

# 제 4 장

---

## 관측 : 눈, 얼음과 동토의 변화

---

### 총괄주저자

Peter Lemke(Germany), Jiawen Ren(China)

### 주저자

Richard B. Alley(USA), Ian Allison(Australia), Jorge Carrasco(Chile), Gregory Flato(Canada), Yoshiyuki Fujii(Japan), Georg Kaser(Austria, Italy), Philip Mote(USA), Robert H. Thomas(USA, Chile), Tingjun Zhang(USA, China)

### 기여저자

J. 박스(USA), D. Bromwich(USA), R. Brown(Canada), J.G. Cogley(Canada), J. Comiso(USA), M. Dyurgerov(Sweden, USA), B. Fitzharris(New Zealand), O. Frauenfeld(USA, Austria), H. Fricker(USA), G. H. Gudmundsson(UK, Iceland), C. Haas(Germany), J.O. Hagen(Norway), C. Harris(UK), L. Hinzman(USA), R. Hock(Sweden), M. Hoelzle(Switzerland), P. Huybrechts(Belgium), K. Isaksen(Norway), P. Jansson(Sweden), A. Jenkins(UK), Ian Joughin(USA), C. Kottmeier(Germany), R. Kwok(USA), S. Laxon(UK), S. Liu(China), D. MacAyeal(USA), H. Melling(Canada), A. Ohmura(Switzerland), A. Payne(UK), T. Prowse(Canada), B.H. Raup(USA), C. Raymond(USA), E. Rignot(USA), I. Rigor(USA), D. Robinson(USA), D. Rothrock(USA), S.C. Scherrer(Switzerland), S. Smith(Canada), O. Solomina(Russian Federation), D. Vaughan(UK), J. Walsh(USA), A. Worby(Australia), T. Yamada(Japan), L. Zhao(China)

### 감수편집자

Roger Barry(USA), Toshio Koike(Japan)

### 이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Lemke, P., J. Ren, R.B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R.H. Thomas and T. Zhang, 2007: Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. 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.....	357	4.5 빙하와 빙모의 변화.....	374
4.1 서론.....	359	4.5.1 배경.....	374
4.2 적설면적의 변화.....	361	4.5.2 대규모 및 지구규모 분석.....	375
4.2.1 배경.....	361	4.5.3 이례적인 지역적 특성.....	377
4.2.2 적설면적, 눈 지속기간 및 적설량 관측.....	361	4.6 빙상과 빙봉의 변화 및 안정성.....	379
4.3 하천과 호수 얼음의 변화.....	364	4.6.1 배경.....	379
4.3.1 배경.....	364	4.6.2 빙상과 빙봉의 질량균형.....	379
4.3.2 결빙일과 해빙일의 변화.....	364	4.6.3 변화의 원인.....	385
4.4 해빙(sea ice)의 변화.....	368	박스 4.1 : 빙상의 역동성과 안정성.....	386
4.4.1 배경.....	368	4.7 동토의 변화.....	388
4.4.2 해빙 범위 및 집중.....	368	4.7.1 배경.....	388
4.4.3 해빙 두께.....	370	4.7.2 영구동토의 변화.....	388
4.4.4 부빙의 이동.....	373	4.7.3 계절동토의 변화.....	391
		4.8 종합.....	393
		자주 묻는 질문(FAQ)	
		FAQ 4.1 : 지구의 눈과 얼음의 양은 감소하고 있는가?...	395
		참고문헌.....	397

## 개요

기후시스템에서 빙권은 눈, 하천 및 호수 얼음, 해빙, 빙하 및 빙모, 빙붕, 빙상 그리고 동토로 구성되어 있으며 지표 에너지수지, 물순환, 해수면 변화 및 지표 가스교환 등과 복잡하게 연관된다. 빙권은 다양한 시간규모에 걸쳐서 나타난 기후변화를 통합하고 있는데, 그것은 자연적 기후변동성의 지표를 제공하며 기후변화를 가시적으로 보여주기도 한다. 과거에 빙권은 영겨드라이아스기 또는 소빙기(6장 참조) 같은 단기 변동성과 빙하기와 관련된 다양한 시간규모에서 큰 변동을 겪었다. 최근 얼음량의 감소는 지표온도 상승과 관련이 있다. 이것은 특히 1965년에서 2005년 사이에 지구 평균의 2배 이상 온도가 증가한 65°N이북 지역에서 실제로 나타나고 있다.

- 적설면적은 대부분의 지역에서 감소하며 특히 봄과 여름철에 심하다. 1966년에서 2005년 동안 위성을 통해 관찰한 결과에 따르면 북반구의 적설면적 이 11월과 12월을 제외한 모든 달에 감소하였고, 1980년대 후반에는 연평균 5%씩 단계적으로 줄어들었다. 남반구에서도 몇 안되는 장기간 기록이나 프록시를 통해 거의 지난 40년 이상 감소하거나 변화가 없었다. 적설면적이나 눈쌓임이 감소했던 곳은 기온의 상승이 주요한 원인이었고, 눈이 증가했던 곳은 거의 대부분 강수가 주요인이었다. 예를 들어, 눈과 기온간의 관계를 반영하는 4월의 적설면적 범위는 북반구에서는 45°N에서 60°N사이의 4월 기온과 큰 연관이 있고, 북 아메리카 서쪽과 스위스 알프스에서의 적설면적 감소는 낮은 고도에서 최대가 된다.
- 하천과 호수 얼음의 결빙과 해빙 시기는 지역에 따라 반대의 경향을 보이면서 상당한 공간적 변동성이 있다. 북반구에서는 지난 150년의 평균값으로 볼 때, 결빙일의 경우 100년 마다 5.8 ± 1.6일씩 늦어지고 해빙일은 100년 마다 6.5 ± 1.2일씩 빨라지고 있다(본 장에서의 오차범위는 5%와 95% 신뢰구간을 나타낸다).
- 위성자료에 의하면 1978년 이후 북극 연평균 해빙의 확장 범위가 10년 마다 지속적으로 2.7 ± 0.6%씩 감소했음이 나타났다. 1979년 이후 여름철 최소량은 10년 마다 7.4 ± 2.4%로 감소하며 여름철이 겨울철보다 감소 범위가 크다. 다른 자료를 보면 1970년경에 이와 같은 여름철 감소가 시작되었다는 것을 알 수 있다. 남극에서도 유사한 관찰을 통해서 커다란 경년변동성을 발견했지만 지속적인 경향은 아니다.
- 북극해 한가운데에서 입수한 수중 해양자료를 보면 북극

해 중심의 평균 해빙 두께가 1987년에서 1997년 사이에 1m 가까이 감소되었을 가능성이 크다. 모델을 이용한 복원자료도 이와 같은 결과를 뒷받침하며 북극 전체에 걸쳐 같은 기간 동안 0.6m에서 0.9m 감소를 제시하고 있다. 1987년 이전에 대규모의 경향성이 있었는지는 명확하지 않다.

- 1961년에서 2004년 사이의 빙하 및 빙모의 유실은 상당해 면(Sea Level Equivalent, SLE)에서 연간 0.50 ± 0.18mm SLE 이고, 1991년에서 2004년 사이는 연간 0.77 ± 0.22mm SLE 였다. 20세기 말의 빙하유실은 1970년 이후의 온난화에 따른 것으로 보인다. 단위구역 당 가장 큰 유실이 관측된 곳은 파타고니아, 알래스카, 미국 북서부 및 캐나다 남서부였다. 빙하가 녹는 면적에 따라 알래스카, 북극 및 아시아의 고산 지대의 순으로 지역 해수면 상승에 큰 기여를 하였다.
- 이와 함께 그린란드와 남극의 빙상도 1993년에서 2003년 동안 해수면의 상승에 큰 영향을 끼쳐왔었을 것으로 보인다. 그린란드 중앙지역의 얼음층이 두꺼워지면서 해안이 융해되는 것을 상쇄해왔다. 그린란드와 남극대륙의 빙하가 외부로 배출되는 일부 빙하 유출구의 빙하 흐름 속도가 증가하면서 이에 따라 빙상의 유실도 증가했다. 빙상의 질량손실이 증가함에 따라 종종 빙붕이 얇아지고 감소 또는 유실되거나 부유하는 빙설(glacier tongues)이 유실되었다. 여러 자료와 기법을 통해 평가한 결과, 그린란드빙상의 질량 균형이 1961년에서 2003년까지 연간 +25와 -60 Gt(연간 -0.07 에서 0.17mm SLE)사이였고, 1993년에서 2003년 까지는 연간 -50과 -100Gt(연간 0.14 에서 0.28mm SLE)였으며, 2005년에는 매우 커다란 손실이 발생했다. 남극빙상의 전체 질량균형에 대한 추정치는 1961년에서 2003년까지 연간 +100 에서 -200 Gt(연간 -0.28 에서 0.55 mm SLE)였고, 1993년에서 2003년까지 연간 +50 에서 -200 Gt(연간 -0.14 에서 0.55mmSLE)였다. 그린란드의 질량 불균형을 충분히 설명하는 얼음 유속, 강설과 용설수의 유출 변화와 함께, 최근 얼음 유속의 변화는 남극 질량 불균형에 대한 추정의 대부분을 설명하는데 충분하다.
- 북극 영구동토의 표층온도는 1980년대 이후 3°C까지 상승하였다. 알래스카의 영구동토 기반부는 1992년 이래로 연간 0.04m 범위까지, 티베트 고원의 경우 1960년대 이후로 연간 0.02m 범위까지 녹고 있다. 영구동토의 붕괴는 지표면의 특성과 배수체계의 변화를 초래한다.
- 북반구 계절동토의 최대 면적은 1901년에서 2002년 사이에 약 7% 감소했고, 봄철에는 15%까지 달했다. 유라시아에선 20세기 중반 이후 동토의 최대 두께가 0.3m 가량 줄

었다. 게다가 러시아령의 북극권에서는 1956년에서 1990년까지 영구동토의 계절 최대 용융 두께가 약 0.2m 증가하였다. 1988년에서 2002년 사이에는 기간의 변화 없이 더 빠른 계절 진행이 이루어지면서 유라시아의 봄철 해빙일과 가을철 결빙일도 5일에서 7일 정도 앞당겨졌다.

- 결과를 요약하면 빙권이 해수면변화에 미치는 영향은 1961년에서 2003년 사이에 연간 0.2~1.2mm였고, 1993년에서 2003년 사이에는 연간 0.8~1.6mm였다. 1993년에서 2003년 사이에 비율이 증가된 원인은 무엇보다도 산악빙하와 빙모의 유실 증가, 그린란드 빙상에서의 지표 융해의 증가 그리고 그린란드와 남극빙상 일부의 빠른 흐름 때문이다. 빙상의 변화를 평가하는 것은 매우 불확실하고 질량의 손실 또는 증가를 측정할 수 있는 최적의 방법은 아직 없다. 그러나 엄밀하게 해수면수지에 미치는 가능한 영향을 고려하는 목적하에 1993년에서 2003년 사이에 전체 빙권이 미친 영향은 중간점 평균 증감 불확실성과 가우스 오차 합계를 감안하여 연간  $1.2 \pm 0.4\text{mm SLE}$ 로 추정된다.

## 4.1 서론

빙권의 주요 구성요소는 눈, 하천과 호수얼음, 해빙, 빙하와 빙모, 빙봉, 빙상과 동토로 구성된다(그림 4.1). 얼음 질량과 그 열용량의 견지에서 보면, 빙권은 기후시스템에서 해양 다음으로 두 번째로 규모가 큰 구성요소다. 기후변동과 변화와의 관련성은 높은 지표반사도(알베도)와 상 변화와 관련된 잠열 같은 물리적 특성에 근거하며 이들은 표면 에너지 균형에 큰 영향을 준다. 극 지역에 눈이나 얼음의 존재(부재)는 남북간의 온도차이 증가(감소)와 관련이 있고 이는 바람과 해류순환에 영향을 준다. 양의 온도-얼음 알베도 되먹임에 의해 일부 빙권의 요소들은 변화와 변동성이 모두 증폭된다. 그러나 빙하나 영구동토 같은 일부 구성요소들이 평균적으로 단기간 변동을 하므로 기후변화에 민감한 지표가 된다. 빙권의 요소는 모든 위도에서 발견되기 때문에 기후변화와 관련된 빙권의 전 지구적인 평가가 가능하다.

육상의 빙권에는 전세계 담수의 75%가 저장되어있다. 그린란드와 남극빙상의 규모는 각각 약 7m 와 57m의 해수면 상승에 해당되는 양이다. 육상얼음 양의 변화가 해수면의 최

근 변화에 영향을 미치고 있다. 지역적 규모로 볼 때, 많은 빙하와 빙모가 담수 이용에 결정적인 역할을 한다.

현재, 지표면의 10%는 영구적으로 얼음으로 덮여있고, 남극과 그린란드 이외의 지역에서는 소규모의 빙모와 빙하만 존재하게 된다(표 4.1). 또한 연평균적으로 약 7%의 바다는 얼음으로 덮여있다. 북반구에서는 한 겨울철에 육지표면의 49%가 눈으로 덮여있고, 동토는 빙권을 이루는 요소 중 가장 큰 영역을 차지한다. 빙권 요소의 변화는 역학 및 열역학 특성에 따라 다른 시간규모로 발생한다(그림 4.1). 영구동토, 빙봉과 빙상을 포함한 빙권의 모든 요소들은 단기 기후변화뿐만 아니라 빙하기 주기를 포함한 장기 변화에도 영향을 미친다.

계절적으로 북반구에서 눈으로 덮여 있는 면적은 1월에 최대 평균값  $45.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ 에서 8월의 최소 평균값  $1.9 \times 10^6 \text{ km}^2$ (1966~2004)의 범위를 갖는다. 눈은 11월부터 4월까지 북반구 육지의 33%이상의 면적을 덮으며, 1월에는 49%에 이른다. 기후시스템에서 눈의 역할은 알베도 등과 관련하여 강력한 양의 되먹임을 포함하고, 수분저장, 잠열 및 지면아래의 단열과 관련하여서는 보다 약한 되먹임을 포함하며, 이는 위도 및 계절에 따라서 변한다(M.P.Clark *et al.*, 1999).

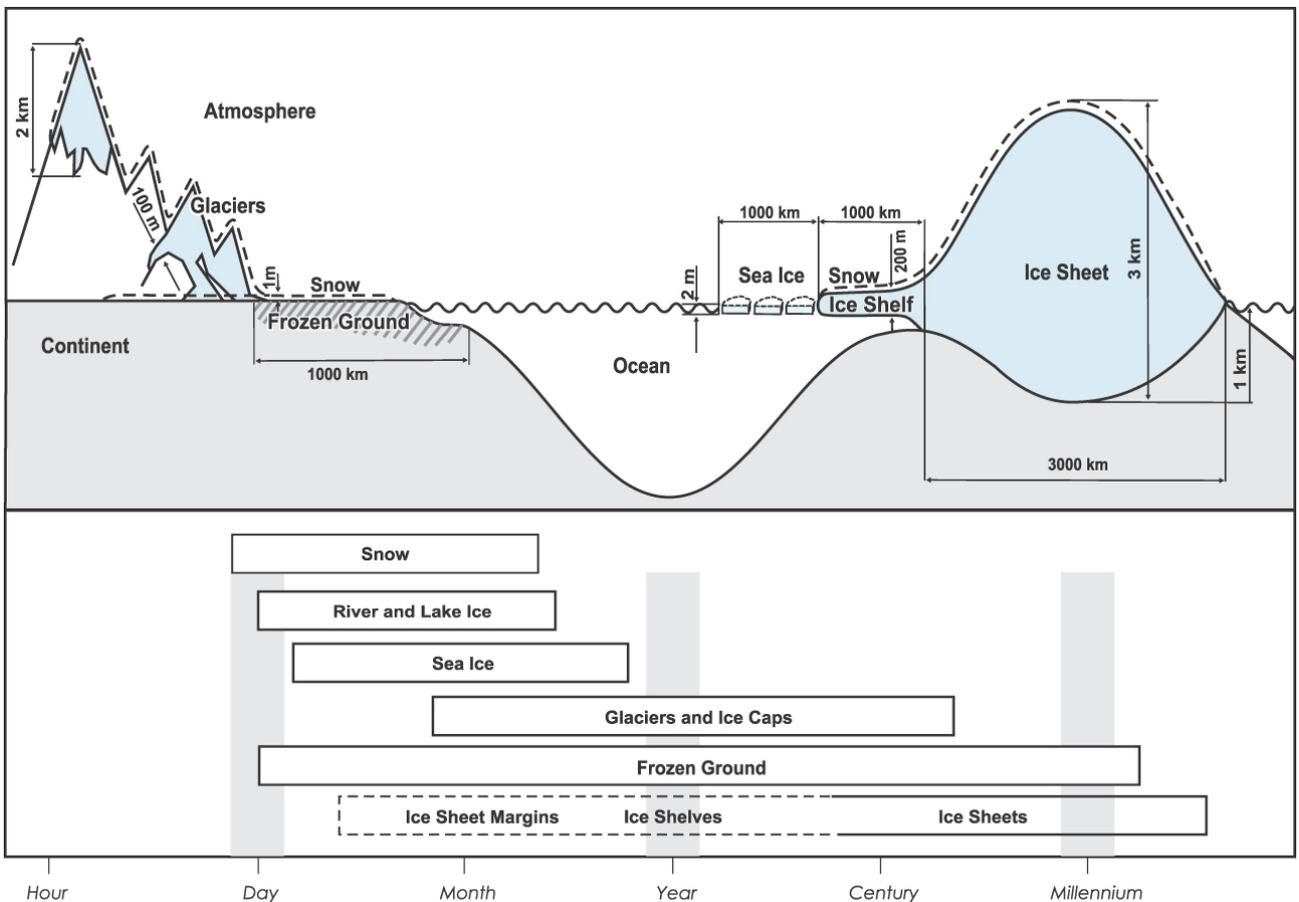


그림 4.1. 빙권의 구성요소 및 시간 규모

고위도의 하천과 호수는 겨울철에 적빙으로 변하는데, 이러한 얼음은 빙권의 다른 요소들에 비하여 면적이나 부피에 있어 작은 편이지만, 담수생태계, 겨울철 수송, 교량과 송유관 횡단 등에 중요한 역할을 한다. 이들 적빙의 두께와 지속기간의 변화는 자연환경과 인간활동 모두에 영향을 준다. 하천의 얼음이 붕괴되면서 종종 깨진 얼음들이 모여서 형성된 방해물이라고 하는 ‘아이스잼’이 동반되는데 이것은 하천의 흐름을 방해하여 위험한 홍수로 이어지기도 한다.

북극해 해빙의 최대 범위는  $15 \times 10^6 \text{ km}^2$  에 이르며, 여름철에는  $7 \times 10^6 \text{ km}^2$  정도로 감소한다. 남극의 해빙은 더욱 계절변동이 심하여, 겨울철에 최대  $19 \times 10^6 \text{ km}^2$ 에서 최소  $3 \times 10^6 \text{ km}^2$ 의 범위를 보인다. 1년 이하의 해빙을 일컬어 ‘일년생 해빙(first year ice)’이라고 하고 1년 이상 된 것을 ‘다년생 해빙’이라고 한다. 대부분의 해빙은 바람이나 표면해류에 의하여 극지의 해양에서 순환하는 움직이는 ‘부빙’의 일부다. 이러한 부빙은 얼음의 두께나 나이, 적설면적, 개빙구역의 분포 등의 차이로 인해 매우 불균질하며, 공간적 규모는 수미터에서 수백 킬로미터까지 이른다.

빙하와 빙모는 커다란 빙상의 경우보다 연간 질량변화와 총 질량간의 비율이 더 크기 때문에, 기후조건의 변화에 빨리 적응한다. 빙하와 빙모의 변화는, 중간 대류권을 통과하는 고위도 또는 고산지대와 같은 직접적인 기후 기록이 없

는 원격지에서 다양한 경우에 대하여 정보를 제공함으로써 기후변동을 반영하고 있다. 빙하와 빙모는 해수면의 변화와 많은 산악지대와 그 주변 지역의 담수활용에 영향을 준다. 특히, 가파른 히말라야 및 안데스 같은 곳에서는 현저하게 소빙기 빙퇴석으로부터 후퇴한 빙하말단에서 크고 위험한 호수가 형성되고 있다.

그린란드와 남극대륙의 빙상은 해수면에 영향을 줄 수 있는 주요한 저장고다. 강설로 형성된 얼음은 중력에 의해 해안으로 확산되고, 그 곳에서 녹거나 분리되어 바다로 유출되면서 빙산을 형성한다. 최근까지(IPCC, 2001을 포함해서) 얼음의 확산속도가 빠르게 변하지 않은 것으로 추정되어, 우선 강설과 지표면의 융해에서 예상되는 변화로부터 기후변화에 대한 영향을 평가하였으나, IPCC(2001) 이후 급속한 얼음 흐름 변화의 관찰로 이러한 상황은 복잡해졌다. 이는 떠있는 빙붕이 일부 빙하의 움직임을 ‘조절’한다는 강한 암시로서 빙붕의 붕괴에 따라 몇 배는 가속될 수 있다는 것을 뜻한다.

동토는 계절동토와 영구동토가 있고, 북반구의 영구동토 지역은 대략  $23 \times 10^6 \text{ km}^2$  또는 육지의 24%를 차지한다. 평균적으로 영구동토 위의 활동층을 포함한 계절동토의 장기 최대면적은 약  $48 \times 10^6 \text{ km}^2$  또는 육지의 51% 이다. 면적범위로 볼 때 동토는 빙권요소 중 단일요소로는 최대규모이다. 영구동토 역시 기온과 적설면적의 변화를 기록하는데 활용되며,

표 4.1. 빙권요소의 면적, 체적 및 상당해면(SLE). 눈, 바다 얼음과 계절동토의 연중 최소, 최대값과 기타 요소들의 연평균을 나타낸다. 해빙 면적은 해빙 끝단으로 둘러싸인 범위로 나타낸다. 빙하와 빙모에 대한 최대 및 최소 수치에는 그린란드와 남극대륙 주변의 빙하와 빙모는 제외하였다.

빙권 요소	면적 ( $10^6 \text{ km}^2$ )	얼음 체적 ( $10^9 \text{ km}^3$ )	잠재적 해수면 상승 (SLE)(m) <sup>g</sup>
육지상 눈(북반구)	1.9-45.2	0.0005-0.005	0.001-0.01
바다 얼음	19-27	0.019-0.025	~0
빙하 및 빙모			
최소 추정치 <sup>a</sup>	0.51	0.05	0.15
최대 추정치 <sup>b</sup>	0.54	0.13	0.37
빙붕 <sup>c</sup>	1.5	0.7	~0
빙상	14.0	27.6	63.9
그린란드 <sup>d</sup>	1.7	2.9	7.3
남극대륙 <sup>e</sup>	12.3	24.7	56.6
계절동토(북반구) <sup>e</sup>	5.9-48.1	0.006-0.065	~0
영구동토(북반구) <sup>f</sup>	22.8	0.011-0.037	0.03-0.10

주 : <sup>a</sup> Ohmura(2004); 그린란드 및 남극대륙 주변의 빙하와 빙모는 제외

<sup>b</sup> Dyurgerov와 Meier(2005); 그린란드 및 남극대륙 주변의 빙하와 빙모는 제외

<sup>c</sup> Lythe *et al.*(2001).

<sup>d</sup> Bamber *et al.*(2001).

<sup>e</sup> Zhang *et al.*(2003).

<sup>f</sup> Zhang *et al.*(1999). 해양, 빙상 및 빙하 밑의 영구동토는 제외

<sup>g</sup> 대양면적  $3.62 \times 10^8 \text{ km}^2$ , 얼음밀도  $917 \text{ kg m}^{-3}$ , 해수밀도  $1,028 \text{ kg m}^{-3}$ , 해수가 해면 아래 해저얼음(grounded ice)을 대체한다고 가정함.

기후변화 과정에서 대기 중 수분과 온실가스 교환과 관련된 되먹임에 포함될 수 있다.

## 4.2 적설면적의 변화

### 4.2.1 배경

눈 표면이 갖는 높은 알베도(신선한 눈의 경우 0.8 에서 0.9)는 지표 에너지 수지와 지구의 복사 평형에 큰 영향을 준다(예, Groisman *et al.*, 1994). 눈의 알베도, 즉 되먹임의 강도는 적설의 깊이와 기간, 식생의 높이, 태양복사의 입사량과 운량 등 많은 요인에 의해 결정된다. 눈의 알베도는 인위적인 그늘음으로 인해 감소할 수 있다(Hansen and Nazarenko, 2004; 자세한 것은 2.5.4절 참조).

직접적인 눈-알베도의 되먹임뿐만 아니라 눈은 여름철 토양수분과 같이 간접적인 되먹임을 통해 기후에 영향을 줄 수 있다(예, 보통 2단계 이상임). 대기순환에 대한 간접적인 되먹임은 물리적인 메커니즘과 관련해서 커다란 불확실성(Bamzai, 2003; Robock, 2003)이 존재하지만, 몬순성(예, Lo and Clark, 2001)과 환상성 순환(예, Saito and Cohen, 2003; 3.6.4절 참조) 등 2가지의 순환방식이 포함될 것이다.

본 절에서는 적설면적의 관측은 IPCC(2001)로부터 갱신되었고, 그 외에 눈 깊이와 적설상당물량(SWE), 기온과 강수에 대한 눈의 관계, 그리고 남반구에서 눈 변화의 관측과 추정 등 몇 가지 새로운 주제가 다루어진다. 눈이나 기타 동결 형태로 내리는 강수의 부분 변화는 3.3.2.3 절에서 다루어지며, 본 절에서는 육상의 눈에 대해서만 다루고, 얼음의 다양한 형태에 관한 눈은 다음 절에서 다룬다.

### 4.2.2 적설면적, 눈 지속기간 및 적설량 관측

#### 4.2.2.1 눈 자료의 출처

눈의 깊이와 신적설의 일별 측정은 여러 나라에서 다양한 방법으로 진행하고 있고, 일부 국가에선 1800년대 후반부터 이어지고 있다(예, 스위스, 미국, 구 소련 및 핀란드). 눈 깊이와 SWE의 관측은 1950년에 이르러 북아메리카의 서부와 유럽 등의 산악지대에서 널리 행해졌고, 1960년 이후부터 오스트레일리아의 산악지대 몇 곳에서도 감시되고 있다. 현장의 눈자료는 관측소의 위치, 관측기술과 육상의 피복상태에 따라 영향을 받으며 균질하지 않게 분포한다.

대규모 적설면적(SCA)의 평가를 위해 사용되는 최고의 자료는 1966년에 개시되었고 어떠한 종류의 자료보다 가장

오래된 위성기반의 환경자료로서, 미국국립해양대기청(NOAA), 미국환경위성정보국(NESDIS, Robinson *et al.*, 1993)에서 제공하는 북반구 적설면적에 대한 주 단위 가시파 장영 위성지도이다. 숙련된 기상학자는 가시파장영 위성영상을 시각적으로 분석하여 주 단위 NESDIS 눈에 대한 결과를 생산해 낸다. 비록 1999년에 일부 산과 해안선의 격자 점이 연속되는 자료의 연속성에 의한 지도제작 과정의 변화에도 불구하고, 이러한 지도들은 지표 관측결과와 잘 일치한다. 남반구에서의 SCA의 지도제작은 MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 위성자료의 등장으로 2000년에 와서 시작되었다.

1978년 이후 우주 수동 마이크로파 센서는 적설이나 눈 깊이와 SWE뿐만 아니라 구름이 덮고 있거나 겨울철 어두움에 방해받지 않고서도 전지구적인 감시를 가능케 한다. 균질한 깊이 또는 SWE 자료를 얻기 위하여 스캐닝 다채널 마이크로파 라디오미터(SMMR; 1978년~1987년)와 특수 센서 마이크로파/이미저(SSM/I; 1987년~현재)의 차이를 해결해야만 했다(Derksen *et al.*, 2003). 마이크로파 위성 자료를 이용한 SCA의 계산은 가을철에 마이크로파가 너무 낮은 경우와 마이크로파가 너무 높은 티벳고원을 제외하고는 시각자료와 견줄만하다(Armstrong and Brodzik, 2001). 울창한 산림이나 두꺼운 눈 지대에 대하여 수동 마이크로파로부터 신뢰성 있는 깊이와 SWE를 얻기 위한 작업이 진행 중이며, 상대적으로 거친 공간해상도(~10-25km)는 아직도 산악지대를 적용하는데 있어서 제한적이다.

#### 4.2.2.2 북반구 적설의 변동성과 경향

본 소절에서는 Brown(2000)과 Robinson *et al.*(1993)에 의한 대규모 분석을 통해서 제공된 반구개관에 따라서 지역 및 국가 규모의 연구를 논의한다. 그린란드 빙상을 포함하지 않을 경우, 북반구의 연평균 SCA(1966-2004)는  $23.9 \times 10^6 \text{ km}^2$ 이다. SCA의 연간 변동성의 최대값은 겨울철이 아니고, 가을철(절대적 기간) 또는 여름철(상대적 기간)이며 평균 SCA가 최대가 된다. 월별 표준 편차 범위는 8, 9월에  $1.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ 에서 10월  $2.7 \times 10^6 \text{ km}^2$ 이고, 일반적으로 여름철이 아닌 기간 동안에는  $2 \times 10^6 \text{ km}^2$  이하이다.

1920년대 초반 이후부터 특히, 1970년대 후반 이후 SCA는 봄철(그림 4.2)과 여름철에 감소하고 있고, 겨울철(표 4.2)에는 온난화(3.2.2 참조)에도 불구하고 실제로는 감소하지 않는다. 최근 2월에서 8월까지 SCA의 감소는 (1) 월별 최대 SCA가 2월에서 1월로 이동, (2) 연평균 SCA가 통계적으로 유의하게 감소, (3) 1972년에서 2000년까지 봄철 용해가 약 2주 정도 빨라지는 결과를 초래했다(Dye, 2002). 1967년에서

1987년 사이인 위성시대 초기에, 연평균 SCA는  $24.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ 이었다. 1986년에서 1988년 사이에 갑작스러운 전환이 있었고, 1988년 이후 연평균 범위는  $23.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ 가 되고 있으며, 이는 대략 5%의 감소로 통계적으로 유의하다(T test,  $p < 0.01$ , Robinson and Frei, 2000). 보다 장기간인 1922년에서 2005년 동안 3월과 4월 북반구의 SCA(그림 4.2)의 선형추세는  $2.7 \pm 1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$  또는  $7.5 \pm 3.5 \%$ 의 감소로 통계적으로 유의하다(Brown 2000에서 갱신됨).

기온변동과 그 경향은 강수가 비 또는 눈의 형태로 내리는지를 결정하고 눈이 녹는 것을 결정하기 때문에, 북반구 SCA의 변동성과 그 경향에 중요한 역할을 한다. 거의 매일, 눈-알베도 되먹임으로 인하여 SCA가 가장 크게 변동하는 위도대에서 SCA는 기온과 상관성을 보인다. 예를 들어  $40^\circ\text{N}$ 에서  $60^\circ\text{N}$  사이의 기온과 북반구 SCA는 봄철에 높은 상관성을 보인다( $r = -0.68$ ; Brown에 의해 갱신됨, 2000) 그리고 3월과 4월의 평균 적설면적의 최대 감소량은 약  $0^\circ\text{C}$ 에서  $5^\circ\text{C}$ 사이의 등온선에서 발생한다(그림 4.3). 눈-알베도 되먹임 역시 장기간의 추세를 결정하는데 도움이 된다(기온은 3.2.2 절을 참조; M.P. Clark *et al.*, 1999; Groisman *et al.*, 1994). 다음 단락에서는 위성자료와 Brown(2000)의 반구복원에서 구할 수 없거나 누락된 정보를 포함하여 지역적인 세부사항을 다룬다.

#### 4.2.2.2.1 북아메리카

1915년에서 2004년까지, 11월, 12월 및 1월의 북아메리카의 SCA 증가는 강수증가에 기인한다(3.3.2; Groisman *et al.*, 2004). 적설면적의 감소는 주로 20세기 중후반에 한정되고, 봄철에 북아메리카 걸쳐 가장 두드러진다(Groisman *et al.*, 2004). 1960년대 중반 이후 해빙시기가 8일 정도 앞당겨지는 현상은 북부 알래스카에서도 관측된다(Stone *et al.*, 2002). 눈이 변화하는 또 다른 규모는 약 4월1일경 북 아메리카 서부의 산악지대에서 SWE의 연간 관측결과를 통해서 알 수 있는데, 1950년 이후로 관측지역의 약 75%에서 SWE가 감소되는 것이 관찰되었다(Mote *et al.*, 2005). 산에서 SWE의 최대날짜는 하천유수 측정에서 언급한대로, 1950년 이후부터

2주정도 앞당겨지고 있다(Stewart *et al.*, 2005). 이러한 감소가 온난화 때문이라고 유력하게 생각되어지는 것은 하천유수의 회귀분석(Stewart *et al.*, 2005)과 기온과 강수에 대한 SWE(Mote, 2006), 고도 또는 그에 상당하는  $0^\circ\text{C}$  부근에서 가장 큰 비율을 가지는 겨울철 평균온도에 대한 SWE 경향의 의존을 통해 알 수 있다(그림 4.4a).

#### 4.2.2.2.2 유럽 및 유라시아

유럽 산악지역의 적설의 경향은 넓은 지역과 고도의 변동에 따른 특색을 보인다. 최근에 스위스(예, Scherrer *et al.*, 2004)와 슬로바키아(Vojtek *et al.*, 2003) 산악지대의 적설면적의 감소가 보고되었지만, 불가리아에서는 1931년에서 2000년 동안 변화가 없는 것으로 관찰되었다(Petkova *et al.*, 2004). 감소가 관측되는 곳은 낮은 고도에서 최대를 보였고, Scherrer *et al.*(2004)은 통계적으로 스위스 알프스의 경우 온난화로 인하여 감소한다고 하였고, 이러한 경향은 겨울철 기온 결과에서 명백하다(그림 4.4b).

중앙 유럽의 저지대의 경우 연간 적설면적의 지속기간이 최근 연간 약 1일 감소하고 있다(예, Falarz, 2002). 최대 눈 깊이는 더욱 증가하지만 눈이 내리는 계절이 더욱 짧아지는 경향은 핀란드(Hyvärinen, 2003)와, 1936년부터 1995년까지

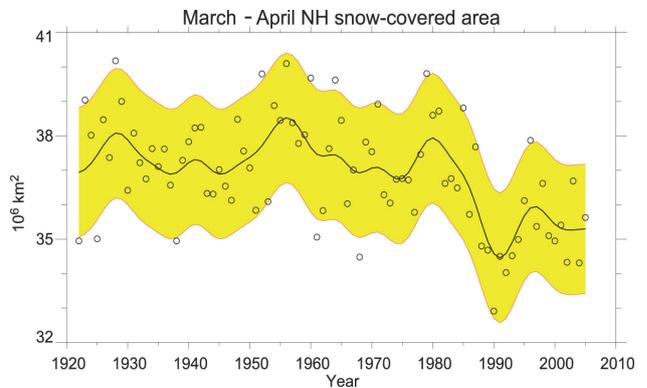


그림 4.2. Brown(2000)의 북반구 3-4월 평균 적설면적구역(SCA)의 갱신자료. 1972년 이전의 SCA값 외하였다관측소 측정값에 기초한 Brown(2000)의 적설 지수를 따랐다. 1972년에서 시작되는 값들은 NOAA 위성자료를 사용했다. 완만한 곡선은 10년간의 변화를 보여주며, 음영이 들어간 부분은 완만한 곡선을 처음으로 뺀 이후에 측정된 자료의 5%에서 95% 범위를 나타낸다.

표 4.2. 1966년에서 2005년 기간의 위성자료를 통한 북반구 SCA의 월간 추세(10년당  $10^6 \text{ km}^2$ )(Rutgers-corrected, D. Robinson)와 1922년에서 2005년까지 Brown(2000)의 북반구 SCA 복원 자료에 기초한 3개월간 자료.

년도	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	년간
1966-2005	-0.11	-0.49	-0.80 <sup>a</sup>	-0.74 <sup>a</sup>	-0.57	-1.10 <sup>a</sup>	-1.17 <sup>a</sup>	-0.82 <sup>a</sup>	-0.20	-0.36	0.12	0.19	-0.33 <sup>a</sup>
1922-2005	n/a	n/a	-0.25 <sup>a</sup>	-0.35 <sup>a</sup>	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0.24 <sup>a</sup>	n/a	n/a	n/a

주 : <sup>a</sup> 신뢰수준 0.05에서 통계적으로 유의하다.  
n/a는 해당 없음

구 소련연방(Ye and Ellison, 2003), 그리고 1970년대 후반 티벳고원(Zhang *et al.*, 2004)에서 보고되었다. Qin *et al.*(2006)은 중국 서부에서는 1957년 이후로 눈 깊이나 적설 면적에 대한 변화 경향이 없다고 보고하였다.

