

地球物理勘探原理

(重力、测井、放射性、地震)

赣州地质学校 合编
长春地质学校

地质出版社

中等专业学校试用教材

地球物理勘探原理

(重力、测井、放射性、地震)

赣州地质学校
长春地质学校 合编

地质出版社

地球物理勘探原理
(重力、测井、放射性、地震)

赣州地质学校 合编
长春地质学校

·限国内发行·

*

地质部教育司教材室编辑
地质出版社出版
(北京西四)

地质印刷厂印刷
(北京安德路47号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本: $850 \times 1168 \frac{1}{32}$ 印张: $8 \frac{1}{2}$ 插页 2 字数: 178,000

1980年7月北京第一版·1980年7月北京第一次印刷

印数1—5,840册·定价1.40元

统一书号: 15038·教70

前 言

随着现代科学技术的发展,近年来,地球物理勘探方法不断革新,应用范围日益扩大,找矿效果也显著提高。这就要求物探人员不仅能从事某一单项技术工作,而应具有较宽的知识面。因此,新的教学计划里规定中等地质学校物探专业的学员除必须掌握磁法勘探和电法勘探的基本生产技能以外,应对其他物探方法以及在各种类型金属矿床上物探方法的综合应用,有所了解。本教材由长春地校编写第一章和第五章,赣州地校编写其余三章,由赣州地质学校戴荣铨同志负责统编。最终由南京地校俞翔翱复审及编辑加工。

本书是着眼于金属矿勘探的。考虑到近年来在金属矿床的普查过程中,普遍运用了高精度重力测量。最近又提出开展区域重力测量以圈定成矿远景区。所以,我们把重力勘探作为本书的重点,叙述得比较详细,占的篇幅也比较多,学员在学完这一章以后,基本上能掌握重力勘探的一套野外观测方法和室内资料整理技术,并能对工作成果进行一般的解释推断。放射性勘探方面,只介绍了野外常用的伽玛测量。地震勘探是物探方法中发展最快的一门技术,但在金属矿上地震勘探仍处于试验研究阶段,所以本书只概括地介绍了它的基本原理、生产过程和主要图件。井中物探工作的种类和名称繁多,本书只介绍了与金属矿有关的几种方法;其他从略。最后用实例的形式介绍了物探方法在金属矿、非金属矿以及地质填图方面的应用。至于在石油、煤田、水文和工程地质方面的物探成果实例,可参阅有关资料,未列入本书之内。

由于条件限制,在编写过程中,我们未能广泛收集、查阅、引用国内外的最新文献资料。因此,这本教材还说不上反映了物

探科学的现代先进水平。另外，手搞虽然几次修改，书中仍难免有遗漏错误之处，尚希读者多方指正。

赣州地质学校

长春地质学校

目 录

第一章 重力勘探	1
第一节 基本原理.....	1
第二节 重力仪.....	13
第三节 野外工作方法.....	33
第四节 观测结果的整理.....	40
第五节 观测结果的各项外部改正.....	49
第六节 重力异常数据的加工处理.....	61
第七节 重力异常的推断解释.....	77
第八节 岩石密度的测定.....	114
第二章 放射性勘探	121
第一节 基础知识.....	121
第二节 辐射仪.....	129
第三节 工作方法.....	136
第四节 应用实例.....	141
第三章 地震勘探	145
第一节 基本原理.....	145
第二节 地震地质基础.....	156
第三节 地震仪和野外工作.....	158
第四节 资料的整理和解释.....	164
第四章 井中地球物理勘探	178
第一节 井中磁法勘探.....	178
第二节 井中电法勘探.....	193
第三节 井中放射性勘探.....	214
第五章 物探方法的综合应用	219
第一节 金属矿床上物探方法的应用.....	219
第二节 非金属矿床上物探方法的应用.....	249
第三节 地质填图中物探方法的应用.....	255

第一章 重力勘探

重力勘探是地球物理勘探方法之一。它是通过测量地表重力场随空间的变化来研究地质构造和进行找矿勘探的。由于组成地壳的岩（矿）石的密度不均匀，经过构造运动和成矿作用，使地壳中的某些部分质量增多，另一些部分质量减少，从而引起地表重力场的相应变化，形成重力异常。重力勘探的主要任务就是发现异常并阐明异常与地质矿产之间关系。

