

제 3 장

관측 : 지표와 대기의 기후변화

총괄주저자

Kevin E. Trenberth(USA), Philip D. Jones(UK)

주저자

Peter Ambenje(Kenya), Roxana Bojariu(Romania), David Easterling(USA), Albert Klein Tank(Netherlands), David Parker(UK), Fatemeh Rahimzadeh(Iran), James A. Renwick(New Zealand), Matilde Rusticucci(Argentina), Brian Soden(USA), Panmao Zhai(China)

기여저자

R. Adler(USA), L. Alexander(UK, Australia, Ireland), H. Alexandersson(Sweden), R. Allan(UK), M.P. Baldwin(USA), M. Beniston(Switzerland), D. Bromwich(USA), I. Camilloni(Argentina), C. Cassou(France), D.R. Cayan(USA), E.K.M. Chang(USA), J. Christy(USA), A. Dai(USA), C. Deser(USA), N. Dotzek(Germany), J. Fasullo(USA), R. Fogt(USA), C. Folland(UK), P. Forster(UK), M. Free(USA), C. Frei(Switzerland), B. Gleason(USA), J. Grieser(Germany), P. Groisman(USA, Russian Federation), S. Gulev(Russian Federation), J. Hurrell(USA), M. Ishii(Japan), S. Josey(UK), P. Kållberg(ECMWF), J. Kennedy(UK), G. Kiladis(USA), R. Kripalani(India), K. Kunke(USA), C.-Y. Lam(China), J. Lanzante(USA), J. Lawrimore(USA), D. Levinson(USA), B. Liepert(USA), G. Marshall(UK), C. Mears(USA), P. Mote(USA), H. Nakamura(Japan), N. Nicholls(Australia), J. Norris(USA), T. Oki(Japan), F.R. Robertson(USA), K. Rosenlof(USA), F.H. Semazzi(USA), D. Shea(USA), J.M. Shepherd(USA), T.G. Shepherd(Canada), S. Sherwood(USA), P. Siegmund(Netherlands), I. Simmonds(Australia), A. Simmons(ECMWF, UK), C. Thorncroft(USA, UK), P. Thorne(UK), S. Uppala(ECMWF), R. Vose(USA), B. Wang(USA), S. Warren(USA), R. Washington(UK, South Africa), M. Wheeler(Australia), B. Wielicki(USA), T. Wong(USA), D. Wuertz(USA)

감수편집자

Brian J. Hoskins(UK), Thomas R. Karl(USA), Bubu Jallow(The Gambia)

이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [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.

목차

개요.....	243	3.6 대기순환 변동의 패턴.....	295
3.1 서론.....	246	3.6.1 원격상관.....	295
3.2. 지표 기후 변화: 기온.....	247	3.6.2 엘니뇨-남방진동과 적도/중위도 상호작용.....	296
3.2.1 배경.....	247	박스 3.4 : 순환지수의 정의.....	297
3.2.2 육상과 해양관측자료에 나타난 온도.....	248	3.6.3 태평양 십년 변동.....	298
3.3 지표기후의 변화: 강수량, 가뭄, 지표 수문.....	260	3.6.4 북대서양진동과 북반구환상모드.....	300
3.3.1 배경.....	260	3.6.5 남반구와 남반구환상모드.....	302
3.3.2 대규모 강수량 변화.....	260	3.6.6 대서양 수 십년 진동.....	303
3.3.3 증발산.....	266	3.6.7 다른 지수들.....	304
박스 3.1 : 가뭄이라는 용어와 가뭄의 결정.....	267	3.6.8 요약.....	305
3.3.4 토양 수분, 가뭄, 강수유출, 하천유량의 변화.....	267	3.7 열대와 중위도 및 몬순의 변화.....	306
3.3.5 기온과 강수량 사이의 일치성과 상관관계.....	271	3.7.1 아시아.....	307
3.3.6 요약.....	272	3.7.2 호주.....	308
3.4 자유대기에서의 변화.....	272	3.7.3 아메리카.....	308
3.4.1 상층대기 온도: 대류권과 성층권.....	272	3.7.4 아프리카.....	309
3.4.2 수증기.....	279	3.7.5 요약.....	310
3.4.3 구름.....	283	3.8 극한현상의 변화.....	310
3.4.4 복사.....	285	3.8.1 배경.....	310
박스 3.2 : 행성의 디밍(dimming), 증발량과 팬 증발량의 변화경향에서 보이는 분명한 차이.....	288	3.8.2 변동성 혹은 극한현상의 변화에 대한 증거.....	311
3.5 대기 순환의 변화.....	288	3.8.3 열대폭풍 변화에 대한 증거.....	314
3.5.1 현지기압 혹은 해면기압.....	289	박스 3.5 : 열대성저기압과 기후변화.....	315
3.5.2 지오폠펌셜 고도, 바람, 제트류.....	289	3.8.4 중위도폭풍과 극한현상 변화에 대한 증거.....	324
3.5.3 폭풍 경로.....	290	박스 3.6 : 최근의 극한현상.....	321
3.5.4 블러킹.....	291	3.8.5 요약.....	327
3.5.5 성층권.....	292	3.9 종합: 관측의 일치성.....	328
3.5.6 바람, 파도, 지면 플렉스.....	292	자주 묻는 질문(FAQ)	
박스 3.3 : 성층권-대류권 상관관계와 하층 전파.....	293	FAQ 3.1 : 지구의 기온은 어떻게 변하고 있는가?.....	258
3.5.7 요약.....	295	FAQ 3.2 : 강수는 어떻게 변하고 있는가?.....	268
		FAQ 3.3 : 열파, 가뭄, 홍수, 허리케인 등과 같은 극단적 현상에 변화가 있었는가?.....	319
		참고문헌.....	331

개요

전구평균표면온도는 과거 100년(1906-2005) 동안 선형경향에 의해 추정했을 때, $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$ 증가하였다. 최근 50년 동안 온난화율은 과거 100년 보다 거의 2배 정도 더 크다(10년당 $0.13^{\circ}\text{C} \pm 0.03^{\circ}\text{C}$ 과 $0.07^{\circ}\text{C} \pm 0.02^{\circ}\text{C}$). 육지와 해양표면을 평균한 전구평균 온도는 세 가지 다른 추정방식으로 이루어진다. 그 방법 각각은 여러 동질성 문제에 대해 독립적으로 조정되었다. 그 방법은 1901년에서 2005년까지의 기간에 대해 불확실성 추정치 이내에서 일치하고 최근 수십 년에 유사한 증가율을 보여준다. 그 경향은 선형이 아니며 처음 50년의 계기관측(1850-1899년)으로부터 최근 5년(2001-2005년)까지의 온난화는 $0.76^{\circ}\text{C} \pm 0.19^{\circ}\text{C}$ 이다.

2005년은 기록상 가장 따뜻했던 두 해중 하나이다. 전지구표면온도의 기기관측에서 가장 따뜻했던 해들은 1998년과 2005년이다. 한 추정에서 1998년 관측사상 최고치였으나 2005년은 다른 두 추정에서 약간 더 높다. 1850년 이래 2002년에서 2004년은 각각 세 번째, 네 번째, 다섯 번째로 따뜻했던 해이다. 과거 12년 중 1996년을 빼고 11개해(1995-2006)가 가장 따뜻한 12년 안에 있다. 1998년의 지표면온도는 1997-1998년 엘니뇨에 의해서 강화되었으나 그런 강한 편차는 2005년에도 존재한다. 2006년의 온도는 과거 5년 평균과 비슷하다.

육지지역은 해양보다 더 빠른 속도로 따뜻해졌다. 육지와 해양, 해수면온도, 야간 해양기온 모두에서 온난화가 일어났다. 그러나, 전지구에 대해 육지의 지표온도는 1979년 이후 해양보다 약 두 배 빠르게 상승했다(10년당 0.27°C 이상 대 0.13°C). 또한 가장 큰 온난화가 북반구 겨울철(12월에서 2월)과 봄철(3월에서 5월)에 일어난다.

온도 극값의 변화도 기후온난화와 일치한다. 중위도에서 광범위한 서리일수의 감소, 따뜻한 극값의 증가, 추운 극값의 감소가 자료가 가능한 육지지역의 약 70%에서 75%가 관측된다. 팔목할 만한 대부분의 변화는 추운밤(1961-1990년)에 근거한 최소 10%에 관한 것이다. 추운 밤은 1951-2003년 기간 동안 시간이 지남에 따라 거의 줄어든다. 온난한 밤(최고 10%)은 점점 빈번해진다. 일교차(Diurnal temperature range; DTR)는 1950년에서 2004년까지 10년당 0.07°C 씩 감소했다. 그러나 1979년에서 2004년까지는 최저온도와 최고온도가 유사한 비율로 증가함에 따라 일교차가 거의 변하지 않았다. 2003년 여름 서부 및 중부유럽의 기록적인 열파는 근래에 예외적인 극값의 예이다. 그 해 여름(6월 ~ 8월)은 1780년에 시작된 계기관측이 시작된 이래로 사상 가장 더웠

고(그 이전 가장 더웠던 해인 1807보다 약 1.4°C 높았다.) 최소한 1500년 이후에 가장 더웠던 해인 것으로 보인다.

모든 해양에서, 해수면온도의 최근 온난화는 모든 위도에서 뚜렷하다. 대서양에서 반구간 온난화의 차이가 있고, 태평양은 적도에 대하여 대칭적인 엘니뇨와 태평양 십 년 변동에 의해서 변화되지만, 인도양은 더 꾸준한 온난화를 보인다. 이런 특징들은 해양표면에서 일어나는 온난화의 지역적인 차이를 만들게 된다. 이는 대기순환에 크게 영향을 미치는 도시열섬효과는 현실이지만 국지적이고 대규모 변화경향을 편향시키지는 않는다. 최근 많은 연구들은 그 영향이 존재하지만 국지적이고 사용하는 자료세트에 의해서 문제를 피할 수 있거나 설명할 수 있기 때문에 반구나 대륙 정도 규모 평균에서 도시화와 토지이용 변화의 영향이 육지의 온도 관측값에 영향을 주는 정도가 무시할 만큼 작다고 지적하고 있다(10년 당 0.006°C). 어떠한 경우라도 SST에는 도시화효과가 나타나지 않는다. 많은 증거들은 도시열섬효과가 강수, 구름양과 일교차의 변화를 만들어 낼 수 있다고 제시한 이러한 변화는 낮은 오염농도와 다른 변화에 기인하는 주말효과와 마찬가지로 탐지 가능하다.

평균북극온도는 과거 백 년 동안 전지구 평균보다 약 두 배의 비율로 증가했다. 북극의 온도는 강한 10년 변동성을 갖는다. 거의 현재 수준만큼 따뜻하고 시기가 1920년대 후반에서 1950년대 전반에 관측되지만 최근의 온난화 상황과는 다른 공간 분포를 갖는다.

1958년에서 2005년까지 대류권 하층온도는 지상 근처보다 약간 더 큰 온난화율을 보인다. 라디오존데기록은 지상기록보다 공간적으로 훨씬 더 적지만 많은 관측 증거가 특히 열대지역에서 냉각화 경향이 있는 것을 암시한다. 1979년 이후부터 위성 마이크로파 관측장비(Microwave Sounding Unit; MSU와 개선된 MSU)으로 부터 관측된 대류권 온도경향은 서로 차이점을 가지고 여전히 잔차도 포함하고 있지만, 위성 교체, 궤도축소, 국지적으로 지나가는 시간의 차이(예, 일주기 효과)등을 보정하여 추정값이 상당히 향상되었다(그리고 자료간 차이가 줄었다). 위성의 대류권 온도자료는 표면온도의 변화경향과 넓은 범위에서 일치한다. 그리고 MSU 채널2에 미치는 성층권 영향이 설명되었다. 1979년 이후로 전 지표온난화의 범위(서로 다른 자료에 기인한)는 십 년당 0.16°C 에서 0.18°C 이다. 예전 대류권온도의 MSU 관측은 십 년당 0.12°C 에서 0.19°C 였다. 그러나 지상과 더 높은 대류권계면보다 대류권에서 더 큰 온난화를 보이고 있다. 대류권계면 근처는 성층권과 마찬가지로 뚜렷한 냉각이 존재한다.

1979년 이후 하층 성층권온도는 냉각화를 보인다. 보정된 라디오존데, 위성관측(MSU 채널4), 재분석자료의 추정치는

정성적으로 많은 부분에서 일치점을 보이며, 1979년 이래 10년 당 0.3°C 에서 0.6°C 사이의 하층 성층권 냉각화를 보여준다. 장기간의 라디오존데자료(1958년부터 가능)역시 1958년부터 1978년까지 보다 1979년 이후가 더 큰 냉각율을 보인다. 아직 설명되지 못한 존재 변화에 기인하여 라디오존데자료가 성층권 냉각을 과대평가할 수도 있다. 성층권의 온난화가 주요 화산폭발에 따라 발생되기 때문에 그 변화경향은 선형경향과는 거리가 멀다.

1900년에서 2005년까지 위도 30°N 이상의 육지에서 강수량은 일반적으로 증가했지만, 1970년 이후 열대에서는 감소경향이 뚜렷하다. 10°N 와 30°N 사이에서 강수량은 1900년에서 1950년대까지 매우 뚜렷하게 증가했지만 1970년 이후는 감소했다. 특히, 1976/1977년 이후 10°N 와 10°S 의 열대지역에서는 감소경향이 존재한다. 열대의 값은 전구에 큰 영향을 미친다. 북아메리카와 남아메리카의 동부, 북유럽, 북부 및 중부 아시아에서 유의하게 예전보다 강수가 증가했지만, 사헬지역, 지중해, 남부 아프리카, 남부 아시아에서는 감소했다. 강수량 변화의 패턴은 온도 변화보다 공간적으로 계절적으로 크게 변한다. 그러나 강수가 유의하게 변하는 지역에서는 측정된 하천유량의 변화와 일치한다.

호우가 상당히 증가한 것이 나타났다. 총 강수량이 감소하였을지라도 많은 육지지역에서 호우(예, 95퍼센타일)의 수가 증가하는 것으로 보인다. 이는 따뜻한 기후에서 대기 중 수증기가 유의하게 증가하는 것과 잘 일치하는 결과이다. 극한강수에 대한 증가가 보고되어 왔지만, 50년 재현기간에 대하여 일부 지역만이 신뢰할 수 있는 경향성을 파악할 수 있는 자료를 가지고 있다.

1970년대 이후 특히 열대와 아열대 지역에서 가뭄이 더 자주 발생했다. 과거 30년간 광범위한 지역에 기준을 초과하는 강하고 긴 가뭄의 광범위한 증가가 있어 왔다. 증발산과 건조화를 강화하는 온도의 증가와 강수량의 감소는 더 넓은 지역에 가뭄을 만드는 중요한 인자이다. 그러한 가뭄은 파머가뭄지수(Palmer Drought Severity Index: PDSI)를 이용하여 그 강도를 측정한다. 가뭄이 발생하는 지역은 특히, 열대지역 해수면온도 변화에 의해 크게 결정이 되는 것처럼 보인다. 이러한 과정은 대기순환과 강수변화를 통해서 이루어진다. 서부 미국에서 적설 감소와 이에 따르는 토양수분의 감소도 요인이 될 수 있다. 오스트레일리아와 유럽에서 지구 온난화의 직접적인 관련은 고온의 극한 현상과 최근 가뭄을 동반하는 열파를 통해서 판단된다.

대류권의 수증기량은 증가하고 있다. 지표의 비습은 육지와 해양 온도상승으로 일반적으로 1976년 이후 증가해왔다. 수증기총량은 전지구 해양에서 1988년에서 2004년까지 10년

당 $1.2 \pm 0.3\%$ 증가했다. 이는 해수면온도 변화와 관련된 패턴과 그 변화량이 일치한다. 그리고 일정한 상대습도를 갖는다. 해수면온도와 강한 상관성은 전체 수증기량이 1970년 이후 4%까지 증가했다는 것을 제시한다. 이와 유사한 상부 대류권 비습의 상승경향은 온실효과를 상당히 강화시키며 1982년에서 2004년까지 탐지되었다.

‘글로벌 디밍’은 전구적이기도 않고 1990년 이후로 계속되지 않았다. 1970년부터 1990년까지 보고된 지표면에서 태양복사의 감소는 도시오차를 갖고 그 부호가 바뀌었다. 특히 1970년부터 1990년까지 관측이 희박하더라도, 증발량이 많은 지역에서 감소되는 것으로 추정된다. 이는 운량 증가와 관련하여 지표태양복사의 감소, 구름 성질의 변화와 대기오염(에어로졸)의 증가에도 기인한다. 그러나 같은 지역의 많은 지역에 지표 물수지에 의해서 추정되는 실제 증발산은 증가된 강수량으로 인한 토양수분 증가와 관련하여 증가하였다. 이는 실제 증발산이 팬에 의해 관측된 가능 증발량에 더 가까워지는 것과 관련이 있다. 따라서, 증발산을 결정하는데 있어 감소된 태양복사와 더 지배적인 비습 사이의 교환이 있다.

운량의 변화는 엘니뇨-남방진동에 의해서 대부분 일어나며, 육지와 해양에서 반대되는 경향을 보인다. 1950년 이후 대륙의 광범위한 지역(동시적이 아닌)에서 일교차의 감소는 구름량의 증가와 일치한다. 지상과 위성관측은 해양의 전체 혹은 하층 구름의 변화에 대해 일치하지 않는다. 그러나 1980년대에서 1990년대까지의 대기의 상단에서 복사량의 변화는 엘니뇨-남방진동 현상과 부분적으로 관련이 있다. 그리고 이는 열대 상층 운량의 감소와 관련하여 나타나고, 지상의 에너지 수지의 변화와 관측된 해양 열용량의 변화에 관계된다.

대규모 대기순환의 변화는 분명하다. 대기순환의 변동성과 그 변화는 많은 부분 상대적으로 적은 주요 패턴에 의해서 표현될 수 있다. 분명하게 나타나지 않는 시기도 있지만 경년변동성을 가진 전구규모의 변동성 중 가장 주요한 모드는 ENSO이다. 태평양십년진동의 위상 변화와 더 빈번히 발생하는 엘니뇨와 관련된 1976년~1977년 기후전이는 많은 지역 특히 대부분의 열대몬순에 영향을 줄 수 있다. 예를 들어, 북아메리카에서 ENSO와 태평양-북아메리카 원격상관과 관련한 변화는 대륙을 가로질러 대조적인 변화를 만든다. 즉, 그 때 서쪽이 동쪽보다 더 따뜻해지고, 동쪽 지역은 구름이 많고 더 비가 많이 오게 된다. 강화된 순환(1925-1946년 1976-2005년)만큼 약해진 순환(1900-1924년 1947-1976년)과 관련하여 20세기에 태평양 부분에 상당한 수십 년 변동이 존재한다. 수십 년 변동은 대서양수십년진동만큼 대서

양에서도 대기와 해양 모두에서 분명하다. 중위도 서풍은 일반적으로 양쪽 반구에서 증가하였다. 대기순환의 이러한 변화들은 '극진동'으로 분명하게 관측된다. 이는 경도 평균된 중위도 서풍과 관련이 있다. 또한 그 서풍은 1960년부터 최소한 1990년대 중반까지 대부분의 계절에서 증가하고 이로 인해 대서양과 남부 극전선 제트류가 북쪽으로 이동하며 폭풍경로가 강화된다. 이들은 대류권과 하부성층권을 통하여 겨울철 극소용돌이를 더 강화시키는 경향을 동반한다. 월 규모에서, 남반구 및 북반구극진동(각각 SAM과 NAM)와 북대서양 진동(NAO)은 중고위도의 주요한 변동 패턴이며 NAM과 NAO는 매우 밀접하게 연관되어 있다. 북반구에서 서풍은 1960년대에서 1990년대까지 증가했으나, NAO와 NAM의 변화의 부분으로서 이후 보통 크기로 돌아갔다. 해양에서 대륙으로 흐름을 바꾸고 겨울철 폭풍경로와 강수와 온도 편차패턴과 관련해 주요한 요인이다. 남반구에서 SAM은 1960년대 이후 현재까지 증가한다. 이는 남극 반도의 강한 온난화와 관련이 있다. 또한 더 작은 범위에서 남극대륙의 냉각과 관련이 있다. 바람과 유의한 파고의 분석은 1990년대 후반까지 최근 10년 동안 북반구의 중위도 폭풍 활동의 증가에 대한 재분석자료의 증거를 뒷받침한다.

1970년 이후 강한 열대저기압 활동이 증가되었다. 열대저기압, 허리케인, 태풍의 변화는 ENSO와 십년 변동에 의해서 만들어진다. 이는 열대폭풍 수의 재분포와 경로변화를 만들 수 있다. 그래서 한 해양에서의 증가는 종종 다른 지역의 감소로 균형이 맞아진다. SST의 경향은 분명하며 열대뇌우와 열대폭풍 발달에 영향을 주는 다른 중요 변수들의 경향도 분명하다. 전구적으로 허리케인의 잠재적 파괴력의 측정은 1970년대 중반 이후 유의한 증가추세를 보인다. 이 경향은 더 긴 생명주기와 더 큰 태풍강도를 포함하며 열대 해수면온도와 밀접한 관련이 있다. 이러한 관련성은 1970년 이후 전구적으로 카테고리 4와 5에 도달하는 허리케인의 수와 비율의 상당한 증가에 의해 뒷받침된다. 사실, 전체 열대저기압수와 저기압발생일수는 대부분의 해양에서 약간 감소했다. 가장 크게 증가한 곳은 북태평양, 인도양, 그리고 남서태평양이다. 그러나 북대서양 허리케인의 수 역시 과거 11년 중 9년(1981-2000년 평균에 근거하여)이 증가하였다. 이 증가는 2005년에 유래 없는 정점에 이른다. 또한, 남대서양에서 열대 저기압이 브라질 해안 부근에서 2004년 3월에 처음으로 발생하였다.

온도 상승은 빙권과 해양의 관측된 변화와 일치한다. 20세기에 표면온도의 관측된 변화와 일치하면서 전세계적으로 빙하와 빙모의 감소(남극과 그린란드를 제외)가 있어 왔다. 적설면적은 북반구 많은 지역에서 감소하였고, 특히 봄철과

여름에 해빙은 북극에서 감소하였다(4장). 해양은 따뜻해지고 해수면은 상승하고 있다(5장).

3.1 서론

이 장에서는 기계를 이용하여 관측한 기록을 이용하여 3차 평가보고서(TAR) 이후 6년 동안의 새로운 관측자료와 새로운 분석방법을 사용한 지표와 대기에서 관측된 기후변화를 평가한다. 지난 IPCC 보고서에서 프록시 데이터로부터 알 수 있는 기계관측이전의 고관측, 해양과 빙하관측이 같은 장에 포함되어 있었다. 이는 다양한 변수들이 서로 잘 일치하고 있음을 전반적으로 평가하고 하나의 그림으로 종합하여 일치된 변화를 나타내는데 유용했다. 그렇지만 정보들을 한 장에 종합한다는 것은 좋은 생각이 아니므로 이번 보고서에서는 3장에서 6장에 걸쳐 나누어 설명하였다. 다만 모든 관측들이 서로 잘 일치하고 있음을 3.9절에서 간단하게 종합하여 검토하였다.

3차 평가보고서에서 1860년부터 2000년 사이 전지구적인 지표기온의 변화경향을 살펴보고 1901년부터 2000년 사이의 그림을 분석하였으며, 3종류의 기간(1910-1945, 1946-1975, 1976-2000)으로 나누어 살펴보았다. 첫 번째와 세 번째 기간에서 기온이 상승한 반면, 두 번째 기간에서는 전지구 평균 기온이 상대적으로 안정적이었다. 1976년은 잘 알려진 '기후레짐 전이'가 있었던 해이며(Trenberth, 1990), 대기 중 온실가스 농도의 증가가 적어도 부분적으로 기여한 전지구평균기온의 증가경향이 1976년을 기준으로 시작된 것처럼 보인다(TAR; IPCC, 2001). 1976년 이전은 본질적으로 변화가 없었으므로 여기서 상세하게 다시 설명하지는 않겠다. 그리고 1979년 이후 GWE(Global Weather Experiment)와 관련하여 위성자료가 더 향상되었으므로(특히 TIROS(Television InfraRed Observation Satellite)의 TOVS(TIROS Observation Vertical Sound) 자료) 1976년보다는 1979년 이후에 대해 언급하는 것이 더 유용하다. 1979년 이후 처음으로 이전에는 사용할 수 없었던 강수량과 같은 다양한 변수들을 전지구적으로 살펴볼 수 있게 되었다. 예를 들어 NCEP/NCAR(National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research)의 전지구 대기의 재분석자료(이제부터 NRA라고 칭함; Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001), ECMWF(European Centre for Medium Range Weather Forecasts)의 재분석자료(이제부터 ERA-40이라 칭함; Uppala et al., 2005)가 1979년 이후 현저하게 향상되었으므로 이로 인한 불연속점이 1978년 말에 존재한다는 연구결과들이 있다(Santer et al., 1999; Bengtsson et al., 2004; Bromwich and Fogt, 2004; Simmons et al., 2004; Trenberth et al., 2005a). 따라서 비록 물리적으로 새로운 기후레짐이 1976/1977년부터

시작하였지만 고품질 자료를 사용할 수 있는 1978년 이후 기간에 초점을 맞추도록 하겠다.

기후관련 문서들은 전통적으로 전구와 반구 평균, 육지와 해양평균을 분석하였으며, 변화경향을 그림으로 나타내 왔다. 그러나 기후는 모든 시공간적 규모, 일변화로부터 엘니뇨, 수십 년 주기, 천년주기의 규모로까지 변하고 있다. 습하고 따뜻한 흐름은 북쪽을 향하고, 차갑고 건조한 흐름은 적도를 향하게 되므로 대기 파동은 수평으로 +/-호의 기온과 습도 편차를 자연적으로 만든다. 최근에 밝혀진 결과에 따르면 날씨 시스템은 끊임없이 변함에도 불구하고 몇 가지 잘 일어나는 패턴(혹은 모드)이 주된 계절적 변동 그리고 좀 더 긴 기간의 기후 편차를 만든다고 한다(3.6절 참조). 이러한 패턴들은 서로 다른 원인 즉 해상과 육상의 대기, 산맥, 엘니뇨 시기에 일어나는 비정상적인 가열 등에 의해 발생한다. 그리고 이 패턴들은 대기의 대규모 파동에 의한 원격상관을 통해 비정상적인 가열로부터 멀리 떨어진 지역에도 영향을 미친다. 따라서 이 장에서는 잘 나타나는 패턴과 관련된 기온과 강수량 편차에 대해 정리하였다. 이는 지역 기후 편차를 이해하며(예를 들어, 북대서양의 어느 지역이 1901년부터 2005년까지 계속 차갑게 관측된 것; 3.2.2.7절 그림 3.9 참조) 왜 지역기후가 전구평균과 다른지를 이해하는데 매우 중요하다. 저기압 경로, 제트류, 저지고기압이 잘 생기는 지역, 그리고 몬순의 변화는 모두 이러한 패턴들과 관련이 있다. 따라서 이 장에서는 기후요소들의 변화뿐만 아니라 현상(예를 들어 엘니뇨 등) 혹은 패턴의 변화도 같이 언급하여 변화의 특성을 이해할 수 있도록 할 것이다.

극한 기후 예를 들어 가뭄, 홍수는 사회와 환경에 큰 영향을 미치므로 매우 중요하다. 그렇지만 이것들은 기후의 변동의 일부분이다. 그러므로 서로 다른 시공간 규모에서 기후변동특성을 아는 것은 극한 기후를 이해하는데 필수적이다. 기온과 강수량의 지구평균은 지구평균 복사강제력과 깊게 관련되어 있으며 이 지구평균값은 비정상적인 변화가 일어났는지를 판단하는데 매우 중요하다. 반면 국지적인 혹은 지역적인 변화는 복잡하여 직관적으로 판단할 수조차 없다. 예를 들어 지구온난화 때문에 생긴 대기행성파의 변화는 지역적으로는 냉각효과를 일으킬 수도 있다. 따라서 시공간규모에 따라 얼마나 현상이 복잡한지를 나타내기 위해 표 3.1에서 기후를 대변하는 지표온도의 자연변동성 크기를 제시하였다. 일교차와 연교차는 범위를 평균한 것이며, 편차는 5%, 95%에 해당하는 값의 차이로 계산하였다. 이는 표준편차를 기반으로 정규분포를 가정한 것으로 기온의 경우 많은 지역에서 이렇게 가정하는 것은 합리적이다. 단, 추운계절 내륙 지역에서는 한파로 인해 기온이 음의 영역으로 치우치기 때

표 3.1. 중위도, 대륙중앙의 관측지점(볼더, 콜로라도, 80년간 자료)에서 다양한 시공간규모에 따른 지표기온의 일반적인 범위. 볼더, 미국전체, 20세기 전지구의 지표기온 월평균 편차(일, 연변화 제거). 일교차와 연교차는 월평균값으로 계산되었고 편차는 5%와 95%에 해당하는 값의 차이임.

시공간규모	기온범위(°C)
볼더 일교차	13.1(12월) ~ 15.1(9월)
볼더 연교차	23
볼더 일편차	15
볼더 월편차	7.0
미국 월편차	3.9
지구평균 월편차	0.79

문에 적용할 수 없다. 지구평균의 경우 증가 혹은 감소하는 경향 때문에 편차의 범위가 다소 실제보다 크게 나올 수 있다. 표를 살펴보면 일교차, 일변동이 매우 큼을 알 수 있다. 그렇지만 일변동은 시공간에 대해 평균을 취하면(종관시스템을 효과적으로 평균할 수 있음) 크게 감소한다. 그럼에도 불구하고 대륙전체에 대한 평균은 행성규모 파동이나 엘니뇨와 같은 이벤트와 관련된 지구평균보다도 더 크게 변동한다.

이 장을 통해서 저자들은 기술요약에 있는 박스 TS.1에서 볼 수 있는 바와 같이 변화경향과 다른 연구결과들에 대해 확실성과 불확실성의 정도를 일관성있게 제시하려고 하였다. 불확실성에 대한 정량적으로 평가하기 위해서 평균에 대한 5%, 95%값, 변화경향에 대해서는 0.05(5%)의 유의수준에서 통계적 유의성을 검토하였다. 이 장에서는 한 요소에 대해서 단순한 증감을 나타내기 위해 경향이라는 단어를 주로 사용한다. 여기에는 계산된 값이 주어지는데 이는 선형적인 변화경향과 같은 것이다. 그 변수에 대한 더 복잡한 변화는 종종 제시하지 않고 그냥 넘어갔다. 또한 이 장에서는 여러 변수들 사이의 물리적인 일관성을 평가하였는데, 이는 변화경향을 더욱 확신할 수 있게 도와준다.

3.2. 지표 기후 변화 : 기온

3.2.1 배경

육상지표기온과 해수면온도 자료가 3차 평가보고서 이후 6년 동안 많이 향상되었다. Jones과 Moberg(2003)은 CRU(Climatic Research Unit) 월평균 육상지표 기온 자료를 업데이트하였는데 특히 19세기 후반 남반구 자료가 향상되었다. 또한 Brohan 등(2006)은 CRU 자료를 1850년대까지 확장하였으며, 오류를 포괄적으로 재평가하였다. 세계기상기구(WMO, World Meteorological Organization)과 전지구기후관

측시스템(GCOS, Global Climate Observing System)의 후원으로 더 많은 육상관측지점에서 생산한 일평균 기온(강수량과 기압도 포함하여) 자료를 사용할 수 있게 되어, 도시화가 대규모 기온평균과 미기후에 미치는 영향 및 극한 현상에 대한 더 자세한 분석(3.8절 참조)이 가능해졌다. 월 최고기온과 최저기온의 격차 자료도 업데이트 되었다(Vose et al., 2005a). 해양의 경우 COADS 자료와 영국의 Marine Data Bank, 새로운 디지털 자료인 미국의 마우리 자료(Maury Collection), 일본의 고베 자료(Kobe Collection) 등과 합쳐져 ICOADS(International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set)가 만들어졌다. 그 결과 1920년대 이전 상당히 넓은 지역의 자료, 특히 태평양 지역의 자료를 확보할 수 있게 되었으며, 1950년대까지의 자료가 많이 향상되었다(Worley et al., 2005; Rayner et al., 2006). 위성의 적외선(Reynolds et al., 2002), 마이크로파(Reynolds et al., 2004; Chelton and Wentz, 2005)로부터 1980년대 이후 해수면온도를 계산하는데서 발생하는 바이어스가 감소하였다. 이 자료들은 해양표면온도(3.2.2.3절)로 기온이나 해수면온도가 아니기 때문에 보정해야만 한다. 위성의 적외선, 마이크로파 영상을 이용해서 육상의 지표온도를 모니터링 할 수도 있다(Peterson et al., 2000; Jin and Dickinson, 2002; Kwok and Comiso, 2002b). 마이크로파 이미지는 지표 방사율(emissivity)의 변화를 고려해야하며, 눈 덮인 지역(Peterson et al., 2000)이나 해빙지역에서의 기온은 알 수 없다. 위성 관측 자료는 기간이 짧기 때문에 이 절에서 전지구와 반구평균 온도의 시계열은 별도로 언급한 곳을 제외하고는 지상에서 관측한 자료만을 기준으로 하였다.

이와 같이 관측자료에 많은 발전이 있었음에도 불구하고 열대지방, 남반구, 특히 남극과 같이 여전히 자료가 부족한 지역이 있다. 특히 19세기와 2번의 세계 전쟁시기의 자료가 매우 부족하다. 따라서 향상된 내삽기법과 평균 계산 기술을 이용하여 전지구 자료, 반구평균 혹은 전구평균 자료를 만들었으며(Smith and Reynolds, 2005), 이러한 향상된 기술들은 오류를 추정하고(Brohan et al., 2006) 지역적인, 전지구적인 바이어스를 계산하는데 사용되어 왔다. 선형 경향성을 계산하고 그 경향의 불확실성을 평가할 때 기후의 십년주기, 수십년주기 변동의 영향과 함께 앞서 언급한 오류들도 함께 고려한다. ERA-40 재분석자료로부터 지표기온을 계산해 보면 1979년부터 큰규모로 보았을 때 바이어스가 시간에 따라 크게 변하지 않음을 알 수 있다(Simmons et al., 2004). ERA-40 자료는 원 자료의 향상과 동화기법의 향상으로 더 나아졌다(Uppala et al., 2005). ERA-40은 1970년대 중반 위성자료가 생산되지 않았던 시기의 자료 품질은 떨어진다

3.2.2 육상과 해양관측자료에 나타난 온도

3.2.2.1 육상표면 기온

그림 3.1은 1961년부터 1990년 평균에 대한 연평균 전지구 육상표면 기온의 편차를 보여주고 있다. 이 자료는 Brohan et al.(2006)의 CRUTEM3(CRU/Hadley Centre gridded land-surface air temperature version 3)로 향상된 분석자료이다. 그림에서 보이는 장기간의 변동은 GHCN(Global Historical Climatology Network)의 현업 자료(미국 국가기후자료센터(NCDC); Smith and Reynolds, 2005; Smith et al., 2005)로부터 나온 변동과 잘 일치하며, NASA/GISS(National Aeronautics and Space Administration/Goddard Institute for Space Studies)와 Lugina et al.(2005)이 분석한 변동과도 전반적으로 잘 일치한다. 차이는 대부분 공간평균하는 방법의 차이로부터 발생한다. CRUTEM3의 지구 평균은 육지에 가중치를 두어 평균한다(북반구×0.68+남반구×0.32). NCDC에서는 전지구 격자점의 편차값에 면적가중치를 두어 평균한다. NASA/GISS에서는 90°N~23.6°N에는 가중치 0.3을 23.6°N~23.6°S는 가중치 0.4를 23.6°S~90°S는 가중치 0.3을 두어 편차를 평균한 것이다. Lugina et al.(2005)는 60°S이하는 자료가 없기 때문에(북반구+0.866×남반구)/1.866으로 계산하였다. 그 결과 최근 지구기온의 변화경향은 최근 기온증가가 두드러진 북반구에 가중치를 많이 둔 CRUTEM3와 NCDC에서 가장 크다.

또한 자료를 다루는 방법의 차이가 기온의 변화경향에 작은 차이를 만들기도 한다. GISS의 내삽방법은 섬이나 해안지역을 잘 나타내므로 증가경향이 다른 자료들보다 작다. Lugina et al.(2005)도 관측자료가 거의 없는 지역에서는 편차가 0에 가까워지는 내삽방법 때문에 증가경향이 작다(Hurrell and Trenberth, 1999 참조). 1880년부터의 자료를 분석한 NCDC의 증가경향은 20세기 전반기와 1990년대 이후 CRUTEM3 보다 0.1°C에서 0.2°C 정도 높게 나타난다. NCDC와 매우 유사한 방법으로 만든 CRUTEM2v(Jones and Moberg, 2003)를 가지고 지구 평균을 같은 방법으로 계산하였을 때 NCDC의 분석결과와 매우 유사한 것으로 보아(Vose et al., 2005b) NCDC의 내삽방법 때문에 CRUTEM3과 이러한 차이를 보이는 것으로 생각된다. 또한 기온변화경향의 차이는 각 자료에서 사용한 지점수의 차이에서도 생길 수 있다. 기본적인 지점수는 동일하지만 CRUTEM3은 4,349개 지점을, NCDC는 7,230개 지점을, GISS는 7,200개 지점 이상을 사용하였다. 특히 이는 1961년부터 1990년 사이에 충분한 자료를 확보할 필요가 있는 CRUTEM3과 가장 관련되어 있다. 또한 자료의 균질성을 보정하는 과정에서도 차이가 발생

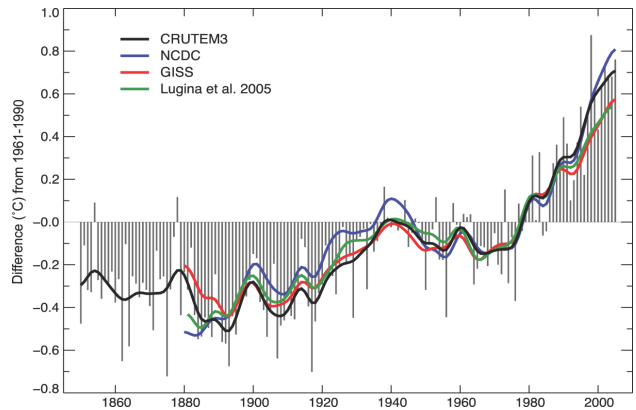


그림 3.1. 1961년-1990년 평균에 대한 1850년부터 2005년까지 지구 육상 기온(°C)의 연평균 편차. Brohan et al.(2006)으로부터 업데이트된 CRUTEM3 자료를 사용. 곡선은 10년 주기 변동을 나타냄. 검은색 곡선은 CRUTEM3, 푸른색 곡선은 NCDC(Smith and Reynolds, 2005), 붉은색 곡선은 GISS(Hansen et al., 2001), 녹색 곡선은 Lugina et al.(2005).

할 수 있다.

ERA-40 재분석자료와 CRUTEM2v 자료(Jones and Moberg, 2003)에서 나타난 대규모 지표기온의 변화경향과 저주파 변동은 전반적으로 1970년대 후반이후에는 서로 잘 일치한다(Simmons et al., 2004). ERA-40자료의 어떤 시기는 Jones and Moberg와 잘 일치하여 상관계수가 반구나 육상전체 규모로 보았을 때 0.96을 넘지만, ERA-40의 변화경향은 Jones and Moberg(2003)에 비해 북반구에서는 0.03°C/10년, 남반구에서는 0.07°C/10년 정도 더 작게 나타난다. ERA-40 재분석자료는 이전 자료에 비해 더 균질적이지만(3.2.1절 참조) Jones and Moberg 자료와 완전히 독립적이지는 않다(Simmons et al., 2004). 온난화 경향은 북반구 대륙에서 가장 크며(3.2.2.7절 그림 3.9, 그림 3.10 참조) 이는 3차 평가 보고서와도 잘 일치한다.

표 3.2는 다양한 기온자료로부터 계산한 변화경향을 보여주고 있다. CRUTEM3의 1979년 이후 온난화 경향은 지구전체로는 0.27°C/10년, 북반구에서는 0.33°C/10년, 남반구에서는 0.13°C/10년이다. Brohan et al.(2006)과 Rayner et al.(2006)(3.2.2.3절 참조)은 측정방법, 샘플링 오류, 도시화, 초기 해수면온도 관측방법 등에 기인한 불확실성을 종합하여 연변화의 불확실성을 제시하였다. 이들 불확실성에 영향을 미치는 요소들 사이의 상관성은 고려하지 않았다. 표 3.2에서 지속성(persistence)이 오류에 미치는 영향은 red noise 근사법을 사용하여 나타냈으며 이는 어떤 요인이 주로 불확실성에 영향을 미치는지를 밝히는데 효과적이다.

1950년부터 2004년까지 육상 최고기온의 증가경향은 0.14°C/10년이며 최소기온은 0.20°C/10년이고, 일교차는 -0.07°C/10년이다(Vose et al., 2005a 그림 3.2). 이는 1950년부터

표 3.2. 반구와 지구규모의 육지기온, 해수면온도(HadSST2), 야간해양기온(HadMAT1)의 선형 변화경향. 연평균을 이용하여 변화경향을 계산하였으며, CRU와 HadSST2에 대해 불확실성 평가도 실시함. 5%~95%의 신뢰구간에 대한 변화경향이며, 유의수준(1% 미만은 볼드체, 1~5% 사이는 이탤릭체)은 REML(Restricted Maximum Likelihood)을 사용하여 계산하였음. 이 방법은 선형변화경향에 대한 잔차의 자기상관관계(1차 자기회귀모델, AR1)를 제거한다. 잔차에 대한 Durbin Watson D-statistic에 따르면(제시하지 않음) 1차의 자기상관관계를 제거한 뒤에 시계열간의 뚜렷한 양의 상관관계는 나타나지 않음.

자료	기온변화경향(°C/10년)		
	1850-2005	1901-2005	1979-2005
육지: 북반구			
CRU (Brohan et al., 2006)	0.063 ± 0.015	0.089 ± 0.025	0.328 ± 0.087
NCDC (Smith and Reynolds, 2005)		0.072 ± 0.026	0.344 ± 0.096
GISS (Hansen et al., 2001)		0.083 ± 0.025	0.294 ± 0.074
Lugina et al. (2006)		0.079 ± 0.029	0.301 ± 0.075
육지: 남반구			
CRU (Brohan et al., 2006)	0.036 ± 0.024	0.077 ± 0.029	0.134 ± 0.070
NCDC (Smith and Reynolds, 2005)		0.134 ± 0.070	0.220 ± 0.093
GISS (Hansen et al., 2001)		0.056 ± 0.012	0.085 ± 0.055
Lugina et al. (2005)		0.058 ± 0.011	0.091 ± 0.048
육지: 전구			
CRU (Brohan et al., 2006)	0.054 ± 0.016	0.084 ± 0.021	0.268 ± 0.069
NCDC (Smith and Reynolds, 2005)		0.068 ± 0.024	0.315 ± 0.088
GISS (Hansen et al., 2001)		0.069 ± 0.017	0.188 ± 0.069
Lugina et al. (2005)		0.069 ± 0.020	0.203 ± 0.058
해양: 북반구			
UKMO HadSST2 (Rayner et al., 2006)	0.042 ± 0.016	0.071 ± 0.029	0.190 ± 0.134
UKMO HadMAT1 (Rayner et al., 2003) from 1861	0.038 ± 0.011	0.065 ± 0.020	0.186 ± 0.060
해양: 남반구			
UKMO HadSST2 (Rayner et al., 2006)	0.036 ± 0.013	0.068 ± 0.015	0.089 ± 0.041
UKMO HadMAT1 (Rayner et al., 2003) from 1861	0.040 ± 0.012	0.069 ± 0.011	0.092 ± 0.050
해양: 전구			
UKMO HadSST2 (Rayner et al., 2006)	0.038 ± 0.011	0.067 ± 0.015	0.133 ± 0.047
UKMO HadMAT1 (Rayner et al., 2003) from 1861	0.039 ± 0.010	0.067 ± 0.013	0.135 ± 0.044

1993년까지의 자료를 사용했던 3차 평가보고서와도 잘 일치하는 것이다. 3차 평가보고서에서는 육상이 차지하는 면적을 54%로 계산한 반면 여기서는 71%로 계산하였다. 1950년대 이전에는 자료가 충분하지 않아 지구 기온변화를 나타내는 그림을 그릴 수 없었다. 1974년부터 2004년 육상의 최고기온과 최저기온의 증가는 0.29°C/10년으로 일교차는 변화가 없었다. 일교차는 특히 관측방법에 민감하여 GCOS의 관측지침(GCOS, 2004)을 철저히 지켜야 한다. 1979년부터 2004년까지 연평균 일교차의 변화경향은(3.2.2.7절 그림 3.11) 이 장의 뒷부분에서 다시 논의할 것이다.

3.2.2.2 도시열섬과 토지 이용도 효과

도시에서 지표면의 변화는 열용량과 열의 복사전달, 난류 이동, 현열과 잠열로의 전환(7.2절과 박스 7.2 참조)에 영향을 미친다. 주변 전원지역에 비해 도시의 상대적인 가열은 도시열섬 효과로 알려져 있으며, 이는 위와 같은 변화에 의해 일어나며 또한 강수유출(water runoff), 대기오염, 에어러솔의 변화에 영향을 받을 수도 있다. 도시열섬효과는 대부분 국한된 지역에서 발생하며 바람이 불지 않거나 구름이 없는 등 국지적인 기후요소(이는 또한 계절의 영향이기도 함)와 바다에 얼마나 근접해 있는냐에 따라 다르게 나타난다. 3.3.2.4절에서는 도시화가 강수량에 미치는 영향에 대해 논

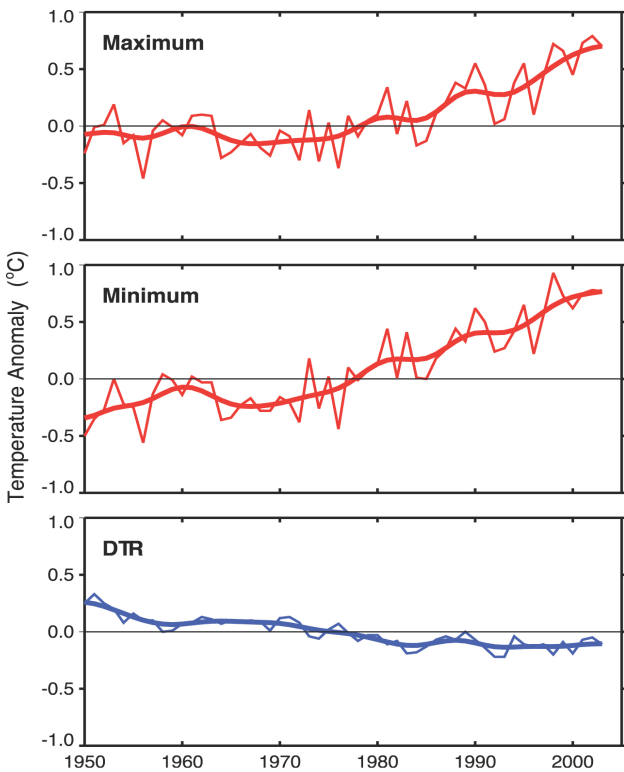


그림 3.2. 1961-1990년 평균에 대한 최저/최고기온과 일교차(°C)의 연편차. 1950-2004년 사이 자료가 있는 육상 지점(전체 71%)에 대해 평균을 취한 것. 곡선은 십년주기 변동을 보여줌. Vose et al.(2005a) 인용.

의할 것이다.

국지현상에 대한 많은 연구에 따르면 도시 내에서의 미기후(microclimate)는 평균적으로 더 따뜻한 기온을 보이며, 일교차가 적다. 그렇지만 기후변화의 관점에서는 도시화에 따른 기온 변화가 과연 대규모 기온의 시계열에 영향을 미치는가 하는 것이 관건이다. 기존의 반구나 지구규모 기후변화를 다룬 연구들은 도시화에 따른 변화경향의 크기가 십년 혹은 더 긴 기간의 기온변화의 크기보다 작다고 결론 내렸다(예를 들면, Jones et al., 1990; Peterson et al., 1999). 이러한 결론은 격자 자료 중에서 분명하게 도시화와 관련된 온난화 경향을 보이는 지점(1% 미만)의 자료를 제거한 뒤 변화 경향을 다시 계산해 봄으로써 확인한 것이다. Parker(2004, 2006)는 1950~2000년 사이 270개 전세계 지점 자료를 살펴본 결과 도시화의 영향을 가장 많이 받는 시간인 잔잔한 야간에 최소기온의 온난화 경향이 더 강화되지 않음을 보였다. 즉 지구지표기온의 온난화 경향은 점점 증가하는 도시화의 영향이 아니라는 것을 의미한다(Parker, 2006). 미국에서 관측시각이나 다른 변화에 따른 편이(bias)를 보정한 후 전원에 있는 관측지점과 도시에 있는 관측지점의 시계열의 변화 경향을 비교해 보니 거의 차이를 보이지 않았다(Peterson, 2003; 그림 3.3) 그리고 1951-2001년 중국 자료를 사용한 결

과도 비슷하였다(Li et al., 2004). 도시화의 영향에 대해 여러 가지 의견이 나오는 이유 중 하나는 도시의 관측지점이 도시화의 영향이 적은 도시 공원에 위치하기 때문이다(Peterson, 2003). 요약하자면 몇몇 관측지점이 도시열섬효과를 받을지는 모르지만 도시열섬효과가 전지구 규모에서 볼 때 전체 평균의 매우 작은 부분으로 전체 평균에 영향을 미치지 않는다. 따라서 이번 4차 평가보고서에서도 3차 평가 보고서 때와 같은 수준으로 도시화에 따른 온난화의 불확실성 수준을 정하고자 한다. 즉 육상에서는 1900년 이후 0.006°C/10년, 해양과 접해있는 육상에서는 1900년 이후 0.002°C/10년, 해양에서는 0으로 정하였다. 이러한 불확실성은 Brohan et al.(2006)에서 설명한 것처럼 기온의 증가경향을 감소시키는 효과가 될 것이며, 따라서 3.2.2.4절 그림 3.6과 그림 3.7, 그리고 FAQ 3.1의 그림 1에서 보여주고 있는 오류 막대는 약간 비대칭적이 된다. 표 3.2과 3.2.2.4절의 표 3.3의 변화경향에 대한 통계적 유의성은 이러한 비대칭성을 반영한 것이다.

Mckittrick and Michaels(2004), De Laat and Maurelis(2006)는 육상에서 온난화 경향의 공간분포가 산업 및 사회경제발전과 매우 밀접한 관련이 있음을 즉 도시화 및 도시화와 관련된 토지이용도의 변화가 온난화에 영향을 미치고 있음을 보이고자 하였다. 그러나, 사회경제적으로 매우 발달된 지역은 또한 대기 순환의 변화에 따라 가장 온난화가 잘 일어나는 지역이기도 하다(3.2.2.7절과 3.6.4절). 그러므로 온난화와 사업 및 사회경제적 발전과의 상관성은 통계적으로 유의하지 않다. 게다가 지금까지 관측된 온난화와 온실가스 변화에 따른 온난화는 해양보다 육지에서 더 크다(10장). 이는 육지의 열용량이 더 작기 때문이다.

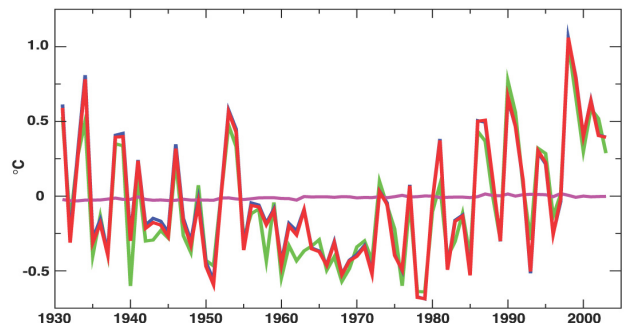


그림 3.3. 미국 역사기후관측망(USHCN) 전지점의 1961-1990년 평균에 대한 편차(°C) 시계열(붉은색). USHCN 자료 중에서 2000년 기준으로 관측지점 6km 범위 내에 인구가 30,000명이 넘는 지점(전체 16%)을 제외한 지점의 편차 시계열(푸른색). 인구 30,000명이 넘는 지점(전체 16%)의 편차 시계열(녹색). USHCN 전체 지점 시계열과 도시 지점을 뺀 시계열 사이의 차이(자홍색). 미국을 2.5°×3.5° 격자로 나누었을 때 전체 자료와 고인구밀도 지점을 뺀 자료는 모든 격자점에 다 들어 있지만, 고인구밀도를 가진 지점은 격자점의 56%에만 존재함. Peterson and Owen(2005) 인용.

Kalnay and Cai(2003)는 NRA에서 계산한 지표기온을 분석하여 1950년 이래 미국 동부에서 일교차의 감소 경향의 반 이상이 도시화 등 토지이용도의 변화에 의한 것임을 밝혔다. 이 결론은 재분석 자료가 관측자료에 영향을 주는 도시화 등의 요소를 명시적으로 포함하고 있지 않다는 사실을 바탕으로 한다. 그렇지만 재분석자료는 또한 온실가스의 증가가 온량 혹은 토지수분의 변화와 같은 다른 자연적, 인위적 영향도 또한 명시적으로 포함하고 있지 않다(Trenberth, 2004). Vose et al.(2004)는 미국 동부지역에 대한 자료를 보정하여 분석한 결과 Kalnay and Cai(2003)의 결론이 맞지 않음을 보였다. 그리고 ERA-40 재분석자료를 사용한 연구결과도 Kalnay and Cai(2003)의 연구와 다르게 나타났다(Simmons et al., 2004). 이러한 일교차의 변화는 토지이용도의 변화나 도시화에 따라 서서히 일어난 것이 아니라, 재분석자료에 사용된 자료의 종류가 변함에 따라 갑작스럽게 일어난 것이었다. 재분석자료는 1979년 이후 변화경향은 믿을 만하지만(Simmons et al., 2004) 장기간의 전지구 변화경향을 나타내는 데는 일반적으로 부적합하다.

그럼에도 불구하고 토지이용도의 변화는 국지규모, 지역 규모에서의 일교차에 중요한 요소이다. 예를 들어, 멕시코 북부의 토지황폐화는 인접한 미국보다 일교차가 증가하는 것으로 나타났다(Balling et al., 1998). 그리고 농업은 미국 기온에 영향을 미친다(Bonan, 2001; Christy et al., 2006). 1960년 이후 아랄 해의 고갈은 국지적으로 일교차를 증가시켰다(Small et al., 2001). Forster and Solomon(2003)에 따르면 최고/최저기온자료를 주단위로 살펴보면 미국, 일본, 멕시코, 중국에서 일교차에 주말효과가 분명하게 나타나는 것을 알 수 있다. 일교차의 주단위 변화는 넓은 지역에서 서로 반대의 부호를 나타내고 있는데 이는 대기오염과 에어러솔의 변화와 같은 인위적인 효과가 기후 미치는 영향을 보여주는 것이다(Jin et al., 2005). 7.2절에서 토지이용도의 변화가 미치는 영향에 대해 좀 더 논의해 보도록 하겠다.

3.2.2.3. 해수면온도와 해양 대기온도

해수면온도에 대한 대부분의 분석은 위성에 의해 측정된 해양 표면 온도가 아니라 해양 속 bulk 수온(해양 표면에서 수미터 속의 수온)을 분석한 것이다. 극궤도 적외 위성자료는 1981년부터 사용할 수 있어 위성의 해양 표면온도는 bulk 수온을 구하기 위해 보정되었다(Reynolds et al., 2002; Rayner et al., 2003, 2006). 그렇지만 위성 해수면온도 자료 만으로는 기후변화를 측정하는데 사용할 수 없었다. 이는 Reynolds et al.(2002)에서 극궤도 탐사위성 자료(Kilpatrick et al., 2001)를 분석해서 확인해 본 결과 위성자료는 시간에

따라 크게 변하는 편이를 가지고 있으며 이는 완벽하게 제거하기 힘들기 때문이다. 그렇지만 3.2.2.7절의 그림 3.9와 그림 3.10에는 1979년부터 2005년까지 전지구 자료를 제공하기 위해 보정된 1981년 11월 이후 위성 해수면 자료의 공간상관성을 사용하였다. O'Carroll et al.(2006)은 Along-Track Scanning Radiometers(ATSRs)를 사용하여 분석하는 방법을 개발하였다. 그렇지만 위성자료는 해빙지역과 그 근처의 해수면온도를 추정하는데는 사용할 수 없다.

최근의 배와 부이에서 관측한 bulk 해수면온도도 또한 시간에 따라 변하는 편이를 가지고 있다(Christy et al., 2001; Kent and Kaplan, 2006). 이는 Folland et al.(1993)이 계산한 것보다 더 크지만 최근의 지구온난화 현상에 대한 결론을 바꿀 만큼 크지는 않다. 3차 평가보고서에 따르면 물리-경험의 복합적 방법(Folland and Parker, 1995)은 주로 1941년까지의 선박관측 해수면온도 자료를 보정하는데 사용된다. 상세한 내용은 부록 3.B.3에 설명되어 있다.

Rayner et al.(2003)과 Smith and Reynolds(2004)는 결측자료를 내삽하여 해수면온도 자료를 분석하였다. 큰 결측이 있는 자료를 사용하여 기후 변동을 추정하는데 있어 주된 문제점은 변화를 과소평가할 수 있다는 것이다. 왜냐하면 대부분의 내삽방법은 분석을 최근 기후에 가깝도록 왜곡시키는 경향이 있기 때문이다(Hurrell and Trenberth, 1999). Rayner et al.(2003)은 최적내삽법을 사용하여 내삽하기 전에 장기간의 변화를 나타내주는 첫 번째 전지구 공분산 패턴을 추출하였다. 그리고 Smith and Reynolds는 내삽하기 전에 15년 이동평균한 값을 제거하였다.

그림 3.4a는 새롭게 만든 내삽하지 않은 해들리센터 데이터 버전2(HadSST2) 자료를 사용하여 전지구 해수면온도의 연평균 편차와 연평균 편차의 10년 주기 변동을 보여주고 있다(Rayner et al., 2006). 그림 3.4a는 또한 NMAT(HadMAT: Hadley Centre Marine Air Temperature data set)도 보여주고 있다. 이 자료는 배의 갑판에서 한 낮의 가열을 피하는데 사용되어지는 자료이다(Bottomley et al., 1990). 이 전구평균은 해양에 대해 가중치를 준 것이다($0.44 \times$ 북반구 + $0.56 \times$ 남반구). HadMAT 자료는 제한 최적내삽법(Rayner et al., 2003)을 사용하였는데, Folland et al.(2003)에서 설명한 것처럼 19세기 후반 이후 남태평양처럼 관측 자료가 드문 지역에는 내삽하고, 남반구 해양의 자료가 거의 없는 지역에서는 내삽하지 않기 때문에 이 방법을 선택하였다. HadMAT 자료가 제2차 세계대전 시 온난 편이를 보이는 것을 보정했음에도 불구하고 이 시기 북반구는 너무 온도가 높고, 남반구는 온도가 매우 낮게 나타난다(그림 3.4c,d). 그렇지만 전지구 HadSST2와 HadMAT는 일반적으로 서로 잘 일치한다. 특히

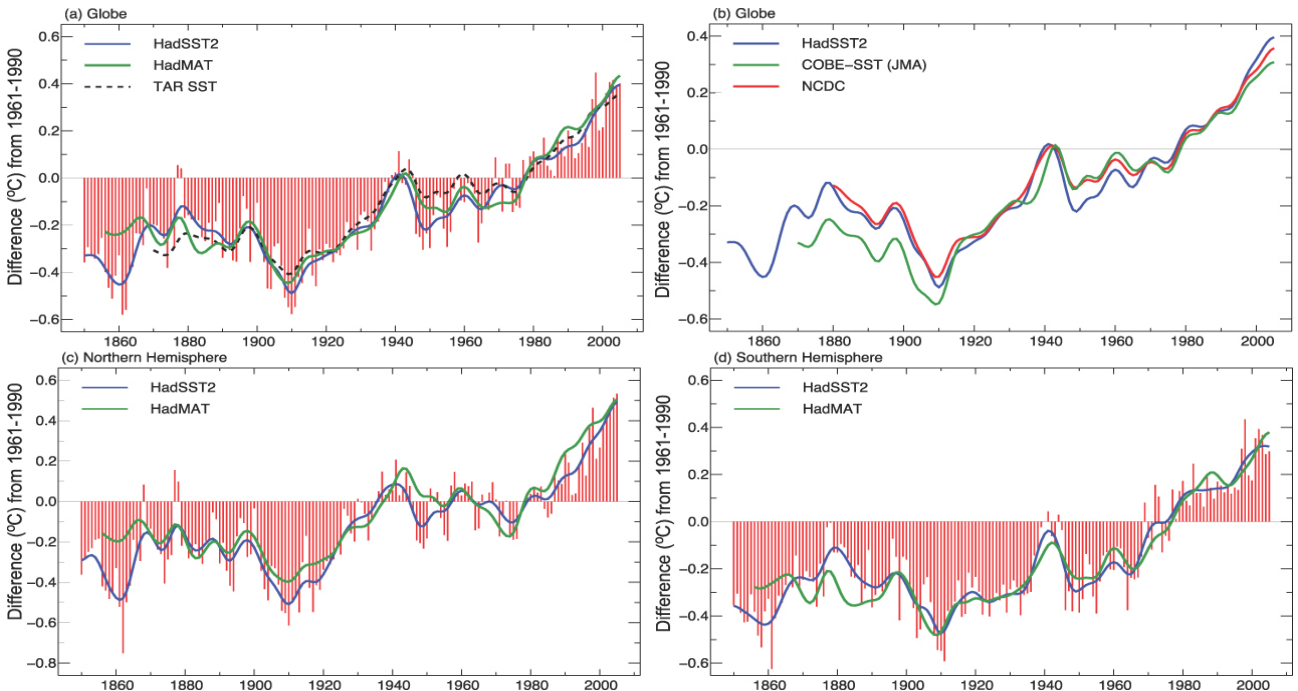


그림 3.4. (a) 1850~2005년 전지구 해수면온도(HadSST2, 붉은 막대와 푸른 곡선), 1856~2005년 전지구 NMAT(HadMAT, 녹색 곡선)의 연평균 편차. 자료는 영국 Meteorological Office에서 생산한 것이며(UKMO; Rayner et al., 2006), 편차는 1961-1990년 평균에 대해 계산함. 곡선은 10년 주기 변동임. 검은 점선은 3차 평가보고서의 10년 주기 해수면온도 편차를 보여줌. (b) 1961-1990년 평균에 대한 HadSST2 해수면온도 연평균 편차의 10년 주기 변동((a)에서의 마찬가지로 푸른 곡선), NCDC 해수면온도 연평균 편차(Smith et al., 2005; 붉은 곡선), 고베 해수면온도 연평균 편차(Ishii et al., 2005; 녹색 곡선). NCDC와 고베 해수면온도는 HadSST2 보다 더 늦은 19세기 말부터 자료가 존재함. (c, d)는(a)와 같으며 각각 북반구와 남반구에 대해 UKMO 자료를 가지고 계산한 것임.

1880년대 이후로. 그림 3.4a에는 3차 평가보고서의 해수면온도 분석결과도 포함되어 있다. 3차 평가보고서 이후 해수면온도 변화는 일반적으로 매우 작다. 새로운 해수면온도는 1880주변에서 약간 온도가 더 높고, 1950년대에 약간 온도가 더 낮다. 1940년대 초반의 온도상승은 부분적으로는 엘니뇨 현상에 의한 것이며(Bronnimann et al., 2004; 3.6.2절 참조), 부분적으로는 대서양의 수십년주기 변동(AMO; 3.6.6절 참조)의 온난화 시기와의 관련이 있다. HadSST 자료는 20세기 반구별 해수면온도의 증가 경향을 증명하고 있다(그림 3.4c,d와 표3.2). 종관규모의 날씨변동 요소를 제거하기 위해 해수면온도는 HadMAT보다 더 작은 수의 자료를 평균해야 하기 때문에 해수면온도 자료는 더욱 신뢰해야만 한다. 그렇지만 열대 태평양에서 1991년 이후 NMAT에 대한 해수면온도 변화는 부분적으로는 사실이다(Christy et al., 2001). 대기순환의 변화에 따라 지표 플럭스가 변하므로 대기와 해수면온도 편차 사이의 관계도 변할 수 있다. 열속의 경년변동은 어떤 지역, 어떤 달에는 $100\text{W}/\text{m}^2$ 을 넘기도 한다. 그렇지만 주된 장기적 변동은 ENSO(El Niño-Southern Oscillation)와 관련되어 있어 엘니뇨 기간의 몇 개월에 걸쳐 열대 중태평양에서 열속의 변화가 $50\text{W}/\text{m}^2$ 넘는다(Trenberth et al., 2002a).

그림 3.4b의 세 개의 시계열은 전지구 해수면온도의 변화

를 보여준다. 위성자료는 완벽하게 보정하기 힘든 시간에 따라 변하는 편이를 가지고 있기 때문에(Rayner et al., 2003) HadSST2 시계열(그림 3.4a와 같음)과 NCDC 시계열도 모두 극궤도 위성자료는 사용하지 않았다. 일본 고베 해수면온도 시계열은 일본기상청에서 100년 동안의 현장 관측자료를 바탕으로(해빙 제외) 만든 해수면온도(COBE-SST)이다(Ishii et al., 2005). 전지구적으로 가장 따뜻한 해는 1998년으로 HadSST2, NCDC, COBE-SST는 각각 1961-1990년 평균값에 비해 0.44°C , 0.38°C , 0.37°C 높았다. 가장 따뜻했던 다섯 개의 해는 모두 1995년 이후이다.

여러 해양에서의 변동과 증감경향을 이해하고자하는 분석이 이루어지고 있으나, 이미 서로 꽤 다른 양상을 보임이 밝혀졌다. 태평양은 ENSO가 지배적으로 나타나고, PDO(Pacific Decadal Oscillation)에 의해 영향을 받는다. PDO는 열을 열대 해양에서 고위도로 해양에서 대기로 이동시키므로(Trenberth et al., 2002a) 경향성을 크게 변화시킨다. 대서양에서는 AMO가 중요한 역할을 한다(Folland et al., 1999; Delworth and Mann, 2000; Enfield et al., 2001; Goldenberg et al., 2001; 3.6.6절과 그림 3.33). AMO는 열염순환과 관련이 있어 열을 북쪽으로 이동시킴으로써 열대의 가열을 완화시키고 고위도의 온도를 올라가게 한다. 인도양에서는 증감

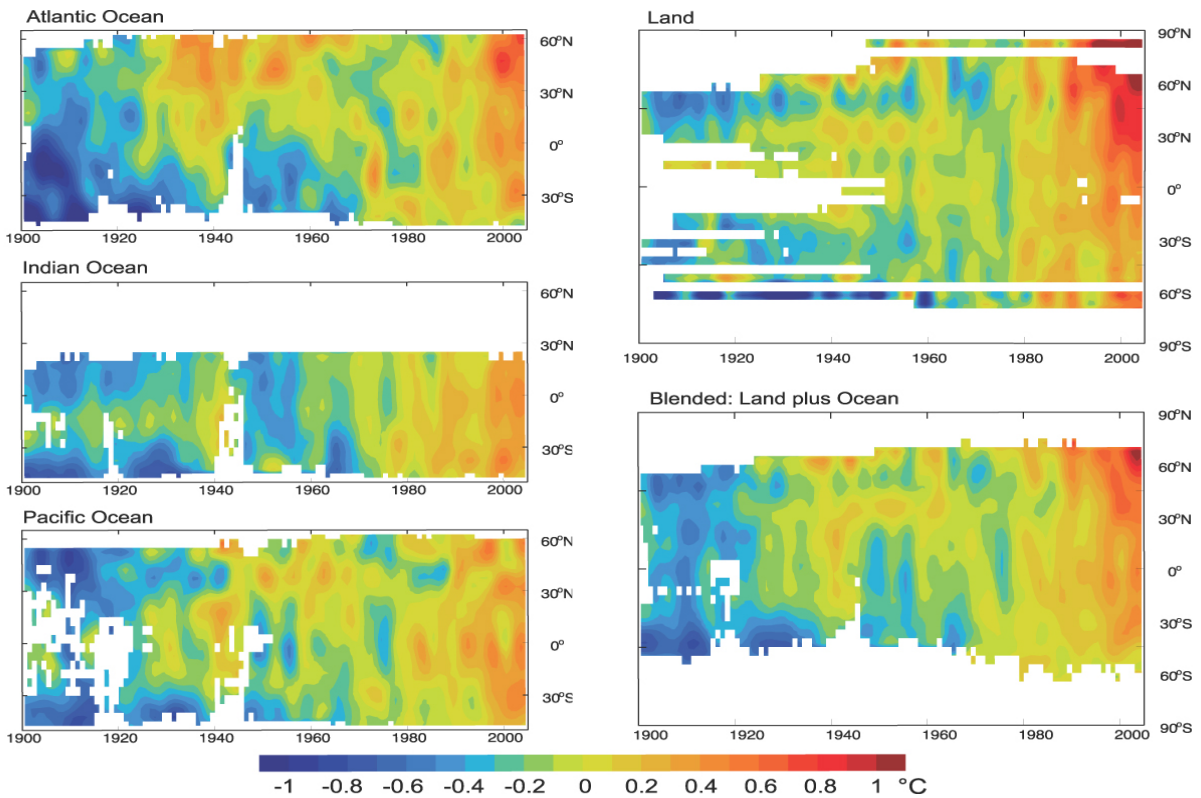


그림 3.5. 1900~2005년 동서방향으로 평균한 온도 편차를 위도-시간에 대해 그린 그래프. 편차는 1961-1990년 평균에 대해 구함. 왼쪽 : HadSST2 해수면온도의 대양별 연평균 편차(Rayner et al., 2006). 오른쪽 : 육상 지표기온의 연평균 편차(위, CRUTEM3), 육상과 해양(아래, HadCRUT3). 값은 6년보다 작은 변동은 제거하기 위해 5개 포인트에 대한 필터를 사용하여 평활한 것임. 하얀 영역은 결측자료를 나타냄.

경향에 비해 경년변동이 작다. 그림 3.5는 각 해양에서 동서 방향으로 평균한 1900년대 이래 해수면온도(HadSST2)의 위도-시간 변화를 보여주고 있다. ENSO를 포함하여 6년보다 작은 주기의 변동은 제거되었다. 태평양에서 장기간에 걸친 온난화 경향이 매우 뚜렷하나 PDO와 관련하여 열대지방 중심에서 차가운 해수면온도를 보이고 있다. 1939-1942년 엘니뇨로 인하여 높은 해수면온도도 보이고 있다. 대서양의 경우 1920년대부터 1940년대 사이에 북반구 고위도 지역에서 해수면온도가 높게 나타난 반면 남반구는 해수면온도가 낮았다. 반구 사이의 이러한 차이는 열염순환의 한 현상으로 생각되어진다(Zhang and Delworth, 2005). 그 이후 북반구 중위도 지역의 온도가 상대적으로 낮아지다가 최근 들어 다시 매우 온도가 높아져 해수면온도의 수십 년 주기 변동을 매우 잘 보여주고 있다. 최근 10년에 매우 해수면온도가 높게 나타나는데 이는 전지구 온난화에 AMO의 영향이 더해진 것으로 보인다(3.6.6절). 2차 평가보고서에 보고되었던 북대서양 북서쪽, 그린랜드 바로 남쪽 지역의 찬 바닷물은 현재 매우 온도가 높아져 있다(3.2.2.7절, 그림 3.9, 그림 3.10 참조; 해양의 열용량에 대한 그림 5.1과 5.2 참조). 인도양도 또한 1940년대 초반에 해수면온도가 상승하였으며 최근 들어 지속적인 온난화 경향이 뚜렷해지고 있다. 대서양에서의

수십 년 주기 변동은 태평양의 수십 년 주기 변동보다 주기가 훨씬 더 길지만 모든 해양에서 1940년대 부근에서 해수면온도가 높았다는 것은 주목할 만하다.

3.2.2.4 육상과 해양을 합친 온도: 전지구, 북반구, 남반구, 동서평균

육상 지표기온과 해수면온도 편차를 모두 포함하는 격자점 자료는 모두 3그룹에서 만들고 있다. 영국 UKMO 해들리센터와 CRU(HadCRUT3; Brohan et al., 2006), 미국의 NCDC(Smith and Reynolds, 2005)와 GISS(Hansen et al., 2001). 자료를 구성하고 있는 요소들이 약간씩 다르고(3.2.2.1절과 3.2.2.3절 참조), 자료를 조합하는 방법에도 불구하고 증감경향은 비슷하다. 표 3.3은 선형 증가경향을 상호 비교한 결과를 보여준다. 1901년 이후 온난화경향은 HadCRUT3 자료보다 NCDC와 GISS 자료가 좀 더 작게 나타났다. 모든 시계열에서 가장 더웠던 5개의 해가 순서는 조금씩 다르지만 모두 1997년 이후에 나타나는 공통점을 보였다. HadCRU3 자료에서는 1998년이 가장 더웠지만, NCDC와 GISS 자료에서는 2005년이 가장 더운 것으로 나타났다. 2005년은 엘니뇨 해가 아니었음에도 불구하고 가장 큰 엘니뇨 해였던 1998년 만큼이나 전지구적으로 더웠다. GISS

표 3.3. 육상 지표기온과 해수면온도를 합한 기온의 전지구와 반구별 선형증가경향(°C/10년). CRU/UKMO 자료에 대해 연평균과 함께 불확실성도 평가함. CRU/UKMO의 경우 전지구 평균은 두 반구 값을 단순히 평균한 것임. NCDC와 GISS 자료는 3.2.2.1절에 언급한 것처럼 반구에 가중치를 주어 전지구 평균을 구했음. 증가경향을 구하는 방법은 표 3.2와 같음. R²는 결정계수(%)임. 1차 자기상관관계를 제거한 뒤 잔차에 대한 Durbin Watson D-statistic을 구해보면(제시안함) 통계적으로 유의한 양의 상관관계는 보이지 않으며, 잔차를 그려보면 실제로 장기간 지속되는 현상을 보이지는 않음.

자료	기온의 변화경향(°C/10년)		
	1850-2005	1901-2005	1979-2005
북반구			
CRU/UKMO (Brohan et al., 2006)	0.047 ± 0.013 R2=54	0.075 ± 0.023 R2=63	0.234 ± 0.070 R2=69
NCDC (Smith and Reynolds, 2005)		0.063 ± 0.022 R2=55	0.245 ± 0.062 R2=72
남반구			
CRU/UKMO (Brohan et al., 2006)	0.038 ± 0.014 R2=51	0.068 ± 0.017 R2=74	0.092 ± 0.038 R2=48
NCDC (Smith and Reynolds, 2005)		0.066 ± 0.009 R2=82	0.096 ± 0.038 R2=58
전구			
CRU/UKMO (Brohan et al., 2006)	0.042 ± 0.012 R2=57	0.071 ± 0.017 R2=74	0.163 ± 0.046 R2=67
NCDC (Smith and Reynolds, 2005)		0.064 ± 0.016 R2=71	0.174 ± 0.051 R2=72
GISS (Hansen et al., 2001)		0.060 ± 0.014 R2=70	0.170 ± 0.047 R2=67

자료에서 2005년에 북극해상의 유라시아 대륙 북쪽과 북아메리카 지역에서 예외적으로 온도가 높게 내삽되었다(그림 3.5). 따라서 만약 2005년 GISS 자료를 북위 75도까지만 평균을 낸다면 2005년보다는 1998년이 더 더운 해가 되었을 것이다. 또한 HadCRUT3 2005년 자료에서 해빙이 줄어들지 않는 남극과 남반구 해양 일부지역에서 기온이 상대적으로 낮게 나타났다.

Brohan et al.(2006)에서 분석한 반구별, 전지구 시계열은 그림 3.6에 나타내었으며, 열대지방과 극지방 시계열은 그림 3.7에 제시하였다. 해수면온도 자료가 부족하여 극지방은 육지 자료만 평균하였다. 엘니뇨 현상은 열대지방에서 분명하게 나타나지만 최근의 온난화 경향은 북반구 중위도에서 가장 크다. 특히 HadCRUT3 자료를 살펴보면 1997-1998 엘니뇨는 1998년을 가장 더운 해로 만들었다. 북위 65도 이상의 북극 지역 육지에서의 온난화경향은 19세기부터 21세기에 걸쳐 전지구 평균 온난화경향의 2배 이상이며, 1960년대부터 현재까지의 기온 증가경향에 대해서도 2배 이상이다. 1920년대 말에서 1950년대 초까지는 거의 지금과 같은 수준으로 따뜻한 기간이었다. 20세기 초반 50년 동안 사용할 수 있는 자료가 제한적이긴 하지만 20세기 초반에 나타난 따뜻한 기간의 공간 패턴은 현재의 온난화 패턴과는 약간 다르다. 특히, 최근의 온난화 패턴은 북반구 Annual Mode(NAM, 3.6.4절 참조)와 부분적으로 관련이 있으며, 넓은 지역에 영향을 미친다(Polyakov et al., 2003). 남극 중심 대륙에서의 온도(65°S의 남쪽지역)는 최근 수십 년 동안 증가하지 않았

지만(Turner et al., 2005), 남극 반도 지역에서 최근 50년 동안 온도 증가가 매우 크게 나타난 것은 확실하다(Turner et al., 2005; Southern Annual Mode(SAM)에 대한 논의와 3.6.5 절의 그림 3.32 참조).

3.2.2.5 육상 지표온도와 해수면온도 변화의 일치성

육상 지표기온, 해수면온도, NMAT를 각각 독립적으로 분석했을 경우 20세기 기온변화 과정 일반적으로 서로 잘 일치한다(그림 3.8). 모두 서로 다른 두 기간(1915~1945년과 1975년 이후)에 온난화경향을 보이고 있으며, 표 3.2의 증가경향값이 보여주는 것처럼 1975년 이후에서는 해양보다 육지에서 온난화경향이 더 뚜렷하다. 육지에서는 기온의 경년 변화도 심하다(그림 3.1과 그림 3.4a,c,d를 비교해 볼 것). 지구 해수면온도(그리고 NMAT)와 지구 지표기온의 증가경향 사이의 차이는 대부분 북반구 중위도 대륙에서 온난화 경향이 큼에서 기인한다(3.2.2.7절, 그림 3.9와 그림 3.10 참조). 이는 해양의 증발량과 열용량이 큰 것과 관련이 있으며, 특히 겨울철에 북대서양진동(NAO)/NAM에 의한 대기 순환의 변화와도 관련되어 있다(3.6.4절 참조). 따라서 대륙이 많은 북반구와 해양이 많은 남반구 기온의 차이도 그림 3.8에서 지표기온과 해수면온도 차이를 그린 것과 유사하다.

3.2.2.6 지구 기온의 시간에 따른 변동과 최근의 온난화 경향

그림 3.6에서 1850~2005년 사이 HadCRUT3 지구 연평균 기온의 표준편차는 0.24°C이다. 1901년 이래 연이은 두 해사

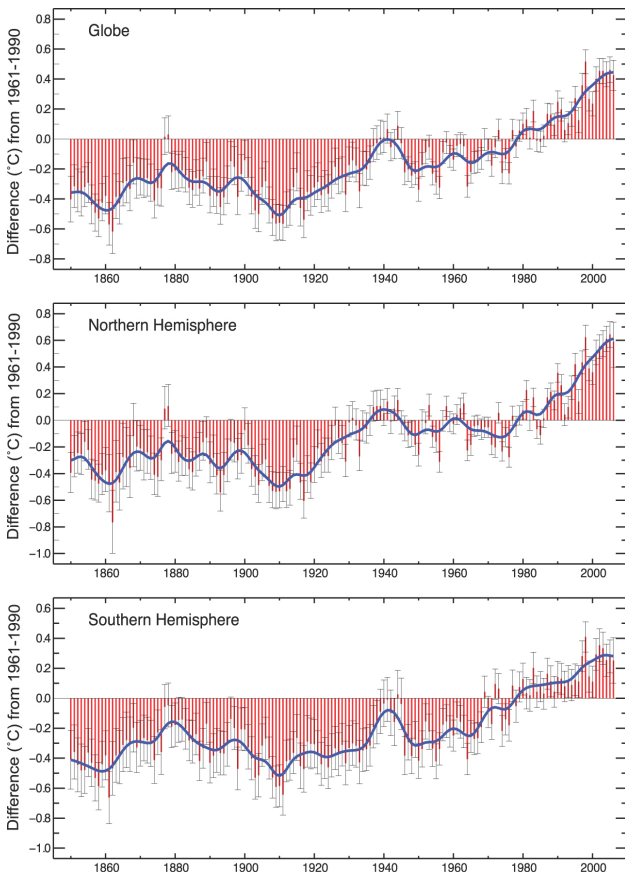


그림 3.6. 1850년부터 2006년까지 육상 지표기온과 해수면온도를 합한 기온의 전지구와 반구별 기온 편차. HadCRUT3 자료로 편차는 1961-1990년 평균에 대한 편차이며, 5%-95% 오류막대도 함께 표시하였음 (Brohan et al., 2006 인용). 푸른색 곡선은 10년주기 변동을 보여주고 있음

이의 지구 평균 기온값이 가장 크게 차이 난 것은 1976년과 1977년 사이로 0.27℃ 차이를 보인다. 이는 100년 단위 규모에서 0.75℃(1901~2005년 HadCRUT3 선형 증가경향)와 0.74℃(1906~2005년 HadCRUT3 선형 증가경향)의 기온증가가 일어난 것이 얼마나 중요한지를 보여준다. 그렇지만 전지구 규모에서의 기온 증가폭은 한 지점에서의 경년변동보다 작으며 일변화보다는 매우 작다(표 3.1).

3종류의 전지구 분석으로부터 얻을 수 있는 근본적인 결론은 1901~2005년 사이 지구평균 지표기온은 0.65℃±0.2℃ 보다 약간 더 증가하였으며(표 3.3), 적어도 11세기 이래로의 온난화경향이 좀 더 크다(6장 참조)는 것이다. 1906~2005년 사이 HadCRUT3는 0.74℃±0.18℃ 기온 상승을 보이지만, 증가속도는 최근 50년 동안 거의 2배가 된다(1956~2005년 사이 0.64℃±0.13℃ 증가; FAQ 3.1 참조). 분명하게 말하자면 증가경향은 선형적이 아니므로 몇 개의 단계로 나눌 수 있다. 1915년 이전 단계, 대략 1945년까지의 기온 증가, 그 이후 1970년대까지 약간의 감소경향, 그 이후 비교적 선형적인 증가경향을 보인다(그림 3.6과 FAQ 3.1). 이런 방법으로

고려해 보면 초기 50년(1850~1899년)의 평균으로부터 2001~2005년까지 전반적으로 0.76℃±0.19℃ 정도 온도가 증가하였다. 3차 평가보고서 이후 세계 지표기온이 지속적으로 증가한 것은 분명하며, 3차 평가보고서와 같은 방법으로 계산하였을 때 20세기의 증가경향은 여전히 0.6℃이다. 3.2.2.2절에서 살펴본 것처럼 해양이 많은 부분을 차지하는 지구에서 도시화가 미치는 영향은 매우 작다. 최근 12년(1995~2006)에는 1850년(상당한 관측 자료를 사용할 수 있게 된 해) 이후 가장 따뜻했던 12개의 해 중 11개 해가 포함되어 있다. 최근 12년 중 1996년만이 가장 따뜻했던 12개의 해에 해당이 안 되며 대신 1990년이 포함된다. HadCRUT3 자료에서 2002년부터 2005년은 차례대로 3번째, 4번째, 5번째, 2번째 따뜻한 해였으며, 1998년이 가장 따뜻한 해였다. 반면 GISS, NCDC 자료에서는 2005년과 1998년이 각각 첫 번째, 두 번째로 따뜻한 해로 나타났다. 1979~2005년 사이 HadCRUT3 지표 온난화경향은 0.16℃/10년 이상, 즉 이 기간 동안 0.44℃±0.12℃ 이상의 기온이 상승했다(NCDC와

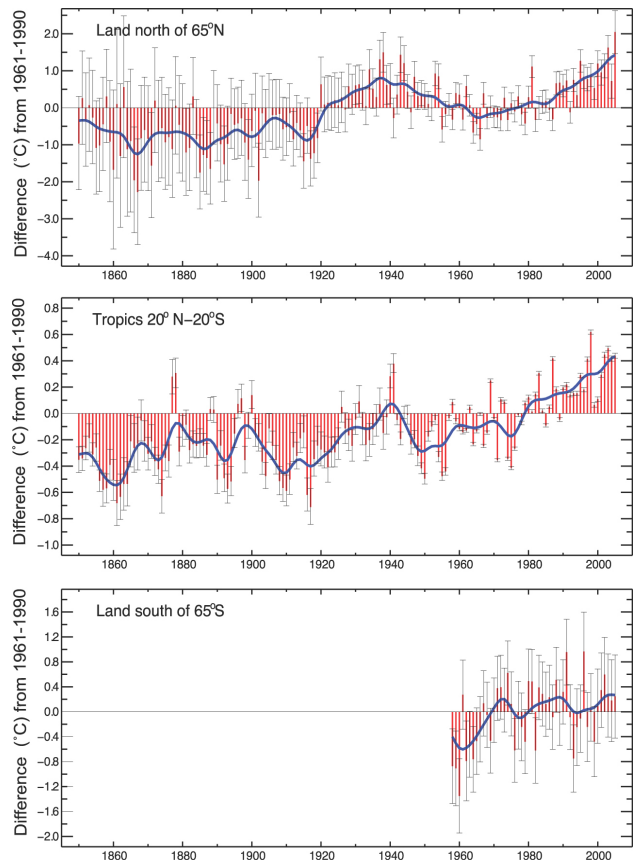


그림 3.7. 2005년까지의 연평균 기온 편차(°C)(푸른 막대). 편차는 1961-1990년 평균에 대한 편차로 5%-95% 오류막대도 함께 표시하였음. 열대지방 시계열(가운데)는 HadCRUT3의 육상 지표기온과 해수면온도를 합한 것임(Brohan et al., 2006 인용). 극지방 시계열(맨위와 맨아래)은 CRUTEM3의 육상 지표자료만 사용하였음. 극지방의 경우 해수면온도 자료가 매우 적으며 해빙지역에서는 신뢰도가 낮기 때문임. 곡선은 10년 주기 변동을 나타냄.

