

文章编号: 0253-3782(2003)01-0047-08

# 震源性质的倒谱分析\*

魏富胜 黎明

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

**摘要** 介绍了倒谱的概念. 从天然地震与人工爆炸的震源差异入手, 推断震源差异在各域的反应形式, 探索表征这种震源差异的有效途径. 将震源识别的研究方法从时间域、频率域扩展到倒谱域, 提出了识别震源性质的倒谱分析方法, 建立了一个震源类型的识别判据. 对近年来发生的一些地震及爆炸事件进行了倒谱分析, 结果表明该方法具有良好的效能.

**关键词** 倒谱 地震震源 震源性质 识别

**中图分类号**: P315.3

**文献标识码**: A

## 引言

Bogert 等(1963)在研究天然地震与人工爆炸的深度和能量释放方式时, 观测到地震记录信号的对数功率谱由于回波信号引起的可加性周期分量, 开创性地引进了倒谱分析(cepstrum analysis)方法. 在时间序列的分析途径上, 继时间域进入到频率域之后, 又拓展到倒谱域. 40年来, 起步于地震信号分析的倒谱分析技术只是在声学、电子学等领域中研究回声、信号的反射等问题时才得到了广泛的应用, 尤其在军事领域中得到了较快发展, 如雷达检测, 潜艇的声纳探测等. 而地震信号的倒谱分析工作并不多见. Cohen(1970)利用地下爆炸的P波记录直接得到了pP-P时间延迟. Ulrych(1971)证明了倒谱分析对地震信号同态解褶积的有效性. Tütüncüoğlu等(1974)将3次小地震的记录进行了倒谱分析, 分别得到了这些地震的破裂长度. Baumgardt和Ziegler(1988)分别在频谱域和倒谱域分析了挪威西部的矿山多次连续爆破, 认为研究结果对识别矿爆与地震具有实际意义.

地震与爆炸的识别手段受到地震学分析方法的制约, 地震学分析技术的发展又促进了识别手段的提高(Davies, 1968). 人们利用地震波记录的差异, 试图建立起这种差异特征的标志方法或参量, 并不断提高其识别效能. 在时间域和频率域地震学已经积累了多种行之有效的识别方法, 它们也各具特点和局限性(吴忠良等, 1994). 在地震学的初期, 几乎所有分析手段总是从时间域测量着手, 通过地动记录图震相各量的读取, 只使用记录中的个别信息. 无疑, 后来以频率作为独立参数的频谱分析更为有用. 频谱分析使用了信号的整个波列, 根据频谱域的特征差异给出识别标志, 识别能力比仅在时间域里大有提高. 半个世纪以来, 军事目的的地震监测也为识别技术提出了更高的要求, 并推动了地震识别的较快发展, “倒频率”分析占有着重要的地位(陈运泰等, 2000).

作为地震波激发源的地震或爆炸, 经过地层介质的传播, 被地震观测仪器所接收. 对

\* 国家自然科学基金(40174011)资助项目. 中国地震局地球物理研究所论著 03AC1007.  
2002-03-21收到初稿, 2002-06-24收到修改稿, 2002-07-24决定采用.

地震记录的深入研究,使人们对震源物理过程和地震波传播路径上的介质特性获得了重要认识,也形成了行之有效的地震学分析方法.本研究的立论基础是爆炸与地震的震源函数存在着差异.利用地震远场位移谱的震源有限性因子使得频谱具有振荡特性这一事实,启发我们将震源分析的途径拓展到倒谱域.我们将从爆炸与地震的震源差异入手,推断震源差异在各域的反映形式,寻找表征这种震源差异的有效途径.在以往工作的基础上(魏富胜,2000),建立一个震源性质的标志参量,用以区别地震事件的震源类型,再经过大量事件的检验,引进一种识别震源类型的倒谱分析方法.

