

# 우리 나라 1등 자기측량 성과를 이용한 자장분포식의 결정에 관한 연구

## Geographical Distribution of Magnetic Elements Deduced from the Results of the First Order Magnetic Survey in Korea

최윤수\* · 최경제\*\*

Choi, Yun-Soo · Choi, Kyung-Jae

### 요 旨

본 논문에서는 우리 나라 1등 지자기점에서 측정된 지자기 측정성과를 지자기에 대한 기초이론을 도입하여 정리·분석하였으며 지자기의 5성분(편각 D, 북각 I, 수평분력 H, 연직분력 Z, 전자력 F)에 대한 자장분포식을 결정하였다. 또한 결정된 자장분포식으로부터 우리 나라의 지구자장 분포상태를 규명하였으며, 이로부터 우리나라 국가기본도에 표시할 각 도곽별 편각 및 자오선 수치를 제시하였다.

### ABSTRACT

In this study, the basic theory of geomagnetism was introduced and the field data of first order magnetic survey was analyzed to determine geographical distribution of magnetic elements such as Declination(D), Inclination(I), Horizontal Component(H), Vertical Component(Z) and Total Force(F). From this distribution equations, the distribution of geomagnetism of Korean peninsula was examined and the declination was calculated for National Base Maps.

## 1. 서 론

자장은 눈에 보이지 않는 것이기 때문에 사람들로 하여금 그 모든 현상이 자신과는 무관한 것으로 여기게 하는 원인이 되고 있으나 자장은 우주에서 보편적으로 작용하고 있는 힘이고, 지구자장은 우리들이 가장 가깝게 일상적으로 조사, 연구할 수 있는 대상이라는 데에 그 중요성이 있다. 특히, 지구자장은 지구의 내부구조나 극이동, 대륙이동, 해저확대 등과 같은 지구의 생성과 발전을 해명하기 위한 유력한 수단이 되고 그 측정 자료는 지도, 해도에 기재되는 편각과 지진예지, 지하자원의 탐사 또는 로켓이나 인공위성의 자세결정 등에 활용되고 있다.

자기콤파스는 거의 남북을 가리키며 정지하고 있으나 지표에서 지자기의 방향은 진북, 수평면과 일치하지

않는다. 이것을 각각 편각, 북각이라 한다. 우리 나라 부근에서는 자북이 진북의 서쪽에 있어서 서편각이다. 이러한 편각, 북각은 장소에 따라 다르다. 즉 지자기의 원인이 되는 지구중심의 핵에 기인하는 부분과 지각을 구성하고 있는 암석의 자석으로서의 세기, 방향이 장소에 따라서 다른 것 등 여러 가지 이유가 있다.

지자기는 지구내부에 기인하는 주자장과 외부에 기인하는 외부변화자장으로 구성된다. 외부변화장에는 일변화와 자기폭풍 등이 있으나 그 크기는 편각의 경우 수분에서 10분 정도의 변화이다. 지자기의 대부분은 주자장이요 주자장도 장기간에 걸쳐서 변화하고 있다. 예를 들면 우리 나라 부근에서 자기콤파스의 방향은 10년에 15분 정도 서쪽으로 이동하고 있다. 따라서 시간에 따라서 변하고 있는 지자기분포를 표시하기 위해서는 전국의 지자기를 일정시간에 통일하여 표시해야 한다.

지자기측량의 특성상 현재 세계 각국에서의 지자기 측정은 거의 국가의 책무로 실시되고 있다. 국립지리원

\*국립안성산업대학교 토목공학과 교수

\*\*성균관대학교 대학원 박사과정

에서는 1970년대 중반부터 지자기측량에 착수한 바 있으나 지구자장 3성분의 측정 등과 같은 본격적인 지자기측정은 1980년대 초부터의 일이다. 2등 지자기 측량은 1981년부터 1989년까지 전국에 걸쳐 400여점의 2등 지자기점에서 실시되었으며, 1등 지자기측량은 전국에 등밀도로 분포된 30점의 1등 지자기점에 대한 반복측량을 실시하고 있다. 최근에 해양조사원에서도 해상에서의 지자기측량을 시작하였다.

이에 따라서 본 연구에서는 지자기에 관한 기초이론의 도입과 지자기 측정자료의 정리, 분석을 통하여 자장분포식을 결정하여 우리 나라의 지구자장 분포상태를 규명하고 이를 기초로 앞으로의 지자기에 관한 기술발전의 기본방향을 제시하고자 한다.

## 2. 지자기의 기초이론

### 2.1 지구자장

지구 자기가 작용하는 場을 일반적으로 지구자장이라 부른다. 지구자장은 주자장과 변화자장으로 나누어지는데 주자장은 지구자장의 대부분을 차지하고 있으며 그 원인은 지구 내부에 있다. 또한 변화자장은 태양 활동 등 지구외부에 의한 것으로 일변화, 자기폭풍 등에 의한 자장의 변화를 나타낸다.

지구자장은 그림 1과 같이 수평면에서 자장의 방향과 수평면이 이루는 편각(D), 수평면과 자장의 방향이 이루는 북각(I), 수평면내에서의 자장의 크기인 수평분력(H)으로 표시하는데 이들 상호간에는 다음과 같은 관계가 있다.

$$F = \sqrt{H^2 + Z^2}, \quad \cos I = H/F, \quad \sin I = Z/F, \quad \tan I = Z/H$$

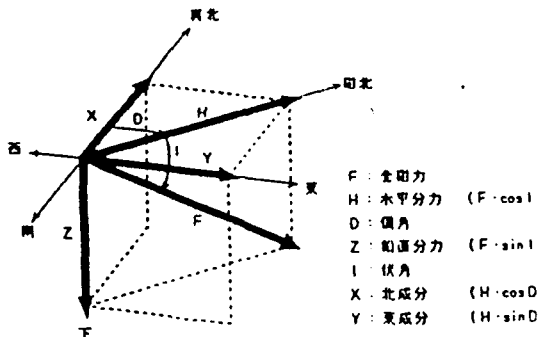


그림 1. 지자기의 3요소

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}, \quad \cos D = X/H, \quad \sin D = Y/H, \quad \tan D = Y/X \quad (2-1)$$

봉자석에서 자석은 N극과 S극이 반대로 되어 존재하는데 여기서 자석의 세기를  $m$ , 양극간의 길이를  $L$ ,  $M = m \cdot L$ 로 정의하면  $M$ 은 자기능율, 또는 자기모멘트라 부르며 자석의 세기를 나타낸다. 이때  $m$ 이 전자단위( $e \cdot m \cdot u$ )로 측정되고  $L$ 이 cm로 측정되었다면  $M$ 은  $c \cdot g \cdot s, e \cdot m \cdot u$ 로 측정되었다고 본다. 자장 속에  $1e \cdot m \cdot u$ 의 세기의 磁極을 둘 때, 자극에 작용하는 힘이 1 dyn일 때 자장의 세기를 1Oersted(Oe)라고 한다.

