reflect climate change in Wisconsin. *P Natl Acad Sci USA* 96: 9701-9704.
- Campbell, R.K., and Sugano, A.I. 1975. Phenology of bud burst in Douglas-fir related to provenance, photoperiod, chilling and flushing temperature, *Bot Gaz*, 136: 290-298.
- Campbell, R.K., and Sorensen, F.C. 1978. Effect of test environment on ex-pression of clines and on delimitation of seed zones in Douglas-fir. *Theor Appl Genet*. 51: 233-246.
- Cleugh, H.A., and Oke, T.R. 1986. Suburban-rural energy balance comparisons in summer for Vancouver, BC. *Boundary-Layer Meteorology*. 36: 351-369.
- Doi, H., and Katano, I. 2008. Phenological timings of leaf budburst with climate change in japan. *Agricultural and Forest meteorology*. 148: 512-516
- Eliasson, L., and Upmains, H. 2000. Nocturnal airflow from urban parks implications for city ventilation. *Theoretical and Applied Climatology*. 66(1): 95-107.
- Environmental System Research Institute (ESRI). 2005. ArcView GIS. Environmental System Research Institute. Inc. New York. USA.
- Fitter, A.H., and Fitter, R.S.R. 2002. Rapid changes in flowering time in British plants. *Science*. 296: 1689-1691.
- Gordo, O., and Sanz, J.J. 2005. Phenology and climate change : a long-term study in a Mediterranean locality. *Oecologia*. 146: 484-495.
- Hänninen, H. 1995. Effects of climatic change on trees from cool and temperate regions: an ecophysiological approach to modeling of bud burst phenology. *Can J Bot*. 73: 183-199.
- Hughes, L. 2000. Biological consequences of global warming: is the signal already apparent?. *Trends in Ecology and Evolution*. 15: 56-61.
- IPCC. 2001. *Climate Change 2001 : Impacts, Adapataion and Mitigation of Climate Change; Scientific-Technical Analyses*. Cambridge Univ. press.
- IPCC. 2007. *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fouth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In : Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). Cambridge University Press. Cambridge. United Kingdom and New York. NY. USA. 996p.
- Kwadijk, J. 1993. The impact of climate change on the discharge of the River Rhine. (PhD Thesis) Utrecht University. Utrecht. The Netherlands and Netherlands Geographical Studies. 171 pp.
- Landsberg, H.E. 1981. *The urban climate*. Academic Press. New York.
- Matsumoto, K., Ohta, T., Irasawa, M., and Nakamura, T. 2003. Climate change and extension of the Ginkgo biloba L. growing season in Japan. *Global Change Biol*. 9: 1634-1642.
- Menzel, A. 2000. Trends in phenological phases in Europe between 1951 and 1996. *Int. J. Biometeorol*. 44: 76-81.

Menzel, A. 2002. Phenology : Its importance to the global change community (an editorial comment). *Climate change*. 54: 379-385.

Menzel, A. 2003. Plant phenological anomalies in Germany and their relation to air temperature and NAO. *Climatic Change*. 57: 243-263.

Menzel, A., and Fabian, P. 1999. Growing season extended in Europe. *Nature*. 397, 659 pp.

Menzel, A., Sparks, T.H., and Roy, D.B. 2006. Altered geographic and temporal variability in phenology in response to climate change. *Global Ecol. Biogeog.* 15: 498-504.

Middelkoop, H., Daamen, K., Gellens, D., Grabs, W., Kwaijk, J.C.J., Lang, H., Parmet, B.W.A.H., Schädler, B.W.A.H., Schulla, J., and Wilke, K. 2001. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine Basin. *Climatic Change*. 49: 105-128.

Parmesan, C., and Yohe, G. 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature*. 399: 579-583.

Penuelas, J., and Filella, I. 2001. Responses to a warming world. *Science*. 294: 793-795.

Penuelas, J., Filella, I., and Comas, P. 2002. Changed plant and animal life cycles from 1952 to 2000 in the Mediterranean region. *Global Change Biology*. 8: 531-544.

Post, E., Strenseth, N.C. 1999. Climatic variability, plant phenology, and northern ungulates. *Ecology*. 80: 1322-1339.

Root, T.L., Price, J.T., Hall, K.R. et al. 2003. Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature*. 421: 57-60.

Seoul. 2000. Seoul metropolitan biotop map. Seoul City. Seoul.

Spronken, S.R.A., and Oke, T.R. 1998. The thermal regime of urban parks in two cities with different summer climates. *Int J. of Remote Sensing*. 19(11): 2085-2104.

SPSS. 2003. SPSS for Windows. Version 12.0. SPSS Inc. Chicago. III.

Upmanis, H., Eliasson, I., and Lindqvist, S. 1998. The influence of green areas on nocturnal temperatures in a high latitude city (Göteborg, Sweden). *Internat J Climat*. 18: 681-700.

Walther, G.R., Post, E., Convey, P. et al. 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature*. 416: 389-395.

Withrow, R.B., and Biebel, J.P. 1941. *Plant physiology*. 11: 807-819.

제2장 인공위성 영상으로 읽어보는 식물계절 현상 변화

김남신 · 이창석 / 국립생태원 · 서울여자대학교

2.2.1. 서론

기후변화에 대해 식생의 계절 변화(phenology)는 민감하게 반응한다. 온도 변화에 따라 식생의 계절 변화는 개엽 (leafing), 눈틈 (budding), 개화 (flowering), 낙엽 (defoliation) 등의 단계에 직접적인 영향을 미치기 때문에 환경변화에 대한 반응을 제시하는데 좋은 지표가 될 수 있다.

식생의 계절변화에 대한 연구는 현장조사와 간접자료를 활용하여 수행한다. 현장조사는 개화일, 낙엽일 등을 직접 조사한 자료를 활용한다. 현장조사 방법은 전체를 연구할 수 없기 때문에 표본 지역과 표본 종을 선택해 제한적으로 진행할 수밖에 없다. 또한 기후 변화와 연관성을 분석하기 위해서는 같은 종, 같은 지역과 장소에 대해 과거부터 지속적인 현장 모니터링 자료가 축적되어 있을 경우나 가능하다. 우리나라에는 개나리, 벚나무 등에 대한 자료가 축적되어 있지만 일반화시킬 정도로 일관성 있는 결론에 도달하기에는 보완이 필요하다.

1970년대 이후 인공위성 영상을 연구에 사용하는 방법이 보편화되어 현재는 활용기술과 해상도가 고도로 발달한 상태이다. 인공위성을 이용한 원격탐사는 지표면의 열수지 특징을 영상화하여 지표의 정보를 추출하고 분석하는 기술이다. 위성영상에서는 가시광선뿐만 아니라 적외선대도 이용하여 지표를 영상화시킨다. 지표에 존재하는 정보 중에서 적외선에 반응하여 영상에서 그 특징을 가장 잘 나타내는 것이 식생이다. 따라서 원격탐사 분야에서는 오래 전부터 적외선 영상을 통해 식생의 분포와 분류, 그 성장과 생육에 관한 기초 정보를 제공하는 식생지수 등을 구해 연구를 수행해 왔다.

식생지수는 식생이 있을 통해 반응하는 적외선의 밴드비율에 의해 계산된 지수로 식생의 계절 시작에서부터 낙엽기까지의 정보를 분석할 수 있다. 기존 연구에서 식생지수는 주로 식생분포, 분류, 건강성 정도에 많이 활용되어 왔지만 주기적인 영상정보 확보가 가능한 현재는 그 응용 범위가 넓어지고 있다. 그 중에서도 지구온난화의 결과는 식생의 계절 시작을 빨라지게 하고, 낙엽이 늦어지도록 하는데 영향을 미치고 있다. 따라서 식생지수를 활용하면 기온 상승에 따른 식생계절의 변화를 추적할 수 있다.

과거의 위성 영상은 기상 위성이나 군사용을 제외하고 궤도위성의 주기에 따라 정해진 기간에 영상을 수신할 수 있었기 때문에 일 또는 월 단위의 주기적인 변화를 관찰하기 힘들었

다. 그러나 오늘날에는 지구관측 위성 기술이 발달하여 일 단위 영상을 수신할 수 있기 때문에 식생계절과 관련된 정보 분석이 가능하다.

본 연구는 식생계절에 대한 현장조사를 보완할 수 있는 대안으로 위성영상을 이용하여 식생계절 변화를 분석하고자 시도하였다. 직접 조사에 의한 식생계절 연구는 자료 축적, 조사 범위, 조사 횟수 등에 제한이 따른다. 이러한 현지조사의 단점을 보완할 수 있는 것이 위성영상에 의한 식생의 계절변화 연구이다.

위성사진은 실시간으로 지표의 정보를 얻을 수 있기 때문에 식생의 계절 변화에 대한 정보를 효율적으로 얻어 낼 수 있을 뿐만 아니라 현장조사보다 넓은 범위를 분석할 수 있는 장점이 있다. 또한 위성영상을 이용한 분석은 지역적 혹은 광역적 식생 계절 변화를 파악할 수 있기 때문에 하천지역에서의 변화와 도시지역, 해안지역, 산지지역 등의 변화 특징들에 대한 자료는 모델링을 구성하는 주요 변수로서 활용될 것으로 기대된다.

2.2.2. 연구 방법

위성영상에서 식생은 적외선에 반응을 잘한다. 이러한 원리를 이용하여 다양한 식생지수들이 개발되고 보완되고 있다. 대표적인 식생지수 중의 하나인 NDVI 변화를 통한 식생계절 변화 분석의 원리는 다음과 같다 (그림 4.1).

식생은 계절 변화에 따라 광합성과 생태적인 활동이 달라지기 때문에 NDVI를 이용하여 분석을 하면 그림 4.1과 같이 식생의 성장 단계 별 변화 주기가 나타난다. 이러한 주기는 지구의 기온이 변화가 없을 때는 항상 일정하게 나타나겠지만 오늘날과 같이 온난화가 지속되어

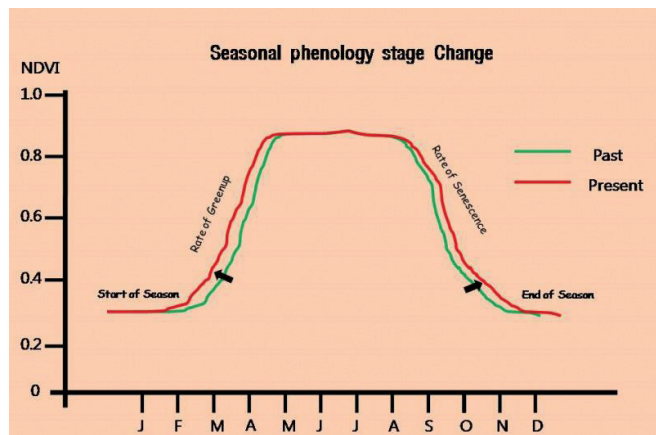


그림 4.1 영상분석을 통해 얻은 식생지수의 계절 변화.

기온이 상승하게 되면 개엽, 개화 등의 시기가 빨라지고 낙엽 시기는 늦춰지는 일이 발생한다.

봄이 시작되어 기온이 상승하게 되면 식생은 개엽이 시작되면서 계절이 시작 된다 (start of season). 계절이 시작되면 잎이 자라고 (leafing), 꽃봉오리가 자라며 (budding), 뒤이어 개화가 시작되고 (flowering) 성장이 되며 (green up), 일정 기간을 지나면 노화 (senescence)가 그리고 낙엽 (defoliation)기를 거쳐 계절이 끝나게 된다 (end of season). 일반적으로 식생계절은 계절의 시작에서 종료까지 주기를 반복하게 된다.

이와 같은 특징을 적외선 영상의 밴드비율을 이용한 지수 값으로 그래프를 그리면 그림 4.1과 같이 나타나는데, 이는 식생의 계절 변화를 잘 반영한다. 위성영상을 이용한 식생지수는 식생 계절 변화에 대한 일반적인 정보를 제공할 수 있다. 이는 현장조사에서 제한이 따르는 접근지역과 범위, 주기 등에 대한 한계를 보완해 줄 수 있다.

식생지수 분석은 식생의 성장단계 별 특징을 분석할 수 있고 시기 별 분석 결과는 기온상승에 따른 식생계절의 변화를 분석가능하게 하며 위성영상을 이용한 분석은 지구온난화에 따른 식생계절 변화를 파악하는데 좋은 정보를 제공할 수 있다.

식생지수는 20 여 가지가 개발되어 있으나 가장 많이 활용되고 있는 것이 NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)이다. NDVI는 엽록소에 민감한 반응을 하기 때문에 식생의 생리적인 특징을 반영한다고 볼 수 있다. NDVI는 지형이나 수분량, 토양, 안개, 운무 등에 반응하여 지표환경의 특성을 반영한다. 따라서 우리나라와 같이 산지가 많은 나라에서는 산지 및 지형에 기인한 구름, 안개, 수분의 공간적 차이가 많이 나타나는 지역에서는 blue 밴드를 활용하여 이들의 효과를 저감할 수 있도록 개선된 EVI (Enhanced Vegetation Index)가 효과적이기 때문에 본 연구에서는 EVI를 사용하였다. EVI는 수관 (canopy)의 특징을 반영하기 때문에 식생의 계절 변화를 관찰하기에 적합하다.

NDVI와 EVI 계산식은 다음과 같다.

$$NDVI = (NIR_4 - RED_3) / (NIR_4 + RED_3)$$

$$EVI = 2.5 * (NIR_4 - RED_3) / (NIR_4 + 6.0 * RED_3 - 7.5 * BLUE + 1)$$

위성영상을 이용하여 식생의 계절변화를 연구하기 위해서는 영상을 일 또는 월별로 주기적으로 수집하는 것이 중요하다. 특히 식생은 계절의 시작에서부터 끝날 때까지 기온의 변화에 따라 빠르게 개엽, 개화 등이 반응하기 때문에 매일 자료가 수집되어야 한다.

이러한 분석을 가능하게 하는 위성영상은 1999년 12월에 발사되어 TERRA 위성에 탑재된 센서로 MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer)영상이다. MODIS는 지구환경 변화 모니터링을 위해 제작된 것으로 무료로 서비스 되고 있는 영상이다. MODIS

센서가 취득하는 주요 정보는 식생, 토양, 대기, 해양, 육지에 대한 구름, 에어로졸, 수증기, 지표피복 등이다. MODIS는 이러한 정보를 36개의 채널로 저장하며, 이를 통해 대기권의 태양/지구 복사에너지 관측을 통한 지구온난화 및 기후변화 감시, 식생변화 등을 분석할 수 있다. MODIS 센서는 해상도에 따라 250m, 500m 및 1km로 서비스 되고 있다. MODIS영상은 NASA 웹사이트에서 검색에 의해 다운로드 받을 수 있다 (그림 4.2 및 4.3).

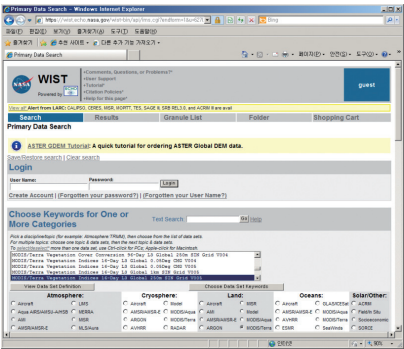


그림 4.2 MODIS 사이트.

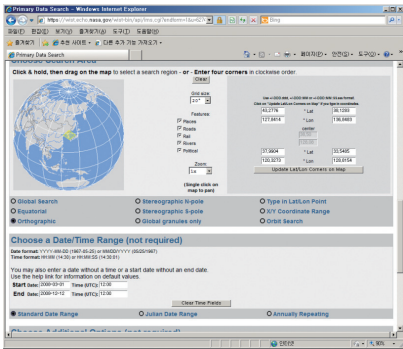


그림 4.3 MODIS 검색시스템.

표 4.1 MODIS 영상 취득일

Modis Start	End
02월 18일	03월 04일
03월 05일	03월 20일
03월 21일	04월 05일
04월 06일	04월 21일
04월 22일	05월 07일
05월 08일	05월 23일
05월 24일	06월 08일
06월 09일	06월 24일
06월 25일	07월 10일
07월 11일	07월 26일
07월 27일	08월 11일
08월 12일	08월 27일
08월 28일	09월 12일
09월 13일	09월 28일
09월 29일	10월 14일
10월 15일	10월 30일
10월 31일	11월 15일
11월 16일	12월 01일
12월 02일	12월 17일

본 연구에서는 250m 해상도로 16일 간격으로 제공되는 MODIS 식생지수 영상을 사용하였다. 영상 수집 기간은 2000년 2월 18일부터 2009년 12월 17일까지 10년간 209개의 영상을, 중심 좌표 (129, 34)를 기준으로 검색하여, 16일 간의 식생지수를 합친 영상을 다운 받았다 (표 4.1).

16일간의 MOD 13Q1 밴드는 NDVI, EVI, NIR, RED, BLUE 등의 12개 밴드로 구성되어 있고 본 연구에서는 EVI자료를 추출하여 사용하였다. 수집된 자료는 HDF로 MODIS reprojection tool을 이용하여 전환하였고, Sinusoidal 투영을 사용하기 때문에 전환과정에서 모든 자료는 TM좌표 체계로 전환하여 TIF 형식으로 저장하였다 (표 4.2, 그림 4.4). Geotif로 저장된 EVI 자료는 GRID로 전환한 후 남한지역을 잘라내어 연구에 이용하였다. 잘라낸 영상의 EVI값은 NASA에서 자료범위 값을 -10,000 ~ 10,000으로 서비스하기 때문에 지수 값으로 사용하기 위해 10,000으로 나누어 -1 ~ 1의 분포범위를 갖도록 재배열하였다 (그림 4.5).

이러한 분석 결과는 현장에서 수집된 데이터베이스 자료를 이용하여 수정정보만을 거치게 되면 정확도 높은 연구결과를 제시할 수 있을 것으로 기대된다.

표 4.2 MODIS 좌표투영

Sinusoidal 투영 파라미터	TM 투영 파라미터
Input Projection Type: SIN	
Projection Parameters: (6371007.181 00000000000000)	
Total Number of Bands: 12	
Pixel size: (231.7, 231.7, 231.7, 231.7, 231.7, 231.7, 231.7, 231.7, 231.7, 231.7, 231.7, 231.7)	TRANSVERSE MERCATOR (TM) PROJECTION PARAMETERS:
Number of lines: (4800, 4800, 4800, 4800, 4800, 4800, 4800, 4800, 4800, 4800, 4800, 4800)	Semi-Major Axis of Ellipsoid: 6378137.000000 meters
Number of sample: (4800, 4800, 4800, 4800, 4800,4800, 4800, 4800, 4800, 4800, 4800,4800)	Semi-Minor Axis of Ellipsoid: 6356752.314245 meters
Lat/Long of Upper-Left Corner: (39.999999996 130.540728915)	Scale Factor at C. Meridian:1.000000
Lat/Long of Upper-Right Corner: (39.999999996 143.594801806)	Longitude of Central Meridian: 127.000000 degrees
Lat/Long of Lower-Left Corner: (29.999999997 115.470053824)	Latitude of Origin: 38.000000 degrees
Lat/Long of Lower-Right Corner: (29.999999997 127.017059207)	False Easting: 200000.000000 meters
	False Northing: 500000.000000 meters



그림 4.4 MODIS 극좌표 영상.

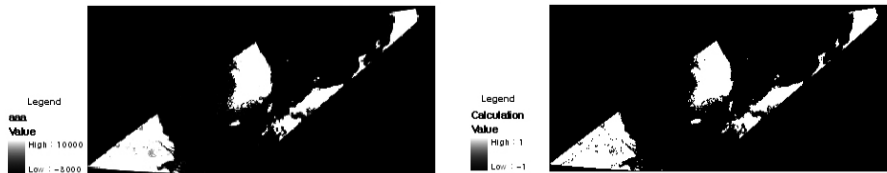


그림 4.5 MODIS EVI(왼쪽: 영상재배열 전, 오른쪽: 영상재배열 후).

2.2.3. 식생지수(EVI) 분석 결과

2000년부터 2009년까지 209개 영상을 분석한 결과, 10년간 EVI값은 점점 높아지는 경향이 있었다. 2000년과 2009년 3월 21일 ~ 4월 5일 사이의 16일간 자료를 비교해보면 EVI 값은 제주도 및 서남부에서 동남부 지리산열을 따라 높게 나타나는 것을 알 수 있다 (그림 4.6, 표 4.4). 2000년에는 서울과 경기도 일대와 주요 도시지역 및 호남 평야일대가 0.14 정도로 낮은 값을 보이고, 제주도의 해안지역과 소백산맥 이남의 산록대 그리고 동해안 해안선을 따라 0.24 ~ 0.61의 높은 값을 갖는 것으로 분석되었다. 2000년 3월말에 중부지방은 구릉과 낮은 산지지역을 따라 0.14 ~ 0.19로 나타나는 데 이는 상록침엽수에 의한 영향으로 보인다.

반면에 2009년 같은 시기에는 서울과 인천지역 그리고 일부 지역에서는 0 ~ 0.14로 낮았지만 중부지방의 구릉지대와 낮은 산지들은 0.19 ~ 0.24로 2000년의 같은 시기보다 높게 나타나고 있음을 알 수 있다. 제주도의 경우는 해안지역으로부터 1,000m 지역까지도 EVI 값이 0.24 이상을 보이고, 소백산맥의 이남과 동해안 지역은 2000년대와 비교해 EVI 0.24 이상의 높은 값을 나타낸 지역의 범위가 확대된 것을 알 수 있다.

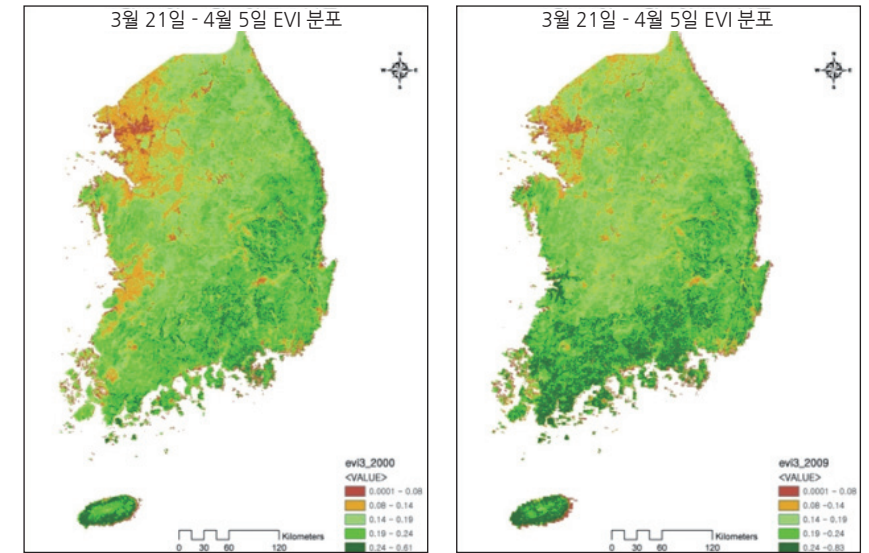


그림 4.6 2006년(왼쪽)과 2009년(오른쪽) 사이 같은 기간(3월21일-4월5일)에 구한 EVI 공간분포 비교.

표 4.4 연도별 EVI 평균

Start	End	2000년	2001년	2002년	2003년	2004년	2005년	2006년	2007년	2008년	2009년
02월 18일	03월 04일	0.173	0.172	0.177	0.175	0.169	0.17	0.168	0.167	0.169	0.181
03월 05일	03월 20일	0.167	0.169	0.169	0.181	0.178	0.175	0.19	0.173	0.177	0.17
03월 21일	04월 05일	0.176	0.184	0.197	0.194	0.195	0.179	0.176	0.179	0.173	0.189
04월 06일	04월 21일	0.178	0.216	0.267	0.218	0.196	0.207	0.198	0.222	0.232	0.242
04월 22일	05월 07일	0.242	0.256	0.342	0.345	0.326	0.304	0.262	0.293	0.358	0.326
05월 08일	05월 23일	0.367	0.419	0.437	0.449	0.433	0.419	0.41	0.413	0.443	0.41
05월 24일	06월 08일	0.428	0.438	0.46	0.483	0.43	0.437	0.476	0.418	0.417	0.417
06월 09일	06월 24일	0.46	0.39	0.455	0.487	0.473	0.482	0.47	0.433	0.485	0.455
06월 25일	07월 10일	0.481	0.516	0.468	0.47	0.514	0.493	0.508	0.508	0.517	0.481
07월 11일	07월 26일	0.53	0.509	0.503	0.518	0.509	0.506	0.509	0.504	0.53	0.33
07월 27일	08월 11일	0.514	0.525	0.527	0.492	0.51	0.542	0.501	0.534	0.502	0.492
08월 12일	08월 27일	0.507	0.504	0.513	0.487	0.459	0.521	0.508	0.493	0.499	0.475
08월 28일	09월 12일	0.493	0.46	0.452	0.441	0.448	0.419	0.475	0.466	0.468	0.459
09월 13일	09월 28일	0.399	0.432	0.412	0.398	0.425	0.438	0.426	0.434	0.428	0.415
09월 29일	10월 14일	0.376	0.382	0.35	0.347	0.37	0.367	0.354	0.405	0.365	0.357
10월 15일	10월 30일	0.317	0.317	0.294	0.298	0.306	0.317	0.278	0.341	0.284	0.284
10월 31일	11월 15일	0.228	0.201	0.191	0.22	0.233	0.218	0.243	0.244	0.248	0.22
11월 16일	12월 01일	0.2	0.231	0.243	0.179	0.195	0.188	0.201	0.202	0.205	0.189
12월 02일	12월 17일	0.189	0.189	0.183	0.174	0.185	0.174	0.175	0.202	0.19	0.178

고도 별 식생지수의 변화를 파악하기 위해 0 ~ 400m, 400 ~ 1,000m 및 1,000 ~ 1,950m로 고도를 재분류하였다. 이와 같이 고도를 재분류한 이유는 도시 및 주거지역, 구릉 및 산간지역, 아고산대의 특징을 살펴보기 위한 것이다. 우리나라의 도시와 촌락은 400m 이하 지역에 주로 분포하고, 아고산대는 1,000m 이상인 지역으로 정하여 분석하였다 (그림 4.7, 표 4.5).

표 4.5 고도별 EVI

고도	2000 MEAN	2000 STD	2009 MEAN	2009 STD
0-400m	0.1782	0.0560	0.1969	0.0642
400-1,000m	0.1883	0.0406	0.1827	0.0446
1,000-1,950m	0.1688	0.0369	0.1725	0.0414

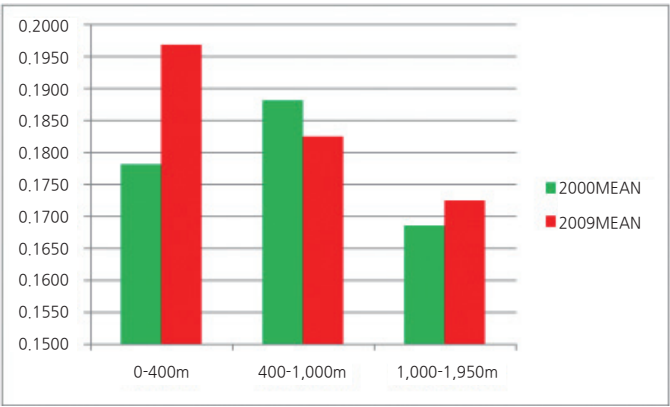


그림 4.7 2000년과 2009년 사이 고도 별 EVI 비교.

고도 별 분석 결과, 0 ~ 400m에서는 2000년과 비교해 2009년에 EVI 값이 증가하였다. 400 ~ 1,000m 범위에서는 그 값이 약간 감소하였고, 1,000m 이상의 지역에서는 식생지수가 약간 증가하였다. 이와 같은 결과는 최근 한반도의 기후 변화 경향, 즉 도시지역에서의 기온 상승 및 아고산대에서 수직적 상승과도 일치하는 결과이다 (그림 4.8 및 4.9).

10년간 평균 식생지수는 0.17에서 0.19로 증가한 것으로 분석되었다. 강원도와 경상북도를 제외한 전 지역에서 식생지수 값이 증가하였다. 식생지수 값이 가장 큰 변화를 보인 지역은 전남이었고, 광주, 전북, 서울 등이 그 뒤를 이었다. 이와 같은 결과에서 전남과 광주는 지구 온난화의 수평적 상승에서 전면에 위치하기 때문이고, 서울, 경기, 울산, 대구, 인천 등은 도시의 열섬효과와도 관련이 있는 것으로 판단된다 (그림 4.10).

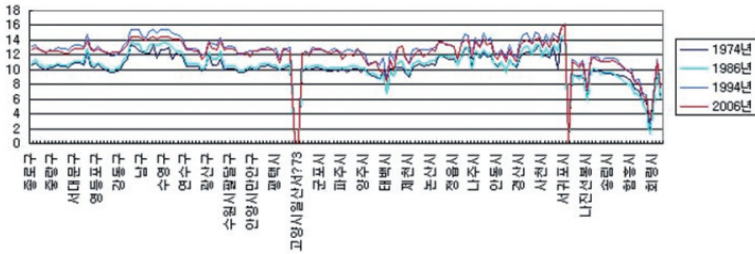


그림 4.8 도시 별 기온상승 결과 비교.

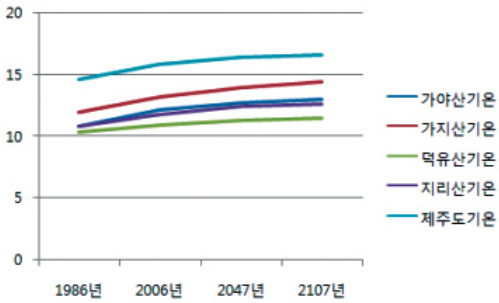


그림 4.9 주요 산의 기온상승 추세 예측 결과.

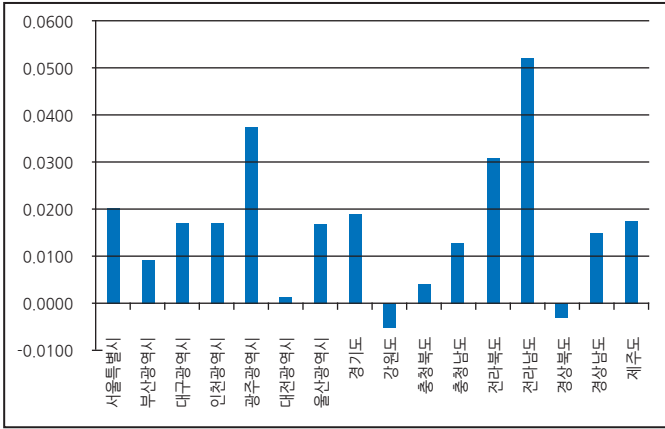


그림 4.10 10년간 지역 별 EVI 변화 비교.

10년간의 변화를 식물군락 별로 비교하면, 대부분 증가하였지만 낙엽송과 참나무림 지역은 감소한 것으로 나타났다. 식생지수는 침엽수인공림 지역과 죽림 지역이 가장 크게 상승한 것으로 분석되었다 (그림 4.11, 표 4.6).

표 4.6 10년간 식물군락 별 EVI 변화 비교

구분	2000MEAN	2009MEAN	증감
소나무림	0.2119	0.2231	0.0112
소나무인공림	0.2320	0.2439	0.0119
침활혼효림	0.1959	0.1992	0.0033
제지	0.1916	0.2049	0.0133
경작지	0.1983	0.1999	0.0016
미임목지	0.2038	0.2142	0.0104
활엽수림	0.1762	0.1776	0.0014
침엽수인공림	0.2171	0.2575	0.0404
목장	0.2221	0.2487	0.0266
리기다소나무림	0.1879	0.2004	0.0125
활엽수인공림	0.2168	0.2366	0.0198
침엽수림	0.2150	0.2566	0.0416
낙엽송림	0.1838	0.1826	-0.0012
죽림	0.1978	0.2499	0.0521
포푸라림	0.1869	0.1976	0.0107
밤나무림	0.1996	0.2200	0.0204
잣나무림	0.1764	0.1838	0.0074
참나무림	0.1830	0.1759	-0.0071

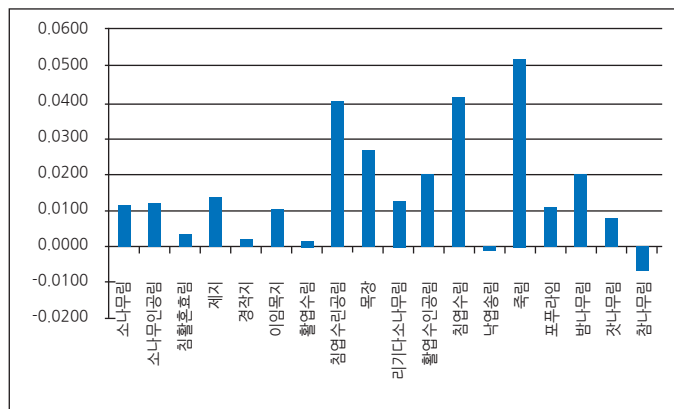


그림 4.11 10년간 식물군락 별 EVI 변화 비교.

2.2.4. EVI에 의한 식생 계절변화 분석

1년간 EVI 값의 변화를 그래프로 그려보면 식생의 계절 변화 경향을 알 수 있다. 식생지수는 계절의 시작과 더불어 증가하기 시작하여 성장기 (greenup)인 여름에 정점을 이루어 높은 값을 유지하다가 노화기(senescence)에 이르면 감소하기 시작하여 낙엽기 (defoliation)에 제자리로 돌아오며 계절을 마무리한다.

식생지수 분석 결과 중 2000년, 2005년 및 2009년 결과에 대해 가중평균으로 그래프를 그려 보면 그림 4.12와 같이 나타난다. 2000년 식물계절의 시작은 4월 8일에 시작되었다. 2005년에는 그것이 4월 1일 정도로 앞당겨지고, 2009년에는 3월 25일로 당겨져 10년간 약 13일 정도 식생계절이 빨라진 것을 알 수 있다. 식생계절의 끝은 10월 28일 정도에 공통으로 끝나는 것으로 분석되었다. 식물생장기와 쇠퇴기는 7월 22일을 기준으로 구분되는 것으로 나타났다.

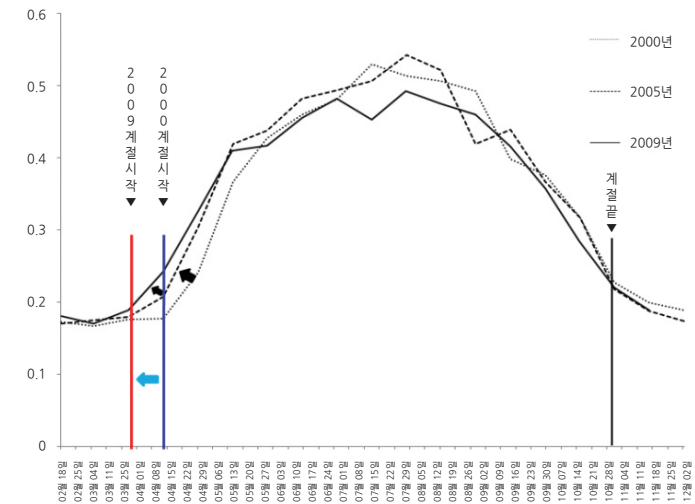


그림 4.12 식생지수의 계절 변화.

