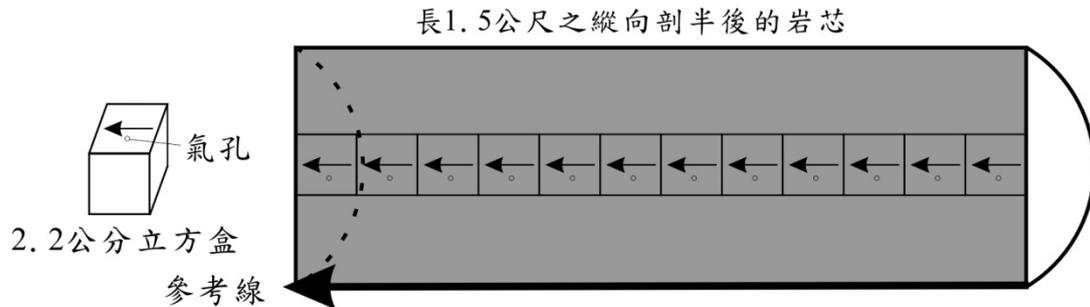


從古地磁學的研究看地球磁場長期的變化

洪崇勝

註 1: 古地磁的採樣及儀器量測

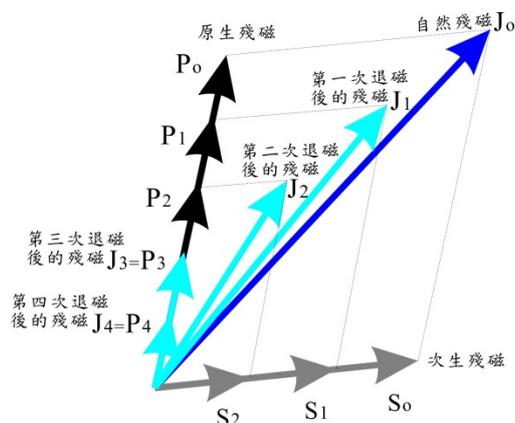
從事古地磁的研究是使用**岩石磁力儀**(rock magnetometer)來量測樣本的殘磁，由於殘磁是向量，量測後可得殘磁三項基本要素：(1)殘磁向量的大小(強度)、(2)殘磁向量在水平面投影的分量與磁北之夾角(稱為磁偏角，磁偏角以磁北為0，順時針方向計 $0\sim 360^\circ$)、(3)殘磁向量與水平分量的夾角(稱為磁傾角，殘磁向量若朝下，磁傾角計 $0\sim +90^\circ$ ；殘磁向量若朝上，磁傾角計 $0\sim -90^\circ$)。基於此，古地磁於樣本採集時需要先測定樣本在野外的方向。海洋岩芯為管狀圓柱型，長數公尺至數十公尺不等，鑽取後，置於研究船甲板上，先由頂端劃一參考線至尾端，以1.5公尺的長度橫向切斷成數節，復沿參考線進行縱向剖半，其中的一個半管作為取樣之用，另一個半管則冷藏庫存。隨後的古地磁的採樣是用長2.2公分的空心塑膠立方盒自岩芯半管的頂端由上向下依序無間隙地的逐一壓入沈積物中，雖然吾人無法獲得岩芯於鑽取時絕對的方位，但由於塑膠立方盒上印有一箭頭是指向岩芯頂端，所有立方盒內的沈積物樣本就可依此箭頭為基準線而得到彼此之間的相對方位，換言之，岩石磁力儀所測到的殘磁其磁偏角是相對的，至於殘磁傾角是朝下(正值，磁極為正向時)抑或朝上(負值，磁極為反向時)則是絕對的。關於陸上地層的古地磁採樣則詳如參考文獻1及影片1之介紹，而影片2則為苗栗後龍溪出磺坑剖面正反磁極地層及年代之紀錄(說明:由於儀器只能解析出樣本的正/反磁極紀錄，但無法辨識該磁極應歸屬於歷次正/反磁極的哪一期，因此常須搭配其他定年的研究，例如火山岩的放射性定年、沉積岩的化石生物地層或氧同位素地層定年，方能將該正/反磁極指認出其所應歸屬的時期)。