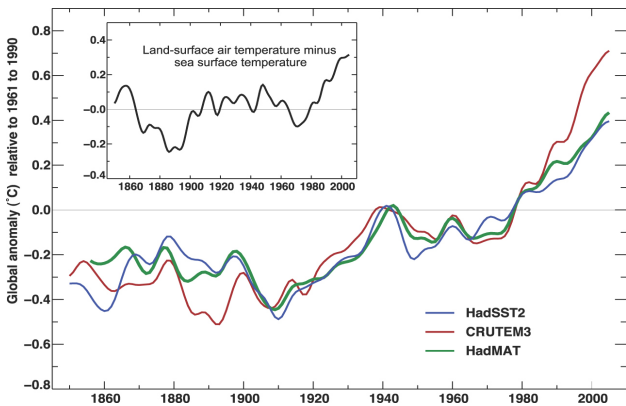


그림 3.8. 2005년까지의 지구평균해수면온도(푸른곡선, 1850년 이후), NMAT(녹색곡선, 1856년 이후), 육상 지표기온(붉은곡선, 1850년 이후) 연편차(°C). 편차는 1961-1990년 평균에 대해 구함(Brohan et al., 2006; Rayner et al., 2006). 각 곡선은 10년 주기 변동을 보여주는 것임(부록 3.A 참조). 왼쪽 위에 삽입된 곡선은 육상 지표기온과 해수면 온도 편차의 차이(붉은 선 - 푸른 선)를 보여주고 있음.

GISS 자료에는 오류 막대를 같이 그림). 2001~2005년 동안 지구 지표기온 편차는 1961-1990년 평균에 대해 0.44°C 높았으며, 2006년도 기온 편차는 2001~2005년 평균 기온편차에 가깝다.

3.2.2.7 공간 경향 패턴

그림 3.9는 1901~2005년과 1979~2005년 사이의 연평균 기온편차 변화를 공간적으로 보여주며, 그림 3.10은 1979~2005년 사이 계절별 변화경향을 보여준다. 모든 그림은 기온의 증가경향이 지점마다 매우 다를 수 있음을, 특히 분석기간이 짧을수록 차이가 더 크게 나타남을 분명하게 보여주고 있다. 100년 정도의 기간동안 지구온난화는 그린란드 남쪽지역과 미국 남동부의 세 개의 작은 지역들, 볼리비아와 콩고 일부 지역 등을 제외하고 전세계 대부분의 육상에서 통계적으로 의미가 있다. 통계적으로 의미가 없는 지역은 전 지점의 약

20%정도이며(Karoly and Wu, 2005), 다른 지역에서 온난화의 강화는 대기 순환이 변했기 때문인 것으로 보인다(3.6절 참조). 지구온난화는 아시아 대륙 내부, 북아메리카 북서부, 남반구 중위도 해양지역, 브라질 남동부에서 가장 크다. 최근에는 연평균 편차를 기준으로 보았을 때 어떤 지역은 온난화가 일어나고 있는 반면 어떤 지역은 오히려 약간 온도가 떨어지고 있다(그림 3.9). 중국 남동쪽 지역은 20세기 중반 이후로 온도가 떨어지고 있지만(Ren et al., 2005), 대부분은 1979년 이래로 온도가 내려가고 있으며 주로 해양과 남반구에 위치하고 있다. 이 지역들은 PDO나 SAM과 관련된 대기-해양 순환의 변화에 영향을 받는 것으로 보인다(3.6.5절 참조). 온난화는 1979년 이후 모든 계절에서 다 나타나지만, 남반구 중위도 해양과 캐나다 동부와 같은 지역에서는 온도가 약간 떨어지는 경향을 보이기도 하는데 이는 북대서양진동의 강화와 관련된 듯하다(3.6.4절 그림 3.30 참조). 1979년 이후 온난화는 겨울에는 북아메리카 서부, 유럽 북부, 중국에서, 봄에는 유럽, 아시아 북부와 동부에서, 여름에는 유럽과 북아프리카에서, 가을에는 북아메리카 북부, 그린란드, 아시아 동부 지역에서 가장 크다(그림 3.10).

어느 정도 신뢰성을 가지고 지구온난화를 감시하기 위한 유일한 방법은 가능한 많은 다양한 지점의 관측 자료를 포함해야 하는 것이다. 적절한 자료를 가지고 있지 않는 지점들이 어떻게 중요하게 작용하는지는 완벽한 모델 재분석 시에 결정된다(Simmons et al., 2004). 전구 혹은 반구 평균에서 결측자료는 그림 3.6에서 오차막대에 포함되어 나타나진다(Brohan et al., 2006). 오차막대는 일반적으로 북반구보다는 자료가 부족한 남반구에서 더 크며, 1950년대 이전에 크게 나타난다. 특히 19세기에 오차막대가 가장 크다.

그림 3.11은 1979년부터 2004년까지 연평균 일교차의 변화경향을 보여주고 있다. 3차 평가보고서에서 일교차가

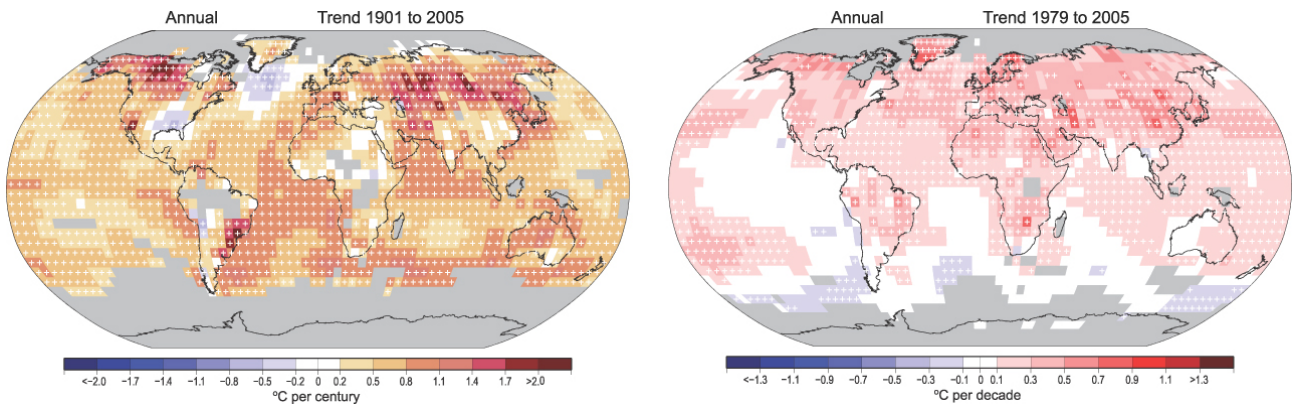


그림 3.9. 1901~2005년(왼쪽 : °C/100년)과 1979~2005(오른쪽: °C/10년) 사이 연평균 기온의 증가경향. 회색으로 표시된 지역은 자료가 충분하지 않아 증가경향이 신뢰성을 갖지 못하는 지역임. 1901~2005년 기간에는 적어도 66년 이상의 자료가 있어야 하며, 1979~2005년 기간에는 적어도 18년 이상의 자료가 있어야 증가경향을 계산할 수 있음. 연평균값은 적어도 월평균 기온 편차값이 10개 이상 있는 경우에만 계산하였음. 사용된 자료는 NCDC에서 만든 자료임(Smith and Reynolds, 2005). 5% 유의수준에서 통계적으로 의미있는 값은 하얀색으로 +표시를 하였음.

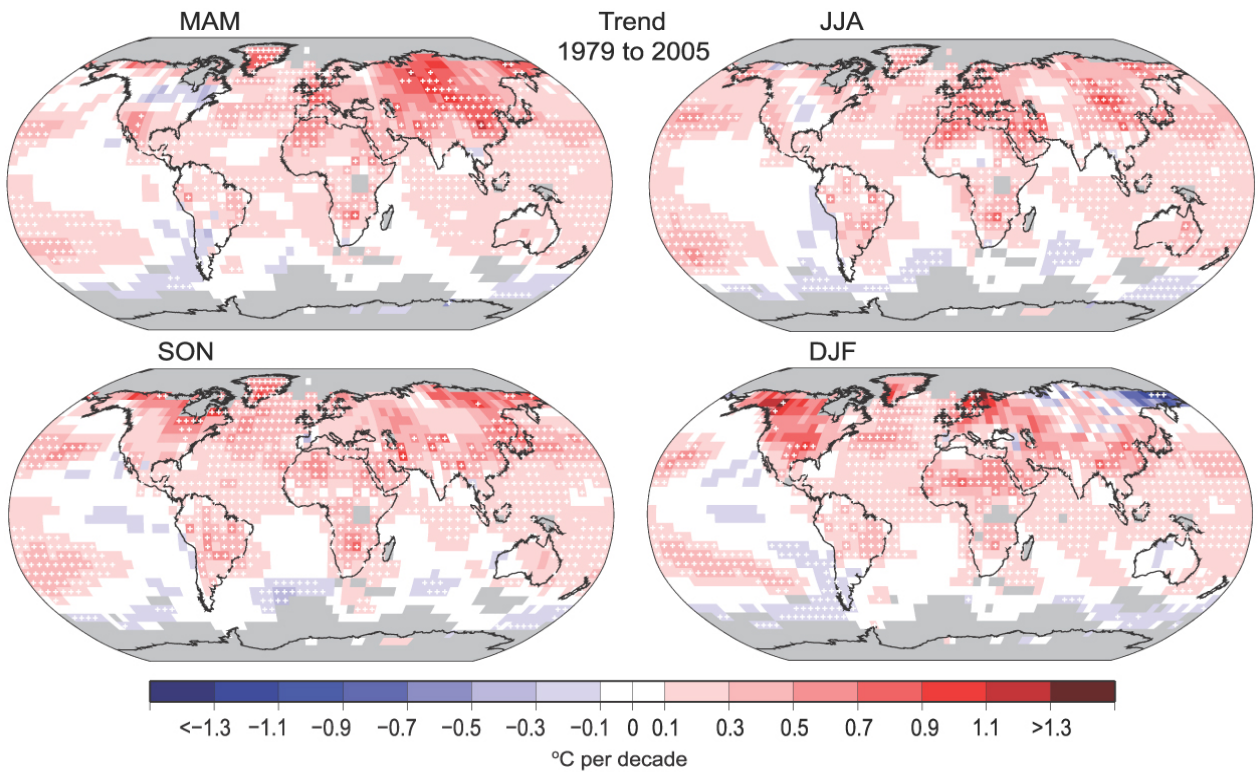


그림 3.10. 1979~2005년 사이 계절별(MAM, JJA, SON, DJF) 기온의 증가경향(°C/10년). 회색으로 표시된 지역은 자료가 충분하지 않아 증가경향이 신뢰성을 갖지 못하는 지역임. 증가경향을 계산하기 위해 필요한 최소 연자료 수는 18개임. 계절평균은 3개월 중에서 2개 이상의 자료가 있을 때만 계산하였음. 사용된 자료는 NCDC에서 만든 자료임(Smith and Reynolds, 2005). 5% 유의수준에서 통계적으로 의미있는 값은 하얀색으로 +표시를 하였음.

1950년 이후 감소하고 있다고 보고되었으나 그림 3.2에서 확인할 수 있듯이 현재 감소경향은 멈춘 상태이다. 1979년 이후 일 최소기온은 호주 서부지역, 아르헨티나 남쪽, 북태평양 서쪽의 일부지역을 제외하고는 증가하고 있으며, 일 최고기온도 또한 페루 북부, 아르헨티나 북부, 호주 북서부, 북태평양 일부 지역을 제외하고는 대부분의 지역에서 증가하고 있다(Vose et al., 2005a). 이러한 변화는 미국에서 일교차의 감소를 보고한 Dai et al.(2006)의 결과와 일치하지 않는다. 이러한 차이는 부분적으로는 Dai et al.(2006)의 분석에서 일교차가 컸던 1976년~1978년을 포함했기 때문으로 보인다. 그림 3.11은 최근의 다른 많은 지역규모 분석 결과와도 잘 일치한다.

운량과 강수량의 변화는 20세기 미국, 호주, 중위도 캐나다, 구소련의 일교차의 변화를 80% 정도 설명해 주고 있다(Dai et al., 1999). 운량은 20세기 페노스칸디아(핀란드, 스웨덴, 노르웨이, 덴마크) 일교차 변화의 반 정도를 설명해 준다(Tuomenvirta et al., 2000). 대기 순환의 변화 또한 일교차에 영향을 준다. 종관규모 일기현상 발생횟수의 변화는 북극에서 추운계절 일교차의 감소를 일으킨다(Przybylak, 2000). NAM의 양의 위상은(3.6.4절 참조) 미국 북동부와 캐나다에

서 일교차의 감소와 관련되어 있다(Wettstein and Mearns, 2002). 해면기압 패턴의 변화와 이와 관련된 운량의 변화는 미국 북서부 지역에서 추운계절 일교차의 증가경향과 미국 남중부 지역에서 일교차가 감소하는 경향과 부분적으로 관련되어 있다(Durre and Wallace, 2001). 인위적인 활동은 온실가스와 에어러솔을 통해 구름에 영향을 미칠 뿐만 아니라 대기 순환에 영향을 미치기 때문에, 일교차와 인위적인 활동과의 관련성은 매우 복잡하다.

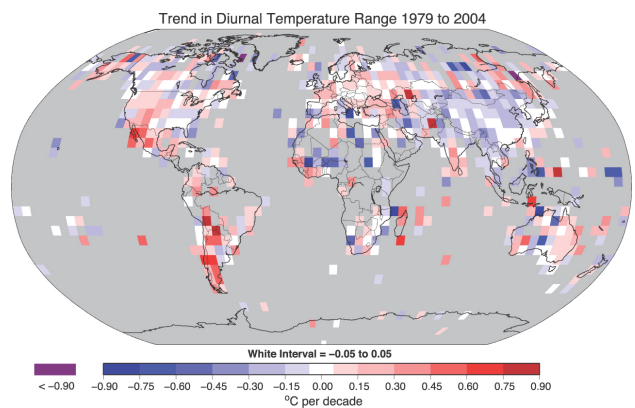


그림 3.11. 1979~2004년 사이 연평균 일교차(DTR)의 증가경향(°C/10년). 회색지역은 자료가 불충분하거나 결론을 의미함(Vose et al., 2005a)

자주 묻는 질문(FAQ) 3.1

지구의 기온은 어떻게 변하고 있는가?

지난 157년 동안의 기온 관측치를 보면 지표 기온이 전지구적으로 상승했고 지역적으로 편차가 크다. 지구 평균적으로 지난 세기의 온난화는 두 단계에 걸쳐 일어났는데 첫 번째는 1910년대부터 1940년대까지 0.35℃ 상승한 것이고, 두 번째는 1970년대부터 현재까지로 좀 더 심하게 0.55℃ 상승한 것이다. 지난 25년 동안 온난화 속도는 점차 증가했고, 기록상으로 가장 더웠던 12해 중 11해가 지난 12년 동안에 출현했다. 지표에서 측정된 1950년대 말 이후의 전지구적 관측치를 보면 대류권(약 10 km 고도까지)이 지표보다 약간 빠른 속도로 온난화 되었고, 반면에 성층권(약 10~30 km)은 1979년 이후 뚜렷이 냉각되었다. 이것은 물리학적 예상 및 대부분의 모델 결과와 일치한다. 지구 온난화는 바다의 온난화, 해수면 상승, 빙하 해빙, 북극 해양빙의 퇴각, 북반구의 적설 면적(snow cover) 감소에서 확인 된다.

하나의 온도계로 지구전체 기온을 측정하지는 못한다. 그보다는 전 세계 육지에 설치된 수천 개의 관측소에서 매일 측정된 개별 온도 측정치를 해양의 이동 선박에서 측정된 수천 건의 해수면 온도 데이터와 결합하여 월별 지구 평균 기온을 추정한다. 시간 경과에 따른 일관된 변화를 획득하기 위해서는, 편차(anomaly)(각 지점의 기후 평균과의 편차)를 중점적으로 분석해야 한다. 이것들이 유효 데이터를 좌우하기 때문이다. 측정치는 1850년 것부터 존재하지만 19세기 후반의 데이터는 지구 전체를 범위로 삼지 못했고, 남극대륙에서 측정이 시작된 1957년 이후의 데이터는 그보다 우수하며, 위성측정이 시작된 약 1980년 이후의 데이터가 가장 우수하다.

지구 평균으로 표현하면 지표 기온은 지난 100년 동안(1906년과 2005년) 약 0.74℃ 상승했다(그림 1 참조). 그러나 이 온난화는 계절이나 장소에 따라 일정하지도 않고 동일하지도 않았다. 1850년부터 약 1915년까지는 자연 변동성에 관련된 상승과 하강을 제외하면 전반적으로 그다지 크게 변하지 않았고, 그 상승과 하강조차도 부분적으로는 부실한 샘플링 때문인지 모른다. 1910년대부터 1940년대까지 지구 평균 기온은 0.35℃ 상승하였고, 그 후 약간 냉각(0.1℃)되었으며, 그 뒤부터 2006년 말까지는 급속히 온난화(0.55℃) 되었다(그림 1). 이 기온 시리즈에서 가장 기온이 높았던 해는 1998년과 2005년이었고(통계적으로 두 해에 차이 없음), 가장 기온이 높은 12해 중 11해가 지난 12

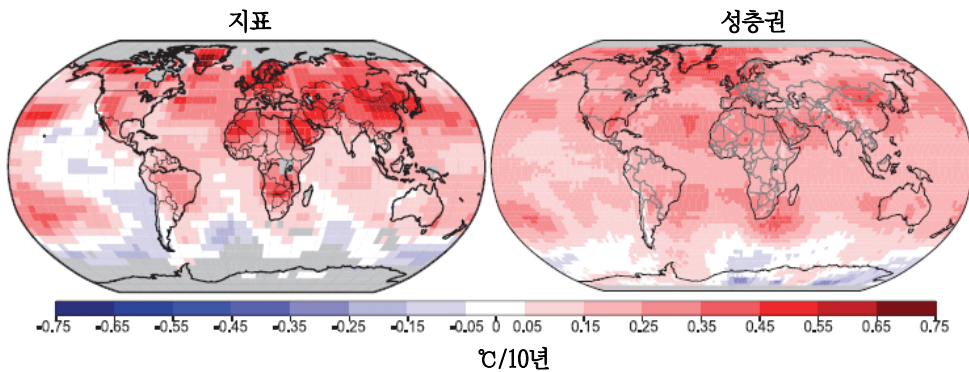
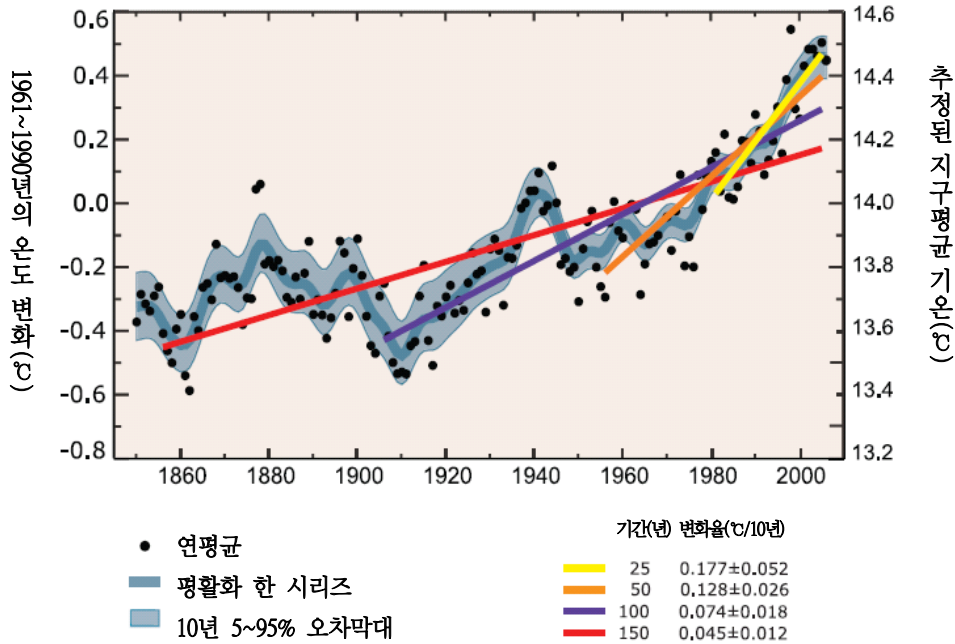
년 동안(1995년~2006년)에 출현했다. 온난화, 특히 1970년대 이후의 온난화는 일반적으로 해양보다 육지에서 더 높았다. 계절적으로는 겨울 계절의 반구에서 약간 더 높은 온난화가 일어났다. 도시와 도심지에서도 온난화(도시 열섬효과(urban heat island effect)라고 부르는)가 일어나긴 하지만 공간적으로 범위가 한정적이며, 그 효과는 지구 기온 데이터에서 침범 지역을 가급적 많이 제외하고 오차범위(그림에서 파란색 띠)를 증가시키면 설명된다.

1901년 이후로 냉각된 지역은 몇 안 되는데 대부분은 남부 그린랜드 근처의 북대서양 북부 지역이다. 이 기간의 온난화는 아시아와 북아메리카 북부의 내륙지방에서 가장 현저했다. 그러나 이 지역들은 경년(year-to-year) 변동성이 크기 때문에 가장 뚜렷한 온난화 신호는 중위도 및 저위도 일부 지역, 특히 열대 해양에서 발생했다고 보아야 한다. 그림 1의 좌측 하단 패널은 1979년 이후의 기온 경향을 보여주는데 태평양의 패턴을 보면 엘니뇨와 관련된 온난화 및 냉각 지역이 두드러진다.

최근에 전 세계 여러 지역의 극단적 일기온(daily temperature extreme)의 장기 변화에 대한 분석이 가능해졌다(북아메리카와 남아메리카 남부의 일부, 유럽, 북아시아, 동아시아, 남아프리카, 오스트랄라시아). 이 기록들은 특히 1950년대 이후로 매우 추운 낮과 밤의 수는 감소하고 극단적으로 더운 낮과 따뜻한 밤의 수는 증가한 것을 보여준다(FAQ 3.3 참조). 서리가 끼지 않는 계절의 길이가 남반구와 북반구의 대부분의 중위도 및 고위도 지역에서 증가했다. 북반구에서는 봄이 일찍 시작되고 있는 것으로 이것이 확실히 증명된다.

앞에 설명한 기온 데이터 외에, 1958년 이후에는 풍선 사용해서 육지 지역을 합리적으로 포함하며 지표 위 기온이 측정되었고 1979년 이후에는 위성자료가 사용되었다. 모든 데이터에서 기온의 변화가 조정되었고, 필요한 곳에서는 측정방법이 관찰되었다. 초단파(microwave) 위성자료를 사용해 대류권(지표부터 약 10 km까지)과 하층 성층권(약 10~30 km)을 비롯한 두꺼운 대기층의 '위성 기온기록'이 생산되었다. 그러나 1979년 이후 사용된 여러 위성들의 13개 기기에 대한 교차교정과 관측시간 및 위성 고도의 변화에 대한 보정을 개선하여 몇 번 새로이 분석했음에도 불구하고, 경향에는 아직 불확실성이 존재한다.

지구평균 기온



FAQ 3.1, 그림 1. (위) 데이터를 간단히 적합화한 연간 지구 평균 기온 관측치¹⁾(흑색 점). 왼쪽 축은 1961~1990년 평균기온과의 편차(anomaly), 오른쪽 축은 추정된 실제 기온(°C)을 나타낸다. 노란색 선은 지난 25년(1981~2005년)에 적합화한 선형경향이며, 주황색은 50년(1956~2005년), 다홍색은 100년(1956~2005년), 빨강색은 150년(1856~2005년)에 대해 적합화한 선형경향이다. 최근을 향해 더 짧은 기간에서 구배는 더 크게 나타나고 있는데 이것은 가속된 온난화를 의미한다. 파란색 곡선은 10년 변동성을 포착하기 위해 평활화한 것이다. 이 변동이 의미 있는 것인지 여부를 판단하기 위해서 그 라인의 10년 오차범위를 5~95%(연한 파랑색)로 하였다(따라서 연간 기온은 이 한도를 초과하지 않는다). 20세기에 대해 추정된 복사강제력을 사용한 기후모델의 결과(9장 참조)는 1915년 전에는 변화가 거의 없었고, 20세기 초반 변화의 상당한 부분은 태양복사 변화, 화산활동, 자연변동성을 비롯한 자연발생적 영향력이 기여한 것임을 암시한다. 제2차 세계대전 이후 약 1940년부터 1970년까지 산업화 증가는 북반구의 오염을 증대시켜 냉각에 기여하였고, 1970년대 중반 이후에 관측된 온난화는 CO₂ 및 기타 온실가스의 증가가 지배적 원인이다. (아래) 위성자료로부터 추정된 지표(좌)와 대류권(지표에서 약 10 km 고도)의 1979~2005년 지구적 선형 기온경향 패턴. 회색 부분은 데이터가 불완전한 지역이다. 위성자료에서 대류권은 공간적으로 좀 더 균일하게 온난화되고 있는 반면에 지표기온 변화는 육지 및 바다와 더 뚜렷한 관계를 보인다.

¹⁾출처: HadCRUT3 data set.

1950년대 이후 전지구적 관측치 중 최근 버전의 유효 데이터 세트는 대류권이 지표보다 약간 빠른 속도로 온난화되었고 성층권은 1979년 이후 뚜렷이 냉각되었다는 것을 보여준다. 이것은 물리학적 예상 및 대부분의 모델 결과와 일치한다. 모델 결과들은 대류권 온난화와 성층권 냉각에서 온실가스 증가의 역할을 입증하고 있다. 오존 고갈도 성층권 냉각에 상당히 기여한다.

관측된 지표기온 증가와 일치하게, 강과 호수가 동결하

는 계절의 길이가 짧아졌다. 더욱이 20세기에는 거의 지구 전체에서 빙하의 질량과 규모가 감소했다. 최근에는 그린란드 빙상(Greenland Ice Sheet)의 해빙이 명백해졌다. 북반구의 여러 지역에서 적설 면적(snow cover)이 감소했다. 해양빙의 두께와 범위는 북극에서 모든 계절에, 특히 봄과 여름에 극적일 정도로 감소했다. 해양이 온난화 되고 있고, 해양의 열팽창과 육지빙의 해빙으로 인해 해수면이 상승하고 있다.

3.3 지표기후의 변화 : 강수량, 가뭄, 지표 수문

3.3.1 배경

기온의 변화는 매우 분명하게 기후 변화를 쉽게 측정할 수 있는 방법이지만, 대기 습도, 강수량, 대기 순환도 또한 변해서 전체 시스템에 영향을 준다. 복사강제력은 가열을 변화시키며 지표면에서 복사강제력은 현열가열 뿐만 아니라 증발에도 직접적으로 영향을 미친다(박스 7.1 참조). 게다가 기온의 증가에 따라 대기가 수증기를 포함할 수 있는 용량이 1°C에 약 7%정도로 증가한다(3.4.2절 참조). 이러한 효과들이 모여 수문순환을 변화시키며 특히 강수특성(양, 빈도, 강도, 지속시간, 유형)과 극값을 변화시킨다(Trenberth et al., 2003). 날씨 시스템에서 증가된 수증기가 수렴하면 강수 강도가 증가하지만 지속시간과 혹은 강수빈도가 줄어들어 전체 강수량은 크게 변하지 않는다. 극값에 대한 설명은 3.8.2.2절에서 다룰 것이다. 전체 강수량이 변화할 것인가 하는 문제는 에어러솔로 인해 복잡해진다. 에어러솔은 태양을 가려 지면 가열을 감소시키기 때문이다. 에어러솔 층은 보통 지표 증발에 따른 잠열배출에 의해 가열되나, 복사의 흡수 특히 탄소를 함유한 에어러솔에 의한 복사의 흡수는 직접적으로 에어러솔 층을 가열하여 수문 순환을 약화시킨다. 에어러솔의 효과는 지협적인 경향이 있으며 특히나 강수량에 미치는 실제 효과는 불분명하다. 이 절에서는 지표 수문순환의 관점에서 논할 것이다. 지표 수증기량은 다른 대기 수증기량의 변화와 함께 3.4.2절에서 설명할 것이다.

강수량을 측정에서 전지구와 지역규모의 강수량이 변하는 정도를 정량화하는 것은 여전히 어렵다. 현장 강수량 관측은 특히 바람에 의해 영향을 받는데 약한 비뿐만 아니라 눈의 경우에는 더욱 그러하다. 원격 관측(레이더, 위성)의 경우 가장 큰 문제점은 순간적인 강도만 측정한다는 것이며 측정값(레이더, 마이크로파, 적외선)을 지표에서의 강수강도로 변환하는 알고리즘에 불확실성을 가지고 있다는 것이다. 관측상의 문제 때문에 그리고 대부분의 현장 강수량 관측이 땅에서 이루어지며 지구 육상 중 많은 부분에서 관측이 이루어지고 있지 않기 때문에, 다른 방법으로 관측한 다양한 습도관련 변수들의 변화가 일치하는지를 확인해보는 것은 유용하다. 습도 관련 변수들은 원격탐사와 강수량계에 의해 측정된 강수량, 가뭄, 증발량, 대기 수분, 토양 수분, 유량 등이 있으며, 이들 모든 변수들은 불확실성을 가지고 있다(Huntington, 2006).

3.3.2 대규모 강수량 변화

3.3.2.1 전지구 육상

GHCN자료를 사용해서 전지구 육상 연강수량의 변화경향을 분석하였다. 편차는 1981-2000년 평균에 대해 구하였다(Vose et al., 1992; Peterson and Vose, 1997). 1900년부터 2005년까지 106년 동안의 GHCN 자료의 선형 변화경향(그림 3.12)은 통계적으로 유의하며, CRU의 2002년까지 선형 변화경향도 또한 통계적으로 의미 있다(표 3.4). 그렇지만 전지구 육상평균 강수량의 변화(그림 3.12)는 전혀 선형적이지 않아 1950년대까지는 증가하다가 1990년대 초까지 감소한 후 다시 증가한다. 전지구 육상평균 강수량이 지구 수문순환의 중요한 요소임에도 불구하고, 종종 지역적으로 크게 차이가 나며 서로 다른 부호의 편차를 보이기 때문에 해석하기 매우 어렵다.

좀더 최근자료를 포함하고 있는 다른 몇 개의 전지구 육상 강수량 자료들이 있다. 표 3.4a는 그 자료들의 특성을 보여주고 있으며, 표 3.4b에서는 자료들의 선형 변화경향과 통계적 유의성을 제시하고 있다. 자료를 처리하는 과정, 자료 출처, 자료 기간이 다르므로 변화경향도 서로 다르게 나타난다. GHCN 자료를 제외한 다른 자료들은 내삽이나 위성자료에서 산출한 강수량을 이용하여 결측된 자료를 공간적으로 채웠다. PREC/L의 육상 강수량자료(Chen et al., 2002)는 GHCN 자료, NOAA/CAMS 종관관측자료, GPCP 자료(Adler et al., 2003)를 포함하고 있으며, 위성관측자료와 지상관측자료가 함께 섞여있다. GPCC(Rudolf et al.,

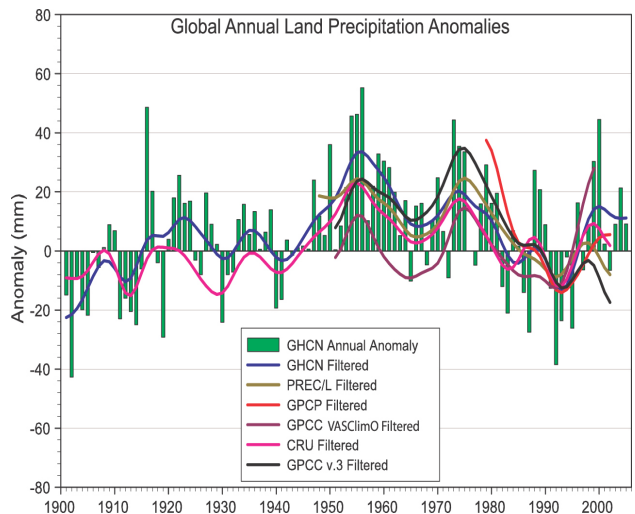


그림 3.12. 1900년~2005년 전지구 육상 연강수량 편차의 시계열. GHCN자료로 1981년~2000년에 대한 편차임. 곡선은 각각 GHCN (Peterson and Vose, 1997), RREC/L(Chen et al., 2002), GPCP (Adler et al., 2003), GPCC(Rudolf et al., 1994), CRU(Mitchell and Jones, 2005) 자료의 10년 주기를 보여줌.

표 3.4. (a) 변화경향을 계산하는데 사용된 6개의 전지구 육상 강수량자료의 특성과 참고문헌. (b) 전지구 육상 강수량 변화경향(mm/10년). 변화경향은 5%~95% 신뢰구간을 가지고 있으며 유의수준(이탈릭체 1~5%)은 REML로 계산하였음. 잔차항들의 자기상관관계를 제거한 것임. 모든 경향들은 연평균값을 기준으로 하였으며, 근본적인 불확실성은 계산하지 않음.

(a)

강수량자료	자료기간	지표강수량관측자료만 포함	위성자료와 지상관측 모두포함	결측지점 메우기	참고문헌
GHCN	1900-2005	×		No	Vose et al., 1992
PREC/L	1948-2002	×		Yes	Chen et al., 2002
GPCP	1979-2002		×	Yes	Adler et al., 2003
GPCC VASCLimO	1951-2000	×		Yes	Beck et al., 2005
GPCC v.3	1951-2002	×		Yes	Rudolf et al., 1994
CRU	1901-2002	×		Yes	Mitchell and Jones, 2005

(b)

강수량자료	강수량 경향(mm/10년)		
	1901-2005	1951-2005	1979-2005
PREC/L		-5.10 ± 3.25a	-6.38 ± 8.78a
CRU	1.10 ± 1.50a	-3.87 ± 3.89a	-0.90 ± 16.24a
GHCN	1.08 ± 1.87	-4.56 ± 4.34	4.16 ± 12.44
GPCC VASCLimO		1.82 ± 5.32b	12.82 ± 21.45b
GPCC v.3		-6.63 ± 5.18a	-14.64 ± 11.67a
GPCP			-15.60 ± 19.84a

a 시계열이 2002년에 끝남

b 시계열이 2000년에 끝남

1994에서 업데이트 됨)는 여러 출처(CRU, GHCN, FAO, 많은 국가에서 제공한 자료)로부터 얻은 지상관측자료를 이용하여 월강수량 자료를 제공하고 있다. 이러한 자료들이 만들어낸 GPCC VASCLimO는 장기간 균질성이 보장되는 거의 중단없이 지속적으로 운영되어온 관측지점 자료만 사용하였으며, 반면 GPCC v.3은 공간상의 결측이 없도록 하기 위하여 가능한 사용할 수 있는 모든 자료를 사용하여 만들어졌다. 격자화시키는 방법도 또한 다양하여 최적내삽법과 지점에 가중치를 주어 격자 박스내의 면적을 평균하는 방법이 있다. CRU 자료는 Mitchell and Jones(2005)에 의해 만들어졌다.

1951년부터 2005년까지 변화경향의 범위는 -7mm/10년부터 +2mm/10년이며, 5%~95% 신뢰구간에 대한 오차막대의 범위는 3.2mm/10년~5.3mm/10년이다. 업데이트된 PREC/L 시계열(Chen et al., 200)의 변화경향과 GPCC v.3 시계열의 변화경향만이 통계적으로 유의하지만, 다른 평가에서 보았듯이 불확실성이 존재하므로 이 결과도 확신할 수 없다. 1979년부터 2005년사이에는 GPCP 자료가 더해져서 변화경향의 범위는 -16mm/10년~+13 mm/10년이지만 통계적으로 유의한 시계열은 하나도 없다. 통계적으로 유의하지는 않

만 이들 변화경향들이 보여주는 모순은 매우 분명하며, 이는 강수량과 같이 시공간적으로 변동이 매우 큰 변수를 모니터링 하는 것이 얼마나 어려운 것인가를 보여준다. 한편 그림 3.12는 또한 육상 강수량의 경년변동이 전기간에 대해 주기성, 전시간과의 연속성을 띠고 있는 것을 보여준다. 변화경향에 대한 잔차항들을 -1의 지연을 두어 자기상관관계를 구해보면 PREC/L, CRU, GHCN의 경우 상관계수는 0.3~0.5, 두 개의 GPCC 시계열과 GPCP 자료의 경우 상관계수가 0.5~0.7이다. 이는 현지 강수량관측자료를 제한적으로 수집한 것에 노이즈가 더해진 것일 수도 있고, 몇 년 동안 지속되었던 시스템적인 오류(위성이 떠있을 동안)가 GPCP 자료에 영향을 주었기 때문일 수도 있다. 혹은 둘 다가 영향을 미쳤기 때문일 것이다.

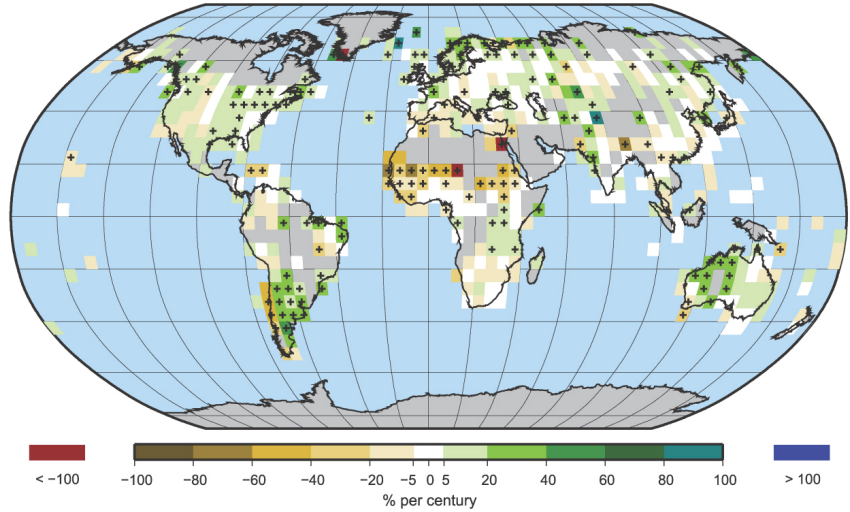
3.3.2.2 강수 변화경향의 공간 패턴

1901년부터 2005년 사이의 연강수량 변화경향(%/100년 혹은 %/10년)의 공간패턴과 1979년부터 2005년 사이의 변화경향의 공간패턴은 그림 3.13에서 볼 수 있다. 육상 강수량의 변화경향은 5°×5° 격자간격으로 내삽한 GHCN자료를 사용하였다. 북아메리카의 대부분 지역 특히 캐나다 고위도 지역

에서 연강수량은 105년 기간동안 증가하는 경향을 보인다. 미국 남서부, 멕시코 북서부와 바하반도는 예외적으로 연강수량이 감소하고 있으며 (1~2%/10년) 최근 들어 가뭄이 극심하다. 남아메리카를 가로질러 아마존 지역, 펜타고니아를 포함한 남아메리카 남동부 지역은 강수량이 점점 증가하는데 반해, 칠레, 남아메리카의 서쪽 해안 중 일부는 강수량이 감소하고 있다. 강수량이 감소하는 경향이 가장 두드러진 곳은 아프리카 서부와 사헬 지역이다. 강수량 관측망의 변화가 사헬 지역의 강수량 시계열에 미치는 영향은 적다는 연구결과를 바탕으로, Dai et al.(2004b)는 사헬 지역 강수량은 1980년대 초반의 극심한 가뭄이후 1990년대에 상당히 회복되었음을 보였다(3.7.4절과 그림 3.37 참조). 1901년 이래로 감소하는 경향은 남아프리카에서도 분명하다. 1901년부터 2005년 사이 인도 북서지역의 많은 부분이 100년 동안 20%가 넘는 강수량 증가를 보이고 있지만, 같은 지역이 1979년부터 2005년 사이에는 오히려 강수량이 급격하게 감소하고 있다. 호주 북서쪽은 1901년~2005년과 1979년~2005년 두 기간 모두 강수량의 증가가 매우 크다. 유라시아 지역은 두 기간 모두 강수량이 감소하는 지역보다는 증가하는 지역이 더 많다.

강수량 변화경향의 지역적인 차이를 살펴보기 위하여, 그림 3.14에서 연강수량의 시계열을 제시하였다. 표 11.1(11.1절 참조)과 그림 11.16에서 정의한 19개 지역에 대한 시계열이다. NCDC에서 만든 GHCN 강수량 자료를 사용하였으며, 비교를 위하여 CRU 10년 주기 변동 자료를 사용하였다. 4개 추가지점(그린란드, 사하라, 남극과 티벳고원)과 알래스카 자료의 초반부(1935년 이전)는 강수량 자료가 충분히 신뢰적이지 못해서 포함하지 않았다. 두 자료의 10년 주기 변동 사이에는 불일치하는 면도 있는데 이는 주로 두 자료에서 각 격자점마다 포함된 지점이 서로 다르기 때문에 전반적으로 두 자료의 신뢰수준은 상당히 높다.

Trend in Annual Precipitation, 1901 to 2005



Trend in Annual Precipitation, 1979 to 2005

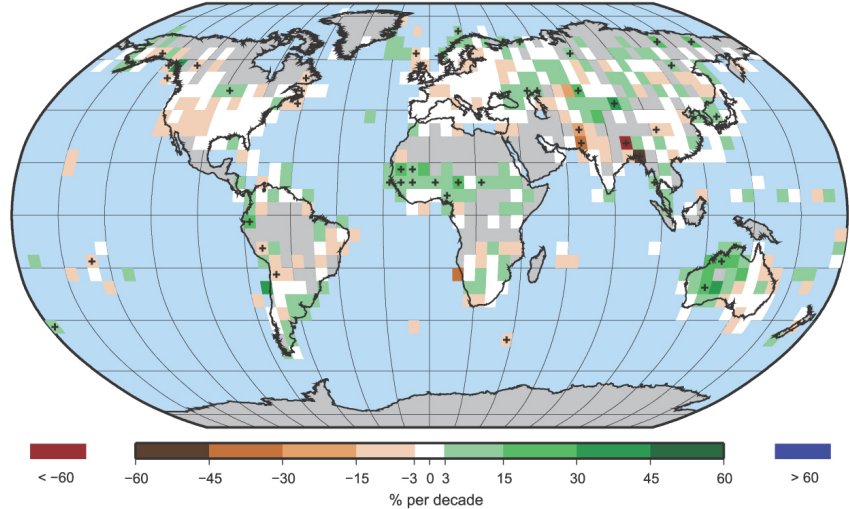


그림 3.13. 1901년부터 2005년까지 육상 연강수량의 변화경향(위, %/100년), 1979년부터 2005년까지 육상 연강수량의 변화경향(아래, %/100년). NCDC에서 만든 GHCN 자료를 사용함. 퍼센트는 1961-1990년 평균 연강수량에 대한 비율임. 회색으로 나타낸 지역은 자료가 불충분하여 신뢰성있는 변화경향을 계산할 수 없는 지역임. 1901~2005년 중 66년 이상 자료가 있어야 그리고 1979~2005년 중 18년 이상 자료가 있어야 변화경향을 계산할 수 있음. 연강수량 퍼센트는 12개 월강수량 편차값이 모두 존재할 경우에만 계산함. 색상값과 단위는 그림마다 달라 그림마다 별도로 표시함. 5% 유의수준에서 통계적으로 의미 있는 값은 검은색 +로 표시함.

그림 3.15는 육상에서 동서방향으로 평균한 강수량의 위도-시간에 따른 변화를 보여주고 있다.

열대지방에서 강수량은 여름 몬순과 관련하여 우기와 건기로 이루어진 계절에 따른 변동이 두드러진다. 계절에 따른 변동은 3.7절에서 더 상세히 논의할 것이다. 사헬 지역에서 강수량의 감소경향이 가장 크며(3.7.4절 참조) 과거 50년간 아프리카 동부와 서부지역에서도 또한 강수량이 감소하여 동서방향 평균 그림에 그러한 감소경향이 잘 반영되었다. 동서방향 평균장에서의 감소경향은 아시아 남부지역에서도 발견할 수 있다. 아프리카 서부와 아시아 남부지역에서 1900

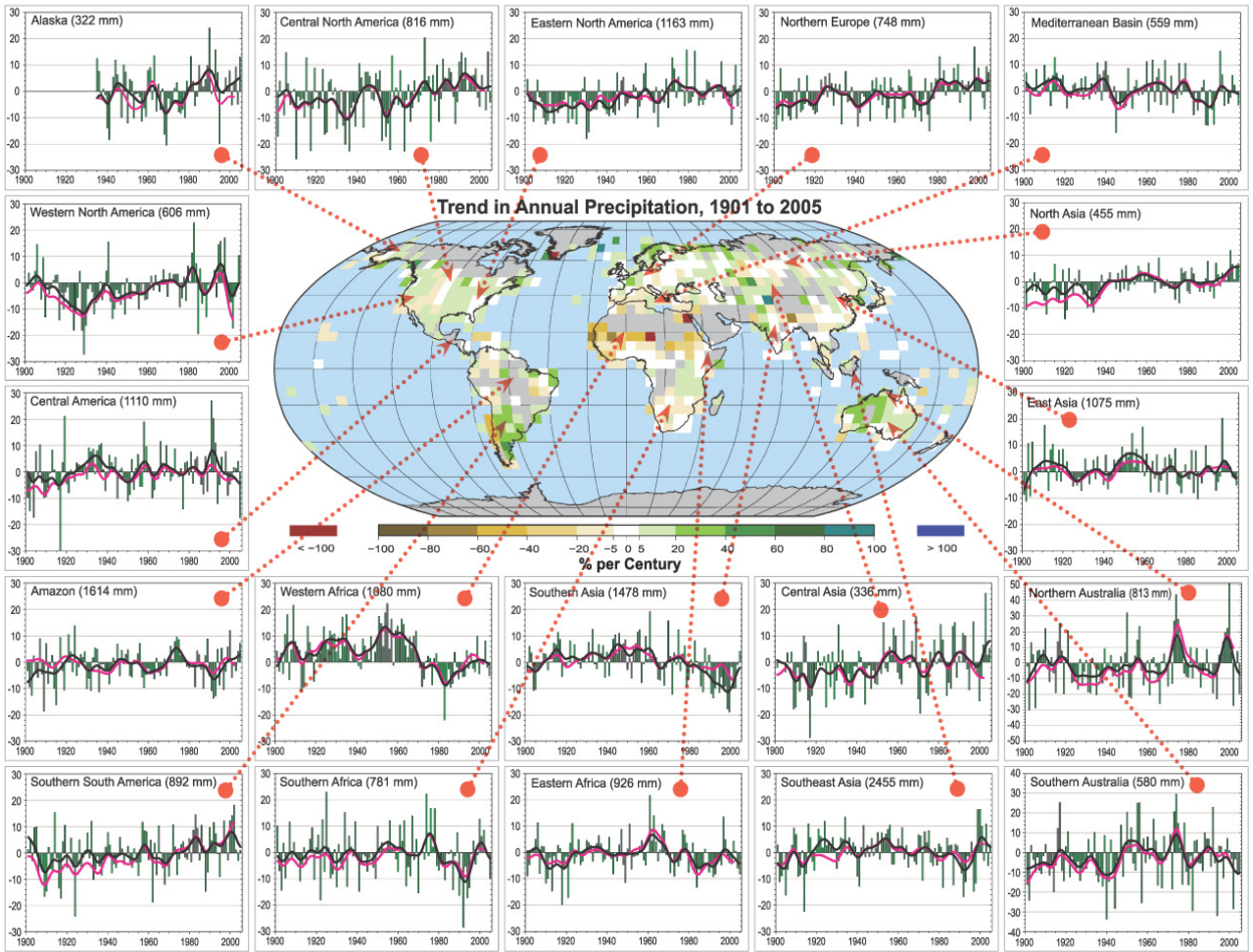


그림 3.14. 1900년부터 2005년까지의 강수량. 가운데 지도는 연평균 변화경향(%/100년)을 보여줌. 회색으로 나타낸 지역은 자료가 불충분하여 신뢰성있는 변화경향을 계산할 수 없는 지역임. 주변의 연강수량 시계열은 1961-1990년 평균에 대한 편차를 비율(%)로 나타낸 것으로 붉은 화살표로 해당지역을 표시하였음. 시계열에서 녹색막대는 NCDC에서 만든 GHCN 강수량을 사용하여 계산한 평년비이며, 검은 곡선은 10년 주기 변동임. 비교를 위해서 CRU의 10년 주기 변동을 붉은 곡선으로 나타내었음. 호주의 2지점을 제외하고 평년비의 범위는 -30%~30%임. 이 지역들은 표 11.1에서 정의한 것으로(11.1절) 북아메리카 중부, 북아메리카 서부, 알래스카, 중앙 아메리카, 북아메리카 동부, 지중해, 북유럽, 북아시아, 동아시아, 중앙아시아, 남동아시아, 남아시아, 호주 북부, 호주 남부, 아프리카 동부, 아프리카 서부, 남아프리카, 남아메리카 남부, 아마존을 포함하고 있음.

년부터 2005년 사이의 선형감소경향은 7.5%이다(유의수준 1% 미만). 강수량이 감소하는 아시아 남부지역은 강수량의 변동이 크지만 100년의 기간으로 보았을 때는 큰 변화가 없었던 인도보다 훨씬 낫다. 남아프리카 지역도 수십 년 주기 변동이 매우 크긴 하지만 강수량이 크게 감소하는 지역이다. 남아프리카 지역의 강수량 변화는 종종 너무 갑작스럽게 일어나며, 1976~1977 기후레짐 전이가 있었던 해를 중심으로 몇 번 갑작스런 변화를 일으키기도 했다(Wang and Ding, 2006). 모든 지역에서 다 똑같지는 않지만 감소하는 경향은 사할 지역에서 먼저 일어났다(3.7.4절, 그림 3.37 참조). 저위도에서 다른 변화경향을 보이는 주된 지역은 호주로 이 지역은 ENSO와 관련된 경년변동이 매우 강하다(호주의 경우 그림 3.14에서 y축의 범위가 더 크다는 것도 주목할 것). 호주 북부에서는 1970년대 초와 1990년대에 비가 많이 내려

강수량이 증가하는 경향을 보이며, 이 때 호주 남동부지역은 건조하였다(3.7.2절 참조). 또한 호주 남서쪽 지역은 1975년 근처에서 강수량이 작아서 뚜렷한 감소경향도 보인다(그림 3.13).

고위도에서 특히 30°N~85°N 사이에 많은 지역에서 꽤 뚜렷한 증가경향을 보이며, 이는 동서방향 평균 그림에서도 잘 나타나있다(그림 3.15). 북아메리카 중부, 북아메리카 동부, 북유럽, 아시아 북부, 중앙아시아(카스피해 동쪽) 모두 1900년부터 2005년 사이 6~8%의 증가 경향을 보이고 있다(유의수준 모두 5% 미만). 이 지역은 모두 눈이 오는 지역으로(3.3.2.3절 참조) 강수량의 증가는 특히 북아시아 지역에서의 강수량 증가경향은 부분적으로 강설을 효과적으로 측정하는 기술의 변화에 기인한다. 그렇지만 이 변화경향은 실제라는(3.3.4절 참조) 충분한 증거가 있으며, 북아메리카로부터 북

대서양을 가로질러 유럽에 이르기까지 5.2.3절과 5.3.2절에 언급된 것처럼 ocean refreshing이 강수량 증가경향의 증거가 되고 있다. 북아메리카 서부는 1930년대 극심한 가뭄이 있었으며, 최근에 더 극심한 가뭄이 일어나는 등 긴 기간에 대한 변동성을 보이고 있다. 북유럽과 지중해는 서로 반대의 변화경향을 보이고 있는데, 이는 북대서양 진동(NAO)과 관련되어 있다(3.6.4절 참조). 북아프리카뿐만 아니라 유럽남부와 중부의 일부지역은 북대서양 진동이 양의 위상을 갖는 동안 겨울이 건조해지는 것이 특징이다. 영국 제도, 페노스칸디아(핀란드, 스웨덴, 노르웨이, 덴마크), 러시아 북서쪽은 반대로 나타난다.

남반구에서 아마조니아(남미 북부, 아마존강 유역)와 남아메리카 남부는 서로 반대의 변화를 보이는데, 이는 남아메리카 몬순이 남쪽으로 치우쳐 나타나기 때문이다(3.7.3절 참조). 이러한 이동은 ENSO의 변화 및 1976-1977년 기후레짐 전이와 관련이 되어 있다. 그 결과 아르헨티나와 라플라타 강유역에서는 강수량이 증가하지만 칠레에서는 감소한다. 칠레에서는 강수량 감소경향은 남반구 여름(DJF)과 남반구 가을(MAM: 그림 3.13)에 뚜렷하다. 아마조니아에서 10년 주기 변동도 또한 중앙아메리카 북쪽과 서로 반대의 위상을 가지며, 차례로 북아메리카 서쪽지역과도 위상이 서로 반대이다. 이는 몬순의 위도에 따른 연속적인 변화를 나타낸다. 동아시아와 남동아시아 지역은 모두 1950년대에 비가 많이 오긴 했지만 장기간의 변화경향을 거의 찾아볼 수 없다. 각 지역의 경년변동은 서로 강한 상관관계를 가지고 있다. 아마조니아는 호주 북부지역과 상관성이 있으며(0.44, 유의수준 1% 미만), 남동아시아 지역과도 상관성이 높다(0.55, 유의수준 1% 미만). 반면에 남아메리카 남부는 아프리카 서부와 음의 상관성이 있다(-0.51, 유의수준 1% 미만). 경년변동과 같은 짧은 주기 변동성에서 상관성이 높게 나왔다는 것이 놀라우며, 10년 주기 변동과 같이 긴 주기 변동에서도 거의 유사하게 나타난다.

3.3.2.3 강설량의 변화

눈이 비로 바뀌기 때문에 강설량이 실제보다 적게 관찰되는 경향이 있어 겨울철 강수량에 불확실성이 존재하기는 하지만 겨울철 강수량은 고위도지방에서 증가해 왔다. 적설의 변화는 4.2절에서 논의할 것이다. 50N 이상 북극 주변에서의 연강수량은 과거 50년 동안 약 4%정도 증가하여 왔지만(그림 미제시), 이러한 증가경향이 시공간적으로 균질하게 나타난 것은 아니다(Groisman et al., 2003, 2005). 페노스칸디아, 북아메리카 북쪽 해안지역(Groisman et al., 2005), 적

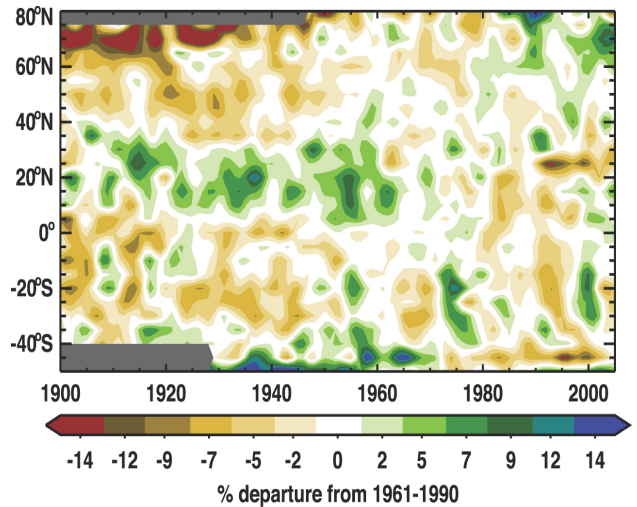


그림 3.15. 1900년부터 2005년 사이 연강수량 편차(1961-1990년 평균에 대한 편차)의 평균에 대한 비율을 동서방향으로 평균한 뒤 위도-시간에 대해 나타낸 그래프. 6년보다 짧은 주기의 변동을 제거하기 위하여 5개 포인트에 대한 필터를 사용하여 평활하였음. 색깔의 간격은 일정하지 않으며 회색은 결측자료를 나타냄.

어도 1995년까지 캐나다 대부분 지역(특히 북쪽지역)(Stone et al., 2000), 러시아 영구동토지역(Groisman and Rankova, 2001), 그리고 러시아 대평원 전체(Groisman et al., 2005, 2007)에서 통계적으로 의미 있는 강수량의 증가가 있었다. 그렇지만 우랄산맥 동쪽 유라시아 대륙 북부에서 여름철 강수량과 연총강수량에서 증가하는 경향은 찾아볼 수 없었다(Gruza et al., 1999; Sun and Groisman, 2000; Groisman et al., 2005, 2007). 강우량(액체상태의 강수량)은 50°N 북쪽 북아메리카 서부와 유라시아 대륙에서 과거 50년 동안 약 6% 정도 증가하여 왔다. 평년기온(1961-1990년)이 0°C에 가까운 지역이나 계절에는 기온이 상승하면 일반적으로 눈보다는 비가 내리게 된다. 북반구 고위도의 어떤 지역에서는 지난 50년 동안 비가 내리는 계절이 3주정도 더 길어졌는데 이는 특히 봄이 빨리 시작했기 때문이다(Cayan et al., 2001; Groisman et al., 2001; Easterling, 2002; Groisman et al., 2005, 2007). 따라서 어떤 지역(캐나다 남부와 러시아 서부)에서는 눈이 연총강수량에서 차지하는 부분이 줄어든다(Groisman et al., 2003, 2005, 2007). 또 어떤 지역에서는 특히 55°N 북쪽지역에서 연강수량에서 겨울철 눈이 차지하는 비율이 거의 변화가 없는 경우도 있다.

Berger et al.(2002)은 1948년부터 2002년까지 미주리강 하류지역에서 겨울철에 눈이 점점 적게 내리는 경향이 있으나, 그 남쪽 평야지역에는 눈일수의 별다른 변화경향은 없음을 밝혔다. 뉴잉글랜드의 많은 지역에서 강수량은 증가하지만 눈은 현저하게 감소하여 강수량 중에서 눈이 차지하는 비율이 점점 줄어들고 있다(Huntington et al., 2004). 반면에 대

조적으로 Burnett et al.(2003)은 1951년 이래 북아메리카 그레이트 호수 근처에서 호수효과로 인해 강설이 증가함을 발견했다. 이는 1980년 초반 이후 그레이트 호수의 대부분에서 얼음이 감소하고 있다는 것과 잘 일치한다(Assell et al., 2003). 강설자료 분석과 더불어 Burnett et al.(2003)은 온타리오 호수 남쪽 지역에서 호수 침전물을 분석하여, 강설의 증가가 20세기 초반부터 계속 진행되어 온 것임을 밝혔다. Ellis and Johnson(2004)은 이리 호수, 온타리오 호수의 풍하측 지역에서 강설이 증가하는 것은 비가 내리는 경우는 줄어들고 눈이 내리는 빈도가 증가하기 때문이며, 강설의 강도도 증가하였기 때문이며, 눈을 물로 바꾸었을 때의 양이 예전보다 더 증가했기 때문이기도 함을 발견하였다. 캐나다에서는 1970년대 이후로 폭설이 남쪽 지방은 줄어들고 북쪽 지방은 늘어나고 있다(Zhang et al., 2001a).

3.3.2.4 도시 지역

3.2.2.2절에서 보았듯이(박스 7.2참조) 도시에서의 미기후는 주변 전원지역과는 분명하게 다르다. 도시는 강수 유출량, 토양 수분의 가용성, 강수량 등에 영향을 미친다. Crutzen(2004)은 사람이 생산해내는 에너지는 전지구적으로 보았을 때 태양의 에너지보다 상대적으로 작지만 반면에 도시에서는 $20\sim 70\text{W/m}^2$ 에까지 이르러 지역적으로 중요할 수 있다는 것을 지적하였다. 도시효과는 여름철동안 도시 풍하측 $50\sim 75\text{km}$ 범위까지 강수량을 증가시킨다(주변값보다 $5\sim 25\%$ 정도 큼)(Changnon et al., 1981). 애리조나 피닉스(Balling and Brazel, 1987)와 멕시코시티(Jauregui and Romales, 1996)에서는 도시 성장과 더불어 비가 더 자주 강하게 내린다. 최근의 관측연구들(Bornstein and Lin, 2000; Changnon and Westcott, 2002; Shepherd et al., 2002; Diem and Brown, 2003; Dixon and Mote, 2003; Fujibe, 2003; Shepherd and Burian, 2003; Inoue and Kimura, 2004; Shepherd et al., 2004; Burian and Shepherd, 2005)은 계속해서 도시화에 따른 역학과정과 강수편차를 서로 연결 짓고 있다. 토지이용도의 변화는 도시지역에 한정된 것이 아니다(7.2절 참조). 토지이용도 변화는 또한 강수량에 영향을 준다. Changnon and Bras(2005)는 산림이 벌채된 지역이 증가하면 아마존의 산림 벌채에 따른 결과에서도 볼 수 있듯이 그 지역 순환패턴이 바뀌어서 강수량도 크게 변함을 발견하였다. 또한 계절특성도 변한다.

도시화에 따른 강수량의 변화와 관련된 메커니즘은 다음과 같다. (1) 도시지역 지면 거칠기의 증가로 수렴이 강화됨(Changnon et al., 1981; Bornstein and Lin, 2000; Thielen et al., 2000); (2) 대기경계층에서 도시화에 따른 열적 섭동으로

인해 불안정해지고 그 결과 도시열섬 순환이 풍하측으로 섭동을 이동시키거나 도시열섬에 따라 대류운이 생성됨(Shepherd et al., 2002; Shepherd and Burian, 2003); (3) 도시지역에서는 구름의 응결핵으로 사용될 수 있는 에어러솔이 증가함(Diem and Brown, 2003; Molders and Olson, 2004); 혹은 (4) 도시 차양 혹은 관련된 프로세스에 의해 강수시스템이 두 갈래로 갈라지거나 분산됨(Bornstein and Lin, 2000). 3.2.2.2절의 '주말효과'도 이와 유사한 메커니즘에 의해 일어난다. 미국 남동부에서는 늦은 오후에 강수량이 최대가 되며, 대평야에서는 야간에 최대가 되는(Dai and Trenberth, 2004) 등 강수량의 다양한 일변화도 어떤 지역에서는 도시화의 영향으로 바뀔 수 있다. Dixon and Mote(2003)는 미국 애틀랜타와 조지아 주에서 도시열섬효과가 증가함에 따라 특히 7월(여름) 한밤중 바로 다음에 폭풍우가 심해졌음을 발견하였다. 하층 습기가 중요한 요소인 것으로 밝혀졌다.

3.3.2.5 해양에서의 강수량

해양에서 원격으로 강수량을 관측하는 것은 다양한 방법을 혼합하여 마이크로파와 적외선을 사용한 다양한 센서로 이루어진다. 많은 실험적인 결과물이 존재한다. 실험을 통해 통합된 결과물은 육상에서 관측한 월강수량자료를 훌륭하게 대신할 수 있는 듯하다(Adler et al., 2001). 그러나 사용된 자료의 조합이 변하기 때문에 원격관측된 강수량이 경향이나 장기변동을 분석하는데 가장 좋다는 것을 의미하는 것은 아니다. 주로 사용하는 전지구 강수량 관측자료(해양도 포함하여)는 GPCP(Huffman et al., 1997; Adler et al., 2003)와 NCDC 기후예측센터(CPC, Climate Prediction Center)의 CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)(Xie and Arkin, 1997)이다. 이 자료들과 다른 자료들을 비교해보면(Adler et al., 2001; Yin et al., 2004) 해양에서 큰 차이를 보인다. 그렇지만 마이크로파를 사용한 자료들끼리는 알고리즘이 다르다 할지라도 잘 일치한다. 열대해양에서 CMAP과 GPCP의 평균 강수량은 $10\sim 15\%$ 정도 차이가 난다. CMAP자료는 작은 환초에서 관측한 강수량을 사용한 보정방법을 열대지방으로 확대하여 적용하였다. 이 방법은 현재 부정확한 것으로 알려져 있지만 GPCP 자료를 이런 환초에서 관측한 자료와 비교해 본 결과 16% 정도 작게 나타나고 있어(Adler et al., 2003) GPCP의 해양자료에 대한 의문도 커지고 있다. 이러한 차이는 자료 샘플링과 알고리즘 때문이다. 극궤도 위성은 어떤 지역에 대해 하루에 두 번 순간적인 비율만 얻을 수 있으므로 시간적으로 샘플링이 부족하며 이는 정지위성을 사용해서 보완할 수 있다. 그러나 덜 정확한 적외선 센서

는 오직 정지위성 자료가 있어야 사용할 수 있다. 모델을 기반으로 한 자료(재분석 포함)는 Adler et al.(2001)의 평가에 따르면 좋지 않아서 현재로서는 기후 모니터링에 적합하지 않다. Robertson et al.(2001b)은 열대 해양에서 위성으로부터 유도된 몇몇 강수량자료(서로 다른 알고리즘을 사용함)의 월편차를 분석하였다. 3차 평가보고서에서는 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission) 강수레이더(PR, Precipitation Radar)와 수동 TRMM 마이크로 이미저(TMI, TRMM microwave imager)로부터 관측한 값이 이러한 차이가 생기는 이유를 분명하게 해 줄 것으로 기대하였으나 아직도 그 이유는 밝혀지지 않았다. Robertson et al.(2003)은 PR과 TMI 센서로부터 관측된 열대 해양평균 강수량의 월편차 사이의 상관관계수가 0.12로 상관성이 매우 낮다고 기술하였다. TRMM PR이 강수입자 크기에 직접적으로 반응함에도 불구하고 하나의 감쇠 주파수(13.8GHz)로 운영되는데 반사도, 신호 감쇠와 강수량, 초기 TRMM 알고리즘(2A25)이 가지고 있는 미시적 물리학 가정의 불확실성이 여전히 문제로 남아있기 때문에 강수입자 크기 분포와 관련된 미시적 물리학의 가정을 필요로 한다

문순, ENSO와 같이 강수량이 큰 규모로 변하는 것을 더욱 강화시키는 큰 지역적인 신호는 GPCP나 CMAP 자료에서 매우 잘 나타나지만(3.6.2절 참조) 열대지방에 대해 면적 평균을 취하면 사라지며, 열대지방 평균의 증감경향이나 변동성은 두 자료가 상당히 다르게 나타난다. GPCP 전지구 강수량 자료(Adler et al.(2003)이 업데이트한 자료로 제시하지는 않음)의 월값은 평균에 대해 2%정도의 표준편차를 가진다. 해양과 육지에서의 변동성을 각각 따로 구해보면 표준편차는 약 3%로 더 커지며 ENSO와 관련되어 있다(Curtis and Adler, 2003). 엘니뇨 기간동안 면적평균 강수량은 해양에서 증가하고 대륙에서는 감소한다.

GPCP 자료에서 25년 동안 지구 총강수량(Adler et al., 2003)의 증감경향은 매우 작지만 위도 25°S와 25°N 사이 해양에서는 약간 증가하며(25년 동안 4% 정도), 같은 위도대 육지에서는 2% 정도 감소하여 부분적으로 상쇄하고 있다. 북반구 중위도는 육지와 해양에서 모두 강수량이 감소하고 있다. 약간 더 긴 기간을 분석해보면 북대서양에서 1960년~1974년, 1975년~1989년 사이 강수량이 증가하고 있으며(Josey and Marsh, 2005) 이는 해양에서 염분의 변화와 일치한다(5.2.3절 참조). 자료의 비균질적인 성질과 ENSO의 변동성 때문에 전지구적으로나 지역적으로나 이러한 증감변화가 유의한지 아닌지를 언급하는 것은 제한적이다.

3.3.3 증발산

전지구 육상에서 실제 증발산량을 직접 관측하는 것은 매우 제약이 따른다. 해양에서 증발량은 오류가 큰 bulk flux 방법으로 측정한다. ERA-40과 NRA의 증발량 자료는 강수량 및 복사량과 잘 일치하지는 않으므로 신뢰성이 있다고 보지는 않는다(Betts et al., 2003; Ruiz-Barradas and Nigam, 2005). 증발산량의 변화와 관련된 물리과정은 7.2절과 3.4절의 박스 3.2에서 논의하였다.

미국(Peterson et al., 1995; Golubev et al., 2001; Hobbins et al., 2004), 인도(Chattoadhyay and Hulme, 2007), 호주(Roderick and Farquhar, 2004), 뉴질랜드(Roderick and Farquhar, 2005), 중국(Liu et al., 2004a; Qian et al., 2006b), 태국(Tebakari et al., 2005)에서 드문드문 관측한 대형 증발량(pan evaporation)자료에서 최근 수십 년 사이에 감소하는 경향이 발견되었다. 대형 증발계의 관측이 실제 증발량을 나타내는 것은 아니며(Brutsaert and Parlange, 1998), 이러한 감소경향은 미국 및 유럽과 러시아 일부지역에서 지면 태양복사의 감소(Abakumova et al., 1996; Liepert, 2002)와 중국에서의 일조시간 감소(Kaiser and Qian, 2002)에 기인한 것으로 보인다. 중국에서의 일조시간 감소는 대기오염과 대기 중 에어로솔의 증가와 관련 있으며(Liepert et al., 2004; Qian et al., 2006a), 운량의 증가와도 관련되어 있다(Dai et al., 1999). 실제 증발산량이 감소하는지 여부는 또한 지면 수분의 변화에 따라 알 수 있다(3.4절의 박스 3.2 참조). 증발산량의 변화는 종종 강수량, 풍속, 지면 순복사의 함수로 이루어진 경험 모델을 사용하여 계산하거나(Milly and Dunne, 2001), 육상지표모델을 사용하여 계산하기도 한다(LSMs: van den Dool et al., 2003; Qian et al., 2006a).

3차 평가보고서는 미국과 러시아의 가장 건조한 지역에서 실제 증발산량이 20세기 후반동안 증가하였다고 보고하였다(Golubev et al., 2001). 이는 강수량의 증가로 지면 수분의 가용량이 증가하였기 때문이며 기온의 증가로 대기가 포함할 수 있는 수증기량이 증가하였기 때문이다. 그로 인해 지표 잠열속은 증가(증발산량은 증가)하지만 현열속은 감소한다(Trenberth and Shea, 2005). 관측된 강수량, 기온, 운량을 기반으로 한 지표 태양복사, 그리고 육상지표모델을 사용해서, Qian et al.(2006a)는 전지구 육상 증발산량은 육상 강수량의 변화와 매우 잘 일치한다는 것을 발견하였다. 전지구 강수량 값은(그림 3.12) 1970년대 초반에 최대값을 가진 다음 약간 감소하지만 이는 주로 열대지방의 강수량의 변화경향을 반영한 것으로, 고위도 육상에서의 강수량은 일반적으로 증가한다(그림 3.13과 그림 3.14). 증발산량의 변화는 수

박스 3.1 : 가뭄이라는 용어와 가뭄의 결정

일반적으로 가뭄은 ‘강수량이 오래 동안 없거나 매우 적은 것’, ‘비가 충분히 내리지 않아 어떤 활동을 하는데 있어 혹은 어떤 사람들에게 물이 부족한 것’, 혹은 ‘오래 동안 강수가 매우 적어서 물순환에 심각한 불균형을 일으킬 정도로 비정상적으로 건조한 기간’을 의미한다(Heim, 2002). 가뭄은 다양한 방법으로 정의된다. ‘농업에서의 가뭄’은 작물에 영향을 미치는 지표에서 1m 깊이 혹은 1m 깊이의 토양(식물의 뿌리가 존재하는 지역)에서 수분이 부족한 것과 관련되어 있다. ‘기상학적인 가뭄’은 주로 강수가 오래 동안 적은 것을 의미한다. ‘수문학적 가뭄’은 유량, 호수, 육상수가 적어지는 것과 관련되어 있다.

가뭄과 가뭄의 심각성은 증발산량, 토양수분 등에 영향을 주는 기온, 강수량, 그리고 다른 요소들을 통합한 지수를 사용하여 숫자로 정의할 수 있다. 예를 들어 표준강수량지수(Standardized Precipitation Index)와 같이 여러 나라에서 몇 가지 지수를 사용하여 다양한 방법으로 강수량이 많고 적은 정도를 평가하였다. 다른 지수들은 또 다른 요소들을 사용하였다. 예를 들어 Keetch-Byrum 가뭄지수(Keetch and Byrum, 1988)는 토양 수분을 평가하기 위하여 강수량, 기온을 사용하여 토양 가뭄의 심각성 정도를 나타내었다. 그렇지만 가장 일반적으로 사용하는 지수는 파머지수 PDSI(Palmer, 1965; Heim, 2002)이다. 이 지수는 강수량, 기온, 그 지역에서 사용가능한 물용량 자료를 사용하여 토양 수분을 평가하였다. 파머지수는 풍속, 태양복사, 운량, 수증기량 등을 포함하고 있지 않으므로 최적의 지수라고 할 수는 없지만, Thornthwaite's(1948)가 사용한 잠재 증발산량(PET)을 계산하기 위해 기온과 강수량자료만 있으면 되므로 다양한 기후에 적용할 수 있어 널리 사용된다. 기온이나 강수량과 같은 자료는 전지구 대부분 지역에 있으므로, 파머지수는 많은 지역들의 가뭄을 상호 비교할 때 사용할 수 있다.

그렇지만 PET는 Penman(1948)의 방법을 사용하였을 때 더 신뢰할 수 있는 값을 얻을 수 있다. Penman(1948)은 바람, 증발, 태양과 지구복사의 효과를 모두 고려하였다. 더구나 Thornthwaite의 방법을 바탕으로 한 파머지수는 경험적으로 유추한 상수를 각 기후에 맞춰서 다시 계산해서 사용하지는 않았기 때문에(Alley, 1984) 많은 이들이 지수의 신뢰성을 비판한다. 따라서 최근에 어떤 지역의 기후에도 잘 부합할 수 있도록 자체적으로 보정하는 파머지수가 개발되었다(Wells et al., 2004). 또한 기온편차가 파머지수에 미치는 영향이 강수편차에 비해 상대적으로 작아(Guttman, 1991), 파머지수는 강수량변화에 따라 크게 좌우된다.

분공급에 의해 영향을 받을 뿐만 아니라 가용 에너지와 지표 풍속에 의해서도 영향을 받는다(3.4절의 박스 3.2 참조)

3.3.4 토양 수분, 가뭄, 강수유출, 하천유량의 변화

토양수분을 관측한 역사기록은 몇몇 지역에서만 이루어졌으며 그 관측기간도 대부분 짧다(Robock et al., 200). 드물게 우크라이나 농업지역에서 45년 동안의 토양수분 관측기록을 가지고 있으며, 이 기록에 따르면 토양수분이 증가하고 있으며, 특히 이 기간 중 전반기동안 증가경향이 크다(Robock et al., 2005). Robock et al.(2000)은 구소련연방, 중국, 몽골, 인도, 미국을 포함한 다양한 기후지역의 600여 관측지점 자료를 분석한 결과, 가장 긴 기록을 가진 지점들의 경우 여름철에 지면(1m 깊이이내) 토양 수분이 장기간에 걸쳐 증가하는 경향이 있음을 보였다.

토양수분의 장기간 변동을 조사하는 한 가지 방법은 공식이나 육상지표모델을 이용하여 계산하는 것이다. 현장 관측 기록과 원격탐사 자료를 이용한 전지구 토양수분 자료는 한

계가 있기 때문에, 20세기 전지구 토양수분 변화는 육상지표 모델을 수행하여 계산하였다. 그렇지만 모델결과는 사용된 강제력 즉 복사(구름), 강수량, 풍속과 다른 변수들에 의해 좌우되므로, 모델 결과가 보이는 증감경향은 그다지 신뢰할 수 없다. 결과적으로 모델로부터 구한 토양수분은 실제와 일치하지 않는다. 대신 주로 관측된 강수량과 기온자료를 사용하는 파머 가뭄지수(PDSI, Palmer Drought Severity Index, 박스 3.1 참조)를 계산한다(Dai et al., 2004a). 어떤 지역에서는 나무의 나이테 자료로부터 더 긴 기간의 프록시 자료를 얻을 수 있다(6.6.1절 참조, Cook et al., 1999). 측기에 의한 관측자료를 사용하여 계산한 파머 가뭄지수는 증감경향을 살펴보는데 사용되곤 하며, 장기간의 관점에서 보았을 때 때때로 서로 다른 지역에서 파머가뭄지수가 최근에 극한값을 보이고 있다(3.8절의 특별한 경우들과 박스 3.6 참조). 육상 지표모델을 바탕으로 한 연구에서처럼 어떤 버전의 파머 가뭄지수를 사용하였느냐하는 것은 매우 중요하며, 때때로 부분적으로 결과에 영향을 미칠 수 있다(박스 3.1).

자주 묻는 질문(FAQ) 3.2

강수는 어떻게 변하고 있는가?

관측치를 보면, 강수의 양, 강도, 빈도, 종류가 변하고 있다. 강수 특징들은 일반적으로 자연변동성이 크고, 엘니뇨와 대기순환 패턴(예: 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation))의 변화에 크게 영향을 받는다. 일부 지역의 강수량에서 1900~2005년의 뚜렷한 장기적 경향이 관측되었다. 북미와 남미의 동부지역, 북유럽, 북부 및 중앙아시아에서는 강수가 상당히 증가했고, 사헬지역과 남아프리카, 지중해, 남아시아는 건조해졌다. 북부 지방은 현재 강수가 눈보다는 비로 더 많이 내리고 있다. 도처에서, 심지어 총 강수량이 감소한 지역에서도 집중호우 현상이 증가한 것으로 관측되었다. 이런 변화들은 세계, 특히 저위도의 해양이 온난화되면서 대기의 수증기가 증가한 것과 관련 있다. 가뭄과 홍수가 둘 다 증가한 지역도 있다.

강수(precipitation)는 구름으로부터 떨어지는 비(rainfall), 눈(snowfall), 기타 형태의 빙정(frozen water) 혹은 물방울을 일반적으로 부르는 용어다. 강수는 간헐적으로 발생하며, 강수의 성격은 온도와 기상 조건에 크게 좌우된다. 기상 조건에 따라 수분이 바람과 표면증발을 통해 공급되는 방식과 증발된 수분이 구름으로서 모여 폭풍이 되는 방식이 결정된다. 강수는 팽창한 후 식기 시작하는 상승 공기에서 수증기가 응축할 때 형성된다. 이 상승 운동은 산 위로 상승하는 공기, 찬 공기 위로 타고 오르는 따뜻한 공기(온난전선), 따뜻한 공기 아래서 밀어 올리는 찬 공기(한랭전선), 표면의 국소 가열로 인한 대류, 기타 기상 및 구름계로 인해 생긴다. 그러므로 이런 특징 중 어느 것이라도 변하면 강수가 변하게 된다. 강수 지도는 점점이 불규칙하게 분포하는 경향이 있기 때문에, 강수의 전반적 경향은 파머 가뭄지수(Palmer Drought Severity Index)(그림 1 참조)로 나타낸다. 파머 가뭄지수는 강수량과 개략적인 증발량 변화 추정치를 사용해 토양 수분을 정량하는 척도이다.

지표 수분이 충분히 존재한다고 가정하면(항상 해양과 기타 습한 곳에 존재하므로), 인위적으로 강화된 온실효과 때문에 가열이 증대되면 결국 증발량이 증가하게 된다. 증발에 사용된 열은 공기를 데우기 보다는 습하게 만드는 작용을 하므로 결국 표면 수분은 효과적인 '에어컨' 역할을 한다. 이것의 결과로서 관측된 것이 바로 여름의 덥고 건조한 혹은 춥고 습한 경향이다. 북미와 남미의 동부 지역은 비가 더 많아졌고(그림 1), 기온은 다른 곳보다 덜 상승했다(온난

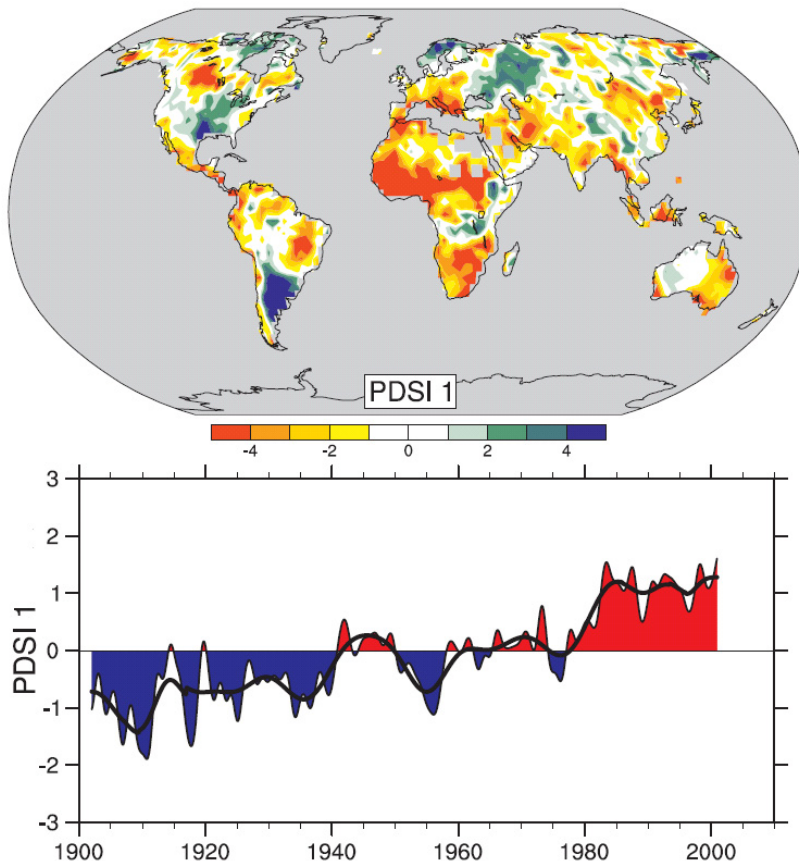
일 변화에 관해서는 FAQ 3.3, 그림 1 참조). 그러나 북쪽 대륙에서는 겨울에 강수가 증가했는데 그것은 기온 상승과 관련 있다. 따뜻한 조건에서는 대기의 수분 보유 용량이 증가하기 때문이다. 이들 지역에서는 강수가 일반적으로 다소 증가했지만, 기온 증가(FAQ 3.1)로 인해 건조화가 증가했기 때문에 그림 1에서는 강수 변화가 덜 뚜렷하게 나타났다.

