

第一章 緒論

1-1 前言

磁力探勘方法在淺層小區域（如考古探查、斷層探查）的應用上，相對於大範圍的測勘如空中磁力或是礦產調查，所需要的精度高出許多，包括儀器本身以及採樣頻率都必須滿足所需的精度條件。小波分析（wavelet analysis）在空中磁力或重力測勘的資料處理上是一相當有效的方法，因此若能將其應用於小範圍的磁力測勘，預期將可加速資料處理流程、提供信號處理上的協助，以突顯目標物或異常體的顯示。

數十年來地球物理探勘方法已經成功的廣泛應用於不同領域，例如：地質構造判斷與解釋（Benson et al., 2000）礦脈探查（Sarma et al., 1999）工程應用探查（Steeple, 2001）以及考古遺跡探查（李玉龍, 1998; Desvignes et al., 1999; Sambuelli et al., 1999; Chávez et al., 2001; Eppelbaum et al., 2001）等的應用。作為地球物理方法的一種，磁力探勘（magnetic prospecting）方法從獲得資料開始到呈現以及初步判斷地下埋藏的磁性異常體（magnetic anomaly），期間並不需要有太多的處理過程，因此相對於其他的探勘方法而言，以磁力作為野外初步測勘的工具是有著快速、經濟與輕便的優點。

1-2 研究動機

磁力資料的處理一般可以資料的性質進行信號源之逆推或提高 S/N 值以利目標物的判讀。但所有使用位場作探測方法時的資料逆推都會遇到一原則性的困難，即逆推的不唯一性（Li et al., 1996; Herwanger et al., 2000）。例如即若有一磁力測勘出來的結果，除非已知某項異常是由特定干擾源所造成並排除考慮之外，否則只能就得到的結果進行判斷，或是進行假設並作有限度的計算。在地質條件為理想時可得到滿意的逆推結果，反之則不然（Mushayandebvu et al., 2001）。磁力測勘是使用儀器在空間上一點作量測，任何足以造成改變該值的影響因子不論是目標訊號或雜訊，皆由一磁力總值反映，無法得知特定因子所發揮的效應是多少，只能測出位居該點的磁場總量（Total Magnetic）及梯度值（Gradient）。

至於如何提高信號之信號/雜訊比（S/N ratio），傳統上以濾波方法處理。在電腦計算工具（例如：MATLAB）的輔助下（羅華強，2003），對磁力測勘資料的處理如：頻譜分析、波形處理（waveform processing）以及數位濾波等（Kearey et al., 1984）方法，皆可以快速的處理磁力測勘資料，如：設計一有限脈衝響應（FIR, Finite Impulse Respond）濾波器（Burazer et al., 2001; Jeng et al., 2003）以對磁力數值資料進行濾波，依所欲呈現的信號頻帶設計高通、低通

或帶通等濾波器。依照過往的經驗使用濾波器所呈現的結果，雖然異常體可以有強化的效果，但是特定波長的訊號不一定是目標物所專屬，以致於在濾波之後原本無異常訊號之處反而也被加強，成為解釋上的困難之處。

在傳統的濾波方法中，波長濾波 (wavelength filtering) 是一種利用數學運算以加強顯示區域性 (regional) 異常或是局部性 (local) 異常的方法 (Robinson et al., 1988)，原理是基於在剖面上量測的變化值是由多個不同波長信號疊加合成的想法，如圖 1-1 所表示，地底下不同深度所對應的波長，並且波長與埋藏深度成正比，若能夠移除長波長信號，相對的將可突顯出淺部構造或異常體的信號，例如：在較大區域量測時，若區域場為一線性的趨勢 (trend)，則經過磁力 IRGF (International Reference Geomagnetic Field) 修正，可從磁場中移除地磁場的效應 (Kearey et al., 1984)。磁力訊號中，單極體 (monopole) 異常振幅的表現與距離二次方成反比，偶極體 (dipole) 異常振幅的表現與距離三次方成反比，其關係表示如下 (Breiner, 1973)：

$$\text{Monopole: } T = \frac{M}{r^2}$$
$$\text{Dipole: } T = \frac{M}{r^3}$$

式中 T：總量異常，M：磁矩，r：距離或深度。圖 1-2 為異常體深

度對波長寬度的影響示意，可見磁力深部訊號與淺部訊號在測勘上的表現所對應波長的不同。故波長濾波常用於分離淺部訊號與深部訊號，若目的是去除深部訊號，該濾波器的截斷波長（Cut-off wavelength）應該要相符於該深度的波長，但地下構造與假設狀況不符時此種技術便無法發揮作用（Dobrin et al., 1988），例如：有一長波是由淺部且寬扁的異常體所造成，此即目標信號與雜訊的波長（或波數）相近，以致無法明確地移除掉不需要的訊號。相同狀況在考古遺址的探查上特別明顯，其埋藏深度大致在 3 公尺以內（Eppelbaum et al., 2003; Jeng et al., 2003），因為近地表易有非自然地或存在非目標的雜物，即使磁性不強，由於磁力振幅反比於距離平方（Hsu et al., 1996）的緣故，其強度較強可能將其下的目標物信號遮蔽掉，很容易造成判斷上的誤認或忽略。因小區域探查的目標深度淺，在進行測勘時人工物的雜訊干擾情況也會增加（陳宗元，1999），欲去除之雜訊時往往會與近地表待測目標波長相參雜，因而增加了波長濾波處理上的困難度。

