Korean Journal of Remote Sensing, Vol.25, No.5, 2009, pp.423~434

AMSR-E 위성 데이터를 이용한 북극해빙분포의 계절 변동 및 연 변동 조사: 2002년 7월 ~ 2009년 5월

양찬수† · 나재호

한국해양연구원 해양위성관측기술연구부 해양위성센터

Seasonal and Inter-annual Variations of Sea Ice Distribution in the Arctic Using AMSR-E Data: July 2002 to May 2009

Chan-Su Yang† and Jae-Ho Na

Korea Ocean Satellite Center, Korea Ocean Research & Development Institute (KORDI)

Abstract : The Arctic environment is sensitive to change of sea-ice distribution. The increase and decrease of sea ice work to an index of globe warming progress. In order to predict the progress of hereafter earth global warming, continuous monitoring regarding a change of the sea ice area in the Arctic should be performed. The remote sensing based on an artificial satellite is most effective on the North Pole. The sea ice observation using a passive microwave sensor has been continued from 1970's. The determination of sea ice extent and ice type is one of the great successes of the passive microwave imagers. In this paper, to investigate the seasonal and inter-annual variation of sea-ice distribution we used here the sea ice data from July 2002 to May 2009 around the Arctic within 60°N for the AMSR-E 12.5km sea-ice concentration, a passive microwave sensor. From an early analysis of these data, the arctic sea-ice extent has been steadily decreasing at a rate of about 3.1%, accounting for about 2×10^5 km^2, which was calculated for the sea-ice cover reaching its minimum extent at the end of each summer. It is also revealed that this trend corresponds to a decline in the multi-year ice that is affected mainly by summer sea surface and air temperature increases. The extent of younger and thinner (first-year) ice decreased to the 2007 minimum, but rapidly recovered in 2008 and 2009 due to the dramatic loss in 2007. Seasonal variations of the sea-ice extent show significant year-to-year variation in the seasons of January-March in the Barents and Labrador seas and August-October in the region from the East Siberian and Chukchi seas to the North Pole. The spatial distribution of multi-year ice (7-year old) indicates that the perennial ice fraction has rapidly shrunk recently out of the East Siberian, Laptev, and Kara seas to the high region of the Arctic within the last seven years and the Northeast Passage could become open year-round in near future.

Key Words : the Arctic, Sea-ice, Sea-ice extent, First-year ice, Multi-year ice, Variation, AMSR-E, Passive Microwave Sensor.

요약 : 북극의 환경은 해빙의 변동에 민감하게 반응하며, 해빙(sea-ice)의 증감은 지구 온난화의 지표이

접수일(2009년 9월 30일), 수정일(1차 : 2009년 10월 18일), 게재확정일(2009년 10월 18일).

† 교신저자: 양찬수(yangcs@kordi.re.kr)

기도 하다. 따라서, 지구의 기후변동의 과정을 이해하고 예측하기 위해서는, 북극 해빙의 변동에 대한 지속적인 모니터링이 이루어져야 한다. 이를 위한 방법으로, 1970년대부터 인공위성의 원격탐사방법인 수동마이크로파 센서를 사용해 왔으며, 해빙의 면적과 유형을 판단하는데 효과적이다. 본 논문에서는, 북극 해빙분포의 계절 및 연 변동의 특성을 이해하기 위하여, 북위 60이상의 영역에 대한 2002년 7월부터 2009년 5월까지의 수동마이크로파 센서 AMSR-E 12.5km 해빙농도(SIC)데이터(기존 수동마이크로파 센서보다 2배의 해상도)를 사용하였다. 여름 최저 해빙역 시점의 데이터에 의하면, 북극 해빙면적은 점차 줄어드는 추세를 나타내고 있으며, 그 감소율은 연간 3.1%로 이것은 약 0.2백만km^{2}의 해빙이 줄어들고 있다는 것을 의미한다. 또한 이 경향은 여름철 해수면수온과 기온의 증가와 관련 있는 다년빙(Multi-year ice)의 감소와 함께 진행되고 있다는 것이다. 1년빙(First-year ice)의 면적은 최저의 해빙면적을 기록하였던 2007까지 감소하나, 갑작스런 다년빙(Multi-year ice)의 감소는 2008-2009년 기간의 1년빙의 증가로 이어졌다. 계절에 따른 연 변동에 있어서는, 1월-3월기간에 걸쳐 바렌츠해(Barents Sea)와 래브라도해(Labrador Sea)에서 공간변동이 크고, 8월-10월 기간에는 동시베리아해(East Siberian Sea)에서 북극점에 이르는 범위에서 큰 것으로 나타났다. 7년 동안 녹지 않은 다년빙의 공간분포도에 의하면, 다년빙이 러시아해역의 동시베리아해, 랍데브해(Laptev Sea)와 카라해(Kara Sea)에서 급격하게 감소하고 있어서 가까운 장래에 북동항로(Northeast Passage)의 이용가능성이 커지고 있다.

1. 서 론

북극의 주변해역은 계절에 따라 해수 표면이 결빙하여 형성된 해빙(sea-ice)으로 덮이게 된다. 북극해와 그 주위의 바다는 약 14백만km^{2}의 면적을 갖고 있으며, 늦겨울 경 거의 모두 얼음으로 덮이게 된다. Fig. 1은 북극해 수심을 나타낸 것으로, 가장 깊은 곳이 5,440m이고 평균 1,205m의 수심을 갖고 있다. 카라해(Kara Sea), 그린란드해(Greenland Sea), 노르웨이해(Norway Sea) 등 에서는 수심이 3000m 정도이다. 북극의 겨울철인 3월경에는 월평균 기온이 -44℃ 전후로, 약 -32℃인 캐나다북극제도의 차가운 바람과 이어져, 허드슨만(Hudson Bay), 배핀만(Baffin Bay), 래브라도해(Labrador Sea), 그린란드해, 베링해(Bering Sea)까지 해빙역이 확대된다(ACIA, 2005) (Fig. 1). 반면에 그린란드해(Greenland Sea) 동부, 노르웨이해북부, 바렌츠해(Barents Sea) 남부는 멕시코 만류의 북상에 따라 열이 전도되기 때문에 북극해 중앙부에 비해 약 30℃정도 높은 기온을 유지하여 극야(Polar nights)의 계절에도 얼지 않게 된다. 북극해와 허드슨만은 매년 겨울 거의 전역에 걸쳐 해빙이 나타나지만, 그 이외 주변 해역의 해빙 역은 해마다 해빙이 차지하는 비율이 크게 변화한다(NSIDC, 2009). 북극의 여름철인 9월에는 북극해 중앙부의 해빙만이 다년빙이 되어 녹지 않고 남게 되는데, 여름에 표면부터 융해되어 0℃ 전후의 기온을 유지하는 항온효과가 나타난다(Kitagawa, 2001). 그러나, 그 위치는 해마다 한쪽으로 치우치며 시베리아 연안에 가까워지는 해와 알래스카, 캐나다 연안에 가까워지는 해가 있다. 여름철 월평균 기온은 그린란드와 북극해의 중앙부를 제외한 넓은 지역에서 영상을 나타내며 연안은 약 8℃ 정도이다.