재하는 지역은 매우 적다. 적설, 강설, 눈 깊이 또는 SWE에 대한 장기간의 기록은 거의 없다. 일부의 경우는 설선의 기록으로 사용될 수 있었지만 자료품질은 대부분의 북반구 지역보다 훨씬 낮다.

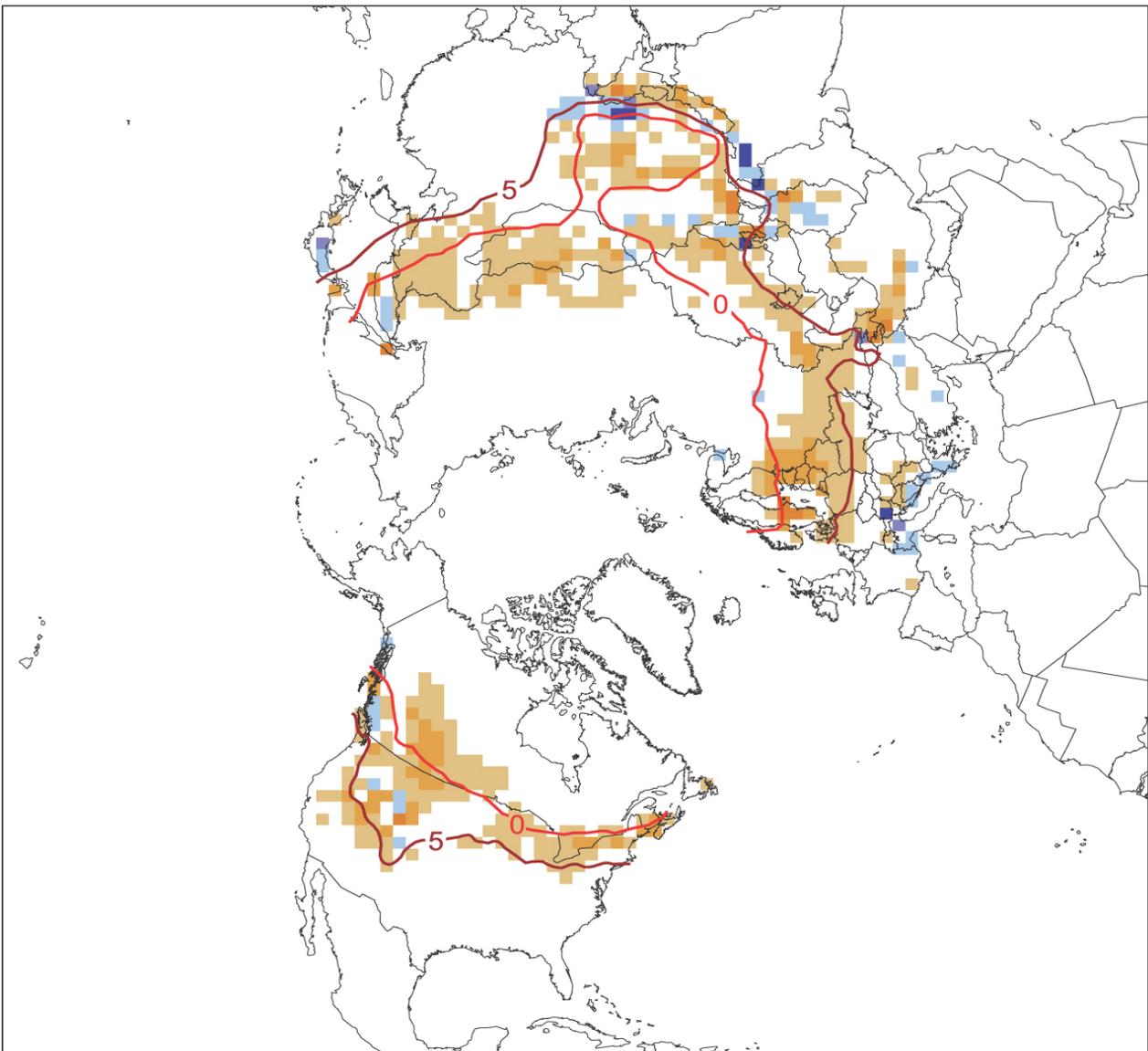
4.2.2.3 남반구

남극대륙을 제외하고는(4.6절 참조) 남반구에서 적설이 준

4.2.2.3.1 남 아메리카

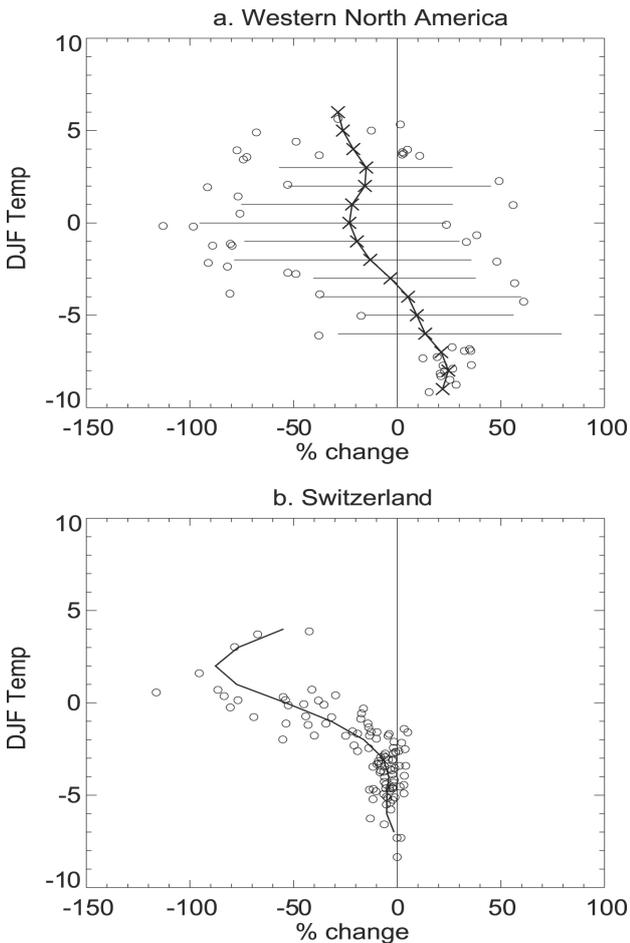
1979년부터 2002년까지 남 아메리카 중위도의 고지대에 대한 마이크로파 위성관측의 결과에 의하면, 장기간 경향이

March — April Snow Departure  
(1988 - 2004) minus (1967 - 1987)



■ -36 to -26 ■ -25 to -16 ■ -15 to -6 □ -5 to 5 ■ 6 to 15 ■ 16 to 25 ■ 26 to 38

그림 4.3. 위성 시대의 초기(1967-1987)에서 후기(1988-2004) 사이 북반구 3-4월 평균 적설면적의 분포 차이(%로 나타냄). 마이너스 값은 기록에서 초기 부분의 범위가 더 크다는 것을 나타낸다. 이들 범위는 NOAA/NESDIS 눈 지도(snow maps)에서 얻은 것이다. 붉은 곡선은 1967년에서 2004년 사이 3월 및 4월에 대한 평균 0°C 및 5°C 등온선을 나타내며 Climate Research Unit 격자 육지표면온도 버전2 자료(CRUTEM2v)를 이용하였다.



**그림 4.4.** 각 지역에 대한 평균 겨울철온도(°C)의 눈 변화 경향의 의존도. (a) 북 아메리카 서부 산악지역(British Columbia, Washington, Oregon과 California)의 1950년에서 2000까지 4월1일 SWE의 상대적인 추세로 12월에서 2월(DJF)까지 평균기온을 사용하여 기록했다. 각 1°C 온도 빈(temperature bin)에 대해, 'X' 표시는 평균 경향을 나타내고, 막대는 빈에 대한 5%에서 95% 신뢰구간에서 적어도 10군데 구간을 나타내며, 원은 이례치를 나타낸다. 전체 자료지점은 323개이다 (Mote et al., 2005를 적용). (b) 스위스 내의 109 곳에서 1958년에서 1999까지 겨울(DJF) 적설면적의 상대적인 추세. 평균기온으로 기록했다(Scherrer et al., 2004를 적용).

아닌 실질적인 경년변동성을 보인다. 1885년에서부터 1996년 사이의 중앙 안데스 지역 동부(33°S)의 강설일수의 장기간의 증가추세는 Mendoza 시의 신문 보도(Prieto et al., 2001)를 통해 알려졌다.

다른 접근을 통해 남 아메리카에서 온난화로 인한 일부 설선의 영향을 추정할 수 있다. 설선을 나타내는 0°C 등온선 고도(ZIA)는 Quintero(32°S 47', 71°W33', 해발 8 m; Carrasco et al., 2005)에 설치된 라디오존데(radiosonde) 자료로부터 작성된 일별 기온 프로파일에서 구하며, 이는 약 30°S 에서 36°S 서부 안데스의 설선의 이동을 나타낸다. 1975년에서 2001년간의 기록에서, 겨울 ZIA의 선형변화는  $121.9 \pm 7.7$  m 였고, 이러한 건조한 날의 경우 대기조건에 의해 용해가 증가되어 증가추세가 지배적이지만 축적지대의

변화가 없는 강수일에는 경향을 보이지 않는다.

#### 4.2.2.3.2 오스트레일리아와 뉴질랜드

오스트레일리아 남동부 지역의 산악지대에 대한 늦은 겨울철의(8월9월) 눈 깊이 연구에서는 1962년 이래로 눈 깊이가 상당히 감소(약 40%에 해당하는 양)함을 보여주고 있다. 최대 눈 두께의 경향은 더 크지 않았다. 봄철 온난화의 영향으로 겨울철 후반에 강력한 감소추세가 나타나며, 최대 눈 깊이는 겨울철 강수에 크게 영향을 받아 미미하게 감소한다(Hennessy et al., 2003; Nicholls, 2005).

뉴질랜드에서는 1977년 이후부터 비행기를 이용하여 47개 빙하에 대하여 매년 여름철마지막 시기에 설선관측을 실시하고 있고, 대기순환 아노말리와 관련한 큰 경년 변동이 알려졌다(Clare et al., 2002). 가장 높은 설선이 발생한 4년의 기간이 1990년대에 일어났다는 것이 주목할 만하다. 남부 알프스의 계절별 적설면적에 대한 유일한 연구는 1930에서 1985년 동안 별 다른 경향을 보이지 않았고(Fitzharris and Garr, 1995), 최근에는 연구가 진행되지 않고 있다.

### 4.3 하천과 호수 얼음의 변화

#### 4.3.1 배경

호수얼음의 결빙 및 해빙일은 다양한 인간활동에서 중시되었기 때문에 여러 지역에서 오랫동안 기록되었다. 이들 기록은 해석상 주의가 필요하지만, 유용한 기후정보를 제공한다. 하천의 경우, 주어진 위치에서 결빙과 해빙 모두 먼 상류의 흐름조건에 의해 크게 영향을 받는다(예를 들어, 유역에서 멀리 떨어진 곳의 폭우 또는 눈 용해). 호수의 경우 대체로 보호되는 만 또는 항구의 물가에서 역사적 관측이 이루어졌는데, 호수 전체를 대표하거나 가장 최근의 위성에 기반한 관측자료와 비교하기가 힘들다. 그럼에도 불구하고 이들 관측은 빙권변화에 대해 이용할 수 있는 최장 기록의 일부로서 대표된다.

얼음두께의 관측은 공간적으로 상당히 드물게 이뤄졌고 직접 구멍을 뚫는 방법이 사용된다. 몇 군데에서 장기간의 기록이 가능하지만 주목해야 하는 것은 단지 해빙에 대해서만이며, 호수와 하천의 얼음두께 변화는 온도와 복사 강제뿐만 아니라 눈의 단열효과를 통한 강설변화의 결과이다.

#### 4.3.2 결빙일과 해빙일의 변화

개념적으로 결빙은 지속적으로 고정된 적빙이 형성되는

시기로 정의된다. 그러나 사용할 수 있는 정의의 범위는 얼음의 유무에 대해 국지적으로 관찰하는 것에서부터 하천유출량의 측정을 통해 추정하는 것까지 확장된다. 해빙은 일반

적으로 적빙이 강의 하류로 움직이기 시작하는 시기 또는 개빙구역이 호수의 관측위치에서 확장되는 때를 말한다. 그러나 마찬가지로 특정날짜와 넓은 호수 또는 넓은 하천 유

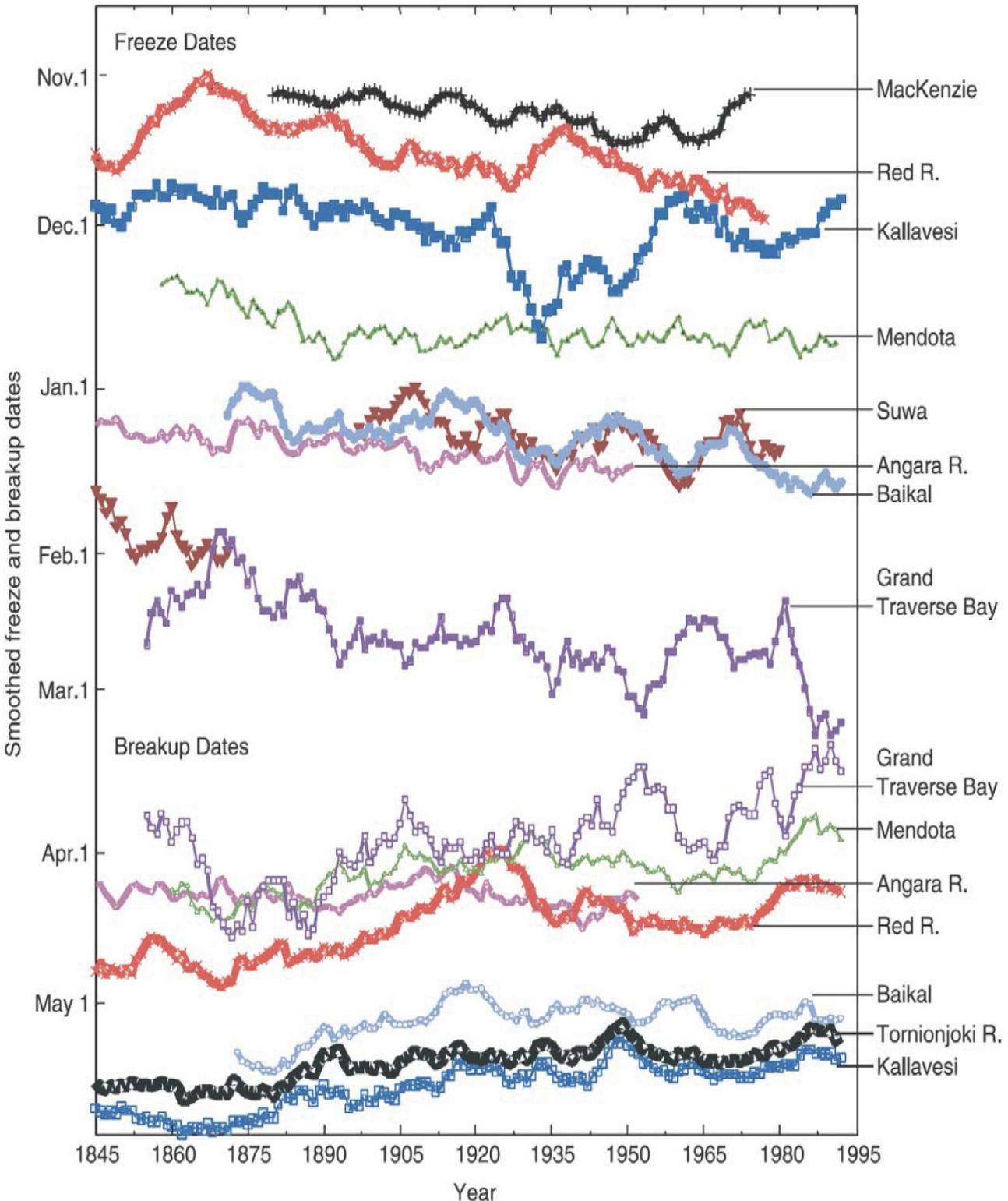


그림 45. 시계열(時系列)에 따른 고위도 호수 및 하천의 결빙 및 해빙일자(Magnuson et al.,(2000)의 허가로 재인용, 판권 AAAS). 날짜 값들은 10년 이동평균을 이용하여 곡선이 부드러워졌다. 인용된 출판물의 위치와 기타 세부사항을 참고한다.

역 어디서나 같은 조건을 반영하는 지역적인 관측지점의 범위에 있어서는 모호함이 있다.

Magnuson *et al.*(2000)은 하천과 호수의 결빙일과 해빙일 기록을 최근 편집하여 선택된 시계열을 그림 4.5에서 보여준다. 최소 150년 기록의 고려에 제한하였다. 15개 기록들 중에 11개는 결빙이 유의하게 늦어지는 추세를 보였고, 25개 기록들 중에서 17개는 해빙이 유의하게 빨라지는 추세를 보였다. 이를 평균하면 결빙일은 100년에  $5.8 \pm 1.6$ 일 비율로 늦어지는 반면에, 해빙일은 100년에  $6.5 \pm 1.2$ 일 비율로 빨라지는 결과가 발생한다.

지난 30년에서 50년 동안 Zhang *et al.*(2001)은 캐나다 하천확장에 대한 더욱 많은 표본을 분석하였다. 하천유수 자료에 기초해서 추정된 이러한 해빙과 결빙 추정치는 많은 국가에서 결빙이 빨라지고 해빙이 늦어지는 경향을 보이면서 상당한 변동성을 나타낸다. 결빙이 빨라지는 것이 지배적이지만, 그림 4.6의 많은 지역에서 해빙 지속기간이 상당한 감소를 보인다. Smith(2000)는 최근 러시아의 하천 자료에 대한 분석을 통해 서부 러시아 하천의 조기결빙과 동부 시베리아 하천의 결빙지연이 최근 50년에서 70년간 지속되었다는 것을 밝혀냈다. 해빙일의 변화는 통계적으로 유의한 경향

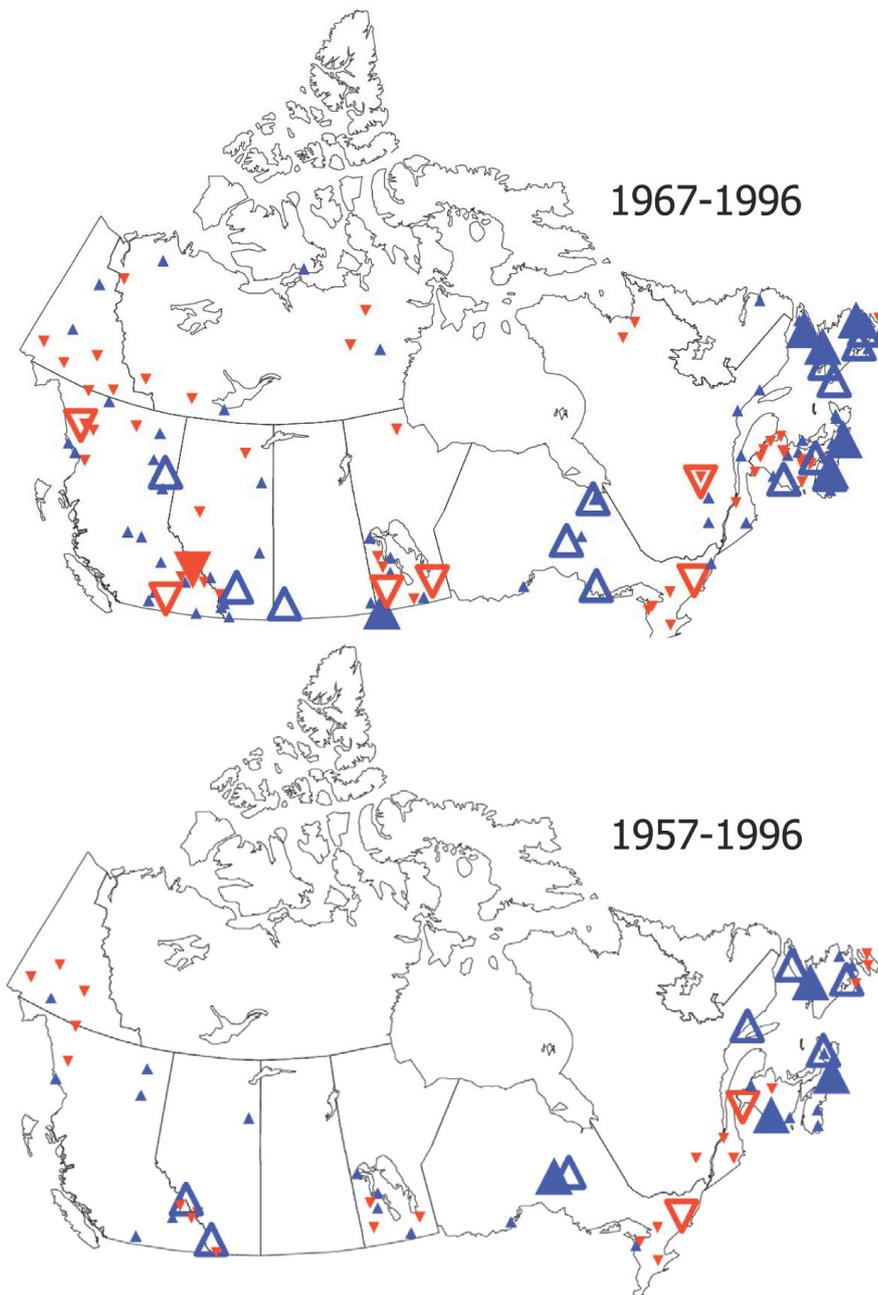


그림 4.6. 캐나다의 하천 적빙의 지속기간의 추세. 위쪽 방향의 삼각형은 적빙 주기가 길어짐을 나타내고 아래쪽방향은 짧아짐을 보여준다. 99%와 90%의 신뢰구간에서 유효할 경우 채워진 큰 삼각형과 채워지지 않은 큰 삼각형으로 각각 나타내었다. 작은 삼각형은 90% 신뢰수준에서 유의하지 않음을 나타낸다 (Zhang *et al.*, 2001).

이 나타나지 않았다.

최근 Duguay *et al.*(2006)는 캐나다 호수의 해빙과 결빙일에 대하여 비교할만한 분석을 완성하였다. 이러한 결과(그림 4.7 참조)는 조기해빙(특히, 서부 캐나다)에 대한 일반적인 경향을 발견하였으나 결빙에 있어서는 조기와 지연 날짜가 혼재함을 알아냈다.

하천과 호수 얼음의 두께에 대한 경향을 평가하는데 출판된 자료만으로는 부족하다. 따라서 육지와 연결된 해빙을 이용한 모델링 연구(예, Duguay *et al.*, 2003)에서 최대 얼음두께의 많은 변동성과 해빙일은 강설량의 변동에 영향을 받는다는 것이 밝혀졌다.

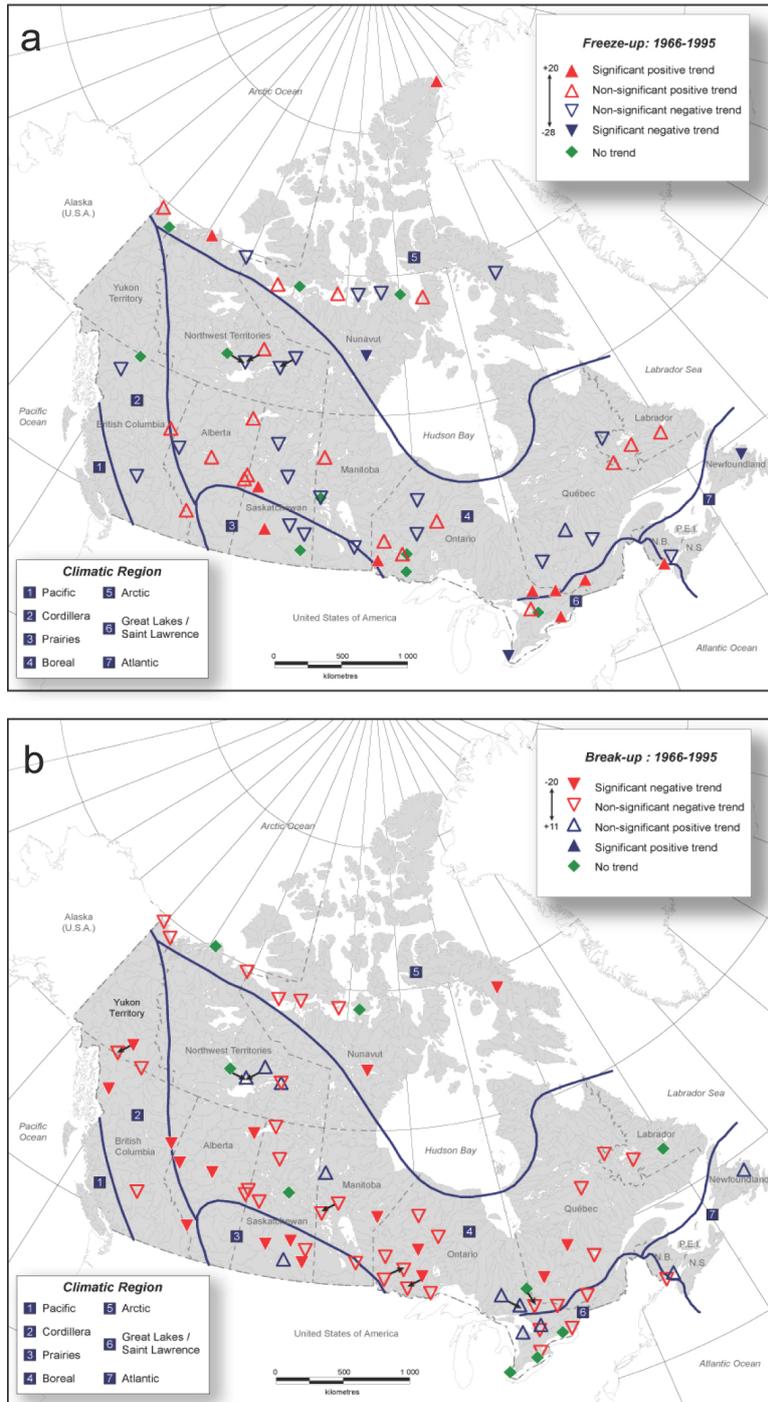


그림 4.7. 1965년에서 1995년까지 캐나다의 호수에서 관측된(a) 결빙일과(b) 해빙일의 추세. 아래쪽 방향을 나타내는 화살표는 빨라지는 것이고 위쪽을 가리키는 것은 날짜가 늦어지는 것을 의미한다. 속이 빈 삼각형은 추세가 유의하지 않다는 것을 나타내며 속이 채워져 있는 삼각형은 90%의 신뢰수준에서 유의하다는 것을 나타낸다(Duguay *et al.*, 2006에서 수정함).

## 4.4 해빙(sea ice)의 변화

### 4.4.1 배경

해빙은 극지해양에서 바닷물이 결빙되어 생성된다. 해빙이 지구의 기후시스템에 상호작용하는 요소로서 중요한 이유는: a) 고위도에서 기후반응을 강화하는 강력한 ‘얼음-알베도’ 되먹임 메커니즘의 중심이고(2장 참조); b) 열, 가스 및 대기와 극지해양간의 운동량 교환을 조절하고, c) 상대적으로 담수로 이루어진 해빙의 용해와 수송을 통해 담수가 재배치되고, 그 결과 해양의 부력이 변화되기 때문이다.

해빙의 두께는 과거의 성장, 용해와 변형의 산물로 기후 조건의 중요한 지시자가 된다. 또한, 얼음두께는 강도와 밀접하게 관련되므로 두께의 변화가 선박의 내항성, 인간이나 해양 포유류의 생활터전으로서의 안정성, 그리고 적빙을 통한 빛의 전달에 있어서 중요한 요소가 된다. 해빙은 바닥부터 결빙되면서 두께가 증가하고 얼음을 통해 표면까지 열전도 균형을 맞춘다(열전도는 얼음의 자체 두께와 그 위의 눈의 단열에 의해 크게 영향을 받는다). 불균질한 얼음 덩어리의 대부분은 각각의 얼음 조각들이 서로 다르게 이동을 하면서 생기는 얼음의 변형 때문이다(이를 ‘부빙’이라 함). 서로 떨어져나가고 부딪치는 과정(leads라고 함)에서 부빙들로부터 만들어진 개빙지역은 해양대기 열 교환(겨울철 바다로부터의 난류 열 손실과 여름철 단파 가열)에 큰 기여를 한다. 일부 지역에서는 지속적인 얼음의 분기 또는 지속적인 해양열의 용승으로 인해 얼음으로 덮인 지역 안에 형성된 개빙 지역이 겨울철 동안 계속 유지될 수 있다. 이들을 빙호라고 하며 해양 포유류와 새들의 중요한 사냥터가 된다.

얼음들이 한 지점으로 집중되는 과정에서 얇은 빙상은 서로 얹혀져 두께가 두 배가 되고 더욱 강력하게 집중되면서(예를 들어, 바람이 해빙을 연안쪽으로 이동시킬 때) 조여지고 부서지면서 구불구불한 두꺼운 얼음의 ‘등성이(ridge)’를 형성한다. 북극에서는 ‘등성이’의 두께가 수십 미터까지 발달할 수 있고 이것이 전체 얼음체적의 절반 정도에 해당하여 해운수송에서 주된 장애요소가 된다. 비록 일반적으로 남극대륙에서는 등성이가 덜 발달하지만 얼음 변형은 여전히 적빙을 두껍게 하는 중요한 과정이다.

해안 근처 만이나 피오르드, 캐나다 북극해제도 섬들 사이의 해빙은 육지에 닿아 정지할 수 있다. 이를 ‘연육빙’이라고 한다. 북극에서는 이와 같은 얼음 위에서 사냥이나 낚시를 하기도 하고, 얼음이 어로 작업을 방해하기 때문에 지역 거주자들에게는 매우 중요하다(특히 얼음의 결빙과 해빙).

해빙의 기후적 중요한 특성으로, 집중성(얼음으로 덮여 있는 바다의 일부), 범위(얼음 가장자리로 둘러 쌓여 있는 면적 - 실제적으로 정의할 때 15% 집중 윤곽), 그 범위 내의 전체 얼음 면적(예, 집중에 의한 무게 범위), 전체 범위 내의 다년 얼음면적, 두께(그리고 그 위에 쌓인 눈 두께), 속도, 성장 및 용해비(그로 인해 바다로 흐르는 해수 또는 담수 플럭스)를 들 수 있다. 얼음 범위 또는 얼음 가장자리 위치는 수 십 년 동안 형성된 해빙에서만 관찰할 수 있는 값이다. 얼음 가장자리의 확장 또는 축소는 얼음-알베도 되먹임에 의해 커질 수 있다.

### 4.4.2 해빙 범위 및 집중

#### 4.4.2.1 자료 출처 및 대상 기간

1970년대 초 이후부터 위성에서 얻어진 수동 마이크로파 자료를 통해 해빙의 범위에 대한 가장 완전한 기록을 얻을 수 있다. 그 이전에는 특정시간에 특정장소에서 비행기, 배 및 해안관측을 통해 자료를 얻었다. 북대서양 지역은 19세기에 배를 통한 관측이 성행했던 곳이다. 남반구에 대해서는 역사적 자료가 별로 남아있지 않으나 1903년 남극연안의 사우스 오크니 제도에서 시작된 연간 연육빙의 지속적인 기록은 주목할 만하다(Murphy *et al.*, 1995).

수동 마이크로파 배출로부터 해빙의 특성을 평가하기 위해서는 관측된 복사를 얼음집중(그리고 형태)으로 전환하기 위한 알고리즘이 필요하다. 이러한 알고리즘이 몇 개 존재하며(예, Steffen *et al.*, 1992) 그 정확도는 고해상도 위성과 항공사진(예, Cavalieri, 1992; Kwok, 2002), 그리고 사용중인 얼음 차트(예, Agnew and Howell, 2003)를 이용하여 평가한다. 위성에서 얻은 얼음 집중도의 정확성은 일반적으로 5% 이상이나 얼음이 녹는 시기에는 10%~20% 정도의 오차가 발생할 수 있다. 얼음 끝단의 정확성(얼음 범위를 측정하는 것과 관련)은 25km의 해상도를 가지는 위성 복사계의 공간해상도에 크게 영향을 받는다(최근에 도입된 설비는 해상도를 12.5km로 높였다). 여름의 집중도 오차는 남반구와 북반구의 따뜻한 시기에 측정되는 얼음으로 덮인 면적에 오차를 발생시킨다(예, Agnew and Howell, 2003; Worby and Comiso, 2004). 이는 얼음범위에 대해 위성조사 기간과 기존의 프록시 기록을 비교할 때 중요한 고려사항이다.

알고리즘이 개발 중이지만, 수동 마이크로파 자료로부터 1년 및 다년 얼음을 구별하는 것은 매우 어렵다(예, Johannessen *et al.*, 1999). 그러나 그 해의 다년 얼음범위에서 정의되는 여름철의 최소 얼음범위를 알고리즘 오류로 보기 어렵다(예, Comiso, 2002).

4.4.2.2 수동 마이크로파로부터의 반구, 지역 및 계절 시계열

위성기록을 사용한 얼음범위의 변화와 추세에 대한 대부분의 분석은 위성 센서가 상대적으로 안정적이었던 1978년 이후의 기간에 집중되었다. 서로 다른 알고리즘의 보정을 통해 얻어진 추정치들은 반구 범위에 대해 매우 유사한 결과를 보이고 있으며, 모두 남극과 북극의 변화가 불균형을 이루고 있다는 것을 보여준다. 그 예로 Comiso(2003)는 수행한 분석을 갱신하여 얻은 1978년 11월부터 2005년 12까지의 결과를 그림 4.8에 나타내었다. 연평균 얼음범위의 편차를 보여주고 있다. 북극해 얼음범위는 연간  $-33 \pm 7.4 \times 10^3 \text{ km}^2$  씩 유의하게 감소하는 추세(10년마다  $-2.7 \pm 0.6\%$ )인 반면에, 남극대륙은 연간  $5.6 \pm 9.2 \times 10^3 \text{ km}^2$ 로(10년마다 0.47  $\pm$  0.8%) 증가 추세를 보이지만 통계적으로 유의하지 않다. 이 추세예측에 대한 불확실성은 90% 신뢰구간에서 나타나고 비율(%)은 1978년에서 2005년의 평균에 기초한다. 남반구와 북반구에서 모두 여름철에 이러한 추세는 커지고 겨울철에는 작아진다. 더욱이 각 반구내 지역마다 변화 경향의 크기, 심지어 부호에 있어서도 상당한 변화가 있다.

북극 적빙에서 관측된 가장 주목할 만한 변화는 여름철에 녹지 않고 남는 얼음이 줄어들고 있다는 것이다(그림 4.9). 1979년에서 2005년 사이의 최소 북극해 얼음범위의 추세는 연간  $-60 \pm 20 \times 10^3 \text{ km}^2$  이다(10년마다  $-7.4 \pm 2.4\%$ ). 이들 추세를 대기순환의 변동과 관련이 있는 실질적인 연, 10년 변동과 함께 나타내었다(Belchansky *et al.*, 2005).

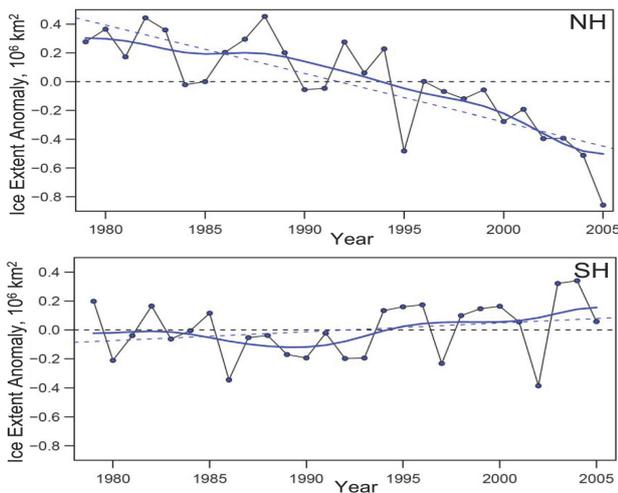


그림 4.8. 수동 마이크로파 위성자료에 기초한(a) 북반구와(b) 남반구의 해빙 범위 편차(전체 기간의 평균과 비교하여 계산). 기호들은 연평균값을 나타내며, 파란색 곡선은 10년 변동을 나타낸다. 선형추세선은 각 반구별 변화 추세를 표시하며 북극의 경우 추세는 연간  $-33 \pm 7.4 \times 10^3 \text{ km}^2$ (10년마다  $-2.7\%$ 에 상당)이고 남극대륙은 연간  $5.6 \pm 9.2 \times 10^3 \text{ km}^2$ 로 약간의 상승추세를 보인다. 북반구의 감소추세는 90% 신뢰수준에서 유의하고 남반구의 상승추세는 통계적으로 유의하지 않다(Cosmisio, 2003 갱신).