지구자장에서 공기의 透磁率을 1로 할 때 Oersted를 대신해서 자기유도의 단위 가우스( $\Gamma$ )를, 또는 가우스의 1/100,000인 감마를 ( $\gamma$ )로 습관적으로 사용해 왔으나 1973년 교토에서 열린 제2차 IAGA(International Association of Geomagnetism and Aeronomy : 국제지구자기학 및 대기물리학협회)총회에서 국제단위계(SI)를 사용할 것을 권고함에 따라 종래의 가우스를 대신해 테스라(T)를 사용하게 되었다. 가우스와 테스라는 다음의 관계가 있다.

$$\Gamma = 10^{-4} T \quad 1 \gamma = 10^{-9} T = 1nT$$

### 2.2 다이노모說

지구자장의 형성에 관하여 1950년대에 지구중심부(核)에 흐르는 전류의 작용으로 지구자장이 형성된다고 하는 다이노모 이론이 제창되었으며 현재에는 이것이 유력한 설로 되어있다. 이 이론에 따르면 지구는 지각, 맨틀, 핵 부분으로 나누어지며 핵은 또한 내핵, 외핵으로 나누어진다. 외핵에는 전기전도도가 높은 철 및 니켈의 용융체가 존재하며 전기적으로는 도체이다. 이 용융체가 자장의 속에서 움직이면 그 유체운동, 즉 전자유체역학(전자장과 유체운동의 관계)의 작용으로 외핵에 전류가 흘러서 자장을 발생시킨다.

전류와 원래의 자장사이에는 힘이 작용하기 때문에 처음의 유체 운동은 변형된다. 핵의 중심에는 복잡한 전자유체역학의 작용으로 특별한 형태의 전류가 언제나 흐르고 있어, 지구자장을 형성하고 있다. 이것은 전자유체운동에 의한 핵을 만드는 운동에너지가 핵 중심의 방사성물질에 의해 핵에너지의 공급에 의해 계속해서 자기 에너지로 변하기 때문이다. 이와 같은 지구발전 작용은 항상 일정치 않고 복잡한 진동을 할 가능성

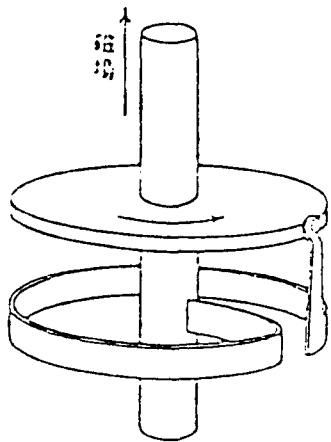


그림 2. 원판 다이나모

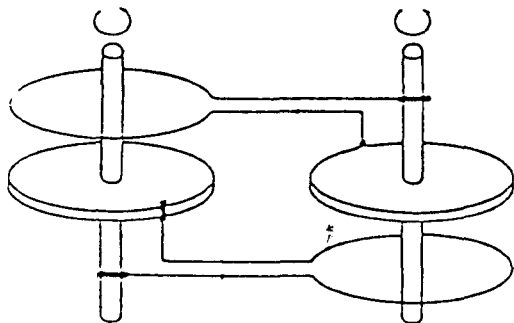


그림 3. 力武다이나모

이 있다. 이 진동으로 핵속의 전자유체역학적 작용은 무척 어렵게 되고, 시간적으로 변화하는 자장이 발생과 영년변화의 원인이 된다고 알려져 왔다.

이 이론을 다이나모 이론이라 부르며 지구 발전설이라 하기도 한다.

그림 2는 원판 다이나모 모형을 나타낸 것으로서 축방향에 최초의 자장을 가정하고 회전하는 원판(그림의 상부를 지구로 가정)에 발생하는 전류가 부러슈를 통해 코일(하부원판)에 흘러서 축방향에 계속 자장을 만들어 낸다는 것을 표시한 것이다.

이 사상은 다이나모설의 기본이라고 할 수 있으며 이 사상을 좀더 발전시켜 복잡한 Feed Back 기구를 사용한 다이나모설이 여러 가지 고안되었다. 그림 3은 力武常次 박사가 제안한 종합원판 모델인 力武다이나모로써 지구자장의 역전설을 시사하고 있다.

### 2.3 자장의 변화

지구자장은 일정 불변한 것이 아니라 시간과 함께 끊임없이 변동하고 있다. 변동의 주기는 짧은 것은 지자기맥동과 같이 약 1초~수 100초 정도부터 긴 것은 수 10년에서 약 100만년까지도 있다. 주기가 10년~수 10만년의 것을 지자기 영년변화라 하며 그 주된 원인은 지구내부에 있다.

어느 기간동안의 지구자장의 평균상태를 의미하는 주자장으로부터의 차이를 변화자장이라 하며 이 자장은时时刻刻 변화하며 그 양상은 복잡하다. 이 변화의 대부분은 지구외부의 전리층 등에 誘起된 전류가 만든 자장에 기인하고 있다.

지구에는 태양으로부터 불어오는 태양풍이라 불리는 자장을 동반한 고속의 입자류가 항상 휘몰아치고 있다. 지구자장의 낮의 자력선은 압축되고, 반대로 밤의 자력선은 프라즈마를 형성한다. 이러한 태양활동으로 인하여 지구에 미약한 자장이 발생하는데 이를 지구외부에 기인하는 자장으로써 외부 자장이라고 부르고 있다. 외부원인의 자장변화는 내부원인의 자장변화에 비교해 변동의 주기가 짧다.

