

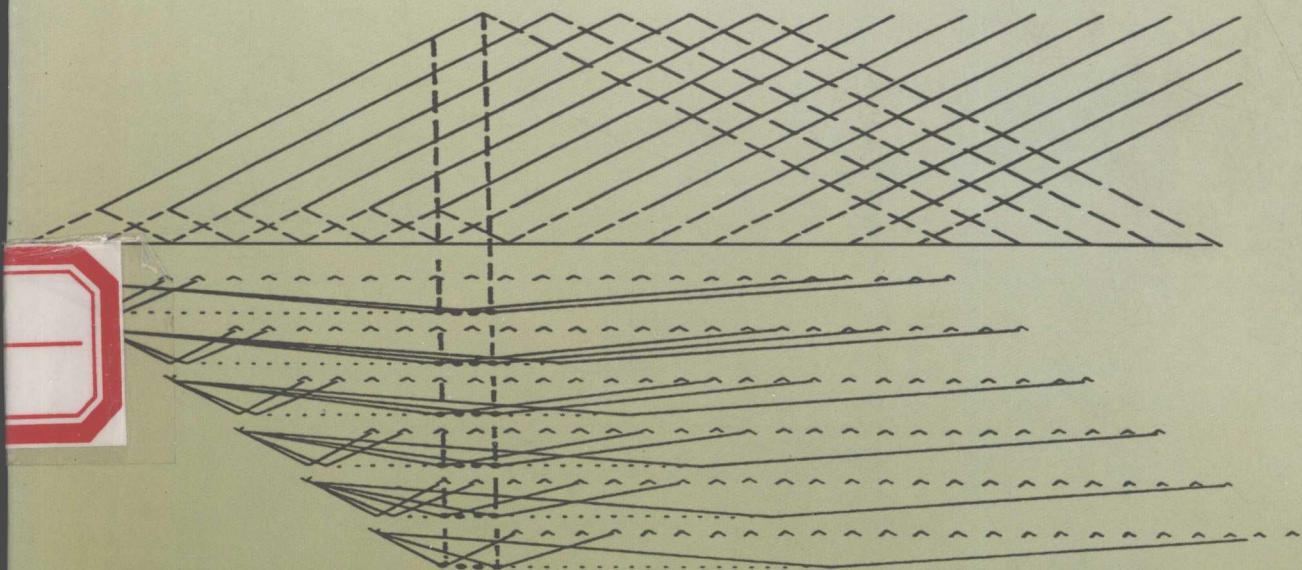
● 中国地质大学“211工程”建设重点资助
地球物理勘探系列课教材

应用地球物理

数据采集与处理

刘天佑 主编

中国地质大学出版社



中国地质大学“211 工程”建设重点资助“地球物理勘察系列课”教材

应用地球物理数据采集与处理

刘天佑 主编

中国地质大学出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

应用地球物理数据采集与处理/刘天佑主编. —武汉: 中国地质大学出版社, 2004. 6
ISBN 7-5625-1901-3

I. 应…

II. 刘…

III. 数据采集-处理-应用地球物理

IV. P631

应用地球物理数据采集与处理

刘天佑 主编

责任编辑: 刘先洲

技术编辑: 阮一飞

责任校对: 胡义珍

出版发行: 中国地质大学出版社 (武汉市洪山区鲁磨路 388 号)

邮编: 430074

电话: (027) 87482760

传真: 87481537

E-mail: cbb@cug.edu.cn

开本: 787 毫米 × 1092 毫米 1/16

字数: 520 千字 印张: 20.25

版次: 2004 年 6 月第 1 版

印次: 2004 年 6 月第 1 次印刷

印刷: 中国地质大学出版社印刷厂

印数: 1—1000 册

ISBN 7-5625-1901-3/P · 622

定价: 35.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

序 言

“应用地球物理系列课”是地球物理学专业和应用地球物理专业的主干专业课程,也是新调整后的地矿类工科本科的主要专业基础课之一。

自20世纪50年代初到90年代末,我国的应用地球物理专业课程的课程体系基本上与原苏联类似,专业课程主要按重力、磁法、电法、地震和测井(简称重、磁、电、震、测)五门课分别讲授,学科和专业分得较细,教学内容较窄。结果培养的科研人员越来越专,这对促进科技快速纵向发展起到了积极作用,但不利于学科交叉和学科综合的发展。另外,重、磁、电、震、测五门课程内容之间也存在着某些重复。随着科学技术的发展,专业课的教学内容也需进一步更新。

