

基本館藏

6879

普通地球物理探勘

上 册

蘇聯 勒·夫·蘇洛金等著



38;8

燃料工業出版社

35611
5/4038;8
TIKI

35611
5/4038;8

普通地球物理探勘

上 册

蘇聯 勒·夫·蘇洛金 布·依·馬克辛 莫夫 葉·恩·卡連諾夫 合著
勒·阿·列賓金 阿·恩·費道連柯 斯·格·科馬洛夫

石油管理總局編譯室譯 北京石油工業學校校

★蘇聯石油工業部教育局批准作為中等石油技術學校教材★

燃料工業出版社



467-33
4438

6879

目 錄

序言..... I

第一篇 重力探勘

第一章 重力探勘的物理原理 7

 第一節 重力..... 7

 第二節 重力位。水平面；大地水準面..... 9

 第三節 標準重力的公式；重力異常..... 11

 第四節 重力位的二次微分..... 14

第二章 觀察振擺儀以測定重力 16

 第一節 重力探勘中測量的精確度..... 16

 第二節 重力的絕對測定..... 17

 第三節 重力的相對測定..... 19

 第四節 作相對重力測定的振擺儀..... 21

 第五節 用以測定振擺週期的光學計數器..... 27

 第六節 振擺擺動週期觀察值的校正..... 33

 第七節 振擺儀的安置和用它來觀測的過程..... 40

第三章 用重力儀相對地測定重力 47

 第一節 關於重力儀的一般論說..... 47

 第二節 莫洛金斯基式重力儀..... 51

 第三節 諾卡爾特石英重力儀..... 58

第四章 重力位二次微分的測定 62

 第一節 扭稱基本方程式..... 62

 第二節 扭稱構造..... 65

 第三節 扭稱觀測及觀測結果的整理..... 73

第五章 重力觀測值和重力位觀測值的校正 79

 第一節 重力觀測值的校正..... 79

 第二節 關於地區地形對扭稱示數影響的校正..... 84

 第三節 重力異常與重力位二次微分異常..... 86

第六章	進行重力探勘及其解釋的基本知識	92
第一節	應用的條件及重力探勘的各種型式	92
第二節	重力探勘結果的解釋	97
第三節	在油田探勘及調查中重力探勘的應用	100

第二篇 磁力探勘

第一章	磁力探勘的物理原理	1
第一節	磁性物體相互作用的定律	1
第二節	磁鐵的磁場	1
第三節	磁鐵的相互作用	1
第四節	岩石的磁性	1
第二章	地磁場及其測量	1
第一節	地磁場	1
第二節	正常的和異常的地磁場	1
第三節	地磁場的梯度	1
第四節	磁力的變化	1
第三章	磁力儀的測量原理與應用	1
第一節	磁力儀原理	1
第二節	垂直磁力儀	1
第三節	水平磁力儀原理及其構造	1
第四節	磁力儀野外工作準備	1
第五節	測量的進行	1
第六節	磁測數據的整理	1
第四章	磁力探勘的實例	1
第一節	磁力探勘的種類	1
第二節	磁力探勘的實例	14
第三節	航空磁力測量	14

序 言

近幾年來，新的探礦法，即所謂地球物理探勘法，得到了飛速的發展。這種新探礦法與純地質探勘方法間的區別如下。在作地質探勘時，地質家們首先從探坑或探井中取出岩石樣品。對這些樣品進行化學的、礦物學的以及其他的分析之後，地質家就可以根據分析的結果判斷該區的地質構造。

在地球物理探勘法中，首先要研究由地下岩石所引起的某些物理現象，然後根據這些物理現象來判斷地質構造並發現礦體。所有岩石都有各個不同的物理性質，我們可以根據這些物理性質——密度，彈性，導電率等——把它們互相區分開來。因此，如果在某區地面上測出了重力的分佈，我們就可以根據這分佈的情形來估計引起重力改變的物質的分佈情形及其密度、形狀和大小。這種探勘法，就稱為重力探勘。在調查區內各點上研究磁場強度，就可以發現具有特別磁性的礦體。這就是磁法探勘。在上述的兩種方法中，都是研究地下岩石所直接引起的一些物理現象。還有其他的地球物理探勘法。在這些方法中，是用人工得到一些岩石的物理現象的反應，由於這些現象隨着地質構造的不同而不同，就可以由研究這些現象着手來判斷地質構造，比如說，用爆炸方法使地層中發生彈性波，研究了這彈性波的傳播情形就可以確有把握地判斷地殼上層的構造，這就是所謂的地震探勘法。在應用電測法時，把電流由兩個電極通入地層，研究了電流分佈規律以及電流在調查區各點上分佈情形之後，也同樣可以推測調查區內的地質構造。