因應濾波的需求而使用傅氏轉換（Fourier transform）以處理磁力訊號是相當適切。其將原始訊號從空間域（space domain）經轉換後到波數域（wavenumber domain），然後直接在波數域中作信號的挑選或刪除與處理的信號部分。其一維與二維離散傅氏轉換表示

如下 (吳成柯等譯, 2001):

一維轉換

$$F(u) = \frac{1}{N} \sum_{x=0}^{N-1} f(x) \exp[-j2\pi ux / N]$$

其中, $u = 0, 1, 2, \dots, N-1$

$$f(x) = \sum_{u=0}^{N-1} F(u) \exp[j2\pi ux / N]$$

其中, $x = 0, 1, 2, \dots, N-1$

二維轉換

$$F(u, v) = \frac{1}{MN} \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} f(x, y) \exp[-j2\pi (ux / M + vy / N)]$$

其中, $u = 0, 1, 2, \dots, M-1, v = 0, 1, 2, \dots, N-1$

$$f(x, y) = \sum_{u=0}^{M-1} \sum_{v=0}^{N-1} F(u, v) \exp[j2\pi (ux / M + vy / N)]$$

其中, $u = 0, 1, 2, \dots, M-1, v = 0, 1, 2, \dots, N-1$

使用傅氏轉換有兩點需要注意。首先, 該轉換是基於所有函數可以由眾多正弦、餘弦函數組合疊加而成的理念, 各成分的範圍從負無限大至正無限大且滿足 Dirichlet conditions, 可是實際上很少有訊號是無限長度, 即使磁力訊號亦相同。第二, 在有限數量的磁力訊號上, 資料邊緣突然結束會造成在傅立業數列收斂上產生 Gibbs Phenomenon 的失真 (Dobrin et al., 1988), 減低該效應可增加量測的數量即是使用合適的視窗。

由地下構造或異常體所反映出的磁力值很難會成為一正弦數, 因此使用傅氏轉換在分析磁力資料上便有著基本的缺陷。其次, 淺部異常體可視為高頻訊號, 若以該異常體的波長為濾波器的截止波數 (cut-off wavenumber), 所作高通濾波之後會出現原本不

存在但等同於該波長的異常訊號，此因通過的波長是一包含目標物波長在內的無限多個弦波所致。原始信號轉換之後已經成為波數的函數，由此只能知道原來的信號由哪些波數弦波組成，從波數逆轉換後部分空間上的資訊會漏失掉，而無法知道其波數所對應的空間位置，這是傅氏轉換不適合於位變或時變之尤其是非穩態（non-stationally）訊號（呂銘杰, 2001）。

有鑒於小波分析在信號處理以及影像處理應用成果（紀凱屏等, 2002；蕭信志, 2001），本文利用小波分析信號時在空間-波數域對應的能力，其逆轉換到空間域時可對訊號的空間位置有良好的確定性，並對非穩態磁力信號分析的掌握，可協助處理磁力資料的訊號，預期可改善在分離磁力淺部與深部訊號處理方法時能避免掉使用傳統波長濾波方法（如：傅氏轉換）所遭遇到的不適性。