随着我国由计划经济逐渐向市场经济过渡,国内应用地球物理专业为适应市场经济的需要,都在积极地进行拓宽专业、加强基础和增强适应性的教学改革和研究。长期以来,我们应用地球物理专业的教员为了适应国民经济发展的需要,坚持教学改革,在不同的历史时期,进行了教学思想、内容和方法的改革,课程结构有所变化,教学内容有所更新。这些改革促进了师资队伍的建设,为深入教学改革打下了基础。经过广泛地调研和充分地讨论,我们认为以系列课的建设来优化地球物理专业课程体系和教学内容是比较好的,并以教学立项促进教材建设,以张胜业为负责人的“应用地球物理系列课程建设”教学研究项目已列入1997年湖北省教委的研究项目和我校重点教学改革研究项目。

所谓系列课程的建设,是指为了向学生传授某一方面相对完整的知识或比较全面训练学生某一方面的能力,而把教学内容密切相关、相互之间有必然联系的若干门课程组织在一起,从总体上确定每一门课程的教学目标、教学内容和教学方法。

应用地球物理系列课建设的指导思想是:①系统地向学生传授应用地球物理的基础知识,使学生知识面较宽、专业基础扎实、适应性较强;②优化课程体系和教学内容,避免不必要的重复,提高学生的学习效率,减轻学生的学习负担;③加强综合和交叉,发挥学生潜能、特长和创造性思维。

应用地球物理专业系列的系列课程建设可分为纵向和横向两种。这套教材为纵向的系列课,建立纵向系列课的目的,就是将重、磁、电、震、测五门课中带有基础和共性的内容有机地结合在一起,避免不必要的重复,加强基础、综合和交叉,提高学生的学习效率,拓宽学生的专业知识面,使学生能系统地掌握应用地球物理的专业基础知识,具有一定综合解决实际问题的能力。

纵向系列课的课程设置,按应用地球物理学原理(100学时)、应用地球物理数据采集与处理(80学时)、地球物理反演基本理论与应用方法(40学时)和地球物理方法的综合应用

与解释(50学时),从纵向上分为四门专业系列课程,建立一套面向21世纪的新的专业课程体系。

四本系列课教材的编写工作分工如下:

《应用地球物理学原理》

张胜业主编

《应用地球物理数据采集与处理》

刘天佑主编

《地球物理反演基本理论与应用方法》

姚 姚主编

《地球物理方法的综合应用与解释》

李大心主编

《应用地球物理数据采集与处理》共分六章,第一章由刘天佑教授编写,第二、三、四章由刘天佑、罗孝宽教授编写,第五章由万乐副教授编写,第六章由张玉芬教授、顾汉明教授编写,全书最后由刘天佑教授审定。

本教材得到了中国地质大学(武汉)校领导、教务处的的大力支持,由地球物理系组织编写;绘图室魏国鹏、彭泥泥、文丽丽等同志参加了绘图工作,在此一并表示谢意。

由于这套教材是第一次按新的课程体系编写,受条件、时间和水平的限制,在新的教材里难免会有不妥或错误的地方,随时欢迎读者批评指正。

编 者

2003年12月

目 录

第一章 总论	1
§ 1.1 地球物理勘查仪器的基本要求与特点	1
§ 1.2 误差理论与地球物理数据采集的原则	1
一、误差理论概述	1
二、地球物理数据采集的一般原则	3
§ 1.3 观测数据的圆滑、插值与网格化	3
一、观测数据的圆滑	3
二、平面异常的平滑法	5
三、观测数据的插值	7
四、观测数据的网格化	8
§ 1.4 地球物理信号数字处理	14
一、傅氏级数与离散频谱	14
二、傅氏积分与连续频谱	15
三、频谱的基本性质	15
四、傅氏积分与傅氏级数的关系	16
五、抽样定理	16
六、滤波与褶积	17
七、离散信号的 Z 变换	17
八、希尔伯特变换	18
九、一维频率滤波	18
十、相关分析	20
十一、最小平方滤波	20
十二、提高位场离散傅里叶变换精度的方法	21
§ 1.5 非线性科学的数学方法在地球物理数据处理中的应用	21
一、非平衡态、耗散结构与混沌动力学	21
二、人工神经网络方法	23
三、分形几何	25
四、小波分析	26
第二章 重磁勘查的仪器及野外工作方法	28
§ 2.1 重力仪	28
一、绝对重力测量仪器	28
二、相对重力测量仪器概述	30
三、地面重力仪	33
四、其他重力仪	37
§ 2.2 磁力仪	39