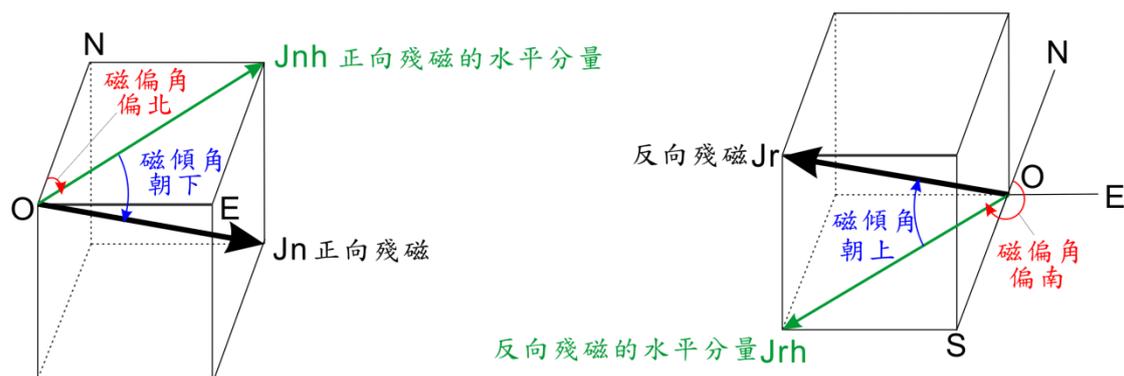
圖說明：岩芯採樣是將標記有箭頭的空心立方盒由上至下依序置於縱向剖半後的岩芯平面上，隨後壓入沈積物中再用取樣器逐一取出，箭頭指向岩芯頂端，長1.5公尺的一節岩芯約可壓入66個立方盒。

樣本依其獲得殘磁的來源可區分為兩類型：**原生殘磁**(primary remanent magnetization)及**次生殘磁**(secondary remanent magnetization)。原生殘磁是指岩石或沉積物於生成過程中，在當時地球磁場作用下，感應所獲的磁化量。而次生殘磁則泛指岩石或沉積物於生成之後，因磁場的變異或磁性礦物的改變使樣本再次感應而獲得的磁化量。由於岩石或沉積物自其形成以至被人們所採集，業已歷經數萬年甚至是更久的時間，因此我們自野外取得樣本後，在實驗室中未經人為處理前所

測得的殘磁稱為**自然殘磁**(natural remanent magnetization, J_0)。自然殘磁通常是最初的原生殘磁(P_0)與後期的次生殘磁(S_0)所合成，兩者強度不一，而古地磁研究則是希望能解析出原生殘磁以瞭解岩石或沉積物於生成時地磁場的性質。為了去除後期次生殘磁的附加與干擾，於自然殘磁測得後會使用**退磁儀器**(demagnetizer)對樣本進行**逐步退磁**(stepwise demagnetization)。研究人員會施加一弱的交變磁場，如 5 mili-Tesla，或較低的溫度，如 100°C ，進行**交變磁場退磁**或**熱退磁**(alternating-field or thermal demagnetization)。第一次退磁後會再進行測磁(J_1)，爾後再將退磁的交變磁場或溫度提高(如升至 10 mili-Tesla 或 150°C)以進行第二次退磁，完後再進行測磁(J_2)。每次測磁後，皆記錄下殘磁方向與強度，直至殘磁的方向由變動而呈現穩定時(如 J_3 、 J_4)，則認定已解析出原生殘磁，上述測磁與逐步退磁的示意圖如下，而 MD97-2143 岩芯代表性樣本的交變磁場退磁結果詳如參考文獻 2 之 Fig. 3。



圖說明：岩石磁力儀所測得的自然殘磁(J_0)是由原生殘磁(P_0)及次生殘磁(S_0)合成。由於次生殘磁的抗磁力與抗熱力通常較原生殘磁為弱，因此在退磁過程中會較易去除，使得磁力儀後續所測得的殘磁(J_1 、 J_2 、 J_3 、 J_4)其強度雖減弱但方向逐漸往原生殘磁趨近。 J_1 、 J_2 、 J_3 、 J_4 分別代表第一、二、三、四次退磁後所測得的殘磁。



圖說明：當地球磁極屬正向時，在北(南)半球生成的岩石或沈積物所獲得的原生殘磁其磁偏角是指向偏北(北)方向且磁傾角朝下(上)；而當地球磁極屬反向時，在北(南)半球生成的岩石或沈積物所獲得的原生殘磁其磁偏角是指向偏南(南)方向且磁傾角朝上(下)。磁偏角以磁北訂為 0 ，依順時針方向計 $0 \sim 360^{\circ}$ ；殘磁的磁傾角朝下：計正值，介於 $0 \sim +90^{\circ}$ 之間(左圖)；而殘磁的磁傾角朝上：計負值，介於 $0 \sim -90^{\circ}$ 之間(右圖)。