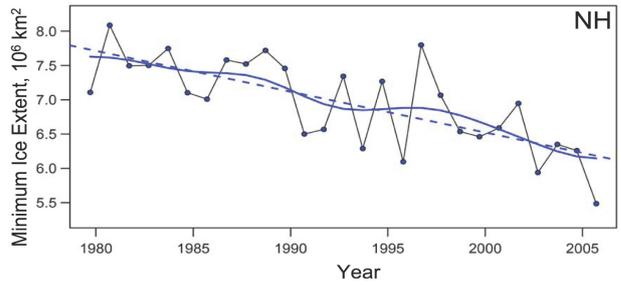


그림 4.9. 1979년에서 2005년 사이의 여름철 최소 북극 해빙의 범위. 기호는 연평균 값을 나타내고, 파란색 곡선은 10년 변화를 나타낸다. 점선은 연간  $-60 \pm 20 \times 10^3 \text{ km}^2$ , 또는 10년 마다  $-7.4\%$ 의 선형추세를 나타낸다(Cosmisio, 2002 갱신).

4.4.2.3. 반구 범위의 장기 기록

위성시대 이전에는 포괄적인 해빙 자료가 부족해서 장기적인 시간규모를 통한 반구규모의 경향을 예측하는데 어려움이 있었다. Rayner *et al.*(2003)은 유용한 자료 획득 방법을 통하여 20세기 해빙 범위에 대한 자료를 수집하고 이들 사이의 불일치에 대해 설명했다(그림 4.10). 1970년대 초반 이후 북극해 얼음범위의 지속적인 감소가 명확하게 나타나며 특히 여름철에 심했다는 것을 알 수 있다. 지역적으로 북대서양 지역은 선박 보고서나 해안관측에 의해 충분한 역사적 자료를 가지고 있으며, 이를 통해 1백년이 넘는 기간 동안의 추세를 평가할 수 있다. Vinje(2001)는 1860년경 이후부터 북해(Nordic Seas) 선박 보고서들의 정보를 편집하여 이 지역의 4월 해빙의 범위를 예측했다. 이 시계열 변화를 그림 4.10에 나타내었으며, 전체자료 기간에 걸쳐 계속 감소하는 경향을 보인다. 최근 러시아의 자료를 이용하여 얼음범위 자료가 발표되었고(Polyakov *et al.*, 2003), 이는 20세기 전체의 러시아 해안에 대해 다루고 있다(Kara, Laptev, East Siberian and Chukchi). 이들 자료는 10년간 큰 변화를 보여주며 1960년대부터 1990년대 후반에 반전될 때까지 얼음범위가 감소되는 추세를 보인다. 러시아 자료에서는 1940년대와 1950년대 동안에 이례적으로 해빙의 분포가 작았다. 반면에 북해의 자료에서는 동일한 기간 동안 얼음범위가 크게 나타났는데, 이는 지역변화의 중요성을 보여준다.

Omstedt and Chen(2001)은 1720년에서 1997년 기간 동안의 발틱해 지역 해빙의 연간 최대범위에 대한 프록시 기록을 입수했다. 이 기록은 해빙의 실질적인 감소가 1877년부터 발생했다는 것과 해빙의 범위 변화가 온난했던 1878년에서 1997년보다 추웠던 1720년에서 1877년에 더 컸다는 것을 보여준다. Hill *et al.*(2002)은 캐나다 해양 지역에 대한 해빙 정보를 조사하여 지금은 결빙이 일어나는 지역은 아니지만 19세기에는 Grand Banks와 주변지역에서 해빙의 유입이 발생했었다고 추론하였다. 이들 모든 자료가 균일하지는 않고(과

거의 자료일수록 질이 떨어짐.) 공간적인 규모가 일치하지 않다는 문제가 있지만 20세기 후반 수 십 년 동안 얼음범위가 지속적으로 감소되어왔고 얼음 범위가 위성시대 이전부터 감소해왔다는 것을 알 수 있다. 이들 자료를 이용하여 긴 시간을 되돌려 보면 19세기 동안 북대서양에 해빙이 훨씬 폭 넓게 분포했다는 것을 알 수 있다.

남극에 대해서는 지속적인 장기자료가 부족했으나 남극해 적빙에 대한 체계적인 정보가 제공되기 시작한 것은 1970년대 초 정규적인 마이크로파 위성 정찰이 시작된 이후부터이다. Parkinson(1990)은 18세기 후반에서 19세기 초반까지 4차례에 걸친 탐사를 통해 얼음 끝단의 관측결과를 분석하여 1772년 동부 웨델해와 1839년 아문젠해에서의 여름 남극 해빙은 현재 위성으로 관찰한 범위보다 훨씬 광범위하게 존재했다고 추정했다. 그러나 많은 초기 관찰들이 연중 같은 시기에 대해 현재의 범위에 있다. De la Mare(1997)가 행한 포경기록 분석에서는 1950년대 중반에서 1970년 초반까지 남극 해빙의 범위가 단계적으로 25% 정도(얼음 가장자리의 평균 위도가 극 쪽으로 2.8° 이동) 감소했다는 것을 알 수 있다. Ackley *et al.*(2003)은 위성에서 얻은 해빙 끝단과 포경선의 위치를 수정하여 재분석한 결과 얼음 끝단의 위치에 실질적인 변화가 있다는 증거를 제기했다. Curran *et al.*(2003)은 남극대륙 연안 빙하코어의 메탄술폰산(해양 식물성 플랑크톤의 부산물) 농도와 80°E~140°E 구역의 지역적 해빙 범위 사이의 상관관계를 이용하여 1950년대 이후 이 지역 얼음 범위가 약 20%(위도로 약 2°)했다는 경년 변화 패턴을 추론하였다.

요약하면 남극대륙의 자료는 일부 지역에서 해빙의 범위가 감소한다는 증거를 제공하나 위성 시대 이전 반구적인 규모의 변화에 대해서 확실한 결론을 이끌어내기에는 부족한 자료라는 것이다.

#### 4.4.3 해빙 두께

##### 4.4.3.1 해빙 두께자료의 출처 및 조사시기

최근까지 해빙의 두께를 측정할 수 있는 위성원격 감지기술이 없어서 이 드래프트(draft, 해빙의 잠긴 부분)값은 기본적으로 시추나 얼음 밑의 초음파 부표장치를 통해 얻고 있다. 잠수함 또는 설치장비를 통한 해저 음파로 직경 1m~10m 얼음의 드래프트를 측정할 수 있다.

드래프트는 자체 적설을 포함해서 측정된 부빙덩이의 평균밀도를 가정하여 두께로 변환된다. 음파탐지기를 통해 정확한 관측을 하는데 있어서의 어려움은 음파속도와 대기압에 대한 불확실성, 그리고 가상 목표에 대한 확인을 들 수

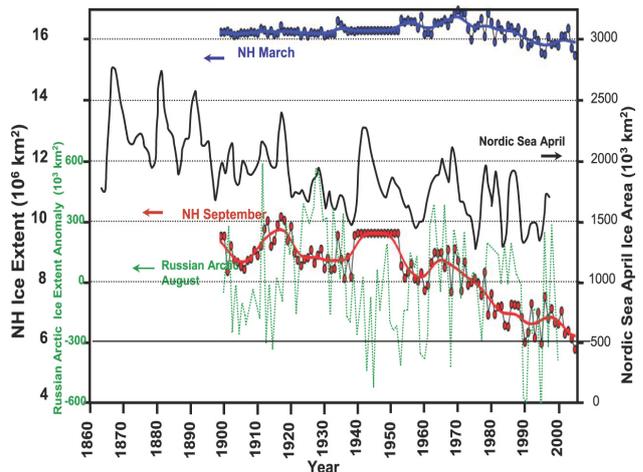


그림 4.10. 해들리센터의 해빙과 해수면 온도 자료로부터 얻은 3월과 9월 북반구 해빙 범위의 시계열(파란색과 붉은색 곡선, Rayner *et al.*, 2003을 갱신한 것임.), 4월 북해 얼음범위(검은색 곡선, Vinje, 2001 재작성), 러시아 북극해(Kara, Laptev, East Siberian, Chukchi)의 8월 얼음범위 편차(전체기간의 평균과의 차이를 계산)를 나타냄(녹색 점선 곡선, Polyakov *et al.*, 2003 재작성). 북반구 시계열에 있어서 기호는 연 값을 나타내며, 곡선은 10년 변화를 보여준다.

있다. 상 방향 조사 음파탐지기는 1958년 이후 잠수함을 통해 북극 부빙 아래에서 사용되고 있다. 미국과 영국의 해군 자료는 현재 과학적인 목적으로 공개되고 있고 1993년에서 1999년까지는 과학 조사용 잠수함을 통한 북극 조사임무가 일부 수행되었다. 얼음분석 음파탐지기를 이용한 얼음 드래프트 측정은 고정된 위치에서 얼음의 이동 또는 변화를 연구하기에 최적으로 1980년대 말에 북극해에서 시작되었다. 이들 장비들은 1990년 이후부터 보퍼트해와 그린란드해에서 운영되고 있고, 다른 곳은 이보다 이후에 설치되어 10년 이상의 기록은 많지 않다. 남반구에는 잠수함을 통한 자료는 없고 고정 음파탐지기는 설치된 지 얼마 되지 않았다.

프리보드(해빙의 해수면 위 부분)를 측정하기 위해 얼음표면, 선박이나 비행기, 대기 중 레이저 고도측정기상에 부착된 전자기 유도발신기를 이용하는 기술들은 해빙의 두께를 통한 대규모 기후분석에는 적용이 제한적이었다. 표면 중력과 측정을 통한 간접 측정법이 1970년대와 1980년대에 일부 지역에서 시행되었으나(Johannessen *et al.*, 2004에서 보고된 Nagurnyi *et al.*, 1999) 이들 측정법의 정확도는 파악하기 힘들다.

효과적인 다른 기법이 도입되기 전 남극 부빙 두께에 대한 양적인 자료는 일부 지역에 대해 드문드문 행해진 시추 프로그램을 통해서 1980년대에 들어서서야 이용이 가능해졌다. 선박에서 육안으로 얼음 특성을 관찰(Worby and Ackley, 2000)하는 것은 기후 감시로는 적합하지 않지만 최초로 남극 해빙 두께에 대한 다양한 양상을 제공하였다.

#### 4.4.3.2 잠수함 음파탐지기로 측정된 북극 부빙 두께의 변화 증거

제한된 지역의 얼음두께 변화측정은 잠수함의 횡단이 반복될 때 가능하다(예, Wadhams, 1992). 북극은 많은 잠수함 함대가 통과하는 길목이어서 McLaren *et al.*(1994)은 1958년에서 1992년까지 12대의 잠수함을 이용하여 북극 근처의 자료를 분석했다. 이들은 상당한 경년변동성을 발견했지만 유의한 경향은 보이지 않았다. Shy and Walsh(1996)가 얼음표류와 관련한 동일자료를 조사하여 커다란 두께변화가 원인 지역(source location)과 극에 도착하기 전 얼음이 이동하였던 경로에 의해 발생함을 알아냈다.

Rothrock *et al.*(1999)은 최초로 “유역규모”로 분석을 시행했고 1990대 중반의 얼음 드래프트가 모든 장소(북극을 포함)에서 1958년과 1977년 사이에 측정했던 것보다 감소했다는 것을 발견했다. 이 변화는 남부 캐나다 유역에서 -0.9m로 가장 작았고, 유라시아 유역에서는 -1.7m로 가장 컸다(측정된 전체 오차는 0.3m 이하). 평균적인 감소량은 1958년에서 1977년 사이 평균두께의 약 42%였다. 다만, 이들 연구는 계절적 해빙 구역내의 자료를 매우 적게 포함하고 있었고, 캐나다 또는 그린란드에서 300 km 이내의 자료는 포함하지 않았다.

그 이후의 연구에서는 얼음두께의 감소가 점진적이지 않고 1991년 이전에 갑자기 발생했다는 것을 발견했다. Winsor(2001)는 1991년~1996년 동안 150°W를 따라 6번의 봄철 선박조사를 한 결과 두께 감소의 증거를 발견하지 못했다. 그러나 Tucker *et al.*(2001)은 1976년에서 1994년 동안 같은 경선을 따라 봄철마다 측정을 한 결과 1980년대 중반에서 1990년대 초반까지 일부 기간에서 얼음 드래프트가 감소하였으며, 그 시기 이후에는 거의 변하지 않았다는 것을 밝혔다. 두꺼운 얼음(드래프트가 3.5m 이상인 것)의 일부가 감소하여 평균 드래프트가 변하고 얇은 얼음이 증가하는 것은 아마 작아진 보퍼트 환류로 인해 다년생 얼음 저장량이 감소하고 프람해협을 통한 잉여 얼음의 공급이 감소하였기 때문으로 생각된다. Yu *et al.*(2004)은 넓은 지역에서 얼음두께가 유사하게 변한다는 증거를 제시하였다. 그러나 특정지역에서는 해마다 얼음의 두께가 꽤 많이 변하기 때문에 잠수함 자료로부터 제공된 공간적으로 드문 샘플링을 통해 장기간의 변화를 유추하기 힘들다.

#### 4.4.3.3 북극해 및 남극대륙 바다 얼음두께 변화의 다른 증거

Haas(2004)와 거기에 제시된 참고문헌)는 해저에 기반한 전자기 유도측정기를 사용하여 북극을 떠도는 유빙의 형태

상 두께(가장 일반적으로 관측된 두께)를 조사한 결과 1991년과 2001년 사이에 두께가 약 0.5m 감소했음을 알아냈다. 4번의 탐사를 통해 146개의 유빙에서 120 km의 얼음을 조사했으나 부동지역과 얇은 얼음 조각지역이 빠져있고 마루 얼음을 간과하여 오차가 발생하였다. 그러나, 조사자료는 여름철에 탐험하기에 안전한 유빙에 한정되었고 관찰된 변화는 거의 열역학적 힘에 의한 것 같았다.

정해진 범위와 개빙지역의 얼음과 해수면에서 얼음 프리보드를 측정하기위해(그리고 평균 유빙밀도와 눈 깊이를 추정하기 위해) 사용되는 위성 레이더 또는 레이저 고도측량법과 같은 새로운 기술의 등장은 향후에 대규모 해빙 두께를 감시할 수 있는 기회를 제공해준다. Laxon *et al.*(2003)은 1993년에서 2001년 사이 추운 달들(10월에서 3월)의 평균 북극 해빙 두께를 위성 레이더 고도측정을 통해 측정했다. 이들 자료는 두께에 있어서 현실적인 지리적 변동을 보여준다(시베리아 부근은 약 2m 증가했고, 캐나다와 그린란드 해안은 4.5m 감소). 그리고 겨울철 얼음두께의 유의한(9%) 경년변동성을 보여주었으나 어떤 추세를 나타내지는 않았다.

남극대륙의 경우는 바다얼음의 두께 변화에 적용할 수 있는 적당한 자료가 없고 이들 대부분은 북극 유역에 비해 상당히 얇고 등성기도 작다.

#### 4.4.3.4 모델 기반의 변화추정

대기 재분석을 통한 바람과 온도를 반영해야 하고 때때로 관측된 얼음 집중필드에 제약을 받는 물리적인 해빙의 모델은 해빙의 범위와 두께를 드문드문 관찰한 것과 비교할 수 있고 관찰기록의 해석에 사용될 수 있는 연속적인 시계열을 제공해준다. Rothrock *et al.*(2003)과 참고문헌에서 설명한 이 같은 모델들은 적어도 매우 넓은 지역에 대해서 평균되었을 때 관측된 얼음두께의 경년변동성을 재생산할 수 있다. 특히 이 모델 연구는 관측된 얼음두께 변화에 영향을 준 요인을 명확히 설명할 수 있다.

북극 얼음두께 또는 체적의 시기별 추세를 재현한 여러 모델 모의의 비교결과가 그림 4.11에 나타나있다. 모든 모델들은 1980년대 후반부터 0.6~0.9m의 얼음두께 감소가 시작되는 것을 보여주나 금세기 초반의 경향과 또는 변화에 대해선 어느 정도 불일치가 있다. 대부분의 모델들이 1960년대 중반에 최대 얼음두께를 나타내고 지역적으로 최대는 1980년에서 1990년에 발생한다. 여기서의 모델과 관측 모두 1980년대 말과 1990년대 말 사이에 상당한 두께의 감소가 있었다는 것을 보여준다.

해저관측을 통해 추정된 얼음두께의 갑작스러운 감소를 모두 북극의 온난화로 인한 것이라고 하는 것은 불가능하다.

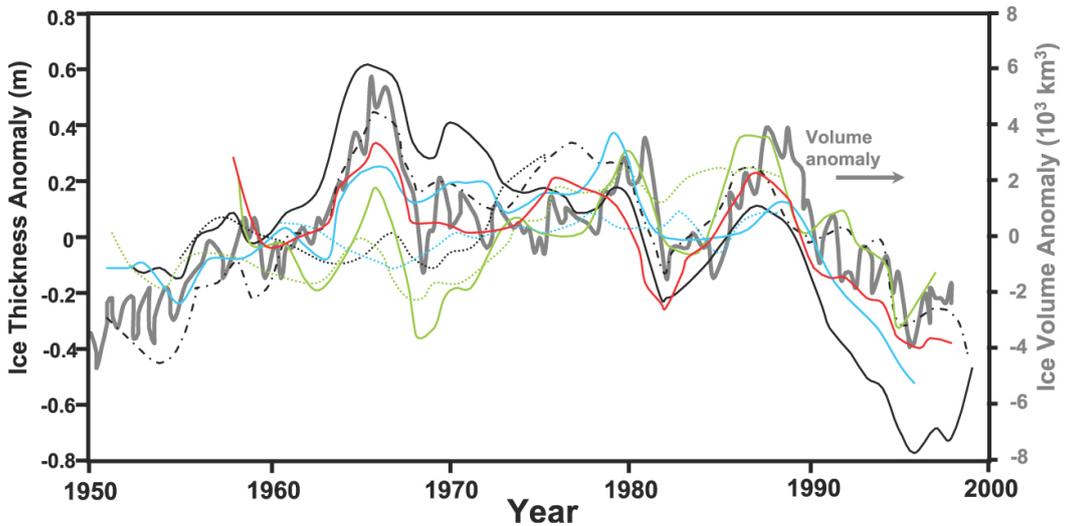


그림 4.11. 여러 모델(Rathrock et al., 2003; 재작성, 개별 모델과 그 속성에 대한 확인은 본 논문참조)로부터 얻은 북극지역의 모델에 기반한 연평균 해빙 두께 편차(전체 기간의 평균과 비교하여 계산) 시계열 비교. 해빙의 편차도 함께 나타냄(회색 곡선과 오른쪽 스케일; Koeberle and Gerdes, 2003에 의해 계산).

일부 급격한 감소는 얼음체적의 공간적 재배치의 결과일 수도 있다(예, Holloway and Sou, 2002). 대기변화(북반구 환상 모드와 연결된 순환의 경년변화(interannual change) 같은)의 저주파수, 대규모 모드는 바람에 의한 해빙의 이동과 대기중의 열 이송에 영향을 주고 결과적으로 얼음형성, 성장과 용해의 경년변동성에 기여한다(예, Rigor et al., 2002; Dumas et al., 2003).

남극에서 Fichefet et al.(2003)이 관찰한 것을 토대로 대기 강제력을 사용하여 1958년에서 1999년까지 얼음두께에 대해 장기 모의를 시행했다. 여기서 10년 단위의 뚜렷한 변화를 파악했고 지역평균 얼음두께의 변화는  $\pm 0.1$  m(얼음의 평균 두께는 약 0.9m)였지만 이는 장기적인 경향은 아니었다.

#### 4.4.3.5. 연육빙 변화

Brown and Coté(1992)는 북부 캐나다의 선정된 관측소에서 연육빙 두께의 경년변동성을 분석했다. 늦겨울에 얼음두께가 일반적으로 약 2m정도 되는 4군데 지점을 각각 연구하여 얼음두께의 증가와 감소 추세를 발견했지만 공간적으로 일관성 있는 패턴은 아니었다. 계절 끝의 얼음두께의 경년변동성은 주로 눈의 적설량과 시기의 변화에 영향을 받지만 기온변화의 영향은 받지 않는다. 시베리아해에서 반세기간의 몇몇 기록을 분석한 결과 해당지역에서 지난 세기의 연육빙 두께의 추세는 작고 다양하며 통계적으로 의미가 없다. 일부 변화는 수 십 년간 대기변화와 관련되어 있었다(Polyakov et al., 2003).

남극대륙의 경우 South Orkney 군도(60.6°S, 45.6°W)에서 계절적으로 정착빙의 지속에 관한 조합된 관찰용 기록이

1903년부터 1992년 동안 2곳에서 수집되었다(Murphy et al., 1995). 이들 해안지역에서 얼음의 지속은 웨델해에서 부빙 순환범위와 관련이 있고 10년마다 7.3일씩 감소하는 것을 보인다. 이 감소는 90년 동안 비선형으로 진행되었고 최근 30년에서 40년 동안의 기록을 볼 때 7년~9년 주기로 강해진다. 정착빙의 두께측정은 간헐적으로 Mawson(67.6°S, 62.9°E)과 Davis(68.6°S, 78.0°E)의 해안지역에서 지난 50년간 시행되었다. 비록 최대 얼음두께의 장기간의 추세는 없었지만 두 곳 모두 얼음두께가 최대가 되는 날짜가 10년에 약 4일씩 느려지는 추세가 확인되었다(Heil and Allison, 2002).

#### 4.4.3.6. 해빙 위의 눈

Warren et al.(1999)은 37년(1954-1991)동안 다년생 북극해 얼음 위에 위치한 소련의 드리프팅 관측소에서 눈의 깊이와 밀도를 측정했다. 여기서 월별로 약간의 감소 추세를 발견했고 37년 동안 최대 눈 깊이가 형성된 달이기도 한 5월에 최대 8cm 감소(23%) 경향을 기록했다.

남극 적설량과 분포에 관한 자료는 거의 없으며, 적설면적의 변화 추세를 파악하기에 적절하지 않다. Massom et al.(2001)은 이용 가능한 선박 관찰기록(1981년에서 1987년간)과 대조하여 평균 남극의 눈 두께는 일반적으로 0.15m~0.20m이고 계절과 지역적으로 폭 넓게 변한다는 것을 밝혔다. 한편, 남극 해빙 지역에는 설빙의 형성이라는 중요한 과정이 있는데 이는 눈 하중이 얇은 해빙을 수면 아래로 누를 때 해수가 주변 눈 표면으로 넘쳐서 급격하게 결빙될 때 형성된다.

#### 4.4.3.7 해빙 두께의 변화 측정

바다얼음-기후시스템은 변동성이 크다는 특징을 갖고 있고 해빙의 두께는 측정이 어려운 지질학적 변수들 중에 하나여서 이용 가능한 관찰자료를 통해 얼음의 두께 추이를 측정하는 것이 쉽지 않다. 그럼에도 불구하고 해양 음파탐지기 자료와 물리적 해빙 모델의 변화로부터 얻은 북극해 지역의 평균 해빙 두께를 보간법을 통해 추정했을 때 북극 중앙의 평균 해빙 두께가 1980년대 말 이후로 1m까지 감소한 것이 확실해 보이고 이들 감소의 대부분은 1980년대 후반과 1990년대 후반 사이에 일어났다는 것을 알 수 있다. 1980년대 이후로 여름 최소 북극해 적빙의 영역이 지속적으로 감소해서 다음 성장 시즌이 시작할 때 다년생 얼음의 두께가 얇아지는 결과를 초래했고 이것이 지속적인 추세가 되어갔다. 그러나 최근의 감소는 장기적인 10년간 변동과 함께 발생하며, 북극 얼음 두께의 최대치는 1960년대 중반, 1980년대와 1990년 부근에서 발생했고 이는 대기변화의 저주파 모드와 관련된 순환변화에 의한 얼음의 동역학과 열역학적 요인에 의한 것이다.

남극 해빙의 두께 추세에 관한 결론을 이끌어 낼만한 자료는 충분하지 않다.

#### 4.4.4 부빙의 이동

부빙의 움직임은 개빙지역의 변화와 조성을 통한 국부적인 얼음질량과, 지역적으로 한 지역에서 다른 지역으로의 얼음의 이류, 그리고 전지구적으로 극지방에서 융해가 일어나는 저위도로의 얼음유출이동에 영향을 준다. 해빙은 우선적으로 바람과 해류에 의해 표류한다. 수 일 또는 수 주의 주기로 봤을 때, 바람은 대부분의 해빙의 이동에 영향을 미치고, 보다 장기간 주기규모에서의 얼음 이동은 표면해류와 바람에 의한 흐름에 따른다. 여기서는 얼음 움직임의 패턴 추세를 살펴본다.

##### 4.4.4.1. 자료출처 및 조사 기간

해빙의 이동자료는 우선 선박의 흐름, 부빙 안 또는 위에 설치된 유인탐사소와 부표 등으로부터 얻는다. 지난 19세기 북극해와 20세기 초 남극대륙에서 일부 개별적인 표류 궤도를 만들었으나 통합적인 관찰 프로그램은 국제북극부표프로그램(IABP)이 1970년대 후반에 만들어지기 전까지 시작되지 못하고 있었다. 현재 IABP는 특정시간에 25개의 부표를 유지하고 객관분석을 이용하여 얼음이동을 격자 필드상에 나타낸다(Rigor *et al.*, 2002와 참고문헌).

해빙 이동은 다양한 위성장비로 얻은 위성자료를 이용하는데 2개의 연속적인 영상에서 발견되는 해빙의 특성변화의 측정을 사용한다(예, Agnew *et al.*, 1997; Kwok, 2000). 수동 마이크로파 센서는 가장 긴 기간 동안의 측정자료를 제공하나(1979년에서 현재까지) 공간해상도로 인해 정확한 움직임 측정에 제약이 있다. 위성과 부표자료의(예, Kwok *et al.*, 1998) 최적 보간법이 해빙 이동의 경년변동성을 평가하는 가장 일관된 자료로 보인다.

남극에서 부표설치는 1980년대 후반부터 일반화 되었다. 공간적, 시간적 적용범위가 여전히 빈약하지만 1995년 이후 부표운영은 세계기후프로그램(WCRP)의 남극부표에 대한 국제프로그램(IPAB)에 의해 이루어졌다. 남극 해빙의 디지털 지도는 20년간의 수동 마이크로파와 IPAB 부표자료를 이용하여 편찬되었다(Schmitt *et al.*, 2004).

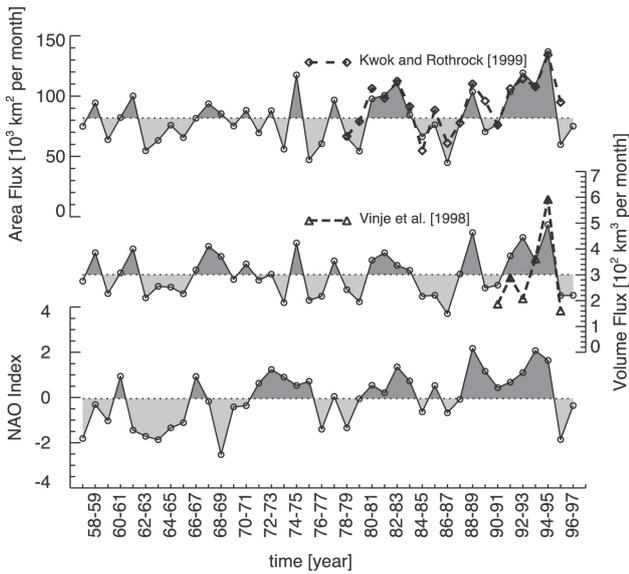
##### 4.4.4.2 해빙 이동패턴의 변화 및 해빙 이동에 영향을 미치는 기후변동성 모드

Gudkovich(1961)는 대기순환의 대규모 변화에 의해 북극 해빙의 이동이 일어나는 것에 대해 2개의 상황이 존재한다는 가설을 세웠다. Proshutinsky and Johnson(1997)은 대기-해양-얼음모델을 사용하여 Gudkovich(1961)가 제안한 상황들이 5년에서 7년 간격으로 교차하는 것을 알아냈다. 이와 유사하게 Rigor *et al.*(2002)은 1980년대에서 1990년대 사이에 해빙 이동의 패턴 변화가 북반구 환상모드(NAM)와 관련되어있다는 것을 밝혔다. 그러나 해빙의 이동에 대한 장기간의 추세는 나타나지 않았다.

남극대륙에서 얼음의 이동은 강력한 겨울의 바람에 의해 일년의 주기를 가진다. 이 경년변동은 모든 지역에서 발견되며, 가장 규칙적인 곳은 로스해, 아문젠해와 벨링스하우젠해로 약 3년~6년 주기를 갖는다(Venegas *et al.*, 2001). 이들 바람이 일으키는 해빙 표류의 변동은 남극순환파(ACW, 3.6.6.2 참조)에서 보이는 해빙 분포의 변동을 설명한다. 북극의 경우 제한된 자료로 인해 해빙의 이동에서 어떠한 추세가 보이지 않는다.

##### 4.4.4.3 얼음유출 및 이류

프람해협을 통한 해빙의 유출은 북극해의 얼음질량 균형을 맞추는 주요 요소이다. 연간 해빙 질량의 약 14%가 프람해협을 통해 유출된다. Vinje(2001)는 얼음 분석 음파탐지기 및 지공봉에 기반한 매개변수화를 이용하여 1950년부터 2000년 동안의 얼음 유출의 시계열을 작성하였다. 이 연구를 통해 유출에 대해 실질적인 10년 단위의 변화를 발견했지만 지속적인 추세는 발견하지 못했다.



**그림 4.12.** 모델링된 프람해협 해빙 면적과 체적유동의 시계열을 NAO 지수와 함께 나타냄. 면적유동(Kwok and Rothrock, 1999)과 체적유동(Vinje et al., 1998)의 관측값도 나타냄. Hilmer and Jung (2000)의 결과를 재구성함.

Kwok and Rothrock(1999)은 위성에서 얻은 얼음의 이동과 집중 측정치에 기초하여 프람 해협을 통과하는 얼음면적과 체적유동에 대한 18년의 시계열을 정리하였다. 이를 통해 연평균 면적 유동이 연간  $919 \times 10^3 \text{ km}^2$  라는 것을 알 수 있었으며, 해빙 면적유동의 큰 연간변동은 NAM(북반구 환상 모드) 또는 북대서양진동(NAO)지수와 양의 상관관계를 가진다는 것을 알 수 있었다. 또한 Vinje et al.(1998)은 두께 자료를 사용하여 연 체적 유동의 평균이  $2,366 \text{ km}^3$  라는 것을 밝혔다. Hilmer and Jung(2000)은 1978년부터 1997년 동안 NAO(또는 NAM과 거의 같음)와 프람해협 얼음유출 사이에 유의한 상관관계가 있고, 1958년부터 1977년 동안에는 아무런 관계를 보이지 않아 NAO와 프람해협 얼음유출 사이에 어느 정도 일시적인 상관관계가 나타난다고 하였다(그림 4.12). 이는 NAO와 관련이 있는 표면 압력 편차(그러므로

바람으로 인한)의 공간적인 패턴이 아주 미묘하게 변해서 생긴 결과였다. 24년(2002년에 끝남)까지 최근 갱신한 이 시계열은(Kwok et al., 2004) 평균체적과 면적의 유동, NAO와의 상관관계에서 작은 변동을 보여주며 지속적이다.

전체적으로, 해빙 이동의 패턴에서 많은 저주파 변화가 있었지만, 각 반구에서 해빙의 추세를 보여줄 만한 증거는 없다.

## 4.5 빙하와 빙모의 변화

### 4.5.1 배경

다양한 저자들에 의해 작성된 목록(표 4.3)에 따르면 그린란드와 남극대륙의 대규모 빙상과 인접해 있지 않은 빙하와 빙모는  $512 \times 10^3 \text{ km}^2 \sim 546 \times 10^3 \text{ km}^2$ 까지 면적을 갖는다. 체적은  $51 \times 10^3 \sim 133 \times 10^3 \text{ km}^3$ 로 많이 다르며, 상당해면(SLE)은 0.15m ~ 0.37m 사이를 나타낸다. 남극대륙 반도지역과 남극대륙 동부지역 부근을 제외한 그린란드 빙상과 서남극 주변의 빙하와 빙모는  $0.72 \pm 0.2 \text{ m}$  SLE이다. 이들 새 측정값은 IPCC(2001)보다 40%정도 높은 값이나, 많은 노력에도 불구하고 면적의 조사목록은 여전히 불완전하며, 체적측정은 더욱 더 그렇다.

빙하와 빙모는 기후변화의 영향을 가시적으로 가장 잘 보여주는 것들 중 하나이다. 빙하표면 위에서의 질량의 균형(물순환에 의한 눈과 얼음의 획득이나 손실)은 기후에 의해 결정된다. 고위도와 중위도에서는 기온의 연변화에 의해 물순환이 결정되는데, 겨울에는 축적이 지배적으로 일어나고 여름에는 없어진다. 히말라야의 넓은 지역에서는 축적과 감소의 대부분이 여름에 발생하며(Fujita and Ageta, 2000), 열대에서는 감소가 연중 발생하고 강수량의 계절성이 축적을

**표 4.3.** 다른 저자별 빙하 및 빙모의 범위

참고문헌	면적( $10^3 \text{ km}^2$ )	체적( $10^3 \text{ km}^3$ )	상당해면 <sup>f</sup> (m)
Raper and Braithwaite, 2005 <sup>a,c</sup>	$522 \pm 42$	$87 \pm 10$	$0.24 \pm 0.03$
Ohmura, 2004 <sup>a,d</sup>	512	51	0.15
Dyurgerov and Meier, 2005 <sup>a,e</sup>	$546 \pm 30$	$133 \pm 20$	$0.37 \pm 0.06$
Dyurgerov and Meier, 2005 <sup>b,e</sup>	$785 \pm 100$	$260 \pm 65$	$0.72 \pm 0.2$
IPCC, 2001 <sup>b</sup>	680	$180 \pm 40$	$0.50 \pm 0.1$

주 : <sup>a</sup> 그린란드 및 남극 빙상 주변의 빙하와 빙모는 제외.

<sup>b</sup> 그린란드 및 서남극 빙상 주변의 빙하와 빙모 포함.

<sup>c</sup> 측고법과  $1^\circ \times 1^\circ$  격자 셀 내에서 체적/면적 비례축소로 구한 체적

<sup>d</sup> 전파음향측심법(radio-echo-sounding)으로 얻은 61개의 빙하체적을 보정하여 빙하체적과 면적 사이의 통계적인 관계로 구한 체적

<sup>e</sup> 전파음향측심법(radio-echo-sounding)으로 얻은 144개의 빙하체적을 보정하여 빙하체적과 면적 사이의 통계적인 관계로 구한 체적

<sup>f</sup>  $362 \times 10^6 \text{ km}^2$ 의 해양 표면면적에 대해 계산됨.

조절한다(Kaser and Osmaston, 2002). 기후변화는 축적과 감소 기간에 영향을 주며 질량균형 기간에도 영향을 준다. 그러면 빙하는 총 질량균형을 0으로 맞추는 방향으로 크기를 변화시킨다(전체 빙하에 대한 질량손실이나 획득). 그러나 기후변동성과 빙하 반응의 시간지연은 정적 평형이 결코 이뤄지지 않는다는 것을 의미한다. 기후변화 이외의 빙하 범위 지연의 변화는 열대산악의 짧고, 가파르고 얇은 빙하에서는 몇 년 정도 밖에 안되지만(Kaser *et al.*, 2003), 큰 빙하와 작은 경사의 빙모, 찬 얼음에서는 수세기에 다르다(Paterson, 2004). 빙하는 빙산분리로 인해서도 질량을 잃는다. 이는 바로 직접적으로 기후와 관련이 있는 것은 아니지만 기후와의 일반적인 관계를 관찰할 수 있다. 기본적으로 녹아서 생기는 질량의 손실은 지구 전체나 큰 지역적 규모에서는 무시할 수 있는 정도이다.