이상의 결과로부터 MODIS 영상에 의한 식생지수 분석 결과를 통해서 식생 계절의 시작, 성장, 쇠퇴 및 낙엽 시기를 파악할 수 있음을 확인하였다. 그러나 EVI 값만으로 leafing, budding, flowering, defoliation을 정확하게 구분하기는 힘들고, 현지조사 자료를 함께 활용하여야 구체적인 계절 변화를 파악할 수 있을 것으로 생각된다. 일반적으로 기온 상승에 따라 계절의 시작이 빨라지는 반면에 단풍 시기는 늦어지는 것으로 알려져 있다. 그러나 분석 결과

는 계절의 시작 시기가 빨라진다는 전자의 사실은 입증하고 있지만 단풍시기가 늦어진다는 후자의 사실에 대해서는 다른 경향을 보였다. 이와 같은 결과가 나타난 배경은 두 가지로 해석할 수 있다. 우선 10년이라는 비교적 짧은 기간의 자료이므로 지수의 변동 때문에 그러한 추세가 나타나지 않았던가 아니면 늦가을에서 초겨울로 접어들면서 한반도는 대륙성 기후의 영향을 받기 때문에 기온이 상승되었더라도 계절의 끝이 변화가 없는 것으로 추정할 수 있다.

2.2.5. 결론

본 연구는 기후변화에 따른 식생계절의 변화를 분석하고자 수행하였다. 연구를 위한 식생지수는 16일 간격으로 제공되는 MODIS 250m 해상도 영상을 분석하여 구하였다. 영상자료는 2000년 2월 18일부터 2009년 12월 17일까지 10년간 209 개의 공개 영상을 다운받아 분석하였다. MODIS 영상은 극좌표를 사용하기 때문에 TM 좌표로 영상을 재 투영하고 EVI 지수값을 10,000으로 나누어 -1.0 ~ 1.0으로 재배열하여 사용하였다.

2000년과 2009년 계절의 시작기인 3월 21일 ~ 4월 5일 자료를 비교해보면 EVI 값은 제주도 및 서남부에서 동남부 지리산열을 따라 높게 나타나는 것을 알 수 있다. 2000년에는 서울과 경기도 일대와 주요 도시지역 및 호남 평야일대가 0.14 정도로 낮은 값을 보이고, 제주도의 해안지역과 소백산맥 이남의 산록대 그리고 동해안 해안선을 따라 0.24 ~ 0.61의 높은 값을 갖는 것으로 분석되었다.

고도 별 분석 결과, 0 ~ 400m에서는 2000년과 비교해 2009년에 EVI 값이 증가하였다. 400 ~ 1,000m 범위에서는 그 값이 약간 감소하였고, 1,000m 이상의 지역에서는 식생지수가 약간 증가하였다. 이와 같은 결과는 최근 한반도의 기후 변화 경향, 즉 도시지역에서의 기온 상승 및 아고산대에서 수직적 상승과도 일치하는 결과이다. 10년간 평균 식생지수는 0.17에서 0.19로 증가한 것으로 분석되었다.

2000년의 식생계절은 4월 8일에 시작되었지만 2009년에는 3월 25일에 시작되어 10년간 약 13일 정도 식생계절이 앞당겨졌다.

참고문헌

- 공우석, 2002, 북한 자연생태계의 생물지리적 특성, 환경영향평가 11(3): 157-172.
- 염종민, 한경수, 김영섭, 2005, 한반도 식생에 대한 MODIS 250m 자료의 BRDF 효과에 대한 반사도 정규화, 대한원격탐사학회지, 21(6): 445-456.
- 차수영, 서동조, 박종화, 2009, MODIS 자료를 이용한 북한 개마고원 및 백무고원 식생의 생물계절 모니터링, 대한원격탐사학회지, 25(5):399-409.
- 홍우용, 신형진, 김성준, 2007, MODIS 위성영상을 이용한 국내 5대강 유역 적설분포 및 적설심 추출, 한국관개배수 14(2): 65-75.
- Holden, Z.A., A.M.S. Smith, P. Morgan, M.G. Rollins and P.E. Gessler, 2005, valuation of novel thermally enhanced spectral indices for mapping fire perimeters and comparisons with fire atlas data, International Journal of Remote Sensing 26(21): 4801-4808.
- MODIS Reprojection Tool (MRT), 2005, Users Guide Release 3.2a. Department of Mathematics and Computer Science, South Dakota School of Mines and Technology, USGS EROS Data Center. p. 58.
- Pettorelli, N., Vik, J.O., Mysterud, A., Gaillard, J.-M., Tucker, C.J. and Stenseth, N.C., 2005, Using the satellite-derived NDVI to assess ecological responses to environmental change. Trends Ecol. Evol. 20: 503-510.
- Quan W., Samuel A., John T., and Andre G., 2005, On the relationship of NDVI with leaf area index in a deciduous forest site, Remote Sensing of Environment 94: 244-555.
- Wang, Q. and J. D. Tenhunen, 2004. Vegetation mapping with multitemporal DVI in North Eastern China Transect (NECT), International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 6(1): 17-31.
- Wardlow, B.D., Egbert, S.L. and Kastens, J.H., 2007, Analysis of Time-Series MODIS 250m Vegetation index data for crop classification in the U.S. Central Great Plains. Remote Sens. Environ. 108: 290-310.

제3장 양서류를 이용한 기후변화 진단

박대식 / 강원대학교

2.3.1. 기후변화에 민감한 양서류

개구리, 두꺼비, 도롱뇽과 같은 양서류는 물에 알을 낳고 이 알에서 올챙이가 태어나 물속에서 자란다. 이후 성체가 되는 변태 (metamorphosis) 과정을 거쳐 땅위로 올라오게 된다. 양서류는 물속에서만 사는 것이 아니라 땅에서 활동하며, 땅에서 먹이도 먹고 겨울잠을 자기도 한다 (그림 5.1). 이렇듯 양서류는 물과 땅 모두를 이용하는 동물이기 때문에 환경 변화에 매우 취약한 특성을 가지고 있다.

양서류는 외온동물 (ectotherm)이라서 외부 온도와 습도를 따라 체온을 유지하거나 활동 시간을 바꾸기 때문에 양서류가 잘 살아가기 위해서는 적절한 기후조건을 필요로 한다. 특히 온도와 강수량은 양서류가 살아가는데 큰 영향을 준다. 온도는 겨울잠을 자다가 깨어나는 시



그림 5.1 개구리에게 물과 땅은 매우 중요함.
왼쪽 위부터, 금개구리 알, 금개구리 올챙이, 포접한 금개구리, 동면중인 금개구리.

간에 영향을 미친다. 또한 물속에서는 알에서 올챙이로 부화하고 올챙이로 생활할 때 자라나는 속도와 활동성, 성체로 바뀌는 변태시기 등과 같은 양서류 생활의 다양한 측면에서 영향을 줄 수 있다. 강수량은 알을 낳고 올챙이가 자라기 위해 반드시 물을 필요로 하는 양서류에게 있어서 온도만큼이나 중요한 기후 요소이다. 비가 적게 와서 양서류가 알을 낳던 장소에 물이 없으면 양서류는 해당 지역에 더 이상 번식을 할 수 없게 된다. 만일 올챙이로 부화했다더라도 이 때 비가 적당히 와주지 않으면 어떤 곳에서는 물이 점점 없어져서 올챙이가 폐죽음을 당할 수도 있다. 이러한 이유로 물은 양서류와 떼어 수 없는 관계를 가지고 있다.

2.3.2. 기후변화는 양서류에 어떤 영향을 미칠까?

외온동물인 양서류는 주변 온도와 습도를 따라 체온을 유지하며, 그에 따라서 활동정도도 달라진다. 기후변화에 의해 온도가 상승하고 강수의 양상이 변하면 그러한 변화는 양서류에게 큰 스트레스가 되며, 이를 극복하기 위하여 많은 에너지를 소비하게 된다. 기후변화로 인한 기온상승과 강수량의 변화가 양서류에 미치는 영향에 대해 알아보려고 한다.

2.3.2.1 양서류는 기온 상승에 어떻게 반응할까?

장기적인 지구 온난화에 따른 지표면 온도의 상승, 해수면의 상승으로 양서류 개체군의 절멸 가능성이 높아질 것이라고 과학자들은 경고하고 있다. 21세기 말에는 평균 온도가 4℃ 이상 증가하고, 해수면이 최대 60 cm 정도 상승할 것으로 예측되고 있다. 기후변화로 지구 온도가 올라감에 따라 향후 100년 안에 지구상의 생물들은 한 지역에서는 더 높은 지역으로 이동하여야 하며 지구 전체로 보면 북극 혹은 남극 방향으로 생물들이 이동 할 것으로 예상된다.

기온 상승에 적응하기 위해 양서류들이 열심히 다른 서식지로 이동하겠지만 많은 양서류들은 크기가 작고 이동능력이 떨어지기 때문에 장거리 이동이 매우 어렵다. 두꺼비가 뒤뚱뒤뚱 몇 킬로미터를 걸어간다고 생각해보자. 또한 양서류들은 자신들이 살아가던 터전의 기후 조건에 잘 적응하여 왔기 때문에 새로운 장소로의 이동과 새로운 기후조건에 적응하기 위해서는 많은 에너지를 쓰게 된다. 지리정보시스템 (Geographic information system; GIS)을 이용한 미래 예측 결과에 따르면 지표면 온도상승, 강수량 증가, 해수면 상승에 따라 다음 세기에는 양서류가 이용할 수 있는 땅 및 물이 있는 지역이 크게 줄어드는 것으로 나타났다. 장기적인 기후변화에 의해 서식지가 없어지거나 크게 바뀌기 때문에 많은 양서류가 멸종위험에 처하게 될 것은 분명하다.

기후변화에 특히 취약한 것으로 알려진 양서류는 기온이 높아지게 되면 알, 올챙이 (유생), 성체 등 모든 생활 단계에서 다양한 부정적인 영향을 받게 된다 (그림 5.2). 수온이 2℃만 높아져도 물속에 녹아있는 산소가 감소하게 되고 물속에서 사는 올챙이들의 행동이 제한되기

시작한다. 4℃ 이상으로 온도가 높아지면 알이 말라버릴 수도 있고 물속의 산소가 부족해져서 올챙이가 숨을 제대로 쉬지 못해 죽는 비율이 높아지게 된다. 성체의 경우도 온도 상승으로 인하여 피부가 건조해져 위험할 수 있다. 양서류의 스펀지형 피부는 산소를 유통시키는 중요한 통로로 피부가 건조해지면, 호흡을 못해 양서류들이 죽을 수 있다. 또한, 높은 기온으로 인해 신진대사가 빨라져 양서류들이 빠르게 성장하기는 하지만, 반대로 그만큼 몸의 크기는 작아진다. 즉, 너무 빠른 발달로 인해 어른은 빨리 되지만, 몸이 성장할 시간은 충분히 가지지 못하게 된다. 작은 몸집은 건강상태가 약해지기 쉽고 포식자로부터 더 높은 포식위험에 노출되어 결과적으로 죽을 확률이 높아진다. 특히, 변태 직후의 준성체 개구리나 도롱뇽들은 건조에 약한데 기온상승으로 건조해진 기후는 이들을 쉽게 죽음에 이르게 할 수도 있다. 이렇듯 기후변화로 인한 평균기온의 상승은 다양한 경로를 통해서 양서류에 악영향을 미치게 된다.

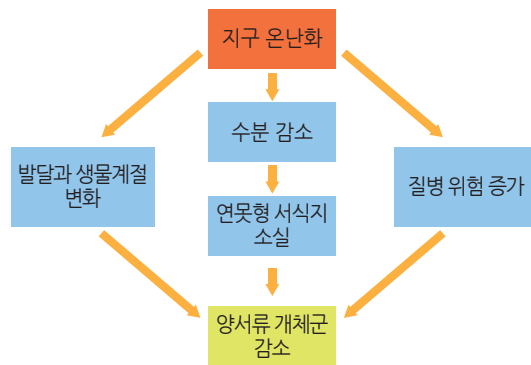


그림 5.2 양서류 개체군에 미치는 지구온난화의 영향 (McMenamin et al. 2008).

2.3.2.2 강수량의 변화에 양서류는 어떻게 반응할까?

비는 많은 양서류가 알을 낳을 때 이용하는 물웅덩이나 연못, 계곡에 물을 제공하고 겨울잠을 자던 양서류에게 번식의 시작을 알려주는 신호가 된다. 그렇기 때문에 기후변화로 인한 강수량 및 강수 유형의 변화는 양서류의 번식에 큰 영향을 미치게 된다. 양서류에게 충분한 강수량은 낳은 알들이 건조되지 않고 올챙이로 잘 부화할 수 있도록 해주고, 이 알에서 올챙이들이 깨어나 물속에서 살아가야 하는 중요한 삶의 터전을 마련해준다 (그림 5.3).

그러나 강수량이 부족해지면 물웅덩이나 연못에 충분한 물이 공급되지 않아 양서류가 알을 낳을 수 있는 장소가 없어지게 된다. 그렇게 되면, 성체는 알을 낳지 못하거나 다른 장소로 이동해야 하는 위험을 무릅써야 한다. 또한 물이 적은 곳에 낳은 알은 건조되기 쉽고 여기서



그림 5.3 양서류의 알과 올챙이는 물이 필요함. 북방산개구리의 알과 올챙이.

태어난 올챙이들은 낮은 산소량으로 인하여 생존을 위협 받게 된다. 반대로, 갑자기 너무 많이 내린 비 역시 양서류에게 큰 악영향을 끼칠 수 있다. 비가 너무 많이 내리면 웅덩이나 연못의 물이 넘치게 돼 알이나 올챙이가 그 밖의 맨 땅으로 떠밀려 갈 수 있다. 많은 비는 계곡과 같이 물이 끊임없이 흐르는 장소에서 번식하는 양서류에게도 생존을 위협하는 요인이 된다. 급격한 강수 증가는 계곡 물이 많아지고 그만큼 유속도 빨라지게 한다. 많은 양의 물과 빨라진 유속은 계곡과 그 주변에 낳은 알과 올챙이를 떠내려 보내 떠내려가는 과정에서 상처를 입게 하여 개체들이 죽거나 포식자인 물고기가 많은 지역처럼 살아가기에 적합하지 않은 지역으로 떠내려가게 된다. 이렇듯 강수 유형의 변화나 직접적인 강수량의 변화는 다양한 경로를 통해 양서류의 번식과 생존을 위협하게 된다.

2.3.2.3 다양하고 복잡한 기후변화의 영향

기후변화가 계속되면 양서류가 살아가는 주변 환경도 바뀌게 된다. 예를 들어, 기후가 건조해져 산불의 횟수가 증가할 경우 숲이 없어지고 그렇게 되면 양서류는 자신들이 살아가는 서식처를 잃게된다. 기후변화는 또한 한 종이 살아가는 분포지역을 변경시키기 때문에, 새로이 적합한 기후 조건을 찾아 다른 지역으로 이주하는 경우에 양서류는 이주한 곳에서 적응되지 않은 낯선 포식자를 만나게 된다. 특정 지역에 살아온 양서류들의 입장에서는 다른 지역에서 새로 들어온 양서류 또는 외래종 (alien species)과 경쟁해서 살아남아야만 하는 큰 부담을 가지게 된다. 비정상적으로 고온 다습한 환경에서는 병원성 세균이나 곰팡이가 더 잘 번성하여 퍼져나가는 반면, 양서류들의 면역력은 상대적으로 약해지기 때문에 질병에 걸릴 가능성이 높아지게 된다. 기후변화로 인한 급격한 자외선의 변화 또한 양서류의 산란지에서 알과 부화개체들의 생존율에 부정적인 영향을 줄 수도 있다. 적절한 수준의 자외선 노출로 인한 피해를 수리하는 체계를 양서류들은 발달시켜왔지만, 오존층 파괴로 인한 급격한 자외선의 증가

로 인한 피해에 양서류들은 대처할 능력을 가지고 있지 않다. 이렇듯 기후변화는 기온상승과 강수량변화라는 주된 요인 이외에도 다양한 경로를 통해서 양서류의 삶 전반에 악영향을 끼치고 있다.

2.3.3. 기후변화에 대한 우리나라 양서류의 반응: 장기생태연구

우리나라에는 많지는 않지만 18종의 다양한 양서류가 살고 있다. 양서류는 산, 계곡, 연못, 저수지, 경작지 등 매우 다양한 환경에서 적응하여 살고 있는 친숙한 동물이다. 외온동물인 양서류에게 주변 기후 조건은 생리적, 생태적 활동에 큰 영향을 주는 중요한 요인이다. 온도와 강수량의 변화에 우리나라의 양서류는 어떤 반응을 보이고 있을까?

기후변화가 양서류에 미치는 영향을 알아보기 위해 2005년부터 국가장기생태연구의 일환으로 월악산국립공원에 서식하는 양서류를 관찰하고 기후와의 관계를 조사하였다. 양서류가 살아가는 모습의 큰 특징들 중 하나는 양서류들이 번식기 동안 물이 있는 한 장소에 모여 알을 낳고, 번식이 끝나면 육상으로 흩어져서 땅 속, 나무뿌리, 바위 속에서 숨어서 지낸다. 그렇기 때문에 번식기 이후에 양서류를 관찰하는 것은 전문가들에게도 매우 어려운 일이다. 그래서 양서류 조사는 일반적으로 관찰하기가 쉬운 번식기 동안 조사를 수행해야 한다. 우리는 양서류 관찰을 위해서 종의 번식시기와 출현시기를 고려하여 3월부터 9월까지 월악산국립공원 내의 동일한 장소를 반복해 방문하여 양서류를 관찰하였다 (그림 5.4).



그림 5.4 양서류 번식지의 관찰 결과 기록.

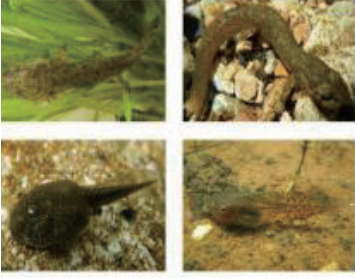
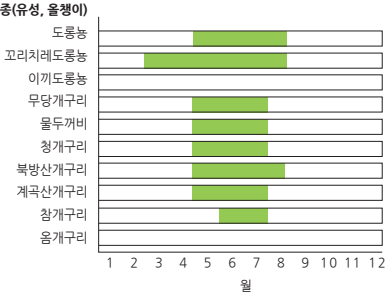
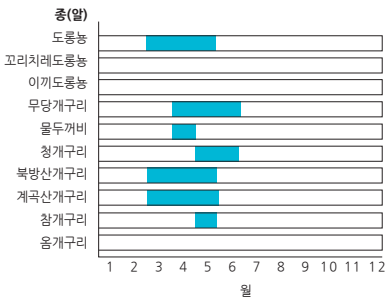
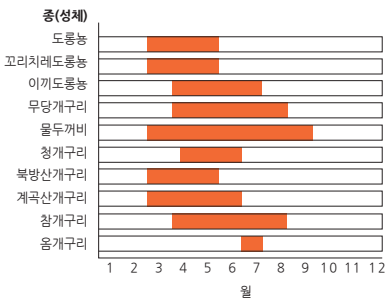


그림 5.5 월악산국립공원에서 관찰되는 양서류들의 성체, 알, 유생 관찰시기.

월악산에서는 계곡, 웅덩이, 농경지와 같이 물이 있는 장소를 방문하면 번식을 위해 찾아오는 다양한 양서류를 장소와 시기별로 볼 수 있다 (그림 5.5). 번식을 위해 모여든 성체와 성체가 낳은 알의 수를 모두 기록하여 그 해 어떤 양서류가 얼마나 번식하는 곳에 출현했는지를 알아 보았다. 월악산에는 도롱뇽, 꼬리치레도롱뇽, 이끼도롱뇽, 무당개구리, 두꺼비, 물두꺼비, 청개구리, 북방산개구리, 계곡산개구리, 참개구리, 움개구리 등 11종의 양서류가 살아가고 있다.

앞에서도 이야기 했듯이, 기후 조건은 변온동물인 양서류의 생활에 큰 영향을 주는 요인이 다. 온도와 강수량은 월악산에 서식하고 있는 양서류의 번식(출현수)과 여러 양서류의 모임인 양서류 군집(community)에 어떤 영향을 주고 있을까? 9년간의 모니터링 결과, 산의 끝자락의 저지대 평지 지역에 있는 물웅덩이와 경작지 주변에서 번식하는 양서류 무리에서는 겨울동안 내린 강수량이 많을수록 종을 구성하는 개체수의 편차가 커지는 결과가 나타났다(그림 5.6). 이것은 몇몇 종의 개체수가 다른 종들에 비해 많아져서 특정 종이 특히 우세하게 된다는 것을 의미한다. 이러한 종간 개체수의 균등한 정도를 전문용어로는 종균등도(species evenness)라고 한다. 종균등도가 낮아져 한 종 혹은 몇몇 종이 과도하게 많아지면, 양서류 군집은 안정성이 낮아지게 된다. 낮아진 안정성은 환경변화에 매우 취약하게 되어, 양서류 절멸의 가능성을 높일 수 있어 위험한 상태가 된다. 이러한 경향은 아주 뚜렷하지는 않았지만 월악산국립공원의 계곡 지역에 서식하는 양서류들에서도 나타나고 있다(그림 5.6). 이러한 결과는 우리나라 양서류들 역시 기후변화의 영향, 특히 강수량 변화의 영향을 직접 받고 있다는 것을 보여준다.

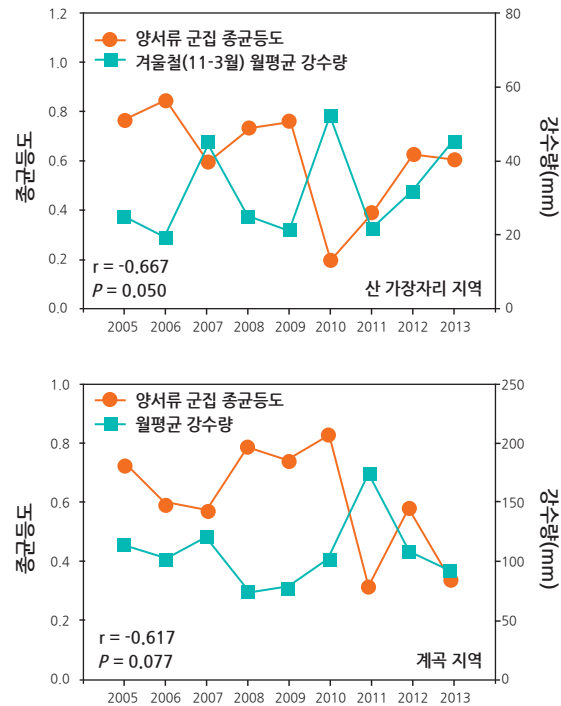


그림 5.6 강수량 변화에 대한 월악산에 서식하는 양서류 군집의 반응: 강수량이 많아질수록 종간 개체수의 균등한 정도가 낮아짐(위: 가장자리 지역, 아래: 계곡지역).

양서류들 중에서 꼬리가 있는 유미양서류인 도롱뇽과 꼬리가 없는 무미양서류인 계곡산개구리는 2 ~ 5월 봄철에 번식하는 대표적인 양서류다. 월악산에서 도롱뇽은 계곡, 물웅덩이, 논에서, 계곡산개구리는 계곡주변 등의 장소에서 번식하는 것이 관찰되고 성체가 번식한 자리에는 이들의 알이 관찰된다(그림 5.7).



그림 5.7 도롱뇽 성체와 알(왼쪽), 계곡산개구리의 성체와 알(오른쪽).

도롱뇽과 계곡산개구리의 번식활동이 기후와 어떤 관계를 가지고 있는지 9년간의 자료를 살펴보면, 도롱뇽은 겨울동안(11월 ~ 2월) 내린 비의 양이 증가하면 그 해 번식기에 적은 수의 성체들이 번식지를 찾아오는 것으로 나타났다(그림 5.8). 이 결과는 두 가지로 해석이 가능하다. 첫째로 겨울동안의 과도한 강수량이 개체들의 몸 상태에 영향을 미쳐서 출현한 개체수가 줄어들었을 수 있다. 반대로, 많은 강수량으로 번식지의 상태가 좋아져 동면지로부터 가까운 거리에서 번식하여, 우리가 조사를 수행하는 조사지까지 이동하지 않은 결과 일수도 있다. 어느 쪽이 맞는지는 추가적인 연구를 수행해야하지만, 강수량의 변화가 번식에 영향을 미치는 것만은 사실로 나타나고 있다. 또한, 주로 계곡과 계곡 가장자리에서만 번식하는 계곡산개구리도 겨울잠에서 깨어나 본격적으로 번식을 시작하는 3월에 출현하는 수가 겨울동안의 평균일교차가 커질수록 출현하는 수가 줄어드는 것으로 나타났다(그림 5.8). 이는 지구 온난화가 계속되어 기온이 상승하고 일교차가 커지게 되면 비교적 낮은 온도에 적응해서 번식하

던 계곡산개구리는 높아진 온도에 잘 적응하지 못하고 번식하는 개체수가 줄어들 수 있음을 보여주는 결과이다.

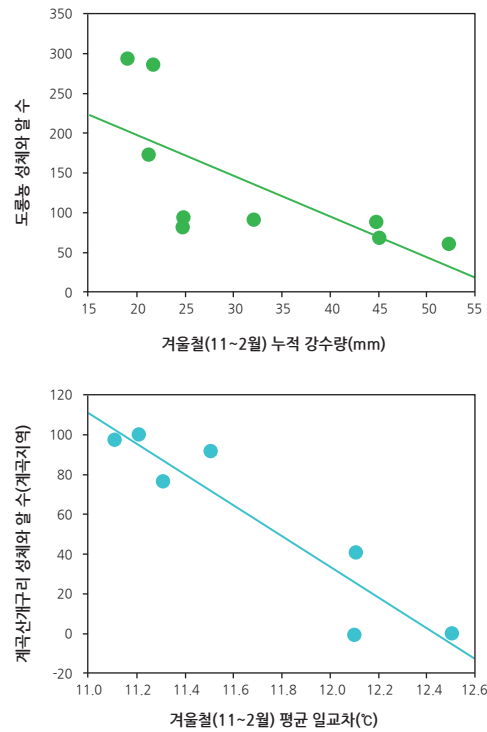


그림 5.8 강수량 변화와 월악산 번식지에 출현한 도롱뇽(위쪽)과 계곡산개구리(아래쪽)의 개체수 변화.

이와 같은 연구의 결과는 세계적으로 진행되고 있는 기후변화에 우리나라의 양서류들의 번식 역시 영향을 받고 있다는 것을 보여준다. 앞으로 기후변화가 지속되거나 더 빠르게 진행되면 우리나라를 포함하여 다양한 지역에 서식하고 있는 많은 양서류들이 기후변화에 민감하게 반응하여 위험에 처하게 될 것은 분명한 사실이라고 할 수 있다. 세계적으로 점점 심해지고 있는 기후변화 추세 속에서 양서류를 잘 보전하기 위해서는 기후를 지속적으로 관측하고, 예측하며 변화해 가는 양서류를 세밀하게 관찰하여, 대응책을 세우는 노력이 절실히 필요하다.

2.3.4. 기후변화 체제에서 양서류 보호

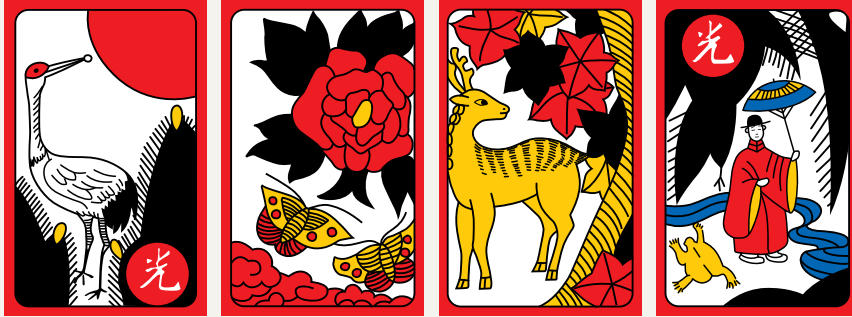
자연의 한 과정으로 기후변화는 지구 상에서 계속해서 일어나왔지만, 최근의 기후변화가 문제가 되는 것은 인간의 활동으로 인해 기후변화가 너무 빠르게 진행되고 있다는 것이다. 너무 빠른 변화는 많은 동물들이 적응할 수 있는 시간적인 범위를 넘게 되어, 치명적인 악영향을 받게 된다. 많은 과학자들은 양서류는 특히 환경변화에 매우 취약하기 때문에 기후변화에 큰 위협을 받게 될 것으로 예측한다 (그림 5.9).



그림 5.9 지구 온난화 때문에 양서류가 위험에 처해있다는 메시지 전달.

기후변화로 유발되는 평균 기온의 상승은 양서류들을 더 빨리 겨울잠에서 깨워 더 빨리 번식을 시작하게 할 것이다. 또 상승하는 서식지 기온에 맞추어 다른 지역으로 이동해야 하고 상승한 수온으로 인해 알과 올챙이의 발달속도가 크게 변화하는 등 양서류의 모든 생활 단계가 영향을 받게 된다. 이러한 악영향들은 결국 미래에 양서류들의 개체수 감소나 양서류 종들의 멸종을 유발하게 될 것이다. 빠르게 진행되고 있는 세계적인 기후변화 속에서 양서류를 보전하는 것은 결코 쉬운 일은 아니다. 그렇기 때문에 양서류가 살아가는 환경과 종에 대한 다양한 정보를 수집하는 여러 연구들이 필요하다. 양서류를 지속적으로 연구하고 보호하는 것은 양서류만을 지키는 것이 아니라 이들과 연결되어 있는 사람을 포함하는 모든 생태계와 생물다양성을 보전한다는 의미에서 매우 중요한 일이 될 것이다.

화투 속 생물을 통해서 본 기후변화 진단



기후변화의 증거가 세계 도처에서 감지되고 있다. 가장 뚜렷한 증거는 기온의 상승이다. 몇몇 연구는 2080년경 전 세계에 걸쳐 평균 4℃쯤 기온이 상승할 것으로 예측한다. 전 세계에 걸쳐 이러한 기온 상승은 위도 4° 정도의 차이에 상응하는데, 그 정도는 식생대가 변할 수 있을 만큼 큰 차이로서 의미 있다.

기후변화는 세계 도처에서 식물에 영향을 끼치고 있다. 온난화 추세는 많은 식물 종이 고도가 더 높은 산 또는 더 북쪽으로 이주하게 하고 있다. 식물들은 봄에 더 일찍 잎을 내고, 가을에 더 오래까지 잎을 달고 있어 생육기간도 늘어난 셈이다.

식물의 계절 변화에 대한 반응은 자연환경의 영향을 크게 받고 있어 우리는 식물들이 기후변화에 관해 의미 있는 이야기를 해줄 수 있다는 것을 알고 있다. 따라서 생태학자들은 생물계절 현상의 시기 변화를 기후변화 지표로 삼고자 한다.

생물이 계절에 따라 보이는 여러 가지 현상이 출현하는 시기를 기술하는데 ‘생물계절학(phenology)’이라는 용어가 사용된다. 생물계절학의 문자 그대로의 의미는 출현 (또는 표현)의 과학이다. 그것은 식물과 동물의 개화, 개엽, 휴면, 동면, 번식, 이주 같은 생물학적 현상의 시기를 연구한다. 이러한 생물의 계절현상을 연구하는 과학자들은 계절 및 기후의 변화와 관련하여 그러한 생물학적 현상의 시기가 어떻게 달라지는가에 관심이 있다.

생존을 위해 또는 단순히 즐기기 위해 인간은 오래 동안 자연의 계절적 순환에 관심을 가져왔다. 매년 봄의 도래시기를 관찰하고 기록하는 것은 고대 수렵인과 농부의 일상에서 매우 중요한 역할을 하였다. 그러나 생물계절학에 대한 연구는 그것 본래의 활용범위를 넘어 크게 확장되었다. 그것의 목적은 자연현상의 기록으로부터 생물계절현상 기작에 대한 연구, 농업에서의 이용, 그리고 최근에는 기후변화가 가져오는 생태학적 결과의 이해로까지 확장되고 있다.

최근 생물계절현상에 대한 관심의 부활은 기후변화에 대한 연구에서 일반인과 과학자들을 함께하게 하는 역할을 하고 있다. 개화 또는 철새의 도래 시기와 같은 연례행사의 시기에 대한 연구는 생물과 환경사이의 상호작용을 분명하고 유전적으로 차별화하여 보여준다. 환경조건에 대한 단순한 반응과 대조적으로 생태적 동태의 추진체로서 생물계절학의 역할에 대한 생태학자들의 관심도 늘어나고 있다.

지구온난화와 관련된 식물의 특징 중 개화시기가 가장 잘 관찰된다. 더구나 개화시기에 대해서는 수많은 관찰정보가 있고, 오랜 기록 역사도 가지고 있다. 그러한 기록들이 미래의 환경변화를 이해할 목적으로 시작된 것은 아니지만 오늘날 기후변화에 대한 생태학적 반응을 연구하는데 귀중한 정보가 되고 있다.

구태여 어려운 역사적 기록을 들추어내지 않고도 확인할 수 있는 생물계절현상의 출현 시기에 대한 정보가 있다. 놀이도구의 하나인 화투가 그러한 정보를 제공한다. 그런 점에서 화투는 생물계절현상을 관찰하는 교본이고 도감의 역할을 한다고 할 수 있다. 화투의 각기 다른 12장은 특정 달을 의미한다. 각 장은 그 달을 의미하는 식물이 등장하니 그곳에 출현하는 식물은 그 달을 대표한다고 볼 수 있다.

연구 결과들을 보면, 기후변화로 인한 기온상승은 겨울에 현저하고, 계절의 반응은 빨라지는 봄으로 가장 잘 나타나고 있다. 이러한 사실을 고려하면, 화투 속 그림에서 기후변화를 진단하는데 유용하게 활용할 수 있는 달은 봄에 속하는 2월과 3월이 된다. 화투에 사용된 달은 음력 (lunar calendar)이니 2월과 3월은 양력으로는 대략 3월과 4월에 해당한다. 2월을 상징하는 식물인 매실나무의 꽃인 매화가 2월에 피는 지역이 늘어나고 있다. 3월을 상징하는 벚나무의 꽃도 3월에 피는 지역이 늘어나고 있다. 이러한 결과로

부터 화투가 처음 만들어졌던 시기와 비교해 오늘날 식물 (매실나무와 벚나무)의 개화시기가 달이 달라질 정도로 빨라졌음을 알 수 있다.

그러면 화투가 만들어진 시기는 언제쯤일까? 서울대 생명과학부 이은주 교수의 글을 보니 일본에서는 1820년경부터 널리 보급되기 시작하였고, 우리나라에는 19세기 말과 20세기 초에 도입되었다고 한다. 우리나라에서 통용되는 화투가 일본의 것과 크게 다르지 않으니 그것이 만들어진 시기는 일본에서 널리 보급된 1820년경으로 볼 수 있을 것 같다. 그러니 그것이 만들어진 후 200여년의 세월이 흐른 셈이다.

우리나라에서 생물계절현상에 대한 기록은 벚꽃에 대한 기록이 가장 긴 역사를 가지고 있다. 그 자료는 1900년대 초부터 수집되고 있다 (기상청 기록). 벚꽃의 개화시기를 토대로 회귀분석을 해보니 100년에 15일 정도 개화시기가 당겨지고 있다. 화투가 처음 만들어진 시기가 200여 년 전이니 위의 분석결과를 그대로 적용하면 한 달 정도 개화시기가 당겨지는 셈이어서 개화시기의 달이 바뀌는 것도 당연하다.