해빙의 생성, 변화(성장, 쇠퇴), 이동에 관련되는 또 다른 요소들은, 해류, 바람, 하천수 등이다. 북극의 해류에 대해서는, 일반적으로 받아들여지고 있는 AMAP의 보고서 (AMAP, 1998) 데이터를 이용하여 Fig. 2에 그려 보았다. 북극을 둘러싸고 있는 해역에서는, 주로 얕은 대륙붕 상의 연안류로, 지형 영향을 받으며 전체적으로 서쪽에서 동쪽으로의 흐름이 강하다. 또한, 알라스카 북쪽 해안과 북극점과의 중간을 중심으로 시계방향으로 천천히 회전하는 환류가 존재한다. 일반적으로 북극 외곽부는 주로 해류의 영향을 많이 받고, 중심부는 탁월풍(predominant wind)의 영향을 강하게 받으며 해상풍속의 5%의 정도로 이동한다(Kitagawa, 2001). 북극해를 둘러싼 유라시아 대륙과 북미대륙에는 북극해로 흘러 들어가는 매켄지(Mackenize R.), 레나(Lena R.), 예니세이(Eniset R.), 오브(Aube R.)강 등 큰 하천이 있는데, 이 강들을 북극해 4대 하천이라고 하며 북극해로 흘러 들어가는 하천유입수의 연간 총량은 약 2,500~

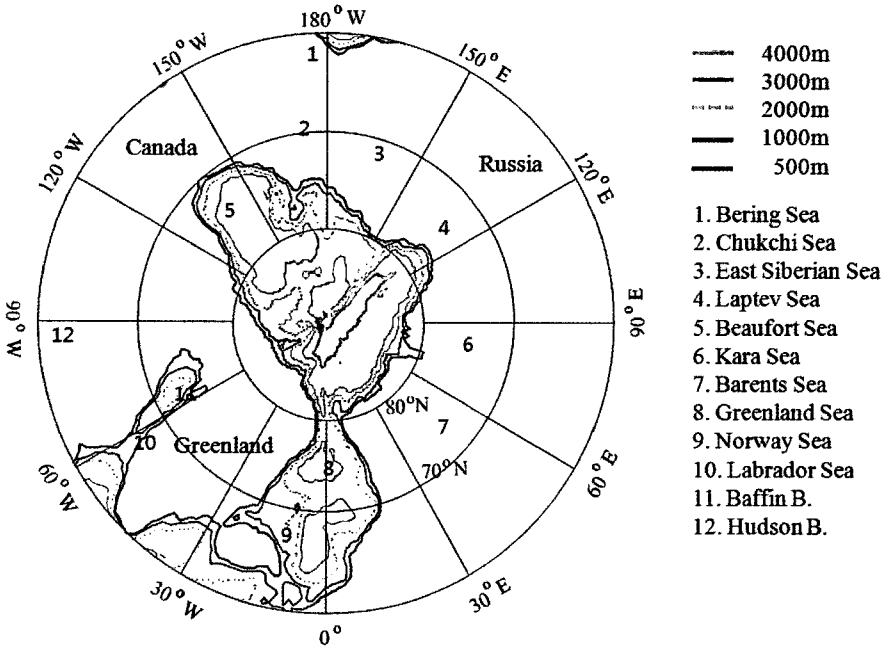

Fig. 1. Depth contour lines of the Arctic Ocean and the adjacent seas.

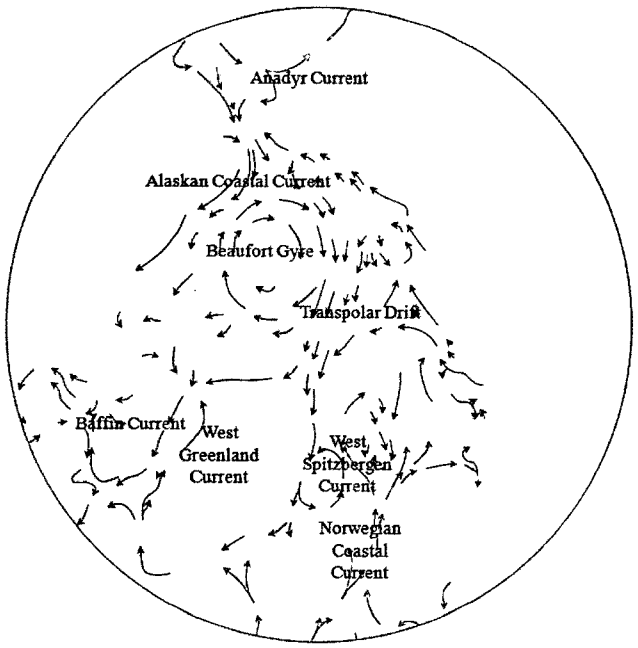

Fig. 2. Surface water currents in the Arctic Ocean (based on AMAP, 1998).

3,500km^{3}에 이른다(Kitagawa, 2001). 지난 40년간의 관측데이터에 의하면, 대기압이 떨어지고 있고, 강수량은 10년당 약 1%의 비율로 증가되고 있기 때문에 (ACIA, 2005), 향후 바람과 하천수의 영향의 증가로 이어질 수 있을 것이다.

계절, 위치, 시간에 따라 변화하는 해빙은 전 지구적인 기후 및 환경 변화를 관찰하는데 일차적인 요소로 작용하고 있다. 이를 위한 방법으로, 1970년대부터 인공위성의 원격탐사방법인 수동마이크로파(passive microwave) 센서를 사용해 왔으며, 해빙의 면적과 유

형을 판단하는데 효과적이다(황종선, 2003; Allen, 2006; Arrigo and Dijken, 2004). 지금까지의 해빙연구는, 주로 수십년 이상의 시간스케일과 북극 전체에 대해서 해빙면적과 두께의 변화와 예측 그리고 기후변동에 대한 영향을 중심으로 이루어졌다(Han and Lee, 2007; Laxon *et al.*, 2003; Zakharov, 2003; Ezraty and Cavanie, 2002; IPCC, 2001; Johannessen *et al.*, 1999; Cavalieri *et al.*, 1997). 일부 국지적인 조사를 통하여, 캐나다 동쪽 수역에서의 해빙의 증가(Parkinson, 2000), 보퍼트해와 아문젠만에서 해빙의 시공간변동(Galley *et al.*, 2008), 오호츠크해에서의 정착빙의 두께 변화(Shirasawa *et al.*, 2005)등의 연구가 이루어졌다. 그러나, 북극 해빙의 전체변동과 북동항로(Northeast Passage)의 대상해역의 변화에 있어서의 최근 변동 관계 등에 대해서는 연구가 충분하지 못한 상황이다. 또한, 위와 같은 연구에 사용되었던 기존의 수동마이크로파 센서인 SMMR(Scanning Multichannel Microwave Radiometer)과 SSM/I(Special Sensor Microwave/Imager)에 비해서, 2002년부터 실질적으로 운용 중인 AMSR-E(Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System) 센서는 채널(12개)과 주파수(6개)가 많이 증가되었으며, 전 채널을 하나의 센서에 통합하는 기능을 가지고 있다(Comiso *et al.*, 1997; Cavalieri and Comiso, 2000).

