

# Using the Marginal Spectrum Method to Extract Earth Free Oscillation of Strong Earthquakes

Jiye Li<sup>1</sup>, Xiaojun Wu<sup>2</sup>, Longchen Ma<sup>1</sup>, Jianhui Ren<sup>3</sup>, Yanji Zhang<sup>2</sup>, Pengyu Sun<sup>4</sup>, Qiang Sun<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Earthquake Administration of Heilongjiang Province, Harbin Heilongjiang

<sup>2</sup>Tonghe Seismic Station, Harbin Heilongjiang

<sup>3</sup>Harbin Technical Center of Earthquake Prevention and Disaster Reduction, Harbin Heilongjiang

<sup>4</sup>Yanshou Seismic Station, Harbin Heilongjiang

<sup>5</sup>Acheng Seismic Station, Harbin Heilongjiang

Email: [jiye\\_li@126.com](mailto:jiye_li@126.com)

Received: Jun. 9<sup>th</sup>, 2017; accepted: Jun. 25<sup>th</sup>, 2017; published: Jun. 28<sup>th</sup>, 2017

---

## Abstract

The research of earth free oscillation has become one of important means to ascertain the internal structure of earth. This paper uses the marginal spectrum method based on Hilbert Huang transform for the first time, and the Tonghe station's borehole strain data without removing solid tide. Then we extracted earth free oscillation mode that are motivated by Wenchuan M8.0 earthquake, Chile M8.8 earthquake and the east coast of Honshu of Japan M9.0 earthquake, and the results are very close to the PREM mode. Among which, the Wenchuan earthquake is tested 24 fundamental frequency modes, the Chile and Japan earthquakes are both 76, which consist of  ${}_0S_0$  and  ${}_0S_2\sim{}_0S_{76}$ . The marginal spectrum method can effectively extract the earth free oscillation because of these strong earthquakes' mode have spectrum divide phenomenon.

## Keywords

Hilbert Huang Transform, The Marginal Spectrum, The Strong Earthquakes, Free Oscillation

---

# 采用边际谱方法提取地球自由振荡

李继业<sup>1</sup>, 武晓军<sup>2</sup>, 马龙辰<sup>1</sup>, 任建辉<sup>3</sup>, 张彦吉<sup>2</sup>, 孙鹏宇<sup>4</sup>, 孙强<sup>5</sup>

<sup>1</sup>黑龙江省地震局, 黑龙江 哈尔滨

<sup>2</sup>哈尔滨市通河地震台, 黑龙江 哈尔滨

<sup>3</sup>哈尔滨市防震减灾技术中心, 黑龙江 哈尔滨

<sup>4</sup>哈尔滨市延寿地震台, 黑龙江 哈尔滨

<sup>5</sup>哈尔滨市阿城地震台, 黑龙江 哈尔滨

Email: jiye\_li@126.com

收稿日期: 2017年6月9日; 录用日期: 2017年6月25日; 发布日期: 2017年6月28日

## 摘要

地球自由振荡的研究已成为探查地球内部结构的重要手段之一。本文首次采用基于希尔伯特-黄变换的边际谱方法,利用通河台钻孔应变资料,在没有对数据进行去固体潮的前提下,提取了2008年5月12日汶川M8.0级,2010年2月27日智利M8.8级和2011年3月11日本日本东海岸附近海域M9.0级强震的地球自由振荡。通过与PREM模型相对比,结果十分接近。其中,汶川地震检测到了24个基频信号,智利地震、日本地震检测到全部76个基频信号,包括 ${}_0S_0$ 、 ${}_0S_2\sim{}_0S_{76}$ 。汶川地震检测到的 ${}_0S_2$ 、智利地震检测到的 ${}_0S_6$ 和 ${}_0S_7$ 等和日本地震检测到的 ${}_0S_2$ 和 ${}_0S_3$ 等均存在频谱分裂现象。证明边际谱方法可以有效的提取地球自由振荡。

