

地球物理学中的谱分析

〔瑞典〕M. 巴特 著

郑治真 叶正仁 译 朱传镇 校
安镇文 谷继成

地震出版社

地球物理学中的谱分析

——固体地球物理学进展 7

[瑞典] M. 巴 特 著

郑治真 叶正仁 译
安镇文 谷继茂
禾传镇 校

地 震 出 版 社

1978

Markus Båth
Seismological Institute
University of Uppsala, Sweden
**SPECTRAL ANALYSIS IN
GEOPHYSICS**
*Developments in Solid Earth
Geophysics 7*
ELSEVIER SCIENTIFIC PUBLISHING COMPANY
Amsterdam-Oxford-New York 1974

地球物理学中的谱分析

[瑞典] M. 巴 特 著

郑治真等 译

朱传镇 校

*

地质出版社 出版

北京三里河路 54 号

北京印刷三厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

*

787×1092 1/16 24 印张 600 千字
1978 年 3 月第一版 1978 年 3 月第一次印刷

统一书号: 13180·36 定价: 2.20 元

序 言

波谱分析在现今的地球物理研究中起着显著的作用。本书目的是向读者介绍谱分析的方法及其在地球物理学中的应用,其中地震学占主要部分,波谱学在地震学中的应用可能已获得很大的成功。对气象学、海洋学,重力和地磁学的应用也作出了相应的评述。贯穿全书,我们着重于叙述方法,而只是简略地述及结果,书的最后部分附以参考文献。前1—6章主要叙述有关地球物理应用的一般方法,而第7—10章则应用于特殊地球物理学领域。

本书介绍的内容是设想读者对地球物理学某些分支学科有一定程度的训练,具有相应的应用数学知识并对统计学有一定了解。虽然本书主要是针对地球物理工作者,但也适用于对频谱方法有相当水平、有兴趣和有这方面需要的读者。比如前六章一般是普遍适用的。

编著本书的目的,在于为一些有关然而目的不同的用途服务:比如,作为大学教科书为地球物理工作者使用,作为这个领域中研究工作者的引导和指南,作为在实际和应用地球物理学的几个领域里,特别是在地震工程,地球物理勘探、核爆炸的监测等方面从事工作的辅助材料,也作为一本手册。书中特别包括了直到1972年前后有关这方面的所有参考文献。在选择参考文献方面,主要包括与观测谱有关的、但仅限于那些在较大图书馆或地球物理研究所易于为读者所查阅的资料,不包括大量理论性论文,未发表的手稿和在较小范围内发行的研究所报告。本书目的不仅是向读者传授阅读这个领域里专业论文和书籍的能力,而主要的是使读者获得自己进行波谱分析的能力。换言之,在编著本书期间,一直想兼顾教育、研究和实际应用三个方面。

早在1965年前后,在我们研究所就明显地需要有关地球物理波谱学、特别是地震学中波谱学的评述。而直到稍后些时间,我们,特别是Hamid N. Al-Sadi博士才在这方向前迈进了一大步。作为他在乌普萨拉大学获得学位资格的部分成果,Sadi博士曾对地震学的波谱学作了综述。虽然完全是重复性的工作,但重要的是他对这方面的工作做了很多扩展。他的草稿对本书的编著提供了有用的帮助,至少对现阶段工作的某些部分是这样。这里,我想对Sadi博士表示衷心的感谢,同样对我的同事O. Kulhanek 助理教授的多次有益的讨论表示感谢,对我们研究所的同事Meyer. K和R. Wahlström 在一些方面的帮助、对Hjelmqvist小姐的打字工作以及Dreimanis女士的绘图工作也表示感谢,同时对我的妻子I. 巴特的不断的鼓励和在排印工作中的协助表示谢意。另外对瑞典自然科学研究委员会在资金上的支持以及对Elsevier科学出版公司在筹备本书出版工作中所给予的宝贵合作表示衷心的感谢。