4.5.2 대규모 및 지구규모 분석

빙하길이 변화기록(WGMS(ICSIIAHS), 다양한 연도-a)은 훨씬 이전으로 거슬러 올라가며, 몇몇 기록은 1600년경에 쓰여진 것으로 직접적으로 저주파 기후변화와 관련되어 있다. 169개의 빙하길이 기록으로부터, Oerlemans(2005)은 1700년에서 2000년 사이의 대규모 지역에 대한 빙설(glacier tongues)의 평균길이 변화(그림 4.13)를 구축했다.

비록 많은 지역과 고주파 변동성이 함께 나타나기는 했지만 시계열에서 명백하게 동일한 결과를 확인할 수 있다. 일반적인 빙설의 후퇴는 1800년 이후에 시작됐고, 1850년 이후부터 20세기 동안 모든 지역에서 상당한 평균 후퇴 비율이 지속되었다. 1970년과 1990년 사이에 후퇴가 완만하게 진행되는 것은 원자료를 통해 확실하게 알 수 있다(Oerlemans, 2005). 1990년대에 다시 후퇴가 빠르게 진행됐다. 대서양과 남반구의 변화는 1990년대 후반에 서부 스칸디나비아와 뉴질랜드에서 강수량에 의한 빙하의 성장과 발달을 반영한다(Chinn *et al.*, 2005).

직접 측정된 빙하 질량균형 기록은 많지 않으며 20세기 중반부터 자료가 존재한다. 여기엔 매우 강도 높은 현장작업이 필요해서 이들 기록은 논리적, 형태적으로 ‘쉬운’ 빙하에만 치우치는 오류를 갖고 있다. 불확실하게 측정된 연간 질량균형은 측정과 분석의 오차 때문에 일반적으로 연간 ± 200 kg m<sup>2</sup>이다(Cogley, 2005). 세계 빙하 감시 서비스(WGMS(ICSIIAHS), 다양한 연도-b)에 의해 질량균형 자료가 기록되고 분류된다. 이것들과 몇몇 다른 새롭고 역사적인 출처로부터, 자료 품질이 점점된 300개의 빙하 각각에 대한 연평균 비 질량균형(자체의 전체 표면적으로 나눈 빙하나 빙

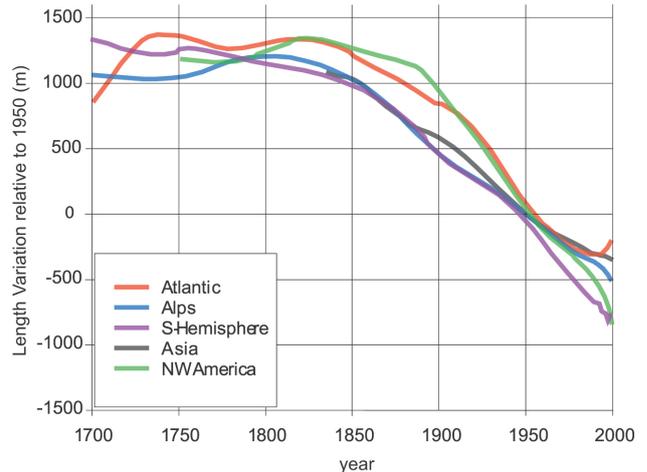


그림 4.13. 빙설의 대규모 지역 평균길이 변화(Oerlemans, 2005). 1950년에 원자료가 0이 되도록 하였다. 곡선은 Stineman(1980) 방법과 그 유사 방법으로 부드럽게 하였다. 빙하는 아래의 지역등급으로 분류했다. : 남반구(열대, 뉴질랜드, 파타고니아), 북아메리카 북서부(주로 캐나다 록키산맥), 대서양(남 그린란드, 아이슬란드, 안나멘, 스발바르, 스칸디나비아), 유럽 알프스 및 아시아(코카서스 및 중앙 아시아).

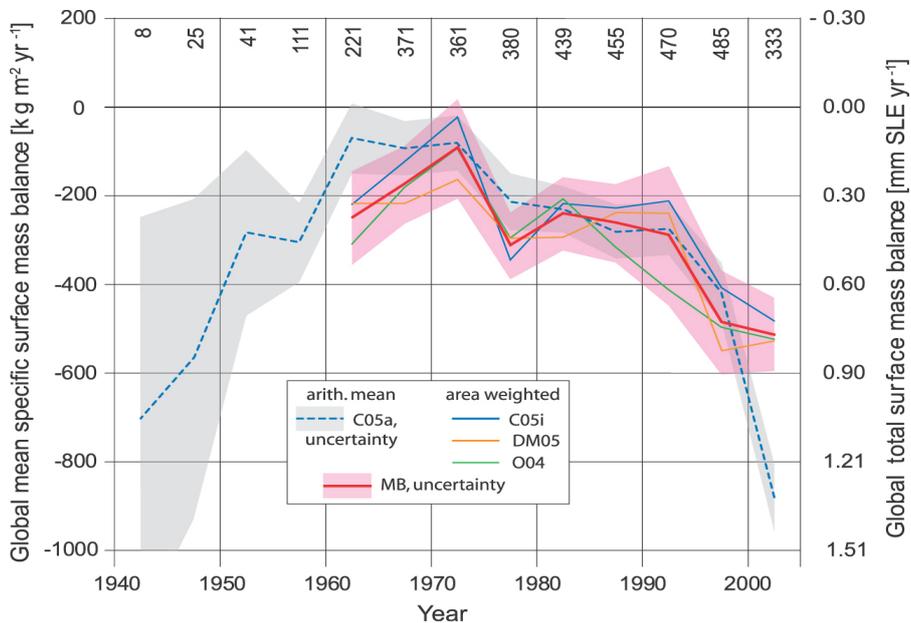
모의 총 질량균형)의 시계열이 3개의 데이터베이스로 구축되어 분석, 제공된다(Ohmura, 2004; Cogley, 2005; Dyurgerov and Meier, 2005). Dyurgerov and Meier(2005)는 알래스카(Arendt *et al.*, 2002)와 파타고니아(Rignot *et al.*, 2003)의 빙하와 빙모를 반복적으로 고도측량하여 얻은 최근의 결과를 통합하였다. 몇 개의 시계열만이 전체 기간으로 확장된다. 통계적으로 작은 이들 표본으로부터 산술평균(C05a, 그림 4.14), 면적 가중평균(DM05와 O04), 공간보간법(C05i)을 이용한 5년 평균을 계산하여 지구규모의 측정값을 얻는다. 비록 개별적인 빙하로부터 보고된 질량균형이 빙하면적의 변화 효과를 포함하고 있다고 해도, 조사목록이 부족하기 때문에 면적변화에 대한 일반적인 고려는 불가능하다. 이 부정확성의 효과는 미약한 것으로 고려된다. 표.4.4에는 그림 4.14의 자료가 요약되어 있다.

여러 저자에 의해 지구적인 규모로 평균 내어진 평균 비 질량균형의 시계열은 크기에 대해 일정부분 보정을 했지만 매우 유사한 모양을 갖고 있다. 1970년대 부근에 질량균형은 대부분의 지역에서 거의 0 이거나 약간 양의 값을 보였고(그림 4.15), 지구평균에서는 거의 0에 가까웠다(그림 4.14), 즉 강력한 초기질량손실 이후에 기후와 거의 평형을 이루는 것을 나타낸다. 이는 20세기 후반의 빙하 유실이 1970년 이후의 지구온난화에 대한 반응이라는 확신을 준다(Greene, 2005). 급격한 질량손실이 1940년대에도 있었다고 나타나지만 이는 일부 몇몇 빙하로부터 구한 산술평균 값이므로 정확도는 매우 떨어진다(그림 4.14의 C05a). 가장 최근의 기간은 4년(2000년/2001년-2003년/2004년) 동안으로 모든 지역을

**표 4.4.**  $362 \times 10^6 \text{ km}^2$ 의 해양 표면적과 총 질량균형으로부터 구한 평균 비 질량균형( $\text{kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ), 총 질량 균형( $\text{Gt yr}^{-1}$ )과 SLE( $\text{mm yr}^{-1}$ )를 보여주는 시기별 빙하와 빙모의 지구평균 질량균형. 빙상(전체 면적  $546 \times 10^3 \text{ km}^2$ ) 부근을 제외한 빙하와 빙모의 값은 그림 4.14의 MB 값으로부터 유도한 것이다. 그린란드와 서남극대륙을 포함한 빙하와 빙모의 값(전체 면적  $785.0 \times 10^3 \text{ km}^2$ )은 5년간 DM05과 MB의 비를 사용하여 Dyurgerov and Meier(2005)가 수정한 것이다. 불확실성은 90% 신뢰 수준이다. 출처는 Ohmura(2004), Cogley(2005), Dyurgerov and Meier(2005)로 모두 2003/2004년까지 갱신됨.

기 간(년)	평균 비 질량 균형 <sup>a</sup> ( $\text{kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ )	전체질량균형 <sup>a</sup> ( $\text{Gt yr}^{-1}$ )	상당해면 <sup>a</sup> ( $\text{mm yr}^{-1}$ )	평균 비 질량 균형 <sup>b</sup> ( $\text{kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ )	전체질량균형 <sup>b</sup> ( $\text{Gt yr}^{-1}$ )	상당해면 <sup>b</sup> ( $\text{mm yr}^{-1}$ )
1960/1961-2003/2004	$-283 \pm 102$	$-155 \pm 55$	$0.43 \pm 0.15$	$-231 \pm 82$	$-182 \pm 64$	$0.50 \pm 0.18$
1960/1961-1989/1990	$-219 \pm 92$	$-120 \pm 50$	$0.33 \pm 0.14$	$-173 \pm 73$	$-136 \pm 57$	$0.37 \pm 0.16$
1990/1991-2003/2004	$-420 \pm 121$	$-230 \pm 66$	$0.63 \pm 0.18$	$-356 \pm 101$	$-280 \pm 79$	$0.77 \pm 0.22$

주 : <sup>a</sup> 빙상 주변의 빙하와 빙모는 제외.  
<sup>b</sup> 빙상 주변의 빙하와 빙모는 포함.



**그림 4.14.** 그린란드와 남극대륙의 빙상 주변을 제외한 세계 빙하와 빙모에 대한 5년 평균 질량균형. 평균 비 질량균형(왼쪽 축)은  $546 \times 10^6 \text{ km}^2$ 의 전체 얼음 표면적(표 4.3)과 바다표면적  $362 \times 10^6 \text{ km}^2$ 을 사용하여 전체 질량 균형과 SLE(오른쪽 축)로 전환된다. C05a는 전체 연별 측정치에 대한 각 5년간의 산술평균이다(Cogley, 2005), 회색 음영부는 C05a 자료의 90% 신뢰 수준이고 측정된 질량균형의 공간적인 변이를 나타낸다. 각 시간 기간동안의 측정 횟수는 그래프의 상단에 주어진다. C05i는 공간적인 보간법으로 구하며(Cogley, 2005), DM05(Dyurgerov and Meier, 2005)와 O04(Ohmura, 2004)는 가중 면적 지구 숫자다. MB는 C05i, DM05 및 O04의 산술 평균이고 그 불확실성(붉은 음영)은 공간적 변동성 및 구조적 불확실성을 조합하여 90% 신뢰수준으로 계산된다. 이는 빙하 면적 조사의 불확실성으로부터 발생한 불확실성은 포함하지 않는다. 면적 가중과 공간 보간법은 질량 균형 측정 횟수가 100번이 넘는 1990년 이후부터 이루어졌다. 가장 최근의 기간은 4년이다(2000/2001년에서 2003/2004년).

완전히 반영하지 못한다. 알래스카와 파타고니아의 자료 부족은 가중면적과 보간법 분석에서 양의 편향을 일으킨 것으로 보이는데(DM05, O04, C05i), 이는 이들 지역의 큰 얼음 면적 때문이다. 2002년/2003년 중위도 북부지역, 특히 유럽 알프스 지역에서의 강한 음의 질량균형으로 인해 산술평균(C05a)에서 음의 편향이 나타날 수도 있다(Zemp *et al.*, 2005). 1990년/1991년에서 2003년/2004년 간의 질량손실률은 1960년/1961년에서 1989년/1990년 간의 약 2배다(표 4.4)

지난 반세기 동안 겨울철 축적과 여름철 용해의 지구평균은 점진적으로 증가했다(Ohmura, 2004; Dyurgerov and Meier, 2005; Greene, 2005). 적어도 북반구에서는 겨울철 축

적과 여름철 용해가 반구 기온과 양의 상관관계를 보이는 반면 평균 비 질량평균은 반구 기온과 음의 상관관계를 보인다(Greene, 2005). Dyurgerov and Dwyer(2000)는 21개 북반구 빙하의 시계열을 분석하여 불균일한 질량전도 비율의 증가는 일정하게 증가하는 강수, 그리고 실질적으로 증가하는 저위도의 용해와 일치한다는 것을 밝혔다. 이와 같은 추세는 알래스카(Arendt *et al.*, 2002), 캐나다 북극해 제도(Abdalati *et al.*, 2004)와 파타고니아(Rignot *et al.*, 2003)에서도 나타났다.

Dyurgerov and Meier(2005)는 지역적인 분석을 통해 파타고니아, 미국 북서부, 캐나다 남서부, 알래스카에서 강한 음

의 평균 비 질량균형을 보이며, 특히 1990년 대 중반 이후 파타고니아와 알래스카에서 급격한 손실을 보인다는 것을 밝혔다(그림 4.15a).  $-10 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2}$ 의 누적평균 비 질량 균형은 물 10m 또는 빙하 면적에 대한 평균 약 11m의 얼음 손실에 상당한다. 1960년 이후 파타고니아의 축적손실은 빙하에 대한 평균두께로 약 40m에 달한다. 20세기 말까지 알프스에서의 큰 질량손실을 스칸디나비아 해안에서의 질량회복이 보상하면서 유럽에서만 평균값이 0에 가깝다. 기후의 큰 공간변동성과 이로 인한 빙하 변동성이 아시아의 고산지대 같은 다른 넓은 지역에도 존재한다 (Liu *et al.*, 2004; Dyurgerov and Meier, 2005).

파타고니아와 알래스카의 값은 주로 Arendt *et al.*(2002)과 Rignot *et al.*(2003)이 만든 고도측량 평가로부터 구하며 양 논문의 저자는 관측된 질량손실은 표면 질량손실만으로는 설명되지 않고 얼음 속도 증가로 인한 얼음 배출 증가도 고려해야 한다고 언급했다. 후자의 경우 기저부의 미끄러짐을 부추기는 빙하가 용해된 물의 증가뿐 아니라 빙하가 분리되어 빙산이 되는 이전의 물질 수지 감소로부터 촉진되었을 수 있다. 일부 빙하는 거의 주기적인 내부 불안정성을 나타내며(파동) 이는 자체의 자료에 영향을 줄 수 있다(Arendt *et al.*, 2002; Rignot *et al.*, 2003), 그러나 이들 효과의 넓은 지역과 수 년 또는 수 십년 간에 대한 평균은 거의 0에 가깝다. 적절한 정보의 부족으로 인해 파타고니아 얼음평원에 대한 질량손실의 시간적 변화는 비슷한 기후특성을 가진다는 가정하에 알래스카의 질량균형 시계열에 맞춰 보간되었다(Dyurgerov and Meier, 2005).

눈과 얼음의 표면 질량균형은 표면으로부터 나가고 들어오는 에너지 유동의 복잡한 상호작용과 강설발생에 의해 결정된다. 그림에도 불구하고 20세기 동안 적어도 큰 공간적 규모에서는 빙하변동이 기온과 강한 통계적 상관관계를 가지며(Greene, 2005), 왜 지구온난화가 질량손실을 초래하는지를 설명할 수 있는 강한 물리적 기반이 존재한다(Ohmura, 2001). 눈 축적의 변화 역시 중요하며, 강한 순환변화가 발생하거나 기온이 크게 변하지 않을 때 지배적이다. 예를 들어, 유럽 알프스의 서쪽 부분에 대한 빙하 질량균형, 체적변화, 길이변동과 균일한 기온기록(Vincent *et al.*, 2005)에 대한 분석이 18세기와 19세기의 빙하변동에서 강수량 변화의 역할을 명확하게 나타내 주었다. 유사하게 Nesje and Dahl(2003)는 낮은 기온보다 겨울철 강수량 증가로 인해 18

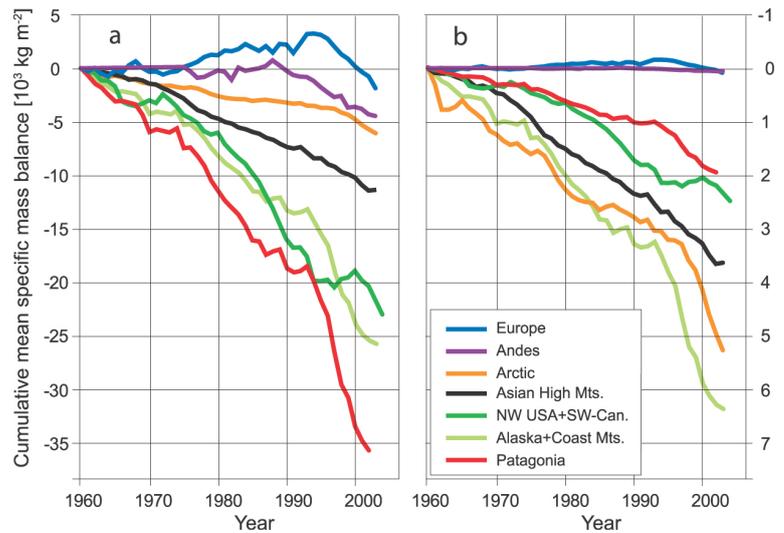


그림 4.15. 대규모 지역에 대한 빙하와 빙모의 평균 비 질량균형 축적(a)과 총 질량균형 축적(b)(Dyurgerov and Meier, 2005). 평균 비 질량균형은 각 지역 기후변화의 강도를 나타낸다. 총 질량균형은 각 지역의 해수면상승의 영향을 받는다.

세기 초 노르웨이 남부의 빙하가 전진하였다고 설명했다. 총 질량균형은 존재하는 빙하면적에 대한 평균 비 질량균형의 총합(기후시그널을 갖고 있는)이다. 결론적으로 가장 큰 질량손실과 그로 인한 해수면상승 기여가 가장 큰 것은 알래스카의 1960년/1961년에서 1989년/1990년 사이 연간 0.11 mm SLE와 1990년/1991년에서 2002/2003년 사이의 연간 0.24 mm SLE 와 북극(0.09와 0.19) 아시아의 고산지대 (0.08과 0.10)이다(그림 4.15b).

### 4.5.3 이례적인 지역적 특성

비록 세계적으로 거의 모든 지역의 각 빙하 또는 제한된 빙하면적의 급격한 얼음 감소가 진행 중이라고 보고되지만 일부 예외적인 결과도 있어서 지역적이고 국지적 규모의 기후가 복잡함을 보여준다.

차고 건조한 남극의 Taylor Valley내 빙하에 대해 Fountain *et al.*(2004)은 평균기온이 2°C 올라가는 것만으로 얼음이 녹으면서 빙하가 전진하는 관측결과를 설명할 수 있다는 가설을 세웠다.

스발바르에서의 고도측량은 작으나마 빙모의 성장을 암시했으나(Bamber *et al.*, 2004), 질량균형을 평가하는 대안 절차를 통해 20세기의 지난 30년 동안 연간 0.01 mm만큼의 해면상승에 기여한다고 나타났다(Hagen *et al.*, 2003). 스발바르 빙하는 최근에 균형을 이뤘지만 이는 북극해에서는 이례적인 것이다.

스칸디나비아의 노르웨이 해안의 빙하는 양의 NAO로 인해 축적이 증가하여 1990년대에 전진하였으며(Nesje *et al.*, 2000), 2000년경부터 겨울철 축적의 감소와 여름철 용해의

큰 증가로 감소하기 시작했다(Kjøllmoen, 2005). 노르웨이의 빙설은 완만한 비율로 보다 내륙안쪽으로 지속적으로 후퇴하고 있다. 온난화는 북부 스웨덴 Storglaciären의 기온분포 변화로도 나타나는데 이곳에선 1989년과 2001년 사이에 8.3m의 찬 표면층(차가운 표면층의 장기적 평균 두께의 22%에 해당)의 온도가 녹는점까지 상승했다. 이는 우선적으로 겨울철 기온의 상승으로 얼음 용해기간이 길어졌기 때문이며, 여름철 감소는 일반적이다(Pettersson *et al.*, 2003). 스칸디나비아 해변과 함께 뉴질랜드 알프스 빙하는 1990년대 동안 전진했으나 2000년 이후로 후퇴하기 시작했다. 강수량 증가는 빙하의 성장을 야기시킬 수 있다(Chinn *et al.*, 2005).

2003년 유럽 알프스에서 발생한 이례적인 질량의 감소로 인해 측정된 9개의 산악빙하에서 평균 연간  $2,500 \text{ kg m}^{-2}$  정도 감소했었는데, 이전의 1996년 기록이었던 연간  $1,600 \text{ kg m}^{-2}$ 에 비해 거의 60%가 증가했고 1980년에서 2001년 사이의 평균손실(연간  $600 \text{ kg m}^{-2}$ , Zemp *et al.*, 2005)의 4배가 넘는 값이다. 이는 장기간의 전례 없이 높은 기온, 매우 적은 강수량과 사하라 먼지의 산란으로부터의 알베도 되먹임과 일련의 질량균형이 감소했던 이전의 기간들에 의한 것이다(박스 3.6 참조)

반면에 아시아 고산지대의 빙하는 일반적으로 다양한 비율로 감소되었으며(Su and Shi, 2002; Ren *et al.*, 2004; Solomina *et al.*, 2004; Dyurgerov and Meier, 2005), 카라코람 중앙의 몇몇 고지대 빙하는 전진했거나 빙설이 두꺼워졌다는 보고(Hewitt, 2005)가 있는데 이는 강수량의 증가에 의한 것일 수 있다.

열대빙하는 세계적인 추세에 따라 19세기 중반에 최대로 감소했다(그림 4.16). 1940년대에 급격한 감소율을 보였으나 1970년대는 상대적으로 안정된 범위가 지속되었다. 또 그 이후에 급격한 감소가 발생했고 다른 산악지역에서처럼 아주 작은 빙하가 더 크게 영향을 받았다. IPCC(2001)보고서의 출판 후, 열대빙하의 질량균형 변화의 증가는 지역적 규모에서 습기의 계절 경년변동성과 관련한 에너지와 질량 유동의 변화로 인한 것이라는 증거가 많이 나타났다(Wagnon *et al.*, 2001; Francou *et al.*, 2003, 2004). 대기 중 수분 함유량의 변화는 태양복사의 유입, 강수량과 알베도, 대기의 장파복사와 승화에 영향을 미친다(Wagnon *et al.*, 2001; Kaser and Osmaston, 2002; Mölg *et al.*, 2003a; Favier *et al.*, 2004; Mölg and Hardy, 2004; Sicart *et al.*, 2005). 대규모에서 열대빙하의 질량균형은 열대 해수면 온도의 편차와 이와 관련된 대기순환 모드와 밀접하게 관련되어 있다(Francou *et al.*, 2003, 2004; Favier *et al.*, 2004). 킬리만자로의 빙하는 20세기 동안 예외적으로 행동해왔다(그림 4.16). 화산지형과 빙

결고도 위의 건조한 날씨가 정상 고원의 판상 얼음 주변의 수직빙벽을 유지했고, 태양복사에 의해(Mölg *et al.*, 2003b) 이것들이 연간 0.9 m 정도 후퇴하였다(Thompson *et al.*, 2002). 이 후퇴는 정상 얼음면적의 점진적인 감소로 인한 것이다(그림 4.16, 삽입)(Cullen *et al.*, 2006). 이에 비해 정상 테두리부터 화산의 경사부를 따라 내려오는 경사빙하는 20세기가 시작되면서 크게 감소하였으나 최근에는 감소속도가 많이 느려졌다. 이 감소는 습윤한 기후가 급격하게 건조하게 바뀌면서 발생하였고, 1880년경에 동아프리카 대류권 중간에서 대기 중에 함유되어있는 수분의 양은 계속 감소하는 추세였을 것이다(Cullen *et al.*, 2006).

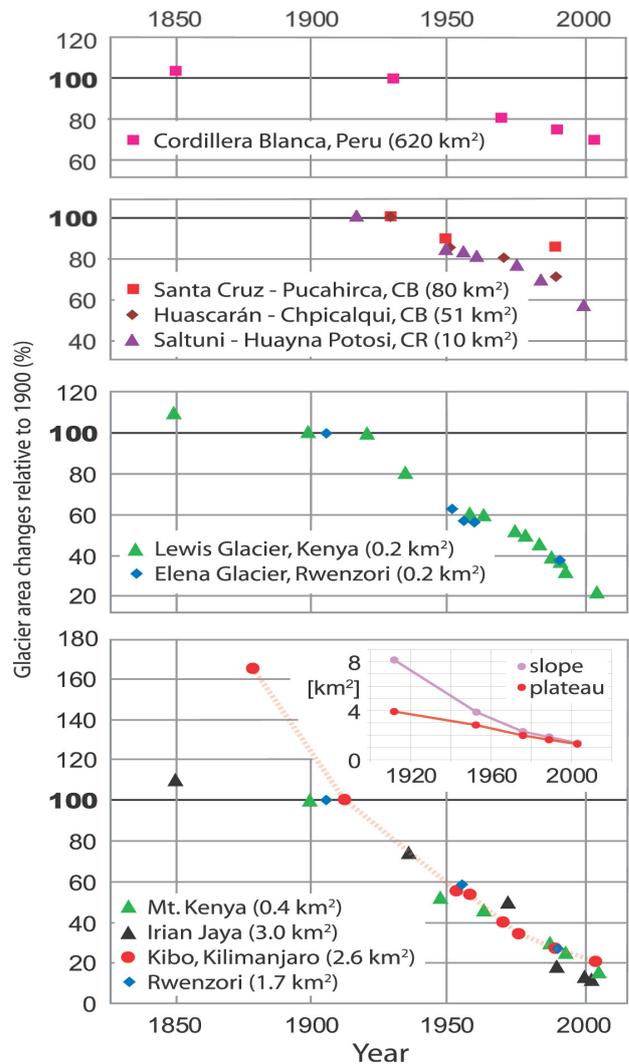


그림 4.16. 1990년경의 넓이와 비교한 열대빙하의 표면적 변화를 보여 주며, 빙하크기에 따라 분류되었다. 1990년이나 1990년과 가까운 날의 빙하크기를 사용하였다. 붉은 점선은 킬리만자로 빙하의 후퇴를 보여 준다. 삽입된 그래프는 5,700m 등고선에 의해 분리된 킬리만자로 고원(붉은색)과 경사(보라색) 빙하의 면적변화( $\text{km}^2$ )를 보여준다(Kaser and Osmaston, 2002(갱신, S. Lieb 제공); Mölg *et al.*, 2003b; Georges, 2004; Hastenrath, 2005; Cullen *et al.*, 2006; Klein and Kincaid, 2006).

## 4.6 빙상과 빙봉의 변화 및 안정성

새롭고 향상된 관측기술과 연장된 시계열로 인해 거대한 빙상의 많은 부분에서 변화가 드러났다. 그린란드는 최근 적설량 증가보다 빠른 인근 해안의 용해와 얼음흐름 속도의 증가로 인해 질량손실을 겪고 있다. 비록 그린란드 보다는 전체적인 균형에서 불확실성이 크지만 남극대륙도 일부 연안지역에서 최근 얼음흐름의 가속화에 대한 반응으로 적어도 부분적으로는 질량을 잃고 있는 것으로 보인다. 종합적인 얼음흐름 모델에서의 강제력, 물리 및 해상도의 결점으로 인해 얼음흐름의 변화를 완전히 파악하기가 힘들다.

### 4.6.1 배경

그린란드와 남극빙상은 완전히 녹았을 때 해수면을 64m 상승시킬 수 있는 충분한 얼음을 보유하고 있다(Bamber *et al.*, 2001; Lythe *et al.*, 2001). 심지어 빙상의 작은 변화 만으로도 미래의 해수면 및 해양으로의 담수플럭스에 큰 영향을 줄 수 있고 기후에도 영향을 끼칠 가능성이 있다. 이들 빙상의 중앙부에는 천천히 움직이는 광대한 얼음저장소가 있다. 이곳의 얼음은 빠르게 움직이는 얼음벽으로 된 빙천이나 암벽으로 된 배출빙하에 의해 유출되는데 빙천이나 배출빙하는 일반적으로 부유빙봉, 더 좁은 빙설 또는 해양으로 직접 흐른다. 빙봉은 종종 만에서 형성되거나 국지적으로 높은 기반암에 붙어서 얼음등성이나 얼음봉을 만들어 낸다. 만의 측면이나 국지적인 상륙점과의 마찰은 빙봉과 기타 구성부분의 움직임을 억제하는데 도움이 된다. 그린란드에서 유실된 얼음의 절반 정도는 표면용해와 바다로의 유출에 의한 것이다. 그러나 표면용해는 남극에서는 훨씬 덜 중요하다. 천천히 움직이는 얼음과 빙봉의 동역학은 아주 잘 이해되고 있고 모델링이 충분히 가능하지만 빠르게 움직이는 빙천과 배출빙하는 그렇지 않다. 최근까지(IPCC, 2001)을 포함해서 이들 배출빙하와 빙천의 속도는 빠르게 변하지 않는 것으로 가정되었고, 기후변화의 영향은 주로 강설량과 표면용해로 추정되었다. 최근의 관측은 배출빙하와 빙천속도가 빠르게 변할 수 있음을 보여주지만 그에 대한 이유는 아직 조사 중이다. 따라서, 여기서의 평가는 그런 효과를 충분히 정량화하지는 못할 것이다.

### 4.6.2 빙상과 빙봉의 질량균형

IPCC(2001)발표 이후 실질적으로 진행되었던 과정에 집중하여 현재 그린란드와 남극빙상의 균형 상태를 여기서 논의

한다. 가능한 미래의 변화는 10장 및 IPCC 4차 보고서 중 실무 그룹 II 보고서 19장에서 다루어졌다.

#### 4.6.2.1 기법

커다란 얼음덩어리의 질량균형을 측정하기 위해 몇 가지 기법이 사용된다. 질량수지 법은 입력 값인 적설과 출력 값인 얼음흐름과 용해된 물의 유출을 비교한다. 반복적인 고도 측량은 표면의 고도변화를 측정한다. 빙상 위에서의 시간에 따른 중력의 변화는 질량변화를 드러낸다. 낮 길이와 지구 자전축 방향으로의 변화 역시 질량 재분포를 보여준다.

##### 4.6.2.1.1. 질량수지

적설량은 종종 얼음코어 속의 연간 연간 적설층과 위성 마이크로파 측정 또는 레이더 사운딩을 사용한 코어 위치 간의 보간법을 이용하여 추정된다(Jacka *et al.*, 2004). 대기 모델링 기법 역시 점차적으로 많이 적용된다(예, Monaghan *et al.*, 2006). 얼음유출은 레이더 또는 지진파를 이용하여 얼음두께를 측정한 것과 얼음이 부유하기 시작하는 곳에서의 얼음속도를 관측 현장 또는 원격 측정 한 것으로 계산된다. 이들 지역에서 속도는 깊이에 거의 무관하다. IPCC(2001)이후 주요 발전은 빙상의 매우 넓은 면적에서 얼음 속도를 측정할 수 있는 레이더영상 간섭기법(InSAR) 기술의 광범위한 적용이다(예, Rignot *et al.*, 2005). 질량유출의 계산에는 표면 용해수 유출에 대한 추정이 또한 필요한데, 이 양은 그린란드와 남극 반도 일부의 저고도 지역에서는 많지만 다른 빙상에서는 적거나 없다. 표면에서 용해된 양은 일반적으로 대기 재분석, 전지구 모델 또는 기후적으로 구동되는 모델에 의해 추정되는데, 이 모델은 가능하다면 지표 관찰에 의해 보정이 되기도 한다(예, Hanna *et al.*, 2005; Box *et al.*, 2006). 고정빙 밑에서 용해에 의한 적은 질량손실은 일반적으로 모델을 통해 추정된다. 빙봉 밑에서 용해로 인한 질량손실은 클 수 있지만, 측정하기가 쉽지 않다. 일반적으로 질량의 입력 값과 출력 값의 차이로 계산된다.

빙상 질량 입력 값들과 출력 값을 정확하게 측정하기는 어렵다. 예를 들어, van de Berg *et al.*(2006)는 1999년부터 2006년 사이 출판된 남극 육상에서의 6 개의 순 축적 추정량을 정리하였는데 그 범위는 연간 1,811 - 2,076 Gt 또는 중간 값에 대해  $\pm 7\%$  였다. 360 Gt의 고정빙이 바다로 유출된다면 해수면은 약 1 mm 상승할 것이다. 그린란드에서의 축적률에 대한 불확실성은 아마도 약 5% 일 것이다(Hanna *et al.*, 2005; Box *et al.*, 2006). 광대역 InSAR과 고정선 얼음 두께 추정의 점진적인 향상이 얼음유출 추정량을 실질적으로 향상시켰지만 불완전한 자료 범위는 유출추정에 몇 %의

오차가 있음을 암시한다. 입력 값과 출력 값 각각의 독립적인 오차가 5%라면, 그린란드에서는 연간 약 40 Gt, 남극대륙에서는 연간 약 140 Gt 만큼의 질량수지에서의 불확실성을 암시할 것이다. 큰 경년변동성과 추세는 또한 해석을 복잡하게 만든다. Box *et al.*(2006)은 1988년부터 2004년까지 그린란드의 평균 빙상축적을 연간 543 Gt으로 추정하였지만 최소는 연간 482 Gt, 최대는 연간 613 Gt이며, 가장 잘 맞는 선형추세는 이 기간에 대해 연간 68 Gt씩 증가하는 것이다. 빙하의 속도는 상당히 변할 수 있으며 수개월 또는 수년 사이에도 변할 수 있다. 이는 전체적인 질량 수지 계산에 불확실성을 더해준다.

#### 4.6.2.1.2. 반복적인 고도측정

얼음의 깊이-밀도 프로파일 및 기반암 고도변화 또는 얼음이 떠 있을 경우 정수 평형에 대해 보정을 하면 표면 고도변화로부터 빙상질량의 변화를 알 수 있다. 비행기에서의 레이저 고도측량(Krabill *et al.*, 2004) 그리고 ICESat(Ice, Cloud, and land Elevation Satellite)에서의 레이저 고도측량(Thomas *et al.*, 2006)과 함께 위성레이저 고도측량은 고도변화를 추정하기 위해 널리 사용되어 왔다(Shepherd *et al.*, 2002; Davis *et al.*, 2005; Johannessen *et al.*, 2005; Zwally *et al.*, 2006). 기반암 고도의 지각균형 변화에 대한 모델보정은 작지만(일년에 수 mm) 어떤 경우 보정과 거의 같은 크기의 불확실성을 갖는다(Zwally *et al.*, 2006). 표면 근처의 만년설 밀도변화에 대한 보정은 더 크고( $>10 \text{ mm yr}^{-1}$ ; Cuffey, 2001) 불확실성 역시 크다.

레이저 고도측량은 10년 이상의 장기간과 넓은 범위에서 사용되어왔으나 해결해야 할 중요한 문제가 남아있다(Legresy *et al.*, 2006). 이용 가능한 SRALT 자료는 20km 이상의 빔 폭을 가지며, 거의 평평하고 수평인 바다에서 정확한 측정을 위해 설계된 고도계로부터 얻어진다. 경사지고 굴곡이 있는 빙상표면에서의 자료 해석은 보다 복잡한데 그것은 공간적, 시간적으로 유전체 특성이 변하여 만년설 표면 근처에서의 침투가 달라지기 때문이다. 이 영향에 대한 일부 그리고 위성간 편차에 대해서는 경험보정이 적용된다. Zwally *et al.*(2006)은 유럽의 원격탐사위성(ERS-1 및 ERS-2) 고도계들간의 상쇄에 대한 보정의 크기는 1992년부터 2002년 사이에 그린란드의 질량변화 추정에서는 연간 약 50Gt이었으며, 이는 같은 기간 Johannessen *et al.*(2005)의 보정 크기인 연간 20Gt와 차이를 보고하였다. 물론 이 차이 중 일부는 연구의 공간범위가 다르고, 공간에 따라 다른 보정효과가 결합된 것일 수 있다. 표면 유전체 특성의 변화는 되돌아오는 파형에 영향을 미쳐 측정범위에 영향을 주기 때문에

보정은 반사된 신호강도의 변화를 고려하여 고도변화에 대해 이뤄진다. 이 효과는 한 빙산에 대해 평균하면 작지만 가끔은 한 지점에서 남아 있는 신호만큼 크다. 그래서 만약 기후변화에 의해 고도와 표면특성이 영향을 받고 그래서 반사된 신호강도가 영향을 받으면, 그 효과에 의해 신호의 일부 또는 전부가 제거될 수 있다.