또한, 지자기 영년변화가 시간의 흐름에 따라서 천천히 변화해 가는 것에 비하여 24시간을 주기로 시간과 함께 변화하는 것을 지자기 일변화라 부른다. 지자기 일변화의 발생원은 크게 나누면 외부자장에 기인하는 것이 2/3, 나머지는 지구내부의 유도전류로 생기는 자장에 의한 것이다.

이것들은 모두 태양활동에 깊은 관계를 가지고 있으므로 지구와 태양과의 위치관계는 자기의 계절변화로도 나타나며 약 27일의 태양자전주기, 약 11년 주기의 태양활동에는 흑점수 증감 등과도 깊은 관계를 가진다. 태양으로부터 방사되는 전자파(대부분은 자외선)는 지구상층대기를 전리시켜 전리층을 형성하고 그 속에서 규칙적인 전류를 발생시킨다. 이 전류로 지자기 일변화가 발생한다. 이와 동시에 태양으로부터는 하전입자인 프라즈마(태양풍)가 항상 휘몰아쳐 지구자장이 압축되며 지구자기권을 형성한다. 태양면에서 폭발이 있으면 강렬한 Flare가 발생하고 평소와는 다른 고에너지의 프라즈마가 지구에 날아들어 자기권의 내외부 및 극지방 상층에 이상전류를 발생시킨다. 이 전류로 지구자장은 크게 요동하며 자기폭풍을 발생시킨다.

태양면에서의 Flare에 따른 고속의 프라즈마류가 지구에 휘몰아치면 태양에 접한 자기권 전면의 자력선이

압축되어서 지구자장은 일시적으로 강해진다. 이것에 의해 생기는 현상을 자기폭풍급시(storm sudden commencement)라 부르며 SSC라 표현된다.

### 3. 지자기측량

#### 3.1 지자기측량의 개요

1등 자기측량은 全國 磁氣圖의 작성에 필요한 지자기 성분들의 영년변화의 지리적 분포와 그 동향을 명확히 파악하기 위한 것이 목적이다. 때문에 전국에 약 30점(약 3500 km<sup>2</sup>에 1점)의 1등 자기점을 배치해서 4~5년마다 반복하여 측량을 계속하고 있다.

1등 자기관측은 자기의와 변화계 및 프로톤 자력계를 사용해서 24시간 실시한다. 이 data로부터 일평균치를 구한다. 변화계의 설치가 곤란한 장소에는 자기의와 프로톤 자력계에 의해 6시~22시 사이에 매시간 관측을 행한다. 관측치에는 일변화, 영년변화 보정을 하여 기준년의 값으로 화성한 성과를 사용한다. 방위관측에는 북극성을 이용한다.

2등 자기측량은 각지방의 지자기 局部異常을 상세히 조사하여 각지방에 가장 적합한 磁氣圖를 완성하기 위한 것이다. 지자기는 시간과 함께 천천히 변화할 뿐만 아니라 국소적으로 엄청나게 큰 이상을 가지는 장소가 있다. 이 때문에 자기도의 작성에는 자세한 측량이 필요해서 2등 자기점은 1/25,000 도엽에 약 1점을 배치하였다. 2등 지자기관측은 지자기 일변화가 가라앉은 시간대인 16시~17시에 자기를 사용해서 등간격으로 4회 실시한다. 그 평균치에 일변화, 영년변화의 보정을 한 것이 성과이다. 방위관측에는 태양을 이용한다.

자기점의 선점은 배점계획에 기초하여 도상에서 점의 균등한 분포를 중요하게 고려하지만 현지에 있어서는 그 지역의 개발계획, 토지이용 등을 관련 관공서 등에 조회하여 주변에 고압송전철탑, 철도 등 인위적인 磁氣擾亂源이 없고 자기구배가 완만한 지점을 선택하여야 하며, 기설점에 있어서는 근방에 건축물 등의 장애물 등이 발생했을 때는 1 ton의 철은 100 m거리에서 1 nT의 자장을 발생시키고, 이것이 거리의 3승으로 증감하는 것을 기준으로 移轉, 再設에 신중을 기하여야 한다.

#### 3.2 지자기 관측

지구자장의 관측은 절대관측, 변화관측의 두 종류로 실시한다. 절대관측은 G.S.I형 磁氣儀와 프로톤 자력계로 임의 시각의 지자기 D, I, F의 절대치를 구하며, 변화 관측은 Fluxgate형 3상 자력계(이하 변화계라 함)에 의해, 변화계에 표시된 0치(이하 기선치라 함)로부터의 D, H, Z의 변화분이 출력된다.

절대관측 시각에 관측된 절대치를 그 시각의 변화계 출력치에 조합시켜 계산처리하여 변화계의 기선치가 구해진다. 기선치가 결정되면 변화계 기록으로부터 임의의 시각 절대치를 구할 수가 있다. 따라서 절대 관측을 조합해서 절대치 연속 관측의 data가 얻어진다. 국립지리원에서는 1등 지자기측량을 G.S.I형 자기의와 프로톤자력계로 D, I, F를 관측하고 있다.

절대관측은 보통, 변화계의 기선치를 구하기 위해 하지만, 변화계를 사용하지 않는 경우의 절대관측은 6시에서 22시까지의 매시에 각 1세트씩 한다. 이 경우 세트당의 관측시간은 10분 이내로 하여 세트간의 관측정수차의 制限은 0.35' 를 넘지않는 것을 원칙으로 한다. 이를 넘을 경우에는 재측한다. 재측은 다음의 시간내에서 한다. 6시의 관측은 6시20분 정도 넘을 경우는 어떠한 이유에 관계없이 그날의 관측을 중지한다. 7시 이후의 관측은 정시이후 30분 이내에 하고 7시 30분을 넘을 경우는 이후의 관측을 중지하고 23시의 관측을 추가한다.

지자기측량은 측량현지에 도착하면 자기점 확인, 관측준비, 시험관측, 절대관측의 순서로 시행한다.