본 논문에서는, 기존의 수동마이크로파 센서보다 2배의 해상도를 갖고 있는 AMSR-E 데이터를 이용하였으며, 일별 북극 해빙 데이터를 생산하고, 이를 이용하여 해빙 경계선의 위치, 1년빙(First-year ice) 이하와 1년생에서 7년생까지의 다년빙(Multi-year ice) 정보를 추출하였다. 이를 기반으로 각 연령대별 해빙의 변동을 해석하였다. 또한, 비교적 짧은 기간(2002년 7월 - 2009년 5월)에 대해서 북극 해빙분포의 변화를 북극해 항로와 관련성이 깊은 해역을 중심으로 계절 및 연 변동의 특성을 이해하고자 하였다.

2. 연구지역 및 위성데이터

1) 연구 지역

본 논문의 연구지역은 북극해를 중심으로 베링해부터 바렌츠해까지 북극 인근해협을 포함하는 북위 60°이상의 북반구 지역을 연구지역으로 선정하였다(Fig. 3). 북위 60° 지역은 북극해의 가장자리지역으로 겨울철에 해빙이 넓은 범위에 걸쳐 분포하지만 여름철에는 대부분이 녹는 계절적 해빙지역에 해당한다. 또한, 그 위치 변동이 매우 크다. 해빙증가의 다양성을 나타내는 해빙

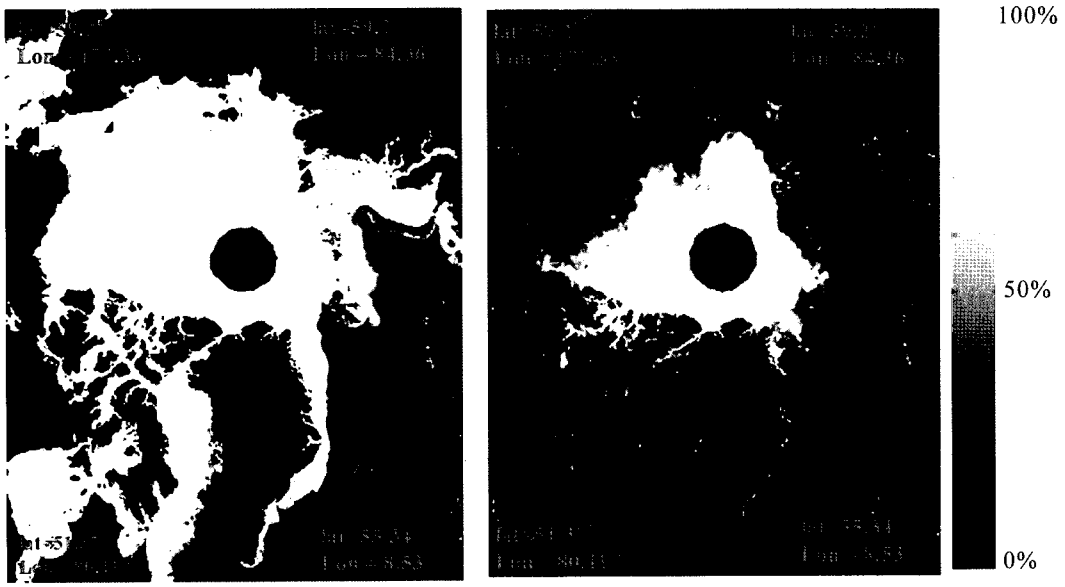

Fig. 3. Spatial distributions of sea-ice concentration in the Arctic Ocean captured on March 23 (left) and September 17 (right), 2008 by AMSR-E.

가장자리의 변화는 얼음의 성장, 녹음(Melting)에 의하여 결정되며 해류 및 여러 가지 해양학적 요소들이 영향을 미친다(Piwowar *et al.*, 1998; Partington, 2000).

2) AMSR-E 데이터와 SIC 알고리듬

사용된 AMSR-E데이터는 수동마이크로파 센서 데이터로 NSIDC(National Snow and Ice Data Center, http://nsidc.org/)에서 제공하는 것을 이용하였으며, 2002년 7월에서 2009년 5월 기간에 대하여 수집된 데이터는 해빙농도(sea-ice concentration, SIC)에 관한 정보가 포함된 것으로 대상영역에 맞춰 608 x 896 픽셀로 구성하였다. Fig. 3은 AMSR-E데이터를 이용하여 2008년 해빙의 면적이 최대(14.9백만km^2)가 되는 시점(3월 23일)과 최소(5백만km^2)가 되었던 9월 12일에 대한 SIC 공간분포를 나타낸 그림이다. 해빙의 농도에 따라 0%는 파란색, 100%는 흰색, 땅은 검은색으로 표현하였으며 각 모서리 부분의 좌표는 좌상(위도: 59.2°N, 경도: 177.33°W), 좌우(59.2°N, 84.36°E), 좌하(51.37°N, 80.11°W), 우하(55.34°N, 8.53°E)이다.

SIC는 일정한 면적 내에서 해빙이 차지하는 면적을 백분율로 나타낸 것으로 정의되며 일반적으로 15% 이상이면 신뢰할 수 있는 수치로 사용한다(Mark, 1995; Meier, 2005). 15% 이상의 SIC를 나타내는 픽셀의 면적을 모두 더한 것을 해빙 영역(sea-ice extent)이라 하고, 해빙 영역 안에서 해빙이 실제로 차지하는 면적(= 픽셀 면적 × SIC)을 해빙면적(sea-ice area)이라 한다(Vinnikov *et al.*, 1999; Serreze *et al.*, 2003). 해빙의 면적 비 추출은 해빙의 부분적인 특징 이해와 해빙 확장의 계산을 하는데 유용하게 사용된다. 수동마이크로파 센서 데이터는 무빙구역과 해빙이 상대적으로 매우 높은 곳에서 대조적인 방사율을 갖기 때문에 해빙연구에 매우 유용하며 이 대비는 주파수의 영향을 받으며 주파수가 낮아지면 대비는 커진다. 대부분의 알고리즘에서 대기의 영향은 상수로 가정한다. 물체가 방출하는 적외선 에너지량은 물체의 온도에 따라 결정되며, 온도가 높을수록 많다. 따라서 적외선 채널 관측으로부터 물체의 온도를 추정할 수 있으며 이렇게 추정된 온도를 휘도온도라고 한다. 수동 센서 위성이 받는 복사는 밝기온도(T_b)로 표현이 되며 다음 식에 의하여 계산된다.

