

## 위성관측(MSU)과 모델 재분석 자료에서 조사된 대기물현상과 표면 방출율의 분포

유정문\* · 김태연

이화여자대학교 과학교육과, 120-750 서울시 서대문구 대학동 11-1

### Distribution of Hydrometeors and Surface Emissivity Derived from Microwave Satellite Observations and Model Reanalyses

Jung-Moon Yoo\* · Tea-Yean Kim

Department of Science Education, Ewha Womans University, Seoul 120-750, Korea

**Abstract :** The data of satellite-observed Microwave Sounding Unit (MSU) channel 1 (Ch1) brightness temperature and General Circulation Model (GCM) reanalyses over the globe have been used to investigate low tropospheric hydrometeors and microwave surface emissivity during the period from January 1981 to December 1993. The average of GCM Ch1 temperature has been reconstructed from three kinds of reanalyses, based on the MSU weighting function. Since the GCM temperature mainly corresponds to the thermal state of the lower troposphere without the difference in the emissivity between ocean and land, it is higher in summer than in other seasons over the regions. The MSU temperature over the ocean shows its maximum at the ITCZ and the SPCZ due to hydrometeors. Over high latitude ocean, the temperature is enhanced because of sea ice emissivity, while it is reduced over the land. The seasonal displacement of the ITCZ and the SPCZ systematically appeared in the difference of Ch1 temperature between the GCM and the MSU. The difference values decrease in the regions of the ITCZ, the SPCZ, and the sea ice because of the increase of the MSU temperature. According to the local minima of the values, the ITCZ moves northward to 9 N in fall, and the SPCZ moves southward to 12 S in boreal fall and winter. The sea ice in the northern hemisphere is extended southward to 53 N in winter, while the ice in the southern hemisphere, northward to 58 S in boreal summer. We also have discussed the separated contribution from hydrometeors and surface emissivity to the MSU Ch1 temperature, utilizing radiative transfer theory. The increase of 4-6K in the temperature over the ITCZ is inferred to result from hydrometeors of 1-1.5mm/day, and furthermore the increase of 10-30K over the high latitude ocean, ice emissivity of 0.6-0.9.

**Keywords :** hydrometeors, microwave, surface emissivity, MSU channel 1, sea ice

**요약 :** 허부 대류권의 대기물현상과 마이크로파 표면 방출율을 진구적으로 조사하기 위하여 1981-93년 기간의 MSU 채널1 밝기온도와 대기대순환 모델(GCM) 재분석 월평균 자료를 사용하였다. 모델재분석 채널1 자료의 평균값이 MSU 채널1 가중합수를 기초로 하여 세 종류의 모델(NCEP, ECMWF, GEOS) 재분석에서 온도장을 이용하여 재구성되었다. 모델재분석 채널1 온도는 허부 대류권의 열적 상태를 주로 반영하기 때문에, 해양과 육지에서 계절에 관계없이 각 반구 여름철에 최대값을 나타내었다. MSU 채널1 밝기온도는 해양에서 대기물현상으로 인해 열대 및 남태평양 수렴대들에서 극대값을 보였다. 또한 이 밝기온도는 빙하/눈 방출을 효과로 인하여 고위도 해양에서 증가하는 반면에, 고위도 육지에서는 감소하였다. 열대 및 남태평양 수렴대들의 계절적 이동은 GCM과 MSU 사이의 채널1 온도 차의 분포에서 체계적으로 나타났다. 이러한 온도차의 극소값 위치에서 추정할 때, 열대 수렴대는 가을에 9N까지 북상하였고, 남태평양 수렴대는 북반구 가을과 겨울에 12S까지 남하하였다. 고위도 경우에는 해빙이 각 반구의 겨울에 북반구에서 53N까지 남하하고, 남반구에서는 58S까지 북상하였다. 복사전달 결과를 이용하여 MSU 채널1 밝기온도에 대한 대기물현상과 표면 방출율의 부분적인 기여도를 분리하여 조사하였다. ITCZ 지역에서 4-6K의 밝기온도 상승은 1-1.5mm/day의 대기물현상 증가에, 그리고 고위도 해양에서의 10-30K의 상승은 0.6-0.9값의 해빙 방출율의 기여에 해당하였다.

**주요어 :** 대기물현상, 마이크로파, 표면 방출율, MSU 채널1, 빙하

## 서론

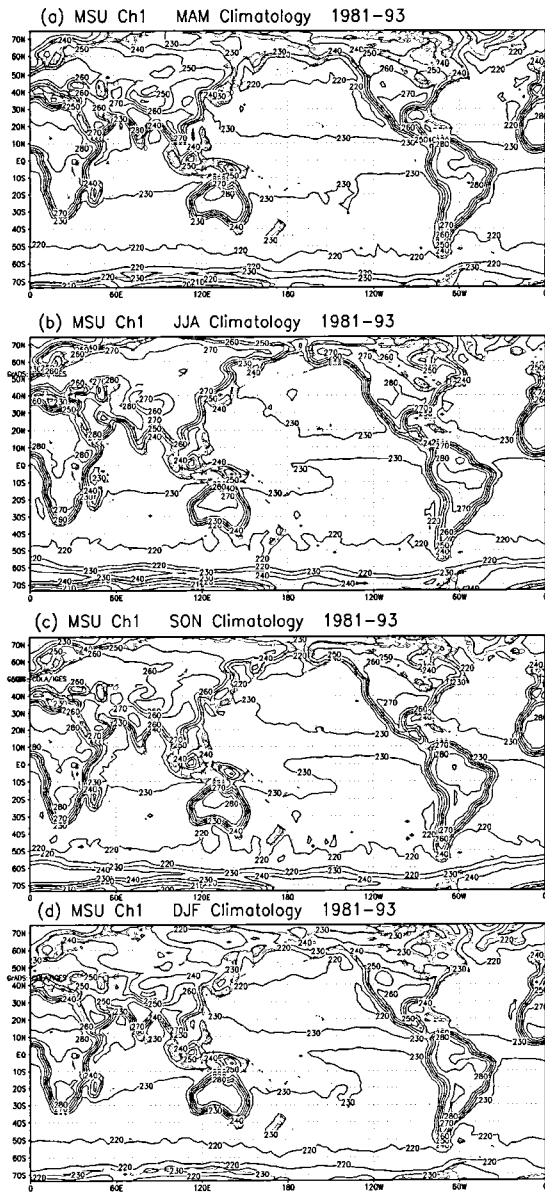
하부 대류권은 인간의 활동 영역으로서 인간 생존과 밀접하게 관련되어 있으므로, 온도와 같은 기후 요소를 사용하여 이곳의 기후 시스템을 감시하는 것은 중요하다. 백엽상이나 라디오존데 등에서 직접 온도를 관측하는 것은 시공간적인 측면에서 많은 제한점을 가지나, 위성관측은 전구적으로 고르게 온도 자료를 제공할 수 있다. 극궤도 NOAA 위성에 탑재된 MSU(Microwave Sounding Unit) 복사계 채널1(50.3GHz)의 마이크로파는 산소분자의 열방출에 대하여 대략 1 광학깊이를 나타내며, 산소 흡수대의 창 영역에 있다(Savage, 1976). 따라서 MSU 채널1 밝기온도( $T_b$ )는 하부 대류권의 열상태, 지표 방출율, 그리고 대기물현상(hydrometeors; 구름 및 강수)에 대하여 민감하다. 채널1 밝기온도에 내재된 이러한 요소를 효과적으로 분리할 때, 이 위성관측 온도는 대기 열적 상태 뿐만 아니라 지표 상태 및 물순환과 관련된 정보를 유도하는데도 사용될 수 있다. 이와 같이 위성관측의 고유한 장점에도 불구하고 위성의 제한된 수명으로 인해 위성 계열간에 관측 자료의 결합이 필요하다. 특히 적도 통과 시간이 서로 다른 위성 계열의 자료를 사용하여 장기간의 시계열을 형성할 때 오차가 발생할 수 있다. 이를 보정하기 위해 본 연구의 MSU 경우에 중복 기간의 관측자료를 사용하였다.

