

우리 나라 地磁氣測量에 관한 研究

A Study on The Geomagnetic Survey in Korea

최 재 화* 조 규 전**
Choi Jae-Hwa Cho Kyu-Jon
김 세 겐*** 최 윤 수****
Kim Se-Geul Choi Yun-Soo
윤 홍 식****
Yun Hong-Sic

要 旨

이 研究에서는 地磁氣測量에 관한 基礎理論을 考察하고 國立地理院에서 觀測한(1980-1989) 地磁氣測量 데이터를 處理·分析하였다. 이 結果를 토대로 우리 나라 磁氣圖를 作成하였으며, 향후 地磁氣測量 技術發展을 위한 基本方向도 提示하였다.

ABSTRACT

This paper is to aim to review the basic theory of geomagnetic survey and analyze the field observation data (1980-1989) measured by Korea G S I. The magnetic Chart of Korea is mapped with use of the analyzed results and the principal scheme about Korea geomagnetic survey is furthermore proposed

1. 序 論

磁場은 눈에 보이지 않는 것이기 때문에 사람들은 그 모든 現狀이 자신과는 무관한 것으로 여기고 있으나 자장은 宇宙에서 보편적으로 작용하고 있는 힘이고 특히 地球磁場은 우리들이 가장 가깝게 일상적으로 調査, 研究할 수 있는 대상이라는 데에 그 중요성이 있다. 지구 자장은 지구의 內部構造나 極移動, 大陸移動, 海底擴大 등과 같은 그 生成과 發展을 解明하기 위한 유력한 手段이 되고 그 측정자료는 地圖, 海圖에 기재되는 偏角決定과 地震豫知, 地下資源의 探查 또는 로켓이나 人工衛星의 姿勢

決定 등에 활용되고 있다. 우리 나라의 경우에 大同輿地圖 등의 지도제작을 위한 측량과정에서 金正浩先生에 의하여 偏角이 측정되었을 가능성은 충분하나 기록이 남아 있지 않아 확인할 수 없는 것이 안타까운 일이다. ^{1),2),3),4)}

地磁氣測量의 특성상 현재 세계 각국의 지자기측정은 거의 국가의 責務로 실시되고 있다. 우리 나라 유일의 지자기측정 기관인 國立地理院에서는 1970년대 중반부터 지자기측정에 착수한 바 있으나 地球磁場 3成分의 測定과 같은 본격적인 지자기측정은 1980년대 초부터의 일이다. 이 또한 陸上에서의 측정에 국한 되고 있는 실정이므로 海上에서의 측정과 지속적인 技術개발, 측정자료 및 情報의 蓄積, 活用 등을 도모하는 일이 당면 과제이다.

이에 따라서 本 研究에서는 地磁氣測量에 관한 基礎理論의 導入과 그동안 測定資料의 整理, 分析을 통하여 우리 나라 地球磁場의 分布

* 성균관대학교 교수
** 경기대학교 교수
*** (주)한국해양과학기술 부회장
**** 성균관대학교 대학원 박사과정

상태를 糾明하고 이를 基礎로 앞으로의 地磁氣 測量에 관한 技術발전의 基本방향을 提示하고자 한다.

2. 地磁氣의 3 要素

磁場은 벡터량이므로 (그림 1)과 같은 地球 磁場 속에 小磁針을 놓았을 때 그 磁針에 作用하는 힘의 크기 및 方向으로 地球磁場은 表現된다. (그림 2)에서 벡터 F는 點 P에서의 地球 磁場이고 이것을 다음과 같은 成分으로 分解할 수 있다.⁵⁾ 點 P를 지나는 南北, 東西 및 鉛直의 3方向을 軸으로 하여 直交座標系를 構成하면 그 각각의 軸方向의 成分은 北成分 (North Horizontal Component) X, 東成分 (East Horizontal Component) Y 및 鉛直成分 (Vertical Component) Z이다. 벡터 F의 水平面內에서의 投影은 水平分力(Horizontal Intensity) H이고, 벡터 F의 方向과 水平面이 이루는 角度를 伏角(Inclination) I, 點 P를 지나고 南北方向을 포함하는 鉛直面과 F를 포

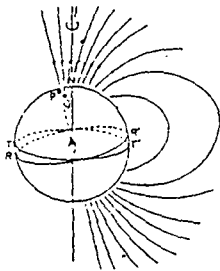


그림 1 地球磁場

N : 地理的北極 P : 地磁氣北極 Q : 北磁極
TT' : 地理的赤道 RP' : 地磁氣赤道

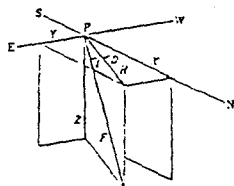


그림 2 地球磁場의 組合

함하는 鉛直面이 이루는 角을 偏角(Declination) D라고 부른다.

F의 크기는 全磁力(Total Force) F이다. X는 北向·Y는 東向·Z는 鉛直下方을 각각 正으로 하고, I는 水平面으로부터 下方을, D는 眞北으로부터 東向을 각각 正으로 하여 測定한다. 우리 나라의 偏角은 西偏이므로 負이다. 이들 成分사이에는 다음과 같은 관계식이 성립된다.

$$\left. \begin{aligned} F^2 &= X^2 + Y^2 + Z^2 \\ H &= F \cos I, & Z &= F \sin I \\ X &= H \cos D, & Y &= H \sin D \end{aligned} \right\} \quad (2.1)$$

따라서 이들 成分들 중에서 獨立된 3成分을 결정하면 磁場은 완전히 표시되며, 예로부터 地球磁場의 連結觀測에 사용되어 온 變化計에는 D, H 및 Z의 組合이 보통이나 地球磁場의 理論的 解析에는 X, Y 및 Z가 適合하다.

프로톤磁力計를 사용하면 全磁力を 높은 精密度로 쉽게 測定할 수 있기 때문에 地磁氣觀測所의 觀測資料는 보통 D, H 및 F의 組合으로 보고되고 있다.

D와 I는 角度의 度와 分으로 測定되며, 그 所要正確度는 통상 0.1'이다. 그밖의 成分은 磁場의 세기이고 테스라(T, Tesla)라 불리는 單位가 使用되고 있다. 테스라는 SI單位系의 磁束密度의 單位이다. 地球磁場의 測定에서는 10⁻⁹테스라를 1nT라고 表記하고 이를 單位로 하고 있으며, 地球磁場은 約 50,000nT程度의 크기이다.

SI單位系가 採用되기 전의 磁束密度의 單位는 가우스(G, Gause, CGS單位系)였고, 10⁻⁵가우스를 1감마(γ, Gamma)라고 하여 地球磁場의 測定에 사용한 바 있다. 그런데 가우스는 10⁻⁴테스라 즉, 1γ는 10⁻⁹테스라=1nT이므로 γ로 기술되어 있는 종래의 것은 nT로 고치면 된다.^{4),5),6)}

3. 地磁氣의 測定

3.1 絕對測定

地球磁場의 측정은 크기와 방향을 결정하는

것인데 그 方向成分(D, I)의 측정부터 가능해졌다. 편각측정의 가장 단순한 방법은 작은 磁石을 비틀림이 없는 가는 실로 水平으로 매달아 그 작은 磁石이 停止하는 방향과 地理的인 南北 방향을 비교하면 된다. 伏角은 磁針을 중심에서 떠받친 간단한 장치(伏角計)로 측정할 수 있다. ^{3),6)}