$$T_b = T_{bw}\, C_w + T_{bi}\, C_i \tag{1}$$

여기서, T_{bw}: 개빙구역에 대한 밝기 온도, T_{bi}: 해빙에 대한 밝기온도, C_w: 시야범위내의 개빙구역 부분, C_w: 시야범위내의 해빙밀도 부분이다. 해빙의 밀도(C_I)는 해빙이 덮고 있는 일정한 지역에 대한 해빙이 차지하는 비율이며 다음 식에 의해 계산된다.

$$C_I = (T_b - T_{bw})/(T_{bi} - T_{bw}) \tag{2}$$

수동마이크로파 센서를 이용한 해빙관찰은 1970년대부터 시작하였다. 대표적인 수동마이크로파 센서는 SSM/I와 AMSR-E이다. SSM/I는 1987년에 발사되었으며 19.35, 22.235, 37.0, 85.0GHz의 4개 주파수와 19.35H/V, 22.235V, 37.0H/V, 85.0H/V의 7개 채널로 구성되어 있다. AMSR-E는 2002년 NASA Earth Observing System (EOS) Aqua위성에 탑재되어 운용되고 있으며 물과 에너지 순환에 대하여 땅, 대기, 해양에 관한 정보를 제공한다. 구성은 6.9, 10.7, 18.7, 23.8, 36.5, 89.0GHz의 수직편파(vertical polarization), 수평편파(horizontal polarization)의 12개 채널과 6개 주파수로 이루어져있다. 해빙의 복사세기를 측정하여 해빙 면적비를 계산하는데 SSM/I는 NASA Team Algorithm(NT)를 AMSR-E는 NASA Team2 Algorithm(NT2)를 사용한다. NT알고리즘은 다음 식과 같이 두 가지의 휘도온도 비를 사용한다.

$$PR(v) = \frac{([TB(v,V) - TB(v,H)])}{([TB(v,V) + TB(v,H)])} \tag{3}$$

$$GR(v1,v2,p) = \frac{([TB(v1,p) - TB(v2,p)])}{([TB(v1,p) + TB(v2,p)])} \tag{4}$$

여기서 v는 주파수이며 p는 편파를 나타낸다. Polarization(PR)은 19GHz 편파를 사용하며 다음 식과 같다.

$$PR(19) = \frac{([TB(19,V) - TB(19,H)])}{([TB(19,V) + TB(19,H)])} \tag{5}$$

Spectral Gradient Ration (GR)은 19,37GHz 편파를 사용하며 다음 식과 같다.

$$GR(37v19v) = \frac{([TB(37v) - TB(19v)])}{([TB(37v) + TB(19v)])} \tag{6}$$

NT알고리즘에서는 눈으로 덮인 표면과 같이 균질하지 않은 특성에서 19GHz 수평편파채널의 민감도 문제

가 발생한다(Markus and Cavalieri, 2000; Markus and Cavalieri, 2003). 이를 보완하기 위하여 NT2 알고리즘을 사용하는데 NT2알고리즘은 NT알고리즘과 같이 휘도온도비를 사용한다. 해빙의 표면에 대한 영향을 적게 받는 89GHz 수평편파를 사용하여 좀더 명확하게 얼음의 종류별 구분이 가능하며 부가적인 밝기온도의 비율을 사용한다. NT 알고리즘은 19GHz 수평편파 채널의 민감도 문제가 발생하는 반면 NT알고리즘의 단점을 보완한 NT2알고리즘에서는, 89GHz는 19GHz 수평편파 보다 표면에 대한 영향을 덜 받는다. 기존의 채널에서 86GHz를 추가로 사용함으로써 해빙표면에 의한 오차를 해결한다. 따라서 본 논문에서는 NT2알고리즘을 사용하는 12.5km 해상도의 AMSR-E의 데이터를 사용하였다.

3. 해빙면적의 계절 및 연 변동

AMSR-E 월평균 데이터를 이용한 해빙의 면적은 2월 또는 3월에 최대량이 되고, 이후 녹기 시작한 해빙은 9월에 최소량이 되고 이후 다시 증가한다(Fig. 4). 이렇게 생성과 융해과정을 반복하는 해빙은 해마다 면적이 변화한다. 여기서 2월 또는 3월 최대량을 나타내는 이유는, 최대면적을 나타내는 일자가 3월 초에 있는 경우, 그 평균치는 2월이 높게 나타나기 때문이다. 계절변동은 전체적으로 크며, 월평균 면적의 최대값은 최소값의 2.3배(2006년)에서 2.9배(2009년)의 범위에 있다. 연변동에 있어서는, 1월-3월과 8월-10월 기간에 비교적 큰 것으로 나타났다. 이와 같은 변동의 원인이 명확하게 밝혀지지 않았지만, 지구온난화와 관련성이 가장 큰 것으로 알려져 있다(Vinnikov *et al.*, 1999; ACIA, 2005).

주로 해빙의 면적이 최대가 되는 3월을 비교해 보면, 2003년: 15.2백만km^2, 2004년: 14.5백만km^2, 2005년: 14.5백만km^2, 2006년: 14.0백만km^2, 2007년: 14.2 백만km^2, 2008년: 14.9 백만km^2, 2009년: 14.7 백만km^2이다. 최저는 2006년으로 다음 해에 발생한 사상 최대의 해빙감소와는 직접적인 관계가 없어 보인다. 그러나 2007년과의 면적차이는 0.2백만km^2에 불과하였다.

반면에 해빙의 면적이 최소가 되는 9월을 비교해 보면 최소해빙의 면적은 2002년: 6백만km^2, 2003년: 6백만km^2, 2004년: 6백만km^2, 2005년: 5.7백만km^2, 2006년: 6백만km^2, 2007년: 4.6백만km^2, 2008년: 4.9백만km^2이다. 2002년부터 2006년까지 최소해빙면적은 약간의 변동사항은 있지만 약 6백만km^2에서 큰 차이가 없으나, 2002년을 기준으로 2007년은 1.4백만km^2, 2008년은 1.1백만km^2의 차이가 발생했다. 특히 2007년은 8월과 10월에도 전년도에 비해 면적의 감소폭이 크다.