## 1 原理

### 1.1 倒谱

当行进波列在传播路径上遇间断面后产生一个反射回声时,在观测点接收到的信号为直达与经反射延迟 $\tau$ 后两条路径信号的叠加.在频率域,叠加到原始序列的回声影响就相当于在对数功率谱中仅出现一附加的余弦振荡项,振荡的频率是时间延迟 $\tau$ ,由此引出倒谱(cepstrum)的最初定义:时间序列对数功率谱的富氏变换称为它的倒谱,记为 $F(\tau)$ ,即

$$F(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \lg|F(\omega)|^2 e^{-i\omega\tau} d\omega \quad (1)$$

倒谱是以具有时间量纲的倒频率(quefreny)  $\tau$  作为独立变量的一个新的领域.倒谱分析是一种非线性数字信号分析技术,它适用于回波检测、语音分析、地球物理数据处理范畴的各种问题.其实,把时间域的某一个记录信号变换到频率域或倒谱域并不意味着增加什么新东西,而只是把所给的资料以不同的方式重新排列,然而,通过不同的排列就可以显现出该记录事件的某些其它特征.正如我们所熟悉的那样,大部分地球物理现象的特征即表现出频率依赖的形式.人们已经认识到了在对有重要振荡特征的频谱进行研究时,倒谱分析是很有效的途径.

### 1.2 地震震源的破裂方式

大多数地震属于构造地震,其震源是连续弹性介质中的一个位移间断面,可采用以有

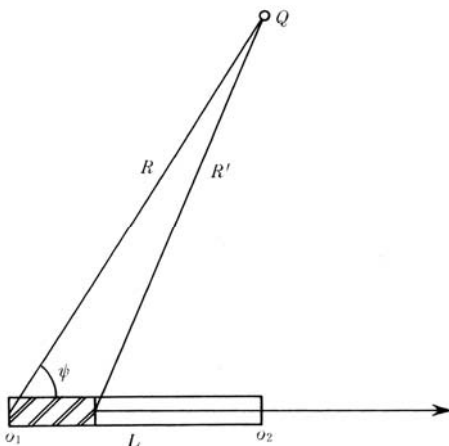


图1 有限移动源单侧破裂方式的传播

限破裂速度移动着的点源构造的有限大小的震源模型来描述.有限移动源模式认为,震源断层是先由介质强度较弱或应力较集中的一点开始破裂错动,然后以有限速度向其它段传播,并扩展到整个断层面上.究其断裂错动开始的位置,又分为3种方式.单侧破裂认为震源断层先由一端开始破裂错动,然后以有限速度向其它段传播.双侧破裂是指破裂错动在震源断层中部某处先发生,然后向震源断层面的其它部位传播,最后把震源断层面错通.有时为了研究问题的方便,我们又分为对称双侧破裂及不对称双侧破裂等方式.而随机破裂传播则是认为破裂开始点的位置是随机的,甚至有多个起始点,它们互不相

关,各自向其它部位传播,最后错通整个断层面.

从图 1 可以看出,当震源断层破裂主要地朝一个方向传播时,辐射的地震波就像是分别从破裂起始点和到达点出发,沿各自的射线路径传播到观测点似的.把晚到的震相看作初至震相的回声或反射波,经过分析获得二者的到时差就可以估测震源破裂的持续时间或破裂长度.

通常,我们是在时间域或频率域里来认识地震和爆炸的.而当再进入倒谱域时将能观察到它的另一种表现.

### 1.3 地震震源尺度的反映 $\tau_a$

我们采用最简单的单侧破裂方式的震源模型,说明震源的倒谱分析.地震时,震源错动从断层的一端  $O_1$  开始,然后以有限的破裂速度  $V_f$  沿断层  $L$  传播到另一端  $O_2$ ,再以波速  $V$  传播到观测点  $Q$ ,如图 1 所示.如果震源时间函数描述为单位函数,那么,在时间域里,该有限移动源引起的体波远场位移的初动半周期为

$$T_f = L \left( \frac{1}{V_f} - \frac{\cos \psi}{V} \right) \quad (2)$$

从图 1 中的几何关系我们不难发现,  $T_f$  就是断层上某点(如  $O_1$ )激发的地震波,沿  $R$  传播到观测点  $Q$ ,与先沿断层  $L$  以破裂速度  $V_f$  传播后再沿  $R'$  传播到  $Q$  点的波动到时差.如果把后者作为沿  $R$  射线的同源振动的回声看待,我们可以对它实行倒谱分析.