그러나 지자기의 세기를 측정하는 것은 D나 I에 비하여 매우 어려운 문제였기 때문에 19세기에 이르러야 겨우 그 방법이 확립되었고 그것은 Gauss가 확립한 것으로서 磁石을 사용한 두 種類의 실험을 조합한 것이다. 첫째 실험은 (그림 3)에 표시하는 바와 같이 磁氣모멘트 M(단위: Amp·m²)인 자석을 가는 실로 水平으로 매달고 地球磁場 속에서 진동시켰을 때의 週期 T(초)를 측정한다. 수평분력을 H(테스라), 그 방향과 자석의 자기모멘트 M이 이루는 각을 θ 라 하면 자석의 振動方程式은

$$I\ddot{\theta} = -MH\theta \quad (3.1)$$

이 된다. 다만, I는 매단 실을 축으로 하는 자석의 慣性能率이고 振動週期 T는

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{I}{M \cdot H}} \quad (3.2)$$

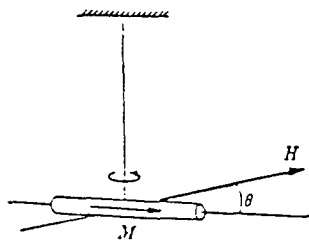


그림 3 地磁氣의 세기測定 (Gauss의 방법1)

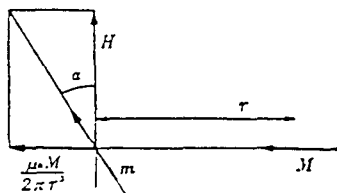


그림 4 地磁氣의 세기測定 (Gauss의 방법2)

로 주어진다. 둘째 실험에서는 (그림 4)에 표시하는 바와 같이 또 다른 小磁針 m을 水平으로 매단다. m은 磁北 H의 방향으로 향한다. 소자침 m의 중심을 지나고 磁北과 直交하는 방향에서 자석 M을 m으로부터 r인 거리에 가져오면 M에 의하여 m의 위치에는 $\mu_0 M / 2\pi r^2$ 인 세기의 자장이 H와 직교하는 방향에 가하여진다. 다만, μ_0 는 眞空의 透磁率로서 $4\pi \times 10^{-7}$ Henry·m⁻¹이다. 그 결과 소자침 m은 그 자장의 합력의 방향으로 향하게 된다. 이 때, 자북으로부터의 변위 각도를 α 라하면

$$\frac{M}{H} = \frac{2\pi r^3}{\mu_0} \tan\alpha \quad (3.3)$$

이 성립한다. 따라서 식(3.2)으로부터 M·H가, 그리고 식(3.3)으로부터 M/H가 각각 구하여져 그것으로부터 수평분력 H를 산출할 수 있다. 이 방법(Gauss-Lamonts) 應儀(Earth Inductor)라 불리우고 있는 電子誘導의 原理에 기초하는 器機로 絶對測定을 실시하고 있다.

지금 자장 속에서 코일을 回轉시키면 起電力이 생긴다. (그림 5)에 표시하는 바와 같이 磁場 F속에서의 코일이 aa'를 軸으로 하여 回轉하면 코일을 관통하는 磁束이 시간적으로 변화한다. 이 때문에 발생하는 起電力이 電壓計 E에 나타난다. 軸 aa'의 방향을 바꾸어 자장 F의 방향과 일치시킬 때에 코일을 관통하는 磁束은 항시 0이 되어 起電力은 消失한다.

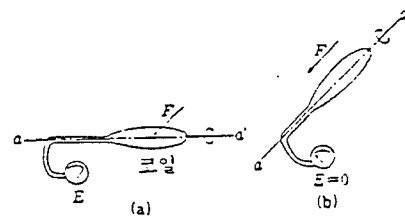


그림 5 磁氣感應儀의 檢出 코일

이같이 하여 磁場의 방향을 결정할 수 있다. 磁氣感應儀는 1837년에 W. Weber에 의하여 개발되어 그동안 사용되어 오고 있는데 자기감응의 일종으로 日本의 國土地理院에서 개발한 GSI型磁氣儀가 있다. GSI型磁氣儀는 水平

눈금반 및 垂直눈금반을 갖춘 통상의 經緯儀에 검출코일을 裝着한 것으로 磁氣感應儀에 의하여 伏角, 뿐만 아니라 偏角을 동시에 결정할 수 있는 특징을 지닌 器機이다. 또한 GSI型磁氣儀는 검출코일부에 既知의 電流를 Helmholtz Coil에 흘려 얻어진 그 크기가 既知인 人工磁場을 만들어 그것과 比較하여 자장의 세기도 측정할 수 있는 장점을 갖추고 있다.

그러나 현재 GSI型磁氣儀로는 偏角 및 伏角測定만 할 뿐 磁場의 세기는 프로톤 磁力計에 의하는 것이 通例이다. 프로톤磁力計(Proton Magnetometer)는 1954년 미국의 M. Packerd와 R. Varian에 의하여 개발된 磁力計로서 陽子에 固有한 物理定數를 기초로 하였기 때문에 原理적으로 전혀 새로운 器機였다. 프로톤자력계의 실용화로 磁場세기의 절대측정 문제는 기본적으로 해결되었고 명실공히 1nT의 측정정확도를 얻을 수 있게 되었다. 프로톤(陽子, 물의 原子核)은 자기모멘트와 스핀角運動量을 가지고 있다. 프로톤자력계의 檢出部는 그림 6)에 표시되어 있는 바와 같이 물을 넣은 용기에 코일을 감은 것으로 코일에 直流電流 I를 흘려 자장 H_0 를 형성시킨다. 이 H_0 는 수십미리 테스라의 강한 磁場이다.^{6),7),8)}

프로톤의 磁氣모멘트는 勵起磁場 H_0 의 방향으로 정렬하게 되는데 스위치를 급히 끊으면 H_0 는 消失되고 F만 남는다. (그림 6-(b)) H_0 의 방향으로 향한 프로톤의 자기모멘트는 F의 작용을 받아 그 방향으로 바꾸려 한다. 그러나 프로톤은 스핀角運動量을 가지고 있기 때문에 (그림 6-(c))에 표시하는 바와 같이 F

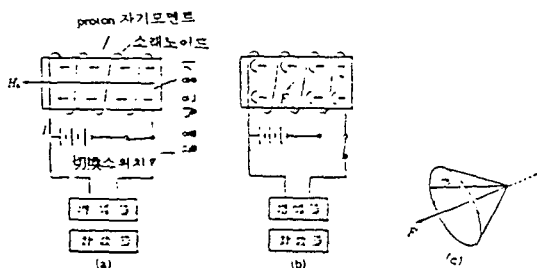


그림 6 프로톤磁力計의 原理

(a) 偏角用 (b) 水平分力用 (c) 鉛直分力用途

둘레로 歲差運動을 일으킨다.

地球磁場 F 속에서의 프로톤의 歲差運動의 周波數 f는 F에 比例하고

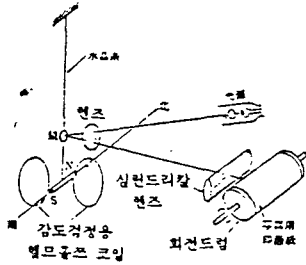
$$2\pi f = \gamma_p F \quad (3.4)$$

인 관계가 성립한다. 다만, f의 單位는 1/sec 이고, F의 單位는 테스라이다. 여기서 γ_p 는 프로톤의 磁氣回轉比라 불리는 物理定數로서 $\gamma_p = 2.6751987 \times 10^8 \text{ Amp} \cdot \text{m}^2 \text{ }^{-1} \text{ 秒}^{-1}$ 이다.