一、概述	39
二、质子磁力仪	40
三、光泵磁力仪、磁通门磁力仪与超导磁力仪	43
四、无定向磁力仪	47
§ 2.3 重磁勘查的野外工作方法	48
一、地质任务的确定	48
二、比例尺与测网	50
三、重磁测量精度的确定	50
四、野外施工方法概述	52
五、重磁观测结果的计算整理及图示	57
§ 2.4 岩(矿)石磁性参数的测定与统计整理	58
一、岩(矿)石标本的采集	58
二、磁性测定方法	58
三、磁性参数统计整理及图示	61
思考题与习题	63
第三章 空间域重磁异常的处理与转换	65
§ 3.1 区域重力异常与局部重力异常的划分	66
一、图解法	66
二、平均场法	66
三、趋势分析法	69
§ 3.2 重磁异常的解析延拓	72
一、向上延拓	72
二、向下延拓	75
§ 3.3 磁异常的分量换算	76
§ 3.4 重磁异常的导数换算	78
一、简单导数异常物理意义	78
二、 V_{xz} 的换算	81
§ 3.5 三度异常换为二度异常的方法	89
思考题与习题	89
第四章 频率域重磁异常的处理与转换	90
§ 4.1 频率域的延拓公式及泊松公式	90
一、频率域的延拓公式	90
二、频率域的泊松公式	91
三、重磁异常频谱的基本规律	94
§ 4.2 频率域重磁异常转换	95
一、空间换算	96
二、导数换算	96
三、各分量之间的换算	96
四、不同磁化方向之间的换算	97
五、频率域磁场换算的一个通式	100

881	六、换算的过程	101
071	七、几种换算的滤波作用	105
170	八、二度频率域重磁位场转换	106
070	§ 4.3 维纳滤波与匹配滤波	110
171	一、最小均方差滤波器与维纳滤波器	110
171	二、分离深源场与浅源场的维纳滤波器与匹配滤波器	111
881	三、实现步骤	112
881	四、方法应用效果	112
881	§ 4.4 宽度幅值特征滤波、低通带通正则化滤波	113
881	一、自相关函数及其频谱	113
881	二、高斯型自相关函数	114
081	三、构制宽度幅值特征滤波器	114
001	四、低通带通正则化滤波	116
001	§ 4.5 重磁异常的对应分析	117
101	§ 4.6 重力异常归一化总梯度法	118
881	一、方法的原理	119
008	二、归一化总梯度的计算	120
101	三、理论模型与实例	121
718	§ 4.7 重磁数据处理的发展趋势	124
088	一、低纬度化极	124
888	二、变倾角化极	125
888	三、重磁资料的曲化平	125
888	四、重磁弱信号识别与提取	126
888	五、希尔伯特变换增强弱信号	132
188	思考题与习题	134
101	第五章 电法勘查的数据采集与处理	135
888	§ 5.1 电法勘查的数据采集特点	135
110	一、电法勘查方法数据采集的多样性	135
818	二、电法勘查方法数据采集的复杂性	136
818	三、电法勘查方法数据采集的艰难性	136
018	§ 5.2 电法勘查方法的野外仪器装备	137
018	一、电法勘查仪器装备的特点	137
888	二、电法勘查仪器装备的组成	137
888	三、电法勘查仪器装备的发展	139
788	四、部分仪器介绍	140
888	§ 5.3 电法勘查方法的野外工作方法技术	154
888	一、电法勘查方法的野外工作设计	155
008	二、电法勘查方法的野外工作方法技术	160
008	三、观测结果的质检评价	167
878	§ 5.4 电法勘查方法的资料整理	168

101	一、资料的验收	168
102	二、数据校正	170
103	三、图件绘制	170
104	§ 5.5 电法勘查方法的资料处理	170
105	一、电法勘查资料的处理	170
106	二、电法勘查资料中的影响因素及校正	171
107	§ 5.6 电磁法数据的采集与处理	182
108	一、大地电磁仪器	182
109	二、野外工作方法和技术	182
110	三、大地电磁数据的采集与处理	183
111	四、大地电磁资料的解释	186
112	思考题与习题	189
113	第六章 地震勘探数据采集和处理	190
114	§ 6.1 地震勘探数据的野外采集技术及工作方法	190
115	一、地震勘探的测线布置及试验性工作	190
116	二、地震勘探的野外观测系统	192
117	三、地震波的激发	200
118	四、地震勘探的野外数据采集系统——地震仪器简介	204
119	五、地震信息的接收	217
120	六、地震波速度的野外测定	230
121	§ 6.2 地震反射资料的数字处理概述和处理流程	232
122	一、地震反射资料的数字处理概述	232
123	二、二维反射纵波多次覆盖资料的处理流程	232
124	§ 6.3 水平叠加处理	233
125	一、预处理	234
126	二、动校正	235
127	三、静校正	238
128	四、叠加和水平叠加时间剖面	240
129	五、修饰性处理	242
130	§ 6.4 地震反射资料的数字滤波和反滤波	245
131	一、数字滤波和滤波器的基本概念	246
132	二、一维频率滤波	249
133	三、数字滤波的特殊性	252
134	四、二维视速度滤波	255
135	五、反滤波的基本概念	257
136	六、反滤波因子的求取	258
137	七、地震资料数字处理中的反滤波	259
138	§ 6.5 速度分析	269
139	一、速度谱	269
140	二、速度扫描	273