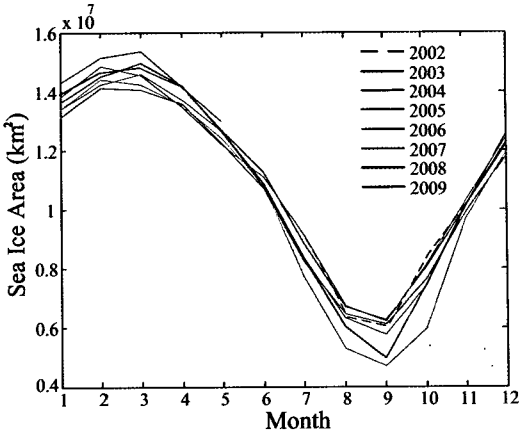

Fig. 4. Seasonal variations of the monthly-averaged sea-ice areas for the period from July 2002 to May 2009.

다음은 계절에 따른 공간적 변화를 보고자 한다. 해빙면적의 연변동이 큰 3월과 9월을 대표적으로 선택하여 Fig. 5에 도시하였다. 해빙면적이 최대가 되는 3월이면 베링해, 바렌츠해, 래브라도해를 제외한 북위 66.5° 선 이내 북극해의 대부분이 해빙으로 덮이게 된다. 이 세 지역은 난류와 한류가 만나는 지역으로 매년 해빙면적의 변화가 활발하게 일어나며 특히 노르웨이해에서 바렌츠해에 이르는 지역은 북대서양 난류의 영향으로 극야의 기간에도 얼지 않는다. 3월에서 공간적 변동이 높은 곳을 적색 점선으로 3곳 표시하였다. 1번영역의 베링해는 연도별 해빙 증감 경향이 일정하지않으며, 2번의 바렌츠해에서는 2003년(황색)과 2004년(노란색)의 해빙 경계선이 북극해를 중심으로 가장 외각에 있는 반면, 2007년(보라색)과 2008년(갈색)은 북극해 중심으로 이동하였다. 3번으로 표시된 래브라도해에서는 북극해를 중심으로 가장 안쪽에 위치한 2005년(녹색)에 비해 2008년(갈색) 경계선은 가장 외각으로 이동하면서 해빙이 증가하였다(Fig. 5의 왼쪽).

해빙의 면적이 최소가 되는 9월은 북극해 중앙부를

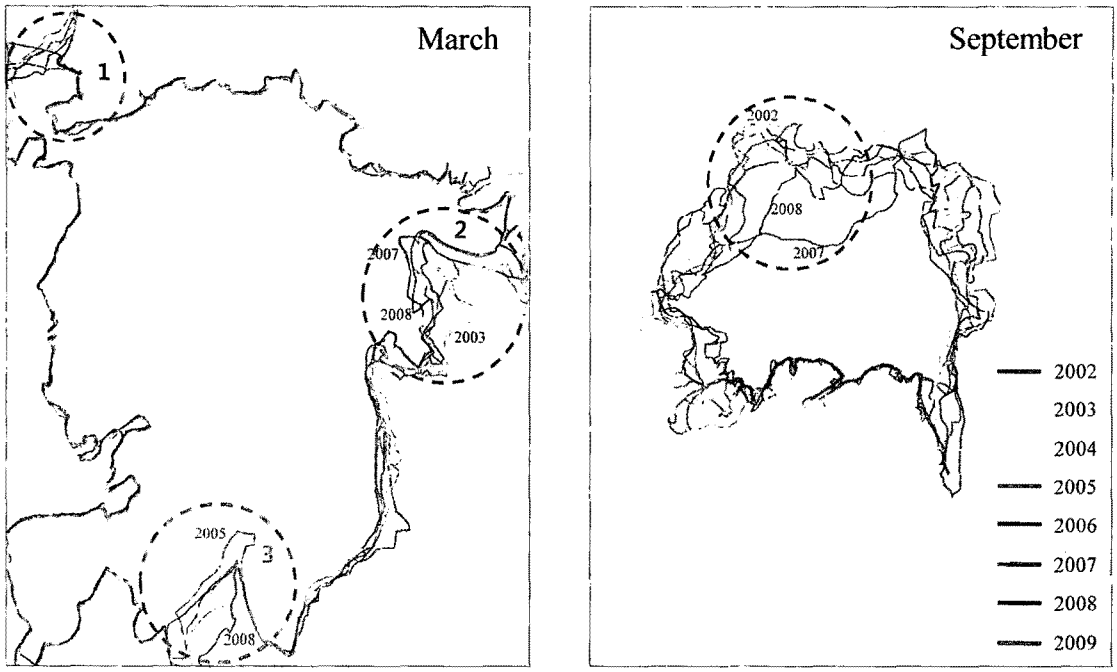

Fig. 5. Boundary lines for sea-ice extent in March from 2003 to 2009 (left) and September 2002-2008(right).

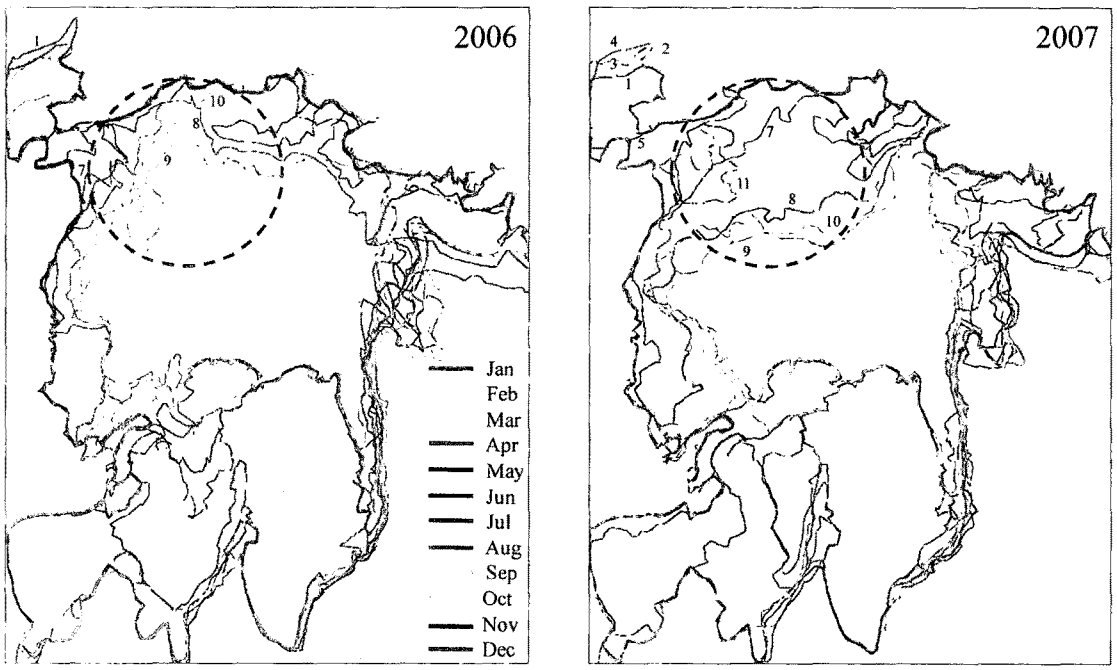

Fig. 6. Boundary lines for the monthly sea-ice extent in 2006 (left) and 2007(right).