대기대순환 모델(General Circulation Model; GCM)의 결과는 모델 자체의 해상도 및 불완전한 물리과정의 모수화, 특히 격자 규모 운동의 모수화의 불완전성 등에도 불구하고 기후 변동과 그와 연관된 여러 물리 과정의 이해 및 통찰을 높이는데 활용되어 왔다(e.g., Hurrell and Trenberth, 1992). 현재 기후 변동을 평가 및 예측하기 위하여 사용되는 대순환 모델들은 다수 있으나, 본 연구에서는 자료 입수가 가능하고 모델 정확도에 대한 신뢰가 높다고 알려진 다음의 세 종류의 모델 재분석(reanalysis) 결과가 사용되었다; NCEP(National Centers for Environmental Prediction) and NCAR(National Center for Atmospheric Research)의 NCEP/NCAR 모델(Kalnay *et al.*, 1996), NASA(National Aeronautics and Space Administration) DAO(Data Assimilation Office)의 GEOS(Goddard Earth Observing System) 모델(Schubert *et al.*, 1993), 그리고 ECMWF(European Center for Medium-range Weather Forecasting) 모델(Bengtsson and Shukla, 1998; Gibson *et al.*, 1997).

Spencer(1993)는 MSU 채널1 밝기온도가 해양에서 강수시에 증가하는 특성을 강수 알고리즘 유도에 사용한 바 있다. 또한 유정문 등(2001)은 대기 상·하층 사이의 온도 간의 상관을 조사하기 위하여 채널1 밝기온도를 MSU 채널2(53.74GHz)와 채널4(57.95GHz) 밝기온도와 비교·분석하였다. 그러나 하부 대류권에

**Table 1.** The weighted values and layer thicknesses ( $\Delta P$ ) used in the calculation of equivalent MSU Ch1 brightness temperature from the NCEP, ECMWF and GEOS reanalyses.

Pressure altitude	Weighted value	Layer thickness ( $\Delta P$ )		
		ECMWF	NCEP	GEOS
50	0	1.5	20	20
70	0.3	3.5	25	25
100	0.6	6	40	40
150	1.2	12.5	50	50
200	2.2	20	50	50
250	3.1	26.5	50	50
300	4.1	33.5	75	75
400	6.2	46.5	100	100
500	8.5	58.5	100	100
600	11.0	63.5	100	100
700	13.7	64.5	125	100
800	17.0	62.5	-	75
850	18.8	61.5	112.5	50
900	20.5	60	-	50
925	21.8	-	75	-
950	22.5	59	-	50
1000	25.0	58	37.5	25



**Fig. 1.** Climatological MSU Ch1 brightness temperature (K) distribution derived from the data (1981-93) over the globe for (a) spring (March-May), (b) summer (June-August), (c) fall (September-November), and (d) winter (December-February).

대한 MSU 위성관측과 모델재분석 자료를 함께 이용하여 대기물현상과 표면 방출율의 변동을 조사한 시도는 거의 전무한 실정이다.

본 연구의 목적은 1981-93년 기간의 위성관측 MSU 채널1 밝기온도와 세 종류의 모델 재분석 자료에서 재구성된 채널1 온도를 이용하여 전구 해양과

육지에 대한 하부 대류권 대기물현상과 마이크로파 표면 방출율의 변동을 분석하는데 있다.

## 자료 및 방법

### 위성관측 MSU 채널1 밝기온도

MSU 복사계의 50.3GHz 채널은 시·공간적으로 안정한 산소 분자에 의해 방출된 마이크로파를 감지하며, 복사계 수감부에서의 산소 민감도는 복사전달 방정식을 통하여 온도의 연직분포와 마이크로파 밝기온도로 전환된다(Spencer and Christy, 1990, 1993).

채널1 가중함수의 최대값은 하부 대류권에 위치하므로 대기 열적 구조, 표면 방출율의 변화, 그리고 해상에서 구름과 주요 강수대의 분포를 나타낸다. 그러나 기후 분석에 사용되는 장기간의 위성자료 시계열은 제한된 위성 수명으로 인한 위성 복사계의 불연속, 위성궤도의 표류(drift), 그리고 위성 계열간 관측시간의 불일치 등을 포함하기 때문에 오차를 포함한다. 본 연구에서 사용된 MSU 채널1 밝기온도는 1981년 1월부터 1993년 12월까지 기간의 월평균 자료이다. 채널1 밝기온도 자료는 현재 1980-99년 기간에 대하여 이용가능하나, 모델 재분석 자료와의 비교 분석을 위하여 공통 기간의 것을 사용하였다.

### 모델재분석 온도

1981년 1월부터 1993년 12월까지 기간의 세 종류 모델(NCEP, ECMWF, GEOS)재분석 온도를 MSU 자료와 함께 전구에서 대기물현상과 표면방출율의 변동을 조사하는데 사용하였다. 재분석 결과는 관측자료가 적은 지역의 대기 순환의 특성을 이해하는데 도움을 주며, 모수화를 통한 물리적인 값을 더욱 정확하게 산출한다(Straus and Yang, 1997). 이러한 재분석 결과는 위성관측 및 기존의 이용 가능한 모든 자료를 초기 조건으로 하여 유도되므로 이들과 완전히 독립적이지는 않지만, 상호 비교를 통하여 위성자료의 정확성을 진단하고 모델을 개선하는데 유용하게 사용될 수 있다.

본 연구에서 사용한 재분석 자료는 1980-97년 기간의 NCEP과 1980-93년 기간의 ECMWF 경우에 각각 13개, 15개의 층별 월평균 자료에서, 그리고 1981-94년 기간의 GEOS 경우에는 15개 층에서 MSU 채널1의 가중함수를 이용하여 재구성되었다(Table 1). 본 연구에서는 관측과 모델 자료들의 공통