通过富氏变换先进入到频率域来讨论.地震体波远场位移的振幅谱可表示为(傅承义等, 1985)

$$|U(Q; \omega)| = \frac{M_0}{4\pi \rho V^3 r} R |\omega G(\omega)| \cdot \left| \frac{\sin X}{X} \right| \quad (3)$$

式中,  $G(\omega)$  是震源时间函数的谱,  $M_0$  是地震矩,  $R$  是辐射图型因子,  $X^{-1} \sin X$  称为有限性因子. 其中

$$X = \frac{\omega L}{2} \left( \frac{1}{V_f} - \frac{\cos \psi}{V} \right) \quad (4)$$

注意它与式(2)的相似性.由于多普勒效应,体波振幅谱出现了一系列频率值为  $f_n$  的极小点.

$$\frac{1}{f_n} = \frac{L}{n} \left( \frac{1}{V_f} - \frac{\cos \psi}{V} \right) \quad (n = 1, 2, 3, \dots) \quad (5)$$

不难发现,第一个极小点频率的倒数正好是初动半周期式(2).事实上,这正是同一效应在时间和频率两个不同领域的表现.

现在让我们再进入到倒谱域观察它的另一种呈现形式.对数功率谱具有形式

$$\lg |U(Q; \omega)|^2 = \lg B + 2 \lg \left| \frac{\sin X}{X} \right| \quad (6)$$

式中,  $B$  是与频率无关的量.此时我们可以看出,在对数功率谱中出现了一衰减的振荡项.这使我们很自然地联想到对它再进行一次谱分析.若对该式进行富氏变换,那么,单侧破裂方式的倒谱可写成

$$F(\tau) = C \left( \frac{\ln \frac{\alpha}{B\tau} + \gamma}{\tau} + \frac{\alpha\tau}{\tau^2 - \alpha^2} \right) \quad (7)$$

式中,  $C$ 表示一常数,  $\gamma$ 是欧拉常数, 且

$$\alpha = L \left( \frac{1}{V_f} - \frac{\cos \psi}{V} \right) \quad (8)$$

注意对比式(2)与式(8)的一致性. 式(7)表明,  $F(\tau)$ 将在 $\tau = (0; \alpha)$ 处具有极大值. 前者意味着破裂起始点, 后者就是初动半周期. 断层愈长即 $L$ 愈大, 极大点的 $\tau$ 值就愈大. 换句话说, 滤除零时后的明显极大值, 将能反映出震源主破裂的持续时间或空间尺度. 因此, 当我们统一地观察它时, 从时间上看,  $F(\tau)$ 的极值是在震源断层面的破裂发生时刻( $\tau = 0$ )和终止时刻( $\tau = \alpha$ ); 从空间上看, 极值则是发生在震源断层破裂错动的起始点( $l = 0$ )和终止点( $l = L$ ). 其实这是一回事, 即 $\tau$ 能反映地震的震源持续时间, 也可以看作破裂长度的反映. 我们由此可以得出结论: 它是震源尺度的一个特征量, 不同的 $\alpha$ 值将能反映出震源尺度的差异. 具体地说, 它与断层破裂长度、破裂速度、破裂方向及观测点的方位、波动传播速度等有关.

有时震源断层破裂错动可能是多重事件的有限源造成的, 因此, 倒谱将会出现多个极值, 这正是震源破裂方式的一种反映.