더 큰 변화도 화투를 통해서 확인할 수 있다. 1월을 대표하는 소나무의 경우다. 소나무는 흔히 4월부터 6월까지 생장을 하고 가지 끝에 겨울눈을 맺는다. 이 겨울눈은 이듬해 새로운 생장을 할 중요한 부분이기 때문에 생장을 마친 소나무는 그 후 여러 겹의 비늘로 겨울눈을 에워싸며 겨울을 나기 위한 준비를 한다. 화투장의 소나무도 이런 겨울눈을 보여주고 있다. 그러나 기후변화가 많이 진행된 요즘 소나무는 4계절이 구분되지 않을 정도로 아무 때나 생장을 한다. 즉 월동 준비 없이 겨울을 나는 경우가 많다. 그러다가 지난해 추운 겨울을 맞았다. 전국 여기저기서 나타나고 있는 소나무의 죽은 가지가 철모르고 자란 소나무에 대한 벌은 아닌지 모르겠다.

이쯤 되면 우리도 의미 있는 선택을 하여야 할 것 같다. 화투장을 새로 그릴 것인가? 아니면 기후변화 완화에 동참할 것인가?



제3부 기후변화 예측

제1장. 한반도의 기후변화와 그것에 기인한 식생 분포 변화 예측

제2장. 기후변화로 인한 해수면 상승과 해안지역 생태환경 변화 예측

제3장. 기후변화와 구상나무 분포 변화

제3부 기후변화 예측

제1장 한반도의 기후변화와 그것에 기인한 식생 분포 변화 예측

김남신 · 이창석 / 국립생태원 · 서울여자대학교

3.1.1. 서론

오늘날 지구에는 열수지의 균형 변화로 세계 곳곳에 환경문제가 발생하고 있다. 열수지 변화의 가장 큰 결과는 지구온난화로 나타나고 있다. 지구온난화는 기후대의 상승, 사막화, 빙하후퇴, 해수면상승, 각종 기상이변, 엘니노, 식생대 변화, 동·식물 서식처 감소 등 다양한 문제를 일으킨다.

기후변화에 따른 환경문제는 스케일에 따라 접근방법을 달리할 수 있다 (Tricart 1992). 거시적 스케일에서는 위도, 대륙과 해양의 규모에 따라 시나리오에 의해 현재와 미래의 기후를 설명하고 그 변화에 대한 대안을 찾으려 한다 (권 2004, 권 등 2007, 2008). 반면에 국지적인 스케일에서는 지구온난화에 따라 지역 내에서의 변화, 즉 동·식물 변화, 도시 기후 현상, 농업, 해안지형 변화 등을 다루고 있다 (윤 2006).

지구적 스케일에서는 기후현상에 대해 국가 간 공동 노력으로 인과관계를 설명하기 위해 방대한 양의 시·공간적 자료를 축적하여 이를 분석하고 있다. 그렇지만 자연현상은 변칙적인 (Anomaly) 특성을 보이기 때문에 전체적인 변화의 경향은 일관성을 보이지만, 국지적 스케일에서는 시·공간에 따라 복잡하게 나타날 수 있다.

국지적인 스케일에서의 기후변화는 우리의 일상생활에 직접 영향을 미치기 때문에 정교한 분석이 요구된다. 지구 환경을 구성하는 식물, 동물, 미생물, 토양 등은 기후변화에 민감한 반응을 보인다. 이들은 위도대 별로 보면 프리즘적인 대상 분포 패턴을 보이지만 국지적인 단위에서는 비대칭 분포 패턴을 갖는다 (Viles 1988). 이는 지역의 인문·자연 지리적 공간현상의 영향 때문이다 (Tricart 1992, Ganderton and Coker 2005).

기후변화에 대해 효과적인 연구를 수행하기 위해서는 적합한 지표 (index)를 찾아 그에 대한 장기적인 관찰이 필요하다. 이를 위해 미국을 비롯한 세계 여러 나라에서는 장기간에 걸친 생태 연구 (long term ecological research)를 통해 학제 및 국가 간 연구를 수행 중에 있다 (David et al. 2003). 이를 통해 지표를 찾아 기후변화에 따른 환경문제를 해석하고 앞으로 일어날 변화를 예측하려는 노력을 하고 있다. 따라서 기후변화에 대한 연구는 특정 시점의 자료

보다는 누적적인 자료의 확보가 필요하다.

기온이나 강수 현상은 거시적 스케일의 지구온난화현상을 반영하고 있지만 국지적인 단위에서 도시화와 지형적인 요인들이 국지적 기후현상에 영향을 미치고 있다 (Johnson 2008). 이들 인자들은 지역적인 단위에서 승온 및 감온 효과를 준다. 승온효과로서 도시화는 인구의 집중으로 인한 토지이용 강도 증가와 그에 따른 온실가스 배출이 증가하기 때문에 도시지역의 기온변화에 큰 영향을 준다고 볼 수 있다 (최와 하 2003, Choi 2003, 허 등 2005). 또한 우리나라와 같이 도시의 토지이용이 고밀도, 고층화되면서 바람길 차단에 의해 표층 대기 순환이 차단되어 도시기후의 상승을 촉진하기도 한다. 감온효과로는 고도, 해양, 위도 등이 있는데 지역적인 단위에서 고도는 감온효과에 가장 큰 요인으로 작용한다 (최와 윤 2002, 윤 2006).

이 장에서는 한반도에서 기온과 온량지수 변화의 시·공간적 분포패턴을 파악하고, 나아가 도시지역에서의 기온변화 경향을 파악하고자 한다. 이러한 결과는 지역적 단위에서 장기적인 기온상승 효과에 따른 식생과 농업환경 변화에 대한 예측과 문제해결에 기여할 것으로 기대된다.

3.1.2. 연구 자료

본 연구는 남·북한 기온자료, 행정구역도, 인구통계 및 수치고도모형을 사용하여 수행되었다. 기상자료는 1904년 이래 남·북 118개 관측소에서 관측된 기상청 자료를 사용하였다 (그림 6.1). 자료는 일별 기온자료를 월평균에 기초하여 연간평균을 분석하였다. 한반도 전체에 대한 기온분포를 분석하기 위해 남·북한이 공통으로 관측 자료를 확보하고 있는 1974년 이후의 자료를 사용하였다.

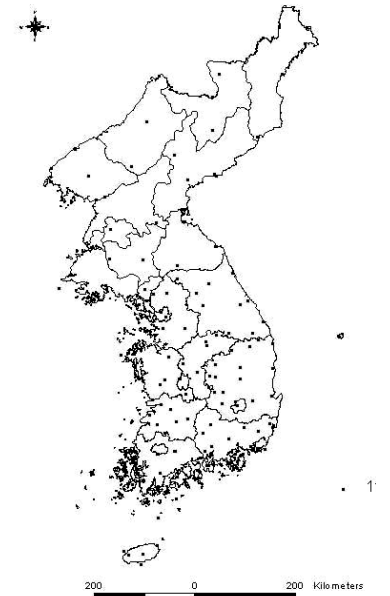


그림 6.1 우리나라의 기상관측소.

행정구역도와 인구자료는 남·북한 구·시 단위를 사용하여 기온분포의 시·단위 지역변화와 인구변동 관계를 살펴보기 위해 사용하였다. 남한의 인구는 1980, 1990, 2000 및 2005년 시·군·구 인구자료를 사용하였지만 북한의 경우는 상세한 인구자료 확보가 어려워 1993과 2000년 시·도 단위 인구자료를 사용하였다.

수치고도모델은 미국 육군지도청 (defense mapping agency;DMA)의 포맷으로 제작된 수치고도모델인 DTED level 2 (DTED2)를 사용하였다. DTED2는 해상도 30m로 1:50,000 스케일로 남·북한이 제작되어 있다. DTED2는 자료변환을 거쳐 횡축메르카토르 (TM), meter 단위로 전환하였다. 투영이 완료된 수치고도모델은 500m 해상도로 재분류하여 기온분석에 사용하였다.

3.1.3. 연구방법

연구 방법 및 절차는 그림 6.2와 같다. 기온자료는 관측소의 위치와 고도 정보를 이용하여 공간자료로 전환하였다. 기온자료의 보간은 역거리가중법 (IDW)으로 보간하였다. 기온자료의 보간은 고도에 따른 감온효과를 고려하여야하기 때문에 기온단열감율 (adiabatic lapse rate)을 적용하여야 한다. 기온단열감율은 이론적으로 대기의 연직상태에서 건조단열감율은 0.01℃m⁻¹, 습윤단열감율은 0.005℃m⁻¹로 감소하지만 고도, 경사, 위도, 해양, 계절에 따라 실질적으로 다르게 감소한다.

본 연구에서는 감율에 가장 크게 영향을 미치는 관측지점의 고도와 기온 분포를 이용하여 해발고도 100m이상인 지역 34개소를 선정하여 선형 회귀식에 의한 월별 기온단열감율을 계산하였다 (표 6.1, <http://www.wsl.ch/staff/niklaus.zimmermann/>, 윤 2006).

기온단열감율에 의한 고도에 따른 IDW의 보간은 아래와 같이 계산하였다.

$$T_j = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{T_i}{d_{ij}^n} \right)}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_{ij}^n} \right)} + LRM \times DEM \quad \dots \text{식(1)}$$

여기서

Ti: 관측소 기온, Dij: 관측소로부터의 거리, LRM: 월별기온단열감율, DEM: 수치고도모델

표 6.1 월별 기온감율 (결정계수 r² > 0.54)

월	감율(℃m ⁻¹)
1	- 0.0096968
2	- 0.0036966
3	- 0.0053467
4	- 0.0081899
5	- 0.0068374
6	- 0.0059603
7	- 0.0063720
8	- 0.0066776
9	- 0.0080014
10	- 0.0083555
11	- 0.0086224
12	- 0.0096408

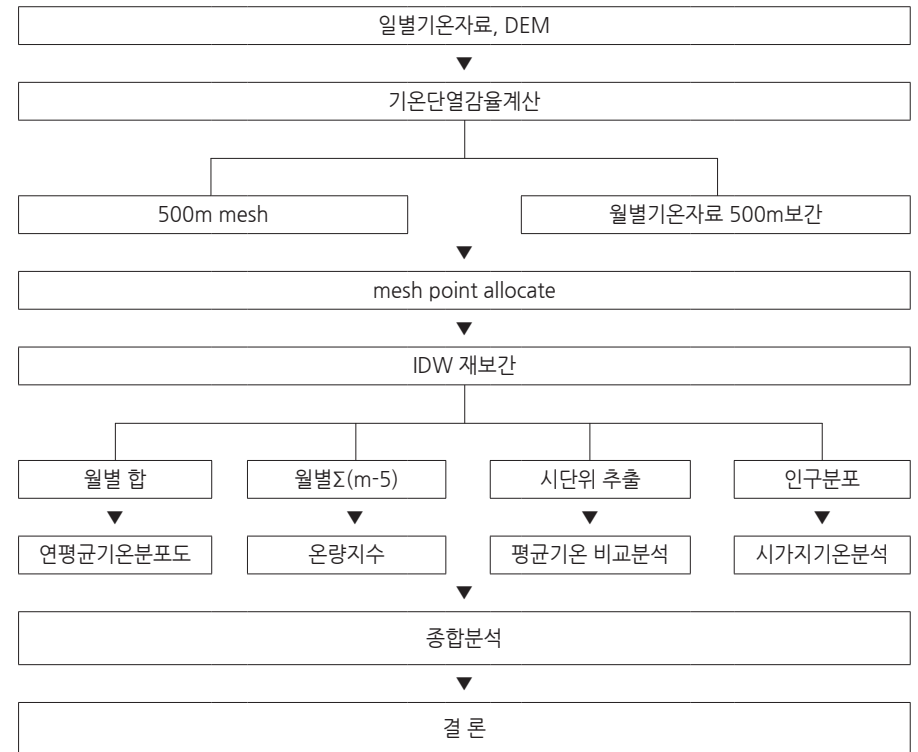


그림 6.2 연구 절차 및 방법.

3.1.4. 기온분포 경향

기온분포의 변화는 1914년부터 2107년까지 분석하였다 (그림 6.3~10). 기온 분포는 1990년대와 2000년대에 변동 폭이 큰 것으로 나타났다.

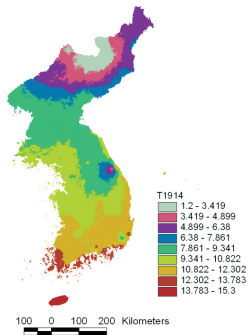


그림 6.3 1914년 기온분포.

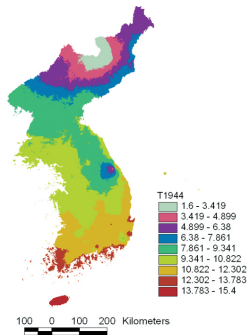


그림 6.4 1944년 기온분포.

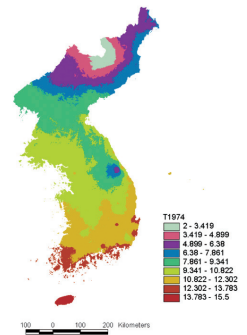


그림 6.5 1974년 기온분포.

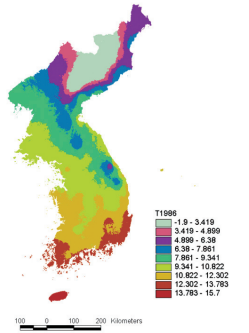


그림 6.6 1986년 기온분포.

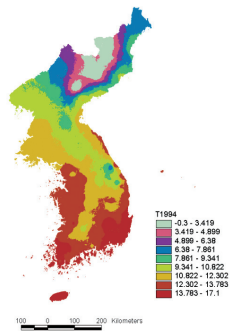


그림 6.7 1994년 기온분포.

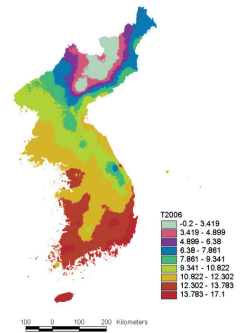


그림 6.8 2006년 기온분포.

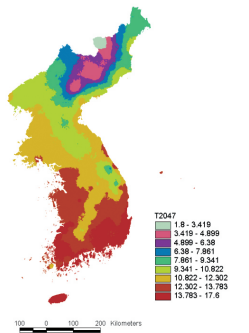


그림 6.9 2047년 기온분포.

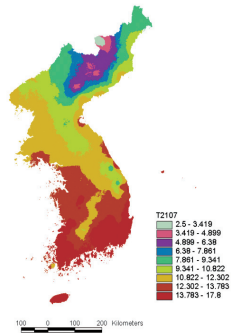


그림 6.10 2107년 기온분포.

기온분포는 전체적으로 상승하는 것으로 나타나는데, 특히 해안 저지대에서 변화가 큰 것을 알 수 있다. 이 지역은 농경지와 도시화 비율이 높은 지역과 대체로 일치한다. 북한의 경우는 평양, 개성, 사리원 지역을 따라 기온이 크게 상승하는 것으로 분석되었다. 1994년 이후에는 서울과 경기도 일대 그리고 남동해안지역과 내륙을 따라 온도가 높은 지역이 뚜렷이 확대되고 있다.

3.1.5. 기온변화 예측

기후변화는 시나리오모델을 이용하여 지구 전체나 지역적인 변화를 예측하고 있다 (권 등 2000, 권 2004, 권 등 2007, 2008). 시나리오는 지구적인 환경변화에 영향을 미치는 여러 인자를 적용하여 기후변화를 예측하기 때문에 비교적 신뢰도가 높은 것으로 인정되고 있다. 하지만 그러한 모델을 우리나라와 같이 산지비율이 높고 도시화 비율이 높은 국가에 적용하면 예측오차가 커질 수 있다.

본 연구에서는 30년 이상의 일별 기온자료를 사용하였기 때문에 기온변화 그 자체만으로도 변화 추세를 반영할 수 있다고 판단된다. 이에 따라 30년간의 기온분포 변동률을 구하여 예측하였다 (그림 6.11).

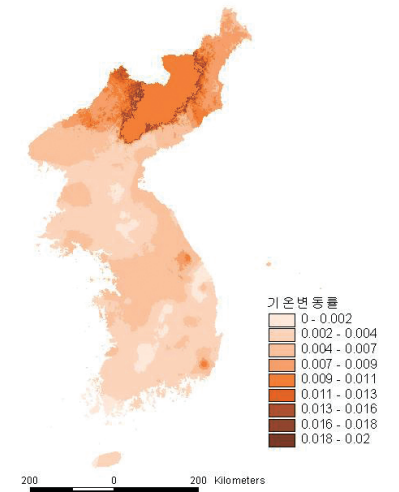


그림 6.11 30년간 기온변동률.

여기에서 변동률(rt)은

$$rt = \frac{\sum_{y=1}^n ((m_{y+1} - m_y) / m_y)}{yn} \quad \dots \text{식(2)}$$

여기서 m_{y+1} : 해당연도 평균기온, m_y : 전년도 평균기온, yn : 년도

연간 변동률은 0.0056°C 로 계산되었는데, 이 수치를 적용하여 2047년과 2107년의 40년 및 100년 후 변화를 예측하였다. 예측 결과, 2007년의 평균기온 10.06°C 에서 2047에는

10.34℃로 그리고 2107년에는 10.76℃로 평균기온이 상승할 것으로 예측되었다. 1974년의 평균기온 8.62℃와 비교하면 134년간 평균기온이 2.14℃ 상승하는 것으로 나타났다.

6. 온량지수에 근거한 기후대와 식생대 분포 변화 예측

기온과 식생의 분포는 대체로 일치한다. 그러나 궤펜에 의해 제안된 기후구분은 식생의 분포와 일치하지 않는 경향이 있다. 이를 보완하기 위해 Kira (1949)는 기온 분포와 식생의 분포를 일치시키기 위한 단순하면서 효과적인 온량지수 (warmth index)를 제안하였다. Kira의 온량지수는 식생분포를 결정짓는 월평균기온을 5℃로 보고 월평균 기온 중 5℃이상인 달을 합산한 것이다. 여기서 온량지수는 다음과 같이 계산된다.

$$WI = \sum_{i=1}^{12} (m-5) \quad \dots \text{식(3)}$$

여기서 m은 평균기온 중 5℃이상인 달의 평균온도, i : 월

온량지수는 기온분포의 시·공간적 변화에 따른 기후대와 식생대 변화를 분석하고자 구하였다. 온량지수에 의해 분석된 기후구분을 보면, 온량지수 100이상인 온대남부기후가 1974년에는 남해안을 따라 나타나지만 1994년에는 남부기후지역 뿐만 아니라 중부 및 북부기후 지역까지 상승하고 있는 것으로 분석되었다 (그림 6.12~19). 이렇게 기후대 상승으로 인한 장기간의 변화는 농작물 분포뿐만 아니라 식생분포에도 변화가 일어날 수 있게 한다. 남부 기후대의 확대는 수평적인 위도 상승뿐만 아니라 수직적인 고도 상승도 가져오고 있다 (공 2001, 2005). 이에 따라 남해안과 제주도에 한정적으로 분포하는 난온대 상록활엽수림대의 확산이 일어날 것으로 예상된다.

남부기후대의 수직적 상승은 고산지역의 식생구조에도 변화를 주고 있다. 과거 고기후의 화석식생으로 알려진 남한지역의 구상나무군락의 우점종인 구상나무는 다른 종의 침입으로 인해 다른 식물들과의 경쟁에서 밀리고 있는 추세이다 (공 2002, 2003). 특히, 남부기후대의 상승은 소나무림의 수직적인 상승을 가져와 고산지대 구상나무를 위협하고 있다 (그림 6.20, 유 2002). 이와 같은 현상은 북한지역의 개마고원 및 고산지역에 자생하는 이깔나무의 서식 지에도 영향을 주고 있는 것으로 알려져 있다 (그림 6.21).

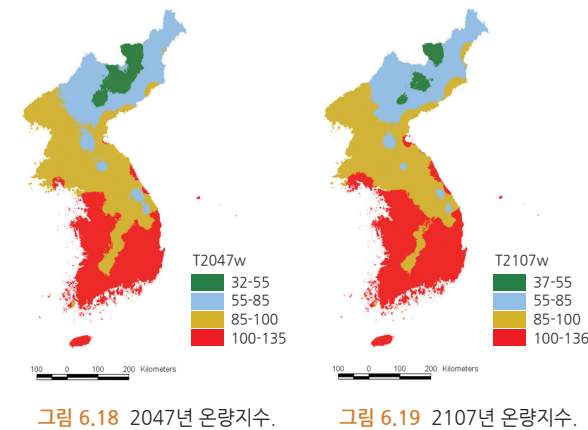
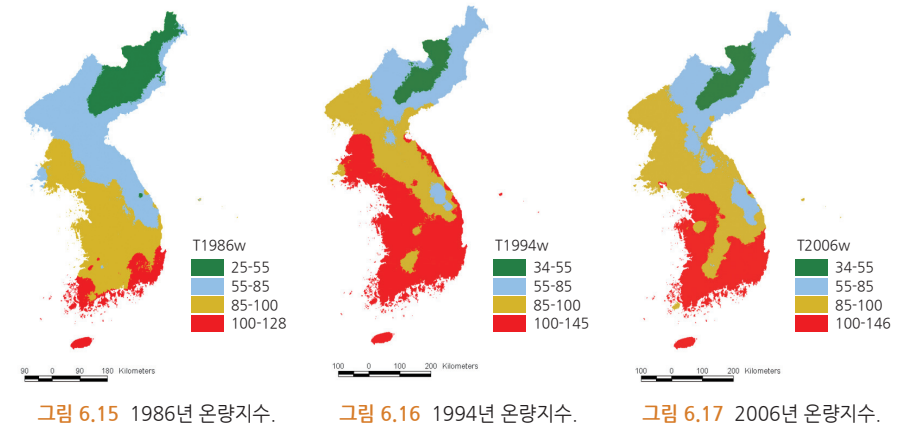
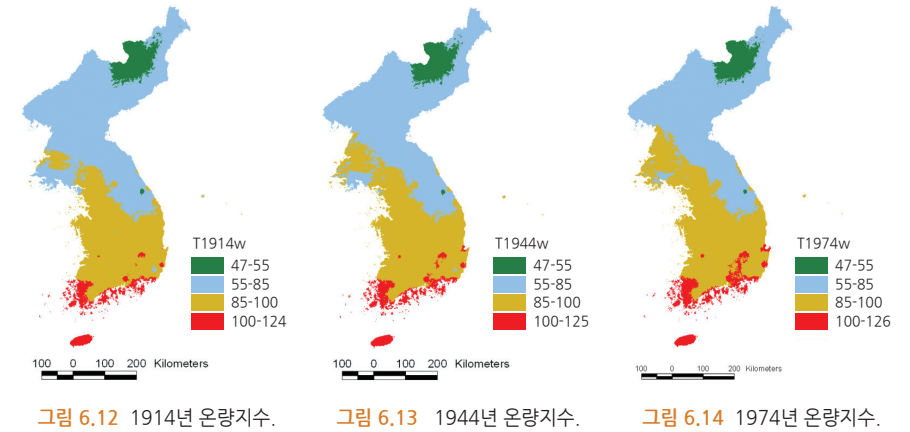




그림 6.20 지리산 세석산장 일대의 구상나무와 그 사이로 침입한 소나무(해발 1,600m).



그림 6.21 개마고원(좌)과 묘향산(우)의 이깔나무.

참고문헌

- 권영아, 권원태, 부경은, 최영은. 2007. A1B 시나리오 자료를 이용한 우리나라 아열대 기후구
전망. 대한지리학회지. 42(3): 355-367.
- 권영아, 권원태, 부경은. 2008. A1B 시나리오 자료를 이용한 우리나라 자연계절 시작일 및
지속 시간의 공간 분포 변화전망. 대한지리학회지. 43(1): 36-51.
- 권원태. 2004. 기후변화의 과학적 현황과 전망. 환경부-기상청-한국기상학회 공동주관
제2차 기후변화학술대회 초록집. 1-4.
- 권원태, 오재호, 최영은, 민승기, 신임철. 2003. 동아시아 기후변화 시나리오 실험. 한국기상
학회지. 13(1): 546-547.
- 공우석. 2005. 지구온난화에 취약한 지표식물선정. 한국기상학회지, 41: 263-274.
- 공우석. 2003. 한반도 고산식물의 구성과 분포. 대한지리학회지. 37(4): 357-370.
- 공우석. 2002. 북한 자연생태계의 생물지리적 특성. 환경영향평가. 11(3): 157-172.
- 공우석. 2001. 대나무의 시공간적 분포변화. 대한지리학회지. 36(4): 444-457.
- 유용한. 2002. 상록침엽수의 지리적 분포와 환경요인 :한라산 구상나무를 중심으로.
경희대석사학위논문.
- 윤진일. 2006. 기후변화에 따른 벚꽃 개화일의 시공간변이. 한국농림기상학회지.
8(2): 68-76.
- 최영은, 하재명. 2003. 대구시 가로위계에 따른 도심공간영역별 토지이용경향분석.
대한국토도시계획학회지. 38(1): 95-107.
- 최재연, 윤진일. 2002. 도시효과를 고려한 일 최저기온의 월별 평년값 분포추정.
한국농림기상학회지. 4(4): 203-212.
- 허창희, 정수중, 정지훈. 2005. 봄꽃으로 보는 한반도 도시화와 온난화.
한국기후변화협의체 (KPCC) 주관 기후변화 전문가워크숍 초록집. p. 22-25.
- Choi, J., U. Chung and J. I. Yun. 2003. Urban effect correction to improve accuracy of
spatially interpolated temperature estimates in Korea. Journal of Applied
Meteorology. 42: 1771-1719.
- David, G., Douglas G.G., and Raymond, C.S. 2003. Climate variability and ecosystem
response at Long-term ecological research sites. Oxford University press.
- Ganderton, P., and Coker, P. 2005. Environmental Biogeography. Trans-Atlantic.
- Johnson, J., Bizikova, L., Burton. 2008. Integrating Climate Change Actions into Local
Development, Stylus Pub Llc.

3.1.7. 결론

지구적 차원의 기후변화에서 한반도도 예외일 수 없다. 각종 기상이변이나 생태계의 변화는 기후변화를 반영하는 지표가 된다. 기후변화에 대해 시나리오를 통해 여러 가지 변화에 대한 예측과 대안을 찾으려는 연구가 진행되고 있다. 본 연구에서는 기온자료를 분석하여 기후대의 분포변화를 파악하고자 하였다. 기온자료는 1974년부터 2007년까지 34년간 남북의 기상관측소에서 수집된 자료를 분석하였다. 기온자료의 시·공간적 보간은 고도에 대한 선형관계로서 월별 기온단열감률을 계산하여 역거리가중법으로 보간하였다. 기온의 변화는 1974년의 평균기온 8.62℃와 비교하면 2107년에는 2.14℃ 상승할 것으로 파악되었다. 기온변화에 따라 온량지수로 구분한 기후대는 남부기후대가 1990년대 이후 위도가 크게 상승하는 것으로 분석되었다.

Kira, T. 1949. "Nippon no shinrin-tai (Forest zones of Japan)". Tokyo: Nippon Ringyo Gijutsu Kyokai: Reprinted in Kira, T., 1971, Seitaiaku kara Mita Shizen (Nature as Viewed from Ecology), 105 - 141, Tokyo: Kawade Shobo Shin-sha.

Tricart, J. and KiewietdeJonge, J. 1992. Ecogeography and rural management, Longman Scientific and Technical.

Viles, H. 1988, Biogeomorphology, Lightning Source Inc.
<http://www.wsl.ch/staff/niklaus.zimmermann/>

제2장 기후변화로 인한 해수면 상승과 해안지역 생태환경 변화 예측²⁾

김남신 · 이창석 / 국립생태원 · 서울여자대학교

3.2.1. 서론

지구온난화는 세계 여러 지역에서 사람들의 생활과 정치·경제·사회면에서 영향을 미치고 있어, 기후난민이 발생할 정도로 인류의 운명을 결정할 중요한 문제로 받아들여지고 있다. 온난화에 따른 영향은 지구상에서 다양한 스케일로 반영되어 나타나고 있기 때문에, 그에 대한 크고 작은 결과를 찾고 원인규명을 통해 대안을 제시하고자 하는 연구가 진행되고 있다.

온난화는 지구상에 존재하는 빙하에 해빙을 일으켜 해수면 상승을 유발하는 효과로 나타난다. 해수면 상승은 해안지대의 지형·생태환경 뿐만 아니라 지구환경체계 전체에 영향을 미치게 되기 때문에 중요한 모니터링 대상이다.

지구 온난화에 있어 해수면 상승문제는 포괄적인 접근이 필요하다. 이는 해수면상승 결과 침수지역의 파악도 중요하지만 침수과정에서 해안의 지형·생태·환경의 변화를 종합적으로 살펴야 한다 (이와 이 2005, 신과 이 2006). 해수체계는 호수나 댐과 같이 정체되어 있는 수체와 달리, 파랑과 해류의 작용으로 해안지역에 변화를 일으킨다 (박 2000, 강 등 2005, 하 등 2006, 장과 김 2009, Titus and Richman 2001).

해수면 상승 속도는 자연계에서 일 년에 몇 mm 단위로 천천히 진행된다. 따라서 해수면 상승이 자연환경에 직접적인 변화를 주기까지는 오랜 시간이 걸린다. 하지만 오랜 기간 누적적으로 해수면상승이 지속되면 침수지역이 넓어질 뿐만 아니라 해안수리 체계의 변화로 인해 해수침입의 영향을 받는 지역은 새로운 습지지형, 식생의 정착, 그리고 염분 농도에 따라 다양한 식생들이 정착하게 된다.

따라서, 지구온난화에 따른 해수면 상승에 대한 대안을 마련하기 위해서도 침수과정에서 발생하는 해안습지대의 지형과 생태환경의 변화에 대한 예측이 필요하다 (Park et al. 1986a, 1986b, Lee et al. 1992, Galbraith et al. 2003).

본 연구는 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 기후변화 A1b 시나리오 해수면상승률을 적용할 수 있도록 개발된 SLAMM (Sea Level Affecting Marshes Model) 모델을 이용하여 우리나라 주요 해안지역의 해수면 상승에 따른 지형 및 생태환경의 변화를 예

2)_ 본 글은 2010년 한국지리정보학회지, 13(3), 53-63에 게재한 것임

측하고자 수행하였다.

3.2.2. SLAMM 모델

SLAMM 모델은 해수면의 상승에 따라 해안 저지대의 지형과 습지 및 식생 등에서 일어날 수 있는 변화를 예측하기 위해 Park et al. (1986a)에 의해 개발된 모델이다 (<http://warrenpinnacle.com/prof/SLAMM/index.html>). SLAMM 모델은 해안지역의 구조를 육상지역 (Dry land), 습지지역 (Various Wetlands), 만입 외해지역 (Open water)으로 단순화시켜, 연안생태환경의 중심이 되는 습지지역 (Various Wetlands)에서의 변화를 예측하려는 모델이다.

SLAMM 모델은 해수면상승에 따라 해안지역에 분포하는 경관요소들, 즉 만입 외해지역 (Open Water), 간석지 (Tidal Flat), 염생습지 (Saltmarsh), 기수지역 (Scrub brackish), 육상영역 (Tidal Fresh and Dry Land) 등의 경관요소가 침수 또는 침식이 진행되면서 내륙으로 이동한다는 가정 하에 습지지역의 변화를 예측한 것이다 (그림 7.1).

SLAMM 모델의 보완과 실증적 연구는 Lee et al. (1991)과 Park et al. (1991)에 의해 플로리다 반도의 11개 해안지역 만의 습지지역을 대상으로 실험연구와 응용연구를 통해 보완되어왔다 (<http://warrenpinnacle.com/>). 또한 Craft et al. (2008)의 연구에서는 미국 조지아 해안 습지지역에 SLAMM 모델을 적용하여, 해수면 상승에 따른 해안지역 생태환경 변화를 예측한 결과 염생습지가 2100년까지 20%에서 45%로 감소하는 것으로 예측되었다. Glick et

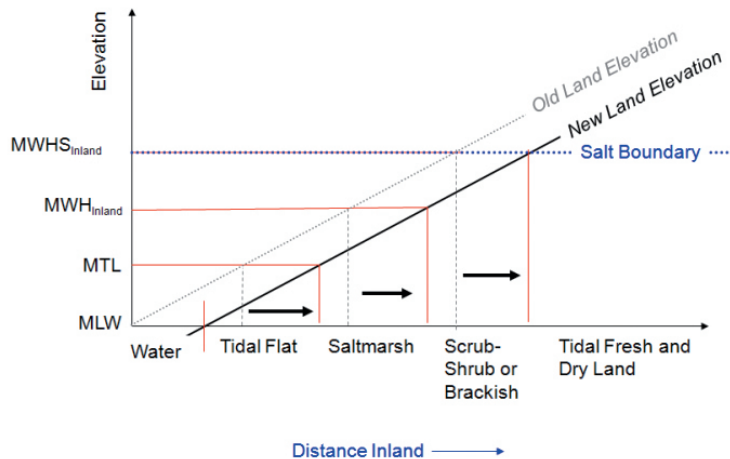


그림 7.1 해수면 상승에 따른 생태환경시스템의 변화.
(<http://warrenpinnacle.com/prof/SLAMM/index.html>)

al. (2007)은 워싱턴 주 북서쪽의 퓨젯 사운드만에 발달한 습지지역에서, 해수면 상승이 습지대 야생동물 서식지에 미치는 영향을 살펴보기 위해 SALMM 모델을 적용하여 해안지역 변화를 예측하였다. 2100년까지 연안 습지지역은 65%가 침수와 침식을 받게 될 것이며, 갯벌은 44%가 사라지고, 갯벌지역의 습지는 25%, 내륙습지는 11%가 해수로 침수될 것으로 예측되어 퓨젯사운드 만의 동물 서식지가 영향을 받을 것으로 판단하고 있다.

SLAMM 모델에서는 해수면 상승에 따라 해안지역의 지형과 습지들을 변화시키는 범람 (Inundation), 침식 (Erosion), 침수 (Overwash), 포화 (Saturation) 및 부착 (Accretion)의 5가지 작용을 모델에 적용하고 있다. 범람작용은 해수면 상승에 따라 해안 저지대에서 범람에 의한 변화를, 침식작용은 조류와 파랑의 침식에 의한 변화를, 침수작용은 열대성 저기압과 같은 태풍이나 폭풍으로 인한 해안지역의 침수작용을, 그리고 포화작용은 해수면 상승에 따라 지하에 수압이 증가하면서 지하수면이 확대되어 토양 포화도를 높게 됨으로써 습지지역이 이웃한 주변으로 확대되는 작용을, 부착작용은 습지에 유기물과 무기물이 퇴적되면서 수직적 상승에 의한 변화를 일으키게 한다. 이상 5가지는 해수면 상승에 따른 해안지역 변화는 물론 현재의 해안지역 환경의 동적평형을 유지하는데 중요한 역할을 한다.

SLAMM 모델은 해안지역의 범람, 침식 그리고 그에 따른 식생, 토양, 유기물 등의 변화에 따라 해안저지대의 지형 및 생태환경 변화를 과학적으로 예측할 수 있는 모델이라고 할 수 있다. SLAMM은 기후변화 모델인 A1b 시나리오에 따라 2100년까지 평균해수면이 약 40cm 상승하는 것을 전제로 하고 있다 (그림 7.2). 해수면 상승률은 해안지역의 수심과 해저 경사도, 만 (Bay)과 도서의 유무, 해안선의 복잡성 등 지형환경에 따라 다르지만 모델 적용을 위해 평균 상승률을 적용하고 있다.