## 关键词

希尔伯特-黄变换, 边际谱, 强烈地震, 自由振荡

Copyright © 2017 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

大的地震发生时,除产生涉及地球局部运动的体波和面波外,还能激发弹性球体的地球产生固有振动,这就是地球的自由振荡。这种振动通常会持续数天甚至数周时间,周期从几十秒到近一个小时。地球自由振荡理论上是长周期面波的推广,可以作为独立于体波和面波之外的另一种地球内部结构的约束条[1][2]。地球自由振荡是探查地球内部结构的重要手段之一,通过实际观测和理论分析与对比,可以研究地球内部的各向异性、非弹性以及震源机制的性质等。

自由振荡理论研究可追溯至19世纪末,Lamb [3]详细讨论了均匀球体简单模型下自由振荡模式的分布规律。Love [4]在Lamb的研究成果基础上,讨论了重力作用下可压缩球体振荡问题,给出了极为精确的 ${}_0S_2$ 固有周期。直到1954年由Benioff [5]首次在他自己设计的应变地震仪上,发现1952年11月4日勘察加地震所激发57分钟的长周期地球自由振荡。20世纪80年代初,Dziewonski *et al.* [1]又在前人研究基础上,提出了初步参考地球模型(Preliminary Reference Earth Model,简称PREM),计算了各向同性球体和纵向层状结构下球型和环型振荡的理论本征周期,并给出实际观测结果,极大丰富了自由振荡理论的发展。

长期以来,地球自由振荡提取方法和检测对象也在不断完善和扩展。Ness等[6]采用二阶Chebyshev数字高通滤波器提取了地球自由振荡资料;Van Camp [7]用LSQ高通滤波器和LSQ低通滤波器消除了1998年Baleny岛M8.1级地震超导重力观测资料中重力潮汐影响,提取了地球的球型自由振荡。雷湘鄂等[8]运用20阶多项式拟合固体潮观测值,提取了超导重力仪在2001年6月秘鲁M7.9级地震激发的全部 ${}_0S_0\sim{}_0S_{32}$ 球型振荡振型,并观测到了 ${}_0S_0$ 、 ${}_0S_3$ 的谱线分裂现象。万永革等[9]利用中国数字地震台网(CDSN)波形资料,采用功率谱密度估计方法,在没有去除固体潮影响的情况下,提取了2001年昆仑山口西M8.1

级地震激发的  ${}_0S_4\text{-}{}_0S_{76}$  地球球型自由振荡, 取得较好的效果。严珍珠等[10]采用谱元法, 结合高性能并行计算, 数值模拟了特大地震激发的弹性波在地球内部传播过程。任佳等[11]采用垂直摆倾斜仪和水管倾斜仪数字化观测资料, 利用功率谱密度估计方法, 在没有对资料进行去固体潮处理情况下, 准确获得了 2008 年汶川 M8.0 级大地震激发的  ${}_0S_6\text{-}{}_0S_{32}$  基频球型自由振荡。杨跃文等[12]利用功率谱密度估计方法, 在没有对资料进行处理的情况下, 准确获得了 2010 年 2 月 27 日智利 M8.8 级大地震激发的  ${}_0S_5\text{-}{}_0S_{35}$  基频球型自由振荡。吴海波等[13]采用功率谱密度方法, 提取了 JCZ-1 型地震仪检测到的地球环形自由振荡。

本文首次应用基于希尔伯特 - 黄变换的边际谱方法, 采用同一钻孔应变的数字化资料, 提取 3 次 8 级以上强震激发的地球自由振荡。通过对信号进行希尔伯特 - 黄变换(Hilbert-Huang Transform, 简称 HHT), 得到一种新的信号时频描述方式, 被称为 Hilbert 谱, 再对信号进行时间域积分, 得到类似于 Fourier 谱的 Hilbert 边际谱。边际谱方法相比传统的傅里叶功率谱估计方法对数据要求更短, 且其频率分辨率和估算精度都要高于傅里叶功率谱估计。