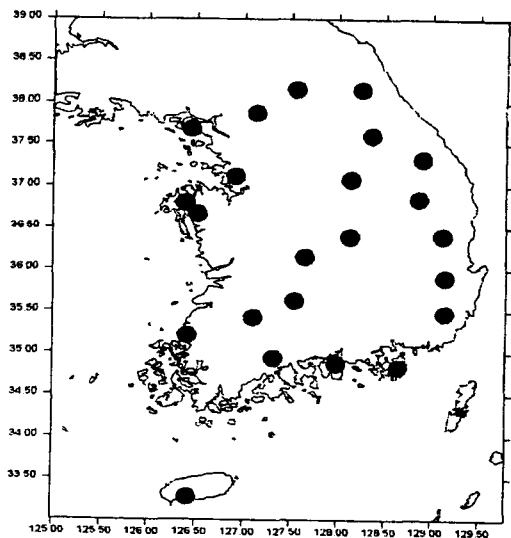


그림 4. 1등 지자기 배점도

#### 4. 관측치의 정리 및 지구자장의 표현

##### 4.1 관측치의 정리 (연도화성 및 $c_1$ 보정)

지구상에서 관측되는 자장 F는 유체핵중의 다이노모 작용에 의한 부분  $F_d$ , 지각의 자화에 의한 부분  $F_m$  및 전류층내를 흐르는 전류나 적도환전류등의 자기권내를 흐르는 전류에 기인하는 자장  $F_e$ 로 구성된다. 그 최후의 부분이 외부자장(External Field)이다. 엄밀하게는 이 외부자장이 시간적으로 변화하기 때문에 지각이나 맨틀속에 전류가 유도되어 그로 인한 자장  $F_i$ 도 F속에 포함되어 관측된다.

$$F = F_d + F_m + F_e + F_i \quad (4-1)$$

통상의 지자기측정은 고체지구에 고유한 자장인( $F_d + F_m$ )의 분포 및 그 시간적 변화를 구하는 것을 목적으로 한다. 따라서 외부요인에 의한 자장 F와 그것에 의하여 유도된 자장  $F_i$ 는 관측값 F에서 제거하여야 한다. 어떤 지역의 지자기측량을 완료하려면 일정한 시간이 걸린다. 이같은 자료를 사용하여 자장의 분포를 고찰하고자 할 때에는 측량에 소요된 기간내에 진행된 자장의 영년 변화를 무시할 수 없다. 이 경우에 자장의 영년변화는  $F_d$ 의 변화로 생각하여야 좋다. 이상에서 살펴본 두가지 이유로 인하여 지자기측량의 데이터에 대하여는 연도화성(Epoch Reduction)을 하여야 한다.

지금 관측이 실시된 날을  $t$ 라 하고 자기점 P에서 관측값  $M(t)_p$ 를 얻는 것으로 한다.(M은 자장의 임의의 성분을 대표한다.)

식 (4-1)에 준하여  $M^p_{(t)}$ 를 표시하면 식 (4-2)와 같다.

$$M^p = M^p_{d(t)} + M^p_{m(t)} + M^p_{e(t)} + M^p_{i(t)} \quad (4-2)$$

연도화성을 위해서는 표준관측소(Standard Observation) K를 정하여야 하는데 시각  $t$ 에서의 표준관측소 K의 관측값을  $M^k_{(t)}$ 라 하면 식 (4-1)을 구성할 수 있다.

$$M^k_{(t)} = M^k_{d(t)} + M^k_{m(t)} + M^k_{e(t)} + M^k_{i(t)} \quad (4-3)$$

여기에서 화성년도  $t_0$ 를 정하는데 이것은 각 자기점에서 각각 다른 연월일에 관측하여 얻어진 결과를  $t_0$ 라고 하는 공통시점에서의 성과로 작성하기 위한 것이다. 그리고 표준관측소 K에서의  $t_0$ 인 때의 자장의 세기를  $M^k_{(t_0)}$ 로 한다.  $M^k_{(t_0)}$ 로는  $t_0$ 를 중심으로 하는 1년 내지 2년간의 관측값의 평균값을 사용하는 것이 바람직하다.

보정량  $c_1$ 은 식 (4-4)와 같다.

$$c_1 = M^k_{(t_0)} - M^k_{(t)} \quad (4-4)$$

$c_1$ 에 자기점 P의 관측값  $M^p_{(t)}$ 를 더한 것이 화성값으로서 식 (4-5)와 같이 표시할 수 있다.

$$M^p_{(t_0)} = M^p_{(t)} + c_1 \quad (4-5)$$

화성값  $M^p_{(t_0)}$ 가 지는 의미를 생각해 볼 때 식 (4-2) 및 식 (4-3)를 사용하여  $M^p_{(t_0)}$ 를 상세하게 쓰면 식 (4-6)이 된다.

$$M^p_{(t_0)} = \{ M^p_{d(t_0)} - M^k_{d(t_0)} \} + \{ M^p_{m(t_0)} - M^k_{m(t_0)} \} + \{ M^p_{e(t_0)} - M^k_{e(t_0)} \} + \{ M^p_{i(t_0)} - M^k_{i(t_0)} \} + M^k_{(t_0)} \dots \quad (4-6)$$

단순차의 방법을 적용할 때에는 외부원인의 자장과 그로부터 유도되는 2차적인 자장은 자기점 P 및 표준관측소 K에서 같아서, 식 (4-6) 우변의 제 3항과 제 4항이 모두 0이 되는 것으로 가정하고 있다. 이 조건이 만족하면

$$M^p_{(t_0)} = \{ M^p_{d(t_0)} + M^p_{m(t_0)} \} + \{ M^k_{(t_0)} - M^k_{d(t_0)} - M^k_{m(t_0)} \} \quad (4-7)$$

와 같이 바꾸어 쓸 수 있다. 우변의 제 1항은 관측일  $t$ 에 있어서의 자기점 P에서의 고체지구에 고유한 자장이다. 우변의 제2항이 표준관측소 K에서의  $t$ 와  $t_0$ 간의 영년변화이다. 따라서 자기점 P의 영년변화가 표준관측소 K에서의 영년변화와 같으면 화성값  $M^p_{(t_0)}$ 는  $t_0$ 에 있어서의 자기점 P에서의 자장의 근사값이다. 이러한 의미에서 화성값  $M^p_{(t_0)}$ 는  $t_0$ 에 있어서의 자기점 P에서의 자장의 근사값이 된다.