如果礦物儲藏的條件不同，地球物理探勘的用法也不同。在一種情況下，利用它就可以直接發現某種礦藏（例如在探勘磁鐵礦時）；在另外一種情況下，利用這種方法所發現的不是礦藏，而僅僅是能儲存礦物的地質構造。在探勘油田或氣田時，情形就是如此。

必須指出：僅應用一種地球物理探勘法是不能解決所有問題的。

僅僅根據地球物理探勘法作出的結論，還是不夠肯定的，因為某些物理現象常可為不同的假設所解釋，因此，為了得到最肯定的判斷，還必須注意關於調查區地質構造的地質判斷。

如果在一個地區中應用幾種地球物理探勘法，那是最好的了，根據這種綜合的研究，可以得出關於油田的較完全的資料。

用來研究油井的所謂地下地球物理方法，也同樣得到了廣泛的應用。用這種方法研究井內的某些物理現象，藉此確定井的剖面，在這剖面上找出含油岩層，並測定該層的厚度及成層深度。由於利用了這種方法，在鑽井時就大大地減少了取岩樣的麻煩。因此鑽井進行得就更加迅速了，同時也更加經濟了。

以上這些地球物理探勘法，我們以後再詳細敘述。現在我們首先簡短地談一下地球物理在蘇聯的發展歷史。

在地球物理探勘法中，以其發生的時間來說，磁法探勘（簡稱磁測）是最早的一個。這方法是在探勘磁性強的鐵礦時發明的。遠在17世紀時，就發明了探索礦床的磁鐵儀器——地質羅盤。羅盤的磁針支持在一個非常尖的尖端上，可以水平地和垂直地擺動。

在俄羅斯，最初是在庫爾斯克異常區（1896年）及烏拉爾（1899—1902年）區利用了磁法探勘鐵礦。由於彼得堡礦業學院的В. И. 巴烏曼教授用吉別爾格-達連拿（Тибберг-Талена）磁力儀研究出了新的磁測法，在1914年磁測法得到了很大的發展。

十月革命後，磁法探勘在蘇聯得到特別廣泛的應用，差不多蘇聯所有的大鐵礦產地都用磁法探勘調查過。根據探勘的結果，更準確地估計了礦產地的儲量，這樣，由於探勘的結果，發現很多最大的礦產地——如克里佛依、洛格、庫爾斯克異常區、高里半島、烏拉爾、西伯利亞、遠東等——的實際儲量都遠超過過去的估計量。

由於製出了高度準確的磁力儀（或稱磁稱），也由於研究出了磁力圖的地質解釋方法，我們就能夠用磁法探勘來調查弱磁力異常區，來探索磁性弱的礦物及岩石，來研究某區的地質構造。

1924年И. М. 巴胡里教授在蘇聯依列茲岩鹽地區第一次應用了磁稱，後來又進一步在褐鐵礦、錳、鐵礬石及有色金屬如鋁、鉻、錫、

鉛等礦產區利用了它。

在石油地質學方面應用磁法探勘是在這個時期才開始的。1926年在阿塞拜疆庫林附近低地由 A. M. 薩伯洛夫斯基領導的國立石油工業研究所在這方面進行過第一次的調查。這些調查確定了高度精確的磁法探勘在石油構造地質學中的應用。從這時起配合着蘇聯發展石油的五年計劃，就開始在石油地質方面有計劃地利用了磁法探勘。