## 2. Hilbert-Huang 变换原理

希尔伯特 - 黄变换是一种非线性、非平稳信号的处理方法。最早由美国华裔科学家 Huang 等 1998 年提出, 他对 Fourier 变换基本信号和频率定义做了创造性的改进, 不在认为信号是由一组固定频率和振幅的正弦信号的加权和, 而是由固有模态函数(intrinsic mode function, IMF)的信号组成。希尔伯特 - 黄变换(HHT)方法由经验模态分解(EMD)方法和 Hilbert 变换组成[14]。

### 2.1. 经验模态分解(Empirical Mode Decomposition, 简称 EMD)

EMD 方法即 Huang 变换, 它是依据信号本身时间尺度特征, 将信号分解为不同时间尺度且满足以下两个定义条件的一组 IMF, 每个 IMF 可以被认为是信号中固有的一个模态函数: 1) 对于一系列数据极值点和过零点数目必须相等或至多相差一点; 2) 在任意点, 由局部极大点和极小点构成的两条包络线平均值为零。

EMD 分解过程: 1) 找出信号  $x(t)$  所有极大点和极小点, 将其用三次样条函数分别拟合为原数据序列上、下包络线, 上、下包络线的均值为平均包络线  $m_1$ , 将原数据序列减去  $m_1$  可得到一个去掉低频的新数据序列  $h_1$ 。一般  $h_1$  不是一个平稳数据序列, 为此重复以上过程  $n$  次, 使所得平均包络线趋于零, 此时  $h_{1n}$  就是第一个 IMF( $c_1$ ), 它表示信号数据中最高频成分。2) 用  $x(t)$  减去  $c_1$  得到一个去掉高频成分的新数据序列, 重复步骤 1), 得到一系列  $c_n$  和最后一个不可分解的序列  $r_n$ ,  $r_n$  代表  $x(t)$  的均值或趋势项。那么原序列  $x(t)$  可表示为 IMF 分量和一个残余项的和:

$$x(t) = \sum_{i=1}^n C_i + r_n \quad (1)$$

信号经分解后得到多个 IMF 的组合, 对每个 IMF 分量进行 Hilbert 变换, 即可得到每个 IMF 分量的瞬时频率, 综合所有 IMF 分量的瞬时频谱得到 Hilbert 谱。

获得 IMF 分量以后, 对每一阶 IMF 作 Hilbert 变换, 设为  $y(t)$ :

$$y(t) = \frac{1}{\pi} P \int \frac{x(t')}{t-t'} dt' \quad (2)$$

$x(t)$  和  $y(t)$  共同组合为一解析信号  $z(t)$ , 采用极坐标形式表示:

$$z(t) = x(t) + iy(t) = a(t)e^{i\theta(t)} \quad (3)$$

其中:

$$a(t) = \sqrt{x^2(t) + y^2(t)} \quad (4)$$

$$\theta(t) = \arctan\left(\frac{y(t)}{x(t)}\right) \quad (5)$$

定义瞬时频率:

$$\omega(t) = \frac{d\theta(t)}{dt} \quad (6)$$

由式(6)可看出,  $\omega(t)$  是时间  $t$  的单值函数, 即某一时间对应某一频率, 每个 IMF 序列在每一点的频率唯一。对每一阶 IMF 作 Hilbert 变换, 并求出相应解析函数的幅值谱和瞬时频率, 从而原始信号可以表示为:

$$x(t) = \text{real} \sum_{j=1}^n a_j(t) e^{i\int \omega_j dt} \quad (7)$$

上式频率  $\omega_j(t)$  和幅值  $a_j(t)$  都是时间的函数, 可构成幅值、频率、时间的三维时频图即 Hilbert 幅值谱, 简称 Hilbert 谱, 记为:

$$H(\omega, t) = \text{real} \sum_{j=1}^n a_j(t) e^{i\int \omega_j dt} \quad (8)$$