그러나 현실적으로는 자기점 P에서의 영년변화는 표준관측소 K에서의 영년변화와 같지 않다. 자기점 P에서  $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$ 이라는 각기 다른 관측일에 관측을 반복하면 그로부터 화성값  $M^p_{(t_0, 1)}, M^p_{(t_0, 2)}, M^p_{(t_0, 3)}, \dots, M^p_{(t_0, n)}$ 을 얻을 수 있으나 그것들은 같지 않다.

이것을 그림으로 표시하면 그림 5와 같이 된다. 화성값이 도시한 점에 잘 부합되도록 곡선을 긋고 화성년도  $t_0$ 에서의 이 곡선의  $M^p_{(t_0)}$ 를 그림에서 읽으면 그 값은 실제로  $t_0$ 인 때에 자기점 P에서 관측하여 얻어지는 현실의 자장의 값이 된다.

많은 관측점에서 그것이 구하여지면 전국적인 자장의 분포가 밝혀진다. 여기서 임의의 관측일  $t$ 에서의 관측값으로부터 얻어진  $M^p_{(t)}$ 와  $M^p_{(t_0)}$ 의 차를  $c_2$ 로 한다.

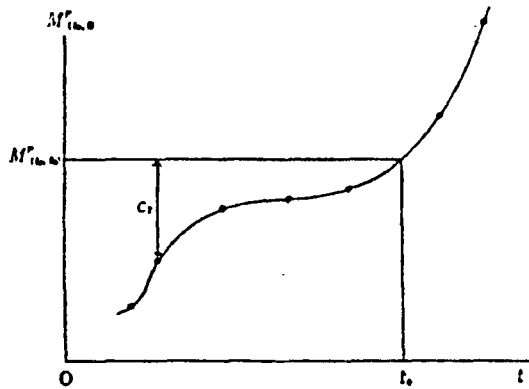


그림 5. 화성값  $M^p_{(t_0, t)}$ 의 변화

$$c_2 = M^p_{(t_0, t_0)} - M^p_{(t_0, t_0)} \quad (4-8)$$

$c_1$ 을 관측값  $M^p_{(t_0)}$ 로부터  $t_0$ 에서의 자장의 제 1근사치를 구하기 위한 보정량인 것으로 생각하면  $c_2$ 는 이것을 현실의 자장의 것으로 치환하기 위한 보정량이다. 화성값  $M^p_{(t_0, t)}$ 는 각 성분마다 얻어지나 그것들은 일반적으로 식 (2-1)을 만족하지는 않는다. 그러나  $M^p_{(t_0, t)}$ 를 각 성분마다 구하면 그것은 오차의 범위 내에서 식 (2-1)을 만족할 것이다. 1등 자기점에서는 그림 5에 표시한 것과 같은 방법에 의하여  $M^p_{(t_0, t)}$  및 임의의 시점  $t$ 에 대한  $c_2$ 의 값을 구할 수 있다.

#### 4.2 지구자장의 표현

지자기측량을 실시하여 각 자기점에서 얻어진 관측값으로부터 화성값  $M^p_{(t_0, t)}$  또는 보다 더 현실의 자장에 가까운  $M^p_{(t_0, t)}$ 를 얻었다고 하자. 그리고 많은 자기점에서 그와 같은 자료가 얻어지면 그것들을 성분별로 지도상에 기입하여 등치선을 그려서 자장의 분포를 표현한 도면 즉, 자기도(Magnetic Chart)를 만들 수 있다.

이 때에 등치선의 간격을 얼마로 할 것인가 하는 것은 자기점의 분포밀도 및 화성값의 정확도에 의한다. 전 지구적인 규모로 자장의 분포를 지구조화함수에 의하여 해석하는 방법은 이미 '지구자장의 포텐셜론'에서 기술한 바 있다. 한정된 지역의 자장분포는 좌표의 적당한 함수에 의하여 이를 표현하는 방법이 채용되고 있다.

각 성분마다 경위도의 2차식으로 그 분포를 표현하고자 한다면 자장의 분포를 표현하고자 하는 영역속에 적당한 원점을 정한 다음, 그 점의 위도 및 경도를  $(\varphi_0, \lambda_0)$

라 하고 임의의 점의 위도 및 경도를  $(\varphi, \lambda)$ 라 할 때에 식 (4-9)로 정의되는  $\Delta\varphi$  및  $\Delta\lambda$ 를 임의의 점의 좌표로 한다.

$$\begin{aligned} \Delta\varphi &= \varphi - \varphi_0 \\ \Delta\lambda &= \lambda - \lambda_0 \end{aligned} \quad (4-9)$$

또한 자장의 임의의 성분을  $M$ 이라고 하면  $M$ 의 분포를  $\Delta\varphi$  및  $\Delta\lambda$ 의 2차식으로 식 (4-10)과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} M &= M_0 + a_m \Delta\varphi + b_m \Delta\lambda + c_m (\Delta\varphi)^2 \\ &\quad + d_m (\Delta\varphi \cdot \Delta\lambda) + e_m (\Delta\lambda)^2 \end{aligned} \quad (4-10)$$

여기서  $M_0, a_m, b_m, c_m, d_m$  및  $e_m$ 은 모두 상수이고 영역속의 측정자료에 의하여 최소자승법으로 결정된다.  $M$ 의 분포식이 정하여지면 그 분포식에 기초하여 지도상에 등치선을 그릴 수 있다.

이같은 분포식을 사용하는 방법에는 몇가지 이점이 있는데 첫째로 이 방법에 의하면 도상에 전개된 값을 보면서 사람의 판단으로 등치선을 그리는 방법보다는 더욱 평활화된 등치선에 의하여 분포의 개요를 파악할 수 있다는 점이다. 둘째로는 수평면내의 성분 X 및 Y에 관하여  $(\text{rot}F)r=0$ 인 조건을 만족시킬 수 있고, 셋째 자장의 공간적 구배를 구할 수 있다는 점이다.