제외하고 대부분의 해빙이 녹는다. 다년빙의 중앙부는 녹지 않지만 외각을 중심으로 해마다 면적이 변화하고 한쪽으로 치우친다. 특히, 2002년부터 2008년까지 동시베리아해에서 북극해 중앙부를 향하여 급격히 감소하였으며, 2002년 가장 외각에 있던 경계선에 비하여 2007년 경계선이 북극해 중앙부를 향하고 있다. 카라해와 바렌츠해에서도 활발한 변화가 발생하지만 동시베리아해에서 감소현상이 뚜렷하다. 2007년의 최대 해빙 면

적 감소(약4.5백만km^2)는 시베리아북극해 대빙역(ice massif)의 다년빙 감소에 기인한 것이다. 그러나, 2008년 상당부분 회복이 된 것이 확인된다(Fig. 5의 오른쪽).

월별 공간적 변동이 다른 2006년과 2007년에 대해서 1월에서 12월까지의 해빙 경계선을 비교하였다(Fig. 6). 2006년의 분포패턴은 2002년에서 2005년까지 보여지는 것과 비슷하며, 2007년과 2008년이 서로 유사하여 위 2년간을 사용하였다. 주된 관심 해역은 적색 점선 원으로 표시한 부분이다. 그림에서 숫자로 표기되어 있는 것은 해당 월을 의미한다. 해빙영역의 월별 추이를 보면 2006년에 비해서 2007년에서 8월~10월의 경계선이 동시베리아해에서 북극해 중앙으로 급격히 진출하는 것을 알 수 있다. 실질적으로는 7월부터 그와 같은 경향이 나타나고 있다. 전체적인 해빙면적은 2006년 9월에 비해 2007년 9월과 10월에 2백만km^{2}의 면적이 줄어들었다.

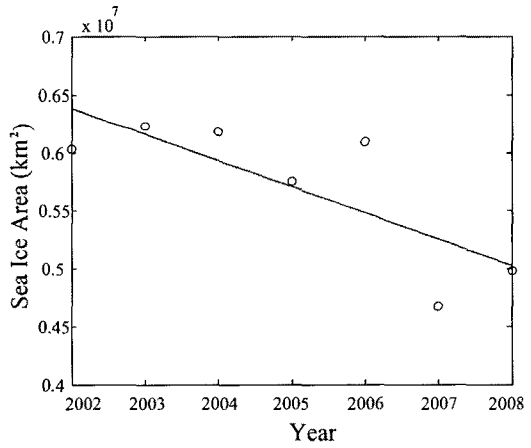

Fig. 7. Annual sea-ice minimums for the period 2002 to 2008. Based on a least squares linear regression, the rate of decrease for the September ice extents was -3.1%.

해빙의 면적이 최저가 되는 시점의 값들을 이용하여 2002년부터 2008년까지 그래프로 나타낸 것이 Fig. 7이다. 이 값들을 이용하여 최소자승선형회귀방법을 적용한 결과, 연간 약 3.1%의 해빙이 줄어들고 있으며, 이는 연간 약 0.2백만km^{2}씩 줄어드는 것을 말한다. 최근 발행된 Arctic Report Card(Richter-Menge *et al.*, 2008)에 의하면, 최근 30년간의 9월 최저면적의 감소율은 약 11.1%이었다. 이것은 최근 10년간의 급격한 감소에 의한 것으로 2002년 이후에 감소율이 떨어졌다는 것을 의미하지는 않는다. 이와 같은 감소가 계속 지속될 가능성 높다고 보여진다(ACIA, 2005; Zakharov, 2003; Vinnikov *et al.*, 1999).

4. 해빙 연령에 따른 분포 변화 특성

해빙의 유형은 분류기준에 따라 다양하게 분류될 수 있다(WMO, 1970). 여기서는 크게 다년빙과 1년빙이하로 나누고, 다년빙은 1년빙에서 7년빙까지 구별하여 사용하였다. 다년빙은 여름이 되어도 녹지 않는 해빙으로 두께는 3m이상이고, 1년빙은 봄과 여름철에 녹는 해빙으로 1년 이상 존재하지 않으며 두께는 30cm~2m이다. 다년빙의 계산은, 동일년도에서 3월의 최대해빙영역이 9월에도 남게 되는 영역이 되며, 1년빙은 전년도 해빙의 면적이 최소가 되는 9월과 당해년도 해빙의 면적이 최대가 되는 3월의 데이터를 이용하여 계산하였다. 여기에 사용된 데이터의 목록과 1년빙의 계산과정을 Table 1과 같이 정리하였다.

이러한 방법으로 만들어진 연도별 다년빙과 1년빙의 분포는 Fig. 8에서와 같다. Fig. 9는 Fig. 8에서 보여지는 1년빙과 다년빙 결과에 대한 면적을 그래프로 나타낸

Table 1. List of annual sea-ice minimum and maximum data and areas of calculated first-year ices

Date	Min(km^2)	Date	Max(km^2)	Date	FYI Area(km^2)
2002.09.20	6,027,300	2003.03.18	15,709,000	2002.9 → 2003.3	9,681,700
2003.09.16	6,118,125	2004.03.09	15,015,000	2003.9 → 2004.3	8,896,875
2004.09.03	6,409,500	2005.03.05	14,763,000	2004.9 → 2005.3	8,353,500
2005.09.18	5,576,100	2006.03.12	14,449,375	2005.9 → 2006.3	8,873,275
2006.09.13	6,024,375	2007.03.04	14,619,375	2006.9 → 2007.3	8,595,000
2007.09.10	4,501,400	2008.03.09	15,201,000	2007.9 → 2008.3	10,699,600
2008.09.06	4,918,600	2009.03.05	15,086,000	2008.9 → 2009.3	10,167,400