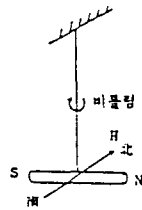
용기 속에 들어있는 프로톤이 同時に 일제히 歲差運動을 일으키면 그것은 마치 하나의 棒磁石이 코일 속에서 회전하고 있는 것과 같은 효과를 일으킨다. 즉, 코일면을 貫通하는 磁束이 시간적으로 변화하여 起電力이 발생한다. 그 周波數는 f이다. (그림 6-(b))에서 표시하는 바와 같이 스위치를 切換하여 코일을 檢出器로 轉用하고 그 起電力을 增幅器를 통하여 周波數測定器에 誘導하면 f를 얻을 수 있다. 자장의 세기 F(全磁力)는 식(3.4)로 구할 수 있다. F는 50,000nT程度이므로 檢出되는 信號의 周波數는 2kHz程度이다. 프로톤자력계에 뒤이어 1960년경에는 量子일렉트릭스에 기초하는 光 덩핑자력계(Optical Pumping Magnetometer)가 제작되었다. 이 자력계는 0.01nT정도의 高感度 連續觀測을 할 수 있는 것이 특징이고, 인공위성에 의한 관측에도 사용되고 있다.

3.2 連續測定

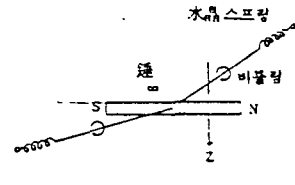
地球磁場은 日變化나 磁氣嵐 등 현저한 시간적 변화를 나타낸다. 자기관측소에서는 이러한 변화를 통상 지자기변화계에 의하여 연속적으로 기록하고 있다. 地磁氣變化計는 작은 자석을 실로 매달고 磁場의 변화에 따라 磁石의 방향이 달라지는 것을 기록하는 장치이다. 실은 水晶 또는 磷靑銅으로 만들어진 것이 사용되고 있다. 磁石을 매다는 방법은 觀測하는 成分에 따라 다르다. 가장 간단한 것이 偏角觀測인데 이것은 (그림 7-(a))에 표시한 것과 같다. 실에 비틀림이 없도록 한 다음 이것을 매달면 磁石은 磁北을 향한다. 偏角이 변화하여 자북의 방향이 바뀌면 이에 따라 磁石의 방향도 바뀐



(a) 偏角用



(b) 水平分力用



(c) 鉛直分力用

그림 7 地磁氣 變化計의 原理

다. 그 변화를 빛의 지렛대를 사용하여 擴大하고 寫眞用 印畫紙上에 기록한다. 印畫紙는 通當 1일 1회 比率로 回轉하는 드럼상에 감아 놓았음으로 1일분의 地磁氣 偏角의 變化가 한 장의 사진기록으로 얻어진다. 水平分力은 <그림 7-(b)>에 표시하는 바와 같이 실에 비틀림을 주어 磁石이 東西方向으로 향하도록 한다.^{3),5),6)}

이 때에 水平分力 H와 자기모멘트 M의 相互作用에 의한 偶力 및 비틀림에 의한 偶力은 均衡을 유지하고 있다. 수평분력에 變化가 생기면 자석의 방향에 變化가 생긴다. 鉛直分力의 경우에 매다는 방법이 가장 미세하다. <그림 7-(c)>에 표시하는 바와 같이 한쪽 끝이 水晶 스프링으로 되어 있는 두 줄의 水晶線으로 磁石을 받친다.

磁石은 水平軸 둘레를 回轉할 수 있고 磁石 에는 錘가 달려 있으며, 나사로 上下 이동 시킬 수 있도록 되어 있다. 자석에 작용하는 힘은 鉛直分力 Z와 相互作用에 의한 偶力, 錘가 자석으로부터 떨어져 있기 때문에 발생하는 偶力 및 매단실의 비틀림에 의한 偶力이다. 이들 세 偶力의 均衡을 유지하여 자석이 수평이 되도록 錘의 위치와 실의 비틀림을 조절한다. 연직분력에 變化가 생기면 均衡을 이루는 위치도 變한다. 地磁氣變化의 觀測에서는 세 成分의 자석 방향의 變化를 한 장의 印畫紙上에 기록한다. 變化計의 感度는 기록지상의 1mm당 1~5nT이다.

그러나 이러한 種類의 지자기변화계는 直徑

이 10~20 μ m(偏角用) 또는 50~60 μ m(水平分力 및 鉛直分力用)이고, 길이가 約 20cm인 매우 가는 水晶사로 자석을 매다는 한편 이를 조절하여야 하는 미세한 조작을 필요로 한다. 더욱이 基線값의 安定성을 확보하고 특히 溫度依存性을 적게 하는 일은 쉬운 일이 아니다. 그밖에 地磁氣의 연속관측에 사용하는 磁力計로는 후력스게이트자력계(Fluxgate Magnetometer)가 있다. 이는 1930년대에 고안되었고, 미국은 2次世界大戰中 潛水艦을 그 船體磁氣에 의하여 探知하기 위하여 후력스게이트자력계를 사용하였다. 戰後 이 計器는 地下資源의 探査, 로켓이나 人工위성의 姿勢를 지구자장의 방향을 기준으로 하여 측정하는 姿勢計(Attitude Sensor) 등으로 활용되었다.

이와 더불어 후력스게이트磁力計 자체도 현저하게 改良되어 地上觀測點에서의 磁場變化의 관측은 물론, 로켓, 人工위성 또는 惑星間 空間飛行體에 의한 磁場探査에서 海底磁氣이나 岩石 등의 미약한 磁化의 측정에 이르기까지 광범위한 분야에서 그 위력을 발휘하고 있다. 후력스게이트 자력계를 관측소에서의 장기간의 지자기변화를 연속관측하는 計器로 사용하는 경우에는 基線값이 시시각각으로 급격하게 變하는 이른바 드리프트가 큰 것 특히 온도 드리프트가 큰 것이 결점이다. 이 점이 개선되면 후력스게이트자력계는 종래의 지자기변화계를 대신할 가능성이 충분히 있다.

2等 磁氣點에서는 일반적으로 반복측정이 실시되지 아니하므로 화성값 $M^p_{(t_0,t)}$ 가 얻어질 뿐이다. 이에 따라 부근에 있는 1등 자기점의 자료로부터 당해 2등 자기점의 c_2 의 값을 推定한 다음, 이것을 사용하여 $M^p_{(t_0,t)}$ 의 값을 구한다. 이같이 반복관측이 이루어진 1등 자기점의 자료와 관측점의 分布密度가 높은 2등 자기점의 資料를 결합함으로써 높은 正確度의 分布圖를 만들 수 있다.

화성값 $M^p_{(t_0,t)}$ 는 地磁氣測量에서 얻어지는 관측값 $M^p_{(t)}$ 로부터 일정한 年數에 의하여 일률적으로 결정되는 성과로서 磁場解析의 출발점이 되는 것이고, (그림 8)에 표시하는 것과 같은 화성값의 시간적 변화는 지구자장의 永年變化를 解析하기 위한 基礎를 이루는 것이다. 그러나 年度化成이라는 입장에서의 문제는 식 (4.6) 右邊의 제 3 항과 제 4 항이 0이 된다는 條件이 어느 정도 만족되고 있는가에 달려 있다.