把磁法探勘應用到石油工業上的最初幾年裏，它只用在阿塞拜疆地區，可是後來幾乎蘇聯所有的石油區都順利地應用了它。

在第二次世界大戰年代裏，蘇聯曾研究過航空磁測法。

雖然在 19 世紀上半期在俄羅斯就進行過重力的測定，但在 19 世紀內却始終沒有作過重力探勘。

1916—1917 年 П. К. 施傑爾別爾格爲了解釋莫斯科區的重力異常，曾進行過重力調查。這次調查可認爲是重力探勘的開端。十月革命後，根據列寧的提議，就立即在庫爾斯克磁力異常區內開始了地球物理工作，這些工作是用磁法和重力法同時進行。工作獲得了寶貴的成績：這成績不僅在於它推動了磁法和重力法的更廣泛的應用，而且也在於它還推動了其他地球物理方法的發展。

在以後的幾年內，重力探勘的應用擴大了。在 1925 年已在其他三個地區，即在伊里茨卡雅薩西達附近的鹽田，在下塔吉爾附近的白金礦，在多索爾的恩巴油田，在這三個地區應用了重力探勘。在 1926 年又在阿普賽龍半島開始了工作。

應用重力探勘的範圍一年比一年增加了；除上述地區外，又在其他油田區，鐵礦區，煤礦區等礦區進行過重力探勘。觀測是在各種條件下，往往是在極艱苦的條件下進行的。這些觀測提供了豐富的材料，藉以擬定觀測方法；例如，在 $+50^{\circ}\text{C}$ 以上的溫度下（中亞細亞，達格斯坦），在 -40°C 的溫度下（別求拉，北極區）或在幾小時內溫度改變 20 度和 20 度以上的情形下都作過觀測；在森林中，在沙漠裏，在沼澤中，在深達 1 公尺的雪裏，在山地裏，在凍土地帶等都進行過觀測。由於重力探勘的飛速發展，就不得不解決緊跟的一系列問題，例如，培養重力工作幹部的問題，準備所需儀器的問題，研究觀

測方法的問題，利用所得資料的問題，以及其他諸問題。

所有這些問題都已順利地得到了解決。

在1932年曾頒佈了蘇聯重力測量基本工作程序的特別決議，現在這個重力測量已經完成了。

重力探勘是探勘油田和氣田最常用的地球物理方法之一。它可以判斷由最新地層覆蓋的及難以直接研究的地區的地質構造，它可以區別出主要構造的方向，有時在良好的條件下，也可以找出個別巨大的含油構造。

電法探勘或電測是基於研究岩石電的性質來確定岩石在地下儲集的條件，早在19世紀初它就開始了。

當電測法尚未出現以前，地殼內電流的存在就引起了俄羅斯科學家的注意。

在十月革命後地質委員會調查組在實驗室及有利的條件下開始研究電法探勘。1924年在阿爾泰山的里傑洛夫斯基（哈薩克斯坦）金屬礦產地及別露烏索夫斯基礦山曾做過電測工作的第一次實驗。使用電流來探索礦床的試驗證明了這一新的地球物理探勘法的重要性。在蘇聯的烏拉爾山及其他地區此法的應用立刻廣泛地傳播起來。在那幾年內研究了最有用的交流電法，如等電位線法，強度法及感應法等。

在列寧格勒（1924年）成立的實用地球物理研究所，除了研究交流電法外，同時還研究利用自然電流的方法，這些工作在蘇聯打下了發展直流電法的基礎。

1929—1930年間在格羅茲內油田作了直流電法的試驗，從此直流電法就開始用於石油工業。

與地面地質調查及其他地球物理探勘方法相關聯的電法探勘工作促成了許多油氣田開發的工作。

地震探勘法或地震探勘是根據天然地震的科學——地震學——而產生的。

很早以前人類曾遭受過地震的災害，但直到19世紀後半期人類才知道，地震會引起地殼內的彈性波，並且學會了在距震源很遠的地方發現彈性波。

在 20 世紀初開始時，根據地震的觀察材料研究地球構造。地球內部核心的發現是地震學的功績。B. B. 格林欽院士在發展地震學方面會起過很大作用。

由於地震學在研究地球構造方面會獲得某些成就，結果就有人想到利用人工產生的（用爆炸法產生的）小地震來研究地殼上層構造並探索礦藏。

主要的地震探勘法（反射波法）在各國都曾提出過。俄羅斯發明家 B. C. 佛優茨基在 1923 年曾提出過這種方法。以後，俄羅斯科學家研究了此法完整的理論，並且在多方面都比外國調查者的工作更為先進。