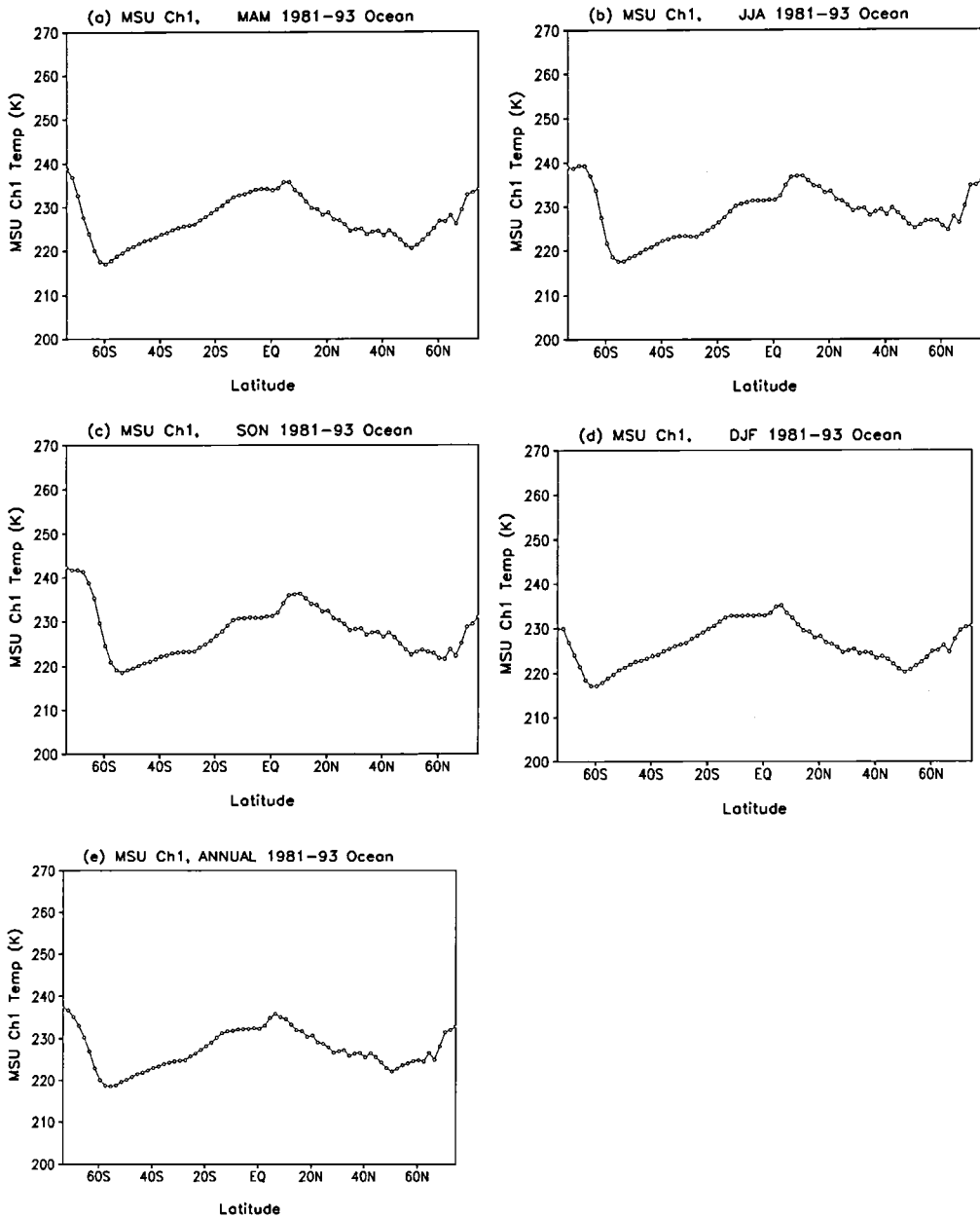


Fig. 2. Climatological zonally-averaged brightness temperature (K) of the MSU Ch1 over the ocean between 74S and 74N during the period 1981-93 for (a) spring, (b) summer, (c) fall, (d) winter, and (e) annual.

기간인 1981-93년에 대하여 세 종류의 모델 재분석 자료에서 평균된 월평균값을 GCM 대표값으로 사용하였다. 이렇게 재구성된 GCM 채널1 온도는 표면 방출율과 대기물현상과 관계없이 대기의 열적 상태를 주로 반영하므로, 어느 주어진 시간의 해양에서 GCM과 MSU 채널1 온도와의 차이값 분포는 표면

방출율과 대기물현상의 변동을 반영한다. (참조: 해양에 대한 마이크로파 표면 방출율은 대략 0.5이며 풍속에 의존한다(Kidder and Vonder Haar, 1995.)) MSU와 GCM의 온도 자료는 우선 각각 전구의 해양, 육지, 해양 및 육지, 그리고 태평양에 대하여 세분화되었다. 그 다음에 이들 지역에서의 계절별, 연

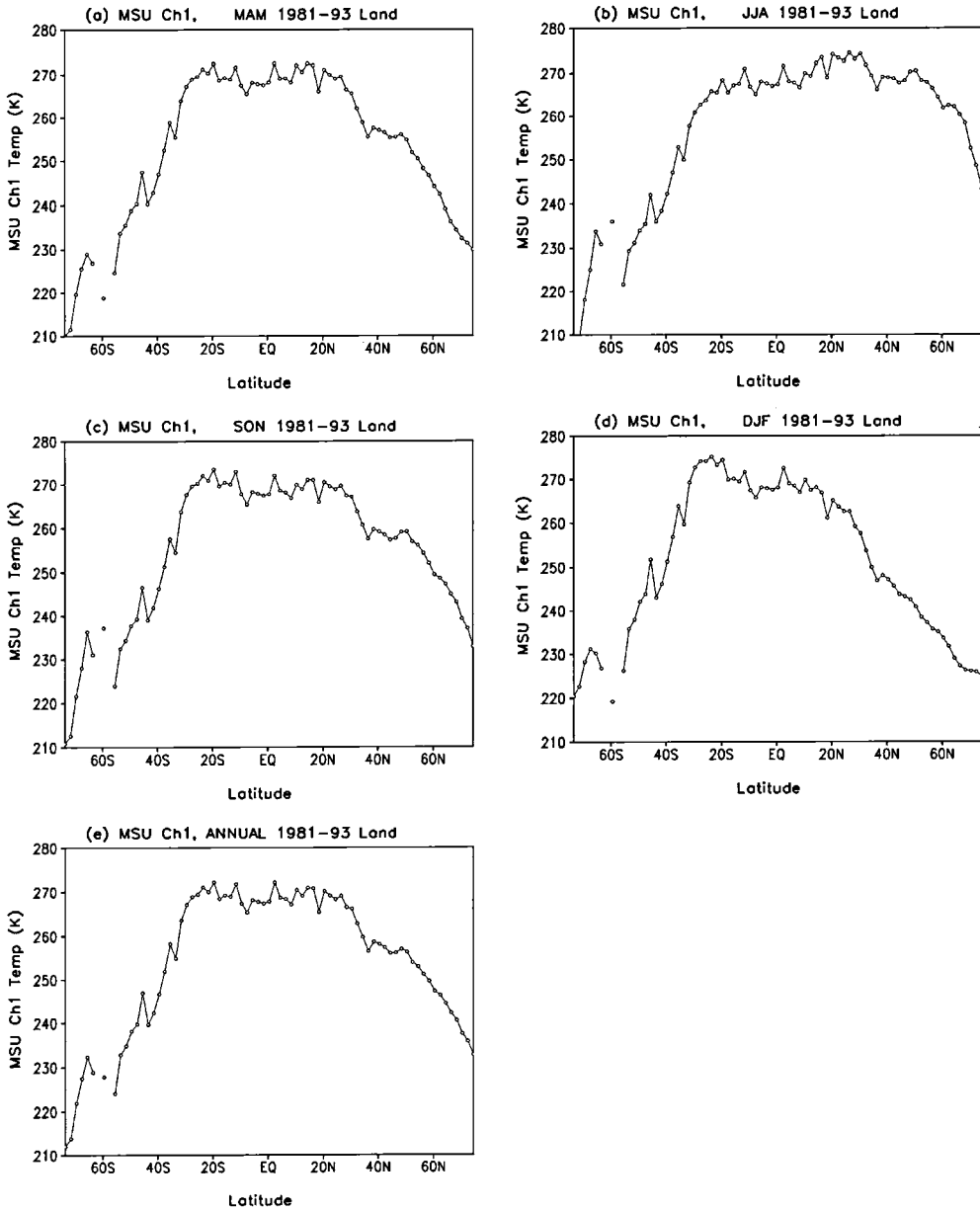


Fig. 3. Same as Fig. 2 except for the land.

평균 온도를 위도별 기후값으로 나타내었다.

### 결과 및 토의

#### MSU 채널1 밝기온도의 계절별 및 연평균 기후값

Fig. 1은 1981-93년 기간에 전구에 대한 MSU 채널1 밝기온도 기후값의 계절별 공간 분포를 보여준다. 이 분포는 열대 해양에서 대기물현상이 현저하게

존재하는 열대 수렴대(InterTropical Convergence Zone; ITCZ)와 남태평양 수렴대(South Pacific Convergence Zone; SPCZ)에서 주변 지역보다 5-10K가 높은 230K를 나타낸다(Figs. 1a-d). 이는 해양에서 대기물현상에 의한 표면방출율의 증가가 온도 상승에 반영된 것이다. ITCZ는 태평양과 대서양에서 계절에 따라 북반구 여름과 가을에 가장 강화되어 북상하고 (Figs. 1b-c), SPCZ는 태평양에서 북반구 겨울에 가

장 강화된다(Fig. 1d). 또한 채널1 온도가 55S-70S의 남극 부근에서 220K로부터 최대 240K까지 증가하는 현상은 해빙에 의한 것인데, 마이크로파에 대한 해빙 방출율이 해수 방출율인 0.5보다 더 크기 때문에 나타난다.