M 巴 特

1973年8月

于瑞典乌普萨拉地震研究所

符 号 表

a_n, b_n	傅里叶系数	$f(t) \longleftrightarrow F(\omega)$	傅里叶对
$a(\omega), b(\omega)$	分别是正弦和余弦傅里叶变换	$g, g(x, y)$	重力加速度
a	1/时间——常数, 任意常数	$g(t)$	滤波器对于输入 $f(t)$ 的输出
$a(t)$	加速度	$G(\omega)$	$g(t)$ 的傅里叶变换
$A, A(t), A(\omega)$	振幅, 位移	$G(r), G(\Delta)$	关于振幅的几何扩散
b	断层长度	h	深度, 震源深度, 层的厚度
$B(\theta) = B(\theta) e^{i\psi(\theta)}$	源的空间函数	$h(t)$	滤波器的脉冲响应
c	相速度, 也用作任意常数	$H(\omega)$	滤波器的传递函数, 也用作水平分量
cps, spm, cph, cpd, cpy	分别是每秒、每分钟、每小时、每天、每年的周数 ($cps = H_s =$ 赫兹)	$ H(\omega) ^2$	功率传递函数
$C(\omega)$	地壳的传递函数	i	$\sqrt{-1}$, 也用作倾角
$C_r(\omega, r)$	接收地壳的传递函数	$i(t)$	仪器的脉冲响应
$C_r(\omega, r)$	源地壳的传递函数	$I(\omega)$	仪器的传递函数
$C_{11}(\tau)$	自相关	Im	虚部
$C_{12}(\tau)$	互相关	$K(k_x, k_y, k_z)$	波数 $= 2\pi/L$
dB	分贝	K	耦合
D	方向性	k, i, j, l, m, n, M, N	整数
e	自然对数的底	$\ln$	自然对数
E	总能量(地震波能量, 海啸能量)	$\log$	以 10 为底的对数
E, N, Z	分别为东西分量, 南北分量和垂直分量	$\log_2$	以 2 为底的对数
$E_n(\omega) = E(\omega)$	功率	L	波长
$E_{12}(\omega)$	交互功率	m	体波震级
E_x	期望	M	面波震级
$f(t)$	时间函数	$M(\omega, r)$	地幔传递函数
$f_1(t) * f_2(t)$	$f_1(t)$ 与 $f_2(t)$ 褶积	$n(t)$	噪声时间函数
$F(\omega)$	$f(t)$ 的傅里叶变换	$N(\omega)$	$n(t)$ 的傅里叶变换
$F^*(\omega)$	$F(\omega)$ 的变共轭	$p(t)$	压力时间函数
$ F(\omega) $	$F(\omega)$ 的绝对值	$P(\omega)$	压力频率函数
		$\bar{P}(\omega)$	修正的周期图
		$P_{12}(\omega)$	余谱
		P_r	几率
		q	$I(\omega)$ 表达式中的归一

	因子	W	爆炸当量
$q(\Delta, h)$	震级公式中的量规函数	x, y, z	直角座标
Q	品质因素	α, β	常数
$Q_{12}(\omega)$	求积谱	γ	频谱坡度系数
r	(沿射线)的距离	$\gamma_{12}(\omega)$	相干性
r, θ, z	柱座标	$\Gamma(k)$	地形
r_0	地球半径	δ	余纬
$R, R(\omega)$	反射系数	$\delta(t)$	狄拉克 δ -函数
Re	实部	Δ	震中距
$S(t)$	源的时间函数, 也用作 讯号的时间函数	Δt	采样间隔
$S(\omega)$	$S(t)$ 的傅里叶变换	Δt_c	$f(t)$ 的等价宽度
t	时间	Δx	x 的差
$\bar{t}$	quefrency	ε	经度
T	周期, 基本周期, 记录长 度	θ, ϕ	方向, 方位角
$\bar{T}$	温度, 也用作 T 的平均值	κ	关于振幅的衰减系数
$u(t)$	亥维赛阶梯函数	Λ	三角形函数
U	群速度	μ	自由度数目
ν	圆频率 $= \frac{1}{T}$	ν	整数
$V, v(t), V(\omega)$	速度	ξ, η	空间滞后
V_p, V_s	p 波和 s 波的速度	Π	矩形函数
V_F	断层的传播速度	ρ	密度
$w_j(x)$	沃尔什(Walsh)函数	σ	标准偏差
$w(t)$	时间窗	σ^2	方差
$W(\omega)$	谱窗, $w(t)$ 的傅里叶变 换	τ	时间滞后
		ϕ, φ	相角
		ψ	$B(\theta)$ 的相角
		ω	角频率 $= 2\pi\nu$
		ω_N, ν_N	Nyquist 频率