기후가 변함에 따라 몇몇 직접적 영향인자들이 강수의 양, 세기, 빈도, 종류를 변화시킨다. 온난화는 육지표면의 건조화를 가속시키고 가뭄의 잠재적 발생 및 심각도를 증대시키는데 이미 세계 여러 지역에서 관찰되었다(그림 1). 그러나 널리 확립된 물리적 법칙(Clausius-Clapeyron relation)에 따르면, 기온이 1°C 상승할 때 대기의 수분 보유력은 약 7% 증가한다. 상대습도 경향에 대한 관측치는 불확실하기는 하지만 지표부터 대류권 전체에 걸쳐 상대습도가 전반적으로 동일하게 유지되었다는 것을 암시한다. 그러므로 기온 증가는 결국 수증기 증가를 가져올 것이다. 해수온도 변화에 기초하면, 20세기 동안 대기 수증기는 해양 위의 대기에서 약 5% 증가한 것으로 추정된다. 강수는 대기에 저장된 수증기를 공급받는 기상계에서 주로 생기기 때문에, 이 증가는 강수 세기와 호우(heavy rain) 및 폭설의 위험성을 증대시켰다. 기초 이론, 기후모델 시뮬레이션, 경험적 증거는 모두 수증기 증가로 인한 기후 온난화는 총 강수량이 약간 감소하는 지역에서조차도 집중 강수를 증가시킬 수 있고, 전반적 강수량이 증가하는 경우에는 더 심각한 현상도 예상된다는 것을 확인해 준다. 그러므로 기후가 온난해지면 발생 시간과 장소는 달라도 비가 오지 않는 곳의 가뭄 위험과 비가 내리는 곳의 홍수 위험이 둘 다 증가한다. 예를 들어, 유럽에서 2002년 여름에는 곳곳에서 홍수가 발생했고 1년 뒤인 2003년에는 기록적인 열파와 가뭄이 닥쳤다. 특히 열대 지역과 중위도 태평양 주변 국가들에서 홍수와 가뭄의 분포 및 시기는 엘니뇨현상의 주기에 가장 크게 영향을 받는다.

에어러솔 오염 때문에 직사일광이 가려지는 지역에서는 증발이 감소하여 대기의 전반적 수분 공급도 감소한다. 집중호우 잠재력은 수증기량 증가에서 비롯되는데 대기에 수증기를 다시 채우는 데는 더 오랜 시간이 걸리므로 기상현상의 지속시간과 발생빈도는 감소될 수 있다.

강수 특성인 국지적, 지역적 변화 역시 엘니뇨, 북대서양 진동(NAO; 겨울에 북대서양 상에서 편서풍의 강도에 대한 척도), 기타 패턴의 변동성에 의해 크게 좌우된다. 순환에서 관측된 이 변화들 중 일부는 기후변화와 관련 있다. 이에 관련된 폭풍 경로의 이동은 일부 지역에는 더 자주 비를 내리고 일부 지역(근처의 지역)은 더 건조하게 만들어 복잡한 패턴의 변화를 야기한다. 예를 들어 유럽의 경우, 1990 년대에 좀 더 왕성한 NAO로 인해 북유럽에는 더 자주 비가 내리고 지중해와 북아프리카 지역은 더 건조해졌다(그림 1). 사헬지역에서 계속된 가뭄(그림 1 참조)은 1960년대 말부터 1980년대 말까지 두드러졌는데, 전만큼 아주 강하지는 않더라도 여전히 계속되고 있다. 이것은 대기순환의 변화를 통해 태평양, 인도양 및 대서양 해분의 열대 해수 온도 패턴의 변화와 관련되었다. 가뭄은 아프리카 전체의 곳곳에서 출현했고 열대 및 아열대 지역에서는 더 흔해졌다.

기온이 상승함에 따라, 기온이 거의 빙점에 가까운 지역에서는 눈 내리는 계절의 시작과 끝인 가을과 봄에 눈보다 비가 내릴 가능성이 증가한다. 그런 변화가 북반구 중위도 및 고위도 육지의 여러 지역에서 관측 되고 있다. 이것은 강우는 증가시키고 스노우팩(snowpack)은 감소시키며, 결과적으로 물이 가장 많이 필요한 여름에 수자원을 감소시킨다. 그렇더라도 강수의 불규칙하고 간헐적인 성격은 관측된 변화 패턴이 복잡하다는 것을 의미한다. 장기 기록을 보면 강수 패턴은 해마다 약간씩 다르며 심지어는 몇 년간 지속된 가뭄이 한 해의 폭우에 의해 종결되곤 한다. 엘니뇨의 영향력이 느껴지는 예이다. 미국 남서부에서 가뭄이 6년간 지속되고 스노우팩이 보통 이하가 된 후 2004~2005년 겨울에 비가 많이 내렸던 것도 한 예일 수 있다.



FAQ 3.2, 그림 1. 1900~2002년 기간에 파머 가뭄지수(PDSI)의 가장 중요한 공간 패턴(위). PDSI는 가뭄에 대한 팔머 지수로서, 전년도 강수량과 대기에 유입된 수분량(대기온도에 기초한) 추정치를 수문학적 산정 시스템(hydrological accounting system)에 결합하여 표층토양 수분의 누적 부족분(지역 평균에 비한)을 측정한다. 하단의 패널은 이 패턴의 부호와 세기가 1900년 이후 변했다는 것을 보여준다. 완만한 검은색 곡선은 10년 변동이다. 시계열은 대략 경향에 대응되고, 이 패턴과 그것의 변동은 지구상 육지 지역의 1900~2002년 PDSI 선형경향의 67%를 차지한다. 그러므로 이것은 아프리카의 가뭄이 널리, 특히 사헬지역에서 증가하고 있는 것이 특징이다. 북미와 남미의 동부지역 및 북부 유라시아에서는 비가 더 자주 내리고 있다는 점도 주목해야 한다. 이 그림은 Dai et al.(2004)의 자료를 편집한 것임.

파머 가뭄지수를 사용하여 Dai et al.(2004a)는 북반구가 1950년 이후로 매우 건조해지는 경향이 있음을 발견하였다. 특히, 유라시아 대부분, 북아프리카, 캐나다, 알래스카에서 건조해지고 있다. 남반구 육상은 1970년대에 습했고, 1960년대와 1990년대는 상대적으로 건조했으며, 1948년부터 2002년까지 전체 기간에 대해서는 증감경향이 크지 않지만 1974년부터 1998년까지 건조해지는 경향이 있다. 파머 가뭄지수의 전반적인 증감경향은 FAQ3.2와 그림 1에 제시하였다. 장기간(1901-2004)에 걸쳐 육상 강수량이 약한 증가경향을 보이고 있음에도 불구하고(그림 3.12), 최근 수십 년 동안 육상 강수량은 감소하고 있고 이것이 토양수분이 감소하는 주된 이유이다. 물론 최근 20-30년 동안 지표 기온의 증가도 토양을 건조하게 만드는 데 기여했을 것이다. Dai et al.(2004a)는 1980년대 초반에 ENSO와 관련하여 육상 강수량이 감소한 뒤 지표 기온이 증가함에 따라 강수량이 증가하는 경향을 보임에 따라, 1970년대 이후로 2배로 증가한(12%에서 30%로 증가) 매우 건조한 지역(파머 가뭄지수가 -3.0보다 작은 지역으로 정의함)에서도 파머 가뭄지수가 1980년대 초반에 급작스런 변화를 보임을 밝혀냈다. 그렇지만, 전구 파머 가뭄지수 모델에서 사용하는 경험적 상수들이 지역규모 기후에는 적절하지 않는 경우가 있으므로 어떤 버전의 파머 가뭄지수 모델을 사용하였느냐에 따라 결과는 달라진다(박스. 3.1).

캐나다에서 전국에 대해 평균한 여름철 파머 가뭄지수를 분석해 보면 1940년대와 1950년대는 건조하였고, 1960년대부터 1995년까지는 일반적으로 습한 상태를 보이지만 1995년 이후로는 매우 건조하다(Shabbar and Skinner, 2004). 이는 최근 여름 가뭄이 증가하고 해수면온도가 증가하는 것과 관련되어 있다. Groisman et al.(2007) Keetch-Byrum 산불건조지수를 이용하여 유라시아 대륙북부가 점점 건조해지고 있다는 것을 발견하였으며, 이는 파머 가뭄지수를 사용한 Dai et al.(2004a)의 결과와도 일치한다. 장기간의 유럽 관측 기록(van der Schrier et al., 2006)을 분석해 보면 20세기에 파머 가뭄지수가 극한값을 보이는 지역(문턱값은 ± 2 혹은 ± 4 를 사용함)에서 증감의 경향은 없음을 알 수 있다. 그럼에도 불구하고 최근 유럽은 2003년에 극심한 여름 열파를 비롯한 연이은 가뭄에 의해 고통 받고 있다(3.8.4절, 박스 3.6 참조).

1880년부터 1998년 사이 중국 동부지역 토양수분이 특별히 증가 감소하지 않음에도 불구하고 1990년부터 1998년 사이 강수량은 가장 높은 기록이었다(Gong and Wang, 2000). Zou et al.(2005)은 중국전체 영역에서 가뭄 지역(파머 가뭄지수 -1.0 미만으로 정의)이 차지하는 비율이 1951년부터 2003년까지의 장기간 동안 크게 변하지 않았음을 보였다. 그

렇지만 중국 북부에서는 건조한 지역이 늘어나고 있으며(중국 북서부는 아님; Zou et al., 2005) 온난화와 강수량의 감소로 점점 악화되고 있다(Ma and Fu, 2003; Wang and Zhai, 2003). 이는 Dai et al.(2004a)의 결과와도 잘 일치한다.

최근 들어 중앙아시아와 남서아시아에 영향을 준 극심한 가뭄(3.8.4절, Bos 3.6)은 1980년 이래로 최악이다(Barlow et al., 2002). 아프리카 사하라 사막 주변의 초원지대는 1960년대 후반부터 1980년대 후반까지 강수량이 감소하다가 최근에 어느 정도 보충되었다(Dai et al., 2004b; 3.3.2.2절과 3.7.4절 그림 3.37 참조). 수년 주기 변동이 20세기 중에서 1960년대 후반이후가 그 이전보다 더 자주 더 강하게 나타난다. 2002년과 2003년 호수에 나타났던 극심한 가뭄; 강수량은 20세기동안 2002년 이전에 발생하였던 가뭄보다 적은 것은 아니었지만 고온으로 인해 그 영향이 더 컸다(3.8.4절 박스 3.6 참조). 1990년대 중후반 이후로 호주의 몇몇 지방에서 특히 남서지방, 남동지방 일부와 동쪽 해안을 따라서 몇 년 주기로 뚜렷하게 강수량이 적거나 가뭄이 발생하였다.

강수량의 관점에서 보나(Mauget, 2003a), 유량으로 보나(Groisman et al., 2004) 그리고 연 수분량이 과잉된 것으로 보나(강수량 - 잠재 증발산량; McCabe and Wolock, 2002) 미대륙에서 20세기 후반부 수십 년 기간은 상대적으로 습했다. 국가 전체로 보았을 때 더 습해지는 경향을 보임에도 불구하고 미국 서부에서는 1999년부터 2004년 11월까지 극심한 가뭄이 있었다(3.8.4절 박스 3.6 참조).

육상에서 활발하게 배수가 일어나는 지역의 2/3 정도에서만 유량관측기록이 존재하며, 종종 결측이 있고 관측 기간이 바뀌기도 한다(Dai and Trenberth, 2002). 따라서 이러한 불완전한 관측기록(Probst and Tardy, 1987, 1989; Guetter and Georgakakos, 1993), 재구성된 유량의 시계열(Labat et al., 2004), 관측이 되지 않은 지역의 경우 강수유출이 기여하는 정도를 고려하는 방법(Dai and Trenberth, 2002) 등을 바탕으로 대륙전체 하천유량을 계산하게 된다. 계산된 값은 대륙과 전지구 담수 유량에서 10년부터 수십 년 주기의 변동을 보여준다(지하수는 제외; Guetter and Georgakakos, 1993; Labat et al., 2004).

세계 큰 강에 대한 유량 기록은 10년부터 수십 년 주기 변동을 보여주고 있으며 대부분 강에서 약하게 100년 주기 변동도 나타난다(Cluis and Laberge, 2001; Lammers et al., 2001; Mauget, 2003b; Pekárová et al., 2003; Dai et al., 2004a). 20세기 후반부 동안 유량의 증가는 강수량이 증가하는 지역, 예를 들어 미국의 많은 지역(Lins and Slack, 1999; Groisman et al., 2004), 남아메리카 남동부 지역(Genta et al., 1998) 등에서 관측되었다. 하천 유량의 감소도 최근 30

년부터 50년 사이 캐나다의 많은 강에서 보고되었는데 (Zhang et al., 2001b) 이 기간에 강수량도 또한 감소한다. Déry and Wood(2005)도 또한 캐나다의 고위도에 있는 하천에서 북극해와 북대서양으로 흘러들어가는 하천 유량이 감소함을 발견하였는데, 이는 이들 해양에서 염도와 북대서양에서의 열염순환을 통해서도 알 수 있다. 이러한 변화는 캐나다 고위도지방에서 1963년부터 2000년까지 강수량이 감소하였다는 사실과 잘 일치한다. 게다가 Milly et al.(2002)는 29개의 큰 하천에서 유량 관측을 통해 점점 더 많은 홍수가 발생하고 있다는 것을 보였다. Kundzewicz et al.(2005)은 전 세계 195개 하천유량자료를 가지고 연 유량 극한값의 장기 간 변화를 분석해 본 결과 27개 경우에는 유량이 증가하고, 31개 경우에는 유량이 감소하며, 137개 하천에서는 큰 변화 경향이 없음을 보였다. 최근에 유럽 중부지방에서(엘베 강과 인근 저수지에서) 발생한 극심한 홍수에 대해서는 3.8.4절, 박스 3.6에서 논의하였다.

세계 주요 강의 계절 유량에서 보이는 큰 변화나 증감경향(Lammers et al., 2001; Cowell and Stoudt, 2002; Ye et al., 2003; Yang et al., 2004)은 조심스럽게 해석해야 할 것이다. 왜냐하면 많은 하천들에는 큰 댐이나 저수지가 설치되어 있어 작은 유량은 증가시키고 큰 유량은 감소시키기 때문이다. 그럼에도 불구하고 1970년대 이후 빠른 온난화로 인해 미국 서부(Cayan et al., 2001), 미국 뉴잉글랜드(Hodgkins et al., 2003)에서 눈이 일찍 녹아 유량이 피크를 이루며, 러시아 Arctic 강(Smith, 2000)과 캐나다의 많은 하천에서도(Zhang et al., 2001b) 하천 얼음이 일찍 녹아 유량의 최고치를 이룬다는 증거가 있다.

남아메리카 남동부 라플라타 강의 하천 유량은 매우 큰 경년변동을 보여주고 있다. 이는 파라나 강과 우루과이 강 유량 및 ENSO와 관련된 증거와 잘 일치하는데(Bischoff et al., 2000; Camilloni and Barros, 2000, 2003; Robertson et al., 2001a; Berri et al., 2002; Krepper et al., 2003), 이 증거들에 따르면 엘니노 기간 동안 월 유량과 유량의 극값이 일반적으로 라니냐 기간에 비해 크다. 파라과이 강의 경우 정상시에는 판타날 습지 출구에서 대부분의 유량이 배출되지만 엘니노 기간에는 강의 하류에서 대부분의 배출이 일어난다(Barros et al., 2004). 남대서양 해수면 온도 편차는 또한 남아메리카 남동부 지역 강수에 의한 하천 배출량의 변화에 지역적으로 영향을 받는다(Camilloni and Barros, 2000). 파라나 강은 1970년대 이후로 그 지역 강수량의 증가경향에 맞추어 연평균 하천배출량도 증가하는 경향을 보이며(Garcia and Vargas, 1998; Barros et al., 2000a; Liebmann et al., 2004), 파라과이 강과 우루과이 강도 1970년대 이후 마찬가지로

배출량이 증가한다(그림 3.14).

Yang et al.(2002)는 1935년부터 1999년까지 시베리아 레나 강의 경우 겨울철 기온과 유량은 뚜렷하게 증가하고 얼음층 두께는 감소하고 있음을 발견하였다. 봄철 강한 온난화는 눈을 빨리 녹게 하여 6월 유량의 최고치를 감소시킨다. 여름동안 유량이 약간 증가하는 것은 강수량의 증가와 관련되어 있다. 중국 황하강의 유량은 20세기 후반부에 분명하게 감소하고 있는데 인간의 물소비량 증가로 인한 감소보다도 더 감소하고 있다(Yu et al., 2004a). 이 지역의 기온은 증가하지만 강수량은 특별한 변화가 없어 증발량이 증가했기 때문이다.

Jury(2003)에 따르면 1950년부터 1995년까지 아프리카 니제르 강과 세네갈 강은 사하라 사막 주변 초원지대의 건조화 경향의 영향을 받아 유량이 감소한다. 잠베지 강 또한 유량이 감소함을 보이고 있지만 저수지 지역의 강수량은 큰 변화가 없다. 다른 아프리카의 큰 강들, 청나일과 백나일 강, 콩고 강과 말라위 호수로의 유입량은 매우 변동이 심하며 대서양, 인도양, 태평양 해수면 온도의 경년변동과 잘 일치한다. 이러한 하천들의 유량을 통합하여 만든 지표는 유량이 가장 많았던 5개의 해가 1979년 이전에 있었으며 유량이 가장 적었던 5개의 해는 1971년 이후에 집중되어 있음을 보여준다.

3.3.5 기온과 강수량 사이의 일치성과 상관관계

지역적인 기온과 강수량의 변화는 종종 서로 물리적으로 연관되어 있다. 이 절에서는 관측자료에서 보여주는 증감경향들이 이러한 물리적 관계에서도 일관되게 나타나는지를 평가하였다. 북아메리카와 유럽의 경우 대규모의 관점에서 월평균 기온과 강수량 사이에는 뚜렷한 상관관계가 있으며, 이러한 상관관계를 전세계로 확대하였다(Trenberth and Shea, 2005). 대륙에서 여름철 고온은 적은 강수량을 동반한다. 따라서 육상에서 강한 음의 상관관계를 가지며, 건조할 때는 일사량이 많아지고 증발에 의한 냉각은 적으며, 반면에 강수량이 많은 여름은 시원하다. 그렇지만 겨울철 40도보다 고위도 지역은 온도가 낮을 경우 대기가 수증기를 포함할 수 있는 용량이 제한되므로 강수량도 제한을 받으며, 저기압에 의해 온난 이류가 있을 경우 강수도 동반하므로 기온과 강수량 사이에 양의 상관관계가 뚜렷하다. 해양의 상태가 대기의 운동을 유도하는 지역에서는 엘니노 때처럼 높은 지표 기온이 강수량과 관련되어 있다. Rusticucci and Penalba(2000)는 남아메리카에서 특히 아르헨티나 북동부와 중서부지역, 칠레 남부, 파라과이에서 더운 여름은 적은 강

수량과 관련되어 있음을 보였다. 추운 계절(JJA) 65W 서쪽에서는 증운형 구름이 최저기온을 상승시키기 때문에 약해진 하지만 기온과 강수량이 양의 상관관계를 보인다. 칠레 해안에 있는 관측지점의 경우 해양에 근접해 있고 특히 비가 내리는 시기(5월부터 9월)에 높은 해수면온도가 대류활동을 활발하게 하므로 기온과 강수량은 상관계수는 항상 양이며 상관성이 뚜렷하다.

가장 더운 계절의 기온과 가장 작은 강수량 사이의 관계는 증감경향에서도 나타난다(Trenberth and Shea, 2005). 예를 들어, 호주는 가뭄 강도가 점점 강해지고 있는데 이는 20세기 후반부에 관측된 온난화 경향과 잘 일치한다(Nicholls, 2004). 2002년 호주 가뭄기간동안의 최고기온과 최저기온의 평균은 그 이전 가뭄 기간이었던 1982년과 1994년의 평균값보다 매우 높으며, 증발 가능량 역시 증가하였다(3.8.4절, 박스 3.6 참조). 최고기온의 최대값도 또한 2005년 가뭄 때 나타났다.

3.3.6 요약

수문학적 변수의 증감경향을 다룰 때 상당한 불확실성이 여전히 존재한다. 왜냐하면 관측 자료에서 지역적인 차이가 크고, 공간적으로 관측값이 존재하지 않는 지역이 있으며, 시간적으로도 한계가 있기 때문이다(Huntington, 2006). 현재에도 해양에서 강수량의 경년변동과 변화경향에 대해 언급하는 것은 여전히 도전해야 할 과제이다. 육상에서 전지구 강수량 평균은 그다지 의미 있지 않으며 지역적인 변동이 매우 지배적이다. 강수량은 일반적으로 20세기에 들어서 30°N에서 85°N 사이 육상과 아르헨티나에서는 증가했으나, 과거 30년에서40년 사이에 10°S와 30°N 사이에서는 뚜렷하게 감소하였다. 북대서양과 25°S 남쪽에서 염도의 감소는 해양에서의 강수량 변화를 나타낸다(5.3.2절과 5.5.3절). 강수 유출과 하천 유량은 일반적으로 고위도지방에서 증가하였으며, 토양수분과 함께 강수량의 변화와도 잘 일치한다. 아프리카와 남아메리카의 많은 열대 지방에서 하천 유량은 ENSO의 영향을 크게 받는데, 1976년 1977년 기후레짐 전이 이후로 파라나 강으로부터 많은 배출이 있었지만, 아프리카의 몇몇 큰 강들은 그 시기 이후로 배출이 줄어들기도 하였다.

하지만 파머 가뭄지수는 1950년대 중반 이후로 육상의 많은 지역, 아프리카의 많은 지역, 유라시아 남부지방, 캐나다와 알래스카의 넓은 지역에서 건조해지는 경향을 보여준다. 남반구의 경우 1948년부터 2002년까지 전체기간에서의 증감 경향이 크지 않으나 1974년부터 1998년 사이에는 건조해지는 경향이 있다. 물론 지난 20년에서 30년 동안 지표 기온이

크게 상승한 것이 건조경향에 크게 기여하긴 했지만 육상 강수량이 1950년대 이후로 계절적으로 감소하는 것도 전체 건조 경향의 주된 요인이다. 파머 가뭄지수 자료를 살펴보면 매우 건조한 지역(파머 가뭄지수가 -3.0보다 작은 육상 지역으로 정의함)이 1970년대 이후로 2배 이상 늘어났다. 1970년대 초반에는 ENSO로 인해 육상에서 강수량이 감소하였으며 그 이후 지표 기온 상승으로 다시 강수량이 증가함에 따라 파머 가뭄지수도 1970년대 초반에 크게 변하고 있다.

따라서 지난 30년 동안 가뭄이 현저하게 증가한 것은 더 넓은 지역에서 더 강하고 더 오래 가뭄이 지속되어 가뭄을 정의하는 문턱값을 넘는 지역이 점점 더 넓어졌기 때문이다. 전반적으로 Huntington(2006)에 의해 발견된 것들과 잘 일치하며, 전세계 많은 지역에서 가뭄이 심해지고 강수량이 많아진다는 증거들은(3.8.2절) 수문학적인 상황들이 점점 더 심각해지고 있다는 사실을 뒷받침해주고 있다.

3.4 자유대기에서의 변화

3.4.1 상층대기 온도: 대류권과 성층권

위성과 라디오존데에서 관측한 자료로 온도자료를 만들고 활발하게 분석하는 커뮤니티들은 장기간 변화에 실제로 불확실성이 존재한다는 것에 다들 동의한다. 측기와 통신방법의 변화는 존데와 위성기록에 두루 영향을 미치며, 장기간 증감경향의 판단을 어렵게 만든다. 균질한 기록을 보유하고 있어 여러 가지 변화때문에 발생한 불확실성을 입증해 줄 수 있는 그러한 기준(reference) 관측망은 역사적으로 없다. 많은 관측지점들은 기록이 남아 있지 않거나 이해하기 어렵다. 따라서 연구자들은 불확실성에 영향을 미치는 것들 중 잘 알려진 것들 그리고 종종 알려지지 않은 것들을 다루기 위해 합리적인 선택해야만 한다. 독립적으로 이루어진 여러 평가들 중에서 실제 기후변화에 어떤 것이 더 가까운지를 정량적으로 판단하는 것은 어렵다. 이는 거의 대부분 역사적인 관측망이 충분하지 않다는 것에 기인하며, 따라서 미래 관측망을 설계할 때 기준이 되는 존데 지상관측망이 필요하다는 것을 지적하고 있다. Karl et al.(2006)은 이런 점을 포괄적으로 검토하였다.

3.4.1.1 라디오존데

3차 평가보고서 이후 라디오존데 온도 자료의 품질을 높이기 위해 상당한 노력을 기울였다(부록 3.B.5.1 참조). 특히 70년동안(1940년대부터 2000년대까지) 관측기거나 절차가

발달함에 따라 라디오존데 기록에 인위적으로 발생한 변화를 줄이는 것을 목적으로 하였다(Free and Seidel, 2005; Thorne et al., 2005a; Karl et al., 2006). 몇개의 보정방법을 같은 라디오존데 관측소 자료에 적용해 보면 서로 전혀 다른 결과를 보여준다(Free et al., 2002). 한가지 접근방법은 라디오존데 내에서 열전달 역학을 이용하는 것인데, 위성 온도자료를 가지고 검증해보면 결과가 그다지 좋지 않다. 또 다른 방법은 위성자료(HadRT(Hadley Centre Radiosonde Temperature Data Set); Parker et al., 1997)와 비교하는 것인데, 위성관측기간이 짧고 사용할 수 있는 메타데이터도 많지 않아 자료의 공간일치성이 좋지 않다. 5개 라디오존데자료를 가지고 포괄적으로 상호비교해보면(Seidel et al., 2004) ENSO나 준 2년주기 진동(QBO, Quasi-Biennial Oscillation), 화산분출과 같은 짧은 주기 변동의 경우 상당히 일치하는 결과를 보여주고 있지만 장기간의 증감경향에서는 결과가 서로 일치하지 않는다.

3차 평가보고서 이후 새로운 보정자료를 만들기 위해서 몇몇 방법들이 사용되었다. Lanzante-Klein-Seidel(LKS; Lanzante et al., 2003a,b) 자료는 87개의 관측소를 신중하게 선택하여 만들었으며, 자료 전기간에 대해 주관적으로 유도한 편이 보

정법을 사용하였으나 자료는 1997년까지 밖에 없다. 이 자료는 IGRA(Integrated Global Radiosonde Archive, Durre et al., 2006)을 사용하여 업데이트 되었는데 1997년 이후는 다른 편이 보정법(Free et al., 2004b)을 적용하여 RATPAC(Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate)이라는 새로운 자료세트를 만들었다. 다른 새로운 자료세트로 HadAT2(Hadley Centre Atmospheric Temperature Data Set Version 2, HadRT의 다음버전)가 있는데 이 자료는 시공간 일치성을 확보하기 위하여 이웃지점과 비교하는 방법을 사용하였다. 세번째 방법은(Haimberger, 2005) 라디오존데 자료의 비균질성을 찾아내고 이를 감소시키기 위해 자료동화하는 동안 계산된 편이 보정값을 모델 재분석자료에 적용하는 방법이다. 이 방법은 다른 편이된 자료 혹은 모델 편이로 인해 자료가 오염될 위험이 있음에도 불구하고 이 방법으로 보정된 결과는 다른 방법에 의해 보정된 자료와 잘 일치한다. Angell(2003)은 자료를 보정하는 것보다는 라디오존데 자료에서 품질이 안좋은 몇몇 열대지점들을 빼버림으로써 오히려 자료의 품질을 높이고자 하였다. 균질한 자료를 만들어내고자 하는 노력에도 불구하고 라디오존데 자료를 분석해 보면 여전히 상당한 문제가 남아있

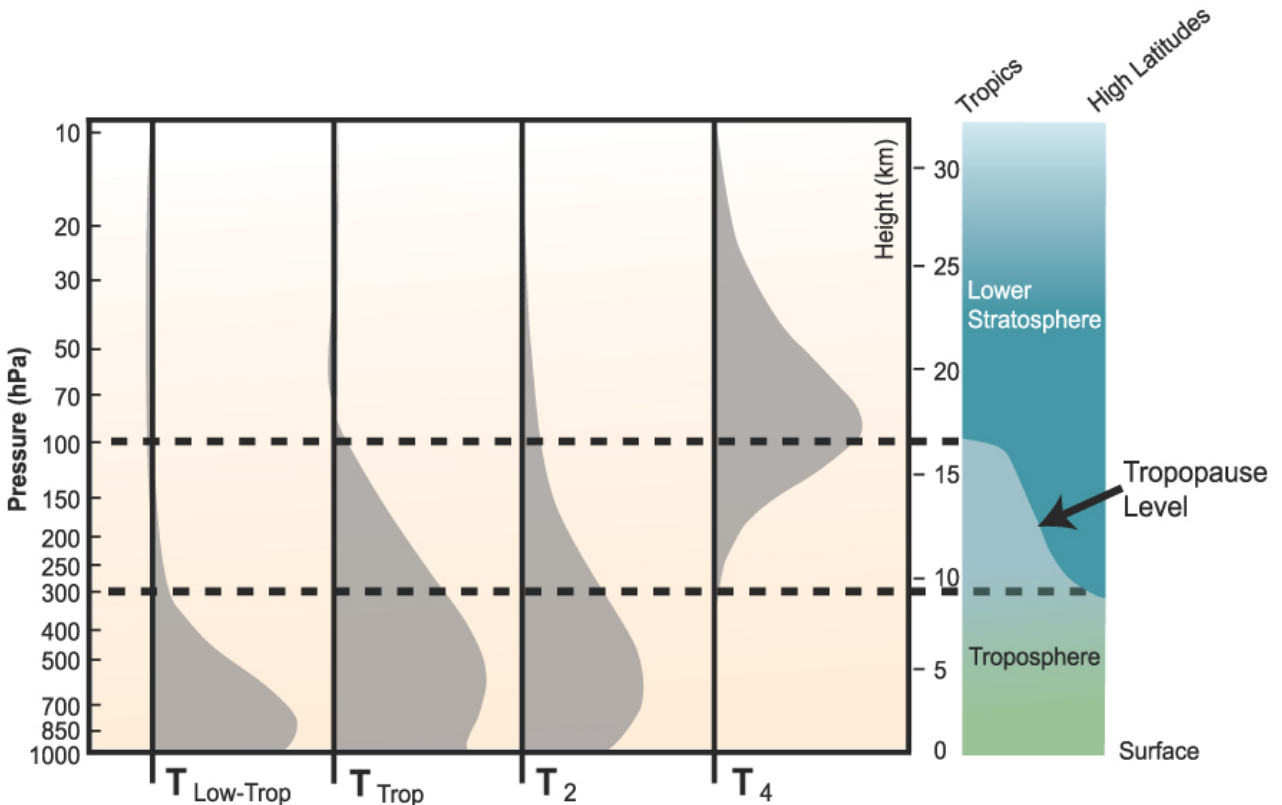


그림 3.16. MSU 위성관측과 그 도함수, 그리고 라디오존데와 재분석자료에 사용된 층을 나타내기 위한 연직 가중함수(회색). 오른쪽 그림은 열대(왼쪽)부터 고위도(오른쪽)까지 대류권계면(대류권과 성층권을 나누는)의 변화를 나타냄. 네번째 패널은 성층권 하부에서 T4를 나타내며, 세번째 패널은 T2, 두번째 패널은 T2와 T4를 결합함으로써 대류권을 보여줌(Fu et al., 2004a) 그리고 첫번째 패널은 UAH로부터 대류권 하층까지 T2LT를 보여주고 있음. Karl et al.(2006) 인용.

다. Sherwood et al.(2005)는 보정되지 않은 라디오존데 자료의 일변화가 상당히 변하고 있음을 발견하였다. 이러한 변화는 아마도 관측센서와 복사 오류 보정법이 향상되었기 때문일 것이다. 그들은 또한 1971년 이전에 존재 기온은 야간의 기온에 비해 상대적으로 낮동안에 온난화 되는 경향을 발견하였는데 이는 실제로 그렇지 않고 1979년부터 1999년 사이에는 낮 기온이 내려가는 경향도 이 역시 실제로 그렇지 않다. 아마도 위성관측이 시작된 이후(1978년 이래) 존재 기온이 떨어지는 거짓 변화경향이 나타난 것으로 보이며, 전지구적으로 10년동안 0.1도씩 떨어진다. 이러한 거짓 냉각현상은 열대지방에서 가장 크며(850hPa에서 300 hPa 사이에서 10년 동안 0.16도씩 떨어짐) 북반구 중위도에서 가장 온도가 적게 떨어진다(0.04도/10년). Randel and Wu(2006)은 MSU 자료를 사용하여 LKS와 RATPAC 라디오존데 자료에서도 여전히 열대 성층권과 대류권 상부에서 관측기와 복사 보정법의 변화에 기인한 냉각 편이가 있음을 보였다. 그들은 또한 낮 뿐만 아니라 밤에도 문제가 있어 밤에도 이러한 음의 편이가 존재함을 인지하였다. 그러나 몇몇 관측지점에서는 오히려 양의 편이를 보이기도 한다(Christy and Spencer, 2005).

라디오존데 자료는 육상에만 한정되어 있어 열대와 남반구에서는 거의 관측자료가 존재하지 않는다. 따라서 전지구에 대한 평가는 라디오존데 자료가 존재하는 지역에 한해서만 이루어지므로 상당한 불확실성이 있게 된다(Hurrell et al., 2000; Agudelo and Curry, 2004). 그리고 관측망이 좁아진다 하여도-여전히 해양지역은 제외될 것이므로- 더 신뢰할 만한 전지구 변화경향을 생산해 내지는 못할 것이다(Free and Seidel, 2005). 라디오존데 기록은 지역적으로는 1940년 대부터 시작하였으며 약 1958년 이후부터는 거의 전지구에서 자료를 생산한다는 장점이 있다. 라디오존데 자료는 대류권과 성층권 하부를 감시하고 있으며, 다음 절에서 분석에 사용한 층은 그림 3.16에 나타내었다. 라디오존데 자료를 기반으로 하는 전지구 평균 기온 평가는 그림 3.17에서 주어졌으며 나중에 제시할 것이다.

3.4.1.2 위성 마이크로 사운더(MSU, Microwave Sounding Unit) 기록

3.4.1.2.1 위성의 가능성과 도전 요약

위성에 탑재된 마이크로 사운더(microwave sounder)는 마이크로파 배출(복사)을 측정함으로써 대기의 두꺼운 층들의 온도를 측정한다. 마이크로파 배출은 60GHz 근처의 복잡한 배출선 중에서 산소분자 배출선의 열적상태에 비례한다. 60GHz 근처의 여러 주파수에서 관측을 하면 여러 대기 층을 뽑아낼 수 있다. 7개의 측기로 구성된 MSU는 1978년 후

반부터 관측을 시작하였다. 1998년 중반부터는 좀 더 진보된 MSU로 관측을 수행하였다. 마이크로 사운더는 때때로 액체 상태의 물방울을 많이 포함하고 있는 강수나 구름의 영향을 받기는 하지만 적외선 사운더와 달리 구름의 영향을 거의 받지 않는 편이다. 그림 3.16은 대류권 하부(T_{2LT}), 대류권, MSU 채널 2(T₂), 채널 4(성층권 하부, T₄) 층을 보여주고 있다.

라디오존데와 비교하였을 때 위성관측의 주된 이점은 며칠마다 한 번씩 전지구를 관측할 수 있다는 것이다. 그러나 라디오존데와 마찬가지로, 여러 위성으로부터 나온 자료를 함께 연결해서 사용해야 하므로 기후 평가를 위해서 시간상 연속성을 확보하는 것이 문제이다. 자료를 합치는 과정에서 많은 오류의 원인을 정확하게 설명하여야만 한다. 오류들 중 가장 중요한 것은(1) 위성들 사이의 offset in calibration(2) orbital decay and drift, 이와 관련하여 특정한 지역에서 측정이 이루어지는 시간이 장기간에 걸쳐 변함으로써 관측된 대기 기온의 일변화가 조금씩 변하게 됨(3) 위성 calibration의 변화, 이는 위성에 내장된 교정하고자 하는 대상의 온도와 관련되어 있음. 교정 대상의 온도는 또한 위성이 매일매일 조금씩 편류함에 따라 변하므로 위성 calibration과 매일 편류되는 것의 관계가 서로 뒤엉켜 있다(Fu and Johanson, 2005). 서로 다른 연구자들이 이런 구조적인 오류들 혹은 다른 오류들을 찾아내고 보정하기 위하여 다양한 방법들을 사용하여 왔다(Thorne et al., 2005b).

3.4.1.2.2 3차 평가보고서 이후 진척사항

3차 평가보고서 이후 위성에서 관측된 대기 온도를 분석하는 방법에 있어 몇 가지 중요한 발전이 있었다. 가지고 있는 자료를 자세히 조사하고 문제를 찾아낸 뒤 다음에 묘사한 것처럼 새로운 버전의 자료를 만들어 냈다. 전구 재분석 자료뿐만 아니라 MSU 관측을 통해 많은 새로운 자료들이 만들어졌다(3.4.1.3절 참조). 게다가 여러 채널에서 나온 MSU 자료를 통계적으로 접목시켜 대류권 기록에 포함되어 있는 성층권의 영향을 최소화시키는 새로운 방법도 등장하였다(Fu et al., 2004a,b; Fu and Johanson, 2004, 2005). 이러한 새로운 자료들과 새로운 분석방법은 매우 중요하다. 왜냐하면 이는 위성자료로 만든 기온자료의 변화 경향에 포함되어 있는 불확실성, 즉 시간적으로 일치하는 자료를 만들기 위해 사용된 여러 방법들 때문에 발생하는 불확실성을 추정할 수 있게 해주기 때문이다.

UAH(University of Alabama in Huntsville, Christy et al., 2000; 2003)와 RSS(Remote Sensing Systems, Mears et al., 2003; Mears and Wentz, 2005)에서 MSU 채널 2와 4를 분석

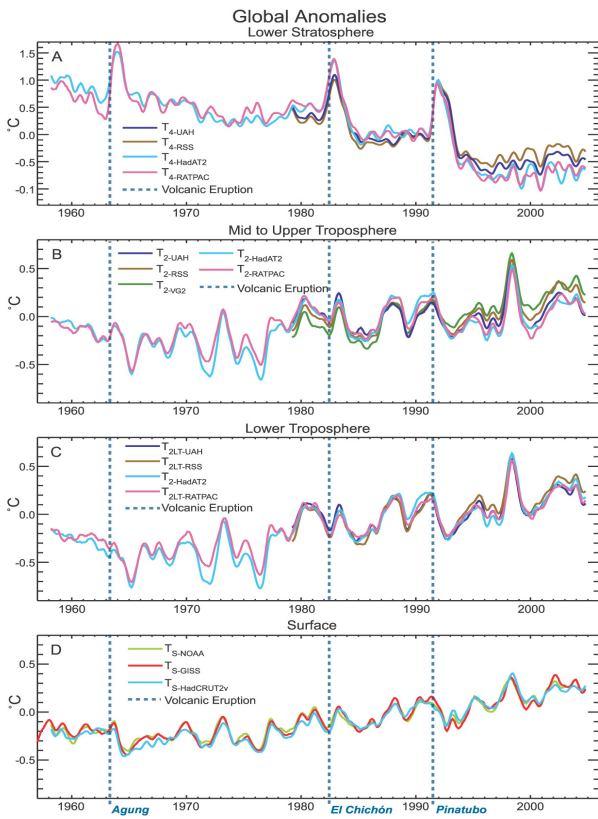


그림 3.17. 관측된 지표면과 상층 기온편차(°C)(A) 성층권 하부 T4, (B) 대류권 T2, (C) UAH, RSS와 VG2 MSU 위성 분석, UKMI HadAT, NOAA RATPAC 라디오존데 자료에서 분석한 대류권하부 T2LT, (D) NOAA, NASA/GISS, UKMO/CRU(HadCRUT2v)로부터 나온 지표면 관측자료. 모든 시계열은 1979~1997년 사이를 7년 이동평균한 값에 대한 월평균 편차임. 주요 화산폭발은 수직 푸른 점선으로 표시함. Karl et al.(2006) 인용.

하였다. 채널 2는 또한 Vinnikov and Grody(2003; version 1-VG1)에서도 분석하였으며 지금은 Grody et al.(2004)와 Vinnikov et al.(2006; version 2-VG2)에서 대신 분석하고 있다. MSU 채널 2(T2)는 대기의 두꺼운 층을 측정하는데 대략 대류권에서 75%~80%정도 신호가 들어오고 성층권 하부에서 15%정도 신호가 들어오며 나머지 5%~10%는 지표로부터 들어오는 신호이다. MSU 채널 4(T4)는 성층권 하부 온도에 가장 민감하다(그림 3.16).

MSU 기록으로부터 구한 전구 시계열은 그림 3.17에 나타내었으며, 전지구 변화경향은 그림 3.18에서 보여주고 있다. 1979년부터 2004년 사이 전지구적으로 성층권에서 10년에 -0.32°C에서 -0.47°C 정도 냉각이 일어나고 있으며(T4), 대류권에서는 10년에 0.04°C에서 0.20°C 정도 온도가 올라가고 있다(T2). 위성들 사이의 calibration과 merging 기술의 차이, 위성궤도, 일주기(diurnal cycle)의 변화, hot-point calibration temperature를 보정방법의 차이 때문에 T2 변화경향의 범위가 넓게 나타난다(Christy et al., 2003; Mears et al., 2003;

Christy and Norris, 2004; Grody et al., 2004; Fu and Johanson, 2005; Mears and Wentz, 2005; Vinnikov et al., 2006).

T2의 경우 RSS 자료는 대류권에서 UAH 자료보다 10년에 0.1°C 이상 더 증가하는 결과를 보여주고 있다(그림 3.18). 이러한 차이는 대부분 calibration target effect의 요소를 결정하는데 사용한 자료량의 차이에서 기인한다. Mears et al.(2003)은 UAH 자료를 분석하여 NOAA-9 위성(1985-1987)을 위한 파라미터를 만들어 냈는데 그 값은 물리적인 한계를 벗어난 것이었다. 따라서 NOAA-9 위성에 탑재된 기기 하나의 calibration 파라미터 값들의 큰 차이가 UAH와 RSS의 T2 변화경향 사이의 차이를 만드는 주된 이유가 된다. 차이를 만드는 또 다른 이유는 서로 다른 위성자료들을 합치는 방법의 차이, 관측시간에 따른 치우침 현상을 보정하는 방법의 차이, 특히 NOAA-11 위성(Mears et al., 2003; Christy and Norris, 2004)의 경우에 해당하며, 그리고 hot-point 온도를 보정하는 보정하는 방법의 차이(Grody et al., 2004; Fu and Johanson, 2005)에서 기인한다. 열대지방에서 이러한 요인들로 인해 T2 변화경향에서 1987년 이후로 10년에 약 0.07°C의 차이가 생기며, 위성이 교체되는 시기인 1992년과 1995년에 불연속점이 생긴다(Fu and Johanson, 2005). Grody et al.(2004)와 Vinnikov et al.(2006)(VG2)의 T2 자료는 대류권에서 RSS 자료보다도 약간 더 따뜻한 경향을 보인다(그림 3.18).

RSS T4는 UAH보다 10년에 약 0.1°C정도 온도가 덜 떨어지고 있기는 하지만(그림 3.18), 두 자료 모두 1979년 이후 성층권은 온도가 많이 떨어지고 있다는 것을 보여주고 있다. T2 시그널의 15% 정도는 성층권 하부에서 나오는 것이기 때문에 성층권 하부의 냉각현상은 T2가 보여주는 대류권 온난화 경향이 실제보다 적게 측정되었음을 나타낸다. T2와 T4를 가중치를 두어 합치면 그 효과는 크게 감소한다(Fu et al., 2004a; 그림 3.16). 전지구 평균기온을 구하는 기술은 성층권 하부에는 작은 음의 가중치를 주는 것인데 연직방향의 일관성을 위해 주변에 이를 보상하기 위해 작은 양의 가중치도 주며, 그리고 난 뒤 중요한 것은 적분이다(Fu and Johanson, 2004). 1979년부터 2001년까지 성층권이 T2의 변화경향에 미친 영향은 약 -0.08°C/10년이다. 이 기술의 문제는(Tett and Thorne, 2004) 열대지방에 적용했을 때 더 분명하게 해석된다는 것이다(Fu et al., 2004b). 모델 바이어스가 성층권의 냉각현상을 묘사하는데 영향을 미칠 수도 있지만, 이 기술은 또한 모델 결과에도 잘 적용할 수 있다(Gillett et al., 2004; Kiehl et al., 2005). 좀 더 발전하여 1987년 이후 자료에 대해 T2, MSU, 채널 3(T3), T4에 가중치를 주어 합

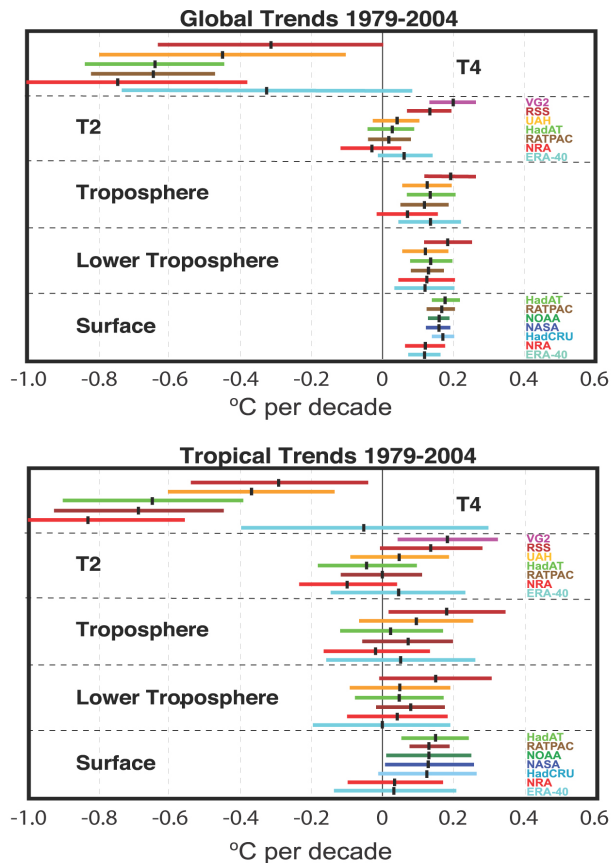


그림 3.18. 전구(위)와 열대지방(20° N-20° S: 아래)에서 1979년부터 2004년 사이 기온의 선형변화경향(°C/10년). MSU T4 채널(첫째줄), T2 채널 혹은 라디오존데와 재분석자료와 동등한 자료(둘째줄), T2를 사용한 대류권(세번째 줄), T4는 성층권의 영향을 통계적으로 제거하는데 사용됨(Fu et al., 2004a). UAH 연직자료를 사용한 대류권 하부(네번째 줄). 자료에서의 기온의 선형변화경향(마지막 줄). 지표자료는 NOAA/NCDC(녹색), NASA/GISS(푸른색), HadCRUT2v(하늘색)의 자료임. 위성자료는 UAH(주황색), RSS(진한 붉은색), VG2(자홍색) 자료이고, 라디오존데 자료는 NOAA RATPAC(갈색), HadAT2(연두색)이며, 대기 재분석자료는 NRA(붉은색)과 ERA-40(청록색) 자료임. 오류 막대는 5-95% 신뢰구간을 의미하며, 자기상관관계를 제거한 시계열을 샘플링하여 구함. 여기서 신뢰도도 -1을 초과하는 값은 제거하였음. ERA-40자료의 변화경향은 1979년부터 2002년 8월까지의 자료만 사용하였음. Karl et al.(2006; D. Seidel courtesy of J. Lanzante; and J. Christy)의 자료임.

친 후 열대지방에서 대류권 상층, 하층, 전체에 대한 시계열을 만들기도 하였다(Fu and Johanson, 2005).

다른 각도에서 T2를 측정함으로써 UAH 그룹은 대류권 하층과 중층에 가중치를 주어 업데이트된 자료, T2_{LT}를 만들었다(Christy et al., 2003). 이 과정은 대류권 기온의 장기간 변화에서 성층권의 영향을 제거하는 효과를 보이고 있지만, orbital decay에 대한 보상이 필요하다거나 두개의 큰 값들 사이의 작은 잔차를 계산해야 한다는 등의 논란으로 인해 불확실성이 존재한다(Wentz and Schabel, 1998). T2_{LT}은 지면에서의 시그널이 크므로 역설적으로 해빙의 변화를 포함해서 지면 방사율의 영향을 받는다(Swanson, 2003). Fu and

Johanson(2005)은 T2_{LT}의 변화경향이 지면, T2, T4에서의 변화경향뿐만 아니라 UAH 자료와도 물리적으로 일치하지 않음을 발견하였다. 이러한 기온의 변화경향에서의 바이어스는 위성이 적도를 지나가는 순간에 표류하는 기간 때문인데 이는 calibration target 온도와 일변화에 큰 변화를 일으킨다. Mears and Wentz(2005)는 위성 표류 때문에 생기는 일변화를 보정함으로써 해서 UAH자료가 열대지방에서 잘못된 부호를 보인다는 것을 발견하였다. 보정을 한 뒤(버전 5.2; Christy and Spencer, 2005) 반영하여 그림 3.18에 나타내었지만 열대지방에서의 변화경향은 여전히 대류권(T2와 T4를 사용)과 지표에서의 변화경향보다 대부분의 기간에서 작게 나타난다. Mears and Wentz(2005)는 새롭게 자신들의 T2_{LT}를 계산하였으며 그 결과 T2_{LT}의 변화경향이 UAH보다 0.1°C/10년 더 크다는 것을 발견하였다. 1987년 이후 MSU 채널 3을 사용할 수 있게 되었을 때 Fu and Johanson(2005)는 RSS 자료를 사용하여 열대지방에서 고도에 따라 기온이 증가하는 경향이 있음을 보였다.

대류권 라디오존데 관측지점 자료를 위성자료와 비교해 보면(Christy and Norris, 2004) 상당히 다르게 나타나 UAH 위성자료와 라디오존데 자료의 제공근 평균 차이는 상당하다(Hurrell et al., 2000). Christy and Norris(2004)가 라디오존데 기온 변화경향과 UAH 기온 변화경향의 중간값이 잘 일치함을 보였음에도 불구하고, 균질하지 않은 라디오존데 자료(Sherwood et al., 2005) 심지어는 균질한 라디오존데 자료(Randel and Wu, 2006)에서 발견되는 가상의 냉각에 의해 이러한 차이가 발생하는 것으로 보인다(3.4.1.1절 참조). 성층권에서 라디오존데 기온의 변화경향은 MSU 자료, 특히 RSS 자료와 비교하였을 때 더욱 반대가 된다. 이는 존데의 변화와 복사 보정 처리과정 때문인 것으로 보인다(Randel and Wu, 2006).

1979년부터 2004년까지 대류권 기온의 선형변화경향의 지

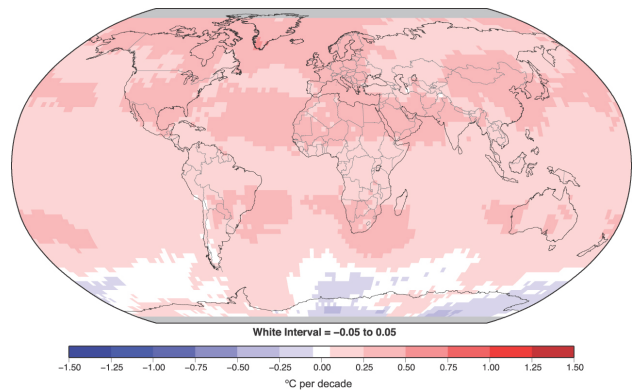


그림 3.19. 1979년부터 2005년까지 RSS 자료(Fu et al.(2004a)에서처럼 보정한 T2와 T4를 기본으로 합)를 사용한 대류권 기온의 선형변화경향(°C/10년). Q. Fu 제공.

리학적 특성(그림 3.19)은 정성적으로 보았을 때 RSS나 UAH MSU 자료가 비슷하게 나타난다. 두 자료 모두 북반구 대부분 지역에서 온난화 경향을 보이지만 UAH 자료는 열대 태평양 지역에서 냉각현상을 보인다. 그리고 45°S 남쪽지역에서도 변화경향이 서로 차이를 보이는데 UAH 자료가 RSS 보다 더 기온이 많이 떨어진다.

3.4.1.3 재분석

3차 평가보고서 이후 완성된 전지구 재분석자료 ERA-40(Uppala et al., 2005)는 1957년 9월부터 2002년 8월까지로 확장되었다. 재분석은 현업 수치예보로부터 전지구 분석을 할 때 발생하는 것과 같은 기후 기록의 오염이 발생하지 않도록 분석시스템이 변하지 않게 설계되었다. 이는 몇몇 관측 시스템에서의 변화는 보상해 주지만 모든 변화에 따른 영향을 다 보완해 주는 것은 아니다. 위성자료동화를 사용해서 더 먼저 만들어진 NRA과 다르게 ERA-40은 MSU 자료를 포함하여 바이어스를 보정한 복사(radiance) 자료를 동화하였다(Harris and Kelly, 2001; Uppala et al., 2005). 그리고 자료 동화과정 그 자체는 위성궤도 표류와 고도의 변화 때문에 수행한다. 이 요소들은 기후연구를 위해 MSU 복사 자료를 직접 처리과정에 언급되어야만 한다(예를 들어, Christy et al., 2003; Mears et al., 2003; Mears and Wentz, 2005). 내재된 calibration 바이어스는 다른 자료에 미치는 영향을 통해 간접적으로 다루어진다. 바이어스를 보정했음에도 불구하고 바이어스 보정과정에서 생기는 잔차 문제 때문에 ERA-40 자료가 보여주는 대기 기온의 장주기 변동에 대한 신뢰성이 떨어진다.

ERA-40자료의 큰 규모 지표 기온에서 보여주는 변화경향과 장주기 변동 그리고 Jones and Moberg(2003)이 분석한 기후관측소 월평균 자료가 보여주는 변화경향과 장주기 변동은 일반적으로 1970년대 후반이후로는 서로 잘 일치한다(3.2.2.1절 참조). ERA-40 자료의 기온은 이 기간 행성 경계층에서 꽤 일관성을 가지고 변하는데, 지표와 고층관측자료가 충분한 지역에서는 더 앞선 기간에서도 이러한 일관성 있는 변동을 보인다(Simmons et al., 2004).

처리된 MSU 층온도를 ERA-40 자료와 비교하였다(Santer et al., 2004). 두꺼운 층을 사용한 MSU 층온도는 대류권에 근접한 고도에서 ERA-40 자료와 완전히 다른 변화경향을 보인다. 위성관측을 시작하기 이전에는 상대적으로 대류권 온도가 낮은 값을 보이는데 이는 남반구 중위도에서 라디오존데 자료가 부족하기 때문이며 또한 자료동화 모델의 cold 바이어스 때문이다. 따라서 자료동화 모델은 재분석하는 전 기간에 대한 대류권 온난화 경향을 너무 크게 모의한다

(Bengtsson et al., 2004; Simmons et al., 2004; Karl et al., 2006). ERA-40은 또한 1970년대 이후로 열대와 아열대 지방 대부분의 대류권 중층에서 냉각현상을 보인다. 이는 분명히 위성관측 초기에 분석에서 보이는 warm bias 때문이다.

ERA-40 자료를 가지고 대류권 기온 변화경향의 공간분포를 살펴보면 이는 그림 3.19와 비슷하다. 45°S 남쪽은 다른 패턴을 보이기는 하지만 북반구는 온난화는 유사하다. 45°S 이남에서의 차이는 눈과 지표 얼음에 의한 지표 방사를 편차에 의한 것이라는 분석이 있기도 했지만(Swanson, 2003) 완전하게 원인이 밝혀진 것은 아니다. 남반구 고위도에서 ERA-40 자료는 1979년부터 2001년 사이 JJA에 매우 큰 온난화 경향을 보이는데 이는 남극 라디오존데 자료와도 잘 일치하는 결과이다(Turner et al., 2006). 성층권에서 대규모로 냉각현상이 있는 것은 ERA-40자료나 MSU 자료나 모두 동일하다(Santer et al., 2004). 그렇지만 ERA-40 자료가 냉각현상이 완화되는 위성관측 초기에 성층권 하부에서 라디오존데 자료보다 상대적으로 더 냉각하는 현상을 보인다. 3.5절은 이러한 기온의 변화경향이 대기 순환의 변화와 어떻게 관련되어 있는지를 보여준다.

3.4.1.4 대류권계면

대류권계면은 성층권과 대류권을 나누는 경계로 일반적으로 기온의 연직 변화가 가장 작은 고도이다. 대류권계면의 높이는 대류권과 성층권 양쪽의 열적 균형에 의해 영향을 받는다. 예를 들어, 화산에 의한 에어러솔의 증가로 복사를 흡수하여 성층권 기온이 올라갔을 때 대류권계면은 낮아진다. 반대로 대류권의 기온이 올라가면 성층권의 기온이 내려갔을 때처럼 대류권계면의 고도가 높아진다. 대류권 기온이 상승하는 경우는 온실가스 농도의 증가하거나 성층권 오존량이 줄어드는 경우이다. 따라서 대류권계면 높이의 변화는 기후에 인간이 미치는 영향을 나타내주는 지표가 될 수 있다. NRA 자료는 경년변동을 분석하는데는 매우 유용하지만 기온의 변화경향 분석에서는 부정확한 결과를 보여주기 때문에 대류권계면 높이의 변화경향을 분석하는데는 사용하지 않았다(Randel et al., 2000). ERA-40 자료에서 1979년부터 2001년 사이 대류권계면의 높이는 거의 200m(전지구 평균) 상승하였다. 이는 부분적으로는 대류권의 온난화와 성층권의 냉각 때문이다(Santer et al., 2004). UAH 자료와 RSS 위성 MSU 자료에서(3.4.1.2절 참조) 대기 기온의 변화는 NRA 자료보다는 ERA-40자료와 더 높은 상관성을 보인다. 이는 ERA-40자료와 위성자료의 품질이 향상되었음을 나타내는 것이다. Santer et al.(2004)의 연구결과는 20세기 들어 최근 40년 동안 대류권의 온도는 올라가고 하부 성층권의 온도는

감소했음을 보여주었으며, 또한 대기 기온의 이러한 변화가 대류권계면의 고도를 높이고 있음을 보여주고 있다. Randel et al.(2000), Seidel et al.(2001), Highwood et al.(2000)에서 라디오존데 자료를 분석한 결과도 또한 열대지방 대류권계면의 고도가 높아지고 있음을 보여주고 있다.

3.4.1.5 지표 기온과의 합성 및 비교

그림 3.17은 라디오존데와 위성 전지구 시계열을 보여주고 있으며, 그림 3.18은 1979년부터 2004년까지 전지구와 열대지역(20°N~20°S)을 평균한 선형변화경향을 종합하여 보여주고 있다. 지표에서의 값은 NOAA(NCDC), NASA(GISS), UKMO/CRU(HadCRUT2v) 자료와 NRA와 ERA-40 재분석 자료이다. 성층권하부에서는 T_{2LT}, T₂, T₄와 관련하여 증가하는 경향을 보이며, Fu et al.(2004a)에서처럼 T₂와 T₄를 선형적으로 합하면 대류권 전체의 선형변화경향을 더 잘 나타낼 수 있다. 재분석자료와 함께 UAH, RSS, VG2에서 위성을 기반으로 한 방법들로부터 얻은 자료를 HadAT2, RATPAC에서 라디오존데 자료로 계산한 변화경향과 함께 비교하였다. ERA-40 자료만이 2002년 8월까지 사용할 수 있으며, VG2자료는 T₂만 사용할 수 있다. 여기서 제시한 오차막대는 5%~95% 신뢰한계로 제한된 자료로 인한 샘플링 개수와 관련되어 있으며, 허용오차는 자유도를 계산할 때 시간에 대한 자기상관계수를 위해 사용된다. 그러나 오차막대는 샘플링에 있어 공간적인 불확실성은 포함하고 있지 않는데, 이는 노이즈에 의해 분산을 증가시킨다. 노이즈는 일반적으로 시간에 따른 자기상관계수를 낮추고, 시간 샘플링의 오차막대를 줄어든다. 이 때문에 RATPAC의 오차막대의 길이가 종종 다른 것들에 비해 작다. 5%~95% 신뢰한계에서 약 0.08℃ 정도를 차지하는 구조적이고 내부적인 오차의 원인(Mears and Wentz, 2005; 부록 3.B.5 참조)은 여기서 명백하게 설명할 수 없다. 구조적인 불확실성과 파라미터 오차는(Thorne et al., 2005b) 일반적인 기후변동으로 설명한 뒤 서로 다른 자료들 사이의 차이를 반영한 것이다. 그리고 이러한 불확실성과 오차는 Fu and Johanson(2005; 또한 Karl et al., 2006 참조)의 RSS와 UAH의 T₂를 비교한 것처럼 서로 다른 시계열을 사용함으로써 더 잘 나타낼 수 있다.

그림 3.17에서 가장 인상적인 것은 전반적으로 자료들이 서로 상당히 잘 일치한다는 것이다. 특히 경년변동하는 타이핑과 크기가 서로 잘 일치한다. 또한 지표에서 가장 잘 일치하며, 대류권 전체에서도 HadAT2자료가 1970년대에 값이 좀 작은 것을 제외하면 2개의 라디오존데로부터 나온 자료조차도 논리적으로 잘 일치한다. 성층권 하부에서도 모든 자료들이 그림에서 나타낸 화산분출 시에 나타난 온난화와 주

요 변동을 잘 보여주고 있다. 성층권 하부에서 1963년 이전 라디오존데 자료는 자료 개수가 많지 않아 차이가 난다. 또한 대략 1992년 이후 모든 자료들 사이에서도 약간의 차이를 보이는데 라디오존데 자료가 위성 온도자료보다 더 낮게 나타난다. 선형변화경향을 구할 때 이러한 상대적으로 작은 차이가 강조되어 나타나는 경향이 있다.

장기간의 선형변화경향은 종종 실제 변화를 잘 나타내지 못하곤 한다(Seidel and Lanzante, 2004; Thorne et al., 2005a,b); 다른 분석방법을 통해 1976-1977년 갑작스런 기후레짐변이(Trenberth, 1990), 큰 화산분출이 일어난 2년 뒤 나타나는 주기적인 성층권 승온과 대류권 기온 하강과 같은 것을 고려해야 한다. 따라서 화산분출이후 성층권 기온상승이 매우 커서 성층권 하부에서 선형변화경향의 신뢰한계는(그림 3.18) 매우 크다. 대류권에서는 전지구보다 열대지방만 보았을 때 신뢰한계가 더 넓은데 이는 ENSO와 관련해서 열대지방의 경년변동이 더 크기 때문이다.

라디오존데, 위성관측자료와 재분석 자료는 모두 1979년 이후로 성층권 기온이 내려가고 있다는 것을 보여준다(그림 3.17과 3.18). 그 중 라디오존데 자료는 기기의 변경이나 자료처리방법(예를 들어, 복사 보정법; Lanzante et al., 2003b, Sherwood et al., 2005, Randel and Wu, 2006)의 변경으로 인해 그리고 더 강해진 풍선으로 냉각되는 현상을 관측할 수 있는 자료를 더 많이 확보하게 됨으로써(Parker and Cox, 1995) 과도하게 냉각되는 결과를 보여주고 있기는 하다. 성층권은 냉각되고 있으며 T₂ 중 약 15% 정도는 성층권에서 나오는 것이기 때문에 대류권의 온도 증가는 T₂ 신호가 보여주는 것보다 더 클 것이 분명하다. 따라서 T₂에 포함된 성층권의 영향을 고려하여 보정한 대류권 자료는 모든 경우에 T₂가 보여주는 것보다 온도가 더 증가하는 것으로 나타났다. 그 차이는 ERA-40 자료의 경우 약 0.06℃/10년에서부터 라디오존데와 NRA 자료의 경우 0.09℃/10년 정도까지의 범위를 갖는다. UAH와 RSS의 경우 차이가 0.07℃/10년 정도이다.

NRA 자료는 대류권에서의 온난화 경향이 가장 약하다. 그렇지만 ERA-40과 다르게 NRA 자료는 온실가스 농도의 증가를 포함하고 있지 않다(Trenberth, 2004). 온실가스의 증가는 복사강제력과 적외선 영역에서 위성 retrievals에 오류를 만들기 때문에 기온의 변화경향을 믿을 수 없게 만들기 때문이다(Randel et al., 2000). 실제로 고산지대에 있는 관측소에서의 변화경향은 그 근처 NRA자료의 자유대기온도보다 훨씬 크게 증가한다(Pepin and Seidel, 2005). 이 자료들은 1979년 이래로 전구와 열대지방 대류권 기온의 변화경향이 지면에서의 변화경향과 유사하다는 것을 보여준다. RSS와

VG2에서 유추한 자료의 경우는 지면보다 대류권에서 온난화 경향이 더 크다. 반대로 UAH와 라디오존데 자료는 지면이 대류권보다 온난화 경향이 더 크게 나타나는데 이 자료들은 위에서 언급했듯이 상당히 불완전해지기 쉽다. RSS 자료의 경우 열대지방에서 특히 1987년 이래로 온난화 경향이 매우 큰데, 이러한 온난화 경향은 T2, T3, T4 자료를 바탕으로 계산해 보면 대류권에서 고도가 높을수록 더 커진다(Fu and Johanson, 2005). 이론적으로 생각해 보았을 때 열대지방에서 고도에 따라서 기온편차가 점점 커지는 것은 라디오존데, RSS, UAH, 모델 자료(Santer et al., 2005)자료에서 나타나는 경년변동(ENSO) 때문이다. 그렇지만 라디오존데와 UAH 자료의 변화경향은 이를 뒷받침해주지는 않는다.

1979년 이래로 전지구 평균 변화경향은 많은 지역적인 차이를 무시한 것이다. 특히 겨울철에 기온의 변화경향이 더 큰 것은 북반구 상층보다는 지면에서 나타나는 현상이다(Karl et al., 2006)(그림 3.9와 3.10, FAQ 3.1의 그림1 참조). 이는 대류권 전반적으로는 거의 시그널이 나타나지 않는 겨울철 기온의 얇은 역전층과 매우 안정된 지표층이 약해지는 것과 관련되어 있다. 이러한 변화는 지면 바람과 대류 순환의 변화와도 관련되어 있다(3.6.4절 참조).

요약하자면, 1958년 이래로 라디오존데에서 계산된 전지구와 열대지방 대류권의 온난화는 지면 온난화 경향보다 약간 더 크다(그림 3.17과 Karl et al., 2006). 1976년 기후레짐 전이는 지면 온난화보다는 대류권 온난화를 더 크게 만든 것으로 보인다(그림 3.17); 이러한 기후변동으로 인해 1979년 이래로 지면과 대류권 기온 사이의 변화경향 차이가 그다지 놀라워 보이지는 않는다. 1979년 이후에도 전지구와 열대 대류권은 계속 온난화 경향을 보이지만 대류권이 지표보다 온도 변화경향이 더 큰지는 확실하지 않다. 왜냐하면 대류권 온도변화경향 크기의 범위가 넓어 지표의 온난화 변화경향보다 크기도 하고 작기도 하기 때문이다. 그림 3.18에서 볼 수 있듯이 1979년 이래로 지구 지표기온의 변화경향 범위는(서로 다른 자료 때문인데 재분석 자료는 포함되지 않은 것임) 0.16°C/10년부터 0.18°C/10년이며, MSU 자료로부터 계산된 대류권 기온변화경향의 범위는 0.12°C/10년부터 0.19°C/10년 정도이다. 지표기온의 변화경향은 해양보다 지표에서 더 크기 때문에 변화경향은 더 복잡해진다. T2 기록에 포함되어 있는 성층권 냉각의 효과를 보상해 주는 것은(약 0.08°C/10년 정도의 냉각효과가 포함됨) 매우 중요하다. 그렇지만 선형변화경향은 성층권과 대류권의 모든 고도에서 변화경향을 나타내기에 부족하다. 상대적인 변화경향이 작아서 기록들 사이의 차이를 두드러지게 하지만, 전반적인 전지구적 변동은 모든 자료들에서 유사하게 나타난다. 관측방

법이나 분석방법이 적절하지 못하면 구조적인 불확실성이 발생한다. 이러한 불확실성이 지표와 대류권 기온 변화경향의 차이를 만드는데 일정정도 기여하고 있으므로 이를 지속적으로 보완하고 있다. 1979년 이후 대류권계면 고도의 변화는 대류권의 온난화와 성층권의 냉각 현상과 잘 일치한다.

3.4.2 수증기

수증기는 중요한 기후변수이다. 대류권 하부에서 수증기가 강수로 응결하여 잠열을 제공하며 잠열은 대류권에서 비단열가열의 구조를 지배한다(Trenberth and Stepaniak, 2003a,b). 수증기는 또한 대기에서 적외선을 투과하지 못하게 하는 기체로 맑은 하늘에서 자연적으로 발생하는 온실효과의 약 60%를 설명하며(Kiehl and Trenberth, 1997), 기후변화를 모델링 하였을 때 가장 강한 양의 피드백 과정을 제공하기도 한다(Held and Soden, 2000).

지표에서의 수증기는 19세기 후반부터 관측되어 왔지만 1950년 이후 관측자료만이 기후변화연구를 하기에 적절한 형태로 데이터베이스화 되어 있다. 지표 수증기 농도는 일반적으로 수증기압, 이슬점온도, 혹은 상대습도의 형태로 기록되어 왔다. 물리적 관계를 사용하여 이들 관측요소를 하나의 형태에서 다른 형태로 전환하는 것이 가능하지만 이러한 변환은 한순간의 값에 대해서만 정확하게 계산될 수 있다. 이러한 습도변수들 사이의 물리적 관계들은 온도와 비선형적으로 연관되어 있어 자료를 일평균, 월평균할 때마다 오류가 누적된다. 해양지역에서는 약간 더 기간이 긴 자료가 있는데, 이 ICOADS 자료 중에 이슬점 온도 자료가 포함되어 있긴 하지만 1950년 이전 기간에 대해서는 거의 분석이 이루어지지 않았다.

라디오존데 관측망은 대기에서 가장 긴 기간의 수증기 관측자료를 제공하고 있는데, 1940년대 중반부터 자료가 존재한다. 그러나 초기 라디오존데 센서는 중요한 관측 편이를 포함하고 있으며 특히 대류권 상층에서 오차가 크다. 그리고 시간이 흐름에 따라 관측기기가 변하는 것도 인위적인 불연속점을 만들고 있다(예를 들어, Elliott et al., 2002). 결과적으로 라디오존데에서 관측한 습도자료를 분석하는 것은 대부분 500 hPa 이하 고도에서의 변화경향에 초점이 맞추어져 있으며, 관측기기의 변화가 적어 믿을 수 있는 연직 습도자료가 존재하는 기간과 관측지점에 한해서만 분석을 수행하고 있다.

수증기에 대한 또다른 정보는 위성관측자료와 재분석자료에서 얻을 수 있다. 위성관측은 거의 전지구에서의 습도 관측자료를 제공하고 있으므로 라디오존데 자료가 적은 해양

과 라디오존데 자료의 신뢰성이 떨어지는 대류권 상층에서 유용하다.

3.4.2.1 지표와 대류권 하부에서의 수증기

경계층에서의 습도는 대기에서 지표로 향하는 장파복사속을 결정한다. 또한 대기가 태양복사를 직접 흡수하는 비율을 설명해 주기도 한다. 3차 평가보고서는 북반구에서 지표 수증기가 광범위한 지역에서 증가하고 있다고 보고하였다. 이러한 변화경향은 미국(Robinson, 2000)과 1951년부터 1994년 사이 중국(Wang and Gaffen, 2001)에서 비습, 특히 야간에 관측된 비습 자료를 분석하여 나온 결과이다. 수증기 증가경향은 지역적으로 계절적으로 다르며 일변화 패턴에서도 차이를 보이는데 이는 어떤 관측 자료를 사용하였느냐에 따라 결과가 매우 민감하다. Philipona et al.(2004)은 1995년부터 2003년 사이 관측한 맑은 하늘 장파복사속을 분석하여 중유럽에서 지표 수증기가 빠르게 증가하고 있다는 것을 밝혀내었다. 후속연구(Philipona et al., 2005)에서는 중유럽에서 대류권전체 수증기 변화가 지표 기온과 매우 밀접하게 관련되어 있어, 습기가 증가하는 지역이 기온이 상승하고 습기가 감소하는 지역에서 기온이 하강함을 보였다. Auer et al.(2007)은 중유럽에서 습기가 증가하는 경향이 있음을 분석하였다. 그레이터알파인 지역의 도시 저지대나 전원 고지대 모두에서 수증기압 시계열이 10년 주기, 100년 주기의 온난화경향과 잘 일치함을 보인다. van Wijngaarden and Vincent(2005)는 장비 변화를 보정한 뒤에 캐나다에서 봄철에 75개 관측지점 상대습도를 분석하여 수% 감소하고 있음을 발견하였다. 다른 계절이나 다른 지점에서는 거의 상대습도가 변하지 않았다. Ishii et al.(2005)은 해양 전체 평균 이슬점온도가 1950년부터 2000년 사이에 약 0.25℃ 상승했음을 보고하였다. 일리노이 북동쪽 3개 관측지점에서 여름철 이슬점 온도 극값의 증가, 여름철 열파 발생동안 습도의 증가도 발견되었는데(Sparks et al., 2002; Changnon et al., 2003) 이는 부분적으로 이 지역에서 농업활동의 변화에 기인한다.

Dai(2006)은 1976년부터 2005년 사이 선박과 부이, 15,000 이상 지상 관측지점으로부터 관측한 전지구(60°S ~ 75°N) 중관자료, 비습, 기온, 상대습도를 분석하였다. 대부분의 육상에서 야간의 상대습도는 주간보다 약 2~15%정도 더 높게 나타났다. 이는 기온은 일교차가 있지만 습도는 거의 변하지 않기 때문이다. 지표 상대습도의 지구평균 변화경향은 매우 작다. 비습의 변화경향은 기온의 변화경향과 비슷한 경향이 있어 지구 평균값이 0.06g/kg/10년의 증가경향을 보인다(1976년~2004년). 비습의 증가는 전지구적으로 1℃ 기온이

상승하였을 때 약 4.9%가 증가하는 것과 같다. 해양에서는 관측된 지면 비습이 1℃ 기온상승에 따라 5.7% 증가하는데 이는 상대습도가 일정한 것과 잘 일치한다. 육상에서 증가하는 비율이 약간 작는데(4.3%/1℃) 이는 물이 부족한 지역과 같이 기온 증가에 따라 상대습도가 약간 감소함을 의미한다.

대류권 하부에서 수증기 자료는 1979년 이후 TOVS로부터 그리고 1979년부터 1984년 사이에는 SMMR(Scanning Multichannel Microwave Radiometer)로부터 얻을 수 있다. 그러나 주된 수증기 자료는 1987년 중반 SSM/I(Special Sensor Microwave/Imager)가 도입되면서부터 얻을 수 있었다(Wentz and Schabel, 2000). 비록 위성의 교체로 인해 데이터를 서로 연결할 때 문제가 있기는 하지만(Trenberth et al., 2005a; Sohn and Smith, 2003) SSM/I로부터 컬럼을 적분한 수증기 retrievals하는 것은 일반적으로 해양에서 대류권 하부 수증기 관측 중에서 가장 믿을 만한 것으로 여겨진다.

TOVS, SMMR, SSM/I 자료를 사용하여 컬럼 적분한 수증기량은 매우 중요한 경년변동을 보이고 있다. 특히 열대지방에서의 컬럼 수증기량은 1982-1983, 1986-1987, 1997-1998 엘니뇨 기간에 1~2mm 정도 증가되며(Soden and Schroeder, 2000; Allan et al., 2003; Trenberth et al., 2005a), 1991년 피나투보 화산 폭발에 의해 전지구 기온이 내려갔을 때 크기가 약간 감소하였다(Soden et al., 2002; Trenberth and Smith, 2005; 8.6.3.1절 참조). 해양에서 1988년부터 2004년까지 SSM/I 월값을 사용한 컬럼 수증기량의 선형변화경향은

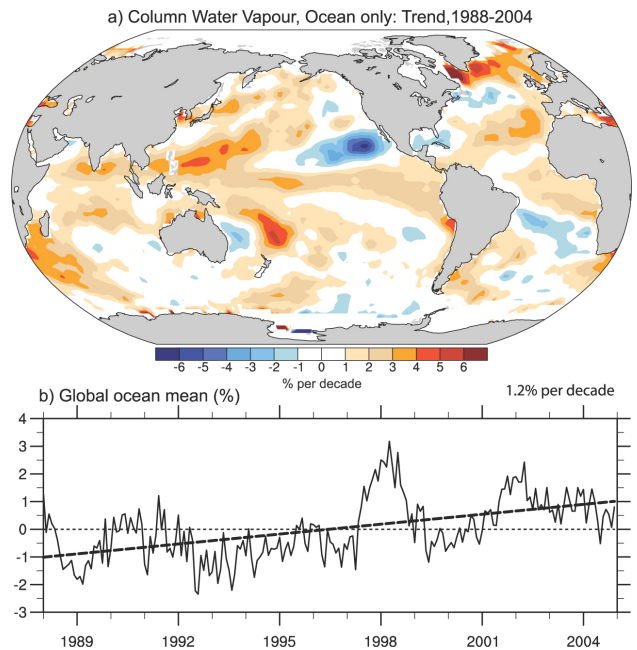


그림 3.20. 가장수량(단위면적 기둥의 총 수증기량)의 선형 변화경향 (%/10년)(위). 전지구 해양에 대해서 1988년부터 2004년 기간평균에 대한 편차의 월평균 시계열과 선형 변화경향(아래). RSS SSM/I 자료를 사용하였음(Trenberth et al.(2005a)로부터 업데이트됨)

10년에 약 1.2% 증가($0.40 \pm 0.09 \text{mm}/10\text{년}$)하는 현상을 보인다(그림 3.20). 이러한 선형변화경향은 경년변동과 비슷한 크기이기 때문에 경년변동이 선형변화경향의 크기에 영향을 줄 것 같다. 증감경향의 공간분포를 살펴보면 압도적으로 증가하는 경향을 보이지만 또한 이는 ENSO의 영향을 나타내는 것이기도 하다. Trenberth et al.(2005a)에서 지적했듯이 이러한 패턴의 대부분은 경년변동과 관련되어 있으며, 선형변화경향은 상대습도가 변화하지 않는다고 가정하였을 때 같은 기간에 관측한 해수면 온도의 변화와도 유사하다. 관측된 해수면온도 증가는 20세기동안 수증기량이 5% 증가하였으며, 1970년대 이후로는 4% 증가하였음을 의미한다.

전지구적으로 연직 적분한 수증기량을 다른 방법으로 검토해 보는 방법은 현지기압에 수증기량의 변화가 나타나는 지를 살펴보는 것이다. 수증기량의 변화는 전지구 대기 질량에 유일하게 중요한 영향을 미치는 것이다. Trenberth and Smith(2005)는 이러한 검사방법은 1979년 이전 재분석 자료들에 상당한 문제가 있으나 ERA-40자료의 경우 그 이후로는 상당히 잘 맞음을 보였다. NVAP(NASA Water Vapor Project, Randel et al., 1996)와 NRA, NCEP-2, ERA-15/ERA-40와 같은 재분석자료들로부터 도출된 컬럼에 대해 적분한 수증기량을 분석해보면 몇 가지 모순점과 현실적이지 않은 변화경향을 볼 수 있으며, 이로 인해 기후 감시를 위해 이 자료를 사용하는데 제약이 따른다(Zveryaev and Chu, 2003; Trenberth et al., 2005a; Uppala et al., 2005). 1970년 이후에서도 재분석 자료가 열대해양에서 수증기량의 공간분포, 증감경향, 경년변동을 항상 잘 모의하는 것은 아니다(Allan et al., 2002, 2004; Trenberth et al., 2005a).

정리하자면 전구, 지역적, 국지적 연구들은 모두 지면 근처 대기에서 습도가 증가함을 보이고 있으나 지역들 사이의 차이, 낮과 밤의 차이가 두드러진다. 해양 대류권 하부 수증기량에 대한 위성관측자료는 최근 20년 동안 상당한 변동을 보이고 있다. 그 변동은 지면 기온과 매우 밀접하게 관련되어 있어 수증기량은 포화수증기압의 변동과 거의 같은 비율로 변한다. 수증기량의 변화경향은 경년변동성이 매우 크기는 하지만 전구 해양과 북반구 육상에서 수증기량은 뚜렷한 증가경향을 보이고 있다.

3.4.2.2 대류권 상층에서의 수증기

대류권 중층과 상층에서의 수증기는 대기 온실가스 효과의 많은 부분을 설명하고 있으며 기후변화를 증폭시키는데 있어서 중요한 역할을 한다고 믿어져 왔다(Held and Soden, 2000). 온난화에 따른 대류권 상층 수증기량의 변화는 중요한 논쟁거리이다.

관측기기의 한계로 인해 대류권 상층에서 수증기량의 장기간 변화를 알아내기는 쉽지 않다. Wang et al.(2001)은 1976년부터 1995년 사이에 열대 서태평양의 17개 라디오존데 관측자료를 사용하여 분석한 결과 상대습도가 10년에 1~5%정도 증가하는 경향이 있음을 발견하였다. 특히 대류권 상층에서 가장 크게 증가하고 있다. 반대로 250hPa에서 MSL(Microwave Limb Sounder)와 HALOE(Halogen Occultation Experiment)를 함께 분석한 결과 경년주기로 기온의 증가와 함께 수증기량도 증가하고 있으나(Minschwaner and Dessler, 2004) 증가비율은 상대습도에서 예상할 수 있는 것보다 작다.

Maistrova et al.(2003)은 고정된 관측지점 뿐만 아니라 선박과 임시 관측지점 자료를 분석한 결과 1959년부터 2000년 사이 북극 850hPa 고도에서는 비습이 증가하고 700과 300hPa 고도에서는 감소한다고 보고하였다. 일반적으로 라디오존데는 자료 품질이 낮고 습도 센서가 바뀌어서 존데자료의 변화경향은 매우 의심스럽다(예, Wang et al., 2002a). 최근 집중관측기간 동안의 수증기센서를 비교한 결과 대류권 상층 수증기량을 측정할 때 라디오존데에 랜덤과 시스템 에러가 있다는 것을 새롭게 발견하였으며, 이로 인해 라디오존데 관측을 정확하게 보정하는 것이 더 어려워졌다(Guichard et al., 2000; Revercombe et al., 2003; Turner et al., 2003; Wang et al., 2003; Miloshevich et al., 2004; Soden et al., 2004).

대류권 상층에서 상대습도의 10년 주기 변동이 있다는 사실이 Meteosat(Picon et al., 2003)과 NOAA 극궤도위성에 실린 HIRS(High-resolution Infrared Radiation Sounder)(Bates and Jackson, 2001; Soden et al., 2005)의 $6.7\mu\text{m}$ 열복사 관측에 의해 밝혀졌다. 이 관측 자료는 서로 다른 많은 위성을 합하여 균질한 자료로 만드는 기술에 따라 달라진다. HIRS 채널 12(T12) 자료가 가장 많이 분석되어져 왔으며, 상대습도가 여러 위도에서 10년에 약 $\pm 1\%$ 정도의 크기로 선형적으로 변하고 있음을 보여준다(Bates and Jackson, 2001). 그러나 이러한 선형변화경향을 ENSO와 같은 큰 경년변동으로부터 분리해 내기 어렵고(McCarthy and Toumi, 2004), 열대 해양에 대해 평균을 하면 선형변화경향은 거의 무시할만하다(Allan et al., 2003).