4.1.2 其他의 方法⁹⁾

관측값이 짧은 時間帶에서 관측된 경우에 즉, 2等 地磁氣測量에서 얻어진 관측값인 경우에는 식(4.5)에 의하여 얻어진 化成값의 正確度는 日平均값에 의한 正確度보다 낮아질 것이다. 國立地理院의 2등 지자기측량에서는 되도록이면 높은 正確度를 확보하기 위하여 일변화가 대체적으로 收斂하는 것으로 생각되는 午後 4時 이후에 측정을 하도록 하고 있다. 그러나 지자기측량에서 특히, 우리 나라 전국을 대상으로 하여 永年變化를 조사하기 위하여 地磁氣觀測을 실시하는 경우에도 그 지역이 한정된 측량에서는 측량을 간편하고 신속하게 실시하기 위하여 한정된 시간대에만 측정을 할 수 밖에 없는 경우가 있게 된다. 이와 같은 경우에 外部磁場의 除去 및 年度化成에 관하여는 몇 가지 방법이 제시되고 있다.

單純差에 의한 방법은 외부요인에 의한 자장이 磁氣點 P와 標準觀測所 K에서 같고, 식 (4.6)의 右邊의 제 3 항과 제 4 항이 모두 0이 되는 것을 전제로 하고 있으나 短週期의 현상일수록 이 조건이 만족되지 않는다.

이에 따라 單純差에 의한 방법에서는 變化磁場의 지역적인 차이 때문에 化成값 $M^p_{(t_0,t)}$ 에 상당한 차이가 생길 가능성이 있고, 일변화에 관하여도 자기점 P가 표준관측소로부터 멀어질수록 振幅이나 位相의 差를 무시할 수 없게 됨으로 화성값의 誤差가 커진다.

이와 같이 觀測을 반복하여 얻은 자료를 기초로 하여 永年變化를 논의하면 年度化成으로 제거하지 못한 외부원인에 의한 變化磁場을 永年變化로 간주하는 결과가 된다.

변화자장의 지역적 차이를 고려할 수 있는 한 가지 방법으로는 무게차에 의한 방법 (Weighted Difference Technique)이 있다. 여기서 觀測時間 t에서의 全磁力의 관측값 $F_{(t)}$ 가 固體地球에 고유한 磁場 $F_{s(t)}$ 와 외부원인에 의한 變化磁場 $F_{e(t)}$ 에 의한 것으로 한다. 그리고 磁氣點를 P, 標準觀測所를 K로 표기하면

$$\begin{aligned} F^p_{(t)} &= F^p_{s(t)} + F^p_{e(t)} \\ F^k_{(t)} &= F^k_{s(t)} + F^k_{e(t)} \end{aligned} \quad (4.10)$$

로 표시되고, 또한

$$F^p_{e(t)} = \alpha F^k_{e(t)} \quad (4.11)$$

인 관계가 성립하게 된다. 다만, α 는 P 및 K에서의 全磁力 變動의 振幅比이다. 그리고 두 측정점의 磁場의 무게차는

$$F^p_{(t)} - \alpha F^k_{(t)} = F^p_{s(t)} \quad (4.12)$$

이 된다. 만일, 固體地球의 고유한 자장에 변동이 없으면 그 무게차는 시간적으로 변동되지 않는다. 어떤 時點을 경계로 하여 무게차에 큰 변화가 나타났다고 하면 이는 地殼內의 應力變化에 의한 것일 가능성이 있다. 그밖에 지각의 磁化變化에 수반되는 자장변화의 抽出을 목적으로 하는 變換函數에 의한 방법 (transfer Function Technique)이 있다. 이 방법 또한 본질적으로는 무게평균에 의한 방법과 같지만 장기간에 걸친 永年變化를 검토하기 위한 것은 아니다.

4.2 地球磁場의 表現

地磁氣測量을 실시하여 각 磁氣點에서 얻어진 관측값으로부터 化成값 $M^i_{(t_0,t)}$ 또는 보다 더 현실의 磁場에 가까운 $M^i_{(t_0,t)}$ 를 얻었다고

하자. 그리고 많은 자기점에서 그와 같은 자료가 얻어지면 그것들을 成分別로 地圖上에 기입하여 等值線을 그려서 가장의 분포를 표현한 도면 즉, 磁氣圖(Magnetic Chart)를 만들 수 있다. 이 때에 等值線의 간격을 얼마로 할 것인가 하는 것은 磁氣點의 분포밀도 및 화성값의 正確度에 의한다. 한정된 지역의 자장분포는 座標의 적당한 函數에 의하여 이를 표현하는 방법이 채용되고 있다.^{3),6),8)}

각 성분마다 經緯度의 2次式으로 그 분포를 표현하는 방법을 살펴보면 다음과 같다. 磁場의 분포를 표현하고자 하는 영역속에 적당한 原點을 정한 다음, 그 點의 緯度 및 經度를 (ϕ_0, λ_0) 라 하고 임의의 點의 緯度 및 經度を (ϕ, λ) 라 할 때에

$$\begin{aligned}\Delta\phi &= \phi - \phi_0 \\ \Delta\lambda &= \lambda - \lambda_0\end{aligned}\quad (4.13)$$

로 정의되는 $\Delta\phi$ 및 $\Delta\lambda$ 를 임의의 點의 좌표로 한다. 또는 磁場의 임의의 성분을 M이라고 하면 M의 분포를 $\Delta\phi$ 및 $\Delta\lambda$ 의 2次式으로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned}M &= M_0 + a_m \Delta\phi + b_m \Delta\lambda + c_m (\Delta\phi)^2 \\ &+ d_m (\Delta\phi \cdot \Delta\lambda) + e_m (\Delta\lambda)^2\end{aligned}\quad (4.14)$$

여기서 M_0, a_m, b_m, c_m, d_m 및 e_m 은 모두 常數이고 영역속의 측정자료에 의하여 最小自乘法으로 결정된다. M의 분포식이 정하여지면 그 분포식에 기초하여 지도상에 等值線을 그릴 수 있다.

이같은 분포식을 사용하는 방법에는 몇가지 利點이 있는데 첫째로 이 방법에 의하면 圖上에 展開된 값을 보면서 사람의 판단으로 等值線을 그리는 방법보다는 더욱 平滑化된 等值線에 의하여 분포의 概要를 파악할 수 있다는 點이다. 둘째로는 水平面內의 成分 X 및 Y에 관하여 $(\text{rot}F)r=0$ 인 條件을 만족시킬 수 있고, 셋째 磁場의 空間的 勾配를 구할 수 있다는 點이다.

첫째의 利點은 새삼 말할 필요도 없고 여기서는 우선 둘째 문제를 考察하고자 한다. 자장의 수평면내의 直交成分은 X 및 Y이고, 이를 식(4.14)에서와 같이

$$\begin{aligned}X &= X_0 + a_x \Delta\phi + b_x \Delta\lambda + c_x (\Delta\phi)^2 \\ &+ d_x (\Delta\phi \cdot \Delta\lambda) + e_x (\Delta\lambda)^2 \\ Y &= Y_0 + a_y \Delta\phi + b_y \Delta\lambda + c_y (\Delta\phi)^2 \\ &+ d_y (\Delta\phi \cdot \Delta\lambda) + e_y (\Delta\lambda)^2\end{aligned}\quad (4.15)$$

로 표시한다. 지상의 임의의 點에서 상·하방향에 정상적으로 電流 i_r ($A \cdot m^{-2}$)가 흐르고 있다고 假定하면

$$\begin{aligned}t_r &= \frac{1}{\mu_0} (\text{rot} F)_r \\ &= -\frac{1}{\mu_0 r \cos\phi} \left\{ \frac{\partial}{\partial\phi} (Y \cos\phi) - \frac{\partial X}{\partial\lambda} \right\}\end{aligned}\quad (4.16)$$

이 된다. 여기서 r은 지구중심으로부터의 距離이다. 測量에서 얻어진 자료로부터 식(4.15)의 $X_0 \sim e_x$ 및 $Y_0 \sim e_y$ 를 결정하면 그 값을 사용하여 電流 i_r 을 구할 수 있다.

