

## 다목적위성 삼축자력계로부터 관측된 지구자기장에 관한 연구

김정우<sup>1\*</sup> · 황종선<sup>2</sup> · 김성용<sup>2</sup> · 이선호<sup>3</sup> · 민경덕<sup>2</sup> · 김형래<sup>4</sup>

<sup>1</sup>세종대학교 지구정보공학과/지구정보연구소, <sup>2</sup>연세대학교 지구시스템과학과, <sup>3</sup>한국항공우주연구원 위성제어연구그룹

<sup>4</sup>Goddard Space Flight Center, NASA, USA

### Analysis of Geomagnetic Field measured from KOMPSAT-1 Three-Axis Magnetometer

Jeong Woo Kim<sup>1\*</sup>, Jong-Sun Hwang<sup>2</sup>, Sungyong Kim<sup>2</sup>, Sunho Lee<sup>3</sup>, Kyung Duck Min<sup>2</sup> and Hyung Rae Kim<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Dept. of Geoinformation Eng./Research Inst. of Geoinformatics & Geophysics, Sejong University, Seoul 143-747, Korea

<sup>2</sup>Dept. of Earth System Sciences, Yonsei University, Seoul 120-749, Korea

<sup>3</sup>Satellite Control system Department, Korea Aerospace Research Institute, Daejeon 305-333, Korea

<sup>4</sup>Goddard Space Flight Center, NASA, USA

The Earth's total magnetic field was calculated from on board TAM(Three-Axis Magnetometer) observations of KOMPSAT-1 satellite between June 19th and 21st, 2000. The TAM's telemetry data were transformed from ECI(Earth-Centered Inertial Frame) to ECEF(Earth-Centered Earth-Fixed Frame) and then to spherical coordination. Self-induced field from the satellite bus were removed by the symmetric nature of the magnetic field. The 2-D wavenumber correlation filtering and quadrant-swapping method were applied to eliminate the dynamic components and track-line noise. To test the validity of the TAM's geomagnetic field, Ørsted satellite's magnetic model and IGRF2000 model were used for statistical comparison. The correlation coefficients between KOMPSAT-1/Ørsted and KOMPSAT-1/IGRF2000 models are 0.97 and 0.96, respectively. The global spherical harmonic coefficient was then calculated from the KOMPSAT-1 data degree and order of up to 19 and compared with those from IGRF2000, Ørsted, and CHAMP models. The KOMPSAT-1 model was found to be stable to degree & order of up to 5 and it can give new information for the low frequency components of the global geomagnetic field.

**Key words** : Geomagnetic Field, KOMPSAT-1, Three-Axis Magnetometer, Ørsted, CHAMP Spherical Harmonic Model

다목적위성 아리랑 1호(KOMPSAT-1)에 장착된 본체 자세제어용 삼축자력계(TAM) 자료로부터 2000년 6월 19일에서 21일 사이의 지구자기장을 추출하였다. 전처리과정으로 관측자료를 지구관성좌표계에서 지구고정좌표계로 변환시킨 후, 이를 다시 구면좌표계로 변환하였고, 지구자기장의 영향이 아닌 위성체 내의 전류에 의한 유도자기장은 자기장의 대칭성을 이용하여 제거하였다. 지구 외적 요인에 의한 자기장의 영향을 제거하기 위해 위성 궤도를 상향 및 하향 두 그룹으로 분류한 후, 2차원 파동수대비법을 이용해 두 그룹 사이에 서로 역으로 대비되는 성분을 제거하였다. 축선 잡음을 제거를 위하여 파동수영역에서 사분면교환법을 도입하였고, 이로부터 삼축자력계 관측값으로부터 최종적인 지구 자기장을 추출하였다. TAM 자기장의 검증을 위해 다목적위성과 비슷한 시기에 유사한 고도에서 지구자기장을 전문적으로 측정된 Ørsted로부터 유도된 지구자기장 및 IGRF2000 모델과 비교한 결과 이들 사이의 상관계수는 각각 0.97과 0.96으로 매우 높게 나타났다. 끝으로 이 연구에서 추출한 지구자기장으로부터 구면조화계수를 degree & order 19까지 계산한 후 이를 IGRF, Ørsted와 Champ 모델과 비교하였다. 이 연구에 의해 일반적인 지구관측위성의 자세보정용 자력계로부터 degree & order 5까지 신뢰성있는 지구자기장의 추출이 가능함을 밝혀졌고, 이로부터 이 연구의 자료처리과정을 도입하면 지구자기장 전문관측위성이 존재하지 않는 기간은 물론 관측이 존재하지 않는 고도에 대한 지구자기장의 추출이 가능하게 되었고 이로부터 전지구 자기장 모델의 저주파 성분을 향상시킬 수 있음이 밝혀졌다.

주요어 : 지구자기장, 아리랑 1호(KOMPSAT-1), 삼축자력계, Ørsted, CHAMP, 구면조화모델

\*Corresponding author: jwkim@sejong.ac.kr

## 1. 서 론

지구자기장을 측정하는 방법에는 지구표면에서 자력계를 이용하여 측정하거나 항공기, 인공위성에 자력계를 설치하여 측정하는 방법이 있다. 인공위성에서 측정되는 지구자기장은 비록 저고도 자기장 탐사, 즉 육해상 및 항공 자기장 탐사에 비해 해상도는 크게 떨어지지만 연속적인 탐사로부터 장주기의 성분을 정확히 얻을 수 있다는 장점을 갖고 있다(Langel and Hinze, 1998; Kim 2002; Kim 2003). 뿐 만 아니라 지구의 자기장은 수시로 변하고 있기 때문에 지구자기장을 이해하기 위해서는 지속적인 측정이 필요하며 이를 위해 인공위성 지구자기장 관측이 계속 이루어져 왔다.

인공위성을 이용한 지구자기장 측정의 경우, 구소련의 Sputnik 3호에 장착되어 있었던 3축자력계가 최초이며 극궤도 위성으로 높은 정밀도를 갖고 지구자기장을 전문적으로 측정한 것은 1965년부터 1971년까지 운영된 미국의 OGO-2, -4, -6 (POGO, Polar Orbiting Geophysical Observatories)이다. 이후 미국 NASA에 의해 1979년 발사된 Magsat, NASA/프랑스/덴마크 공동 Ørsted, 독일의 CHAMP등이 고해상도로 지구 자기장을 측정하였다.

인공위성에서 측정되는 지구자기장은 그 발생 기원에 따라 세 종류로 분류할 수 있다. 우선 지구 내부에서 생성되는 주성분(main field 혹은 core field)이 있고, 태양활동과 밀접한 외부성분(external field), 그리고 잔류자화에 의한 지각성분(crustal field)이 있다. 인공위성으로부터 관측된 지구자기장에는 이 세 가지 성분 모두 포함되어 있으며 약 90% 이상은 주성분이고 나머지가 10% 정도를 차지하고있다(Kim, 2003).

70년대 후반 Magsat의 성공적인 관측으로부터 본격적으로 시작된 인공위성 자기장 연구는 전지구 자기장 모델 향상 및 지각의 잔류자화 연구에 크게 기여하였다. 원래 인공위성에 의한 지구자기장관측은 원래 매 5년마다 이루어지도록 계획되었으나 전술한대로 POGO 이후 세 개의 전문관측위성 만이 지구궤도에 올랐을 뿐이며, 따라서 시공간적으로 충분한 관측이 이루어지

지 않았다.