대류권에서 온난화가 일어나지만 상대습도는 큰 변화가 없다면(3.4.1절 참조) 이는 대류권 상층에서 비습이 증가하고 있음을 의미한다. 대류권 상층에서 습기가 많아짐에 따라 수증기에 의한 불투명 정도가 증가하기 때문에 T12를 배출하는 고도가 높아진다. 반대로 MSU T2를 배출하는 고도는 변함이 없는데 이는 주로 산소의 농도에 따라서 변하기 때문으로 습기가 많아져도 산소량은 변함이 없기 때문이다. 따

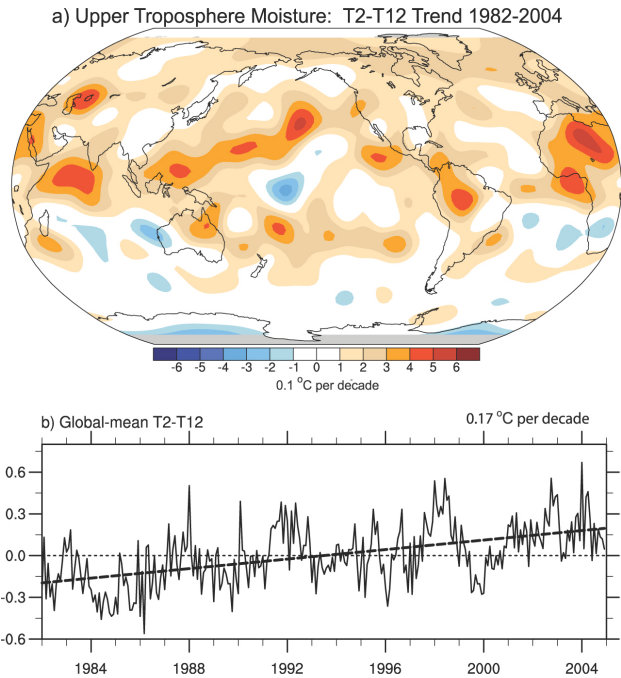


그림 3.21. 1982년부터 2004년 사이 대류권 상층에서의 수증기량의 복사 신호를 T2-T12에서 증가하는 선형변화경향(0.17°C/10년)으로 나타냄 (위). 1982년부터 2004년까지 평균에 대한 전지구 평균(80°N~80°S) 편차(°C)의 월평균 시계열과 선형변화경향(점선)(아래). RSS T2자료와 HIRS T12자료를 사용함(Soden et al., 2005). 지도는 T31 해상도의 파수에서 절단(spectral truncation)하여 평활하였다.

라서 대기의 습도가 증가하면 T2와 T12의 배출고도가 점점 차이가 나서 밝기온도차(T2-T12)가 시간에 따라 증가할 것이다(Soden et al., 2005). 1982년부터 2004년 사이 T2와 T12 차이는 증가하는 경향이 분명하여 대류권 상층에서 습도가 증가하고 있음을 보여주고 있다(그림 3.21). 만약 이 기간에 대류권 상층에서 비습이 증가하지 않는다면 T12의 배출고도는 변하지 않을 것이며 T2-T12도 이 기간에 거의 변화경향을 보이지 않을 것이다(그림 3.21 쇄선).

청천 장파복사(OLR)도 또한 대류권 상층 수증기에 매우 민감하게 반응하며, 많은 관측기기가 잘 보정되었지만 1985년 이후로 관측이 겹치는 기간이 없어 서로 다른 기기들 사이의 상호 비교가 안 된다(3.4.3절 참조). 이 기간동안 상대 습도는 거의 변화가 없는 반면 기온은 변하고 있으며(Wong et al., 2000; Allan and Slingo, 2002) 또한 잘 혼합된 온실가스가 변하고 있음을 통해(Allan et al., 2003) 청천 장파복사량의 작은 변화를 설명할 수 있다. 이는 또한 대류권 상층에서 비습과 온도와의 양의 상관관계를 의미한다.

요약하자면 사용가능한 관측자료를 이용하여 분석한 결과 대류권 상층에서 상대습도는 변화경향을 보이지는 않는다. 그렇지만 대류권 상층에서의 비습은 지난 20년 동안 전지구적으로 증가하는 경향이 분명하며, 이는 상대습도의 변화가 없을 때 대류권 기온의 증가와도 잘 일치한다.

3.4.2.3 성층권에서의 수증기

3차 평가보고서에서 성층권 수증기량($\sim 0.05\text{ppm yr}^{-1}$)이 20세기 후반기 동안 대략 1년에 1% 정도씩 분명하게 증가하고 있음을 보였다(Kley et al., 2000; Rosenlof et al., 2001). 이는 중위도에서 다양한 관측기기를 통해 얻은 자료를 기반으로 하고 있다. 그러나 가장 긴 기간의 자료라고 해봤자 북아메리카의 두 지역에서 관측한 자료뿐이며 이 자료들은 서로 겹치는 기간도 없다. 측기의 교체에서 오는 불확실성, 월별 동성과 경년변동성에서 상대적으로 큰 변동을 보이기 때문에 장기간의 변화경향을 분석할 경우 주의를 요한다(Kley et al., 2000; Fueglistaler and Haynes, 2005). 좀 더 길고 연속적인 기록(NOAA CMDL(Climatic Monitoring and Diagnostics Laboratory)에서 관측한 콜로라도 볼더의 서리점 풍선 기록; Oltmans et al., 2000)과 이 기간보다 더 긴 기간의 위성관측 자료에 따르면 수증기가 증가하는 현상은 과거보다는 1980년대와 1990년 대부분의 기간에 더욱 분명하다. 그러나 위성과 풍선관측자료의 십년주기 변동이 서로 일치하지 않으며 1990년대 후반에 특히 차이가 크다(Randel et al., 2004a).

성층권 수증기의 증가는 중요한 복사적 화학적 결과를 가져온다(2.3.8절 참조). 기여하는 정도를 정확하게 측정하는 것은 어렵긴 하지만(Oinas et al., 2001; Forster and Shine, 2002), 수증기 증가는 최근에 나타난 성층권 하부에서의 냉각 그리고/혹은 지면에서의 온도 증가에 기여한다(Forster and Shine, 1999, 2002; Smith et al., 2001). 1979년 이래로 성층권에서 관측된 냉각속도와 오존과 이산화탄소의 변화로 예상되는 냉각속도를 서로 일치시키기 위한 노력들 덕분에(Langematz et al., 2003; Shine et al., 2003) 성층권 하부에서 두 냉각속도가 불일치하는 것이 성층권 수증기 증가에 의한 추가적인 냉각효과 때문이라는 것을 밝혀내었다. Shine et al.(2003)은 분석한 기간의 수증기 관측 자료가 전지구 자료가 아니기 때문에 수증기 변화에 의한 복사 효과가 성층권 기온 변화에 중대한 영향을 미쳤을지 여부에는 상당한 불확실성이 존재한다고 보았다. 게다가 오존의 연직분포와 기온의 변화경향에서 보이는 불확실성, 자연변동을 설명한 다른 연구들은 적절한 수증기 변화를 고려하지 않고도 성층권에서 관측된 기온의 변화경향을 잘 추정할 수 있었다(Ramaswamy and Schwarzkopf, 2002; Schwarzkopf and Ramaswamy, 2002).

메탄 산화가 성층권 수증기의 가장 큰 공급원이고 산업화 기간에 증가하였음에도 불구하고 성층권 수증기의 변화경향은 메탄 산화로만 설명하기에는 너무 크다(Kley et al., 2000; Oltmans et al., 2000). 그래서 성층권 수증기 증가를 일으키

는 다른 공급원을 찾고 있는 중이다. 고도에 따라 서로 다른 메커니즘이 수증기 증가 경향에 영향을 미친 것으로 보인다. 항공기는 작지만 잠재적으로 중요한 양의 수증기를 직접 성층권으로 배출한다(IPCC, 1999). 몇 개의 간접적인 메커니즘도 고려되어질 수 있다: a) 화산폭발(Conside et al., 2001; Joshi and Shine, 2003); b) 바이오매스 연소 에어러솔(Sherwood, 2002; Andreae et al., 2004); c) 대류권 이산화황(Notholt et al., 2005); d) 성층권 염소, 오존, 수산화물의 변화에 기인한 메탄 산화물의 변화(Röckmann et al., 2004). 또 다른 메커니즘은 대류권계면 기온이나 순환의 변화와 관련되어 있다(Stuber et al., 2001; Zhou et al., 2001; Rosenlof, 2002; Nedoluha et al., 2003; Dessler and Sherwood, 2004; Fueglistaler et al., 2004; Roscoe, 2004).

열역학 균형에 따라 열대 대류권계면 근처 기온이 성층권 수증기를 조정한다고 가정되어왔다. 예를 들어 기온이 높을수록 성층권으로의 수증기 유입이 증가한다. 그렇지만 대류권계면 근처 대류권의 기온은 성층권 수증기가 증가하는 기간에 약간 온도가 내려가고 있다(3.4.1절 참조; Seidel et al., 2001; Zhou et al., 2001). 이로 인해 중위도 성층권 하부에서 수증기의 증가는 설명하기 어려워진다(Fueglistaler and Haynes, 2005). 위성관측(Read et al., 2004)은 대류권 대류권계면 위에서 깊은 대류운에 의해 수증기가 유입되고 있음을 보였다. 이 층에서 승화되는 수증기량의 변화는 수증기 증가와 관련되어 있지만 어느 정도인지는 불확실하다(Sherwood, 2002). 수증기 변동을 온도 변동과 무관하게 만드는 또 다른 가능한 원인은 공기가 성층권으로 들어가기 전에 가장 차가운 지역을 통과해서 섞이는 정도가 변한다는 것이다(Hatsushika and Yamazaki, 2003; Bonnazola and Haynes, 2004; Dessler and Sherwood, 2004; Fueglistaler et al., 2004). 그러나 순환을 기반으로 한 메커니즘이 과연 관측된 변화경향을 어느 정도까지 설명할 수 있을지는 아직 분명하지 않다(Fueglistaler and Haynes, 2005).

3차 평가보고서는 지난 몇 년 동안 관측 자료가 보여준 수증기량의 증가경향은 뚜렷하지 않다고 보고하였다. 1996년부터 2000년 사이의 성층권 수증기량은 거의 변화가 없으며 이러한 경향은 지속되고 있다(Nedoluha et al., 2003; Randel et al., 2004a). 메탄의 증가경향도 또한 작아서 최근에는 거의 0에 가깝다(2.3.2절 참조). 게다가 2000년 말에 위성관측과 CMDL 풍선관측자료에 의하면 열대 성층권 하부에서 수증기량이 갑자기 감소하는 현상을 보이기까지 한다(Randel et al., 2004a). 열대 대류권계면 근처에서 관측된 기온도 또한 떨어지고 있지만, 열대 대류권계면에서의 냉각이 일어난 과정 그 자체도 완벽하게 이해하지 못하고 있다. 그

러나 성층권에서 냉각현상은 적어도 다음 수년 동안 성층권 수증기량을 그대로 유지하거나 감소시킬 것이 분명하다.

요약하자면 성층권 수증기는 상당히 긴주기의 변동성을 보이고 있으며, 20세기 후반기에 분명하게 증가하는 경향을 보인다. 그러나 1996년 이후로는 더 이상 증가가 일어나고 있지 않다. 이러한 현상이 알려진 기후변화의 직접적인 결과라고 보여지지는 않는다. 무엇이 수증기량을 증가시키거나 혹은 최근처럼 증가경향이 사라지게 만드는지에 대해 모든 사람들이 다 공감할만한 설명은 아직 없다.

3.4.3 구름

구름은 대기 상단과 지상에서 복사량을 조절하는데 중요한 역할을 한다. 또한 구름은 복사 가열과 잠열 가열 사이에 균형을 맞추는데 총체적인 영향을 끼친다. 증가하는 온실가스에 대한 구름덮임의 변화는 기후 민감도에 대한 모델 예측에 있어 가장 불확실하다(8장 참조). 관측소의 지상 관측, 선박관측은 한 세기를 거슬러 올라가 가장 긴 구름덮임 변화의 기록을 가지고 있다. 지상 관측자들은 구름 하단 뿐만 아니라 옆면을 포함하는 모든 하늘의 상태를 기록한다. 그러나 관측자의 눈에는 보이지 않으므로 상층 구름을 기록할 수는 없다. 관측한 때와 방법들이 차이가 나더라도 지상관측 구름 변화는 물리적으로 일관성 있는 자료의 상관성을 신뢰성 있게 보여준다. 1990년대 중반 이후 특히 미국과 캐나다에서는 목측 지상관측이 자동화된 기기로 대체되었다. 그 자동화된 기기는 오직 바로 위에만 있는 하층운만 측정할 수 있다. 이외는 대조적으로 위성은 일반적으로 모든 층의 구름을 관측할 수 있으나 광학적으로 얇은 구름을 구별해내는데 어려움이 있다. 위성관측이 지상관측에 비해 훨씬 더 좋은 시공간적 샘플링이 가능하지만, 그 기록 자료가 훨씬 더 짧은 기간만 가용하다. 이런 지상관측과 위성관측의 차이점은 구름덮임에 대해서 일관성이 부족한 자료를 만들어 낸다. 비행운은 권운을 확장시킬 수 있다. 또한 이들과 우주선의 관계는 2장에 기술되었다.

3.4.3.1 지표면에서의 구름관측

TAR에서 기술되었듯이 더 최근 연구에 의하면, 지난 세기 중반 이후 미국(Sun, 2003; Groisman et al., 2004; Dai et al., 2006), 구소련(Sun and Groisman, 2000; Sun et al., 2001), 서유럽, 중위도 캐나다, 그리고 호주(Henderson-Sellers, 1992)을 비롯한 많은 대륙 지역에서 전운량의 증가가 지상관측자료를 통해 보인다. 1950년 이후 이런 구름량의 증가는 강수량의 증가와 DTR의 감소와 일치한다(Dai et al.,

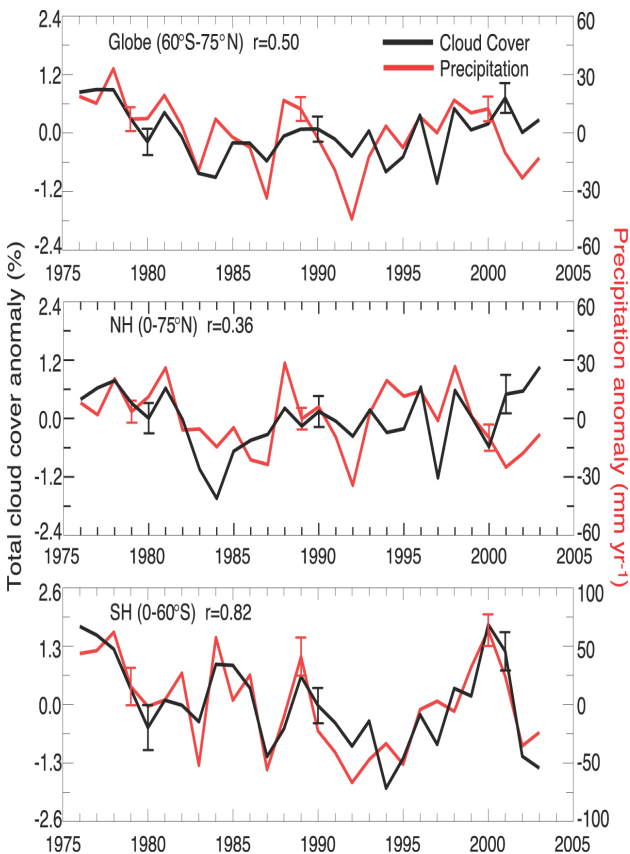


그림 3.22. 1976년부터 2003년 사이 전지구(60°S~75°N), 북반구, 남반구 육상에서(미국과 캐나다 제외) 운량(검정색)과 강수량(붉은색)의 연평균 편차. 상관계수는 위에 표시함. 운량은 격자점에서 종관관측자료를 면적평균하여 구하였으며, 강수량은 Chen et al.(2002)는 자료를 업데이트한 것임. 매 10년마다의 5%~95% 오차막대는 격자박스 사이의 변동성을 이용하여 계산하였음(Dai et al., 2006 인용).

2006). 그러나 이 기간 동안 감소하는 운량이 중국(Kaiser, 1998), 이탈리아(Maugeri et al., 2001), 그리고 중부 유럽(Auer et al., 2007)에서 관측되었다. 만약 분석을 1971년 이후로 제한한다면, 대륙지역의 구름량 변화는 덜 분명하다. 예를 들어, 구름 자료의 전구적인 분석에 따르면(Hahn and Warren, 2003; Minnis et al., 2004), 지역적인 감소가 서부아시아와 유럽에서 1970년대 초반 이래 발견되었으나, 미국에서는 지역적인 증가가 보인다.

북미를 제외한 전구 및 북반구 대륙 지역에서 1976년에서 2003년 동안 강수량 측정과 관련한 전운량의 변화가 그림 3.22에 보인다. 이 기간 동안 대륙지역의 장기적인 경향은 작다. 대륙지역의 구름량에 있어 분명한 이 작은 변동성은 특히, 남반구에서 강수량 변화와 상관성이 있는 것으로 보인다(그림 3.22). 북미지역으로부터 지상관측은 이 그림에서 제외되었다. 이는 미국과 캐나다 지역에서 1990년대 중반 이후 자동화된 관측 시스템(Automated Surface Observation Systems; ASOS)으로 대체된 이후 목측이 줄어들었기 때문이다. 이러한 자동화된 관측자료는 목측자료보다 더 신뢰성이

있으나 이전 자료와는 다른 성격을 갖는다(Dai et al., 2006). 그러나 미국 군사 관측소에서 독립적으로 측정한 전운량 목측 자료들은 10년당 약 전하늘에 대하여 1.4% 정도의 증가 되는 경향을 보인다.

TAR는 해양에 대해서도 구름량의 장기 경향을 보고하였다. 이런 정보의 최신 분석에 따르면(Norris, 2005a), 1952년 이후 중위도 및 저위도 해양에서의 상층운 감소나 상당한 십년 변동을 보인다. 그러나, 상층운의 직접 관측소 관측은 없다. 대신에 Norris(2005a)는 무작위적인 겹침을 가정해 전운량과 하층운으로부터 상층운을 추정하였다. 이런 결과는 새로운 연구가 상층운 또는 중층운 사이의 구별이 되지 않는다고 하더라도 부분적으로 TAR에서 보고된 북반구 중위도 해양에서 중층운의 증가되는 경향과 모순된다. Norris(2005a)는 1952년과 1997년 사이에 적도 남태평양에서 상층운이 증가되었다는 것을 발견하였다. 또한 그는 상층운이 아열대 인접 지역과 열대 서태평양, 그리고 적도 인도양에서 감소되었다는 것도 발견하였다. 이러한 패턴은 TAR에서 보고된 이들 지역에서의 강수량과 대기순환의 십년 변화와 일치한다. 더욱이 TAR는 이러한 자료의 유효성을 지지한다. Deser et al.(2004)은 전운량, 해수면온도, 그리고 강수량의 장주기 변동성에 대한 유사한 패턴을 적도 태평양과 인도양 지역 및 1900년에서 1995년 기간에 대해서 발견하였다. 이와는 대조적으로 적도 인도양 및 태평양의 대부분의 지역에서 하층운이 증가하였으나, 이런 증가는 이 기간 동안 대기순환의 변화와 비슷한 모습을 띄지 않는다. 이는 이러한 결과가 오류가 있을 수 있음을 제안하고 있다(Norris, 2005a). 전구를 평균했을 때, 해양 구름량은 과거 30년 동안 증가되는 것 처럼 보인다(예, Ishii et al., 2005).

엘니뇨 기간동안, 구름량은 일반적으로 적도와 아열대를 통틀어 육지지역에서 감소하지만, 해양지역에서는 강수량 증가와 관련하여 증가한다(Curtis and Adler, 2003). 수십년 변동이 1976-1977 기후 전이에 의해서 영향을 받는다(Deser et al., 2004). 그리고 이들은 저위도 경향이 1971-1996 사이 뚜렷하다는 것을 시사한다(Hahn and Warren, 2003).

3.4.3.2 위성에서의 구름관측

TAR 이래, 과거 수 십년 동안 전구 구름량 변화를 조사하기 위한 위성 자료의 개발과 분석에 있어 상당한 노력이 이루어져 왔다. 대부분의 구름 기후학은 1983년에 시작된 국제 위성 구름 기후학 프로젝트(International Satellite Cloud Climatology Project; ISCCP)에 의해 이루어졌다. 1983년에서 1987년까지 전구 구름량은 약 2%가 증가한 것으로 ISCCP는 보고하였다. 이후 1987년에서 2001년까지는 약 4%가 감소한

것으로 보고되었다(Rossow and Duenas, 2004). Cess and Udelhofen(2003)은 40°S에서 40°N 사이 모든 위도대에서 ISCCP 전운량 감소를 제시하였다. Norris(2005a)는 또한 isccp와 선박 종관관측 자료를 토대로 중층운과 상층운이 저위도 또는 중위도 해양에서 1980년대에서 1990년대까지 일관성 있는 감소가 있었음을 발견하였다. Minnis et al.(2004)는 ISCCP와 종관 관측 사이에 대부분의 지역에서 북미를 제외하고 상층운의 일관성 있는 경향이 있음을 발견하였다. 북미지역에서는 10년당 약 2%가 차이가 난다. 이에 덧붙여, 성층권 에어러솔 및 기체 실험 II(SAGE II)의 분석은 1985년에서 1998년 사이 구름 빈도가 감소함을 보였다(Wang et al., 2002b). 이는 ISCCP와 해양 관측 자료에서 나타나는 상층운의 감소와 일치하는 것이다. 1987년 이후 상층운의 감소는 이기간동안 반사된 단파복사의 감소와 관련이 있을지도 모른다. 이는 지구 복사 수지 위성(Earth Radiation Budget Satellite; ERBS; 3.4.4절 참조)에 의해 측정된 것이다. 복사 전달 계산은 ISCCP 구름 특성을 입력 자료로 이용하였을 때, 독립적으로 상향 장파복사와 반사된 단파복사의 장기 변동성을 재생산할 수 있음을 보인다(Zhang et al., 2004c).

ISCCP 구름량의 공간적인 경향의 분석은 위성 관측 각도 변화에 대한 오차와 영역 커버가 지구 평균 시계열에 영향을 줄 수 있다는 것을 제시한다(Norris, 2000; Dai et al., 2006). ISCCP의 자료 변동성은 최소한 광학적 두께와 관련한 하층운의 오차를 만들어 낼 수 있다(ISCCP 대류 분류; Norris, 2005a). 이는 위성의 변화와 관련한 위성 관측 각도의 불연속성에 기인한다. ISCCP 구름 자료를 사용하였을 때, 그 크기와 복사속 계산에 영향을 줄 수 있다고 하더라도 그런 오차는 ISCCP의 감소하는 구름량 경향에 기여할 수 있다. 복사 잡음, 항법, 교정 오차를 포함한 추가적인 산물은 ISCCP 자료에 존재한다(Norris, 2000), 그러나 알려지거나 알려지지 않은 이러한 산물의 ISCCP 구름과 속 자료에 대한 영향은 아직 정량화되지 못하였다.

다른 위성 자료는 전운량에 대해서 상충되는 십년 변동을 보인다. 예를 들어 HIRS 구름량 변화의 분석은 1985년에서 2001년 사이 구름량이 약간 증가한다는 것을 보인다(Wylie et al., 2005). 그러나 십년 변동 측정에 영향을 줄 수 있는 그런 가상의 변화가 HIRS 자료에서 인식되어 왔다. 중요한 불명확성의 원인은 극궤도 위성 측정에 있어 적도횡단시간(ECT)의 이동이다(예, HIRS and AVHRR). 이는 구름량의 큰 일변화가 가상의 저주파 변동을 만들어 내게끔 한다. ECT 이동의 보정과 다른 AVHRR 측정에서의 작은 오차를 수정한 결과, Jacobowitz et al.(2003)은 1981년에서 2000년까지 적도에서의 구름량의 경향이 없다는 것을 발견하였다.

지상에서 관측한 상층운의 변동이 ISCCP의 결과와 일치하는 것처럼 보이는 반면(Norris, 2005a), 전운량의 변동은 하층운의 변동은 큰 차이점을 보인다. Norris(2005a)는 이들 차이점을 설명하면서 그 둘의 십년 변화는 여전히 차이가 있음을 보였다. 시공간적인 샘플링의 차이로부터 나타난 결과로 확장하였을 때, 이들 관점의 차이는 여전히 불분명하다.

요약하면, 1980년대와 비교하여 1990년대 동안 상층운의 감소에 있어 ISCCP, ERBS, SAGEII, 및 지상 관측의 결과에 어느정도 일치성이 보이는 반면, 모든 자료에 있어 십년 경향성은 상당한 불확실성을 가지고 있다. 그리고 현재 십년 시간 규모에 대해 전운량의 어떠한 변화도 나타나지 않는다.

3.4.4 복사

복사수지를 정확히 계산하는 것은 대기와 지면의 복사 성질을 진단함은 물론 시스템의 복사강제력을 정량화하는데 기본이 된다. 이들은 복사 되먹임 과정을 이해하는데, 필수적이다. 대기의 상단에서 위성은 상당한 공간적인 커버를 하지만, 매우 제한적인 시간적 샘플링을 한다. 지상에 대해서는 이와 반대다. 제한적인 수의 점 관측을 하지만, 양질의 자료는 물론 매우 훌륭한 시간적인 커버를 한다.

3.4.4.1 대기권 꼭대기에서의 복사

TAR 이래 중요한 발전은 ERBS에 의해서 보고된 적도 평균 복사속의 분명한 변화이다(Wielicki et al., 2002a,b). 이는 부분적으로 열대 구름의 성질 변화와 관련이 있는 것으로 보인다(Wielicki et al., 2002a). 또한 이는 복사속의 맑은 날의 작은 변화에 기인한다(Wong et al., 2000; Allan and Slingo, 2002). 그리고 이는 ENSO와 관련된 공간 시그널과 상당한 차이를 보인다(Allan and Slingo, 2002; Chen et al., 2002). 1985년에서 1999년 사이에 위성 고도의 20 km 변화와 단파 평활 돔의 변화에 대한 ERBS를 보정한다(Wong et al., 2006). 수정된 ERBS 자료(3_Rev1 판)에 근거하였을 때, 상향 장파복사는 적도에서 1980년대에서 1990년대에 대해 약 0.7 Wm^{-2} 증가한 것으로 보인다. 반면에 반사된 단파복사는 대략 2.1 Wm^{-2} 만큼 작아진 것으로 보인다(표 3.5).

이들의 결론은 ERBS 비스캔 자료의 조정 안정도에 의존한다. 또한 이 자료는 일 샘플링, 위성 고도 이동, 그리고 센서가 꺼졌을 때, 다음 세 달 동안의 조정의 변화에 의해 영향을 받는다(Trenberth, 2002). 더욱이 경향 보다는 반사된 단파복사 변화는 ERBS 자료에서 1992년대 이후 갑작스런 증가에 기인한 것일지도 모른다. 이는 ISCCP(FD 버전)에서도 관측된다(Zhang et al., 2004c), 그러나, AVHRR에서는 나

타나지 않는다(Jacobowitz et al., 2003). 그러나 센서 조정의 주의 깊은 분석은 ERBS 시계열에 대하여 일주기 오차와 위성 고도 변화를 수정한다고 하더라도 플럭스에 대한 십변 변화를 설명할 수 있는 어떠한 근거도 찾기 어렵다(Wielicki et al., 2002b; Wong et al., 2006).

3.4.3절에 지적한대로, 복사수지의 저위도 변화는 ISCCP 자료에 따르면 감소된 구름량의 변화와 일치하는 것으로 보인다. 상세한 복사 전달 계산을 하면 ISCCP 구름 자료를 지구 자료에 대해서 적용하였을 때, 적도 지역의 복사속의 ERBS 자료와 상당히 일치한다(Hatzianastassiou et al., 2004; Zhang et al., 2004c; Wong et al., 2006). 그러나, 1980년대에서 1990년대까지 반사된 단파복사의 감소는 지상관측에서 보인대로 해양에서 전운량과 하층운의 증가와 불일치하는 것으로 보인다(Norris, 2005a). 이는 증가된 하층운 빈도를 보인다. 그러나 그 불일치성의 정도는 하층운 알베도의 가능한 변화에 대한 어떠한 정보도 없이 규명하는 것은 어렵다.

ERBS 위성이 광폭 기기를 통해 오직 장기적인 대기 상단 속 자료를 제공하는 반면, 좁은 스펙트럼 밴드 기기는 반사된 단파와 장파복사 경향을 광폭 자료에 회귀시켜 측정할 수 있다. 또한 복사 전달 이론에 근거하여 복사의 스펙트럼의 비측정된 부분을 계산할 수 있다. 표 3.5는 1980년대에서 1990년대 대기 상단 열대 평균 속 변화는 ERBS 3판 자료(Wong et al., 2006), HIRS 자료(Mehta and Susskind, 1999), AVHRR 자료(Jacobowitz et al., 2003)과 ISCCP FD 자료(Zhang et al., 2004c)에 대해 보인다.

표 3.5에 있는 자료 중 가장 정확한 것은 ERBS이다(Wielicki et al., 2005). ERBS 안정도는 1985년에서 1999년 기간동안 0.5 Wm^{-2} 보다 더 좋게 측정된다. 또한, 시공간적 샘플링 잡음은 연진동의 경우 0.5 Wm^{-2} 미만이다(Wong et al., 2006). 상향 장파복사는 ERBS 자료의 경우 HIRS와 ISCCP FD 자료의 십년 변화와 일치한다. 그러나 AVHRR 자료와는 불일치한다(Wong et al., 2006). AVHRR 자료는 대기 상단 단파복사 경향을 지원하지는 않는다. 그러나, 조정과정, 좁은 밴드에서 넓은 밴드로의 전환, 그리고 위성 궤도 변화 등은 AVHRR 자료를 ERBS 자료에 비해 십년변동에 있어 믿을만한 정보를 제공하지 못하는 것으로 보인다. ISCCP와 ERBS 자료의 시계열 일치가 조정 불확실성보다 더 작다고 하더라도 ISCCP 시계열의 안정도 측정은 장기 대기상단 자료에 대해 단파복사가 약 3에서 5 Wm^{-2} 이고 장파복사는 약 2 Wm^{-2} 이다(Brest et al., 1997).

ERBS에 의해 측정된 단파복사의 변화는 습도 변화나 인위적인 복사강제력에 기인한 맑은 날 복사 변화보다 더 크다(Wong et al., 2000; 2장 참조). 만약 맞다면, 상향 장파복

사는 거의 변화가 없는 반면 반사된 단파복사는 큰 감소가 있다. 이는 이 기간동안 하층운의 감소를 암시한다. 그러나 구름 복사강제력에 대한 특별한 정보는 ERBS의 1989년 이후 사용하지가 않게 되었고, 2.4.2절에 제시한대로 지박스로는 이 기간 동안 하층운의 증가를 나타낸다.

순수 적도 가열(1.4 Wm^{-2})의 대부분이 반사된 단파복사속의 감소와 관련이 있기 때문에, 그 변화는 지면의 태양 복사의 비슷한 증가를 불러온다. 또한 이는 해양 열저장량의 증가를 가져온다. Wang et al.(2006)은 지구 순 복사의 변화가 순 해양 열저장량과 일치한다는 것을 보였다(Willis et al., 2004; 5장과 그림 5.1 참조). 이들 두 값의 차이는 대략 0.4 Wm^{-2} 이다. 이는 해양 열저장 자료의 측정된 연 샘플링 잡음과 비슷하다.

가시광선의 천문관측을 이용하면, 태양광자는 지구의 부분에서 반사되어 달에 이르고 다시 지구로 반사돼 지상관측소에 도달한다. Palle et al.(2004)는 지구에서 반사된 단파복사 속이 약 5.5 Wm^{-2} 로 괄목할 만하 증가가 있음을 측정하였다. 이는 2000-2003년 기간에 대해서 실제적인 것으로 보이지 않는다. 구름 및 지구 복사 에너지 시스템(CERES) 광역 자료는 단파복사속의 감소를 나타낸다. 그 양은 약 1 Wm^{-2} 정도이다. 더욱이 해양 열저장량의 변화는 CERES 자료와 더 일치한다. 지구반사의 간접적 관측보다 더 일치한다.

대기의 에너지 발산에 대한 오직 장기 시계열(1979-2001)은 NRA에 근거한다(Trenberth and Stepaniak, 2003b). 이는 경향을 나타내는데 있어 믿을만한 정보를 보이지는 않는다. 그러나 경년 변동에 대해서는 믿을만하다. 이는 ENSO와 상당히 관련이 있다. Trenberth and Stepaniak(2003b)에 의한 분석은 1980년대와 비교하여 1990년대에 열대 밖으로 에너지 발산이 있다는 것을 보였다. 이는 ENSO와 차이에 기인한다. 또한 이는 최소한 위에서 언급한 변화들에 대해서 어느정도 설명할 수 있다.

요약하면, 과거 20년동안 대기 상단 복사 속의 십년 변화에 대한 독립적인 증거가 있다고 하더라도, 그 증거들은 불분명하다. 행성과 적도 대기 상단 복사 속의 변화는 독립적으로 지구 해양 열저장 자료와 일치한다. 그리고 이는 구름 복사강제력이 상당한 부분을 차지할 수 있는 것으로 보인다. 이들이 사실이라면, 그들은 기후시스템의 자연적인 저주라 변동성을 단순히 반영하는지도 모른다.

3.4.4.2 지표 복사

지표에서의 에너지 균형은 난류 에너지 속에 의해 균형된 순수 복사 가열을 필요로 한다. 그래서 이 균형은 지상 기온의 변화와 수문 순환을 결정한다. 이들은 기후변화의 중요

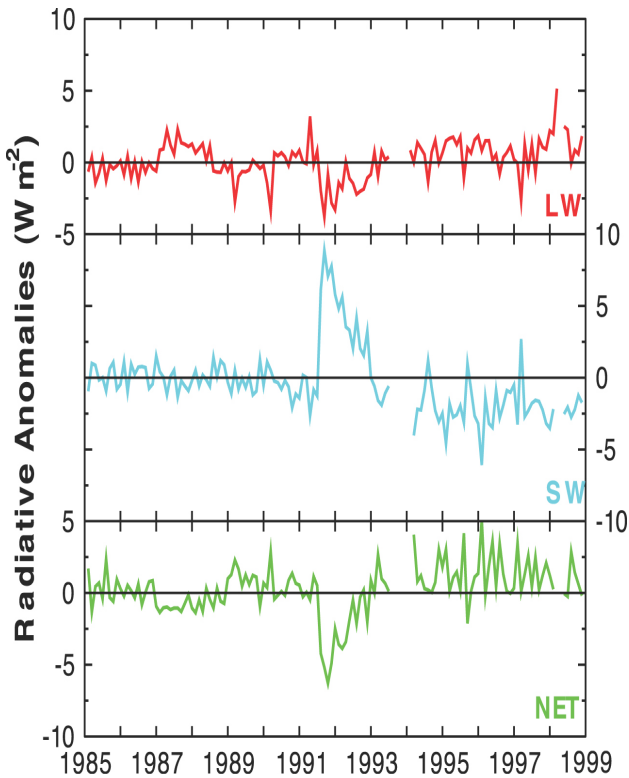


그림 3.23. 1985년부터 1999년 사이 열대지방 평균(20° S~20° N) 대기 상향(TOA)에서 잠열, 현열, 순복사량[NET=(LW+SW)]에 대한 플럭스 편차(Wm⁻²). 색깔 선은 Wielicki et al.(2002a)에서 업데이트된 Wong et al.(2006)에서 ERBS Edition 3_Rev1 자료로부터의 관측값임. 이 자료는 우주선 고도와 SW dome transmission 보정을 포함하고 있음.

매개변수이다(박스 7.1 참조). 최근에 몇몇의 연구들은 지상 복사 가열의 변화에 대한 관측적 증거를 찾는데 초점을 맞추어 왔다. 신빙성 있는 단파복사 측정 관측망은 1957-1958년 국제 지구물리학 해(International Geophysical Year)에 이루어졌다.

하향 태양복사의 감소(디밍)은 10년당 약 1.3%이다. 혹은

표 3.5. 1980년대부터 1990년대 사이 대기상향 복사속의 변화(Wm⁻²). 열대지방(20°S~20°N)에서 1994년부터 1997년 평균에서 1985년부터 1989년 평균을 뺀 것임. 대쉬는 자료가 없는 것임. Wong et al.(2006)

자료종류	복사속 변화(Wm ⁻²)		
	대기상향 장파복사	대기상향 단파복사	대기상향 순복사
ERBS Edition 3 Rev 1	0.7	-2.1	1.4
HIRS Pathfinder	0.2	-	-
AVHRR Pathfinder	-1.4	0.7	0.7
ISCCP FD	0.5	-2.4	1.8

약 7 Wm⁻²가 1961년에서 1990년까지에 대해 세계의 지상관측소에서 관측되었다(Gilgen et al., 1998; Liepert, 2002). 북극과 남극에서 지상 태양복사의 감소가 추가적인 연구에서 밝혀졌다(Stanhill and Cohen, 2001). 또한, 구 소련의 몇몇의 관측소에서도 같은 감소가 있음이 밝혀졌다(Russak, 1990; Abakumova et al., 1996). 이 밖에도 지중해 연안(Akso, 1997; Omran, 2000), 중국(Ren et al., 2005), 미국(Liepert, 2002), 그리고 남아프리카(Power and Mills, 2005)에서도 같은 감소가 있다. Stanhill and Cohen(2001)은 전 지구적으로 10년당 2.7%의 감소가 있음을 주장하였다. 그러나 이들 분석이 이루어진 관측소는 매우 제한적인 장소에 있고 도시 지역이 대부분이었다. 1991년 피나투보 화산과 같은 화산 폭발과 같은 분명한 효과를 제외하고 디밍은 비도시 지역에서 훨씬 작다(Alpert et al., 2005; Schwartz, 2005). 421 관측소에서 지상 태양 복사의 감소가 1990년대 부근에서 나타났다. 그리고 그 이후에 약 6W/m² 정도 회복되었다(Wild et al., 2004; 2005). 지상 태양 복사의 증가는 변화에 대한 증거가 충분하지 않다고 하더라도 위성과 지상관측에 대해 감소된 구름량과 일치한다(Wang et al., 2002b; Wielicki et al., 2002a; Rossow and Duenas, 2004; Norris, 2005b; Pinker et al., 2005; 3.4.3절 참조). 더욱이 Pinker et al.(2005)에 의해 보고된 태양 복사의 위성관측 증가는 우선적으로 해양에서 이루어졌지만, Wild et al.(2005)에 따르면 육지 관측소에 대해서는 매우 제한적이다.

1981년에서 2003년까지 중부 유럽에서, Philipona and Durr(2004)는 구름의 증가로부터 지상 태양복사의 감소가 장파복사의 반대변화와 상쇄된다고 보였다. 그리고 순복사속의 증가에 증가된 온실효과와 관련하여 맑은 날 장파복사 성분이 대부분이라는 것을 보였다. Alpert et al.(2005)는 감소의 중요한 부분이 증가된 도시화와 그 기간동안 인위적인 에어러솔의 증가와 관련이 있을지 모른다는 것을 언급하였다(7.5절 참조). 오염된 지역에 대해 태양 복사의 감소가 관측되어 왔다(예, 중국; Luo et al., 2001). 그러나 구름량의 변화는 역시 유럽관측소와 미국에서 보인 바와 같이 중요한 역할을 한다(Liepert, 2002; Dai et al., 2006). 미국에서 증가되는 구름 광학적 두께와 맑은 날에서 흐린날로의 전이가 증가되는 것은 에어러솔 효과에 비해 매우 크다. 1990년대 역전의 가능한 이유는 감소된 구름량과 증가된 구름 없는 대기 투명도와 관련이 있다. 이는 인위적인 에어러솔 농도의 감소와 피나투보 화산의 효과로부터 회복 등에 기인한다. 이런 측면의 가능한 설명과 토의는 박스 3.2를 보라.

박스 3.2 : 행성의 디밍(dimming), 증발량과 팬 증발량의 변화경향에서 보이는 분명한 차이

몇몇 보고서에서 ‘지구 디밍’이라는 용어를 정의하였다(예를 들어, Cohen et al., 2004). 이는 지구 지표면이 받는 태양복사가 적어도 1990년까지 광범위하게 감소하고 있음을 뜻한다(Wild et al., 2005). 그렇지만 최근 연구들(Alpert et al., 2005; Schwartz, 2005)는 디밍이 전지구적으로 일어나는 현상이 아니며 큰 도시지역에서만 국한되어 나타남을 발견하였다. 동시에 팬 증발량과 실제 증발량의 변화경향이 서로 반대로 나타나는 논문들이 있는데(Ohmura and Wild, 2002; Roderick and Farquhar, 2002, 2004, 2005; Hobbins et al., 2004; Wild et al., 2004, 2005) 이러한 증발량들의 변화를 설명하려고 노력에도 불구하고(Brutsaert and Parlange, 1998) 상당한 혼란이 있다.

지표 증발량 혹은 좀더 일반적으로 증발산량은 두가지 요소에 의해 좌우된다. 첫 번째는 지표에서의 가용에너지 특히 태양 복사이며, 두 번째는 지표 습기의 가용성인데 이는 해양에서는 문제가 되지 않지만 육상에서는 토양수분량과 관련되어 있다. 증발 팬은 지표에 수분이 있을 경우 발생하는 잠재증발량을 측정할 수 있다. 실제 증발량은 고립된 플렉스 관측탑을 제외하고는 일반적으로 관측되지 않지만 벌크 플렉스 공식 혹은 지표 수분 균형의 잔차항으로써 계산될 수 있다.

증발량과 팬 증발량의 변화경향이 서로 반대로 나타나는 현상을 설명하는 주된 포인트는 대기순환과 물순환의 변화에 있다. 구름과 강수량이 증가함으로써 증발량 및 잠재증발량과 관련된 태양 복사는 감소하고, 반면에 또한 지표 수분의 증가로 실제 증발량은 잠재증발량에 가깝게 증가하게 된다. 구름과 강수의 증가(전지구 육상 평균에서 두드러짐, 3.3.2.2절 참조)는 열대와 아열대 지방을 제외하고 육상의 많은 부분에서 일어나고 있다(Dai et al., 1999, 2004a, 2006). 1950년대 후반 혹은 19960년대 전반 이후로 미국(Liepert, 2002), 유럽과 시베리아 일부(Peterson et al., 1995; Abakumova et al., 1996), 인도(Chattopadhyay and Hulme, 1997), 중국(Liu et al., 2004a), 그리고 육상 대부분지역(Wild et al., 2004)에서 관측된 것처럼 이는 증발산을 가능하게 하는 태양 복사를 감소시킨다. 그렇지만 강수의 증가는 또한 토양수분의 증가를 야기시키므로 실제 증발산량도 증가하게 된다(Milly and Dunne, 2001). 게다가 구름의 증가가 온실가스효과를 강화시켜 장파복사의 배출을 감소시키므로(Philipona and Dürr, 2004), 순복사의 변화는 상당히 적거나 오히려 반대 부호(증가)가 되기도 한다. 최근에 다시 조사한 결과 팬 증발량이 감소함에도 불구하고 최근 40년 동안 러시아 남부에서 증발산량이 증가하는 경향을 보이고 있으며(Golubev et al., 2001), 미국에서도 과거 40년 혹은 50년 동안 증발산량이 증가하는 경향을 보인다(Golubev et al., 2001; Walter et al., 2004). 이는 모두 대기 순환 및 이와 관련된 날씨의 변화의 영향이다.

운량의 변화가 다른 효과들과 얼마만큼 관련되어 있는지, 특히 에어러솔의 변화에 얼마만큼 영향을 받는지에 대한 해답은 아직 찾지 못했다. 디밍은 오염이 심한 도시지역에서 매우 뚜렷하게 나타나는 현상이다(Alpert et al., 2005). 에어러솔의 증가는 구름 속에서 매우 작은 물방울을 구름방울로 합쳐지게 하고, 구름을 빛나게 하고, 강수 가능성을 감소시키고, 구름의 주기를 변화시키는 경향이 있다(예를 들어, Rosenfeld, 2000; Ramanathan et al., 2001; Kaufman et al., 2002; 2.4절과 7.5절 참조). 에어러솔의 증가는 또한 맑은 날 지표면으로의 직접 복사를 감소시키는데(Liepert, 2002), 이 효과가 중국에서 설명하고 있는 것의 주요 원인이다(Ren et al., 2005)

Wild et al.(2004)가 제시한 또 다른 모순점은 태양복사가 감소하면 지표 에너지 균형의 관점에서 증발의 감소로 상쇄되어야만 하는데 이 때 관측된 지표 기온은 증가하고 있다는 것이다. 물론 온실가스에 의한 복사의 반사와 구름이 반대 방향으로 작용한다(Philipona and Dürr, 2004). 또 다른 주요 변화는(Wild et al., 2004에서 고려된 것은 아님) 지표에서 현열과 비열의 비 즉 브라운 비의 변화이다. 토양 수분이 증가하는 것은 더 많은 열이 증발산을 통해 빠져 나가는 것을 의미하며 현열에 의해 기온의 증가가 국지적으로 감소하게 된다(Trenberth and Shea, 2005). 기온은 지표 위에서 강수로부터 잠열을 얻음으로써 영향을 받지만 대기 운동에 대한 역학(수평 이류, 상승하는 공기의 단열 냉각, 하강하는 공기 온도의 상승)은 이제 시작되었다. 실제 결과는 국지적이지 않은 에너지 균형이다.

3.5 대기 순환의 변화

대기와 해양 순환의 변화는 기후변동 및 변화에 있어 빠트릴 수 없는 부분이다. 지역적인 기후 변동은 복잡하고 때로는 직관에 반하기도 한다. 예를 들어 전지구 평균기온의

증가가 모든 지역에서 온난화가 일어남을 의미하는 것은 아니며 어떤 곳에서는 순환의 변화 때문에 온도가 떨어지기도 한다.

이번 절에서는 3차 평가보고서 이후 전지구 자료를 이용하여 평균해수면온도, 지오폠펌셜 고도, 제트류, 폭풍 경로를 분석함으로써 대기 순환의 변화에 대해 연구한 결과를

평가하고자 한다. 바람, 파도, 지표면 속과 같이 해양 표면과 관련된 요소들도 또한 고려하였다. 여기서 논의된 많은 연구결과들은 재분석자료를 사용하였다. 재분석자료는 사용 가능한 모든 자료들을 전지구적으로 합성한 것이지만, 관측의 변화가 시계열에서 기후변화로 잘못 인지될 수도 있다. 특히 1970년대 후반에는 위성자료, 항공관측자료, 남반구에서 부이 관측자료 등이 포함되어 자료 품질이 향상되었다.

3.5.1 현지기압 혹은 해면기압

평균해면기압을 대기 순환 상태와 합성하였다. Hurrell and van Loon(1994)은 남반구에서 1970년대 초에 평균해면기압에 변화가 있었으며, 북태평양에서도 또한 1976~1977년 기후레짐 전이(Trenberth, 1990; Trenberth and Hurrell, 1994)와 관련되어 큰 변화가 있었음을 밝혔다. 더 최근의 연구결과에서는 1948년부터 2005년까지 겨울철 해면기압을 분석하였는데 북극, 남극과 북태평양에서는 감소하는 경향이, 북대서양 아열대 지역, 유럽 남부지방, 북아프리카에서는 증가하는 경향을 보이며(Gillett et al., 2003, 2005), 시베리아 고기압이 약해지고 있음(Gong et al., 2001)을 밝혔다. 1970년대 후반 이후로 중위도 해면기압 경도가 강해짐으로 해서 편서풍 순환이 강해지는 현상은 양 반구에서 모두 나타나는데 특히 겨울철에 강해지는 현상이 두드러진다.

북반구에서 해면기압경도의 증가는 경년변동이나 인위적인 요인에 의한 변동을 훨씬 초과하여 나타난다(Gillett et al., 2003, 2005). 하지만 남반구에서 일어난 변화가 유의한지는 분명하지 않으며, 특히 1970년대 후반에 위성관측이 시작되기 이전 해양에서의 변화는 의심스럽다. 왜냐하면 대표적인 두 재분석자료에서 관측변화에 따른 실재가 아닌 증감 경향이 분명하기 때문이다(NRA과 ERA-40; Marshall, 2003; Bromwich and Fogt, 2004; Trenberth and Smith, 2005; Wang et al., 2006a). 그렇지만 장기간의 지점관측자료를 사용하여 검증한 결과 1970년대 중반 이후로 일관되게 변화가 있었다는 것은 사실이며, 이는 종종 시간평균한 날씨 레짐의 신호(Cassou et al., 2004) 혹은 양반구에서 환상모드로 해석되기도 한다(Thompson et al., 2000; Marshall, 2003; Bromwich and Fogt, 2004; 3.6절 참조).

3.5.2 지오폠펜셜 고도, 바람, 제트류

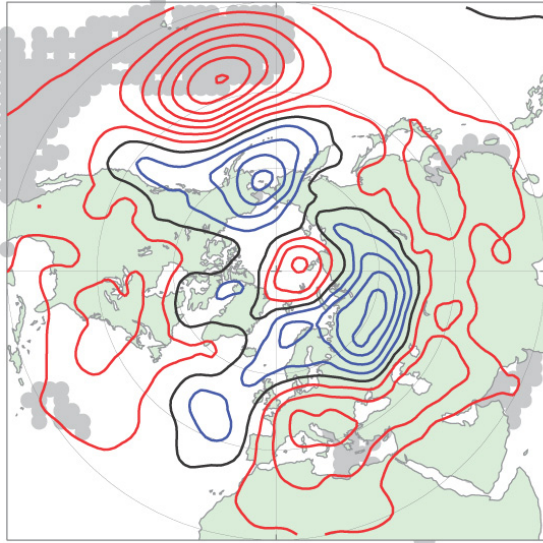
지오폠펜셜 고도의 평균적인 변화는 해면기압의 변화와 여러 가지 면에서 유사하다(Hurrell et al., 2004). 하지 혹은 동지가 있는 계절 동안 700hPa 고도의 선형 증감경향을 ERA-40 자료로 분석해 본 결과를 그림 3.24에 제시하였다.

700hPa 면은 남극 동쪽 얼음층 위의 첫 번째 층이므로 이 층에 대해 분석하였다. 1979년부터 2001년에 대해 NRA과 ERA-40 자료를 사용하여 분석한 증감경향은 매우 유사하다. 1960년부터 2000년 사이 북반구에서 850, 500, 200hPa 지오폠펜셜 고도의 겨울철(DJF) 평균과 연평균은 해면기압보다 약간 서쪽으로 치우쳐 있긴 하지만 해면기압과 유사하게 고위도에서는 감소하고 중위도에서는 증가한다(Lucarini and Russell, 2002). Frauenfeld and Davis(2003)은 NRA를 사용하여 1949년부터 1970년 사이 700, 500, 300hPa 고도에서 북반구 극 부근 소용돌이가 확장하고 있으며 이는 통계적으로 유의하다는 것을 보았다. 그렇지만 이 소용돌이는 1970년 이후로(2000년까지) 모든 층에서 수축하고 있는 것이 분명하며 Angell(2006)은 1963년부터 2001년까지 극 소용돌이의 크기가 감소하는 경향이 있음을 보였다. 이는 소용돌이도 중심 기온이 올라가고 있으며 850-300hPa 층후 기온이 증가하는 것과 잘 일치한다.

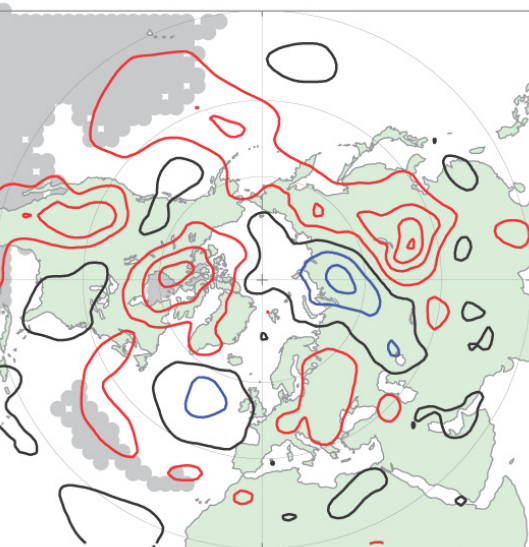
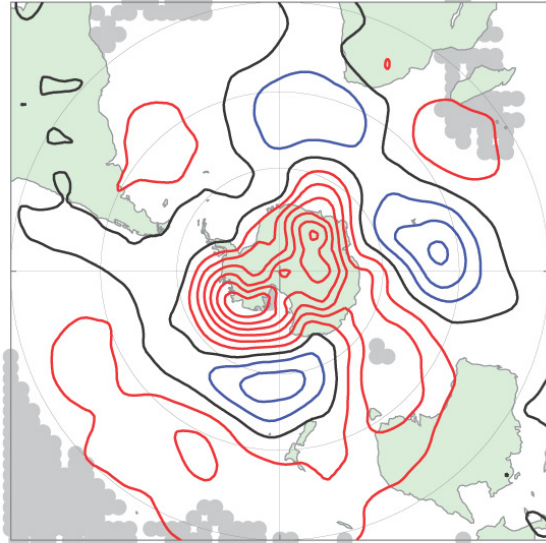
1979년부터 2001년 사이 북반구 겨울철에 30°N과 50°N 사이 많은 지역에서 지오폠펜셜 고도가 증가하고 있는데 특히 북태평양 중앙에서 뚜렷하다(그림 3.24). 60°N 북쪽에서는 지오폠펜셜 고도의 변화는 평균적인 극 소용돌이가 최근에 더 자주 정상상태가 되는 것과 잘 일치한다. 1979년부터 2001년 사이에 북반구 여름철(JJA) 700hPa 고도는 증가하는 지역이 감소하는 지역보다 많다. 남반구 고위도에서는 동지나 하지가 있는 계절에 변화가 가장 큰데(그림 3.24), DJF와 JJA에 많은 지역에서 서로 부호가 반대로 나타난다. DJF동안의 변화는 남반구 환상모드 양의 위상을 강화시켜(Marshall, 2003; 3.6.5절 참조), 대류권 전체와 성층권까지 남극에서의 고도는 낮아지고 중위도에서는 고도가 높아진다. 지면 근처 60°S에 존재하는 극주변 편서풍의 강화, 어떤 지역에서 남북방향 바람의 변화는 남극 반도와 파타고니아의 관측소에서 관측한 온난화 경향과 잘 일치한다(Thompson and Solomon, 2002; 3.2.2.4절과 3.6.5절 참조). 남반구 겨울철(JJA)에 남극대륙에서 1979년 이후로 지오폠펜셜 고도의 증가하고 중위도 남쪽에서는 수평방향으로 파수3의 파동이 파수4의 파동으로 바뀐다. 2001년까지 이러한 경향이 상대적으로 강하게 통계적으로 유의하게 나타나는데, 최근에는 양의 환상모드가 조금 약해지긴 했지만 1990년대에는 양 반구에 환상모드가 매우 강한 양의 값을 가졌다. 따라서 남반구에서 DJF에 지오폠펜셜 고도의 증감경향은 크기는 작지만 매우 의미 있으며 공간적인 분포는 크게 변하지 않는다.

북반구 혹은 남반구의 원격상관은 제트류의 영향을 받으며, 파동과 폭풍 경로를 바꾸기도 한다(Branstator, 2002).

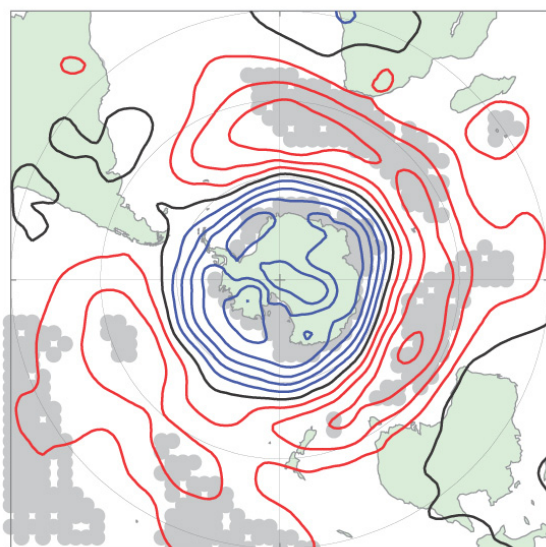
NH H700 (ERA40), DJF, 1979–2001



SH H700 (ERA40), JJA, 1979–2001



NH H700 (ERA40), JJA, 1979–2001



SH H700 (ERA40), DJF, 1979–2001

그림 3.24. 1979년부터 2001년 사이 ERA-40 700hPa 지오폠펄셜 고도의 선형 증감경향. 북반구 DJF(왼쪽 위)과 북반구 JJA(왼쪽 아래), 남반구 JJA(오른쪽 위) 남반구 DJF(오른쪽 아래). 증감경향은 등치선으로 나타냈으며 간격은 5gpm/10년. 매일 1200 UTC 자료를 계절 평균한 자료를 사용하였음. 붉은 선은 양의 값, 푸른 선은 음의 값, 검은 선은 0을 나타냄; 회색배경은 표준최소제곱근 F-검정 결과 1% 유의수준을 나타냄. 매년의 값들은 서로 독립된 것으로 가정함.

Nakamura et al.(2002)는 NRA자료를 사용하여 1979년부터 1995년까지 분석한 결과 북반구 겨울철 제트가 1987년 이후 약해졌음을 발견하였다. 제트는 지표에서의 온도경도와 상층에서의 파동을 연직으로 연결시켜준다(Nakamura and Sampe, 2002; Nakamura et al., 2004). 1970년대부터 1990년대까지 극 소용돌이와 아일랜드 저기압은 겨울철 북반구 환상모드의 양의 위상과 관련하여 깊어지는 경향이 있으며(Hurrell, 1995; Thompson et al., 2000; Ostermeier and Wallace, 2003), 이는 대서양 한대전선 제트 및 제트와 관련된 대서양 폭풍 경도를 강화시키고 북쪽으로 이동시킨다(Chang and Fu, 2002; Harnik and Chang, 2003). 남반구에서

도 유사한 경향을 발견하였다(Gallego et al., 2005).

3.5.3 폭풍 경로

많은 최근 연구들은 20세기 후반기에 양 반구 모두에서 저기압의 활동이 변했음을 보여주고 있다. 일반적으로 폭풍 경로 위치가 북쪽으로 이동하였으며, 폭풍의 강도가 증가하였지만 전체 폭풍 개수는 줄어들었다(Simmonds and Keay, 2000; Gulev et al., 2001; McCabe et al., 2001). McCabe et al.(2001)은 북반구 중위도에서 저기압의 활동이 현저하게 감소하였으며, 고위도에서는 저기압의 발생빈도가 증가하여

폭풍 경로가 북쪽으로 이동하였고 북태평양과 북대서양에서 폭풍의 강도가 증가하였음을 보였다. 특히 Wang et al.(2006a)은 20세기 후반기 동안 북대서양에서 겨울철(JFM) 폭풍 경로가 북쪽으로 약 180km 이동하였음을 보였다. 이러한 결과들은 Paciorek et al.(2002), Simmonds and Keay (2002), Zhang et al.(2004b)의 연구에 의해 뒷받침되고 있다.

몇몇 연구결과들은 지난 40년 동안 북반구 중위도에서 저기압 활동이 증가하였음을 보여주고 있다. 폭풍 경로 활동이 활발해지는 것은 NRA 자료를 사용한 에디 통계를 통해 발견되었다. 북반구 폭풍 경로의 활동은 850hPa에서 에디에 의해 열이 북쪽으로 전송되는 것으로 정의하며 1980년대 후반과 1990년대 초반 활동이 1980년대 초반보다 훨씬 강했다(Nakamura et al., 2002). 태평양 폭풍 경로 활동은 매우 뚜렷한 10년 주기 변동성을 가지고 있는데 1987년 이후로 한 겨울에 그 활동이 강해졌으나 반대로 북태평양 제트도 약해지고 시베리아 고기압도 갑자기 약해졌다(Nakamura et al., 2002; Chang, 2003). 300hPa 면에서 에디에 의한 남북방향 속도 변화 분석 및 다른 통계분석을 한 결과 태평양과 대서양 모두에서 폭풍 경로 활동의 뚜렷한 증가경향이 발견되었다(Chang and Fu, 2002; Paciorek et al., 2002). 1980년 이후 위치에너지에서 운동에너지로의 전환되는 효율이 높아져서 에디 운동에너지가 북반구에서 증가하고 있다(Hu et al., 2004). Graham and Diaz(2001)은 또한 태평양에 평균 해면기압이 증가하는 것도 발견하였다.

그렇지만 이 분석들에는 분명히 불확실성이 존재하며, 어떤 연구들에서는(Bromirski et al., 2003; Chang and Fu, 2003) 20세기 후반기동안 폭풍 경로 활동은 1950년대 이전보다 더 강해지지는 않았다고 한다. NRA 자료를 사용하여 300hPa에서 에디에 의한 남북방향 풍속의 변화를 살펴보면 1970년대 중반 이전에는 낮은 값 쪽으로 치우쳐 있으며, 특히 동아시아와 미국 서쪽지방에서 치우침이 크다(Harnik and Chang, 2003). 따라서 NRA 재분석 자료에서 에디 변동의 증가는 레윈존테로부터 계산한 값보다 거의 2배정도 크다. 대서양 폭풍 경로의 출구지역인 유럽에서는 좀 더 낫다. 500hPa에서 라디오존데 자료와 NRA 자료의 기온 변동은 아시아에서 큰 차이를 보이고 있으므로(Iskenderian and Rosen, 2000; Paciorek et al., 2002), 폭풍 경로 활동이 증가하는 정도는 특히 태평양에서 증가하는 정도는 의심하지 않을 수 없다.

대서양-유럽 지역에서 현지 기압자료(이 지역 자료는 기간이 길고 일관성이 있음)에 따르면 19세기 후반 폭풍이 가장 많이 발생하였고 점점 감소하여 1960년대에 최소가 되었다가 다시 증가하여 1990년대 가장 많이 발생하였으며 그 이

후로 약간 감소하였다(Alexandersson et al., 2000; Bärring and von Storch, 2004; 3.8.4.1절 참조). 그렇지만 폭풍경로의 변화는 복잡하여 실제로 관측에 존재하는 노이즈 때문에 중위도 폭풍활동의 장기간 변화를 감지하는 것은 어렵다. 원격 상관 패턴의 위치나 강도가 변하는 것으로 지역적인 폭풍을 분석하는 것이 좀 더 적절한 접근방법이다(3.6절 참조).

지난 20~30년 동안 남반구 중위도에서 저기압 숫자는 현저하게 감소하고 있고 평균적인 저기압 반경과 강도는 증가하고 있는데(Simmonds and Keay, 2000; Keable et al., 2002; Simmonds, 2003; Simmonds et al., 2003) 이는 남반구 환상모드의 변화경향과 관련되어 있다. NRA 자료로부터 볼 수 있는 이러한 변화는 중위도 겨울철 강수량의 감소(호주 남서부 지방에서 건조해지는 경향이 관측됨)와 관련되어 있으며(Karoly, 2003), 남극 해안에서 떨어진 지역에서 남극대륙 주변을 따라 강수량이 증가하는 경향과 관련되어 있다(Cai et al., 2003). 그러나 남반구에서 ERA-40 자료와 NRA 자료 사이에 분명한 차이가 있다: ERA-40자료에서는 모든 계절에 40°S 남쪽 모든 해양에서 저기압 활동이 더 강하고 덜 약하며, 따뜻한 계절에 아열대 지방에서는 저기압 활동이 더 강하다. 이러한 현상은 특히 초기 수십 년 동안에 나타난다(Wang et al., 2006a).

3.5.4 블러킹

블러킹 현상은 고위도에서 기압능이 계속 유지되는 것이나 보통 1~2주일 정도 지속적으로 중위도 편서풍의 위치가 이동하는 것과 관련되어 있으며, 계절내 변동의 규모에서 전체 순환 변동의 중요한 부분이다. 북반구에서 블러킹이 잘 생기는 위치는 대서양과 태평양인데(Tibaldi et al., 1994), 대서양-유럽지역에서 봄철에 가장 잘 발생하며 여름철에 가장 적게 발생한다(Andrea et al., 1998; Trigo et al., 2004). 관측 자료에 따르면 유럽-대서양 지역에서 오랜 기간 지속되는(10일 이상) 블러킹은 분명하게 북대서양 진동의 음의 위상과 관련되어 있는데(Quadrelli et al., 2001; Barriopedro et al., 2006) 이는 북대서양 진동의 변동주기와 블러킹 사이에 역학적으로 연관이 있음을 보여주는 것이다(Scherrer et al., 2006; Schierz et al., 2006). 반면에 5일에서 10일 정도 지속되는 블러킹은 북대서양 진동과 관련이 없다. Wiedenmann et al.(2002)은 북반구 블러킹 강도에 있어서 통계적으로 유의한 장기변동 경향은 없음을 보였다. 한편 Barriopedro et al.(2006)은 1948년부터 2002년 사이에 서태평양에서 블러킹이 발생한 일수와 발생 횟수가 확실하게 증가하고 있음(각각 57%, 62%)을 발견하였다. 그들은 또한 북대서양 블러킹이

약화되어 발생횟수와 발생일수가 통계적으로 의미 있게 감소하고 있음을 발견하였다. Wiedenmann et al.(2002)는 엘니뇨 기간 동안에 북태평양에서 블러킹이 현저하게 약화됨을 보였다.

남반구에서 남태평양에 블러킹이 가장 잘 나타나며(Renwick and Revell, 1999; Renwick, 2005), 그 다음으로는 남대서양, 인도양 남부, 그레이트 오스트레일리아 만에서 잘 발생한다. 남동 태평양에서 블러킹의 발생횟수는 ENSO의 영향을 크게 받는 반면에(Rutllant and Fuenzalida, 1991; Renwick, 1998), 다른 지역에서는 발생횟수의 경년변동은 내부역학에 의해 영향을 받는다(Renwick, 2005). NRA 자료에서 보여주는 남반구에서 블러킹 발생횟수와 강도의 감소는(Wiedenmann et al., 2002) 남반구 해양에서 동서 바람장이 증가하는 경향과 잘 일치한다. 그러나 1970년대 남반구의 재분석자료를 살펴보면 오래 동안 지속되는 블러킹 고기압의 발생빈도는 증가하는 경향이 있으며(Renwick, 2005) 이는 이때부터 위성관측이 시작된 것과 관련되어 있다. 자료의 한계로 인하여 남반구에서 블러킹 발생의 증감경향을 확인하기는 아직 이른다.

3.5.5 성층권

역학적으로 안정한 성층권 순환은 겨울반구에서 중위도에 편서풍이 지배적이고 여름반구에서는 편동풍이 지배적이며, 남북방향의 순환으로 브르워-돕슨 순환(Brewer-Dobson circulation)이 있다. 열대지방에서 수평바람은 준 2년 주기 진동(QBO, Quasi-Biannual Oscillation)이 아래쪽으로 전파되면서 약 2년마다 방향이 바뀐다(Andrews et al., 1987). 오존은 열대지방에서 주로 생성되며 브르워-돕슨 순환에 의해 고위도로 전달된다. 서로 다른 자료를 이용하여 성층권에서 수평방향으로 평균한 기후학적인 수평바람(예를 들어 같은 위도에 대해 평균한 편서풍)은 중위도에서는 자료들끼리 서로 잘 일치하는 반면에 열대지방에서는 상대적으로 큰 차이를 보인다(Randel et al., 2004b).

대류권에서 생성되어 연직으로 전파하는 파동이 소멸되면서 성층권 편서풍을 약화시킨다(박스 3.3 참조). 이로 인해 때때로 편서풍의 극 소용돌이가 소멸되면서 극 성층권의 기온이 상승하는 '갑작스런 기온상승(sudden warming)'을 유발하기도 하는데 그 결과 남북방향 온도경도는 빠르게 역전된다(Kodera et al., 2000). 1990년부터 1998년까지 9년 연속 겨울에 북반구에서 큰 기온상승이 없었던 반면, 1999년부터 2004년 동안에 7번이나 큰 기온상승이 있었다(Manne et al., 2005). Naujokat et al.(2002)에 따르면 2000년 이후 최근

에 발생한 여러 번의 성층권 기온상승은 비정상적으로 빨리 발생하여 3월에 찬 소용돌이로 복귀하였다. 2002년 9월 남반구에서 처음으로 큰 기온상승이 관측되었다(Krüger et al., 2005; Simmons et al., 2005). 이 큰 기온상승 이후에 상대적으로 약한 겨울 극 소용돌이도가 나타났다(Newman and Nash, 2005).

과거 성층권 변화는 라디오존데 자료(1950년대 이후부터 사용가능), 위성자료(1970년대 이후부터 사용가능), 전지구 재분석자료를 종합하여 분석하였다. 1990년대 중반 동안 북반구에서 북극 겨울철 소용돌이가 더 차고, 더 강하고(Kodera and Koide, 1997; Pawson and Naujokat, 1999), 더 오래 지속되는(Waugh et al., 1999; Zhou et al., 2000) 해가 많았다.

어떤 분석들은 북반구에서 1979년부터 2000년 사이 특히 1월과 2월에 파동 강제력이 점점 감소하는 경향이 있음을 보였다(Newman and Nash, 2000; Randel et al., 2002). 그러나 증감경향을 계산하는 것은 계산한 달이나 기간에 따라 매우 민감해서 상대적으로 짧은 성층권 관측자료를 가지고 장기간 변화를 감지한다는 것은 여전히 문제가 있다(Labitzke and Kunze, 2005).

Thompson and Solomon(2002)은 남반구에서 1969년부터 1998년까지 10월부터 3월까지 그리고 5월의 라디오존데 자료를 사용하여 남반구 극지방에서 평균한 성층권 하부 지오폠펀셜 고도가 상당히 감소하고 있음을 보고하였다. ERA-40과 NRA 성층권 고도를 재분석한 자료는 1980년 이후 여름철(DJF)에 남극 소용돌이가 점점 강해지고 있음을 보이는데(Renwick, 2004; 3.5.2절 참조) 이는 오존이 감소하는 것과 매우 관련되어 있다(Ramaswamy et al., 2001; Gillett and Thompson, 2003). 오존홀은 늦은 봄(10월-11월) 성층권 극 소용돌이의 기온이 내려가게 하여(Randel and Wu, 1999) 소용돌이가 소멸되는 것을 2-3주 늦춘다(Waugh et al., 1999).

3.5.6 바람, 파도, 지면 플릭스

대기 순환의 변화는 관련된 바람, 파동, 지면 플릭스의 변화를 암시한다. VOS(Voluntary Observing Ships)에서 지표바람과 기상을 관측한 것은 약 150년이 되었고 이 자료는 ICOADS에 포함되었다(Worley et al., 2005). 풍속은 뚜렷한 변화경향을 보이지만 VOS 바람관측자료는 시간에 대한 편이를 가지고 있으므로(Gulev et al., 2007) 조심스럽게 다루어야 한다. 시간에 대한 편이는 풍속계에 의한 관측이 증가한 결과로 풍속계의 고도가 높아진 것, 보퍼트 풍속등급에 대한 정의 변화(Cardone et al., 1990), 배 크기가 점점 커지

박스 3.3 : 성층권-대류권 상관관계와 하층 전파

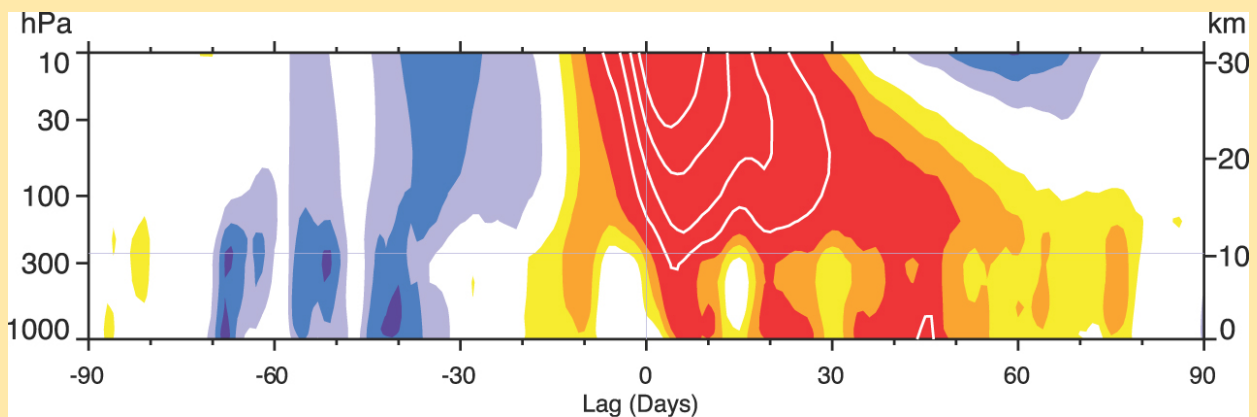
성층권 바람이 편서풍이 되는 겨울철에 상층으로 전파하는 행성규모 파동을 통해서 대류권은 성층권에 영향을 준다. 아래로부터 전파되어온 강제력에 대한 반응으로 성층권은 극 소용돌이의 강도를 오랫동안 변화시킨다. 이렇게 생긴 성층권 극 소용돌이의 강도 변화가 다시 아래로 지표면에서의 기후변동에 영향을 미치는 것이 관측되었다(Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001; Kodera et al., 2000; Limpasuvan et al., 2004; Thompson et al., 2005). 수평 바람장에서 이러한 관계를 볼 수 있으며, 대류권에서 계절내 변동과 경년변동의 많은 부분을 설명하고 있고(Thompson and Wallace, 2000) 성층권에서의 대부분의 변동과 관련된(Baldwin and Dunkerton, 1999) 환상모드에서 성층권과 대류권의 관계를 뚜렷하게 볼 수 있다. 환상모드는 대류권과 성층권 간의 내부 상호작용에 의해 자연적으로 발생하는 현상이다(Limpasuvan and Hartmann, 2000; Lorenz and Hartmann, 2001, 2003).

성층권과 대류권에서 북반구 환상모드 편차들 사이의 관계는 박스 3.3의 그림1에서 볼 수 있는데, 10hPa에서 성층권 극 소용돌이가 매우 약화되는(성층권 기온이 올라가는) 경우에 대해 북반구 환상모드 지표를 정의하였다. 평균적으로 성층권에서 소용돌이가 약해지면 이것이 대류권으로 내려가 지표에서도 2개월 이상 북반구 환상모드가 음의 값을 가진다. 성층권 소용돌이가 강한 경우에도 이와 유사한 과정으로 아래쪽으로 전파된다.

성층권 최하층에서 오래 동안 지속되는 환상모드 편차는 지표의 북반구 환상모드 편차도 오래 동안 지속되게 한다. 대류권 환상모드의 시간규모는 북반구 겨울철에 가장 길며 남반구에서는 늦은 봄(11월~12월)에 가장 길다(Baldwin et al., 2003). 양반구 모두 성층권 하부에서 환상모드의 변동이 가장 클 때 대류권 환상모드의 시간규모도 가장 길다.

성층권과 지표 사이의 연결은 성층권 최하층에서 대규모 순환패턴의 변동에 기인한다. 이 경우 성층권은 지상에서 월평균 북반구 환상모드를 약 2개월 정도 빨리 통계적으로 예측할 수 있는 인자(predictor)로서 사용할 수 있다(Baldwin et al., 2003; Scaife et al., 2005). 이와 유사하게 남반구 성층권에서 오존홀과 관련된 온도나 지오폠펜셜 고도의 변화경향은 고위도 지상 기후와 연계되어 있다(Thompson and Solomon, 2002; Gillett and Thompson, 2003). 성층권 순환은 오존의 감소 혹은 온실가스의 증가에 따라 변하기 때문에 이러한 변화가 지상 기후의 변화에도 나타날 것이다. Thompson and Solomon(2005)은 1973년부터 2003년 사이 봄철에 남반구 성층권에서 극 소용돌이가 강화되고 온도가 내려가면 남반구 대류권 순환에도 이와 유사한 변화가 1달 정도 뒤에 나타남을 보였다. 남반구에서 보이는 이러한 상하 간의 연계는 북반구에서 라디오존데의 지오폐텐셜 고도 월자료를 사용하여 분석하였을 경우에는 나타나지 않는다. 남반구에서는 오존 감소에 기인한 성층권 변화가 매우 강하며 따라서 지표와의 관계가 매우 분명하기 때문에 이러한 북반구와 남반구의 차이가 생기게 된 것이다.

성층권이 대류권에 영향을 미치는 과정의 역학적 메커니즘을 아직 다 이해할 수는 없지만 지표의 변화가 상대적으로 크면 성층권 반응도 증폭된다. 이 과정에는 행성파(Song and Robinson, 2004)와 종관규모 파동(Wittman et al., 2004)이 관련되어 있는데, 이 파동들은 대류권계면 근처에서 성층권 수평바람 편차와 상호작용을 한다. 파동에 변화가 생기면 대류권 순환에 영향을 미칠 것이며 환상모드와 관련된 지상 기압에도 변화가 생길 것이다(Wittman et al., 2004).



박스 3.3, 그림 1. 극 소용돌이가 약화되는 18개 경우에 대해 북반구 환상모드 지표의 시간-고도에 따른 변화를 보여주는 합성도. 약화되는 18개 경우는 10hPa 환상모드 지표가 -3.0가 만나는 날짜로 선택한 것임. Day 0은 약한 소용돌이도 이벤트가 시작되는 날임. 지표는 무차원수임; 색으로 표현된 등치선 간격은 0.25이며, 흰 선은 0.5 간격임. -0.25와 0.25는 색을 칠하지 않음. 노란색과 붉은색은 북반구 환상모드 지표가 음의 값을 가지는 경우이고 푸른색은 양의 값을 가지는 경우임. 얇은 수평선은 대류권과 성층권 사이의 대략적인 경계를 나타냄. Baldwin and Dunkerton(2001)의 결과를 수정한 것임.

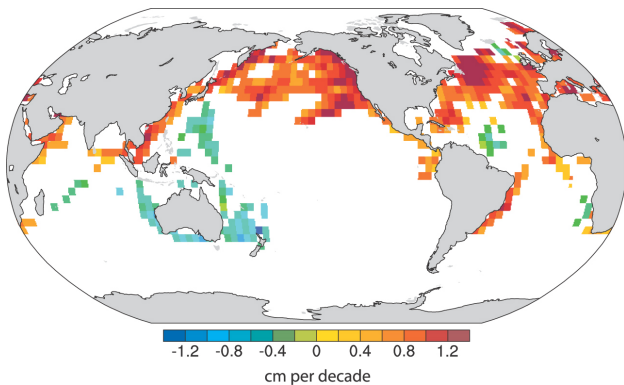


그림 3.25. 1950년부터 2002년 사이 전지구 해양에서 큰 배가 지나다니는 경로의 주요 파고의 선형 증감경향(cm/10년). 유의수준 5%를 만족하는 지역만 증감경향을 나타냄. Gulev and Grigorjeva(2004) 결과를 인용함.

는 것, 상대바람에 대한 실제 풍속을 계산하는 방법이 적절하지 못한 것(Gulev and Hasse, 1999), 그리고 관측시간 간격의 선택(Sterl, 2001; Gulev et al., 2007)에 의해 발생한다. 지역적인 지표 기압경도력의 시계열을 살펴보면(Ward and Hoskins, 1996) 해양 전체에 대해 평균한 풍속은 특별한 증감경향을 보이지는 않으나 북대서양의 열대지역, 북태평양 중위도 지역에서는 지역적으로 풍속이 증가하는 경향을 보이며, 대서양 적도지역, 남대서양 열대지역, 북태평양 아열대 지역에서는 풍속이 감소하는 경향을 보인다(3.5.1절과 3.5.3절 참조).

VOS는 1세기가 넘는 기간 동안 파도를 관측했으며, 종종 유의파고(SWH, significant wave height, 가장 높은 것으로부터 3분의 1에 해당하는 파고)로 관측하는데, 비록 파도나 파고가 관측시간 간격으로 인한 불확실성이 있으며 관측 초기에는 이 불확실성이 어느 정도 높았지만 이들은 해양 풍속보다 관측방법의 변화의 영향을 덜 받는다. 지역적인 풍속은 유의파고의 바람과 해양관계에만 직접적으로 영향을 주는 반면에 너울은 멀리 떨어져 있는 폭풍의 발생빈도와 강도에 매우 크게 영향을 받는다. 1900년부터 2002년 사이 배에서 관측한 연평균 유의파고는(Gulev and Grigorjeva, 2004) 북태평양 거의 대부분 지역에서 분명하게 증가하는 경향이 있으며, 가장 크게 증가할 때는 10년 동안에 8~10cm 정도 유의파고가 높아졌다(0.5%/년 까지). 1978년부터 1999년까지 부이 관측기록(Allan and Komar, 2000; Gower, 2002)으로 연평균, 겨울평균(10월~3월) 유의파고를 분석한 결과 이러한 증가결과와 유사하게 나타났다. Tuller(2004)의 경우 캐나다 서쪽 해안에서 좀 떨어진 해양에서 풍속이 감소하는 경향을 발견하긴 했지만, 검조기(조석을 측정하는 기기)의 잔류값(Bromirski et al., 2003)과 하인드캐스트 자료(Graham and Diaz, 2001)로부터 계산한 폭풍은 장기간 증가하는 경향을

보여 앞의 결과를 뒷받침해주고 있다. 대서양에서 100년 동안의 시계열은(Gulev and Grigorjeva, 2004) 북대서양에서 폭풍경로를 따라 유의파고가 약하지만 통계적으로 의미 있게 감소하여 서태평양 폭풍이 생성되는 지역에서 유의파고가 10년에 5.2cm의 비율로(0.25%/년) 감소하고 있음을 보였다. 지역모델의 하인드캐스트 결과(예를 들어, Vikebo et al., 2003; Weisse et al., 2005)는 북대서양에서 지난 118년 동안 유의파고가 증가하고 있음을 보여주고 있다.

1950년부터 2002년까지 유의파고의 선형변화경향(그림 3.25)은 통계적으로 유의하며 중위도 북대서양과 북태평양 대부분 지역, 남대서양 아열대 서쪽지역, 인도양 적도부근 동쪽지역, 동중국해와 남중국해에서 증가하는 경향을 보이고 있다. 북서대서양과 북동태평양에서 가장 크게 증가하고 있다(14cm/10년). 서태평양 열대지방, 태즈먼 해, 인도양 남부에서 통계적으로 유의한 감소경향도 관측되었다(-11cm/10년). Wang and Swail(2001, 2002)와 Sterl and Caires(2005)는 각각 NRA과 ERA-40 바람자료를 사용하여 전구모델에서 파도를 hindcast하였는데, 이 연구들은 지난 40년 동안 유의파고의 극값이 커졌을 뿐만 아니라 평균 유의파고 값도 증가하였음을 보여주고 있다. 특히 북반구 겨울철 유의파고 증가의 99%는 북동대서양에서 발생하였으며 10년 동안 최고 0.4m가 증가하였다. NRA 지면 바람을 사용하여 파고의 hindcast한 결과를 살펴보면 20세기 후반기 북대서양 북동지역에서 파도가 강해지는 것을 볼 수 있는데 이는 폭풍경로가 북쪽으로 이동하는 것과 관련되어 있다. 따라서 북대서양 남쪽에서는 파고가 감소하고 있다(Lozano and Swail, 2002). 북대서양 중위도 지역에서의 유의파고 증가는 TOPEX/ERS-12(the merged TOPography EXperiment/Poseidon and European Remote Sensing) 위성고도계 자료의 14년 동안(1988~2002) 시계열에서도 볼 수 있다(Woolf et al., 2002).