실제로 구한 결과에 의하면 i_r 이 극히 작은데 이는 지상의 각 點에서 장기간에 걸쳐 정상적으로 일정한 전류가 상·하방향으로 흐르고 있을 수는 없기 때문이다. 따라서 식(4.16)으로 구하여진 i_r 이 큰 값을 나타내고 있다면 이것은 測定 또는 化成的 正確度가 열악하거나, 자장분포의 복잡성에 비하여 측정점의 분포밀도가 지나치게 작은 경우이고, 그렇지 않으면 측정시의 어떤 문제가 있었다는 것을 나타낸다. 즉, 측량의 良否를 점검할 수 있다. 일반적으로

$$i_r = \frac{1}{\mu_0} \text{rot}(F)r = 0\quad (4.17)$$

을 X 및 Y의 分布式을 결정할 때의 조건으로 附屬한다. 이 경우에 식(5.15)의 X의 係數와 Y의 係數는 서로 從屬이다. 편의상 Y대신에 $Y \cos\phi$ 의 분포식을 사용한다.

식(4.17)의 조건하에서는

$$\begin{aligned}X &= X_0 + a_x \Delta\phi + b_x \Delta\lambda + c_x (\Delta\phi)^2 \\ &+ d_x (\Delta\phi \cdot \Delta\lambda) + e_x (\Delta\lambda)^2 \\ Y \cos\phi &= Y_0 \cos\phi_0 + b_y \Delta\phi + b_y \Delta\lambda \\ &+ \frac{1}{2} d_y (\Delta\phi)^2 + \\ &2e_y (\Delta\phi \cdot \Delta\lambda) + e_y (\Delta\lambda)^2\end{aligned}\quad (4.18)$$

이 된다. 즉, 식(4.15)에 의하면 12개의 未知數를 구하는 最小自乘法이 되지만 식(4.17)의

조건을 附與하고 풀면 未知數는 9개가 된다.

수평면내의 성분으로는 통상 D와 H를 사용하는데 D와 H에 관하여 (rotF)r=0인 條件下에서 解을 얻고자 할 때에는 먼저 식(4.18)에 의하여 X와 Y cosφ의 係數를 구한다.

이것으로부터 磁氣點(또는 적당히 선정한 格子點)에 관한 X와 Y의 값을 산출하고 이를 기초로 D와 H를 구한 다음, D와 H의 각각에 관한 식(4.14)와 같은 분포식을 결정한다. 그러나 보통 D와 H는 化成값으로부터 직접 식(4.14)을 적용하여 分布式을 결정하는 경우가 많고, 地磁氣 각 성분의 鉛直方向의 勾配는 다음과 같이 구한다. 식(4.16)은 上·下方向의 전류이나 이와 똑같이 子午線 및 緯度圈 방향의 전류 iφ 및 iλ는

$$\begin{aligned} i\phi &= \frac{1}{\mu_0} (\text{rot } F)_\phi \\ &= \frac{1}{\mu_0 r \cos \phi} \left\{ \frac{\partial Z}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial r} (Y \cos \phi) + Y \cos \phi \right\} \\ i\lambda &= \frac{1}{\mu_0} (\text{rot } F)_\lambda \\ &= -\frac{1}{\mu_0 r} \left\{ \frac{\partial}{\partial r} (X r) - \frac{\partial}{\partial \phi} Z \right\} \end{aligned} \quad (4.19)$$

가 된다. 상하방향의 경우와 마찬가지로 iφ 및 iλ는 共히 0으로 생각할 수 있으므로 식(4.19)의 右邊을 0이라 놓으면

$$\frac{\partial X}{\partial r} = -\frac{1}{r} \left\{ \frac{\partial Z}{\partial \phi} + X \right\} \quad (4.20)$$

$$\frac{\partial Z}{\partial r} = \frac{1}{r \cos \phi} \left\{ \frac{\partial Z}{\partial \lambda} + Y \cos \phi \right\} \quad (4.21)$$

가 된다. 그리고 磁場 F는

$$\text{div } F = 0 \quad (4.22)$$

를 만족한다. 여기서 사용되고 있는 座標系로 이것을 구체적으로 나타내면

$$\begin{aligned} \frac{\partial Z}{\partial r} &= \frac{1}{r} \left\{ \frac{\partial X}{\partial \phi} + \frac{1}{\cos^2 \phi} \frac{\partial (Y \cos \phi)}{\partial \lambda} \right. \\ &\quad \left. - X \tan \phi - 2Z \right\} \end{aligned} \quad (4.23)$$

가 얻어진다. 이와 같이 X, Y(또는 Y cosφ) 및 Z의 分布를 Δφ 및 Δλ의 2차식에 의하여 식(4.14)로 표시하면 식(4.20), 식(4.21) 및 식(4.22)에 의하여 이들 鉛直方向의 勾配를 계산할 수 있다.

5. 우리 나라의 地磁氣測量

5.1 우리 나라 地磁氣測量의 現況 및 展望

우리 나라에서 전국 規模의 地磁氣測量 歷史는 비교적 짧고 그나마 國立地理院에서 실시하는 지자기측량이 그 유일한 것이다. 국립지리원의 지자기측량은 1등 지자기측량과 2등 지자기측량으로 구분되어 있고, 당해 測量을 위하여 설치된 磁氣點을 각각 1등 지자기 및 2등 지자기점이라 부르고 있다. 당초 1975년부터 1978년까지 1975년에 導入된 프로톤자력계에 의한 全磁力測定이 실시되었을 뿐이고, 地磁氣 3成分의 측정은 1978년에 GSI型 2등 磁氣儀 및 1981년에 GSI型 1등 磁氣儀를 도입하여 1978년 이후부터 각각 1등 자기점 및 2등 자기점에서 실시되고 있다. 1등 지자기측량(First Order Magnetic Survey)은 지구자장의 일반적인 분포, 永年變化의 地理的 分布 및 그 動向의 調査, 研究를 목적으로 하고 있다.^{1),2)}

이를 위하여 1등 자기점은 약 3500km²에 대하여 1點의 비율로 전국에 걸쳐 等密度로 配點(30點)되고 있고, 각 磁氣點마다 약 5년 週期의 반복측량이 계획되고 있다. 1등 지자기 측정은 17시간 측정(每時 1회 측정)을 원칙으로 하고 있고, 그 평균값에 日變化의 補正을 한 다음 정해진 基準年의 값으로 化成하여 이를 成果로 하고, 偏角觀測에 필요한 方位觀測에서는 北極星을 사용한다.

2등 地磁氣測量(Second Order Magnetic Survey)은 각 地方의 磁氣異常을 상세하게 조사하여 그 지방에 가장 적합한 磁氣圖를 작성하기 위하여 실시되는 측량이다. 이를 위하여 1:25000 圖葉에 약 1점이 되도록 配點(약 800점)하고 있다. 측정은 16시~17시 사이에 4회 等間隔으로 실시하고 그 측정값에 日變化, 永年變化의 補正을 한 다음 基準年의 값으로 化成한 것을 성과로 하는 것을 원칙으로 하고 있다.