이 연구에서는 이러한 문제를 극복하는 하나의 시도로서, 위성 자세제어를 목적으로 사용되는 삼축자력계(TAM, Three-Axis Magnetometer)의 관측값으로부터 지구자기장을 추출하여 이를 전문 관측위성자료와 비교 검증하였다. 연구에 사용된 자료는 KOMPSAT-1(KOrea Multi-Purpose SATellite 다목적위성 아리랑 1호)의 TAM으로부터 2000년 6월 19일에서 21일 사이에 관측된 값으로 이로부터 지구자기장을 추출하였다. KOMPSAT-1은 고도 685km, 98.13°의 경사각을 갖는 태양동주기 극궤도 위성이다. KOMPSAT-1의 적도 통과 지방시는 상승궤도의 경우 오전 10시 50분이며, 낮에 통과하는 궤도는 위성이 적도면에서부터 극지방으로 진행되는 상승 궤도이다.

Table 1은 Ørsted이나 Champ 같은 지구자기장 전문측정위성에 설치된 자력계의 제원을 이 연구에서 이용한 KOMSAP-1 TAM과 비교한 것이다. 표에서 보듯이 KOMPSAT-1 TAM은 자기장 전문관측위성보다 관측빈도나 정밀도 면에서 크게 뒤진다. 그러나 2005년 발사 예정인 KOMPSAT-2의 경우에 수 nT 정밀도로 자기장 관측이 가능하며 이 연구 결과에 따라 KOMPSAT-2에서 관측된 자기장의 활용도를 극대화 할 수 있다.

Fig. 1은 이 연구에서 수행한 자료처리의 흐름도이다. 우선 TAM 자료로부터 지구자기장을 추출하기 위한 전처리 과정으로 좌표변환을 실시한 후 본체유도자기장을 제거한 후, 본 처리과정으로 2차원 파동수대비법(wavenumber correlation)과 사분면교환법(quadrant-swapping)을 적용하여 외부자기장 및 측선잡음을 취소화하였다. 추출된 KOMPSAT-1 지구자기장은 동일한 기간의 유사한 고도에서 지구자기장 관측을 수행한 Ørsted 위성으로부터 유도된 모델 및 IGRF2000(International Geomagnetic Reference Field 2000) 모델과 비교 분석하여 신뢰도를 검증하였다.

한편 지구자기장은 구면조화계수로 표현되는 바(Langel and Hinze, 1998; Blakely, 1995; Cain et al., 1989) 이 연구에서는 TAM으로부터 추출된 지구자

Table 1. Specification of satellite magnetometers.

Spec	Satellite	KOMPSAT-1	KOMPSAT-2	Ørsted/CHAMP
Sensitivity(nT)		>100	several	0.1-0.2
Resolution(mV/nT)		0.0833	0.0833	<0.5
Dynamic Range(nT)		±60,000	±60,000	±65,000
Sampling Rate(Hz)		4	4	<50

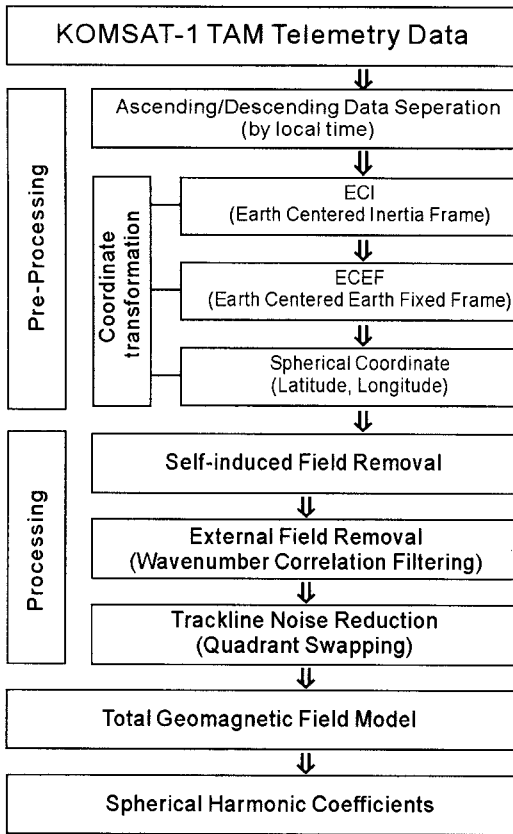


Fig. 1. Flowchart of KOMPSAT-1 TAM data processing for extracting total geomagnetic field.

기장으로부터 구면조화계수를 degree & order 19까지 계산한 후 이를 IGRF, Ørsted와 Champ로부터 유도된 결과와 비교함으로써 보다 정량적으로 자료의 신뢰도를 검증하였다.

## 2. 자료처리

인공위성에서 관측되는 지구자기장의 주성분은 지구의 중심에 가상의 쌍극자로부터 나타나는 자장(쌍극자장)으로 이는 실측결과와 차이가 난다. 이러한 비쌍극자장을 구하기 위해 지자기장이 균일하게 자화된 구에 의해 생성된다고 가정하면 지구자기장은 포텐셜이므로 지구의부에서 라플라스(Laplace)방정식을 만족시킨다(Blakely, 1995). 구 좌표계에서 라플라스 방정식은

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (1)$$

이 되고 이 방정식의 일반해는 구면조화함수(Spherical Harmonic Function)의 합으로 표현된다. 여기서  $V$ 는 지구자기장포텐셜을,  $(\gamma, \theta, \phi)$ 는 각각 지구중심으로부터의 거리, 위도, 경도를 나타낸다.