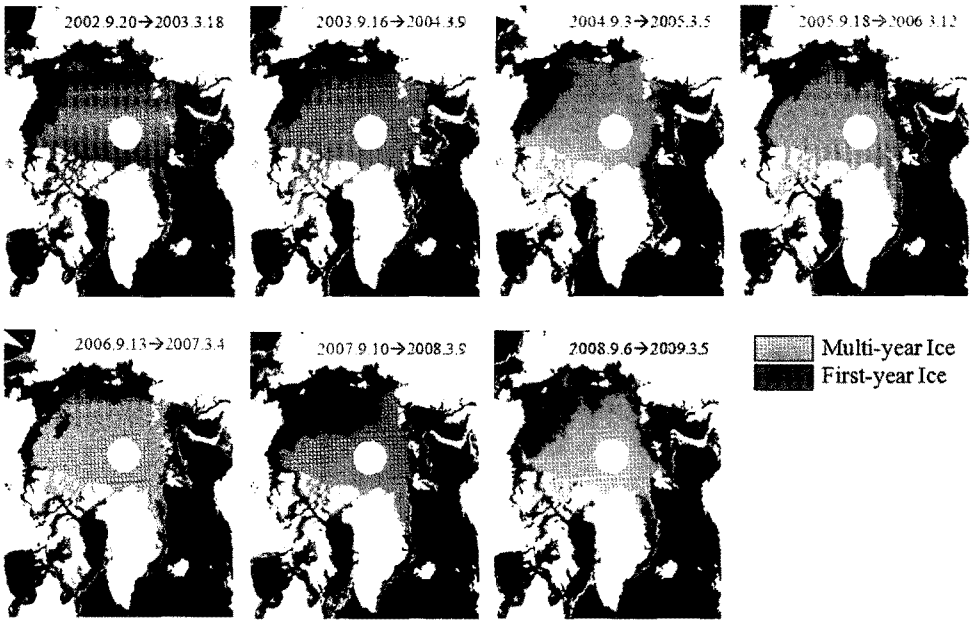

Fig. 8. Spatial and temporal changes of multi-year ice and first -year ice distributions (2002.9~2009.3).

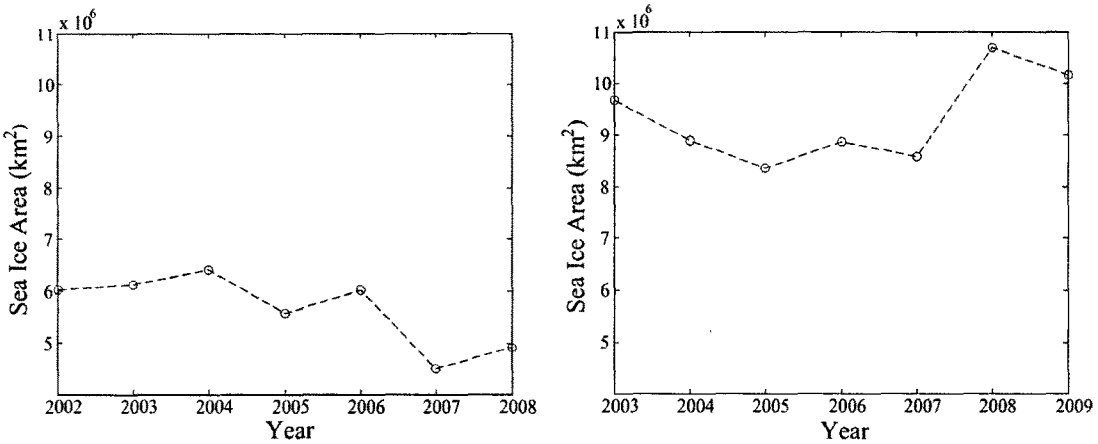

Fig. 9. Inter-annual variation of first-year (right) and multi-year (left) ice areas. The first-year ice at each year is calculated from the minimum of the previous year and the maximum of the year. The multi-year ice at each year is the remaining ice at the end of each summer.

것이다. 위 결과를 통하여, 다년빙이 해마다 변동하고, 어느 한 쪽으로 치우치는 경향이 바뀌는 것을 확인할 수 있다. 2004년에서 2005년 사이에는 시베리아해로 치우치고 2005년에서 2007년 사이는 캐나다 연안으로 치우쳤다. 또한 2007년에서 2008년 사이의 다년빙이 북극해 중앙부근에 주로 위치하고 그 면적이 크게 감소하였다. 다년빙의 면적은 전체적으로 감소하는 추세를 나타내며 2005년을 기준으로 크게 줄어들기 시작하고 2007년에는 가장 적은 면적을 나타낸다.

1년빙의 전체 면적 또한 줄어드는 추세이나 2007년 이후 급격히 증가하였다. 이는 다년빙의 급격한 감소에 따른 일시적인 증가로, 이 면적이 다년빙으로 회복하지 못하면, 향후 훨씬 더 급격하게 감소될 가능성이 크다. 가장 많이 감소한 기간은 2004년 3월~2005년 3월이다. 이는 여름에 감소된 양은 2002에서 2008년 기간에서 최소인 반면에 3월의 면적변화 또한 크지 않았음을 의미한다. 즉, 해빙 면적의 연간 변동폭이 가장 적은 기간이었다.

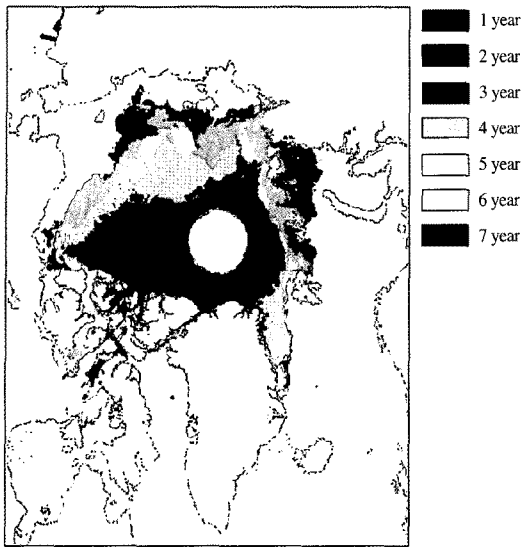

Fig. 10. Spatial distribution of multi-year ice according to the number of years which have survived melt season for the period 2002-2009.

1년빙은 일 년을 주기로 증가와 감소를 반복하지만 반면에 다년빙은 여름에도 녹지 않는 빙역을 의미하는 만큼 다년빙의 감소 경향에 좀 더 주시할 필요가 있다. Fig. 10은 2002년을 기준으로 1년~7년생의 다년빙의 연령별 분포를 나타낸 그림으로 면적 변화가 일어나는 지역을 좀 더 쉽게 확인할 수 있다. 동시베리아해와 랍테브해에서 북극해의 중앙을 향해 해빙의 면적변화가 크게 발생하였음을 확인할 수 있으며, 1년생부터 6년생까지의 층이 나타난다.