1939 年後第二種地震法（折射波法）由於 Г. A. 噶姆布什切夫及其最知己的同事的工作得到了巨大的發展。

蘇聯格羅茲內石油托辣斯在 1928 年首次用地震法探勘油田。

在蘇聯大多數石油省內，地震法是對油田進行詳查的當前最有效的方法。利用這種方法來研究地台區域的基層表面、鹽體及水化作用沉積岩的表面，以及各種沉積岩的各種構造形狀。

由於此法在技術上的改良，在各種地理條件下：在草原地區，在沙漠地區，在森林繁茂地區及沼澤地區都能應用它。

在阿普賽龍半島布佐夫娜村附近所發現的豐富的油田是屬於地震探勘的巨大成就之列。在位於裏海北岸的最豐富的油田區——南恩巴區——用地震探勘法特別有效。在恩巴區用地震探勘有時比地質調查來得快，並且根據地震探勘材料馬上就可以打井，往往根據地震探勘的材料所打的第一口井就能立刻生產大量的石油。地下地球物理（井中的地球物理方法）在蘇聯發生於 1929 年，起初僅僅利用電測，亦即在井內測量電阻率。藉研究形成剖面的岩石的物理性質來探測井的地質剖面的方法通稱為測井法。從 1933 年起就開始測量井斜以及井的其他研究。

1935 年蘇聯的全部石油事業中應用了地下地球物理的電測及其他方法。就在這時精通了製造儀器、設備及專門器材的方法；確立了工作方法及地質上解說電測結果的基本原理。

各種科學機關及地質探勘托辣斯都參加了發展和應用地球物理探勘的工作：在這簡短的序言中不僅指出每個機關所做的工作是困難的，就連列舉這些機關的名字也是困難的。因此我們只簡單地提一下那些過去及現在一直在為石油工業作地球物理工作的機關。

1925年根據С. И. 米洛諾夫的提議，石油地質探勘研究所的工作人員在恩巴區進行了重力探勘，這可以說是這些工作的開端。1926年根據А. Д. 阿爾漢蓋爾斯基的提議，國立石油工業調查所的工作人員在阿普賽龍半島上進行了重力探勘與磁力探勘。後來在個別含油地區：如阿塞拜疆、恩巴、格羅茲內等含油區，地質探勘托辣斯都與日俱增地採用了各種地球物理方法。

同時國立石油工業研究所工作人員的、原來不大的一個工作組（А. И. 薩包洛夫斯基及Л. В. 索洛金及其他等）也擴大了它們工作的範圍。1932年這個工作組轉入石油地質探勘研究所，並在莫斯科成立了一個地球物理局。1934年，這個工作組與地質探勘托辣斯的許多其他工作者聯合在一起已組成了一個全聯盟獨立的地球物理探勘監督處，這個監督處在1938年改組為國立地球物理聯盟托辣斯。石油工業的地球物理工作就由這個托辣斯來承擔。現在按其設備及工作規模來看，國立地球物理聯盟托辣斯^①是蘇聯全部石油工業地球物理工作部門的一個最大的中心，它在聯盟各地區都設有分局、實用地球物理科學研究所及地球物理儀器工廠。

^① 在出版本書時，國立地球物理聯盟托辣斯改組為石油工業部地球物理及地球化學探勘總管理局。

第一篇 重力探勘

第一章 重力探勘的物理原理

第一節 重 力

重力探勘(Гравиметрическая 或 Гравитационная разведка) (通常簡稱為重力法) 的名稱是來自重力學(Гравиметрия) 一字, [重力學] 是一門有關測定重力(即所有物體引向地球之力) 的科學。

重力是作用於地球上各個物體之兩種力的合力: (1) 按牛頓定律地球全部質量對於某物體所生之引力, (2) 由於地球自轉而生之離心力。

圖 1 中 OZ 線表示地球的轉動軸, 而 O 點則表示地球的質量中心, P 點的子午線平面(即通過地球轉動軸與地上 P 點的平面) 與地表面的交線以 APZ 線表示之。