偏角을 산출하기 위하여 필요한 眞北의 방향은 주로 태양을 관측하여 결정한다. (그림 9)

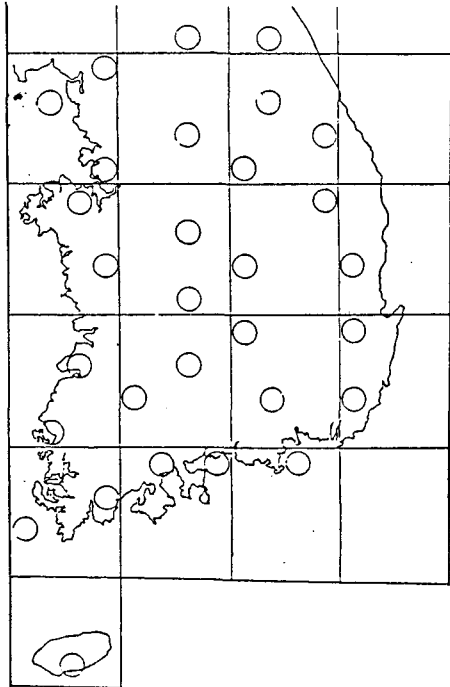


그림 9 1等 磁氣點 配點圖

는 우리나라 1등 자기점의 분포를 표시한 1등 磁氣點 配點圖이다.

1등 및 2등 지자기측량에서 偏角 및 伏角은 GSI型 磁氣儀 그리고 全磁力은 프로톤자력계를 사용하여 측정하고 측정작업은 作業規程에 準據하여 실시한다. 1등 지자기측량작업규정에 의한 주요 작업의 실시요령은 다음과 같다. 2), 6), 8), 9)

① 磁氣點의 選點

磁氣點으로는 인위적 磁氣攪亂의 영향을 받은 일이 없이 지구자장을 측정할 수 있는 條件을 충족하고 장래에도 이 조건이 유지될 것으로 판단되는 地點을 선정하여야 하는데 일반적으로 선점은 다음과 같이 실시한다.

○ 자기점이 가능한한 전국에 걸쳐 均一하게 분포하고 또한 주위 환경이 좋은 장소를 圖上에서 선정한다(圖上選點).

○ 現地에서는 도상선점으로 미리 계획한 부근을 조사함으로써 관측에 지장이 없는 장래성이 있는 지점을 선정한다.

○ 既設物이 있는 곳에서는 鐵 1ton이 100m 떨어진 觀測點에 1nT의 영향을 준다는 것을 고려한다.

② 測 定

○ 測定準備

- 磁氣點에 三角을 설치하기 위한 막대를 박는다. 그곳에 觀測天幕을 친 다음 삼각을 설치하고 磁氣儀를 整置한다. 磁氣儀에서 약 2m 떨어진 곳에 增幅器를 설치한다.

- 자기점에서 100m前後의 식별하기 쉬운 곳에 方位標識을 설치하고 照明用電源을 접속한다.

- 자기점 근처(1.5-2m)에 표시막대(補助點으로 한다.)를 埋設하고 그 위에 프로톤자력계 檢出部 그리고 천막내에는 프로톤자력 制御部를 설치한다.

○ 地點差(ΔF)의 設置

磁氣點上的 機械位置와 補助點上的 프로톤자력계위치 사이의 全磁力 F값의 差 ΔF 를 측정한다. 이는 자기점의

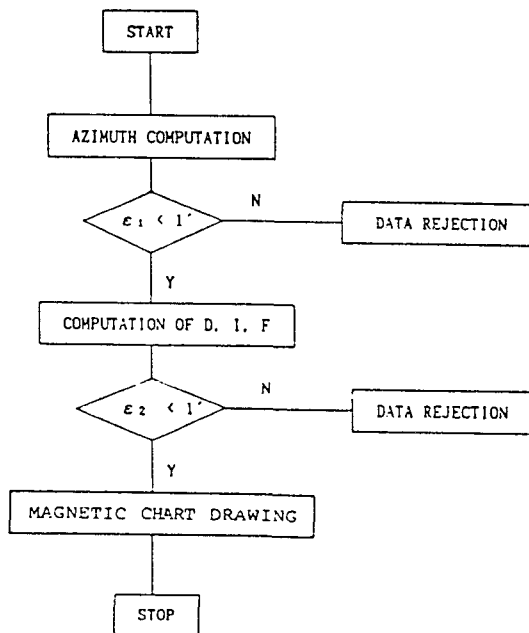


그림 10 磁氣圖 作成 흐름도

磁氣儀에 의한 D, I 觀測에 補助點의 F를 조합시키는 경우에 필요한 補正값 (ΔF)를 구하기 위한 측정이다.

○ 絶對測定

磁氣儀 및 프로톤자력계를 사용하여 6시부터 22시까지 每 時間 1세트의 地磁氣 3成分의 絶對觀測(계 17세트)을 실시하고 그 평균값을 採用한다.

○ 方位角觀測

磁氣儀를 사용하여 方位標의 方位角 觀測을 실시한다. 관측은 北極星에 의하여 실시하고 각 세트 最大, 最小의 差가 0.3' 이내의 것 5세트의 平均을 채용한다.

이상에서 살펴본 바와 같이 우리 나라에서의 地磁氣測定은 絶對측정에 한정되고 있을 뿐만 아니라 1등 지자기측량도 本軌道에 오르지 못하고 있는 등 아직껏 초기단계에 머물고 있는 실정이다. 이에 따라 우리 나라 地球磁場의 분포 등에 관한 調查研究와 그 성과의 활용을 圖謀하지 못하고 있음은 물론 地球 電磁氣學分野에서의 國際協同 및 교류가 활발하게 추진되고 있는 최근의 국제 추세에 효과적으로 對處하지 못하고 있는 것은 안타까운 일이라 아니 할 수 없다.

특히 우리 나라는 地政學的으로 日本과 中國의 중간에 위치하고 있어 極東地方 地球磁場의 분포의 糾明과 이의 조사연구에는 우리나라 지구자장의 분포에 관한 자료의 蓄積과 그 연구가 필수적인 점을 감안할 때에 우리나라에서 보다 체계적이고도 본질적인 지자기측정의 추진을 통한 자료의 정비, 제공과 그 연구의 시행이 조속히 실행되어야 함은 말할 나위도 없다 하겠다.

그러나 현재 國立地理院에서는 일련의 지자기측량의 活性化를 도모하고 있어 가까운 장래에 지자기측량분야에서의 劃期的이고도 飛躍의 인 기술발전이 이룩될 것으로 기대된다.

5.2 우리 나라 地磁氣測定값의 定理

本 研究에서는 1980년-1989년내에 걸쳐 국립

지리원에서 실시한 지자기측량에서 얻어진 地磁氣 3成分의 측정값을 電子計算機를 사용하여 정리하였다.

측정값의 豫備 計算結果를 기초하여 1등 15 磁氣點 및 2등 磁氣點 396 點 計 411 點의 측정값을 정리하였다. 우리나라에서는 아직 標準 地磁氣觀測所가 설치, 운영되지 아니하고 있고 1등 地磁氣測量 또한 제 1회의 觀測이 진행중 이어서 각 측정값에 c_1 補正을 한 것을 最終成果로 채용하였다. 앞에서 기술한 바와 같이 c_1 지구자장의 變動磁場을 消除하고 어떤 기간에 걸쳐 실시된 지자기측량의 측정값을 특정 일시(基準年)의 값으로 置換하기 위한 補正이다.

c_1 보정에 사용한 補正式은 다음과 같다.

$$c_1 = M^k_{(t_0)} - M^k_{(t)} \quad (5.1)$$

$$M^p_{(t_0,t)} = M^p_{(t)} + c_1 \quad (5.2)$$

여기서 t_0 : 基準年, t : 磁氣點에서의 觀測日時

$M^k_{(t)}$: t 시간의 標準觀測所의 값, $M^p_{(t_0,t)}$: 磁氣點의 基準年 化成값

$M^p_{(t)}$: 磁氣點의 測定값, $M^k_{(t_0)}$: 標準觀測所의 基準年의 값

식(5.2)가 성립하기 위하여는 地磁氣變動이 표준관측소에서와 똑같이 각 磁氣點에 영향을 미친다는 假定이 필요하다. 만일, 이 가정이 바르다면 동일 磁氣點 P에서 $t_1, t_2, t_3 \dots$ 인 時點에 反復測定을 실시하여 얻어진 측정값을 年度化成하여 $M^p_{(t_0,t_1)}, M^p_{(t_0,t_2)}, M^p_{(t_0,t_3)}$ 등을 구하면 그것들은 모두 같아질 것이다. 그러나 실제에 있어서는 變動磁場의 영향이 다르기 때문에 일반적으로 그 값들은 일치하지 아니한다. 우리나라 지자기측정값을 整理함에 있어서는 基準年은 1980년, 標準觀測所는 日本의 柿岡觀測所 그리고 $M^k_{(t_0)}$ 는 同 觀測所에서의 1979년 1월 1일부터 1981년 12월 31일 까지 3년간의 月平均값에 의한 全 期間의 平均값을 취하였다.