3차 평가보고서 이후 지면 플릭스에 대한 연구는 대기과 해양사이의 평균적인 교환(특히 열교환)의 정확도를 향상시키는 방향으로 계속 이루어져왔으며, 장기간 변화에 대한 연구는 거의 없었다. 전지구 순 열교환에는 여전히 상당한 불확실성이 남아 있는데 이는 열 플릭스의 각 항목들의 차이를 정확하게 계산하는 것이 어렵기 때문이다. 재분석 자료로 지면 플릭스 변동을 계산해보면 자료동화에 사용된 자료가 균질하지 못한 영향을 크게 받는다. 특히 남반구 해양에서 그 영향이 크며, Sterl(2004)는 남반구 해양에서 지면 잠열 플릭스의 변동은 관측이 많아진 1979년 이후가 되어서야 그 변동이 믿을만해짐을 보였다. 최근 재분석자료와 현장관측 자료로부터 계산한 열 플릭스의 신뢰도는 어느 정도 향상되었지만 VOS 관측자료를 살펴보면 여전히 전지구적으로 수

십 Wm^{-2} 정도 편이를 가진다(Grist and Josey, 2003). NRA자료, 잔차항으로부터 계산하는 간접적인 방법, 결합모델을 사용한 해양 열전달 양은 수문관측자료와 잘 일치한다(Trenberth and Caron, 2001; Grist and Josey, 2003). 그렇지만 수문관측자료도 또한경년변동성과 열전달을 계산할 때 사용된 가정들 때문에 상당한 불확실성을 가지고 있다(5장 참조). 따라서 이 자료들을 가지고 다양한 플럭스 값들을 평가하고자 할 때 이 점을 기억해 두어야 할 것이다. 북대서양 아한대환류의 동쪽지역에서는 해양으로부터의 순 열 플럭스가 10년 동안 $10Wm^{-2}$ 정도씩 증가하는 경향을 보이고 있으며, 아열대환류 동쪽에서는 반대로 감소하는 경향을 보인다. 이는 1948년부터 2002년 사이 북대서양 진동의 변동과 밀접하게 관련되어 있다(Marshall et al., 2001; Visbeck et al., 2003; Gulev et al., 2007).

3.5.7 요약

1970년대 후반부터 최근까지의 변화는 일반적으로 양반구 모두 DJF에 고위도 대류권 지오폠펌셜 고도는 하강하고 중위도에서는 고도가 증가한다. 이러한 변화는 성층권 하부까지 고도가 높아질수록 커지지만, 변화하는 패턴은 유사하다. 지오폠펌셜 고도의 변화는 대서양과 남반구 한대전선 제트류가 극 쪽으로 이동하면서 강해지는 것 그리고 폭풍경로의 활동이 활발해지는 것과 관련되어 있다. 지상과 대류권 상층에서 행해진 다양한 관측을 살펴보면 20세 후반기에 북반구 겨울철 폭풍경로의 활동의 강도가 강해지고 극 쪽으로 이동한 것처럼 보이는 하지만, 재분석 자료가 가지고 있는 시간에 대한 편이 때문에 폭풍경로 강도 증가의 크기에는 여전히 상당한 불확실성이 존재한다. 남반구 중위도에서 저기압 발생숫자가 감소하고 있으며, 남반구의 많은 지역에서 저기압의 평균 반지름은 증가하고 강도도 강해진다고 분석되었는데 이것도 또한 많은 불확실성을 가지고 있다.

북대서양-유럽지역에서 최근 수십 년 동안 지속되는 기간이 긴 블러킹의 발생횟수가 감소하고 있는데 이는 북대서양 진동의 변동과 역학적으로 잘 일치한다(3.6절 참조). 그러나 남반구의 경우 비록 남반구 환상모드에도 증감의 경향을 보이는 하지만 블러킹의 발생횟수에 대한 변화경향을 정의하기에는 사용할 수 있는 자료의 기간이 너무 짧다. 북반구에서 1990년대 후반 이후로 성층권 극지방에서 갑작스런 기온상승 현상이 더 자주 발생하고 있다. 이는 대류권과 성층권 소용돌이가 더 자주 정상상태를 보이는 것과 관련되어 있다. 남반구에서 대류권 남극 소용돌이가 여름철동안 강해지고 있는데 이는 오존홀과 관련되어 있으며, 이로 인해 늦

봄에 성층권 극 소용돌이의 온도가 내려가고 소용돌이의 소멸이 2-3주 정도 늦어진다. 2002년 9월에 남반구에서도 처음으로 단 한번 큰 기온의 증가가 관측되었다. 바람이나 유과고 관측자료도 최근 수십 년 동안 1990년대 후반까지 북반구 중위도에서 폭풍경로의 활동이 증가하고 있다는 재분석자료 결과를 뒷받침해주고 있다(3.6절 참조). 열 플럭스도 심층수가 만들어지는 중요 지역인 래브라도 해에서 북대서양 진동과 관련된 변화가 있음을 보여주고 있다.

3.6 대기순환 변동의 패턴

3.6.1 원격상관

전구대기순환은 지상부근에서 나타나는 많은 수의 주된 변동패턴이 존재한다. 박스 3.4는 그 주요한 패턴과 관련된 지수를 보여준다. 지역기후는 서로 다른 곳에서 원격상관과 관련하여 다른 위상을 가지며 변할 수 있다. 그런 원격상관은 폭풍경로(3.5.3절)와 북으로 향하는 열속, 습윤속, 운동량속의 위치와 강도를 변화시킬 수 있다. 이러한 내용들은 Hurrell et al.(2003), Quadrelli and Wallace(2004), 그리고 Trenberth et al.(2005b)에 의하여 문서화되어 왔다. 원격상관 성질의 이해와 그들 양상의 변화는 지역기후와 그 변화를 이해하는데 매우 중요하다. 계절평균 또는 그 이상 시간규모에 대한 편차는 인간에게 직접적인 영향을 끼친다. 왜냐하면 그 편차들이 종종 가뭄, 홍수, 열파, 한파, 및 그 밖의 다른 변화들과 관련이 되기 때문이다. 이러한 변화들은 농업, 어업 및 급수를 심각하게 저해할 수 있으며, 공기의 질, 산불 위험, 에너지 공급 및 인간 건강을 변화시킬 수 있다.

원격상관의 분석은 흔히 선형적 관점에서 이루어지고 있다. 이러한 선형적 관점에서는 기본적인 공간패턴이 있고, 그 진폭의 변화가 있을 뿐, 음과 양 같은 패턴을 갖는다고 가정된다(Hurrell et al., 2003; Quadrelli and Wallace, 2004). 이와 대조적으로 비선형적인 해석은 특정 극성이 강화된 상태로서의 주된 기후편차를 찾을 수 있게 해준다(예, Corti et al., 1999; Cassou and Terray, 2001; Monahan et al., 2001). 기후변화는 어떤 준정상상태에서 한 패턴의 우세성(Palmer, 1999)이라든지 여러 패턴의 성질이나 그 수의 변화와 같은(Straus and Molteni, 2004)다른 상태로 바뀌는 과정일 수 있다.

북반구에서 점 상관도는 PNA와 NAO를 보여준다(그림 3.26). 그러나, 남반구에서는 그러한 파동 구조가 SAM이 우세하기 때문에 잘 나타나지 않는다. 원격상관이 어떤 격자에

서 가장 잘 정의된다고 하더라도 몇 개의 중요 관측소를 평균한 지수들은 완전한 격자자료가 만들어지기 전까지 적용할 수 있으므로 널리 쓰이고 있다(3.6.4절 및 그림 3.31참조). 이런 방법의 단점은 적은 수의 공간표본으로 인해서 잡음이 많을 수 있다는 것이다. 예를 들어, Hurrell et al.(2003)은 20세기초에 양의 위상을 갖던 NAO의 지속시간이 그 기간 동안 양의 NAO 지수만큼 크지 않았다는 것을 제시하였다.

많은 원격상관들이 알려져 왔지만, 오직 소수 패턴의 조합만이 순환의 경년변화의 많은 부분을 설명할 수 있다. Quadrelli and Wallace(2004)는 북반구에서 경년변동을 갖는 많은 패턴들이 해면기압에 대한 두 경험적직교함수(EOFs)의 선형결합으로 재구성될 수 있다는 것을 발견하였다(근사적으로 NAM과 PNA). Trenberth et al.(2005b)는 전구대기 질량장을 분석하여 네 개의 회전 EOF 패턴을 찾았다. 그것은 두 개의 환상모드(SAM and NAM), 과 ENSO와 관계된 패턴, 그리고 북태평양 지수 및 PDO와 관계된 패턴이다.

원격상관패턴은 평균장이 가장 강한 북반구 겨울철에 더 뚜렷한 경향을 갖는다. 원격상관의 강도와 그들이 지상부근의 기후에 영향을 주는 방식은 긴 시간규모에서 변한다. NAO와 ENSO는 20세기를 거치는 동안 수 십년 시간규모에서 뚜렷한 변화를 보였다(예, Power et al., 1999b; Jones et al., 2003). 수 십년 변화는 그 영향면에서 분명하다. 그러한 변화가 예전의 좋지 않은 자료질에 기인한 것은 아닌 것으로 보인다.

3.6.2 엘니뇨-남방진동과 적도/중위도 상호작용

3.6.2.1 엘니뇨-남방진동

엘니뇨-남방진동(El Nino-Southern Oscillation; ENSO)은 결합된 해양-대기 현상이다. 엘니뇨는 적도 태평양의 따뜻한 해수가 날짜변경선 근처에서 남아메리카 해안까지 확장되는 현상을 이른다. 또한, 엘니뇨는 적도 태평양을 따라 해수면온도 경도가 약화되고 관련된 해양 순환의 변화가 동반된다. 엘니뇨와 연관된 대기 성분인 남방진동은 무역풍, 적도순환, 및 강수의 변화가 동반된다. 역대 엘니뇨는 약 3년에서 7년을 주기로 발생하며 적도 동태평양에서 평균이하의 해수면온도를 갖고 엘니뇨의 반대 위상인 라니냐 현상도 엘니뇨와 번갈아가며 발생하고 있다. 무역풍, 대기순환, 강수, 그리고 관련된 대기 가열의 변화는 중위도 반응을 만들어낸다. 파동형태를 갖는 중위도 원격상관은 중위도 제트류 및 폭풍경로의 변화를 동반시킨다(Chang and Fu, 2002).

엘니뇨-남방진동은 전지구적으로 영향을 미친다. 특히, 북반구 겨울철(11월부터 3월까지)의 영향은 매우 강하고 뚜렷하다. 평균해면기압의 편차는 중위도에서 훨씬 더 커지지만, 적도에서는 강수량의 변화가 크다. 관련된 지상기온 및 강수량 편차의 전지구적 패턴은 그림 3.27에 나타난다. 이들 변화의 패턴과 전지구적 지상기온 변화와의 연관성은 Trenberth et al.(2002b)에서 제시되었다.

ENSO의 성질은 시간에 따라 상당히 크게 변한다. 강한

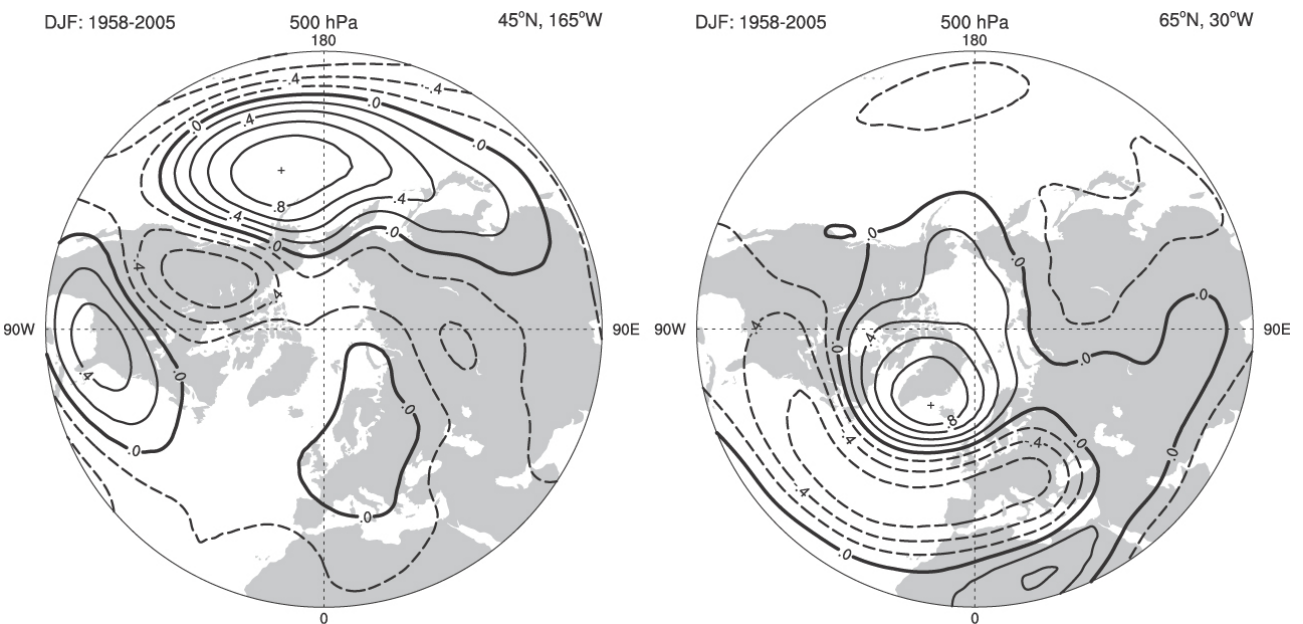


그림 3.26. 1958년에서2005년까지 북반구 겨울철(DJF) 500 hPa 지오폠펜셀 고도에 대한 점상관도로 나타낸 PNA(왼쪽)와 NAO(오른쪽) 원격상관 패턴. 왼쪽그림에서 기준점은 PNA 패턴의 중심점(+표시)에 해당하는 45°N, 165°W이고 오른쪽 그림에서 NAO 패턴은 기준점 65°N, 30°W로 나타낸다. 음의 상관계수는 쇄선으로 표현되었고, 등치선 간격은 0.2이다. Hurrell et al.(2003)에서 인용.

박스 3.4 : 순환지수의 정의

원격상관은 고정된 공간분포에서 주로 나타나고 그와 관련된 시계열은 그 원격상관의 진폭과 위상의 전개를 나타낸다. 원격상관은 한 격자의 값으로 정의되는 것이 최선이나 종종 주요한 몇몇 관측소값을 이용하여 정의하는 것이 유용하다. 한 예로 남방진동(Southern Oscillation; SO)를 들 수 있는데, 그 남방진동은 타히티(동태평양)와 다윈(서태평양)의 평균해면기압 차이로 만들어진 SO지수(SOI)로 설명될 수 있다.

역대 수많은 원격상관들이 관측소자료(SOI, NAO)나 격자자료(NAM, SAM, PDO/NPI와 PNA)를 통해 다음과 같이 정의되어 왔다.

- **남방진동지수(Southern Oscillation Index; SOI)**. 타히티와 다윈지역의 평균해면기압(Mean Sea Level Pressure; MSLP)의 차이로서 긴 기간의 평균과 표준편차로 정규화(normalized)된다(Troup, 1965; Konnen et al., 1998). 1860년대부터 자료가 있고 1935년 이전 다윈지역 자료가 더 정확하기 때문에 다윈지역 단독으로 정의될 수도 있다.

- **북대서양진동(North Atlantic Oscillation)지수**. 포르투갈의 리스본과 아이슬랜드의 스티카솔머(Stykkisholmur)지역의 정규화된 평균해면기압의 차이로 가장 널리 정의되며 이 정의로 1864년까지 이용할 수 있다(Hurrell, 1995). 또한 스티카솔머 대신 레이카비크(Reykjavik) 지역을, 리스본 대신 지브롤터(Gibraltar) 지역을 이용하여 1821년까지 확장할 수 있다(Jones et al., 1997).

- **북반구환상모드(NAM)지수**. 20°N이상의 겨울철 월평균해수면기압의 첫 번째 경험직교함수(Empirical Orthogonal Functions; EOF)패턴의 진폭으로 정의된다(Thomson and Wallace, 1998; 2000). NAM은 북극진동(Arctic Oscillation; AO)으로도 알려져 있으며 NAO와 많은 연관이 있다.

- **남반구환상모드(SAM)지수**. 격자자료 또는 관측소자료의 남반구 중위도 및 고위도지역(통상적으로 45°S에서 65°S 사이 지역)의 평균해면기압의 차이로 정의되거나(Gong and Wang, 1999; Marshall, 2003), 20°S 이상의 월평균 850hPa 고도 경험직교함수의 첫 번째 모드의 진폭으로 정의된다(Thomson and Wallace, 2000). 흔히, 남극진동(Antarctic Oscillation, AAO)혹은 고위도 모드(High Latitude Mode; HLM)으로 알려져 있다.

- **태평양-북아메리카 패턴(Pacific North-American pattern; PNA)지수**. 정규화된 500 hPa 고도 편차에 대하여, 20°N, 160°W와 55°N, 115°W의 평균값과 45°N, 165°W와 30°N, 85°W의 평균값 차이로 정의된다(Wallace and Gutzler, 1981).

- **태평양십년진동(PDO)지수와 북태평양지수(NPI)**. NPI는 알래스카만 지역인 30°N-65°N, 160°E-140°W에 있는 알류산저기압의 평균해면기압으로 정의된다(Trenberth and Hurrell, 1994). PDO 지수는 20°N 이상의 해수면온도(Sea Surface Temperature; SST)의 경험직교함수의 첫 번째 모드의 시계열로 정의된다(Mantua, 1997; Deser et al., 2004). PDO는 태평양 전체 지역으로 확장될 수 있으며 태평양수십년진동(Inter-decadal Pacific Oscillation; IPO)라고 부른다(Power et al., 1999b). PDO와 IPO는 실질적으로 동일한 시간 변동을 보인다(Folland et al, 2002).

ENSO 현상은 19세기말에서 20세기의 처음 25년 동안 일어났고, 다시 1950년 이후에 많이 일어났다. 반면에 1925년과 1950년 사이에서는 1939-1941년을 제외하고 강한 ENSO 현상이 거의 일어나지 않았다(그림 3.27). 또한, 1976-1977년 기후변화(Trenberth, 1990; 그림 3.27과 3.6.3절, 그림 3.28 참조)를 전후로 엘니뇨 전개의 분명한 변화를 보여준다(Trenberth and Stepaniak, 2001). 일반적으로 적도 동태평양과 중태평양에서 높아지는 해수면온도는 더 지속적이고 강한 엘니뇨를 만들어내는 경향이 있다. TAR 이후, ENSO와 태평양기후의 장주기 변동성에 대한 상당한 연구가 있어 왔다. 그런 장주기 대기해양변화(3.6.3절)는 적도보다는 북태평양과 북아메리카를 따라 더 뚜렷하다. 그러나 남태평양에서

도 그런 장주기 변화가 존재한다. 이러 장주기 변화는 부분적으로 태평양으로부터 유도된다고 알려져 있다(Deser et al., 2004).

엘니뇨-남방진동은 대기와 해양의 상당량의 열교환이 존재한다. 그리고 이러한 과정은 전지구 지상기온에 영향을 미친다. 1997-1998년 엘니뇨는 해수면온도 관점에서 역사상 가장 큰 엘니뇨로 기록된다. 또한 적어도 2005년까지 1998년의 전구평균 지상기온도 가장 높았던 것으로 기록된다. Trenberth et al.(2002b)은 전구평균 지상기온이 1998년 3월을 중심으로 엘니뇨에 기인하여 0.17°C 더 높았던 것을 밝혔다. 또한 Trenberth et al.(2003)은 홍수나 가뭄과 같은 수문순환의 이상 현상이 종종 엘니뇨와 동반하고 지구온난화와도 관

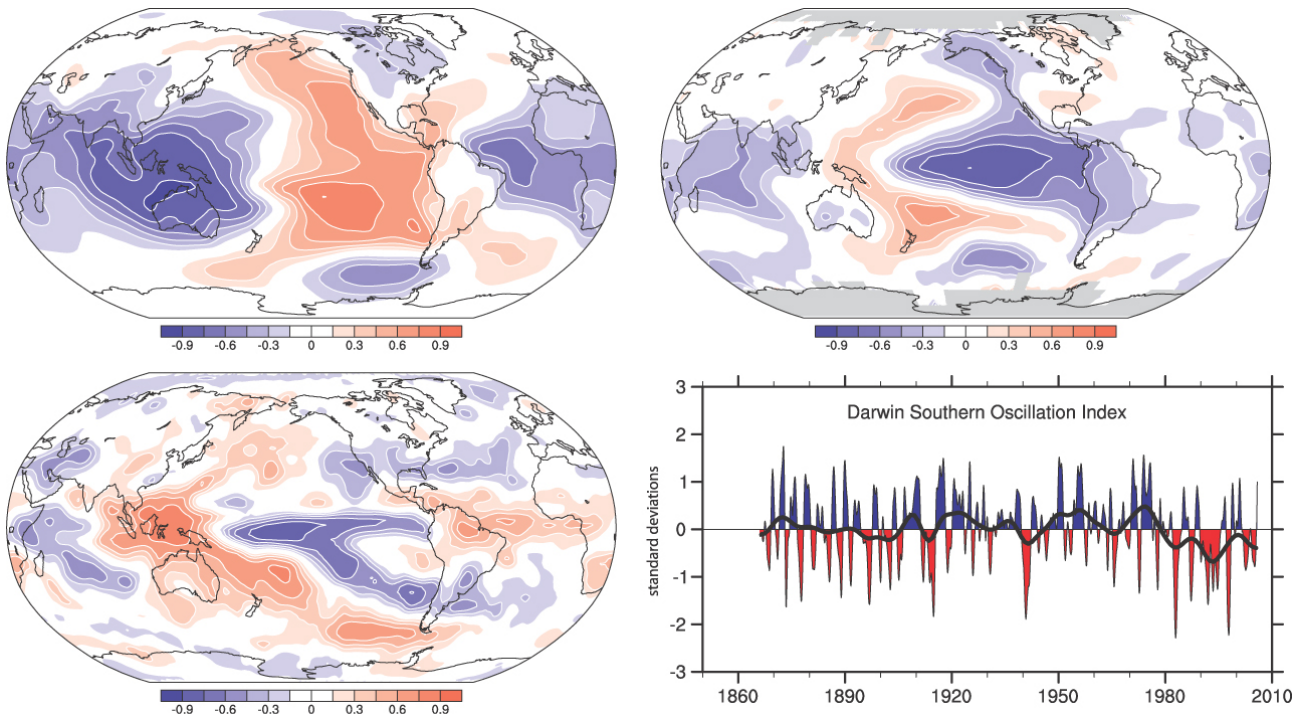


그림 3.27. 연평균(5월에서 4월) 해면기압(왼쪽위), 1958년에서 2004년까지의 지상기온(오른쪽위), Trenberth and Caron(2000)에 의해서 개선된 1979년에서 2003년까지의 GPCP 강수량(왼쪽아래)과 정규화된 타히티와 다윈 해면기압 차이에 근거한 SOI와 상관계수. 1866년 부터 2005년 까지 다윈지역에 근거한 정규화된 SOI(Konnen et al., 1998); 오른쪽아래). 시계열은 월평균자료에 근거하여 11개 점 필터를 하여 8개월 이하의 주기성 분은 제거되었고, 굵은 실선은 장주기 변동성을 보여준다(부록 3.A). 붉은 값은 다윈지역에서 양의 해면기압 편차 및 엘니노 상태를 의미한다.

련하여 증가하는 경향이 있다고 밝혔다. 예를 들어 2002~2003년의 평범한 엘니노는 호주의 가뭄과 관련이 있고, 기록적인 열파와도 관련이 있다(Nicholls, 2004; 2.8.4절과 박스 3.6참조). 그래서 ENSO에 변화에 있어 지구온난화와 물리적으로 관련되는 지는 연구의 관점에서 중대한 문제이다.

3.6.2.2 열대-중위도 원격상관: PNA와 PSA

중위도 태평양에서 순환변동성은 아열대 태평양에서 전파하는 파동형태의 특징을 갖는다. 이러한 특징은 열대 가열편차에 대한 로스비파 전파와 관련이 있다(Horel and Wallace, 1981; Hoskins and Karoly, 1981). 이런 파동은 PNA와 태평양-남아메리카(Pacific-South American; PSA) 패턴으로 알려져 있다. 이러한 패턴은 가열에 대한 반응뿐 아니라 대기의 자체역학에 의해서도 만들어질 수 있다. 북반구 겨울철에 PNA 패턴은 아열대 태평양에서 북아메리카에 이르는 지역에 놓여 있고, 네 개의 변동 중심이 있다(그림 3.26). PNA 패턴이 한 점 상관을 이용하여 나타낼 수 있지만, PSA 패턴은 변동중심이 고정돼 있지 않게 때문에 그렇게 쉽지는 않다(그림에 보이지 않음). 그러나, PSA 패턴은 연중 항상 존재하며 남태평양의 호주에서 대서양까지 놓여 있다(Mo and Higgins, 1998; Kidson, 1999; Mo, 2000).

PNA 혹은 그 변이(Straus and Shukla, 2002)는 알류산저기압, 아시아제트, 태평양 폭풍경로의 변동과 관련이 있다. 이는 북아메리카의 서부지역 강수량과 알래스카 블로킹 빈도, 그와 연관된 북미 서부지역 겨울철 한파에 영향을 줄 수 있다(Compo and Sardeshmukh, 2004). PSA는 남태평양에서 서풍의 변형과 관련이 있다. 이 변동은 뉴질랜드의 강수량 변동에 영향을 주는 중요한 요인이 된다. 또한, PSA는 남태평양 고위도지역을 통과하는 블로킹 빈도수의 변화와 태평양 및 대서양 섹터를 통하는 남극 해빙의 경년변동과 관련이 있다(Renwick and Revel, 1999; Kwok and Comiso, 2002a; Renwick, 2002). PNA와 PSA 둘 다 ENSO의 장주기 변동을 따르지만 그들 변동에는 어떤 시스템적 변화도 존재하지 않는다.

3.6.3 태평양 십년 변동

대기순환의 십년에서 수 십년 변동성은 북태평양에서 가장 뚜렷하다. 알류산저기압은 PDO와 관련한 북태평양 해수면온도와 같이 변한다. 이들은 대기순환, 해수면온도 및 수십 년 태평양 진동(Inter-decadal Pacific Oscillation; IPO)이라 하는 태평양 전체 해양순환의 십년 변동과 관계가 있다(Trenberth and Hurrell, 1994; Gershunov and Barnett, 1998; Folland et al., 2002; McPhaden and Zhang, 2002; Deser et

al, 2004). 태평양 십년 변동의 중요한 지표는 북태평양 지수(North Pacific Index; NPI; Trenberth and Hurrell, 1994), PDO 지수(Mantua et al, 1997), 그리고 IPO 지수(Power et al., 1996b; Folland et al., 2002; 그림 3.28과 3.29참조). PDO에 의한 ENSO의 변화는 태평양 부근의 지역적 원격상관을 크게 변화시킬 수 있고(Power et al., 1999b; Salinger et al., 2001), 지구평균 기후상태에 영향을 줄 수 있다.

PDO/IPO는 인도-태평양 기후변동성에서 시간규모가 큰 엘니뇨-유사 패턴으로 묘사될 수 있거나(Knutson and Manabe, 1998; Evans et al., 2001; Deser et al, 2004; Linsley et al, 2004), 장주기 시간규모에서 ENSO 변동성의 장주기 잔여 성분으로 이해될 수 있다(Newman et al., 2003). 사실북반구와 남반구 사이의 해수면온도 편차패턴의 대칭성은 적도지역 강제력에 기인하는 것으로 보인다. 그러나Folland et al.(2002)은 IPO가 ENSO와는 무관하게 남태평양수렴대(South Pacific Convergence Zone)의 이동에 크게 영향을 줄 수 있다고 보였다(Deser et al, 2004 참조). 또 다른 결과는 중위도 현상이 PDO의 일반적인 성분을 만들어낸다고 제시한다(Deser et al., 1996, 1999, 2003; Gu and Philander, 1997). 적도에서 기인한다는 간단한 해석을 포함하여 중위도 역시 적도 해수면온도 변화에 '대기의 다리(atmospheric bridge)'를 통해 영향을 줄 수 있다(Barnett et al., 1999; Vimont et al., 2001).

적도 인도-태평양 해수면온도 변동성의 장주기 시간규모는 해양 과정에 기인하는 것으로 보인다. 또한 중위도 해양은 해양 자이어(gyre)와 열편차의 변화에 중요한 역할을 하는 것으로 보인다(Deser et al, 1996, 1999, 2003; Gu and Philander, 1997). 관측자료가 타당한 설명을 하기에 부족하기 때문에 수 십년 주기를 갖는 태평양의 잘 정의된 대기-해양 접합 모드를 말하기는 어렵다(Biondi et al., 2001; Gedalof et al., 2002). Schneider and Cornuelle(2005)는 PDO가 단일 모드가 아니라 세 가지 현상의 조합으로 설명할 수 있다는 것을 제안하였다. 그들은 관측 PDO 패턴과 그 변화가 1차 자기회귀모형을 통하여 알류산저기압, ENSO, 그리고 쿠로시오-오야시오 확장(Kuroshio-Oyashio Extension)의 해류의 변동성에 의해 재구성될 수 있는 것을 보였다. 해양 로스비파에 의한 해류의 변화는 북태평양 에크만펌핑(Ekman pumping)에 의해 강제된다. 이들 과정에 대한 SST 반응패턴은 완전히 독립은 아니지만 PDO의 공간 특징을 결정한다. 이러한 가정하에, 태평양 기후변동성을 나타내는데 주요한 물리적 변수는 PDO지수 보다는 ENSO와 NPI(알류산저기압)지수이다.

그림 3.29(위)는 1900년에서 2005년까지 NPI의 시계열을

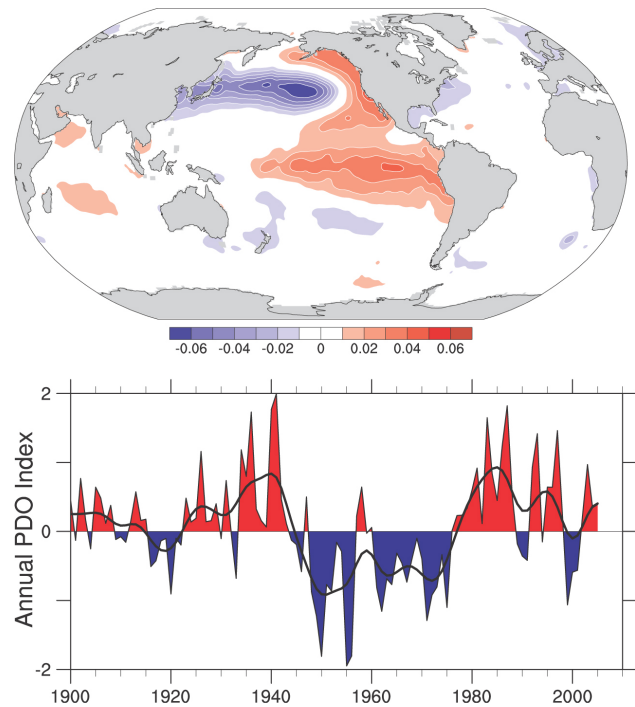


그림 3.28. 태평양십년진동:(위) 1901년부터 2004년까지 북위 20도 태평양 분지의EOF 해수면온도(Mantua et al., 1997; Power et al., 1999b)와 전구 해양(단위는 무차원);(아래) 연시계열(updated from Mantua et al., 1997). 검은 곡선은 십년 변동.

보인다(Deser et al., 2004). 약한 순환이 지배적인 기간(1900~1924년, 1947~1976년)과 강한 순환이 지배적인 기간(1925~1946년, 1977~2005년)이 번갈아가며 장주기 변동성을 보인다. 잘 알려진 1976~1977년의 기압의 감소는 1946~1947년과 1924~1925년의 전이와 유사하다. 그리고 이는 적도 동태평양의 용승지역이 아니더라도 적도 인도양과 태평양의 SST 변동과 관련되어 있다(그림 3.29 아래 Minobe, 1997; Deser et al., 2004). 더욱이 NPI는 20년 주기를 포함하여 좀 더 짧은 시간규모를 가지고 변동한다(Minobe, 1999).

POD/IPO가 태평양지역의 기후전이를 야기하지 않고 오히려 같은 강제력을 공유한다는 관측 및 모델링 증거들이 있다(Pierce, 2001; Schneider and Cornuelle, 2005). 1976~1977년 태평양에서의 기후전이는 음의 PDO에서 양의 PDO로 바뀌는 것과 관련되어 있고 ENSO의 변화와도 관련되어 있다(Trenberth and Stepaniak, 2001). 또한 이 변화는 ENSO 원격상관의 변화와 아메리카, 아시아 및 호주의 강수량과 지상기온의 변화와 관련되어 있다(Trenberth, 1990; Trenberth and Hurrell, 1994; Power et al., 1999a; Salinger et al., 2001; Mantua and Hare, 2002; Minobe and Nakanowatari, 2002; Trenberth et al., 2002b; Deser et al., 2004; Marengo, 2004). Schneider and Cornuelle(2005)는 1976~1977년 기후변화가 열대에서 기인한다는 추가적인 증

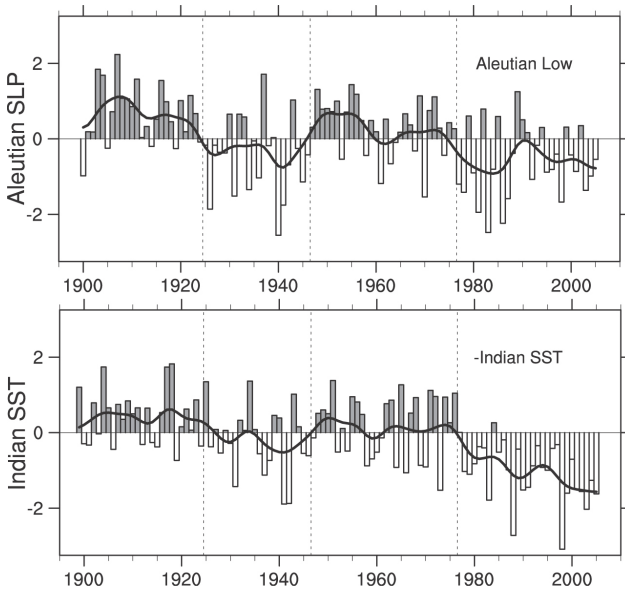


그림 3.29. (위) 장주기 평균으로부터 정규화되어 표현된 1900년부터 2005년까지 NPI(12월부터 3월까지 북태평양 지역[30°N-65°N, 160°E-140°W]의 영역 평균 해면기압) 시계열(세로좌표의 각 눈금 표시는 표준편차의 2배 혹은 5.5 hPa). 이 기록은 겨울철 알류산저기압 시스템의 세기를 나타낸다. 막대는 겨울철 계절이고 검은 곡선은 십년 변동을 나타낸다. 수치는 Trenberth와 Hurrell(1994)에서 갱신되고 초기 십년까지 확장되었다. (아래) 열대 인도양(10°S-20°N, 50°E-125°E) 지역의 해수면온도의 시계열(세로좌표의 각 눈금은 표준편차의 2배 혹은 0.3 6°C). 이 기록은 위 panel과 비교하여 쉽게 반전되었다. 연직 점선은 알류산저기압의 전이년도(1925, 1947, 1977)를 표시한다. Deser et al.(2004)로 부터 갱신.

거를 제시하였다.

3.6.4 북대서양진동과 북반구환상모드

북반구에서 1년 전체적으로 뚜렷한 유일한 원격상관 패턴은 NAO이다(Barnston and Livezey, 1987). NAO는 해수면 기압에서 우선적으로 남북양극 모습은 대서양지역에서 온대 지역과 극지역 사이의 기압과 고도편차의 특징을 갖는다. 그러므로 NAO는 북대서양에서 유럽쪽으로는 서풍의 변화와도 관계가 있다(그림 3.30). NAO는 겨울철(12월에서 3월)에 가장 강한 시그널을 갖는다. 그 때, 양(음)의 위상은 강화된(약화된) 아이슬란드저기압과 아조레스고기압의 특징을 보인다. NAO는 북대서양에 있어 지상부근의 대기순환변동성 증가상 주요한 패턴이다. 이는 겨울철 월평균해수면기압 전체 변동성의 약 3분의 1을 설명한다. 이는 NAM과 밀접한 관련이 있다. NAM은 NAO와 대서양에서 나타난다는 점에서 유사하나 동서로 대칭이라는 특징을 갖는다. 하부성층권에서 가장 주요한 겨울철 변동패턴은 고리 모양이다. 그러나 평균해수면 기압 편차는 거의 북극과 대서양지역에 제한되고 NAO의 공간 분포를 가지고 같이 변화한다(Deser, 2000; 3.5.5절과 박스 3.3 참조).

NAO과 NAM 중 어느 것이 더 물리적으로 겨울철 순환과 더 관계가 되어 있는지에 대해서는 아직 상당한 논쟁이 있다(Deser, 2000; Ambaum et al., 2001, 2002). 그러나 겨울철에 그시계열은 매우 높은 상관성을 갖는다(그림 3.31). Quadrelli and Wallace(2004)는 그들이 시공간적인 변화가 매우 유사하다는 것을 보였다. 그 환상모드는 중위도의 폭풍경로와 제트류의 구성과 매우 밀접하게 관계돼 있다. 환상모드의 위상 변화는 에디와 평균흐름의 상호작용의 결과에 의한 것으로 보인다. 그리고 외부강제력은 그 환상모드를 유지하는데 필요하지 않다(De Weaver and Nigam, 2000). 북반구에서 정상파는 일시적 에디도 중요하지만 대부분의 에디 운동량을 제공한다. NAO/NAM 패턴의 내적인 발달이 수일 이내의 주기에 제한되지만(Feldstein, 2002), 일정한 강제력에서 경년적인 자기상관을 보여주지는 않는다. 그러나 대체 자료 또는 관측자료는 과거 수세기 동안 NAO/NAM이 양/음의 지속성을 가진 증거들을 보여준다(Cook et al., 2002; Jones et al., 2003). 겨울철에 1960년대 후반의 최소지수 값에서 1990년대 중반의 강한 양의 지수값의 전환이 일어났다. 그래서 NAO 값들은 장기적인 평균 관점에서 기울어져 있다(그림 3.31). 여름에는 Hurrell et al.(2001, 2002)이 NAO 패턴에 있어 경년 및 장기 변동의 큰 변화가 있다는 것과 북부 유럽의 지속적인 고기압성 흐름의 경향이 최근 수 십년 동안 따뜻하고 건조한 조건을 만들어 낸다는 것을 밝혔다(Rodwell, 2003).

Feldstein(2002)은 NAO/NAM 지수가 1958년에서 1997년까지 양의 경향과 분산의 증가가 경년변동에 비해 매우 크고 반면에 20세기 들어 처음 60년 동안 NAO가 대기 내부 변동성과 일치한다는 것을 제안하였다. 그러나, 그 결과는 1975년에서 2004년까지를 보았을 때 그렇게 뚜렷하지가 않다(Overland and Wang, 2005). 월평균 규모의 NAO 변동성은 크지만(Czaja et al., 2003; Thomson et al., 2003), 성층권으로부터의 영향에서 어느 정도 예측성을 가질 수 있다(Thomson et al., 2002; Scaife et al., 2005; 박스 3.3 참조). 최근 수 십년 NAO 변동이 열대 및 중위도 해양(Hurrell et al., 2003, 2004), 지면강제력(Gong et al., 2003; Bojariu and Gimeno, 2003)과 다른 외적 요인(Gillett et al., 2003)으로부터 온다는 분명한 증거가 있다.

NAO는 북반구의 상당한 부분에서 겨울철 지상기온에 영향을 미친다(그림 3.30), 그리고 유럽과 북아프리카의 폭풍 발생과 강수에도 영향을 미친다. NAO 지수가 양수일 때, 겨울철 북대서양을 지나는 강화된 서풍이 고온 다습한 해양의 공기를 유럽 깊숙히 이동시킨다. 이 때 상대적으로 남부유럽이나 북부 아프리카는 건조해지고 북부유럽은 습해진다. 반

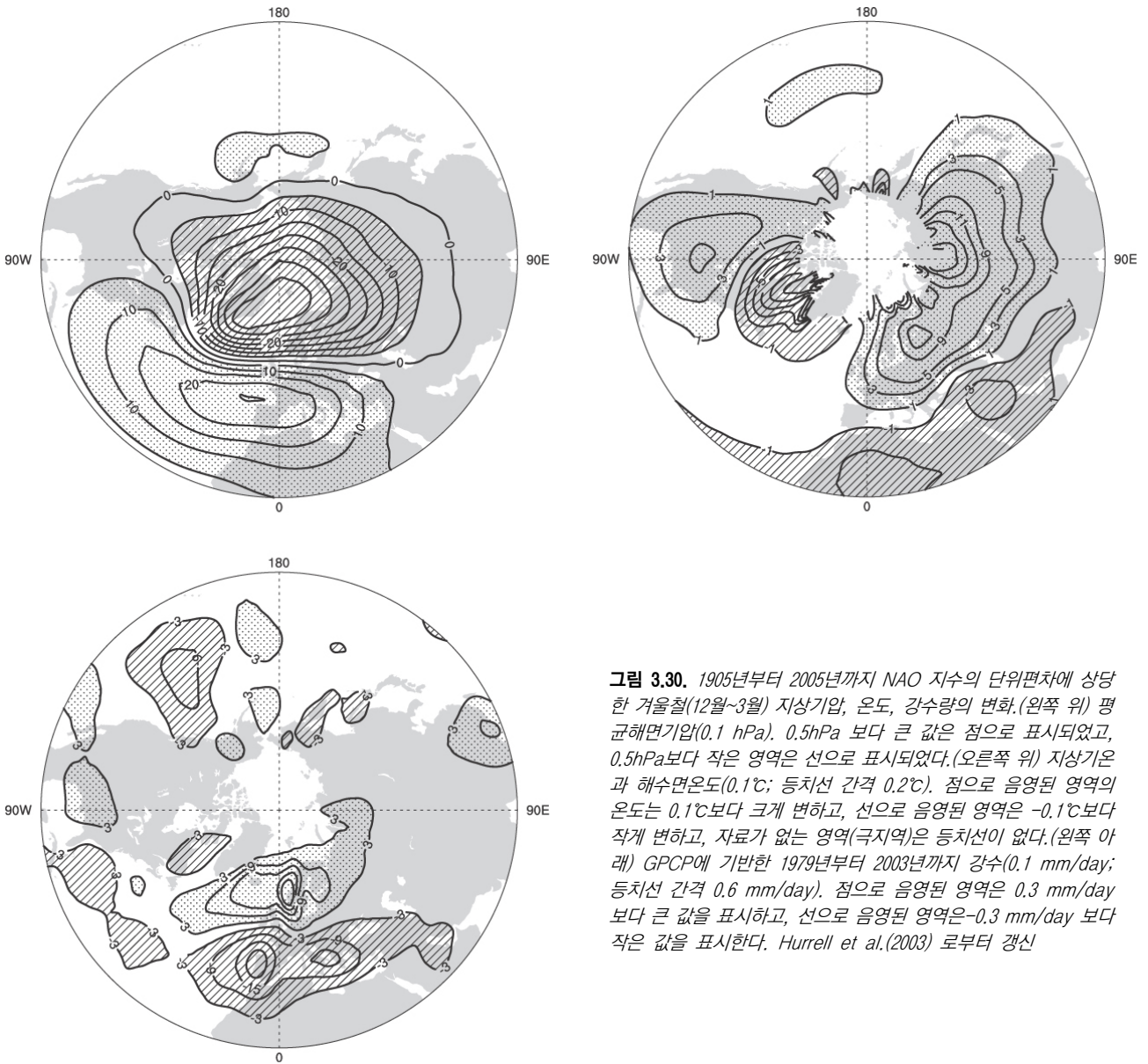


그림 3.30. 1905년부터 2005년까지 NAO 지수의 단위편차에 상당한 겨울철(12월~3월) 지상기압, 온도, 강수량의 변화. (왼쪽 위) 평균해면기압(0.1 hPa). 0.5hPa 보다 큰 값은 점으로 표시되었고, 0.5hPa보다 작은 영역은 선으로 표시되었다. (오른쪽 위) 지상기온과 해수면온도(0.1°C; 등치선 간격 0.2°C). 점으로 음영된 영역의 온도는 0.1°C보다 크게 변하고, 선으로 음영된 영역은 -0.1°C보다 작게 변하고, 자료가 없는 영역(극지역)은 등치선이 없다. (왼쪽 아래) GPCP에 기반한 1979년부터 2003년까지 강수(0.1 mm/day; 등치선 간격 0.6 mm/day). 점으로 음영된 영역은 0.3 mm/day 보다 큰 값을 표시하고, 선으로 음영된 영역은 -0.3 mm/day 보다 작은 값을 표시한다. Hurrell et al.(2003)로부터 갱신

면에, 그린랜드와 북동 캐나다를 지나는 더 강해진 북풍기류가 찬 공기를 남으로 수송하며, 북서 대서양지역의 지상온도 및 해수면온도를 감소시킨다. 북아프리카, 중동(냉각), 그리고 미국의 남동쪽(가열)의 온도 변화는 대서양의 아열대고기압 중심의 강해진 시계방향의 흐름과 관련이 있다. Hurrell(1996)과 Thompson et al.(2000)이 1968~1997년의 JFM에 대해 보인 바와 같이 NAM은 유럽 지상기온 증가량인 3°C 중 1.6°C를 설명한다. 또한 60°N과 90°N 사이의 해면기압의 감소량인 5.7 hPa 중 4.9 hPa를 설명하고, 노르웨이 지역의 45% 강수 증가의 37%를 설명한다. 그리고 스페인 지역(35°N-45°N, 10°W-0°W)의 강수량 감소 49% 중 33%를 설명한다. NAO의 변화는 또한 해양 열용량과 해빙, 해류, 그리고 해양 열수송에도 중대한 영향을 미친다.

양의 NAO지수는 겨울철에 대서양 폭풍활동의 북동쪽으

로의 이동과 관련이 있다. 이는 남쪽으로는 약한 감소가 있으나 뉴펀드랜드에서 북부 유럽쪽으로 향하는 강화된 폭풍 활동을 동반한다(Hurrell and van Loon, 1997; Alexandersson et al., 1998). 겨울철 양의 NAO 지수는 아이슬랜드와 노르웨이 앞바다 근처에 더 강하고 더 빈번한 폭풍활동이 만들어진다(Serreze et al., 1997; Deser et al., 2000). NAO 지수와 폭풍활동이 동부캐나다에서는 음의 상관성이 높고, 서부 캐나다에서는 양의 상관성이 크다(Wang et al., 2006b). 1960년대 중반에서 1990년대 중반에 증가하는 겨울철 NAO 지수는 북대서양의 감소하는 파동고도와 40°N 남쪽의 감소하는 파동고도와 관련이 있다(Carter, 1999; Wang and Swail, 2001; 3.5.6절 참조).

NAO/NAM은 대기 중 습도의 이동과 수렴, 그리고 증발과 강수의 분포를 바꾼다(Dickson et al., 2000). 그린랜드와

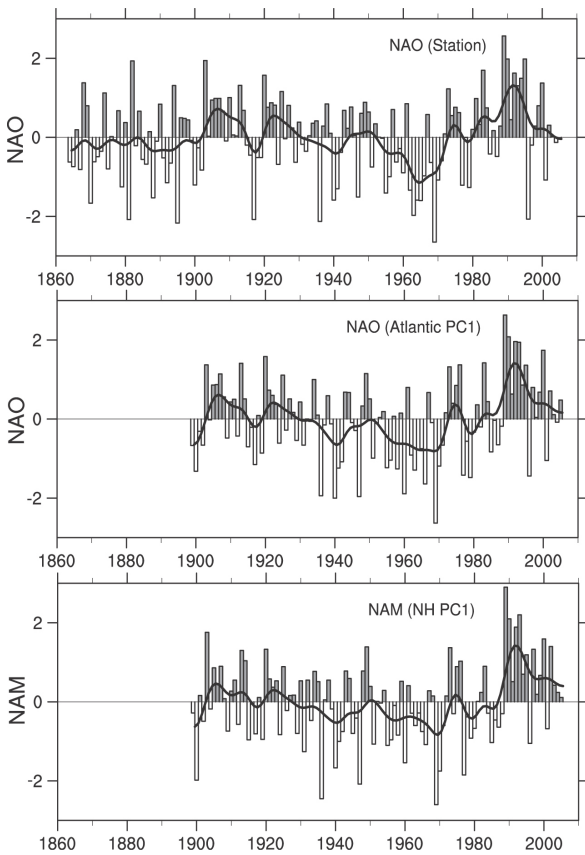


그림 3.31. 해면기압자료에서 생성된 겨울철(12~3월) 평균 NAO의 정규화된 지수(표준편차의 단위). 상단 패널에서, 지수는 1984년부터 2005년까지 Lisbon, Portugal와 Stykkisholmur/Reykjavik, Iceland 사이의 정규화된 해면기압의 차이에 기초한다. 각 위치에 서 겨울평균 해면기압자료는 장기간(1864~1983년) 표준편차에 의해 각 계절 기압의 아노말로리로 나누어져 정규화되었다. 중간패널에서, 지수는 북반구 해면기압의 EOF 주요모드 시계열이다. 검은 곡선은 십년 변동을 나타내고, 각각의 bar는 겨울철의 1월에 대응한다(예를 들면, 1990년은 1989/1990의 겨울이다). Hurrell et al.(2003)에서 갱신된 시계열 <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices>을 참조.

캐나다 쪽의 북극지역에서 증발은 강수를 초과하며 높은 NAO 지수일 때 겨울철 아이슬란드에서 스칸디나비아 쪽으로 강수는 평년보다 많다. 반면에 중남부 유럽, 지중해, 그리고 중동의 일부 지역에서는 반대 특징을 보인다(Dickson et al, 2000). 심한 가뭄이 스페인과 포르투갈지역에도 나타나며(Hurrell, 2003), 터키쪽에서는 강물 유출이 NAO 지수와 뚜렷한 상관성을 갖는다(Cullen and deMenocal, 2000). 또한 NAO는 해양순환에도, 대서양의 담수 균형과 같은 NAO와 관련된 많은 효과들이 있으며(5장 참조), 지각과(4장 참조), 북대서양/유럽의 생물권의 많은 측면에 영향을 준다(IPCC 4차 보고서에 있는 실무그룹 II 참조).

3.6.5 남반구와 남반구환상모드

남반구에서 중,고위도 지역의 대기순환의 주요모드는 SAM으로 알려져 있다(그림 3.32참조). 그 SAM은 동서로 대칭인 구조를 가지고 있지만, 세 개의 동서방향 파동이 포함된 패턴을 갖는다. 또한 고위도와 중위도가 기압 또는 고도 편차가 반대의 부호를 가지고 변화한다. 그리고 그 변동성은 아극지역 서풍대의 변화와 관련이 있다. 강화된 남반구 해양(Enhanced Southern Ocean) 서풍은 SAM의 양의 위상에서 나타난다. SAM은 남반구 중위도순환 변동성에 여러 시간규모에서 중요하게 영향을 미친다(Hartmann and Lo, 1998; Kidson, 1999; Thomson and Wallace, 2000; Baldwin, 2001). Trenberth et al.(2005b)은 SAM이 월평균 전구질량장의 주요 EOF모드라는 것을 보였다. 이는 전체 변동성의 약10%를 차지한다. NAM과 마찬가지로SAM의 구조와 변동성은 주로 대기의 내부역학에 의해서 만들어진다. 그리고 SAM은 폭풍 경로와 제트류 변동성으로 설명할 수 있다(예, Hartmann and Lo, 1998; Limpasuvan and Hartmann, 2000; 박스 3.3). 극지역으로 향하는 에디 운동량속은 동서방향 평균 바람과 상호작용하여 중위도 서풍의 위도방향 변화를 유지하게 한다(Limpasuvan and Hartmann, 2000; rashid and Simmonds, 2004, 2005).

격자 재분석자료가 SAM의 시계열을 얻는데 이용되어 왔다. 특히 NRA(예, Gong and Wang, 1999; Thomson et al., 2000)과 최근에 ERA-40(Renwick, 2004; Trenberth et al., 2005b)가 이용되었다. 그러나 1979년 이전에 대하여 남반구 고위도지역의 기압에 대한 양의 오차는 두재분석자료 모두에 나타나며(Hines et al., 2000; Trenberth and Smith, 2005), 특히, SAM에서 보이는 증가경향이 너무 크다. Marshall(2003)은 관측소 자료를 토대로 SAM 지수를 정의하였다. 북부 남극반도의 라디오존데 자료에서 보이는 바와 같이, SAM 지수가 1960년대 초반에서부터 증가하는 경향이 있다는 것을 나타내며(그림 3.32), 순환 극 소용돌이의 강화 및 순환 서풍의 강화와 일치한다.

관측된 SAM 경향이 성층권 오존 파괴와 관련이 있는 것으로 알려져 왔다(Sexton, 2001; Thomson and Solomon, 2002; Gillett and Thomson, 2003). 그리고 SAM 경향은 온실가스의 증가와도 관련이 있다(Hartmann et al., 2000; Marshall et al., 2004; 9.5.3.3절 참조). Jones and Widmann(2004)는 100년 정도의 자료를 SAM의 대체자료를 통하여 재구성하였다. 그 자료는 최근 경향의 강도가 20세기에서조차도 전례가 없이 강하지 않을 수도 있다는 것을 말해준다. 또한 ENSO 변동성이 남반구 여름의 SAM에 영향을 줄 수 있다는 최근

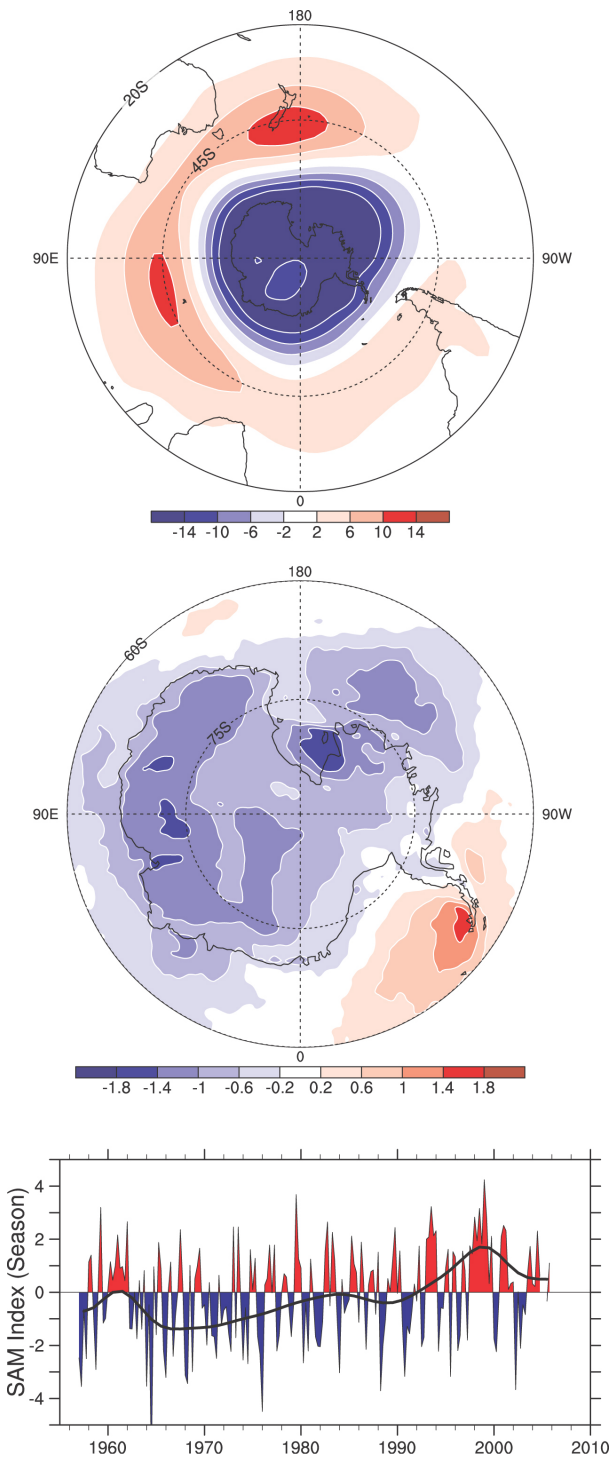


그림 3.32. (아래) 관측소자료로 계산한 SAM 지수의 계절값. 검은 곡선은 십년 변동을 나타낸다. (위) 850 hPa에서 계절 아노말리에 대한 SAM 시계열을 기초로 하여 회귀된 SAM 지오폠펠 고도패턴 (Thompson and Wallace, 2000)(중앙) 60°S의 남쪽에서 표시된 SAM 지수에서 단위 변화에 대한 23년(1982~2004) 지상온도(°C)의 회귀 변화. 0.4°C를 넘는 값은 1% 수준에서 유의하다(Kwok and Comiso, 2002b).

증거들이 발견되었다(예, L'Heureux and Thomson, 2006).

SAM의 경향은 연중 또는 여름과 가을에 통계적으로 유의하며(Marshall et al., 2004), 남극 온도경향에 크게 영향을 준다(Kwok and Comiso, 2002b; Thompson and Solomon,

2002; van den Broeke and van Lipzig, 2003; Schneider et al., 2004); 특히 반도지역에서 강한 여름철 승온과 나머지 지역에서 거의 변화가 없거나 냉각되는 모습을 보여준다(Turner et al., 2005; 그림 3.32참조). 파동성분에도 불구하고, 양의 SAM은 반도 서쪽의 저기압과 관련이 있다(예, Lefebvre et al., 2004). 이는 극쪽으로의 흐름을 유도하며 그 지역의 해빙의 가열과 감소를 이끌어 낸다(Liu et al., 2004b). Orr et al.(2004)는 이런 시나리오가 반도를 통과하는 따뜻한 해양성 기단이 많아지고, 이는 북동반구의 여름과 가을철에 승온현상이 많이 나타나는 것을 이끈다(12월-5월). SAM의 양의 경향은 극순환 골에서 더 많은 폭풍을 만들어 낸다(Sinclair et al., 1997). 그리고 그 경향은 눈속의 $\delta 180$ 수준에서 나타나는 해안지역에서의 남극 강수량에 크게 기여한다(Noone and Simmonds, 2002). SAM은 또한 남극지역(Genthon et al., 2003)과 남부 남아메리카 지역(Silvestri and Vera, 2003)의 강수량 공간분포에 영향을 준다.

남반구 해양시스템에서 SAM변동의 흔적은 남극 주위에 해면고도의 반응에서 나타나고(Aoki, 2002; Hughes et al., 2003), 드레이크해협을 통하는 남극순환 흐름의 변동에 의해서 나타난다(Meredith et al., 2004). 해양순환의 변화는 THC를 직접적으로 바꿀 수 있으며(Oke and England, 2004), Gille(2002)에서 기술했듯이 남반구 고위도에서의 관측된 온도 변화의 최근 패턴을 설명 할수도 있다.

3.6.6 대서양 수 십년 진동

관측기기를 통한 관측 기간(1850년 이후)에대하여, 북대서양 해수면온도는 0.4° 범위에서 65~75년 진동을 보여준다. 1930~1960년 까지는 따뜻한 위상이고 1905~1925년 그리고 1970~1990년 까지는 저온 시기를 보인다(Schlesinger and Ramankutty, 1994). 그리고 이러한 특징은 그림 3.33에 보이고 있고, AMO로 알려져 있다(Kerr, 2000). 1870부터 1900년 까지 고온시기의 근거(예, Enfield et al., 2001; Knight et al., 2005)는 경향을 제거하는 과정에서 생기는 인위적인 것으로 보인다(Trenberth and Shea, 2006). 주기성을 보면, 1990년대 중반 이후 따뜻한 위상으로 회복하는 것이 나타난다. 그리고 열대 대서양 해수면온도는 2005년이 최고값을 나타낸다. 관측기기에 의한 자료는 AMO의 오직 두 주기만 나타낼 수 있고, 그 시그널을 더욱 정당화하기 위해서는 대체 자료가 필요하다. 60년 또는 110년 이상의 주기에 대한 비슷한 진동이 과거 400년의 북대서양 고기후자료에서 보인다(Delworth and Mann, 2000; Gray et al., 2004). 관측과 모델 모의는 수 십년 변동의 주요한 원인으로 THC의 강도 변화

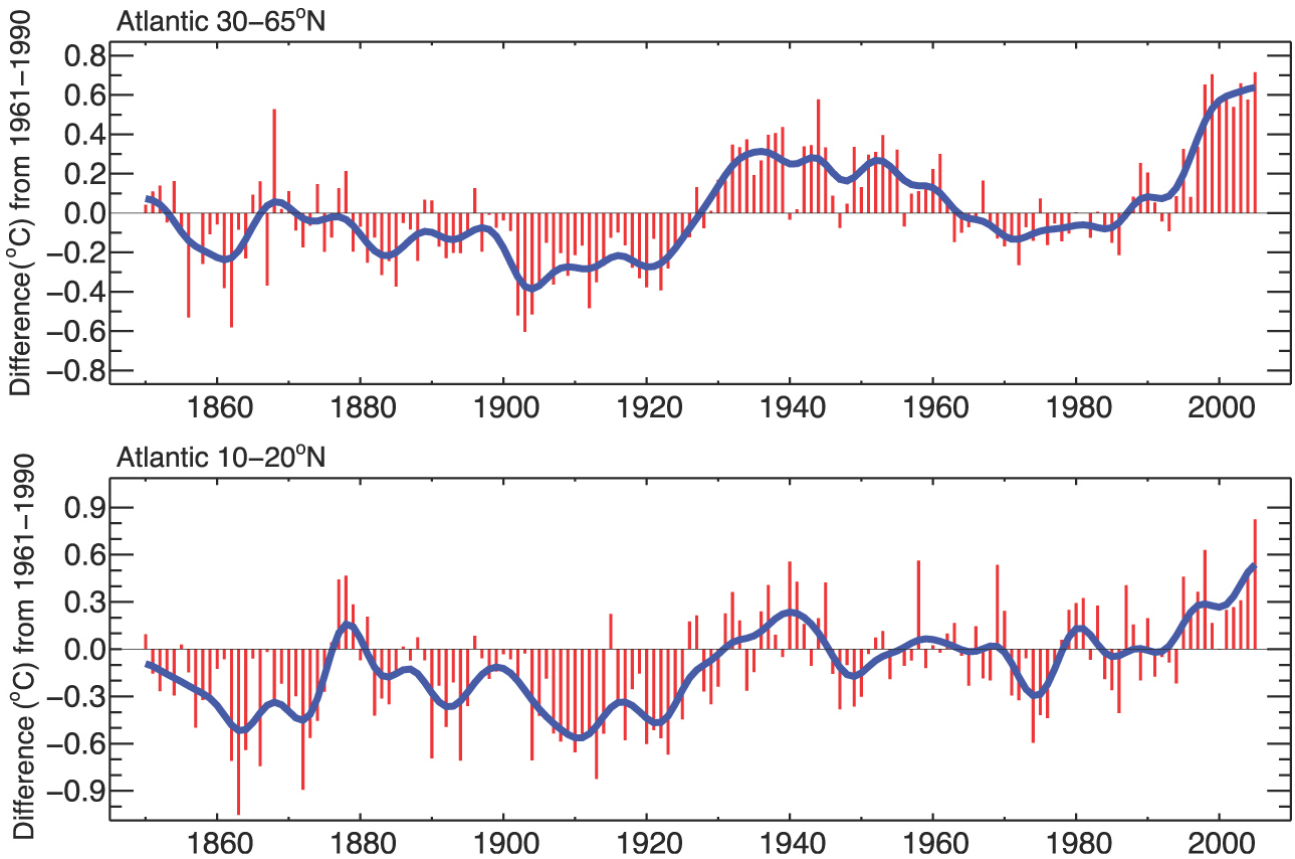


그림 3.33. 1850년부터 2005년까지 대서양 수 십년 진동 인자는 중위도 북대서양(30°N~65°N; 상단) 해수면온도의 경년 아노말리와 열대 대서양(10°N~20°N) 해수면온도 아노말리에 의해 대표된다. 두 시계열 모두 HadSST2(Rayner et al., 2006)로부터 만들어지고, 1961년부터 1990년까지 평균한 것과 관련이 있다. 파란 곡선은 십년 변동을 나타낸다.

에 있다고 제시하고 그 변동성에 대한 가능한 진동성분을 제안한다(Delworth and Mann, 2000; Latif, 2001; Sutton and Hodson, 2003; Knight et al., 2005). Trenberth and Shea(2006)는 북대서양 SST로부터 전구평균 SST를 제거함으로써 새로운 AMO 지수를 제안하였다. 그 지수는 2000년 이후 예전 지수보다 0.35°C 더 낮지만, 최근 상승의 많은 부분이 전구규모라는 것을 뚜렷하게 보여준다.

AMO는 북아메리카의 수년 강수량 편차와 관련이 있고, ENSO 원격상관을 변화시킨다(Enfield et al., 2001; McCabe et al., 2004; Shabbar and Skinner, 2004). 북대서양에서의 수 십년 변동은 대서양 태풍 형성에 큰 역할을 한다(Goldenberg et al., 2001; 3.8.3.2절 참조). 또한 수정된 AMO지수(Trenberth and Shea, 2006)은 북태평양 해수면온도가 최근에 1970년에서 1990년 동안보다 약 0.5°C 더 높다는 것을 나타낸다. 이는 그 기간 동안에 열대폭풍 활동을 약화 시키는데 AMO의 역할이 중요하다는 것을 의미한다. AMO는 사헬 가뭄, 캐리비안의 강수량, 북아메리카와 유럽의 여름철 기후, 그린란드해의 해빙, 남부 미국, 북대서양 및 남부 유럽의 해면기압에 대한 수 십년 변동의 원인이다(예, Venegas

and Mysak, 2000; Goldenberg et al., 2001; Sutton and Hodson, 2005; Trenberth and Shea, 2006). Walter and Graf(2002)는 NAO와 AMO사이의 변화하는 관계를 보였다. AMO의 음의 위상에서 북대서양 해수면온도는 NAO 지수와 강한 상관관계를 가지지만, AMO의 양의 위상에서는 아주 약하게 상관관계를 가진다. Chelliah and Bell(2004)은 AMO, PDO 그리고 겨울철 NAO와 관련하여 열대의 수 십년 변동패턴을 정의하였다. 이러한 진동들은 서부 아프리카 몬순지역, 열대 중태평양, 아마존지역, 그리고 열대 인도양지역에서의 열대 대류활동과 지상기온과 관련하여 변한다.

3.6.7 다른 지수들

앞에서 언급했듯이, 기후시스템에서 변동의 많은 패턴들(때로는 '모드' 라고도 한다)은 수년에 걸쳐서 이해해 왔지만, 극히 일부는 지역기후 변화를 이해하는 것과 관련하여 역학적으로 분명하고 뚜렷한 특징을 나타낸다. 이 절에서는 최근 과학계에서 관심을 받고 있는 두 가지 중요한 기후 시그널을 소개한다: 남극 극순환 파동과 인도양 이극모드.

3.6.7.1 남극 극순환 파동

남극극순환파동(Antarctic Circumpolar Wave; ACW)은 보통 남반구 고위도지역 대기-해양 시스템에서 약 4년의 주기를 갖는 변동패턴으로 묘사된다. 이 파동은 남극 해빙의 범위로 나타낼 수 있으며, 해수면편차, 해면고도, 평균해면기압 그리고 바람과 그 변화를 같이 한다(Jacobs and Mitchel, 1996; White and Peterson, 1996; White and Annis, 2004). 이러한 논의가 있는 후(White and Peterson, 1996), ACW에 대한 수많은 질문이 생겨났다: 수 십년 시간규모에서 ACW 모드의 유의성(Carril and Navarra, 2001; Connolley, 2003; Simmonds, 2003), ACW의 형성기작(Cai and Baines, 2001; Venegas, 2003; White et al., 2004; White and Simonds, 2006) 그리고 그 존재성(Park et al., 2004).

3.6.7.2 인도양 이극모드

인도양의 해수면온도의 경년변동에 대한 많은 부분은 인도양 이극모드(Indian Ocean Dipole)와 관련이 있다. 이는 인도양 동서모드 라고도 불린다(Indian Ocean Zonal Mode; IOZM; Saji et al., 1999; Webster et al., 1999). 이 패턴은 열대 SST의 동서경도를 통해 뚜렷해진다. 이 패턴은 북반구 가을철에 가장 분명하며 수마트라 섬 바깥쪽의 저온과 소말리아 서쪽으로 고온, 그리고 동시에 적도를 따라 동풍편차의 특징을 보인다. 동아프리카에 10월에서 12월까지 이차 강수 최대값의 강도는 양의 IOD현상과 강한 상관관계를 보인다(Xie et al., 2002). 최근의 여러 IOD 현상은 엘니뇨 현상과 동반하여 일어났었다. 그리고 IOD가 인도양 고유의 패턴인지 태평양의 ENSO에 의해서 만들어지는 지에 관하여서는 아직 논의가 진행중이다(Allan et al., 2001). 관측사상 가장 강한IOD현상은 1997년에서 1998년에 일어났다. 그 때 동아프리카에는 파국적인 흉수가 있었다. Trenberth et al.(2002b)은 인도양 SST가 태평양 ENSO 절정 이후 약 5개월 이후에 증가하는 경향이 있다는 것을 보였다. 몬순변동성과 SAM(Lau and Nath, 2004)이 IOD 현상을 일으키고 강화시키는데 중요한 역할을 하는 것처럼 보인다. 독립적인 IOD에 대한 한 논의에서 ENSO가 없는 1961년에 강한IOD모드가 있었다는 것을 얘기한다(Saji et al., 1999). Saji and Yamagata(2003)는 1958년에서 1997년까지 자료분석을 통하여 19개의 IOD 에피소드 중 11개가 보통 또는 강한 IOD 모드로서 ENSO와 관계없이 일어났다고 결론을 내렸다. 그러나 이는 Allan et al.(2001)에 의해 반박되었는데, 그들은 변화하는 자연상관성이 ENSO의 분명한 독립성을 제거한다는 것을 발견하였다. IOD와 ENSO의 지수에 근거하여 이들 상

관성의 십년변동성이 정리되었다(Clark et al., 2003). 수 십년 시간규모에서, ENSO의 수 십년 변동성과 관련한 SST패턴은 인도몬순 강수량패턴과 관련한 SST패턴과 매우 유사하다(Krishnamurthy and Goswami, 2000). 그리고 북태평양 수 십년 변동과도 유사하다(Deser et al., 2004). 이는 ENSO-몬순 시스템과 IOD 변동성을 변화시키는 결합기작이 존재한다는 이슈를 제기한다(예, Terray et al., 2005).

3.6.8 요약

원격상관의 십년 변동은 기후변화의 해석을 매우 어렵게 한다. TAR 이후, 소수의 원격상관 패턴이 중위도의 계절규모에서 수 년 규모의 변동성의 많은 부분을 설명해 왔다. 월 시간규모 에서는 SAM, NAM, NAO가 중위도에서 주요하다. 또한 NAM과 NAO는 서로 연관이 크게 있으며 SAM과 NAM은 십년 시간규모를 제외하고 많은 부분에 있어 독립적으로 보인다. 많은 다른 패턴들은 북반구에서NAM과 PNA의 조합에 의해서 설명될 수 있다. 남반구에서는 SAM과 PSA에 의해서 설명될 수 있다. 여기에 덧붙여 대기의 패턴들은 ENSO와 관계된 전구패턴에 의해서도 설명되어 진다. NAM/NAO와 SAM은 최근 5년을 제외하고 지난 30-40년 동안 양의 방향으로의 경향을 보인다(중위도 서풍의 강화). 북반구에서 이 경향은 폭풍경로, 강수량 및 온도 패턴과 관계가 있으며 남반구에서는 SAM 변화가 남극반도의 강한 승온과 남극 내륙 대부분의 냉각과 관련이 있다. 이 SAM의 증가하는 모습은 성층권 오존 감소와 온실가스의 증가와 연관이 되어 있다. 대서양에서도 수 십년 변동성은 분명하며, THC와 연관이 있는 것처럼 보인다. 이미 논의된 PNA 및 PSA와 같은 원격상관패턴은 십년변동성을 가지지만, 시스템적인 장기 변화를 가지지 않는 것으로 보인다.

ENSO는 과거 100년 동안 상당한 수 십년 변동성을 보여 왔다. 이는 PDO 혹은 IPO와 관련이 있다. ENSO의 시스템적 변화가 ENSO 전개의 다른 특징과 ENSO 활동의 강화의 측면에서 1976~1977년 기후전이 이후에 있었다. 북아메리카에서 ENSO 혹은 PNA와 관계된 변화는 대륙을 가로질러 대조적인 변화를 이끈다. 즉, 서쪽은 동쪽보다 더 따뜻하며 동쪽은 서쪽보다 더 구름이 많고 더 습하다. 인도양, ENSO, 몬순, 그리고 SAM 변동성은 적도 태평양 해수면온도의 동서경도와 관련되어 있다. 이는 적도를 따라 동풍편차와 관련이 있는데, 동아프리카와 해양 대륙에서 대조적인 강수량과 온도편차를 보인다. 적도 태평양 변동성은 대 대서양과 인도양과의 상호작용에 의해서 영향을 받으며, 중위도 북태평양 혹은 남태평양에 의해서도 영향을 받는다. 중위도 해양의 반

응은 시간규모가 커지고, 섭입, 소용돌이 변화 그리고 THC와 같은 과정이 역할을 하면서 더 중요해진다.

3.7 열대와 중위도 및 몬순의 변화

전구몬순시스템은 대륙과 인접한 해양의 몬순강수의 계절적인 변화와 밀접한 관계가 있는 뒤바뀌는 순환을 포함한다(Trenberth et al., 2000). 이는 헤들리순환, 열대수렴대(Inter-Tropical Convergence Zone; ITCZ)를 형성하는 열대 및 아열대지역의 질량장의 남북방향의 뒤바뀌는 흐름, 동서방향의 위커순환을 포함한다. 남태평양수렴대(South Pacific Convergence Zone; SPCZ)는 반영구적인 구름밴드가 코랄해에서 중위도 남태평양쪽으로 확장되어 존재한다. 반면에 남대서양 수렴대(South Atlantic Convergence Zone; SACZ)는 브라질의 남동쪽으로 더 일시적인 특징을 보인다. 이 때 습윤공기는 아마존에서 남대서양 쪽으로 수송된다(Liebmann et al., 1999).

열대 SST는 헤들리순환의 상승지역이 해양에서 어디에 위치하는 지를 결정한다. 그리고 헤들리세포에 의해 수송되는 에너지의 주요한 변동은 그 강도를 포함하여 ENSO와 관계되어 있다(Trenberth et al., 2002a; Trenberth and Stepaniak, 2003a). 엘니뇨 동안 상승된 SST는 ITCZ와 SPCZ의 대류증가와 적도 중태평양과 적도 동태평양으로의 재배치를 야기한다. 이 때, 인도네시아지역은 가뭄이 일어난다. 엘니뇨 동안 많은 아열대지역에서, 특히 태평양지역에서, 더 건조한 상황이 만들어지면서 위커순환의 약화와 헤들리순환의 강화가 일어난다(Oort and Yienger, 1996; Trenberth and

Stepaniak, 2003a). 3.4.4.1절에서 논의되었듯이 1980년대에 비해 1990년대에 적도지역에서 나가는 에너지의 양이 더 증가되었고 이는 더 빈번한 엘니뇨와 특히 1997~1998년 큰 엘니뇨와 관계가 있다. 그래서 이들 조건이 수 십년 변동에 중요한 역할을 한다(Gong and Ho, 2002; Mu et al., 2002; Deser et al., 2004). 여러 자료에서 헤들리 순환의 연구(Mitas and Clement, 2005)는 분석자료의 차이가 있고 위성관측 이전(1979)에 대해 알려진 문제점이 있다고 하더라도, 그 헤들리순환의 강화를 제안한다.

몬순은 일반적으로 적도와 아열대지역에서 지상 바람과 그와 관계된 강수량의 계절적인 반전으로 알려져 있다. 가장 강한 몬순은 남아시아 및동아시아, 북부 호주의 열대지역에서 나타나고, 일부 북부 및중앙 아프리카에서도 나타난다. 강수량은 가장 중요한 몬순 변수이다. 왜냐하면 관계된 잠열 배출이 대기의 순환을 유도할 뿐만 아니라 전구수문순환과 막대한 사회경제적 영향에 있어 매우 중요한 역할을 하기 때문이다. 그래서 여름에 강수가 집중되고 겨울에 건조한 강수량의 연중 변화가 뚜렷한 다른 지역이 지상 바람의 뚜렷한 계절변화가 없다고 하더라도 최근에 몬순지역으로 인식되고 있다(Wang, 1994; Webster et al, 1998). 후자의 지역은 멕시코와 미국 남동부, 그리고 남미와 남아프리카를 포함한다. 충분하고 믿을만한 장기 해양 관측이 없기 때문에 장기 변동성에 대한 분석은 주로 지상관측에 근거한 기기자료에 의존하고 있다.

몬순지역의 변동성이 종종 다른 지역에서의 순환과 상호작용의 결과로서 많이 나타나기 때문에 인접한 지역의 몬순 강도의 간단한 지수는 모순적인 결과를 나타내기도 한다(Webster and Yang, 1992; Wang and Fan, 1999). 인도네시아 주변지역과 서부 및 중부 아프리카, 중앙 아메리카, 남동아

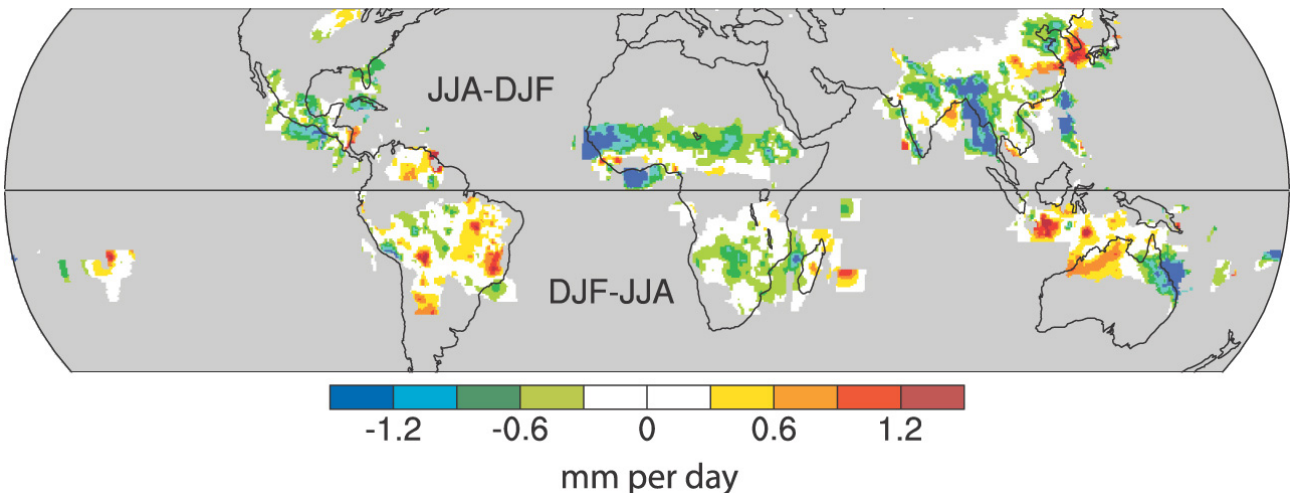


그림 3.34. 강수의 연평균 변화(1976~2003)-(1948~1975). 파란/초록(빨간/노란) 색은 몬순강수량의 감소(증가)를 나타낸다. 회색 영역은 해양에서 자료가 없는 부분을 나타내거나 연변화에서 유의하지 않은 영역을 나타낸다.PREC/L 자료(Chen et al., 2002; Wang and Ding, 2006).

시아, 그리고 호주 동부에서 강수량이 감소하는 경향은 1948년에서 2003년까지에서 나타난다(Chen et al., 2004; 그림 3.13참조). 반면에 미국과 북서부 호주에는 증가하는 강수 경향이 뚜렷하다(3.3.2.2절과 그림 3.14참조). 이는 Dai et al.(1997)의 결과와 잘 일치한다. NRA를 이용하여 Chase et al.(2003)은 1950년 이래 몬순순환의 감쇠와 1979년 이후에는 뚜렷한 경향이 없음을 발견하였다. 그러나 NRA에 근거한 결과는 관측시스템의 변화에 따른 인위적으로 만들어 질 수 있음을 간과해서는 안된다(Kinter et al., 2004).

두 강수량자료(Chen et al., 2002; GHCN, 3.3절참조)은 1976년에서 2003년, 1948년에서 1975년에 대하여 강수량의 대조적인 변화의 경우 북서 인도에서 약간의 차이를 보이지만, 매우 유사한 패턴을 보인다(그림 3.34참조). 연중범위(습한 계절 빼기 건조한 계절)의 뚜렷한 감소가 북반구 열대몬순지역에서 나타난다(예, 남동 아시아 및 중부 아메리카). 동아시아 몬순지역에서 이들 기간에 대한 변화는 양쯔강과 한국지역의 증가된 강수량을 포함하고 있으나, 황하강의 남부 지역과 북동 중국에는 감소되는 강수패턴을 보인다. 인도네시아-호주몬순지역에서, 이들 두 기간의 변화는 북서 호주 지역과 자바지역에는 증가된 강수량을 보이나, 북동 호주에서는 감소된 강수량을 보인다. 그리고 SPCZ가 북동쪽으로의 이동하는 특징을 보인다(그림 3.34참조). 그러나 동아시아, 인도네시아-호주 및 남아메리카의 여름철 평균강수량은 대부분 장기경향을 보이지 않는다. 그러나 매우 뚜렷한 정년 및 수 십년 변화를 보인다. 남아프리카 몬순지역에서는 강수 범위의 약한 감소가 있고(그림 3.34참조), 영역 평균한 강수량은 감소하는 경향을 보인다(그림 3.14).

몬순변동성은 대기-해양 상호작용과 지면과정(예, 눈덮힘 변동)과 같은 지역적인 요인에서 원격상관에 의한 영향 등(예, ENSO, NAO/NAM, PDO, IOD) 많은 요소들에 의해 변한다. 기후변화와 관계된 새로운 증거 중 하나는 대기 중 에

러러술의 증가가 대기와 지면의 지역적 가열의 변화를 통해 몬순발달에 있어 매우 큰 영향을 미칠 수 있다는 것이다(Menon et al., 2002; 박스 3.2와 2장 참조).

3.7.1 아시아

아시아몬순은 동아시아몬순, 남아시아몬순 혹은 인도몬순 시스템으로 나뉜다. 동아시아 몬순지역에서 대륙과 해양의 평균 해면기압 차이에 근거한 여름몬순지수를 보았을 때, Guo et al.(2003)은 동아시아 여름몬순의 시스템적 감소가 1951년에서 2000년 동안 있었다는 것을 발견하였다. 그 기간 중 앞부분에서는 더 강한 몬순이 지배적인 반면에 뒷부분에서는 상대적으로 몬순이 더 약하다. 이 동아시아 몬순지수의 장기적 변화는 동부 중국의 여름철 강수벨트의 남쪽으로의 이동에 대한 결과와 일치한다(Zhai et al., 2004). 그러나 그림 3.35는 헤들리 센터에서 새로 개발된 평균 해면기압자료(HadSLP2; Allan and Ansell, 2006)를 토대로 1920년대에서 약화된 경향이 있음을 보이며, 1850년대 이전으로 확장된 기간에 대해서는 나타나지 않고 1940년대 이전에 뚜렷한 십년 변동을 보인다.

아시아 몬순의 뚜렷한 변화는 ENSO의 변화(Huang et al., 2003; Qian et al., 2003)와 맞물려 1976-1977년에 나타난다(Wang, 2001). 그리고 대륙 강수량 감소는 남아시아에서 뚜렷하고 어느 정도 범위에서 남동아시아에서도 뚜렷하다(그림 3.14참조). Gong and Ho(2002)는 양쯔강 지역의 여름철 강수량의 변화가 남쪽으로의 강수량 이동에 기인한다고 제안하였고, Ho et al.(2003)은 특히 한반도 지역에서의 갑작스런 변화를 논의하였다. 이들은 북태평양 여름철 500 hPa 지위고도의 변화와 태풍경로의 변화에 같은 시기에 나타났다(Gong et al., 2002; 3.6.3절참조). 이는 북서태평양 아열대고기압의 확장, 강화 및남서쪽으로의 확장과 관계가 있다. 적도 중태평양과 적도 동태평양이 십년 정도의 따뜻한 기간에서 여름철 몬순 강수량은 양쯔강 부근에서 더 강화되고 북부 중국에서는 약화된다. 또한 강한 대류권 냉각경향이 동아시아 여름철에서 발견이 된다. 이 여름철 냉각과 동반하여 동아시아지역의 상층 제트류는 남쪽으로 이동하고 동아시아 여름 몬순은 약화된다. 이는 북부 중국의 가뭄과 양쯔강 유역의 홍수를 일으킬 수 있다(Yu et al., 2004b).