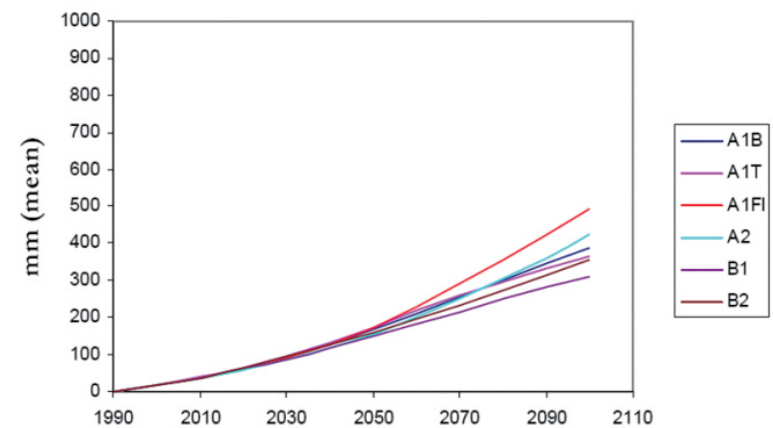


그림 7.2 시나리오별 평균해수면 상승.

SLAMM 생태환경 변화 모델은 해안지역의 지표피복 요소들의 변화를 예측하기 때문에, 이를 적용하기 위해 지표피복 분류 정보가 필요하다. SLAMM 모델은 미국의 습지분류 목록 (NWI: National Wetlands Inventory)에 따라 연안 습지지역의 경관요소를 23가지로 세분화하여 예측에 적용하고 있다(표 7.1). 이는 해안지역의 지형과 생태 수리적인 특성에 따라 지표피복을 세분화시켜 모델에 응용하는 것이기 때문에 일반적인 목적의 지표피복의 범주와는 차이가 있을 수 있다. 대분류 항목은 육상지역 (Dry Land), 늪지 (Swamp), 전이습지 (Transitional Marsh), 습지 (Marsh), 망그로브 (Mangrove), 해변 (Beach), 평지 (Flats) 및 외해지역 (Open Water)의 8개 영역으로 나누고 있다. 여기에서 해수면상승에 영향을 받지 않는 것으로 가정하고 있는 지역은 육상지역 (Dry land) 지역이다. 육상지역은 산지, 구릉지 및 도시지역을 의미한다. 대분류는 크게 지형영역 (Beach, Flat, Swamp, Marsh)과 식생영역 (Swamp 및 Marsh와 이에 연관된 요소, Mangrove), 그리고 이에 영향을 미치는 만입 외해영역으로 나누고 있다.

모델 적용시 미국의 습지분류체계는 해안지역 특성에 따라 발달하는 경관요소가 나라와 지역마다 차이가 있기 때문에 재구성할 필요가 있다. 분류항목은 표 7.2와 같이 우리나라 해안 만입지역의 특성에 따라 6개의 대분류와 10개 세분류로 재구성하여 적용하였다 (이 등 2010).

표 7.1 미국의 NWI 해안습지지역 생태환경 정보 분류체계

대분류	세분류
육상지역(dry land)	Developed and Undeveloped
늪지(swamp)	Cypress, Tidal
점이습지(transitional marsh)	Occasionally Inundated, Scrub Shrub
습지(marsh)	Salt, Brackish, Tidal Fresh, Inland Fresh, Tall Spartina
망그로브(mangrove)	Tropical Settings Only
해변(beach)	Estuarine, Marine, Rocky Intertidal
평지(flats)	Tidal Flats & Ocean Flats
만입 외해(open water)	Ocean, Inland, Riverine, Estuarine, Tidal Creek

표 7.2 습지피복분류 재분류

대분류	세분류
육상지역	미개발지(Undeveloped and Forest), 개발지(Developed land)
농경지	농경지(Rice Field)
점이습지	관목습지(Scrub marsh)
습지	염생습지(Salt marsh), 갯벌담수습지(Tidal freshmarsh), 담수(Inland water), 습지식생(Palustrine forested), 내륙습지(Inland marsh)
평지	갯벌(Tidal flat)
만입외해	만입외해수(Estuarine water)

3.2.3. 모델에 사용된 자료와 적용기준

SLAMM 모델을 적용하기 위해서는 공간자료와 기준 임계치가 필요하다. 모델적용에 필요한 공간자료는 수치고도 모델, 경사도, 습지피복분류도가, 해수면 상승 억제요소로서 도로, 제방, 방파제 등의 자료가 필요하다.

수치고도모델은 Lidar 측량으로 정밀한 고도정보를 확보하는 것이 합리적이지만 연구의 제약으로 인해 기존 자료를 활용하여 제작하였다. 고도정보의 정밀성과 정확성을 높이기 위해 수치고도모델은 1:5,000 수치지도에서 등고선과 표고점과, 해도에서 수심자료를 그리고, 미기복의 지형은 Landcover burning 기법을 적용하여 수치고도모델을 제작하였다 (김 2009). 수치고도모델은 해수면 상승에 따른 해안지역에서 해수에 의한 침수, 침수범위, 침식 등의 계산에 적용된다. 또한, 수치고도모델을 통해 계산되는 경사도는 조류와 파랑에 따라 해수면의 상승률과 침식 및 퇴적물 계산에 적용된다.

습지피복분류도는 환경부에서 제공하는 토지이용도와 Landsat 위성영상을 기본도로 삼고, Daum에서 제공되는 항공사진을 육안으로 판독하여 작성하였다. 해수면 상승 억제요소는 해수면 상승시 침수와 침식에 대해 보호 역할을 하는 것으로 도로, 제방, 방파제, 육상지역 등이 모델의 변수로 적용된다. 본 연구에서는 억제요소로 육상지역 요소들과 간척과 각종 해안 시설과 같은 도로, 제방, 방파제 등을 변수로 입력하였다. 해안지역 인공시설물은 보호시설물이지만 해수면 상승 과정에서 태풍이나 해일이 발생할 경우 침수가 일어날 수 있기 때문이다.

모델적용 임계기준은 침식과 퇴적 범주별로 분류하여 각각에 대해 연간변화율을 적용하여 사용하였다 (표 7.3).

표 7.3 모델에 적용된 변화율

침식과 퇴적 범주	변화율
Historic_trend (mm/yr)	2.0
Marsh Erosion (horz meters/year)	2.0
Swamp Erosion (horz meters/year)	1.0
Tidal Flat Erosion (horz meters/year)	0.2
Salt marsh vertical accretion (mm/yr)	3.6
Brackish Marsh vertical accretion (mm/yr)	3.75
Tidal Fresh vertical accretion (mm/yr)	4.0
Beach/Tidal Flat Sedimentation Rate (mm/yr)	0.5

3.2.4. 모델의 적용

연구지역은 한강과 낙동강 하구, 순천만, 함평만을 대상으로 적용하였다 (그림 7.3). 연구지역의 지형환경은 강의 유입 유무에 따라 다르다.

강이 유입하는 한강과 낙동강 하구는 육상에서 공급되는 토사와 조류 및 조석의 영향으로 만입 주변에 퇴적지형이 발달해 있다. 한강 하구의 경우는 임진강과 한강이 유입을 하고 있어 방대한 양의 토사가 한강 하구를 통해 조류를 따라 확산되어 인천, 강화도 일대의 해안지역에 대규모의 갯벌을 형성하였다. 그 동안 이 지역의 갯벌은 간척 및 시가지 확대에 의해 감소되어 왔다. 낙동강 하구는 낙동강에서 공급되는 토사와 파랑의 영향으로 삼각주 평야가 발달되어 있다. 낙동강 삼각주 지역은 하구둑으로 막혀 있어 해수의 유입이 차단된 상태이다. 반면에 함평만과 순천만 지역은 만입지역으로서 만 주변의 해안과 조수를 따라 이동되는 토사로 인한 지형이 발달한 곳이다.

예측모델링은 강이 바다로 유입되는 지역에서는 강에서의 유출수와 토사가 해수면 상승 과정에서 어떠한 영향을 받는지 파악할 수 있다. 반대로 순천만과 함평만은 강이 유입하지 않기 때문에 모델 적용시 해안지역의 조류와 파랑의 작용으로 발달하는 환경변화의 특성을 파악할 수 있다.

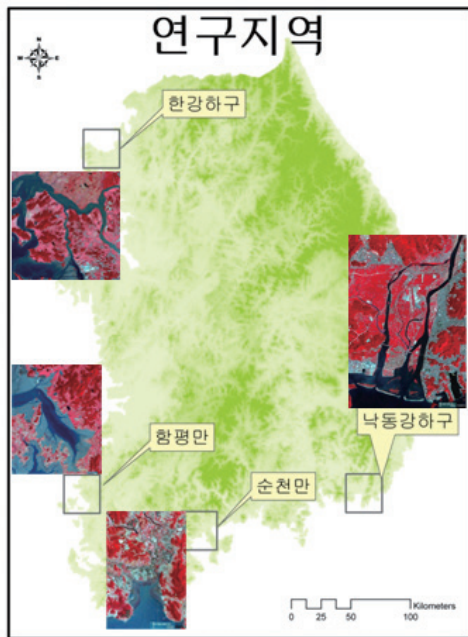


그림 7.3 연구지역.

연구지역에 대한 예측적 분석에 앞서, 그간 실측된 자료를 바탕으로 평균해수면 상승을 1960년대 이후 현재까지 국립해양조사원에서 제공하는 자료를 이용하여 예비 분석을 실시하였다.

해당지역은 조위관측소가 없기 때문에 가장 가까운 지역, 즉, 한강 하구는 인천 조위관측소, 낙동강 하구는 부산 조위관측소, 함평만은 목포 조위관측소, 순천만은 여수 조위관측소 자료를 분석하였다 (그림 7.4~7). 분석 결과 1960년대 이후 2000년년대까지 해수면이 상승된 것으로 드러났다. 평균해수면 상승률은 목포가 가장 높았으며 부산, 여수, 인천으로 순으로 낮아졌다.

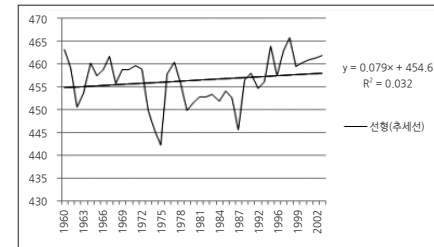


그림 7.4 인천조위 관측소 평균해수면 변화.
자료: 국립해양조사원(<http://www.khoa.go.kr/>)

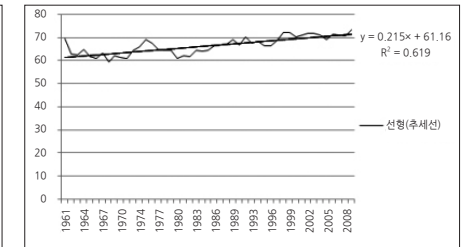


그림 7.5 부산조위 관측소 평균해수면 변화.
자료: 국립해양조사원(<http://www.khoa.go.kr/>)

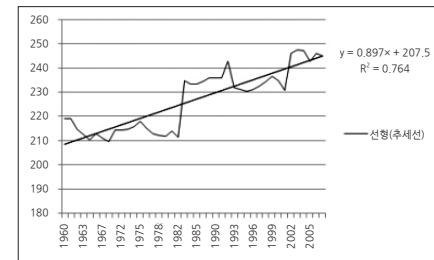


그림 7.6 목포조위 관측소 평균해수면 변화.
자료: 국립해양조사원(<http://www.khoa.go.kr/>)

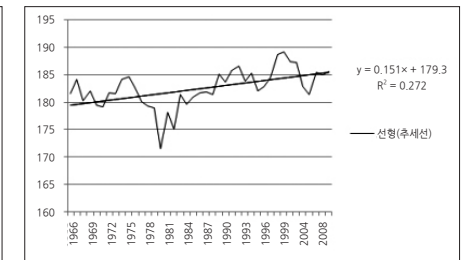


그림 7.7 여수조위 관측소 평균해수면 변화.
자료: 국립해양조사원(<http://www.khoa.go.kr/>)

국립해양조사원이 분석한 결과, 즉 남해안 3.4mm/yr, 서해안 1.0mm/yr 상승률과도 부합되는데 지난 10년간 상승률은 더 빨라진 것으로 나타나고 있다 (<http://www.khoa.go.kr/main.asp>). 한국의 평균해수면 상승률은 Church et al. (2004)이 1964~2006년의 해수면 자료를 분석한 결과 1.9mm/yr으로 상승하고 있는 것으로 분석되었다.

이상의 결과로 볼 때, 해수면 상승은 앞으로 지속될 것으로 예측된다. 따라서 앞으로 발생할 수 있는 해안지역의 지형·생태 환경 변화와 자연재해에 대한 대응 방안을 마련하기 위해서도 예측이 필요하다.

3.2.5. 모델의 적용 결과

SLAMM 모델 적용은 25년 간격으로 100년간 예측분석을 실시하였다. 한강하구에서는 2009년 갯벌이 6.94%를 차지하고 있었으나, 2050년에 7.27%로 약간 증가하다 2075년 이후 0.07%로 크게 감소하는 것으로 예측되었다. 이와 반대로 해수영역은 2009년 22.05%를 차지했지만, 2075년 이후에는 30.81%로 증가하면서 해안 저지대 (농경지)와 갯벌지역으로 확대되었다 (그림 7.8, 표 7.4). 한편 2009년에는 초본류 중심의 관목습지와 염습지가 한강하구에 분포하지 않았지만, 2025년부터 작은 면적이지만 새롭게 발달하는 것으로 나타났다. 농경지는 2009년 22.62%에서 2025년부터 감소하여 2100년에는 21.79%로 면적이 감소할 것으로 예측되었다.

낙동강 삼각주 지역에서 예측된 결과는, 2009년에 초본류 중심의 관목습지가 15.06%를 차지했으나, 2025년부터 크게 감소하여 1.88%, 2100년에는 1.98%로 예측되었다 (그림 7.9, 표 7.5). 이 지역에서 갯벌은 2009년과 2025에는 분포하지 않았지만, 2050년부터 발달하기 시작하여 8.3% 차지했고 2100년에는 5.21%로 예측되었다. 반면에 해수지역은 2009년에 15.73%를 차지했지만, 2050년에는 16.83%로 증가하여 2100년에는 23.03%까지 확대된 것으로 예측되었다. 염습지는 2009년에는 4.33%를 차지했지만 2025년에는 17.64%로 증가하여 2050년부터 9%를 유지하는 것으로 예측되었다. 해수지역은 2009년 15.73%에서 2100년에 23.0%까지 증가되는 것으로 나타났다.

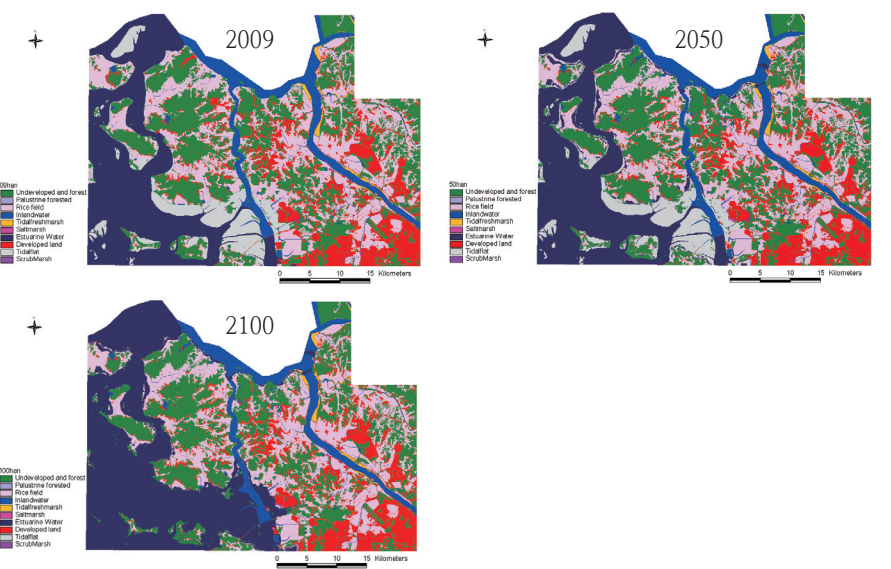


그림 7.8 SLAMM 모델에 의한 한강 하구역의 변화.

표 7.4 한강 하구 모델링 결과 면적 변화(%)

Category	2009년	2025년	2050년	2075년	2100년
미개발지(Undeveloped land)	27.28	26.84	26.85	26.84	26.82
개발지(Developed land)	13.06	12.34	12.34	12.33	12.32
농경지(Rice field)	22.62	21.86	21.84	21.82	21.79
담수수역(Inland water)	7.45	7.47	7.47	7.47	7.47
갯벌습지(Tidal marsh)	0.59	0.57	0.57	0.57	0.57
관목습지(Scrub marsh)	0.00	0.03	0.03	0.04	0.04
염습지(Salt marsh)	0.00	0.52	0.07	0.08	0.06
갯벌(Tidal flat)	6.94	6.90	7.27	0.05	0.07
만입외해수(Estuarine water)	22.05	23.46	23.56	30.81	30.86

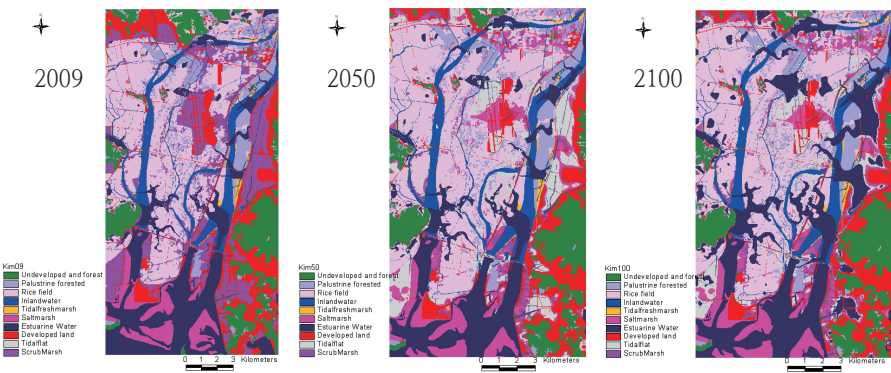


그림 7.9 SLAMM 모델링에 의한 낙동강 하구역의 변화.

표 7.5 낙동강 모델링 결과 면적 변화(%)

Category	2009년	2025년	2050년	2075년	2100년
미개발지(Undeveloped land)	11.66	11.64	11.59	11.55	11.51
개발지(Developed land)	13.90	12.34	12.04	11.75	11.50
습지식생(Palustrine forested)	7.76	8.20	7.99	7.83	7.62
농경지(Rice field)	23.85	24.47	24.09	23.60	22.87
담수수역(Inlandwater)	7.16	7.33	7.17	6.98	6.77
갯벌습지(Tidal marsh)	0.55	0.55	0.54	0.52	0.51
관목습지(Scrub marsh)	15.06	1.88	1.98	2.01	1.98
염습지(Salt marsh)	4.33	17.64	9.46	9.27	9.01
갯벌(Tidal flat)	0.00	0.00	8.30	5.14	5.21
만입외해수(Estuarine water)	15.73	15.94	16.83	21.35	23.03

함평만의 갯벌은 2009년에는 11.38%를 차지했으나, 2050년 17.97%까지 증가하고 2100년 13.25%로 감소하는 것으로 예측되었다 (그림 7.10, 표 7.6). 반면에 2009년에 염습지는 존재하지 않았지만, 2025년에 11.65%까지 발달한 후 2050년 이후에는 4%정도를 차지하는 것으로 예측되었다. 농경지는 2009년 16.14%였지만 2025년 4.68%로 감소하고 2100년에는 3.39%까지 면적이 축소되는 것으로 나타났다. 해수지역은 2009년 15.37%에서 2025년 17.54%로 꾸준히 넓어지고 2100년에는 24.48%를 차지하는 것으로 예측되었다.

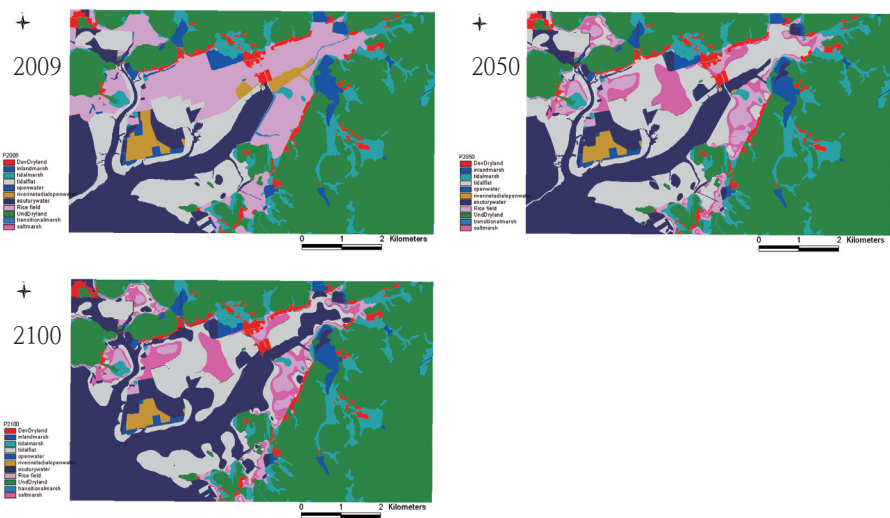


그림 7.10 SLAMM 모델링에 의한 함평만 하구역의 변화.

표 7.6 함평만 모델링 결과 면적 변화(%)

Category	2009년	2025년	2050년	2075년	2100년
미개발지(Undeveloped land)	2.61	2.61	2.61	2.61	2.61
개발지(Developed land)	41.18	41.13	41.13	41.13	41.12
농경지(Rice field)	16.14	4.68	4.20	3.78	3.39
담수(Inland water)	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
갯벌습지(Tidal marsh)	7.57	7.60	7.52	7.39	7.27
점이습지(transitional marsh)	0.20	0.01	0.01	0.01	0.01
염습지(Salt marsh)	0.00	11.65	4.63	4.63	4.53
갯벌(Tidal flat)	11.33	11.19	17.97	14.33	13.25
만입외해수(Estuarine water)	15.37	17.54	18.42	22.69	24.48

순천만에서는 2009년 갯벌이 10.91%를 차지했지만, 2025년 3.67%, 2100년 3.55%로 감소하는 것으로 나타났다 (그림 7.11, 표 7.7). 염습지는 2009년에 분포하지 않았지만 2025년에 2.19%로 새롭게 발달하여 2100년 약간 감소하는 것으로 나타났다. 관목습지 역시 2009년에 존재하지 않았지만 2025년에 0.62%로 발달하기 시작하여 2100년 0.73%를 차지하는 것으로 나타났다. 해수지역은 2009년 15.53%를 차지하였지만 점차 증가하여 2100년에는 25.02%까지 확대되는 것으로 예측되었다.

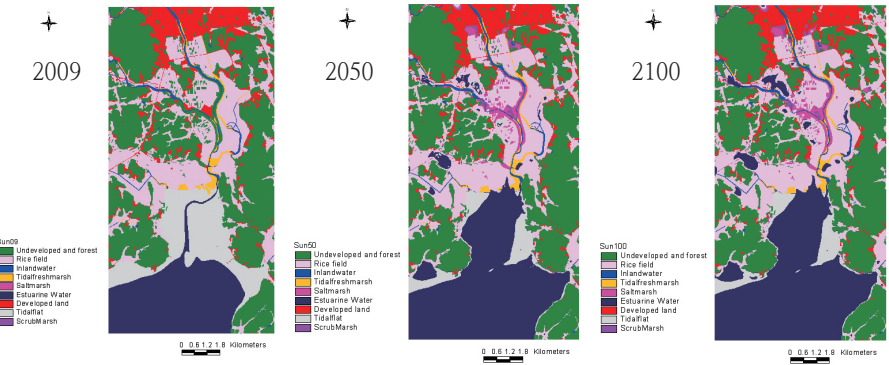


그림 7.11 SLAMM 모델링에 의한 순천만 하구역의 변화.

표 7.7 순천만 모델링 결과 면적 변화(%)

Category	2009년	2025년	2050년	2075년	2100년
미개발지(Undeveloped land)	38.76	36.78	36.72	36.67	36.61
개발지(Developed land)	9.62	8.55	8.49	8.41	8.32
농경지(Rice field)	22.48	21.84	21.73	21.57	21.39
담수(Inland water)	1.49	1.45	1.45	1.44	1.43
갯벌습지(Tidal marsh)	1.22	1.09	1.08	1.06	1.04
관목습지(Scrub marsh)	0.00	0.62	0.66	0.69	0.73
염습지(Salt marsh)	0.00	2.19	1.79	1.86	1.91
갯벌(Tidal flat)	10.91	3.67	3.97	3.66	3.55
만입외해수(Estuarine water)	15.53	23.81	24.11	24.65	25.02

3.2.6. 결론

본 연구는 SLAMM 모델을 이용하여 해수면 상승에 따른 해안지역의 경관요소 변화를 예측하였다. SLAMM은 해안지역에서 지구온난화 결과, 해수면 상승에 따라 침수 및 침식에 작용으로 나타나는 해안지역의 경관 요소 변화를 예측하기 위해 개발된 모델이다. SLAMM 모델은 점진적인 해수면 상승에 의한 해안저지대의 침수뿐만 아니라 조류와 파랑에 의한 침식과 퇴적 작용으로 인한 갯벌, 습지 및 전이 습지 등의 변화를 예측하기에 적합하다.

연구결과, 전 지역에서 갯벌의 감소와 해수의 침수가 크게 확대되었으며 염습지와 관목 습지가 발달하는 것으로 예측되었다. 갯벌지역의 감소와 해수 침수지역이 확대된 원인은 해수면 상승에 따른 해수체계와 토사공급의 불균형, 그리고 지형적 조건에 의한 해수면 상승에 따른 해수체계와 토사공급의 불균형, 그리고 지형적 조건에 의한 해수면 상승 속도가 빨라진 데 기인한 것으로 해석될 수 있다. 갯벌은 육상에서 공급되는 부유성 토사가 조류와 조석의 영향으로 동적균형을 이루며 퇴적된다. 하지만 해수면 상승은 조류와 조석의 물질운반력 또는 침식 에너지를 강화시켜 시간의 경과에 따라 토사의 퇴적보다는 분산작용과 지역적 침식을 가속화시킬 수 있으며, 이는 결과적으로 퇴적작용에 불균형을 일으켜 침수지역을 확대시킨 것으로 본다. 여기에 지형적으로 만입지역이고 수심과 해저경사가 낮은 지역에서는 해수면 상승이 지속되면 침수 속도가 빨라지기 때문인 것으로 판단된다.

따라서 이 과정에서 조류와 해수에 변동이 자주 발생하게 되며 그 결과 국지적 규모의 미지형들이 발달하게 한다. 이러한 미지형 기복의 저지대를 따라 염습지, 담수습지가 형성되며 식생의 정착으로 지형·생태공간이 만들어지게 된 것으로 해석된다.

연구수행 결과는 지구온난화와 해수면 상승이 해안지역 환경에 미치는 영향에 대해 예측적 정보를 제공해 줄 수 있기 때문에 자연재해 대비 및 해안지역 관리를 위한 정보를 제공해 줄 수 있을 것이다. 하지만 예측에 대한 신뢰도를 높이기 위해 해수면 상승에 따른 해안 수리 체계의 변화가 해안지역의 지형, 식생, 기후, 조류, 파랑, 인공구조물 등에 미치는 영향에 대해 보다 깊이 있는 연구가 진행되어야 할 것이다.

참고문헌

- 강주환, 문승록, 오남선. 2005. 해안 및 항만공학 : 서남해안의 해수면 상승. 대한토목학회 논문집B 25(2): 151-157.
- 김남신. 2009. 미기복 지형 표현을 위한 DEM 개선. 한국지리정보학회지 12(1): 64-72.
- 박의준. 2000. 해안습지 성장물의 공간적 특성에 관한 연구-순천만 염하구 해안습지를 사례로. 한국지역지리학회지 6(3): 153-168.
- 이호룡, 이재봉. 2005. 다중시기 위성영상을 이용한 새만금 방조제 내측 해수면에 의한 심포항 연안의 간석지 지형 변화 탐지. 한국지리정보학회지 8(1): 13-22.
- 신동훈, 이규석. 2006. 방조제 건설에 의한 해수면 온도 변화 추정, 한국지리정보학회지 9(4): 224-231.
- 이기철, 이재원, 김용석. 2010. GIS에 기반한 습지목록의 제작과 활용. 한국지리정보학회지 13(1): 50-61.
- 장동호, 김장수. 2009. 충남 연안 지역에서 기후변화에 의한 해수면 상승에 따른 취약성평가. 한국지형학회지 16(2): 1-13.
- 하경자, 정기용, 장새롭, 김기영. 2006. 복합위성자료 (Topex/Poseidon, Jason-1, ERS, Envisat)를 이용한 한반도 주변해역에서의 해수면 고도 변화와 해수면 온도의 상관성 연구. 대한원격탐사학회지 22(6): 519-531.
- Craft, C., J. Clough, J. Ehman, S. Joye, R. Park, S. Pennings, H. Guo and M. Machmuller. 2008. Forecasting the effects of accelerated sea-level rise on tidal marsh ecosystem services. *Frontiers in Ecology and the Environment* 7(2): 73-78.
- Galbraith, H., R. Jones, R. A. Park, J. S. Clough, S. Herrod-Julius, B. Harrington and G. Page. 2003. Global climate change and sea level rise: potential losses of intertidal habitat for shorebirds. 19-22 in N. J. Valette-Silver and D. Scavia, eds. *Ecological Forecasting: New Tools for Coastal and Marine Ecosystem Management*. NOAA, Silver Spring, Maryland.
- Glick, P., J. Clough and B. Nunley. 2007. Sea-level rise and coastal habitats in the Pacific Northwest an analysis for Puget Sound, Southwestern Washington, and Northwestern Oregon. <http://www.nwf.org/sealevelrise/pdfs/PacificNWSeaLevelRise.pdf>
- Lee, J.K., R.A. Park, P.W. Mausell and R.C. Howe. 1991. GIS-related modeling of impacts of sea level rise on coastal areas. *Proceedings of GIS/LIS '91 Conference* 1: 356-367.

- Lee, J. K., R. A. Park and P. W. Mausel. 1992. Application of geoprocessing and simulation modeling to estimate impacts of sea level rise on the northeast coast of Florida. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 58: 1579–1586.
- Park, R.A., J. Lee, P.W. Mausel and R.C. Howe. 1991. Predicting impacts of sea level rise with a GIS-based simulation model. *State of Indiana Geographic Information System Conference Proceedings* 15–16: 74–83.
- Park, R.A., T.V. Armentano and C.L. Cloonan. 1986a. Predicting the impact of sea level rise on coastal systems. In *supplementary proceedings for the 1986 Eastern Simulation Conference* 149–153.
- Park, R.A., T.V. Armentano and C.L. Cloonan. 1986b. Predicting the effects of sea level rise on coastal wetlands. In *effects of changes in stratospheric ozone and global climate. 4: sea level rise*, edited by J.G. Titus, 129–152. Washington, D.C.: U.S. Environmental Protection Agency.
- Titus, J.G. and C. Richman. 2001. Maps of lands vulnerable to sea level rise: modeled elevations along the U.S. Atlantic and Gulf coasts. *Climate Research* 18(3): 205–228.
- <http://warrenpinnacle.com/prof/SLAMM/index.html>
- <http://www.khoa.go.kr/>
- <http://warrenpinnacle.com/>

제3장 기후변화와 구상나무 분포 변화

김남신 · 이창석 / 국립생태원 · 서울여자대학교

3.3.1. 서론

구상나무 (*Abies koreana* E.H. Wilson)는 상록침엽교목으로 해발 1,000m 이상의 아고산 지대에 분포하는 것으로 알려져 있다. 한라산, 지리산, 덕유산, 가야산, 가지산 등에 자생하는 것으로 알려져 있고, 최근 금원산, 속리산 등에서 새로운 자생지를 확인하고 있다. 구상나무는 암수 한 그루로 5~6월에 개화를 한다.

구상나무는 신생대 제4기 뷔름 (würm) 빙기에 우리나라 전역에 분포했지만, 이후 간빙기에 접어들면서 평야와 구릉지역의 구상나무는 기온 상승에 따라 낙엽활엽수들과의 경쟁에서 밀려 사라지고 현재는 아고산 지역에만 남아 있는 화석종이다. 근래 이들 아고산지역의 구상나무림이 기후변화에 따른 이종의 침입과 질병으로 인해 축소되는 것으로 알려져 있다.

기후변화는 세계 도처의 자연과 인문 환경에 영향을 미치고 있다. 대륙 혹은 해양 스케일에서는 거대 열대성 저기압의 출현과 그로 인한 대규모 해안 델타지역의 침수가 빈번하게 일어나고 있다. 남반구에서의 엘니뇨 현상은 대륙에서의 가뭄과 이상 기후현상을 촉발하고 있다. 지역적인 스케일에서는 기상현상의 불안정화와 농작물의 작황이 떨어지고 해안지역의 침수 및 침식이 일어나고 있다.

기후변화는 지구의 기온과 대기 순환체계의 변화를 일으켜 지구상의 기후환경을 불안정하게 만들고 있다. 지구적인 스케일에서 지구온난화는 적도를 기점으로 남반구와 북반구로 열대기후의 확장을 유발한다. 이는 위도대별 기후대의 상승효과를 일으킬 뿐만 아니라 바다에서 해수의 온도체계도 위도대별로 상승을 일으키고 있다. 이와 같은 결과는 불안정한 열대성 저기압 발생지의 북상 그리고 농업에서 농작물 생산량의 급격한 변동을 일으킨다. 농업에서의 변화는 작물의 생육환경에 영향을 미쳐 나타나는 결과라고 볼 수 있다. 이와 같은 기온의 위도대별 수평적 상승에 따른 지구온난화 결과는 세계 여러 곳에서 연구되고 그에 대한 대책을 모색 중에 있다.

한편, 지구온난화는 기온의 위도대별 수평적 상승뿐만 아니라 수직적 상승도 함께 가져오고 있는데 이는 산지의 기온분포가 변화하고 있다는 것을 의미한다. 산지지역에서 기온의 수직적 상승효과는 산지빙하의 해빙, 고산식물의 고사, 고산지역의 수자원 감소 등 다양한 결과를 일으킨다. 우리나라에서 나타나는 영향으로는 한라산 아고산 지역에서 저지대 식생의 침

입에 따른 식생 교체, 사과를 비롯하여 농작물 재배지역의 복상 등이 알려지고 있다.

특히 구상나무림과 같이 과거 빙하기에 존재했던 식생은 산간지역에서 수직적 기온상승에 민감하게 반응하여 고사하거나 군락내에 이중 특히 아고산대 전이지역에 분포하던 신갈나무 군락과 같은 식생의 침입이 일어나고 있다. 우리나라 특산종인 구상나무는 신생대 4기의 기후변화 과정에서도 낙엽활엽수들과의 경쟁에서 밀리게 되어 오늘날 아고산지역에 남아 있지만 기온 상승에 따라 다른 종의 침입으로 사라질 위기에 처할 수도 있다.

기후 변화에 기인한 자연환경 체계변화의 상관성을 직접적으로 찾는 일은 장기적인 생태 정보의 축적을 통해 가능하다. 그러나 축적된 생태 정보가 모두 기후변화에 기인한 결과라고 단정 짓는 것은 연구에 오류를 범할 수 있다. 따라서 기후변화와 생태계변화 사이의 연관성을 찾아 인과관계를 규명하기 위해 환경변화에 대한 지표 혹은 지표종을 찾아 꾸준한 추적 연구가 필요하다. 그런 점에서 구상나무는 고기후 환경에서 현재까지 자생하고 있는 식물로서 특히 산지에서 군락을 형성하고 있는 종이기에 때문에 지구환경 변화의 지표종으로서 연구할 가치가 있다. 우리나라에서 구상나무는 아고산지역에서 고립목 또는 군락 단위로 확인되어 현재까지 생태학적 측면에서 많은 연구가 진행되어 왔다.