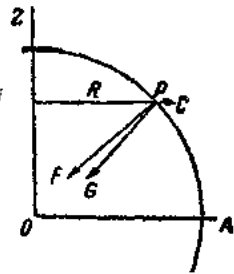


圖 1

位於 P 點的某一質量(m) 由於地球全部質量所生之牛頓萬有引力, 在圖 1 中以 PF 線表示。這個力的方向大致是朝着地球的質量中心 O 點, 質量由於地球旋轉所受之離心力以 PC 線段表示之; 這正如我們從力學中所知道的一樣, 離心力是指向以 R 為半徑之圓周的旋轉軸(質量 m 也正是沿此圓周而運動), 合力 PG (即上述二分力的幾何總和) 即 P 點的重力。我們要注意, 離心力的 PC 較之引力 PF 要小——不超過它的 $1/300$ 。

如質量 m 沿地球表面移動, 引力及離心力都改變了, 因此它們的總和——重力也改變了。現在讓我們研究一下改變這些力的原因。我們從力學中知道, 假如沿圓周運動的物體的質量 m , 其圓周的半徑 R , 以及地球旋轉的角速度 ω (即地球在 1 秒鐘內所旋轉的角度) 是已知的, 這樣離心力就可以計算出來。那也就是說離心力等於這些數值的乘積—— $mR\omega$ 。假設質點 m 沿子午線移動, 例如向南移動, 那

末半徑 R 就增加了，因此其乘積 $mR\omega$ 也增加了；如果物體向北移動，那末半徑 R 以及離心力就減小。假如物體 m 向東或向西平移，那末半徑 R 不變，同時離心力亦不改變。因為我們能很精確的知道半徑 R 以及地球旋轉的角速度 ω ，所以就可以求出離心力的數值。

現在讓我們研究一下地球對於質量 m 所生之牛頓萬有引力。按照牛頓定律，質量為 m_1 及 m_2 的兩點，其相互距離為 r ，則其引力 F ，以公式表示則為：

$$F = f \frac{m_1 m_2}{r^2},$$

式中 f ——為一常數，稱作萬有引力常數，為了決定某一整體（例如地球）的質量對於質量 m 所生之引力，就必須按照這一公式算出地球每一小部分質量 dm 對質點所生之引力，然後再求出所有這些引力的總和。假若這個地球形狀以及在其中質量的分佈是已知的，那就可以做出這個計算來，同時也可得到全地球質量對於 m 點所生之引力。藉助於這種計算就可斷定，由均勻的球體或均勻同心層所組成的球體所生之引力 F 可以按此公式（和上述的公式相像）求出，亦即

$$F = f \frac{mM}{r^2}, \quad (1)$$

式中 M ——為球體全部質量，而 r 為 m 與球心的距離，而且力 F 是指向球心。

大家都知道，地球的形狀，近似於球體，大致是由近乎均勻的同心層所組成的，假如所要求的只是引力的近似值（大約至 1%），那末計算球體所引起之引力的公式(1)也能適用於地球。倘要得出較精確的數值，則公式(1)就不適用了。同時我們既不能精確地知道地球的形狀，又不能精確地知道其中質量的分佈，因之我們也就不能精確地計算引力，我們僅能斷言，由於下面兩種原因，在地球表面上的引力應該是不等的：第一，地球不是球體，而是扁球體，從兩極向赤道移動，引力就應該減小；第二，在地表上那些近於較緻密且重的岩石的地點上引力應當較大。

因為離心力的數值可以很精確的求出，故所求出之精確的重力可

用之於兩種目的：(1)用於決定地球的形狀——這是大地測量學所研究的問題(大地測量學是研究地球形狀和大小的科學)，(2)用於決定地球內部的(尤其是地殼表面)質量分佈，這正是重力探勘的任務。

正如任何其他力一樣，在CGS制中測定重力的單位是達因，達因就是在其作用的1秒鐘內給予1克質量以增加1公分的加速度之力。我們可以測量該力給1克質量的加速度以替代該力的測量，而蓋是加速度的單位(1秒鐘內加速1公分)(蓋 *Гал* 這個字是 Галилей 蓋利略^① 這個字的第一音節)。重力探測很少用蓋作單位，而用蓋的千分之一——釐(簡寫為 *млн*)。 g 是重力加速度通用的符號，假如 P (見圖1)的質量為一單位(1克)，那末以達因表示的重力與以蓋表示的重力加速度二者的數值是相等的，以後的敘述中，在不致引起誤解的情況下，為求簡便起見，我們用重力來代替重力加速度這一全名。