三、叠加速度的物理定义·····	274
四、三维速度分析·····	274
§ 6.6 偏移归位处理·····	277
一、偏移问题的提出及偏移归位处理的概念·····	277
二、二维叠加偏移归位处理方法·····	279
三、三维偏移归位处理·····	288
§ 6.7 二维地震反射资料解释·····	291
一、地震反射信息及其解释方法种类·····	291
二、地震剖面与地质剖面的关系·····	292
三、地震反射时间剖面的对比·····	293
四、时间剖面上的特殊波·····	295
五、时间剖面的地质解释·····	298
六、深度剖面、构造图、等厚图的绘制·····	301
七、构造图的绘制方法和步骤·····	302
§ 6.8 三维地震反射资料的解释·····	306
一、三维地震反射资料的显示·····	306
二、三维地震反射资料的解释·····	307
§ 6.9 折射波资料的解释·····	309
一、折射波的识别与对比·····	309
二、折射资料的初步整理·····	309
三、折射界面上覆层的速度的求取·····	310
四、 t_0 差数时距曲线法绘制折射界面·····	311
思考题与习题·····	313
参考文献·····	315

第一章 总论

§ 1.1 地球物理勘查仪器的基本要求与特点

众所周知,在野外进行地球物理勘查要求所使用的仪器重量轻、体积小、坚固耐用,要能防潮、防晒、不怕震动,无论在寒冷的极地或是在炎热的赤道地区都能正常工作。同时,还要求仪器有多种功能,即能同时测量多种参数,例如,不仅能测重力值、磁场值,而且还能测定它们的梯度;不仅能用来做电阻率法,也能用来做激发极化法、交流电法等。我国是一个多山国家,在固体矿产资源勘查中迫切需要有轻便多功能的地球物理仪器;同时,我国又是一个幅员辽阔的国家,海洋及西部的沙漠戈壁石油资源有待于勘探与开发,城市与环境物探方兴未艾,也迫切需要功能强、精度高,运用现代物理、电子与计算机技术的地球物理仪器装备。

为了反映地球物理仪器的技术性能,人们常用灵敏度、精密度、准确度、稳定性、测程范围等各种技术参数来描述它们。

灵敏度 指仪器反映地球物理场参数,如强度等最小变化的能力(敏感程度)。有时也称分辨率。对于用数码显示器读取地球物理场参数的仪器,在其读数装置上估读的最小可辨别的变化,称为显示灵敏度(或读数能力),如质子磁力仪 $1\text{nT}/\text{字}$, $0.1\text{nT}/\text{字}$ 等。由于仪器有一个噪声水平问题,因此灵敏度与显示灵敏度在概念上是有区别的。

精密度 它是衡量仪器重复性的指示,系指仪器自身测定地球物理场的各种参数所能达到的最小可靠值。由一组测定值与平均值的平均偏差表示。在仪器说明书中,称为自身重复精度。

准确度 系指仪器测定真值的能力,即与真值相比的总误差。

§ 1.2 误差理论与地球物理数据采集的原则

一、误差理论概述

1. 测量的极限误差

由概率积分可知,随机误差正态分布曲线下的全部面积相当于全部误差出现的概率,即

$$\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\frac{\delta^2}{2\sigma^2}} d\delta = 1$$

而随机误差在 $-\delta$ 至 $+\delta$ 范围内的概率为

$$P(\pm\delta) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\delta}^{+\delta} e^{-\frac{\delta^2}{2\sigma^2}} d\delta = \frac{2}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_0^{\delta} e^{-\frac{\delta^2}{2\sigma^2}} d\delta$$

引入新变量 t , 即 $t = \frac{\delta}{\sigma}, \delta = t\sigma$

经变换,上式成为

$$P(\pm \delta) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^t e^{-\frac{t^2}{2}} dt = 2\phi(t)$$

$$\phi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^t e^{-\frac{t^2}{2}} dt$$

函数 $\phi(t)$ 称为概率积分,不同 t 的 $\phi(t)$ 值可由有关文献资料查出。

当某随机误差在 $\pm t\sigma$ 范围内出现的概率为 $2\phi(t)$, 则超出的概率为

$$\alpha = 1 - 2\phi(t)$$

表 1-1 给出几个典型的 t 值及相应的超出或不超过 $|\delta|$ 的概率。

表 1-1 正态分布典型 t 值与 $|\delta|$ 概率关系表

t	$ \delta = t\sigma$	不超出 $ \delta $ 的概率 $2\phi(t)$	超过 $ \delta $ 的概率 $1 - 2\phi(t)$	测量次数 n	超出 $ \delta $ 的测量 次数 n_0
0.67	0.67σ	0.497 2	0.502 8	2	1
1	1σ	0.682 6	0.317 4	3	1
2	2σ	0.954 4	0.045 6	22	1
3	3σ	0.997 3	0.002 7	370	1
4	4σ	0.999	0.000 1	15 626	1