第一节 基本原理

一、地球的重力场

重力作用所引起的现象是人们日常生活中接触到的最普遍的现象之一。例如：树叶下落，物体有重量等等。这是因为在地球附近的空间内，一切物体都受到一个近似于向地心力的作用，这个力就是重力。有重力作用的空间称为重力场。在重力场中物体所受的重力，可用下式表示：

$$\vec{P} = m \vec{g} \quad (1.1)$$

式中 m —— 物体的质量

$\vec{g}$ —— 重力加速度

重力 $\vec{P}$ 和重力加速度 $\vec{g}$ 都是向量，它们的方向总是与铅垂线的方向一致。

在重力勘探中所测量的是单位质量所受的重力，称为重力场强度。从 (1.1) 式可以看出，重力场强度与重力加速度，在数值和量纲上都是一致的，即

$$\vec{g} = \frac{\vec{P}}{m} \quad (1.2)$$

在重力勘探中，人们常把重力场强度（重力加速度）简称为重力（以下均用此简称）。

在厘米、克、秒制中，重力的量纲是厘米/秒²。重力的单位是：

$$1 \text{ 伽} = 1 \text{ 厘米/秒}^2$$

$$1 \text{ 毫伽} = 10^{-3} \text{ 伽}$$

$$1 \text{ 微伽} = 10^{-6} \text{ 伽}$$

重力勘探中常用单位是毫伽（mgl），在金属矿重力勘探中也常用微伽。

地球是一个具有一定质量，两极距离略短的旋转椭球体。在其表面和附近空间随着地球一起转动的所有物体都要同时受两种力的作用。即：

（一）引力 主要是地球的引力，其他天体对地面物体的引力影响很小，一般可忽略不计。

根据万有引力定律，相距为 ρ ，质量分别为 m_1 和 m_2 的两个质点，其相互之间的引力可用下式表示：

$$F = f \frac{m_1 m_2}{\rho} \quad (1.3)$$

式中 f 为万有引力常数。在 C. G. S 制中，

$$f = 6.67 \times 10^{-8} \text{ 厘米}^3 / \text{克} \cdot \text{秒}^2$$

力的方向沿着两质点的连线向内。

地球可以看作由无数质点组成的，它们对地面某一单位质量质点的引力的合力，就是地球对这点的引力 F 。如果地球的形状、大小和质量分布已知，引力是可以计算出来的。

（二）离心力 由于地球自转所产生的惯性离心力。地面上单位质量所受的离心力的大小可用下式求出：

$$C = \omega^2 r$$

式中 ω 是地球自转角速度。 r 是物体与自转轴的距离。力的方向沿着 r 向外。

重力就是整个地球产生的引力与地球自转所产生的离心力的

合力。可表以下式：

$$\vec{P} = \vec{F} + \vec{C} \quad (1.4)$$

式中： $\vec{F}$ ——地球全部质量对某点单位质量所产生的引力，称为引力场强度。

$\vec{C}$ ——地球自转对单位质量所产生的离心力，称为离心力场强度。

$\vec{P}$ ——重力。

$\vec{P}$ 、 $\vec{F}$ 、 $\vec{C}$ 在空间的分布如图 1—1 所示。

图中椭圆为通过测点的子午圈，NS 为地球自转轴， $\vec{F}$ 大致指向地心，但不一定通过地心， $\vec{C}$ 与 NS 垂直，方向向外。

重力 $\vec{g}$ 在地球表面上的分布情况大致是：在赤道处最小，约 978 伽，两极处最大，约 983 伽，平均 980 伽，离心力在赤道处最大，向两极逐渐减小为零，它的最大值只有

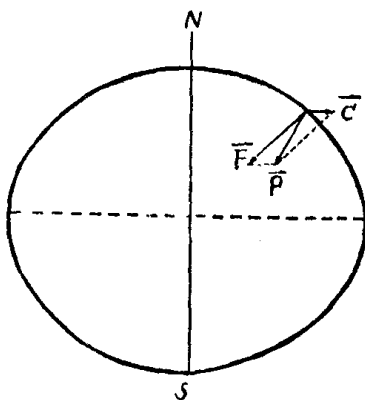


图 1—1 重力 $\vec{P}$ 与引力 $\vec{F}$ ，离心力 $\vec{C}$ 的关系

3.37 伽，约等于平均重力值的 $\frac{1}{300}$ 左右，因而重力 $\vec{P}$ 的大小和方向主要取决于引力 $\vec{F}$ 的大小和方向。因此，地球引力的变化是引起重力变化的主要因素。