인도몬순 기간의 강수량은 6월부터 9월까지 나타나며, 연중 강수량의 약 70% 정도를 차지한다. 또한 인도몬순 강수량은 십년변동성을 갖는다. 관측연구를 통해 엘니뇨의 영향이 평년보다 약한 기간 동안 훨씬 강하며, 평년보다 높은 기간 동안은 라니냐의 영향이 훨씬 강하다(Kripalani and

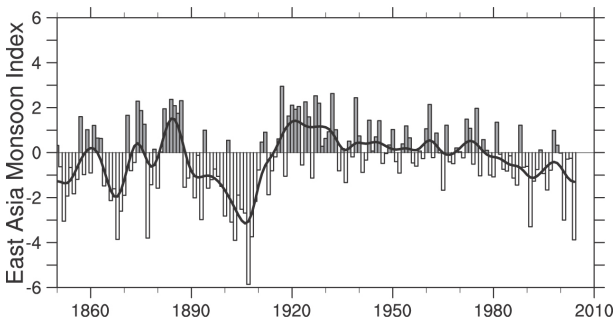


그림 3.35. 동아시아지역에서 대륙과 해양사이의 평균해면기압으로 유도된 동아시아 여름 몬순지수의 연시계열. 지수의 정의는 Guo et al.(2003)에서의 정의를 기초로 하지만 HadSLP2(Allan and Ansell, 2006) 자료에 기초하여 재계산되었다. 검은 곡선은 십년변동을 나타낸다.

Kulkarni, 1997b; Kripalani et al., 2001, 2003). 십년 문순변동에 의한 그런 엘니뇨 영향의 변화는 남동 아시아에서도 나타난다(Kripalani and Kulkarni, 1997b). 문순과 관련된 현상들(남아시아의 강수량, 동아시아의 강수량, 북반구순환, 열대 태평양순환) 사이의 연관성은 1890년과 1930년 사이에는 약화되었고, 1930년에서 1970년 사이에는 강화되었다(Kripalani and Kulkarni, 2001). 엘니뇨와 인도문순 강수량의 강한 음의 상관성은 1976년 이전이 더강하고 이후에는 상당히 약화되는 것을 보인다(Kumar et al., 1999; Krishnamurthy and Goswami, 2000; Sarkar et al., 2004). 이러한 변화는 대기순환에 있어 대규모적인 변화와 관계가 있다. 워커순환의 이동과 대륙-해양의 강화된 차이는 증가된 엘니뇨 활동의 효과와 반대방향으로 작용한다. Ashok et al.(2001)은 IOD(3.6.7.2절 참조)가 인도 강수를 바꾸는데 매우 중요한 역할을 한다는 것을 발견하였다. ENSO는 인도지역과 북동 중국에서의 대기순환과도 관련이 있다(Kinter et al., 2002).

3.7.2 호주

호주문순은 호주 대륙에서 북반구 3분의 1 정도 영역에 존재한다. 또한 호주문순은 일정한 지역에 나타나며, 일정한 연변화를 갖는다. 호주문순은 인도네시아 섬과 파푸아 뉴기니 섬 주변의 문순과 관련하여 연구되어 왔다. 호주문순은 강한 경년변동성 및 계절내 변동성을 보인다. 이는 ENSO의 영향, Madden-Julian진동(Madden-Julian Oscillation; MJO) 및 열대성저기압활동과 관련이 있다(McBride, 1998; Webster et al., 1998; Wheeler and McBride, 2005). 강수 기기자료를 사용하여 북부지역 약 18% 정도에 대해 전체 강수량은 1910년부터 1995까지 1970년대의 증가된 문순강수량에 기인하며, 이는 강수일수의 약 20% 증가와도 관련이 있다. 2002년까지 확장된 자료를 이용하여, Smith(2004)는 증가된 문순 강수량이 통계적으로 북부, 서부 및 중부 호주 지역에서 유의하다고 제시하였다. 북부 호주의 습한 계절 강수량(Jones et al., 2004)은, 2004-2005년을 추가하여(그림 3.36), 양의 경향을 보여주며 1970년대 중반과 2000년 부근에 상대적으로 습한 기간을 나타낸다(Smith, 2004참조). Wardle and Smith(2004)는 증가하는 강수경향이 대륙의 남부에서 해양의 변화와는 무관하게 지상기온의 변화와 일치한다. 호주 강수의 강한 십년변동이 그림 3.36에 보인다. 북동부 호주 강수량을 이용하여 Latif et al.(1997)은 강수량이 열대 태평양이 음의 해수면 편차를 가질 때(1950년대와 1970년대), 크게 증가한다는 것을 보였다. 이들 강한 관계는 강수 시계열(그림 3.36)이 IPO와 약한 상관관계(약 -0.2)를 갖는 만큼 호주문순 전체적으

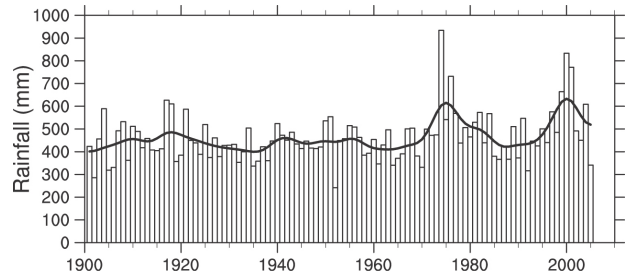


그림 3.36. 1900/1901년에서 2004/2005년까지 호주 북부(26°S 북쪽)의 우기(10월~4월) 강수량(mm)의 시계열. 각 막대는 여름철의 1월에 대응된다(예를 들면, 1990년은 1989/1990년의 여름이다). 검은 곡선은 십년변동을 나타낸다. Australian Bureau of Meteorology 자료.

로 확장되지는 않는다. 강수에 있어 장기 경향과 태평양 해수면온도가 모두 약수일 때, 그들의 경년관계의 반대 경향을 갖는다는 사실은 왜 상관성이 십년 시간규모를 가지고 약해졌는지를 설명할 수 있게 한다.

3.7.3 아메리카

북아메리카 문순시스템(North American Monsoon System; NAMS)은 멕시코 고원과 남서부 미국의 여름철 가열을 포함하여 해양-대륙의 차이에 의해서 만들어진다. 대규모적인 상층 고기압성 순환, 하층의 열 저기압, 그리고 동부 북 태평양의 차가운 층운 지역에서 서쪽으로의 강한 하강 지역의 특징을 갖는다(Vera et al., 2006). NAMS는 강한 계절적인 구조를 포함하고(Higgins and Shi, 2000), 6월에 남서 멕시코에서 빠른 문순 강우대의 시작하고 7월 및 8월에는 미국 남서쪽으로 북진하며, 9월과 10월에 점차적으로 쇠퇴하는 특징을 갖는다.

NAMS의 북부지역의 시작 시기는 6월 중순처럼 일찍 시작할 수 있고 8월 초순에서처럼 늦게 시작할 수 있기 때문에 상당한 경년 변화를 보인다. NAMS 변동성의 한 부분이 대규모 기후 조건들에 의해서 좌우되기 때문에 경년변동에서 수 십년 변동까지 일어날 수 있다. Higgins and Shi(2000)는 NAMS의 북부 영역이 PDO에 의해서 영향을 받을 수 있다고 제안하였고 그곳의 겨울철 강수편차는 이후 나타나는 여름철 북미 문순 조건과 높은 상관성을 갖는다.

남아메리카 문순시스템(South American Monsoon System; SAMS)은 남아메리카에서 남반구 여름철에 뚜렷하다(Barros et al., 2002; Nogues-Paegle et al., 2002; Vera et al., 2006). 이는 따뜻한 계절 강수에 대한 중요한 요인이다. 브라질 북부에서 나타나는 여러 강수경향(아마존과 남부 남미 지역에 대한 그림 3.14참조)이 북부 및 남부 아마조니아에서 관측되었다. 이는 양극 구조를 가지며(Marengo, 2004), SAMS의 남쪽으로는 이동을 암시한다.

이 결과는 Rusticucci and Penalba(2000)의 결과와 일치한다. 그들은 연중 강수량 진폭의 양의 유의한 경향이 있다는 사실을 발견하였다. 그 연중 강수량 진폭의 양의 경향은 라플라타 지역의 반건조 지대에서 장기적인 몬순체계의 변화를 나타낸다. 더욱이, 하층 제트의 평균 바람 속도는 아마존에서 남쪽 또는 남서쪽으로 수증기를 수송하는 SAMS의 한 성분으로서 양의 경향을 보였다(Marengo, et al., 2004). 양의 SST 편차는 서부 아열대 남대서양에서 SACZ 지역의 양의 강수량편차와 관련이 있다(Doyle and Barros, 2002; Robertson et al., 2003). Barros et al.(2000b)는 여름 동안 SACZ가 북쪽(남쪽)으로 이동하고 남쪽의 차가운(따뜻한) 해수면온도와 관련하여 더 강해(약해)졌다는 것을 발견하였다. 수렴지역은 부분적으로 적도 대서양의 SST의 경도를 포함하여 지상의 특징에 의해서 바뀔 수 있다(Chang et al., 1999; Nogues-Paegle et al., 2002). 그리고 그 지역은 동부 아마조니아와 브라질 북동부 강수량의 경년변동성을 바꿀 수 있다(Nobre and Shukla, 1996; Folland et al., 2001).

3.7.4 아프리카

TAR 이후, 다양한 연구는 ENSO와 인도양의 해수면온도가 동부 아프리카의 기후변동성의 주요한 원인이라는 것을 확인하였다(Goddard and Graham, 1999; Yu and Rienecker, 1999; Indeje et al., 2000; Clark et al., 2003). 더욱이 Schreck and Semazzi 2004)는 계절평균(OND) 강수량 자료를 이용하여 지역기후변동성의 중요한 패턴을 연구하였다. ENSO와 관계된 공간 패턴과는 대조적으로, 그들 분석에 기초한 경향패턴은 동부 아프리카의 북동부지역(에티오피아, 소말리아, 케냐, 그리고 북부 우간다)에서의 양의 강수량편차를 보인다. 그리고 남서부 지역(탄자니아, 콩고 공화국의 남부지역, 그리고 남서부 우간다)는 반대 경향을 보인다. 이들 시그널은 최

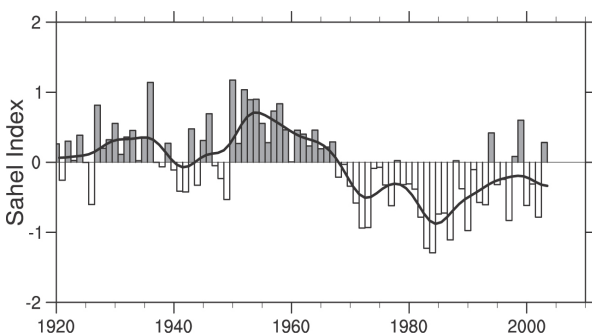


그림 3.37. 1920년부터 2003년까지 사헬(10°N-20°N, 18°W-20°E) 지역 강수량(4월~10월)의 시계열 격자로된 정규 관측소자료의 아노말로로부터 유도되고 영역 가중치를 사용하여 평균(Dai et al., 2004a). 검은 곡선은 십년변동을 나타낸다.

근에 유의하게 증가하였다. 북동부 아프리카 지역에서의 증온은 우기의 이른 시작 그리고 남부 지역에서는 늦은 시작과 관련한다.

서부 아프리카 지역은 강수량에서 뚜렷한 수 십년 변동성을 보인다(예 Le Barbe et al., 2002; Dai et al., 2004b). 1950년대와 1960년대에는 습한 조건이 나타나고, 1970년대, 1980년대, 1990년대에는 건조한 조건이 나타난다. 1970년에서 1990년 동안 지역적인 강수의 부족은 상대적으로 넓은 영역에 걸쳐 일정하다. 이는 정점이 나타나는 강수의 공간분포가 이동했기 때문에 나타나고(Le Barbe et al., 2002), 사헬에서의 정점 몬순기간과 약 9°N 남쪽으로 첫 번째 우기 동안 강수이벤트 수가 줄어드는 것과 연관되어 있다. 많은 다른 지역을 포함하여 사헬지역에서 줄어드는 강수량과 심한 가뭄들은 20세기의 과거 30년 동안 일어났다(그림 3.37). Dai et al.(2004b)은 1920년부터 2003년까지 갱신된 정규화된 사헬 지수를 제공하였는데(그림 3.37), 1982-1983년 엘니뇨 기간 동안 강수량은 약 506 mm의 장기 평균 밑으로 170 mm인 최소값에 도달하였다. 1982년 이래 회복되는 추세가 좀 보이거나(그림 3.13의 아래 패널참조), 과거 십년의 평균값은 과건 1970년 이전의 값보다 훨씬 아래에 있다. 연구자들은 수 십년 진동이 전보다 1980년 후반 이후에 훨씬 더 빈번하고 강하게 일어난다고 얘기하고 있다.

ENSO는 서아프리카몬순에 영향을 주고, 사헬 강수량과 ENSO의 상관계수는 여름철 동안 1945년과 1993년 사이에 크게 변한다(Janicot et al., 2001). 상관성은 항상 음의 값이나 1960년대에서 1970년대에는 유의하지 못할 정도의 작은 값을 갖는다. 그 때 열대 대서양의 역할은 상대적으로 중요하다. 엘니뇨가 큰 영향을 미치는 해들은 서아프리카 지역의 강수량과 같은 부호를 갖는 경향을 보인다. 반면에 열대 대서양이 좀더 중요한 해들은 이극패턴이 나타나는 경향이 있다. 이때 사헬과 기네아 연안은 반대 부호의 강수량 편차를 보인다(Ward, 1998). Gianini et al.(2003)은 강수량의 경년변동과 십년변동 모두 해양강제력에 대한 아프리카 여름몬순의 반응으로 나타나고, 지면-대기의 상호작용에 의해서 강화된다고 제시하고 있다.

아프리카의 다른 지역이 통계적으로 유의하게 몬순순환의 약화가 나타나는 반면, 남부 아프리카 강수량의 장기분석은 우기 때에(JFM) 특별한 경향성이 없음을 보여준다(Fauchereau et al., 2003). 강수량의 감소는 20세기에서 가장 건조했던 1986년에서 1995년의 더 짧은 기간에 대해서는 분명하다. New et al.(2006)은 평균 강수량의 감소와 건조기(연속적으로 건조한 날의 수)의 길이가 증가하는 것을 1961년에서 2000년에 대하여 제시하였다.

3.7.5 요약

수 십년 규모에서의 변동성은 몬순시스템에 크게 영향을 준다. ENSO와 연관된 강한 경년변동성은 헤들리순환과 워커순환, ITCZ와 몬순을 변화시킨다. 많은 몬순시스템에서 몬순강수의 변화와 관련된 십년변동에 대한 증거들이 많이 있다. 경향에 대한 자료의 불확실성이 있지만, 특히 1976~1977년 기후전이에서 그러한 증거들은 분명하다. 어떤 몬순들은 특히 동아시아 몬순시스템은 한 지역에서 증가하고 다른 지역에서 감소하는 이극패턴 변화를 과거 50년 동안 보여준다.

3.8 극한현상의 변화

3.8.1 배경

극한현상에 있어 그 빈도수와 강도가 인간활동의 영향으로 바뀔 수 있다는 사실이 많은 관심을 받고 있다. 기후변화는 이들이 많은 정도로 고려 대상인 시스템에 의존하더라도 극단적인 현상의 영향을 통해 많은 부분 인식될 수 있다. 실무그룹 II가 IPCC 4차 평가보고서에 기여한 부분참조. 기술적인 발전은 극한현상이 일어나는 수 시간 이내 세계의 많은 부분에서 극한현상에 사람들이 알 수 있게 해준다. 뉴스에 보이는 사진들은 날씨와 관계된 극한현상의 빈도가 증가되고 있고, 증가되는 지에 대한 여부를 알려준다. 극단적인 날씨의 사회와 생태계가 그것에 효과적으로 대응할 수 없을 때, 재앙이 될 수 있다. 인간의 취약성(증가하는 인구수와 위험지역에 대한 성질의 발전에 기인한)은 위험을 증가시키고 있다. 반면에 인간의 노력(정부에 의한)은 가능한 효과들을 완화시키려고 하고 있다.

이 절에서 극한현상의 평가는 장기 관측자료에 기초를 두고 있다. TAR에서 제시된 바와 같이 극한현상은 특정한 기상요소에 대한 통계모델에 근거한 드문 현상과 관련이 있다. 그리고 그 극한현상의 변화는 복잡한 방식으로 평균과 분산의 변화와 연관성을 갖는다. 어느 정도의 시간 및 공간규모에서 극한현상의 변화는 예를 들어, 전구에서 극단적으로 따뜻한 해가 일부 지역에서 강한 강수강도를 가질 수 있다. 다른 예들은 박스 3.6에 나와있다. 이를 전체범위로 확장하기 위하여 자료들은 일평균 또는 더 짧은 시간규모의 자료가 요구된다. 그러나 관측자료의 한계 때문에 극단적인 현상의 타입을 분석하는데 제한적일 수 밖에 없다. 더 희귀하게 일어나는 현상에 대해서는 장기적인 변화를 얘기하기에 매우

어렵다. 왜냐하면 극 소수의 경우만 있기 때문이다(Frei and Schar, 2001; Klein Tank and Konnen, 2003). 극한현상의 변화를 알기 위해서는 분석기술이 중요하다(Zhang et al., 2004a; Tromel and Schonwiese, 2005). 통계적인 문제점을 극복하기 위해서, 극값의 경향분석은 주로 표준 또는 보통의 극한현상을 기술하는 확실한 통계량에 초점을 맞춘다. 퍼센트 방법으로, 특정한 기간에(일반적으로 1961~1990년), 특정한 시간에 대해 1~10% 사이에 일어나는 현상을 극한현상으로 말한다. 다른 방식으로 기술하지 않는다면, 이 절은 이들 극한현상에 초점을 맞춘다.

육지에서 일평균 온도와 강수량 극한값의 전구연구(예 Frich et al., 2002; TAR참조)는 자료의 부족과 결측지역이 많다는 것에 어려움을 겪고 있다. 전구의 많은 부분에서 일평균의 해상도를 가지고 수 십년 동안 일정한 관측기록이 부족하다는 것이 주요 이유이다(GCOS, 2003). 더욱이 존재하는 자료마저 관측시스템의 변화 또는 UHI 효과 때문에 비균질하다(DeGaetano and Allen, 2002; Vincent et al., 2002; Wijngaard et al., 2003). 이들은 특히 극한현상의 이해에 영향을 준다. 왜냐하면, 극한현상의 변화가 종종 평균값 보다 비균질 기후자료에 민감하게 일어날 수 있기 때문이다(부록 3.B.2와 3.B.4참조). 열대 및 중위도 폭풍의 빈도수와 강도에 대한 장기 변화를 평가할 때 일정한 관측시스템 역시 중요한 문제이다. 토네이도, 우박, 폭풍, 먼지 폭풍과 같은 심각한 지역적 기상현상의 변화에 대한 관측적인 증거를 확보하기 위해서 많은 어려움이 동반된다. 극한현상의 경향성 분석은 분석기간에 매우 민감하다. 예를 들어, 예외적으로 더운 2003년 여름 유럽의 기후를 포함하는 것은 기간이 짧은 경우 결과에 매우 크게 영향을 줄 수 있다.

TAR 이후, 관측자료의 상황은 앞으로도 많은 노력이 필요하겠지만 많이 좋아졌다(예, GCOS, 2004). 새롭게 구성된 지역 또는 대륙 규모의 장기간을 포함하는 일평균자료가 유용하다. 이는 더 밀도 높은 관측 네트워크, 시간적으로 빈번한 관측, 그리고 많은 국가의 노력에 기인하는 것이다. 더욱이, 일반적인 정의로 극값에 대한 표준지수의 체계적인 사용은 일평균 온도와 강수 극값에 대한 전례없는 변화 양상을 제공해준다(Alexander et al., 2006; TAR에서 제공된 Frich et al., 2002의 결과를 갱신함).

선택적으로 자료출처와는 무관하게 재분석이 극값 변화를 이해하기 위해 이용되었다. 공간적으로 시간적으로 완벽하지만, 어떤 종류의 극값들은 잘 나타나지 않는다(Kharin and Zwiers, 2000). 그리고 재분석에서는 믿기 어려운 경향값들이 보여진다(특히 적도와 남반구에 대해서). 이러한 것들은 1979년 위성관측 이전에 대해 여전히 문제점으로 남아있다

(Marshall, 2002, 2003; Sturaro, 2003; Sterl, 2004; Trenberth et al., 2005a). 예를 들어, Bengtsson et al.,(2004)는 분석된 지구 운동에너지가 1979년에 약5%가 올랐다는 것을 발견했다. 이는 해양을 포함한 향상된 위성관측자료가 포함된 직접적인 결과로 나타난다. 그 위성관측자료는 선박이 거의 다니지 않은 남반구의 해양의 폭풍활동분석에 크게 영향을 줄 것으로 기대하고 있다.

이 절에서는, 극한현상에 대한 변화의 증거들을 평가한다. 특히 온도, 강수량, 열대 및 중위도저기압, 그리고 심한 지역적 날씨 사상에 대해서 논의한다. 대부분의 극값 연구는 보통 1950년 이후의 기간에 대해서 다루지만, 1979년 이후 최근 수 십년 동안에 더 중점을 둔다. 또한 일부 지역에 대해 더 긴 기간의 자료가 존재하기 때문에, 최근의 이벤트에 대해 더 긴 기간에 대해서 연구를 가능하게 할 수 있다. 이 절은 대부분 일평균 날씨 요도들에 대한 관측적 변화를 다룬다. 대부분의 과정은 TAR 이후에 만들어졌다. 가뭄(극한현상으로 다루어짐)은 3.3.4절에 제시되지만, 이상기후의 더 장기간에 연관되어 있다.

3.8.2 변동성 혹은 극한현상의 변화에 대한 증거

3.8.2.1 온도

20세기에 온도의 극값에 대해, TAR는 대부분의 중고위도 지역에서 서리가 내리지 않는 날들이 증가하고, 월평균 또는 계절평균 저온도의 빈도수가 감소하며, 극단적인 온도증가의 빈도수가 약간증가하는 것에 주목하였다. 더욱이, 연중 온도차이가 감소하고, 서리일수가 지속적으로 줄어들며, 지구 대부분에 걸쳐 열대야의 일수가 증가하는 것에 대한 증거들이 제시되고 있다.

관측적 경년변동성(계절평균의 표준편차 같은)에대한 증거는 여전히 부족하다. Scherrer et al.(2005)는 중유럽에서 계절평균 온도의 표준화된 분포 변화를 연구하였다. 그 결과 그들은 온도 변동성이 1961~2004년까지 여름(겨울)에는 약간증가(감소)가 있다는 것을 발견하였다. 그러나 이들 변화는 통계적으로 유의하지 못하다. 일평균 시간규모에서 지역적인 연구는 남아메리카(Vincent et al., 2005), 중앙 아메리카와 북부 남아메리카(Aguilar et al., 2005), 캐리비안(Peterson et al., 2002), 북아메리카(Kunkel et al., 2004; Vincent and Mekis, 2006), 북극(Groisman et al., 2003), 중부 및 북부 아프리카(Easterling et al., 2003), 남부 및서부 아프리카(New et al., 2006), 중동(Zhang et al., 2005), 서유럽 및 동아시아(Kiktev et al., 2003), 호주 및 남동아시아(Griffiths et al., 2005), 중국(Zhai and Pan, 2003) 그리고 중앙 및 남부

아시아(Klein Tank et al., 2006)에 대해 이루어졌다. 그들은 온도분포의 관측적 변화가 종종 더 복잡하다고 하더라도 모두 극한현상의 변화패턴이 지구온난화와 관련되어 있다는 것을 보여준다. 더욱이, 낮과 밤에 온도 극값에 대해 고르지 않는 경향이 관측된다. 남부 남아메리카에서 따뜻한 밤의 빈도수가 뚜렷하게 증가하고 추운 밤의 빈도수가 감소하는 경향이 발견되었다. 그러나 일최대온도에 기인한 지수들에서는 일정한 변화를 보이지 않았다. 중앙 아메리카와 북부 남아메리카에서는 최소 및 최대 온도의 극값이 모두 증가하였다. 낮과 밤 둘 다 따뜻해지는 것이 다른 지역에서도 발견된다. 호주와 남동 아시아의 경우 최대 및 최소 온도에 대해 교외의 관측에서 나타난 분명한 분포의 변화는 평균의 변화, 분포의 변화를 포함하나 표준편차에는 유의한 변화가 나타나지 않았다(Griffiths et al., 2005). 도시지역인 경우는 표준편차의 유의한 변화가 발견되었다. 이 결과는 최소온도에 대해서도 뚜렷하다.

소수의 다른 연구들은 온도분포의 양 극단의 상호 변화에 대해서 고려한다. Klein Tank and Konnen(2003)은 표준지수를 이용하여 유럽에 대해 그런 변화를 분석하였다. 그리고 일최소와 일최대 온도분포에 대해 연중 따뜻한 극한현상의 수가 추운 극한현상의 수(최소 10%)의 감소에 해당하는 것에 비해 과거 25년 동안 2배로 빠르게 증가했다는 것을 발견하였다. Moberg and Jones(2005)는 일최소 및 일최대 온도분포의 양극단(90% 및 10% 백분율로 정의)이 유럽지역 겨울철에 20세기에 걸쳐 전반적으로 증가하였다, 특히, 여름철에는 최소온도의 상승이 뚜렷하였다. 더 긴 기간에 대하여 Yan et al.(2002)는 19세기 후반까지 유럽과 중국의 따뜻한 극한현상이 감소하고, 그 때 이후로는 여름철에 특히 추운 극한 이상현상이 감소하며, 1961년 이후에만 따뜻한 극한 이상현상이 증가하는 것을 발견하였다. Brunet et al.(2006)은 1894~2003년의 스페인 자료를 분석하여, 추운날 일수의 감소와 더운날 일수의 증가가 분명하다는 것을 발견하였다. 그러나 1973년 이후, 특히 지중해 연안에서 따뜻한날 일수의 증가는 매우 급속도로 이루어지고 있다. Beniston and Stephenson(2004)은 스위스에서 일평균 온도의 극값의 변화가 일평균온도의 평균과 분산 모두의 변화에 기인한다고 보였다. Vincent and Mekis(2006)는 1900년에서 2003년까지 캐나다에서 지속적으로 줄어드는 추운 밤과 추운 날들, 더 극단적으로 따뜻해지는 더운 밤들과 더운 날들의 증가를 발견하였다. Robeson(2004)은 최소 일 최대온도의 뚜렷한 증가가 서부 와 중부 북아메리카에서 존재한다고 발견하였다. 아르헨티나에서는 1959년에서 1998년까지 최소온도의 강한 양의 변화가 열대야의 증가와 관련이 있다는 것이 제시되었다 그들은 역

시 추운 날들의 감소와도 관계가 있다(Rusticucci and Barrucand, 2004).

Alexander et al.(2006)과 Caesar et al.(2006)은 이러한 모든 지역적인 결과들을 모아, 1946년 이후 기간에 대해 일반적인 지수와 자료를 재구성하였다. 전구 육지지역의 약 74%가 추운 밤의 일수가 유의하게 감소하고, 약 73%가 더운 밤의 일수가 유의하게 증가한다는 것을 보였다(표

3.6, 그림 3.38, 그리고 FAQ 3.3). 이들은 일최저기온이 전 지구적으로 양의 방향으로 이동하는 것을 의미한다. 추운날과 더운날 일수의 변화 역시 그 크기는 작지만 온난화를 보여준다. 이는 일최대온도 보다 일최소온도가 더 증가하는 것과 일치하는 결과이다. 또한 이러한 사실은 1951년 이후 일교차의 감소를 이끈다(3.2.2.1과 3.2.2.7절 참조). 네 개의 극값 지수들의 변화는 일최소온도의 분포와 일최대온도의 분포가 이동했을 뿐만 아니라 그 모양도 변화했음을 보여준다. 추운 날과 더운 날 수에 대한 지수는 정규분포에 맞게 거의 똑같이 변화하였다. 이는 추운 쪽의 분포가 더운 쪽 보다 과거 50년 동안 더 따뜻해졌다는 것을 의미한다. 과거 25년 자료에 근거하였을 때는 그러한 모양의 변화가 보이지 않는다(표 3.6).

3.8.2.2 강수량

강수량 변화에 대한 개념적 기반은 Allen and Ingram(2002)와 Trenberth et al.(2003; 3.3절과 FAQ 3.2참조)에 의해 주어졌다. 강수의 형태, 양, 빈도수, 강도 및 지속시간 변화율이 이슈가 된다. 대기 수증기의 증가(3.4.2절 참조)는 강도의 증가를 암시하지만 지표면(육지와 해양)에서 전체 증발량이 변하지 않는다면 빈도수나 지속시간은 감소할 것이다. TAR는 집중호우의 빈도수가 중고위도에서 통계적으로 유의한 수준에서 2-4% 정도 증가할 것이라고 기술하고 있다. 그 때 이후로 강수의 극값의 변화에 대한 관측적 증거가 잘 확보되고 있다. 많은 분석은 20세기 후반의 강수 통계값들이 수 년에서 수 십년의 시간규모를 가지고 있고, 경향이 공간적으로 불균질하다는 것을 나타낸다(Manton et al., 2001; Peterson et al., 2002; Griffiths et al., 2003; Herath and Ratnayake, 2004). 20세기의 후반부에서는 유럽지역 다수의 관측소에서 비오는 날(강수량 1 mm 이상인 날 75%에서 95% 백분율을

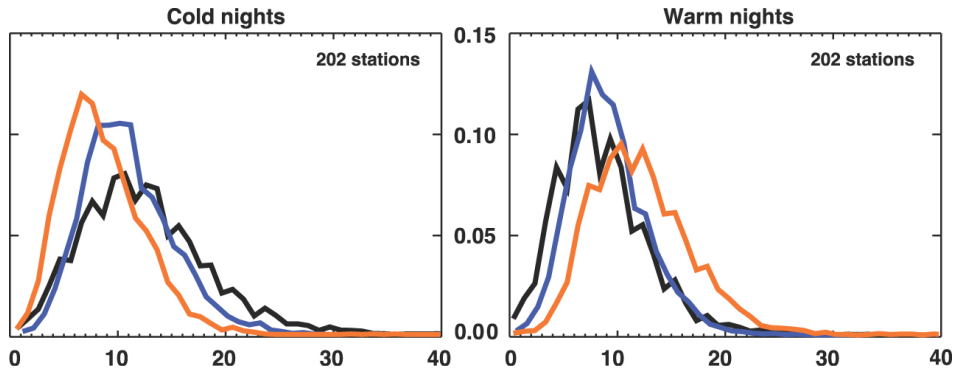


그림 3.38. 1901년부터2003년까지 세 기간 사이의 최소 80%의 완벽한 자료가 있는 202개의 전구 관측소에 대한 온도지수의 분포함수 1901~1950(검은색), 1951~1978(파란색), 1979~2003(빨간색). x 축은(왼쪽) 표시가 차가운 밤이 10% 미만이거나(오른쪽) 따뜻한밤이 90% 이상 있는 해 동안의 시간의 백분율. Alexander et al.(2006).

초과하는 날)들의 수가 증가하는 경향을 보이는 것이 분명하다(Klein Tank and Konnen, 2003; Haylock and Goodess, 2004). 이와 유사하게 인접한 미국에 대해, Kunkel et al.(2003)과 Groisman et al.(2004)은 이전의 결과들을 확인하고 집중호우(상위 5%)와 초집중호우(상위 1%)가 각각 14%, 20% 증가했다는 것이 통계적으로 유의함을 증명하였다. 이들 증가의 많은 부분은 20세기의 마지막 30년 동안에 주로 이루어졌다. 이러한 특징은 미국 동부지역에서 더 분명하다. 여기에 덧붙여, 유럽과 미국에서 강수 극값의 상대적인 증가가 평균강수의 증가보다 크다는 새로운 증거가 있다. 이는 집중호우의 증가가 전체강수에 많은 부분을 차지한다는 것을 의미한다(Klein Tank and Konnen, 2003; Groisman et al.,

표 3.6. 10%와 90%로 측정된 온도와 강수의 값에 대한 전구경향성(1961~1990). 5% 신뢰구간과 95% 유의수준을 가진 경향성(굵은 글씨 <1%는 REML에 의해 예측되었고, 이는 선형경향에 대해 자료가 부족한 연속 상관을 허용. 수치는 %/decade 이다(Alexander et al., 2006).

계열	경향(%/decade)	
	1951~2003	1979~2003
TN10: 가장 추운 십분율 아래의 최저온도의 빈도 백분율	-1.17 ± 0.20	-1.24 ± 0.44
TN90: 가장 따뜻한 십분율 이상의 최저온도의 빈도 백분율	1.43 ± 0.42	2.60 ± 0.81
TX10: 가장 추운 십분율 아래의 최고온도의 빈도 백분율	-0.63 ± 0.16	-0.91 ± 0.48
TX90: 가장 따뜻한 십분율 이상의 최고온도의 빈도 백분율	0.71 ± 0.35	1.74 ± 0.72
PREC: 연 총강수량에 대해 아주 습한 날(95% 이상)의 기여도 백분율	0.21 ± 0.10	0.41 ± 0.38

2004).

연평균 강수량의 감소에도 불구하고, 집중호우 비율의 증가는 지중해의 많은 부분에서도 나타난다(Alpert et al., 2002; Brunetti et al., 2004; Maheras et al., 2004). 더욱이 Kostopoulou and Jones(2005)는 지중해 중심(이탈리아)에는 증가하고 발칸반도에는 감소하는 집중호우의 대조적인 경향을 보였다. 남아프리카, 시베리아, 중부 멕시코, 일본, 미국의 북동부 지역에서, 집중호우의 증가가 관측이 되나, 전체 강수량이나 강수일수는 뚜렷한 변화가 없다(Easterling et al., 2000; Fauchereau et al., 2003; Sun and Groisman, 2004; Groisman et al., 2005).

최근 많은 수의 지역적 연구가 이루어졌다. 특히, 남아메리카 남부(Haylock et al., 2006), 중부 아메리카 및 남아메리카 북부(Aguilar et al., 2005), 남부 및 서부 아프리카(New et al., 2006), 중동(Zhang et al., 2005), 그리고 중부 및 남부 아시아(Klein Tank et al., 2006) 지역에 대한 연구가 이루어졌다. 남아메리카 남부에 대해 1960년과 2000년 사이의 극값에 대한 경향패턴은 일반적으로 전체 연강수량에 대한 것과 같다(Haylock et al., 2006). 다수의 관측소는 더 습한 조건으로의 변화를 보여주는데, 이는 일반적으로 1976/1977년 이래 SOI의 낮은 값과 관련이 되어있다. 또한 페루 남부와 칠레 남부는 예외적이다. 그곳의 강수는 오히려 많은 강수지수에서 감소하는 경향을 보인다. 후자의 지역에서, ENSO의 변화는 대륙 기압골의 약화를 이끌고, 그 결과 폭풍경로의 남하를 유도한다.

이는 강수량경향에 매우 중요한 영향을 미친다. 중앙 아메리카와 남아메리카 북부에는 전체강수량의 뚜렷한 변화가 존재하지 않는다(그림 3.14참조), 그러나 강수강도는 적도 대서양의 해수면온도와 관련하여 증가하였다. 남부 및 서부 아프리카와 중동 지역에서는 여러 강수지수에 대해 통계적으로 유의한 어떤 경향성을 보이지 않는다. 중앙 및 남부 아시아에서는 강수 극값이 전체 강수량에 비해 약간의 변화가

Trend 1951 - 2003 contribution from very wet days

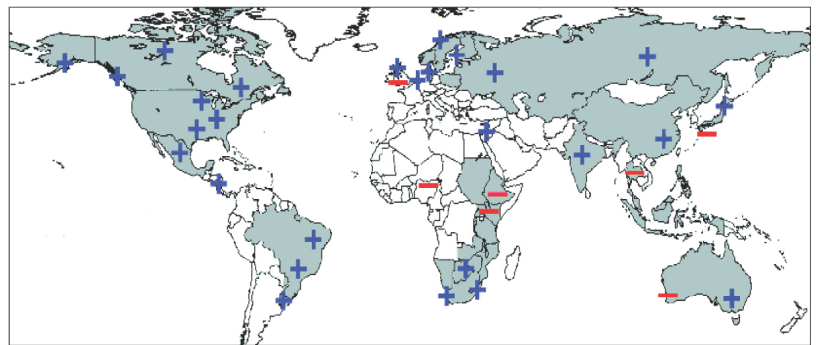
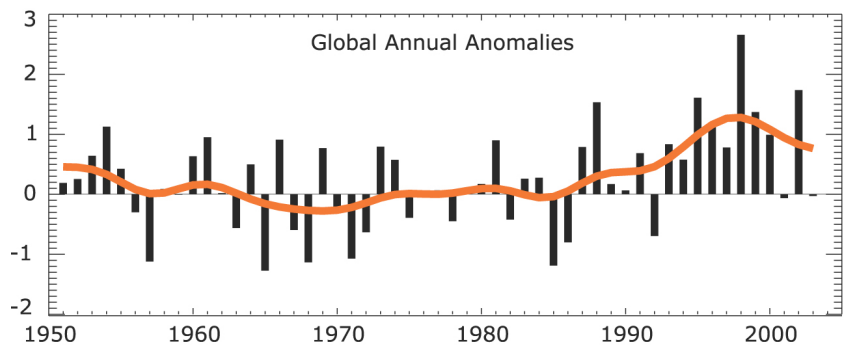
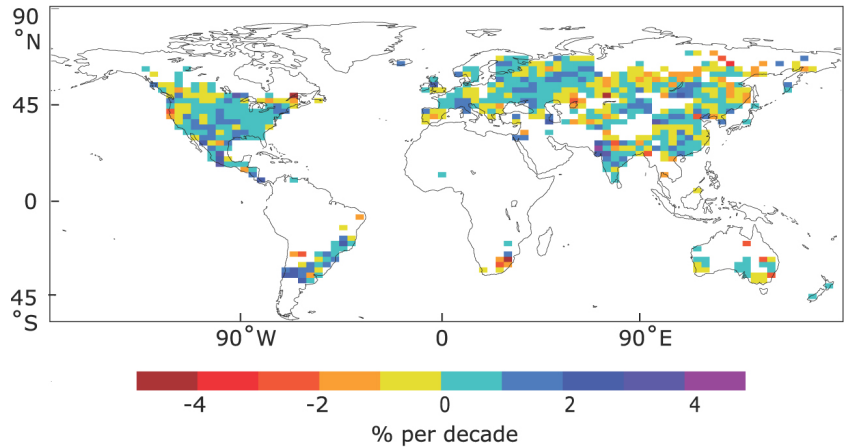


그림 3.39. (위) 매우 습한날(95%)의 연 총강수량에 대한 기여도의 1951년부터 2003년까지 관측된 경향성(%/10년). 경향성은 최소 40년 동안 전체 혹은 95%의 자료가 있거나 최소 1999년까지 자료가 있는 곳에서만 계산되었다. (중앙) 22.5%의 기본기간평균에서 아주 습한날의 기여도의 백분율 변화로 정의된 전구시계열(1961~1990)의 아노말리. 주황색 곡선은 십년변동을 보여준다. Alexander et al.(2006)(아래) 과거 십년동안 집중호우의 불균형 변화 지역은 연/계절 강수의 변화와 비교하여 증가(+) 혹은 감소(-)함으로써 기록되었다(Groisman et al., 2005 경신). "heavy" 와 "very heavy" 강수로 정의되는 경계는 계절과 지역에 따라 변화한다. 그러나 집중호우 주기의 변화는 총강수량의 변화보다 항상 크고, 어떤 지역에서는 집중/초집중호우의 변화가 없거나 혹은 오히려 총강수가 감소할 때 증가한다.

있다. Sen Roy and Balling(2004)는 인도에서 지역적이 증감이 있지만, 많은 시계열 중 3분의 2가 강수 극값의 증가경향을 보여준다는 것을 발견하였다.

Alexander et al.(2006)은 강수량에 대한 극값 지수를 정리하였다(3.8.2.1절은 온도에 대한 것임). 강수 극값의 변화는 온도보다 훨씬 더 불일치하는 특성을 보인다. 그러나 충분한 자료를 가진 육지지역을 전구로 평균하면 집중호우가 전체

연강수량에 대해 많은 비율이 예전보다 현재 수 십년에 나타난다(그림 3.29, 위쪽 패널, 표 3.6의 마지막 줄). 전구 육지지역의 반 이상에 대해 강한 강수의 관측적인 증가(지리적으로 강수분포에서 90%에서 99.9% 퍼센트 이상의 값을 가진다)가 많은 중위도 지역의 평균의 변화에서 기대하는 것보다 훨씬 더 강한 강수현상과 관계가 있다(Groisman et al., 2005; 그림 3.39 아래 패널). 이런 발견은 특히, 1950년 이래 중위도에 대해 많은 지역적 연구에서 묘사되듯이, 강수 극값의 불균일한 변화를 지지한다. 열대와 아열대 지역의 변화에 대한 일정한 모습을 나타내는 것은 분석자료가 충분하지 않기 때문에 여전히 어렵다.

이전의 발견을 확인하는 것만큼, 새로운 분석은 중위도에 대한 장주기 변화에 대한 통찰력과 계절적인 세부 변화를 알려준다. 미국에서 증가가 따뜻한 계절에 이루어진 반면(Groisman et al., 2004), 중앙 및 북부 유럽은 겨울철에 뚜렷한 변화를 보이고 여름철에는 그리 뚜렷한 변화를 보이지 않는다. 그러나 유럽 여름철의 극값 연구는 2002년(다습)과 2003년(건조) 극단적인 해(Osborn and Hulme, 2002; Haylock and Goodess, 2004; Schidli and Frei, 2005)들을 포함하지 않았다. 자료들이 그리 좋지는 않지만, 미국에서 강수 극값의 빈도는 1895년에서 1900년대 초반, 1980년대에서 1990년대 동안 비슷한 수준을 보인다(Kunkel et al., 2003). 캐나다의 경우(북극 고위도지역 제외), Zhang et al(2001a)과 Vincent and Mekis(2006)는 강수일수가 20세기동안 유의하게 증가하였으나 캐나다 전체의 평균값에 대해 뚜렷한 강수 극값의 변화가 존재하지 않았다는 것을 발견하였다. 그럼에도 불구하고 Goisman et al.(2005)은 집중호우와 초집중호우(일

강수량의 95%와 99.7%의 퍼센트)의 빈도수가 브리티시 콜롬비아 북위 55°N 남쪽으로 1910-2001년 동안 유의하게 증가했다는 것을 발견하였다(그림 3.39, 아래 패널).

TAR 이후 선행연구보다 훨씬 더 긴 기간에 대한 지역적인 분석이 이루어졌다. 영국의 경우, Fowler and Kilsby(2003a,b)는 영국 북부와 스코틀랜드에 극값 통계량을 이용하여, 과거 50년 자료에 대해 10일 강수량이 1990년까지 약 2배에서 5배까지 증가했다는 것을 측정하였다. 그들의 장기간자료에 대한 결과는 정성적으로 이전의 연구와 유사하게 나타나나(Osborn et al., 2000; Osborn and Hulme, 2002), 계절적 상대적인 차이가 매우 크게 나타난다(Fowler and Kilsby, 2003b). 미국 근접 지역에 대해 Kunkel et al.(2003)과 Groisman et al.(2004)은 과거 1~20년의 기간을 분석하였고, 20세기의 경년 및 수 십년 변동이 모든 과거기간 사이에 높은 상관성을 나타냄을 보였다. 비슷한 결과가 미국중앙부, 미국 북서부 해안, 브라질 남부, 페노스칸디아, 동유럽 고원, 남아프리카, 남동 호주 및 시베리아 등 몇몇 중위도 지역에 대해서 얻어졌다(Goisman et al., 2005). 요약하면, 가용한 분석자료에서 분포 극값의 변화가 75%와 95% 퍼센트 레벨 사이의 강수량 분포에서 매우 뚜렷하게 증가한다는 것을 나타내나 어느 지역도 강수량경향을 평가하기 위한 충분한 자료가 존재하지는 않는다.

3.8.3 열대폭풍 변화에 대한 증거

TAR는 여러 대양에 걸쳐 열대성저기압의 변화(발생수와 강도)에 대한 증거는 종종 분류 변화에 의해 어려움이 겪고

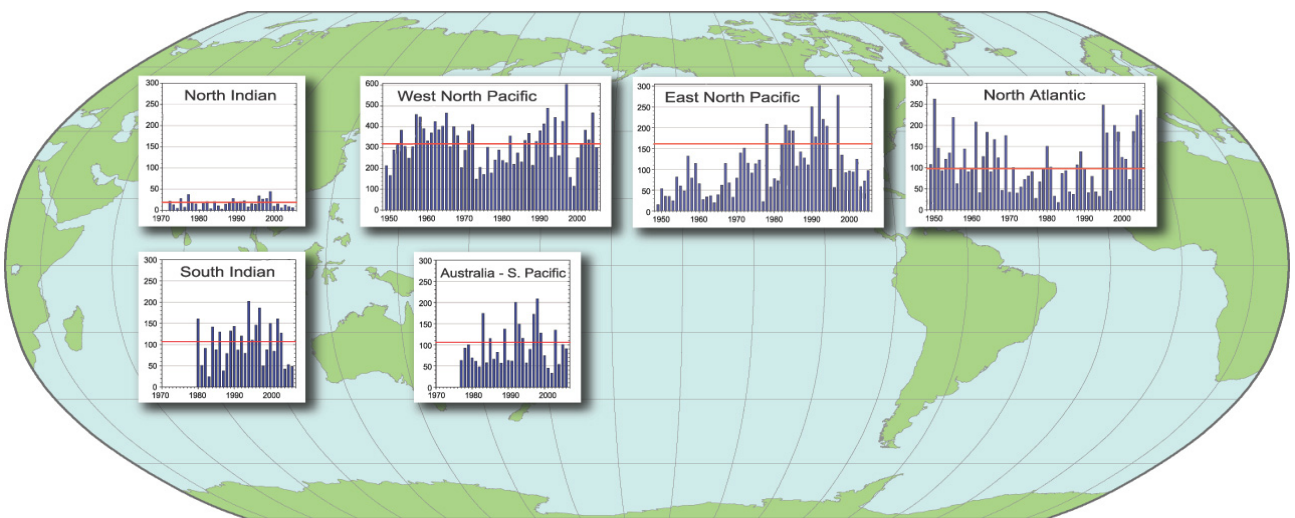


그림 3.40. 북인도양, 남인도양, 북서태평양, 북동태평양, 북대서양 그리고 호주-남태평양 지역과 결합된 ACE 지수의 계절변화. 북서 태평양에서의 연직규모는 다른 지역보다 2배 이상 크다. 남반구 값은 표시된 해의 7월부터 6월까지의 계절에 대한 것이다. 시간선은 1948년 혹은 1975년부터 북반구의 2005년/ 남반구의 2006년 6월까지이다. ACE 지수는, 폭풍우가 열대폭풍우의 강도보다 클 때의 최대 6시간 동안 유지된 지상바람의 제곱의 합으로 계산되어 주어진 계절 동안의 열대폭풍우와 허리케인의 강도와 지속시간을 계산한다(Levinson, 2005).

박스 3.5 : 열대성저기압과 기후변화

여름철 열대해양에서, 지면에서 우주공간으로 상향 장파복사의 냉각은 높은 수증기량, 광학적으로 두꺼운 환경에서 효율적이지 못하다. 여름철 적도에서 고위도와의 연관은 가장 약하고, 겨울철에 대기를 통한 에너지 전달은 효율적인 냉각메커니즘이 아니다. 반면에 몬순 순환은 그 몬순이 활발한 지역에서 대기와 해양 사이의 에너지를 재분배한다. 그러나 열대 폭풍은 더 차고 더 깊은 해양과의 혼합과 증발을 통해 해표면을 냉각시킨다. 잠열이 폭풍 강수 과정에서 배출되면, 그 에너지는 대류권 상부로 전달이 된다. 그리고 그 에너지는 우주공간으로 복사될 수 있다. 폭풍의 에너지시스템은 다소 카르노순환과 같은 모습을 보인다(Emanuel, 2003). 그래서 열대성폭풍은 여름철 해양에서 태양으로부터 오는 열을 경감시키는 역할을 하는 것처럼 보인다. 기후변화와 SST의 증가가 계속됨에 따라(3.2.2.3절참조), 열대성폭풍이 형성되는 환경은 바뀌게 된다. 더 높은 SST는 일반적으로 대류권 하부에 더 많은 수증기를 갖게 한다(3.4.2.1절과 그림 3.20참조). 그래서 대류와 뇌우에 연료를 가하는 습윤정적에너지 역시 증가한다. 허리케인과 태풍은 현재 약 26°C를 넘는 해수면온도가 있는 지역에서만 이미 존재하는 요란으로부터 형성된다. 그리고 SST가 증가함에 따라, 잠재적으로 그런 폭풍이 형성되는 영역은 넓어진다. 그러나, 많은 다른 환경적인 요인들은 요란의 형성과 경로에 영향을 줄 수 있다. 그리고 대기의 바람 쉬어는 그 요란이 열대 폭풍으로 발전할지에 대해서 크게 영향을 준다. 엘니뇨-남방진동과 몬순의 변동은 다른 요인과 마찬가지로 폭풍이 형성되는 위치와 경로에 영향을 줄 수 있다(예, Gray, 1984). 대규모 열역학적 환경과 대기의 정적안정도(종종 대류가용위치에너지(Convective Available Potential Energy; CAPE)에 의해 측정)가 열대성폭풍 형성에 좋은 조건인지 아닌지는 대기순환이 어떤 변화를 갖고 어떤 바람쉬어를 갖느냐에 따라 의존한다. 특히, 침강은 대기의 정적안정도에 영향을 준다. 주어진 열역학적 환경에서 구성 가능하고 최대 풍속으로 정의된 잠재강도(예, Emanuel, 2003)는 SST와 대기구조에 크게 의존한다. 대류권의 기온감률은 뇌우와 뇌우군에서 대부분 대류에 의한 상층 열수송에 의해 유지된다. 이런 시스템은 중간규모 요란, 여러 파동 및 열대성폭풍을 포함한다. 반면에 복사 과정은 대류권을 냉각시키는데 기여한다. 온실가스의 증가는 복사냉각을 감소시킨다. 그래서 잠재적으로 대기권을 안정화시킬 수 있다. 모델에서 아격자 규모 대류활동의 모수화는 이러한 안정화가 일어나는지, CAPE가 배출되는지를 결정하는데 매우 중요한 역할을 한다. 이런 요소들은 모두 SST와 더불어 대류권이 회전하는 폭풍으로서 조직화되고 소용돌이를 형성할 수 있는지를 결정하게 해준다.

종종 폭풍의 빈도수 혹은 발생수에 초점을 맞추어왔지만, 강도, 크기 그리고 활동 기간이 더 중요한 것처럼 보인다. NOAA의 침적 사이클론 에너지(Accumulated Cyclone Energy; ACE) 지수(Levinson and Waple, 2004)가 근사적으로 열대폭풍의 강도와 기간을 나타낸다. 그리고 이 지수는 풍속의 제곱에 비례한다(Emanuel, 2005a). 또한 지면 마찰과 바람응력 효과로부터 생기는 주요 손실은 파워손실지수(Power Dissipation Index; PDI)에 의해 측정된다. 결과적으로 이들 폭풍의 효과는 아주 비선형적이고 하나의 큰 폭풍은 주위 환경과 기후시스템에 몇 개의 작은 폭풍보다 더 많은 영향을 끼칠 수 있다. 관측적인 관점에서, 중요한 이슈는 열대성폭풍 형성지역, 빈도수, 강도, 지속시간, 경로, 그리고 관련된 강수량이다. 지상에 상륙하는 폭풍에 대해, 바람과 홍수에 의한 피해는 폭풍해일과 마찬가지로 특히 중요하다. 그러나 그러한 피해는 스스로 해를 끼칠 수 있는 환경을 만들 수 있는 인간에 의한 요인, 그들의 취약성, 그리고 규약을 제정하는 등의 행동으로부터의 변화에 더 의존한다.

있다고 제시하였다. 더욱이, 상당한 수 십년 변동이 어떤 장기 경향의 유의성을 감소시킨다. 관측자료의 주의 깊은 분석 및해석이 요구된다. 열대성저기압, 허리케인, 및 태풍의 전통적인 측정 방식은 지구 여러 지역에서 조금씩 다르다. 전형적으로 열대성 폭풍, 폭풍, 저기압, 허리케인 혹은 태풍, 대형 허리케인 혹은 슈퍼 태풍이라 불리는 시스템들은 풍속을 이용하여 정의된다. 또한 ‘폭풍 날’, ‘허리케인 날’, ‘강한 허리케인’, ‘순 열대 폭풍 활동성’ 등의 많은 다른 측정 방식 또는 용어들이 존재한다.

ACE 지수(박스 3.5참조)는 바람 에너지지수를 의미한다. 그 지수는 최소한 열대폭풍 이상의 강도를 갖는 모든 열대

시스템에 대해 6시간 동안 지속되는 풍속 제곱의 합으로 정의된다. 이 지수는 시스템 지속시간과 강도 모두에 대한 연속적인 스펙트럼을 보여주기 때문에 열대폭풍, 허리케인 또는 대형 허리케인의 수와 같은 활동 측정 방식에 따른 문제가 생기지 않는다. 그러나 여기서 기술된 ACE 값은 알려진 비균질성이 수정되지는 못한다. ACE지수는 허리케인 계절(1981년에서 2000 기간에 근거)에 높은 이상, 정상, 낮은 이상 허리케인 활동을 정의하는데도 이용할 수 있다. 이 지수는 모든 지역에서 같은 의미를 갖는다. 그림 3.40은 ACE 지수를 6개의 지역에 대해 보여준다(Levinson, 2005에 채택, 2006년 초까지 갱신). 약 1970년 이전 열대성폭풍의 강도나

크기를 측정하는데 도움이 되는 위성 이미지가 없었기 때문에 ACE의 값은 인도양, 남태평양 혹은 호주지역에서 1970년대 이전의 자료에 대해서 신빙성이 떨어진다. 대서양과 북태평양 지역에 주어진 값들은 1948년 이후 시간에 따라 신빙성이 향상되기는 했지만, 그 경향성은 정량화 되지 않은 불확실성을 포함한다.

열대성저기압의 잠재강도(Potential Intensity; PI)를 온도와 습도의 수직단면 및 해수면온도에 대한 관측자료를 이용하여 계산할 수 있다(Emanuel, 2003; 박스 3.5참조). 1958년부터 1997년까지 기간에 대해 열대지역 전체의 라디오존데 관측소자료를 토대로 CAPE를 분석 하여, Gettelman et al.(2002)은 전반적으로 양의 경향을 찾았다. DeMott and Randall(2004)은 그들의 자료에 오류가 있을 수 있음에도 불구하고(Durre et al., 2002), 더 조합된 결과를 찾았다. 더욱이, Free et al.(2004a)은 열대의 여러 관측소에서PI의 경향이 작고 통계적으로 유의하지 않다는 것을 발견하였다. 이들 연구의 모드는 열대 라디오존데자료에 문제점을 포함하고 있기 때문에(Sherwood et al., 2005; Randel and Wu, 2006; 3.4.1절 참조), 여러 결과들이 그렇게 유용하지는 않다.

북대서양과 북서 태평양에서 전체 파워손실에 대한 PDI 지수(Emanuel, 2005a; 박스 3.5참조)는 1970년대 중반 이후 상당한 상승경향을 보였다. 그 지수가 풍속 세제곱에 의존하기 때문에 자료질에 매우 크게 의존한다. 처음 Emanuel(2005a) 보고는 PDI 증가가 1970년대 이후 약 75% 증가하는 것으로 수정되었다(Emanuel, 2005b). 그 증가는 폭풍의 생존기간과 강도가 더 길어지고 커지기 때문에 생긴다. 또한 그 지수는 열대 태평양 해수면온도와 매우 밀접하게 연관되어 있다. 이들 관계는Webster et al.(2005, 2006)에서 보강되었다. 그들은 1970년 이후 카테고리 4에서 5에 도달하는 허리케인의 수와 비율의 상당한 증가가 있다는 것을 발견하였다. 반면에 전체 저기압 수와 저기압일수는 대부분의 대양에서 약간 감소하는 경향을 보였다. 가장 큰증가는 북태평양, 인도양, 남서 태평양에 있다.

이러한 연구들은 여러 연구자들에 의해 의문을 제기 받았는데(예, Landsea, 2005; Chan, 2006), 그들은 1970년 이후 자료의 질에 대해서 의문을 제기했다. 더욱이, 여러 센터에서는 같은 폭풍에 대해서도 서로 다른 강도를 할당할 수도 있다. 과거자료를 보면 전형적인 중심기압과 최대풍속자료가 주로 1970년대 이전에 주로 기록되었는데, 이는 과거자료와 역사적 자료와 물리적으로 차이가 있을 수 있다. 그러나 상호 보완하는 시도를 통해 어떤 해에는 증가하고 어떤 해에는 감소하는 결과를 얻었다. 또한, 전체적으로는 매우 작은 경향성을 보인다. 특히, 약 1970년대 이후 위성자료가 나

오면서부터 Emanuel(2005a)과 Webster et al.(2005)이 발견한 경향성은 높은 해수면온도와 관련하여 매우 신빙성이 있는 것으로 보인다(Emanuel, 2005b). 북대서양에서 지금보다 과거에 더강한 활동이 있다는 것은 분명하지만(아래참조), PDI는 그 때 그렇게 높은 값을 보이지 않는다(Emanuel, 2005a).

대부분의 지역에서 엘니뇨와 뚜렷한 관련성이 있다 그리고 태평양과 대서양에서는 강한 음의 상관을 갖는다. 그래서 전체 열대폭풍활동성은 ACE보다 거의 상수이다. 엘니뇨 기간동안, 허리케인의 발생이 일반적으로 대서양 지역(Gray, 1984; Bove et al., 1998), 먼 서태평양 지역과 호주지역에서 감소한다. 반면에 중, 북태평양과 남태평양에서는 증가한다. 특히 북서 태평양지역에서 많이 증가한다(Gray, 1984; Lander, 1994; Kuleshov and deHoedt, 2003; Chan and Liu, 2004). 그들은 ENSO와 관련하여 우선적으로 형성되고 지나가는 열대성폭풍의 위치 변화에 초점을 맞추었다. 열대성폭풍의 형성과 경로는 ENSO의 위상에 의존하면서 호수나 남태평양 지역에 잘만들어 진다(Basher and Zheng, 1995; Kuleshov and DeHoedt, 2003). 또한 이들 두 지역은 합쳐서 생각할 수 있다.

ACE 값은 모든 지역에서 합하여 전지구값을 만들 수 있다. 이는 1986년부터 Klotzbach(2006)에 의해 제시되었다. 가장 높은 ACE 해는 2005년까지 1997년이다. 그 때 강한 엘니뇨가 있었고 지상기온도 비정상적으로 높았다(3.2절참조). 그리고 그 다음은 1992년인데, 이 때는 보통의 엘니뇨이다. 그런 해들은 대서양에서 낮은 값들을 보이지만, 태평양에서는 훨씬 큰값을 보인다. 그들은 해수면온도가 허리케인의 분포와 형성에 매우 중요한 역할을 한다는 것에 주목하였다. 그 다음은 1994년과 2004년이다. 또한 2005년은 1981년에서 2000년까지의 평균값에 비슷하다. PDI 역시 대서양과 서태평양 모두에 대해 1997~1998년 엘니뇨 시기인 1990년대 후반에 최대였으며, 2004년에도 큰 값을 보인다. Webster et al.(2005)은 강한(카테고리 4와 5) 허리케인의 수가 1990년 이후가 1970에서 1989년까지 보다 훨씬 크다는 것을 보였다. Klotzbach(2006)는 ACE 값을 오직 1986년 이후만 고려하였는데, 유의성 있는 경향성을 보기에는 자료의 기간이 충분하지 않았다.

3.8.3.1 북서태평양

북서태평양에서 1960년에서 2004년까지 강한 장주기변동을 포함한 장기경향을 보인다(Chan and Liu, 2004; Chan, 2006). 그러나 1980년대 중반 이전의 자료에 대해서는 상당한 불확실성이 있다(Klotzbach, 2006). 더욱이, 활동의 증가는 최근 수 년간 일어났다(Chan and Liu, 2004; 그림 3.40).

중국에 상륙하는 열대성저기압은 전체 저기압의 일부분이다. 그리고 장기간의 경향을 확인할 수 있는 분명한 방법이 없다(He et al., 2003; Liu and Chan, 2003; Chan and Liu, 2004). 그러나 Emanuel(2005a)과 Webster et al.(2005, 2006)은 태풍이 이 지역에서 더 강화되어 왔고, 1950년대 이후 PDI 값이 거의 두 배로 증가하였다. 또한 1990년에서 2004년까지 카테고리 4와 5 폭풍의 수가 1975년에서 1989년에 비교하여 약 30% 증가하였다. 1985년 이후 Klotzbach(2006)에 의해서 분석된 자료는 유용한 결과를 내기에는 너무 짧다.

북서 태평양지역에서 열대성저기압 활동에 영향을 미치는 주요인은 지역적인 해수면온도가 아니라 ENSO와 관련한 대기순환의 변화이다(Liu and Chan, 2003; Chan and Liu, 2004). 엘니뇨 해에 열대성저기압은 더 강화되고 라니냐 해보다 더 오래 지속되는 특징을 보이고(Camargo and Sobel, 2004) 서로 다른 위치에서 생성되는 특징을 갖는다. 강한 엘니뇨가 있는 여름과 가을철에, 열대성저기압 수는 북서태평양 지역의 남동 사분역(0-17°N, 140°E-180°E)에서 괄목할 만큼 증가하지만, 북서 사분역(17°N-30°N, 120°E-140°E)에서는 크게 감소한다(Wang and Chan, 2002). 북서 태평양에 한국과 일본에 유의한 변화가 없다고 하더라도 1961년에서 2000년까지 엘니뇨 해의 SON에 평년에 비해서 매우 소수의 열대성저기압이 상륙을 했다. 라니냐해의 SON은 이와는 대조적으로 유의하게 많은 태풍이 중국에 상륙했다(Wu et al., 2004). 2004년 전반적으로, 열대성저기압, 열대성폭풍, 그리고 태풍의 수는 1971년에서 2000년까지의 평균값보다 약간 크나, 태풍의 수(21)는 평균값(17.5)보다 매우 크다. 이는 1997년(23)을 제외하고 두 번째로 큰 값을 갖는다. 더욱이, 10개의 열대성저기압 혹은 태풍이 일본에 상륙한 기록은 괄목할 만하다. 이전 기록은 6개이다(Levinson, 2005). ACE 지수는 2005년에 대해서는 평년과 매우 비슷하다(그림 3.40).

3.8.3.2 북대서양

북대서양 허리케인 기록은 1851년에 시작되어 가장 긴 시계열을 갖는다. 항공관측이 시작된 1950년 이후의 값들은 전반적으로 믿을만한 값을 가진다. 항공기를 통한 풍속의 측정 값은 시간에 따라 변한다. 그러나 그 변화는 불행히도 잘 정리되어 있지 않다. 관측기록은 1970년대 초 이후에 더 믿을 만하다(Landsea, 2005). 북대서양 기록은 1930년대에서 1960년대까지 활발한 허리케인 모습을 보여준다. 그 이후 1970년대와 1980년대에는 상대적으로 약한 활동을 하면 이는 AMO 변동과 유사하다(그림 3.33).

1995년부터 두 개의 허리케인 시즌이 평년(1981년에서 2000년까지로 평년을 정의)보다 높았다. 그 두 예외는 1997

년과 2002년의 두 엘니뇨 해이다. 3.8.4에 기술했듯이, 북대서양에서 엘니뇨는 활동을 감소시키고 라니냐는 증가시키는 경향을 보인다. 1995년 이후 증가된 활동은 이전 활동이 약한 25년 기간(1970~1994)과 대조적이다. 허리케인 활동의 이 수 십년 변동은 적도 대서양과 캐리비안해에서 형성되는 주요 허리케인 수의 차이에 거의 기인한다. AMO의 음의 위상에 대한 차이는 1970년대와 1980년대(3.6.6절 참조) 1995년 이후 기간까지 허리케인 활동의 증가에 대한 주요한 요인이었다(Goldenberg et al., 2001). 그리고 그것은 열대지역을 포함하지만 대서양 해수면온도에서 잘 보여진다(그림 3.33). 그림에도 불구하고 1970년대 이래 온난화의 대부분이 AMO 보다는 전구 SST 증가와 관련이 있는 것으로 보인다(Trenberth and Shea, 2006; 3.6.6절 참조).

1995년에서 2004년 동안, 허리케인 시즌에 평균적으로 13.6개의 열대성폭풍, 7.8개의 허리케인, 그리고 3.8개의 대형 허리케인이 만들어졌다. 그리고 평균적으로 ACE 지수는 중앙값의 159%이다. 2005년 시즌에 3.8.4절에 보이듯이(박스 3.6) 기록적인 허리케인 활동이 있었다. 이와는 대조적으로 1970년에서 1994년 기간 동안에는 허리케인 시즌에 평균 8.6개의 열대성폭풍, 5개의 허리케인, 1.5개의 대형 태풍, 그리고 평균 ACE 지수는 중앙값에 오직 70% 정도 밖에 되지 못한다. NOAA는 전체 25 시즌에 대해 거의 절반인 12개에서 평년보다 낮은 활동을 보이고 오직 3개의 해(1980, 1988, 1989)만이 평년보다 높은 해로 분류를 하였다. AMO의 양의 위상은 대서양 해수면온도와 ACE 값들(그림 3.40) 비교하였을 때, 1950년대와 1960년대의 활동적인 허리케인 기간과 같이 한다(그림 3.33). 2004년에는 15개의 이름이 붙여진 폭풍이 있었으며, 그 중 9개가 허리케인이고, 4개는 전례없이 강하게 플로리다를 강타해 엄청난 피해를 입혔으며(Levinson, 2005), 2005년에는 기록적으로 높은 해수면온도를 나타낸다(그림 3.33). 그리고 그 해 대기의 좋은조건은 가장 활동적인 시즌을 가능하게 했다. 그러나 이는 ACE 지수를 전체적으로 반영하지는 않는다(3.8.4절, 박스 3.6참조). 2005년에는 북대서양 ACE가 1948년 이래 3번째로 높았으나 PDI는 이전 2004년에 가장 높았던 것보다 더 높았다.

최근 대서양 활동증가를 만들어 내는데 중요한 요인(Chelliah and Bell, 2004)은 다음을 포함한다.(1) 열대 대서양을 가로지르는 따뜻한 해수면온도,(2) 중부와 동부 북대서양을 통과하는 상층 아열대고기압의 강화,(3) 중앙 북대서양 전체적으로 열대대류권에 대하여 작은 연직 바람 쉬어-이는 상층대기의 동풍대의 확대와 하층 무역풍대의 약화로부터 기인한다-(4) 아프리카 해안에서 서쪽으로 이동하는 열대요란 으로부터 허리케인 발달에 호조건이 되는 아프리카의 동

풍제트가 그것이다. 대부분의 대서양 허리케인 형성되는 지역에 연직 바람 쉬어는 ENSO와 관련하여 해마다 변화한다(Aiyyer and Thorncroft, 2006). 그리고 그 쉬어는 사헬지역의 강수량과 상관관계를 가지며 수 십년 변동을 한다. 후자는 1970년을 기준으로 그 부호가 바뀌었는데, 이는 AMO 변동과 일치한다. QBO는 경년변동을 만들어내는데 중요한 인자이다(Gray, 1984). 열대 북대서양에서 기록적인 높은 SST를 갖는 최근 10년은(그림 3.33), AMO의 위상과 지구온난화에 의해 나타나는 것으로 보인다. 대서양에서, 일반적으로 환경변화 조건은(박스 3.5) 열대성폭풍이 형성되는 데 과거 10년이 더 호조건이다.

3.8.3.3 동부 북태평양

이 지역에서 열대성저기압 활동(빈도수와 강도 모두)은 특히 해수면온도, ENSO의 위상, 그리고 열대 하부 성층권의 QBO의 위상과 관련이 되어 있다. 양의 이상적인 열대성저기압 활동은 엘니뇨 시기에 일어나며 최소활동은 라니냐 시기와 관계가 있다. 이는 북대서양과는 반대이다(Landsea et al., 1998). 열대성저기압은 열대 하부성층권 약 30hPa에서 서풍 위상을 갖는 QBO 시기에 더 강한 강도를 형성하는 경향이 있다. 시즌 ACE에 잘 정의된 피크가 1990년대 초에 나타나며 연중 값의 최대는 1992년에 보인다(그림 3.40). 그러나 위성관측 이전의 1970년 이전의 값들에서 신빙성이 떨어진다. 일반적으로 시즌 허리케인 활동은 ACE 지수를 포함하여, 1997년 엘니뇨를 제외하고 1995년 이래 평균보다 낮아왔다. 또한 이 활동은 같은 기간 동안 북대서양 활동과 역으로 관련이 되어 있다. 이 패턴은 AMO(Levinson, 2005) 및 ENSO와 관련이 있다. 그림에도 불구하고 카테고리 4와 5 폭풍은 증가했다(Webster et al., 2005).

3.8.3.4 인도양

북인도양 열대성저기압 시즌은 5월에서 12월까지이고 최대시기는 5월과 6월 그리고 11월이다. 그 때 몬순 기압골이 열대해양에 머물러 있다. 북인도양에서의 열대성저기압은 그 생존주기가 짧고 약하며, 빨리 대륙쪽으로 이동한다. 북인도양에서 열대성폭풍은 최근에 평년에 가깝다(그림 3.40).

남인도양에서 열대성저기압 시즌은 12월에서 4월까지이다. 그래서 달력에 의한 표시보다 시즌에 의해서 요약된 자료가 그림 3.40에 보인다. 열대성저기압이 마다가스카르, 모잠비크와 마스카렌 아일랜드에 영향을 주는 지역은 대부분의 사이클론이 10°S 아래에서 발달한다 하더라도 아프리카 해안을 따라 마우리티우스를 포함하여 약 110°E까지(110°E의 동쪽에 있는 열대성저기압은 호주지역에 포함된다) 그리

고 적도 남쪽으로 확장된다. 적도사이클론의 강도는 남인도양에서 엘니뇨 동안 감소된다(그림 3.40; Levinson, 2005). 또한 과거자료가 부족한 것은 경향분석을 어렵게 한다.

3.8.3.5 호주와 남태평양

남태평양-호주의 열대성저기압 시즌은 전형적으로 11월에서 4월까지이다. 최대시기는 12월에서 3월까지이다. 호주 지역(105°E-160°E)의 열대성저기압 활동은 과거 10년 동안 다소 감소하는 것으로 보인다(그림 3.40). 이러한 경향은 향상된 분석방법과 최소 열대성폭풍강도에 의해서 구분된 작은 저기압들에 부분적으로 기인한 것으로 보일 수 있다(Plummer et al., 1999). 호주지역에서 증가된 사이클론 활동은 라니냐와 관계되어 있다. 반면에, 엘니뇨 기간에는 그 활동이 다소 약화되는 경향을 보인다(Plummer et al., 1999; Kuleshov and de Hoedt, 2003). 160°E의 동쪽으로 남태평양에서는 이와 대조적으로 반대의 시그널이 관측된다. 그리고 대부분의 활발한 활동은 엘니뇨와 관계가 있다. 특히, 1982-1983과 1997-1998 엘니뇨와 뚜렷한 관계가 있다(Levinson, 2005). 그리고 최대 ACE 값은 1월에서 1998년 3월까지에 보인다(그림 3.40). Webster et al.(2005)은 1975년에서 1989년, 1990년에서 2004년 사이에 남태평양 지역에서 카테고리 4와 5 허리케인의 수가 두 배 이상 증가했음을 발견하였다. 2005-2006년 시즌에서는, 라니냐가 열대성폭풍 활동을 남태평양에서 호주쪽으로 이동시키며, 2006년 3월과 4월에 카테고리 5의 태풍(Floyd, Glenda, Larry and Monica)이 4개 발생하였다.

3.8.3.6 남대서양

남대서양 2004년 3월말, 브라질 해안가에서 조금 떨어진 지역에 유일하게 알려진 허리케인이 발생하였다(Pezza and Simmonds, 2005). 그 허리케인은 약 40m/s의 바람(미국 국립 허리케인 센터에서 측정)을 가지고 2004년 3월 28일 브라질의 산타카타리나의 해안에 왔다. 이는 많은 인명 및재산 피해를 냈다(Levinson, 2005). 브라질의 기상학자는 그 허리케인을 '카타리나' 라고 명명하였다. 이 허리케인은 과거 위성자료가 없어서 자료가 미약하다고 하더라도 전례가 없는 것이다. Pezza and Simmonds(2005)는 그 허리케인 발달에 영향을 준 중요한 인자가 양의 SAM 경향과 관련하여 호조건의 대기순환 때문이라고 설명하였다.

자주 묻는 질문(FAQ) 3.3

열파, 가뭄, 홍수, 허리케인 등과 같은 극단적 현상에 변화가 있었는가?

1950년 이후, 열파 발생횟수가 증가했고 더운 밤이 발생한 일수도 도처에서 증가했다. 가뭄이 발생한 지역의 범위도 증가했는데 그것은 육지의 강수는 최소한으로 증가한 반면에 온난한 조건으로 인해 증발량은 증가했기 때문이다. 어디서나 그런 것은 아니지만 일반적으로 홍수로 이어지는 집중호우 일수도 증가했다. 열대성 폭풍과 허리케인 빈도는 해마다 상당히 다르지만 증거들은 1970년대 이후로 그 강도와 지속기간이 실질적으로 증가했다는 것을 암시한다. 아열대 지역에서 폭풍의 경로 및 강도의 변동은 북대서양 진동 같은 대기순환의 주요 특징의 변동을 반영한다.

세계의 몇몇 지역에서는 다양한 종류의 극단적 기후현상의 변화를 나타내는 징후가 발견되었다. 극단(extreme)은 보통 그 때의 1, 5, 10%(한 쪽 외향) 혹은 90, 95, 99%(다른 쪽 외향)를 초과한 값으로 간주한다. 따뜻한 밤 혹은 더운 낮(아래에 설명)은 기온의 90 퍼센타일을 초과한 밤 혹은 낮이고, 추운 밤 혹은 낮은 10 퍼센타일 아래의 낮 혹은 밤이다. 집중호우(heavy precipitation)는 일강우량이 95 퍼센타일('초집중(very heavy)' 강우는 99 퍼센타일) 이상인 강우로 정의된다.

샘플 육지지역의 경우 지난 50년간 추운 밤의 연간 일수는 상당히 감소했고 따뜻한 밤의 연간 일수는 상당히 증가했다(그림 1). 추운 낮 출현일수의 감소와 더운 낮 출현일수의 증가는 널리 발견되기는 하나 일반적으로 덜 뚜렷하다. 지난 50년간 최저 및 최고 기온의 분포가 전반적 온난화와 일치하게 더 상승했을 뿐 아니라 한랭 극값이 온난 극값보다 더 많이 상승했다(그림 1). 온난 극값의 상승은 열파 발생빈도의 증가를 함축한다. 이 외에도 대부분의 중위도 지역에서 평균 온난화에 관련하여 서리 끼는 일수의 감소 경향이 관측된 것도 이를 뒷받침 한다.

극단적 기상변화(change in extreme)는 지난 50년간 중위도 지역에서 관측된, 심지어 평균 강우량이 증가하지 않는 곳에서도 집중강우가 증가한 증거에서 가장 뚜렷이 나타난다(FAQ 3.2 참조). 초집중 강우도 증가 경향이 보고되고 있으나 유효한 결과는 몇몇 지역에만 존재한다.

가뭄은 지속기간이 길기 때문에 측정하기가 더 쉽다. 많은 가뭄 지수 및 도량형이 있지만 연구에는 보통 월강수량 총계와 기온평균을 팔며 가뭄지수(PDSI)라 불리는 척도에

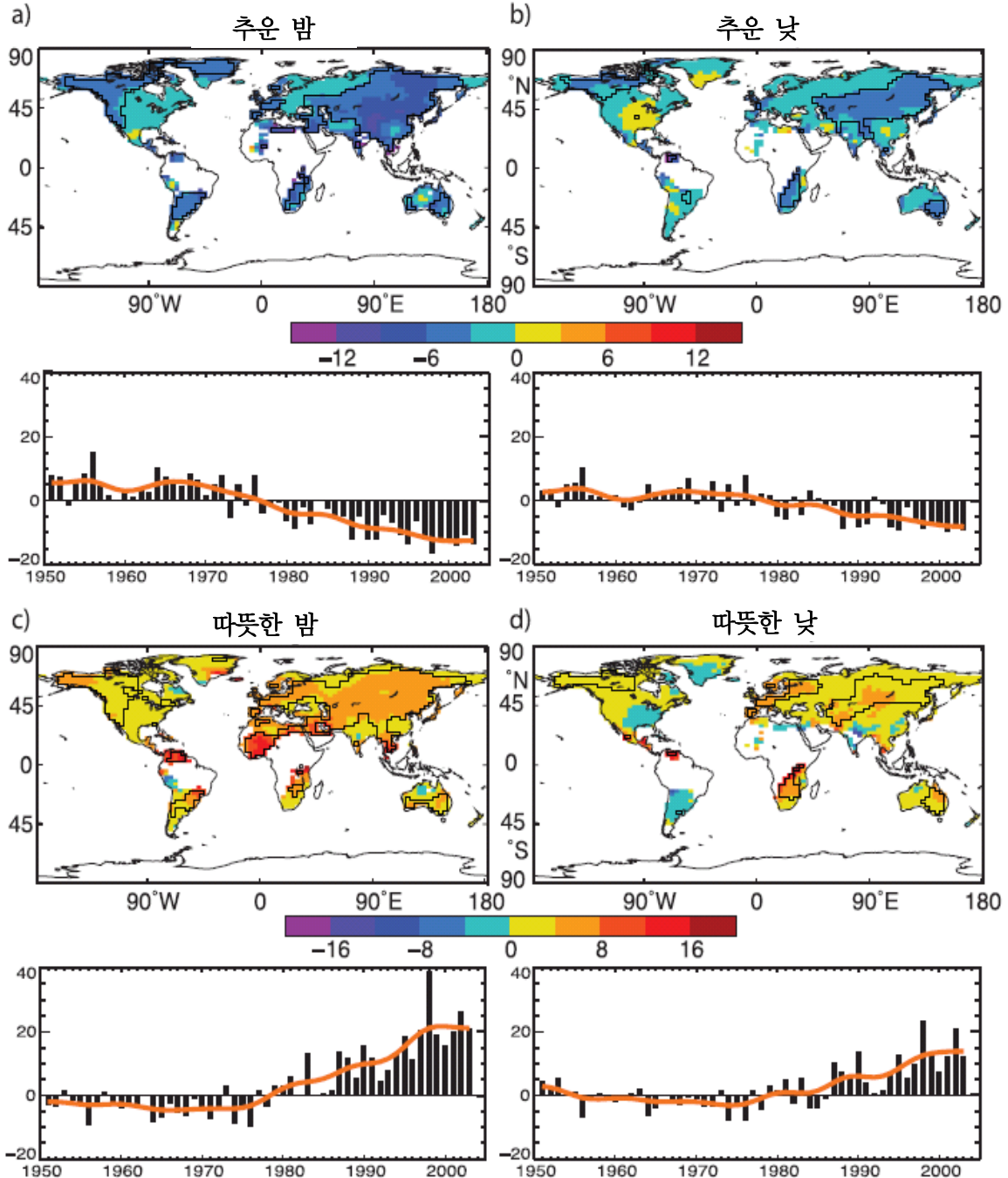
결합시켜 사용한다. 20세기 중반부터 계산된 PDSI를 보면 1950년대 중반 이후로 북반구 육지 지역의 많은 부분에서 건조화 경향이 크게 나타나고 있는데 유라시아 남부, 아프리카 북부, 캐나다와 알래스카에서는 건조화가 확산되고(FAQ 3.2, 그림 1) 남미와 북미의 동부지역에서는 그 반대 경향이 나타나고 있다. 남반구의 육지는 1970년대에는 비가 내렸으나 1960년대와 1990년대에는 비교적 건조했고, 1974년부터 1998년까지는 건조화 경향이 있었다. 유럽의 경우, 20세기 전체에 대한 장기 기록에 유의미한 경향은 보이지 않는다. 1950년대 이후 육지의 강수량 감소가 건조화 경향의 주원인일 가능성이 있지만 지난 20~30년간의 방대한 지표온난화 역시 건조화에 기여했을 가능성이 있다. 한 연구결과에 의하면, 1970년 이후 지구의 매우 건조한 육지 지역(PDSI에서 -3.0 미만으로 정의)의 범위가 두 배 이상 증가했는데 그것은 엘니뇨-남방진동에 관련하여 초기에 강수량이 감소하고 지표온난화로 인한 결과적으로 강수량이 증가한 것과 관련 있다.

큰 자연변동성 때문에 열대성 폭풍과 허리케인의 빈도 및 세기의 변화는 덜 눈에 띈다. 엘니뇨-남방진동은 전 세계 열대성 폭풍의 발생장소와 활동에 크게 영향을 준다. 지구 전체적으로, 허리케인의 잠재적 파괴력 추정치를 보면 1970년대 중반 이후로 폭풍 지속기간은 길어지고 세기는 더 강해지면서 파괴력이 상당히 강해지는 경향이 있다. 허리케인의 활동은 열대 해수온도와 강한 상관관계가 있다. 1970년 이후 대부분의 해분에서 사이클론의 총 발생 수와 사이클론 일수는 약간 감소했을지라도 전지구적으로는 강한 허리케인의 발생 수와 비율이 매우 증가했다는 것이 이 관련성을 더욱 뒷받침 한다. 구체적으로는 4등급(category 4)과 5등급 허리케인의 발생 수가 1970년 이후 약 75% 증가했다. 가장 많이 증가한 곳은 북태평양, 인도양, 남서 태평양이다. 그러나 북대서양의 허리케인 발생 수 역시 지난 11년 중 9년은 평균 이상이었고, 기록적이었던 2005년 허리케인 시즌에는 정점에 달했다.

지표와 상부 대류권의 여러 측정치에 기초하면, 20세기 후반 50년 동안 북반구 겨울철 폭풍경로가 극지로 이동했을 뿐 아니라 증가했을 가능성이 있다. 이 변화는 북대서양 진동에 관련하여 발생한 변동의 일부이다. 1979년부터

1990년대 중반까지의 관측치를 보면, 대류권 전체와 하부 성층권에서 12월부터 2월까지 주극성 편서 대기순환(circumpolar westerly atmospheric circulation)이 더 강해진 경향이 있고, 제트류가 극지로 자리이동하고 폭풍경로 활동이 증가하였다. 소범위의 심각한 기상현상(토네이도, 해

일, 천둥 등)의 변화에 대한 관측상의 증거는 대부분 지역적이며, 너무 산발적이어서 결론을 일반화시킬 수는 없다. 일반인의 인지도가 높아지고 이런 현상의 보고서를 수집하려는 노력이 향상된 덕분에 여러 지역에서 증거 수집이 증가되고 있다.



FAQ 3.3, 그림 1. 1951~2003년 관측치에서 극단기온 경향(일/10년). 극단기온은 1961~1990년 기온을 기준으로 정의하였고, (a) 추운 밤과 (b) 추운 낮은 10 퍼센타일, (c) 따뜻한 밤과 (d) 따뜻한 낮은 90 퍼센타일을 사용했다. 이 기간 내에 최소 40년 동안의 데이터가 존재하고 1999년까지의 데이터가 존재하는 격자에 대해서만 경향을 도출하였다. 흑색 선은 경향이 5% 수준에서 유의한 지역들이다. 각 지도 아래의 시계열은 전지구의 기온편차 시계열(1961~1990년 기준대비)이다. 주황색 선은 10년 변동성이다. 경향은 전구 전체 지수에 대해 5% 수준에서 의미하다. Alexander 등(2006)으로부터 편집했음.