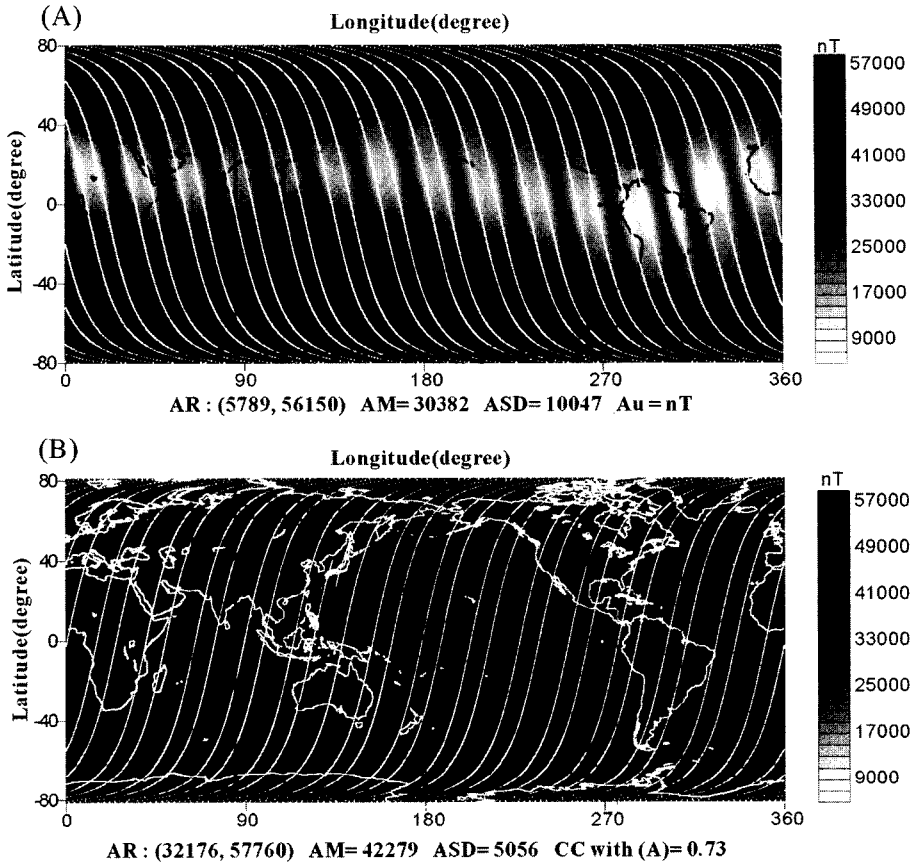
### 2.1. 좌표변환

이 연구에서는 KOMPSAT-1 텔레메트리(telemetry) 자료에 속하는 TAM 관측값인 동체좌표계(Body Coordinate)의 X, Y, Z 성분으로부터 추출된 총자기성분을 이용하였는데, 자료처리를 위해 이들은 인공위성 기준 좌표계로부터 지구중심 좌표계로 전환되어야 한다. 이를 위해 우선 관측 당시 위성의 지구중심관성좌표계(Earth Centered Inertial Frame, ECI)에서 지구중심 고정좌표계(Earth-Centered Earth-Fixed frame, ECEF)로 일단 변환시킨 후에 다시 지구를 중심으로 하는 구(Spherical Earth) 좌표계로 변환하였다(Fig. 1 참조).

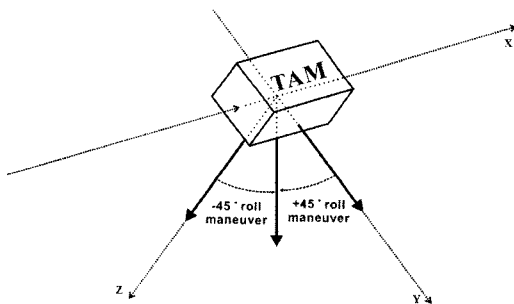
Fig. 2는 KOMPSAT-1 TAM으로부터 2000년 6월 19일에서 21일 사이에 관측된 지구자기장을 도시한 것으로 흰 선은 위성의 궤도를 나타내며, AR, AM, ASD, AU 및 CC는 각각 자료의(최소값, 최대값), 평균값, 표준편차, 단위 및 두 자료의 상관계수를 나타낸다. 자료의 분석은 경도상으로는 지구 전체에 걸쳐 이루어 졌으나, KOMPSAT-1의 경사각이 98.13° 이기 때문에 위도상으로는 81.81° 사이의 지역에 대해서만 분석이 이루어 졌다. 또한 KOMPSAT-1은 극궤도 태양동주기 위성이므로 자료는 상승궤도(ascending) 및 하강궤도(descending)로 나뉘어 처리 되었고, 이들의 상관계수는 0.73으로 나타났다. 이 두 자료는 축선잡음 제거과정에서 하나로 통합된다.

### 2.2. 유도자기장제거

TAM 자료의 자기장 값에는 지구로부터 기인한 자기장성분 외에 KOMPSAT-1 위성체 내부의 전류에 의한 유도자기장이 포함되어 있고 이 역시 태양에 영향을 받는다. 그런데 KOMPSAT-1 같은 저궤도 위성(685 km)은 태양에 의한 유도자기장의 영향이 적은 반면, 그 영향은 임의의 궤도에 대해서 거의 일정한 패턴으로 나타난다. 따라서 태양에 의한 유도자기장의 패턴은 대칭성을 갖고, 이를 이용하여 보정값을 계산 한 후 유도자기장에 의한 영향을 제거할 수 있다. 다시 말해 위성체 내부의 전류에 의한 유도자기장은 TAM에서 관측되는 자기장의 X, Y, Z 삼성분의 대칭성을 이용하여 보정 값을 구할 수 있다(이선호 등, 2001). Fig. 3에서 Z성분은 임의의 시간에서 TAM의 진행방향



**Fig. 2.** Total geomagnetic field components before any data process from KOMPSAT-1 TAM telemetry data acquired between June 19th and 21st, 2000. White lines indicate that data acquired points on satellite's tracks. The upper map is for ascending, the lower map is for descending mode. Attributes listed for the map; the Amplitude Range, AR of (minimum . maximum), the Amplitude Mean, AM, the Amplitude Standard Deviation, ASD, the amplitude unit, Au, and the correlation coefficient, CC.



**Fig. 3.** Roll maneuver of KOMSAT-1 TAM for self-induced magnetic field removal.

(X축)을 기준으로 +45° 회전한 Y축 방향의 성분과, -45° 회전한 Z축 방향의 측정성분이 일치한다는 대칭성을 이용하는데, 이 연구에서는 X, Y, Z 세 방향에 대해 각 각 970, -150, 900 nT의 보정값을 계산한

**Table 2.** Compensation values for x,y,z components of the geomagnetic field measured from KOMPSAT-1 TAM.

Components	Compensation Values(nT)
X	970
Y	-150
Z	900

후 이를 관측값에서 제거하여 유도자기장에 의한 영향을 제거하였다(Table 2). 그림 4는 위성체 내부의 영향에 의한 간섭을 제거한 후의 자기장을 도시한 것으로 상승 및 하강 자료 사이의 상관계수가 0.73에서 0.91로 약 24.6% 증가하였다.

**2.3. 파동수대비법**

파동수영역에서의 대비법(wavenumber correlation analysis)은 두 개 이상의 디지털 자료 사이의 상관관

계를 파동수 각각에 대한 상관계수로 표시함으로써 두 자료 사이의 상관관계를 보다 더 정량적으로 연구할 수 있는 방법이다(von Frese *et al.*, 1997). 이 연구에서는 파동수 대비법을 이용하여 TAM 자료를 처리하였는데, 이는 KOMPSAT-1이 태양동주기 극궤도 위성으로, 남동에서 북서쪽으로 진행되는 상승궤도에서 측정된 자료가 태양을 향했을 때에 관측된 지구자기장 자료이며 이와 반대로 하강궤도의 경우는 KOMPSAT-1이 태양의 반대편에서 운행될 때 측정된 자료이다. 따라서 이 연구에서는 KOMPSAT-1 TAM에서 관측된 지구자기장을 상승궤도(주간 관측) 및 하강궤도(야간 관측)로 나누어 처리하였는데, 이는 태양에 의해 변화하는 외부자기장의 영향을 효과적으로 제거해 주기 위해서이다(Hwang, 2003).