SRALT 추적 알고리즘은 반사된 레이더 파형의 선두 에지를 이용한다. 따라서 관찰되는 넓은 공간 영역 중 주로 보다 고도가 높은 부분을 표본을 추출한다. 이는 표면이 거의 평평한 빙상의 대부분의 지역에서는 단지 작은 오차만을 야기할 것이다. 그러나 빙하와 빙천은 종종 레이더의 추적범위보다 좁은 표면의 움푹한 곳에서 흐른다. 그래서 SRALT로부터 도출되는 고도변화는 빙하 측면에서 더 느리게 움직이는 얼음 쪽으로 가면서 가중된다(Thomas *et al.*, 2006). 이것은 그린란드에서 가장 염려되는 부분인데 다른 연구들은 수 km 폭의 배출빙하를 따라서도 얕아지고 있는 것을 보여준다(Abdalati *et al.*, 2001). SRALT로부터 추정된 고도변화는 보다 고도가 높은 곳 중 표면이 거의 평평하고 수평이며 유전체 특성이 거의 변하지 않는 곳을 제외하면 독립적인 자료로 검증되지 못했다(Thomas *et al.*, 2001). SRALT 적용범위가 극지로부터 900 km이내에서는 부족하고, 가파른 지역에서는 일부 자료가 유실되지만, 적용범위는 그린란드 빙상에서 약 90% 그리고 남극빙상에서는 약 80%까지 이르고 있다(Zwally *et al.*, 2006)(그림 4.19).

레이저 고도측정계는 표면 근처 층으로의 침투가 무시할 만하며 측정범위가 작아(공중 레이저에 대해 약 1m, 그리고 ICESat에 대해서 60m), SRALT를 사용함으로써 갖는 어려움의 일부를 줄여준다. 그러나 구름으로 인해 자료획득이 제한되고, 대기조건과 특히 레이저 포인팅 에러에 의해 정확성이 영향을 받는다. 1993년/1994년과 1998년/1999년 그린란드에서의 항공조사에 의하면 고도변화 추정치는 조사 트랙을 따라 오차가 연간  $\pm 4 \text{ mm}$ 로 나타났다(Krabill *et al.*, 2002). 그러나 측정이 안된 지역의 값은 채워져야 하는데, 변동이 작은 지역은 단순한 내삽이, 보다 복잡한 지역에서는 물리적 모델을 사용한 내삽이 이용된다(Krabill *et al.*, 2004; 그림 4.17).

#### 4.6.2.1.3. 지구중력의 시간 변화 측정을 포함한 측지학상 측정법

2002년 이후 GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment) 위성의 임무는 지구의 중력장의 정기적인 관측과 그것의 시간에 따른 변동을 제공하는 것이다. 조수 및 대기부하 등의 영향을 제거하면 고위도 자료에는 시간에 따른

빙상의 질량분포와 하부암의 변화정보가 포함된다(Velicogna and Wahr, 2005). 빙상 질량균형의 추정에는 모델에 의한 기반암의 연직 움직임에 민감한데, 이 움직임은 주로 지난 빙하기 마지막부터의 질량하중 변화에 대한 반응 때문에 발생한다. Velicogna and Wahr(2005)는 그린란드빙상 질량균형에 있어서 기반암 움직임에 대한 보정치가 연간  $5 \pm 17$  Gt, 남극대륙의 경우 연간  $177 \pm 73$  Gt 임을 추정하였다(Velicogna and Wahr, 2006)(언급된 빙상질량 균형의 불확실성은 출판된 논문 내용 그대로 여기서 주어진다. 일부 논문들은 공식적인 통계유도도 없이 추정한 오차 항을 포함한다. 또 다른 논문들은 가능성이 있는 계통오차에 대한 추정을 생략하기도 한다. 그래서 이 출판된 대로의 오차는 일반적으로 5% ~ 95%와 같이 어떤 특정한 신뢰구간으로 나타낼 수 없다).

다른 측지학 자료는 고위도에서의 질량변화에 대한 제한을 부여한다. 이들 자료에는 식 기록(eclipse records)으로부터 하루 길이의 변화내력, 그와 관련하여 지오폠펜설의 구조화(spherical-harmonic) 계수의 진행 중인 변화, 그리고 진극이동(true polar wander)이 포함된다(행성의 회전벡터 변화, Peltier, 1998; Munk, 2002; Mitrovica *et al.*, 2006). 현재 유일한 해법을 이들 기술로부터 찾을 수는 없지만 빙상변화 역사 가설이 일관성을 위해 자료에 대해 검정될 수 있고, 그래서 빠르게 진전되고 있다.

4.6.2.2. 빙상과 빙봉의 측정된 균형

거대 빙상의 질량균형이 Rignot and Thomas(2002), Alley *et al.*(2005a)에 의해 요약되었다.

4.6.2.2.1 그린란드

최근 많은 연구가 그린란드의 질량균형을 다루어왔다. 이 연구들은 내륙은 두꺼워지고(Thomas *et al.*, 2001; Johannessen *et al.*, 2005; Thomas *et al.*, 2006; Zwally *et al.*, 2006), 해안 근처 특히, 남부에서 빠르게 움직이는 배출빙하를 따라 더 빠르게 얇아지는(Abdalati *et al.*, 2001; Rignot and Kanagaratnam, 2006) 개괄적인 결과(그림 4.17)와 전체적인 축소가 최근 가속화되고 있음을 보여준다.

GRACE 자료과 분석에 의하면 2002년 4월부터 2004년 7월 사이의 총 질량 손실이  $75 \pm 26$  Gt yr<sup>-1</sup>이었다(Velicogna and Wahr, 2005). 역시 GRACE 자료를 이용한 Ramillien *et al.*(2006)도 2002년 7월부터 2005년 3월 사이 연간  $129 \pm 15$  Gt의 질량손실을 발견하였다. GRACE의 낮은 공간 해상도로 인해 이 자료에는 해안 근처의 고립된 산악빙하와 빙모의 유실도 포함된다. 하지만, 다음에 논의되는 결과는 그렇지 않다.

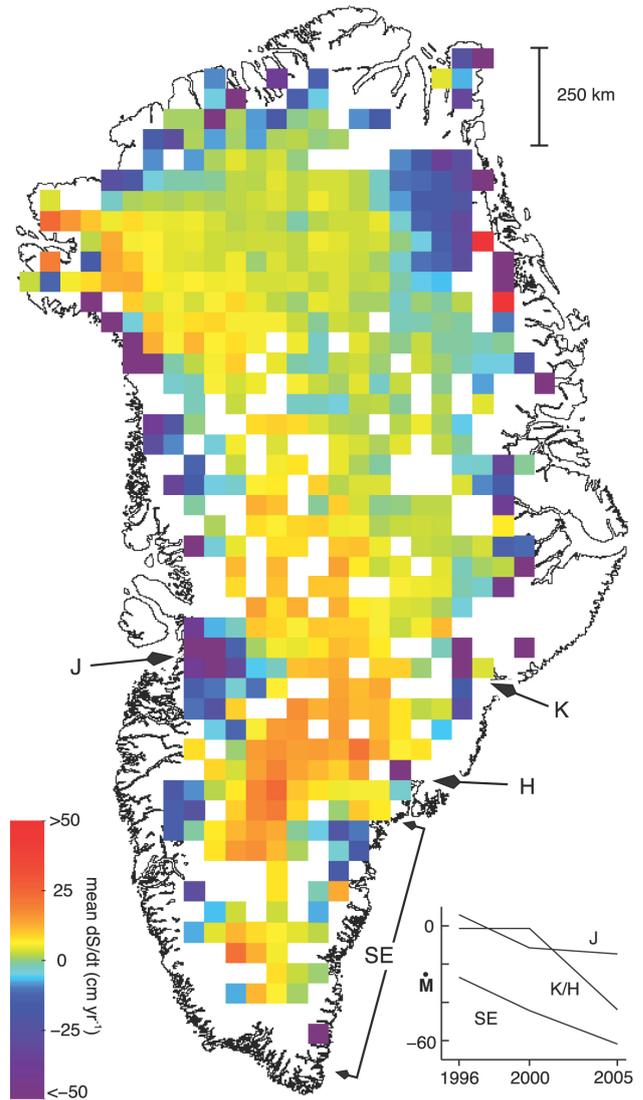


그림 4.17. 1998년/1999년의 항공조사에 2005년부터의 ICESat 자료가 중첩된 그린란드빙상에서 16,000 군데 이상의 위치에 대한 레이저 고도계 관측으로부터 도출된 표면고도의 변화율(dS/dt)(Thomas *et al.*, 2006에 설명된 방법을 사용). Jakobshavn(J), Kangerdlugssuaq(K), Helheim(H) 그리고 남동 해안을 따라 급속히 얇아지는 배출빙하 위치들이 표시되어 있다. 1996년과 2005년 사이에 추정된 총 질량균형을 보여주는 삽입도 그래프를 표시하였다(Rignot and Kanagaratnam, 2006).

빙상 표면에서의 질량손실(= 순 눈축적 - 용해수 유출)은 최근에 증가하고 있다. Box *et al.*(2006)은 보정된 대기모델링과 얼음흐름 유출에 대한 단일 근사값을 사용하여 1988년부터 2004년까지 평균 빙상질량의 손실이 연간 100Gt 이상임을 추정하였다. 이들은 또한 이 기간에 표면 질량손실이 연간 43Gt로 가속화되었음을 발견하였다. Hanna *et al.*(2005)은 1961년부터 2003년까지 유사한 분석을 통해 어느 정도 높은 순 축적을 발견하였지만 경향은 유사하였다. 즉, 1961년부터 1990년까지 빙상이 연간  $22 \pm 51$  Gt 성장하였지만 1993년부터 1998년까지는 연간  $14 \pm 55$  Gt 축소로 변화였고, 1998년부터 2003년에는 연간  $36 \pm 59$  Gt 축소되었다. 다

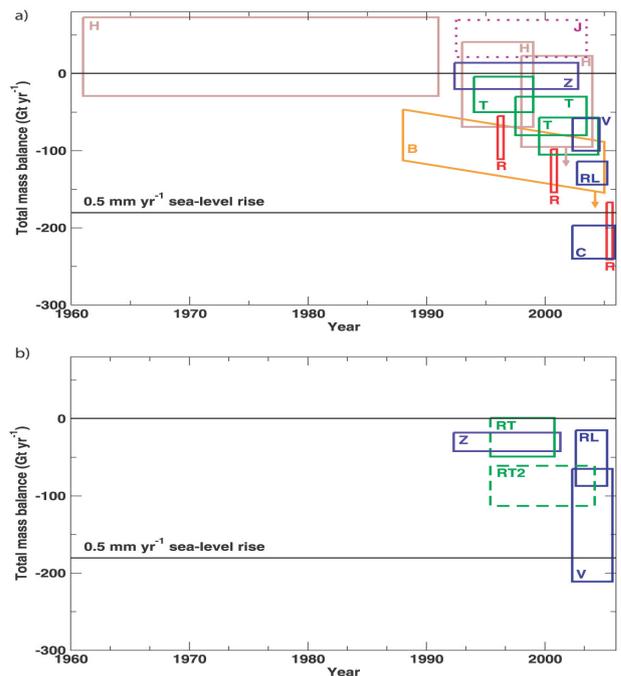
시, 이들 추정에 얼음흐름의 가속화는 포함되지 않았다.

비행기에서의 레이저 고도측정과 표면 근처에서 온도변화가 밀도에 미치는 영향에 대해 보정한 결과를 SRALT와 함께 사용한 연구에서, Zwally *et al.*(2006)은 1992년부터 2002년까지 빙상이 연간  $11 \pm 3\text{Gt}$  정도 성장한 것으로 추정하였다. 그러나 그들은(증가하는 축적 속도 영향도 역시 고려가 된다면 적용할 수도 있는) 보다 높은 고도에서의 두께변화가 고밀도 얼음에서 보다 저밀도의 만년설에서 발생한 것이라면 연간  $18 \pm 2\text{Gt}$ 의 질량손실이 나타날 수 있다는 것에 주목하였다(Hanna *et al.*, 2005; Box *et al.*, 2006). 같은 레이더 자료를 보다 좁은 공간에 적용한 Johannessen *et al.*(2005)의 연구결과는 같은 지역에 대해 Zwally *et al.*(2006)의 연구와 비교할 때 축소가 약간 덜 되거나 또는 약간 더 성장하는 것으로 나타났다. Krabill *et al.*(2000) 역시 레이저 관측을 통해 1993년/1994년부터 1998년/1999년까지 중앙지역이 두꺼워지는 것을 발견했다( $\sim 10 \text{ mm yr}^{-1}$ ).

Krabill *et al.*(2004)은 레이저 고도측정과 표면 질량균형모델을 반복적으로 사용하여 1993년/1994년부터 1998년/1999년 사이에 연간 약  $45\text{Gt}$ 의 질량손실을, 1997년부터 2003년 중에 겹치는 시기에는 손실이 연간  $73 \pm 11\text{Gt}$ 로 가속화 되었음을 추정하였다. 이 값들은 총 손실을 과소평가할 수 있다. 왜냐하면 질량수지 연구에 의하면 손실이 많은 남동부 지역에서처럼 조사가 드문드문한 지역에서 빠르게 얇아지는 것이 고려되지 않기 때문이다(Rignot and Kanagaratnam, 2006). Thomas *et al.*(2006)은 표면 근처에서 밀도변화에 대해 근사보정이 포함된 ICESat 자료를 사용하여 이 결과들을 2004년까지 연장하였다. 결과에 의하면 빙상의 질량손실은 1993년/1994년부터 1998년/1999년 사이에 연간  $27 \pm 23 \text{ Gt}$ , 1997년부터 2003년 사이에 연간  $55 \pm 25 \text{ Gt}$  이었고, 1998년/1999년부터 2004년까지는 갱신된 손실은 연간  $81 \pm 24 \text{ Gt}$  이었다.

Rignot and Kanagaratnam(2006)은 몇 가지 자료 세트를 조합하였는데 특히, 합성 개구레이더(SAR) 간섭계로 측정된 배출빙하 속도가 가속화되는 것에 초점을 맞추었다. 저자들은 1996년 연간  $51 \pm 28\text{Gt}$ 의 초과 얼음흐름 유출을 추정할 것을 시작으로, 얼음흐름 손실이 2000년에는 연간  $83 \pm 27\text{Gt}$ , 그리고 2005년에는 연간  $150 \pm 36\text{Gt}$ 으로 증가한 것으로 추정하였다. Hanna *et al.*(2005)에 의해 계산된 장기평균으로부터 표면 질량균형 편차를 더하면 질량손실이 1996년에는  $82 \pm 28\text{Gt}$ , 2000년에  $124 \pm 28\text{Gt}$  그리고 2005년에  $202 \pm 37\text{Gt}$ 이었다.

보다 두드러진 얼음흐름의 가속화는 2000년 이전에는  $66^\circ\text{N}$  남쪽지역으로 한정되었지만 2005년까지  $70^\circ\text{N}$ 로 확장



**그림 4.18.** (상단) 그린란드에 대한 질량균형 추정값. 색깔별 사각형들은 Thomas *et al.*(2006)을 따르며 관측이 적용되는 시간범위와 추정 범위를 가리킨다. 추정범위는 원래 논문에서 보고된 대로(평균 + 불확실성)과(평균 - 불확실성)로 주어진다. 부호: B(오렌지색; Box *et al.*, 2006). 표면 질량균형, 언급된 축적의 추세, 얼음흐름 유출(일정하다고 가정), 그리고 축적추세의 회귀에 대한 표준오차, 추가된 화살표는 얼음흐름 가속으로부터 추가 손실을 나타냄; H(갈색; Hanna *et al.*, 2005)는 B에서와 같이 화살표를 갖는 표면 질량균형; T(진한 녹색: Thomas *et al.*, 2006)는 레이저 고도측정. 만년설 밀도변화를 포함하는 Krabill *et al.*(2004)의 새로운 결과 및 수정을 보여줌; Z(보라색: Zwally *et al.*, 2006)는 주로 레이더 고도측정. 모든 곳에서 얼음으로 인한 두께변화와 축적지역 내에서의 저밀도 만년설로 인한 두께변화 간의 차이를 반영하는 불확실성이 포함됨; R(붉은색; Rignot와 Kanagaratnam, 2006), 표면 질량균형과 결합된 얼음유출; V(푸른색: Velicogna and Wahr, 2005) GRACE 중력; RL(푸른색: Ramillen *et al.*, 2006), GRACE 중력; J(자홍색 점선: Johannessen *et al.*, 2005), 레이더 고도측정, 만년설 밀도보정 없으며, 두꺼워지고 있는 중앙지역에만 해당됨. 알아지고 있는 연안지역은 생략됨.(하단) 남극 고정빙에 대한 질량균형 추정량. 색상별 사각형은 위에서처럼 연대범위와 오차 범위를 보여줌. 부호 Z(보라색; Zwally *et al.*, 2006) 레이더 고도측정. 모든 곳에서 얼음으로 인한 두께변화와 축적지역 내에서의 저밀도 만년설로 인한 두께변화 간의 차이를 반영하는 불확실성이 포함됨; RT(진한 녹색: Rignot and Thomas, 2002), 얼음유출과 표면 질량균형, 일부 축적속도 자료는 보여지는 시간경계를 넘어서기 때문에 끝이 점선으로 표시되는 선이 있음; RT2(진한 녹색: Rignot and Thomas, 2002) Thomas *et al.*(2004) 및 Rignot *et al.*(2005)가 지정한 추가적인 질량손실을 포함하도록 갱신됨, 원래 저자들은 빙상에 대한 추정량으로 만들지 않았거나 축적속도도 갱신도 되지 않았기 때문에 점선으로 처리; V(푸른색: Velicogna and Wahr, 2006), GRACE 중력; RL(푸른색: Ramillen *et al.*, 2006), GRACE 중력.

되었다. 이 빠른 질량손실에 대한 추정치는 일부 지역에서처럼 얼음 표면 속도가 깊이평균 속도보다 빠르다면 어느 정도 감소될 것이다.

그린란드빙상 질량균형 추정값은 그림 4.18(상단)에 요약되어있다. 대부분의 결과는 1990년대부터 2005년까지 그린

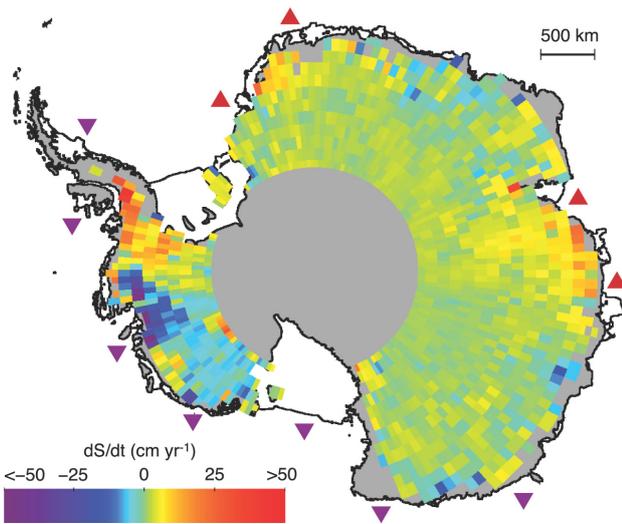


그림 4.19. 1992년부터 2003년 사이에 남극대륙의 빙상에 대해 ERS 레이다 고도계 측정으로 도출된 표면고도 변화율( $dS/dt$ )(Davis et al., 2005).  $30\text{cm yr}^{-1}$  이상 두꺼워지거나 얇아지는 빙봉의 위치(Zwally et al., 2006)는 붉은 삼각형(두꺼워짐)과 자주색 삼각형(얇아짐)으로 나타난다.

란드의 질량손실이 가속화되고 있음을 가리키고 있다. 추정값 간의 차이는 완전히 독립적이지 않지만(예를 들어, GRACE와 고도추정에 사용된 지각균형 보정에는 공통되는 부분이 있으며, 다른 중복되는 부분이 발견될 수 있다), 결과에 대한 신뢰를 높일 만큼 충분히 독립적이다. 사용된 방법들이 달라서 양적으로 완전히 수렴하지 않으며 공식적인 오차추정보다 더 큰 불일치를 보인다. 이것은 분석에서 구조적인 불확실성이 있음을 제시하며, 그 중 일부는 위에서 논의되었다. SRALT 결과는 전체적으로 균형에 가깝거나 또는 약간 두꺼워지는 것을 보여준다. 이는 다른 측정결과들과 대조적인데 위에 설명한 것처럼 좁은 빙하에서의 SRALT 적용의 한계에 기인할 것이다. 자료와 방법들에 대한 평가는 그린란드빙상의 질량균형의 범위는 1961년부터 2003년까지 연간 25 Gt의 증가와 연간 60 Gt의 축소 사이, 1993년부터 2003년까지 연간 50 - 100 Gt의 축소와 2003년부터 2005년까지는 축소속도가 더 빠름을 보여준다. 방법 간에 차이가 있고 추정값이 수적으로 작아 통계적으로 엄격한 오차범위의 할당이 배제된다. 경년변동이 매우 큰데, 이는 주로 여름철 융해의 변동과 갑작스런 빙하의 가속 때문이다(Rignot and Kanagaratnam, 2006). 결론적으로, 관측자료의 시간간격이 짧아 변동을 추세로부터 분리시키는데 우려되는 점이 있다.

4.6.2.2.2 남극대륙

최근 남극빙상 질량균형의 추정값은 그림 4.18(하단)에 요약되어 있다. Rignot and Tomas(2002)는 InSAR로부터 향상된 빙하속도 추정값을 포함한 몇몇 자료를 합쳐서 남극의

질량 수지 추정값을 얻었다. 동남극은 연간  $20 \pm 21\text{Gt}$  성장하였고, 서남극은 연간  $44 \pm 13\text{Gt}$  손실되었다. 남극 반도의 균형은 평가하지 않았다. 동남극과 서남극의 값을 합치면 감시대상지역에서 연간  $24 \pm 25\text{Gt}$  손실되었다. 얼음 입력값의 기간은 변하는 반면, 산출값은 2002년이전의 수년 전에 주로 결정되었기 때문에 이들 추정값에 대한 시간간격이 서로 잘 일치하지는 않는다. Zwally et al.(2006)은 남극반도 일부분을 포함한 빙상의 약 80% 범위에 대해 SRALT를 구하였으며, 나머지 빙상에 대해서는 보간법을 적용하였다. 그 결과 서남극은 연간  $47 \pm 4\text{Gt}$ 을 잃고, 동남극은 연간  $17 \pm 11\text{Gt}$ 을 얻어, 전체적으로는 연간  $30 \pm 12\text{Gt}$ 를 잃었다. 만약 모든 얼음두께 변화가 얼음보다 저밀도인 만년설로부터 기인한 것이라면 손실은 보다 적을 것이다(연간  $14 \pm 5\text{Gt}$ ).

Davis et al.(2005)은 빙상의 약 70%에 대해 SRALT 자료를 수집하였고, 나머지는 보간법을 사용하지 않았다. 동남극에서 두꺼워지고 서남극에서 얇아지는 같은 패턴이 관찰되었다(그림 4.19). Davis et al.(2005)은 동남극 변화가 주로 강설량의 증가로 비롯되었음을 제시하였다. 두께변화를 저밀도인 만년설에 의한 것으로만 설명하면 관찰된 부분에서 연간  $45 \pm 8\text{Gt}$ 의 증가가 있었다. 만약 모든 두께변화가 얼음에 기인한 것이라면 그 증가는 아마 연간  $105 \pm 20\text{Gt}$  일 것이다. 동남극의 변화는 눈 축적 증가에 의한 것이고 서남극의 경우, 얼음의 역학적인 면에 의한 것이라는 제안을 따르면, 관찰지역은 연간  $33 \pm 9\text{Gt}$  만큼 증가했을 것 같다. 그러나 Monaghan et al.(2006)은 동남극에서 Davis et al.(2005)가 제시한 뚜렷한 눈 축적의 증가를 발견하지 못하였으며, 동남극 변화에서 저밀도의 만년설의 사용에 대해 논박하였다.

Rignot et al.(2005)은 남극반도 북부 서부 연안에 있는 Wordie 빙봉(1966년과 1989년 사이에 상당히 축소되었음)으로 흐르는 빙하유출이 축적률 보다  $84 \pm 30\%$  크다고 보고하였다. 이 지역은 SRALT 연구가 거의 되지 않은 곳이다. 반도를 가로질러 이전의 Larsen B 빙봉으로 흐르던 빙하에서의 뚜렷한 불균형을 고려한 후, 그 결과를 보고되지 않은 유역으로 외삽하면 남극반도 북부지역에서의 얼음질량 손실은 연간  $42 \pm 7\text{Gt}$ 로 제시되었다. 이 지역에서 넓게 펼쳐진 빙하전선의 후퇴가 관찰되어 외삽법 사용의 계기가 되었다(Cook et al., 2005). 하지만 눈축적이 계통적으로 과소평가 되었다면 질량손실은 과대평가되었을 수 있다(van de Berg et al., 2006).

남극에 대한 가장 완전한 결과로 Rignot and Thomas(2002), Zwally et al.(2006), Rignot et al.(2005)의 연구를 받아들인다면, 일년에 60 Gt 정도 빙상이 얇아지고 있는 것으로 제안

되며, 불확성의 크기도 그 정도이다. 아래에서 논의되는 것처럼 일부 해안 근처 빙하의 가속화와 그런 지역에서의 SRALT 샘플링의 어려움을 고려하면 질량 손실이 조금 더 빠를 수도 있다. 각 연구에서 고려한 기간은 동일하지 않다. Rignot *et al.*(2005)의 결과는 2002년 Larsen B 빙붕 붕괴 이후의 변화를 포함하기 때문에 다른 연구보다 최근 결과이며, 질량손실이 가속화되고 있을 가능성을 제시한다. Zwally *et al.*(2006)의 결과보다 더 공간적으로 제약이 있는 Davis *et al.*(2005)의 SRALT 자료는 지속적인 불확실성을 설명한다. 즉, 밀도구조변화의 가정에 따라, Rignot *et al.*(2005)와 합쳐진 Davis *et al.*(2005)의 남극반도에 대한 추정치는 거의 균형 근처이거나 증가를 제안할 것이다.

GRACE 위성 중력자료의 해석에 의하면, 남극반도, 작은 빙하 그리고 근처의 빙모를 포함해서 2002년 4월부터 2005년 7월 사이에 연간  $139 \pm 73$  Gt 이 유실되었다(Velicogna and Wahr, 2006). 동남극에 대해서는 연간  $0 \pm 51$  Gt 으로 거의 균형을 이루는 것으로 나타난 반면, 서남극은 연간  $136 \pm 21$  Gt의 질량이 손실되었다. Ramillien *et al.*(2006)은 독립적인 분석을 통해 2002년 7월부터 2005년 5월 동안 동남극은 연간  $67 \pm 28$  Gt 의 증가, 서남극은 연간  $107 \pm 23$  Gt 의 축소, 그리고 남극 전체는 연간  $40 \pm 36$  Gt의 순 손실을 발견하였다.

자료 및 방법에 대한 평가에 의하면 전체적인 남극대륙의 빙상 질량균형은 1999년부터 2003년 사이 연간 50 Gt 의 증가에서부터 연간 200 Gt의 축소의 범위 내에 있는 것으로 제안된다. 그린란드의 경우처럼, 적은 측정횟수, 방법들 간의 합의 부족 그리고 정확하게 추정될 수 없는 계통오차의 존재로 인해 공식적인 오차분석과 신뢰구간은 배제된다. 주어진 범위의 가운데 값이 최상의 추정값이라는 암시도 없다. 오래된 자료들이 부족하여 1961년부터 2003년 사이의 기간에 대한 유사한 추정도 복잡하다. 질량손실이 이미 가속화된 것 같지만 그린란드에서만 극적이지는 않다, 추정에 의한 축적물의 뚜렷한 추세 부족, 가속화의 가능성 존재, 빙상 중앙부에 영향을 미치는 느린 시간규모 등을 고려할 때, 1961년부터 2003년 사이 빙상의 변화범위는 연간 100 Gt의 증가와 연간 200 Gt의 축소 사이이다. 1993년부터 2003년 사이 그린란드와 남극대륙의 빙상 질량변동에 대한 기여를 단순히 더하면, 그 범위는 균형(연간 0 Gt)과 연간 300 Gt의 축소 사이이며, 이는 연간 0에서 0.8mm의 해면상승에 기여한다. 각 빙상이 추정된 질량균형 범위의 상한일 가능성은 매우 낮기 때문에 그린란드와 남극대륙 빙상이 1993년부터 2003년의 기간 동안 해수면상승에 영향을 미쳤을 가능성이 높다. 1961년부터 2003년의 기간에 대해 동일한 계산을 적용하면

연간 125 Gt의 증가에서 연간 260 Gt의 축소범위에 있고 1993년부터 2003년은 1961년부터 2003년 기간 중의 어느 10년의 기간보다 가장 빠르게 질량이 손실 되었을 것이다. 지구자전과 극이동에 대한 측지학 자료로부터 추가적인 통찰력 얻을 수 있다(Peltier, 1998). 비록 Munk(2002)는 측지학 자료로는 빙상이 해면 상승에 큰 기여를 하지 않은 것으로 제시하였지만, 일부 자료에 포함된 오차에 대한 후속 재평가와 분석을 통해 20세기 말 육지얼음에 의해 연간 최대 1mm (연간 360Gt)의 비정상적인 해수면상승이 있었다는 것이 인정되었다(Mitrovica *et al.*, 2006). 추정된 산악빙하는 여기에 기여를 하지 못하며, 그래서 극지방상으로부터의 기여가 측지적인 제약과 일치한다. 하지만 극지 얼음이 거의 변하지 않았다는 것도 일치한다.

#### 4.6.2.2.3 빙붕

이미 부유중인 빙붕의 질량변화는 직접적으로 해수면에 영향을 주지는 않지만, 빙붕의 변화는 부유하지 않고 있는 인접 얼음흐름에 영향을 끼쳐 해수면에 간접적인 영향을 준다. 대부분의 빙붕은 남극대륙에 존재하며 약  $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$  또는 전체 빙상의 11%를 차지한다. 그리고 거의 모든 빙천 및 배출빙하는 빙붕으로 흐른다. 대조적으로, 그린란드의 빙붕은 단지 수천 평방 킬로미터에 불과하고 많은 빙붕들은 단지 떠 있는 빙설과 다르지 않다. 표면 용해수의 유출에 의한 질량 손실은 대부분의 빙붕지역에 대해서는 그다지 중요하지 않다. 기저 결빙이 일부 지역에서 발생하지만 질량손실은 주로 빙산분리 및 기저용해에 의해 발생한다.

IPCC(2001) 이후의 발전에는 플렉스를 추정하기 위한 향상된 속도 및 두께자료와 두꺼워지거나 얇아지는 속도를 추정하기 위한 빙붕에서의 반복적인 SRALT 조사에 대한 해석이 포함된다. 해저와 맞닿아 있는 지역 주변의 깊은 얼음 밑에서는 1년에 수십 미터에 이르는 용해가 추정되고 있다(Rignot and Jacobs, 2002; Joughin and Padman, 2003). 현저한 변화가 대부분의 빙붕에서 관찰되는데 양 또는 음의 추세 모두를 보이며 작은 빙붕에서는 변화가 더 심하다. Zwally *et al.*(2006)은 전체적으로 서남극 빙하가 흘러 들어가는 빙붕에서의 질량 손실은 연간  $95 \pm 11$  Gt, 동남극 빙하가 흘러가는 빙붕에서의 질량 증가는 연간  $142 \pm 10$  Gt 임을 추정하였다. 아문젠해와 남극반도에 있는 작은 빙붕에서 연간 1m 또는 국지적으로 5m 이상 빠르게 얇아지고 있는 현상이 1992년부터 2001년 사이 많이 발견되었다. 2002년 초 남극반도를 끼고 있던 Larsen B 빙붕의 거의 대부분이 붕괴되기 5주 이전에 약 연간 1m의 얇아지는 현상(Shepherd *et al.*, 2003; Zwally *et al.*, 2006)이 나타났다(Scambos *et al.*, 2003).

### 4.6.3 변화의 원인

#### 4.6.3.1 강설과 지표면 융해의 변화

그린란드의 경우 지표면 관측자료에 대해 보정되고 재분석 자료에 의해 구동되는 모델에 의하면 융해면적의 확장 및 알베도의 감소 뿐만 아니라 최근의 온도, 강수량-증발량, 빙상 표면 융해수의 유출 그리고 빙상 표면으로부터 순 질량 손실이 증가하는 것으로 나타났다(Hanna *et al.*, 2005, 2006; Box *et al.*, 2006). 큰 경년변동은 많은 추세가 크게 의미가 없다는 것을 의미하지만, 다양한 자료 간의 일관성과 다른 연구그룹에 의한 결과는 그 추세를 지지한다. 순 강설량에서 융해수 유출을 뺀 추정값은 1961-1990년과 1998-2003년 사이에 연간 58 Gt(Hanna *et al.*, 2005), 또는 1998년부터 2004년까지 43 Gt(Box *et al.*, 2006)의 규모로 해수면상승에 기여했다.

남극대륙의 경우 van de Berg *et al.*(2006), van den Broeke *et al.*(2006) 및 Monaghan *et al.*(2006)에 의한 최근 요약에는 향상된 축적비의 추세가 포함되어 있다. 일부 초기 연구에 비해 이 새로운 연구에서는 1980년부터 2004년(van de Berg *et al.*, 2006; van den Broeke *et al.*, 2006) 또는 1985년부터 2001년(Monaghan *et al.*, 2006) 사이의 남극대륙 전체에 걸친 의미 있는 축적 경향이 발견되지 않았다. 이 연구는 대기 재분석 자료(미국 국립환경예측센터(NCEP), 유럽중기예보센터(ECMWF), 일본자료) 또는 ECMWF 및 NCEP 재분석에 의해 구동되는 2개의 중규모 모델이 이용되었다. 남극대륙에 대해 5%에 접근하는 강한 경년변동성과 그리고 남극반도에서의 축적의 상승추세를 포함해서 보다 큰 기후양상에 잘 부합하는 중요한 지역적 계절적 추세가 발견되었다. 표면온도 연구(예, van den Broeke, 2000; Vaughan *et al.*, 2001; Thompson and Solomon, 2002; Doran *et al.*, 2002; Schneider *et al.*, 2004; Turner *et al.*, 2005)도 유사하게 남극반도 지역의 강력한 온난화와 일부 다른 지역의 냉각화라는 지역적인 양상을 보여주었다. 장기자료가 매우 드물어 대륙 규모의 추세에 대한 확신은 배제된다.

#### 4.6.3.2 과거 강제력에 대한 빙붕의 역학반응

빙상의 일부는 기후변화에 느리게 반응하기 때문에(수십 년에서 수 천 년 또는 그 이상) 과거의 강제력이 진행 중인 변화에 영향을 미치고 있을 수도 있다(박스 4.1). 일부 지질자료는 최근 그리고 아마도 진행 중인 남극의 질량손실을 뒷받침한다(예, Stone *et al.*, 2003). 최근에 측정된 불균형에 영향을 미치는 장기추세를 분별하기 위한 종합적인 시도가 Huybrechts(2002) 와 Huybrechts *et al.*(2004)에 의해 이루어

졌다. 이들은 그린란드의 빙상체적에 있어 장기적인 추세를 거의 발견하지 못하였지만 남극에서는 연간 약 90 Gt의 축소추세를 발견하였다. 그것은 주로 지난 빙하기 마지막에 대한 반응으로 나타나는 서남극 지표라인의 후퇴 때문이다. 모델들은 이 추세가 다음 천 년에는 대부분 사라질 것이라고 예상한다.

이 결과를 다양한 모델 매개변수에 대해 민감도 테스트를 한 결과, Huybrechts(2002)는 대부분의 모사에서 현재의 얇아지는 경향을 발견하였다. 하지만 한 모의에서는 반대의 경향도 있었다. 게다가 현재에 대해 모의된 경향은 서남극에서 제대로 알려지지 않은 후퇴시기에 기반한다. 또한, 얼음흐름 모델은 성긴 모델격자와 일부 응력 및 과정이 결여되어 강제력에 너무 느리게 반응을 하며(4.6.3.3. 참조), 이것이 아마도 모의된 장기경향이 예정보다 훨씬 느리게 끝나게 하는 것 같다.