1981-93년 기간에 대한 MSU 채널1 밝기온도 기후값의 위도별 공간 분포를 계절별로 각각 해양과 육지에 대하여 나타내었다(Figs. 2-3). ITCZ는 연평균적으로 위도 4-6N에서 약 235K 극대값을 보인다(Fig. 2e). 이는 구름 및 강수가 많은 지역에서 채널1 밝기온도가 증가하기 때문이다(유정문 등, 1998). 또한 마이크로파에 대한 해빙 방출율에 의해 양반구 고위도 지역에서 230-243K의 극대값이 나타난다. 이러한 효과가 역으로 육지에서는 빙하/눈 방출율에 비하여 큰 육지 방출율(~1)로 인하여 채널1 밝기온도를 하강시킨다(Fig. 3). Susskind *et al.*(1984)의 연구에 의하면, 빙하의 방출율은 비록 여러 변수에 의존하지만 약 0.7이고, 눈의 방출율은 약 0.9이다. 육지에서 하부 대류권의 열적 상태를 주로 반영하는 채널1 밝기온도는 저위도에서 높고, 고위도에서는 낮다. 북반구에서 여름철 온도값이 다른 계절에 비해 크게 나타난다(Fig. 3b). 적도 부근의 온도는 육지에서 북반구 여름에 267K이고 해양에서는 같은 지역 및 기간에서 232K이어서, 육지에서의 채널1 밝기온도가 해양보다 약 35K 높았다(Figs. 2b and 3b).

**모델재분석 자료의 계절별 및 연평균 기후값**

세 종류 모델(GEOS, ECMWF, NCEP)에서 각기 재구성된 계절별 채널1 온도평균값의 공간 분포를 1981-93년에 대한 기후값으로 Fig. 4에 제시하였다. 위성관측 MSU 채널1 밝기온도 분포(Fig. 1)와는 달리, 육지와 해양 사이에 뚜렷한 차이가 없는 하부 대류권의 온도 분포가 나타난다. 같은 위도대에서는 각 반구 여름철의 온도가 다른 계절에 비해 높다는 사실에 비추어, 모델재분석 채널1 온도값이 지표 부근과 하부대류권의 온도를 반영한다는 것을 알 수 있다. 이러한 특징을 위도에 따라 계절별 및 연평균값으로 제시된 Figs. 5-6에서도 볼 수 있다.

해양에서의 모델재분석 채널1 온도는 해양과 육지와의 표면 방출율 차이가 없어 육지와 비슷한 하부 대류권의 열적 상태를 반영한다(Figs. 5-6). 이 온도는 북반구 여름과 겨울에 저위도 해양에서 대략 최대값 280K, 그리고 고위도에서는 최소값 245K를 보

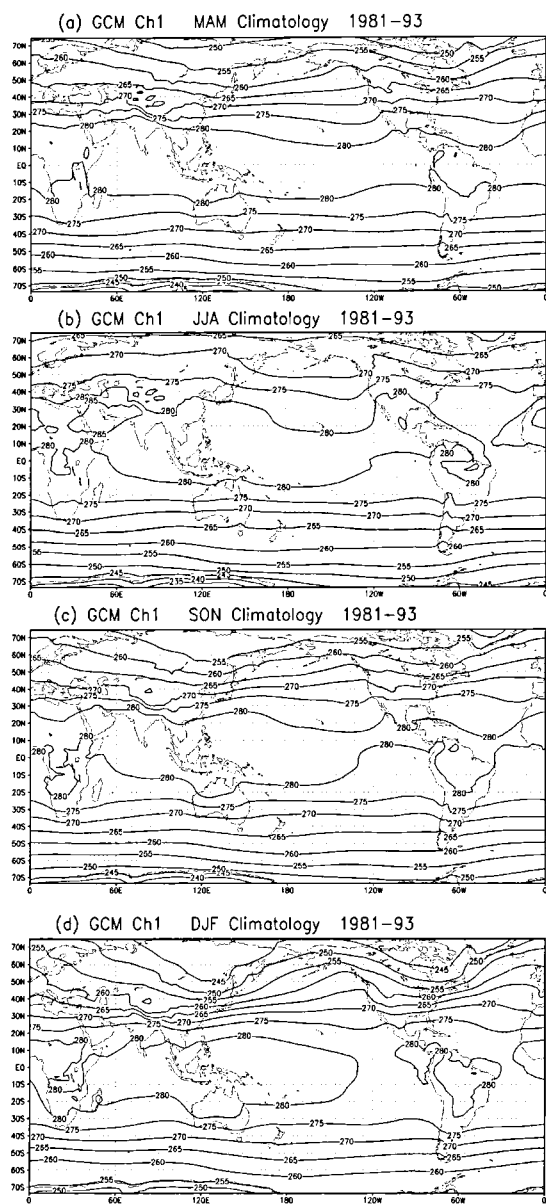


Fig. 4. Same as Fig. 1 except for the average of three kinds of GCM reconstructed Ch1 temperature.

여준다(Figs. 5b and 5d). 또한 GCM에서 재구성된 채널1 온도가 하부 대류권 온도가 가장 높은 시기인 북반구 여름에 북반구에서 증가하는 것을 볼 수 있다(Fig. 5b).

육지에서의 모델재분석 채널1 온도는 해양의 경우와 유사한 위도별 공간 분포를 보인다(Fig. 6). 하부 대류권 온도는 북반구의 봄, 여름, 가을에 15-20N 위

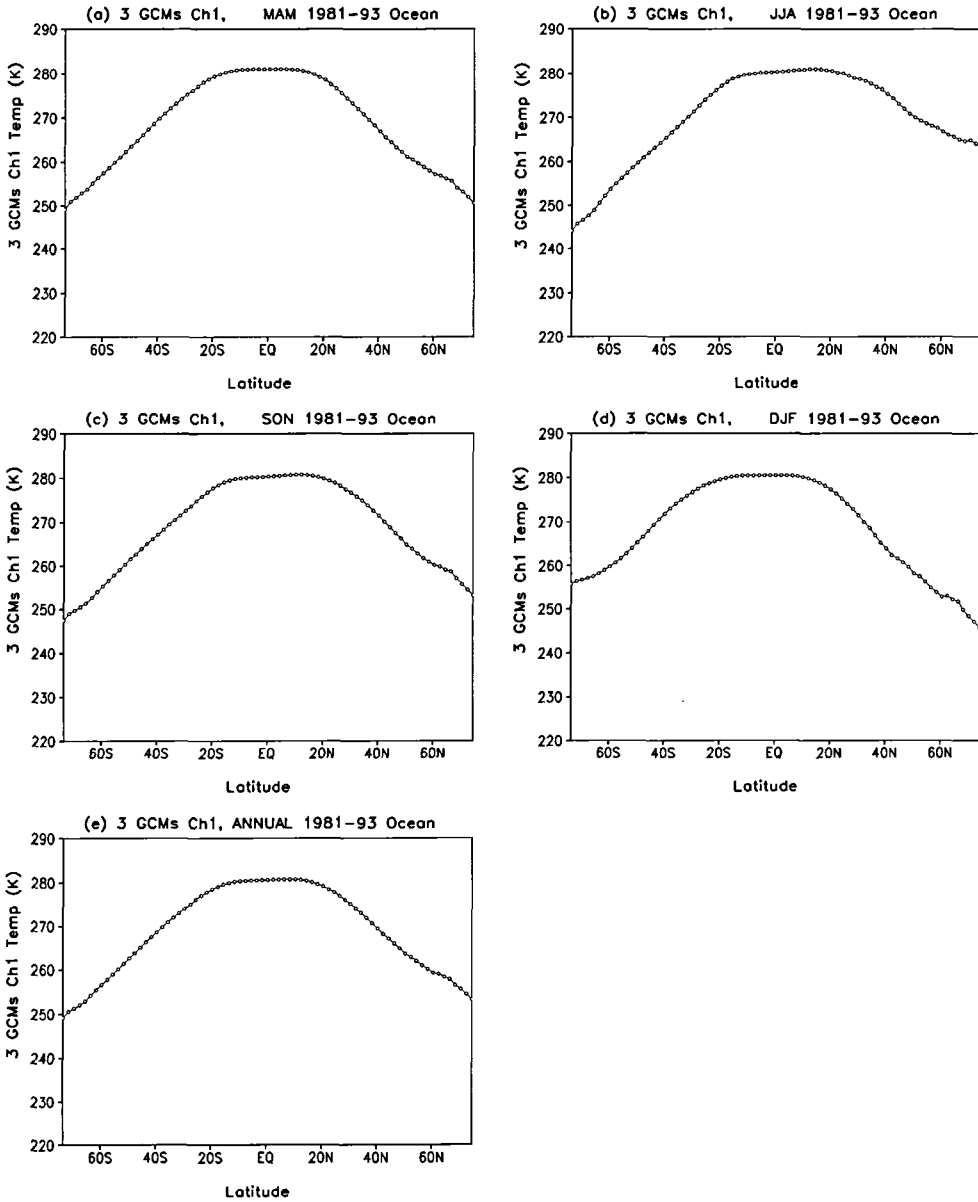


Fig. 5. Same as Fig. 2 except for the average of three kinds of reconstructed GCM Ch1 temperature over the ocean.