#### 1.4 爆炸源的倒谱

从地震记录中识别爆炸主要是利用源的时间函数和震源空间函数这两个因子. 爆炸源的位移时间函数(Båth, 1974)

$$f(t) = (1 - e^{-at})u(t) \quad (9)$$

式中,  $a$ 是一个依赖于介质和当量的正量, 不同类型的震源取不同的时间常数 $1/a$ .  $u(t)$ 是源时间函数. 则振幅谱为

$$|F(\omega)| = \frac{1}{\omega \sqrt{1 + \frac{\omega^2}{a^2}}} \quad (10)$$

其倒谱的近似式为

$$F(\tau) \approx \frac{1}{\tau} (A \ln \tau - \frac{\pi}{2}) \quad (11)$$

式中,  $A$ 表示一常量. 该式说明, 爆炸源的倒谱只是在 $\tau = 0$ 时存在唯一极大值. 随着 $\tau$ 的增加,  $F(\tau)$ 的形态比地震要简单得多, 呈单调衰减, 充分表现出爆炸源的单一性. 可见, 滤除 $\tau = 0$ 后它不会发生像地震断层破裂时的极值效应那种情况. 这也正是它们的震源差异在 $\tau$ 域的反映.

#### 1.5 震源差异的倒谱标志参量

综上所述, 地震的震源倒谱解析式表明将在 $\tau = (0; \alpha)$ 处发散, 几何形态显示倒谱图

是一条多峰值的复杂曲线. 其物理意义是,  $\tau_a$  反映了断层破裂的震源持续时间或说是破裂长度; 而爆炸源的倒谱表达式只在  $\tau=0$  处发散, 其倒谱图是一条单调的简单曲线. 因此, 滤除  $\tau=0$  后它不会发生像地震断层破裂时的峰值效应那种情况, 这也正是它们的震源差异在  $\tau$  域的几何呈现. 图 2 显示了两种不同震源事件的台站记录波形及其倒谱(为便于比较, 图中纵坐标为归一化的倒谱相对振幅, 横坐标为  $\tau$ , 单位: s). 由于震源不同导致倒谱中这种峰值形态的差异, 我们就可以利用它来识别地动事件的震源类型.

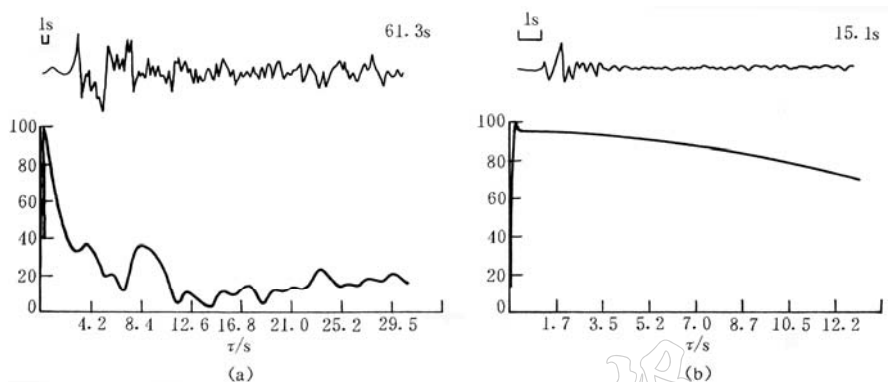


图 2 地震与爆炸的台站记录及其倒谱图  
(a) 地震; (b) 爆炸

爆炸与地震在倒谱域呈现出明显的差异, 这为我们从地震记录信号中识别震源类型提供了一种新的途径. 正如下面我们要见到的, 通过对地动记录波形的倒谱分析, 滤除零时附近的峰值后, 看其是否还会发生明显峰值, 将成为识别震源性质的一个手段. 我们认为, 事件的震源越复杂, 其倒谱偏离线性的程度就越大. 作为寻找和建立震源差异的标志参量, 我们利用爆炸与地震的这种倒谱形态的几何差异特征, 引进了一个参量  $C$  作为识别判据的尝试, 用它来定量地描述震源倒谱形态的复杂性并标志其震源的性质. 将地动信号的倒谱滤除零时附近的峰值, 在最小二乘意义下进行线性拟合, 定义参量  $C$  为其线性回归方程的剩余平方和(李启炎, 陈福生, 1991), 以衡量该倒谱偏离线性的程度. 大量计算结果表明, 各观测台站的  $C$  值分布能够显示出事件震源类型的差异, 因此, 我们可以将其作为震源识别的鉴别标准来使用. 根据判据  $C$  值的取值范围, 可以分析推断地动信号的震源类型, 是地震还是一次爆炸事件. 根据现有样本测试, 1 是能够区分开地震与爆炸的  $C$  值分界值.