파동수 대비법에서 서로 독립적인 두 자료를 파동수 영역에서 대비하려면 이들 성분의 각 파동수  $k$ 사이의 상관계수  $CC$ , 즉  $CC_k$ 를 우선 고려하여야 하는데 이들은 극좌표계에서

$$\bar{X}(k) = |\bar{X}(k)|e^{-j\theta_{\bar{X}(k)}}, \bar{Y}(k) = |\bar{Y}(k)|e^{-j\theta_{\bar{Y}(k)}} \quad (3)$$

로 표현되며, 여기서 성분 와 는 각 각 상승궤도(Fig. 4(A)) 및 하강궤도(Fig. 4(B))에서 측정된 지구자기장 자료이며,  $|\bar{X}(k)|$ ,  $|\bar{Y}(k)|$ 는 두 성분의 진폭(amplitude)을,  $\theta_{\bar{X}(k)}$ 와  $\theta_{\bar{Y}(k)}$ 는 위상각(phase angle)을 나타낸다. 이로부터,  $\Delta\theta_k = (\theta_{\bar{Y}(k)} - \theta_{\bar{X}(k)})$ 는 위상차 (phase difference)이고, 이때  $j = \sqrt{-1}$ 이다. 여기서, 두 벡터 사이의 상관계수  $CC_k$ 는

$$CC_k = \cos(\Delta\theta_k) = \frac{\bar{X}(k) \cdot \bar{Y}(k)}{|\bar{X}(k)| |\bar{Y}(k)|} \quad (4)$$

가 되고 두 성분 사이의  $CC_k$ 를 이용, 이들 사이에서 양(+)으로 대비되는 성분, 즉 두 자료에 공통으로 존재한 성분만을 추출하였다. 이는 이 연구에서 추출하고자하는 지구자기장의 주성분은 상승 및 하강 두 자료 모두에 공통적으로 존재한다는 가정에 의한 것이다.

Fig. 5는 Fig. 4의 결과에 파동수대비법을 적용한 것으로 (A)와 (B)는 각 각 상승 및 하강궤도에서 관측된

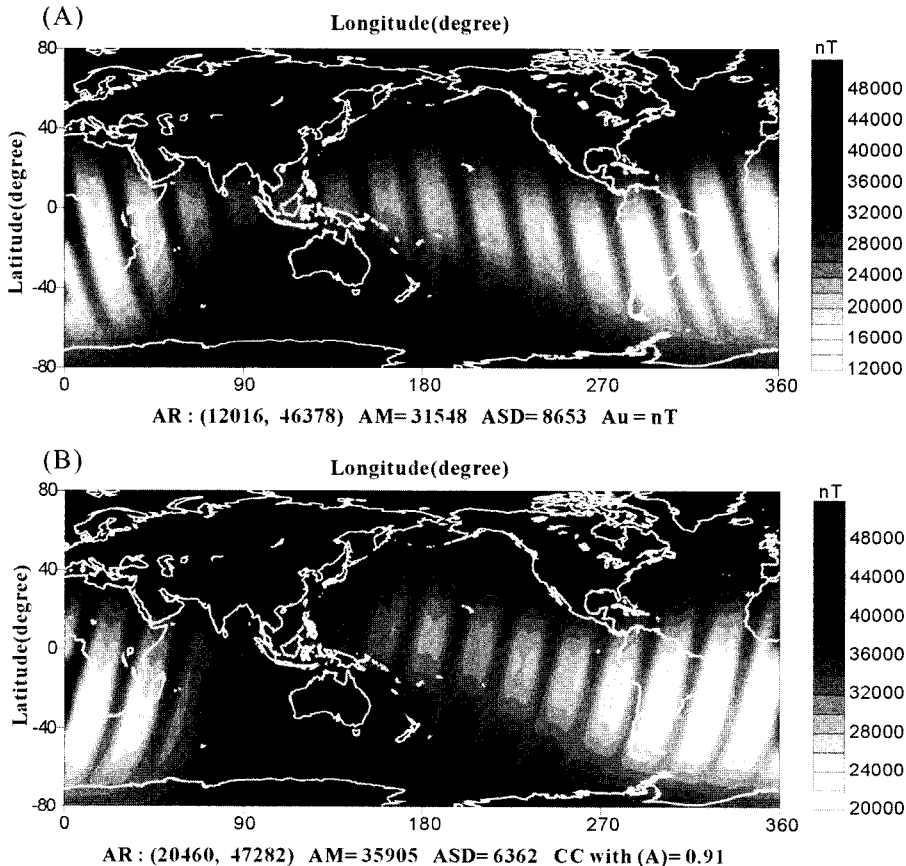
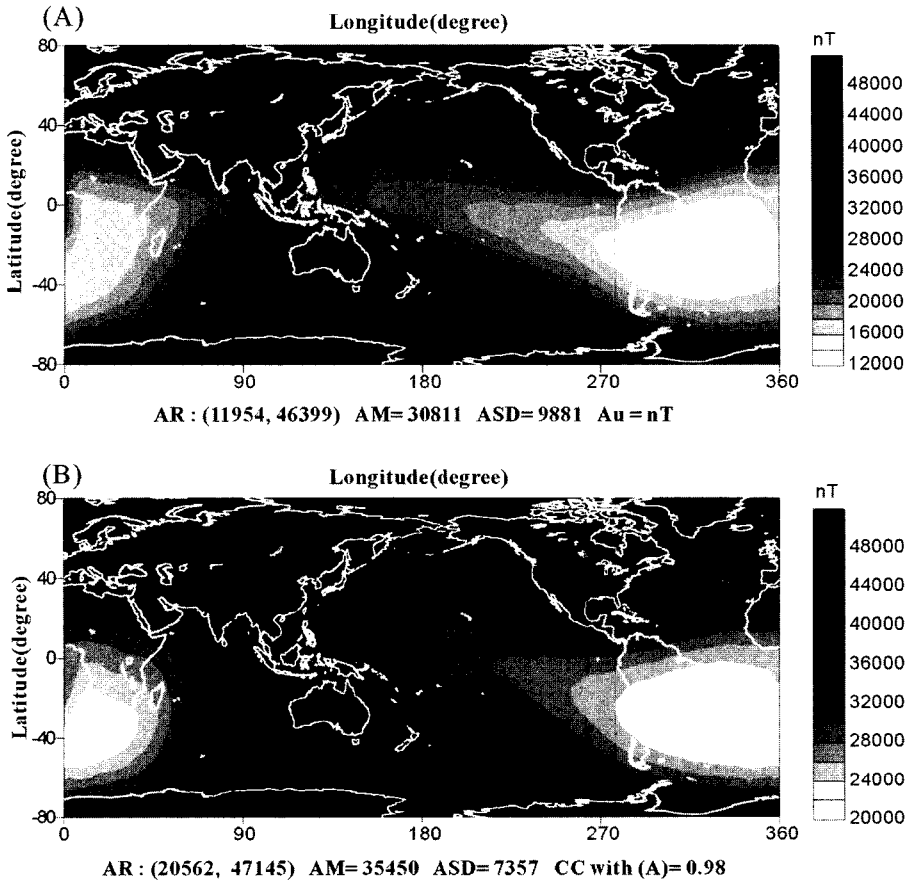


Fig. 4. Total geomagnetic field components after removal of self-induced filed noise for (A) ascending and (B) descending modes.



**Fig. 5.** Total geomagnetic field components after removal of external field noise by wavenumber correlation filtering for (A) ascending and (B) descending data sets.

자료이다. 두 자료 사이의 상관계수는 0.98로 향상되었으며, 특히 Fig. 3과 4에서 확실히 나타나는 축선잡음이 거의 제거된 것을 알 수 있다.