4.6.3.3에서 논의될 최근 얼음흐름의 가속화는 추정된 남극 질량 불균형의 많은 부분 또는 전부를 설명하기에 충분해 보이며, 얼음흐름과 표면 질량균형 변화는 그린란드에서의 질량 불균형을 설명하는데 충분한 것 같다. 비록 상당한 불확실성은 있지만, 이것은 현재의 빙상균형에 장기경향은 거의 또는 전혀 영향을 주지 않음을 지적한다.

#### 4.6.3.3 최근 강제력에 대한 역학 반응

IPCC(2001)년 이후 다수의 논문들이 빙상 가장자리 지역에서의 급격한 변화에 대해 보고했다. 특히 남극반도를 따라 흐르는 빙하(Scambos *et al.*, 2004; Rignot *et al.*, 2004, 2005), 서남극으로부터(Shepherd *et al.*, 2004; Thomas *et al.*, 2004) Pine Island Bay 와 Amundsen 해 근처로 유출되는 빙하, 그린란드의 Jakobshavn 빙하(Thomas *et al.*, 2003; Joughin *et al.*, 2004)와 약 70°N 이남의 다른 빙하들(Howat *et al.*, 2005; Rignot and Kanagaratnam, 2006)의 흐름속도의 증가에 주의가 집중된다. 가속화는 동남극 일부 해안지역(Zwally *et al.*, 2006)에서 일어났던 것으로 보이며 얼음흐름의 감속은 서남극(Joughin and Tulaczyk, 2002) Siple 해안상의 Whillans과 Bindschadler 빙하 천에서 관측되어 오고 있다. Rignot and Kanagaratnam(2006)는 그린란드에서의 얼음유출 증가로 인해 2005년의 질량손실이 1996보다 연간 약 100 Gt 이상 많았다고 추정하였다. 서남극의 아문젠해와 남극반도 지역(그리고 Whillans과 Bindschadler 빙하천의 작은 반대 경향을 포함해서)의 변화를 고려하면, 비록 불확실성이 크고, 긴 시간 간격(Joughin and Tulaczyk, 2002; Thomas *et al.*, 2004; Rignot *et al.*, 2005; van den Broeke *et al.*, 2006)에 걸쳐 발생하는 것일 수 있지만, 남극으로부터도(질량손실

### 박스 4.1 : 빙상의 역동성과 안정성

남극과 그린란드의 빙상은 해수면을 크게 상승시킬 수도 있다. 이들 빙상의 중앙부는 느리게 변하는 것으로 관찰되었으나 해안 근처는 매우 넓은 면적에서 급격한 변화가 관측된다. 이들 지역에서 빙하기저의 상태, 얼음변형 그리고 주변 해양과의 상호작용에 대한 불확실성이 정확한 예측을 크게 제한하고 있다.

빙상은 주로 눈이 압축되어 형성된 두껍고 넓은 얼음덩어리이다(Paterson, 2004). 빙상은 자체 무게로 인해 확장되면서 빙상의 가장자리로 질량을 전달시킨다. 빙상 가장자리는 녹아서 지표수로 유출되거나 또는 가장자리의 바다나 호수로 빙산으로 분리되어 유실된다. 수증기플럭스(승화 및 응결),(특히 빙봉 밑에서) 기저용해 또는 결빙 역시 질량 손실과 획득의 중요한 과정일 수 있다.

빙상은 내부변형, 기저미끄럼(basal sliding) 또는 이 두 과정 모두에 의해 흐른다. 얼음 속에서의 변형은 녹는점에 상대적으로 가까이 있는 다결정 금속에서 일어나는 과정과 유사한 고체상태 과정을 통해 발생한다. 변형속도는 종력응력(얼음이 두꺼울수록 그리고 상부 표면의 경사가 급할수록 증가한다), 온도, 불순물 및 결정의 크기와 방향(이것은 다시 얼음 속에서도 이전에 변형된 내력에 의해 부분적으로 좌우된다)에 의존한다. 이들 특성은 완전하게 알려져 있지 않으나 모델을 조정하면 변형을 통해 얼음 흐름이 느려지는 것을 합당한 수준에서 모사할 수 있다.

전체 움직임에 중요한 요소인 기저 미끄럼의 경우, 유힬을 위해 기저부에 용해수 또는 변형성 습성 퇴적 슬러리가 필요하다. 빙상의 중앙부(일반적으로 2,000m 이상 높이)에서는 표면이 거의 녹지 않지만 기저부온도는 열에 의해 녹는 점까지 올라갈 수 있다. 이 열은 지구 내부로부터 전도되거나, 용해수에 의해 수송되거나 또는 얼음의 움직임으로 인한 마찰로부터 발생된다. 미끄러지는 속도는 주어진 종력 응력하에서 굳지 않은 퇴적물의 유무, 기저면의 거칠기 및 물의 공급과 분포에 따라 몇 자리 수까지 차이가 날 수 있다. 기저부상태는 아주 적은 지역에서만 알려져 있기 때문에 기저부 움직임 모델링에 중요한 불확실성을 야기한다.

얼음흐름은 종종 빠르게 움직이는 빙천(천천히 움직이는 빙벽들 사이를 흐르는)이나(암벽이 있는) 배출 빙하 쪽으로 움직이게 된다. 빙천에서 흐름이 빨라지는 것은 기반암 계곡에 있는 두꺼운 얼음과 관련된 보다 큰 종력응력 때문이거나 또는 기저부 유힬의 증대 때문이다.

빙상 가장자리의 바다나 호수로 흘러 들어가는 얼음은 깨어져서 바로 빙산을 형성하거나 빙상에 붙어서 부유 빙봉이 될 수 있다. 빙봉은 자체 무게에 의해 전진하면서 퍼져 두께가 얇아 진다. 반면에 표면에서의 강설과 빙산으로부터 얼음유입에 의해 질량이 증가한다. 빙봉측면과 국지적 여울목에서의 마찰은 빙봉의 흐름을 느리게 하여 결과적으로 빙산으로부터 유출을 늦춘다. 빙봉은 전면부부터 빙산으로 분리되거나 기저부가 아래의 해양 동공으로 녹아 들어감에 따라 질량을 잃는다. 이용 가능한 자료에 의하면 1°C의 수온상승이 있을 경우 빙봉의 기저부가 10 m yr<sup>-1</sup> 녹을 수 있지만 대체로 접근하기 불가능한 빙봉동공에서의 수심측정과 순환에 대한 지식 부족 때문에 그러한 추정치의 정확성이 떨어진다.

얼음변형은 비선형이며 가해지는 응력의 약 세제곱에 비례하여 증가한다. 게다가 가해진 여섯 개의 독립 응력(3개의 인장 응력, 3개의 전단응력) 중 어느 하나라도 증가하면 나머지 모든 응력에 대한 변형률도 증가한다. 계산의 효율을 위해 대부분의 장기모사는 단순화된 응력분포를 이용하는 포괄적인 얼음흐름 모델을 사용하지만 최근의 빙상 가장자리 및 빙천의 변화는 이 모델로 정확히 모사할 수가 없으며, 이는 곧 완전한 응력 설정이 필요함을 증명한다. 이 같은 모델의 개발은 아직 초기단계로 이용 가능한 자료가 거의 없다.

빙상은 여러 시간규모에 걸친 환경 강제력에 반응한다. 표면의 온난화가 기반까지 도달하고 그곳의 온도를 변화시키는데 10,000년 이상이 걸릴 수도 있으나 용해수가 채워진 크레바스에서는 기반까지 침투하여 국지적으로 온도에 영향을 주는데 수분 밖에 걸리지 않을 것이다. 한 빙상의 대부분 지역에서의 얼음 속도는 빙상의 모양 또는 표면온도 변화에 반응하면서 느리게 변한다. 그러나 빙천 및 배출 빙하에서는 기저부 조건변화 또는 빙하가 흘러 들어가는 빙봉의 변화에 반응하여 큰 속도변화가 빠르게 일어날 수 있다.

과거 빙하기에 대한 고기록은 빙상이 온난화에 반응하여 축소됨을, 냉각화에 반응하여 성장하였음을 가리킨다. 이 기록들은 또한 축소가 성장보다 훨씬 빠를 수 있음을 보여준다. 과정에 대한 이해에 근거하면 이 현상이 표면용해속도가 최대 적설 속도 보다 훨씬 클 수 있다는 것과 얼음유출이 강력한 양의 되먹임에 의해 가속화될 수 있다는 양쪽 모두에 기인한다(Paterson, 1994; P.U. Clark et al., 1999). 기반이 녹거나, 빙봉 역제력의 상실 또는 녹은 물 공급 및 전달의 변화가 흐름속도를 크게 증가시킬 수 있다. 더 빠른 흐름은 마찰열 및 습성 퇴적 슬러리를 만드는 침식으로부터 추가적인 유힬을 발생시킨다. 더 빠른 흐름이 얼음을 얇게 하여 표면이 낮아지면 표면 용해가 강화되고, 보다 얇은 얼음이 부유하는 곳에서의 기저 마찰은 감소될 것이다. 안정화되려고 하는 되먹임도 있지만 온난화로 인한 변화는 과거에 빙상의 빠른 축소 및 유실을 초래했고 미래에도 그럴 가능성이 있다.

에 대한 유사한 크기의 신호가 있다. 나머지 연안 변화들의 대부분은 빙붕의 감소 또는 유실에 따르는 내륙 가속을 포함한 것으로 보인다. 남극반도를 끼고 있는 Larsen B 빙붕이 붕괴한 바로 직후 종속빙하의 속력이 거의 8배나 빨라졌다. 그러나 인접 얼음의 속도는 거의 변화가 없었고 남아 있는 빙붕에 의해 여전히 지지되었다(Rignot *et al.*, 2004; Scambos *et al.*, 2004). Jakobshavn 빙하 부빙설이 얇아지거나 부서진 현상은 약 2배 빠른 얼음흐름 속도를 수반하였다(Thomas *et al.*, 2003; Joughin *et al.*, 2004; Thomas, 2004). 빙붕이 얇아지는 것은 아문젠해로 들어가는 종속빙하의 가속화와 같이 일어났다(Shepherd *et al.*, 2002, 2004; Joughin *et al.*, 2003).

만의 측면 또는 해저지형 중 높은 곳과 국지적으로 맞닿아 있는 지점과 빙붕 간의 항력으로 인해 짧아지거나 얇아지는 빙붕은 얼음흐름을 빠르게 할 것으로 기대되며(Thomas, 1979), 심지어 작은 빙붕도 잠재적으로 중요하다(Dupont and Alley, 2006). 빙붕감소에 반응하는 특정 빙하의 가속을 설명할 목적인 모델은 관찰된 시간규모(수년 이내에 주목할 만한 변화)와 변화양상(해안 근처에서 가장 많이 얇아짐과 가속, 내륙에서 감소하며 그리고 빙하 천을 따르는, Payne *et al.*, 2004; Dupont and Alley, 2005)을 모의할 수 있다. 지난 세기에 걸친 빙상의 행태를 살펴보기 위해 포괄적인 모델이 구동되었다. 이 모델은 알려진 강제력과 흐름 과정을 사용하지만 빙붕과 결합된 모든 응력은 빠져있으며, 빙붕 아래의 해양변화에 대해 상세사항까지 알려지지 않은 상황에서 구동되었다. 그 결과, 전반적인 빙상경향과 잘 일치하는 하지만(Huybrechts *et al.*, 2004), 주변이 빠르게 얇아지는 것을 보여주는 데에는 실패한다. 이것은 그 변화들이 과정들(해양온도 또는 해양순환의 변화로부터의 강제력, 또는 얼음흐름의 과정)에 반응하는데 이 과정들은 포괄적인 모델에 포함되어 있지 않거나 또는 포괄적인 모델의 성긴 공간해상도가 모사된 반응속도를 충분히 중요해질 만큼 느리게 한다는 것을 제안한다.

그린란드의 Helheim 빙하의 가속화는 빙붕과 연계된 변화와 유사할 수 있다. 얼음분리가 강화됨으로써 Helheim에서 잘 떠있지 않는 얼음이 제거되고, 남아 있는 얼음을 지지할 요소가 줄게 됨으로써 흐름이 보다 빨라졌을 것이다(Howat *et al.*, 2005).

다른 얼음흐름의 변화는 빙붕감소와 무관하게 발생하였다. 남극 Siple 해안의 변화는 최근의 강제력보다는 원래의 흐름변동을 반영한 것으로 보인다(Parizek *et al.*, 2003). Zwally *et al.*(2002)은 그린란드 서부 해안에 있는 평형선 근처의 한 관측지에서 상당히 느리게 움직이던 얼음의 속도가

계절의 도래로 표면 용해수가 빙상으로 유출이 시작된 직후에 증가하였으며, 보다 많은 용해수 유입이 얼음흐름 가속을 더 크게 하였음을 보였다. 총 가속은 크지 않았으나(약 10% 크기) 그 영향은 모든 얼음흐름 모델에 포함되지 않는다. 그 영향을 포함한 한 모델(Parizek and Alley, 2004)은 여러 가지의 특정한 온난화에 대한 빙상의 민감도를 어느 정도 증가시켰는데 거의 2100년 이후에 나타났다. (많은 불확실성이 남아있다) 특히, 빠르게 움직이는 빙하와 빙하천이 비슷하게 영향을 받는지, 그리고 온난화로 인해 표면 용해가 내륙으로 이동하면, 1km가 넘는 찬 얼음을 통해 기반에 접근하는 용해수가 내륙으로 이동할 지에 대해 불확실하다(Alley *et al.*, 2005b). 이는 기반에 붙어서 얼어있는 얼음을 녹일 수 있는데 그러면 기저면 미끄럼 또는 빙하 하면 퇴적물 변형을 통해 흐름이 더 빨라질 수 있다. 그린란드에서 증가한 표면용해의 영향이 기반까지 전달되어 얼음흐름을 가속화 시켰는지를 평가할 자료는 없다.

#### 4.6.3.4 빙붕의 용해와 분리

가장 크고 빠른 빙상변화의 많은 부분이 적어도 부분적으로는 빙붕의 축소 또는 유실에 대한 반응으로 보인다. 빙붕은 이미 떠 있기 때문에, 빙붕의 축소가 직접적으로 해면변화에 영향을 주지는 않지만, 내륙얼음과의 단단한 결합은 빙붕균형이 해면에 중요하다라는 것을 의미한다. 이용 가능한 자료에 의하면 빙붕변화는 환경적 온난화에 기인하며, 해양순환의 변화도 중요한 요인으로 배제될 순 없고 해양 및 대기 온도 둘 다 중요하다.

남극반도를 따라 남쪽으로 진행되는 빙붕의 유실은 빙붕 생존에 대한 열적한계와 일치한다(Morris and Vaughan, 2003). Cook *et al.*(2005)은 연평균  $-5^{\circ}\text{C}$ 의 등온선 보다 따뜻한 쪽에서는 빙붕이 존재하지 못하는 한편,  $-9^{\circ}\text{C}$ 의 등온선 보다 추운 곳에서는 깨지지 않는다는 것을 발견했다. 2002년 Larsen B 빙붕 붕괴 전에 지난 50년 동안 국지적으로 온도가  $1.5^{\circ}\text{C}$  이상 증가하였고(Vaughan *et al.*, 2003), 이로 인해 빙붕 위에서 여름철 용해 및 용해수에 의한 넓은 연못의 생성이 증가하였다. 이들이 유출되어 해수로 채워진 바닥 크레바스와 연결된 열린 표면 크레바스로 들어가고 썩기역할을 함으로써 붕괴에 기여한 것으로 여겨진다.(Scambos *et al.*, 2000). 큰 얼음흐름 모델들은 이 같은 극적인 빙산분리 또는 보다 일반적인 분리 행태에 관한 물리적인 과정을 정확하게 포착하지 못하고 있다.

종속빙하로부터 얼음공급이 증가했음에도 불구하고 아문젠해 해안선 빙붕들은 큰 표면 질량균형 변화 없이도 연간 수 미터씩 얇아지고 있음이 측정되었다. 이것은 기저면 얼음

용해의 증가가 그 원인으로 보인다(Shepherd *et al.*, 2003). 유사하게 Jakobshavn 빙하의 15km 폭의 부빙설은 20세기 말 가까이에 얇아져 붕괴를 가져온 기온과 같거나 더 따뜻한 1950년대 동안 살아 남았는데, 비록 기온 증가가 영향을 주었을 수도 있었지만 그것보다 해양의 열수송이 보다 많은 최근의 변화와 관련이 있다는 것을 암시한다(Thomas *et al.*, 2003).

빙붕의 기저면 질량균형은 온도와 빙붕 밑의 해양순환에 영향을 받는다. 직접적인 바람의 영향으로부터 차단되어 있다는 것은 빙붕 밑 순환의 주 원동력이 조수 및 밀도(열염)라는 것을 의미한다. 얼음 밑의 수심측량학적 지식이 부족하여 얇아지는 빙붕 아래의 순환을 모사하는 삼차원모델의 사용이 제한된다. 남극반도의 서쪽과 아문젠해 해안 양쪽은 급속한 빙붕 기저면용해를 일으킬 수 있는 따뜻한 극순환 심해수에 노출되어 있다(CDW; Hellmer *et al.*, 1998). 아문젠해에서의 용해증가는 최근 대륙붕단의 바다 쪽 수온이 0.2°C 상승한 것과 일치한다(Jacobs *et al.*, 2002; Robertson *et al.*, 2002). 아문젠해로부터의 자료를 포함한 이용 가능한 자료에 대한 단순회귀분석은 빙붕 밑 해수온도의 1°C 상승이 기저면 용해속도를 약 연간 10m 증가시킨다는 것을 가리킨다(Shepherd *et al.*, 2004).

## 4.7 동토의 변화

### 4.7.1 배경

동토는 넓은 의미에서 표면 근처의 토양이 단기간의 해빙 주기에 영향을 받아서 계절적으로 얼거나 영구적으로 얼어 있는 것을 포함한다. 지면범위로 보면 동토는 빙권의 단일요소 중 가장 넓은 면적을 갖고 있다. 동토는 땅의 온도에 영향을 받는데 표면 에너지균형에 의해 조절된다. 기후는 동토분포의 중요한 요소로 식생 상태, 적설면적, 토양의 물리적 및 열적 특성, 토양의 습도조건 같은 지역요인 역시 중요하다. 영구동토의 온도범위는 10년에서 100년 간의 기후변화를 민감하게 나타내는 지시자 역할을 한다(Lachenbruch and Marshall, 1986; Osterkamp, 2005). 얼음이 풍부한 영구동토가 녹으면 지표면이 침강하여 표면이 용해된 것과 함께 뒤죽박죽이 되어 열카르스트라고 알려진 평탄하지 않은 지형을 형성하면서 생태계와 경관에 급격한 변화를 초래하며 기반시설의 성능에 문제를 야기시킨다(Nelson *et al.*, 2001; Walsh *et al.*, 2005). 표층토양의 동결 및 해빙과정은 육지표면의 에너지와 수분 수지에 중요한 역할을 하며 기후 및 수

문시스템에도 마찬가지로다. 북부지역에서 지역 수문과정의 우선적인 조정사항은 영구동토의 유무 및 활동층의 두께이다(Hinzman *et al.*, 2003). 토양의 계절적인 동결과 해빙 과정의 변화는 공간적인 패턴, 계절에서 경년변동성, 토지의 탄소수지의 장기간 추세, 표면과 대기의 미세가스 교환에 큰 영향을 미치며 광합성 및 호흡 등 생물리적으로 조정하는 것과 토양 영양분 효율성 조절이 모두 중요하다.

### 4.7.2 영구동토의 변화

#### 4.7.2.1 자료출처

초기 측정치들도 있지만 러시아의 체계적인 영구동토 온도 감시는 1950년대 시작됐으며, 수문기상관측소가 3.2m 깊이까지 측정한 자료(Zhang *et al.*, 2001)와 100m 이상 깊이의 시추공을 통해 측정한 자료(Pavlov, 1996)들이 있다. 북부 알래스카 영구동토의 온도는 1940년대부터 깊은 시추공(일반적으로 >200 m)에서 측정되었고(Lachenbruch and Marshall, 1986) 얇은 시추공(일반적으로 <80 m)은 1980년 중반부터 사용되었다(Osterkamp, 2005). 티벳 고원에서도 1960년 초반에 일부 영구동토 온도측정을 시행했고 지속적인 감시는 1980년대 후반에야 본격적으로 시작됐다(Zhao *et al.*, 2003). 영구동토 온도의 감시는 1980년대 초반에 북부 캐나다(S.L. Smith *et al.*, 2005) 그리고 유럽에서는 1990년대에 이루어졌다(Harris *et al.*, 2003).

#### 4.7.2.2 영구동토의 온도변화

북반구 영구동토는 비록 일부 지역이 약간 온도가 올라갔거나 더 차가워지는 경향이 있지만 일반적으로 최근 수십 년 내에 온난화를 보이고 있다(표 4.5). 예를 들어, 측정(Osterkamp, 2003) 및 모델링결과(Hinzman *et al.*, 2005; Walsh *et al.*, 2005 참조)는 영구동토의 온도가 1980년대 이후 북 알래스카에서 2°C에서 3°C 상승한 것으로 나타난다. 기온변화만으로 같은 기간 동안 영구동토의 온도상승을 설명할 수 없고 눈에 의한 단열상태에서의 변화가 온도상승의 원인이 될 것이다(Zhang, 2005). 연속적인 영구동토지역인 북부 Mackenzie Valley로부터의 자료는 중앙지역에 작은 변화가 있긴 했지만 영구동토의 온도가 1990년대에 20m에서 30m 깊이에서 약 1°C 증가했다는 것(S.L. Smith *et al.*, 2005)을 보여준다. 동토층이 얇고(10m에서 15m 이하) 온도가 -0.3°C 이상인(S.L. Smith *et al.*, 2005, Couture *et al.*, 2003) 남부 Mackenzie Valley 영구동토의 상부온도는 유의한 경향을 보이지 않았다. 추세가 관찰되지 않은 것은 얼음을 녹이는데 필요한 잠열의 흡수 때문인 것으로 보인다. 유사한

결과가 남부 Yukon Territory의 온난한 영구동토에서 보고되었다(Haerberli and Burn, 2002). 영구동토의 냉각이 캐나다 북극 동부의 Iqaluit에서 1980년대 후반에서 1990년대 초반에 5m 깊이에서 관찰되었다. 그러나 이 냉각 이후 1993년에서 2000년 사이에 연간평균 0.4°C의 온난화가 뒤따랐다(S.L. Smith *et al.*, 2005). 이 경향은 북부 퀘벡에서 영구동토의 냉각이 1980년대 중반에서 1990년대 중반까지 10m 깊이에서 (Allard *et al.*, 1995) 관찰된 것과 비슷하며 1996년에는 온난화가 시작되었다(Brown *et al.*, 2000). 영구동토의 온난화는 15m에서 30m 깊이에서 1990년대 중반부터 Canadian High Arctic에서 관찰되고 있다(Smith *et al.*, 2003).

러시아 북극에서도 영구동토의 온난화 증거가 발견된다. 동부 시베리아 영구동토의 온도가 1960년대에서 1990년대까지 1.6m~3.2m 깊이에서 약 1°C 증가했고 시베리아 북서부

에서 10m 깊이에서 0.3°C~0.7°C가량 증가했다(Pavlov, 1996). 북유럽 러시아에서는 1973년에서 1992년 사이에 깊이 6m에서 약 1.2°C에서 2.8°C 증가했다(Oberman and Mazhitova, 2001). Fedorov and Konstantinov(2003)는 3군데 중앙시베리아 관측소로부터 1991년에서 2000년 사이에 영구동토의 온도에 대한 특별한 경향을 발견하지 못했다고 보고했다. 10m에서 90m 깊이에서 중앙몽골의 연평균 온도는 10년 마다 0.05°C~0.15°C씩 30년 동안 증가했다(Sharkhuu, 2003).

스위스 알프스의 Murtèl-Corvatsch 시추공에서 2001년에서 2003년까지 영구동토의 온도는 11.5m의 얼음조각이 풍부한 깊이에서 -1°C를 약간 밑돌았으며 이는 1987년 이후 측정이 시작된 이래로 가장 높은 것이었다(Vonder Mühl *et al.*, 2004). 이곳에서의 장기간의 열기록 분석은 여름철 기온에

표 4.5. 영구동토대 기온의 최근경향(Romanovsky *et al.*, 2002 and Walsh *et al.*, 2005에 의해 갱신됨)

지역	깊이(m)	자료기간	영구동토의 온도변화(°C)	참고문헌
<b>미국</b>				
알래스카 북부	~1	1910년대-1980년대	2-4	Lachenbruch and Marshall, 1986
알래스카 북부	20	1983-2003	2-3	Osterkamp, 2005
알래스카 내륙	20	1983-2003	0.5-1.5	Osterkamp, 2005
<b>캐나다</b>				
Alert, 누나부트준	15	1995-2000	0.8	S.L Smith <i>et al.</i> , 2003
맥켄지협곡 북부	20-30	1990-2002	0.3-0.8	S.L Smith <i>et al.</i> , 2005
맥켄지협곡 중심부	10-20	1980년대중반-2003	0.5	S.L Smith <i>et al.</i> , 2005
맥켄지협곡 남부, 유콘 남부	~20	1980년대중반-2003	0	Haerberli and Burn, 2002
퀘벡 북부	10	1980년대후반-1990년대중반	<-1	Allard <i>et al.</i> , 1995
퀘벡 북부	10	1996-2001	1.0	DesJarlais, 2004
헤이즌 호수	2.5	1994-2000	1.0	Broll <i>et al.</i> , 2003
이칼루이트, 캐나다 북극지역 동부	5	1993-2000	2.0	S.L Smith <i>et al.</i> , 2005
<b>러시아</b>				
시베리아 동부	1.6-3.2	1960-2002	~1.3	Walsh <i>et al.</i> , 2005
시베리아 북서부	10	1980-1990	0.3-0.7	Pavlov, 1996
European north of Russia, continuous permafrost zone	6	1973-1992	1.6-2.8	Pavlov, 1996
Northern European Russia	6	1970-1995	1.2-2.8	Oberman and Mazhitova, 2001
<b>유럽</b>				
Juvvasshoe, 노르웨이 남부	~3	지난30-40년	0.5-1.0	Isaksen <i>et al.</i> , 2001
Janssonhaugen, 스발바르	~2	지난60-80년	1-2	Isaksen <i>et al.</i> , 2001
Murtel-Corvatsch	11.5	1987-2001	1.0	Vonder Mühl <i>et al.</i> , 2004
<b>중국</b>				
티베트고원	~10	1970년대-1990년대	0.2-0.5	Zhao <i>et al.</i> , 2004
청해-티벳 고속도로	3-5	1995-2002	0.5까지	Wu and Liu, 2003; Zhao <i>et al.</i> , 2004
시안산	16-20	1973-2002	0.2-0.4	Qiu <i>et al.</i> , 2000; Zhao <i>et al.</i> , 2004
Da Hinggan Mountains, 중국북동부	~2	1978-1991	0.7-1.5	Zhou <i>et al.</i> , 1996

더해서 특히 초겨울에, 적설면적의 깊이 및 유지가 영구동토의 온도에 가장 큰 영향을 미친다는 것을 보여준다(Harris *et al.*, 2003). Janssonhaugen, Svalbard에서 6년간의 지표온도 감시 결과는 20m 깊이에서 영구동토의 온도가 10년마다 0.5°C씩 증가하고 있다는 것을 나타낸다(Isaksen *et al.*, 2001). 남부 노르웨이의 Juvvasshøe의 측정결과는 15m 깊이의 온도가 약 0.3°C씩 1999년에서 2006년 까지 증가해왔다는 것을 보여준다. 이들 2곳은 모두 바람 때문에 눈이 축적되기 힘들어서 대기와 지표면 및 기저부 온도 간에 밀접한 관계가 관찰되는 곳으로 Janssonhaugen과 Juvvasshøe의 지열기록이 기후변화의 보다 직접적인 표시기가 되고 있다.

영구동토의 온도는 1970년대에서 1990년대까지 티베트의 오지에서 0.2°C ~ 0.5°C 가량 증가(Zhao *et al.*, 2003)했고 1995년에서 2002년 기간 동안 Qinghai-Xizang 고속도로를 따라서 0.5°C까지 증가했다(Wu and Liu, 2003; Zhao *et al.*, 2004). 그리고 1973년에서 2002년까지 16m ~ 20m 깊이에서 Tianshan 산악지역에서 0.2°C ~ 0.4°C 증가했다(Qiu *et al.*, 2000; Zhao *et al.*, 2004). 중국 북동부의 Da Higgan 산에서는 영구동토의 온도가 1978년에서 1991년 사이에 계곡바닥에서 북벽 경사면까지의 범위에서 0.7°C ~ 1.5°C 증가했다(Zhou *et al.*, 1996). 지표면에서 영구동토 온도의 연간 변화는 계곡바닥에서 2.1°C 정도, 북벽 경사면상에서 0.7°C 정도, 그리고 남쪽벽 경사면상에서 0.8°C 정도가 증가했다. 남쪽 벽 경사면에는 동토층이 존재하지 않아서 2m ~ 3m의 깊이에서 토양온도는 2.4°C 정도 증가했다(Zhou *et al.*, 1996).

#### 4.7.2.3 영구동토의 붕괴

영구동토의 붕괴는 자연적 또는 인위적으로 일어나며 영구동토의 두께 및/또는 면적 범위가 감소된다. 변화의 증거가 지난 수십년 간 비연속적인 영구동토 구역의 남부경계지역에서 보고되었다. 북 아메리카에서 남부경계는 소빙기 이후 온난화로 인해 지금까지 북쪽으로 옮겨지고 있다(Halsey *et al.*, 1995). 최근에 폭 넓은 영구동토의 온난화 및 해빙이 티벳고원, 중국에 발생하고 있다. 지면침투레이더 및 현장 측정자료에 근거한 영구동토의 하한경계는 1975년부터 2002년 사이에 Kunlun 산악지역의 북벽 경사면에서 25m 위로 올라갔다(Nan *et al.*, 2003). 티벳고원에서 Amdo부터 Liangdehe까지 Qinghai-Xizang 고속도로를 따라가는 영구동토 면적범위는 지난 30년간 약 36%가 줄어들었다(Wang, 2002). Tongtian 하천 양쪽으로 타리크(taliks)의 면적(영구동토 내에 얼지 않은 지면)이 1.2km 확장되었다(Wang, 2002). 전체적으로 영구동토의 북방한계는 0.5에서 1km정도 후퇴했고, 남방한계는 Qinghai-Xizang(Tibet) 고속도로를 따라 북쪽으로

1.0km에서 2.0 km 이동했다(Wang and Zhao, 1997; Wu and Liu, 2003).

온난화로 영구동토의 상단이 더워지면 결국 영구동토의 기반을 침투하여 새로운 표면온도가 고정되고 얼음을 함유한 영구동토의 기반이 해빙된다(예, 기저부 해빙). 특히 얇고 불연속적인 영구동토의 경우 더 심하다. 알래스카의 Gulkana 영구동토의 두께는 약 50m에서 60m였고 영구동토의 기저부 해빙은 1992년 이래로 연평균 0.04m이었다(Osterkamp, 2003). 티벳고원의 경우 기저부 해빙은 1960년대 이후 연간 0.01m~0.02m로 관찰되며 영구동토의 두께는 100m이내다(Zhao *et al.*, 2003). 티벳 고원의 표면이 계속해서 더워지면 기저부 해빙률은 가속될 것이다.

얼음이 풍부한 영구동토가 해빙되면, 지표면은 침강하고 지표면이 하향치환되어 해빙침하라고 부르는 상태가 된다. 일반적으로 해빙침하는 균일하게 발생하지 않기 때문에 열카르스트라고 불리는 작은 언덕이 있고 움푹 꺼진 지형을 형성한다. 특히 이 부분은 일반적으로 아이스 웨지 밑에서 흔하다. 경사면에선 얼음이 많은 층, 표면근처 영구동토의 해빙으로 기저부에 물리적인 불연속이 생기고 활동층이 이탈하여 미끄러진다(Lewkowicz, 1992). 이로 인해 구조에 손상이 발생하여 급속한 질량이동이 발생한다. 열카르스트 과정은 북극생태계에 과포화 또는 건조를 통해 지속적인 위협이 된다(Hinzman *et al.*, 2005; Walsh *et al.*, 2005). 광범위한 열카르스트 형성은 알래스카 Council 근처에서 발견되고(Yoshikawa and Hinzman, 2003), 중앙 Yakutsk(Gavrilov and Efremov, 2003)에서도 발견된다. 열카르스트호수의 실질적인 확장과 깊어짐이 1992년에서 2001년 사이에 Yakutsk 인근에서 목격되었다(Fedorov and Konstantinov, 2003). 연간 17cm~24cm 사이의 가장 큰 침하율은 초기 열카르스트호수에서 관찰됐다. 위성자료는 시베리아에 연속적인 열카르스트 지역이 있음을 보여주며 지난 30년간 전체 호수면적은 약 12% 증가했고 호수의 숫자도 4% 늘어났다(L.C. Smith *et al.*, 2005). 불연속적인 영구동토 지역은 전체면적 및 호수의 숫자가 각각 9%와 13% 줄어들었는데 아마도 타리크에서 물의 유출이 주 원인으로 보인다.

영구동토의 붕괴에 가장 민감한 지역은 북극해에 노출돼 있는 얼음을 함유한 해안지역이다. 평균 침식률은 얼음이 풍부한 해안지역의 경우 연간 2.5m에서 3.0m사이이며 그렇지 않은 영구동토 해안은 연간 1.0 m정도로 러시아 북극해를 따라 분포한다(Rachold *et al.*, 2003). 알래스카 Beaufort Sea 해안은 연평균 침식범위가 0.7m 에서 3.2 m로 최대비율은 연간 16.7 m에 달한다(Jorgenson and Brown, 2005).

### 4.7.2.4 바다속 영구동토

바다속(또는 앞바다) 영구동토는 해저에 형성된 영구동토를 말한다. 극지방의 대륙붕에 위치하며 연간 평균 해저 온도가 낮아지거나 또는 해수면상승 결과 육지의 영구동토가 바다에 잠겼을 때 형성된다. 잠재적인 메탄배출 가능성으로 기후온난화의 양의 되먹임(positive feedback)을 제공한다. 이용할 만한 관찰기록이 별로 없어서 변화를 판단할 수 없다.

### 4.7.3 계절동토의 변화

계절동토는 그 밑에 영구동토층이 존재하는 것에 상관없이 결빙과 해빙을 매년 반복하는 토양층을 일컬으며 이는 영구동토 지역이 아닌 곳에서 계절적으로 토양이 결빙과 해빙을 하는 것과 영구동토에서의 활동층 등 두 가지를 모두 말한다. 계절동토에 상당한 변화가 전세계적으로 목격되고 있다.

#### 4.7.3.1 활동층의 변화

활동층은 영구동토 위의 토양 부분으로 계절적으로 결빙과 해빙을 반복한다. 이는 한랭지역에서 중요한 역할을 하는데 대부분의 생태, 수문, 생화학 및 토양(토양형성) 활동이 활동층에서 일어나기 때문이다(Kane *et al.*, 1991; Hinzman *et al.*, 2003). 활동층의 두께변화는 표면온도, 지표피복과 하층토양의 물리적 및 열적 특성, 식생, 토양수분, 적설면적의 지속기간과 두께 등을 포함한 많은 요인들에 의하여 영향을 받는다(Brown *et al.*, 2000; Frauenfeld *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2005). 점(point) 위치에서 해빙깊이의 경년과 공간의 변동성은 증가할 수 있고, 매해의 인공물과 지표온도와 토양수분의 미시형적 변동이 존재하므로 감시를 어렵게 한다. 다른 조건들이 일정하다면 활동층두께의 변화는 기후온난화에 반응하여 특히, 여름철에 증가할 수 있다.

러시아에서 활동층에 대해 지난 수 십년 동안 장기간의 감시가 행해졌다. 1990년대 초기에 약 25개의 관측소가 있었고, 각 관측소는 8곳~ 10곳의 플릿과 20곳에서 30곳의 시추공을 10m에서 15m 깊이로 뚫었다(Pavlov, 1996). 활동층 및 영구동토의 3.20m 깊이에서 토양온도 측정이 31개 러시아의 수문기상관측소에서 수행되었는데 이들 중 대부분이 1950년대에 시작되었고 일부는 1930년대 초로 거슬러 올라간다(그림 4.20). 활동층의 두께는 매일 토양온도를 측정하는 방법으로 구할 수 있다. 1956년에서 1990년 기간 동안 활동층은 통계적으로 의미 있는 21cm 깊이를 보였다. 여름철 기온상승 및 겨울철 눈깊이의 증가로 인해 활동층의 깊이가 증가

했다.