도대에서 최대(280K-285K)이고, 북반구 겨울에는 20-25S 위도대에서 최대(281K)이다(Figs. 6a-d). 저위도에서의 지표 부근의 온도를 300K 그리고 기온감율을 6.5K/km로 가정할 때, 모델에서 재구성된 채널1 온도는 대략 2-2.5km 고도의 기온을 반영한다.

**모델재분석과 MSU 사이의 채널1 온도차**

Fig. 7은 1981-93년 기간의 연평균 기후값의 형태

로 MSU 및 GCM 채널1 온도, 그리고 이들 온도 간의 차에 대한 공간 분포를 나타낸다. 여기서 온도차는 GCM값에서 MSU값을 뺀 것을 의미한다(Fig. 7c). MSU 채널1 밝기온도의 분포에서 대기물현상이 현저하게 존재하는 ITCZ와 SPCZ 지역들의 경계는 열대 해양에서 대략 230K의 등온선으로 구별되며, 60S 부근의 고위도 해양에서는 빙하 방출율의 효과에 의해 주변보다 약 10-20K 정도의 온도 상승이 있

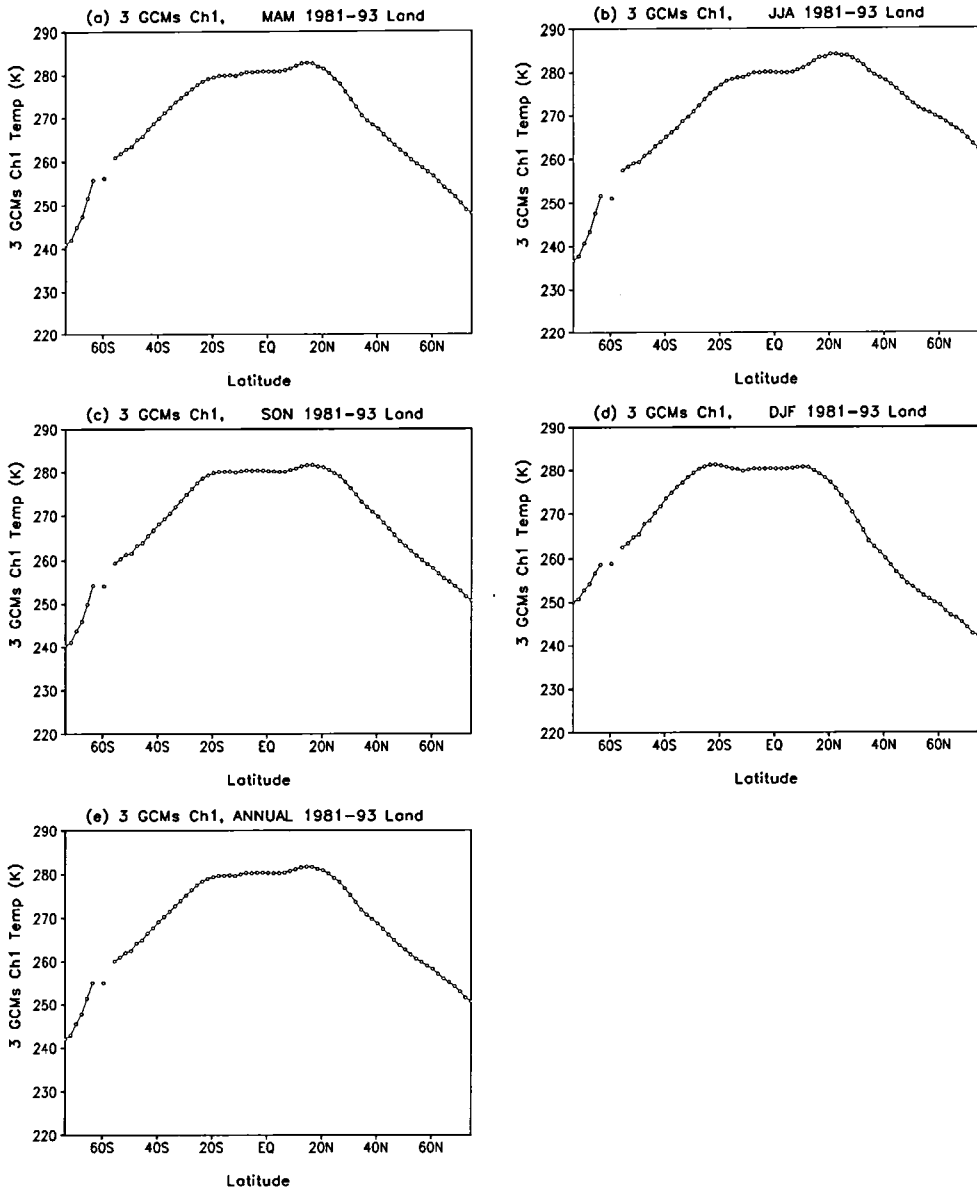


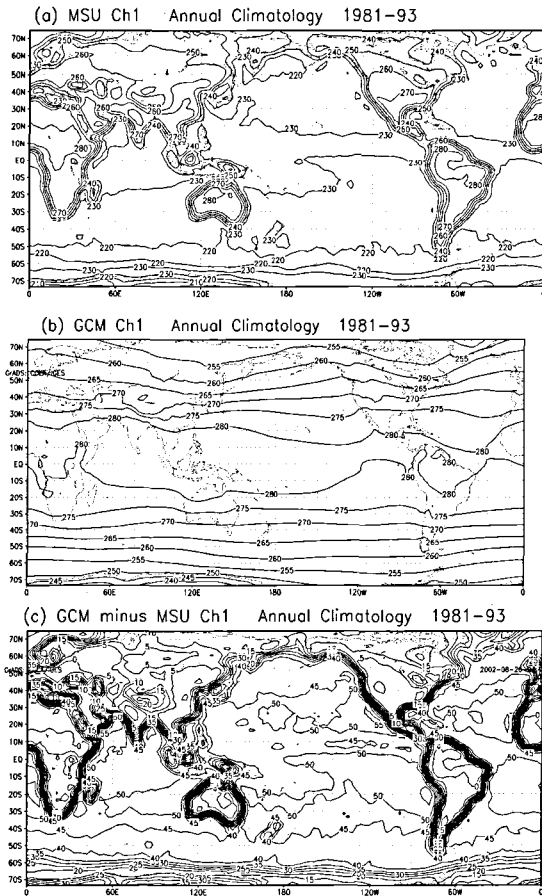
Fig. 6. Same as Fig. 2 except for the average of three kinds of GCM reconstructed Ch1 temperature over the land.

다(Fig. 7a). Fig. 7b는 고위도에서 낮고 저위도에서 높은 GCM 채널1 온도의 공간 분포를 보여준다. 위의 두 종류 온도 사이의 차이는 5-10N 사이에 존재하는 ITCZ와 10-20S에 존재하는 SPCZ의 일부 지역에서 약 45K로 주변보다 5K가 더 낮은 온도값을 보여준다(Fig. 7c). 이는 MSU 채널1 밝기온도가 대기물현상에 의해 증가하여 두 종류 온도간의 차이값이 감소하기 때문이다. 저위도에서 고위도로 감에 따라 해빙의 증가로 인한 마이크로파 방출율의 증가, 즉

MSU값의 증가로 인하여 차이값이 감소한다. 등온선이 육지(~1)와 해양(~0.5)의 방출율의 급격한 변화로 인해 대륙의 해안에서 밀집되어 있다.