#### 2.4. 사분면 교환법

인공위성이나 항공자료처럼 축선 방향의 해상도가 좋고 축선간의 거리가 긴 경우, 격자화시키면서 축선방향의 알리아싱(aliasing)이 생기게 된다. 위성 자료의 경우 같은 지역을 상승 및 하강 방향으로 두 번 측정하게 되므로 이들은 합성하여 격자화 시키게 되면 축선잡음이 증폭되어 나타난다. 이런 경우, 각각 두 개의 방향을 격자화 한 다음, 주파수 영역에서 축선의 영향이 없는 영역만을 조합하여 다시 역푸리에 변환을 실시하면 제거할 수 있다(Kim *et al.*, 1998). 이 연구에서는 사분면 교환법(quadrant-swapping)이라고 하는 이 방법을 이용하여 Fig. 5의 결과를 이용하여 축선잡음을 제거하

여 Fig. 6에 도시하였다. 이 과정에서 상승 및 하강으로 나뉘어 처리되던 자료가 하나로 통합된다. Fig. 6은 2000년 6월 19일에서 21일 사이에 KOMPSAT-1 TAM으로부터 관측된 지구자기장의 최종 결과이다. 이들의(최소, 최대)는 (18,219, 49,351)nT이며, 평균 및 표준편차는 각각 35,450 및 8,585 nT이다. 이렇게 추출된 지구자기장의 신뢰도를 검증하기 위해서 Ørsted 및 IGRF2000 전지구모델과 통계적 비교를 실시하였다.

### 3. 결 과

#### 3.1. Ørsted 모델과의 비교

KOMPSAT-1 TAM 관측자료에서 추출한 지구자기장 최종 모델(Fig. 6)의 신뢰도 검증을 위해 지구자기장 전문 관측 위성인 Ørsted의 관측 값으로부터 유도된 지구자기장 모델(Olsen *et al.*, 2000)과 비교를 하

였다. Ørsted 위성은 KOMPSAT-1호와 비슷한 시기에 운용된 지구자기장 전문 관측 위성으로 그 고도 또한 KOMPSAT-1과 비슷하여 이 연구의 결과 값의 비교대상으로 아주 적합하다. Fig. 6과 Fig. 7(A)에서 보듯 KOMPSAT-1과 Ørsted로부터 추출된 전체적인 자기장 값은 유사한 형태로 분포한다. 자기장 값의 분포를 자세

히 보기 위해 30,000 nT의 선을 추가하여 보았을 때, 유사성을 잘 알 수 있다. Table 3은 각 모델의 통계값 및 상관계수를 요약한 것으로 KOMPSAT-1과 Ørsted가 최대, 최소 및 평균값 등에서는 약간의 차이를 보이나 0.97의 높은 상관계수를 갖는 것을 알 수 있다. 한편 두 모델의 차이를 알아보기 위해 Fig. 6에서 Fig. 7(A)를

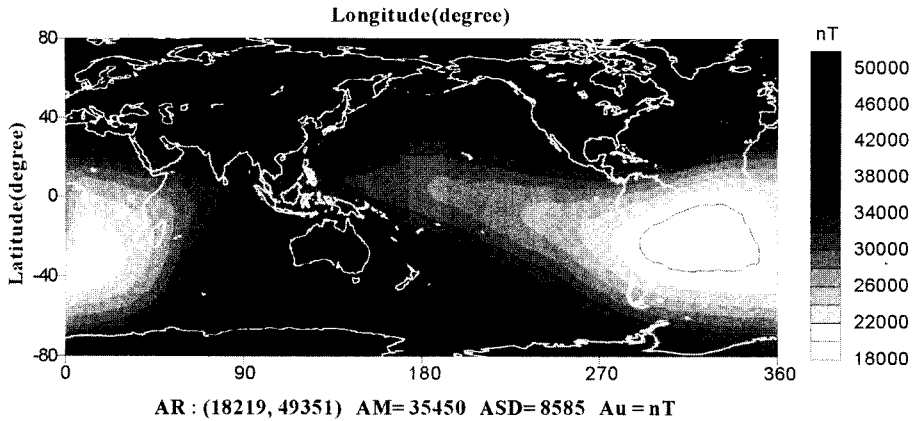


Fig. 6. Total geomagnetic field components after track-line noise reduction by quadrant-swapping method. The ascending and descending data sets area combined in this procedure to produce a final result of this study.

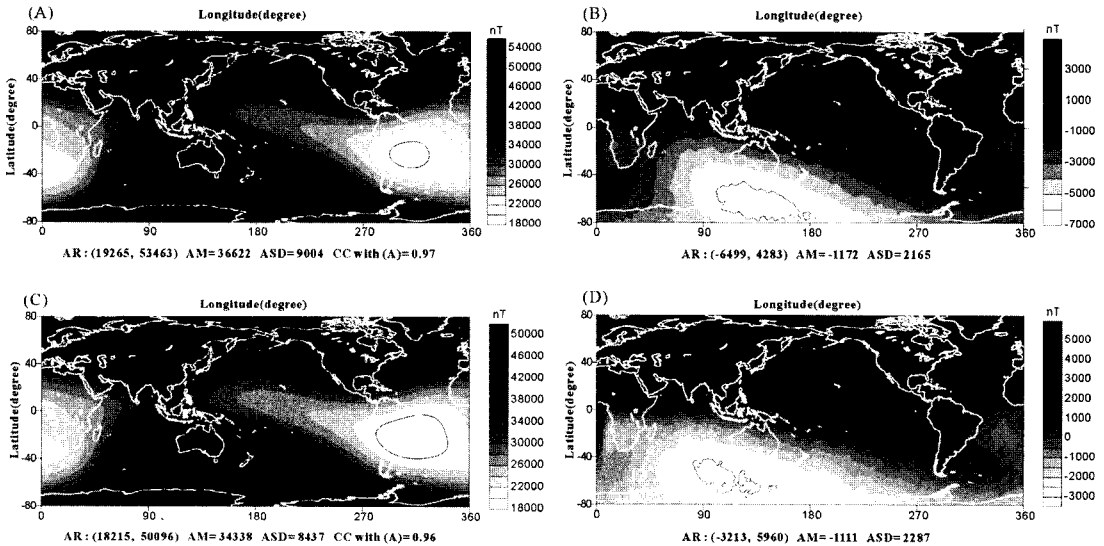


Fig.7. Total geomagnetic field from (A) Ørsted, and (C) IGRF2000 model and (B) point-by-point differenced between KOMPSAT-1 and Ørsted and (D) point-by-point differenced between KOMPSAT-1 and IGRF2000.

Table 3. Statistical comparison of total geomagnetic fields from KOMPSAT-1, Ørsted, and IGRF2000 models.

Satellite	(Min, Max)	Mean	STD	Correlation Coefficient		
				KOMPSAT-1	Ørsted	IGRF2000
(A) KOMPSAT-1	(18,219, 49,351)	35,450	8,585	-	0.97	0.96
(B) Ørsted	(19,265, 53,463)	36,622	9,004	0.97	-	0.99
(C) IGRF2000	(18,215, 50,096)	34,338	8,437	0.96	0.99	-

제거하여 Fig. 7(B)에 잔여 값들을 도시하였다. 그림에서 두 모델사이의 차이는 어느 특정 지역에 집중된 것이 아니라 전 지구에 걸쳐 고르게, 추출된 자기장의 양상을 유사하게 보이고 있음을 알 수 있다. 이로부터 Fig. 7(B)에서 두 모델 사이의 차이는 위상에 의한 차이가 아니라 진폭에 의한 차이임을 유추할 수 있고, 따라서 두 모델 사이의 통계적 유사성을 확인 할 수 있다.