기후변화에 대한 구상나무의 민감성에 대한 연구를 수행하기 위해서는 고립목으로 존재하는 지역보다는 군락단위로 분포하는 지리산과 한라산이 연구대상지역으로 적합하다. 그동안의 연구에서 한라산의 구상나무는 지난 30년간 기온상승의 영향으로 1,200m ~ 1,800m 범위에 분포하는 군락의 면적이 감소한 것으로 나타났다. 그 군락이 사라진 곳은 많은 부분이 소나무와 신갈나무 같은 온대수종이 우점하는 식생으로 대체되었지만 관목림이나 초지로 식생의 구조가 퇴행된 경우도 있다.

지리산에서의 식생분포는 온대수종이 우점한 식생과 구상나무군락이 혼재하는 지역이 많아 한라산에서의 경우와 차이를 보이고 있다.

본 연구의 궁극적 목적은 한반도에서 기온상승에 따른 아고산대 식생의 변화를 모델링하는 것이다. 이러한 목적을 이루기 위해 기후 변화에 대한 대표적 민감종으로 구상나무를 선택하여 모델링을 위한 기초정보 수집차원에서 지리산 구상나무군락의 분포 특성과 그 변화를 분석하였다.

3.2.2. 연구지역

지리산은 전라북도 남원시, 전라남도 구례군, 경상남도 산청군, 하동군, 함양군 등 3개 도에 걸쳐 분포하는 남한에서 가장 큰 규모를 가진 산이다. 지리산은 우리나라에서 최초로 국립공원으로 지정되어 다양한 동·식물 자원이 풍부하게 분포하고 있는 지역이다 (그림 8.1).

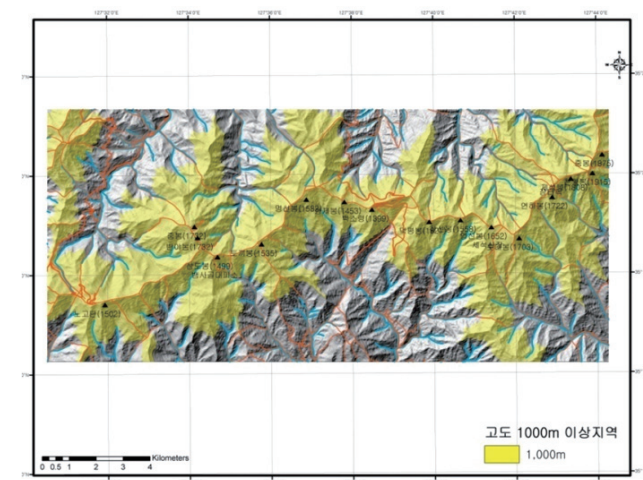


그림 8.1 지리산 연구지역.

지리산은 노고단 (1,502m)에서 천왕봉 (1,915m)에 이르는 동-서 방향의 주능선이 주요 산열을 이룬다. 이를 중심으로 북동-남서 또는 북북동-남남서의 방향으로 이차 산열이 나타난다. 지리산의 하계망은 주능선 북쪽에서 낙동강으로 유입하는 이천강과 남쪽의 섬진강으로 이어지는 수계망을 형성하고 있다.

지리산의 지질은 북부지역은 편마암 계열로 구성되어 있고, 남부지역은 화강암질 편마암으로 구성되어 있다. 지리산은 편마암의 풍화성향을 잘 반영하여 지표에 토양이 존재하고 이를 배경으로 식생이 전 산지를 덮고 있어 흔히 토산 (土山)의 특징을 보인다. 편마암은 층서적 특징으로 인해 화강암과 달리 심층풍화보다는 표층풍화와 미립토로 인해 수분침투가 어려워 산지전역에 일정한 두께의 토양층이 존재하게 된다.

지리산의 기후는 사면에 따라 기온 분포의 특징이 반영되는데 남사면은 연평균 약 12~13℃, 북사면은 11~12℃ 정도를 유지한다. 기온의 연교차는 약 48℃이다. 강수량은 연간 1,600mm 정도로 높지만 남사면이 가장 높고 사면 간 편차가 큰 지역이다.

지리산에서 식생의 분포는 200~300m 범위는 난온대, 300~1,400m 범위는 냉온대, 1,400m 이상은 아한대에 속한다고 볼 수 있다. 표고 1,300m 이하는 인간간섭으로 많이 훼손되었지만 산림 복구와 보존을 통해 많이 회복이 된 상태이다. 지형적인 특징에 따라 남사면과 북사면이 식생의 차이를 보이는데, 북사면은 경사가 급하여 농업적 이용 제한되어 식생밀도가 높게 유지되었지만 남사면은 분지, 완사면, 범람원이 존재하여 오래 동안 식생 훼손과 그에 따른 인공조림이 진행된 지역이다.

3.3.3. 연구방법

본 연구를 수행하는 과정에서 우선 고도별 특징을 분석하기 위해 DEM을 제작하였다. 구상나무 분포의 변화는 항공사진과 위성사진을 활용하여 분석하였다. 기상자료는 기상청에서 제공하는 지리산지역의 관측소별 자료를 고도 별로 보간 처리하여 적용하였다.

연구지역의 고도자료 DEM은 수치지형도에서 등고선과 표고점을 추출하여 5m×5m 크기의 그리드로 제작하였다 (그림 8.2).

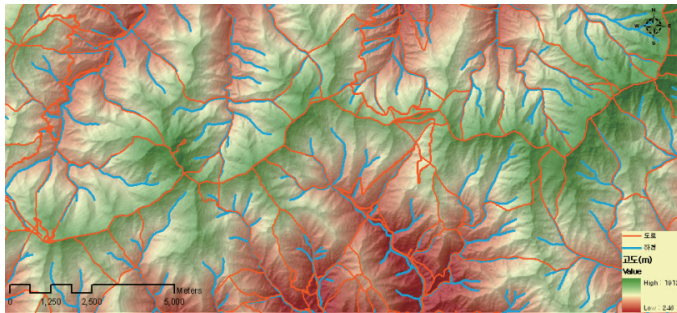


그림 8.2 지리산의 고도분포도.

DEM은 구상나무군락 분포지역의 특징을 파악할 수 있는 정보인 1,000m 이상의 아고산대 지역의 추출, 사면경사, 사면방향 등을 분석하기 위해 사용되는 자료이다.

구상나무의 분포 지역은 현지조사를 통해 지도화 하는 데는 한계가 있어 영상판독을 통해 분포지역을 추출하였다. 추출된 구상나무 분포지역은 현지조사를 거쳐 지도로 완성하였다.

구상나무 분포지역은 저해상도의 위성영상으로는 파악하기 힘들다. 지리산 능선지역은 아고산대로서 다른 수목들이 혼재하는 곳이기도 하고 구상나무 군락의 규모가 작아 고해상도 영상을 활용하여야 한다. 이를 위해 항공사진을 주로 분석에 이용하였고 구상나무의 현재 분포지역은 해상도 50cm의 Worldview 1 영상을 이용해 분포지역을 보완하여 분석하였다. 항공사진은 과거와 현재의 사진을 확보할 수 있어 시계열적인 분석이 가능하다. 오늘날에는 고해상도의 위성영상이 발달해 식물군집 단위 분석이 가능하다. 그렇지만 고해상도는 최근에 개발되어 촬영 중에 있기 때문에 과거의 분포에 대한 자료 확보가 불가능하다. 항공사진은 산지지역의 특성상 촬영 년대가 많지 않아, 1982년과 2007년을 지리산 능선부의 구상나무 분포지역을 비교할 수 있는 적합한 시기로 결정하였다 (그림 8.3과 8.4).

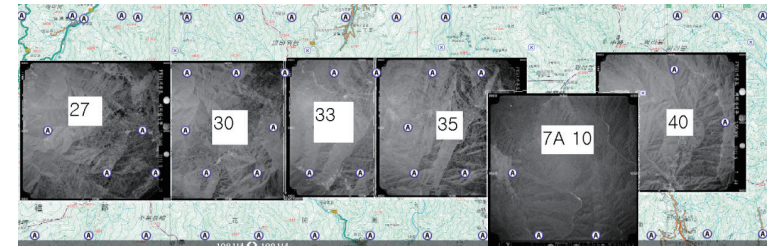


그림 8.3 1982년 항공사진 (7 course 27,30,33, 35, 50, 7A course 10).

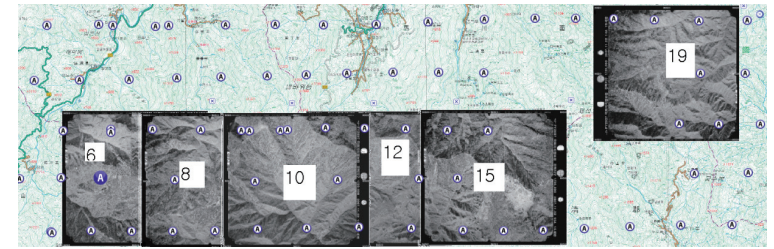


그림 8.4 2007년 항공사진 (15A course 8, 8, 10, 12, 15, 14 course 19).

구상나무 분포지역은 두 시기의 항공사진이 일치하는 지역을 대상으로 비교·분석하였다. 항공사진은 두 시기가 가장 잘 중첩되는 6매 중 5매를 사용하였고, 자료 처리는 Worldview 1에서 TM 좌표를 확보하고 고도는 DEM을 이용하여 항공사진의 GCP를 처리하여 지상좌표를 인식시켰다 (그림 8.5). 항공사진과 같은 고해상도의 영상은 저해상도 영상과 달리 경위도 좌표에 의한 지상좌표를 입력하면 왜곡과 오차가 많이 발생한다. 따라서 이를 보완하기 위해 항공사진의 카메라정보, 고도 값 및 좌표를 활용하여야 한다. 고해상도의 영상은 일반적으로 지상의 지형과 고도에 의한 수평 및 수직 왜곡이 발생하기 때문이다.

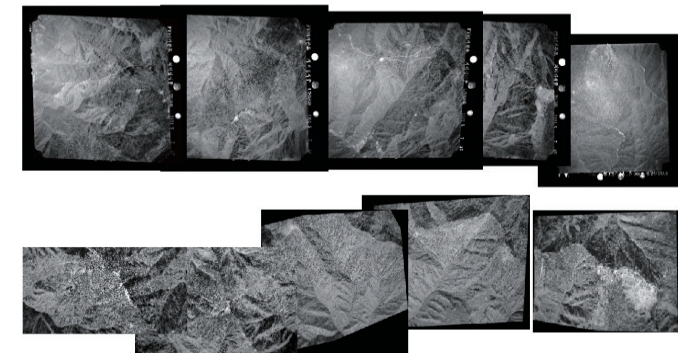


그림 8.5 지상좌표 보정 결과 (상:1982, 하:2007).

연구지역의 기상자료는 지리산지역의 관측소에서 수집된 자료를 이용하여 월별 고도에 따른 기온값을 적용하여 선형회귀식에 의해 기온분포도를 제작하였다 (표 8.1, 그림 8.6).

표 8.1 1982년과 2007년 사이 지리산의 기온과 온량지수 비교

연 도	1982년	2007년
지 역(기온변화:℃)		
지리산 기온	11.05	11.82
지리산 온량지수	86.19	88.75

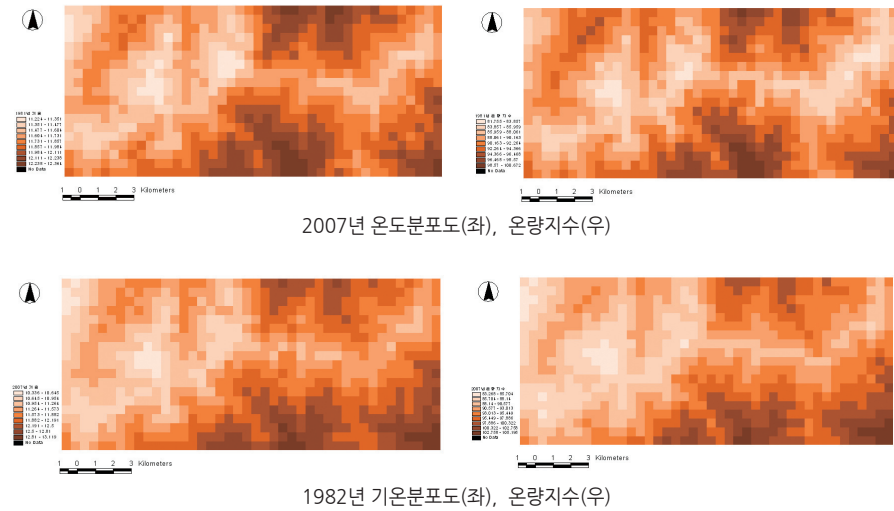


그림 8.6 1982년과 2007년 조사대상지인 지리산 능선부의 기온 및 온량지수 분포.

3.3.4. 구상나무의 분포

연구지역의 구상나무 지도화 작업은 항공사진과 Worldview 1 위성사진을 판독하여 작업하였다. 단일밴드의 영상에서 지표정보를 추출하는 방법은 밴드 내 대상물의 파장을 분석하여 추출하거나 파장에 대한 필터링 기법을 적용하여 필요한 정보를 자동으로 추출할 수 있다. 본 연구에서는 파장 및 필터링 기법을 적용하여 구상나무 군락지역을 추출한 후, 원본 영상과 중첩시켜 head-up digitizing으로 직접 입력 작업을 실시하였다.

한라산과 같이 아고산 초원지대에 구상나무군락이 고립되어 존재할 경우는 자동화된 기법이 효과적이다. 그러나 지리산의 경우는 산지 기저부에서부터 능선부까지 식생의 분포가 연속되어 있고, 능선부에는 구상나무 외에 다양한 침엽수종이 함께 분포하고 있다. 침엽수들은 파장분석에서 수종 별로 파장의 차이가 크게 드러나지 않기 때문에 자동화에 의한 추출은 정확성이 크게 떨어진다. 육안분석에 의한 지도화는 침엽수의 종간에 수관의 형태가 차이가 있기 때문에 식별이 가능하다.

1982년과 2007년의 구상나무 분포지역에 대한 지도화는 반야봉에서 연하봉 일대의 능선지대를 따라 진행하였다 (그림 8.7, 8.8).

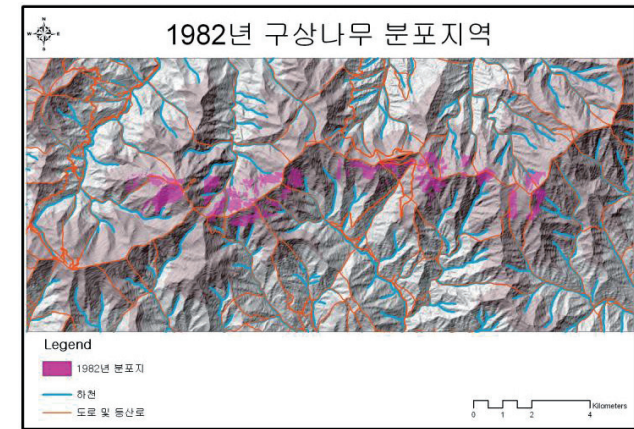


그림 8.7 1982년 구상나무 분포 지역.

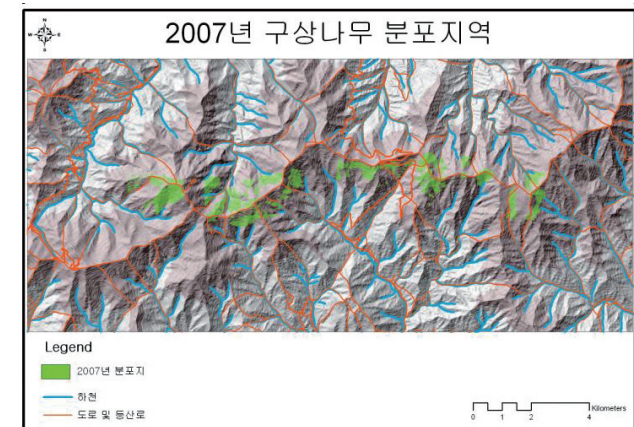


그림 8.8 2007년 구상나무 분포 지역.

두 시기의 분포지역은 지도상에서는 큰 차이를 보이지 않는다. 전체면적은 1982년에 262ha에서 2007년에 216ha로 27년간 18%정도 감소한 것으로 나타난다. 계산상으로 면적은 줄었지만 분포지역 범위에는 변화가 없는 이유는 구상나무 군락의 밀도 감소에 기인한 것으로 평가할 수 있다. 반야봉 일대와 덕평봉 일대의 지도를 확대해 보면 실제로 밀도가 감소한 것을 알 수 있다 (그림 8.9, 8.10).

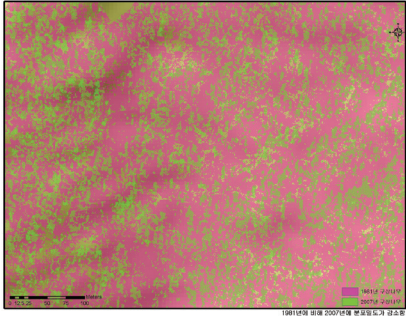


그림 8.9 반야봉에서 1982년 구상나무 분포 역에 중첩시킨 2007년 분포역.

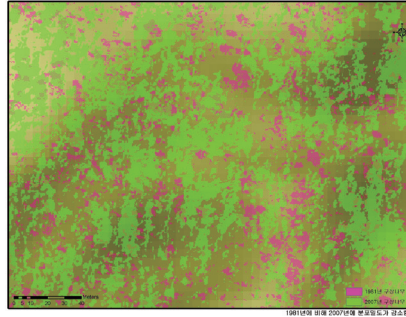


그림 8.10 덕평봉에서 1982년 구상나무 분포 역에 중첩시킨 2007년 분포역.

이와 같이 구상나무의 분포범위는 변화가 적지만 밀도의 차이가 나타나는 이유는 혼재하고 있는 신갈나무를 비롯한 온대수종과의 경쟁에서 구상나무가 밀려 그 자리를 온대수종에게 넘겨주어 나타난 결과로 해석된다. 실제로 반야봉의 경우 구상나무 숲 사이로 신갈나무 숲이 출현하여 그 숲이 교체되는 모습을 확인할 수 있다 (그림 8.11). 이러한 모습을 가까이에서 보면, 온대수종인 신갈나무의 수관이 구상나무의 수관을 가리며 두 종이 교체되는 모습도 확인할 수 있다 (그림 8.12).



그림 8.11 반야봉 구상나무 숲의 모습.



그림 8.12 노고단에서 구상나무와 신갈나무의 경쟁 모습.

구상나무의 분포 특성을 파악하기 위해 고도와 사면방향에 대한 분석을 실시하였다. 고도 별 분포 특성은 두 시기 모두 고도 1,188 ~ 1,588m 사이에서 전체의 80% 이상을 차지할 정도로 높은 비중을 차지하였다. 1982년부터 2007년 사이의 25년간 고도 1,488 ~ 1,788m 지역에서는 구상나무 분포지 면적이 감소하였고, 고도 1,188 ~ 1,388m 지역에서는 구상나무 분포지 면적이 증가한 것으로 분석되었다 (표 8.2, 그림 8.13).

사면 방향 별 분포에서 1982년에는 135 ~ 270°, 즉 남동 - 남서 방향에서 가장 넓은 면적을 차지하였고, 0 ~ 90° 사이, 즉 북에서 동사면 지역에서는 낮은 분포를 보였다. 2007년에는 0 ~ 45°, 즉 북동 사면을 제외하고는 분포지역이 확장된 것으로 나타났다. 25년간 사면 별 면적의 변화를 보면 135 ~ 315° 범위의 남동에서 북서 사면지역에서 그 면적이 감소하였다 (그림 8.14).

표 8.2 1982년과 2007년 항공사진 판독으로 확인된 고도 및 사면 별 구상나무 분포 면적

고도	1982년(m ²)	1982년(%)	2007년(m ²)	2007년(%)
988-1088	15,950	0.6	10,800	0.4
1088-1188	137,200	5.2	97,675	4.5
1188-1288	472,400	18.0	450,800	20.8
1288-1388	588,125	22.4	643,525	29.7
1388-1488	544,525	20.7	468,100	21.6
1488-1588	587,250	22.3	371,950	17.1
1588-1688	223,200	8.5	98,525	4.5
1688-1788	54,175	2.0	23,125	1.0
사면방향	1982년(m ²)	1982년(%)	2007년(m ²)	2007년(%)
0-45	189,000	7.2	193,375	8.9
45-90	204,950	7.8	258,525	11.9
90-135	292,025	11.1	249,975	11.5
135-180	409,075	15.5	308,025	14.2
180-225	415,550	15.8	313,925	14.5
225-270	396,450	15.1	261,950	12.1
270-315	389,450	14.8	279,000	12.8
315-360	326,325	12.4	299,725	13.8

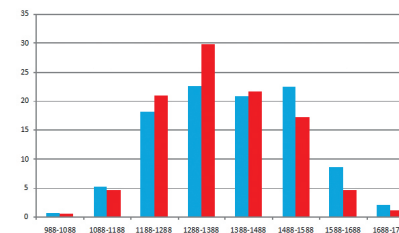


그림 8.13 고도 별 면적 비.

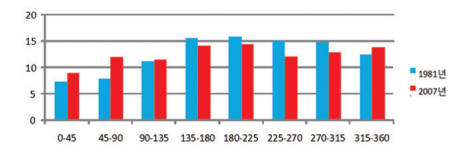


그림 8.14 사면방향 별 면적 비.

3.3.5. 결론

본 연구는 기후변화에 따른 아고산대 식생의 변화를 분석하기 위해 시도하였다. 대상 식물 종은 기후변화에 민감한 수종으로 지리산의 아고산지역에 분포하는 구상나무로 정하였다. 구상나무는 고기후에서 현재 기후까지 살아남은 한반도의 토착종으로 오늘날 기후변화로 위기를 맞고 있는 종이다. 본 연구는 구상나무 군락의 분포 변화에 대한 시계열적인 분석을 통해 기초 자료를 확보하고 향후 기후변화 모델링을 통해 아고산대 식생의 변화를 예측하는데 활용할 예정이다.

본 연구는 항공사진, Worldview 1, 고도자료 및 기상자료를 활용하여 수행하였고, 1982년과 2007년 사이 25년간의 변화를 분석하였다. 분석 결과 구상나무의 면적은 25년간 18% 정도 감소하였다. 그렇지만 분포범위는 차이가 크지 않았는데 이는 기후변화로 인해 구상나무 군락지에 이종이 침입하여 구상나무 지역을 대체하였기 때문이다. 따라서 구상나무 밀도는 줄어들었지만 분포지역의 범위는 영향을 받지 않은 것으로 해석된다.

구상나무 분포지의 고도와 사면 방향을 분석한 결과, 고도 별 분포는 1,188 ~ 1,588m에서 80% 이상을 차지하였다. 고도 별 변화에서 고도 1,488 ~ 1,788m 지역에서는 면적이 감소하였고, 고도 1,188 ~ 1,388m 지역에서는 구상나무의 면적이 증가하였다. 사면 별 분포는 남동-남서 방향에서 넓은 면적을 차지하였지만 같은 사면에서 분포 면적이 감소한 것으로 나타났다.

구상나무는 아고산대 지역에 분포하며 기후변화에 민감한 지표종이다. 따라서 구상나무 분포지역과 입지적 특성에 대한 DB자료를 축적하고 여기에 분포지역의 기상 자료를 종합하면 향후 기후변화에 따른 예측 모델 개발이 가능할 것으로 판단된다.



제4부 기후변화 적응

제1장. 변화하는 기후환경에서 토양호흡의 중요성

제2장. 대기-식생 사이의 CO₂ 플럭스

제3장. 생태적 복원을 통해 이루어내는 기후변화 적응

제4부 기후변화 적응

제1장 변화하는 기후환경에서 토양호흡의 중요성

주승진 · 김경순 · 이창석 / 대기환경모델링센터 · 국립생태원 · 서울여자대학교

4.1.1. 그럼, 모두 어디로 간 것일까?

겨우내 참고 기다린 대지의 만연한 생물들은 봄의 파스함과 촉촉함에 생기를 갖추고 여름 내 풍요로운 양분과 햇빛의 도움을 받아 성장하며 널리 번창한다. 어느새 가을이 끝나가기 무섭게 수고스러움의 결실인지 자연에 대한 보답인지 그 동안 자신들이 애써 일군 모든 것 또는 일부분을 순간 자연의 흙 속으로 떨구어 내려놓는다. 그리고 다시 새로운 생명의 싹이 도래하기까지 긴 겨울 채비에 들어간다. 이렇게 우리 내 한반도 기후시스템인 온대몬순기후의 뚜렷한 사계절은 변화무쌍하게 육상생태계의 녹색식물뿐만 아니라 곤충, 동물 그리고 눈에 보이지 않는 미생물을 포함한 모든 생명체의 삶과 운명에 결정적인 영향을 끼치고, 동시에 그 안에 살아가는 자연의 모든 생물들은 그들에게 주어진 자연 법칙에 따른 근본적 역할을 충실히 수행하여 오랜 시간에 걸쳐 자연 생태계를 유지하고 발전시켜왔다.

우리는 일상 가운데에서 흔히 완전한 가을이라는 계절이 다가왔음을 느끼기에 좋은 기회는 아마도 숲에서 가지게 될 것이다. 가을이 되면 우리는 가로수, 공원 그리고 산 등에 분포하는 무수히 많은 나무들의 녹색 잎들이 노란색, 빨간색, 갈색, 주황색 등의 형형색색으로 물들고 제법 쌀쌀해진 바람과 더불어 하늘에 날리며 땅위에 수북이 쌓여가는 모습에 웬지 모를 넉넉함과 곧 자연이 감당해야 할 처지 곤란함에 쓸데없는 걱정이 앞서기도 한다. 더욱이 우리나라 국토의 총 면적 가운데 약 70%가 삼림으로 이루어져 있는데, 매년 가을 주로 낙엽활엽수로부터 떨어지는 낙엽의 생산만으로도 전 삼림의 표면을 덮기에 충분하다. 이런 현상은 매년, 아니 현 기후시스템을 갖춘 수천 년 전부터 한반도에 분포하는 자연 숲과 삼림에서 끊임없이 반복적으로 진행되어 왔다. 그리고 지구의 육상생태계에 존재하는 생물들 가운데 광합성에 의해 순 1차 생산을 책임지는 생산자인 녹색식물은 단위면적 안에 가장 큰 생물량(biomass)을 가지고 있다. 또한 이 식물체의 구성성분들 가운데 대략 절반가량은 탄소(C)로 이루어져 있고 생리적으로 수명이 다한 낙엽, 낙지, 줄기, 열매, 수피 등을 통틀어서 일컫는 다양한 유기물 형태의 리터(litter)는 자연의 흙 속, 즉 삼차원적 공간을 차지하는 토양(soil)으로 이동하고 축적된다. 그것이 토양 안에 대량의 탄소가 존재하는 이유 중의 하나이다. 토양은 그 밖

에도 다른 물질들을 포함한 거대한 저장고 역할을 하고 있다.

그러면 오랜 세월동안 해마다 지구의 여러 육상생태계의 토양 위에 차곡차곡 쌓인 그렇게 많은 낙엽, 가지, 줄기, 꽃, 종자, 열매, 수피 등과 직접 눈으로는 볼 수 없지만 토양 속의 뿌리 등을 포함한 엄청난 양의 식물성 유기물 또는 잔재물인 리터들은 도대체 어디로 간 것일까? 누가 이 자연의 엄청난 쓰레기를 모두 처분하고 일부 부스러기만 토양 위에 남겨 놓는 것일까?

누구나 생태학 및 자연과학 분야에서 좋은 연구자가 되기 위한 시작은 무엇보다도 복잡하고 다양한 자연 생태계에 대한 깊은 관심과 모든 생명체에 대한 존중과 배려를 지닌 기본적인 마음가짐에서부터 출발한다. 그 다음은 첫째로 주의 깊은 관찰력이 필요하고, 둘째로 시간의 흐름에 맞추어 지속적으로 관찰한 내용을 세밀하고 정확하게 기록하고 정리·분석하는 습관이 필요하다. 지금부터 등장하는 용어들은 매우 낯설고, 그 대상은 세인들의 관심 밖에 놓여 있었지만 잘 알려지지 않은 원시세계를 만나는 순수 자연 탐험가의 마음으로 조금 진지하게 인내심을 가지고 집중해 주기를 바란다. 그럼 우선 육안으로 잘 보이지도 않고 더구나 아름답지도 않은 형태와 색깔들로 인해 관심 밖의 생명체로 배제되어 토양에서 일생을 살아가는 미생물, 동물, 식물 뿌리들을 알아보고, 부족한 공기, 햇빛, 그리고 다습한 환경으로 구성된 토양생태계에서 일어나는 주요 탄소순환 과정 가운데 하나인 토양호흡이란 무엇이며 최근의 기후변화와 관련하여 육상생태계의 탄소수지에서 토양호흡이 갖는 중요성은 무엇인지 알아보기로 하자.

4.1.2. 토양생태계의 다양한 생물들

지구에서 생물과 생물 사이 그리고 생물과 환경 사이의 상호작용이 발생하는 영역인 생물권(biosphere)은 지권(lithosphere), 수권(hydrosphere) 및 대기권(atmosphere)의 세 가지로 이루어진다. 지권의 최상부를 덮고 있는 토양은 마치 도넛 표면의 설탕 가루처럼 아주 얇게 육지의 표층 위에 약 1m의 두께로 깔려 있고, 고체, 액체, 기체상의 다양한 유기 및 무기 물질들과 살아있는 다양한 생물들로 이루어진 독특한 토양생태계를 형성한다. 토양은 오랜 세월을 두고 기후와 지형의 영향 하에서 물리화학적 풍화작용을 거쳐 직·간접적으로 미생물상, 식물상 및 동물상의 영향을 받아 이루어진 최종 산물이며, 하나의 중요한 자원이라고 할 수 있다. 따라서 지구상에 존재하는 토양은 그 지역의 기후, 모재, 지형, 생물상의 분포양상에 따라 다양하고 독특한 토양생태계를 이루어낸다.

직접적으로 눈으로 확인할 수는 없지만 양손으로 떠올린 자연 토양 속에는 현 지구에 살아가는 모든 사람의 수보다 훨씬 더 많은 토양생물이 서식하고 있다. 일반적으로 1g의 토양에는 100만에서 10억의 세균이 들어있고 1m²에 1억에서 5억이 넘는 토양동물(생활사 전부를 땅속에 사는 동물과 일시적으로 땅속에 지내는 동물 모두를 포함)이 살고 있음이 보고되었다. 이처럼 이들의 개체수와 종 다양성은 매우 많고 풍부하지만 실제 토양 1g 당 그들의 무게는

토양 무계에는 비교되지 못할 정도로 매우 미미하다. 그러나 이 작고 미약한 토양 미생물과 동물이 토양에서 수행하는 주요 일들은 때때로 우리의 상상을 초월하기도 한다. 예를 들어 그들은 토양에 공급되는 각종 식물체 및 동물체로부터 유기질 성분의 모든 리터들을 끊임없이 생화학적으로 분해하고 물리적으로 분쇄하여 지구상의 탄소순환 및 물질순환의 중추적인 연결고리로서 육상생태계의 연속성을 이끌고 있다.

토양생물은 육안으로 볼 수 없고 현미경을 통해서만 볼 수 있는 세균류, 방선균류, 균류, 조류 등의 토양미생물과 육안으로 확인 가능하거나 현미경을 통해서 관찰될 수 있는 다양한 크기의 두더지, 지렁이, 땅강아지, 굴뚝이류, 지네류, 노래기류, 쥐며느리, 웅애류, 톱토기류, 원생동물, 윤충류, 선충류 등의 토양동물로 편의상 구분할 수 있다. 그리고 식물은 완전히 토양생물이라고 말할 수 없지만 뿌리를 뺀어 그물망처럼 토양 속에 자리 잡고 토양 구조를 바꾸고 식물의 광합성에 필요한 여러 가지 양분과 물을 흡수하고 호흡작용을 통하여 이산화탄소를 토양 속으로 배출한다. 더욱이 뿌리가 영향을 미치는 범위인 근권(rhizosphere)에는 토양의 다른 지역보다 많은 수의 미생물들이 서식하며 활동하고 있다. 토양생태계에 분포하는 생물들의 영양섭취방식은 광합성을 하는 녹색식물처럼 주위의 환경으로부터 얻은 에너지와 무기화합물을 가지고 유기물을 합성하여 필요한 영양소를 만드는 독립영양생물(autotrophs)과 죽은 미생물 및 동물의 사체 또는 식물 리터를 분해하여 자신에게 필요한 에너지와 영양분을 획득하는 종속영양생물(heterotrophs)로 크게 구분하고 있다. 이와 같은 모든 토양생물의 생명유지 활동은 토양생태계의 물질순환을 지속시키고 에너지를 소비하며 식물 뿌리의 생장에 따른 호흡과 더불어 그들의 호흡작용의 부산물인 이산화탄소를 최종적으로 토양에서 대기 중으로 방출한다.

4.1.3. 기후변화와 육상생태계의 탄소순환

대기 중의 중요한 온실가스 가운데 하나인 이산화탄소(CO₂)의 대기 중 농도는 인위적 교란에 의해 산업혁명 이전에 약 270ppm이었던 것이 현재 400ppm에 이를 정도로 급격하게 증가하였다. 이산화탄소는 대기의 온실가스 가운데 총 온실효과의 약 60%를 차지하며 최근 지구온난화에 따른 기상이변의 주요 원인으로 인식되고 있다. 따라서 자연적 및 인위적 활동을 통해 지속적으로 방출되는 이산화탄소의 막대한 양은 장래에 지구규모의 기후변화를 유발 시키기에 충분한 영향력을 지니고 있다. 이에 대응하기 위해 세계 여러 나라의 정부와 기업에서는 사회 전반적 또는 산업분야 별로 이산화탄소 감축을 위한 실질적인 노력을 요구하고 있는 실정이다.

특히, 지구상 육지면적의 30~40%를 차지하고 있는 삼림은 지구규모의 탄소순환에서 중요한 구성원이고 지구의 기후시스템에 아주 중요한 역할을 한다. 최근의 연구에 따르면, 중·

고위도 지역의 북방침엽수림은 대기 중 이산화탄소의 중요한 흡수원으로 밝혀졌고, 냉온대지역의 낙엽활엽수림 또한 그 가능성이 큰 흡수원으로 주목받고 있다. 지구의 탄소순환에서 육상생태계의 주요 기능적 역할로서 다양한 녹색식물들의 광합성은 대기 중 이산화탄소를 흡수하여 유기탄소화합물의 형태로 생체 내에 저장하며 성장한다. 한편, 녹색식물의 호흡 및 임상에 공급된 낙엽, 낙지 및 지하부의 뿌리, 식물사체 등 다양한 형태의 유기물들은 분해과정을 거쳐 최종적으로 이산화탄소를 토양으로부터 방출시킨다. 이처럼 육상생태계의 자연 현상인 대기 중 이산화탄소의 흡수와 방출은 그 유동속도가 커서 최근의 급격한 지구온난화 및 기후변화와 더불어 대기의 이산화탄소 균형에 큰 영향을 미치며 다양한 생태계에 교란을 불러일으킬 수 있다. 결과적으로 지구규모의 탄소수지 및 탄소순환에 대한 육상생태계의 기능과 역할은 매우 크다고 할 수 있다.