註 2: 岩芯的年代測定

如何測定海洋岩芯沉積物的年代呢? 由於海洋沉積物中常含有一種鈣質微體化石: 有孔蟲, 吾人分析沉積物在不同岩芯深度的有孔蟲碳酸鈣殼體其氧同位素的比值 (即 O^{18} 與 O^{16} 的比值, 以 $\delta^{18}O$ 表示), 可以建立該岩芯的氧同位素曲線 (詳如參考文獻 2 之 Fig. 2g), 而曲線的高低值反映古氣候冰期與非冰期的變化, 此變化是受到天文軌道力週期的控制 (即米蘭科維奇循環 Milankovitch cycles; 詳如參考文獻 2 之 Fig. 5), 亦即, 氧同位素曲線蘊含著氣候周期的變化。藉由時序或頻譜分析以及天文軌道力的校準 (詳如參考文獻 2 之 Fig. 6), 可將不同沉積物深度的氧同位素值轉換成時間序列 (詳如參考文獻 2 之 Fig. 4), 而所訂定出的時間其精準度可至千年 (ka) 的等級。據此, MD97-2143 岩芯在深度 15.60 公尺處所記錄的最近一次地磁極的倒轉, 經由天文軌道力校準定年的結果是 781 ka, 誤差為 ± 3 ka (其他更老的地磁極倒轉定年資料詳如參考文獻 2 之 Table 1)。

註 3: 古磁場的相對強度

岩石磁力儀除了可以測得沉積物於退磁後之原生殘磁方向外, 亦同時測得退磁後原生殘磁的強度, 如上述註 1 中之 J3 或 J4, 只是如何藉由樣本原生殘磁的強度去反推當初古地球磁場的強度呢? 不同年代的沉積物假使其磁性礦物的含量多寡、化學成分以及粒徑大小, 在相近的前提下, 當古地磁場強度增強時, 則沉積物中磁性礦物會感應而獲得較強的殘磁; 反之, 當磁場強度變弱時, 則磁性礦物會獲得較弱的殘磁。問題是: 磁性礦物在沉積物中的含量在不同的年代是變動的, 同樣強度的地磁場對含有磁性礦物多的沉積物, 其殘磁強度會較磁性礦物少的沉積物為強。因此古地磁研究者必須進一步評估在不同岩芯深度其磁性礦物的含量、成分及粒徑是否上下有別? 而 MD97-2143 岩芯經由磁性礦物成分的分析 (例如是否為成分均一的磁鐵礦或其含鈦量的多寡; 詳如參考文獻 2 之 Fig. 1)、粒徑的分析 (詳如參考文獻 3 之 Fig. 4), 顯示在不同岩芯深度其磁性礦物的含量、成分及粒徑雖有差異但變動不大, 因此可以進行古地磁場相對強度的研究 (所謂相對強度是指沉積物之間所呈現的強度相對變化)。由於沉積物磁感率 (magnetic susceptibility) 的大小值可以反映磁性礦物含量的多寡 (詳如參考文獻 2 之 Fig. 2a), 因此可以用它來做為標準化的參數, 以建立古磁場的相對強度 (亦即將某一特定退磁階段後的原生殘磁強度, 如 J3 或 J4 擇其一, 除以該樣本的磁感率值; 詳如參考文獻 3 之 Fig. 5)。經由此所建立的古磁場的相對強度若能與其他地區所建立的古磁場的相對強度做比對, 則更能驗證其可信度 (詳如參考文獻 3 之 Fig. 8)。

註 4: 80 萬年以來全球代表性的磁場強度

過去 80 萬年以來全球地磁場強度的變化以及過去 400 萬年以來的地磁場強度與磁極倒轉的紀錄分別詳如參考文獻 4 及 5。由於地質定年的精準度逐步提升, 地磁極性時間表 (Geomagnetic Polarity Time Scale, GPTS) 自 1960 年代建立以來即不斷修訂與校準, 並往更久遠的地球歷史尋求可靠的古地磁紀錄, 最新的資料可上網查詢, 如 Geomagnetic Polarity Time Scale 2012 或 2020。