## 2 资料与结果

为了探索震源研究的倒谱分析方法, 我们首先开展了天然地震与人工爆炸的倒谱分析, 考察倒谱分析方法识别这些事件的震源性质的效能. 对近年来发生在印度、巴基斯坦的 3 次地下核爆炸和北京地区的 4 次化学爆炸事件(表 1), 以及相近条件的 18 次天然地震(表 2)的地震数字记录波形, 采用了其中记录质量较好的 111 个地震记录波形作为倒谱分析的基础资料. 全部使用初至后的 P 波段进行了系统地计算和对比研究. 一些事件所能收集到的波形记录的背景干扰较大, 有些事件较小, 只能收集到一个台站的数字化记录.

表 1 7 次爆炸事件的  $C$  值

序号	事件总序号	事 件	年-月-日	$\varphi_e/(^{\circ})$	$\lambda_e/(^{\circ})$	震级	台站	记录总道号	判据均值 $C$	误识比
1	1	印度核爆炸	1998-05-11	27	72	5.0	7	1~7	0.454	0/7
2	2	巴基斯坦核爆炸	1998-05-28	29	65	4.9	10	8~17	0.044	0/10
3	3	巴基斯坦核爆炸	1998-05-30	28	64	4.6	2	18~19	0.036	0/2
4	4	百花山工业爆破	1997-12-05	40	116	2.2	1	20	0.462	0/1
5	5	密云工业爆破	1997-12-11	40	117	2.5	1	21	0.316	0/1
6	6	门头沟煤矿爆破	1998-04-16	40	116	2.5	1	22	0.510	0/1
7	7	周口店工业爆破	1998-05-14	40	116	2.7	1	23	0.749	0/1

表 2 18 次地震的  $C$  值

序号	事件总序号	发震时刻		$\varphi_e/(^{\circ})$	$\lambda_e/(^{\circ})$	震级	深度 /km	地点	台站数	记录总道号	判据均值 $C$	误识比
		年-月-日	时:分:秒									
1	8	2001-01-26	03:16:39.8	23.51	70.37	7.9	10	印度	10	24~33	2.49	1/10
2	9	2001-01-28	01:02:10.5	23.50	70.52	6.0	9	印度	2	34~35	2.03	0/2
3	10	2001-02-19	08:24:22.7	23.85	70.45	5.5	5	印度	2	36~37	3.91	0/2
4	11	1997-02-27	21:09:49.0	29.98	68.21	5.6	33	巴基斯坦	14	38~51	2.41	2/14
5	12	2001-03-09	01:07:09.0	32.40	69.44	5.0	33	巴基斯坦	5	52~56	1.66	0/5
6	13	1998-11-21	16:59:0.0	49.18	89.07	5.1	9	中国新疆	2	57~58	2.01	0/2
7	14	1999-01-27	06:25:1.5	41.56	88.35	4.6	32	中国新疆	1	59	3.40	0/1
8	15	1999-01-30	03:51:7.4	41.56	88.51	5.5	21	中国新疆	6	60~65	2.58	5/6
9	16	2000-09-12	00:27:56.7	35.44	99.44	6.7	12	中国青海	11	66~67	2.60	1/11
10	17	2001-02-23	00:09:21.9	29.52	101.10	5.9	23	中国四川	11	77~87	3.04	1/11
11	18	2000-09-16	23:04:15.0	24.14	122.52	5.3	43	中国台湾	3	88~90	1.99	0/3
12	19	2001-04-12	10:47:00.5	24.77	99.04	5.6	10	中国云南	4	91~94	2.59	0/4
13	20	1997-10-17	22:41:06.1	39.90	115.62	2.9		北京百花山	1	95	1.53	0/1
14	21	2001-04-03	17:36:34.1	32.45	47.98	5.1	33	两伊交界	1	96	3.78	0/1
15	22	2000-04-10	22:08:14.3	24.60	94.98	5.1	104	缅印交界	4	97~100	1.89	0/4
16	23	2001-02-17	17:49:26.9	20.52	122.38	5.0	14	菲律宾岛	1	101	3.59	0/5
17	24	2000-09-22	18:22:02.4	-5.49	102.09	6.3	59	苏门答腊	5	102~106	3.94	0/5
18	25	2001-01-16	13:25:00.8	-4.15	101.64	7.0	39	苏门答腊	5	107~111	1.96	0/5