由表 1-1 可以看出,当 $t=2$ 时,在 22 次测量中,只有 1 次的误差绝对值超出 2σ 范围;而当 $t=3$,即 $|\delta| = 3\sigma$ 时,在 370 次测量中只有一次误差绝对值超过 3σ 范围。由于在一般测量中,测量次数很少超过几十次,因此可以认为绝对值大于 3σ 的误差是不可能出现的,通常把这个误差称为单次测量的极限误差 $\delta_{\lim x}$,即

$$\delta_{\lim x} = \pm 3\sigma$$

当 $t=3$ 时,对应的概率 $P = 99.73\%$ 。

在实际测量中,有时也可取其他的 t 值来表示单次测量的极限误差,如取 $t=2.85$, $P=99\%$; $t=2$, $P=95.44\%$; $t=1.96$, $P=95\%$ 等。因此,一般情况下测量列单次测量的极限误差可用下式表示

$$\delta_{\lim x} = \pm t\sigma$$

2. 测量列算术平均值的标准差

如果在相同条件下对同一量值作多组重复的系列测量,每一系列测量都有一个算术平均值,由于随机误差的存在,各个测量列的算术平均值也不同,它们围绕着被测量的真值有一定的分散,此分散说明了算术平均值的不可靠性,而算术平均值的标准差 σ_x 则表征同一被测量的各个独立测量列算术平均值分散性的参数,可作为算术平均值不可靠性的评定标准。

我们熟知算术平均值 $\bar{X}$ 为

$$\bar{X} = \frac{l_1 + l_2 + \cdots + l_n}{n}$$

取方差

$$D(\bar{X}) = \frac{1}{n^2} [D(l_1) + D(l_2) + \cdots + D(l_n)] = \frac{1}{n^2} \cdot n D(l)$$

因

$$D(l_1) = D(l_2) = \cdots = D(l_n) = D(l)$$

故有

$$D(\bar{X}) = \frac{1}{n^2} \cdot n D(l) = \frac{1}{n} D(l)$$

所以

$$\sigma_x^2 = \frac{\sigma^2}{n}$$
$$\sigma_x = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$

由此可知,在 n 次测量的等精度测量列中,算术平均值的标准差为单次测量标准差的 $\frac{1}{\sqrt{n}}$ 倍,当测量次数 n 愈大时,算术平均值愈接近被测量的真值,测量精度也愈高。

增加测量次数可以提高测量精度,但是测量精度是与测量次数的平方根成反比,因此要显著地提高测量精度,必须付出较大的劳动。 σ 一定时,当 $n > 10$ 以后, σ_x 已经减少得非常缓慢。此外,由于测量次数愈大时,也愈难保证测量条件的恒定,从而带来新的误差,因此,一般情况下取 $n = 10$ 以内较为适宜。总之,要提高测量精度,应采用适当精度的仪器,选取适当的测量次数。

二、地球物理数据采集的一般原则

根据以上的误差理论,我们不难得出,在地球物理测量中为了保证所采集数据的准确性和可靠性,必须注意以下的一些原则:

(1)在做地球物理勘查设计时,要根据工作任务的要求以及被探测对象可能产生的场强度(信号强度)和特征、干扰水平,合理确定观测精度。由上述可知,观测中大误差出现的可能性是很小的,一般可以认为观测误差超过 3σ 是不可能的。如在磁测中,观测精度(均方差)选择为 $\frac{1}{3}$ 最弱有意义的异常,那么即可认为获得的磁异常是可靠的。

(2)当被观测的信号太弱,增加观测次数、重复观测是提高信噪比和异常可靠程度的重要措施,如在重力基点网联测就采用重复观测的方法以提高精度,在核磁共振找水方法中采用多次重复观测,再对观测信号进行叠加就是提高核磁共振信号信噪比的有效途径。

(3)观测精度高固然好,但不适当地提高精度,会导致增加工作量,降低工作效率,在经济上造成不必要的浪费。

§ 1.3 观测数据的圆滑、插值与网格化

一、观测数据的圆滑

1. 徒手平滑法

人们依据观测剖面上的变化应具有一定的连续、渐变的规律,徒手修改平滑掉某些明显的突变点。这种做法的要求是:

- (1)平滑前后各相应点的观测值的偏差不应超过实测异常的均方误差;
- (2)尽可能使平滑前后剖面曲线所围成的面积相等,重心不变。

2. 最小二乘平滑法

尽管偶然误差会使异常曲线不光滑而成锯齿状,但并不会改变异常曲线变化的基本趋势。我们可以用一个多项式来拟合这种变化趋势。

(1)线性平滑公式。在异常剖面图上,若在一定范围内异常按照线性关系变化,则在这个范围内某一点经平滑后的异常值可用线性方程来表示

$$\bar{g}(x) = a_0 + a_1 x \quad (1-1)$$

式中的 a_0 和 a_1 为待定系数,可用最小二乘方法解出。若该点原始值为 $g(x_i)$, 它的平滑值即为 $\bar{g}(x_i)$, 则可列出

$$\delta = \sum_{i=-m}^m [a_0 + a_1 x_i - g(x_i)]^2 = \min \quad (1-2)$$

式中 δ 为偏差的平方和。利用微分求极值的方法将式(1-2)对 a_0 和 a_1 求导数,然后令其为零得

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \delta}{\partial a_0} &= 2[a_0 + a_1 x_i - g(x_i)] = 0 \\ \frac{\partial \delta}{\partial a_1} &= 2[a_0 + a_1 x_i - g(x_i)] x_i = 0 \end{aligned} \right\} \quad (1-3)$$

若 x_i 以剖面上的点距为单位,即 $\Delta x = 1$,取点的方式如图1-1所示,则式(1-3)中的 $x_i = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm m$ 。当把它们代入式(1-3)中可解出 a_0 和 a_1 , 分别为

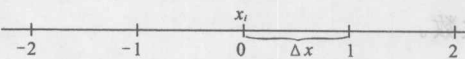


图1-1 剖面平滑时取点方式示意图

$$a_0 = \frac{\sum_{i=-m}^m g(x_i)}{2m+1}, \quad a_1 = \frac{\sum_{i=-m}^m x_i g(x_i)}{\sum_{i=-m}^m x_i^2}$$

由式(1-1)可知,当 $x = 0$ 时, $\bar{g}(0) = a_0$,即

$$\bar{g}(0) = \frac{1}{2m+1} \sum_{i=-m}^m g(x_i) \quad (1-4)$$

由此可见,按图1-1取数平滑某一点的值,实际上是在剖面上以该点为中心取奇数点的算术平均值。当 $m=1$ 时,得三点平滑公式为

$$\bar{g}(0) = \frac{1}{3} [g(-1) + g(0) + g(1)] \quad (1-5)$$

同理可得五点、七点、九点等平滑公式。

在实际工作中究竟采用几点平均最合适,这需要根据平滑的目的而定。一般说参加平均的点越多,得出的曲线越平缓。图1-2就是线性平滑效果的例子。

在图1-2中,其中曲线D是表示由低、中和高频信息即A、B、C合成的,它的形态就包含了各种周期变化的成分。图中E、F、G、H、I分别表示取2、3、5、7、9个点作平滑后的曲线。可见随着参加平均的点数增加,“高频”成分逐渐减弱,即短周期干扰逐渐消失。用七点平均时,B、C两种异常基本被平滑掉了,只保留了原来的“低频”成分A了。在九点平滑后,同样保留了低频成分,只是更平滑了。

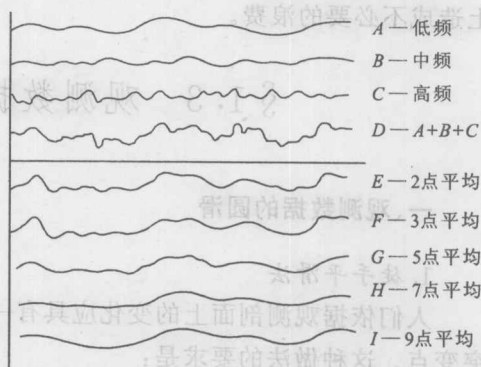


图1-2 不同点数平滑效果的对比

(2) 二次曲线平滑公式。若异常剖面曲线在一定范围内可视为二次曲线时,则在这个范围内,平滑公式可用下面的二次曲线方程来表示。即

$$\bar{g}(x_i) = a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2$$

同样可以使用最小二乘法求出上方程中的系数。即

$$\delta = \sum_{i=-m}^m [a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2 - g(x_i)]^2 = \min \quad (1-6)$$

应用导数求极值的方法,将式(1-6)分别对 a_0, a_1, a_2 求偏导数,并令其等于零,得

$$\frac{\partial \delta}{\partial a_0} = \sum_{i=-m}^m 2[a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2 - g(x_i)] = 0$$

$$\frac{\partial \delta}{\partial a_1} = \sum_{i=-m}^m 2[a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2 - g(x_i)] x_i = 0$$

$$\frac{\partial \delta}{\partial a_2} = \sum_{i=-m}^m 2[a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2 - g(x_i)] x_i^2 = 0$$