### 5. 자장분포식의 결정

#### 5.1 기준관측소의 기준년치 산출

기준관측소인 일본 기상청 지자기 가키오카 관측소 발행의 'RESULTS OF GEOMAGNETIC OBSERVATION AT KAKIOKA'를 이용해서 지자기 5성분(편각 D, 북각 I, 수평분력 H, 연직분력 Z, 전자력 F)에 대하여 1989년 1월 1일부터 1990년 12월 31일까지의 24개월 평균치를 이용하여 전기간 평균치를 구하여 1990년 기준치를 결정하였다. 1995년 기준년치도 마찬가지로 1990년 1월 1일부터 1995년 12월 31일까지의 24개월 평균치를 이용하여 결정하였다.

각월의 월평균치  $n_1, n_2, n_3, \dots, n_{24}$  라하면 기준년치는 다음과 같다.

$$N = \sum n_i / 24 \quad (5-1)$$

편각(D), 북각(I)는 0.1분, 수평분력(H), 연직분력(Z), 전자력(F)는 1 nT 까지 계산한다.

### 5.2 기준관측소의 기준년치 변화량 계산

기준년치의 변화량(C<sub>i</sub>)은 1980년에서 1990년까지 10년간의 변화량과(ΔC<sub>1</sub>) 1990년에서 1995년까지의 변화량(ΔC<sub>2</sub>)으로 나누어 계산하였다.

$$\begin{aligned} \Delta C_1 &= 1990.0\text{년 기준년치} - 1980\text{년 기준년치} \\ \Delta C_2 &= 1995.0\text{년 기준년치} - 1990\text{년 기준년치} \end{aligned} \quad (5-2)$$

### 5.3 1등 자기점의 1995.0년 화성치 결정

전국 30점의 1등 자기점에 대한 1995년 화성치는 먼저 각점의 관측치를 1995년 기준년치로 환산하고 이를

평균하여 1995년 화성치로 결정하였다.

$$\begin{aligned} &(1\text{등 자기점의 } 1995\text{년 기준년치}), \\ &= (1\text{등 자기점의 관측치})_i + \Delta C_1 \cdot T_1 + \Delta C_2 \cdot T_2 \quad (5-3) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &1\text{등 자기점의 } 1995\text{년 화성치} = \\ &= \sum \text{각점의 } 1995\text{년 기준년치} / \text{관측회수} \quad (5-4) \end{aligned}$$

I: 관측횟수

T<sub>1</sub>: 관측일-1980.0 (1990년 이전 관측자료는 T<sub>2</sub>=1)

T<sub>2</sub>: 관측일-1995.0 (1990년 이후 관측자료는 T<sub>1</sub>=0)

편각 D, 북각 I 은 0.001분 수평분력 H, 연직분력 Z, 전자력 F 은 0.001 nT 까지 계산한다. 단, 1990년 이전 관측 자료는 T<sub>2</sub>=1 이고 1990년 이후 관측자료는 T<sub>1</sub>=0 이다.

표 1. 기준년치변화량계산

	1980年 基準値	1990年 基準値	ΔC1	1995年 基準値	ΔC2
偏角 D	6° 34.8'	6° 49.5'	+14.7	6° 57.1'	+7.6
伏角 I	48° 56.3'	49° 13.0'	+16.7	49° 28.2'	+15.2
水平分力 H	30 185 nT	30 137 nT	-48 nT	30 089 nT	-48 nT
鉛直分力 Z	34 648 nT	34 934 nT	+286 nT	35 192 nT	+258 nT
全磁力 F	45 952 nT	46 137 nT	+185 nT	46 301 nT	+ 164 nT

표 2. 1등 지자기 관측자료

측 점	위 도	경 도	편 각	북 각	전자력	수평분력	연직분력
101	37.1147	126.9130	7.36739	53.0958	50584.3	30392.6	40443.9
1010	36.8428	128.8633	7.46759	52.5130	49872.2	30358.7	39571.3
1011	36.3958	129.1158	7.45024	51.9233	49676.5	30642.2	39102.9
1012	36.3883	128.1267	7.28887	52.8292	49789.9	30792.4	39136.9
1013	36.6667	126.5194	7.30230	52.4078	50202.4	30653.3	39771.2
1014	36.7964	126.3869	7.04623	52.7958	50447.3	30507.8	40179.4
1016	36.1472	127.6531	7.16616	51.2967	49832.2	31165.9	38884.4
1018	35.2111	126.4144	6.86985	50.6984	49617.8	31437.2	38391.1
1019	35.4244	127.1069	7.01118	50.7528	49526.8	31348.8	38348.1
102	37.6750	126.4472	7.46031	53.9164	51003.2	30057.0	41215.1
1020	35.6231	127.5408	7.07979	50.9972	49534.3	31187.5	38488.8
1022	35.8958	129.1383	6.93215	51.1615	493102	30928.5	38406.8
1023	35.4728	129.1422	7.38482	50.5751	48852.5	31030.0	37734.1
1025	34.8272	128.6500	6.99966	50.0436	48737.4	31303.8	37356.4
1026	34.8678	127.9872	6.59765	50.0725	48869.4	31374.0	37471.0
1027	34.9386	127.3208	6.69344	50.0809	48932.2	31405.3	37525.4
103	37.8714	127.1372	7.61651	53.9706	50938.8	29972.8	41192.8
1030	33.2717	126.4267	5.67818	48.1024	48906.9	32662.8	36394.7
105	38.1533	127.5556	7.54146	54.4862	50890.4	29563.7	41423.4
106	38.1525	128.2494	7.87644	54.1136	50755.1	29757.8	41119.7
107	37.5967	128.3594	7.51250	53.5080	50452.5	30000.6	40561.6
108	37.3156	128.8956	7.64107	53.0532	50021.8	30074.8	39975.7
109	37.0788	128.1328	7.58613	52.8128	50302.2	30412.3	40071.8

#### 5.4 자장분포식의 계산

지구자장의 분포를 위도, 경도 2차식으로 나타내는 것으로서 자기점 관측성과(1995.0년치)와 그 점의 경도, 위도를 이용하여 최소제곱법으로 2차식의 계수를 결정하였다. 자장분포식을 결정하기 위하여 남한의 중심위치인 위도 36°경도 127°를 원점으로 사용하였다.