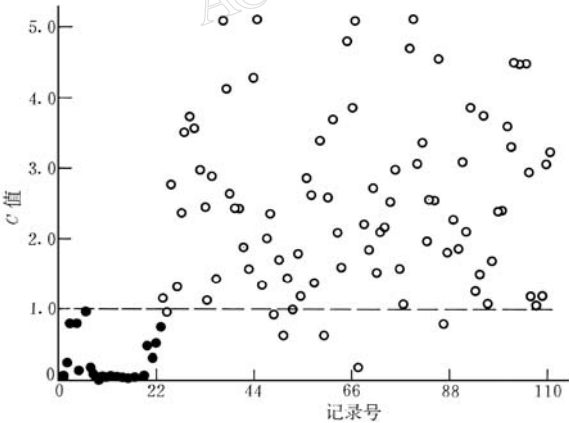


图 3 25 次事件 111 道记录的  $C$  值分布图  
图中实心圆圈表示爆炸, 空心圆圈表示地震

正如表 1, 2 所示的计算结果, 爆炸源的  $C$  值比地震要小. 所收集到的 7 次爆炸的平均  $C$  值 0.4 明显低于 18 次天然地震的平均  $C$  值 2.6. 这也许说明目前我们引入的倒谱判据  $C$ , 并且以 1 作为判据的分界值是可行的. 在我们所收集到的资料中, 若考察每个观测台站记录波形的  $C$  值, 25 次事件中有 20 次识别正确率很高, 另 5 次事件也获得了较好的识别结果 (正确识别率在 80% 以上), 但仍然存在少量误识的可能情况. 图 3 (横坐标为台站记录个数) 给出了 25 次事件的 111 个数字化波形记录的  $C$  值分布. 如果从整体统计的

角度使用同一事件的多台站记录的判据均值,则全部 25 次事件一致地被正确识别,如图 4(横坐标为事件次数)所示.该结果说明,倒谱分析确能显示出人工爆炸与天然地震之间的差异性和判据  $C$  的有效性,尽管资料的地区分布和震级范围还不具广泛性.

### 3 讨论和结论

地震震源的倒谱要比爆炸源复杂得多,倒谱形态的差异反映了事件震源性质的不同.通过分析爆炸倒谱形态的单一性与地震

倒谱的多样性所呈现的差异,可以建立起利用倒谱分析识别震源性质的有效手段.这为识别地动事件的震源类型开辟了一条新的有效途径.由于资料的局限性等因素,本研究引进的倒谱判据  $C$  的可靠性还有待广泛的检验和进一步的完善.只有通过大量的分析计算和观察比较,才能可靠地研究地震与爆炸  $C$  值的分布变化以及与其它参量的关系,为  $C$  值的效能评估提供充分依据.

倒谱识别是从震源的时空差异作为分析的出发点,站在独立变量  $\tau$  的领域里直接反映出震源尺度信息,以确定事件的性质.作为应用倒谱分析方法研究震源的初步尝试,在天然地震与人工爆炸的震源识别时获得了满意的结果,显示出良好的应用前景,为地震识别开辟了一条实用化的新途径.地震波频谱分析已经成为研究震源机制强有力的工具,我们相信倒谱分析也将为震源性质的研究提供一种有效的分析方法.