基于 Hilbert 谱公式(8), 通过对时间的积分, 可以定义边际谱  $h(\omega)$  为:

$$h(\omega) = \int_0^T H(\omega, t) dt \quad (9)$$

边际谱表达了每个频率在全球上的幅度, 它代表了在统计意义上的全部累加幅度。

## 2.2. 边际谱的物理意义

Hilbert 谱中的频率还是边际谱中的频率(即瞬时频率), 其意义与 Fourier 分析中的频率完全不同。Fourier 变换是将任何信号分解为正弦信号的加权和, 而每一个正弦信号对应着一个固定的频率(Fourier 频率)和固定的幅值, 因此, 对于频率随时间变化的非平稳信号, Fourier 变换就无能为力了。而在边际谱中, 由(9)式可知边际谱提供了对频率总的幅值分布, 它代表了整个信号在时间跨度上的幅值累积效应。某个频率值仅仅意味着有很大的可能性存在这一频率成分的正弦或余弦波, 而其发生时刻, 则在 Hilbert 谱中给出了精确的定位。借助于信号 IMF 组合, 幅值调制和频率调制被清晰地分离开来。由于跨越了 Fourier 变换中要求的常幅值和常频率限制, 也就可以突破 Fourier 变换仅对平稳信号有效的不足之处, 使得 Hilbert-Huang 变换能够成功地应用于非线性、非平稳信号的处理。边际谱是 Hilbert 谱  $H(\omega, t)$  对时间的积分。  $H(\omega, t)$  对任意固定频率  $\omega$  的时间积分就是对频率  $\omega$  所有时刻  $t$  所对应的幅值  $a(t)$  求和。因此, 瞬时频率  $\omega$  的边际谱的含义是: 信号中瞬时频率  $\omega$  的总幅值的大小。可以这样认为, 瞬时频率表示信号交变快慢的物理量, 任一瞬时频率都有一定的幅值, 将不同时间点的但具有相同瞬时频率的所有幅值加起来, 就是信号中该频率的总幅值, 即边际谱线的高度。但该频率不一定在所有时刻都存在, 也不一定只在某一时刻出现, 而是可能以不同或相同幅值出现几次。事实上, 这一物理意义与 Fourier 频谱的物理意义是一致的, 只不过在 Fourier 频谱中, 对任意频率都要求在整个信号时间跨度上具有相同的幅值[15][16]。

## 3. 观测点概况及资料选取

通河体应变观测井(128.65°E, 46.08°N)位于伊春-延寿地槽褶皱带北段, 地质构造属兴安岭-内蒙古

地槽褶皱系、小兴安岭-张广才岭槽地褶皱带。主要构造形迹有北东向依舒断裂,北西向尚志断裂和岔林河断裂。深部构造莫霍面嘉荫-舒兰深度陡变带与鸡西-塔溪深度陡变带在通河附近相交,呈“X”型相交叉分布,将黑龙江省大兴安岭以东广大地区,分割成互为对顶分布的两个上地幔隆起区和两个上地幔坳陷区,构成了莫霍面起伏变化的基本轮廓[17]。观测井濒临郯庐断裂带北段分支之一依舒断裂,处于松嫩平原与东部山地间丘陵区,属张广才岭余脉。周围地形地貌特征属花岗岩类构造低山,台基岩性为坚硬完整的燕山期花岗岩。通河体应变观测井深 81 m,探头位置 79 m,安装中国地震局地壳所研制的 TJ-II 型体积式应变仪,于 2005 年 10 月安装,2006 年 6 月正式观测运行,观测精度为  $10^{-9}$ ,动态范围大于  $2 \times 10^4$ ,采样率为分钟值采样。