Figs. 8-9는 모델재분석 온도에서 재구성된 채널1 온도와 MSU 채널1 밝기온도간의 차이값(GCM  $T_1$  minus MSU  $T_1$ )을 계산한 후에, 그 계절 및 연평균 기후값을 위도별로 나타낸 것이다. 육지에서의 두 종류 온도 사이의 차이는 남반구 고위도에서 최대(14-38K)로 나타난다(Fig. 8). 앞서 언급한 바와 마찬가지로





**Fig. 7.** Same as Fig. 1 except for the annual climatology of the (a) MSU Ch1 brightness temperature, (b) GCM reconstructed Ch1 temperature, and (c) difference in Ch1 temperature between MSU and GCM average. Here the GCM average is calculated from three kinds of the GCM (NCEP, ECMWF, GEOS) temperature.

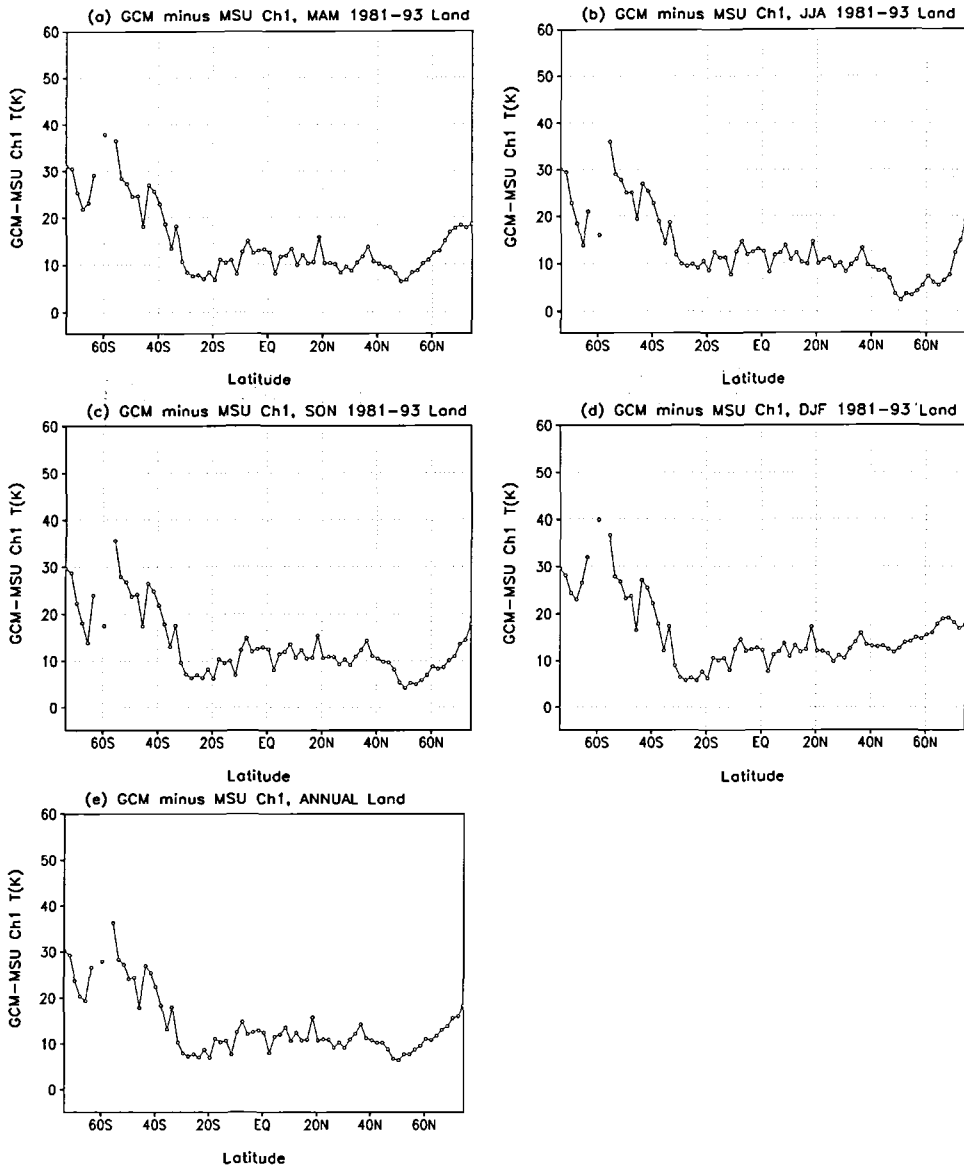
로 육지에 대한 마이크로파 방출율은 대략 1, 그리고 해빙에 대한 방출율은 0.5-1이기 때문에, 남반구 고위도 육지에서의 눈과 빙하는 MSU 채널1 밝기온도를 감소하게 한다. 이러한 효과로 인해 남반구 고위도 육지에서 두 온도 차의 최대가 나타난다.

약 120E-180W 태평양에서의 두 종류 온도값 사이의 차는 적도와 10N 사이에 존재하는 ITCZ에서 약 45K, 그리고 적도와 12S 사이의 SPCZ에서 약 48K로 이들 수렴대의 위치를 그 극소값으로 보여준다 (Fig. 9). ITCZ에서의 구름 및 강수의 증가는 MSU 채널1 온도를 상승시키므로, 온도 차이값이 이 지역에서 감소한다. 이러한 극소값의 계절적인 위치 변화

를 보면, ITCZ는 북반구 봄에 6N, 여름에 9N, 가을에 9N, 그리고 겨울에 6N에 위치한다. 반면에 SPCZ는 북반구 봄에 6S, 여름에 10S, 그리고 가을과 겨울에 12S에 위치한다. 이러한 ITCZ와 SPCZ의 남북 이동은 기존의 연구 결과(유정문, 이민호, 1997)와 일치한다. 또한 온도 차이값이 50N 이북과 60S 이남의 고위도에서는 해수에 비하여 상대적으로 높은 해빙의 마이크로파 방출율로 인해 급격히 감소한다. 위도에 따른 온도차 변화로 추정할 때, 북반구 해빙은 북반구 봄에 52N, 여름에 62N, 가을에 60N, 그리고 겨울에 52N까지 남진한다. 남반구 해빙은 북반구 봄에 60S, 여름에 58S, 가을에 60S, 그리고 겨울에 62S까지 북상한다.

위성관측 MSU와 모델재분석 자료와의 비교에서 나타나는 대기물현상과 표면방출율의 MSU 채널1 밝기온도에 대한 기여 효과를 각각 정량화하기 위하여, 마이크로파 복사전달 모델로부터 해양과 육지에 대한 MSU 채널1 밝기온도( $T_1$ )값을 각각 강수율( $R$ )에 대한 함수로 시뮬레이션 하였다(Fig. 10a). 열대 대기를 사용한 이 모델에서 표면 온도는 299K이고, 기온은 18km에 위치한 대류권계면까지 5.4K/km로 고도에 따라 감소한 후에 성층권부터 4K/km로 증가한다. 대기 기주에 포함된 가습수량은  $5g/cm^2$ 이며, 강수 기주의 상부까지 고도에 따라 일정하다고 가정하였다. 강수율의 함수로써 변한다고 가정된 수적함량과 함께, 구름층은 3km로부터 5km 고도까지 확장된다. 이 모델에 대한 자세한 설명은 유정문 등(1998)의 연구에 제시되어 있다.