그리고 2등 지자기측량의 측정값은 偏角, 伏角의 경우에는 4회의 측정값 중, 그 常數差가 1'이내인 것이 3회 이상이고, 方位角의 경우에는 5회의 측정값 중, 그 觀測差가 1'이내인 것이 3회 이상인 것만을 정리의 대상으로 하였

다. ^{10),11),12),13)}

5.3 우리 나라 地球磁場의 分布

우리 나라 磁場의 分布를 表現하기 위하여 國立地理院의 1등 및 2등 지자기측량의 資料를 사용하여 磁氣圖(Magnetic Chart)를 작성하였다. <그림 11>은 1980.0年時의 우리나라 偏角의 分布圖이고, <그림 12~15>는 각각 우리나라 伏角, 水平分力, 鉛直分力 및 全磁力의 分布圖이다.

<그림 11>에서 알 수 있듯이 偏角은 休戰線 근방에서 西偏 7° 30'이고, 濟州道南端에서는 西偏 5° 30'이다.

磁氣圖의 等值線 間격은 偏角 및 伏角의 경우 10'이고 수평분력, 연직분력 및 전자력 등 磁場 세기의 成分에 관하여는 100nT이다. 또한 偏角, 伏角은 30'마다 그 값을 표기하고, 1度(°)마다 굵은 선으로 이를 표시하였으며 水平分力, 鉛直分力 및 全磁力은 500nT마다 중간 굵기의 선, 1000nT마다 굵은 선으로 이를

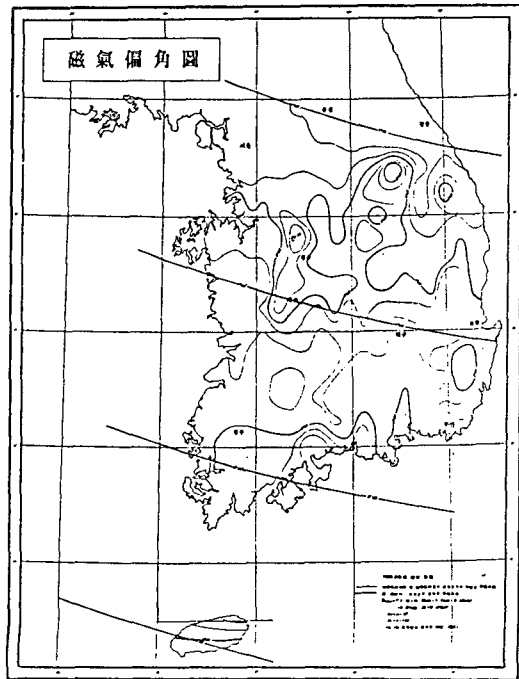


그림 11 偏角의 分布(1980.0年)

표시하였다.

<그림 11-15>의 磁氣圖는 그래픽 전용 패키지 SURFER를 이용하여 PLOTTER(HP DRAFT MASTER I)로 작성하였다. ^{14),15),16),17)} 磁氣圖 作成을 위한 入力 데이터로는 각 자기점에서의 관측값에 c_1 補正만을 한 化成값 $M^p_{(t_0,t)}$ 를 사용하였다. 이미 앞에서 기술한 바와같이 한정된 지역의 磁場의 分포는 座標의 適當한 函數에 의하여 이를 表現하는 方法이 採用되고 있고 일반적으로는 經緯度의 2次式(자장의 2차곡선)으로 각 成分의 分포를 表現하고 있다. 그러나 우리나라는 아직 1등 지자기측량이 完了되지 않았기 때문에 우리나라의 데이터를 이용하여 磁場의 分布式을 결정할 수는 없는 실정이다. 이에 따라 日本의 地磁氣測量에 의하여 결정된 1980.0年의 자장의 分포式을 사용하여 우리나라 偏角 및 全磁力의 平均적인 分포를 나타내는 平均分布曲線을 도입하였다. <그림 11>와 <그림 15>의 偏角 및 全磁力의 分布圖에 거의 等間隔으로 각각 30'單位 및 500nT單位로 그려진 곡선이 바로 그것이다.

우리 나라와 일본은 비슷한 緯度圈에 위치하고 있기 때문에 <그림 11>와 <그림 15>에 표시되어 있는 偏角 및 全磁力의 平均分布曲線은 우리나라 偏角 및 全磁力의 근사한 平均적인 分포를 나타내고 있는 것으로 생각할 수 있다. 그리고 磁氣異常點에 대하여는 인접한 자기점의 값과 비교하여 그 값이 孤立된 것은 이를 무시하였음을 附言한다.

本 研究에서는 기본적으로 地形圖를 그리는 기법에 준하여 磁氣圖를 작성하였으나 磁氣圖의 正確度 향상을 위하여는 이용할 수 있는 지자기측량 성과의 量的, 質的인 향상과 標準觀測所의 데이터 활용이 요청되고, 磁氣圖 작성 기법의 改善 등이 隨伴되어야 할 것으로 생각된다. 地磁氣圖는 향후 人工衛星의 發射, 航法裝置의 開發 및 地下資源探査 등에 귀중한 자료로 활용될 것이다.

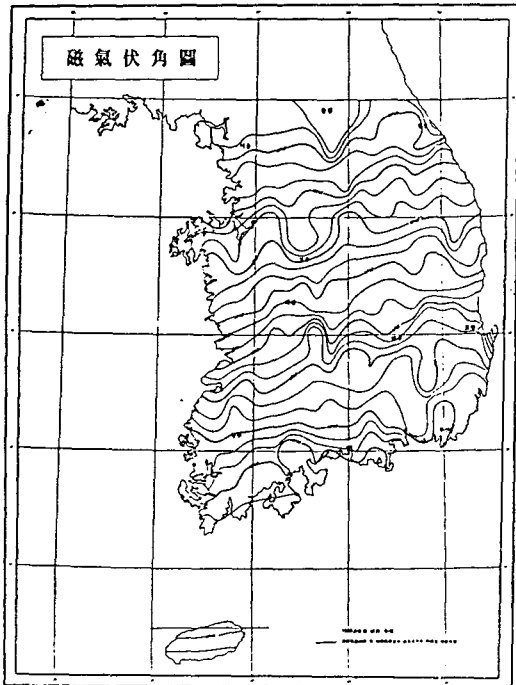


그림 12 伏角의 分布(1980.0年)