박스 3.6 : 최근의 극한현상

단일 극한현상은 항상 자연적으로 일어날 수 있기 때문에 단순히 직접적으로 인위적인 기후변화에 영향을 받지 않을 수도 있다. 그러나, 극한현상 패턴이 한동안 지속이 된다면, 그것은 극한기후현상으로 분류할 수 있을지도 모른다. 아마도 그 현상들은 SST편차(엘니뇨와 같은)와 관련이 있을 수도 있다. 이 박스는 몇 가지 최근(TAR 이후) 분명한 극한기후현상의 예를 제시한다. 장기간, 그리고 균일한 관측자료의 부족은 종종 이런 극한현상의 장기간에 대한 이해를 어렵게 한다. 또한, 변하지 않는 기후보다 극한현상들이 많이 발생하는 방향으로 바뀌게 될지도 모른다. 그리고 그러한 변화의 이유를 알아내는 것은 보통 다방면에 걸친 모델 실험을 요구한다. 이는 9장에서 다루어진다. 최근 현상이 일어나는 것은 물리적으로 기후변화에 의해서 올라가는 기대값과 같이 변한다고 할 수 있을지 모른다. 이들 최근 현상들의 몇 가지 예들은 아래에 묘사되고(여러 정부들에 의한 IPCC에 있는 질문들에 대한 대담으로) 장기간의 관점에서 살펴본다.

중앙 및 남서 아시아의 가뭄, 1988~2003

1999년과 2003년 사이에 극심한 가뭄이 아프가니스탄, 키르기스탄, 이란, 이라크, 파키스탄, 타지키스탄, 투르크메니스탄, 우즈베키스탄, 그리고 카자흐스탄의 일부를 포함한 남서 아시아를 강타하였다(Waple and Lawrimore, 2003; Levinson and Waple, 2004). 이 지역의 대부분은 반건조 초원지대로서, 오직 겨울철과 이른 봄철에만 비가 내린다. 그 비는 대서양과 지중해에서 오는 동쪽으로 전파하는 중위도저기압이 지형을 만나 생기는 것이다(Martyn, 1992). 1998년과 2001년 사이 강수는 평균적으로 장기간 평균의 55% 보다 더 낮았다. 특히, 2000년은 과거 50년 동안 최악의 가뭄이었다(Waple et al., 2002). 2000년 6월까지, 이란의 일부 지역은 30개월 동안 강수량이 없었다. 중부 및 남부 이란, 아프가니스탄 북부, 그리고 타지키스탄의 봄철 동안 평균보다 높은 온도, 이른 눈녹음, 상당한 강수 및 오랜 건조화에 의한 딱딱해진 지표의 조합이 갑작스런 홍수를 일으킬 수 있다고 하더라도, 2001년 12월과 2002년 1월의 높은 고지대의 적설량은 어떤 지역에 대해서는 어느정도 경감이 되었다. 그 지역 중 어떤 지역은 2004년까지 가뭄이 지속되었다(Levinson, 2005). 이들 해에, 상층순환에 있어 기압마루 편차는 중부 및 남부 아시아의 추운 계절에 지속적인 특징이었다. 그 패턴은 경압 폭풍시스템 발달을 저해하고 가뭄영향의 북쪽 지역으로, 동쪽으로 전파하는 폭풍을 편향시킨다. Hoerling and Kumar(2003)은 중위도 어떤 지역의 가뭄이 전구 해양의 영향과 관련이 있다고 제시하였다. 1998~2002년 ENSO의 음의 위상(라니냐)의 지속적인 기간과 서태평양과 동인도양의 따뜻해진 해양은 가뭄을 더 강하게 하는데 공헌하는 것처럼 보인다(Nazemosadat and Cordery, 2000; Barlow et al., 2002; Nazemosadat and Ghasemi, 2004).

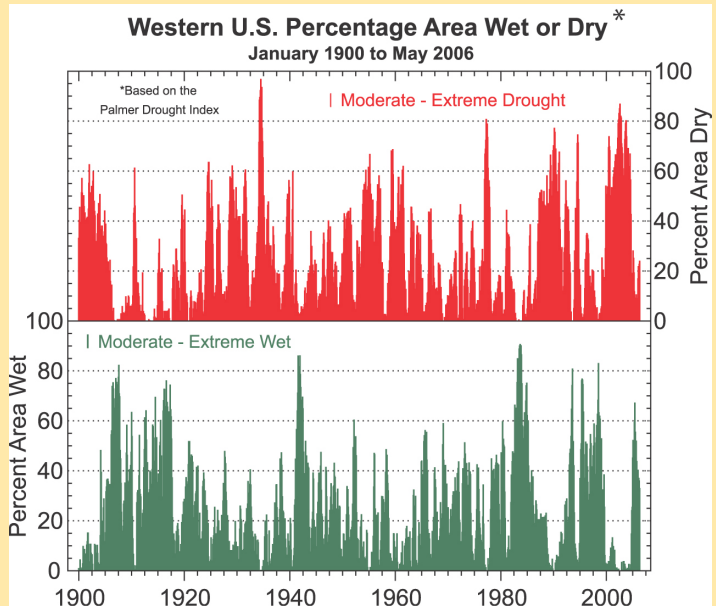
호주의 가뭄, 2002~2003

2002년 동안 호주에 영향을 준 심한 가뭄은 보통의 엘니뇨 현상과 관련하여 일어났다(Watkins, 2002). 그러나, 1994년과 1982년의 가뭄은 2002년의 가뭄만큼 강했다. 20세기 전반기의 가뭄은 더 건조했을지도 모른다. 1940년대에 일어난 것과 같이 적은 강수의 더 긴 기간 동안 보다 2002년 가뭄은 몇 년의 충분한 강수(호주 전역을 평균) 뒤에 찾아왔다. 강수만 고려한다면, 2002년 가뭄 하나로는 호주 가뭄이 더 강해진다는 증거를 제시하지는 못한다. 그러나 2002년 가뭄동안 낮 기온은 이전 가뭄보다 훨씬 더 높았다. 2002년에 대한 연평균 최고온도는 1994년보다 0.5°C 더 따뜻했고, 1982년 보다 1.0°C 더 따뜻했다. 그래서 이러한 관점에서 2002년 가뭄과 관련된 열파가 이전 가뭄보다는 더 극단적이었다. 왜냐하면, 적은 강수량의 영향이 많아진 증발에 의해 강화되었기 때문이다(Karoly et al., 2003; Nicholls, 2004). 강수와 최고온도 사이에 강한 음의 상관관계가 있다고 하더라도 2002년 동안 매우 높은 최고온도는 단순히 적은 강수량에 의해서 만들어진 것은 아니다. 2005년 겨울과 봄철 상대적으로 많은 강수가 내렸기는 하지만, 극심한 장기간의 가뭄은 강수 부족의 최소 3년 저지하면서, 특히 동부 3분의 1정도 호주에서 2005년까지 계속됐다. 이러한 조건은 2005년 동안 호주의 높은 최고온도 기록을 동반한다(비교할만한 호주 전체의 시계열이 오직 1951년부터 가용하다).

북서 아메리카의 가뭄, 1999-2004

미국 서부, 캐나다 남부, 그리고 멕시코 북서부는 최근 광범위한 가뭄을 경험하였다(Lawrimore et al., 2002), 이 가뭄의 건조조건은 1999년에 시작하여 2004년말까지 지속되었다(박스 3.6, 그림 1). 가뭄 조건은 강수, 하천, 호수, 그리고 저수지 수준

및 토양수분을 포함한 여러 수문 측정치에 의해서 기록되었다(Piechota et al., 2004). 1922년의 근대 기록 시작 이래 2000년부터 2004년까지의 기간은 콜로라도 강의 낮은 강물 수위가 5년 연속으로 나타난 첫 번째 예였다(Pagano et al., 2004). Cook et al.(2004)은 이 가뭄에 대한 장기간 설명을 제시하였다. 서부의 인접한 미국 지역에서, 다소약한 가뭄에서 극심한 가뭄에 있는 지역이, PDSI에 의해서 주어진 대로, 1999년 11월에 20% 많아졌다. 그리고 이러한 수준이 2004년 10월까지 지속적으로 높게 유지되었다. 정점기간에(2002년 8월) 그 가뭄은 서부지역의 87% 영향을 미쳤다. 또한 그 가뭄은 과거 105년 동안 두 번째로 넓은 영역에 영향을 미쳤고, 가장 긴 가뭄 중 하나였다. 이 가뭄의 영향은 산악의 이른 눈녹음에 의해 약화되어왔다. 또한, 서부의 많은 지역에서 1948년부터 2000년까지 한 주 또는 두 주까지 좀 더 일찍 관측에 나타나는 시기에 따른 따뜻한 봄철에 기인해서도 약화되었다(Cayan et al., 2001; Regonda et al., 2005; Stewart et al., 2005). 이 현상에서 2004년 봄철은 비정상적으로 따뜻하고 건조했으며, 이 결과 여러 서부 분수령 중 하나로서 이른 눈녹음이 기록되었다(Pagano et al., 2004). Hoerling and Kumar(2003)는 가뭄이 열대 서태평양과 인도양의 온난화와 관련하여 대기 순환의 변화때문에 생긴다고 주장하였다. 반면, McCabe et al.(2004)은 태평양 십년변동과 대서양 수 십년 변동이 합해서 일어난다는 증거를 제시하였다. 2004년과 2005년 북반구 겨울철 약한 엘니뇨는 대기순환의 근본적인 변화의 부분이었다. 또한 그 약한 엘니뇨는 호수의 수위가 여전히 낮지만, 남서지역의 가뭄이 나아지면서, USA를 통과하는 폭풍경로 변화의 부분이었다.



박스 3.6, 그림 1. Rocky 산맥(Montana에서 New Mexico까지 포함하고 서쪽 11개 주)의 미국 서쪽의 건조(상단)하거나 습한(하단) 지역의 백분율 Palmer Drought Severity 지수를 기초로 한 매우 건조하거나 습한 것의 적절한 분류. NOAA, NCDC.

유럽의 홍수, 2002년 여름

2002년 8월 여러 중부 유럽의 강들을 따라 파국적인 홍수가 일어났다. 예외적으로 많은 강수량에 의한 그 홍수는 흠이 완전히 포화되고 강물 수위가 이미 이전 비 때문에 너무 높았던 사실 때문에 더 강화되었다(Rudolf and Rapp, 2003; Ulbrich et al., 2003a,b). 그래서 그 홍수는 확장된 기간에서 날씨의 한 패턴이다. 홍수에서 드레스덴의 엘베의 수위는 최고 9.4m까지 도달하였다. 그 높이는 1275년 관측이 시작된 이래 가장 높은 수위였다(Ulbrich et al., 2003a). 엘베에 있는 오어 산의 몇몇 작은 마을들이 그 예외적으로 큰 홍수에 의해 강타당했다. 블타바 강은 엘베 홍수에 영향을 주기 전에 도시 프라하를 범람시켰다. 500년의 재현 기간이 프라하의 홍수 수위에 대해 측정되었다(Grollmann and Simon, 2002). 중유럽 홍수는 두 집중호우 때문에 생겼다. 첫째는 8월 6~7일 주로 남부 오스트리아, 체코 공화국의 남서부 지역과 독일 남동부에 나타났고, 두 번째는 2002년 8월 11~13일에 일어났고, 오어 산과 체코공화국 서부에 아주 심각하게 영향을 미쳤다. 아주 일정한 저기압 시스템이 지중해에서 중부 유럽으로 느리게 이동하였고, 그 시스템은 동부 알프스 근처 대규모의 강한 준-정체 전선에서 아주 높은 액체상 수분을 포함하고 있는 공기의 상승운동을 이끌었다. 여기에 덧붙여 이 이류강수는 대류강수 과정이었고(소나기와 뇌우), 유의한 지형성 상승운동(주로 오어 산 위)이었다. 최대 24시간 강수 353 mm가 독일 관측소 지발트-거오젠펠트에서 관측되었다. 이는 독일의 새로운 기록이었다. 홍수를 이끄는 증광상황은 그 지역 기상학자들에 의해 잘 알려져 있다. 비슷한 상황이 1997년 오더 강의 여름 홍수와 2001년 비스툴라 강의 여름철 범람을 이끌었다(Ulbrich et al., 2003b). 여름 평균 강수량경향은 이 지역에서 음의 값이다. 그러나 거의 유의하지 않다(Schonwiese and Rapp, 1997). 그리고 지난 500년간 엘베의 홍수 발생에 대한 유의한 경향이 발견되지 않는다(Mudelsee et al., 2003). 그러나 지난 세기 독일의 많은 관측소의 강수량변동성 증가(Tromel and Schonwiese)는 홍수와 가뭄의 가능성 발전에 대한 주요 지표이다.

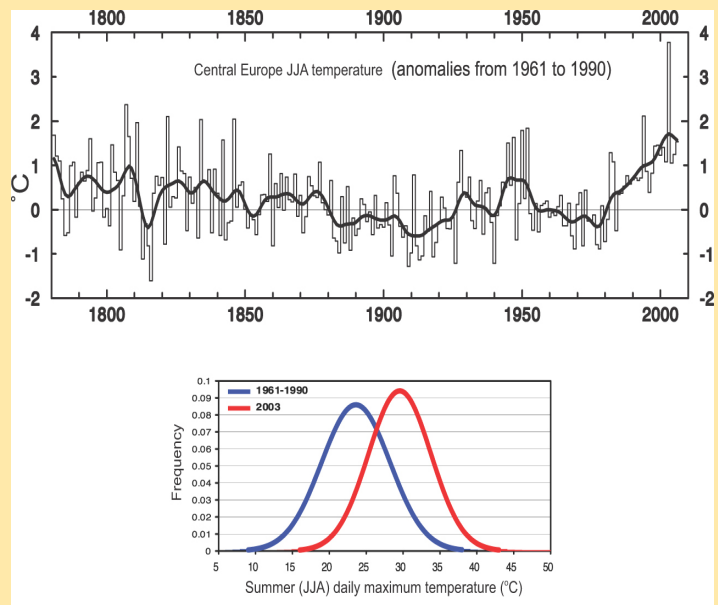
유럽의 열파, 2003년 여름

2003년 여름에 유럽의 많은 부분에 영향을 준 열파는 특히 6월과 8월에 기록적인 기온을 만들어 냈다(Beniston, 2004; Schar et al., 2004; 박스3.6 및 그림 2참조). 국가기상국(national weather agencies)에서 제공된 정보에 따르면, 프랑스, 독일, 스위스, 스페인, 이탈리아, 그리고 영국의 많은 지역에서 절대 최고온도가 1940년대와 1950년대에 관측된 최고기록을 모두 초과했다. 격자화된 관측온도(35°N-50°N, 0-20°E 지역의 CRUTEM2v으로부터)는 1780년에 시작된 관측 이후 그 해 여름이 최고였다는 것을 보여준다: 1961년에서 1990년까지의 평균보다 3.8°C 높았고, 이 기간 어느 다른 여름보다 1.4°C 높았다(두 번째로 더운 해는 1807년이다). 이전 문서기록에 근거하여, Luterbacher et al.(2004)은 2003년이 최소한 1500년 이래 가장 더운 여름일 수도 있다고 판단하였다. 2003년 열파는 매우 뚜렷하고 지속적인 고기압 블로킹 시스템과 관련이 있다. 이 블로킹시스템은 헤들리세포를 예외적으로 북쪽으로 이동시킬 수 있다(Black et al., 2004; Fink et al., 2004). 최고온도인 6월에는 영국제도 쪽으로 북향된 고기압 편차가 보이고, 이에 따라 기록적인 고온의 북쪽에서의 확장과 지속성이 8월까지 계속된다. 그 근한 온도를 더 악화시키는 요인은 서부 및 중부 유럽 지역의 많은 지역에서 나타나는 강수부족이다. 이는 훨씬 줄어든 토양수분과 지표 증발과 증산, 그리고 이들의 강한 양의 되먹임 효과를 일으킨다(Beniston and Diaz, 2004).

2005년 북대서양의 열대성폭풍 시즌

2005년 북대서양 허리케인 시즌(6월 1일부터 11월30일까지)은 여러 관측기록을 보았을 때, 2004년 매우 활발한 기간을 뛰어넘는 가장 활발한 기간이었다(예, Levinson, 2005). 그리고 이는 전례없는 수준의 피해를 입혔다. 가장 활발한 시기 전인 6월과 7월에 7개의 열대성폭풍은 지금까지 최대였고, 허리케인 데니스는 7월 기록상 가장 강했다. 그리고 지금까지 가장 빨리 4개의 폭풍에 이름이 부여되었다. 2005년 북대서양 시즌에는 가장 많은 수의 이름 붙은 폭풍이 있고(28; 17 m/s 이상의 바람), 그 때는 이름들이 그리스 알파벳으로 이름이 부여되었다. 또한 그 시즌에 허리케인(15; 33 m/s 이상의 바람) 수는 최대였다. 또한, 그 때는 카테고리 5의 폭풍(67 m/s 이상의 바람)이 4개나 있었다. 이들은 기록상 가장 강한 대서양폭풍(월마, 지상 중심기압 882 hPa), 멕시코만에서 가장 강했던 폭풍(Rita, 897 hPa), 그리고 카트리나를 포함한다. 열대 폭풍 빈스는 포르투갈과 스페인에 상륙했던 첫번째 폭풍이었다. 이런 수치들에도 불구하고, 몇몇 폭풍들이 짧게 생존했기 때문에, ACE 지수는, 2004년을 넘는 아주 높은 값을 갖는다고 하더라도, 기록상 가장 높은 값이 아니었다. 미국에서 기록상 가장 많은 피해를 입혔던 8개중 6개의 허리케인은 2004년 8월에서 2005년 9월 사이에 모두 일어났다(찰리, 이반, 프란시스, 카트리나, 리타, 월마). 반면에 2005년 또 다른 허리케인(스탠)은 매우 심각한 홍수와 진흙사태를 야기했다. 이는 중미(과테말라, 엘살바도르, 그리고 남부 멕시코)에서 약 2000명의 인명피해를 냈다.

허리케인에 있어서 매우 중요한 열대 대서양지역(10°N-20°N)의 해수면온도는 2005년의 확장된 여름(6월부터 10월까지)에 가장 높은 수준이었다(1901년에서 1997년 평균값의 보다 0.9°C 높음 그림 3.33). 그리고 이 높은 값은 대기의 호조건과 함께 매우 활발한 허리케인 시즌에 대한 주요한 이유가 된다(박스 3.5참조). 이러한 온도상승의 상당한 부분은 지구평균해수면의 온도상승과 관련이 있다(Trenberth and Shea, 2006; 3.2절과 3.6.6절 참조).



박스 3.6, 그림 2. 1961년부터 1990년까지 평균과 관련된 중유럽에서의 여름철(JJA) 온도 아노말리의 장기 시계열(위). 곡선은 십년변동을 보여준다(Appendix 3.A). 2003년 여름에, 3.8°C는 1807년의 2.4°C를 아주 많이 초과하고, 최고온도(빨간색)의 매우 완만한 가우시안 분포는 Basel, Switzerland에서 전체 분포가 어떻게 이동했는지를 보여주는 보통 수치(파란색)와 비교된다(Beniston and Diaz, 2004).

3.8.4 중위도폭풍과 극한현상 변화에 대한 증거

3.8.4.1 중위도저기압

강한 중위도저기압은 종종 이상기상, 특히 강한 폭풍과 연관이 되어 있다. 강한 중위도저기압의 수나 강도가 유의하게 증가했다는 것은 많은 연구자들에 의해 제시되었다(예, Lambert, 1996; Gustafsson, 1997; McCabe et al., 2001; Wang et al., 2006a). 이러한 변화는 3.5.3절에서 묘사된 선호된 폭풍경로의 변화와 관련이 있다. 열대성저기압에서처럼, 저기압 강도의 장기간 변화를 알아내는 것은 불완전할 뿐만 아니라 관측시스템의 변화 때문에 매우 어렵다. 몇몇 결과들은 관측시스템의 변화에 기인한 것이라고 여겨진다(예 Graham and Diaz, 2001).

NRA와 ERA-40의 결과들은 강한 저기압의 수의 증가가 북태평양과 북대서양에서 분명한 것으로 보인다(Graham and Diaz, 200; Gulev et al., 2001). 이러한 증가는 겨울철 두 대양에서 통계적으로 유의하다(Simmonds and Keay, 2002; Wang et al., 2006a). Geng and Sugi(2001)는 저기압의 밀도, 강화율, 중심기압경도, 그리고 이동속도가 모두 북대서양 겨울철에 증가하였다는 것을 발견하였다. Caires and Sterl(2005)은 ERA-40에 있는 풍속과 SWH의 100년 과거자료의 전구 측정값과, 세 개의 서로 다른 10년 기간에 대하여 부이자료에 근거한 선형편차 보정값과 비교하였다. 그들은 폭풍경로의 차이가 북반구의 십년변동성에 영향을 줄수 있다고 보였고, 그 변화는 전구순환패턴의 변화와 연관이 있다. 또한 이는 많은 부분 NAO와 관련이 있다(3.5.6절 참조).

NCEP-2 재분석자료를 사용하여Lim and Simmonds(2002)는 1979년에서 1999년까지 자료에 대해 연중 폭발적으로 발달하는(시간당 1hPa이상 발달하는 것) 중위도저기압의 수가 증가하는 경향이 남반구와 전구(1년에 각각 0.56과 0.78개)에서 유의하다는 것을 보였다. 반면에 북반구에서는 양의 경향에 유의성이 보여지지 않았다. Simmonds and Keay(2002)는 1958년에서 1997년 기간에 겨울철 북태평양과 북대서양에 평균된 가장 강한 저기압의 10분위 수로 저기압 수의 변화에 대한 비슷한 결과를 얻었다.

3.5.3과 3.5.7절에 언급했듯이, 재분석자료에는 시간에 따라 변하는 편차가 경향을 측정하는데 불확실성을 야기한다. 재분석자료와는 별개로, 관측소자료는 중위도저기압 활동의 변화에 대한 보다 좋은 증거를 제시하는 데 도움이 될 수 있다. 관측기기의 일치성 및 추출방법 등의 이유로 직접 관측소 바람측정 대신에, 기압경도에 근거한 값이 유도되었다. 이는 장기간 변화를 인식하는데 보다 믿을 만하다.

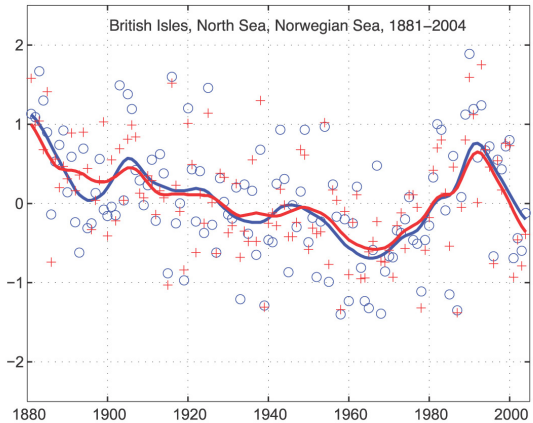


그림 3.41. 1881년부터2004년까지, British Isles, North Sea 그리고 Norwegian Sea에 대한 폭풍우 지수. 파란 원은 관측소 삼각형의 10개씩 평균한 지균풍의 95%를, 빨간 십자기는 99%를 나타낸다. 곡선은 십년필터된 것이다(Alexandersson et al., 2000).

Alexandersson et al.(2000)은 북서 유럽에서 21개의 관측소 기압자료를 1881년에서부터 이용하였다. 이 자료를 토대로 지균풍을 압력-삼각법을 이용하여 계산하였다. 그들은 19세기 말 높은 값에서 1960년 주변의 최소값에 이르는 등 95%에서 99%의 퍼센트로 표현된 폭풍활동의 감소가 있다는 것을 밝혔다. 그리고 1990년에 빠른 속도 증가하여 최대값을 가진다. 또한 이후에는 다시 감소추세를 갖는다(그림 3.41). 양의 NAO 겨울철에는 전형적으로 더 강하고 빈번한 폭풍을 동반한다(3.6.4절 참조). 비슷한 결과가 Schmith et al.(1998)에 의해 얻어졌다. 그들은 기압경향에 근거한 좀 더 간단한 지수를 이용하였다. Barring and von Storch(2004)는 기압경향과 아주 낮은 저기압 값의 수를 이용하여 약 1800년까지 확장된 스웨덴 남부의 2개 관측자료를 토대로 이들 결과를 재확인하였다. 관측소에서 빠른 기압변화에 대한 연구는 캐나다쪽 겨울철 저기압 활동의 빈도, 지속시간, 그리고 강도의 증가를 나타낸다. 또한 그러한 연구는 1950년대 이래 영국 남부의 폭풍의 수와 강도의 증가를 보여준다. 그러나, 남부캐나다와 아이슬랜드 지역은 감소하였다(Wang et al., 2006b; Alexander et al., 2005). 폭풍경로의 북쪽으로의 이동과는 별개로(3.5.3절 참조), 북대서양 지역 일부에 대한 관측소 기압자료는 최근 수 십년에 강한 폭풍의 점진적인 증가를 보여준다. 그러나 비슷한 진폭을 가진 십년규모의 변동성이 19세기와 20세기에 보여진다.

직접적인 지상관측 측정은 아주 소수의 연구들에 의해서 이용되었다. 극한 기압 차이와 지상 바람의 분석은 과거 40년 동안 뉴질랜드 남부지역과 해양의 남쪽으로 서풍 극값의

표 3.7. 표3.8에서 사용된 현상의 정의

현 상	정 의
저온 주간/야간, 서리가 있는 날	기준기간(1961~1990)에 일분포의 10%에 근거, 경계를 초과하지 않는 온도(주간 최대온도, 야간 최저온도)를 가진 날의 백분율, 고정(서리가 있는 날)되거나 지역적으로 변화(추운 주간/야간)
고온 주간/야간	저온 주간/야간 참고, 90% 초과하지 않음.
추운 날씨가 지속되거나 갑작스러운 추위(수일)	저온 주간/야간이 수일 지속되는 기간
따뜻한 날씨 지속(열파)(수일)	고온 주간/야간이 수일 지속되는 기간
한랭계절/온난계절(계절평균)	어떤 경계를 초과하지 않는 계절 평균(오히려 일 온도)
집중호우사상 (매년 발생)	기준 기간(1961-1990)에 일분포의 95% 혹은 99%에 근거, 경계를 초과하지 않는 강수량을 가진 날의 백분율, 고정되거나 지역적으로 변화
강수가 적은 경우 (10년보다 긴 순환기간)	집중호우 기간(분포에서 끝 쪽은 제외)
가뭄 (계절/연)	강수 부족 PDSI(박스 3.1)에 기초.
열대성 저기압(빈도, 강도, 경로, 최대풍속, 최대강수량)	열대 폭풍은 풍속과 시간에 비례하여 분류된다. 사피르-심슨 규모에 따라 카테고리 1~5의 허리케인은 각각 33~42 m/s, 43~49 m/s, 50~58 m/s, 59~69 m/s 그리고 70 m/s 이상의 풍속을 가진 폭풍으로 정의된다. NOAA의 ACE 지수는 특정 열대성저기압 계절에서 열대폭풍과 허리케인의 수집된 강도와 지속기간으로 간주되는 전체계절 활동의 척도이다.
극한 중위도폭풍(빈도, 강도, 경로, 최대풍속, 최대강수량)	온도경도와 이를 감소시키려는 활동에 의해 북/남반구 중위도에서 발생하는 격렬한 저기압시스템
소규모 악기상 현상	토네이도, 우박, 뇌우, 모래폭풍, 다른 악기상 현상과 같은 극한사상

표 3.8. 신뢰구간으로 지정된 지역과 기간의 현상에 대한 극 변화, 현상에 대한 설명은 각 절에 자세하게 기술되어있다.

현상	변화	지역	기간	신뢰도	절
저온 주간/야간 서리가 있는 날	감소, 낮보다 밤에 더 감소	전구육지의 70% 이상	1951~2003 (유럽과 중국의 최근 50년)	매우 높음	3.8.2.1
고온 주간/야간	증가, 낮보다 밤에 더 증가	전구육지의 70% 이상	1951~2003	매우 높음	3.8.2.1
추운 날씨가 지속되거나 갑작스러운 추위(수일)	불충분한 연구, 그러나 일온도 변화는 감소 의미				
따뜻한 날씨 지속(열파)(수일)	증가: 일온도변화에 내재된 근거	전구	1951~2003	높음	FAQ 3.3
한랭계절/온난계절(계절평균)	계절내 변동에서의 변화에 대한 몇가지 새로운 근거	중유럽	1961~2004	높음	3.8.2.1
집중호우기간(매년 발생)	증가, 평균값에서 기대한 것을 초과(불균형)	중위도의 많은 지역(강수감소지역포함)	1951~2003	높음	3.8.2.2
강수가 적은 경우(10년보다 긴 순환기간)	증가	신뢰할 수 있는 자료가 있는 몇몇 지역(예:영국과 미국)	1893년 이후 변화 많음	높음 (더 강화된 통계를 통해 나타난 변화와 일치)	3.8.2.2
가뭄(계절/연)	영향을 끼친 전지역에서 증가	다수의 육지 지역	1970년대 이후	높음	3.3.4 와 FAQ 3.3
열대성 저기압	주기에서는 경향성이 없으나, 지속시간이 길어지고 강도가 강해지는 경향	열대지역	1970년대 이후	높음 주기와 강도에서 더 신뢰	3.8.3 과 FAQ 3.3
중위도 극 폭풍	주기와 강도 모두 증가, 궤도가 극쪽으로 이동	북반구 대륙	약 1950년 이후	높음	3.8.4, 3.5, FAQ 3.3
소규모 악기상 현상	평가에 대해 불충분한 연구				

유의한 증가 경향이 있다는 것을 보였다. 그 경향은 PDO와 관련된 최근 수 십년 동안 엘니뇨의 증가된 빈도수와 연관되어 있다(3.6.3절 참조). 동서 압력경도와 극한 서풍 바람빈도가 모두 남부 뉴질랜드에서 증가한 반면, 극한 동풍 바람도 그곳에서 증가하였고 이는 일반적으로 순환의 더 많은 변동성을 보여준다. 그러나 기압 차이에 대한 경향은 (ERA-40와 NRA, 그리고 관측소 자료에 근거) 항상 지상의 바람 변화와 일치하지는 않는다(예, Smits et al., 2005). 네덜란드에서 10m 높이에서 관측된 바람을 근거로, Smits et al.(2005)은 과거 40년 동안 강한(뷰포드 풍속 계급 8 이상) 바람 현상의 감소가 있다는 것을 발견하였다. 그 차이는 전반적으로 지상의 공기역학적 거칠기의 변화로 설명되기 어렵다. 그리고 그들은 재분석자료의 비균질성이 원인이 될 수 있다고 결론을 지었다. 그러나 국지적인 차이는 중요할 수 있으며 폭풍의 강도가 항상 지역적 극단 지상풍 또는 돌풍과 일치하지 않는다.

3.8.4.2 토네이도, 우박, 뇌우, 먼지 폭풍, 그리고 다른 악기상

토네이도 수 혹은 강도 변화에 대한 증거는 전부 국지적으로 보고된다. 미국에서는 토네이도에 대한 자료가 중간에 불연속성이 있다고 하더라도 비교적 잘 구성되어 있다. 특히 1950년대와 1970년대 사이의 기간부터 최근의 기간 동안 미국에서의 강한 토네이도는 뚜렷이 감소하는 경향을 보인다. Trapp et al.(2005)은 토네이도 자료의 신뢰성에 대해 의문을 제기했다. 그들은 스킵라인 토네이도의 약 12%가 기록되지 않는다고 제안하였다. 많은 유럽의 국가들에서 토네이도 보고의 수는 과거 십 년 동안 상당히 증가되었다(Snow, 2003). 이는 토네이도 활동이 더 많아졌음을 의미한다(Dotzek, 2003). Bissolli et al.(2007)은 독일에서 1950년과 2003년 사이에 약한 토네이도(후지타 스케일의 F0와 F1)가 증가하였고 보고하였다. 1950년 이후 미국에서 토네이도의 보고는 증가하고 있으며(예, Dotzet et al., 2005참조), 탐지와 보고의 강화로 인해 유럽에서도 토네이도의 보고 수가 증가하고 있다. Doswell et al.(2005)은 뇌우와 관련 있는 국지규모의 극한현상에 있어 변화에 대한 관측적 증거들을 찾을 때 여러 가지 어려움이 있다는 것을 주목하였다. 작은 규모의 악기상 현상의 매우 강한 공간 변동성에 비추어, 지상 기상 관측소의 밀도가 너무 적어 그러한 현상을 측정하기 어렵다. 더욱이, 이미 존재하는 관측소의 동질성도 의문이다. 원격관측 기술이 뇌우의 판별을 용이하게 하지만, 그 방법이 항상 이들 폭풍으로부터 악기상을 알아낼 수 있는 것은 아니다. 또 다른 접근은 뇌우 발생을 대규모 환경 조건과 연결을 시키는 것이다. 그곳에 현상의 관측이 타당할 뿐만 아니라 그들

환경의 분포 변화를 고려한다(Brooks et al., 2003; Bissolli et al., 2007).

먼지 폭풍의 감소되는 경향이 북부 중국에서 1950년대 중반 이후부터 1990년대 중반까지 관측되고 있으나, 먼지 폭풍 발생일수는 1997년부터 2002년까지 증가되었다(Li and Zhai, 2003; Zhou and Zhang, 2003). 그 감소 경향은 저기압 발생 빈도를 약하게 하는 것과 관련 있는 것처럼 보인다. 또한 이는 겨울철 기온 상승과도 관련이 있다(Qian et al., 2002). 최근의 기온 상승은 식생감소와 가뭄과 관련이 있고 여기에 덧붙여 지상 풍속과도 관련이 있다(Wang and Zhai, 2004; Zou and Zhai, 2004).

3.8.5 요약

모아진 자료가 극한현상의 장기 경향을 결정하는데 부족하다 하더라도 여러 가지 형태의 극한현상에 대해 관측적 변화들이 발견되었다. 그 현상들의 정의는 표 3.7에 요약되었다. 그 극한현상의 변화에 대한 요약은 변화의 유의성 평가를 포함하여 표 3.8에 주어진다.

3차 평가보고서 이래 새로운 분석은 최근 수십 년 동안 중위도의 많은 지역에서 서리일수의 점차적인 감소를 보여준다. 이러한 온난화 경향과 일치하게, 열대야일수는 1951년에서 2003년까지 증가하였다. 또한 추운 밤 일수는 감소하였고, 추운 낮과 더운 낮 일수에 대한 경향은 온난화와 일치한다. 그러나 밤보다는 그리 크게 변하지 않는다.

강수량에 대해서, 갱신된 경향의 분석과 3차 평가보고서 시기에 없었던 지역에 대한 결과들은 다수의 관측소를 통해 홍수가 증가하고 집중호우가 증가하는 것을 보여준다. 이 결과는 전체 강수량이 증가하는 곳에도 적용되고 심지어 전체 강수량이 감소하는 지역에서도 적용된다.그런 극한현상의 결과들이 오직 소수의 지역에서 유용하다고 하더라도 증가하는 경향이 더 드문 강수 현상에 대해서도 나타난다. 주로 자료의 부족 때문에 적도와 아열대 지역에 대해서 극한강수의 변화를 보기는 어렵다.

열대성저기압, 허리케인, 그리고 태풍은 해마다 큰 변화를 보인다. 그리고 자료의 질의 한계 때문에 경향 판단이 어려울 수 있다. 그럼에도 불구하고 범주 4와 5의 허리케인의 증가가 분명하게 나타난다. 특히 1970년대 이후로 허리케인의 강도와 지속시간의 증가에 기인하여 PDI 역시 증가한다. 2005년 북대서양에서는 계절별로 많은 기록들이 갱신되었다. 열대 폭풍 활동의 지구적인 관점은 ENSO의 중요한 역할에 주목한다. 그리고 가장 활발한 해는 1997년이었는데 그 때 가장 강한 엘니뇨가 시작되었고, 이 때 해수면온도 역시

기록적인 값으로 허리케인 발달에 중요한 역할을 한 것으로 고려된다.

중위도저기압에 대하여, 그 빈도수와 강도의 증가되는 경향은 대부분의 지역 연구에서 보이듯이 최근 수십 년 동안 지배적이다. 북동 대서양 지역의 긴 자료는 최근의 극단 이상 기간이 19세기 후반과 비슷한 수준이라고 제안하고 있다.

3.3.4절에 제시된 바와 같이 PDSI는 북반구 육지지역에서 1950년대 중반 이후 가뭄 경향을 잘보여준다. 그리고 1974년에서 1998년까지 남반구에서도 같은 경향이 보여진다. 또한 육지 강수의 감소는 특히 1980년대 초반 이래로 가뭄 경향의 주요한 이유이다. 대규모의 지상 가열은 과거 20-30년 동안 가뭄에 기여했을 것이다.

3.9 종합: 관측의 일치성

이 절은 최근 분명한 관측적 변화의 현실성에 대한 유의성이 있는지를 보기 위하여 간단하게 변동성과 경향을 서로 다른 기후 변수를 이용하여 비교한다. 그러므로 이 절에서는 이후에 기술될 지권(4장)과 해양(5장)에 대한 것을 미리 살펴 볼 것이며 이들에 대한 영역 변화에 초점을 맞춘다. 여기에서 강조하는 부분은 상호관계성이다. 예를 들어, 온도 상승은 전체적으로 대기에서 수증기를 포함할 수 있는 능력을 증가시킨다. 그리고 온도 및/혹은 강수량의 변화는 순환 지수와 명백하게 일치하여야 한다. 이 장에서 다루어지는 변수들은 개요 부분에 요약되어 있고, 일부는 아래에 기술되어 있다. 적설 기간 및 해빙을 감소시키고 광범위하게 빙하를 후퇴시키는 온도 상승의 예는 여러 장을 포괄하는 변수들을 포함한다. 더 세부적인 정보가 발견될 수 있는 주요 절은 다음 각 굵은 점으로 표시한 삽입구에 나타난다.

- 관측 온도 상승은 20세기에 전 세계적인 빙하의 감소와 만년설의 감소(남극과 그린란드를 포함하지 않음)와 일치한다. 빙하와 빙모는 온도뿐만 아니라 강수의 변화에도 반응한다. 그리고 겨울철 적설과 여름철 용설은 연도 증가와 관련하여 과거 반세기 동안 증가했다. 어떤 지역에서는 최근 수십 년 동안 어느 정도 증가된 적설이 관측이 되는데, 이는 대기 순환의 변화와 일치하고 겨울철 강수 증가와 관련된다(예, 남서부 노르웨이, 알래스카 해안의 일부 지역, 파타고니아, 카라고람, 그리고 뉴질랜드 남부 섬의 피요르드랜드). 이는 빙하의 감소가 알래스카와 파타고니아의 질량수지의 뚜렷한 감소를 이끌어 낸다 하더라도 발생한다. 열대 빙하의 변화는 고위도

지역과 동시에 일어난다. 그리고 그 모두는 최근 수십 년 동안 감소 경향을 보여준다. 지역적인 온도 기록은 모두 약간의 온난화를 보여주지만, 그런 빙하의 빠른 감소를 설명할 수 있는 크기를 갖는 것은 아니다(예, 킬리만자로). 최근 빙하 감소의 다른 요인은 구름양의 변화, 수증기량, 적설 빈도에 기인한 알베도, 그리고 관련된 복사 균형이다(3.2.2절, 3.3.3절, 4.3절, 4.5절).

- 적설은 많은 북반구 지역에서 감소하였다. 특히, 봄철에 뚜렷하며 중위도 지역의 가을철 온도와 상반되게 봄철의 높은 온도 상승과 일치한다. 그리고 눈 대신 더 많은 비가 내리는 것과도 관련이 있다. 이들 변화는 영구동토층의 변화와 일치한다: 북극과 아북극지역의 영구동토층의 온도가 1980년대 이래 3°C까지 증가하였다. 또한 티벳고원과 유럽 산악 영구동토층의 온난화가 관측되었다. 유럽대륙에서 변화하는 층 두께는 증가하였고, 계절에 따라 변하는 언 땅의 두께는 감소하였다(3.2.2절, 3.3.2절, 3.4.2절, 3.4.8절).
- 해빙의 범위는 특히 봄철과 여름철에서 북극지역에 대해 감소하였다. 그리고 그 변화의 패턴은 바람이 주요한 요인임에도 불구하고 온도 증가가 일어나는 지역과 일치한다. 해빙의 범위는 기록적으로 2005년에 가장 낮은 값을 갖는다. 그 때는 북위 65°N 위 북극 지역에 대해 1850년 시작된 관측 사상 가장 따뜻한 해였다. 해빙의 두께 역시 감소해왔다. 북극과는 대조적으로 남극 해빙은 1970년대 말 이후로 유의한 경향이 보이지 않는다. 이는 그 기간 동안 65°S 남쪽으로 표면온도 자료의 부족함과 일치한다. 그러나 유의한 온도 상승이 나타나는 남극 반도를 따라 빙상의 점차적인 후퇴가 1980년대 후반에서부터 일어나고 있다. 특히, 2002년 라센-B 빙상의 후퇴는 최대이다. 또한, 강과 호수에 얼음 어는 기간이 줄어들었다(3.2.2절, 3.6.5절, 4.3절, 4.4절).
- 1980년대에서 1990년대까지 대기 상단에서 복사량의 변화는 부분적으로 ENSO와 관련이 있을 수 있으며, 적도의 구름양의 감소와 관련된 것처럼 보인다. 그리고 그 변화는 지상부근의 에너지 수지의 변화와 관측된 해양 열용량의 변화와 연관이 있다(3.4.3절, 3.4.4절, 3.6.2절, 5.2.2절).
- 1970년에서 1990년까지 지상 부근에서 보고된 태양 복사량의 감소는 도시 지역의 오차를 갖는다. 관측 기록이 조밀하지 않더라도, 증발량이 많은 지역에서 감소되는 것이 측정되었다. 이는 구름양 증가와 관련하여 태양복사의 감소에 기인한다. 또한, 구름 성질의 변화와 대기 오염(에어로솔)의 증가에도 기인한다. 최근에는 태양복

사가 감소하고 있다는 반대의 의견을 제시하는 증거들이 있다(2.4.5절, 2.4.6절, 3.3.3절, 3.4.4절, 7.2절, 7.5절).

- 세계의 많은 곳에서 가뭄 빈도가 증가해 왔다. 특히, 적도지역에서는 SST 변화가 가뭄을 결정하게 하는 큰 요인이 되는 것으로 나타난다. 이러한 과정은 대기의 순환과 강수의 변화를 통해서 이루어진다. 온난화와 관련된 증가된 증발산과 건조화는 가뭄 증가의 추가적인 요인이다. 서부 미국에서, 눈의 감소와 이에 따르는 토양수분의 감소도 요인이 될수 있다. 호주와 유럽에서 지구온난화에 직접적인 관련은 고온의 극한현상과 최근 가뭄을 동반하는 열파를 통해서 판단될 수 있다(3.3.4절과 4.2절, FAQ 3.2, 박스 3.6).
- 담수화가 북대서양과 25°S 남쪽 지역에서 일어남에 따라 대서양 담수 수지의 변화는 과거 40년 동안 뚜렷하다. 반면에 염분도가 특히 500 m 상부에서 열대지역과 아열대지역에서 증가하였다. 이는 아열대에서 고위도로 대기를 통해 수증기 수송의 증가가 있었다는 것을 암시한다. 이는 NAO를 포함하는 대기순환의 변화와 관련이 있다. 또한, 이는 북부 해양과 인접한 육지 지역에서 관측된 강수 증가를 만들어낸다(3.3.2절, 3.6.4절, 5.3.2절, 5.5.3절).
- 해면 고도는 20세기 동안 $1.7 \pm 0.5 \text{ mm yr}^{-1}$ 올랐다. 그러나, 그 증가율은 1993년에서 2003년 동안 $3.1 \pm 0.7 \text{ mm yr}^{-1}$ 로 커졌다. 그때의 유의성은 전구 고도 측정으로부터 증가되었다. 해양 열용량의 변화와 관련된 해양 열팽창은 1961년에서 2003년까지 $0.4 \pm 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$ 정도 기여한다. 이는 1993년에서 2003년까지에 대해 $1.6 \pm 0.5 \text{ mm yr}^{-1}$ 의 값으로 증가하였다. 같은 기간에, 빙하와 육지 얼음의 녹음은 해양 질량을 약 $1.2 \pm 0.4 \text{ mm yr}^{-1}$ 만큼 증가시켰다. 육지 물 보관량의 변화는 불분명하지만, 해양에서의 물의 감소와 관련이 있을 수도 있다. 1993년에서 2003년까지 균형은 관측된 해면 고도 증가가 온난화의 강한 지표가 된다는 확신을 제공해 준다. 그리고 그 해면 고도 상승은 대기 상단의 쌓이는 에너지의 불균형의 집합체이다(4.5절, 4.6절, 4.8절, 5.2절, 5.5절).

요약하면, 전구 평균 온도는 19세기 이래 증가하였다. 특히 1970년 이후가 뚜렷하다. 온도는 육지 어느 곳이나 증가하였고, 해수면온도와 대양의 공기온도 역시 증가하였다. 이는 육지에서의 증거를 지지해준다. 그러나, 특히 짧은 기간에 대해서 온도는 계속 증가한 것도 아니고 공간적으로도 일정한 방식으로 증가한 것이 아니다. 대기 순환은 역시 변하였다. 특히, 양쪽 반구의 대부분의 계절에 증가되는 동서

흐름이 관측된다. 그리고 중고위도 지역의 고리 모드들은 1990년대 중반까지 북반구에서 강화되었고, 남반구는 현재까지 강화되었다. 북반구에서 이는 겨울철 북대서양으로부터 유럽쪽과 고위도 아시아의 많은 부분으로 더 따뜻한 해양 공기를 가지고 오며 그곳의 온난화를 강화한다. 오존홀이 중요한 역할을 하는 남반구에서는 1971년부터 2000년까지 남극 내륙지역에 대해 냉각이 이루어지고 있다. 그러나 남극 반도와 파타고니아에는 큰 온난화가 있다. 온도는 일반적으로 흐름이 더 북쪽으로 향하는 곳에서 평균보다 더 상승한다. 반면에 적도쪽으로 향하는 흐름은 평균보다 더 냉각을 시킨다. 이는 PDO와 다른 변동패턴을 반영한다.

육지에서 여름철 저위도 연내 전체에 대해 표면온도와 강수량 사이의 강한 음의 상관성이 관측된다. 그리고 동부 미국과 아르헨티나와 같은 더 비가 많이 오는 지역 다른 육지 지역만큼 따뜻해지지 않는다(특히 FAQ 3.2와 3.2절 참조). 증가된 강수량은 구름의 증가와 높은 지습, 그리고 증가된 증발산과 관련이 있다. 증가된 증발산과 감소된 온도 증가는 지상부근의 더 습한 조건으로부터 물리적으로 증가된 잠열과 현열속과 일치한다.

더 따뜻한 기후에 대해 위에서 언급한 기대와 일치하게, 지표의 비습은 1976년 이후 일반적으로 증가하였다. 이는 육지와 해양 모두의 더 넓은 온도와 관련이 있다. 전 수증기량은 전 대양에 걸쳐 1988년에서 2004년까지 십 년당 $1.2 \pm 0.3\%$ 증가하였다. 이는 변하지 않는 상대습도와 해수면온도의 패턴과 그 변화량과 일치한다. 상부 대류권 수증기는 상대습도가 일정한 값을 갖는 것과 마찬가지로 증가하였다. 이는 복사강제력에 주요한 양의 피드백을 제공한다. 다시 말해, 집중호우 이벤트의 광범위한 지역에서의 증가는 증가된 수증기량과 거의 일치한다.

3 대양은 각각 독특하고 매우 다른 바람, SST 패턴, 그리고 해류 시스템을 갖는다. 이는 매우 다른 변동성을 이끈다. 그러한 변동성은 태평양의 ENSO, 그리고 대서양의 THC와 관련이 있다. 결과적으로 해양은 다른 비율로 일정하게 따뜻해지지 않으며, 적도 대류와 바람의 접합과 전세계적인 원격상관을 통해 유도될 수 있다. 또한, 이는 대기 순환(ENSO, PDO, AMO)과 해들리 및 워커 순환을 통해 변화할 수 있다. 강수량과 폭풍경로의 변화는 분명하게 정리된 것이 아직 없으며, 경년변동성과 10년 변동성에 대해서 변한다. 강수가 적도지역 고위도 지역에서 증가했다 하더라도, 적도지역의 최근 해들에 대해 강수가 감소한다. 가뭄은 많은 열대 및 중위도 육지에 대해서 일어난다. 부분적으로 1970년대 이래 육지지역의 감소되는 패턴이며, 온난화와 관련된 증가된 대기의 요구로부터 증발산이 증가되었다.

빙권의 변화(4장), 해양과 대륙은 지구가 더워진다는 관점을 강하게 지지한다. 또한 이는 관측된 적설 감소, 해빙의 감소, 더 얇아진 해빙, 더 짧은 호수와 강물의 어는 계절, 빙하 녹음, 영구동토층 범위의 감소, 토양수분의 증가, 그리고 시추 온도 프로파일(6.6절 참조), 그리고 해면 고도 증가를 통해 이루어진다.

사사

저자들은 그림과 본문 형식을 발전시키는데 Sara Veasey (NCDC, Asheville)와 Lisa Butler(NCAR, Boulder)의 귀중한 도움에 감사한다.

참고문헌

- Abakumova, G.M., et al., 1996: Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness, and surface temperature on the territory of the former Soviet Union. *J. Clim.*, **9**, 1319-1327.
- Adler, R.F., et al., 2001: Intercomparison of global precipitation products: The Third Precipitation Intercomparison Project (PIP-3). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 1377-1396.
- Adler, R.F., et al., 2003: The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147-1167.
- Agudelo, P.A., and J.A. Curry, 2004: Analysis of spatial distribution in tropospheric temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22207, doi:10.1029/2004GL02818.
- Aguilar, E., et al., 2005: Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961-2003. *J. Geophys. Res.*, **110**, D23107, doi:10.1029/2005JD006119.
- Aiyyer, A.R., and C. Thorncroft, 2006: Climatology of vertical wind shear over the tropical Atlantic. *J. Clim.*, **19**, 2969-2983.
- Aksoy, B., 1997: Variations and trends in global solar radiation for Turkey. *Theor. Appl. Climatol.*, **58**, 71-77.
- Alexander, L.V., S.F.B. Tett, and T. Jónsson, 2005: Recent observed changes in severe storms over the United Kingdom and Iceland. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L13704, doi:10.1029/2005GL022371.
- Alexander, L.V., et al., 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Alexandersson, H., et al., 1998: Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *Global Atmos. Ocean System*, **6**, 97-120.
- Alexandersson, H., et al., 2000: Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Clim. Res.*, **14**, 71-73.
- Allan, J., and P. Komar, 2000: Are ocean wave heights increasing in the eastern North Pacific? *Eos*, **81**, 561-567.
- Allan, R.J., and T. Ansell, 2006: A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure data set (HadSLP2): 1850- 2003. *J. Clim.*, **19**, 5816-5842.
- Allan, R.P., and A. Slingo, 2002: Can current climate model forcings explain the spatial and temporal signatures of decadal OLR variations? *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1141, doi:10.1029/2001GL014620.
- Allan, R.P., A. Slingo, and V. Ramaswamy, 2002: Analysis of moisture variability in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 15-year reanalysis over tropical oceans. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD001132.
- Allan, R.P., M.A. Ringer, and A. Slingo, 2003: Evaluation of moisture in the Hadley Centre Climate Model using simulations of HIRS water vapour channel radiances. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 1-18.
- Allan, R.P., et al., 2001: Is there an equatorial Indian Ocean dipole, and is it independent of the El Niño Southern Oscillation? *CLIVAR Exchanges*, **21**, 1-3.
- Allan, R.P., et al., 2004: Simulation of the Earth's radiation budget by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 40-year reanalysis (ERA40). *J. Geophys. Res.*, **109**, D18107, doi:10.1029/2004JD004816.
- Allen, M.R., and W.J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrological cycle. *Nature*, **419**, 2224-2232.
- Alley, W.M., 1984: The Palmer Drought Severity Index: limitation and assumptions. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **23**, 1100-1109.
- Alpert, P., et al., 2002: The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(11), doi:10.1029/2001GL013554.
- Alpert, P., et al., 2005: Global dimming or local dimming?: Effect of urbanization on sunlight availability. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17802, doi:10.1029/2005GL023320.
- Ambaum, M.H.P., B.J. Hoskins, and D.B. Stephenson, 2001: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Clim.*, **14**, 3495-3507.
- Ambaum, M.H.P., B.J. Hoskins, and D.B. Stephenson, 2002: Corrigendum: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Clim.*, **15**, 553.
- Andrea, F., et al., 1998: Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979-1988. *Clim. Dyn.*, **14**, 385-407.
- Andreae, M.O., et al., 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, **303**, 1337-1342.
- Andrews, D.G., J.R. Holton, and C.B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, San Diego, CA, 489 pp.
- Angell, J.K., 2003: Effect of exclusion of anomalous tropical stations on temperature trends from a 63-station radiosonde network, and comparison with other analyses. *J. Clim.*, **16**, 2288-2295.
- Angell, J.K., 2006: Changes in the 300 mb north circumpolar vortex, 1963-2001. *J. Clim.*, **19**, 2984-2994.
- Aoki, S., 2002: Coherent sea level response to the Antarctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1950, doi:10.1029/2002GL15733.
- Ashok, K., Z. Guan, and T. Yamagata, 2001: Impact of the Indian Ocean Dipole on the decadal relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4499-4502.
- Assell, R., K. Cronk, and D. Norton, 2003: Recent trends in Laurentian Great Lakes ice cover. *Clim. Change*, **57**, 185-204.
- Auer, I., et al., 2007: HISTALP -- Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Climatol.*, **27**, 17-46.
- Baldwin, M.P., 2001: Annular modes in global daily surface pressure. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4115-4118.

- Baldwin, M.P., and T. Dunkerton, 1999: Downward propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30937-30946.
- Baldwin, M.P., and T.J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **244**, 581-584.
- Baldwin, M.P., et al., 2003: Stratospheric memory and extended-range weather forecasts. *Science*, **301**, 636-640.
- Balling, R.C. Jr., and S. Brazel, 1987: Recent changes in Phoenix summertime diurnal precipitation patterns. *Theor. Appl. Climatol.*, **38**, 50-54.
- Balling, R.C. Jr., et al., 1998: Impacts of land degradation on historical temperature records from the Sonoran Desert. *Clim. Change*, **40**, 669-681.
- Barlow, M., H. Cullen, and B. Lyon, 2002: Drought in central and southwest Asia: La Niña, the warm pool, and Indian Ocean precipitation. *J. Clim.*, **15**, 697-700.
- Barnett, T.P., et al., 1999: Interdecadal interactions between the tropics and midlatitudes in the Pacific basin. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 615-618.
- Barnston, A.G., and R.E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Barring, L., and H. von Storch, 2004: Scandinavian storminess since about 1800. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20202, doi:10.1029/2004GL020441.
- Barriopedro, D., et al., 2006: A climatology of Northern Hemisphere blocking. *J. Clim.*, **19**, 1042-1063.
- Barros, V.R., M.E. Castañeda, and M.E. Doyle, 2000a: Recent precipitation trends in southern South America east of the Andes: An indication of climatic variability. In: *Southern Hemisphere Paleo- and Neoclimates. Key Sites, Methods, Data and Models* [Smolka, P.P., and W. Volkheimer (eds.)]. Springer Verlag, Berlin, pp. 187-206.
- Barros, V.R., et al., 2000b: influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in southeastern South America. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**, 123-133.
- Barros, V.R., et al., 2002: Climate variability over South America and the South America monsoon: A review. *Meteorologica*, **27**, 33-57.
- Barros, V.R., et al., 2004: The major discharge events in the Paraguay River: magnitudes, source regions and climate forcings. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 1161-1170.
- Basher, R.E., and X. Zheng, 1995: Tropical cyclones in the southwest Pacific: Spatial patterns and relationships to Southern Oscillation and sea surface temperature. *J. Clim.*, **8**, 1249-1260.
- Bates, J.J., and D.L. Jackson, 2001: Trends in upper-tropospheric humidity. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1695-1698.
- Beck, C., J. Grieser, and B. Rudolf, 2005: A new monthly precipitation climatology for the global land areas for the period 1951 to 2000. *Climate Status Report, 2004*. German Meteorological Service, pp. 181-190, http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/KSB/ksb04/28_precipitation.pdf
- Bengtsson, L., S. Hagemann, and K.L. Hodges, 2004: Can climate trends be calculated from reanalysis data? *J. Geophys. Res.*, **109**, D11111, doi:10.1029/2004JD004536.
- Beniston, M., 2004: The 2003 heat wave in Europe. A shape of things to come? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02022, doi:10.1029/2003GL018857.
- Beniston, M., and H.F. Diaz, 2004: The 2003 heat wave as an example of summers in a greenhouse climate? Observations and climate model simulations for Basel, Switzerland. *Global Planet. Change*, **44**, 73-81.
- Beniston, M., and D.B. Stephenson, 2004: Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global Planet. Change*, **44**, 1-9.
- Berger, C.L., et al., 2002: A climatology of northwest Missouri snowfall events: Long-term trends and interannual variability. *Phys. Geogr.*, **23**, 427-448.
- Berri, G.S., M.A. Ghietto, and N.O. García, 2002: The influence of ENSO in the flows of the Upper Paraná River of South America over the past 100 years. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 57-65.
- Betts, A.K., J.H. Ball, and P. Viterbo, 2003: Evaluation of the ERA-40 surface water budget and surface temperature for the Mackenzie River Basin. *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1194-1211.
- Biondi, F., A. Gershunov, and D.R. Cayan, 2001: North Pacific decadal climate variability since AD 1661. *J. Clim.*, **14**, 5-10.
- Bischoff, S.A., et al., 2000: Climate variability and Uruguay River flows. *Water International*, **25**, 446-456.
- Bissolli, P., J. Grieser, N. Dotzek, and M. Welsch, 2007: Tornadoes in Germany 1950-2003 and their relation to particular weather conditions. *Global Planet. Change*, **46**, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.007
- Black, E.M., et al., 2004: Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*, **59**, 217-223.
- Bojariu, R., and L. Gimeno, 2003: The influence of snow cover fluctuations on multiannual NAO persistence. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1156, doi:10.1029/2002GL015651.
- Bonan, G.B., 2001: Observational evidence for reduction of daily maximum temperature by croplands in the midwest United States. *J. Clim.*, **14**, 2430-2442.
- Bonnazola, M., and P.H. Haynes, 2004: A trajectory-based study of the tropical tropopause region. *J. Geophys. Res.*, **109**, D020112, doi:10.1029/2003JD004356.
- Bornstein, R., and Q. Lin, 2000: Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three cases studies. *Atmos. Environ.*, **34**, 507-516.
- Bottomley, M., et al., 1990: *Global Ocean Surface Temperature Atlas "GOSTA"*. HMSO, London, 20 pp.+iv, 313 plates.
- Bove, M.C., et al., 1998: Effect of El Niño on U.S. landfalling hurricanes, revisited. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 2477-2482.

- Branstator, G., 2002: Circum-global teleconnections, the jetstream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.*, **15**, 1893–1910.
- Brest, C.L., W.B. Rossow, and M. Roiter, 1997: Update of radiance calibrations for ISCCP. *J. Atmos. Ocean Technol.*, **14**, 1091–1109.
- Brohan, P., et al., 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- Bromirski, P.D., R.E. Flick, and D.R. Cayan, 2003: Storminess variability along the California coast: 1858–2000. *J. Clim.*, **16**, 982–993.
- Bromwich, D.H., and R.L. Fogt, 2004: Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP-NCAR reanalyses in the high and middle latitudes of the Southern Hemisphere, 1958–2001. *J. Clim.*, **17**, 4603–4619.
- Brönnimann, S., et al., 2004: Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940–42 related to El Niño. *Nature*, **431**, doi:10.1038/nature02982.
- Brooks, H.E., J.W. Lee, and J.P. Craven, 2003: The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmos. Res.*, **67–68**, 73–94.
- Brunet, M., et al., 2006: The development of a new dataset of Spanish daily adjusted temperature series (SDATS) (1850–2003). *Int. J. Climatol.*, **26**, 1777–1802.
- Brunetti, M., et al., 2004: Changes in daily precipitation frequency and distribution in Italy over the last 120 years. *J. Geophys. Res.*, **109**, D05102, doi:10.1029/2003JD004296.
- Brutsaert, W., and M.B. Parlange, 1998: Hydrologic cycle explains the evaporation paradox. *Nature*, **396**, 30.
- Burian, S.J., and J.M. Shepherd, 2005: Effects of urbanization on the diurnal rainfall pattern in Houston. *Hydrological Processes: Special Issue on Rainfall and Hydrological Processes*, **19**, 1089–1103.
- Burnett, A.W., et al., 2003: Increasing Great Lake-effect snowfall during the Twentieth Century: A regional response to global warming? *J. Clim.*, **16**, 3535–3541.
- Caesar, J., L. Alexander, and R. Vose, 2006: Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures: Creation and analysis of a new gridded data set. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05101, doi:10.1029/2005JD006280.
- Cai, W., and P.G. Baines, 2001: Forcing of the Antarctic Circumpolar Wave by El Niño–Southern Oscillation teleconnections. *J. Geophys. Res.*, **106**, 9019–9038.
- Cai, W., P.H. Whetton, and D.J. Karoly, 2003: The response of the Antarctic Oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO₂. *J. Clim.*, **16**, 1525–1538.
- Caires, S., and A. Sterl, 2005: 100-year return value estimates for wind speed and significant wave height from the ERA-40 data. *J. Clim.*, **18**, 1032–1048.
- Camargo, S.J., and A.H. Sobel, 2004: *Western North Pacific Tropical Cyclone Intensity and ENSO*. Technical Report No. 04–03, International Research Institute for Climate Prediction, Palisades, NY, 25 pp.
- Camilloni, I.A., and V.R. Barros, 2000: The Paraná River response to El Niño 1982–83 and 1997–98 events. *J. Hydrometeorol.*, **1**, 412–430.
- Camilloni, I.A., and V.R. Barros, 2003: Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing. *J. Hydrol.*, **278**, 94–106.
- Cardone, V.J., J.G. Greenwood, and M.A. Cane, 1990: On trends in historical marine wind data. *J. Clim.*, **3**, 113–127.
- Carril, A.F., and A. Navarra, 2001: Low-frequency variability of the Antarctic Circumpolar Wave. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4623–4626.
- Carter, D.J.T., 1999: Variability and trends in the wave climate of the North Atlantic: a review. In: *Proceedings of the 9th International Offshore and Polar Engineering Conference, Brest, France*, vol. III. International Society of Offshore and Polar Engineers, Golden, CO, pp. 12–18.
- Cassou, C., and L. Terray, 2001: Dual influence of Atlantic and Pacific SST anomalies on the North Atlantic/Europe winter climate. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3195–3198.
- Cassou, C., et al., 2004: North Atlantic winter climate regimes: spatial asymmetry, stationarity with time and oceanic forcing. *J. Clim.*, **17**, 1055–1068.
- Cayan, D.R., et al., 2001: Changes in the onset of spring in the western United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 399–415.
- Cess, R.D., and P.M. Udelhofen, 2003: Climate change during 1985–1999: Cloud interactions determined from satellite measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1019, doi:10.1029/2002GL016128.
- Chagnon, F.J.F., and R. L. Bras, 2005: Contemporary climate change in the Amazon. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L13703, doi:10.1029/2005GL022722.
- Chan, J.C.L., 2006: Comment on “Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment”. *Science*, **311**, 1713.
- Chan, J.C.L., and K.S. Liu, 2004: Global warming and Western North Pacific typhoon activity from an observational perspective. *J. Clim.*, **17**, 4590–4602.
- Chang, C.P., Y. Zhang, and T. Li, 1999: Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Pt I: Roles of the subtropical ridge. *J. Clim.*, **13**, 4310–4325.
- Chang, E.K.M., 2003: Midwinter suppression of the Pacific storm track activity as seen in aircraft observations. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1345–1358.
- Chang, E.K.M., and Y. Fu, 2002: Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track intensity. *J. Clim.*, **15**, 642–658.
- Chang, E.K.M., and Y. Fu, 2003: Using mean flow change as a proxy to infer interdecadal storm track variability. *J. Clim.*, **16**, 2178–2196.
- Changnon, D., M. Sandstrom, and C. Schaffer, 2003: Relating changes in agricultural practices to increasing dew points in extreme Chicago heat waves. *Clim. Res.*, **24**, 243–254.
- Changnon, S.A., and N.E. Westcott, 2002: Heavy rainstorms

- in Chicago: Increasing frequency, altered impacts, and future implications. *J. Am. Water Res. Assoc.*, **38**, 1467-1475.
- Changnon, S.A., et al., 1981: *METROMEX: A Review and Summary*. Meteorological Monograph 18, American Meteorological Society, Boston, MA, 81 pp.
- Chase, T.N., J.A. Knaff, R.A. Pielke Sr., and E. Kalnay, 2003: Changes in global monsoon circulation since 1950. *Natural Hazards*, **29**, 229-254.
- Chattopadhyay, N., and M. Hulme, 1997: Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. *Agric. For. Meteorol.*, **87**, 55-73.
- Chelliah, M., and G.D. Bell, 2004: Tropical multidecadal and interannual climate variability in the NCEP-NCAR Reanalysis. *J. Clim.*, **17**, 1777-1803.
- Chelton, D.B., and F.J. Wentz, 2005: Global microwave satellite observations of sea surface temperature for numerical weather prediction and climate research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 1097-1115.
- Chen, M., P. Xie, and J.E. Janowiak, 2002: Global land precipitation: a 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 249-266.
- Chen, T.-C., et al., 2004: Variation of the East Asian summer monsoon rainfall. *J. Clim.*, **17**, 744-762.
- Christy, J.R., and W.B. Norris, 2004: What may we conclude about tropospheric temperature trends? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L0621, doi:10.1029/2003GL019361.
- Christy, J. R., and R.W. Spencer, 2005: Correcting temperature data sets. *Science*, **310**, 972.
- Christy, J.R., R.W. Spencer, and W.D. Braswell, 2000: MSU tropospheric temperatures: Dataset construction and radiosonde comparisons. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **17**, 1153-1170.
- Christy, J.R., et al., 2001: Differential trends in tropical sea surface and atmospheric temperature since 1979. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 183-186.
- Christy, J.R., et al., 2003: Error estimates of version 5.0 of MSU/AMSU bulk atmospheric temperatures. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **20**, 613-629.
- Christy, J.R., et al., 2006: Methodology and results of calculating Central California surface temperature trends: Evidence of human-induced climate change? *J. Clim.*, **19**, 548-563.
- Clark, C.O., P.J. Webster, and J.E. Cole, 2003: Interdecadal variability of the relationship between the Indian Ocean zonal mode and east African coastal rainfall anomalies. *J. Clim.*, **16**, 548-554.
- Cluis, D., and C. Laberge, 2001: Climate change and trend detection in selected rivers within the Asia-Pacific region. *Water International*, **26**, 411-424.
- Cohen, S., B. Liepert, and G. Stanhill, 2004: Global dimming comes of age. *Eos*, **85**, 362.
- Cohn, T., and H.J. Lins, 2005: Nature's style: Naturally trendy. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23402, doi:10.1029/2005GL024476.
- Compo, G.P., and P.D. Sardeshmukh, 2004: Storm track predictability on seasonal and decadal scales. *J. Clim.*, **17**, 3701-3720.
- Conolly, W.M., 2003: Long-term variation of the Antarctic Circumpolar Wave. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8076, doi:10.1029/2000JC000380.
- Considine, D.B., et al., 2001: An interactive model study of the influence of the Mount Pinatubo aerosol on stratospheric methane and water trends. *J. Geophys. Res.*, **106**, 27711-27728.
- Cook, E.R., R.D. D'Arrigo, and M.E. Mann, 2002: A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since A.D. 1400. *J. Clim.*, **15**, 1754-1764.
- Cook, E.R., et al., 1999: Drought reconstructions for the continental United States. *J. Clim.*, **12**, 1145-1162.
- Cook, E.R., et al., 2004: Long-term aridity changes in the western United States. *Science*, **306**, 1015-1018.
- Corti, S., F. Molteni, and T.N. Palmer, 1999: Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, **398**, 799-802.
- Cowell, C.M., and R.T. Stouder, 2002: Dam-induced modifications to upper Allegheny River streamflow patterns and their biodiversity implications. *J. Am. Water Res. Assoc.*, **38**, 187-196.
- Crutzen, P.J., 2004: New Directions: The growing urban heat and pollution "island" effect—impact on chemistry and climate. *Atmos. Environ.*, **38**, 3539-3540.
- Cullen, H., and P.B. deMenocal, 2000: North Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow. *Int. J. Climatol.*, **20**, 853-863.
- Curtis, S., and R.F. Adler, 2003: The evolution of El Niño-precipitation relationships from satellites and gauges. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4153, doi:10.1029/2002JD002690.
- Czaja, A., A.W. Robertson, and T. Huck: 2003: The role of Atlantic ocean-atmosphere coupling in affecting North Atlantic Oscillation variability. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 147-172.
- Dai, A., 2006: Recent climatology, variability and trends in global surface humidity. *J. Clim.*, **19**, 3589-3606.
- Dai, A., and K.E. Trenberth, 2002: Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 660-687.
- Dai, A., and K.E. Trenberth, 2004: The diurnal cycle and its depiction in the Community Climate System Model. *J. Clim.*, **17**, 930-995.
- Dai, A., I.Y. Fung, and A.D. Del Genio, 1997: Surface observed global land precipitation during 1900-1988. *J. Clim.*, **10**, 2943-2962.
- Dai, A., K.E. Trenberth, and T.R. Karl, 1999: Effects of clouds, soil moisture, precipitation and water vapor on diurnal temperature range. *J. Clim.*, **12**, 2451-2473.
- Dai A., K.E. Trenberth, and T. Qian, 2004a: A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 1117-1130.
- Dai, A., et al., 2004b: The recent Sahel drought is real. *Int.*

- J. Climatol.*, **24**, 1323–1331.
- Dai, A., et al., 2006: Recent trends in cloudiness over the United States: A tale of monitoring inadequacies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **87**, 597–606.
- De Laat, A.T.J., and A.N. Maurellis, 2006: Evidence for influence of anthropogenic surface processes on lower tropospheric and surface temperature trends. *Int. J. Climatol.*, **26**, 897–913.
- DeGaetano, A.T., and R.J. Allen, 2002: Trends in twentieth-century extremes across the United States. *J. Clim.*, **15**, 3188–3205.
- Delworth, T.L., and M.E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, **16**, 661–676.
- DeMott, C.A., and D.A. Randall, 2004: Observed variations of tropical convective available potential energy. *J. Geophys. Res.*, **109**, D02102, doi:10.1029/2003JD003784.
- Déry, S.J., and E.F. Wood, 2005: Decreasing river discharge in northern Canada. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L10401, doi:10.1029/2005GL022845.
- Deser, C., 2000: On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 779–782.
- Deser, C., M.A. Alexander, and M.S. Timlin, 1996: Upper-ocean thermal variations in the North Pacific during 1970–1991. *J. Clim.*, **9**, 1840–1855.
- Deser, C., M.A. Alexander, and M.S. Timlin, 1999: Evidence for a wind-driven intensification of the Kuroshio Current Extension from the 1970s to the 1980s. *J. Clim.*, **12**, 1697–1706.
- Deser, C., J.E. Walsh, and M.S. Timlin, 2000: Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *J. Clim.*, **13**, 617–633.
- Deser, C., M.A. Alexander, and M. S. Timlin, 2003: Understanding the persistence of sea surface temperature anomalies in midlatitudes. *J. Clim.*, **16**, 57–72.
- Deser, C., A.S. Phillips, and J.W. Hurrell, 2004: Pacific interdecadal climate variability: Linkages between the tropics and the north Pacific during boreal winter since 1900. *J. Clim.*, **17**, 3109–3124.
- Dessler, A.E., and S.C. Sherwood, 2004: Effect of convection on the summertime extratropical lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **109**, D23301, doi:10.1029/2004JD005209.
- DeWeaver, E., and S. Nigam, 2000: Zonal-eddy dynamics of the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.*, **13**, 3893–3914.
- Dickson, R.R., et al., 2000: The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.*, **13**, 2671–2696.
- Diem, J.E., and D.P. Brown, 2003: Anthropogenic impacts on summer precipitation in central Arizona, U.S.A. *Professional Geogr.*, **55**, 343–355.
- Diggle, P.J., K.Y. Liang, and S.L. Zeger, 1999: *Analysis of Longitudinal Data*. Clarendon Press, Oxford, UK, 253 pp.
- Ding, Y.H., C.Y. Li, and Y.J. Liu, 2004: Overview of the South China Seas monsoon experiment. *Adv. Atmos. Sci.*, **21**, 343–360.
- Dixon, P.G., and T.L. Mote, 2003: Patterns and causes of Atlanta's urban heat island-initiated precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, **42**, 1273–1284.
- Doswell, C.A., H.E. Brooks, and M.P. Kay, 2005: Climatological estimates of daily local nontornadic severe thunderstorm probability for the United States. *Weather Forecasting*, **20**, 577–595.
- Dotzek, N., 2003: An updated estimate of tornado occurrence in Europe. *Atmos. Res.*, **67–68**, 153–161.
- Dotzek, N., et al., 2005: Observational evidence for exponential tornado intensity distributions over specific kinetic energy. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24813, doi:10.1029/2005GL024583.
- Doyle, M.E., and V.R. Barros, 2002: Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *J. Clim.*, **15**, 3394–3410.
- Duchon, C.E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteorol.*, **18**, 1016–1022.
- Durre, I., and J.M. Wallace, 2001: Factors influencing the cold-season diurnal temperature range in the United States. *J. Clim.*, **14**, 3263–3278.
- Durre, I., T. Peterson, and R. Vose, 2002: Evaluation of the effect of the Luers–Eskridge radiation adjustments on radiosonde temperature homogeneity. *J. Clim.*, **15**, 1335–1347.
- Durre, I., R.S. Vose, and D.B. Wuertz, 2006: Overview of the integrated global radiosonde archive. *J. Clim.*, **19**, 53–68.
- Easterling, D.R., 2002: Recent changes in frost days and the frost-free season in the United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1327–1332.
- Easterling, D.R., et al., 2000: Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 417–425.
- Easterling, D.R., et al., 2003: CCI/CLIVAR workshop to develop priority climate indices. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 1403–1407.
- Elliott, W.P., R.J. Ross, and W.H. Blackmore, 2002: Recent changes in NWS upper-air observations with emphasis on changes from VIZ to Vaisala radiosondes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1003–1017.
- Ellis, A.W., and J.J. Johnson, 2004: Hydroclimatic analysis of snowfall trends associated with the North American Great Lakes. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 471–486.
- Emanuel, K., 2003: Tropical cyclones. *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, **31**, 75–104.
- Emanuel, K., 2005a: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686–688.
- Emanuel, K., 2005b: Emanuel replies. *Nature*, **438**, E13, doi:10.1038/nature04427.
- Enfield, D.B., A.M. Mestas–Nuñez, and P.J. Trimble, 2001: The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2077–2080.
- Evans, M.N., et al., 2001: Support for tropically-driven Pacific decadal variability based on paleoproxy evidence. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3689–3692.
- Fauchereau, N., et al., 2003: Rainfall variability and changes in Southern Africa during the 20th century in the

- global warming context. *Natural Hazards*, **29**, 139-154.
- Feldstein, S.B., 2002: The recent trend and variance increase of the Annular Mode. *J. Clim.*, **15**, 88-94.
- Fink, A.H., et al., 2004: The 2003 European summer heatwaves and drought - synoptic diagnosis and impacts. *Weather*, **59**, 209-216.
- Folland, C.K., and D.E. Parker, 1995: Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, 319-367.
- Folland, C.K., et al., 1993: A study of six operational sea surface temperature analyses. *J. Clim.*, **6**, 96-113.
- Folland, C.K., et al., 1999: Large scale modes of ocean surface temperature since the late nineteenth century. In: *Beyond El Niño: Decadal and Interdecadal Climate Variability* [Navarra, A. (ed.)]. Springer-Verlag, Berlin, pp. 73-102.
- Folland, C.K., et al., 2001: Predictability of North East Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987-1998. *J. Clim.*, **14**, 1937-1958.
- Folland, C.K., et al., 2002: Relative influences of the interdecadal Pacific oscillation and ENSO on the South Pacific convergence zone. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(13), doi:10.1029/2001GL014201.
- Folland, C.K., et al., 2003: Trends and variations in South Pacific island and ocean surface temperature. *J. Clim.*, **16**, 2859-2874.
- Forster, P.M.D., and K.P. Shine, 1999: Stratospheric water vapour changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3309-3312.
- Forster, P.M.D., and K.P. Shine, 2002: Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1086, doi:10.1029/2001GL013909.
- Forster, P.M.D., and S. Solomon, 2003: Observations of a "weekend effect" in diurnal temperature range. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **100**, 11225-11230.
- Fowler, H.J., and C.G. Kilsby, 2003a: Implications of changes in seasonal and annual extreme rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1720, doi:10.1029/2003GL017327.
- Fowler, H.J., and C.G. Kilsby, 2003b: A regional frequency analysis of United Kingdom extreme rainfall from 1961 to 2000. *Int. J. Climatol.*, **23**, 1313-1334.
- Frauenfeld, O.W., and R.E. Davis, 2003: Northern Hemisphere circumpolar vortex trends and climate change implications. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4423, doi:10.1029/2002JD002958.
- Free, M., and D. Seidel, 2005: Causes of differing temperature trends in radiosonde upper-air datasets. *J. Geophys. Res.*, **110**, D07101, doi:10.1029/2004JD005481.
- Free, M., M. Bister, and K. Emanuel, 2004a: Potential intensity of tropical cyclones: comparison of results from radiosonde and reanalysis data. *J. Clim.*, **17**, 1722-1727.
- Free, M., et al., 2002: Creating climate reference datasets: CARDS workshop on adjusting radiosonde temperature data for climate monitoring. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 891-899.
- Free, M., et al., 2004b: Using first differences to reduce inhomogeneity in radiosonde temperature datasets. *J. Clim.*, **17**, 4171-4179.
- Frei, C., and C. Schä, 2001: Detection of probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. *J. Clim.*, **14**, 1568-1584.
- Frich, P., et al., 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, **19**, 193-212.
- Fu, Q., and C.M. Johanson, 2004: Stratospheric influence on MSU-derived tropospheric temperature trends: A direct error analysis. *J. Clim.*, **17**, 4636-4640.
- Fu, Q., and C.M. Johanson, 2005: Satellite-derived vertical dependence of tropical tropospheric temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L10703, doi:10.1029/2004GL022266.
- Fu, Q., et al., 2004a: Contribution of stratospheric cooling to satellite-inferred tropospheric temperature trends. *Nature*, **429**, 55-58.
- Fu, Q., et al., 2004b: Stratospheric cooling and the troposphere (reply). *Nature*, **432**, doi:10.1038/nature03210.
- Fueglistaler, S., and P.H. Haynes, 2005: Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapour. *J. Geophys. Res.*, **110**, D24108, doi:10.1029/2005JD006019.
- Fueglistaler, S., H. Wernli, and T. Peter, 2004: Tropical troposphere-tostratosphere transport inferred from trajectory calculations. *J. Geophys. Res.*, **109**, D03108, doi:10.1029/2003JD004069.
- Fujibe, F., 2003: Long-term surface wind changes in the Tokyo metropolitan area in the afternoon of sunny days in the warm season. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **81**, 141-149.
- Gallego, D., et al., 2005: A new look at the Southern Hemisphere jet stream. *Clim. Dyn.*, **24**, 607-621.
- García, N.O., and W.M. Vargas, 1998: The temporal climatic variability in the 'R1 de la Plata' basin displayed by the river discharges. *Clim. Change*, **38**, 359-379.
- GCOS, 2003: *The Second Report on the Adequacy of the Global Observing Systems for Climate in Support of the UNFCCC*. GCOS-82, WMO/TD No. 1143, Global Climate Observing System, 74 pp.
- GCOS, 2004: *GCOS Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in support of UNFCCC*. GCOS-92, WMO/TD 1219, Global Climate Observing System, 136 pp.
- Gedalof, Z., N.J. Mantua, and D.L. Peterson, 2002: A multi-century perspective of variability in the Pacific Decadal Oscillation: new insights from tree rings and coral. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2204, doi:10.1029/2002GL015824.
- Geng, Q., and M. Sugi, 2001: Variability of the North Atlantic cyclone activity in winter analyzed from NCEP-NCAR reanalysis data. *J. Clim.*, **14**, 3863-3873.
- Genta, J.L., G. Perez-Iribarren, and C.R. Mechoso, 1998: A recent increasing trend in the streamflow of rivers in southeastern South America. *J. Clim.*, **11**, 2858-2862.