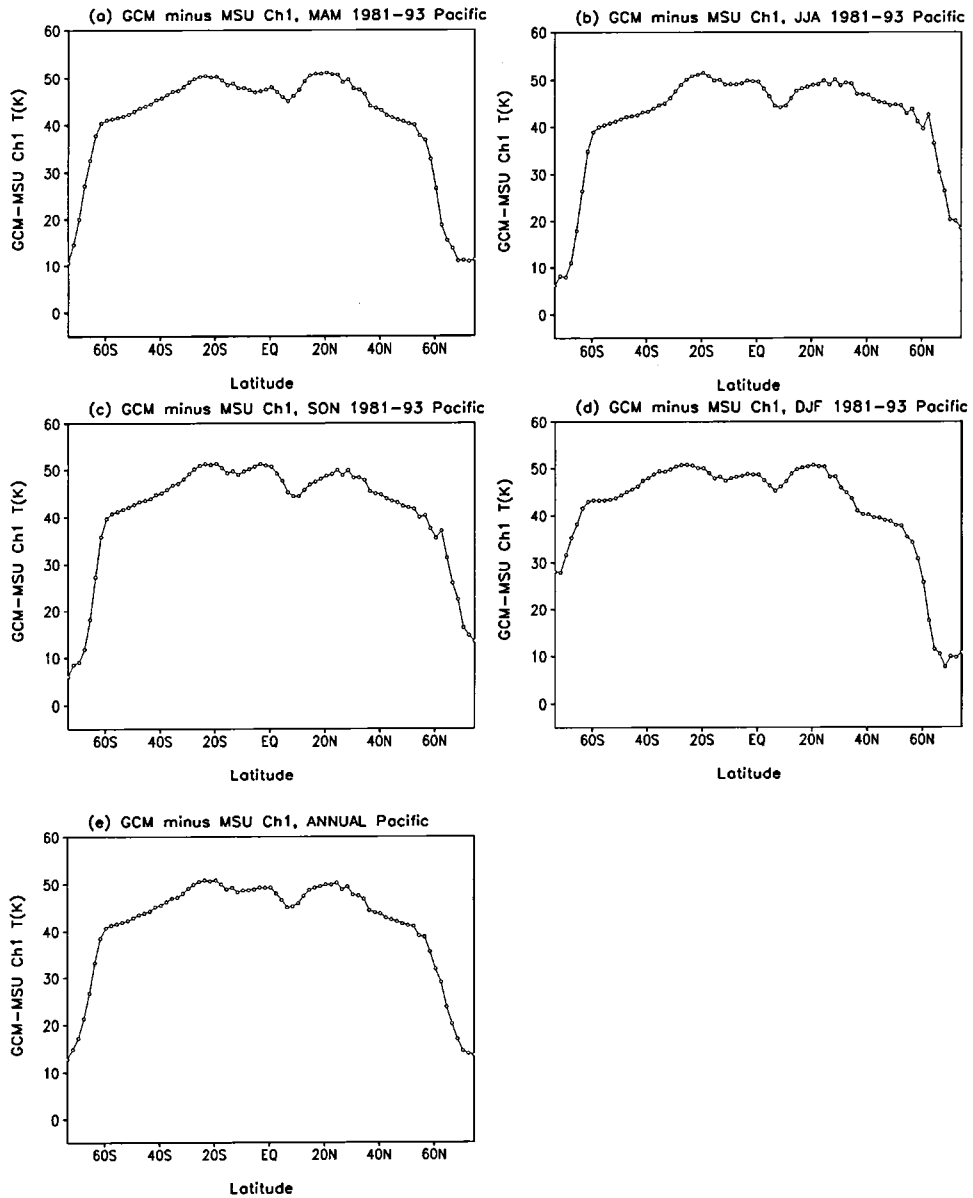
대기물현상이 존재하지 않는 해양의 경우(그림에서 점선)에 시뮬레이션된 MSU 채널1 밝기온도가 하루 대류권의 실측 온도에 비해 현저하게 낮은 특징이 나타나는데, 이는 해표 방출율이 0.5이기 때문이다 (Fig. 10a). 해양에서는 강수율이 0mm/h일 때 228.5K를 나타내던  $T_1$ 은 강수율이 1mm/h로 증가할 때 273K까지 증가하고, 5mm/h일 때 265.5K의 값을 나타낸다. 강수율이 1mm/h 이상으로 증가할 때 채널 1 밝기온도가 감소하는 것은 강수층 상부에 존재하는 빙정의 산란에 기인한다. 또한 육지의 경우(그림에서 실선)에 강수율이 0mm/h일 때 292.4K를 나타내던  $T_1$ 이 강수율이 1mm/h로 증가함에 따라 277K로 감소하고, 5mm/h가 되면 266K로 감소한다. 강수가 없는 경우에 표면 방출율 차에 의해 육지와 해양에서 약 64K의 채널1 밝기온도 차이가 발생한다. 그러나 강



**Fig. 8.** Same as Fig. 2 except for the difference in Ch1 temperature between MSU and GCM over the land. Here the GCM average is calculated from three kinds of GCM (NCEP, ECMWF, GEOS) temperature.

수율이 1mm/h로 증가하면 채널1 밝기온도가 해양에서 약 44K 증가하고 육지에서는 16K 감소하여, 수륙의 방출율 차이에 의한 온도 차이값은 약 4K로 감소한다. 따라서 강수율이 1mm/h 이상이 되면, 해표면에서 방출되는 낮은 채널1 밝기온도(또는 열선)가 광학적으로 두꺼운 강수층에 의하여 대부분 차단되면서 표면 방출율의 영향이 크게 감소되는 것을 알 수 있다.

이러한 육지와 해양 사이의 밝기온도의 차이값 ( $\Delta T_1$ )으로부터 MSU 채널1 밝기온도에 대한 대기물현상과 표면 방출율의 효과를 각각 정량화하기 위하여 강수율(또는 대기물현상)과 방출율의 변화에 따른  $\Delta T_1$ 값을 각각 Figs. 10b-c에 나타내었다. GCM 채널1 온도는 앞서 보인 바와 같이 표면 방출율과 대기물현상보다는 하부 대류권의 열적 상태를 주로 반영하므로, 육지와 유사한 표면 방출율을 갖는다고 가정하

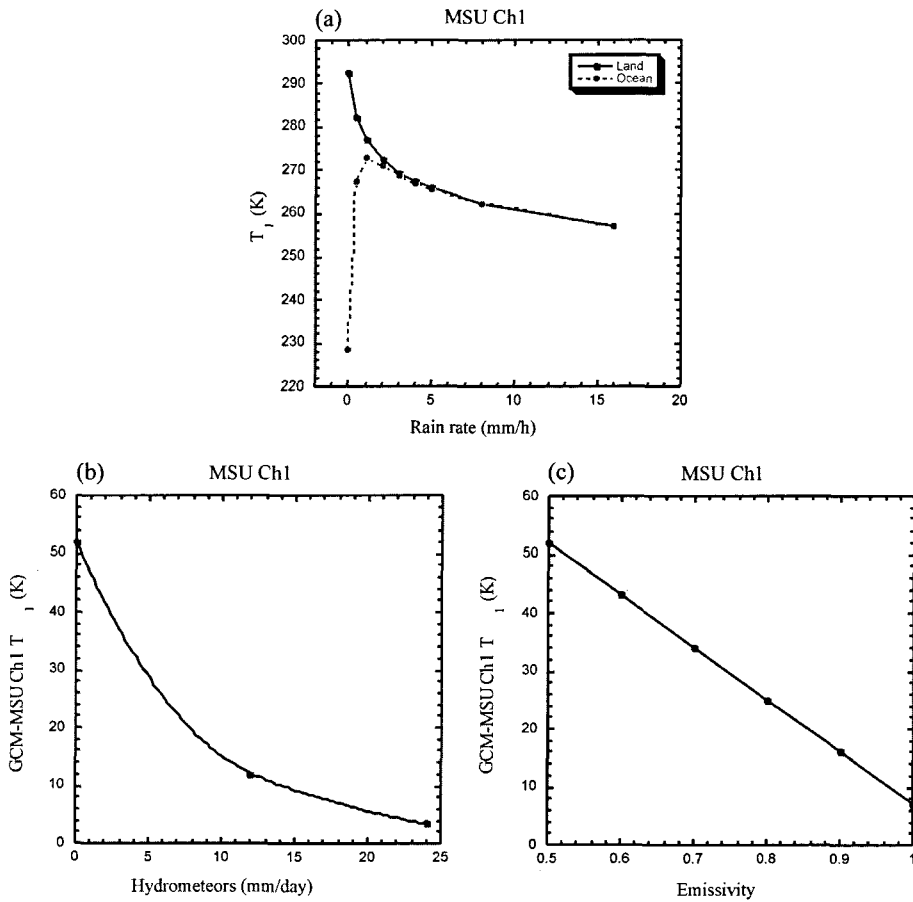


**Fig. 9.** Same as Fig. 2 except for the difference in Ch1 temperature between MSU and GCM over the Pacific Ocean. Here the GCM average is calculated from three kinds of GCM (NCEP, ECMWF, GEOS) temperature.