4.1.4. 토양호흡의 중요성

육상생태계에서 토양으로부터 대기로 방출되는 이산화탄소 전송량(soil CO₂ flux)의 대부분은 생물학적 과정을 거친 대사활성의 지표로서 일반적으로 토양호흡(soil respiration)이라고 불린다. 토양호흡은 주로 토양 내의 종속영양 미생물과 동물에 의한 토양 속 유기물의 분해과정을 통해 발생하는 종속영양생물호흡(heterotrophic respiration)과 성장하는 뿌리자체의 유기호흡 그리고 뿌리에 공생하는 균근 미생물의 호흡의 합인 뿌리호흡(root respiration)으로 구성된다. 매년 대기 중 이산화탄소의 약 10%에 이르는 많은 양의 이산화탄소가 토양으로부터 발생되는데, 이는 화석연료 소비에 따른 이산화탄소 방출량의 10배 이상이며, 온대지역 육상생태계에서 토양호흡은 생태계 전체호흡의 약 60~90%를 차지하는 것으로 알려져 있다. 이처럼 토양호흡은 전 지구 탄소순환에서 두 번째로 큰 플럭스이자 대기 중에 이산화탄소를 공급하는 주요 탄소 경로시스템이다. 대부분의 생태계에서 토양호흡속도는 토양온도에 지수함수적으로 비례하여 상승한다고 보고되고 있으므로 토양호흡은 지구온난화에 대한 양의 피드백효과가 있을 것으로 예측된다. 따라서 토양호흡에 대한 정량적 평가는 지구온난화 및 장래의 대기 중 이산화탄소 농도를 예측하는데 있어서 유용한 정보를 제공하고 생태계의 탄소순환 동태를 파악하는데 있어서 결정적 요소로 작용할 것이다.

4.1.5. 우리나라의 토양호흡 연구

토양호흡은 생물적 구성요소인 토양생물군과 더불어 기온, 토양온도, 토양수분, 그리고 토양 유기물함량과 같은 비생물적 구성요소에 의해 조절된다. 예를 들어 토양온도의 상승은 분해자 미생물의 활성 및 뿌리의 성장을 촉진시켜 토양으로부터 이산화탄소 방출을 증가시키

며, 어느 특정지역에서는 높은 토양수분이 토양미생물 활성화에 더 좋은 조건을 제공하여 토양 호흡 속도를 촉진시키기도 한다. 또한 토양호흡은 다양한 식생 유형과 토양의 물리화학적 성질에 크게 영향을 받는다. 이처럼 토양호흡은 다양한 육상생태계 (토양과 식생)의 유형과 생물 및 비생물적 요인들에 의해 조절되는 복잡한 프로세스의 산물이기 때문에 그 호흡에 영향을 주는 환경인자와 그들의 상호작용을 밝히기 위한 연구가 필요하다. 또한 이와 같이 토양 호흡에 관련된 환경인자들의 효과를 파악하는 것은 기후변화에 따른 토양생태계의 이산화탄소 (CO₂) 방출량을 예측하는데 있어서도 매우 중요하다.

우리나라에서 토양호흡에 대한 연구는 삼림에 국한되어 있어 다양한 식생 및 토지이용 유형에 대한 연구는 아직 매우 부족한 실정이다. 게다가 대부분의 연구가 1년 미만의 짧은 연구 기간과 한 달에 1~2회 정도의 짧은 측정 주기를 보여주고 있다. 또한 야외 측정시간 또한 연속적인 일변화 측정 보다는 낮 동안에 한정하여 4시간미만의 측정이 행해지고 있는 실정이다. 따라서 이처럼 단편적이고 한시적인 측정 자료들을 가지고 우리나라 삼림생태계의 탄소 수지를 평가하기는 매우 어렵다. 또 CO₂ flux 및 미기상 관측타워에서 30분 평균의 24시간 연속측정을 통해 얻어지는 대기 CO₂ flux 분석 자료들과 각각의 일변화, 계절변화, 연차변동 등을 동시에 상호비교 또는 검토·검증하기는 실제적으로 어렵다.

대기-생태계의 상호작용에 따른 탄소수지 동태를 파악하기 위해서는 주요 장기생태 연구 지소에서 CO₂ flux를 연속적으로 장기간 측정하고 이와 동시에 상대생장법을 적용하여 식생이 발휘하는 순 생산량을 측정한 다음 이를 종합하여 순 생태계생산량 (NEP, net ecosystem production)을 정량하여야 한다. 우리나라에서는 국가장기생태연구의 일환으로 냉온대림의 대표적 우점식생인 신갈나무 (*Quercus mongolica*) 군락이 분포하는 장기생태 연구지소에 생태타워를 설치하고 멀티 자동개폐 토양호흡 측정 시스템 (AOCCs, automatic opening/closing chamber system)을 구축하여 장기간에 걸쳐 연속적으로 토양호흡의 일변화, 계절 변화 및 연 변동을 모니터링해오고 있다. 또한, 그러한 자료를 분석하여 토양호흡 속도에 영향을 미치는 주요 환경인자들과의 상호관계를 분석하여 기후변화로 인해 나타날지도 모르는 생태계 변화를 진단하고 예측하며 적응하기 위한 준비를 해오고 있다.

4.1.6. 토양호흡 연구지소 구축 사례

우리나라 냉온대림의 우점식생인 신갈나무(*Quercus mongolica*)군락 지역에 CO₂ flux 및 미기상 관측을 위한 생태타워 (ecological tower)를 설치하고 장기관측을 위한 기기 및 시스템을 구축하였다 (그림 9.1). 그런 다음 생태타워 플렉스 관측지 주변의 토양 내에 삼림의 탄소수지 규명과 더불어 장기간에 걸쳐 토양호흡의 연속 측정을 시행하고자 신갈나무의 입목밀도가 비교적 균일하고 미지형이 비교적 평탄한 사면에 위치를 선정하여 40m×40m 크기의

주요 토양호흡 조사구 한 지점 (그림 9.2)과 30m×30m크기의 보조 조사구 두 지점을 구축하였다 (그림 9.3).

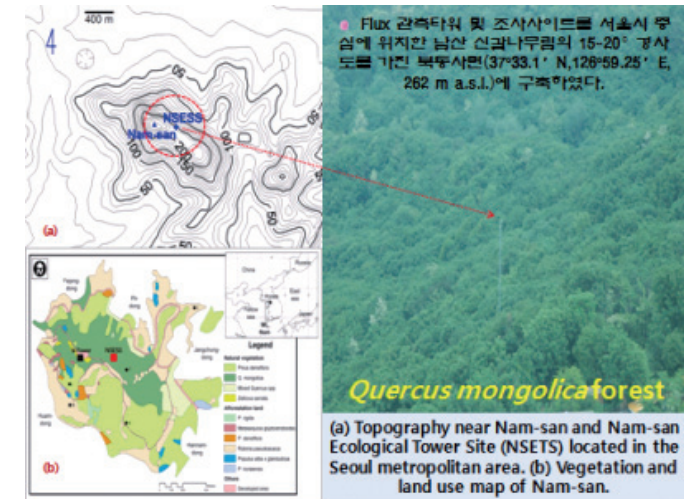


그림 9.1 남산 신갈나무림 (*Quercus mongolica*)의 생태타워 및 토양호흡 측정사이트 구축 사례.

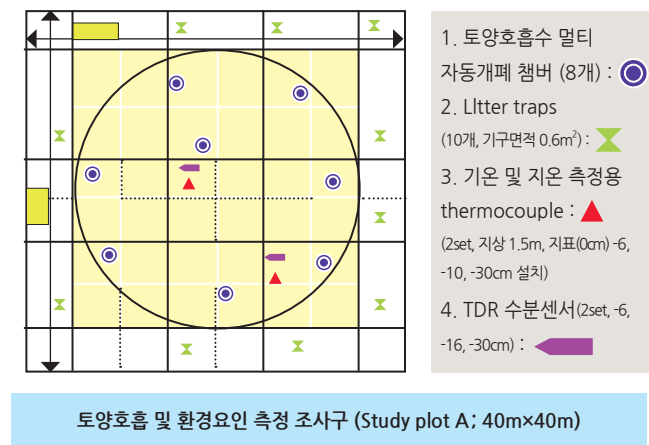


그림 9.2 남산 생태타워 주변에서 토양호흡 조사구 구축 사례. 조사구 A (study plot A; 40 m × 40 m) 선정 : 관측타워를 중심으로 신갈나무림 입상에 자동 토양호흡시스템 설치 (장기연속측정용 토양호흡 챔버), 기온, 지온, 광량, 토양수분센서 등의 설치, 매목조사(tree census), 낙엽, 낙지 생산량을 모니터링하기 위한 낙엽 및 낙지 수집망(litter traps) 설치.

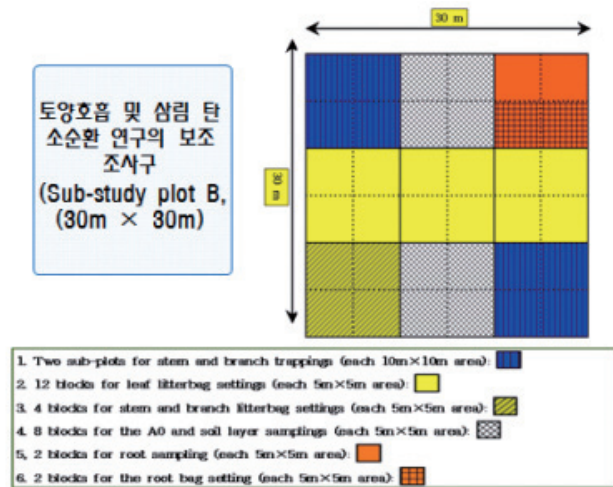


그림 9.3 토양호흡 및 탄소순환 연구의 보조 조사구 B 구축. 조사구 B (study plot B; 30 m × 30 m) 선정: 대형낙지 (coarse stem and branch litters) 생산량을 모니터링하기 위한 trap plot 설치, 임상의 유기물층 및 토양층 조사, 식물 뿌리량(root biomass) 및 매목조사(tree census).

4.1.7. 멀티 자동 토양호흡챔버

장기간에 걸쳐 연속적으로 토양호흡을 모니터링하기 위한 장치를 비롯하여 다양한 야외측정용 기기를 조사구 내에 설치하기 위해 조사구 A (study plot A, 40m × 40m)를 16개 보조조사구 (5m × 5m)로 나누었다. 생태타워 중심에는 토양호흡과 기타 환경 인자들을 측정하기 위한 기기와 통제 시스템, data loggers, 전원공급 장치 (상용 AC 220V) 등을 안전하게 보관하고 유지하기 위한 창고를 세웠다. 고정적으로 장기연속 측정 역할을 담당하는 토양호흡챔버는 그 위치를 무작위로 선정하여 설치하였다 (그림 9.4).

4.1.8. 토양호흡 (soil respiration) 측정

다양한 토양호흡 측정방법들 가운데 본 연구에서는 시·공간 및 계절 변화에 따라 토양으로부터 발생하는 이산화탄소량을 장기적으로 연속측정하기 위해 멀티 자동챔버시스템 (automatic opening/closing chamber system, AOCCs; Weather Tech, Seoul, Korea)을 제작하고, 생태타워 설치 장소를 중심으로 그 임상에 다채널의 토양호흡 모니터링장치를 구축하였다 (그림 9.5).



그림 9.4 장기연속 측정이 가능한 멀티 자동토양호흡 챔버 (Automatic opening/closing chamber).



그림 9.5 남산 생태타워 관측 지소에 설치된 CO₂ 가스분석기 (IRGA)와 AOCCs의 control systems.

자동개폐식 챔버시스템은 CO₂ 적외선분석기 (Infrared gas analyze, IRGA; LI-820, LI-COR Lincoln, NE USA), 자료수집장치 (datalogger; CR1000; Campbell Scientific Inc., Utah, USA), 다채널방식의 가스 샘플러와 컨트롤러, 자동화된 토양 챔버의 4부분으로 구성되어 있다. 토양호흡 속도는 밀폐순환법 (closed dynamic chamber method)을 적용하여 분석한다. 토양호흡 측정으로부터 얻은 모든 데이터는 설치 후 약 두 달 정도의 안정화 단계를 거친 다음에 10일 간격으로 수집한다.

4.1.9. 환경 요인 측정

토양호흡 측정지소의 숲 내 기온을 측정하기 위해 조사구 내 2곳을 정하여 지면으로부터 1.5m 높이에 직사광선 차단을 위한 실드를 고정파이프에 부착하고 그 내부에 온도 측정 센서 (thermocouple 및 PT)를 설치하였다. 지온은 토양표면으로부터 0cm, 5cm, 10cm 및 30cm 깊이에 탐침 온도 센서 (thermocouple 및 PT) 2 세트를 기온측정 장소와 같은 장소에 설치하여 측정하였다. 또한 토양호흡 챔버 내부의 토양 5cm 깊이에 온도센서를 설치하고 측정하였다 (그림 9.6).

토양수분함량은 2대의 TDR 센서 (CS616; Campbell Scientific Inc., Utah, USA)를 토심 10 cm 및 15 cm 깊이에 설치하여 측정하였다.

한편 공급전력의 이상발생 시에 대비하여 Hobo사의 기온 및 지온 측정 센서인 Instant thermometer 2대를 설치하여 기온과 5 cm 및 10cm 깊이의 지온을 장기연속 측정해오고 있다 (그림 9.6).

토양호흡과 관련된 모든 환경인자 자료는 1초마다 측정하여 10초 간격의 평균값으로 자료 수집 장치 (datalogger; CR1000; Campbell Scientific Inc., Utah, USA) 및 PC에 저장한다. 저장된 장기연속측정 데이터는 10일에 한 번씩 주기적으로 회수한다.



그림 9.6 남산 생태 관측지소에 설치된 환경요인 (기온, 지온 및 토양수분) 측정 시설.

4.1.10. 자료 분석

토양으로부터 방출되는 이산화탄소량은 단위면적과 단위시간 당 방출되는 이산화탄소를 토양호흡속도 ($\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)로 나타내고 다음의 계산식을 이용하여 구한다.

$$\text{Soil respiration (SR)} = (\Delta C / \Delta t) \cdot (V / A) \quad (1)$$

여기에서 ΔC 는 측정시간동안 토양호흡 챔버 내부의 이산화탄소 농도 변화, Δt 는 측정시간, V 는 챔버 내부의 부피, 그리고 A 는 챔버로 덮인 토양의 표면적이다.

전체 연구기간동안 연속적으로 얻은 데이터로부터 산출된 토양호흡속도에 미치는 각 환경인자들의 영향은 상관관계를 분석하여 검정한다. 토양호흡 속도와 기온 및 지온 사이의 관계는 다음과 같은 지수함수 관계를 나타낸다.

$$\text{SR} = a \cdot e^{bT} \quad (2)$$

여기에서 a 와 b 는 상수, T 는 온도, a 는 온도가 0°C 일 때의 토양호흡 속도를 나타낸다. b 는 온도가 10°C 상승할 때 온도 상승에 따른 토양호흡 속도의 증가에 관계된 계수이고, 토양호흡의 온도 민감성을 나타내는 Q_{10} 값을 구하기 위한 계산식은 다음과 같다.

$$Q_{10} = e^{10b} \quad (3)$$

4.1.11. 남산 신갈나무림에서 측정된 환경요인

2010년 4월~10월 사이 남산 토양호흡 측정 지소의 일평균 기온은 3.0°C 에서 28.3°C 사이의 범위에 분포하여 평균 18.7°C 를 나타내었다. 일평균 지온은 5.0°C 에서 25.5°C 사이의 범위에서 변화하고 평균 17.7°C 로 기온보다 약간 낮은 수준을 보였다 (그림 9.7). 이 기간 동안 총 강수량은 $1,849.4\text{mm}$ 이었고 (그림 9.8), 7월에서 9월 사이에 총 강우량의 80% 이상인 1509.4mm 의 많은 강우가 내렸다. 이는 이 지역 평년 연강수량을 상회하는 강우량이었다. 연구기간 중의 월평균 토양수분함량은 24.5%이었고 8월과 9월 사이에 많은 강우량의 영향으로 높은 토양수분함량을 나타내었다.

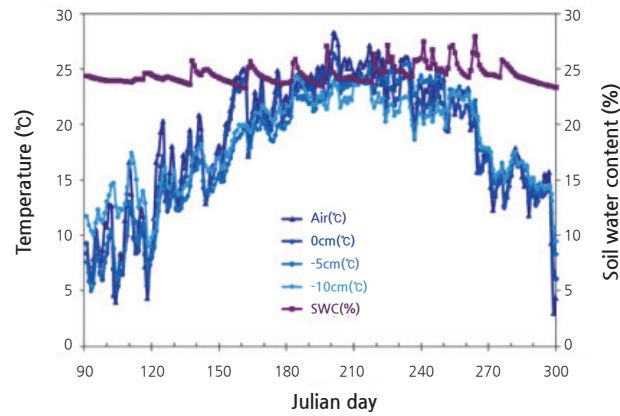


그림 9.7 일평균 기온, 토양온도 및 토양수분함량의 계절 변화.

4.1.12. 남산 신갈나무림에서 측정된 토양호흡의 일변화

토양호흡 측정기간 중 맑은 날 3일을 정하여 (2009년 12월 12일~14일) 토양호흡속도 및 환경인자 (기온, 지온, 그리고 토양수분함량)의 일변화를 측정하였다 (그림 9.8). 이 기간 동안 토양 5cm와 10 cm 깊이의 지온은 7~10°C 범위에서 변화하였다. 토양호흡속도는 194~345 $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ 의 범위의 일변화를 나타내었고, 평균 261 $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ 를 나타내었다. 토양호흡 속도의 일변화는 지온 및 기온의 일변화와 유사한 경향을 나타내었다.

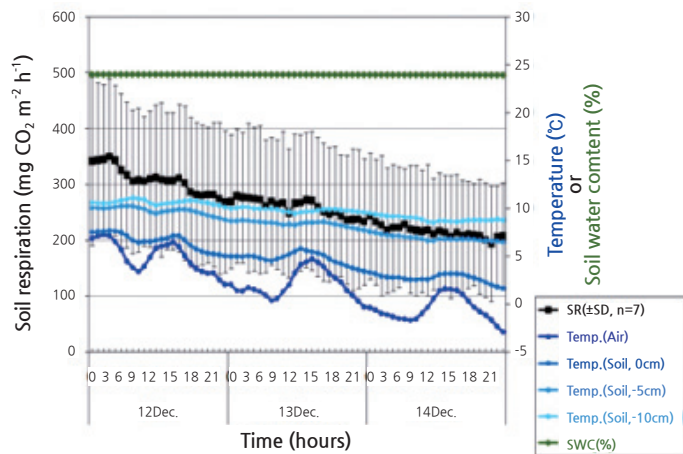


그림 9.8 토양호흡, 기온 (지상 1.5 m), 토양온도(0, 지하 5 및 10 cm) 및 토양수분함량의 일변화.

토양호흡속도의 일변화는 기온보다 지온의 일변화와 더욱 밀접한 상관관계를 나타내었다 (그림 9.9). 이것은 토양 내 CO_2 발생의 주요 원인 요인이 주로 토양 안에 위치하므로 지표면으로부터 0~10cm의 깊이의 토양온도와 더욱 밀접하게 관계되는 것으로 생각된다. 이 3일 동안의 측정기간에서 첫째 날 (12월 12일)의 토양호흡속도, 기온 및 지온의 측정치들은 이후 2일 동안의 것보다 비교적 높았으며 점차적인 온도 하강과 함께 토양호흡속도 또한 감소하였다. 반면에 토양수분함량은 어떠한 변화도 보이지 않았다. 일반적으로 온대지역의 삼림에서 알려진 토양호흡의 뚜렷한 일변화 경향은 식생의 생육기 중 맑은 날 비교적 큰 일교차를 가진 날에 관측되기 쉬운 것으로 알려져 있다. 그러나 본 측정 시기는 초겨울로서 수목의 성장이 멈추고 토양 미생물의 활성이 낮은 계절이어서 명확한 일변화가 관찰되기 어려웠던 것으로 판단된다.

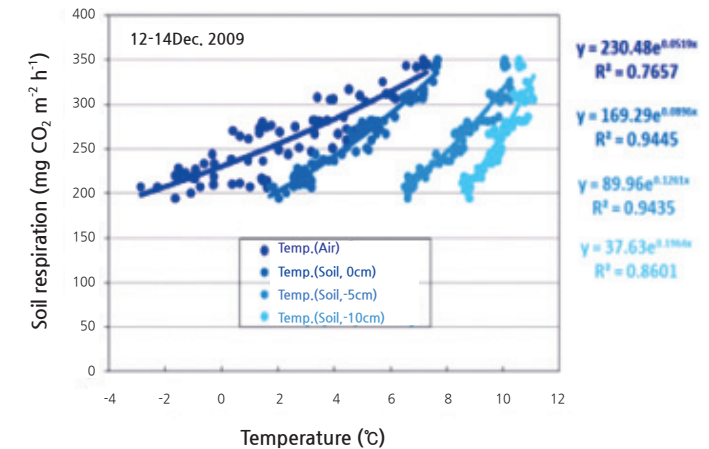


그림 9.9 측정기간 동안 토양호흡, 기온 및 토양 온도 사이의 관계.

4.1.13. 남산 신갈나무림에서 측정된 토양호흡의 계절변화

CO_2 flux 관측타워를 중심으로 반경 40 m내 신갈나무림 임상에서 토양호흡의 장기 연속 측정기간 (2010년 4월~10월) 동안 토양호흡속도는 5.3~41.6 $\text{g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 의 범위를 나타내었다 (그림 9.10). 토양으로부터 CO_2 방출량은 기온 및 지온이 상승하기 시작하는 4월부터 증가하여 7~8월에 가장 높았다. 이후 기온이 하강하는 가을에는 점차적으로 토양호흡속도가 감소하였다 (그림 9.7 및 9.10). 다른 연구자들의 결과에 따르면, 우리나라의 신갈나무

림에서 연간 토양호흡량은 $6.48 \sim 9.78 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 의 범위를 나타내었고 평균 $7.69 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 을 나타내었다. 본 연구에서 나타난 결과는 이러한 다른 연구자들의 결과와 유사한 값과 계절 변화 경향을 따랐다. 그밖에 다른 나라의 온대지역 삼림 생태계에서 측정된 자료를 종합한 결과 토양호흡 속도는 $0.24 \sim 24.0 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 범위를 나타내었다.

한편, 신갈나무림 외에 우리나라의 대표적인 참나무 수종으로 구성된 온대낙엽활엽수림에서 수행된 토양호흡속도 측정사례를 소개하면 다음과 같다. 충남지역의 상수리나무림에서 연간 토양호흡속도는 $18.8 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 이었고, 강원도 춘천지역 두 곳의 굴참나무림에서 토양호흡속도는 각각 8.90 와 $9.56 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 이었으며, 경남 진주지역의 굴참나무림과 굴피나무림에서는 각각 13.51 과 $15.21 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 을 나타내었고, 경기도 광릉지역의 온대 낙엽활엽수림에서는 $3.45 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 로 보고되었다. 이러한 연구결과 중 상수리나무림의 토양으로부터 방출되는 CO_2 량은 다른 참나무림 및 낙엽활엽수림에서 측정된 값보다 특히 높은 값을 나타내었다. 이러한 차이는 우리나라의 참나무림 가운데 상수리나무림이 가장 큰 리터생산량을 보여 그 분해 속도와 연관된 것으로 판단된다.

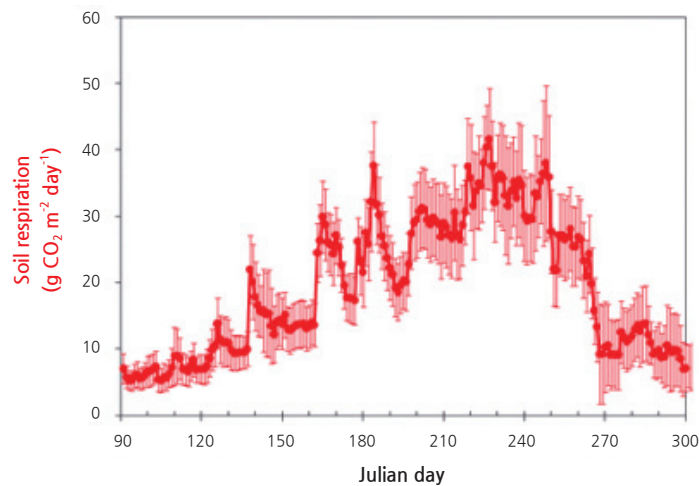


그림 9.10 신갈나무림에서 측정된 일평균 토양호흡속도의 계절 변화.

4.1.14. 토양호흡 속도에 영향을 미치는 환경인자

일반적으로 토양호흡은 지온에 의해서 일차적으로 영향을 받고 그들 사이에는 상당히 높은 상관관계가 있는 것으로 알려졌다. 반면에 토양수분함량의 경우는 토양호흡과 낮은 상관

관계를 가지며 온대지역에서 낮은 토양수분함량은 토양호흡속도를 감소시킨다고 보고되었다 (Fang et al. 1998). 2010년 4월부터 10월 사이의 연구기간 동안 토양호흡속도와 환경인자 사이의 상관관계를 검토한 결과, 토양 5 cm 깊이의 지온 ($R^2 = 0.91$)이 다른 깊이의 지온 및 기온과 비교하여 더 높은 상관관계를 보였다 (그림 9.11). 한편, 토양호흡은 토양수분함량과는 낮은 상관관계를 보였다.

이러한 측정 자료를 가지고 토양호흡과 온도 사이의 관계에 따른 토양호흡의 온도 민감성을 나타내는 지표로서 Q_{10} 값을 검토한 결과, 기온 및 지온에 대한 Q_{10} 값은 각각 2.4와 2.7로 나타났다. 이는 Raich and Schlesinger (1992)가 제시한 지구 육상생태계의 평균 Q_{10} 값으로 알려진 2.4와 유사한 값이었다. 또한 Moon (2004)이 경남 진주지역의 소나무, 굴참나무 및 굴피나무림에서 얻은 Q_{10} 값 (각각 2.38, 2.11 및 2.07)과도 유사한 수치이었다.

그러나 본 연구에서는 겨울철 측정 자료가 없는 관계로 본 조사지의 정확한 연간 Q_{10} 값을 산출하기는 어려웠다. 강원도 춘천지역의 신갈나무림에서 연간 지온변화에 대한 Q_{10} 값은 5.3을 나타내었고 경기도 광릉지역의 졸참나무림에서 Q_{10} 값은 4.2로 보고되었다. 그리고 온대지역 혼합림들의 Q_{10} 값은 3.4~5.6의 범위를 나타내었다. 한편, 연간 토양호흡 속도와 온도 사이의 관계로부터 구하는 Q_{10} 값은 온도뿐만 아니라 토양수분함량, 뿌리량, 낙엽낙지의 공급량, 토양 미생물과 동물의 계절 변화가 복합적으로 작용하여 Q_{10} 수치에 영향을 주고 있는 것으로 알려져 있다.

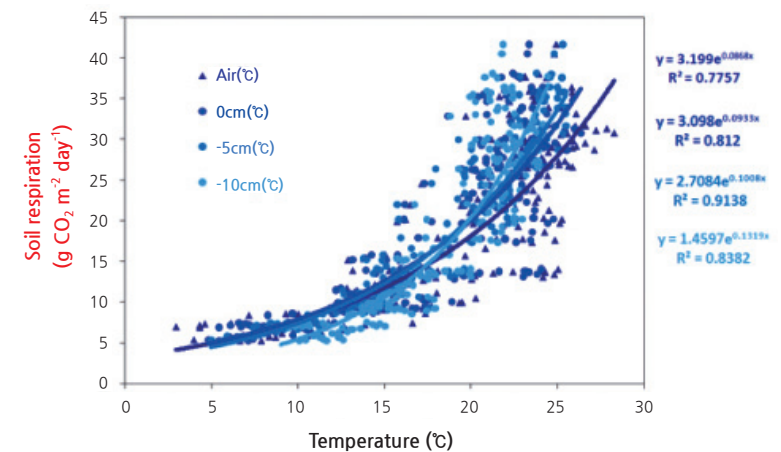


그림 9.11 측정기간 동안 토양호흡과 기온 및 토양온도 사이의 상관관계.

육상생태계에서 토양호흡을 측정하는 방법으로 챔버법, 농도구배법(CO₂의 확산계수법) 및 미기상학적 방법(eddy-covariance method)이 주로 사용되고 있다. 그 가운데 챔버법은 챔버타입에 따라 밀폐형과 개방형으로 크게 구별되고 자동 개폐식은 밀폐와 개방이 시간차로 작동하는 중간타입이다. 그리고 밀폐형과 개방형은 가스의 채취 방법에 따라 다시 정지식, 순환식, 개방식의 세 가지로 구분된다. 그러나 최근 챔버법에 의해 측정된 데이터의 신뢰성은 측정 방법이나 조건에 따라 다르다는 사실이 밝혀지고 이러한 차이가 다양한 육상생태계에서 토양호흡 데이터 사이의 상호비교를 곤란하게 만드는 하나의 원인이 되고 있다. 따라서 신뢰성이 높고 측정 환경에 적합한 챔버법을 사용하기 위해서는 여러 종류 챔버법의 특성 및 측정 방법을 숙지할 필요가 있다. 특히, 본 연구 결과물을 통하여 생태타워 토양호흡 측정에 적용된 멀티 자동개폐식챔버시스템(AOCCs)은 장기생태연구의 목적에 적절하고 장기간에 걸친 연속측정이 가능하여 토양호흡의 일변화, 계절변화, 연변화 등 시간 차원의 변화를 면밀히 밝히고 동시에 환경요인의 변화도 같은 시계열에 따라 파악될 수 있어 야외 현장에서 그 유용성이 매우 높다고 할 수 있다.

참고문헌

- Fang, C., Smith, P., Moncrieff, J. B., and Smith, J. U. 2005. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature* 433: 57–59.
- Raich, J. W., and W. H. Schlesinger, 1992. The global carbon dioxide efflux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus* 44b: 81–99.
- Moon, H. S., 2004. Soil respiration in *Pinus densiflora*, *Quercus variabilis* and *Platycarya strobilacea* stands in Jinju, Gyeongnam province. *Journal of Ecology and Field Biology* 7(1): 57–65.

제2장 대기-식생 사이의 CO₂ 플럭스

박문수 · 이창석 / 대기환경모델링센터 · 서울여자대학교

대기와 식생 사이의 CO₂ 플럭스를 측정하기 위해 관측탑에 빠른 속도로 CO₂ 농도 측정이 가능한 Open Path Gas Analyzer인 LI-7500과 초음파풍속계를 설치하였다. 대기에서의 CO₂ 플럭스를 측정하기 위해 필요한 기기의 유지 및 관리 방법, 자료 처리 방법 및 결과의 일부를 제시하고자 한다.

4.2.1. 기기의 유지 및 관리

4.2.1.1 Open Path Gas Analyzer (LI-7500)

LI-7500를 이용하여 정확한 CO₂와 H₂O 농도 값을 얻으려면 주기적으로 검정을 수행해야 한다. LI-7500의 검정에는 검정 계수의 결정과 영점 및 Span 값의 결정이 있는데, 전자는 제작 회사에서 수행되기 때문에 수행할 필요가 없지만, 영점과 Span 값의 결정은 사용자가 직접 수행해야 한다.

영점은 온도와 화학병의 상태에 영향을 받는다. 온도에 대한 영점의 변화는 CO₂의 경우 0.1–0.2 ppm/°C이고, H₂O의 경우에는 0.01 mmol/m³/°C로 상대적으로 작다. Span값 역시 온도, 화학병의 상태에 의해 영향을 받으며 기압의 영향도 받는다. 온도가 10°C 변화하는 경우 H₂O의 Span값에 1–2% 가량 영향을 미치며, CO₂ Span값에는 그다지 큰 영향을 미치지 않는다. 기압이 40 kPa 가량 변하는 경우 CO₂와 H₂O Span값은 1% 미만의 영향을 미친다.

검정은 자주하면 좋지만 현실적으로 너무 자주하게 되면 검정 기간 동안 결측이 발생하기 때문에 약 6개월마다 하는 것이 바람직하다. 일반적으로 잎이 나기 전인 봄철과 잎이 모두 떨어진 가을철에 하는 것이 좋다. 5A 용량의 퓨즈도 점검하여 문제가 발생할 때마다 교체할 수 있도록 해야 한다.

검정할 때는 다음 물품을 준비한다.

* 화학병 (Ascarite II, Magnesium perchlorate) : 1년

Li-Cor 로부터 7500–950 (part number) 구입 가능함 (그림 10.1)

- * CO₂ 검정 기체 : zero air와 CO₂ Span gas
- * LI610 이슬점 생성기
- * 5A 용량의 퓨즈 (상시 교환)

(1) 화학병의 교체

화학병 (Ascarite II, Magnesium Perchlorate)은 1년 마다 교체해야 하며, 검정할 때 같이 교체하는 것이 좋다 (그림 10.1).

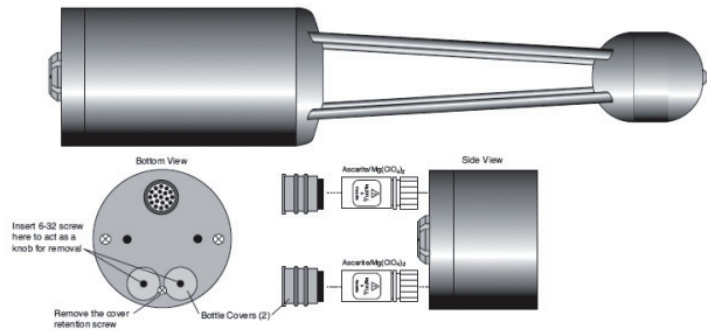


그림 10.1 센서에서 화학병의 위치.

(2) Optical window 청소

LI-7500 optical window 부분을 청소해야 한다 (그림 10.2). 청소는 1달에 1회 천으로 조심스럽게 닦아야 한다.

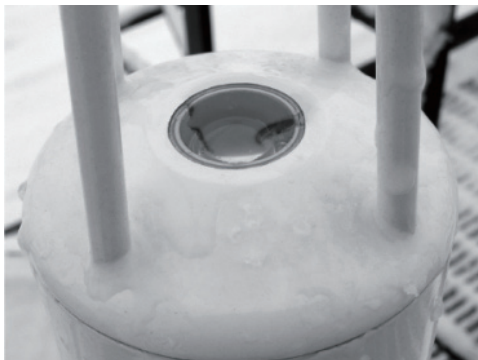


그림 10.2 LI-7500 optical window 부분.

(3) 영점과 Span값 결정

영점과 Span값을 결정하기 위한 LI-7500 센서의 각 부분의 명칭을 그림 10.3에 나타내었다 (그림 10.3).

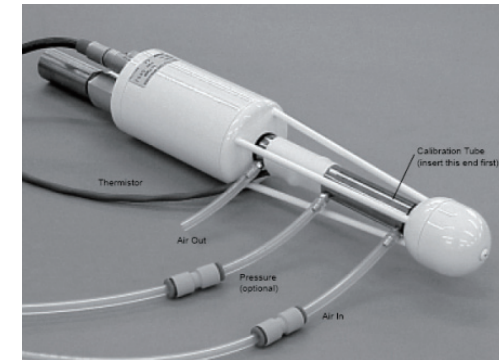


그림 10.3 LI7500 센서 부분의 명칭.