同一地点，不同时间，重力值也有变化，其变化数值很小，在重力勘探中一般不予考虑。

二、重力位与大地水准面

从山下爬到山顶，要作功，山越高，所作功就越多，这是因为山顶和山脚两点的重力位不相等。在水面上划船，只要克服水的阻力，船就可以轻快的前进，这是因为水面上的重力位相等。

假定在重力场中将单位质量移动一小段距离 ΔS , 该处重力沿移动方向的分量为 g_s , 则所作的功就等于重力位的改变量:

$$\Delta W = g_s \Delta S$$

当移动距离为无限小时, 上式变为:

$$dW = g_s dS \quad (1.5)$$

移项

$$\frac{dW}{dS} = g_s$$

由于 W 不单纯是距离 S 的函数, 故上式应写成:

$$\frac{\partial W}{\partial S} = g_s \quad (1.6)$$

我们把函数 W 定义为重力位 (或重力位函数), 因此, 重力位是一个空间函数, 它沿任一方向的偏导数就是重力在该方向的分量。

可以对座标 x 、 y 、 z 求重力位的一次、二次、三次偏导数。例如:

$$\left. \begin{aligned} W_x &= \frac{\partial W}{\partial x} = g(x) \\ \dots\dots\dots \\ W_{xz} &= \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = \frac{\partial}{\partial x} g(z) = \frac{\partial}{\partial z} g(x) \\ \dots\dots\dots \\ W_{zzz} &= \frac{\partial^3 W}{\partial z^3} = \frac{\partial}{\partial z^2} g(z) = \frac{\partial}{\partial z} W_{zz} \end{aligned} \right\} \quad (1.7)$$

重力位函数的一次导数, 目前能够直接测定的只有 $W_z = g(z)$ 或两点间差值 $\Delta g(z)$ 。(这里和下面取铅垂方向作为 z 轴方向)。

重力位函数的二次导数的物理意义, 是表示重力场强度在某一座标方向的分量在某一座标方向的变化率。例如 $W_{xz} = \frac{\partial}{\partial x} g(z) = \frac{\partial}{\partial z} g(x)$ 表示重力场强度在 z 方向的分量在 x 方向的

变化率或重力场强度在 x 方向的分量在 z 方向的变化率。

重力位函数的二次导数，在直角坐标系中有六个，即 W_{xx} , W_{yy} , W_{xy} , W_{xz} , W_{yz} , W_{zz} ，目前能够直接测定的只有 W_{xz} , W_{yz} 和 $(W_{yy} - W_{xx}) = W_{\Delta}$ 。由于测量它们的仪器——扭秤的工作效率低，在当前重力测量精度较高的情况下，在实际工作中，观测二次导数的工作已很少，但为了解释工作的需要，经常利用重力测量结果换算二次导数 W_{xz} , W_{yz} 和 W_{zz} （换算方法后文详述）。其中 W_{xz} 和 W_{yz} 称为重力场的水平梯度， W_{zz} 称为重力场的垂直梯度。

重力位函数的二次导数，在厘米、克、秒单位制中，其量纲是 $1/\text{秒}^2$ ，取它的 10^{-9} 为一个单位，并定名为“厄缶”或“艾维”，常用符号“E”表示。

$$1/\text{秒}^2 \times 10^{-9} = 1\text{E} \quad (1.8)$$

一个“厄缶”的大小等于重力场强度在一个厘米的距离内变化 10^{-6} 毫伽。

重力位函数的三次导数的数量更多，目前还没有仪器测定它，但是，其中的 $\frac{\partial^3 W}{\partial z^3} = W_{zzz}$ 在重力异常的处理中是经常用到的。 W_{zzz} 可以根据重力异常换算（换算方法后文详述）得到。

在厘米、克、秒、单位制中，三次导数的量纲是 $1/\text{厘米} \cdot \text{秒}^2$ ，取它的 10^{-12} 或 10^{-15} 为单位，通常写成：

$$W_{zzz} = g_{zz} = n \times 10^{-12} (\text{或 } 10^{-15}) \text{ C. G. S} \quad (1.9)$$