활동층의 감시는 전지구적 규모로 1990년대에 발전되어 현재는 북극, 남극대륙 및 기타 중위도 산악지대 125개이상의 지점에서 시행된다(Brown *et al.*, 2000; Nelson, 2004a,b; 그림 4.21). 이들 위치는 활동층의 반응과 영구동토 표면 근처의 기후변화를 관찰할 수 있도록 설계되었다. 북부 고위도 관측지점의 결과는 활동층의 두께에 실질적인 경년변동 및 10년 변동이 기온변화에 반응하여 나타난다는 것이다. 1990년대 중반에서 후반까지 알래스카 및 북서부 캐나다에서 최

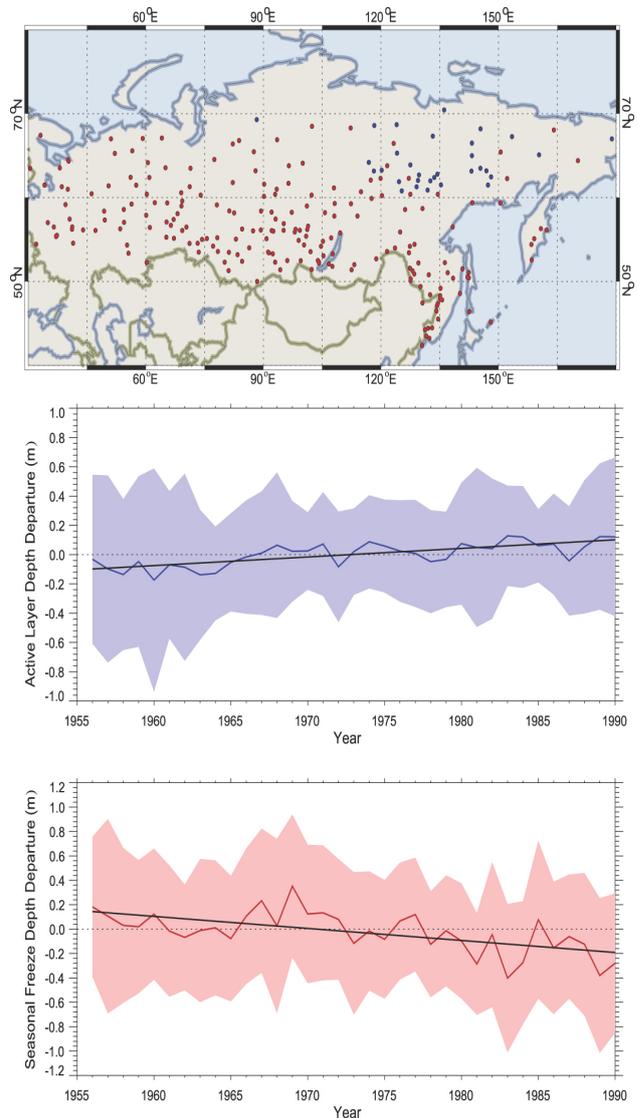


그림 4.20. 1956년부터 1990년까지의 러시아의 영구동토(중간) 활동층 두께의 변화. 영구동토지역(맨밀)에서 최대 토양 결빙깊이, 계절 결빙 깊이는 기록 기간 동안 34cm 감소한 반면 활동층 두께는 20cm 증가했다(중간 및 하단 그림의 검은 선). 활동층 두께의 편차(푸른 선)는 각 관측소에서 기록 기간 동안의 평균을 제거한 후의 31개 관측소로부터의 편차 평균(상단 그림에서 푸른 점선)을 말한다. 최대 토양 결빙깊이(붉은 선)의 편차는 각 관측소에서 기록기간 동안의 평균을 제거한 후에 211개 관측소로부터의 평균 편차값(맨위 그림에서 붉은 점)을 말한다. 음영부분은 연간 평균으로부터 5%에서 95%의 신뢰구간이며 점선은 제로 기준임(Frauenfeld *et al.*, 2004).

대 및 최소 해빙깊이가 1998년과 2000년에 관찰되었고 이는 각각 가장 더울 때와 가장 시원했던 여름철에 반응한 것이다. 이는 활동층 두께 및 열카르스트 형성증가의 증거로 따뜻한 영구동토의 붕괴를 나타낸다(Brown *et al.*, 2000). 유럽 지역 감시지역의 증거들은 활동층 두께가 2002년과 2003년 여름철에 최대였으며 전년도에 비해 약 20% 증가한 것을 나타낸다(Harris *et al.*, 2003). 활동층의 두께는 1980년대 초 이후로 티벳고원의 Qinghai-Xizang 고속도로를 따라서 1.0m가 증가했다(Zhao *et al.*, 2004).

#### 4.7.3.2 비영구동토 지역의 계절동토

러시아에서 계절동토의 두께는 1956년에서부터 1990년까지 0.34m 감소했다(그림 4.20). 주로 겨울철 기온상승과 눈 두께(Frauenfeld *et al.*, 2004)의 증가에 의해 영향을 받았다. 티벳고원의 경우 계절동토의 두께는 1967년에서 1997년 사이 0.05m에서 0.22m 감소했다(Zhao *et al.*, 2004). 계절동토 두께감소의 원동력은 한랭한 계절의 실질적인 온난화였고 눈깊이의 변화는 큰 영향을 주지 못했다. 계절동토의 지속기

간도 1967년에서 1997년 동안 티벳고원에서 20일이 감소했는데 주 원인은 봄철의 조기해빙이었다(Zhao *et al.*, 2004).

계절동토의 측정된 최대범위는 북반구에서 1901년에서 2002년 사이에 약 7%가 감소했고 봄철에만 15%가 감소했다(그림 4.22, Zhang *et al.*, 2003). 초겨울 및 한겨울에는 계절동토의 면적범위는 거의 변화가 없었다.

#### 4.7.3.3 지표부근 토양의 결빙-해빙 주기

위성 원격탐사자료는 지표부근 토양의 결빙-해빙주기를 지역적 및 반구적규모로 파악하기 위해 사용되었다. 위성자료의 증거에 따르면 봄철의 해빙일과 가을철의 결빙일이 유라시아의 경우 1988년에서 2002년 사이에 5일~7일 빨라졌고 이는 성장계절이 일찍 시작되도록 하였으나 그 길이에는 변화가 없다는(Smith *et al.*, 2004) 것을 나타낸다. 북아메리카는 가을의 결빙일이 5일 늦어지는 추세가 부분적으로 성장기간을 8일로 연장하게 했다. 전체적으로 계절적 해빙시기 및 이에 따른 이른 봄의 성장시작은 1988년에서 2001년 사이에 전 북극유역 및 알래스카에서 약 8일이 빨라졌다(Mc Donald *et al.*, 2004).

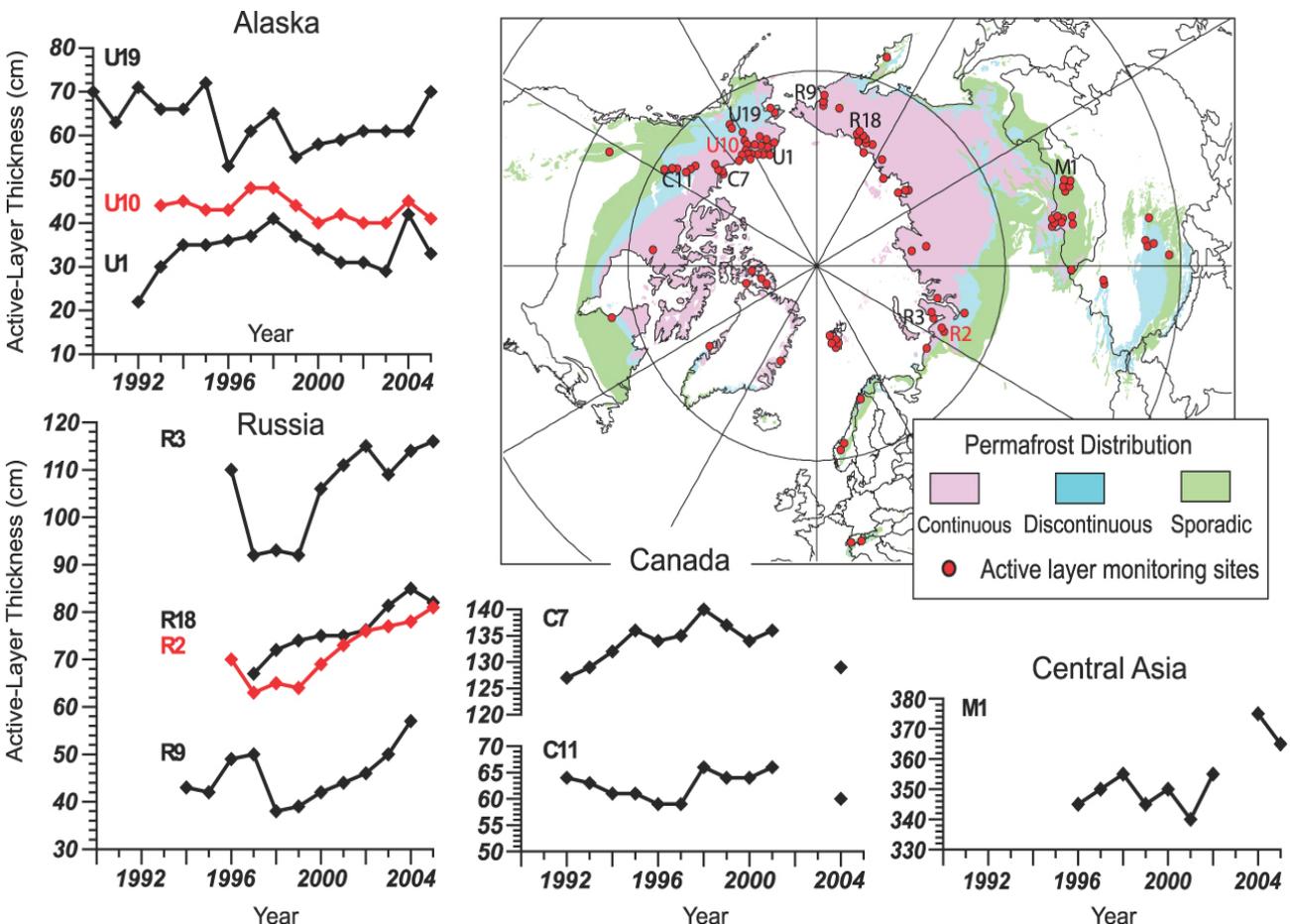


그림 4.21. 관측지점의 위치와 선택된 지점의 활동층 두께 변화(after Nelson, 2004a,b).

## 4.8 종합

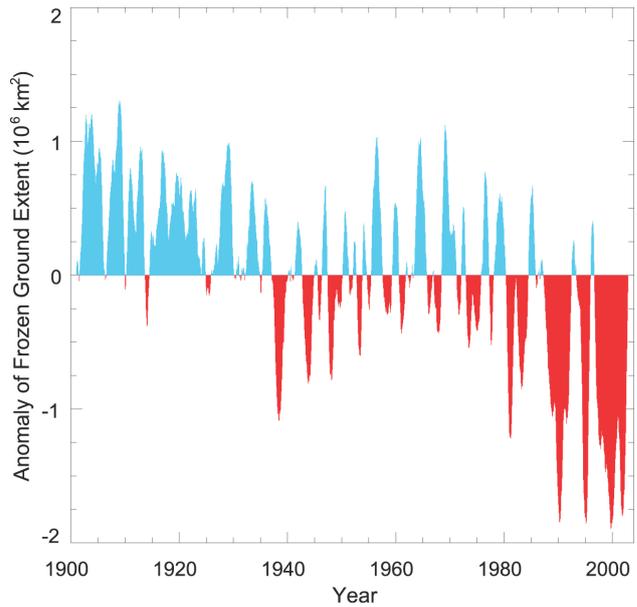
관측을 통해 지속적인 표면온난화 및 모든 빙권요소가 감소하는 상황이 나타났다(FA Q 4.1, 그림 1)<sup>1</sup>. 1978년부터 약간의 증가를 보이고 있지만 추세는 유의하지 않은 남극대륙 해빙은 제외했다(그림 4.23).

IPCC(2001) 이후 빙권은 실질적인 변화를 겪고 있다. 특히 여름에 북극 해빙의 상당한 후퇴, 지속적인 산악빙하의 축소와 적설면적의 범위 및 계절동토의 감소, 특히 봄철의 하천 및 호수얼음의 조기용해, 그리고 빙붕 하부 공간 내에 증가하는 해양 열유동으로 인해 기저부가 해빙되면서 아문젠해 해안을 따라서 남극빙붕이 전반적으로 감소하는 것 등이 변화의 내용이다. 추가적으로 나타나는 특징은 빙붕이 시각적으로 빠른 역학적인 반응을 한다는 것을 들 수 있다. Larsen B 빙붕이 2002년에 급격하게 붕괴하면서 보조빙하 및 빙류가 가속되고 있는 것을 예로 들 수 있으며 이때 인접빙상부의 중요성이 커진다.

빙권을 정량화하여 기후변화의 지시자로 이용하는데 장기간의 역사적인 데이터베이스가 많지 않다는 것이다. 비록 얼음의 '범위'(예를 들어 바다 얼음 및 빙하 가장자리)를 오랫동안 몇몇 위치에서 관찰해왔지만, 얼음의 '양'(두께 또는 깊이)은 측정하기 어려웠다. 그러므로 과거의 질량균형을 재구성하는 것이 불가능할 때도 있다.

해수면변화에 영향을 주는 가장 중요한 빙권요소는(5장 참조) 육지상의 얼음변화에서 발생한다(예, 빙하, 빙모 및 빙상). IPCC(2001)에서 빙하 및 빙모가 20세기 동안 해면 상승에 주는 영향은 연간 0.2 mm ~ 0.4 mm로 계산되었다(연간 1mm ~ 2mm 전체 해면 상승). 새로운 연구결과는 모든 빙하가 1961년에서 2003년까지 연간 약 0.50±0.18mm정도 영향을 미쳤고 1993년에서 2003년까지는 연간 0.77 ± 0.22 mm 증가했다는 것이다(표 4.4에서 5년간의 분석을 통한 보간법 적용). 빙상과 조합하면 이들이 미치는 영향은 1961년부터 2003년까지 연간 -0.35mm ~ + 0.72 mm였고, 1993년부터 2003년까지는 연간 0mm ~ 0.8 mm정도 증가했다. 합계범위에 관한 전통적인 계산유류가 표 4.6에 제시되었다. 중간점 평균을 가정하여 범위를 불확실성으로 해석한다. 그리고 빙하와 빙상의 계산합계에 가우스 에러를 사용하여 전체얼음이 해면상승에 기여하는 것이 1961년에서 2003년 동안에 연간 0.7±0.5mm, 1993년에서 2003년 사이에 연간 1.2 ± 0.4 mm라고 해석한다.

세계적으로 얼음질량 및 그 변동성을 평가하는데 커다란 불확실성은 존재하기 때문에 어려움이 있다. 이는 얼음 두께



**그림 4.22.** 계절동토에 대해 1901년에서 2002년 사이에 북반구 월간 면적범위의 역사적인 변화(10<sup>6</sup>km<sup>2</sup>)(영구동토에 대한 활동층 포함). 양의 편차(푸른색)는 월별 범위의 평균을, 음의 편차(붉은색)는 평균범위 이하를 나타낸다. 시계열은 로우 패스필터를 사용하여 부드럽게 처리한다(Zhang et al., 2003 이후).

를 전세계에서 감시하는 것은 불가능하여 지역적인 측정치에 외삽법을 적용하는 것이 필요하기 때문이다. 따라서 감시된 얼음질량의 지역적인 확장 및 진보된 측정치와 외삽법 테크닉이 필히 요구된다.

커다란 불확실성에도 불구하고 이용 가능한 자료들을 통해 볼 때 빙권은 20세기 동안 감소하고 있고 특히 1993년에서 2003년까지는 그 폭이 증가했다는 것이 아주 일관되게 나타나고 있다.

**표 4.6.** 해수면변화에 대한 빙권의 영향평가

빙권 요소	SLE(mm yr <sup>-1</sup> )	
	1961 - 2003	1993 - 2003
빙하와 빙모	+0.32 " + 0.68	+0.55 " +0.99
그린란드	-0.07 " +0.17	+0.14 " +0.28
남극대륙	-0.28 " +0.55	-0.14 " +0.55
전체(범위 추가)	-0.03 " +1.40	+0.55 " +1.82
전체(가우스 오차 합계)	+0.22 " +1.15	+0.77 " +1.60

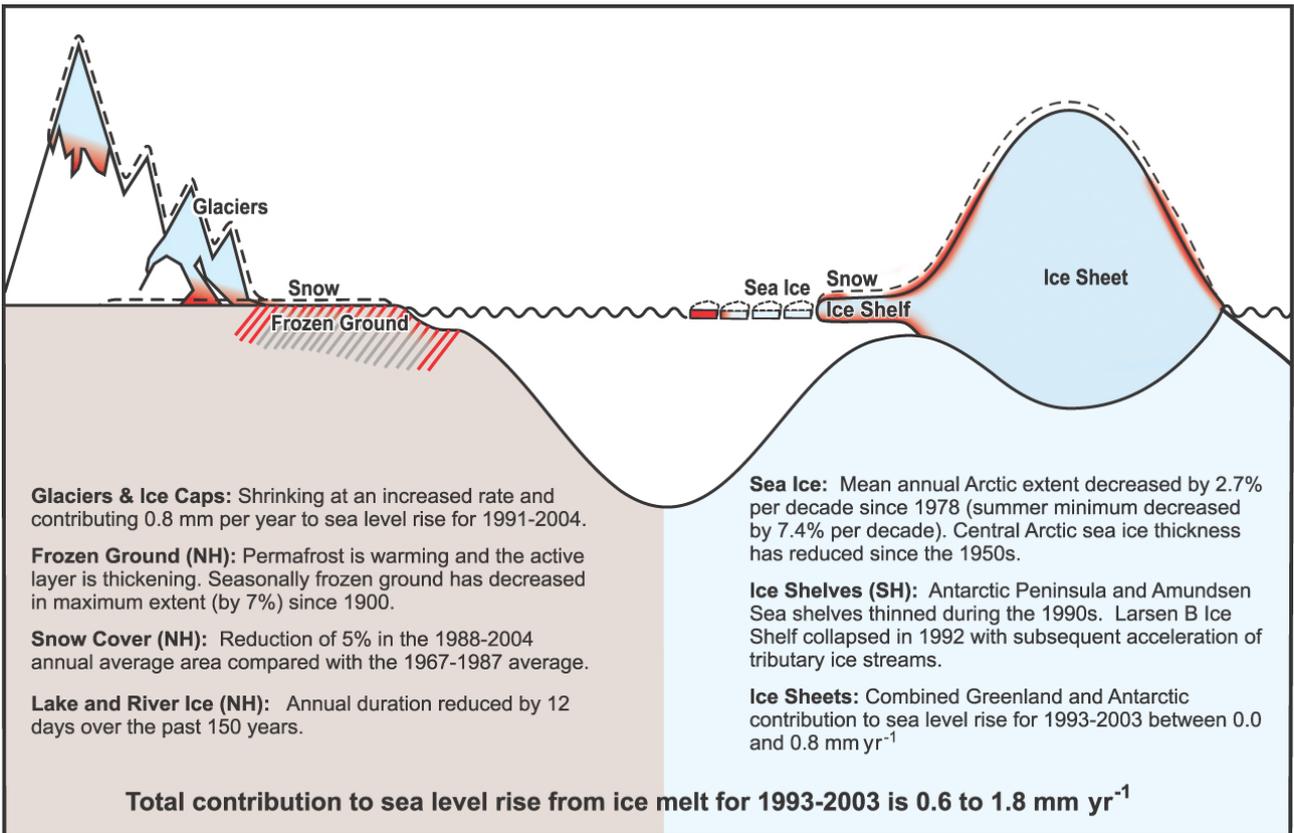


그림 4.23. 빙권에서 관찰된 변화의 요약

자주 묻는 질문(FAQ) 4.1

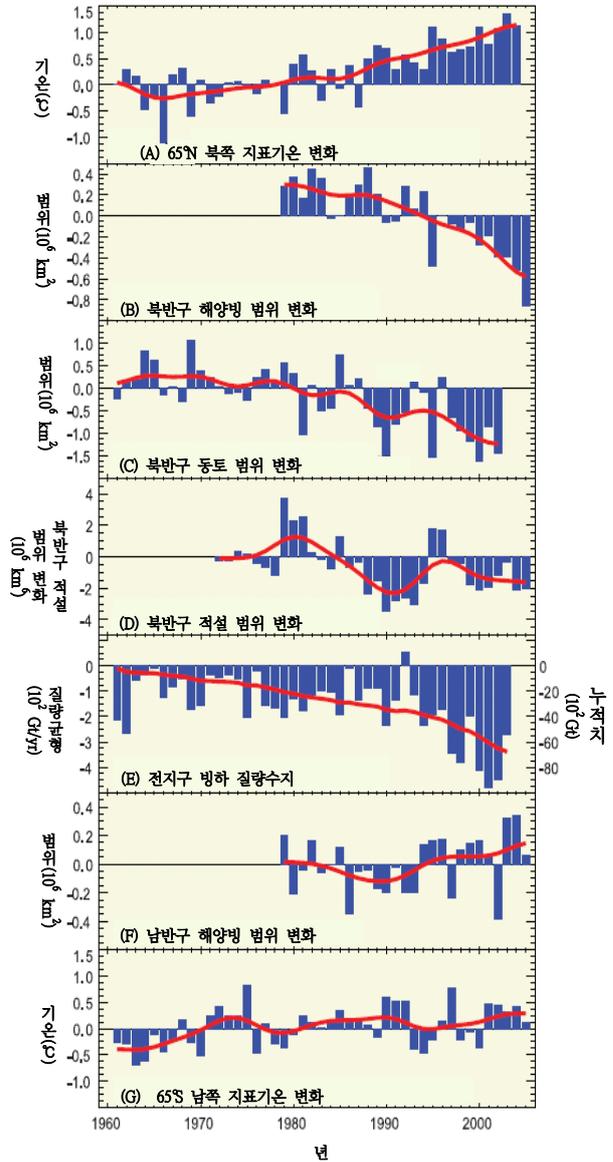
지구의 눈과 얼음의 양은 감소하고 있는가?

감소하는 중이다. 관측치를 보면 눈과 얼음은 어떤 지역에서는 증가하고 어떤 지역에서는 거의 변화가 없기도 하지만 지구 전체적으로는 수년 동안, 특히 1980년 이후 감소하였고 지난 10년 동안에는 증가했다(그림 1). 대부분의 산악빙하는 축소되고 있다. 봄에 적설(snow cover)이 사라지는 시기가 더 빨라지고 있다. 북극의 해양빙은 모든 계절에 축소되고 있으며 특히 여름에 가장 극적으로 축소되고 있다. 영구동토, 계절적 동토, 강과 호수의 얼음도 감소되었다고 보고 되었다. 그린랜드와 서부 남극대륙의 빙상의 중요 해안지역과 남극반도의 빙하는 얇아지면서 해수면 상승에 기여하고 있다. 빙하, 만년설(ice cap) 및 빙상의 해빙이 해수면 상승에 기여한 정도는 1993~2003년에  $1.2 \pm 0.4$  mm/yr인 것으로 추정된다.

위성 연속측정은 지구 육지의 계절적 적설의 대부분을 포착한다. 북반구의 경우, 가을이나 초겨울에는 거의 변화가 없지만 봄철의 적설은 1966년 이후 10년 당 약 2% 감소하였다. 봄철에 강수량이 증가했음에도 불구하고 적설이 감소된 지역이 많다.

위성데이터는 아직은 호수와 강의 얼음 조건 혹은 계절적 동토나 영구동토의 얼음 조건을 유사하게 신뢰할 만하게 측정해내지는 못한다. 그러나 수많은 국지적, 지역적 보고서들이 발표되었고, 일반적으로 영구동토의 온난화, 여름에 영구동토층 위 해동층(thawed layer)의 두께 증가, 계절적 동결 지역에서 겨울철 동결깊이의 감소, 영구동토 지역 범위의 감소, 강과 호수의 계절적 얼음의 지속기간 감소를 나타내는 것 같다.

1978년 이후, 위성데이터는 북극 및 남극 지역의 해양빙 범위를 연속적으로 포착하였다. 북극의 경우, 평균 연간 해양빙 범위는 10년 당  $2.7 \pm 0.6\%$  감소하였고 여름철 해양빙 범위는 10년 당  $7.4 \pm 2.4\%$  감소하였다. 남극 해양빙 범위에서는 아무 유의미한 경향이 보이지 않는다. 해양빙의 해저 두께에 대한 자료는 존재하기는 하나 북극 중심부에 한해서이다. 이 자료에 의하면 이곳의 해양빙 해저 부분 두께는 1958년과 1977년 사이 그리고 1990년대에 약 40% 얇아졌다. 북극지역 전체로 보면 이 두께감소율은 과대평가가 되었을 가능성이 있다.



FAQ 4.1, 그림 1. 변화(장기적 평균과의 차이) 시계열: 극지 기온 (A, G), 북극과 남극의 해양빙 범위(B, F), 북반구 동토의 범위(C), 북반구 적설 범위(D), 지구 빙하 질량균형(E). E 그래프의 빨간 선은 전지구 누적 빙하 질량균형, F와 G 그래프의 빨간 선은 10년 변동을 나타낸다.

대부분의 산악빙하와 만년설은 축소되는 중이고, 이 축소는 아마도 약 1850년부터 시작되었을 것이다. 북반구빙하의 많은 것들은 1970년 전후로 몇 년간 준균형을 이루었지만 그 후에는 축소가 심화되었다. 빙하와 만년설의 융해

는 1991~2004년에 해수면상승에  $0.77 \pm 0.22$  mm/yr 기여했다.

그린란드 및 남극대륙의 빙상은 축소되면서 1993~2003년에 그린란드 빙상이 해수면 상승에 약  $0.2 \pm 0.1$  mm/yr, 남극대륙 빙상이  $0.2 \pm 0.35$  mm/yr 기여했을 가능성이 높다. 2005년까지 질량손실이 가속되었다는 증거가 있다. 그린란드와 동부 남극대륙의 고위도 추운 지역에서 빙상 두께가 증가한 것은 아마도 강설량 증가 때문일 것인데, 얼음 배출 증가와 그린란드 표면의 용해 증가로 그린란드 및 서부 남극대륙의 해안지역에서 일어난 두께감소에 상쇄되는 것 이상으로 두꺼워졌다.

얼음은 주변의 기후와 복잡한 방식으로 상호 작용을 한다. 그래서 특정 변화의 원인이 항상 분명하지는 않다. 그래도 지역 기온이 어느 점 이상일 때 얼음이 녹는다는 것은

피할 수 없는 사실이다. 여러 지역에서 강설량 증가에도 불구하고 적설 및 산악 빙하가 감소하였는데 이것은 곧 기온 상승을 생각하게 한다. 이와 유사하게, 적설의 변화가 동토와 호수 및 강의 얼음에 영향을 끼치긴 해도 관측된 변화를 설명 하기에는 충분치 않은데 이것은 국지적 기온 상승이 중요하게 관여했음을 암시한다. 관측된 북극 해양빙 감소는 기록상의 순환 및 기온 변화를 사용한 모델에서 꽤 잘 시뮬레이션 될 수 있다. 한랭한 중심 지역 내 빙상의 강설량 증가, 해안 지역의 표면 용해 증가, 여러 해안을 따라 심부 빙상의 용해 증가는 모두 온난화와 일치한다. 지리적으로 널리 발생한 이러한 눈 및 얼음 변화의 성격은 널리 일어난 온난화가 지구의 전반적 얼음 소실의 원인이라는 것을 암시한다.

## 참고문헌

- Abdalati, W., et al., 2001: Outlet glacier and margin elevation changes: Near-coastal thinning of the Greenland ice sheet. *J. Geophys. Res.*, **106**(D24), 33729–33741.
- Abdalati, W., et al., 2004: Elevation changes of ice caps in the Canadian Arctic Archipelago. *J. Geophys. Res.*, **109**, F04007, doi:10.1029/2003JF000045.
- Ackley, S., P. Wadhams, J.C. Comiso, and A.P. Worby, 2003: Decadal decrease of Antarctic sea ice extent inferred from whaling records revisited on the basis of historical and modern sea ice records. *Polar Res.*, **22**(1), 19–25.
- Agnew, T. and S. Howell, 2003: The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data. *Atmos.-Ocean*, **41**(4), 317–331.
- Agnew, T., H. Le, and T. Hirose, 1997: Estimation of large-scale sea-ice motion from SSM/I 85.5 GHz imagery. *Ann. Glaciol.*, **25**, 305–311.
- Allard, M., B. Wang, and J.A. Pilon, 1995: Recent cooling along the southern shore of Hudson Strait Quebec, Canada, documented from permafrost temperature measurements. *Arctic and Alpine Res.*, **27**, 157–166.
- Alley, R.B., P.U. Clark, P. Huybrechts, and I. Joughin, 2005a: Ice-sheet and sea-level changes. *Science*, **310**, 456–460.
- Alley, R.B., T.K. Dupont, B.R. Parizek, and S. Anandakrishnan, 2005b: Access of surface meltwater to beds of sub-freezing glaciers: preliminary insights. *Ann. Glaciol.*, **40**, 8–14.
- Arendt, A.A., et al., 2002: Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science*, **297**, 382–386.
- Armstrong, R.L. and M.J. Brodzik, 2001: Recent Northern Hemisphere snow extent: A comparison of data derived from visible and microwave satellite sensors. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3673–3676.
- Bamber, J.L., R.L. Layberry, and S.P. Gogineni, 2001: A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet, 1. Measurement, data reduction, and errors. *J. Geophys. Res.*, **106**, 33733–33780.
- Bamber, J.L., W. Krabill, V. Raper, and J. Dowdeswell, 2004: Anomalous recent growth of part of a large Arctic ice cap: Austfonna, Svalbard. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(12), L12402, doi: 10.1029/2004GL019667.
- Bamzai, A.S., 2003: Relationship between snow cover variability and Arctic Oscillation Index on a hierarchy of time scales. *Int. J. Climatol.*, **23**, 131–142.
- Belchansky, G. I., D.C. Douglas, V.A. Eremeev, and N.G. Platonov, 2005: Variations in the Arctic's multiyear sea ice cover: A neural network analysis of SMMR-SSM/I data, 1979–2004. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09605, doi:10.1029/2005GL022395.
- Box, J.E., et al., 2006: Greenland ice-sheet surface mass balance variability (1988–2004) from calibrated Polar MM5 output. *J. Clim.*, **19**(12), 2783–2800.
- Broll, G., C. Tarnocai, and J. Gould, 2003: Long-term high Arctic ecosystem monitoring in Quttinirpaaq National Park, Ellesmere Island, Canada. In: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21–25 July 2003, Zurich, Switzerland* [Phillips, M., S.M. Springman, and L.U. Arenson (eds.)]. A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands, pp. 89–94.
- Brown, J., K.M. Hinkel, and F.E. Nelson, 2000: The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: research design and initial results. *Polar Geogr.*, **24**(3), 166–258.
- Brown, R.D., 2000: Northern hemisphere snow cover variability and change, 1915–97. *J. Clim.*, **13**, 2339–2355.
- Brown, R.D., and P. Côté 1992: Interannual variability of landfast ice thickness in the Canadian high Arctic, 1950–1989. *Arctic*, **45**, 273–284.
- Carrasco, J.F., G. Casassa, and J. Quintana, 2005: Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the XX century. *Hydrolog. Sci. J.*, **50**, 933–948.
- Cavalieri, D.J., 1992: The validation of geophysical products using multisensor data. In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice* [Carsey, F.D. (ed.)]. Geophysical Monograph 68, American Geophysical Union, Washington, DC, pp 233–242.
- Chinn, T.J.H., S. Winkler, M.J. Salinger, and N. Haakensen, 2005: Recent glacier advances in Norway and New Zealand: a comparison of their glaciological and meteorological causes. *Geografiska Annaler*, **87A**(1), 141–157.
- Clare, G.R., B.B. Fizharris, T.J.H. Chinn, and M.J. Salinger, 2002: Interannual variation in end-of-summer snowlines of the Southern Alps of New Zealand, and relationships with Southern Hemisphere atmospheric circulation and sea surface temperature patterns. *Int. J. Climatol.*, **22**, 107–120.
- Clark, M.P., M.C. Serreze, and D.A. Robinson, 1999: Atmospheric controls on Eurasian snow extent. *Int. J. Climatol.*, **19**, 27–40.
- Clark, P.U., R.B. Alley, and D. Pollard, 1999: Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science*, **286**, 1103–1111.
- Cogley, J.G., 2005: Mass and energy balances of glaciers and ice sheets. In: *Encyclopedia of Hydrological Sciences* [Anderson, M. (ed.)]. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, pp 2555–2573.
- Comiso, J.C., 2002: A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1956–1959.
- Comiso, J.C., 2003: Large scale characteristics and variability of the global sea ice cover. In: *Sea Ice - An Introduction to its Physics, Biology, Chemistry, and Geology* [Thomas, D. and G.S. Dieckmann (eds.)]. Blackwell Science, Oxford, UK, pp. 112–142.
- Cook, A., A. Fox, D. Vaughan, and J. Ferigno, 2005: Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over

- the past half century. *Science*, **308**, 541-544.
- Couture, R., et al., 2003: On the hazards to infrastructure in the Canadian North associated with thawing of permafrost. In: *Proceedings of Geohazards 2003, 3rd Canadian Conference on Geotechnique and Natural Hazards*. Canadian Geotechnical Society, Alliston, Ontario, pp. 97-104.
- Cuffey, K.M., 2001: Interannual variability of elevation on the Greenland ice sheet: effects of firn densification, and establishment of a benchmark. *Journal of Glaciol.*, **47**(158), 369-377.
- Cullen, N.J., et al., 2006: Kilimanjaro glaciers: Recent areal extent from satellite data and new interpretation of observed 20th century retreat rates. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16502, doi:10.1029/2006GL027084.
- Curran, M.A.J., et al., 2003: Ice core evidence for Antarctic sea ice decline since the 1950s. *Science*, **302**(14), 1203-1206.
- Davis, C.H., et al., 2005: Snowfall-driven growth in East Antarctic ice sheet mitigates recent sea-level rise. *Science*, **308**, 1898-1901, doi:10.1126/science.1110662.
- de la Mare, W.K., 1997: Abrupt mid-20th century decline in Antarctic sea ice extent from whaling records. *Nature*, **389**, 57-61.
- Derksen, C., A. Walker, E. LeDrew, and B. Goodison, 2003: Combining SMMR and SSM/I data for time series analysis of central North American snow water equivalent. *J. Hydrometeorol.*, **4**(2), 304-316.
- DesJarlais, C., 2004: *S'adapter aux Changements Climatiques*. Ouranos, Montreal, 91pp.
- Doran, P.T., et al., 2002: Antarctic climate cooling and terrestrial ecosystem response. *Nature*, **415**, 517-520.
- Duguay, C.R., et al., 2003: Ice-cover variability on shallow lakes at high latitudes: model simulations and observations. *Hydrolog. Process.*, **17**, 3465-3483.
- Duguay, C.R., et al., 2006: Recent trends in Canadian lake ice cover. *Hydrological Processes*, **20**, 781-801.
- Dumas, J.A., G.M. Flato, and A.J. Weaver, 2003: The impact of varying atmospheric forcing on the thickness of arctic multi-year sea ice. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(18), 1918-1921.
- Dupont, T.K., and R.B. Alley, 2005: Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-sheet flow. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04503, doi:10.1029/2004GL022024.
- Dupont, T.K., and R.B. Alley, 2006: The importance of small ice shelves in sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L09503, doi:10.1029/2005GL025665.
- Dye, D.G., 2002: Variability and trends in the annual snow-cover cycle in Northern Hemisphere land areas, 1972-2000. *Hydrolog. Process.*, **16**, 3065-3077.
- Dyrgerov, M., and J. Dwyer, 2000. The steepening of glacier mass balance gradients with Northern Hemisphere warming. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **36**, 107-118.
- Dyrgerov, M., and M.F. Meier, 2005: *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot*. Occasional Paper 58, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, CO, 118 pp.
- Falarz, M., 2002: Long-term variability in reconstructed and observed snow cover over the last 100 winter seasons in Cracow and Zakopane (southern Poland). *Clim. Res.*, **19**(3), 247-256.
- Favier, V., P. Wagnon, and P. Ribstein, 2004: Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16403, doi:10.1029/2004GL020654.
- Fedorov, A., and P. Konstantinov, 2003: Observations of surface dynamics with thermokarst initiation, Yukechi site, central Yakutia. In: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland* [Phillips, M., S.M. Springman, and L.U. Arenson (eds.)]. A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands, pp. 239-243.
- Fichefet, T., B. Tartinville, and H. Goosse, 2003: Antarctic sea ice variability during 1958-1999: A simulation with a global ice-ocean model. *J. Geophys. Res.*, **108**(C3), 3102-3113.
- Fitzharris, B.B., and C.E. Garr, 1995: Simulation of past variability in seasonal snow in the Southern Alps, New Zealand. *Ann. Glaciol.*, **21**, 377-382.
- Fountain, A.G., T.A. Neumann, P.L. Glenn, and T. Chinn, 2004: Can warming induce advances of polar glaciers, Taylor Valley, Antarctica. *J. Glaciol.*, **50**(171), 556-564.
- Francou, B., et al., 2003: Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *J. Geophys. Res.*, **108**(D5), 4154, doi:10.1029/2002JD002959.
- Francou, B., M. Vuille, V. Favier, and B. Cáeres, 2004: New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. *J. Geophys. Res.*, **109**, D18106, doi:10.1029/2003JD004484.
- Frauenfeld, O.W., T. Zhang, R.G. Barry, and D. Gilichinsky, 2004: Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia. *J. Geophys. Res.*, **109**, D5101, doi:10.1029/2003JD004245.
- Fujita, K., and Y. Ageta, 2000: Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model. *J. Glaciol.*, **46**(153), 244-252.
- Gavrilov, P.P. and P.V. Efremov, 2003: Effects of cryogenic processes on Yakutia landscapes under climate warming. In: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland* [Phillips, M., S.M. Springman, and L.U. Arenson (eds.)].
- A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands, pp. 277-282.
- Georges, C., 2004: The 20th century glacier fluctuations in the Cordillera
- Blanca (Perú. *Arctic, Antarctic, and Alpine Res.*, **36**(1), 100-107.
- Greene, A.M., 2005: A time constant for hemispheric glacier mass balance. *J. Glaciol.*, **51**(174), 353-362.
- Groisman, P.Ya, T.R. Karl, and R.W. Knight, 1994: Observed impact of snow cover on the heat balance