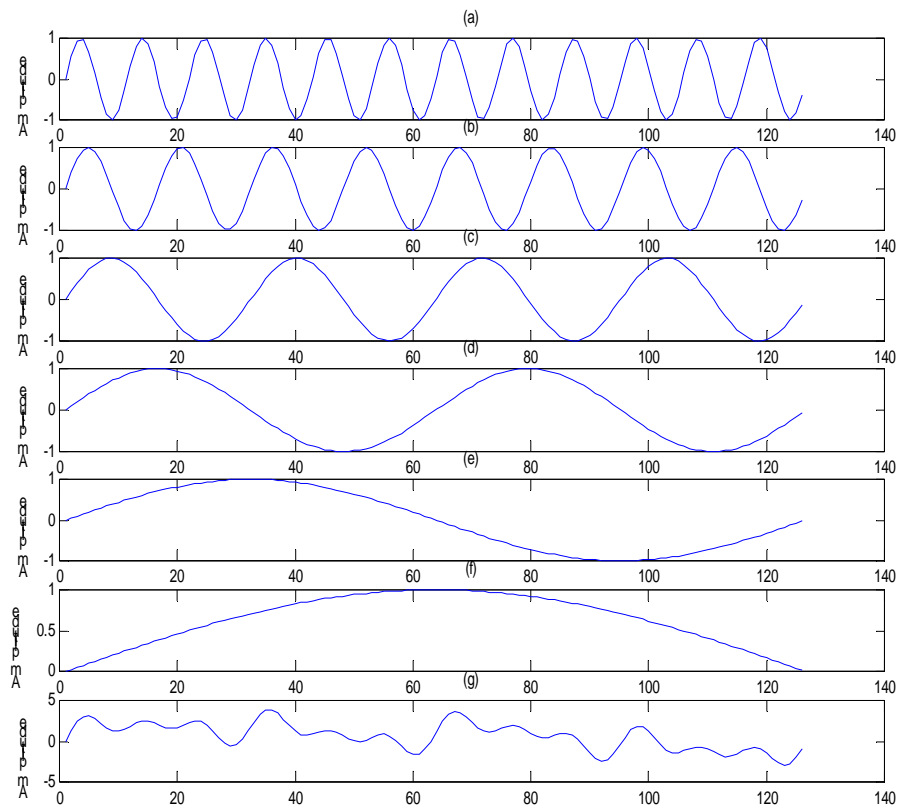


圖 1-1 (a) ~ (f) 為從由淺部至深部分信號的示意圖，(g) 為 (a) 至 (f) 的合成訊號。縱軸為振幅 $A(x)$ ，橫軸為距離 x 。

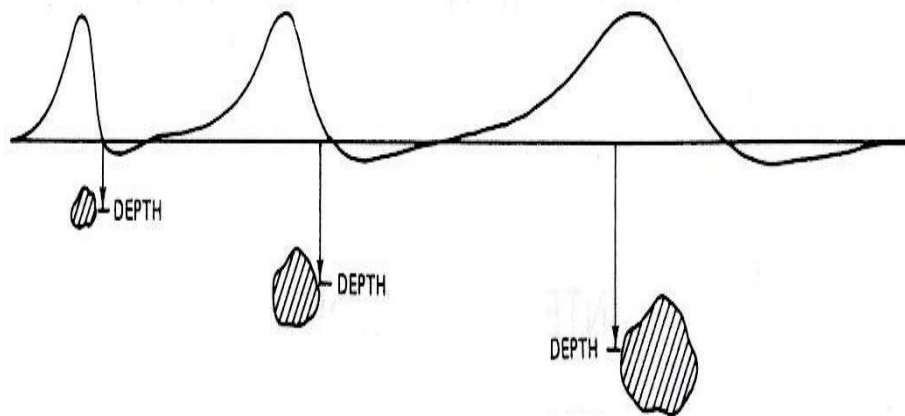


圖 1-2 異常體所對應到量測面的波長反應，摘自 Breiner (1973)。圖中由左至右分別為淺部至深部的異常體，越深的異常體所表現出的波長越長，反之越短。為使深部信號強度經衰減後仍可在地表測量中達成可判讀之顯示，必須考量較大或較強信號表示深部異常體，使得圖中三者的振幅大小相近。

1-3 小波分析於地球物理探勘之應用

1984 年法國地球物理學者 J. Morlet 在分析地震波的局部性質時，發現傳統的傅氏轉換難以達到其要求。因此引進小波概念於信號分析中，對信號進行分解 (Hubbard, 1998)。此後有關小波概念或使用小波方法的文章在地球物理期刊上也陸續出現，如 Foster et al. (1994)、Lane et al. (1996) 等介紹性質之文章。另外，在震測信號處理上小波方法也漸受重視，為了提高 S/N 值，可利用小波分析方法移除相參性噪音 (coherent noise) (Miao et al., 1994; Galibert et al., 2002)、處理全波形聲納紀錄 (full waveform sonic record) (Lin et al., 1996)、去除或壓抑信號 (Deighan et al., 1997; Ioup et al., 1998; Miao et al., 1998; Matos et al., 2002)、資料壓縮 (Ioup et al., 1998)、信號濾波 (Nguyen et al., 1999) 等。

在位場 (potential field) 的地球物理探勘應用上，Chapin (1997) 利用小波分析技術解決了重力或磁力上干擾場源的問題 (interference problem)，Lyrio (2001) 則是使用 Daubechies 小波組作為母波，以去除重力梯度雜訊，原因是該小波系列有較多選擇，並且利用了小波去除噪音的 Threshold 技術。空中磁力測勘因為所要探測的構造頗深，但由於讀數誤差或電子干擾仍不時會出現異常尖峰值 (spike) 於資料中 (Dobrin et al., 1998)，使用小波濾波

的技術將資料中的異常尖峰值去除而還原成初始的構造磁場，這方面的研究有 Leblanc et al. (1998)、Ridsdill-Smith (1998)、Ridsdill-Smith (1999)、Leblanc et al. (2001) 等論文發表。

小波濾波器展現於磁力二維資料處理則是從分離區域場與局部場資料為主(Fedi et al., 1998; Fedi et al., 2000; Leblanc et al., 2001; Fedi et al., 2003)。