这个单位的大小等于在一厘米的距离内重力场的垂直梯度变化了 10^{-3} (E) 或 10^{-6} (E)。

从上述讨论不难看出：重力位函数的三次导数 W_{zzz} 是重力场的垂直梯度在垂直方向的变化率。

各点的重力位不一定相等。如果我们把重力位相等的各点连结起来，就构成一个封闭曲面，这个曲面称为重力等位面。重力等位面的一个重要特性，就是在这个面上任意点重力的方向都与这个面的法线方向一致。即重力等位面处处与铅垂线相垂直。因

此，重力等位面也称水准面或水平面。重力等位面有无限多个，其中与静止的海洋面重合的，叫作大地水准面。

地球的自然表面的形状较复杂，但它的大部分（70%以上）被海水所覆盖，因此，我们以静止的海洋面延伸到各大陆之下所形成的封闭曲面——大地水准面作为地球的基本形状。

公式（1.6）也可以写成如下形式：

$$\frac{\partial W}{\partial S} = g \cos \theta \quad (1.10)$$

式中 S 为任意方向， θ 为重力 g 与 S 方向之间的夹角。

下面我们讨论两个特殊情况：

1. 当位移的方向与重力场的方向垂直时，即当

$$\cos \theta = \cos \frac{\pi}{2} = 0 \text{ 时，则}$$

$$\frac{\partial W}{\partial S} = 0 \quad (1.11)$$

上式表明：沿垂直重力场方向移动物体时不需要作功，这个方向就是沿着等位面的方向。

2. 当位移的方向与重力场的方向一致时，即当

$$\cos \theta = \cos 0^\circ = 1 \text{ 时，则}$$

$$\frac{\partial W}{\partial S} = g \quad (1.12)$$

这里的 s 方向恰是等位面的内法线 n 的方向，故（1.12）式可写成：

$$\frac{\partial W}{\partial n} = g \quad (1.13)$$

这个式子说明：重力等位面上各点的重力值，等于等位面在该点沿内法线方向的梯度，即重力位沿重力场方向的变化率等于重力 g 。

为了说明这个问题，把（1.13）式写成有限量，即：

$$\frac{\Delta W}{\Delta n} = g \text{ 或者 } \Delta W = \Delta n \cdot g \quad (1.14)$$

其中 ΔW 为两相邻等位面上重力位的差值，是一个常数，而 g 为等位面上各点的重力值， Δn 为两等位面间的垂直距离。由于等位面上各点的重力值不一定相等，所以，两等位面间的距离也不一定相等，即是说两相邻等位面不一定平行。这个问题正像同一地形等高线上各点地形的坡度不一定相同，两条等高线之间的距离也不一定相等是一样的。

另一方面，由于等位面上各点的重力值 g 是一个有限量，所以，两相邻等位面间的距离 Δn 也是有限的，即 Δn 永远不等于零，或者说两相邻等位面永远不会相交。

三、正常重力公式

前边讲过，大地水准面的形状可以作为地球的基本形状，它近似一个两极略短的旋转椭球体。从理想地球出发，假定地球内部密度分布是均匀的或者呈同心层状分布的（每一层内密度分布也是均匀的），则可根据地球的形状、大小、质量及自转角速度和各点的座标位置等，导出地面各点重力值的数学表达式、称为正常重力公式。

根据近几年人造地球卫星测定结果，1971年第十五届国际大地测量学会和地理物理学学会通过决议，采用的有关地球形状的参数及重力数据如下：

地球的赤道半径 $a = 6378.160$ 公里；

地球的极半径 $c = 6356.755$ 公里；

地球的扁率 $e = 1/298.15$ ；

地球赤道重力值 $g_e = 978.0318$ 伽；

地球两极重力值 $g_p = 983.2177$ 伽；

地球自转角速度 $\omega = 7.2921 \times 10^{-5}$ 弧度/秒；

赤道处离心力与重力之比 $m = \omega^2 a / g_e = 3.46776 \times 10^{-3} = 1/288.371$ ；

正常重力公式：

$$g_0 = 978.0318(1 + 0.0053024\sin^2\varphi - 0.0000059\sin^2 2\varphi) \text{ 伽} \quad (1.15)$$

式中 φ 为计算点的地理纬度

由(1.15)式求得不同纬度正常重力值如表1—1:

表1—1

ϕ°	g_0	ϕ°	g_0	ϕ°	g_0	ϕ°	g_0
0	978.0318	25	978.9547	50	981.0694	75	972.8689
5	978.0710	30	979.3240	55	981.5085	80	983.0607
10	978.1874	35	979.7328	60	981.9169	85	983.1781
15	978.3777	40	980.1689	65	982.2881	90	983.2177
20	978.6361	45	980.6190	70	982.6087		

四、实测重力值的组成因素和重力异常

正常重力公式是把地球理想化之后导出的,而地球的真实情况和理想情况是有很大差别的。因而,它只反映了大地水准面上重力场随纬度变化的正常分布规律。所以,用正常重力公式计算出来的各点的重力值,一般的不等于地球自然表面上的实测值,这是因为地球的自然表面并不像理想地球那样光滑,而且有山有谷,起伏不平,且地球内部岩石密度的分布并不像理想地球那样均匀、规律。

下面我们从地球的真实情况出发,讨论地球自然表面上实测重力值的组成因素。

图1—2中S为地球的自然表面,A为S面上的一个重力观测点,Q为大地水准面, Q_A 为通过测点A的水准面, A' 为A在Q面上的投影,其高为h,K为S面下的一个矿体,B为地球内部某一密度界面, $\sigma, \sigma_1, \dots, \sigma_k$ 分别为各岩层及矿体的密度。

把测量座标的原点定在A点,z轴与A点等位面垂直,x、y轴与A点等位面相切,则在这个坐标系中,重力在x、y、z三个方向上的分量为:

$$g(z) = g \quad (1.16)$$

$$g(x) = g(y) = 0 \quad (1.17)$$

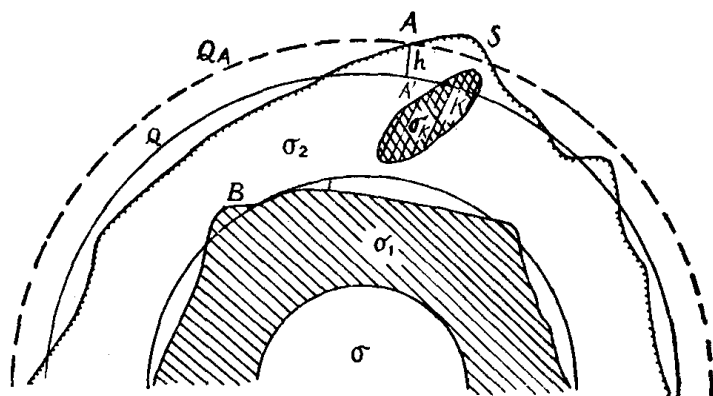


图 1—2 影响地面重力值的各种因素

下面根据图 1—2 具体分析 A 点实测重力值的组成因素：

(一) 不考虑地球的理想情况与真实情况的差别，只认为把测点从大地水准面的 A' 点提高到另一水准面的 A 点，则 A 点的实测重力值应该等于 A' 点的正常重力值加上一项高度的影响，用 $\Delta g_{\star}$ 表示。

(二) 正常重力公式的导出，是假定大地水准面以上没有物质，但实际上是有物质存在的，这些物质对 A 点的实测重力值显然是会产生影响的，为了便于计算，假定 Q 与 Q_A 之间完全充满着密度为 σ_2 的物质，将它补充成为一个无限大的中间的物质层，则它对 A 点的重力观测值的影响，称为中间层影响，用 $g_{\#}$ 表示。

(三) 在讨论中间层影响时，是假定 Q 与 Q_A 之间完全充满着密度为 σ_2 的物质，显然 Q_A 面以上的物质未考虑，造成考虑不足；同时 Q 与 Q_A 之间并未完全充满物质，造成考虑过剩，这两部分的影响取决于 A 点周围地形的起伏，地形起伏不大时，这两部分的影响都很小，可不考虑，但当地形起伏较大时就不能忽略。因此，这两部分的影响与测点周围的地形起伏有关，故称为