注附: 应特别注意, 两种频率测度是平行使用的。 ω 是角频率, 是用每秒弧度 ($2\pi/T$) 来度量的, 而 ν 是圆频率, 单位是每秒周 ($1/T$)。在我们的理论表达式最常用 ω , 而当处理观测谱时出现 ν 。两者不应互相混淆。

目 录

第一章 波形与波谱的研究方法	(1)
1.1 地震图和其他地球物理记录的分析	(1)
1.2 计算机时代之前的分析	(2)
1.2.1 谱和分析	(2)
1.2.2 出现频度	(3)
1.2.3 振幅-周期图	(4)
1.3 波形分析与合成	(5)
1.3.1 体波	(5)
1.3.2 面波	(6)
1.3.3 合成地震图	(6)
1.4 频率和谱分析	(8)
1.5 谱与时间域分析的比较	(9)
1.6 确定谱的非解析(模拟)方法	(10)
1.6.1 谐振器与滤波器方法	(10)
1.6.2 声学摄谱仪	(10)
1.6.3 光学摄谱仪	(12)
1.6.4 其他的模拟方法	(13)
1.7 电磁谱与力学谱的对比	(14)
第二章 傅里叶级数和傅里叶变换	(16)
2.1 傅里叶级数	(16)
2.1.1 傅里叶级数的理论发展	(17)
2.1.2 傅里叶级数展开对解析函数的应用	(18)
2.1.3 傅里叶级数展开对经验曲线的应用	(20)
2.2 傅里叶积分与傅里叶变换	(21)
2.2.1 傅里叶积分的推导	(21)
2.2.2 傅里叶变换的推导	(22)
2.2.3 $f(t)$ 和 $F(\omega)$ 的对应性质	(24)
2.2.4 余谱和求积谱	(26)
2.3 傅里叶变换的基本定理	(26)
2.3.1 线性定理、叠加定理或加法定理	(26)
2.3.2 对偶或对称定理	(27)
2.3.3 时标、互展或相似定理	(27)

2.3.4	时移定理	(27)
2.3.5	频移定理	(28)
2.3.6	微分定理	(28)
2.3.7	积分定理	(29)
2.3.8	傅里叶变换定理的一般评述	(30)
2.4	解析函数傅里叶变换的计算	(30)
2.4.1	傅里叶变换及其反演在不同系统中的描述	(30)
2.4.2	傅里叶变换计算的实用规则	(31)
2.4.3	傅里叶变换的计算实例	(32)
2.4.4	傅里叶变换的某些一般评述	(38)
2.5	多维傅里叶级数和变换	(40)
2.5.1	多维情况的数学形式	(40)
2.5.2	圆对称——汉克尔变换	(42)
2.5.3	多维变换在地球物理中的应用	(43)
2.5.4	球面调和函数在地球物理中的应用	(44)
2.5.5	傅里叶变换对台阵的应用	(44)
第三章	功率谱及观测谱原理	(48)
3.1	相关函数	(48)
3.1.1	自相关	(48)
3.1.2	互相关	(49)
3.2	褶积	(50)
3.2.1	褶积的定义	(50)
3.2.2	褶积定理	(50)
3.2.3	褶积的微分	(51)
3.3	功率谱	(51)
3.3.1	功率的概念	(51)
3.3.2	巴什瓦定理	(52)
3.3.3	自相关与功率谱	(53)
3.3.4	互相关和互功率谱	(53)
3.3.5	相干性	(55)
3.4	相关和功率谱的分析举例	(56)
3.4.1	计算程序	(56)
3.4.2	各种函数的解释	(58)
3.5	观测资料的谱——基本问题	(60)
3.5.1	观测资料谱计算的基本考虑	(60)
3.5.2	解析信号的截断	(65)
3.5.3	不同类型的地球物理信号	(68)
3.5.4	谱的术语	(70)