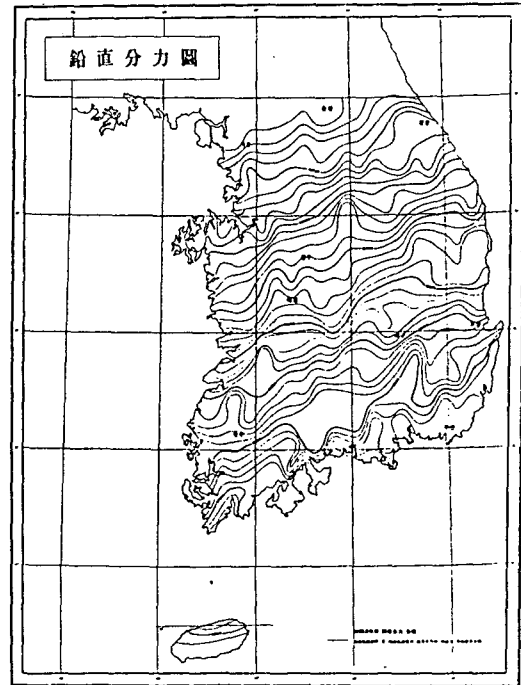


그림 14 鉛直分力の 分布(1980.0年)

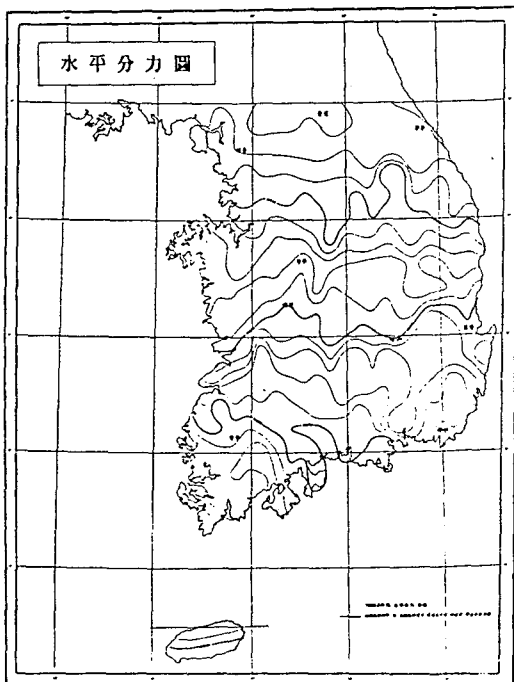


그림 13 水平分力の 分布(1980.0年)

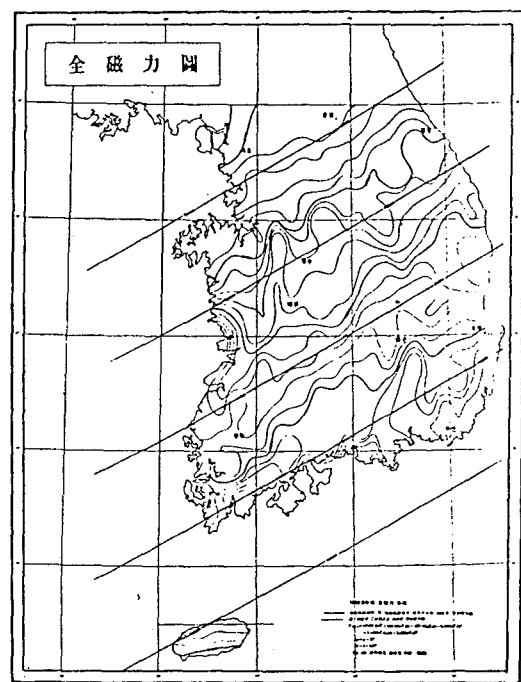


그림 15 全磁力の 分布(1980.0年)

謝 辭

6. 結論 및 提言

本 研究에서는 우리 나라의 地磁氣測量結果를 處理·分析하고, 地磁氣測量에 관한 資料 및 情報의 蓄積, 活用을 위한 技術발전의 基本 方向을 다음과 같이 提言하고자 한다.

① 本 研究에서는 우리 나라의 1980~1989年 內에 실시한 1等 磁氣點 15點과 2等 磁氣點 396點을 電算處理하였으며, 이를 根據로 하여 磁氣偏角圖, 伏角圖, 水平分力圖, 鉛直分力圖 및 全磁力圖를 作成하였다.

② 우리 나라의 偏角 및 全磁力은 磁氣偏角圖 및 全磁力圖에서 보는 바와같이 休戰線 附近에서 $7^{\circ} 30'$, 濟州道 附近에서는 $5^{\circ} 30'$ 이고, 全磁力은 休戰線 附近에서 50,500nT, 濟州道 附近에서 48,000nT정도이다.

③ 1等 地磁氣測量이 완료되지 않아 우리 나라의 데이터를 이용한 자장의 분포식을 결정할 수 없기 때문에 현재 30點으로 계획된 1等 磁氣點을 40-50點으로 增設하여 2年 週기로 반복 측정을 실시하여야 하며, 또한 2等 地磁氣測量은 우리 나라 磁場分布를 糾明하는 가장 기본적인 측량이므로 전국에 걸친 두번째 측량을 조속히 실시하고, 濟州道 이외의 島嶼에도 2等 자기점을 選點, 設置하여 同 磁氣點에서의 측정을 計劃, 實施하여야 한다.

④ 1990년대 후반에는 中部地方에 標準地磁氣觀測所의 設置, 運營을 圖謀하고 航空機에 의한 磁氣측정에 관한 技術의 導入과 개발 등으로 海上에서의 磁氣측정을 실시하여야 한다.

⑤ 國際地球磁氣學 및 超高層大氣物理學會 (International Association of Geomagnetic and Aeronomy, IAGA) 등의 地磁氣에 관한 國際機構에 加盟하여 先進技術의 導入과 定着을 기하고 國際協同觀測 및 共同研究의 실시와 국제적인 磁氣에 관한 資料 및 情報의 交流 등을 통하여 技術의 先進化, 國際化를 모색한다.

本 研究는 韓國測地學會가 遂行한 國立地理院의 1990年度 研究事業으로서 本 研究를 위하여 기탄없는 助言과 貴重한 資料를 提供하여 주심은 물론 直間接적으로 協助해주신 國立地理院 關係者 여러분에게 심심한 謝意를 表합니다.

참고 문헌

1. 曹主田, 1990, 地磁氣測量에 관한 研究, 國立地理院
2. 國立地理院, 地磁氣測量 作業規程
3. 日本測量協會, 1986, 現代測量學: 第5卷(測地測量 ②), 大日本印刷, 東京
4. 日本測地學會, 1974, 測地學의 概觀, 東京
5. 力武常次, 1972, 地球全磁氣學, 岩波書店, 東京
6. 廣石一男, 1990, 地磁氣測量, 日本國土地理院
7. 廣石一男, 1989, 磁氣圖의 作成, 日本國土地理院
8. 日本國土地理院, 1985, 一等地磁氣測量 作業規程, 築波
9. 日本國土地理院, 1951, The First Order Magnetic Survey of Japan, 東京
10. 日本海上保安廳, 1987~1990, 北極星 方位角表, 東京
11. 東京天文臺, 1980~1989, 理科年表, 丸善株式會社, 東京
12. 太田晃, 1989, 北極星 太陽による 方位角測定의 實際, 日本測量協會
13. Taff, 1981, Computational Spherical Astronomy, John Wiley & Sons
14. GOLDEN SOFTWARE, INC., 1989, SURFER™
15. Said M. Easa, 1989, Analytical Solution of Magnetic Declination Problem, ACSE, Surveying Engineering, Vol.115, NO. 3
16. Moffitt, 1980, Photogrammetry, Harper & Row
17. W.F. Stuart, 1990, Geomagnetic Observatory and Survey Practice, d. Reidel Publishing Company