近年来全球大地震活动频繁,2008 年 5 月 12 日汶川 M8.0 级,2010 年 2 月 27 日智利 M8.8 级和 2011 年 3 月 11 日日本本州东海岸附近海域 M9.0 级地震,这些罕见的大地震为人们研究地球自由振荡提供了良好的机会(表 1)。资料选取这三次强震前半小时和地震后 3 天原始观测数据,长度 4350 分钟。所选观测数据固体潮清晰可辨,数据连续性好,内在质量高,受环境和人为影响小,信噪比高。为了保证数据原始可靠,没有对原始数据进行任何形式滤波处理,包括固体潮信息(图 1)。通过希尔伯特-黄变换求解边际谱,提取这 3 次罕见强震激发的地球自由振荡信息。

#### 4. 边际谱提取结果分析

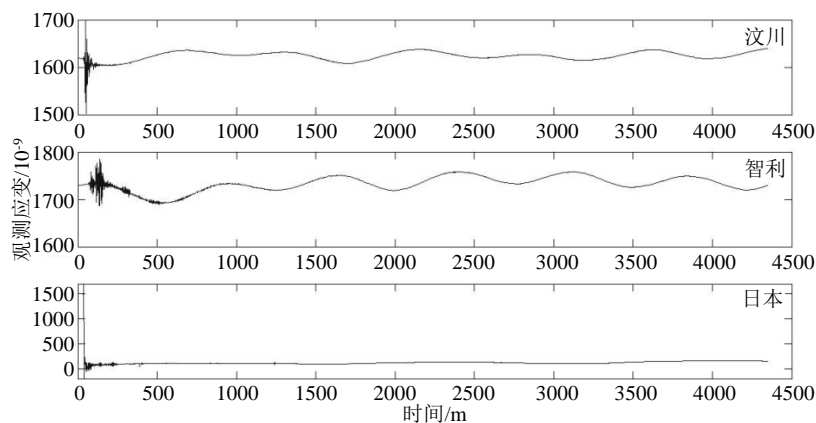
利用通河体应变三次强震数据,采用基于 Hilbert-Huang 变换的边际谱方法,计算了  $200 \mu\text{Hz} \sim 8200 \mu\text{Hz}$  (周期 122 s~5000 s) 边际谱(图 2),按照  ${}_0S_0 \sim {}_0S_{76}$  基频球型自由振荡分别进行检测。理论本征周期选用 PREM 模型各向异性的理论本征周期(图中虚线标注部分)。