5. 결 론

수동마이크로파 센서인 AMSR-E를 이용하여 2002년부터 2009년 동안의 북극 해빙 면적에 대한 데이터를 획득하였고 이 데이터를 이용하여 해빙면적의 변동사항에 대하여 조사하였다. 해빙 면적이 최대가 되는 3월에는 베링해, 바렌츠해, 래브라도해에서 변화가 활발하게 발생하며 전체면적은 약 15.5백만km^2에서 14백만km^2까지 대략 줄어들었다가 늘어나는 변화가 발생하였다. 반면에 해빙의 면적이 최소가 되는 9월에는 동시베리아해에서 북극 점을 향한 지점에서 많은 변화가 발생하고 주로 북동항로(Northeast Passage)주변에서 변화가 발생한다. 해빙의 면적은 점차 줄어드는 추세를 나타내고 2006년 9월에 비하여 2007년 9월 2백만km^2의 해빙면적이 줄어드는 급격한 변화가 발생하였다. 해빙면적이 최소가 되는 시점의 데이터를 기준으로 해빙면적 감소에 대한 선형 식을 제시하였으며 연간 면적의 3.1%인 약 0.2백만km^2의 해빙이 줄어들고 있다. 이는 8년간의 해빙데이터를 기반으로 추정한 결과이며 향후 해빙 변동사항에 대한 정확한 예측을 위하여 지속적인 모니터링과 고해상도의 합성개구레이더와 연계 연구가 필요할 것으로 보인다.

사 사

본 연구는 지식경제부 국가연구개발사업 "극지용 저온 설계 및 Winterization 평가 기술" 수행의 결과이다.

참고문헌

황종선, 이방용, 심재설, 홍성민, 윤호일, 권태영, 민경덕, 김정우, 2003. 마이크로웨이브 원격탐사를 이용한 남극 웨델해 해빙관측, 자원환경지질학회지, 36(2): 141-148.

ACIA, 2005. *Arctic Climate Impact Assessment 2005*, Cambridge University Press, 1042.

Allen, J. R. and D. G. Long, 2006. Microwave observations of daily Antarctic sea-ice edge expansion and contraction rates, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing Letters*, 3(1): 54-58.

AMAP, 1998. AMAP *Assessment Report: Arctic Pollution Issues*, Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo, Norway.

Arrigo, K. R. and G. L. van Dijken, 2004. Annual cycles of sea ice and phytoplankton in Cape Bathurst polynya, southern Beaufort Sea, Canadian Arctic, *Geophysical Research Letters*, 31(8): L08304.

Cavalieri, D. J., P. Gloersen, C. L. Parkinson, J.C.

Comiso, and H. J. Zwally, 1997. Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes, *Science*, 278: 1104-1106.

Cavalieri, D. J. and J. Comiso, 2000. *Algorithm Theoretical Basis Document for the AMSR-E Sea Ice Algorithm*, Revised December 1. Landover, MD, USA: Goddard Space Flight Center.

Comiso, J. C., D. J. Cavalieri, C. L. Parkinson, and P. Gloersen, 1997. Passive microwave algrorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques, *Remote Sensing of Environment*, 60(3): 357-384.

Ezraty, R. and A. Cavanié, 2002. Inter-annual variations of Arctic multi-year sea ice, 1991-2001, *21st annual meeting, Arctic Ocean Sciences Board*, Groningen, Netherlands.

Galley, R. J., E. Key, D. G. Barber, B. J. Hwang, and J. K. Ehn, 2008. Spatial and temporal variability of sea ice in the southern Beaufort Sea and Amundsen Gulf: 1980-2004, *Journal of Geophysical Research*, 113, C05S95, doi:10.1029/2007JC004553.

Han, H. and H. Lee, 2007. Comparative study of sea ice concentration by using DMSP SSM/I, Aqua AMSR-E, and KOMPSAT-1 EOC, *International Geoscience and Remote Sensing Symposium* 2007, Barcelona, Spain, 23-27 July.

IPCC, 2001. *Climate Change 2001: Synthesis Report.* A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Watson, R. T., and the CoreWriting Team (eds.), Cambridge University Press, 398.

Johannessen, O. M., E. Shalina, and M. Miles, 1999. Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation, *Science*, 286: 1937-1939.

Kitagawa, H., 2001. *The Northern Sea Route: The shortest sea route linking East Asia Europe*, Ship & Ocean Foundation, 28-43.

Laxon, S., N. Peacock, and D. Smith, 2003. High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region, *Nature*, 425(6961): 947-950.

Mark, C. S, 1995. Diagnosis of the record minimum in Arctic sea ice area during 1990 and associated snow cover extremes, *Geophysical Research Letters*, 22(16): 2183-2186.

Markus, T. and D. J. Cavalieri, 2000. An enhancement NASA team sea ice algorithm, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(3): 1387-1398.

Markus, T. and D. J. Cavalieri, 2003. AMSR-E *Algorithm Theoretical Basis Document: Sea Ice Products*, Hydrospheric and Biospheric Sciences Laboratory, NASA Goddard Space Flight Center Greenbelt, MD 20771.

Meier, W. N., 2005. Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic peripheral seas, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43(6): 1324-1337.

NSIDC, 2009. *Sea Ice Index: Interpretation Resources for Sea Ice Trends and Anomalies*, National Snow and Ice Data Center (http://nsidc.org/).

Parkinson, C. L., 2000. Recent trend reversals in Arctic sea ice extents: Possible connections to the North Atlantic Oscillation. *Polar Geography*, 24: 1-12.

Partington, K. C., 2000. A data fusion algorithm for mapping sea-ice concentrations from Special Sensor Microwave/Imager data, *IEEE Transations on Geoscience and Remote Sensing*, 38(4): 1947-1958.

Piwowar, J. M., D. R. Peddle, and E. F. Ledrew, 1998. Temporal mixture analysis of arctic sea ice imagery: A new approach of monitoring environmental change, *Remote Sensing of Environment*, 63(3): 195-207.

Richter-Menge, J., J. Comiso, W. Meier, S. Nghiem, and D. Perovich, 2008. Arctic Report Card 2008: Sea Ice Cover, http://www.arctic.noaa.

gov/reportcard.

Serreze, M. C., J. A. Maslanik, T. A. Scambos, F. Fetterer. J. Stroeve, K. Knowles, C. Fowler, S. Drobot, R. G. Barry, and T. M. Haran, 2003. A record minimum arctic sea ice extent and area in 2002, *Geophysical Research Letters*, 30(3): 10(1)-10(4), doi: 10.1029/2002GL016406.

Shirasawa, K., M. Lepparanta, T. Saloranta, T. Kawamura, A. Polomoshnov, and G. Surkov, 2005. The thickness of coastal fast ice in the Sea of Okhotsk, *Cold Regions Science and Technology*, 42(1): 25-40.

Vinnikov, K. Y., A. Robock, R. J. Stouffer, J. E. Walsh, C. L. Parkinson, D. J. Cavalieri, J. F. B. Mitchell, D. Garrett, and V. F. Zakharov, 1999. Global warming and northern hemisphere sea ice extent, *Science*, 286(5446): 1934-1937.

WMO, 1970. *WMO-Sea ice nomenclature, 1970 ed*, Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva.

Zakharov, V. F., 2003. Sea ice extent changes during XX century, *Meteorology and Hydrology*, 5: 75-86 (in Russian).