地形影响, 用 $g_{地}$ 表示。

(四) 矿体的影响。假定矿体与围岩的密度不同, 其密度差为 $\Delta\sigma = \sigma_k - \sigma_2$, 矿体的体积为 V , 这样在矿体所在部位就形成了剩余物质, 它的剩余质量为 $\Delta m = \Delta\sigma \cdot V$, 这个剩余质量对A点的重力观测结果所产生的影响, 和局部地质因素的变化有着密切关系, 通常称为局部重力异常, 用 $\Delta g_{局}$ 表示。

(五) 理想地球是假定组成地壳的岩层呈同心层状分布, 实际上并不是这样, 不同密度的分界面是起伏不平的, 这种起伏不平的密度界面也必然影响A点的实测重力值。但是这种来自地壳深部密度界面的影响与局部地质因素变化的影响有着显著的差别, 它的梯度小, 分布范围广, 具有区域性, 称为区域异常, 用 $\Delta g_{区}$ 表示。

对于重力勘探来讲, 我们所需要的, 对我们有用的是与局部地质因素有关的局部重力异常 $\Delta g_{局}$, 但是在通常情况下, 局部重力异常 $\Delta g_{局}$ 总是叠加在变化较稳定的, 由地壳深部密度界面所引起的区域重力异常 $\Delta g_{区}$ 的背景之上, 因此, 我们用 Δg 表示这两种异常之和, 称之为重力异常, 即

$$\Delta g = \Delta g_{局} + \Delta g_{区} \quad (1.18)$$

综上所述, 地面上实测重力值的组成因素应该包括:

$$g = g_0 + g_{高} + g_{中} + g_{地} + \Delta g \quad (1.19)$$

五、获得重力异常的方法和条件

重力勘探的中心任务, 就是研究重力异常与地质因素的关系, 可是, 怎样才能迅速而准确地获得重力异常呢? 下面我们就讨论这个问题。

测量重力异常的方法有两种:

(一) 直接测定 g ——绝对重力测量

根据(1.19)式, 如能准确地测得 g , 算出 g_0 , 求出 $g_{高}$ 、 $g_{中}$ 、 $g_{地}$, 就很容易求得 Δg 。

$$\Delta g = g - g_0 - g_{高} - g_{中} - g_{地} \quad (1.20)$$

直接测量 g 的原理是观测单摆在重力场中的摆动周期。根据

摆动周期 T ，摆长 L 和重力场 g 的关系求出 g 值。

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}}$$

$$g = \frac{4\pi^2 L}{T^2} \quad (1.21)$$

这种方法称为绝对重力测量，它的工作效率低，精度差，重力勘探工作中不使用这种方法。

(二) 观测各测点相对于某基准点的重力差——相对重力测量。

图 1—3 中 S 为地形剖面， K 为 S 面以下的一个矿体，矿体与围岩的密度差为 $\Delta\sigma$ 。为了获得这个剖面上 A 点的重力异常，可以在远离矿体的某处选择一个基准点 G ，作为重力测量的基点，按照 (1.19) 式， G 点和 A 点的实测重力值应分别为：

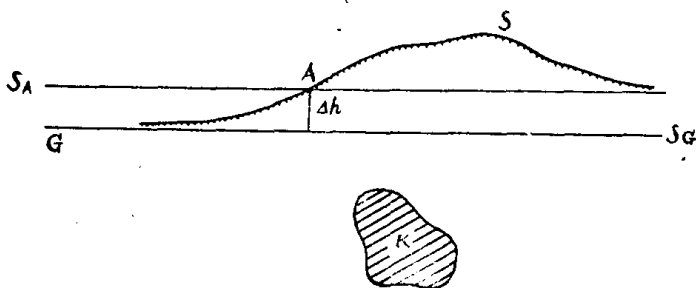


图 1—3 相对重力测量

$$g_G = g_{0G} + g_{高G} + g_{中G} + g_{地G} + \Delta g_G \quad (1.22)$$

$$g_A = g_{0A} + g_{高A} + g_{中A} + g_{地A} + \Delta g_A \quad (1.23)$$

将上二式相减得 A 、 G 两点的重力差：

$$\begin{aligned} g_A - g_G = & (g_{0A} - g_{0G}) + (g_{高A} - g_{高G}) + (g_{中A} - g_{中G}) \\ & + (g_{地A} - g_{地G}) + (\Delta g_A - \Delta g_G) \end{aligned} \quad (1.24)$$

因为基点 G 选在远离矿体的平坦地区，所以 $g_{地G}$ 和 Δg_G 都等于零。故