Step 1. 사전 점검

- 1.1 검정 기록을 조사한다. 화학병의 점검 기록을 확인하여 교체 여부를 결정한다. 화학병은 1년 마다 교체해야 한다.
- 1.2 화학병 교체가 필요하지 않다면 Step 3으로 가서 검정을 수행한다.
- 1.3 화학병 교체가 필요하다면 Step 1.4-1.6를 수행하여 교체한다.
- 1.4 Step 3-11과 같이 검정을 수행한다.
- 1.5 Step 2와 같이 화학병을 교체한다. 그리고 새로운 화학물질이 IRGA housing을 세척하기 위해 하루를 기다린다.
- 1.6 Step 3-12의 검정을 반복한다.

Step 2. 화학병 속 화학물질의 교환

- 2.1 IRGA로부터 화학병을 제거한다. 화학병의 화학물질을 처분한다.
- 2.2 병 뚜껑의 O-ring의 부식 또는 손상 여부를 점검한다. 더러운 물질이 있다면 청소하고, vacuum grease를 O-ring에 얇게 바른다. O-ring이 손상되었다면 과정을 멈추고 교체한다.
- 2.3 IRGA와 영점조정을 위한 내부 공간을 약 2 lpm의 공기로 약 30초 가량 불어 낸다.
- 2.4 LICOR에서 공급되는 새로운 화학병을 장착한다.
- 2.5 내부 공간이 효율적으로 세척되기 위해 하루 정도 작동하도록 둔다.

Step 3. 검정 시작

- 3.1 센서를 검정 장비가 있는 곳으로 가져간다. LI-7500이 실내 기온 (약 20 °C)이 될 때까지 약 1시간 동안 기다린다.
- 3.2 센서의 serial number, 날짜 등을 기록한다.
- 3.3 검정 기체의 압력을 기록한다. 검정을 수행하려면 실린더 내부 압력이 500 psi 이상이어야 한다. 만일 500 psi 이하이면 새로운 실린더로 교체한다.

Step 4. LI-610 수증기 생성기 전원

- 4.1 라디에이터(위)와 콘덴서(condenser)의 수위를 확인한다.
- 4.2 이슬점을 15 °C (실내온도보다 약 5 °C 더 낮은 온도)로 맞춘다.
- 4.3 Output 1의 유량은 15에 맞춘다. Output의 유량은 꺼져 있어야 한다.

Step 5. LI-7500 전기함

- 5.1 PC의 Serial cable과 LI-7500의 com 포트를 연결한다.
- 5.2 internal thermistor를 조심스럽게 빼고 검정 후드와 연결된 thermistor 케이블을 연결한다.
- 5.3 IRGA에 전원을 연결한다.
- 5.4 IRGA의 창을 깨끗하게 한다. 휴지 등으로 문지르지 말라.
- 5.5 검정 후드와 연결된 Pressure monitor line을 기압 센서와 연결하라.

Step 6. LI-7500 통신 소프트웨어 실행

- 6.1 IRGA와 연결하라. 프로그램 창에 연결이 활성화되었다는 것이 나타나야 한다.
- 6.2 "Diagnostics" 메뉴를 선택하여 AGC 값을 기록한다. AGC 값은 50-70% 범위 안에 포함되어야 한다.

Step 7. 검정 후드에 LI-7500 Sensor Head를 장착

- 7.1 "Diagnostics" 화면의 AGC 값을 다시 확인한다. 만일 AGC 값이 2 % 이상 변한다면 검정 후드와 센서 헤드를 다시 장착해야 한다.
- 7.2 "diagnostics" 화면의 기압과 온도를 기록한다.

Step 8. Initial offset과 스펠 기울기 기록

- 8.1 "Calibration" 메뉴를 선택하고 "Manual" 탭을 선택하라.

- 8.2 "CO₂ zero", "CO₂ span", "H₂O zero", "H₂O span" 값을 "CO₂ Offset", "CO₂ Span slope", "H₂O offset", "H₂O Span Slope"의 "Initial value" 값으로 각각 기록하라.

Step 9. CO₂와 H₂O의 영점 결정

- 9.1 검정 후드로 zero 기체를 흘려보낸다. 유량이 약 99-100 kPa로 명확하게 흐르는지 확인하라.
- 9.2 소프트웨어에서 "CO₂" 탭을 선택하라.
- 9.3 CO₂ 농도가 떨어지는지 확인하라. CO₂ 농도가 떨어지는 것이 멈추어 일정한 값에 도달할 때까지 유량을 0으로 놓는다 (약 3-5분 걸림).
- 9.4 pre-zero CO₂ 농도 (± 5 umol/mol)와 기압을 기록하라.
- 9.5 소프트웨어를 이용하여 ZERO CO₂를 눌러라.
- 9.6 post-zero CO₂ 농도를 기록하라.
- 9.7 현재 값을 "CO₂ offset"으로 기록하라.
- 9.8 "Calibration" menu에서 "H₂O" 탭을 선택하라.
- 9.9 H₂O 농도가 5분 내에 10 mmol/m³보다 낮게 떨어지는지 확인하라.
- 9.10 Pre-zero H₂O 농도(mmol/m³), 이슬점 (°C), 기압을 기록하라.
- 9.11 소프트웨어를 이용하여 ZERO H₂O를 눌러라.
- 9.12 Post-zero H₂O 농도와 이슬점을 기록하라.
- 9.13 현재 값을 "H₂O Offset"으로 기록하라.
- 9.14 zero 실린더 기압을 기록하고, 검정 후드와 연결된 튜브를 제거하고, 실린더 밸브를 잠근다. 실린더에서 regulator를 제거한다.

Step 10. CO₂ 스펠값 결정

- 10.1 스펠 기체를 검정 후드에 연결하고 99-100 kPa의 느린 속도로 흘려 낸다.
- 10.2 실린더 번호와 CO₂ 농도를 기록한다.
- 10.3 CO₂ Cal. SPAN 메뉴에서 CO₂ 검정 실린더에 표시된 농도를 입력한다.
- 10.4 CO₂ 농도 값이 안정화될 때까지 약 3-5분가량 기다린다.
- 10.5 Pre-Span CO₂ 농도와 기압을 기록한다.
- 10.6 소프트웨어 이용하여 SPAN sensor를 눌러라.
- 10.7 Post-Span CO₂ 농도를 기록한다.
- 10.8 현재 값을 "CO₂ Span Slope"으로 기록한다.
- 10.9 CO₂ 실린더의 기압을 기록하고, 검정 후드와 연결된 튜브를 제거하고, 실린더 밸브를 잠근다. 실린더에서 regulator를 제거한다.

Step 11. H₂O 스펠값 결정

- 11.1 LI-610을 검정 후드와 연결한다.
- 11.2 LI-610의 이슬점 세팅을 기록한다 (예, 15 °C)
- 11.3 H₂O SPAN 메뉴에서 LI-610의 이슬점을 입력한다.
- 11.4 H₂O 농도가 일정한 값에 도달할 때까지 기다린다. 10분에 1°C 이하로 일정해질 때까지 약 30 분까지도 걸릴 수 있다.
- 11.5 Pre-span H₂O 이슬점, 농도, 압력을 기록한다.
- 11.6 소프트웨어 이용하여 SPAN H₂O를 눌러라.
- 11.7 Post-span 이슬점, 농도를 기록한다. 이슬점이 LI-610의 값과 0.2°C 이내에 해당 되어야 한다.
- 11.8 이슬점이 LI-610과 일치하지 않는다면 11.3-11.7 과정을 반복한다. 두세 번의 반복이 필요할 수도 있다.
- 11.9 현재 값을 "H₂O Span Slope" 값으로 기록한다.
- 11.10 LI-610 H₂O를 검정 후드에서 제거하고 LI-610을 끈다.
- 11.11 IRGA 센서 Head에서 검정 후드를 제거한다.

Step 12. 세팅 확인

- 12.1 LI-7500 소프트웨어의 "Output" 세팅을 선택하라.
- 12.2 LI-7500 소프트웨어의 "RS232" 세팅탭을 선택하여 다음 값들을 확인해야 한다.
- 12.3 LI-7500 소프트웨어 연결을 끊는다.

Step 13. 원상태 복귀

- 13.1 검정 후드 thermistor 케이블 제거
- 13.2 internal thermistor 케이블로 교체
- 13.3 기압 튜브를 기압 센서와 연결
- 13.4 외부의 Serial 통신선을 제거하고 내부의 serial 통신선과 연결
- 13.5 전기함을 닫고 센서를 다시 켜다.

4.2.1.2 초음파 풍속계

센서 부위에 오염물질이 침착되어 있다면 물과 세제를 묻힌 천으로 표면이 긁히지 않도록 부드럽게 닦아야 한다. 용매는 사용하면 안 된다. 센서 부위는 눈이나 얼음에 노출된 후에는 자연적으로 서리가 제거되도록 되어 있기 때문에 인위적으로 연장을 써서 얼음이나 눈을 제

거해서는 안 된다. 초음파풍속계는 별도의 검정은 필요 없다.

4.2.1.3 일사량 또는 PAR 측정 센서

1달에 1회 가량 센서 윗부분에 침착한 먼지를 제거해야 한다. 먼지 제거는 공기 펌프 또는 부드러운 솔로 조심스럽게 해야 한다. 센서 옆의 먼지가 빠지는 홈의 먼지도 제거한다.

4.2.2. 통신 방법

CR1000 또는 CR3000에는 두 Serial Port가 있다. 하나는 CS/IO 포트와 RS-232 시리얼 포트가 있다. LI-7500과 초음파 풍속계로부터 자료를 얻는 데이터로거는 CS/IO 포트와 SC532A 인터페이스를 통해 컴퓨터와 직접 연결을 하고, 시리얼 포트와 CDMA 모뎀을 이용하여 사무실의 컴퓨터에서 원격으로 자료를 받을 수 있도록 하였다. 나머지 데이터로거는 시리얼 포트와 CDMA 모뎀을 이용하여 원격의 컴퓨터에 연결 가능하도록 하였다 (그림 10.4).

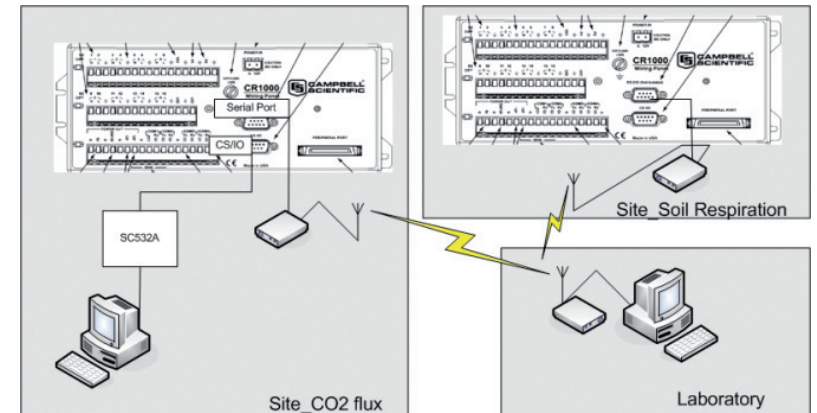


그림 10.4 자료 통신 방법.

4.2.3. 자료 처리 방법

초음파풍속계 자료 또는 LI-7500 자료의 원시자료에서 튀는 자료를 제거한다. 튀는 자료는 센서 수감부에 빗방울과 같은 물방울에 의해 생길 수 있다. 그리고 이 원시 자료를 30분 단위로 자른다 (그림 10.5).

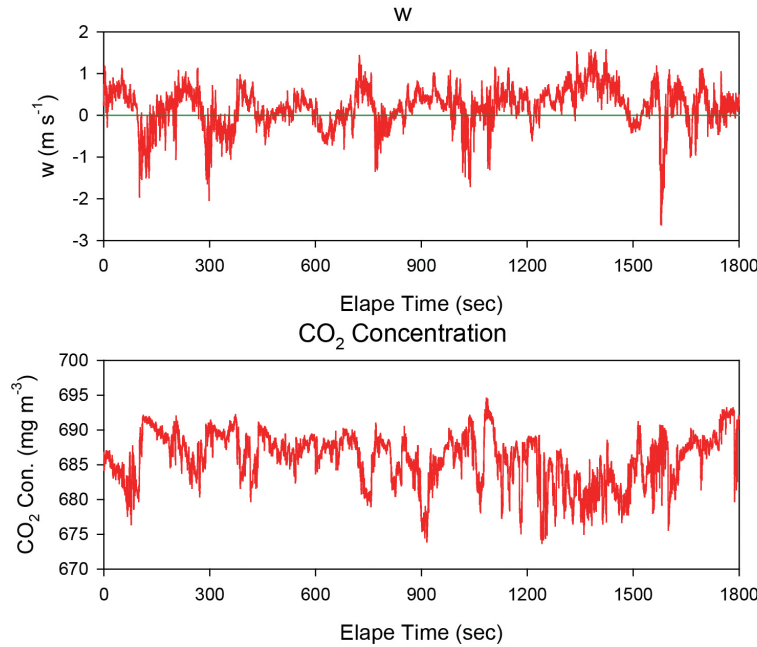


그림 10.5 연직속도 (w)와 CO₂ 농도의 30분 시계열.

각 관측 값의 30분 평균값을 구하여 허용 범위를 초과하는 자료를 제거한다. 그리고 30분 동안 나타나는 기울기 효과를 제거하기 위해 각 자료에 대해 30분 동안의 1차 선형식 ($\bar{y}=at+b$)을 구하여 이를 평균값으로 사용한다 (Park and Park, 2006). 원시자료에서 선형 회귀평균값을 뺀 값을 난류 값으로 설정한다.

$$C'(t) = C(t) - \bar{C(t)} \quad (1)$$

에디공분산법을 이용하여 CO₂ 플럭스를 구한다.

$$F_C = \overline{w'C'} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w'(t)C'(t) \quad (2)$$

30분 공분산 자료에서 나타나는 튀는 자료 (spike)를 제거한다. 각 공분산값에 대해 중앙값 (Median:MAD)에 대한 편차의 절대 값을 사용하여 튀는 자료를 제거한다 (Papale et al. 2000). 즉, 각 변수에 대한 시간편차들의 변화 경향 $d_i = (COV_i - COV_{i-1}) - (COV_{i+1} - COV_i)$ 이 $Md - (\frac{z \cdot MAD}{0.6745})$ 보다 작거나, $Md - (\frac{z \cdot MAD}{0.6745})$ 보다 크다면, 튀는 자료로 간주하여 제거하도록 한다. 여기는 Md는 편차에 대한 중앙값(Median)이고, $MAD = \text{median}(|d_i - Md|)$, 그리고, z는 임계값을 각각 나타낸다.

밀도와 수증기에 대한 보정을 시행하여 CO₂ 플럭스 값을 구한다 (Webb et al. 1980, Fiehrer and Friehe 2002).

$$\bar{w} = (1 + \mu\sigma) \frac{\overline{w'T'}}{T} + \mu \frac{\overline{w'\rho_v'}}{\rho_a} \quad (3)$$

여기서, $\mu = \frac{M_a}{M_v}$, $\sigma = \frac{\rho_v}{\rho_a}$, 를 각각 나타낸다. CO₂ 플럭스

$$F_C = \overline{w'\rho_c'} + \mu \frac{\rho_c}{\rho_a} \overline{w'\rho_v'} + (1 + \mu\sigma) \frac{\rho_c}{T} \overline{w'T'} \quad (4)$$

로 계산된다. 각 플럭스에 대해 월평균 일변화 경향 및 월평균 플럭스를 계산한다.

4.2.4. 남산에서 CO₂ 농도 및 플럭스 분석 사례

그림 10.6은 남산에서 2010년 6월 4일부터 6일까지 3일 동안 관측한 CO₂ 농도와 플럭스 분석의 예를 제시한 것이다. 그림 10.6a는 관측 기간 동안 풍속과 풍향의 시계열을, 그림 10.6b는 CO₂ 농도의 시계열을, 그림 10.6c는 CO₂ 플럭스의 시계열을 각각 나타낸 것이다 (Joo et al. 2011). 여름철에 CO₂ 농도의 경우 낮에는 낮고, 밤에는 큰 값을 나타내며, CO₂ 플럭스는 낮 동안에는 식생이 광합성 과정을 통해 CO₂를 흡수하기 때문에 하향 플럭스 값을, 야간에는 호흡에 기인한 상향 플럭스 값을 나타낸다.

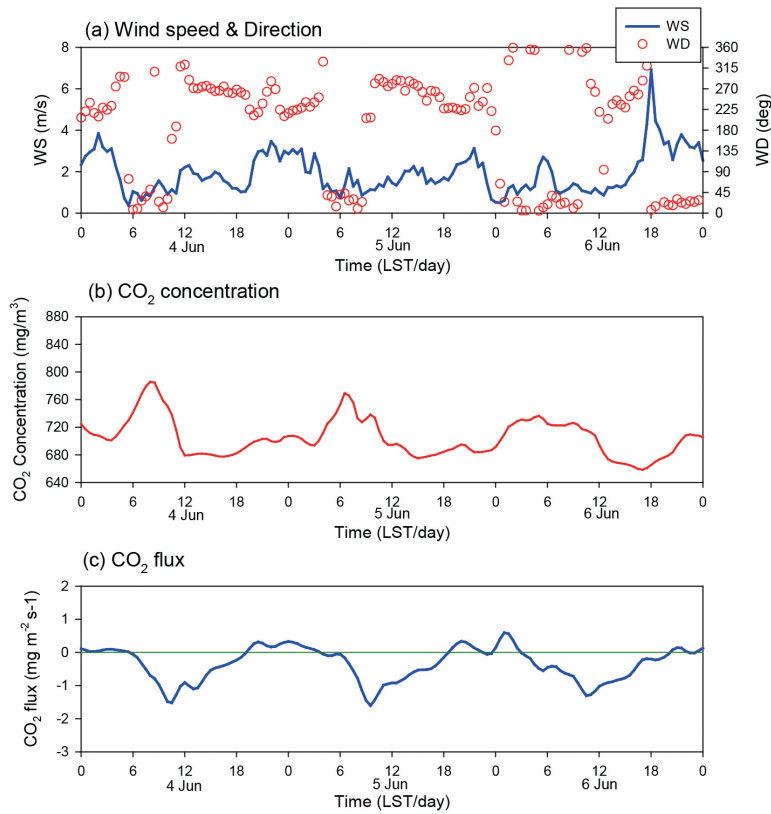


그림 10.6 2010년 6월 4일부터 6일까지 남산에서 측정된 (a) 풍속과 풍향, (b) CO₂ 농도, (c) CO₂ 플럭스의 시계열 (Joo et al. 2011).

그림 10.7은 남산과 보라매공원 주변 주거지역에서 비 생육기 (3월), 생육기 (6월), 생육 후 기 (9월)로 나누어 관측한 CO₂ 농도와 플럭스 분석 결과를 제시한 것이다 (Park et al. 2011). CO₂ 농도는 두 장소에서 모두 식물의 비 생육기인 이른 봄에 최고치를 보였고, 생육기인 여름에 최저치를 보였다. 또한, 두 장소에서 모두 낮에는 낮고, 밤에는 높은 값을 나타내었다. CO₂ 플럭스의 경우 두 장소가 뚜렷한 차이를 보였다. 남산의 경우 낮 동안에는 하향 플럭스 값을 그리고 야간에는 상향 플럭스 값을 나타내었다. 이는 밤에는 남산이 작은 이산화탄소 발생원으로 기능하지만 낮에는 이산화탄소 흡수원으로 기능하는 것을 의미한다. 보라매공원 주변 주거지역에서는 낮과 밤 모두 상향 플럭스 값을 나타내었다. 이는 이 지역이 늘 이산화탄소 발생원으로서 기능하고 있음을 의미한다. 그 중에서도 특히 오전 6시부터 10시 사이와 오후 6시부터 자정 사이에 발생량이 많았는데, 이는 이산화탄소 발생이 출퇴근시간의 자동차 사용과 가정에서의 식사 준비와 난방을 위한 에너지 사용과 관련된 것으로 분석된다.

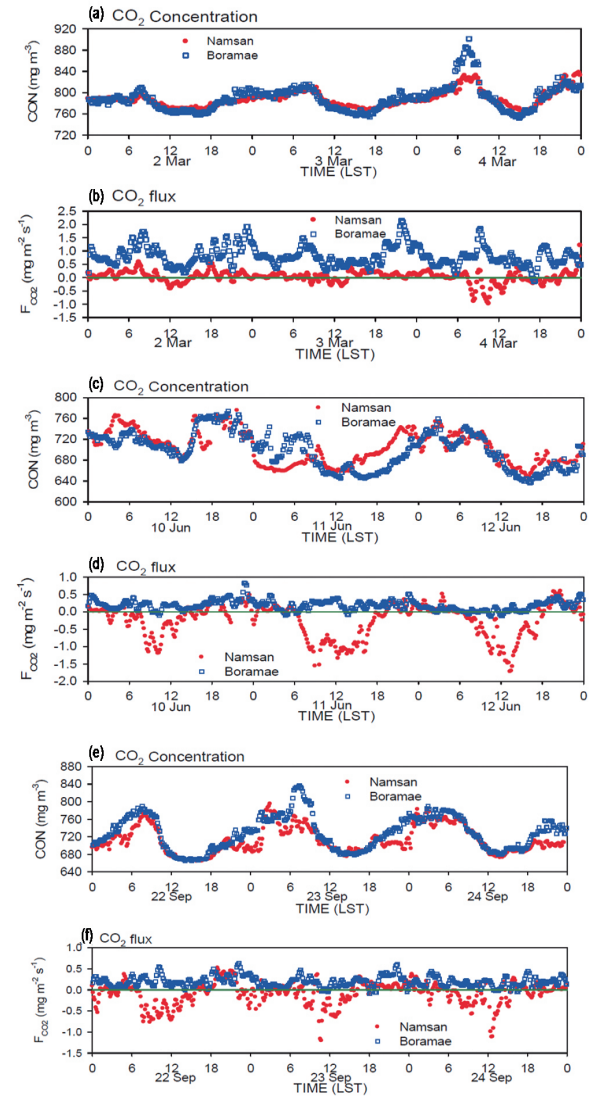


그림 10.7 남산과 보라매공원 주변 주거지역에서 측정된 (a) CO₂ 농도 (3월), (b) CO₂ 플럭스의 시계열 (3월), (c) CO₂ 농도 (6월), (d) CO₂ 플럭스의 시계열 (6월), (e) CO₂ 농도 (9월), (f) CO₂ 플럭스의 시계열 (9월) (Park et al. 2013).

- Fuehrer PL, Friehe CA, 2002. Flux corrections revisited, *Boundary-Layer Meteorology* 102: 415–457.
- Joo SJ, Park MS, Kim GS, Lee CS, 2011. Measurement of CO₂ flux in a cool-temperate deciduous forest (*Quercus mongolica*) of Mt. Nam in Seoul, Korea, *Journal of Ecology and Field Biology* 34(1): 95–105.
- Papale D, Reichstein M, Aubinet M, Canfora E, Bernhofer C, Kutsch W, Longdoz B, Rambal S, Valentini R, Vesala T, Yakir D, 2006. Towards a standardized processing of net ecosystem exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation, *Biogeosciences* 3: 571–583.
- Park MS, Park SU, 2006. Effects of topographical slope angle and atmospheric stratification on the surface-layer turbulence, *Boundary-Layer Meteorology* 118(3): 613–633.
- Park MS, SJ Joo, CS Lee, 2013. Effects of an urban park and residential area on the atmospheric CO₂ concentration and flux in Seoul, Korea. *Advances in Atmospheric Science*, 30(20): 503–514.
- Webb EK, Pearman GI, Leuning R, 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 106: 85–100.

기후변화가 현실로 나타나고 있다. 이러한 기후변화의 원인으로 과학자들은 화석연료의 연소와 토지이용 변화로 CO₂를 비롯한 온실효과기체의 대기 중 농도 증가를 주목해왔다.

기후변화가 생태계에 미친 영향도 분명해지고 있다. 일찍 찾아오는 봄, 이른 개화, 생육기간의 연장, 새와 곤충을 비롯한 동물개체군의 이동, 산지 빙하의 퇴각 등이 이러한 징후를 대변하고 있다. 가뭄, 홍수, 질병, 해충 발생, 산불 등의 기상이변과 재해도 늘어날 전망이다. 이러한 변화로 교란이 일어나면서 CO₂의 고정원 (sink)이었던 삼림이 발생원 (source)으로 변하는 사례도 나타나고 있다. 습지에 대한 영향도 우려되고 있다. 이미 인간 간섭으로 심하게 훼손된 습지가 기후변화에 따른 증발량 증가로 더 큰 영향을 받을 것으로 예상된다. 기후와 탄소순환의 상호작용에 의한 영향도 예상된다. 대기 중의 CO₂농도 증가는 몇몇 식물의 생장 증가를 가져오지만 그 농도가 더 증가하거나 온도 증가가 병행될 때 생장은 감소하는 것으로 나타나고 있다. 나아가 그 영향은 물질순환체계에도 미쳐 증가된 CO₂농도가 질소 흡수를 억제하는 현상도 관찰되고 있다.

이처럼 기후변화의 생태계에 대한 영향이 복잡하고 다양하게 진행되고 있지만 이러한 분야에 대해 국내에서 이루어진 결과는 거의 없다. 기온 및 해수 온도 변화, CO₂ 농도 변화, 식생대 변화, 해산물 분포 변화 등과 같은 기초정보가 수집되고 있는 정도이다. 그러나 선진국의 경우는 이미 이러한 수준을 넘어 기후변화에 대비한 생태계의 적응관리 측면에서 다양한 연구가 진행되고 있다.

지구의 환경은 끊임없이 변화해 왔지만, 그 속도는 매우 완만했기 때문에 종들은 환경변화에 맞춰 몸을 적응시키거나 적당한 환경으로 이동하며 생존해 왔다. 지구는 역사적으로 빙하기와 간빙기가 반복되어 왔지만 그러한 변화는 지금과 비교할 수 없을 정도로 오랜 기간에 걸쳐 일어났다. 따라서 오늘날도 지구의 온난화가 서서히 진행된다면 생물들도 변하는 온도환경에 적응하거나 생육지를 변하는 기후대로 천천히 이동시켜 생존을 유지해 나갈 수 있을 것이다. 하지만 현재의 지구온난화는 생물이 이동하거나 적응할 수 없을 정도로 빠른 단기간에 급격한 온도 증가형태로 나타나고 있다. 따라서 이처럼 빠른 온도상승에 대한 적응과 부적응의 차이는 안정된 경쟁 관계 하에서 유지되던 군락의 성립과 종의 서열관계에 혼란을 초래하게 되고, 그러한 과정에서 일부 종과 생태계는 열세적 지위에서 우위적 지위를 획득할 것으로 예측되지만 대부분의 생태계와 그 구성 종은 빠른 온도환경 변화에 적응하지 못하고 그 지

역에서 절멸되거나 흔적종으로 남을 가능성이 강하게 제기되고 있다 (Mayeux et al. 1991, Johnson et al. 1993, Ehleringer et al. 1997, Street-Perrott et al. 1997, 이 등 2011).

4.3.1. 기후변화 적응연구의 필요성

지구온난화를 유발하는 CO₂를 포함한 온실기체는 화학적으로 매우 안정하여 일단 대기 중으로 배출되면 50~300년 정도 대기 중에 정체하는 것으로 알려져 있다. 따라서 설령 전 세계가 온실기체 배출을 하지 않더라도 지구온난화는 상당기간에 걸쳐서 진행될 수밖에 없는 숙명적인 일로 받아들여지고 있다. 뿐만 아니라, 현재 인류가 배출하고 있는 온실기체의 양은 교토의정서 체제에서 최대한 억제하는 방향으로 노력하고 있지만, 중국, 인도, 브라질, 러시아를 비롯한 후발 개도국의 폭발적인 배출량 증가로 인해 그 절대량은 향후에도 상당기간 증가할 것으로 예상되고 있다. 따라서 온실기체 배출량 저감을 통하여 지구온난화를 억제하는 노력과 병행하여 지역별로 미래에 숙명적으로 다가올 기후변화에 적응하여 살아갈 수 있는 대응책을 찾아야 한다. 이것은 IPCC의 공식적인 권유사항이기도 하다.

4.3.2. 기후변화 적응연구에서 생태적 검토의 필요성

환경문제는 인간 활동의 영향으로 그것이 본래 가지고 있던 생태적 기능이 파괴됨에 따라 그 역기능이 초래되어 생태계의 질서와 법칙이 깨진 상태를 말한다. 이러한 환경문제는 자연에 대한 인간의 충돌로부터 발생 한다. 지금까지 이러한 환경문제의 원인을 밝히고 해결책을 마련하기 위한 노력이 계속되어 왔지만 그 대부분이 기술 지향적 노력이었다. 그러나 이러한 기술적 접근이 "어떠한 에너지 전환과정도 100% 효율을 기대할 수 없다"는 자연의 법칙에서 예외일 수는 없으며, 100%효율에 미달하는 정도의 분산에너지는 여러 가지 환경문제를 유발시키고 있다. 따라서 아무리 고급 기술이 개발된다고 하여도 환경문제 해결의 측면에서 완벽한 것은 되지 못한다.

한편, 생태계는 외부로부터 받는 압력에 대해 전적으로 무방비 상태인 것은 아니고 어느 수준까지는 견딜 수 있는 항상성을 지니고 있고, 그 과정에서 자정능력을 발휘하여 환경오염을 저감시키는 기능을 가지고 있다. 따라서 이러한 환경문제에 대응하기 위한 가장 근본적인 방법은 우리가 환경 문제의 심각성을 깨닫고 생태계가 받는 피해를 그것의 완충능력, 즉 항상성 수준으로 줄이기 위해 협동적으로 노력하는 것이 된다.

그러면 환경문제는 왜 발생할까? 많은 사람들은 환경문제의 발생을 오염물질의 배출과 연관시킨다. 그러나 환경문제가 오늘날과 같이 심각하게 대두되지 않았던 옛날에도 오염물질은 배출되었다. 그러면 환경문제는 오염물질이 많은 양으로 배출되어 발생하는 것일까? 물론

그렇게 인식할 수도 있다. 그러면 여기에서 우리는 많다는 의미를 다시 생각해 보아야 할 것이다. 환경을 지배하는 생태학(ecology)의 원리를 적용하면, 이 말은 오염원(source), 즉 인간환경과 그 고정원(sink), 즉 자연환경 사이의 기능적 관계를 저울질하여 평가할 수 있다. 오염원이 고정원보다 크면 많다는 표현을 할 수 있을 것이고, 그 반대의 경우라면 적다는 표현이 가능할 것이다.

그런 점에서 오염원을 줄이기 위한 노력뿐만 아니라 그 고정원을 늘리기 위한 노력 또한 중요한 환경문제 해결책이라고 볼 수 있다. 전자가 기술적 환경문제 해결책이라고 한다면 후자는 생태적 해결책이라고 부를 수 있다.

원래 균형을 유지하던 지구적 차원의 탄소수지가 과도한 화석연료 사용과 토지이용 변화로 균형을 상실하며 기후변화를 주도하고 있다 (Houghton 1995, UNEP 2009). 기후변화를 주도하는 CO₂농도는 지구적 차원은 물론 국지적 차원에서도 지속적으로 증가하는 추세에 있지만 그것의 연 변화는 뚜렷한 계절현상을 보여 겨울에 높고 여름에 낮다 (Amthor 1995, Park et al. 2013). 이것은 온대지역의 숲이 CO₂의 고정원(sink)으로 작용한 결과이다 (Barbour et al. 1999). Eddy 공분산법을 적용하여 토지이용유형이 다른 두 지소의 탄소흐름을 분석한 결과 (Park et al. 2013)는 도시의 주거지역과 자연공원지역이 탄소수지에서 각각 발생원(source)과 고정원으로 기능하고 있음을 분명하게 보여주고 있다. 이런 점에서 이제 우리는 기후변화 문제를 접근하는데 있어서 우리의 사고를 바꾸어야 할 것으로 판단된다. 기후변화를 비롯하여 모든 환경문제에는 발생원과 고정원이 있다. 우리는 환경문제 해결을 발생원을 줄여서 해결할 수도 있지만 고정원을 늘려서 해결할 수도 있다. 기존의 해결책으로서 전자는 주로 공학기술에 근거하고, 후자는 생태적 해결책으로서 생태계서비스 기능에 토대를 둔다 (Amichev et al. 2008, Palmer et al. 2014).

4.3.3. 기후변화 적응 수단으로서의 생태계 서비스 기능

아직 국내에는 복잡한 상호관계로 얽혀있는 기후변화문제를 체계적으로 다룰 수 있을 만큼 충분한 자료가 축적되어 있지 않다. 그럼에도 불구하고 기온 상승, 해수면 상승 등 기후변화 관련 수치는 세계 평균치를 크게 웃돌고 있다. 생태계 변화 또한 빠르게 진행되고 있다. 봄부터 초여름 사이에 자라던 소나무 가지는 늦여름에 다시 생장하기 시작하여 가을은 물론 겨울에도 생장하고 있다. 따라서 1년에 한 마디만 자라던 소나무가 두 마디씩 생장하여 마디 수로 나이를 헤아릴 수 없게 만들고 있다. 또 이렇게 정해진 생장기간을 벗어나 자라던 어린 가지가 시간이 부족하여 미처 월동준비를 못한 채 예외적으로 추운 겨울을 맞아 고사되는 현상도 나타나고 있다. 벚꽃의 개화일은 점점 앞당겨져 1900년대 초반과 비교해 보름이상 앞당겨졌다. 그 결과 오락도구인 '화투'로 표현된 식물의 개화 시기는 양력보다 대략 한 달 정도 빠

른 음력기준으로 표시되었지만 지금은 양력기준으로도 얼추 맞아떨어지고 있다. 식물 계절이 크게 바뀌고 있는 것이다. 식물이 생산자로서 많은 동물들이 그것에 의존하고 있음을 고려하면 관찰된 기록은 없어도 동물들의 경우도 어떤 변화가 일어났을 가능성이 높다. 생물의 이주 현상도 종종 보고되고 있다. 열대지역 동물들이 찾아드는 빈도가 점점 늘어나고 있을 뿐만 아니라 이동속도가 느린 식물의 움직임도 눈에 띄고 있다. 아고산 지역에 자리 잡고 있는 우리나라 특산식물인 구상나무 숲은 온대식물들에 밀려 눈에 띄게 감소하고 있고, 상록활엽수들의 복진도 여기저기서 관찰되고 있다.

이처럼 기기로 측정하는 기상자료만으로는 해석할 수 없는 기후변화 현상들이 여기저기서 눈에 띄고 있다. 기후변화에 대한 적응 또한 마찬가지다. 숲은 증산작용을 통해 기후를 조절하는 기능을 발휘하고, CO₂를 흡수하여 기후변화를 가져오는 원인요인을 제거하기도 한다. 따라서 자연공간이 차지하는 비율이 낮아 기후변화를 선도하는 도시지역에서 숲을 복원하면 기후변화 완화가 가능하고 그것을 통해 적응을 이루어낼 수 있다. 이러한 문제를 해결하기 위해 우리가 사용하는 기기나 기술은 부분적으로는 효율이 더 뛰어나지만 자연이 발휘하는 것처럼 이러한 복합기능은 발휘할 수 없다. 따라서 기후변화를 비롯하여 각종 환경문제를 진단하고 예측하며 적응을 이루어내는데 생태계가 발휘하는 생태계서비스 기능을 활용하는 사례가 점차 늘어나고 있다.

우리가 사는 집 뜰의 나무들이 먼지나 오물 그리고 우리가 숨 쉬는 공기 중의 해로운 물질들을 제거하여 우리의 환경을 정화하고 있다. 때로 자연은 우리에게 난방연료를 주기도 하고, 질병의 고통을 덜어주기 위한 약품을 제공하기도 한다. 자연생태계는 이처럼 인간문명이 의존하는 생명부양기능을 수행한다. 인간의 활동이 주의 깊게 계획되고 관리되지 않으면 이처럼 소중한 생태계가 손상되거나 파괴되어 그들이 주는 혜택을 누릴 수 없다.