本项研究工作是在陈运泰院士的热情鼓励下开展的.许绍燮院士全面指导了本项研究工作.文中工业爆破事件目录使用了郑秀芬等编写的《北京遥测地震台网 DAPS 系统事件目录(1997 年 10 月~1999 年 5 月)》,张德存提供了 CDSN 的北京地震台数字波形记录数据.在此一并致谢.

### 参 考 文 献

- 陈运泰, 吴忠良, 王培德, 等. 2000. 数字地震学[M]. 北京: 地震出版社, 40~45
- 傅承义, 陈运泰, 祁贵仲. 1985. 地球物理学基础[M]. 北京: 科学出版社, 373~383
- 李启炎, 陈福生. 1991. PASCAL 工程技术应用[M]. 上海: 同济大学出版社, 113~122
- 魏富胜. 2000. 识别震源性质的一种新方法[J]. 地震地磁观测与研究, 21(6): 32~38
- 吴忠良, 陈运泰, 牟其铎. 1994. 核爆炸地震学概要[M]. 北京: 地震出版社, 83~92
- Baumgardt D R, Ziegler K A. 1988. Spectral evidence for source multiplicity in explosions: application to regional discrimination of earthquakes and explosions[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 78(5): 1 773~1 795
- Bogert B P, Healy M J R, Tukey J W. 1963. The quefrency analysis of time series for echoes: cepstrum, pseudo-autocovariance, cross-cepstrum and saphe cracking[A]. Rosenblatt M ed. *Proceedings of the Symposium on Time Series Analysis*[C]. New York: A publication in the SIAM, 209~243
- Båth M. 1974. *Spectral Analysis in Geophysics*[M]. Amsterdam: Elsevier, 116~408
- Cohen T J. 1970. Source-depth determinations using spectral pseudo-autocorrelation and cepstral analysis[J]. *Geophys J R astr Soc*, 20: 223~231
- Davies T B, Smith S W. 1968. Source parameters of earthquakes, and discrimination between earthquakes and nuclear explosion[J].

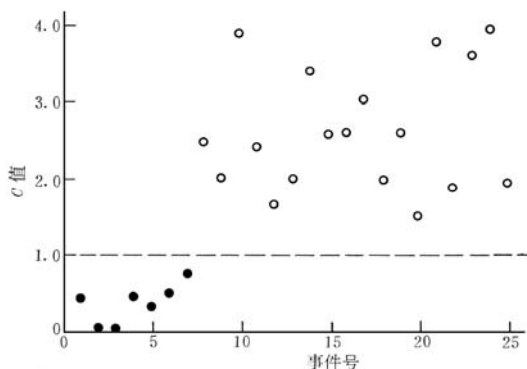


图 4 25 次事件的  $C$  值分布图

图中实心圆圈表示爆炸, 空心圆圈表示地震

*Bull Seism Soc Amer*, **58**(5): 1 503~1 517

Tütüncüoğlu K, Ryosuke S. 1974. Cepstrum alanyis for determination of rupture length of microearthquakes[J]. *Bull Inter Inst Seism Earthq Engin*, **12**: 1~16

Ulrych T J. 1971. Application of homomorphic deconvolution to seismology[J]. *Geophysics*, **36**(4): 650~660

## CEPSTRUM ANALYSIS OF SOURCE CHARACTER

Wei Fusheng Li Ming

(Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China)

**Abstract:** This paper introduces the concept of cepstrum. Basing on the source differences between natural earthquakes and artificial explosions, it infers the reflection form of source differences in various domains and explores the effective paths to express these source differences. Then the research method of source recognition from time domain expands to cepstrum domain. The paper presents the cepstrum analysis method to recognize source characteristics and establishes a discriminating criteria of source types. It has made a cepstrum analysis on some earthquakes and explosions occurred in recent years. The calculation results shows that the method is very effectively.

**Key words:** cepstrum; seismic source; source character; discrimination

地 震 学 报  
ACTA SEISMOLOGICA SINICA