최소제곱법으로 자장분포식을 결정하는 과정에서 잔차가 허용치 이상으로 큰 일부 관측자료를 제외하고 자장분포식을 결정한 결과 표준편차는 편각이 8.14', 북각이 6.31', 전자력이 103.02 nT, 수평분력이 99.44 nT, 연직분력이 97.44 nT으로 나타났다. 1등 자기점측량이 현재 2~3회 밖에 실시되지 않았기 때문에 그림 6과 같이 자장분포식을 결정하였다.

$$D_1 = M + A \cdot \Delta\phi_1 + B \cdot \Delta\lambda_1 + C \cdot \Delta\phi_1^2 + D \cdot \Delta\phi_1 \cdot \Delta\lambda_1 + E \cdot \Delta\lambda_1^2$$

$$D_2 = M + A \cdot \Delta\phi_2 + B \cdot \Delta\lambda_2 + C \cdot \Delta\phi_2^2 + D \cdot \Delta\phi_2 \cdot \Delta\lambda_2 + E \cdot \Delta\lambda_2^2$$

표 3. 자장분포식 결정과 표준편차

	D	I	F	H	Z
표준편차	8.14'	6.31'	103.02 nT	99.44 nT	97.44 nT

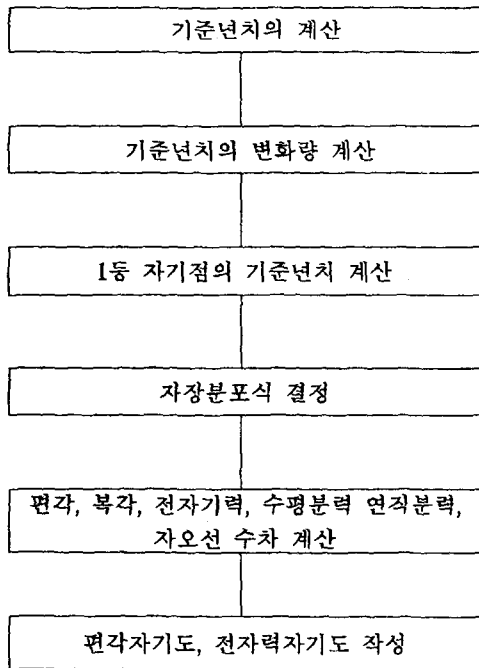


그림 6. 자장분포식 산출 순서도

$$D_3 = M + A \cdot \Delta\phi_3 + B \cdot \Delta\lambda_3 + C \cdot \Delta\phi_3^2 + D \cdot \Delta\phi_3 \cdot \Delta\lambda_3 + E \cdot \Delta\lambda_3^2$$

$$\vdots$$

$$D_n = M + A \cdot \Delta\phi_n + B \cdot \Delta\lambda_n + C \cdot \Delta\phi_n^2 + D \cdot \Delta\phi_n \cdot \Delta\lambda_n + E \cdot \Delta\lambda_n^2 \quad (5-5)$$

단,  $D_n$ : 식 (5-2) 에서 구한 자기점마다의 1995.0년치  
 $n$ : 자기점의 수

$M$ :  $\phi = 36^\circ$ ,  $\lambda = 127^\circ$ 의 값(남한의 중앙 위치)

$\Delta\phi_n = \phi - 36^\circ$

$\Delta\lambda_n = \lambda - 127^\circ$

자장분포식을 구하면 다음과 같다.

$$D_{1995} = 7^\circ 5.30' + 19.87' \cdot \Delta\phi + 8.08' \cdot \Delta\lambda - 2.75' \cdot \Delta\phi^2 - 0.86' \cdot \Delta\phi \cdot \Delta\lambda - 0.92' \cdot \Delta\lambda^2 \quad (5-6)$$

$$I_{1995} = 51^\circ 30.32' + 1^\circ 19.27' \cdot \Delta\phi - 10.58' \cdot \Delta\lambda + 1.67' \cdot \Delta\phi^2 - 2.48' \cdot \Delta\phi \cdot \Delta\lambda + 3.05' \cdot \Delta\lambda^2 \quad (5-7)$$

$$F_{1995} = 49838.40^{nT} + 532.43^{nT} \cdot \Delta\phi - 323.90^{nT} \cdot \Delta\lambda + 22.01^{nT} \cdot \Delta\phi^2 + 39.56^{nT} \cdot \Delta\phi \cdot \Delta\lambda + 31.87^{nT} \cdot \Delta\lambda^2 \quad (5-8)$$

$$H_{1995} = 31034.10^{nT} - 571.52^{nT} \cdot \Delta\phi - 86.68^{nT} \cdot \Delta\lambda - 23.96^{nT} \cdot \Delta\phi^2 + 60.80^{nT} \cdot \Delta\phi \cdot \Delta\lambda - 14.13^{nT} \cdot \Delta\lambda^2 \quad (5-9)$$

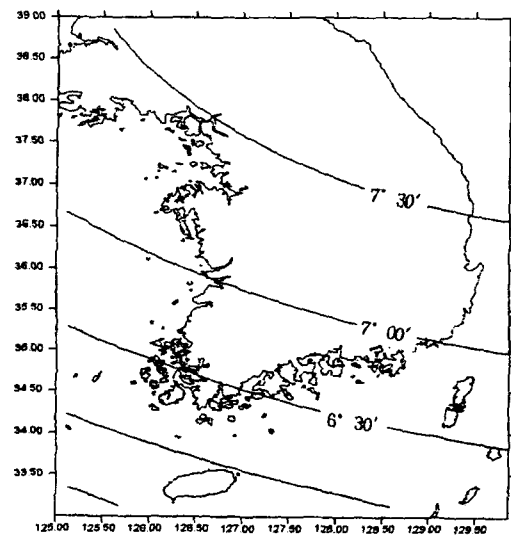


그림 7. 편각의 분포(1995.0년)



$$Z_{1995} = 39002.60^{nT} + 1133.57^{nT} \cdot \Delta\phi - 345.51^{nT} \cdot \Delta\lambda + 29.59^{nT} \cdot \Delta\phi^2 + 4.97^{nT} \cdot \Delta\phi \cdot \Delta\lambda + 51.76^{nT} \cdot \Delta\lambda^2 \quad (5-10)$$

### 5.5 편각 및 자오선 수치의 계산

전절에서 결정된 자장분포식 (5-8) 식을 이용하여 1:25,000, 1:50,000 지형도의 도곽중심의 편각 및 우리나라 평면직각좌표계를 기준으로 1:25,000, 1:50,000 지형도의 도곽중심의 자오선 수치를 계산하였다. 한반도에 대한 편각자기도와 전자력도는 그림 7, 8과 같다.