3.6	谱方法的选择与推广	(71)
3.6.1	傅里叶级数展开的选择	(71)
3.6.2	沃希序贯谱	(73)
3.6.3	二次谱 (Cepstrum) 分析	(75)
3.6.4	非线性现象——双阶谱 (Bispectrum)	(78)
3.6.5	非平稳过程的谱	(79)
第四章	观测资料谱的计算	(82)
4.1	数字化资料和模拟资料	(82)
4.1.1	数字与模拟方法的对比	(82)
4.1.2	数字化方法	(83)
4.1.3	磁带记录	(83)
4.2	数字化的误差	(83)
4.2.1	由数字资料拟合给定曲线的误差	(85)
4.2.2	用理论上给定的曲线作检验	(86)
4.2.3	用观测的曲线作检验	(88)
4.2.4	零线特征	(89)
4.2.5	不等的数字化间距	(92)
4.3	数字化效应——高频混淆 (aliasing)	(93)
4.3.1	采样定理	(93)
4.3.2	谱的频率极限	(94)
4.3.3	高频混淆的说明和回避	(95)
4.3.4	实际步骤	(97)
4.3.5	T 和 Δt 影响的综合表示	(98)
4.4	窗函数	(99)
4.4.1	一般考虑	(99)
4.4.2	矩形窗	(99)
4.4.3	sinc 窗	(101)
4.4.4	余弦窗	(102)
4.4.5	幂窗	(103)
4.4.6	指数窗	(104)
4.4.7	窗的方法	(105)
4.4.8	窗的类型和窗的长度	(106)
4.4.9	各种推广	(108)
4.5	离散公式	(109)
4.5.1	基本原理	(109)
4.5.2	傅里叶级数的系数	(110)
4.5.3	傅里叶变换	(111)
4.5.4	相关函数与褶积	(112)

4.6	波谱计算方法	(113)
4.6.1	间接法或相关变换法	(114)
4.6.2	直接法或周期图法	(117)
4.6.3	快速傅里叶变换法 (FFT)	(118)
4.6.4	新的发展	(121)
4.6.5	一些实际考虑的简要概述	(122)
第五章	谱的可靠性与表示法	(123)
5.1	调和分析和波谱估计的可靠性	(123)
5.1.1	方差分析原理	(123)
5.1.2	调和分析中的可靠性检验	(124)
5.1.3	波谱估算的可靠性检验	(125)
5.1.4	波谱曲线的可靠性检验	(127)
5.1.5	关于波谱可靠性的一般综述	(128)
5.2	谱参数——理论的途径	(129)
5.2.1	积分与微分	(129)
5.2.2	分布矩	(130)
5.2.3	矩和导数间的关系	(131)
5.3	谱参数——经验的途径	(133)
5.3.1	谱的水平、斜率和曲率	(133)
5.3.2	谱的面积和宽度	(134)
5.3.3	互反展开	(137)
5.4	谱坐标	(139)
5.4.1	对数与线性标度的比较	(139)
5.4.2	频率与周期的对比	(141)
5.4.3	三重图	(143)
5.4.4	仪器响应	(143)
5.4.5	坐标轴的旋转	(145)
第六章	滤波原理及其在地球物理中的应用	(147)
6.1	滤波原理	(147)
6.1.1	系统的特性	(147)
6.1.2	褶积公式	(149)
6.2	滤波过程的分类	(151)
6.2.1	滤波性质	(151)
6.2.2	滤波机制	(154)
6.2.3	滤波目的	(155)
6.2.4	滤波参数	(157)
6.2.5	信号与噪声的相关函数和功率谱	(157)
6.3	滤波运算举例	(158)

6.3.1	低通滤波——光滑	(158)
6.3.2	高通滤波器——预白化	(163)
6.3.3	级联滤波	(164)
6.3.4	一般讨论	(165)
6.4	二维滤波	(166)
6.4.1	频率——波数滤波或速度滤波	(166)
6.4.2	波数——波数滤波或二维空间滤波	(167)
6.5	地球物理中的滤波与均衡	(169)
6.5.1	一般的级联滤波与均衡	(169)
6.5.2	地球物理学特别是地震学中的级联滤波与均衡	(170)
6.5.3	衰减与几何扩散	(172)
6.5.4	仪器响应	(173)
6.6	地球物理波谱学的一般评述	(175)
6.6.1	谱分析的发展	(175)
6.6.2	谱分析的优点	(176)
6.6.3	所涉及的地球物理学科	(176)
第七章	地球结构的谱研究	(178)
7.1	局部尺度的特性——体波	(179)
7.1.1	从台阵得到的体波速度	(179)
7.1.2	地壳传输法——基本原理	(179)
7.1.3	地壳传输法——应用	(183)
7.1.4	地壳的交混回响	(185)
7.1.5	近地表的地质结构	(187)
7.1.6	地震勘探与地壳研究	(191)
7.1.7	地震工程	(192)
7.1.8	模拟实验	(195)
7.2	区域尺度的特性——面波	(196)
7.2.1	相速度频散	(196)
7.2.2	群速度频散	(201)
7.3	全球尺度的特性——自由振荡	(203)
7.3.1	方法问题	(205)
7.3.2	结构的研究	(206)
7.4	地震波衰减	(207)
7.4.1	频率比法	(208)
7.4.2	台站比法	(209)
7.4.3	波型比法	(213)
第八章	震源特性的谱研究	(217)
8.1	地震机制	(217)