从而可由上述方程组解出 a_0 。若取 $m = 2$, 即采用五点圆滑时,当数据是等间距,点距 $\Delta x = 1$, 选取被平滑的点在坐标原点时,即取 $x_i = 0$,求得

$$\bar{g} = a_0 = \frac{1}{35} \{17g(0) + 12[g(1) + g(-1)] - 3[g(2) + g(-2)]\} \quad (1-7)$$

同理,可得七点二次平滑公式为

$$\begin{aligned} \bar{g}(0) = \frac{1}{21} \{ & 7g(0) + 6[g(1) + g(-1)] \\ & + 3[g(2) + g(-2)] + 2[g(3) + g(-3)] \} \end{aligned} \quad (1-8)$$

当然还可使用多点高次曲线。但在一些物探方法(如重力法)中,高于三次以上的曲线很少使用。图1-3给出了各次曲线平滑的例子。

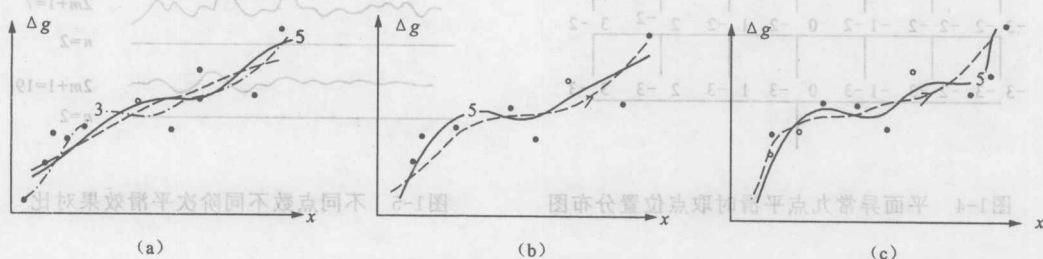


图1-3 不同点数不同阶次的平滑效果实例

其中:图1-3(a)是不同点的线性平滑;图1-3(b)是不同点数的二次平滑;图1-3(c)是三次平滑。图中的数字是平滑时的取点数。

二、平面异常的平滑法

平面异常平滑法是根据测区内某一小面积范围的已知重力异常值的变化趋势,建立一个拟合多项式,某一点的平滑值可用拟合值代替。由于拟合多项式含两个变量,所以该多项式代表了各种曲面。

1. 线性平滑公式

在异常平面图的一定范围内,若异常形态呈简单线性变化时,可对某一点 (x, y) 的异常值用下面方程来拟合表示为

$$\bar{g}(x, y) = a_0 + a_1 x + a_2 y \quad (1-9)$$

其中 a_0, a_1, a_2 为待定系数,同样利用最小二乘法来确定。

当 $x = 0, y = 0$ 时,可知 $\bar{g}(0, 0) = a_0$ 。

下面直接给出五点和九点平滑公式的结果。

(3) 五点平滑公式为

$$\bar{g}(0,0) = \frac{1}{5}[g(0,0) + g(1,0) + g(-1,0) + g(0,-1) + g(0,1)] \quad (1-10)$$

九点平滑公式为

$$\begin{aligned} \bar{g}(0,0) = \frac{1}{9}[& g(0,0) + g(2,0) + g(1,0) + g(0,1) + g(0,2) \\ & + g(-2,0) + g(-1,0) + g(0,-2) + g(0,-1)] \end{aligned} \quad (1-11)$$