### 3.2. IGRF2000과의 비교

KOMPSAT-1 결과를 IGRF2000(International Geomagnetic Reference Field 2000)과 비교하였다. IGRF-2000은 IAGA(International Association of Geomagnetism and Aeronomy)에서 인공위성과 전 세계 관측망으로부터 측정된 값에 의해 2000년에 유도된 지구 자기장 모델로 최대 degree & order는 10까지이다.

Ørsted의 경우와 마찬가지로 IGRF2000 역시 통계적으로 KOMPSAT-1 모델과 매우 유사하며 0.96의 상관관계를 보인다(Fig. 7(C)). 또한 두 모델의 차이를 알아보기 위해 Fig. 6에서 Fig. 7(C)를 제거하여 Fig. 7(D)에 잔여 값들을 도시하였다. Fig. 7(D)로부터 두 모델 사이의 차이는, Ørsted의 경우와 마찬가지로, 위상에 의한 차이가 아니라 진폭에 의한 차이임을 알 수 있고, 따라서 두 모델 사이의 통계적 유사성을 확인 할 수 있다. 한편 Ørsted와 IGRF2000 사이의 상관계수는 0.99이다.

### 3.3. 구면조화모델 결정

전술했듯이 지구자기장은 포텐셜필드이므로 지구 외부에서는 라플라스방정식을 만족하고, 구면좌표계에서 라플라스 방정식의 해는 구면조화함수의 합으로 표현된다. 지구자기장의 대부분은 지구내부로부터 기인하므로 내부에 의한 자기포텐셜만을 계산하면

$$V = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{\gamma}\right)^{n+1} [g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi)] P_n^m(\cos\theta) \quad (5)$$

이 된다. 여기서  $a$ 는 지구의 반경,  $\gamma$ 은 지구 중심으로부터의 거리,  $g_n^m$ ,  $h_n^m$ 은 가우스 계수,  $P_n^m(\cos\theta)$ 은 associate Legendre 함수이며,  $n$ ,  $m$ , 및  $N$ 은 각각 구면조화모델의 degree, order 및 계수의 개수로서 보통 10 이하의 숫자이다.

여기서  $p$ 를 구면조화계수의 행렬로 가정하고  $c$ 를 지구자기장 이상의 측정값  $\{c_i=1.2 \dots N\}$  이라고 하면

$$c = HPP + e \quad (6)$$

와 같이 표현되고 여기서 오차항  $e$ 는 무시한다. 여

기서  $p$ 를 구면조화함수의 계수들로 이루어진 행렬이라고 하면  $\{P_i\} = \{g_n^m, h_n^m\}$ 가 되며 지구 자기장의  $z$ 성분의 경우 구면조화함수의 미분형식의 행렬 원소들은

$$H_{ij}^y : (n+1)\cos(m\phi)P_n^m(\cos\theta_i) \left[\frac{a}{\gamma_i}\right]^{n+2} \quad (\text{for } P_j = g_n^m) \\ (n+1)\cos(m\phi)P_n^m(\cos\theta_i) \left[\frac{a}{\gamma_i}\right]^{n+2} \quad (\text{for } P_j = h_n^m) \quad (7)$$

이 되며, 이로부터 역산을 통하여 구면조화함수의 계수를 구할 수 있다. 따라서 이 연구에서 KOMPSAT-1에서 측정된  $z$ 성분이 식 (7)의  $-H_{ij}^y$ 과 동일하며, 유도자기장

$$B_i = -H_{ij}^y P \quad (8)$$

의 관계식에서 inverse method중의 하나인 conjugate gradient방법을 사용하여  $g_n^m$ ,  $h_n^m$  값의 변화가 0.0001 이하로 될 때까지 반복하여 계산하여 구면조화계수의 값을 계산하였다.

Table 4는 이 연구에서 KOMPSAT-1 자기장모델(Fig. 6)로부터 degree  $n=19$  까지 계산한 구면조화계수  $g_n^m$ ,  $h_n^m$ 로 이 연구에서는 degree 10 까지만 제시하였다. 이들을 Ørsted, IGRF2000 및 역시 독일에서 발사한 자기장 전문측정위성인 CHAMP의 계수와 비교한 결과,  $n=5$ 까지는 매우 비슷한 값을 가지나 그 이후로는 다소 차이를 보인다.

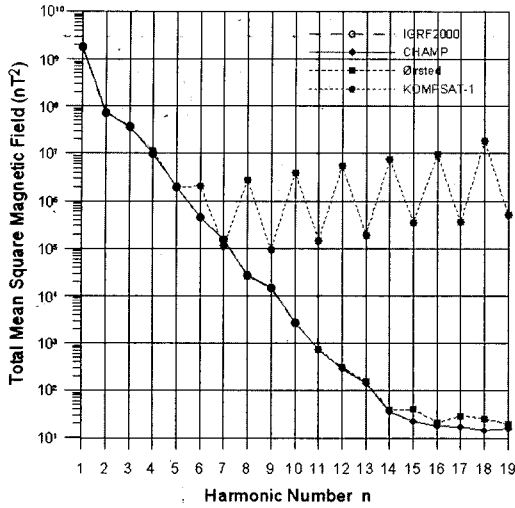
한편 Fig. 8은 인공위성에서 관측된 지구자기장 스펙트럼으로 KOMPSAT-1은 이 연구의 결과이며 IGRF2000, CHAMP, 및 Ørsted는 각 모델로부터 스펙트럼을 계산하여 도시하였다. 그림에서  $n=10$ 까지만 계산된 IGRF2000을 제외하고 나머지는  $n=19$ 까지 도시하였다. 그림의 가로축은 구면조화계수 degree이고 세로축은 각  $n$ 의 전체 order  $m$ 에 대한 지표에서의 자기장의 제곱으로 단위는  $nT^2$ 이다.