8.1.1	机制研究的简要回顾	(217)
8.1.2	均衡法——面波和体波	(218)
8.1.3	有限源法——面波	(222)
8.1.4	有限源法——体波	(227)
8.1.5	隅角频率法	(230)
8.1.6	特殊应用	(231)
8.2	爆炸与地震的鉴别	(233)
8.2.1	爆炸参数的谱特性	(233)
8.2.2	爆炸源的时间函数	(236)
8.2.3	鉴别因子	(238)
8.2.4	谱鉴别方法	(239)
8.3	震级	(241)
8.3.1	震级公式	(241)
8.3.2	用谱方法计算震级	(242)
8.3.3	作为震源参数之一的震级	(244)
8.4	震源深度	(246)
8.4.1	震源函数及周围的介质	(246)
8.4.2	相对于自由面的震源位置	(247)
8.4.3	干涉或回波分析	(248)
8.4.4	与震源深度有关的面波激发	(251)
8.5	地震周期性	(253)
第九章	气象学、海洋学及地脉动学中的谱研究	(254)
9.1	气象学	(254)
9.1.1	谱分析方法与传统方法	(254)
9.1.2	谱方法	(256)
9.1.3	谱的性质: 坐标、参数、假极小	(258)
9.1.4	气象学的应用	(259)
9.2	海洋学	(266)
9.2.1	海洋面波	(267)
9.2.2	海啸	(270)
9.2.3	湖震与潮汐	(272)
9.2.4	长周期海平面波动	(274)
9.2.5	其他海洋现象的谱研究	(275)
9.3	地脉动学	(277)
9.3.1	短周期地脉动	(277)
9.3.2	中、长周期的地脉动	(281)
9.3.3	谱的形状	(284)
第十章	重力学与地磁学中的谱研究	(286)

10.1	时间序列分析	(286)
10.1.1	地磁频率谱	(286)
10.1.2	潮汐的波谱	(289)
10.1.3	地壳运动	(289)
10.2	空间序列分析	(291)
10.2.1	二维场的表示	(291)
10.2.2	空间滤波	(295)
10.2.3	波数谱	(297)
10.3	综合研究	(298)
10.3.1	重力、地磁的空间研究	(299)
10.3.2	重力、地形的空间研究	(299)
10.3.3	地磁的时空研究	(299)
10.3.4	地磁与地电的时空研究	(300)
10.3.5	地磁与其他的时空研究	(301)
参考文献		(303)

第一章 波形和波谱的研究方法

这一章基本上是本书的一个引言。目前所用的地球物理记录的分析方法以及把这些记录变为波谱的方法,需要一个广泛的数学上的进展,而且要利用大型电子计算机。不可避免,一些早期的分析是不够成熟的,而且多半只对记录的直接测量行得通。但因为它们构成了最新发展的一个背景,这一章将对它们作一评述。本书以下各章述及的现代的解析与计算方法,和一些直接提供谱的非解析方法相呼应,它们也将在本章里评述。为不分散思路起见,我们的讨论将主要集中于地震记录,尽管这些评述也同样适用于几乎任何类型的地球物理记录。

1.1 地震图和其他地球物理记录的分析

一个地震能源(地震或爆炸)产生的波场是时间与空间二者的函数。地球上各处的地震仪记录的全体提供了这个函数的完整表示。

我们可以通过一个函数,例如 $f(x, y, z, t)$ 来表示波场,这里 f 表示波(振幅,功率或者其他性质), x, y, z 是空间坐标,而 t 为时间。但是,处理这样的函数并不方便,而考虑一个或几个变量保持为常数的情况较为容易。我们可以举几个这样的例子:

(1) $f(t)$ 表示在坐标为 x, y, z 的一个台站的地震仪记录。

(2) $f(x, y, z)$ 表示一个平稳的,亦即与时间无关的波场。地震或爆炸不产生这样的波场,因为它们是暂态过程。但通过人工的手段,有可能得到一个连续作用的具有固定功率的源,它产生平稳的波场,例如水泵站。事实上,脉动即表现为准平稳波场。另一种看法, $f(x, y, z)$ 表示在某一时刻的瞬间波场。

(3) $f(x, t)$ 表示从震源沿某一方向延伸的台站剖面的地震记录。

观测的空间必然被局限在地球表面上或者总得非常接近它。每个地震台提供到达这个台的地震波的时间进程。通常用的是二维记录,不管是在纸上还是在磁带上,总是一个轴代表时间而另一轴表示空间某一方向的振幅。在几个例外的装置中,也有二个轴都是空间,如北—南及东—西分量等等。三个这样的地震仪,每个是三分量的三种组合中的一种,其目的是为了更直观地显示质点运动。除去这样的仪器,则地震仪的优越性就在于使用时间作为一个坐标轴,换言之,地震仪表明在时间域的波动。这个事实在地震波分析的发展上具有重大的意义。使注意力大部集中于依赖时间的特征,如到时、走时及速度,亦即波动的运动学特性。另外,其他的记录坐标,通常是振幅与相应的周期也引起了一些注意,但由于测量的可靠性较低及解释上的巨大困难,振幅与时间测量相比,在早期的地震学发展上贡献不大。而联合许多台站的到时测量以计算震中和发震时刻,早在仪器地震学一开始就已是熟知的,它采用了多年,直到一个相应的总体处理方法被用于振幅测量为止。只是到了二十世纪三十年代,联系到震级标度的引用,振幅才得到较大的注意。

刚才所指的时间、振幅和周期的测量一般是借助于通常的测量标度,以简单而迅速的直观方式进行的。在本书中,我们将弄清楚地震学是用什么手段越过这个界限,而从波形(时间域)及相应的谱(频率域)的详细分析中获取更多的知识。

因此,在地震图分析中,可以区分为以下两种途径:

(1) 震相读取: 到时, 振幅, 周期; (2) 波形及波谱分析。

两种方法的区别不仅在于测量的难易,也在于它们本身解释上的难易程度。一般说,地震图及其特性是震源作用(地震,爆炸或其他),传播介质(路径性质)及地震仪特性的结果。如果地震图的某一性质易于可靠地测量,并且它只依赖于一个或几个上面提到的因子,那么它往往被用来作解释工作。到时和走时就是这种情况,它们可以直接地以高精度从地震图上量得,且只依赖于介质特性。但是,即使是从地震记录中简单的振幅测量也是较复杂的,部分是由于地面振幅的计算缺乏像时间读数那样的精度,因为它涉及到地震仪响应特性的精确知识;部分是由于振幅依赖于震源及路径的性质。简单的振幅测量大都用于计算震级,那就是,在作了路径性质校正(距离)以后,它们给出了震源能量的一个量度。它的优点就是能容易而又快速地获得,并对震级测定来说足够可靠,但是,它没有表示出所有可能从记录中拾取的信息。波形和波谱研究(上列第二项)远远优于这一步,但它们包含十分大量的计算工作及解释上的困难。

在地震学的发展中,正是到时的读数提供了关于地球内部构造现有知识的最可靠的基础。地震波速度是已知的具有最高精度的地球内部性质,而且可直接从走时推得。与此对比,大部分简单的振幅读数已用于推导震源特性。波形及波谱研究的新技巧能够以有效的方式补充简单的方法,通过适当的观测组合,有可能从影响观测波形或波谱的许多特性中把某个特性孤立起来,因而较之简单方法能更详尽地研究这个性质。这与下述事实紧密相连,即第一项表示记录的点测量,而对于第二项,分析则是涉及整个波群。

地球物理记录的波形与波谱分析迟于简单的时间域读数。其理由部分在于实际原因,特别是谱估计需要较长的计算时间;部分在于理论性质,即关系到依据震源、路径和接收器性质来解释观测波形和谱的问题。最近二十年来,这些困难已被克服,使谱方法在当代地球物理研究中,成了最重要的手段之一。论述波谱及其解释的地球物理文献最近大量增多就足以证实这一点。