**Table 1.** The basic parameters of three strong earthquakes

**表 1.** 三次强震基本参数

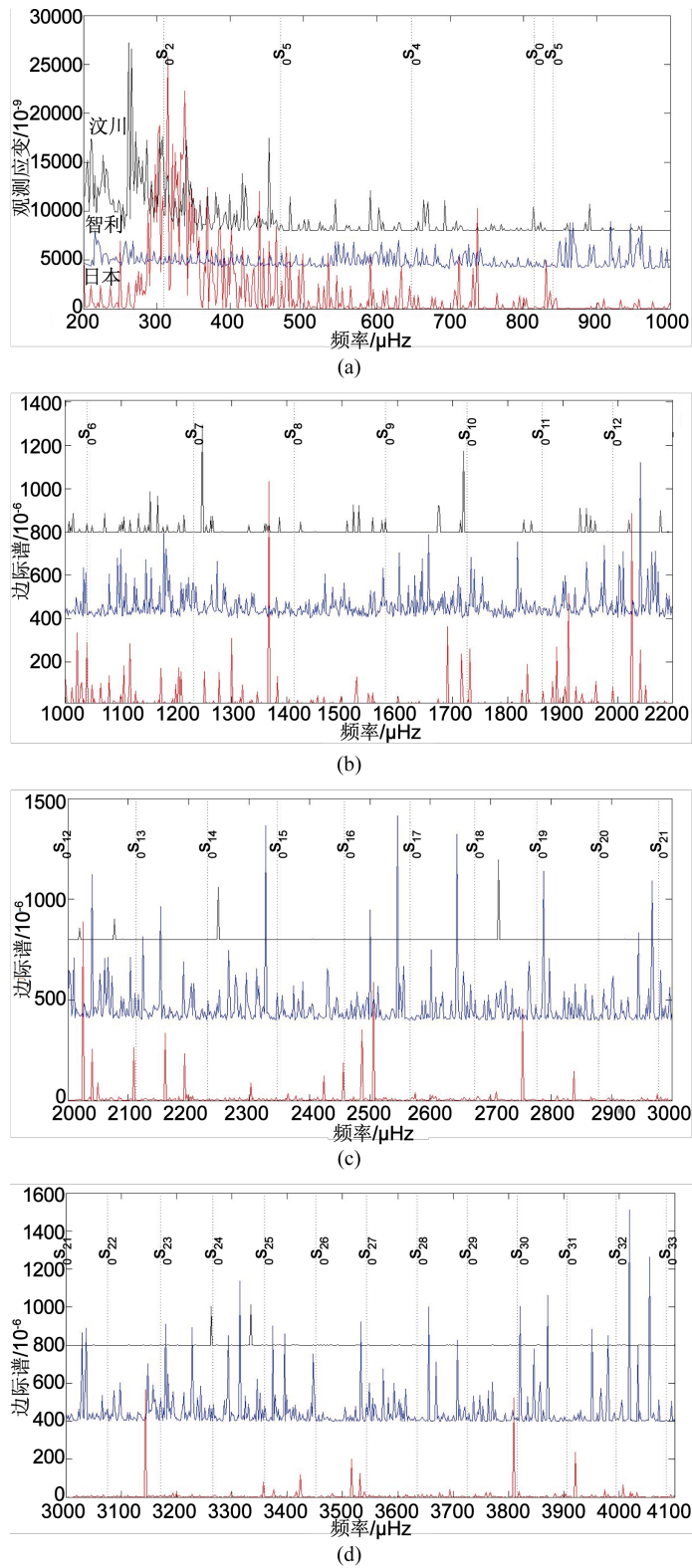
震中地名	$\Phi$ /(°)	$\Lambda$ /(°)	震级 /M	深度 /km	震中距 $\Delta$ /(°)	方位角 $\alpha$ /(°)
汶川	31.0	103.4	8.0	14	13.04	122.77
智利	-35.8	-72.7	8.8	33	160.97	64.89
日本	38.1	142.6	9.0	20	24.67	241.18

注: 以上资料来自中国地震台网中心地震数据管理与服务系统 <http://www.csndmc.ac.cn/newweb/index.jsp>。



**Figure 1.** Minute value records of three strong earthquakes recorded by the bulk strain of Tonghe seismic station

**图 1.** 通河体应变对三次强震的分钟值记录



**Figure 2.** Free oscillation power spectrum of 200~4100  $\mu\text{Hz}$ . (a) 200~1000  $\mu\text{Hz}$ ; (b) 1000~2100  $\mu\text{Hz}$ ; (c) 2000~3000  $\mu\text{Hz}$ ; (d) 3000~4100  $\mu\text{Hz}$

**图 2.** 200~4100  $\mu\text{Hz}$  自由震荡边际谱。(a) 200~1000  $\mu\text{Hz}$ ; (b) 1000~2100  $\mu\text{Hz}$ ; (c) 2000~3000  $\mu\text{Hz}$ ; (d) 3000~4100  $\mu\text{Hz}$