였다. 또한 복사전달 모델에서의 결과( $\Delta T_1$ )를 Fig. 9의 위성관측 MSU와 GCM 사이의 온도차에 적용하기 위하여, 맑은 날(hydrometeor-free) 상태에서는 서로 일치하도록 모델 초기 조건을 바꾸면서 수치 실험하였다.

Fig. 9의 10N-10S내의 ITCZ와 SPCZ 지역들에서 존재하는 대기물현상에 의한  $\Delta T_1$ 의 감소값은 아열대 부근의 최대값 52K에서 약 4-6K이다. 이 온도 변화

값을 대기물현상값으로 전환하면 1-1.5mm/day에 해당한다(Fig. 10b). 이러한 크기의 대기물현상값은 위도별 평균이므로, 지역적으로는 이보다 더 클 수 있다. 또한 각반구 고위도에서 나타나는 해빙의 방출율에 의한  $\Delta T_1$ 의 감소값은 10K로부터 최대 30K인데, 이 값을 선형으로 변화하는 마이크로파 방출율에 따른  $\Delta T_1$  변화에 대응시키면, 해빙의 방출율이 0.6-0.9 값에서 변화하는 것을 알 수 있다(Fig. 10c).



**Fig. 10.** (a) Simulated MSU brightness temperature for  $T_1$  over the ocean and land in the nadir direction as a function of rain rate (mm/h), (b) the difference ( $\Delta T_1$ ) in Ch1 temperature between MSU and GCM over the ocean as a function of hydrometeors (mm/day), and (c) the  $\Delta T_1$  values as a function of emissivity.

## 결론

하부 대류권에서의 온도 및 대기물현상의 시공간 변동, 그리고 위성자료에 대한 마이크로파 표면 방출율의 효과를 진구적으로 조사하기 위하여, 1981-93년 기간에 대한 위성관측 MSU 채널1 밝기온도 자료와 모델 재분석 자료를 사용하였다.

모델 재분석 자료에서 재구성된 채널1 온도에서는 하부 대류권의 열적 상태가 주로 반영되어 육지와 해양 모두에서 각반구 여름철의 온도가 다른 계절에 비해 높았다. 또한 재구성된 온도는 계절에 관계없이 저위도에서 높고 고위도에서 낮은 위도별 온도 분포를 보였다. 한편, 해양에서 MSU 채널1 밝기온도의 위도별 공간 분포에서는 열대 및 남태평양 수렴대에서 대기물현상 존재로 인하여 4-6K의 온도 상승이

있었다. 저위도 경우에 육지에서의 채널1 밝기온도는 수륙 간의 방출율 차이로 인해 북반구 여름에 해양에서보다 약 35K 더 높았다. 또한 해수보다 높고 육지보다 낮은 빙하는 방출율 효과로 인하여 고위도 해양에서는 채널1 온도가 증가하는 반면에, 고위도 육지에서는 감소하였다.

해양에서 열대 및 남태평양 수렴대들과 해빙의 계절적 이동은 GCM과 MSU 사이에 채널1 온도 차의 분포에서 체계적으로 나타났다. 이 분포에 의하면, MSU 채널1 밝기온도가 열대 및 남태평양 수렴대들과 고위도 해빙 지역에서 증가하여 두 온도 차가 감소하였다. 이 분포에서 수렴대들의 계절적 이동을 극소값들의 위치로 추정할 때, 열대 수렴대는 가을에 9N까지 북상하였고, 남태평양 수렴대는 가을과 겨울에 12S까지 남하하였다. 또한 고위도에서는 북반구

해빙이 겨울에 52N까지 남하하였고, 남반구 해빙이 북반구 여름에 58S까지 북상하였다.

이러한 대기물현상과 해빙 방출율의 변동이 MSU 채널1 밝기온도에 주는 효과를 각각 정량화하기 위하여, 마이크로파 복사전달모델로부터 수치 실험을 실시하였다. 위성관측과 수치실험 결과에 의하면, 주변 지역에 비하여 열대 및 남태평양 수렴대들에서의 채널1 밝기온도의 4-6K 상승은 위도별 평균에서 1-1.5mm/day의 대기물현상 증가에 해당하였다. 또한 고위도 해양에서 10K에서 최대 30K까지 채널1 밝기온도의 상승을 일으키는 해빙 방출율값은 0.6-0.9로 추정되었다.

본 연구는 모델 재분석 자료와 복사전달 수치실험의 결과를 함께 사용할 때 위성관측 MSU 채널1 밝기온도에서 하부 대류권의 열적 및 대기물현상, 그리고 표면 방출율에 관한 정보를 대략 정량화할 수 있음을 제시하였다. 이러한 정보는 지구의 열평형 및 물순환 그리고 지표 상태와 관련되어 있어서 기후변동을 이해하는데 중요할 뿐만 아니라, 대기 대순환 모델에서 보다 정확한 경계 조건을 설정하는데도 도움을 줄 수 있다.

## 사 사

이 연구는 한국과학재단이 지원하는 SRC 기후환경시스템 연구센터의 지원으로 이루어졌으며, 이에 감사드립니다. 본 논문의 향상을 위하여 좋은 지적을 해주신 세 분의 심사위원께 감사드립니다.

## 참고문헌

- 유정문, 김규명, 문수현, 김경익, 2001, 위성관측(MSU)에서 조사된 하부 대류권 온도와 대기 상·하층 온도들과의 상관. 한국기상학회지, 37(4), 417-432.
- 유정문, 이민호, 1997, 위성자료와 대기대순환 모델결과로부터 추정된 계절별 연직 P-속도. 한국지구과학회지, 19(6), 276-291.
- 유정문, 이재연, 김경익, 1998, 마이크로파 영역에서 대기물현상의 산란효과; 위성관측 밝기온도와 레이더 강수율과의 비교. 한국기상학회지, 34(4), 509-522.
- Bengtsson, L. and Shukla, J., 1988, Integration of space and in situ observations to study global climate change. Bulletin of the American Meteorological Society, 69, 1130-1143.
- Gibson, J.K., Kallberg, P., Uppala, S., Hernandez, A., Nomura, A., and Sarrano, E., 1997, ERA description. ECMWF Re-Analysis Project Rep. 1, ECMWF, 72pp.[Available from European Center for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, United Kingdom.]
- Hurrell, J.W. and Trenberth, K.E., 1992, An evaluation of monthly mean MSU and ECMWF global atmospheric temperature for monitoring climate. Journal of Climate, 5, 1424-1440.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project Bulletin of the American Meteorological Society, 77, 437-471.
- Kidder, S.Q. and Vonder Haar, T.H., 1995, Satellite Meteorology: An introduction, AP, California, USA, 249 p.
- Savage, R.C., 1976, The Transfer of Thermal Microwaves through Hydrometeors. Ph.D. Thesis, Univ. of Wisconsin-Madison, 147 p.
- Schubert, S.D., Rood, R.B., and Pfendtner, J., 1993, An assimilated dataset for earth science applications. Bulletin of the American Meteorological Society, 74, 2331-2342.
- Spencer, R.W., 1993, Global oceanic precipitation from the MSU during 1979-91 and comparisons to other climatologies. Journal of Climate, 6, 1301-1326.
- Spencer, R. W. and Christy, J. R., 1990, Precise monitoring of global temperature trends from satellites. Science, 247, 1558-1562.
- Spencer, R. W. and Christy, J. R., 1993, Precision lower stratospheric temperature monitoring with the MSU, technique, validation and results 1979-1991. Journal of Climate, 6, 1194-1204.
- Straus, D.M. and Yang, Q., 1997, Vertical structure and dominant horizontal waves in the NASA DAO and NCEP reanalyses. Monthly Weather Review, 125, 3266-3278.
- Susskind, J., Rosenfield, J., Reuter, D., and Chahine, M.T., 1984, Remote sensing of weather and climate parameters from HIRS2/MSU on TIROS-N. Journal of Geophysical Research, 89, 4677-4697.