1.2 计算机时代之前的分析

当试图就谱方法的历史发展作一概述时,首先我们可以说,在词的真正意义上,地球物理现象的谱分析,在大型电子计算机得到较普遍的应用之前(也就是最近二十年内)是难以开始的。但是,这个发展有一些重要的前驱,通过它们,人们力求不只是用简单的时间域方式来处理资料。

1.2.1 谐和分析

这些前驱中最最重要的是谐和分析或一个已知时间序列的傅里叶级数展开。把一已知曲线分解为一系列 $\sin$ 和 $\cos$ 函数,亦即谐和函数的可能性,使得这种计算方法称之为谐和分析。由于其特点,它只适用于至少具有一个完全确定的基本周期或至少有一个可能的基本周期的现象。气象学提供了不同气象要素的广泛的谐和分析的突出例子,这些

要素自然认为具有年周期和日周期。另一方面,大气湍流明显是非周期性的,通常不以此种方式分析,但却是现代的谱分析方法获得巨大成功的领域。另一个具有完全确定周期的现象就是地球的潮汐。例如,多年来,对海洋潮汐进行过谱和分析,尤其是为了预报的目的。同样,在地震学中,许多问题也使用谱和分析,例如地震周期性(结果大都受挫)或者脉动的年变化研究(由于它们和气象现象的关系较易确定)。另一方面,地震仪记录的谱和分析就难以实现,但如同谱方法已表明十分有用的其他领域一样,这个方法还被保留着。

直到第二次世界大战前后,进展主要集中在确定各种现象的周期性及各种周期的统计意义。这已由一些作者,特别是 Stumpff (1937)做了广泛讨论。他的著作反映了当时周期性研究的各个方面,并列出了早期在这方面研究的 319 篇参考文献。

除了谱和分析外,在早期还有若干胜过时间域读数的一些尝试,我们将简略地叙述其中一些最重要的尝试,即出现频度和振幅一周期关系分析。地震记录的波形分析是在早期就开始的,现在由于现代技术的应用而得以复苏。

1.2.2 出现频度

出现频度是经常用到的一种统计测量,过去也是如此,因为一般来说,确定它比较容易。频度的分布可用相对于任何感兴趣的参数来表示,这样的分布常称为直方图,并以阶梯曲线的形式显示。取得这种曲线图一般没有什么困难,唯一要注意的就是,除了有代表所研究现象的样品以外,还要有足够多的样本。尽管这种表示并不是谱,但从更广泛的频度分布的意义来说,它仍然可称为谱。

在地球物理文献中可以找到这种分布的许多例子,这里我们仅举一个例子。图 1 (据巴特,1953)表明 1949 年 3 月 23 日在四个斯堪的纳维亚台站上,测量了 30 分钟的脉动周期的频度分布。出现频度以百分比表示。每个单独的“周期谱”直接记录在时间域上。根据 200 多次测量的结果,不同的曲线可相比较,因为地震仪特性几乎一样,而且脉动源对所有台站都相同,即一个靠近挪威北岸的气旋支配着天气状况,而脉动源位于或靠近挪威的整个大西洋海岸。对于这种及其他几种情况,在四个台站上同一时候的周期谱的对比研究,使我们能够探讨一些因素对谱的影响,特别是脉动源距离的各种影响。一般可以说,单独一条分布曲线不是很有益的,但是对比在同样的或者差不多的条件下得到的几个

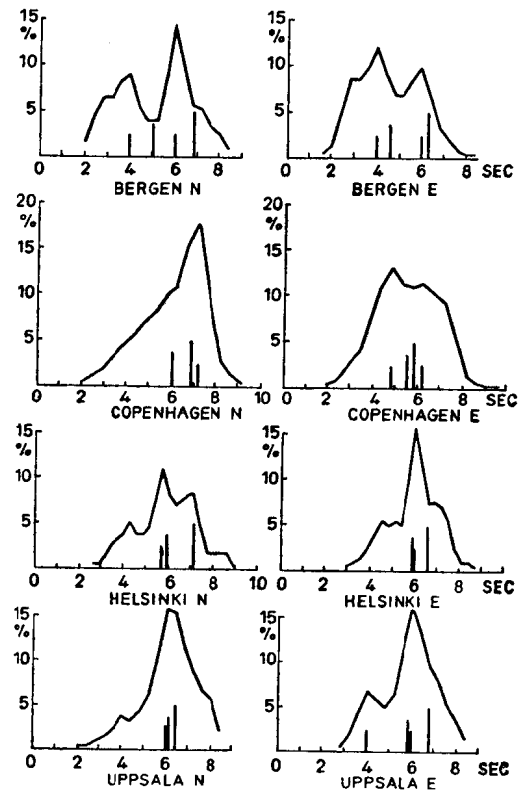


图 1. 1949 年 3 月 23 日国际标准时间 06 时左右,在斯堪的纳维亚一些地震台上的脉动周期谱。垂直线表示计算的周期:最短的给出频度最大,即众数的周期;中间的表示平均周期;最长的是振幅最大的周期。