일반적으로 지구내부 암권으로부터 기인한 지구자기장은  $n=14$  혹은 그 이상의 계수들로 표현되며, 비록  $n=55$ 에서 60 사이의 값만 물리적인 의미를 갖기는 해도(Langel and Hinze, 1998) 정밀 인공위성관측으로부터  $n=63$ 까지 계수의 유도가 가능함이 Cain *et al.* (1989) 등에 의해 밝혀졌다. Fig. 8에서 보듯이  $n$ 이 14 이상인 경우에는 자기장 크기가 급격히 줄어드는 것을 알 수 있고, 다만 약간의 불규칙한 에너지가 남아있는 것은 암권 신호 외에 잡음이 포함되어 있기 때문이다. 따라서 본격적인 암권 연구를 위해서는 계산된 자기장스펙트럼이 IGRF2000, CHAMP, 및 Ørsted의 경우처럼 최소한  $n=14$ 까지 안정적인 곡선을 나타



**Table 4.** Spherical harmonic coefficients of KOMPSAT-1, Ørsted, CHAMP, and IGRF2000 models.

n	m	KOMPSAT-1		Ørsted		CHAMP		IGRF2000	
		$g_n^m$	$h_n^m$	$g_n^m$	$h_n^m$	$g_n^m$	$h_n^m$	$g_n^m$	$h_n^m$
1	0	-29314.17	0	-29617.37	0	-29604.66	0.00	-29615	0
1	1	-1799.96	5184.67	-1729.24	5185.65	-1716.82	5164.98	-1728	5186
2	0	-2757.62	0	-2268.46	0	-2281.07	0.00	-2267	0
2	1	3055.19	-2341.62	3068.92	-2481.77	3065.56	-2503.71	3072	-2478
2	2	1641.68	-395.14	1670.76	-457.62	1667.49	-468.42	1672	-458
3	0	1224.76	0	1340.16	0	1337.51	0.00	1341	0
3	1	-2236.87	-257.56	-2288.34	-227.87	-2291.84	-221.34	-2290	-227
3	2	1206.82	327.18	1252.09	293.28	1251.09	289.41	1253	296
3	3	767.62	-412.19	714.08	-491.32	705.44	-500.09	715	-492
4	0	1150.74	0	932.11	0	930.10	0.00	935	0
4	1	756.23	261.76	786.66	273.21	788.83	274.37	787	272
4	2	255.57	-236.17	249.82	-231.7	242.00	-230.90	251	-232
4	3	-363.49	118.19	-403.3	119.53	-399.02	124.71	-405	119
4	4	107.37	-264.14	111.25	-303.65	109.41	-303.96	110	-304
5	0	-283.19	0	-217.06	0	-219.57	0.00	-217	0
5	1	338.82	33.84	351.98	42.76	351.89	43.42	351	44
5	2	197.32	156.71	222.06	171.19	219.83	173.47	222	172
5	3	-77.02	-113.61	-130.52	-132.88	-131.65	-131.15	-131	-134
5	4	-176.64	-28.52	-168.4	-39.42	-168.64	-35.66	-169	-40
5	5	-6.65	67.14	-12.92	106.44	-12.84	106.04	-12	107
6	0	492.19	0	71.4	0	73.10	0.00	72	0
6	1	87.44	-39.56	67.4	-16.86	68.43	-17.78	68	-17
6	2	83.91	65.52	74.17	64.34	75.19	61.98	74	64
6	3	-144.32	64.82	-160.81	65.34	-159.09	64.91	-161	65
6	4	-31.03	-49.89	-5.77	-61.03	-7.40	-61.68	-5	-61
6	5	33.93	-12.5	17	0.8	16.30	0.55	17	1
6	6	-67.67	47.21	-90.38	43.96	-89.66	45.50	-91	44
7	0	5.52	0	79.07	0	79.51	0.00	79	0
7	1	-78.99	-51.48	-73.59	-65.03	-74.07	-63.75	-74	-65
7	2	-0.53	-8.98	-0.04	-24.69	-0.19	-23.96	0	-24
7	3	20.99	7.8	33.1	6.17	34.31	6.37	33	6
7	4	-21.16	33.36	9.11	24.03	9.75	24.34	9	24
7	5	32.05	-12.94	7.03	14.87	7.42	14.10	7	15
7	6	33.07	11.73	7.08	-25.34	7.00	-25.47	8	-25
7	7	-7.74	-22.52	-1.31	-5.71	-0.71	-5.61	-2	-6
8	0	552.77	0	23.92	0	24.58	0.00	25	0
8	1	19.34	-0.17	5.99	12.18	6.69	11.81	6	12
8	2	-12.16	-9.14	-9.2	-21.05	-9.76	-21.42	-9	-22
8	3	-10.04	6.85	-7.74	8.63	-7.69	8.64	-8	8
8	4	-27.16	-19.45	-16.54	-21.39	-17.03	-21.13	-17	-21
8	5	11.43	-11.56	8.95	15.3	9.26	15.61	9	15
8	6	26.68	34.55	7.03	8.76	7.38	8.64	7	9
8	7	-10	-20.28	-7.97	-14.92	-8.60	-14.58	-8	-16
8	8	11.45	-17.47	-7.01	-2.46	-6.79	-1.78	-7	-3
9	0	-51.64	0	5.3	0	5.15	0.00	5	0
9	1	6.95	-21.99	9.63	-19.91	9.51	-19.75	9	-20
9	2	9.36	36.75	2.93	13.07	3.17	13.25	3	13
9	3	-9.75	16.89	-8.58	12.5	-8.15	12.40	-8	12
9	4	-4.71	-9.97	6.32	-6.23	6.05	-6.35	6	-6
9	5	-8.52	-17.43	-8.76	-8.31	-9.27	-8.38	-9	-8
9	6	12.17	34.41	-1.53	8.46	-1.52	8.39	-2	9
9	7	-9.13	-8.96	9.13	3.88	9.18	3.53	9	4
9	8	34.92	-27.87	-4.24	-8.29	-4.78	-8.23	-4	-8
9	9	-17.46	-3.08	-8.09	4.88	-8.42	5.14	-8	5
10	0	590.25	0	-3.03	0	-2.52	0.00	-2	0
10	1	9.04	1.49	-6.46	1.87	-6.07	1.74	-6	1
10	2	7.98	3.64	1.56	0.34	1.76	0.11	2	0
10	3	-19.95	6.55	-2.95	4.12	-2.94	4.00	-3	4
10	4	-2.78	1.82	-0.32	4.94	-0.48	4.88	0	5
10	5	14.7	-6.24	3.67	-5.86	3.59	-5.96	4	-6
10	6	5.32	15.76	1.11	-1.18	0.92	-1.20	1	-1
10	7	-17.94	-9.49	2.09	-2.84	2.03	-2.95	2	-3
10	8	38.29	-7.06	4.41	0.24	4.25	-0.01	4	0
10	9	6.25	-1.25	0.42	-1.98	0.36	-2.16	0	-2
10	10	0.99	-50.73	-0.94	-7.67	-1.45	-7.57	-1	-8



**Fig. 8.** Geomagnetic field spectra calculated from IGRF2000, CHAMP, Ørsted, and KOMPSAT-1 models. The Y-axis values are the total mean square contribution to the magnetic field at the surface by all harmonics of degree n.

내야 하는데, 이 연구에서 계산된 KOMPSAT-1 스펙트럼은 그림에서 보이듯 n=6에서 기존 모델과 차이를 보이며, n=6에서 다시 근접한 값을 보인 후 n=7 이상으로 가면서 진동하는 양상을 보이는데 이는 다른 연구결과와는 물론 이론과도 맞지 않는 결과이다. 따라서 KOMPSAT-1 모델의 경우 n=5 이하에 해당하는 저주파 신호에 대해서는 다른 모델들과 동일한 결과를 보이므로 이 부분의 신호에 대해서는 신뢰성이 입증되었으나 n이 6 이상인 경우의 고주파 신호에 대해서는 KOMPSAT-1 TAM의 값을 사용할 수 없다.