인간을 비롯하여 지구상의 수많은 생물종들은 여러 가지 방식으로 서로 상호작용한다. 종들 사이의 이러한 상호작용이 생태계의 특징으로 자리잡고 있다. 생태계는 인간이 혜택을 받는 많은 서비스를 제공한다. 생태계 서비스는 토양, 동·식물, 공기, 물 등의 자연자산을 우리가 가치를 매길 수 있는 것으로 전환시킨 것이다. 생물들이 햇빛, 탄소, 질소 등의 원재료를 가공하여 비옥한 토양을 만들어내면 이러한 전환은 생태계 서비스가 되는 것이다. 우리가 자연자산을 파괴시키면 이러한 혜택을 파괴시키는 것이 된다. 그러나 역으로 우리가 우리의 자연자산을 보호하고 잘 유지시키면 우리는 그들로부터 더 큰 혜택을 돌려받는다. 자연과 인간 사이의 관계에서 “가는 말이 고와야 오는 말이 곱다”는 우리 속담의 실체를 발견한다. 이제 자연을 바라보는 우리의 시각이 바뀌어야 할 시점이다.

생태계 서비스 기능은 생태계가 발휘하는 생명부양기능으로 그것을 통해 인간이 얻을 수 있는 유·무형의 혜택을 의미한다. 이 과정은 우리 인간에게 이로운 물질(식량, 물, 섬유 및 목재), 에너지(생물량) 및 새로운 정보(특히 농업 및 제약 산업)를 지속적으로 제공한다. 나

아가 생태계 서비스기능은 토양비옥도 유지, 수리조절, 탄소고정(기후 안정화 유도), 산소공급, 작물의 수정 및 자연적 해충 조절기능을 통해 인간에게 간접적 혜택을 준다. 그밖에 생태계 서비스 기능은 심미, 휴양 또는 문화적 가치와 같은 편익도 제공한다. 그러한 생태계 서비스 기능은 우리의 생활수준 향상에 기여하지만 그 자체로서는 화폐로 계산할 수 있는 상품가치를 갖는 것은 아니다. 하지만 생태계 서비스 기능이 발휘하는 생명부양기능은 무엇보다 중요하며 인간은 이러한 기능의 지속적인 유지없이 생존할 수 없다.

자연생태계와 그 안의 식물과 동물들은 우리가 모방하기 매우 힘든 서비스를 제공한다. 생태계 서비스 기능을 화폐가치로 정확하게 산정하는 것은 불가능하지만 어느 정도인지는 개략적으로 계산할 수 있다. 이들 서비스 기능 중 많은 것은 겉보기에 무료로 제공되는 듯해 보이지만 수조 달러의 가치가 있는 것으로 평가된다. 한 가지 예를 들어보자.

농경유출수와 하수오물로 뒤덮이기 전 캣스킬 유역은 뉴욕시에 미국 최고 수준의 물을 공급하였다. 그 물이 상수원 수질 기준 이하로 떨어졌을 때 시 당국은 인위적 여과시설 설치를 검토하기 위해 그 비용을 조사하였다. 설치비용은 60억 내지 80억 달러로 나왔고, 여기에 매년 3억 달러의 관리비용이 추가로 필요한 것으로 평가되었다. 한때 무료로 제공되던 것에 대해 인위적 간섭으로 인한 수질악화로 고가의 비용을 지불하게 된 것이다. 뉴욕시는 인위적 수처리시설을 도입하는 대신 그 비용의 일부인 6억 6,000만 달러를 캣스킬 유역이 과거에 가졌던 자연자원을 복원하는 데 투자하기로 결정하였다. 복원사업이 완료된 후 이 유역은 다시 맑은 물이 흐르게 되었고, 뉴욕시의 상수원 역할도 회복하였다. 그 결과로 유역의 대규모 복원과 보존이 수처리시설을 건설하는 비용의 대안으로서 경제적으로도 효율적인 선택으로 평가받고 있다. 나아가 이 유역의 복원과 관리는 레크리에이션 장소 제공과 홍수조절 기능과 같은 다른 편익도 제공하고 있다.

이처럼 자연생태계가 발휘하는 기능을 그것을 대신하는 인위시설에 소요되는 비용으로 환산하여 계산하였을 때, 전 세계의 생태계가 발휘하는 생태적 서비스 기능의 전체 가치는 적어도 33조 달러가 될 것으로 평가되고 있다. 이 양은 전 세계 GNP의 두 배에 해당한다. 어마어마한 양이기에 그러한 서비스 기능을 대체할 수 있는 대안은 없어 보인다. 더구나 이러한 계산에서 아직은 시급하지 않은 산소생산과 같은 몇 가지 중요한 생태계 서비스 기능은 계산에 포함시키지 않았다. 이런 점에서 그 가치는 앞으로 더욱 늘어날 전망이다.

이처럼 생태계가 발휘하는 서비스기능은 다양하고 큰 가치가 있다. 더구나 그러한 기능은 내구성이 길어 반영구적이며 관리를 위한 비용도 거의 필요 없다. 또 아직 밝혀지지 않은 기능도 많다. 이들을 밝혀 활용하는 지혜를 발휘하면 자연과 인간의 건강은 물론 필요한 기능을 얻기 위해 투자하는 비용을 줄여 경제의 건강도 회복할 수 있을 것이다.

우리 인간의 건강문제를 해결하기 위한 약품개발에서 효과는 빠르지만 부작용도 뒤따르는 약의 문제점을 해결하기 위해 생약이 신약개발을 주도하고 있다고 한다. 기술적 환경문제

해결책도 마찬가지다. 에너지를 사용하는 이 해결책은 어떤 에너지 전환과정에서도 100% 효율을 기대할 수 없는 자연의 법칙 상 분산에너지가 발생하고, 이는 또 다른 환경문제를 유발할 수 있다. 그런 점에서 생태계서비스 기능은 어떤 부작용도 없이 생태계의 건강을 지켜낼 수 있는 생약인 것이다.

4.3.4. 토지이용 유형과 기후변화 사이의 관계

한반도는 국토의 약 70%가 산지로 이루어져 있다. 그 지형은 한쪽으로 치우쳐 있는 경동지형(傾動地形)으로 동쪽은 높고 서쪽은 낮은 동고서저의 형태를 띤다. 토지이용은 이러한 지형의 영향에 지배되어 고도가 낮고 경사가 완만한 서쪽지방에서는 토지이용강도가 높은 반면에 백두대간을 중심으로 고도가 높고 경사가 가파른 동쪽 지역의 토지이용강도는 낮다. 이러한 자연적 특성에 인문지리적 특성이 더해져 수도권과 영남 지역의 토지이용강도가 다른 지역과 비교해 높게 나타났다(그림 11.1).

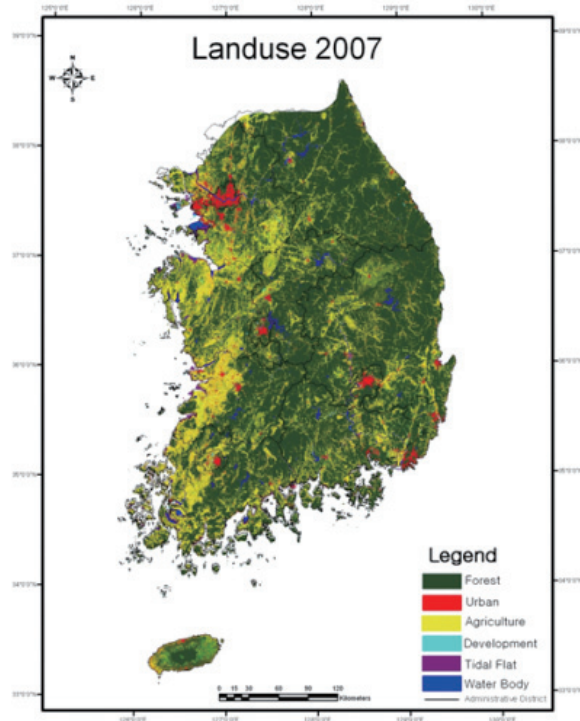


그림 11.1 한국의 토지이용유형 지도.

우리나라에서 30년 이상의 기온측정치를 가진 지역을 대상으로 시간이 경과함에 따른 연평균 기온의 변화를 분석하여 지역 별 기온 상승계수를 구하였다. 그런 다음 지역 별 기온상승계수의 등치선을 연결하여 기후변화지도도를 작성하였다(그림 11.2). 이 기후변화지도도를 분석한 결과 지역 별 기온상승계수는 토지이용강도에 비례하는 경향이었고, 즉 기온은 토지이용강도가 높은 수도권과 영남지역에서 빠르게 증가하는 경향이었고, 백두대간을 중심으로 토지이용강도가 낮은 지역에서는 기온상승이 거의 이루어지지 않았다.

지구적 차원의 탄소순환에서도 인간 활동에 따른 토지이용 변화가 대기 중 CO₂ 농도를 높이는 주요인으로 등장하고 있다(그림 11.3). 또 토지이용강도가 다른 지역을 비교하면 대기 중 CO₂의 농도 차이가 나타나고 있다(그림 11.4). 국내의 지자체 별 탄소수지를 분석한 결과(그림 11.5)에서도 지역 간 차이가 관찰되고 있다. 우리나라의 CO₂ 총 배출량은 2009년 기준으로 565,584,050 ton이고, 총 흡수량은 73,913,215 ton으로 흡수량이 배출량의 13.1% 수준에 불과하지만 흡수량이 배출량을 넘어서는 지자체도 나타났다. 그러한 지자체는 강원 10, 경북 8, 전남 7, 경남 5, 전북 3, 충북 3 및 경기 3개 지자체로 나타나, 강원도 지역이 가장 많은 것으로 나타났다.

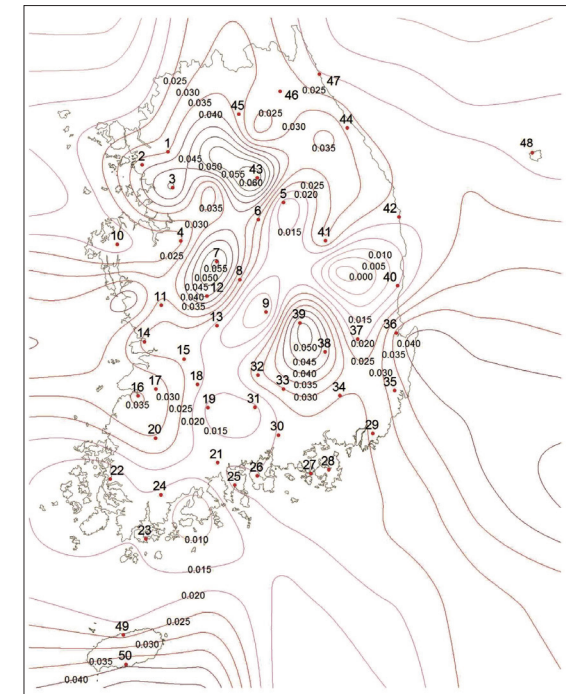


그림 11.2 우리나라에서 국지적 기후변화 차이를 보여주는 기온상승계수 등치곡선 지도.

지자체별 탄소수지의 분포도를 보면, 토지이용유형을 표현한 지도와 밀접한 연관성을 보여, 그 강도가 높은 지역은 CO₂ 배출량이 많고, 강도가 낮은 지역은 그 흡수량이 배출량보다 많은 것으로 나타났다. 후자는 백두대간 지역에 집중 분포하는 경향이있다.

이러한 결과로부터 기후변화 유발요인으로 토지이용강도의 중요성을 확인할 수 있고, 나아가 기후변화 완화와 적응 전략으로 효율적인 토지이용 및 생태적 복원의 활용가능성을 기대할 수 있다.

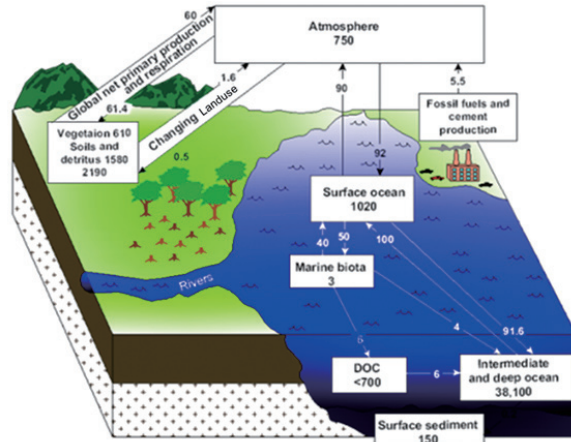


그림 11.3 지구적 차원의 탄소순환에서 주요 저장 풀 (Gt)과 이동 경로 (화살표, Gt). (Schimel 1996을 이용하여 재작도).

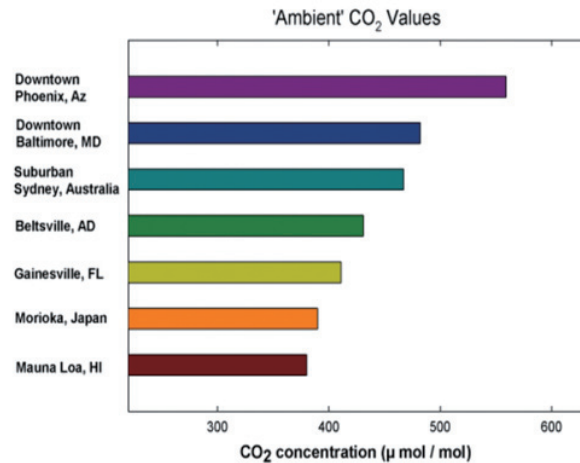


그림 11.4 토지이용 강도가 다른 지역 간 CO₂ 농도 차이.

한편, 인공위성 사진을 분석하여 얻은 서울지역 지표온도의 공간분포를 보면, 한강을 비롯한 하천 주변과 북한산을 비롯한 산림지역의 온도가 낮고, 토지이용 강도가 높은 도시화 지역의 온도가 높게 나타났다 (그림 11.6). 지표온도는 도시화 지역 사이에도 차이를 보여 오래된 아파트가 많은 강남권의 온도가 강북의 도심지역보다 낮게 나타났다. 또 복원된 양재천 주변의 온도가 그곳으로부터 먼 지역보다 낮게 나타났다. 이러한 결과는 하천복원을 비롯하여 식생복원이 기온상승 억제효과를 발휘하여 기후변화를 완화시킬 수 있음을 의미한다. 하천복원이 가져오는 기온상승 저감 효과는 복원된 청계천 주변에서도 이미 확인된 바 있다 (Kim et al. 2008, 이 등 2007).

이러한 결과를 통해서 볼 때 도심지역에 많은 수로 존재하는 복개된 하천이나 자투리땅을 복원하면 다른 지역과 비교하여 빠르게 진행되고 있는 도시지역의 기후를 완화하여 기후변화 적응을 이루어내는데 크게 기여할 수 있을 것으로 기대된다.

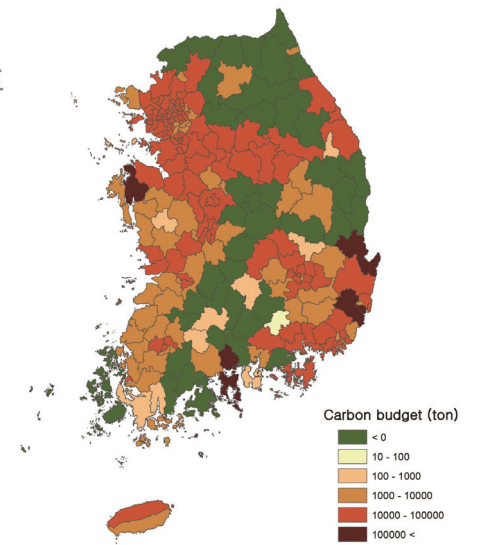


그림 11.5 지자체 별 탄소수지.

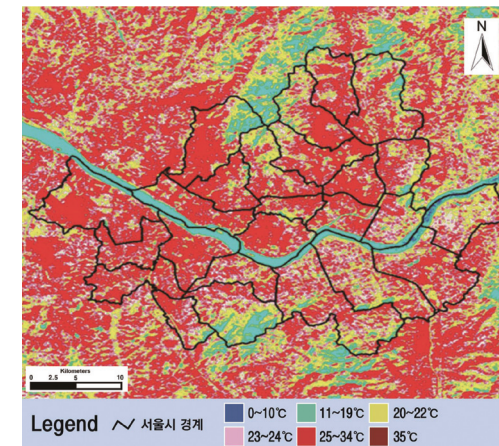


그림 11.6 서울의 지표온도 공간분포.

4.3.5. 토지이용유형 별 탄소수지 평가

원래 균형을 유지하던 지구적 차원의 탄소수지가 과도한 화석연료 사용과 토지이용 변화로 균형을 상실하며 기후변화를 주도하고 있다 (Houghton 1995, UNEP 2009). 기후변화를 주도하는 CO₂ 농도는 지구적 차원은 물론 국지적 차원에서도 지속적으로 증가하는 추세에 있지만 그것의 연 변화는 뚜렷한 계절현상을 보여 겨울에 높고 여름에 낮다 (Amthor 1995, Park et al. 2013). 이것은 온대지역의 숲이 CO₂의 고정원 (sink)으로 작용한 결과이다 (Barbour et al. 1999). 또 Eddy 공분산법을 적용하여 토지이용 유형이 다른 두 지소의 탄소 흐름을 분석한 결과 (Park et al. 2013)는 도시의 주거지역과 자연공원지역이 탄소수지에서 각각 발생원 (source)과 고정원으로 기능하고 있음을 분명하게 보여주고 있다. 이런 점에서 이제 우리는 기후변화 문제를 접근하는 데 있어서 우리의 사고를 바꾸어야 할 것으로 판단된다. 기후변화를 비롯하여 모든 환경문제에는 발생원과 고정원이 있다. 우리는 환경문제를 발생원을 줄여서 해결할 수도 있지만 고정원을 늘려서 해결할 수도 있다. 기존의 해결책으로서 전자는 주로 공학기술에 근거하고, 후자는 생태적 해결책으로서 생태계서비스 기능에 토대를 둔다 (Amichev et al. 2008, Palmer et al. 2014). 생태학적 측면의 기후변화 해결책은 토지이용유형 별 탄소수지를 평가하는 것에서 출발한다.

기후변화에 따른 생태계 변화는 생태계가 갖는 물질순환과 에너지 흐름 같은 기능적인 변화를 수반한다. 이러한 기능적인 변화 중 대기-식생-토양 사이에 일어나는 탄소의 순환은 미래의 기후변화 추이에도 매우 높은 관련성을 가지고 있다 (Cox et al. 2000, Prentice et al. 2001).

생태계의 탄소순환은 생산자인 식물이 광합성을 통해 대기의 탄소를 식생에 고정하는 것으로부터 시작되며, 고정된 탄소는 고사목, 낙엽, 낙지 등을 통해 토양으로 공급되어 일부는 분해를 거쳐 대기로 환원되고, 일부가 토양에 축적되는 흐름을 가진다. 다양한 식생에 대한 생태계 순생산량을 정량하고 탄소순환기능을 파악하기 위해서는 식생, 토양, 대기로 이어지는 여러 단계의 탄소흐름에 대한 정량이 필요하다. 대기로부터의 탄소 흡수와 토양으로부터의 방출 결과를 종합하면 어떤 생태계가 가지는 순수한 탄소흡수량(순생태계생산량)이 계산된다 (Joo et al. 2011).

이러한 과정을 거쳐 주요 식생유형의 탄소수지를 평가한 결과 자연적으로 성립한 활엽수림, 침엽수림 및 인공조림지는 공히 연간 ha 당 2.3 ton의 탄소 (8.4 ton의 CO₂), 우리나라의 전통 마을 주변에 자주 출현하는 상수리나무숲은 7.6 ton의 탄소 (27.9 ton의 CO₂) 그리고 아파트 정원은 1.4 ton의 탄소 (5.1 ton의 CO₂)를 흡수하는 것으로 나타났다. 한편 인위적으로 조성된 도시공원은 흡수원이기 보다는 발생원으로 기능하여 연간 ha 당 4.2 ton의 탄소 (15.4 ton의 CO₂)를 발생시키는 것으로 나타났다 (그림 11.7). 이러한 결과를 통해서 볼 때,

인위적으로 조성된 도시공원과 아파트 정원 숲을 상수리나무숲을 모방하여 재조성하면 CO₂ 흡수기능을 크게 향상시킬 수 있을 것으로 기대된다.

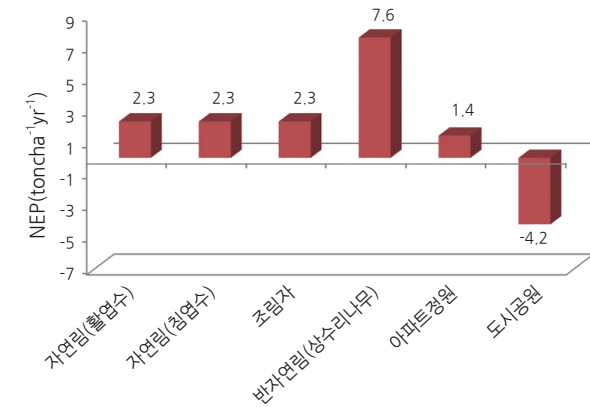


그림 11.7 조경 숲과 자연 숲 사이의 CO₂ 흡수기능 비교.

서울시의 경관생태지도를 보면 (그림 11.8), 조정차원에서 인위적으로 조성된 숲이 차지하는 면적이 매우 넓고 (1,675 ha), 그들은 CO₂ 배출량이 많은 도심지역에 주로 분포한다. 그런 점에서 이러한 숲의 개선은 도심지역의 탄소수지 개선에 큰 기여를 할 것으로 기대된다.

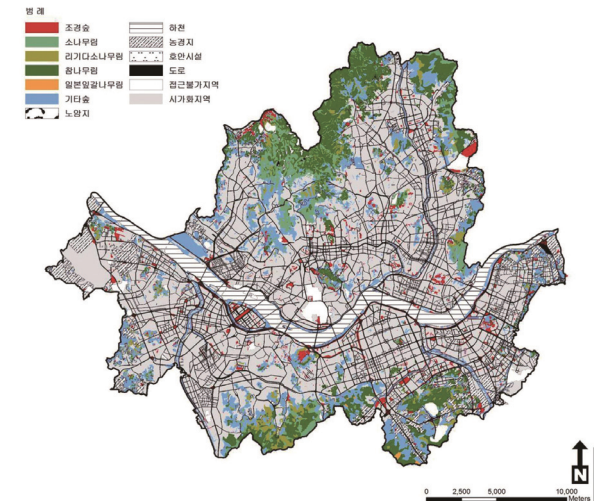


그림 11.8 서울시의 경관생태지도 (서울시 2002).

이들 조정자원에서 인위적으로 조성된 숲 중 도시공원 115.9ha를 제외한 나머지 1,559.1ha를 아파트정원으로 가정하고 그들의 탄소수지를 평가하였을 때 CO₂ 흡수량은 연간 ha당 6,218 ton으로 나타났고, 이들을 상수리나무숲을 모방하여 생태적으로 재정비하였을 경우 CO₂ 흡수량은 39,363 ton으로 크게 늘어날 것으로 평가되었다.

나아가 상수리나무군락의 높은 CO₂ 흡수기능은 이러한 식생이 전반적으로 생태계 서비스 기능이 높다는 것을 의미하므로 다른 차원에서 도시환경개선에 큰 기여를 할 것으로 기대된다. 최근 선진국을 중심으로 자연이 발휘하는 생태계 서비스 기능을 환경개선방안으로 채택하는 추세가 늘어나고 있다. 이제 우리도 전술한 바와 같이 생태적 기능이 떨어지는 숲 조성 방식을 탈피하여 생태적인 방법으로 복원 방법의 개선과 함께 그것을 통해서 이루어 낸 자연이 발휘하는 생태계서비스 기능을 환경 개선에 활용하는 지혜가 요구되는 시점이다.

4.3.6. 강변식생의 CO₂ 흡수기능

한강의 여주구간과 낙동강의 성주 구간에서 측정된 버드나무군락의 순생태계생산량은 $18.3 \text{ tC} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ (순생산량 22.3, 종속영양생물호흡 7.5, 유입량 5.8, 유출량 $2.3 \text{ tC} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ 으로부터 차감 계산)로 나타났다. 그 양을 CO₂ 양으로 환산하면 연간 ha 당 67.1 ton이 된다 (그림 11.9).

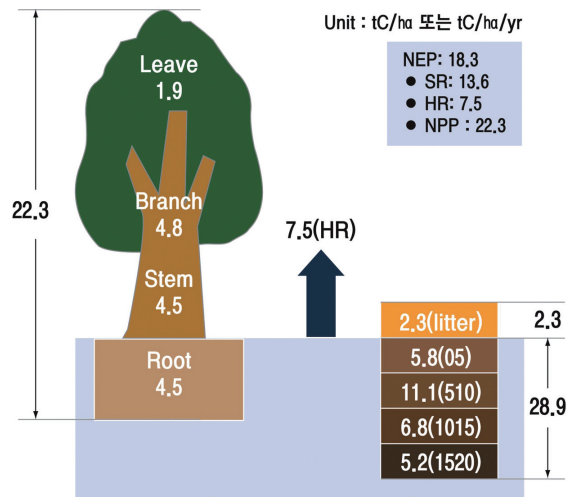


그림 11.8 서울시의 경관생태지도 (서울시 2002).

1990년대 이후 국내에 생태적 복원의 개념이 도입되어 수많은 복원사업이 추진된 바 있다. 그 중 하천 복원이 가장 큰 비중을 차지하고 있다. 그러나 우리나라에서 진행된 하천복원은 생태적 복원 본래의 의미인 잃어버린 자연을 되찾는 사업이기 보다는 인위적 공원을 만드는 데 치중해 왔다. 따라서 선진국에서 진행된 하천복원과 달리 물의 흐름과 함께 하천 복원의 핵심요소인 강변식생을 거의 되살려내지 못하고, 이를 도입한 경우도 해당 장소의 생태적 조건과는 어울리지 않는 식물들이 주로 도입되고 있다. 이제부터라도 생태적 복원이 추구하는 본래의 취지를 살리고, 특히 생태적 복원 전문가의 참여를 통한 전문성을 높여 장소에 어울리는 강변식생을 복원해내면 그것은 매우 큰 생태계서비스 기능을 발휘하며 우리에게 큰 혜택을 제공할 수 있다.

우리나라 하천의 총 연장은 대략 30,000 km 정도가 된다. 이 하천의 전 구간을 생태적으로 복원하여 수로 양 쪽에 평균 20 m 정도의 강변식생을 도입하는 것을 가정하고, 여기에 앞서 언급한 강변식생의 CO₂ 흡수기능을 대입하면 8,052,000 ton의 CO₂를 흡수할 수 있는 것으로 계산된다. 이는 우리나라 전 국토의 65 %를 차지하고 있는 삼림의 전체 CO₂ 흡수량의 12%에 해당하는 수준으로서 큰 비중을 차지한다.

강변구역의 면적이 좁음에도 불구하고 이처럼 CO₂ 흡수기능이 높은 것은 강변식생을 이루는 종들의 높은 생산성에 기인한 결과로서 주목된다.

더구나 이들은 에탄올 생산량도 뛰어난 것으로 평가되었다. 그 생산량 (10.2 %)은 산림청이 에탄올생산을 목적으로 도입하고자 하는 외래종인 백합나무 (10.5 %)와 유사한 수준이었다. 그러나 에탄올 생산을 위한 전처리에 요구되는 암모니아수 농도와 가열 온도가 낮아 (암모니아 20 %: 15 %, 가열 온도 210℃ : 170℃) 전처리 비용을 절감할 수 있을 것으로 평가되었다. 이러한 결과는 기후변화에 대한 적응을 생태적 복원을 통하여 이루어 낼 수 있음을 암시한다.

4.3.7. 결론

인간 활동에 수반되어 배출되는 CO₂를 포함한 온실기체의 배출량을 감축함으로써 대기 중의 온실기체 농도를 안정화시켜 온난화의 진행을 막고자 하는 것을 저감 (mitigation) 대책이라고 하고, 지구온난화에 수반된 기후변화에도 자연과 사회 시스템이 유지될 수 있도록 대응책을 강구하는 것은 적응 (adaptation) 대책이라고 한다. 세계는 이미 지구온난화가 상당히 진척되고 있다는 인식 하에 적응대책의 중요성을 받아들이고 있다. IPCC도 지역 별로 적응대책을 수립해갈 것을 권고하고 있다. 온실기체 배출량 감축의 문제는 한 나라의 경제체제와도 밀접히 관련되어 있기 때문에 우리나라를 포함한 대부분의 나라들이 지구온난화 대책의 중심 과제로 저감 대책을 상정하고 있는 것이 현실이다. 하지만 CO₂를 포함한 온실기체의 대기 중

체류시간이 길어 산업혁명 이래로 증가되어 온 대기 중 온실기체 농도로 인하여 저감 대책을 통해 지구온난화의 진행속도를 늦출 수는 있어도 도래 자체를 피할 수는 없기 때문에 우리나라도 이제부터 적응대책을 본격적으로 검토하여야 할 것이다. 더구나 지구온난화는 이미 전 지구적으로 널리 진행되고 있고, 저감 대책에는 큰 비용이 요구되기 때문에 적응 대책이 중시되고 있다. 그러나 양 대책은 양자택일의 문제가 아니라, 상호보완적인 성격을 갖는 것으로 그 비중을 사정에 따라 적절히 안배하는 것이 바람직하다.

적응에 관한 연구는 일부 분야를 제외하고는 거의 매우 열악한 상황에 있다는 것이 현재의 실정이다. IPCC에서도 지적하고 있듯이 오늘날 지구온난화는 이미 심각한 상황에 있기 때문에 각 분야에서 온실기체 저감 노력과 함께 지구온난화에 대한 적응대책을 마련해 가는 것이 매우 중요하다.

저감의 구체적인 대책으로는 에너지의 효율적 이용, 에너지 절약, CO₂의 회수와 저장 등이 있는데 지금까지 이러한 대책은 공학기술 위주로 추진되어 왔다. 그러나 이러한 기술을 적용하려면 에너지가 소요되고, 그 경우 열역학법칙에 따라 또 다른 분산에너지가 발생하기 마련이다. 생태학에서는 생물이 스스로를 환경에 적응시켜, 물리적 환경을 바꾸어 온도, 빛, 물 및 기타 물리적 조건의 제한 효과를 감소시키는 현상을 요인보상이라고 하는데, 이러한 현상을 우리의 실생활에 적용하는 것은 중요한 적응대책이 될 수 있다. 생태적 복원을 통해 이루어내는 식생은 효율의 측면에서는 물리적인 방법이나 기술적 방법보다 떨어지지만 CO₂ 흡수, 기온 저감, 방풍 등을 통한 기후 조절, 심미적 효과 등 복합 기능을 발휘하여 이를 보충하고, 수명이 길고 관리비가 필요하지 않아 진정한 기후변화 적응 대책으로 기능할 수 있다.

참고문헌

- 서울특별시. 2002. 서울 도시생태 현황도. 서울특별시.
- 이창석, 김학운, 임종환, 공우석, 윤원태, 배상근, 조현재, 이정택, 조광우, 신호성, 김해동, 한기주 (역). 2011. 기후변화학. 라이프사이언스, 서울. 213p.
- 이창석, 배경석, 배연재, 변화근, 심재한, 이우신, 조현재, 최준길. 2007. 청계천의 생태. 청목문화사, 서울. 185p.
- Amichev, B.Y., J.A. Burger and J.A. Rodrigue. 2008. Carbon sequestration by forests and soils on mined land in the Midwestern and Appalachian coalfields of the U.S. *Forest Ecology and Management* 256: 1949–1959.
- Amthor, J.S. 1995. Terrestrial higher plant response to increasing atmospheric CO₂ in relation to global carbon cycle. *Global Change Biology* 1: 243–274.
- Barbour, M.G., J.H. Burk, W.D. Pitts, F.S. Gilliam and M.W. Schwartz. 1999. *Terrestrial plant ecology*. Benjamin/Cummings, an Imprint of Addison Wesley Longman, Inc., Menlo Park, CA.
- Cox, P.M., R.A. Betts, C.D. Jones, S.A. Spall and I.J. Totterdell. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408: 184–187.
- Ehleringer J.R., Cerling T.E., Helliker B.R. 1997. C4 photosynthesis, atmospheric CO₂, and climate. *Oecologia* 112: 285–299.
- Houghton, R.A. 1995. Land-use changes and the carbon cycle. *Global Change Biology* 1: 275–287.
- IPCC. 2001. *Climate change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to The Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate (IPCC)*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Joo, S.J., M.S. Park, G.S. Kim and C.S. Lee. 2011. CO₂ flux in a cool-temperate deciduous forest (*Quercus mongolica*) of Mt. Nam in Seoul, Korea. *Journal of Ecology and Field Biology* 34: 95–106.
- Kim, Y.H., Ryoo, S.B., Baik, J.J., Park, I.S., Koo, H.J., Nam, J.C., 2008. Does the restoration of an inner-city stream in Seoul affect local thermal environment? *Theor. Appl. Climatol.* 92, 239–248.

- Palmer, M.A., S. Filoso and R.M. Fanelli. 2014. From ecosystem to ecosystem services: Stream restoration as ecological engineering. *Ecological Engineering* 65: 62–70.
- Park, M.S., S.J. Joo and C.S. Lee. 2013. Effects of urban park and residential area on the atmospheric CO₂ concentration and flux in Seoul of Korea. *Advances in Atmospheric Sciences* 30: 503–514.
- Prentice, I.C., G.D. Farquhar, M.J.R. Fasham, M.L. Goulden, M. Heimann, V.J. Jaramillo, H.S. Khashgi, C. Le Quere, R.J. Scholes and D.W.R. Wallace. 2001. The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Moger, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson eds.). Cambridge University Press, Cambridge.
- Schimel D, Alves D, Enting I, Heimann M, Joos F et al. 1996. Radiative forcing of climate change. In: Houghton JT, Filho LGM, Callander BA, Harris N, Kattenberg A, Maskell K, eds *Climate change 1995: The science of climate change*. Intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge.

집필진 (공동)

제1부 기후변화의 생태적 이해

1장 기후변화의 생태적 해석

- 서울여자대학교 이창석

2장 후빙기의 기후변화와 식생변천

- 충북대학교 강상준

제2부 기후변화 진단

1장 벚나무의 개화반응으로 읽어본 기후변화

- 서울여자대학교 송혜경 / 이창석

2장 인공위성 영상으로 읽어보는 식물계절 현상 변화

- 국립생태원 김남신

- 서울여자대학교 이창석

3장 양서류를 이용한 기후변화 진단

- 강원대학교 박대식

제3부 기후변화 예측

- 국립생태원 김남신

- 서울여자대학교 이창석

1장 한반도의 기후변화와 그것에 기인한 식생 분포 변화 예측

2장 기후변화로 인한 해수면 상승과 해안지역 생태환경 변화 예측

3장 기후변화와 구상나무 분포 변화

제4부 기후변화 적응

1장 변화하는 기후환경에서 토양호흡의 중요성

- 대기환경모델링센터 주승진

- 국립생태원 김경순

- 서울여자대학교 이창석

2장 대기-식생 사이의 CO₂ 플럭스

- 대기환경모델링센터 박문수

- 서울여자대학교 이창석

3장 생태적 복원을 통해 이루어내는 기후변화 적응

- 서울여자대학교 이창석





비매품



9 791186 197370

ISBN 979-11-86197-37-0

ISBN 979-11-86197-30-1 (세트)

www.nie.re.kr