分布曲线是有用的。仅当振幅是正比于各自的出现频度时，图一所表明的周期谱才与振幅-周期(亦即真正的谱)有大致相同的形状。

后面的情况对共振现象近似成立,对于它们,“周期谱”(各种周期出现的频度)的峰与振幅周期谱的振幅极大位于同样的周期。如果只是读取这样的峰值周期,那末可用周期谱来代替真实谱(振幅-周期)。周期谱的长处就是比真实谱易于确定,特别当没有更成熟的计算方法时。以各种地震波方式激发的地壳层的共振(垂直)提供了一个典型的例子。峰值周期每个地区有其特征值,从而得以计算层厚(进一步见 7.1 节),同时也可从地震工程的目的出发,把不同地区加以分类。湖或者半封闭池塘的水面振动(湖震)是周期谱可以有效地代替振幅-周期谱的另一个例子。

1.2.3 振幅-周期图

振幅-周期图,表明了振幅在所研究的现象中包含的所有周期或频率上的分布,实际上就是谱。所以,与上节的出现频度相比,它更为接近我们研究的主题。我们仍把振幅-周期图包括在计算机时代之前的讨论中,理由是:早期通常是从直接的时间域读数,即直接从记录中读取振幅与视周期来确定这些图。因此,测量很简单,也很直接。构成这样一个谱不需要什么理论,而且可以在任何台式计算机上方便地进行计算。

早期的地球物理文献提供了许多运用这种方法的例子,这里不打算赘述,只给出一个关于脉动的例子就够了。巴特(1949, PP. 60—63)研究了在瑞典乌普萨拉记录的 3—8 秒脉动的振幅周期关系。图 2 表明一个平均曲线,以双对数(振幅—圆频率)为坐标作了重新计算。点表示对于给定的周期整数值的平均振幅,是对大量情况的平均,虽然对所涉及的所有周期,数目并不相同。从这些测量中,很明显,平常的振幅随着频率的增加而减少,这已为后来更成熟的谱研究多次证实(9.3 节)。图 2 中取了二个参考的斜率(γ),必须注

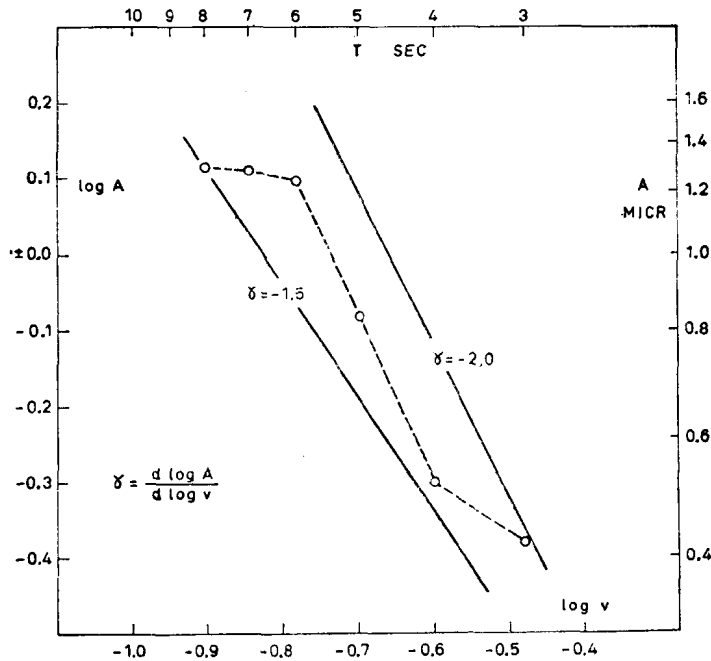


图 2. 在乌普萨拉中等周期地震仪上大量测量的平均地脉动的振幅频率关系