必須注意，在公式(1)中，引力常數 f 的數值是由試驗而決定的：在CGS制中，它的數值等於 66.7×10^{-9} 。

第二節 重力位。水平面；大地水準面

在其中發生某種物理現象的空間，稱之為引起該種現象之力的場，或簡稱為物理場，例如在接近磁鐵的空間內就發現使磁針發生一定偏轉的磁力；這個空間稱為磁場。假若我們僅按牛頓定律研究地球對於各種物體所產生之引力，那末圍繞着地球的空間就可以稱為牛頓萬有引力場；假若我們研究重力的分佈，那末這個空間就稱為萬有引力的場或重力場。

在研究各種不同的物理場之性質時，引用位或位函數這一特殊概念是極有用處的，引用這種概念原先是為了便於數學上的計算，但是，正如以後所表明的，它本身是有着獨立的物理意義的。

我們來研究一下，按照牛頓定律質量相互作用所生之引力的場。

^① Галилео 蓋利略——(1564—1642年)意大利學者，發現落體定律，以及最初測量重力加速度。

假設我們在某點 O 有一質點（例如為質量 m 的均勻小球）；我們將此 O 點當作座標點。位於 A 點的 1 克質量，其座標為 (x, y, z) ，則此質量被質量 m 吸引，其力之大小為 $f = \frac{m}{r^2}$ ，其中 $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$ ，同時方向是指向 O 點，在我們所研究的情況中，式 $\frac{m}{r}$ 就是位或位函數 V ：

$$V = \frac{m}{r}.$$

很顯然在此等式中，位是 x, y, z 變數的函數，亦即 A 點座標的函數。

爲了說明位 (V) 的物理意義，我們要計算當點 A 沿着至 O 的方向移動距離 Δr 時位的改變 (ΔV)，得

$$\Delta V = \frac{m}{r - \Delta r} - \frac{m}{r} = \frac{m \cdot \Delta r}{r(r - \Delta r)}.$$

如果位移 Δr 較之 r 小，我們就可以在分母中將其省略，於是得到

$$\Delta V = -\frac{m \Delta r}{r^2}.$$

Δr 較 r 愈小，則此式愈精確。現在我們回憶在力學中關於功之定義即當 F 的作用點位移某一距離 s 時，所作之功 (P) 等於

$$P = F \cdot s \cdot \cos(\angle s, F),$$

這裏，符號 $(\angle s, F)$ 表示力與其位移兩個方向間之夾角。我們來計算作用於 A 點（其位移爲 Δr ）的引力所作之功 P ，可得出

$$P = -\frac{m}{r^2} \Delta r,$$

那也就是說，功 P 等於位函數的增量 ΔV ，這就是位函數的物理意義。

重力同樣也具有位函數的方程式，它以 W 表示之，表示 W 的算式很複雜，因爲要求出位函數 (W) 就必須計算地球各個質量 dm 所引起的引力位之總和，同時除此之外，還須加上離心力的位。

引用位函數給我們許多方便之處，在下面我們要指出重力位函數 (W) 的一些性質。

W (正如從其定義中所看出的) 是 x, y, z 的函數，假若其數值等於常數 C ，亦即前述等式 $W(x, y, z) = C$ ，於是從解析幾何中就可以得出表示某一個面 (稱作等位面) 的方程式，因為在這面上的每一小部分，都是垂直於該點引力的方向。因為我們可以給常數 C 以任意的數值，所以這種面是無數個的，但是我們也可以選擇 C 的數值，使得這個面與地球的海洋面相垂合；在這種情況下，這個面就稱之為大地水準面，同時我們把這個面就當做地球的真實形狀。