- and the rise of continental spring temperatures. *Science*, **263**, 198-200.
- 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.
- Gudkovich, Z.M., 1961: Relation of the ice drift in the Arctic Basin to ice conditions in the Soviet Arctic seas. *Tr. Okeanogr. Kom. Akad. Nauk SSSR*, **11**, 14-21 (in Russian).
- Haas, C., 2004: Late-summer sea ice thickness variability in the Arctic Transpolar Drift 1991-2001 derived from ground-based electromagnetic sounding. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L09402, doi:10.1029/2003GL019394.
- Haerberli, W., and C.R. Burn, 2002: Natural hazards in forests: glacier and permafrost effects as related to climate change. In: *Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests* [Sidle, R.C. (ed.)]. IUFRO Research Series 9, CABI Publishing, Wallingford and New York, pp. 167-202.
- Hagen, J.O., K. Melvold, F. Pinglot, and J.A. Dowdeswell, 2003: On the net mass balance of the glaciers and ice caps in Svalbard, Norwegian Arctic. *Arctic, Antarctic, and Alpine Res.*, **35**(2), 264-270.
- Halsey, L.A., D.H. Vitt, and S.C. Zoltai, 1995: Disequilibrium response of permafrost in boreal continental western Canada to climate change. *Clim. Change*, **30**, 57-73.
- Hanna, E., et al., 2005: Runoff and mass balance of the Greenland ice sheet: 1958-2003. *J. Geophys. Res.*, **110**, D13108, doi:10.1029/2004JD005641.
- Hanna, E., et al., 2006: Observed and modeled Greenland Ice Sheet snow accumulation, 1958-2003, and links with regional climate forcing. *J. Clim.*, **19**(3), 344-358.
- Hansen, J., and L. Nazarenko, 2004: Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **101**(2), 423-428.
- Harris, C., et al., 2003: Warming permafrost in European mountains. *Global Planet. Change*, **39**, 215-225.
- Hastenrath, S., 2005: The glaciers of Mount Kenya 1899-2004. *Erdkunde*, **59**, 120-125.
- Heil, P., and I. Allison, 2002: Long-term fast-ice variability off Davis and Mawson stations, Antarctica. In: *Ice in the Environment: Proceedings of the 16th IAHR International Symposium on Ice (Volume 1)*, Dunedin, New Zealand, 2-6 December 2002 [Squire, V., and P. Langhorne (eds)]. University of Otago, Dunedin, NZ, pp. 360-367.
- Hellmer, H., S. Jacobs, and A. Jenkins, 1998: Oceanic erosion of a floating Antarctic glacier in the Amundsen Sea. In: *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin* [Jacobs, S. and R. Weiss (eds.)]. Antarctic Research Series 75, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 83-99.
- Hennessy, K.J., et al., 2003: *The Impact of Climate Change on Snow Conditions in Mainland Australia*. CSIRO Atmospheric Research, Aspendale, Australia, 47 pp, [http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/hennessy\\_2003a.pdf](http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/hennessy_2003a.pdf).
- Hewitt, K., 2005: The Karakoram anomaly? Glacier expansion and the "elevation effect", Karakoram Himalaya. *Mountain Research and Development*, **25**(4), 332-340.
- Hill, B.T., A. Ruffman, and K. Drinkwater, 2002: Historical record of the incidence of sea ice on the Scotian Shelf and the Gulf of St. Lawrence. In: *Ice in the Environment: Proceedings of the 16th IAHR International Symposium on Ice (Volume 1)*, Dunedin, New Zealand, 2-6 December 2002 [Squire, V., and P. Langhorne (eds)]. University of Otago, Dunedin, NZ.
- Hilmer, M., and T. Jung, 2000: Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 989-992.
- Hinzman, L.D., et al., 2003: Hydrological variations among watersheds with varying degrees of permafrost. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland* [Phillips, M., S.M. Springman, and L.U. Arenson (eds.)]. A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands, pp. 407-411.
- Hinzman, L.D., et al., 2005: Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions. *Clim. Change*, **72**(3), 251-298.
- Holloway, G., and T. Sou, 2002: Has Arctic sea ice rapidly thinned? *J. Clim.*, **15**, 1691-1701.
- Howat, I.M., I. Joughin, S. Tulaczyk, and S. Gogineni, 2005: Rapid retreat and acceleration of Helheim Glacier, east Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22502, doi:10.1029/2005GL024737.
- Huybrechts, P., 2002: Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quat. Sci. Rev.*, **21**(1-3), 203-231.
- Huybrechts, P., J. Gregory, I. Janssens, and M. Wild, 2004: Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice integrations. *Global Planet. Change*, **42**(1-4), 83-105.
- Hyväinen, V., 2003: Trends and characteristics of hydrological time series in Finland. *Nord. Hydrol.*, **34**(1-2), 71-90.
- 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.
- Isaksen, K., P. Holmlund, J.L. Sollid, and C. Harris, 2001: Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 13-25.
- Jacka, T.H., et al., 2004: Recommendations for the collection and synthesis of Antarctic Ice Sheet mass balance data. *Global Planet. Change*, **42**(1-4), 1-15.
- Jacobs, S.S., C.F. Giulivi, and P.A. Mele, 2002: Freshening of the Ross Sea during the late 20th century. *Science*,

- 297(5580), 386-389.
- Johannessen, O.M., E.V. Shalina, and M.W. Miles, 1999: Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation. *Science*, 286, 1937-1939.
- Johannessen, O.M., K. Khvorostovsky, M.W. Miles, and L.P. Bobylev, 2005: Recent ice-sheet growth in the interior of Greenland. *Science*, **310**, 1013-1016.
- Johannessen, O.M., et al., 2004: Arctic climate change - observed and modelled temperature and sea ice. *Tellus*, **56A**, 328-341.
- Jones, P.D., and A. Moberg, 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *J. Climate*, **16**, 206-223.
- Jorgenson, M.T., and J. Brown, 2005: Classification of the Alaskan Beaufort Sea Coast and estimation of carbon and sediment inputs from coastal erosion. *Geo-Marine Lett.*, **25**, 69-80.
- Joughin, I., and S. Tulaczyk, 2002: Positive mass balance of the Ross Ice Streams, West Antarctica. *Science*, **295**(5554), 476-480.
- Joughin, I., and L. Padman, 2003: Melting and freezing beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(9), 1477, doi:10.1029/2003GL016941.
- Joughin, I., W. Abdalati, and M. Fahnestock, 2004: Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræ glacier. *Nature*, **432**, 608-610.
- Joughin, I., et al., 2003: Timing of recent accelerations of Pine Island Glacier, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(13), 1706, doi:10.1029/2003GL017609.
- Kane, D.L., L.D. Hinzman, and J.P. Zurling, 1991: Thermal response of the active layer to climate warming in a permafrost environment. *Cold Regions Sci. Technol.*, **19**, 111-122.
- Kaser, G., and H. Osmaston, 2002: *Tropical Glaciers*. UNESCO International Hydrological Series. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 207pp.
- Kaser, G., et al., 2003: The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *J. Hydrol.*, **282**, 130-144.
- Kjøllmoen, B.E., 2005: *Glaciological Investigations in Norway in 2004*. Norwegian Water Resources and Energy Directorate, Oslo, [http://www.nve.no/FileArchive/176/Glac\\_invest2004.pdf](http://www.nve.no/FileArchive/176/Glac_invest2004.pdf).
- Klein, A.G., and J.L. Kincaid, 2006: Retreat of glaciers on Puncak Jaya, Irian Jaya, determined from 2000 and 2002 IKONOS satellite images. *J. Glaciol.*, **52**(176), 65-79.
- Koerberle, C., and R. Gerdes, 2003: Mechanisms determining the variability of Arctic sea ice conditions and export. *J. Clim.*, **16**, 2843-2858.
- Krabill, W.B., et al., 2000: Greenland Ice Sheet: High elevation balance and peripheral thinning. *Science*, **289**, 428-430.
- Krabill, W.B., et al., 2002: Aircraft laser altimetry measurement of elevation changes of the Greenland ice sheet: Technique and accuracy assessment. *J. Geodyn.*, **34**, 357-376.
- Krabill, W.B., et al., 2004: Greenland Ice Sheet: Increased coastal thinning. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24402, doi:10.1029/2004GL021533.
- Kwok, R., 2000: Recent changes of the Arctic Ocean sea ice motion associated with the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(6), 775-778.
- Kwok, R., 2002: Sea ice concentration from passive microwave radiometry and openings from SAR ice motion. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(10), doi:10.1029/2002GL014787.
- Kwok, R., and D.A. Rothrock, 1999: Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **104**, 5177-5189.
- Kwok, R., G.F. Cunningham, and S.S. Pang, 2004: Fram Strait sea ice outflow. *J. Geophys. Res.*, **109**, C01009, doi:10.1029/2003JC001785.
- Kwok, R., et al., 1998: Assessment of sea ice motion from sequential passive microwave observations with ERS and buoy ice motions. *J. Geophys. Res.*, **103**(C4), 8191-8213.
- Lachenbruch, A.H., and B.V. Marshall, 1986: Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. *Science*, **234**, 689-696.
- Laxon, S., N. Peacock, and D. Smith, 2003: High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region. *Nature*, **425**, 947-950.
- Legresy, B., F. Remy, and F. Blarel, 2006: Along track repeat altimetry for ice sheets and continental surface studies. In: *Proceedings of the Symposium on 15 years of Progress in Radar Altimetry, Venice, Italy, 13-18 March 2006* [Danesy, D. (ed.)]. ESA-SP614, Paper 181, European Space Agency Publications Division, Noordwijk, The Netherlands, 4 pp., [http://earth.esa.int/workshops/venice06/participants/181/paper\\_181\\_legresy.pdf](http://earth.esa.int/workshops/venice06/participants/181/paper_181_legresy.pdf).
- Lewkowicz, A.G., 1992: Factors influencing the distribution and initiation of active-layer detachment slides on Ellesmere Island, arctic Canada. In: *Periglacial Geomorphology* [Dixon, J.C. and A.D. Abrahams (eds.)]. Wiley, New York, pp. 223-250.
- Liu, S., et al., 2004: Recent progress in glaciological studies in China. *J. Geogr. Sci.*, **14**(4), 401-410.
- Lo, F., and M.P. Clark, 2001: Relationships between spring snow mass and summer precipitation in the southwestern US associated with the North American monsoon system. *J. Clim.*, **15**, 1378-1385.
- Lythe, M.B., D.G. Vaughan, and the BEDMAP Group, 2001: BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **106**(B6), 11335-11351.
- Magnuson, J.J., et al., 2000: Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere. *Science*, **289**, 1743-1746.
- Massom, R.A., et al., 2001: Snow on Antarctic sea ice: a review of physical characteristics. *Rev. Geophys.*, **39**(3), 413-445.
- McDonald, K.C., et al., 2004: Variability in springtime thaw

- in the terrestrial high latitudes: monitoring a major control on the biospheric assimilation of atmospheric CO<sub>2</sub> with spaceborne microwave remote sensing. *Earth Interactions*, **8**, Paper No. 20.
- McLaren, A.S., R.H. Bourke, J.E. Walsh, and R.L. Weaver, 1994: Variability in sea-ice thickness over the North Pole from 1958 to 1992. In: *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment* [Johannessen, O.M., R.D. Muench, and J.E. Overland (eds.)]. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 363-371.
- Mitrovica, J.X., et al., 2006: Reanalysis of ancient eclipse, astronomic and geodetic data: A possible route to resolving the enigma of global sea level rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **243**, 390-399.
- Mög, T., and D.R. Hardy, 2004: Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *J. Geophys. Res.*, **109**, 1-13, D16104, doi:10.1029/2003JD004338.
- Mög, T., C. Georges, and G. Kaser, 2003a: The contribution of increased incoming shortwave radiation to the retreat of the Rwenzori Glaciers, East Africa, during the 20th century. *Int. J. Climatol.*, **23**, 291-303, doi:10.1002/joc.877.
- Mög, T., D.R. Hardy, and G. Kaser, 2003b: Solar-radiation-maintained glacier recession on Kilimanjaro drawn from combined ice-radiation geometry modeling. *J. Geophys. Res.*, **108**(D23), 4731, doi:10.1029/2003JD003546.
- Monaghan, A.J., et al., 2006: Insignificant change in Antarctic snowfall since the International Geophysical Year. *Science*, **313**(5788), 827-831.
- Morris, E.M., and D. G. Vaughan, 2003: Glaciological climate relationships spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of viability of ice shelves. In: *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives* [Domack, E., et al. (eds.)]. Antarctic Research Series 79, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 61-68.
- Mote, P.W., 2006: Climate-driven variability and trends in mountain snowpack in western North America. *J. Clim.*, **19**(23), 6209-6220.
- Mote, P.W., A.F. Hamlet, M.P. Clark, and D.P. Lettenmaier, 2005: Declining mountain snowpack in western North America. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 39-49, doi:10.1175/BAMS-86-1-39.
- Munk, W., 2002: Twentieth century sea level: An enigma. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **99**, 6550-6555.
- Murphy, E.J., A. Clarke, C. Symon, and J. Priddle, 1995: Temporal variation in Antarctic sea-ice: analysis of a long term fast-ice record from the South Orkney Islands. *Deep-Sea Res.*, **42**, 1045-1062.
- Nagurnyi, A.P., V.G. Korostolev, and V.V. Ivanov, 1999: Multiyear variability of sea ice thickness in the Arctic basin measured by elastic-gravity waves on the ice surface. *Meteorol. Hydrol.*, **3**, 72-78 (in Russian).
- Nan, Z., Z. Gao, S. Li, and T. Wu, 2003: Permafrost changes in the northern limit of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau in the last 30 years. *Acta Geogr. Sin.*, **58**(6), 817-823 (in Chinese).
- Nelson, F.E., O.A. Anisimov, and N.I. Shiklomanov, 2001: Subsidence risk from thawing permafrost. *Nature*, **410**, 889-890.
- Nelson, F.E. (ed.), 2004a: Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Workshop. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**(2), 99-188.
- Nelson, F.E. (ed.), 2004b: Eurasian contributions to the Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Workshop. *Polar Geogr.*, **28**(4), 253-340.
- Nesje, A., and S.O. Dahl, 2003: The 'Little Ice Age' - only temperature? *The Holocene*, **13**(1), 139-145.
- Nesje, A., Ø. Lie, and S.O. Dahl, 2000: Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *J. Quat. Sci.*, **15**(6), 587-601.
- Nicholls, N., 2005: Climate variability, climate change and the Australian snow season. *Aust. Meteorol. Mag.*, **54**, 177-185.
- Oberman, N.G., and G.G. Mazhitova, 2001: Permafrost dynamics in the northeast of European Russia at the end of the 20th century. *Norwegian J. Geogr.*, **55**, 241-244.
- Oerlemans, J., 2005: Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, **308**, 675-677. Ohmura, A., 2001: Physical basis for the temperature/melt-index method. *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 753-761.
- Ohmura, A., 2004: Cryosphere during the twentieth century. In: *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics* [Sparks, R.S.J. and C.J. Hawkesworth (eds.)]. Geophysical Monograph 150, International Union of Geodesy and Geophysics, Boulder, CO and American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 239-257.
- Omstedt, A., and D. Chen, 2001: Influence of atmospheric circulation on the maximum ice extent in the Baltic Sea. *J. Geophys. Res.*, **106**, 4493-4500.
- Osterkamp, T.E., 2003: A thermal history of permafrost in Alaska. In: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland* [Phillips, M., S.M. Springman, and L.U. Arenson (eds.)]. A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands, pp. 863-867.
- Osterkamp, T.E., 2005: The recent warming of permafrost in Alaska. *Global Planet. Change*, **49**, 187-202, doi: 10.1016/j.gloplacha.2005.09.001.
- Parizek, B.R., and R.B. Alley, 2004: Implications of increased Greenland surface melt under global-warming scenarios: ice-sheet simulations. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(9-10), 1013-1027.
- Parizek, B.R., R.B. Alley, and C.L. Hulbe, 2003: Subglacial thermal balance permits ongoing grounding-line retreat along the Siple Coast of West Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **36**, 251-256.
- Parkinson, C.L., 1990: Search for the Little Ice Age in Southern Ocean sea-ice records. *Ann. Glaciol.*, **14**, 221-225.
- Paterson, W.S.B., 2004: *The Physics of Glaciers*, Ed. 3.A,

- Elsevier, Oxford, UK, 496pp.
- Pavlov, A.V., 1996: Permafrost-climate monitoring of Russia: analysis of field data and forecast. *Polar Geogr.*, **20**(1), 44-64.
- Payne, A.J., et al., 2004: Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23401, doi:10.1029/2004GL021284.
- Peltier, W.R., 1998: Postglacial variations in the level of the sea: implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Rev. Geophys.*, **36**, 603-689.
- Petkova, N., E. Koleva, and V. Alexandrov, 2004: Snow cover variability and change in mountainous regions of Bulgaria, 1931-2000. *Meteorol. Z.*, **13**(1), 19-23.
- Pettersson, R., P. Jansson, and P. Holmlund, 2003: Cold surface layer thinning on Storglaciäen, Sweden, observed by repeated ground penetrating radar surveys. *J. Geophys. Res.*, **108**(F1), 6004, doi:10.1029/2003JF000024.
- Polyakov, I.V., et al., 2003: Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *J. Clim.*, **16**, 2078-2085.
- Prieto, R, et al., 2001: Interannual oscillations and trend of snow occurrence in the Andes region since 1885. *Aust. Meteorol. Mag.*, **50**(2), 164.
- Proshutinsky, A.Y., and M.A. Johnson, 1997: Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **102**(C6), 12493-12514.
- Qin, D., S. Liu, and P. Li, 2006: Snow cover distribution, variability, and response to climate change in Western China. *J. Clim.*, **19**, 1820-1833.
- Qiu, G., Y. Zhou, D. Guo, and Y. Wang, 2000: The map of geocryological regionalization and classification in China. In: *Geocryology in China* [Zhou, Y., D. Guo, G. Qiu, G. Cheng, and S. Li (eds.)]. Science Press, Beijing (in Chinese). The digital version of the map is available at the National Snow and Ice Data Center, University of Colorado at Boulder, Boulder, CO, <http://nsidc.org/data/ggd603.html>.
- Rachold, V., et al., 2003: Modern terrigenous organic carbon input to the Arctic Ocean. In: *Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean: Present and Past* [Stein, R., and R.W. Macdonald (eds.)]. Springer Verlag, Berlin, pp. 33-55.
- Ramillien, G., et al., 2006: Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE. *Global Planet. Change*, **53**, 198-208.
- Randerson, J.T., C.B. Field, I.Y. Fung, and C.B. Tans, 1999: Increases in early season ecosystem uptake explain recent changes in the seasonal cycle of the atmospheric CO<sub>2</sub> at high northern latitudes. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2765-2768.
- Raper, S.C.B., and R.J. Braithwaite, 2005: The potential for sea level rise: New estimates from glacier and ice cap area and volume distribution. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05502, doi:10.1029/2004GL021981.
- 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**(D14), 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
- Ren, J., et al., 2004: Glacier variations and climate warming and drying in the central Himalayas. *Chin. Sci. Bull.*, **49**(1), 65-69.
- Rignot, E., and S. Jacobs, 2002: Rapid bottom melting widespread near Antarctic Ice Sheet grounding lines. *Science*, **296**, 2020-2023.
- Rignot, E., and R.H. Thomas, 2002: Mass balance of polar ice sheets. *Science*, **297**(5586), 1502-1506.
- Rignot, E., and P. Kanagaratnam, 2006: Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet. *Science*, **311**, 986-990.
- Rignot, E., A. Rivera, and G. Casassa, 2003: Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science*, **302**, 434-437.
- Rignot, E., et al., 2004: Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(18), L18401, doi:10.1029/2004GL020697.
- Rignot, E., et al., 2005: Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie Bay, West Antarctic Peninsula. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(7), 1-4.
- Rigor, I.G., J.M. Wallace, and R.L. Colony, 2002: Response of sea ice to the arctic oscillation. *J. Clim.*, **15**, 2648-2663.
- Robertson, R., M. Visbek, A. Gordon, and E. Fahrbach, 2002: Long term temperature trends in the deep waters of the Weddell. *Deep-Sea Res.*, **49**, 4791-4802.
- Robinson, D.A., and A. Frei, 2000: Seasonal variability of northern hemisphere snow extent using visible satellite data. *Professional Geogr.*, **51**, 307-314.
- Robinson, D.A., K.F. Dewey, and R.R. Heim Jr., 1993: Global snow cover monitoring: an update. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74**, 1689-1696.
- Robock, A., M. Mu, K. Vinnikov, and D. Robinson, 2003: Land surface conditions over Eurasia and Indian summer monsoon rainfall. *J. Geophys. Res.*, **108**(D4), 4131, doi: 10.1029/2002JD002286.
- Romanovsky, V.E., et al., 2002: Permafrost temperature records: Indicator of climate change. *Eos*, **83**(50), 589, 593-594.
- Rothrock, D.A., Y. Yu, and G.A. Maykut, 1999: Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(23), 3469.
- Rothrock, D.A., J. Zhang, and Y. Yu., 2003: The arctic ice thickness anomaly of the 1990s: A consistent view from observations and models. *J. Geophys. Res.*, **108**(C3), 3083, doi:10.1029/2001JC001208.
- Saito, K., and J. Cohen, 2003: The potential role of snow cover in forcing interannual variability of the major Northern Hemisphere mode. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1302, doi:10.1029/2002GL016341.
- Scambos, T., C. Hulbe, and M. Fahnestock, 2003: Climate-induced ice shelf disintegration in the Antarctic Peninsula. In: *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives* [Domack, E., et al. (eds.)]. Antarctic Research Series 79, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 79-92.

- Scambos, T., C. Hulbe, M. Fahnestock, and J. Bohlander, 2000: The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *J. Glaciol.*, **46**, 516-530.
- Scambos, T., J. Bohlander, C. Shuman, and P. Skvarca, 2004: Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18401, doi:10.1029/2004GL020670.
- Scherrer, S.C., C. Appenzeller, and M. Laternser, 2004: Trends in Swiss alpine snow days - the role of local and large scale climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L13215, doi:10.1029/2004GL020255.
- Schmitt, C., Ch. Kottmeier, S. Wassermann, and M. Drinkwater, 2004: *Atlas of Antarctic Sea Ice Drift*. University of Karlsruhe, Karlsruhe, [http://imkhp7.physik.uni-karlsruhe.de/~eisatlas/eisatlas\\_start.html](http://imkhp7.physik.uni-karlsruhe.de/~eisatlas/eisatlas_start.html).
- 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.
- Sharkhuu, N., 2003: Recent changes in the permafrost of Mongolia. In: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland* [Phillips, M., S.M. Springman, and L.U. Arenson (eds.)]. A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands, pp. 1029-1034.
- Shepherd, A., D.J. Wingham, and J.A.D. Mansley, 2002: Inland thinning of the Amundsen Sea sector, West Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(10), 1364.
- Shepherd, A., D. Wingham, and E. Rignot, 2004: Warm ocean is eroding West Antarctic Ice Sheet. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(23), 1-4.
- Shepherd, A., D. Wingham, T. Payne, and P. Skvarca, 2003: Larsen Ice Shelf has progressively thinned. *Science*, **302**, 856-859.
- Shy, T.L., and J.E. Walsh, 1996: North Pole ice thickness and association with ice motion history. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(21), 2975-2978.
- Sicart, J.E., P. Wagnon, and P. Ribstein, 2005: Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia). *J. Geophys. Res.*, **110**, D12106, doi:10.1029/2004JD005732.
- Smith, L.C., 2000: Trends in Russian Arctic river-ice formation and breakup, 1917-1994. *Phys. Geogr.*, **21**, 46-56.
- Smith, L.C., Y. Sheng, G.M. MacDonald, and L.D. Hinzman, 2005: Disappearing Arctic lakes. *Science*, **308**, 1429.
- Smith, N.V., S.S. Saatchi, and T. Randerson, 2004: Trends in high latitude soil freeze and thaw cycles from 1988 to 2002. *J. Geophys. Res.*, **109**, D12101, doi:10.1029/2003JD004472.
- Smith, S.L., M.M. Burgess, and A.E. Taylor, 2003: High Arctic permafrost observatory at Alert, Nunavut - analysis of a 23 year data set. In: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland* [Phillips, M., S.M. Springman, and L.U. Arenson (eds.)]. A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands, pp. 1073-1078.
- Smith, S.L., M.M. Burgess, D. Riseborough, and F.M. Nixon, 2005: Recent trends from Canadian permafrost thermal monitoring network sites. *Permafrost and Periglacial Processes*, **16**, 19-30.
- Solomina, O., R. Barry, and M. Bodnya, 2004: The retreat of Tien Shan glaciers (Kyrgyzstan) since the Little Ice Age estimated from aerial photographs, lichonometric and historical data. *Geografiska Annaler*, **86A**(2), 205-215.
- Steffen, K., et al., 1992: The estimation of geophysical parameters using passive microwave algorithms. In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice* [Carsey, F.D. (ed.)]. Geophysical Monograph 68, American Geophysical Union, Washington, DC, pp 201-231.
- 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.
- Stineman, R.W., 1980: A consistently well-behaved method of interpolation. *Creative Computing*, July 1980, 54-57.
- Stone, J.O., et al., 2003: Holocene deglaciation of Marie Byrd Land, West Antarctica. *Science*, **299**, 99-102.
- Stone, R.S., E.G. Dutton, J.M. Harris, and D. Longnecker, 2002: Earlier spring snowmelt in northern Alaska as an indicator of climate change. *J. Geophys. Res.*, **107**(D10), doi:10.1029/2000JD000286.
- Su, Z., and Shi, Y., 2002: Response of monsoonal temperate glaciers to global warming since the Little Ice Age. *Quat. Int.*, **97-98**, 123-131.
- Thomas, R.H., 1979: The dynamics of marine ice sheets. *J. Glaciol.*, **24**, 167-177.
- Thomas, R., 2004: Force-perturbation analysis of recent thinning and acceleration of Jakobshavn Isbrae, Greenland. *J. Glaciol.*, **50**, 57-66.
- Thomas, R., et al., 2001: Mass balance of higher-elevation parts of the Greenland ice sheet. *J. Geophys. Res.*, **106D**, 33707-33716.
- Thomas, R., et al., 2003: Investigation of surface melting and dynamic thinning on Jakobshavn Isbrae, Greenland. *J. Glaciol.*, **49**, 231-239.
- Thomas, R., et al., 2004: Accelerated sea-level rise from West Antarctica. *Science*, **306**(5694), 255-258.
- Thomas, R., et al., 2006: Progressive increase in ice loss from Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L10503, doi:10.1029/2006GL026075.
- Thompson, D.W.J., and S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**, 895-899. fi
- Thompson, L.G., et al., 2002: Kilimanjaro ice core records: Evidence of Holocene climate change in tropical Africa. *Science*, **298**, 589-593.
- Tucker, W.B. III, et al., 2001: Evidence for the rapid thinning of sea ice in the western Arctic Ocean at the end of the 1980s. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(14), 2851-2854.
- Turner, J., et al., 2005: Antarctic climate change during the last 50 years. *Int. J. Climatol.*, **25**(3), 279-294.
- van de Berg, W.J., M.R. van den Broeke, C.H. Reijmer,

- and E. van Meijgaard, 2006: Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model. *J. Geophys. Res.*, **111**, D11104, doi:10.1029/2005JD006495.
- van den Broeke, M.R., 2000: On the interpretation of Antarctic temperature trends. *J. Clim.*, **13**(21), 3885-3889.
- van den Broeke, M.R., W.J. van de Berg, and E. van Meijgaard, 2006: Snowfall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02505, doi:10.1029/2005GL025239.
- Vaughan, D.G., et al., 2001: Climate change - Devil in the detail. *Science*, **293**(5536), 1777-1779.
- Vaughan, D.G., et al., 2003: Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Clim. Change*, **60**, 243-274.
- Velicogna, I., and J. Wahr, 2005: Greenland mass balance from GRACE. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18505, doi:10.1029/2005GL023955.
- Velicogna, I., and J. Wahr, 2006: Measurements of time variable gravity show mass loss in Antarctica. *Science*, **311**(5768), 1754-1756, doi:10.1126/science.1123785.
- Venegas, S.A., M.R. Drinkwater, and G. Shaffer, 2001: Coupled oscillations in Antarctic sea ice and atmosphere in the South Pacific sector. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(17), 3301-3304.
- Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, and M. Funk, 2005: Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09706, doi:10.1029/2005GL022552.
- Vinje, T., 2001: Anomalies and trends of sea ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864-1998. *J. Clim.*, **14**, 255-267.
- Vinje, T., N. Nordlund, and A. Kvambekk, 1998: Monitoring ice thickness in Fram Strait. *J. Geophys. Res.*, **103**(C5), 10437-10450.
- Vojtek, M., P. Fasko, and P. St'astny, 2003: Some selected snow climate trends in Slovakia with respect to altitude. *Acta Meteorologica Universitatis Comenianae*, **32**, 17-27.
- Vonder Müll, D., J. Nözli, K. Makowski, and R. Delaloye, 2004: *Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002*. Glaciological Report (Permafrost) No. 2/3, Glaciological Commission of the Swiss Academy of Sciences, Zurich, 86 pp.
- Wadhams, P., 1992: Sea ice thickness distribution in the Greenland Sea and Eurasian Basin, May 1987. *J. Geophys. Res.*, **97**, 5331-5348.
- Wagon, P., P. Ribstein, B. Francou, and J.E. Sicart, 2001. Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia during the 1997/98 El Niño year. *J. Glaciol.*, **47**(156), 21-28.
- Walsh, J., et al., 2005: Cryosphere and hydrology. In: *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge and New York, pp. 183-242.
- Wang, S., 2002: Permafrost degradation, desertification and CH<sub>4</sub> release. In: *Dynamic Characteristic of Cryosphere in the Central Section of Qinghai-Tibet Plateau* [Yao, T., et al. (eds.)]. Geology Press, Beijing, 234-255 (in Chinese).
- Wang, S., and Zhao, X., 1997: Environmental change in patchy permafrost zone in the south section of Qinghai-Tibet Highway. *J. Glaciol. Geocryol.*, **19**, 231-239 (in Chinese).
- Warren, S.G., et al., 1999: Snow depth on arctic sea ice. *J. Clim.*, **12**, 1814-1829.
- WGMS(ICSIA-IAGS), various years-a: *Fluctuations of Glaciers*. World Glacier Monitoring Service, Zurich.
- WGMS(ICSIA-IAGS), various years-b: *Mass Balance Bulletin*. World Glacier Monitoring Service, Zurich, <http://www.wgms.ch/mbb.html>.
- Winsor, P., 2001: Arctic sea ice thickness remained constant during the 1990s. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(6), 1039-1041.
- Worby, A.P., and S.F. Ackley, 2000: Antarctic research yields circumpolar sea ice thickness data. *Eos*, **81**(17), 181, 184-185.
- Worby, A.P., and J.C. Comiso, 2004: Studies of the Antarctic sea ice edge and ice extent from satellite and ship observations. *Remote Sensing of Environment*, **92**, 98-111.
- Wu, Q., and Y. Liu, 2003: Ground temperature monitoring and its recent change in Qinghai-Tibet Plateau. *Cold Regions Sci. Technol.*, **18**, 85-92.
- Ye, H.C., and M. Ellison, 2003: Changes in transitional snowfall season length in northern Eurasia. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(5), 1252.
- Yoshikawa, K., and L.D. Hinzman, 2003: Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, **14**(2), 151-160.
- Yu, Y., G.A. Maykut, and D.A. Rothrock, 2004: Changes in the thickness distribution of Arctic sea ice between 1958-1970 and 1993-1997. *J. Geophys. Res.*, **109**, C08004, doi:10.1029/2003JC001982.
- Zemp, M., R. Frauenfelder, W. Haeberli, and M. Hoelzle, 2005: Worldwide glacier mass balance measurements: general trends and first results of the extraordinary year 2003 in Central Europe. In: *XIII Glaciological Symposium, Shrinkage of the Glacosphere: Facts and Analyses, St. Petersburg, Russia* [Science, R.A.O. (ed.)]. Data of Glaciological Studies [Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy], Moscow, Russia, pp. 3-12.
- Zhang, T., 2005: Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Rev. Geophys.*, **43**, RG4002, doi:10.1029/2004RG000157.
- Zhang, T., et al., 1999: Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geogr.*, **23**(2), 132-154.
- Zhang, T., et al., 2003: Distribution of seasonally and perennially frozen ground in the Northern Hemisphere. In: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland* [Phillips, M., S.M. Springman, and L.U. Arenson (eds.)]. A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands, pp. 1289-1294.

- Zhang, T., et al., 2005: Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin. *J. Geophys. Res.*, **110**, D16101, doi:10.1029/2004JD005642.
- Zhang, X., L.A. Vincent, W.D. Hogg, and A. Niitsoo, 2000: Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmos-Ocean*, **38**(3), 395-429.
- Zhang, X., K.D. Harvey, W.D. Hogg, and T.R. Yuzyk, 2001: Trends in Canadian streamflow. *Water Resour. Res.*, **37**(4), 987-998.
- Zhang, Y.S., T. Li, and B. Wang, 2004: Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon. *J. Clim.*, **17**(14), 2780-2793.
- Zhao, L., G. Cheng, and Li, S., 2003: Changes of plateau frozen-ground and environmental engineering effects. In: *The Formation Environment and Development of Qinghai-Tibet Plateau* [Zheng, D., et al. (eds)]. Hebei Science and Technology Press, Shijiazhang, pp. 143-150 (in Chinese).
- Zhao, L., et al., 2004: Changes of climate and seasonally frozen ground over the past 30 years in Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau, China. *Global Planet. Change*, **43**, 19-31.
- Zhou, Y., X. Gao, and Y. Wang, 1996: The ground temperature changes of seasonally freeze-thaw layers and climate warming in Northeast China in the past 40 years. In: *Proceeding of the 5th Chinese Conference on Glaciology and Geocryology (Volume 1)*. Gansu Culture Press, Lanzhou, pp. 3-9 (in Chinese).
- Zwally, H.J., et al., 2002: Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science*, **297**(5579), 218-222.
- Zwally, H.J., et al., 2006: Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea level rise: 1992-2002. *J. Glaciol.*, **51**, 509-527.