참고적으로 자오선수치는 어느 한 점에 있어서의 자

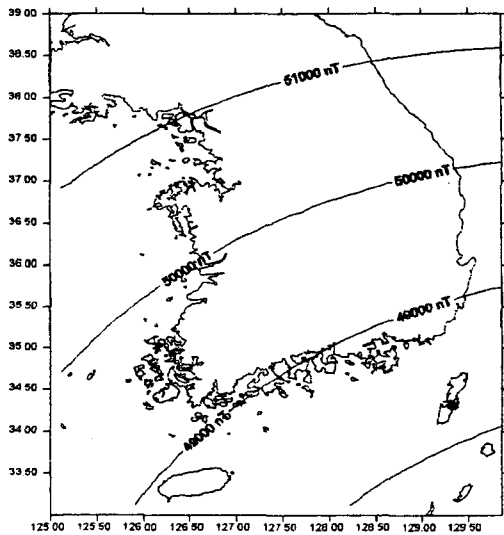


그림 8. 전자력의 분포(1995.0년)

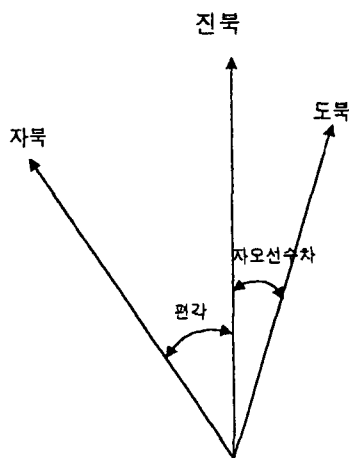


그림 9. 편각과 자오선 수치

오선과 그 점을 지나고 직각좌표원점의 자오선과 평행인 방향과 이루는 각으로 진북을 기준으로 시계방향을 정(+)으로 한다. 편각의 정의는 진북과 자북이 이루는 각을 말하며 우리나라의 경우 진북을 기준으로 자북이 서쪽에 있는 서편각이다.

## 6. 결 론

본 연구에서는 우리나라의 지자기측량결과를 처리·분석하고, 지자기에 관한 자료 및 정보의 축적, 활용을 위한 기술발전의 기본방향을 다음과 같이 제언하고자 한다.

1. 1등 지자기측량 관측자료를 이용하여 우리나라의 지자기 5성분(편각 D, 북각 I, 수평분력 H, 연직분력 Z, 전자력F)의 자장분포식을 결정하고 각각에 대한 자장분포도를 작성하였다.

2. 결정된 자장분포식을 이용하여 1:25,000 지형도, 1:50,000 지형도의 도곽 중심의 지자기 5성분(편각 D, 북각 I, 수평분력 H, 연직분력 Z, 전자력F)을 계산하여 제시하고 자오선 수치도 계산하였다.

3. 보다 신뢰성있고 선진외국의 수준에 맞는 자장분포식 결정 및 자기도 작성에는 1등 자기점에 대한 2-3년 주기의 반복측량이 필요하며 2등 지자기측량은 우리나라 자장분포를 규명하는 가장 기본적인 측량이므로 도서지방을 포함한 전국적인 두번째 측량을 조속히 실시하여야 한다.

4. 지자기측량의 고정도화, 지진예지 및 지각변동에 관한 연구 등을 위하여 지구전자기 연속관측장치 및 우리나라 표준지자기 관측소의 설치, 운영이 요망되며 항공기에 의한 지자기측량 등 선진기술을 도입해야 한다.

## 감사의 글

본 연구는 전교부 국립지리원의 1996년도 측지연구사업의 일환으로 한국측지학회에서 수행한 연구의 일부로서 관계자 여러분의 자료제공과 협조에 대하여 감사드립니다.

## 참고문헌

1. 국립지리원, 지도 자침편차 작성에 관한 연구, 1997
2. 최재화, 조규전, 김세걸, 최윤수, 윤홍식, 우리나라 지자

- 기측량에 관한 연구, 한국측지학회지, 제9권1호, pp 1-15, 1991
3. 국립지리원, 자기기측량 작업규정
  4. 日本測量協會, 現代測量學: 第 5卷(測地測量 ②), 大日本印刷, 東京, 1986
  5. 日本測地學會, 測地學の概觀, 東京, 1974
  6. 力武常次, 地球全磁氣學, 岩波書店, 東京, 1972
  7. 廣石一男, 地磁氣測量, 日本國土地理院, 1990
  8. 廣石一男, 磁氣圖의 作成, 日本國土地理院, 1989
  9. 廣石一男, 地磁氣測量의 概說, 日本國土地理院技術資料, 1992
  10. 日本國土地理院, 一等地磁氣測量作業規程, 1985
  11. 田邊正, 全國に設置した地球電磁氣連續觀測裝置, 日本國土地理院時報, No87, 1997
  12. 日本國土地理院, 日本の地磁氣分布とその永年變化の特徴
  13. 日本氣象廳, RESULTS OF GEOMAGNETIC OBSERVATION AT KAKIOKA 1989,1990,1994,1995
  14. 東京天文臺, 理科年表, 丸善株式會社, 東京, 1980~1997
  15. 日本國土地理院, 一等地磁氣測量 成果集錄1949-1994, 1995
  16. Said M. Easa, Analytical Solution of Magnetic Declination Problem, ACSE, Surveying Engineering, Vol. 115, NO. 3, 1989
  17. W.F. STUART, Geomagnetic Observatory and Survey Practice, D. Reidel Publishing Company, 1984