重力位 W 的第二個性質如下。 W 是座標 x, y, z 的函數；因此可以得出 W 對 x, y, z 的微分^①，亦即 $\frac{\partial W}{\partial x}$ ， $\frac{\partial W}{\partial y}$ 以及 $\frac{\partial W}{\partial z}$ ，這是根據數學中所說明的規則而求出的。這裏找出，位 W 的微分等於重力加速度 g 在相對應之 x, y, z 軸上的投影，亦即

$$\frac{\partial W}{\partial x} = g \cos(g, x); \quad \frac{\partial W}{\partial y} = g \cos(g, y); \quad \frac{\partial W}{\partial z} = g \cos(g, z), \quad (2)$$

式中符號 (g, x) 表示重力的方向與 x 軸間的夾角。

第三節 標準重力的公式；重力異常

儘管我們既不能精確地知道地球的形狀，又不知道其中質量的分佈，但重力位理論的發展，使我們有可能得到了一個雖然是近似的，

① 在數學中，函數 $f(x)$ 的微分 $\frac{df}{dx}$ 是以函數的增量部分除以變數的增量部分所得之商，也就是當 Δx 無限減小時 $\frac{f(x+\Delta x) - f(x)}{\Delta x} = \frac{df}{dx}$ 。假若函數含有幾個變數，那末就可求出對各個變數的微分，在這種情況下就應用 $\frac{\partial f}{\partial x}$ ， $\frac{\partial f}{\partial y}$ 等符號。如果微分 $\frac{\partial f}{\partial x}$ 仍是函數，那末還可求出對它的微分或者是對原函數 $f(x)$ 的二次微分。二次微分以符號 $\frac{\partial^2 f}{\partial x^2}$ ，或者在函數含有數個變數時則以 $\frac{\partial^2 f}{\partial x^2}$ ，或 $\frac{\partial^2 f}{\partial y^2}$ 等符號表之。

但是對於計算大地水準面上的（也就是海平面上的）重力數值來說，是足夠精確的理論公式，此公式如下：

$$g = g_e [1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi + \beta_2 \cos^2 \varphi \cos 2(\lambda - \lambda_0)]. \quad (3)$$

式中 g ——在大地水準面上某點之重力數值，該點的地理座標為 φ 及 λ (φ 是地理緯度， λ 為經度)；

g_e ——赤道上某點之重力；

λ_0 ——該點的經度；

β, β_1, β_2 ——與地球的形狀及其中質量分佈有關之某些數值。

為了在實際中應用此公式就必須知道 $g_e, \beta, \beta_1, \beta_2$ 及 λ_0 的數值，而它們可以從重力觀察中得到，為此在地面上五個點進行重力測定從理論上說就足夠用了。

我們以 g_1 表示在第一點所求得之重力數值，而其地理上的座標（這也是必須知道的）以 φ_1 及 λ_1 表示之，將這些數值 $g_1, \varphi_1, \lambda_1$ 代入 (3) 式，我們就得出方程式：

$$g_1 = g_e [1 + \beta \sin^2 \varphi_1 - \beta_1 \sin^2 2\varphi_1 + \beta_2 \cos^2 \varphi_1 \cos 2(\lambda_1 - \lambda_0)]. \quad (4)$$

第二點 $g_2, \varphi_2, \lambda_2$ 的相對應的數值，和第三點 $g_3, \varphi_3, \lambda_3$ 的相對應數值等，能夠給出四個形式類似的方程式。如此我們就得到含有五個未知數 $g_e, \beta, \beta_1, \beta_2, \lambda_0$ 的五個聯立方程式，這些未知數的數值可從解此聯立方程式中得出。雖然在理論上五個已得出的重力數值對於求出 (3) 式中的五個未知係數已足夠了，但是在實際上這還是不夠的。要知道位於我們附近的地殼結構內不均勻部分，很可能對任意選取的那五個值 (g_1, g_2 等) 有很大影響；譬如說在觀察的地點下可以發現較地殼平均密度為大或小的質量，要得出對整個地球全部最適合的 (3) 式係數值，那末就不僅要利用五個任意取得的重力測定值，而要盡可能的利用一切所有的測定。因為從每一個重力的測定中都可以得出一個形式如 (4) 式的方程式，而現在，重力的測定是成千成萬的，所以也可以得到成千類似的方程式。這些聯立方程式的共同的解答是按照一種特別的、所謂最小二乘方的方法得出的，同時是要花很大功夫才能算出來的。

在綜合這些形式如 (4) 式的方程式時，還必須考慮到 (3) 式所