- Genthon, C., G. Krinner, and M. Sacchettini, 2003: Interannual Antarctic tropospheric circulation and precipitation variability. *Clim. Dyn.*, **21**, 289–307.
- Gershunov, A., and T.P. Barnett, 1998: Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 2715–2725.
- Gettelman, A., et al., 2002: Multi-decadal trends in tropical convective available potential energy. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4606, doi:10.1029/2001JD001082.
- Giannini, A., R. Saravannan, and P. Chang, 2003: Ocean forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, **302**, 1027–1030.
- Gilgen, H., M. Wild, and A. Ohmura, 1998: Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from global energy balance archive data. *J. Clim.*, **11**, 2042–2061.
- Gille, S.T., 2002: Warming of the Southern Ocean since the 1950s. *Science*, **295**, 1275–1277.
- Gillett, N.P., and D. Thompson, 2003: Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **302**, 273–275.
- Gillett, N.P., B.D. Santer, and A.J. Weaver, 2004: Stratospheric cooling and the troposphere. *Nature*, **432**, doi:10.1038/nature03209.
- Gillett, N.P., R.J. Allan, and T.J. Ansell, 2005: Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19714, doi:10.1029/2005GL023640.
- Gillett, N.P., et al., 2003: Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, **422**, 292–294.
- Goddard, L., and N.E. Graham, 1999: Importance of the Indian Ocean for simulating rainfall anomalies over eastern and southern Africa. *J. Geophys. Res.*, **104**, 19099–19116.
- Goldenberg, S.B et al., 2001: The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science*, **293**, 474–479.
- Golubev, V.S., et al., 2001: Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: A reassessment. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2665–2668.
- Gong, D.Y., and S.W. Wang, 1999: Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 459–462.
- Gong D.Y., and S.W. Wang, 2000: Severe summer rainfall in China associated with enhanced global warming. *Clim. Res.*, **16**, 51–59.
- Gong, D.Y., and C.-H. Ho, 2002: Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(3), doi:10.1029/2001GL014523.
- Gong, D.Y., S.W. Wang, and J.H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2073–2076.
- Gong, G., D. Entekhabi, and J. Cohen, 2002: A large-ensemble model study of the wintertime AO-NAO and the role of interannual snow perturbations. *J. Clim.*, **15**, 3488–3499.
- Gong, G., D. Entekhabi, and J. Cohen, 2003: Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies. *J. Clim.*, **16**, 3917–3931.
- Gower, J.F.R., 2002: Temperature, wind and wave climatologies, and trends from marine meteorological buoys in the northeast Pacific. *J. Clim.*, **15**, 3709–3718.
- Graham, N.E., and H.F. Diaz, 2001: Evidence for intensification of North Pacific winter cyclones since 1948. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 1869–1893.
- Gray, S.T., et al., 2004: A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12205, doi:10.1029/2004GL019932.
- Gray, W.M., 1984: Atlantic seasonal hurricane frequency: Part I: El Niño and 30-mb quasi-biennial oscillation influences. *Mon. Weather Rev.*, **112**, 1649–1668.
- Grieser, J., S. Tröel, and C.-D. Schöwiese, 2002: Statistical time series decomposition into significant components and application to European temperature. *Theor. Appl. Climatol.*, **71**, 171–183.
- Griffiths, G.M., M.J. Salinger, and I. Leleu, 2003: Trends in extreme daily rainfall in the South Pacific and relations to the South Pacific Convergence Zone. *Int. J. Climatol.*, **23**, 847–869.
- Griffiths, G.M., et al., 2005: Change in mean temperature as a predictor of extreme temperature change in the Asia-Pacific region. *Int. J. Climatol.*, **25**, 1301–1330.
- Grist, J.P., and S.A. Josey, 2003: Inverse analysis of the SOC air-sea flux climatology using ocean heat transport constraints. *J. Clim.*, **16**, 3274–3295.
- Grody, N.C., et al., 2004: Calibration of multi-satellite observations for climatic studies: Microwave sounding unit (MSU). *J. Geophys. Res.*, **109**, D24104, doi:10.1029/2004JD005079.
- Groisman, P.Ya., and E.Ya. Rankova, 2001: Precipitation trends over the Russian permafrost-free zone: removing the artifacts of pre-processing. *Int. J. Climatol.*, **21**, 657–678.
- Groisman, P.Ya., R.W. Knight, and T.R. Karl, 2001: Heavy precipitation and high stream flow in the contiguous United States: Trends in the 20th century. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 219–246.
- Groisman, P.Ya., et al., 2003. Contemporary climate changes in high latitudes of the Northern Hemisphere: Daily time resolution. In: *Proceedings of the International Symposium on Climate Change, Beijing, China, 31 March–3 April, 2003*. WMO/TD No. 1172, China Meteorological Press, Beijing, China, pp. 51–55.
- Groisman, P.Ya., et al., 2004: Contemporary changes of the hydrological cycle over the contiguous United States: Trends derived from *in situ* observations. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 64–85.
- Groisman, P.Ya., et al., 2005: Trends in intense precipitation in the climate record. *J. Clim.*, **18**, 1326–1350.
- Groisman, P.Ya., et al., 2007: Potential forest fire danger over northern Eurasia: Changes during the 20th century. *Global Planet. Change*, **46**, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.029.
- Grollmann, T., and S. Simon, 2002: Flutkatastrophen – Boten des Klimawandels. *Z. Versicher.*, **53**, 682–689.
- Gruza, G.V., et al., 1999: Indicators of climatic change for

- the Russian Federation. *Clim. Change*, **42**, 219-242.
- Gu, D.F., and S.G.H. Philander, 1997: Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, **275**, 805-807.
- Guetter, A.K., and K.P. Georgakakos, 1993: River outflow of the conterminous United States, 1939-1988. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74**, 1873-1891.
- Guichard, F., D. Parsons, and E. Miller, 2000: Thermodynamic and radiative impact of the correction of sounding humidity bias in the tropics. *J. Clim.*, **13**, 3611-3624.
- Gulev, S.K., and L. Hasse, 1999: Changes of wind waves in the North Atlantic over the last 30 years. *Int. J. Climatol.*, **19**, 1091-1117.
- Gulev, S.K., and V. Grigorieva, 2004: Last century changes in ocean wind wave height from global visual wave data. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24302, doi:10.1029/2004GL021040.
- Gulev, S. K., O. Zolina, and S. Grigoriev, 2001: Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Clim. Dyn.*, **17**, 795-809.
- Gulev, S.K., T. Jung, and E. Ruprecht, 2007: Estimation of the impact of sampling errors in the VOS observations on air-sea fluxes. Part II. Impact on trends and interannual variability. *J. Clim.*, **20**, 302-315.
- Guo, Q.Y., et al., 2003: Interdecadal variability of East-Asian summer monsoon and its impact on the climate of China. *Acta Geogr. Sin.*, **4**, 569-576.
- Gustafsson, M.E.R., 1997: Raised levels of marine aerosol deposition owing to increased storm frequency: A cause of forest decline in southern Sweden? *Agric. For. Meteorol.*, **84**, 169-177.
- Guttman, N., 1991: A sensitivity analysis of the Palmer Hydrologic Drought Index. *Water Resour. Bull.*, **27**, 797-807.
- Hahn, C.J., and S.G. Warren, 2003: *Cloud Climatology for Land Stations Worldwide, 1971-1996*. Report NDP-026D, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge, TN, USA, 35 pp., <http://cdiac.ornl.gov/epubs/ndp/ndp026d/ndp026d.html>.
- Haimberger, L., 2005: *Homogenization of Radiosonde Temperature Time Series Using ERA-40 Analysis Feedback Information*. ERA-40 Project Report Series 23, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK, 68 pp.
- Hansen, J., et al., 2001: A closer look at United States and global surface temperature change. *J. Geophys. Res.*, **106**, 23947-23963.
- Harnik, N., and E.K.M. Chang, 2003: Storm track variations as seen in radiosonde observations and reanalysis data. *J. Clim.*, **16**, 480-495.
- Harris, B.A., and G.A. Kelly, 2001: A satellite radiance bias correction scheme for data assimilation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 1453-1468.
- Hartmann, D.L., and F. Lo, 1998: Wave-driven flow vacillation in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1303-1315.
- Hartmann, D.L., et al., 2000: Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change? *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **97**, 1412-1417.
- Hatsushika, H., and K. Yamazaki, 2003: The stratospheric drain over Indonesia and dehydration within the tropical tropopause layer diagnosed by air parcel trajectories. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4610, doi:10.1029/2002JD002986.
- Hatzianastassiou, N., et al., 2004: Long-term global distribution of Earth's shortwave radiation budget at the top of atmosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 1217-1235.
- Haylock, M.R., and C.M. Goodess, 2004: Interannual variability of extreme European winter rainfall and links with mean large-scale circulation. *Int. J. Climatol.*, **24**, 759-776.
- Haylock M.R., et al., 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature. *J. Clim.*, **19**, 1490-1512.
- He, H., et al., 2003: Some climatic features of the tropical cyclones landed onto Guangdong Province during the recent 50 years. *Sci. Meteorol. Sin.*, **23**, 401-409 (in Chinese with English abstract).
- Heim, R.R., 2002: A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1149-1165.
- Held, I.M., and B.J. Soden, 2000: Water vapor feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy Environ.*, **25**, 441-475.
- Henderson-Sellers, A., 1992: Continental cloudiness changes this century. *GeoJournal*, **27**, 255-262.
- Hennessy, K.J., R. Suppiah, and C.M. Page, 1999: Australian rainfall changes, 1910-1995. *Aust. Meteorol. Mag.*, **48**, 1-13.
- Herath, S., and U. Ratnayake, 2004: Monitoring rainfall trends to predict adverse impacts - a case study from Sri Lanka (1964-1993). *Global Environ. Change*, **14**, 71-79.
- Higgins, R.W., and W. Shi, 2000: Dominant factors responsible for interannual variability of the summer monsoon in the southwestern United States. *J. Clim.*, **13**, 759-776.
- Highwood, E.J., B.J. Hoskins, and P. Berrisford, 2000: Properties of the Arctic tropopause. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1515-1532.
- Hines, K.M., D.H. Bromwich, and G.J. Marshall, 2000: Artificial surface pressure trends in the NCEP-NCAR reanalysis over the Southern Ocean and Antarctica. *J. Clim.*, **13**, 3940-3952.
- Ho, C.-H., et al., 2003: A sudden change summer rainfall characteristics in Korea during the late 1970s. *Int. J. Climatol.*, **23**, 117-128.
- Hobbins, M.T., J.A. Ramirez, and T.C. Brown, 2004: Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous U.S.: Paradoxical or complementary? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L13503, doi:10.1002/2004GL019846.
- Hodgkins, G.A., R.W. Dudley, and T.G. Huntington, 2003: Changes in the timing of high river flows in New England over the 20th century. *J. Hydrol.*, **278**, 244-

- 252.
- Hoerling, M., and A. Kumar, 2003: The perfect ocean for drought. *Science*, **299**, 691-694.
- Horel, J.D., and J.M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, **109**, 813-829.
- Hoskins, B.J., and D.J. Karoly, 1981: Steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- Hu, Q., Y. Tawaye, and S. Feng, 2004: Variations of the Northern Hemisphere atmospheric energetics: 1948-2000. *J. Clim.*, **17**, 1975-1986.
- Huang, R.H., L. Zhou, and W. Chen, 2003: The progresses of recent studies on the variabilities of the East Asian monsoon and their causes. *Adv. Atmos. Sci.*, **1**, 55-69.
- Huffman, G., et al., 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP): combined precipitation dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 5-20.
- Hughes, C.W., et al., 2003: Coherence of Antarctic sea levels, Southern Hemisphere Annular Mode, and flow through the Drake Passage. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1464, doi:10.1029/2003GL017240.
- Huntington, T.G., 2006: Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *J. Hydrol.*, **319**, 83-95.
- Huntington, T.G., et al., 2004: Changes in the proportion of precipitation occurring as snow in New England (1949-2000). *J. Clim.*, **17**, 2626-2636.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell, J.W., 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 665-668.
- Hurrell, J.W., and H. van Loon, 1994: A modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. *Tellus*, **46A**, 325-338.
- Hurrell, J.W., and H. van Loon, 1997: Decadal variations associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change*, **36**, 301-326.
- Hurrell, J.W., and K.E. Trenberth, 1999: Global sea surface temperature analyses: multiple problems and their implications for climate analysis, modeling and reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 2661-2678.
- Hurrell, J.W., M.P. Hoerling, and C.K. Folland, 2001: Climatic variability over the North Atlantic. In: *Meteorology at the Millennium* [Pearce, R. (ed.)]. Academic Press, London, pp. 143-151.
- Hurrell, J.W., et al., 2000: Comparison of tropospheric temperatures from radiosondes and satellites: 1979-98. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 2165-2177.
- Hurrell, J.W., et al., 2002: The relationship between tropical Atlantic rainfall and the summer circulation over the North Atlantic. In: *Proc. U. S. CLIVAR Atlantic Conf.*, June 12-14, 2001, Boulder, CO, [Legler, D. (ed.)]. U.S. CLIVAR Office, 193pp. 108-110. Hurrell, J.W., et al., 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 1-35.
- Hurrell, J.W., et al., 2004: Twentieth century North Atlantic climate change. Pt I: Assessing determinism. *Clim. Dyn.*, **23**, 371-389.
- Indeje, M., H.F.M. Semazzi, and L.J. Ogallo, 2000. ENSO signals in East African rainfall seasons. *Int. J. Climatol.*, **20**, 19-46.
- Inoue, T., and F. Kimura, 2004: Urban effects on low-level clouds around the Tokyo metropolitan area on clear summer days. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05103, doi:10.1029/2003GL018908.
- IPCC, 1999: *Aviation and the Global Atmosphere* [Penner, J. E., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 384pp.
- IPCC, 2001: *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., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Ishii, M., et al., 2005: Objective analysis of SST and marine meteorological variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Iskenderian, H., and R. Rosen, 2000: Low-frequency signals in mid-tropospheric submonthly temperature variance. *J. Clim.*, **13**, 2323-2333.
- Jacobowitz, H., et al., 2003: The Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder Atmosphere (PATMOS) climate dataset: A resource for climate research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 785-793.
- Jacobs, G.A., and J.L. Mitchell, 1996: Ocean circulation variations associated with the Antarctic Circumpolar Wave. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2947-2950.
- Janicot, S., S. Trzaska, and I. Pocard, 2001: Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Clim. Dyn.*, **18**, 303-320.
- Jauregui, E., and E. Romales, 1996: Urban effects on convective precipitation in Mexico City. *Atmos. Environ.*, **30**, 3383-3389.
- Jin, M., and R.E. Dickinson, 2002: New observational evidence for global warming from satellite. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(10), doi:10.1029/2001GL013833.
- Jin, M., J.M. Shepherd, and M.D. King, 2005: Urban aerosols and their interaction with clouds and rainfall: A case study for New York and Houston. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S20, doi:10.1029/2004JD005081.
- Jones, D., et al., 2004. A new tool for tracking Australia's climate variability and change. *Bull. Aust. Meteorol. Oceanogr. Soc.*, **17**, 65-69.
- Jones, J.M., and M. Widmann, 2004: Variability of the Antarctic Oscillation during the 20th century. *Nature*, **432**, 290-291.
- Jones, P.D., and A. Moberg, 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An

- extensive revision and update to 2001. *J. Clim.*, **16**, 206-223.
- Jones, P.D., T. Jónsson, and D. Wheeler, 1997: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *Int. J. Climatol.*, **17**, 1433-1450.
- Jones, P.D., T.J. Osborn, and K.R. Briffa, 2003: Pressure-based measures of the North Atlantic Oscillation (NAO): A comparison and an assessment of changes in the strength of the NAO and in its influence on surface climate parameters. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 51-62.
- Jones, P.D., et al., 1990: Assessment of urbanization effects in time series of surface air temperature over land. *Nature*, **347**, 169-172.
- Josey, S.A., and R. Marsh, 2005: Surface freshwater flux variability and recent freshening of the North Atlantic in the eastern subpolar gyre. *J. Geophys. Res.*, **110**, C05008, doi:10.1029/2004JC002521.
- Joshi, M.M., and K.P. Shine, 2003: A GCM study of volcanic eruptions as a cause of increased stratospheric water vapour. *J. Clim.*, **16**, 3525-3534.
- Jury, M.R., 2003: The coherent variability of African river flows: composite climate structure and the Atlantic Circulation. *Water SA*, **29**, 1-10.
- Kaiser, D.P., 1998: Analysis of total cloud amount over China, 1951-1994. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3599-3602.
- Kaiser, D.P., and Y. Qian, 2002: Decreasing trends in sunshine duration over China for 1954-1998: Indication of increased haze pollution? *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2042, doi:10.1029/2002GL016057.
- Kalnay, E., and M. Cai, 2003: Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature*, **423**, 528-531.
- Kalnay, E., et al., 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437-471.
- Karl, T.R., S.J. Hassol, C.D. Miller, and W.L. Murray (eds.), 2006: *Temperature Trends in the Lower Atmosphere: Steps for Understanding and Reconciling Differences*. A report by the Climate Change Science Program and Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC, 180 pp., <http://www.climate-science.gov/Library/sap/sap1-1/finalreport/default.htm>.
- Karoly, D.J., 2003: Ozone and climate change. *Science*, **302**, 236-237.
- Karoly, D.J., and Q. Wu, 2005: Detection of regional surface temperature trends. *J. Clim.*, **18**, 4337-4343.
- Karoly, D.J., et al., 2003: Global warming contributes to Australia's worst drought. *Australasian Science*, April, 14-17.
- Kaufman, Y.J., D. Tanré and O. Boucher, 2002: A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, **419**, 215-223.
- Keable, M., I. Simmonds, and K. Keay, 2002: Distribution and temporal variability of 500 hPa cyclone characteristics in the Southern Hemisphere. *Int. J. Climatol.*, **22**, 131-150.
- Keetch, J.J., and G.M. Byrum, 1988: *A Drought Index for Forest Fire Control*. Research Paper SE-38, US Department of Agriculture, Asheville, NC, 32 pp., http://www.fl-dof.com/fire_weather/information/se038_keetchbyram_di.pdf.
- Kent, E.C., and A. Kaplan, 2006: Toward estimating climatic trends in SST data, part 3: Systematic biases. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **23**, 487-500.
- Kerr, R., 2000: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, **288**, 1984-1985.
- Kharin, V.V., and F.W. Zwiers, 2000: Changes in extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM. *J. Clim.*, **13**, 3760-3780.
- Kidson, J.W., 1999: Principal modes of Southern Hemisphere low frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses. *J. Clim.*, **12**, 2808-2830.
- Kiehl, J.T., and K.E. Trenberth, 1997: Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 197-208.
- Kiehl, J.T., J.M. Caron, and J.J. Hack, 2005: On using global climate model simulations to assess the accuracy of MSU retrieval methods for tropospheric warming trends. *J. Clim.*, **18**, 2533-2539.
- Kiktev, D., et al., 2003: Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes. *J. Clim.*, **16**, 3560-3571.
- Kilpatrick, K.A., G.P. Podesta, and R. Evans, 2001: Overview of the NOAA/NASA advanced very high resolution radiometer Pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database. *J. Geophys. Res.*, **106**, 9179-9198.
- Kinter III, J.L., K. Miyakoda, and S. Yang, 2002: Recent change in the connection from the Asia monsoon to ENSO. *J. Clim.*, **15**, 1203-1215.
- Kinter III, J.L., et al., 2004: An evaluation of the apparent interdecadal shift in the tropical divergent circulation in the NCEP-NCAR reanalysis. *J. Clim.*, **17**, 349-361.
- Kistler, R., et al., 2001: The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Month means CD-ROM and documentation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 247-268.
- Klein Tank, A.M.G., and G.P. Könen, 2003: Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-1999. *J. Clim.*, **16**, 3665-3680.
- Klein Tank, A.M.G., et al., 2006: Changes in daily temperature and precipitation extremes in central and south Asia. *J. Geophys. Res.*, **111**, D16105, doi:10.1029/2005JD006316.
- Kley, D., J.M. Russell, and C. Phillips, 2000: *SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour*. WCRP Report No. 113, WMO/TD Report No. 1043, World Climate Research Programme, Geneva, 325 pp.
- Klotzbach, P.J., 2006: Trends in global tropical cyclone activity over the past twenty years (1986-2005). *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L10805, doi:10.1029/2006GL025881.

- Knight, J., et al., 2005: A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20708, doi: 10.1029/2005GL024233.
- Knutson, T.R., and S. Manabe, 1998: Model assessment of decadal variability and trends in the Tropical Pacific Ocean. *J. Clim.*, **11**, 2273-2296
- Kodera, K., and H. Koide, 1997: Spatial and seasonal characteristics of recent decadal trends in the northern hemispheric troposphere and stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **102**, 19433-19447.
- Kodera, K., Y. Kuroda, and S. Pawson, 2000: Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies. *J. Geophys. Res.*, **105**, 12351-12359.
- Können, G.P., et al., 1998: Pre-1866 extensions of the Southern Oscillation index using early Indonesian and Tahitian meteorological readings. *J. Clim.*, **11**, 2325-2339.
- Kostopoulou, E., and P.D. Jones, 2005: Assessment of climate extremes in the eastern Mediterranean. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **89**, 69-85.
- Krepper, C.M., N.O. Garcá, and P.D. Jones, 2003: Interannual variability in the Uruguay River basin. *Int. J. Climatol.*, **23**, 103-115.
- Kripalani, R.H., and A. Kulkarni, 1997a: Climatic impact of El Niño / La Niño on the Indian monsoon: A new perspective. *Weather*, **52**, 39-46.
- Kripalani, R.H., and A. Kulkarni, 1997b: Rainfall variability over Southeast Asia: Connections with Indian monsoon and ENSO extremes: New perspectives. *Int. J. Climatol.*, **17**, 1155-1168.
- Kripalani, R.H., and A. Kulkarni, 2001: Monsoon rainfall variations and teleconnections over South and East Asia. *Int. J. Climatol.*, **21**, 603-616.
- Kripalani, R.H., A. Kulkarni, and S.S. Sabade, 2001: El Niño Southern Oscillation, Eurasian snow cover and the Indian monsoon rainfall. *Proc. Indian Nat. Sci. Acad.*, **67A**, 361-368.
- Kripalani, R.H., et al., 2003: Indian monsoon variability in a global warming scenario. *Natural Hazards*, **29**, 189-206.
- Krishnamurthy, V., and B.N. Goswami, 2000: Indian monsoon-ENSO relationship on interdecadal timescale. *J. Clim.*, **13**, 579-595.
- Krüter, K., B. Naujokat, and K. Labitzke, 2005: The unusual midwinter warming in the southern hemisphere stratosphere in 2002: A comparison to northern hemisphere phenomena. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 602-613.
- Kuleshov, Y., and G. de Hoedt, 2003: Tropical cyclone activity in the Southern Hemisphere. *Bull. Aust. Meteorol. Oceanogr. Soc.*, **16**, 135-137.
- Kumar, K.K., B. Rajagopalan, and A.M. Cane, 1999: On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, **284**, 2156-2159.
- Kundzewicz, Z.W., et al., 2005: Trend detection in river flow: 1. Annual maximum flow. *Hydrolog. Sci.*, **50**, 797-810.
- Kunkel, K.E., et al., 2003: Temporal variations of extreme precipitation events in the United States: 1895-2000. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1900, doi:10.1029/2003GL018052.
- Kunkel, K.E., et al., 2004: Temporal variations in frost-free season in the United States: 1895-2000. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L03201, doi:10.1029/2003GL018624.
- Kwok, R., and J.C. Comiso, 2002a: Southern ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation. *J. Clim.*, **15**, 487-501.
- Kwok, R., and J.C. Comiso, 2002b: Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1705, doi:10.1029/2002GL015415.
- Labat, D., et al., 2004: Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Adv. Water Resour.*, **27**, 631-642.
- Labitzke, K., and M. Kunze, 2005: Stratospheric temperature over the Arctic: Comparison of three data sets. *Meteorol. Z.*, **14**, 65-74.
- Lambert, S.J., 1996: Intense extratropical Northern Hemisphere winter cyclone events: 1899-1991. *J. Geophys. Res.*, **101**, 21319-21325.
- Lammers, R.B., et al., 2001: Assessment of contemporary Arctic river runoff based on observational discharge records. *J. Geophys. Res.*, **106**, 3321-3334.
- Lander, M., 1994: An exploratory analysis of the relationship between tropical storm formation in the Western North Pacific and ENSO. *Mon. Weather Rev.*, **122**, 636-651.
- Landsea, C.W., 2005: Hurricanes and global warming: Arising from Emanuel 2005a. *Nature*, **438**, E11-E13, doi:10.1038/nature04477.
- Landsea, C.W., et al., 1998: The extremely active 1995 Atlantic hurricane season: Environmental conditions and verification of seasonal forecasts. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 1174-1193.
- Langematz, U., et al., 2003: Thermal and dynamical changes of the stratosphere since 1979 and their link to ozone and CO2 changes. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4027, doi:10.1029/2002JD002069.
- Lanzante, J.R., S.A. Klein, and D.J. Seidel, 2003a: Temporal homogenization of monthly radiosonde temperature data. Pt I: Methodology. *J. Clim.*, **16**, 224-240.
- Lanzante, J.R., S.A. Klein, and D.J. Seidel, 2003b: Temporal homogenization of monthly radiosonde temperature data. Pt II: Trends, sensitivities, and MSU comparison. *J. Clim.*, **16**, 241-262.
- Latif, M., 2001: Tropical Pacific/Atlantic ocean interactions at multidecadal time scales. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 539-542. Latif, M., R. Kleeman, and C. Eckert, 1997: Greenhouse warming, decadal variability, or El Niño? An attempt to understand the anomalous 1990s. *J. Clim.*, **10**, 2221-2239.
- Lau, N-C., and M.J. Nath, 2004: Coupled GCM simulation of atmosphere-ocean variability associated with zonally asymmetric SST changes in the tropical Indian Ocean. *J. Clim.*, **17**, 245-265.
- Lawrimore, J., et al., 2002: Beginning a new era of drought monitoring across North America. *Bull. Am. Meteorol.*

- Soc.*, **83**, 1191-1192.
- Le Barbe, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, 2002: Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990. *J. Clim.*, **15**, 187-202.
- Lefebvre, W., et al., 2004: Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice-ocean system. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09005, doi:10.1029/2004JC002403.
- Levinson, D.H. (ed.), 2005: State of the climate in 2004. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**(6), S1-S84.
- Levinson, D.H., and A.M. Waple (eds.), 2004: State of the climate in 2003. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**(6), S1-S72.
- L'Heureux, M.L., and D.W.J. Thompson, 2006: Observed relationships between the El Niño-Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. *J. Clim.*, **19**, 276-287.
- Li, Q., et al., 2004: Urban heat island effect on annual mean temperature during the last 50 years in China. *Theor. Appl. Climatol.*, **79**, 165-174.
- Li, W., and P.M. Zhai, 2003: Variability in occurrence of China's spring dust storm and its relationship with atmospheric general circulation. *Acta Meteorol. Sin.*, **17**(4), 396-405.
- Liebmann, B., et al., 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Clim.*, **12**, 1877-1891.
- Liebmann, B., et al., 2004: An observed trend in Central South American precipitation. *J. Clim.*, **22**, 4357-4367.
- Liepert, B.G., 2002: Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1421, 10.1029/2002GL014910.
- Liepert, B.G., et al., 2004: Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2003GL019060.
- Lim, E.-P., and I. Simmonds, 2002: Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events. *Mon. Weather Rev.*, **130**, 2188-2209.
- Limpasuvan, V., and D.L. Hartmann, 2000: Wave-maintained annular modes of climate variability. *J. Clim.*, **13**, 4414-4429.
- Limpasuvan, V., D. Thompson and D. Hartmann, 2004: The life cycle of northern hemispheric sudden stratospheric warmings. *J. Clim.*, **17**, 2584-2596.
- Lins, H.F., and J.R. Slack, 1999: Streamflow trends in the United States. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 227-230.
- Linsley, B.K., et al., 2004: Geochemical evidence from corals for changes in the amplitude and spatial pattern of South Pacific interdecadal climate variability over the last 300 years. *Clim. Dyn.*, **22**, doi:10.1007/s00382003-0364-y.
- Liu, B.H., et al., 2004a: A spatial analysis of pan evaporation trends in China, 1955-2000. *J. Geophys. Res.*, **109**, D15102, doi:10.1029/2004JD004511.
- Liu, J., J.A. Curry, and D.G. Martinson, 2004b: Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02205, doi:10.1029/2003GL018732.
- Liu, K.S., and J.C.L. Chan, 2003: Climatological characteristics and seasonal forecasting of tropical cyclones making landfall along the south China coast. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 1650-1662.
- Lorenz, D.J., and D.L. Hartmann, 2001: Eddy-zonal flow feedback in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3312-3327.
- Lorenz, D.J., and D.L. Hartmann, 2003: Eddy-zonal flow feedback in the Northern Hemisphere winter. *J. Clim.*, **16**, 1212-1227.
- Lozano, I., and V. Swail, 2002: The link between wave height variability in the North Atlantic and the storm track activity in the last four decades. *Atmos.-Ocean*, **40**, 377-388.
- Lucarini, V., and G.L. Russell, 2002: Comparison of mean climate trends in the Northern Hemisphere between National Centers for Environmental Prediction and two atmosphere-ocean model forced runs. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4269, doi:10.1029/2001JD001247.
- Lugina, K.M., et al., 2005: Monthly surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe, 1881-2004. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, TN, <http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/temp/lugina/lugina.html>.
- Luo, Y., et al., 2001: Characteristics of spatial distribution of yearly variation of aerosol optical depth over China in the last 30 years. *J. Geophys. Res.*, **106**(D13), 14501-14513.
- Luterbacher, J., et al., 2004: European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, **303**, 1499-1503.
- Ma, Z.G., and C.B. Fu, 2003: Interannual characteristics of the surface hydrological variables over the arid and semi-arid areas of northern China. *Global Planet. Change*, **37**, 189-200.
- Madden, R.A., and J. Williams, 1978: The correlation between temperature and precipitation in the United States and Europe. *Mon. Weather Rev.*, **106**, 142-147.
- Maheras, P., et al., 2004: On the relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece. *Int. J. Climatol.*, **24**, 1695-1712.
- Maistrova, V.V., et al., 2003: Long-term trends in temperature and specific humidity of free atmosphere in the Northern Polar region. *Dokl. Earth Sci.*, **391**, 755-759.
- Mann, M.E., 2004: On smoothing potentially non-stationary climate time series. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07214, doi:10.1029/2004GL019569.
- Manney, G., et al., 2005: The remarkable 2003-2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since the late 1990s. *J. Geophys. Res.*, **110**, D04107, doi:10.1029/2004JD005367.
- Manton, M.J., et al., 2001: Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961-1998. *Int. J. Climatol.*, **21**, 269-284.

- Mantua, N.J., and S.J. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, **58**, 35–44.
- Mantua, N.J., et al., 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 1069–1079.
- Marengo, J., 2004: Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon Basin. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 79–96.
- Marengo, J.A., et al., 2004: Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J. Clim.*, **17**, 2261–2280.
- Marshall, G.J., 2002: Analysis of recent circulation and thermal advection change on the northern Antarctic Peninsula. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1557–1567.
- Marshall, G.J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *J. Clim.*, **16**, 4134–4143.
- Marshall, G.J., et al., 2004: Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L14205, doi:10.1029/2004GL019952.
- Marshall, J., H. Johnson, and J. Goodman, 2001: A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with the ocean circulation. *J. Clim.*, **14**, 1399–1421.
- Martyn, D., 1992: *Climates of the World*. Elsevier, Amsterdam, 436 pp.
- Maugeri, M., et al., 2001: Trends in Italian cloud amount 1951–1996. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4551–4554.
- Mauget, S.A., 2003a: Intra- to multidecadal climate variability over the continental United States: 1932–99. *J. Clim.*, **16**, 2215–2231.
- Mauget, S.A., 2003b: Multidecadal regime shifts in US streamflow, precipitation, and temperature at the end of the twentieth century. *J. Clim.*, **16**, 3905–3916.
- McBride, J.L., 1998: Indonesia, Papua New Guinea, and tropical Australia: The southern hemisphere monsoon. In: *Meteorology of the Southern Hemisphere* [Karoly, D., and D. Vincent (eds.)]. American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 89–99.
- McCabe, G.J., and D.M. Wolock, 2002: Trends and temperature sensitivity of moisture conditions in the conterminous United States. *Clim. Res.*, **20**, 19–29.
- McCabe, G.J., M.P. Clark, and M.C. Serreze, 2001: Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *J. Clim.*, **14**, 2763–2768.
- McCabe, G.J., M. Palecki, and J.L. Betancourt, 2004: Pacific and Atlantic Ocean influences on multi-decadal drought frequency in the United States. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **101**, 4136–4141.
- McCarthy, M.P., and R. Toumi, 2004: Observed interannual variability of tropical troposphere relative humidity. *J. Clim.*, **17**, 3181–3191.
- McKittrick, R., and P.J. Michaels, 2004: A test of corrections for extraneous signals in gridded surface temperature data. *Clim. Res.*, **26**, 159–173.
- McPhaden, M.J., and D. Zhang, 2002: Slowdown of the meridional overturning circulation of the upper Pacific ocean. *Nature*, **415**, 603–608.
- Mears, C.A., and F.J. Wentz, 2005: The effect of diurnal correction on satellite-derived lower tropospheric temperature. *Science*, **309**, 1548–1551.
- Mears, C.A., M.C. Schabel, and F.J. Wentz, 2003: A reanalysis of the MSU channel 2 tropospheric temperature record. *J. Clim.*, **16**, 3650–3664.
- Mehta, A., and J. Susskind, 1999: Outgoing longwave radiation from the TOVS Pathfinder Path A data set. *J. Geophys. Res.*, **104**, 12193–12212.
- Menon, S., et al., 2002: Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, **297**, 2250–2253.
- Meredith, M.P., et al., 2004: Changes in the ocean transport through Drake Passage during the 1980s and 1990s, forced by changes in the Southern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21305, doi:10.1029/2004GL021169.
- Milly, P.C.D., and K.A. Dunne, 2001: Trends in evaporation and surface cooling in the Mississippi River basin. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1219–1222.
- Milly, P.C.D., et al., 2002: Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, **415**, 514–517.
- Miloshevich, L.M., et al., 2004: Development and validation of a time-lag correction for Vaisala radiosonde humidity measurements. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **21**, 1305–1327.
- Minnis, P., et al., 2004: Contrails, cirrus trends, and climate. *J. Clim.*, **17**, 1671–1685.
- Minschwaner, K., and A.E. Dessler, 2004: Water vapor feedback in the tropical upper troposphere: Model results and observations. *J. Clim.*, **17**, 1272–1282.
- Minobe, S., 1997: A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 683–686.
- Minobe, S., 1999: Resonance in bidecadal and pentadecadal oscillations over the North Pacific: Role in climate regime shifts. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 855–858.
- Minobe, S., and T. Nakanowatari, 2002: Global structure of bidecadal precipitation variability in boreal winter. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1396, doi:10.1029/2001GL014447.
- Mitas, C.M., and A. Clement, 2005: Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03809, doi:10.1029/2004GL021765.
- Mitchell, T.D., and P.D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.*, **25**, 693–712.
- Mo, K.C., 2000: Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Clim.*, **13**, 3599–3610.
- Mo, K.C., and R.W. Higgins, 1998: The Pacific–South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 1581–1596.
- Moberg, A., and P.D. Jones, 2005: Trends in indices for extremes of daily temperature and precipitation in central and western Europe 1901–1999. *Int. J. Climatol.*

- 25, 1173-1188.
- Molders, N., and M.A. Olson, 2004: Impact of urban effects on precipitation in high latitudes. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 409-429.
- Monahan, A.H., L. Pandolfo, and J.C. Fyfe, 2001: The preferred structure of variability of the Northern Hemisphere atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1019-1022.
- Mu, Q.Z., et al., 2002: Simulation study on variation of Western Pacific subtropical high during the last hundred years. *Chin. Sci. Bull.*, **7**, 550-553.
- Mudelsee, M., et al., 2003: No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe. *Nature*, **425**, 166-169.
- Nakamura, H., and T. Sampe, 2002: Trapping of synoptic-scale disturbances into the North-Pacific subtropical jet core in midwinter. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(16), doi:10.1029/2002GL015535.
- Nakamura, H., T. Izumi, and T. Sampe, 2002: Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and East Asia winter monsoon. *J. Clim.*, **15**, 1855-1874.
- Nakamura, H., et al., 2004: Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts. In: *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction* [Wang, C., S.-P. Xie, and J. A. Carton (eds.)]. Geophysical Monograph 147, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 329-346.
- Naujokat, B., et al., 2002: The early major warming in December 2001 - Exceptional? *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2023, doi:10.1029/2002GL015316.
- Nazemosadat, M.J., and I. Cordery, 2000: On the relationships between ENSO and autumn rainfall in Iran. *Int. J. Climatol.*, **20**, 47-61.
- Nazemosadat, M.J., and A.R. Ghasemi, 2004: Quantifying the ENSO-related shifts in the intensity and probability of drought and wet periods in Iran. *J. Clim.*, **17**, 4005-4018.
- Nedoluha, G.E., et al., 2003: An evaluation of trends in middle atmospheric water vapor as measured by HALOE, WVMS, and POAM. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4391, doi:10.1029/2002JD003332.
- New, M., et al., 2006: Evidence of trends in daily climate extremes over southern and West Africa. *J. Geophys. Res.*, **111**, D14102, doi:10.1029/2005JD006289.
- Newman, M., G. Compo, and M.A. Alexander, 2003: ENSO-forced variability of the Pacific Decadal Oscillation. *J. Clim.*, **23**, 3853-3857.
- Newman, P.A., and E.R. Nash, 2000: Quantifying the wave drinking of the stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **105**, 12485-12497.
- Newman, P.A., and E.R. Nash, 2005: The unusual Southern Hemisphere stratosphere winter of 2002. *J. Atmos. Sci.*, **62**, doi:10.1175/JAS3323.1.
- Nicholls, N., 2004: The changing nature of Australian droughts. *Clim. Change*, **63**, 323-336.
- Nobre, P., and J. Shukla, 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Clim.*, **9**, 2464-2479.
- Nogué-Paegle, J., et al., 2002: Progress in Pan American CLIVAR research: Understanding the South American monsoon. *Meteorologica*, **27**, 3-32.
- Noone, D., and I. Simmonds, 2002: Annular variations in moisture transport mechanisms and the abundance of $\delta^{18}\text{O}$ in Antarctic snow. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4742, doi:10.1029/2002JD002262.
- Norris, J.R., 2000: What can cloud observations tell us about climate variability? *Space Sci. Rev.*, **94**, 375-380.
- Norris, J.R., 2005a: Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing. *J. Geophys. Res.*, **110**, D08206, doi:10.1029/2004JD005600.
- Norris, J.R., 2005b: Trends in upper-level cloud cover and atmospheric circulation over the Indo-Pacific region between 1952 and 1997. *J. Geophys. Res.*, **110**, D21110, doi:10.1029/2005JD006183.
- Notholt, J., et al., 2005: Influence of tropospheric SO₂ emissions on particle formation and the stratospheric humidity. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07810, doi:10.1029/2004GL022159.
- O'Carroll, A.G., R.W. Saunders, and J.G. Watts, 2006: The measurement of the sea surface temperature climatology by satellites from 1991 to 2005. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **23**, 1573-1582.
- Ohmura, A., and M. Wild, 2002: Is the hydrological cycle accelerating? *Science*, **298**, 1345-1346.
- Oinas, V., et al., 2001: Radiative cooling by stratospheric water vapor: big differences in GCM results. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2791-2794.
- Oke, P.R., and M.H. England, 2004: Oceanic response to changes in the latitude of the Southern Hemisphere subpolar westerly winds. *J. Clim.*, **17**, 1040-1054.
- Oltmans, S.J., et al., 2000: The increase in stratospheric water vapor from balloon borne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, DC, and Boulder, Colorado. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3453-3456.
- Omran, M.A., 2000: Analysis of solar radiation over Egypt. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**, 225-240.
- Oort, A.H., and J.J. Yienger, 1996: Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *J. Clim.*, **9**, 2751-2767.
- Orr, A., et al., 2004: A 'low-level' explanation for the recent large warming trend over the western Antarctic Peninsula involving blocked winds and changes in zonal circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06204, doi:10.1029/2003GL019160.
- Osborn, T.J., and M. Hulme, 2002: Evidence for trends in heavy rainfall events over the U.K. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **360**, 1313-1325.
- Osborn, T.J., et al., 2000: Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. *Int. J. Climatol.*, **20**, 347-364.
- Ostermeier, G.M., and J.M. Wallace, 2003: Trends in the North Atlantic Oscillation - Northern Hemisphere annular mode during the twentieth century. *J. Clim.*, **16**, 336-341.

- Overland, J. E., and M. Wang, 2005: The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23808, doi:10.1029/2005GL024254.
- Paciorek, C.J., et al., 2002: Multiple indices of Northern Hemisphere cyclone activity, winters 1949–99. *J. Clim.*, **15**, 1573–1590.
- Pagano, T., et al., 2004: Water year 2004: Western water managers feel the heat. *Eos*, **85**, 392–393.
- Pallé E., et al., 2004: Changes in Earth's reflectance over the past two decades. *Science*, **304**, 1299–1301.
- Palmer, T.N., 1999: A nonlinear dynamical perspective on climate prediction. *J. Clim.*, **12**, 575–591.
- Palmer, W.C., 1965: *Meteorological Drought*. Research Paper 45, US Department of Commerce, Weather Bureau, Washington, DC, 58 pp. [Available from NOAA Library and Information Services Division, Washington, DC 20852.]
- Park, Y., F. Roquet, and F. Vivier, 2004: Quasi-stationary ENSO wave signals versus the Antarctic Circumpolar Wave scenario. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L09315, doi:10.1029/2004GL019806.
- Parker, D.E., 2004: Large-scale warming is not urban. *Nature*, **432**, 290–290.
- Parker, D.E., 2006: A demonstration that large-scale warming is not urban. *J. Clim.*, **19**, 2882–2895.
- Parker, D.E., and D.I. Cox, 1995: Towards a consistent global climatological rawinsonde data-base. *Int. J. Climatol.*, **15**, 473–496.
- Parker, D.E., et al., 1997: A new global gridded radiosonde temperature data base and recent temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1499–1502.
- Pawson, S., and B. Naujokat, 1999: The cold winters of the middle 1990s in the northern lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 14209–14222.
- Pekáová P., P. Mikláek, and J. Peká, 2003: Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19th–20th centuries. *J. Hydrol.*, **274**, 62–79.
- Penman, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London Ser. A*, **193**, 120–145.
- Pepin, N.C., and D.J. Seidel, 2005: A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations. *J. Geophys. Res.*, **110**, D03104, doi:10.1029/2004JD005047.
- Peterson, T.C., 2003: Assessment of urban versus rural *in situ* surface temperatures in the contiguous United States: no difference found. *J. Clim.*, **16**, 2941–2959.
- Peterson, T.C., and R.S. Vose, 1997: An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 2837–2848.
- Peterson, T.C., and T.W. Owen, 2005: Urban heat island assessment: Metadata are important. *J. Clim.*, **18**, 2637–2646.
- Peterson, T.C., V.S. Golubev, and P.Ya. Groisman, 1995: Evaporation losing its strength. *Nature*, **377**, 687–688.
- Peterson, T.C., et al., 1999: Global rural temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 329–332.
- Peterson, T.C., et al., 2000: A blended satellite – *in situ* near-global surface temperature dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 2157–2164.
- Peterson, T.C., et al., 2002: Recent changes in climate extremes in the Caribbean region. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4601, doi:10.1029/2002JD002251.
- Pezza, A.B., and I. Simmonds, 2005: The first South Atlantic hurricane: unprecedented blocking, low shear and climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15712, doi:10.1029/2005GL023390.
- Philipona, R., and B. Dür, 2004: Greenhouse forcing outweighs decreasing solar radiation driving rapid temperature rise over land. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22208, doi:10.1029/2004GL020937.
- Philipona, R., et al., 2004: Radiative forcing – measured at Earth's surface – corroborate the increasing greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15712, doi:10.1029/2003GL018765.
- Philipona, R., et al., 2005: Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feedback increase temperature in Europe. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19809, doi:1029/2005GL023624.
- Picon, L., et al., 2003: A new METEOSAT “water vapor” archive for climate studies. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4301, doi:10.1029/2002JD002640.
- Piechota, T., et al., 2004: The western drought: How bad is it? *Eos*, **85**(32), 301.
- Pierce, D.W., 2001: Distinguishing coupled ocean-atmosphere interactions from background noise in the North Pacific. *Prog. Oceanogr.*, **49**, 331–352.
- Pinker, R.T., B. Zhang, and E.G. Dutton, 2005: Do satellites detect trends in surface solar radiation? *Science*, **308**, 850–854.
- Plummer, N., et al., 1999: Changes in climate extremes over the Australian region and New Zealand during the Twentieth Century. *Clim. Change*, **42**, 183–202.
- Polyakov, I.V., et al., 2003: Variability and trends of air temperature in the Maritime Arctic, 1875–2000. *J. Clim.*, **16**, 2067–2077.
- Power, H.C., and D.M. Mills, 2005: Solar radiation climate change over South Africa and an assessment of the radiative impact of volcanic eruptions. *Int. J. Climatol.*, **25**, 295–318.
- Power, S., et al., 1998: Australian temperature, Australian rainfall and the Southern Oscillation, 1910–1992: coherent variability and recent changes. *Aust. Meteorol. Mag.*, **47**, 85–101.
- Power, S., et al., 1999a: Decadal climate variability in Australia during the twentieth century. *Int. J. Climatol.*, **19**, 169–184.
- Power, S., et al., 1999b: Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Clim. Dyn.*, **15**, 319–324.
- Probst, J.L., and Y. Tardy, 1987: Long-range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *J. Hydrol.*, **94**, 289–311.
- Probst, J.L., and Y. Tardy, 1989: Global runoff fluctuations during the last 80 years in relation to world temperature-change. *Am. J. Sci.*, **289**, 267–285.

- Przybylak, R., 2000: Diurnal temperature range in the Arctic and its relation to hemispheric and Arctic circulation patterns. *Int. J. Climatol.*, **20**, 231-253.
- Qian, T., et al., 2006a: Simulation of global land surface conditions from 1948-2004. Pt I: Forcing data and evaluations. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 953-975.
- Qian, W.H., L.S. Quan, and S.Y. Shi, 2002: Variations of the dust storm in China and its climatic control. *J. Clim.*, **15**, 1216-1229.
- Qian, W.H., et al., 2003: Centennial-scale dry-wet variations in East Asia. *Clim. Dyn.*, **21**, 77-89.
- Qian, Y., et al., 2006b: More frequent cloud-free sky and less surface solar radiation in China from 1955 to 2000. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01812, doi:10.1029/2005GL024586.
- Quadrelli, R., and J.M. Wallace, 2004: A simplified linear framework for interpreting patterns of Northern Hemisphere wintertime climate variability. *J. Clim.*, **17**, 3728-3744.
- Quadrelli, R., V. Pavan, and F. Molteni, 2001: Wintertime variability of Mediterranean precipitation and its links with large-scale circulation anomalies. *Clim. Dyn.*, **17**, 457-466.
- Ramanathan, V., et al., 2001: Aerosols, climate and the hydrological cycle. *Science*, **294**, 2119-2124.
- Ramaswamy, V., and M. Schwarzkopf, 2002: Effects of ozone and well-mixed gases on annual-mean stratospheric temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2064, doi:10.1029/2002GL015141.
- Ramaswamy, V., et al., 2001: Stratospheric temperature changes: observations and model simulations. *Rev. Geophys.*, **39**, 71-122.
- Randel, D.L., et al., 1996: A new global water vapor dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 1233-1246.
- Randel, W.J., and F. Wu, 1999: Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. *J. Clim.*, **12**, 1467-1479.
- Randel, W.J., and F. Wu, 2006: Biases in stratospheric temperature trends derived from historical radiosonde data. *J. Clim.*, **19**, 2094-2104.
- Randel, W.J., F. Wu, and D.J. Gaffen, 2000: Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses. *J. Geophys. Res.*, **105**, 15509-15524.
- Randel, W.J., F. Wu, and R. Stolarski, 2002: Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **80**, 849-862.
- Randel, W.J., et al., 2004a: Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2133-2148.
- Randel, W.J., et al., 2004b: The SPARC intercomparison of middle-atmosphere climatologies. *J. Clim.*, **17**, 986-1003.
- Rashid, H.A., and I. Simmonds, 2004: Eddy-zonal flow interactions associated with the Southern Hemisphere annular mode: Results from NCEP-DOE reanalysis and a quasi-linear model. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 873-888.
- Rashid, H.A., and I. Simmonds, 2005: Southern Hemisphere annular mode variability and the role of optimal nonmodal growth. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1947-1961.
- Rayner, N.A., et al., 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Rayner, N.A., et al., 2006: Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured *in situ* since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *J. Clim.*, **19**, 446-469.
- Read, W.G., et al., 2004: Dehydration in the tropical tropopause layer: Implications from the UARS Microwave Limb Sounder. *J. Geophys. Res.*, **109**, D06110, doi:10.1029/2003JD004056.
- Regonda, S.K., et al., 2005: Seasonal cycle shifts in hydroclimatology over the Western U.S. *J. Clim.*, **18**, 372-384.
- Ren, G.Y., et al., 2005: Climate changes of mainland China over the past half century, *Acta Meteorol. Sin.*, **63** (6): 942-955 (in Chinese).
- Renwick, J.A., 1998: ENSO-related variability in the frequency of South Pacific blocking. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 3117-3123.
- Renwick, J.A., 2002: Southern Hemisphere circulation and relations with sea ice and sea surface temperature. *J. Clim.*, **15**, 3058-3068.
- Renwick, J.A., 2004: Trends in the Southern Hemisphere polar vortex in NCEP and ECMWF reanalyses. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07209, doi:10.1029/2003GL019302.
- Renwick, J.A., 2005: Persistent positive anomalies in the Southern Hemisphere circulation. *Mon. Weather Rev.*, **133**, 977-988.
- Renwick, J.A., and M.J. Revell, 1999: Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. *Mon. Weather Rev.*, **127**, 2233-2247.
- Revercombe, H.E., et al., 2003: The ARM program's water vapor intensive observation periods: Overview, initial accomplishments, and future challenges. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 217-236.
- Reynolds, R.W., C.L. Gentemann, and F. Wentz, 2004: Impact of TRMM SSTs on a climate-scale SST analysis. *J. Clim.*, **17**, 2938-2952.
- Reynolds, R.W., et al., 2002: An improved *in situ* and satellite SST analysis for climate. *J. Clim.*, **15**, 1609-1625.
- Robertson, A.W., C.R. Mechoso, and N.O. Garcí, 2001a: Interannual prediction of the Paraná River. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4235-4238.
- Robertson, F.R., R.W. Spencer, and D.E. Fitzjarrald, 2001b: A new satellite deep convective ice index for tropical climate monitoring: possible implications for existing oceanic precipitation data sets, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 251-254.
- Robertson F.R., D.E. Fitzjarrald, and C.D. Kummerow, 2003: Effects of uncertainty in TRMM precipitation radar path integrated attenuation on interannual variations of tropical oceanic rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1180, doi:10.1029/2002GL016416.

- Robeson, S., 2004: Trends in time-varying percentiles of daily minimum and maximum temperature over North America. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L04203, doi:10.1029/2003GL019019.
- Robinson, P.J., 2000: Temporal trends in United States dew point temperatures. *Int. J. Climatol.*, **20**, 985-1002.
- Robock, A., et al., 2000: The global soil moisture data bank. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 1281-1299.
- Robock, A., et al., 2005: Forty five years of observed soil moisture in Ukraine: No summer desiccation (yet). *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03401, doi:10.1029/2004GL021914.
- Röckmann, T., et al., 2004: The impact of anthropogenic chlorine emissions, stratospheric ozone change and chemical feedbacks on stratospheric water. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 693-699.
- Roderick, M.L., and G.D. Farquhar, 2002: The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. *Science*, **298**, 1410-1411.
- Roderick, M.L., and G.D. Farquhar, 2004: Changes in Australian pan evaporation from 1970-2002. *Int. J. Climatol.*, **24**, 1077-1090.
- Roderick, M.L., and G.D. Farquhar, 2005: Changes in New Zealand pan evaporation since the 1970s. *Int. J. Climatol.*, **25**, 2031-2039.
- Rodwell, M.J., 2003: On the predictability of North Atlantic climate. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 173-192.
- Roscoe, H.K., 2004: A review of stratospheric H₂O and NO₂. *Adv. Space Res.*, **34**, 1747-1754.
- Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, **287**, 1793-1796.
- Rosenlof, K.H., 2002: Transport changes inferred from HALOE water and methane measurements. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **80**, 831-848.
- Rosenlof, K.H., et al., 2001: Stratospheric water vapor increases over the past half-century. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1195-1198.
- Rossow, W.B., and E.N. Duenfs, 2004: The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) web site. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 167-172.
- Rudolf, B., and J. Rapp, 2003: The century flood of the River Elbe in August 2002: Synoptic weather development and climatological aspects. In: *Quart. Rep. German NWP-System Deutscher Wetterdienst*, No. 2, Pt 1, pp. 8-23.
- Rudolf, B., et al., 1994: Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements. In: *Global Precipitations and Climate Change* [M. Bubeis, and F. Déalmand (eds.)]. NATO ASI Series I, **26**, Springer Verlag, Berlin, 173-186.
- Ruiz-Barradas, A., and S. Nigam, 2005: Warm-season rainfall variability over the US Great Plains in observations, NCEP and ERA-40 reanalyses, and NCAR and NASA atmospheric model simulations: Intercomparisons for NAME. *J. Clim.*, **18**, 1808-1830.
- Russak, V., 1990: Trends of solar radiation, cloudiness and atmospheric transparency during recent decades in Estonia. *Tellus*, **42B**, 206-210.
- Rusticucci, M., and O. Penalba, 2000: Precipitation seasonal cycle over southern South America. *Clim. Res.*, **16**, 1-15.
- Rusticucci, M., and M. Barrucand, 2004: Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. *J. Clim.*, **17**, 4099-4107.
- Rutllant, J., and H. Fuenzalida, 1991: Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, **11**, 63-76.
- Saji, N.H., and T. Yamagata, 2003: Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean dipole mode events: COADS observations. *J. Clim.*, **16**, 2735-2751.
- Saji, N.H., et al., 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363.
- Salinger, M.J., J.A. Renwick, and A.B. Mullan, 2001: Interdecadal Pacific Oscillation and South Pacific climate. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1705-1721.
- Salinger, M.J., G.M. Griffiths, and A. Gosai, 2005: Extreme pressure differences at 0900 NZST and winds across New Zealand. *Int. J. Climatol.*, **25**, 1203-1222.
- Santer, B.D., et al., 1999: Uncertainties in observationally based estimates of temperature change in the free atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 6305-6333.
- Santer, B.D., et al., 2004: Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21104, doi:10.1029/2004JD005075.
- Santer, B.D., et al., 2005: Amplification of surface temperature trends and variability in the tropical atmosphere. *Science*, **309**, 1551-1556.
- Sarkar, S., R.P. Singh, and M. Kafatos, 2004: Further evidences for the weakening relationship of Indian rainfall and ENSO over India. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L13209, doi:10.1029/2004GL020259.
- Scaife A.A., et al., 2005: A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18715, doi:10.1029/2005GL023226.
- Schä, C., et al., 2004: The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. *Nature*, **427**, 332-336.
- Scherrer, S.C., et al., 2005: European temperature distribution changes in observations and climate change scenarios. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19705, doi:10.1029/2005GL024108.
- Scherrer, S.C., et al., 2006: Two dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region. *Int. J. Climatol.*, **20**, 233-249.
- Schlesinger, M.E., and N. Ramankutty, 1994: An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. *Nature*, **367**, 723-726.
- Schmidli, J., and C. Frei, 2005: Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. *Int. J. Climatol.*, **25**, 753-771.

- Schmith, T., E. Kaas, and T.-S. Li, 1998: Northeast Atlantic winter storminess 1875-1995 re-analysed. *Clim. Dyn.*, **14**, 529-536.
- Schneider, D.P., E.J. Steig, and J.C. Comiso, 2004: Recent climate variability in Antarctica from satellite-derived temperature data. *J. Clim.*, **17**, 1569-1583.
- Schneider, N., and B.D. Cornuelle, 2005: The forcing of the Pacific Decadal Oscillation. *J. Clim.*, **18**, 4355-4373.
- Schöwiese, C.-D., and J. Rapp, 1997: *Climate Trend Atlas of Europe Based on Observations 1891-1990*. Kluwer Academic Press, Dordrecht, 228 pp.
- Schreck, C.J. III, and F.H.M. Semazzi, 2004: Variability of the recent climate of Eastern Africa. *Int. J. Climatol.*, **24**, 681-701.
- Schwartz, R.D., 2005: Global dimming: clear sky atmospheric transmission from astronomical extinction measurements. *J. Geophys. Res.*, **110**, D14210, doi:10.1029/2005JD005882.
- Schwarzkopf, M., and V. Ramaswamy, 2002: Effects of changes in well-mixed gases and ozone on stratospheric seasonal temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2184, doi:10.1029/2002GL015759.
- Schwierz, C., et al., 2006: Challenges posed by and approaches to the study of seasonal-to-decadal climate variability. *Clim. Change*, **79**, 31-63.
- Seidel, D.J., and J. Lanzante, 2004: An assessment of three alternatives to linear trends for characterizing global atmospheric temperature changes. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14108, doi:10.1029/2003JD004414.
- Seidel, D.J., et al., 2001: Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7857-7878.
- Seidel, D.J., et al., 2004: Uncertainty in signals of large-scale climate variations in radiosonde and satellite upper-air temperature datasets. *J. Clim.*, **17**, 2225-2240.
- Sen Roy, S., and R.C. Balling, 2004: Trends in extreme daily rainfall indices in India. *Int. J. Climatol.*, **24**, 457-466.
- Serreze, M.C., et al., 1997: Icelandic low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *J. Clim.*, **10**, 453-464.
- Sexton, D.M.H., 2001: The effect of stratospheric ozone depletion on the phase of the Antarctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3697-3700.
- Shabbar, A., and W. Skinner, 2004: Summer drought patterns in Canada and the relationship to global sea surface temperatures. *J. Clim.*, **17**, 2866-2880.
- Shepherd, J.M., and S.J. Burian, 2003: Detection of urban-induced rainfall anomalies in a major coastal city. *Earth Interactions*, **7**, 1-17.
- Shepherd, J.M., H. Pierce, and A.J. Negri, 2002: Rainfall modification by major urban areas: Observations from spaceborne rain radar on the TRMM satellite. *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 689-701.
- Shepherd, J.M., L. Taylor, and C. Garza, 2004: A dynamic multi-criteria technique for siting NASA-Clark Atlanta rain gauge network. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **21**, 1346-1363.
- Sherwood, S.C., 2002: A microphysical connection among biomass burning, cumulus clouds, and stratospheric moisture. *Science*, **295**, 1271-1275.
- Sherwood, S.C., J. Lanzante, and C. Meyer, 2005: Radiosonde daytime biases and late 20th century warming. *Science*, **309**, 1556-1559.
- Shine, K.P., et al., 2003: A comparison of model-simulated trends in stratospheric temperatures. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 1565-1588.
- Silvestri, G.E., and C.S. Vera, 2003: Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2115, doi:10.1029/2003GL018277.
- Simmonds, I., 2003: Modes of atmospheric variability over the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8078, doi:10.1029/2000JC000542.
- Simmonds, I., and K. Keay, 2000: Variability of Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior 1958-97. *J. Clim.*, **13**, 550-561.
- Simmonds, I., and K. Keay, 2002: Surface fluxes of momentum and mechanical energy over the North Pacific and North Atlantic Oceans. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **80**, 1-18.
- Simmonds, I., K. Keay, and E.-P. Lim, 2003: Synoptic activity in the seas around Antarctica. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 272-288.
- Simmons, A.J., et al., 2004: Comparison of trends and low-frequency variability in CRU, ERA-40 and NCEP/NCAR analyses of surface air temperature. *J. Geophys. Res.*, **109**, D24115, doi:10.1029/2004JD005306.
- Simmons, A.J., et al., 2005: ECMWF analyses and forecasts of stratospheric winter polar vortex breakup: September 2002 in the Southern Hemisphere and related events. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 668-689.
- Sinclair, M.R., J.A. Renwick, and J.W. Kidson, 1997: Low-frequency variability of Southern Hemisphere sea level pressure and weather system activity. *Mon. Weather Rev.*, **125**, 2531-2543.
- Small, E.E., L.C. Sloan, and R. Nychka, 2001: Changes in surface air temperature caused by desiccation of the Aral Sea. *J. Clim.*, **14**, 284-299.
- Smith, C.A., J.D. Haigh, and R. Toumi, 2001: Radiative forcing due to trends in stratospheric water vapour. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 179-182.
- Smith, I., 2004: An assessment of recent trends in Australian rainfall. *Aust. Meteorol. Mag.*, **53**, 163-173.
- Smith, L.C., 2000: Trends in Russian Arctic river-ice formation and breakup, 1917 to 1994. *Phys. Geogr.*, **21**, 46-56.
- Smith, T.M., and R.W. Reynolds, 2004: Improved extended reconstruction of SST (1854-1997). *J. Clim.*, **17**, 2466-2477.
- Smith, T.M., and R.W. Reynolds, 2005: A global merged land and sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880-1997). *J. Clim.*, **18**, 2021-2036.

- Smith, T.M., et al., 2005: New surface temperature analyses for climate monitoring. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14712, doi:10.1029/2005GL023402.
- Smits, A., A.M.G. Klein Tank, and G.P. Könen, 2005: Trends in storminess over the Netherlands, 1962–2002. *Int. J. Climatol.*, **25**, 1331–1344.
- Snow, J.T. (ed.), 2003: Special Issue: European Conference on Severe Storms. *Atmos. Res.*, **67–68**, 703 pp.
- Soden, B.J., and S.R. Schroeder, 2000: Decadal variations in tropical water vapor: A comparison of observations and a model simulation. *J. Clim.*, **13**, 3337–3340.
- Soden, B.J., et al., 2002: Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. *Science*, **296**, 727–730.
- Soden, B.J., et al., 2004: An analysis of satellite, radiosonde, and lidar observations of upper tropospheric water vapor from the Atmospheric Radiation Measurement Program. *J. Geophys. Res.*, **109**, D04105, doi:10.1029/2003JD003828.
- Soden, B.J., et al., 2005: The radiative signature of upper tropospheric moistening. *Science*, **310**, 841–844.
- Sohn, B.-J., and E.A. Smith, 2003: Explaining sources of discrepancy in SSM/I water vapor algorithms. *J. Clim.*, **16**, 3229–3255.
- Song, Y., and W.A. Robinson, 2004: Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1711–1725.
- Sparks, J., D. Changnon, and J. Starke, 2002: Changes in the frequency of extreme warm-season surface dewpoints in northeastern Illinois: Implications for cooling-system design and operation. *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 890–898.
- Stanhill, G., and S. Cohen, 2001: Global dimming, a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with a discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agric. For. Meteorol.*, **107**, 255–278.
- Sterl, A., 2001: On the impact of gap-filling algorithms on variability patterns of reconstructed oceanic surface fields. *J. Geophys. Res.*, **28**, 2473–2476.
- Sterl, A., 2004: On the (in)homogeneity of reanalysis products. *J. Clim.*, **17**, 3866–3873.
- Sterl, A., and S. Caires, 2005: Climatology, variability and extrema of ocean waves: the Web-based KNMI/ERA-40 wave atlas. *Int. J. Climatol.*, **25**, 963–977.
- Stewart, I.T., D.R. Cayan, and M.D. Dettinger, 2005: Changes towards earlier streamflow timing across western North America. *J. Clim.*, **18**, 1136–1155.
- Stone, D.A., A.J. Weaver, and F.W. Zwiers, 2000: Trends in Canadian precipitation intensity. *Atmos.–Ocean*, **38**, 321–347.
- Straus, D.M., and J. Shukla, 2002: Does ENSO force the PNA? *J. Clim.*, **15**, 2340–2358.
- Straus, D.M., and F. Molteni, 2004: Circulation regimes and SST forcing: Results from large GCM ensembles. *J. Clim.*, **17**, 1641–1656.
- Stuber, N., et al., 2001: Is the climate sensitivity to ozone perturbations enhanced by stratospheric water vapor feedback? *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2887–2890.
- Sturaro, G., 2003: A closer look at the climatological discontinuities present in the NCEP/NCAR reanalysis temperature due to the introduction of satellite data. *Clim. Dyn.*, **21**, 309–316.
- Sun, B.M., 2003: Cloudiness over the contiguous United States: Contemporary changes observed using ground-based and ISCCP D2 data. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL015887.
- Sun, B.M., and P.Ya. Groisman, 2000: Cloudiness variations over the former Soviet Union. *Int. J. Climatol.*, **20**, 1097–1111.
- Sun, B.M., and P.Ya. Groisman, 2004: Variations in low cloud cover over the United States during the second half of the twentieth century. *J. Clim.*, **17**, 1883–1888.
- Sun, B.M., P.Ya. Groisman, and I.I. Mokhov, 2001: Recent changes in cloud-type frequency and inferred increases in convection over the United States and the former USSR. *J. Clim.*, **14**, 1864–1880.
- Sutton, R.T., and D.L.R. Hodson, 2003: Influence of the ocean on North Atlantic climate variability 1871–1999. *J. Clim.*, **16**, 3296–3313.
- Sutton, R.T., and D.L.R. Hodson, 2005: Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, **290**, 2133–2137.
- Swanson, R.E., 2003: Evidence of possible sea-ice influence on Microwave Sounding Unit tropospheric temperature trends in polar regions. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2040, doi:10.1029/2003GL017938.
- Tebakari, T., J. Yoshitani, and C. Suvanpimol, 2005: Time-space trend analysis in pan evaporation over kingdom of Thailand. *J. Hydrol. Eng.*, **10**, 205–215.
- Terray, P., S. Dominiak, and P. Delecluse, 2005: Role of the southern Indian Ocean in the transition of the monsoon-ENSO system during recent decades. *Clim. Dyn.*, **24**, 169–195.
- Tett, S.F.B., and P.W. Thorne, 2004: Tropospheric temperature series from satellites. *Nature*, **429**, doi:10.1038/nature03208.
- Thielen, J., et al., 2000: The possible influence of urban surfaces on rainfall development: a sensitivity study in 2D in the meso-gamma scale. *Atmos. Res.*, **54**, 15–39.
- Thompson, D.W.J., and J.M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.
- Thompson, D.W.J., and J.M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation, Pt I: Month-to-month variability. *J. Clim.*, **13**, 1000–1016.
- Thompson, D.W.J., and S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**, 895–899.
- Thompson, D.W.J., and S. Solomon, 2005: Recent stratospheric climate trends: Global structure and tropospheric linkages. *J. Clim.*, **18**, 4785–4795.
- Thompson, D.W.J., J.M. Wallace, and G.C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J. Clim.*, **13**, 1018–1036.

- Thompson, D.W.J., M.P. Baldwin, and J.M. Wallace, 2002: Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. *J. Clim.*, **15**, 1421-1428.
- Thompson, D.W.J., S. Lee, and M.P. Baldwin, 2003: Atmospheric processes governing the Northern Hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 81-112.
- Thompson, D.W.J., M.P. Baldwin, and S. Solomon, 2005: Stratosphere/ troposphere coupling in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 708-715.
- Thorne, P.W., et al., 2005a: Revisiting radiosonde upper air temperatures from 1958 to 2002. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18105, doi:10.1029/ 2004JD005753.
- Thorne, P.W., et al., 2005b: Uncertainties in climate trends: Lessons from upper-air temperature records. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 1437-1442.
- Thornthwaite, C.W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, **38**, 55-94.
- Tibaldi, S., et al., 1994: Northern and Southern Hemisphere seasonal variability of blocking frequency and predictability. *Mon. Weather Rev.*, **122**, 1971-2003.
- Trapp, R.J., et al., 2005: Tornadoes from squall lines and bow echoes. Pt I: Climatological distribution. *Weather Forecasting*, **20**, 23-34.
- Trenberth, K.E., 1984: Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, **112**, 326-332.
- Trenberth, K.E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **71**, 988-993.
- Trenberth, K.E., 2002: Changes in tropical clouds and radiation. *Science*, **296**, 2095a (online), <http://www/sciencemag.org/cgi/content/full/296/ 5576/2095a>.
- Trenberth, K.E., 2004: Rural land-use change and climate. *Nature*, **427**, 213. Trenberth, K.E., and J.W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.*, **9**, 303-319.
- Trenberth, K.E., and J.M. Caron, 2000: The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures and precipitation. *J. Clim.*, **13**, 4358-4365.
- Trenberth, K.E., and J.M. Caron, 2001: Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Clim.*, **14**, 3433-3443. Trenberth, K.E., and D. P. Stepaniak, 2001: Indices of El Niño evolution. *J. Clim.*, **14**, 1697-1701.
- Trenberth, K.E., and D.P. Stepaniak, 2003a: Co-variability of components of poleward atmospheric energy transports on seasonal and interannual timescales. *J. Clim.*, **16**, 3690-3704.
- Trenberth, K.E., and D.P. Stepaniak, 2003b: Seamless poleward atmospheric energy transports and implications for the Hadley circulation. *J. Clim.*, **16**, 3705-3721.
- Trenberth, K.E., and D.J. Shea, 2005: Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14703, doi:10.1029/ 2005GL022760.
- Trenberth, K.E., and L. Smith, 2005: The mass of the atmosphere: A constraint on global analyses. *J. Clim.*, **18**, 864-875.
- Trenberth, K.E., and D.J. Shea, 2006: Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L12704, doi:10.1029/ 2006GL026894.
- Trenberth, K.E., D.P. Stepaniak, and J.M. Caron, 2000: The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *J. Clim.*, **13**, 3969-3993.
- Trenberth, K.E., D.P. Stepaniak, and J.M. Caron, 2002a: Interannual variations in the atmospheric heat budget. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4066, doi:10.1029/2000JD000297.
- Trenberth, K.E., J. Fasullo, and L. Smith, 2005a: Trends and variability in column integrated atmospheric water vapor. *Clim. Dyn.*, **24**, 741-758.
- Trenberth, K.E., D.P. Stepaniak, and L. Smith, 2005b: Interannual variability of the patterns of atmospheric mass distribution. *J. Clim.*, **18**, 2812-2825.
- Trenberth, K.E., et al., 2002b: The evolution of ENSO and global atmospheric temperatures. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4065, doi:10.1029/ 2000JD000298.
- Trenberth, K.E., et al., 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 1205-1217.
- Trigo, R.M., et al., 2004: Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Reanalyses. *Clim. Dyn.*, **23**, 17-28.
- Tröel, S., and C.-D. Schöwiese, 2005: A generalized method of time series decomposition into significant components including probability assessments of extreme events and application to observed German precipitation data. *Meteorol. Z.*, **14**, 417-427.
- Troup, A.J., 1965: The Southern Oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **91**, 490-506.
- Tuller, S.E., 2004: Measured wind speed trends on the west coast of Canada. *Int. J. Climatol.*, **24**, 1359-1374.
- Tuomenvirta, R.H., et al., 2000: Trends in Nordic and Arctic temperature extremes. *J. Clim.*, **13**, 977-990.
- Turner, D.D., et al., 2003: Dry bias and variability in Vaisala RS80-H radiosondes: The ARM experience. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **20**, 117-132.
- Turner, J., et al., 2005: Antarctic climate change during the last 50 years. *Int. J. Climatol.*, **25**, 279-294.
- Turner, J., et al., 2006: Significant warming of the Antarctic winter troposphere. *Science*, **311**, 1914-1917.
- Ulbrich, U., et al., 2003a: The central European floods of August 2002: Pt. 1 - Rainfall periods and flood development. *Weather*, **58**, 371-377.
- Ulbrich, U., et al., 2003b: The central European floods of August 2002: Pt. 2 - Synoptic causes and considerations with respect to climatic change. *Weather*, **58**, 434-442.
- Uppala, S.M., et al., 2005: The ERA-40 reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961-3012.
- van den Broeke, M.R., and N.P.M. van Lipzig, 2003: Response of wintertime Antarctic temperatures to the Antarctic Oscillation: Results of a regional climate model. In: *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives* [Domack, E., et al. (eds.)]. Antarctic Research Series 79,

- American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 43–58.
- van den Dool, H., J. Huang, and Y. Fan, 2003: Performance and analysis of the constructed analogue method applied to U.S. soil moisture over 1981–2001. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8617, doi:10.1029/2002JD003114.
- van der Schrier, G., et al., 2006: Summer moisture variability across Europe. *J. Clim.*, **19**, 2818–2834.
- van Wijngaarden, W.A., and L.A. Vincent, 2005: Examination of discontinuities in hourly surface relative humidity in Canada during 1953–2003. *J. Geophys. Res.*, **110**, D22102, doi:10.1029/2005JD005925.
- Venegas, S.A., 2003: The Antarctic Circumpolar Wave: A combination of two signals? *J. Clim.*, **16**, 2509–2525.
- Venegas, S.A., and L.A. Mysak, 2000: Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? *J. Clim.*, **13**, 3412–3434.
- Vera, C., et al., 2006: A unified view of the American monsoon systems. *J. Clim.*, **19**, 4977–5000.
- Vikebo, F., et al., 2003: Wave height variations in the North Sea and on the Norwegian continental shelf, 1881–1999. *Continental Shelf Res.*, **23**, 251–263.
- Vimont, D.J., D.S. Battisti, and A.C. Hirst, 2001: Footprinting: A seasonal connection between the Tropics and midlatitudes. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3923–2936.
- Vincent, L.A., and É Mekis, 2006: Changes in daily and extreme temperature and precipitation indices for Canada over the 20th century. *Atmos.-Ocean*, **44**, 177–193.
- Vincent, L.A., et al., 2002: Homogenization of daily temperatures over Canada. *J. Clim.*, **15**, 1322–1334.
- Vincent, L.A., et al., 2005: Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960–2000. *J. Clim.*, **18**, 5011–5023.
- Vinnikov, K.Y., and N.C. Grody, 2003: Global warming trend of mean tropospheric temperature observed by satellites. *Science*, **302**, 269–272.
- Vinnikov, K.Y., et al., 2006: Temperature trends at the surface and in the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **111**, D03106, doi:10.1029/2005JD006392.
- Visbeck, M., et al., 2003: The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 113–145.
- Vose, R.S., D.R. Easterling, and B. Gleason, 2005a: Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23822, doi:10.1029/2004GL024379.
- Vose, R.S., et al., 1992: *The Global Historical Climatology Network: Long-Term Monthly Temperature, Precipitation, Sea Level Pressure, and Station Pressure Data*. ORNL/CDIAC-53, NDP-041, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, 325 pp.
- Vose, R.S., et al., 2004: Impact of land-use change on climate. *Nature*, **427**, 213–214.
- Vose, R.S., et al., 2005b: An intercomparison of surface air temperature analyses at the global, hemispheric and grid-box scale. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18718, doi:10.1029/2005GL023502.
- Wallace, J.M., and D.S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weather Rev.*, **109**, 784–812.
- Walter, K., and H.-F. Graf, 2002: On the changing nature of the regional connection between the North Atlantic Oscillation and sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4338, doi:10.1029/2001JD000850.
- Walter, M.T., et al., 2004: Increasing evapotranspiration from the conterminous United States. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 405–408.
- Wang, B., 1994: Climatic regimes of tropical convection and rainfall. *J. Clim.*, **7**, 1109–1118.
- Wang, B., and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Am. Meteorol. Sci.*, **80**, 629–638.
- Wang, B., and J.C.L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *J. Clim.*, **15**, 1643–1658.
- Wang, B., and Q. Ding, 2006: Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06711, doi:10.1029/2005GL025347.
- Wang, H.J., 2001: The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. *Adv. Atmos. Sci.*, **18**, 376–386.
- Wang, J., et al., 2003: Performance of operational radiosonde humidity sensors in direct comparison with a chilled mirror dew-point hygrometer and its climate implication. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1860, doi:10.1029/2003GL016985.
- Wang, J.H., H.L. Cole, and D.J. Carlson, 2001: Water vapor variability in the tropical western Pacific from 20-year radiosonde data. *Adv. Atmos. Sci.*, **18**, 752–766.
- Wang, J.H., et al., 2002a: Corrections of humidity measurement errors from the Vaisala RS80 radiosonde – Application to TOGA COARE data. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **19**, 981–1002.
- Wang, J.X.L., and D.J. Gaffen, 2001: Trends in extremes of surface humidity, temperatures and summertime heat stress in China. *Adv. Atmos. Sci.*, **18**, 742–751.
- Wang, P.H., et al., 2002b: Satellite observations of long-term changes in tropical cloud and outgoing longwave radiation from 1985 to 1998. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1397, doi:10.1029/2001GL014264.
- Wang, X.L., and V.R. Swail, 2001: Changes of extreme wave heights in Northern Hemisphere oceans and related atmospheric circulation regimes. *J. Clim.*, **14**, 2204–2201.
- Wang, X.L., and V.R. Swail, 2002: Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields. *J. Clim.*, **15**, 1020–1035.
- Wang, X.L., and P.M. Zhai, 2004: Variation of spring dust storms in China and its association with surface winds and sea level pressures. *Acta Meteorol. Sin.*, **62**, 96–103 (in Chinese).

- Wang, X.L., V.R. Swail, and F.W. Zwiers, 2006a: Climatology and changes of extratropical storm tracks and cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEP/NCAR Reanalysis for 1958–2001. *J. Clim.*, **19**, 3145–3166.
- Wang, X.L., H. Wan, and V.R. Swail, 2006b: Observed changes in cyclone activity in Canada and their relationships to major circulation regimes. *J. Clim.*, **19**, 896–915.
- Wang, Z.W., and P.M. Zhai, 2003: Climate change in drought over northern China during 1950–2000. *Acta Geogr. Sin.*, **58**(supplement), 61–68 (in Chinese).
- Waple, A.M., and J.H. Lawrimore, 2003: State of the climate in 2002. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**(6), S1–S68.
- Waple, A.M., et al., 2002: Climate assessment for 2001. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**(6), S1–S62.
- Ward, M.N., 1998: Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *J. Clim.*, **11**, 3167–3191.
- Ward, M.N., and B.J. Hoskins, 1996: Near surface wind over the global ocean 1949–1988. *J. Clim.*, **9**, 1877–1895.
- Wardle, R., and I. Smith, 2004: Modeled response of the Australian monsoon to changes in land surface temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16205, doi:10.1029/2004GL020157.
- Watkins, A., 2002: 2002 Australian climate summary: Dry and warm conditions dominate. *Bull. Aust. Meteorol. Oceanogr. Soc.*, **15**, 109–114.
- Waugh, D., et al., 1999: Persistence of the lower stratospheric polar vortices. *J. Geophys. Res.*, **104**, 27191–27201. Webster, P.J., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: selective interactive systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **118**, 877–926.
- Webster, P.J., et al., 1998: Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14451–14510. Webster, P.J., et al., 1999: Coupled ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Nature*, **401**, 356–360.
- Webster, P.J., et al., 2005: Changes in tropical cyclone number, duration and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844–1846.
- Webster, P. J., et al., 2006: Response to comment on “Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment”. *Science*, **311**, 1713c.
- Weisse, R., H. von Storch, and F. Feser, 2005: Northeast Atlantic and North Sea storminess as simulated by a regional climate model during 1958–2001 and comparison with observations. *J. Clim.*, **18**, 465–479.
- Wells, N., S. Goddard, and M.J. Hayes, 2004: A self-calibrating Palmer Drought Severity Index. *J. Clim.*, **17**, 2335–2351.
- Wentz, F.J., and M. Schabel, 1998: Effects of satellite orbital decay on MSU lower tropospheric temperature trends. *Nature*, **394**, 661–664. Wentz, F.J., and M. Schabel, 2000: Precise climate monitoring using complementary satellite data sets. *Nature*, **403**, 414–416.
- Wettstein, J.J., and L.O. Mearns, 2002: The influence of the North Atlantic–Arctic Oscillation on mean, variance, and extremes of temperature in the northeastern United States and Canada. *J. Clim.*, **15**, 3586–3600.
- Wheeler, M.C., and J.L. McBride, 2005: Australian–Indonesian monsoon. In: *Intraseasonal Variability of the Atmosphere–Ocean Climate System* [Lau, W.K.M., and D.E. Waliser, (eds.)]. Praxis Publishing, Chichester, UK, pp. 125–173.
- White, W.B., and R.G. Peterson, 1996: An Antarctic Circumpolar Wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature*, **380**, 699–702.
- White, W.B., and J. Annis, 2004: Influence of the Antarctic Circumpolar Wave on El Niño and its multidecadal changes from 1950 to 2001. *J. Geophys. Res.*, **109**, C06019, doi:10.1029/2002JC001666.
- White, W.B., and I. Simmonds, 2006: SST-induced cyclogenesis in the Antarctic Circumpolar Wave. *J. Geophys. Res.*, **111**, C08011, doi:10.1029/2004JC002395.
- White, W.B., P. Gloersen, and I. Simmonds, 2004: Tropospheric response in the Antarctic Circumpolar Wave along the sea ice edge around Antarctica. *J. Clim.*, **17**, 2765–2779.
- Wiedenmann, J.M., et al., 2002: The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: Block intensity as a diagnostic. *J. Clim.*, **15**, 3459–3473.
- Wielicki, B.A., et al., 2002a: Evidence for large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget. *Science*, **295**, 841–844.
- Wielicki, B.A., et al., 2002b: Response. *Science*, **296**, <http://www.sciencemag.org/cgi/content/full/296/5576/2095a>.
- Wielicki, B.A., et al., 2005: Change in Earth’s albedo measured by satellite. *Science*, **308**, 825.
- Wijngaard, J.B., A.M.G. Klein Tank, and G.P. Könen, 2003: Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *Int. J. Climatol.*, **23**, 679–692.
- Wild, M.A., et al., 2004: On the consistency of trends in radiation and temperature records and implications for the global hydrological cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11201, doi:10.1029/2003GL019188.
- Wild, M.A., et al., 2005: From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth’s surface. *Science*, **308**, 847–850.
- Willis, J.K., D. Roemmich, and B. Cornuelle, 2004: Interannual variability in upper-ocean heat content, temperature and thermocline expansion on global scales. *J. Geophys. Res.*, **109**, C12036, doi:10.1029/2003JC002260.
- Wittman, M.A.H., et al., 2004: Stratospheric influence on baroclinic lifecycles and its connection to the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16113, doi:10.1029/2004GL020503.
- WMO, 2004: *World Meteorological Organization Statement on the Status of Global Climate in 2003*. World

- Meteorological Organization, Geneva, 12 pp.
- Wong, T.D.F., M.H. Young, and S. Weckmann, 2000: Validation of the CERES/TRMM ERBE-like monthly mean clear-sky longwave dataset and the effects of the 1998 ENSO event. *J. Clim.*, **13**, 4256-4267.
- Wong, T., et al., 2006: Re-examination of the observed decadal variability of Earth Radiation Budget using altitude-corrected ERBE/ERBS nonscanner WFOV data. *J. Clim.*, **19**, 4028-4040.
- Woolf, D.K., P.G. Challenor, and P.D. Cotton, 2002: The variability and predictability of North Atlantic wave climate. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3145, doi:10.1029/2001JC001124.
- Worley, S.J., et al., 2005: ICOADS release 2.1 data and products. *Int. J. Climatol.*, **25**, 823-842.
- Wu, M.C., W.L. Chang, and W.M. Leung, 2004: Impacts of El Niño-Southern Oscillation events on tropical cyclone landfalling activity in the western North Pacific. *J. Clim.*, **17**, 1419-1428.
- Wylie, D.P., et al., 2005: Trends in global cloud cover in two decades of HIRS observations. *J. Clim.*, **18**, 3021-3031.
- Xie, P., and Arkin, P.A. 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Xie, S.P., et al., 2002: Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *J. Clim.*, **15**, 864-878.
- Yan, Z., et al., 2002: Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations. *Clim. Change*, **53**, 355-392.
- Yang, D., B. Ye, and D.L. Kane, 2004: Streamflow changes over Siberian Yenisei River Basin. *J. Hydrol.*, **296**, 59-80.
- Yang, D., et al., 2002: Siberian Lena River hydrologic regime and recent change. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4694, doi:10.1029/2002JD002542.
- Ye, B.S., D.Q. Yang, and D.L. Kane, 2003: Changes in Lena River streamflow hydrology: Human impacts versus natural variations. *Water Resour. Res.*, **39**, 1200, doi:10.1029/2003WR001991.
- Yin, X., A. Gruber, and P. Arkin, 2004: Comparison of the GPCP and CMAP merged gauge-satellite monthly precipitation products for the period 1979-2001. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 1207-1222.
- Yu, L.S., and M.M. Rienecker, 1999: Mechanisms for the Indian Ocean warming during the 1997-1998 El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 735-738.
- Yu, R., B. Wang, and T. Zhou, 2004a: Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by the Tibetan Plateau. *J. Clim.*, **17**, 2702-2713.
- Yu, R., B. Wang, and T. Zhou, 2004b: Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22212, doi:10.1029/2004GL021270.
- Zhai, P.M., and X.H. Pan, 2003: Trends in temperature extremes during 1951-1999 in China. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1913, doi:10.1029/2003GL018004.
- Zhai, P.M., et al., 2004: Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *J. Clim.*, **18**, 1096-1108.
- Zhang, R., and T.L. Delworth, 2005: Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. *J. Clim.*, **18**, 1853-1860.
- Zhang, X., W.D. Hogg, and E. Mekis, 2001a: Spatial and temporal characteristics of heavy precipitation events over Canada. *J. Clim.*, **14**, 1923-1936.
- Zhang, X., F.W. Zwiers, and G. Li, 2004a: Monte Carlo experiments on the detection of trends in extreme values. *J. Clim.*, **17**, 1945-1952.
- Zhang, X., et al., 2001b: Trends in Canadian streamflow. *Water Resour. Res.*, **37**, 987-998.
- Zhang, X., et al., 2004b: Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948-2002. *J. Clim.*, **17**, 2300-2317.
- Zhang, X., et al., 2005: Trends in Middle East climate extremes indices from 1950 to 2003. *J. Geophys. Res.*, **110**, D22104, doi:10.1029/2005JD006181.
- Zhang, Y., et al., 2004c: Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: refinements of the radiative transfer model and the input data. *J. Geophys. Res.*, **109**, D19105, doi:10.1029/2003JD004457.
- Zheng, X., and R.E. Basher, 1999: Structural time series models and trend detection in global and regional temperature series. *J. Clim.*, **12**, 2347-2358.
- Zhou, S., et al., 2000: An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1123-1126.
- Zhou, X.L., M.A. Geller, and M.H. Zhang, 2001: Cooling trend of the tropical cold point tropopause temperatures and its implications. *J. Geophys. Res.*, **106**, 1511-1522.
- Zhou, Z.J., and G.C. Zhang, 2003: Typical severe dust storms in northern China (1954-2002). *Chinese Sci. Bull.*, **48**, 1224-1228 (in Chinese).
- Zou, X.K., and P.M. Zhai, 2004: Relationship between vegetation coverage and spring dust storms over northern China. *J. Geophys. Res.*, **109**, D03104, doi:10.1029/2003JD003913.
- Zou, X.K., P.M. Zhai, and Q. Zhang, 2005: Variations in droughts over China: 1951-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04707, doi:10.1029/2004GL021853.
- Zveryaev, I.I., and P.S. Chu, 2003: Recent climate changes in precipitable water in the global tropics as revealed in National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4311, doi:10.1029/2002JD002476.