其中 $g(i,j)$ 为流动坐标中 $x=i, y=j$ 点的原始异常值。线性平滑取点的分布如图1-4所示。

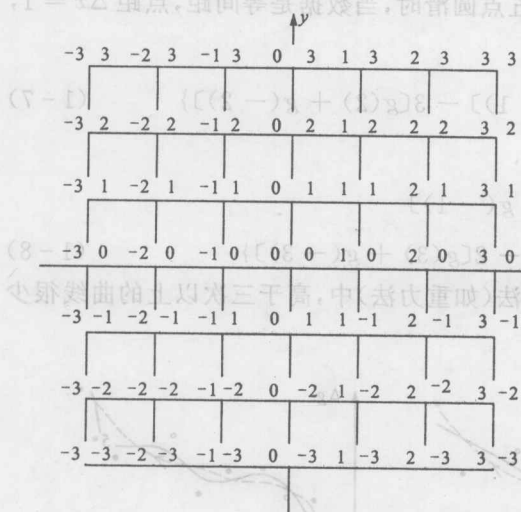


图1-4 平面异常九点平滑时取点位置分布图

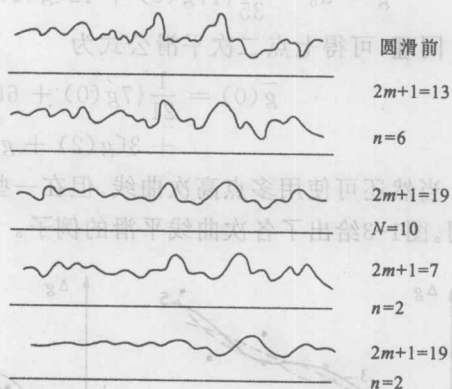


图1-5 不同点数不同阶次平滑效果对比

2. 二次曲面平滑公式

在平面图上,如果重力异常的分布在一定范围内可以用二次曲面拟合时,则平滑后的异常值 $\bar{g}(x,y)$ 可用下面方程来表示,即

$$\bar{g}(x,y) = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4xy + a_5y^2 \quad (1-12)$$

当 $x=0, y=0$ 时, a_0 值便是相应点的平滑值,即

$$\bar{g}(0,0) = a_0$$

其中 a_0 也是利用最小二乘法来确定,原理在前面已多次介绍过。下面直接给出常用的几个二次曲面平滑公式的系数。

九点二次曲面平滑

$$g(-1,-1), g(1,-1), g(1,1), g(-1,1)$$

$$g(-1,0), g(0,-1), g(1,0), g(0,1)$$

$$g(0,0)$$

二十五点二次曲面平滑

$$g(-2,-2), g(2,-2), g(2,2), g(-2,2)$$

$g(-2, -1), g(2, -1), g(2, 1), g(-2, 1)$	0.011 42
$g(-1, -2), g(1, -2), g(1, 2), g(-1, 2)$	0.040 00
$g(-2, 0), g(0, -2), g(2, 0), g(0, 2)$	0.097 14
$g(-1, -1), g(1, -1), g(1, 1), g(-1, 1)$	0.125 71
$g(-2, 0), g(0, -1), g(1, 0), g(0, 1)$	0.154 28
$g(0, 0)$	

四十九点二次曲面平滑

$g(-3, -3), g(-3, 3), g(3, -3), g(3, 3)$	-0.047 61
$g(-3, -2), g(-3, 2), g(3, -2), g(3, 2)$	-0.013 60
$g(-2, -3), g(-2, 3), g(2, -3), g(2, 3)$	0.006 80
$g(-3, -1), g(-3, 1), g(3, -1), g(3, 1)$	0.013 60
$g(-1, -3), g(-1, 3), g(1, -3), g(1, 3)$	0.020 40
$g(-3, 0), g(3, 0), g(0, -3), g(0, 3)$	0.040 81
$g(-2, -2), g(-2, 2), g(2, -2), g(2, 2)$	0.047 61
$g(-2, -1), g(-2, 1), g(2, -1), g(2, 1)$	0.061 22
$g(-1, -2), g(-1, 2), g(1, -2), g(1, 2)$	0.068 02
$g(-2, 0), g(2, 0), g(0, -2), g(0, 2)$	0.074 82
$g(-1, -1), g(-1, 1), g(1, -1), g(1, 1)$	
$g(-1, 0), g(1, 0), g(0, -1), g(0, 1)$	
$g(0, 0)$	

上述曲面平滑取点方式均见图1-4所示。

研究表明,对于不同阶次,不同点数的平滑公式,其平滑的效果有以下结论:①当点数一定,阶次越低结果越平滑;②阶次一定,点数越多结果越平滑;③不同阶次和不同点数的结合有时可能得到相似的平滑效果,见图1-5。

所以实际工作中在能达到目的前提下,尽量利用较少的点参加平滑。这样既能节省计算工作量,又可减少周围点的损失。

上面介绍的平滑法是利用有限点的异常值计算出某一点的平滑值。若想平滑一条剖面或一个平面上各点的值,可以依次在所有点上进行滑动计算而求得。

平滑就其本意是为了消除研究点的偶然误差,但本着数据处理的目的,平滑法尤其是大点距平滑的结果可以用来研究区域场形态,起到压制浅部干扰的作用。

三、观测数据的插值

野外采集的数据有时候不一定符合我们研究需要的网格距,这时就可以用加密点(跳点或跳线)的方式来获得所需要的网格,插值就是加密点线距的一种方法。此外,也有人认为利用插值方法可以划分区域异常与局部异常,其实,在实际应用中并不常见(在实践中经常会遇到局部异常与区域异常叠加的情况)。为了解释的方便,需要将局部场与区域场加以划分。插值就是划分区域场与局部场的一种方法。其实质是根据不受局部场干扰或干扰很小的测点(称为插值节点)上的场值,构造一个插值函数,然后用这个函数来计算受干扰地段的异常值,并作为那些地段的区域场值。实测值与求得的区域场值的差即为局部场值。

插值函数的种类很多,拉格朗日插值函数是比较简单的一种。拉格朗日插值函数的形式为