**4. 결론 및 토의**

이 연구에서는 KOMPSAT-1 위성의 자세제어를 목적으로 사용되는 삼축자력계(TAM, Three-Axis Magnetometer)의 관측값으로부터 지구 내부 기원의 지구자기장의 총성분을 추출하였으며 이를 자기장 전문 관측위성인 Ørsted 자료 및 전지구 구면조화조화모델 IGRF2000과 비교하여 신뢰도를 검증하였고, KOMPSAT-1 구면조화계수를 degree & order 19까지 계산하였다. 연구지역은 KOMPSAT-1의 경사각이 98.13° 이기 때문에 위도상으로는 남북위 81.81° 사이의 지역에 대해서만 분석이 이루어 졌으며, 2000년 6월 19일에서 21일 사이에 관측된 값을 이용하였다.

우선 KOMPSAT-1 텔레메트리 자료에 속하는 TAM 관측값인 동체좌표계로부터 추출된 총자기성분을 이용

하였는데, 자료처리를 위해 관측 당시 위성의 지구중심좌표계에서 지구중심 고정좌표계로 일단 변환시킨 후에 다시 지구를 중심으로 하는 구좌표계로 변환하였다. 한편 KOMPSAT-1은 극궤도 태양동주기 위성 이므로 전체 TAM 자료를 상승 및 하강궤도로 나뉘어 처리하였고, 이들의 상관계수는 0.73으로 나타났다.

TAM 자료의 자기장 값에는 지구로부터 기인한 자기장성분 외에 위성체 내부의 진류에 의한 유도자기장이 포함되어 있고 이 역시 태양에 영향을 받는다. 이는 이선호 등(2001)가 제시한 방법을 이용하여 제거하였고, 그 결과 두 자료의 상관계수는 0.73에서 0.91로 약 24.6% 증가하였다.

또한 태양에 의해 변화하는 외부자기장의 영향을 효과적으로 제거해 주기 위해서 파동수대비법을 이용하였는데, 이는 상승궤도에서 측정된 자료는 태양을 향했을 때에 관측된 지구자기장 자료이며 이와 반대로 하강궤도의 경우는 태양의 반대편에서 운행될 때 측정된 자료이기 때문이다. 다시 말해 이 연구에서 추출하고자 하는 지구자기장의 주성분은 상승 및 하강 두 자료 모두에 공통적으로 존재한다는 가정에 의한 것으로, 파동수대비법을 이용하여 자료를 처리한 결과 두 자료 사이의 상관계수는 0.98로 향상되었으며, 특히 지금까지 두 자료 모두에 존재하던 축선잡음이 거의 제거되었다.

자료처리의 마지막 과정으로 사분면교환법을 적용하여 축선잡음을 완전히 제거하였고, 이 과정에서 상승 및 하강으로 나뉘어 처리되던 자료가 하나로 통합되었다. 연구 결과 2000년 6월 19일에서 21일 사이에 KOMPSAT-1 TAM으로부터 관측된 지구자기장의(최소, 최대)는 (18,219, 49,351)nT 이며, 평균 및 표준편차는 각각 35,450 및 8,585 nT 이다.

이렇게 추출된 지구자기장의 신뢰도를 검증하기 위해서 Ørsted 및 IGRF2000 전지구모델과 통계적 비교를 실시한 결과 이 연구에서 추출된 지구자기장은 Ørsted 및 IGRF2000와 각각 0.97 및 0.96의 상관관계를 갖는 것으로 나타났다. 특히 각 모델과의 차이가 어느 특정 지역에 집중된 것이 아니라 전 지구에 걸쳐 고르게, 추출된 자기장의 양상을 유사하게 보이고 있음을 알 수 있고, 따라서 이들의 차이는 위상차가 아니라 진폭에 의한 차이임이 밝혀졌다.

끝으로 KOMPSAT-1으로부터 계산된 자기장모델로부터 degree & order 19까지 구면조화계수를 계산하였고 이들을 Ørsted, CHAMP 및 IGRF2000와 비교한 결과 n=5까지의 저주파는 신호는 신뢰할 수 있으나 그 이상의 고주파 신호는 신뢰할 수 없음이 밝혀졌

다. 이는 Table 1에서 제시했듯이 위성의 자세제어를 목적으로 하는 삼축자력계의 낮은 해상도에 의한 한계이며, 따라서 이 연구에서 수행한 자료처리방법으로도 해결 할 수 없는 자료 자체의 한계이다. 다만 2005년 발사에정인 KOMPSAT-2의 TAM(수 nT 레벨) 등, 향후의 위성체에 보다 정밀한 수준으로 지구자기장을 측정할 수 있는 장비가 탑재될 경우 신뢰할 수 있는 구면조화계수의 degree를 훨씬 높일 수 있을 것으로 판단된다. 이렇게 되면 지구자기장 전문관측위성이 운용되지 않은 시기, 고도 및 지역에 대한 지구자기장 정보를 확보할 수 있다.

## 사 사

이 논문은 한국학술진흥재단의 지원(KRF-2001-041-D00259)에 의하여 연구되었음을 밝힌다.

## 참고문헌

이선호, 이승우, 석병석, 용기력 (2001) 다목적 실용위성 1호의 3축 자기장센서 측정데이터 분석. 한국항공우주학회지, v. 29, p. 97-103.  
 Blakely, R.J. (1995) Potential Theory in Gravity and Magnetic Application. Cambridge University Express, 441p.  
 Cain J.C., Z. Wang, C. Kluth, and D.R. Schmitsz (1989)

Derivation of a geomagnetic model to n=63. Geophysics J., 97, p. 431-441.  
 Hwang, J.S., S.Y. Kim, S.H. Lee, K.D. Min, J.W. Kim, and S.J. Lee (2003) Observation of the Earth's Magnetic Field from KOMPSAT-1. Proceeding of 2003 ACRS and ISRS, 600-602.  
 Kim, H.R., R.R.B. von Frese, P.T. Taylor, J.W. Kim, and C.H. Park (2003) Utility of satellite magnetic observations for estimating near-earth magnetic anomalies. OIST 4 Proceedings - 4th Orsted International Science Team Meeting, in P. Stauning (ed.), 83-86.  
 Kim, J.W., H.R. Kim, R.R.B. von Frese, and C.H. Park (2003) Recovery of Lithomagnetic Components in the Satellite Magnetometer Observations of East Asia. OIST 4 Proceedings - 4th Orsted International Science Team Meeting, in P. Stauning (ed.), 99-106.  
 Kim, J.W. (2002) Recovery of Lithospheric magnetic components in the Satellite Magnetometer Observations of East Asia. Korean Soc. Exploration Geophysicists, v. 5, p. 157-168.  
 Kim, J.W., J.-H. Kim, R.R.B. von Frese, D.R. Roman, and K.C. Jezek (1998) Spectral attenuation of track-line noise. Geophys. Res. Lett., v. 25, p. 187-190.  
 Langel, R.A. and Hinze, W.J. (1998) The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere. Cambridge University Express, 429p.  
 Olsen, N., R. Holme, G. Hulot, T. Sabaka, T. Neubert (2000) Ørsted Initial Field Model. geophysical Research Letters, v. 25, p. 3607-3610.  
 von Frese, R.R.B., Jones, M.B., Kim, J.W., and Kim, J.-H. (1997) Analysis of anomaly correlations. Geophysics, v. 62, p. 342-351.

2004년 3월 22일 원고접수, 2004년 8월 16일 게재승인.