汶川地震检测到了 24 个基频信号, 分别在 200~1000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_0$ 、 ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$  和  ${}_0S_4$  四个, 但没有检测到  ${}_0S_5$  (图 2(a)); 1000~2000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_6$ ~ ${}_0S_{12}$  七个(图 2(b)); 2000~3000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_{13}$ 、 ${}_0S_{14}$  和  ${}_0S_{18}$  三个(图 2(c)); 3000~4000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_{24}$  和  ${}_0S_{25}$  两个(图 2(d)); 4000~5000  $\mu\text{Hz}$  频段仅检测到  ${}_0S_{36}$  (图 3(a)); 5000~6000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_{46}$ 、 ${}_0S_{47}$ 、 ${}_0S_{49}$  和  ${}_0S_{54}$  四个(图 3(b)); 6000~7000  $\mu\text{Hz}$  频段未检测到信号(图 3(c)); 7000~8200  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_{74}$ 、 ${}_0S_{75}$  和  ${}_0S_{76}$  三个(图 3(d))。其中  ${}_0S_3$  误差为 3.26%,  ${}_0S_4$  误差为 1.45%,  ${}_0S_7$  误差为 1.21%,  ${}_0S_{11}$  误差为 1.05%,  ${}_0S_{12}$  误差为 1.45%,  ${}_0S_{13}$  误差为 1.72% 和  ${}_0S_{18}$  误差为 1.48%, 其它基频信号误差均在  $\pm 0.8\%$  之间。

智利地震、日本地震检测到 76 个基频信号, 包括在 200~1000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_0$ 、 ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 、 ${}_0S_4$  和  ${}_0S_5$  五个(图 2(a)); 1000~2000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_6$ ~ ${}_0S_{12}$  七个(图 2(b)); 2000~3000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_{13}$ ~ ${}_0S_{21}$  九个(图 2(c)); 3000~4000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_{22}$ ~ ${}_0S_{32}$  十一个(图 2(d)); 4000~5000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_{33}$ ~ ${}_0S_{43}$  十一个(图 3(a)); 5000~6000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_{44}$ ~ ${}_0S_{54}$  十一个(图 3(b)); 6000~7000  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_{55}$ ~ ${}_0S_{65}$  十一个(图 3(c)); 7000~8200  $\mu\text{Hz}$  频段检测到  ${}_0S_{66}$ ~ ${}_0S_{76}$  十一个(图 3(d))。其中, 智利地震检测到  ${}_0S_7$ 、 ${}_0S_{14}$ 、 ${}_0S_{15}$ 、 ${}_0S_{18}$ 、 ${}_0S_{24}$ 、 ${}_0S_{25}$ 、 ${}_0S_{43}$ 、 ${}_0S_{55}$ 、 ${}_0S_{73}$  和  ${}_0S_{75}$  等十个和 PREM 模型本征周期一样, 其余与理论值均有偏差,  ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_4$ 、 ${}_0S_5$ 、 ${}_0S_8$ 、 ${}_0S_{16}$ 、 ${}_0S_{31}$ 、 ${}_0S_{38}$  和  ${}_0S_{61}$  等八个偏差较大, 均大于 0.6%, 最大偏差为  ${}_0S_{16}$  的 1.18% (表 2)。日本地震检测到的  ${}_0S_6$ 、 ${}_0S_{12}$ 、 ${}_0S_{16}$ 、 ${}_0S_{21}$ 、 ${}_0S_{24}$ 、 ${}_0S_{46}$  和  ${}_0S_{50}$  等七个和 PREM 模型本征周期一样, 其余与理论值均有偏差,  ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_7$ 、 ${}_0S_9$ 、 ${}_0S_{14}$ 、 ${}_0S_{15}$ 、 ${}_0S_{23}$ 、 ${}_0S_{37}$  和  ${}_0S_{41}$  等八个偏差较大, 均大于 0.5%, 最大偏差为  ${}_0S_{15}$  的 1.86% (表 2)。

由于地球扁率和自转影响, 地球某些本征振荡不是简并的, 而是存在谱线分裂现象。汶川地震检测的  ${}_0S_2$  (图 2(a))、智利地震检测的  ${}_0S_6$  和  ${}_0S_7$  (图 2(b))等和日本地震检测的  ${}_0S_2$  和  ${}_0S_3$  (图 2(a))等均存在频谱分裂现象, 由边际谱物理意义可知, 振荡频谱分裂都是真实存在的。智利地震检测的  ${}_0S_9$  和  ${}_0S_{10}$  (图 2(b))等和日本地震检测的  ${}_0S_4$  和  ${}_0S_5$  (图 2(a))等也存在频谱分裂的可能。

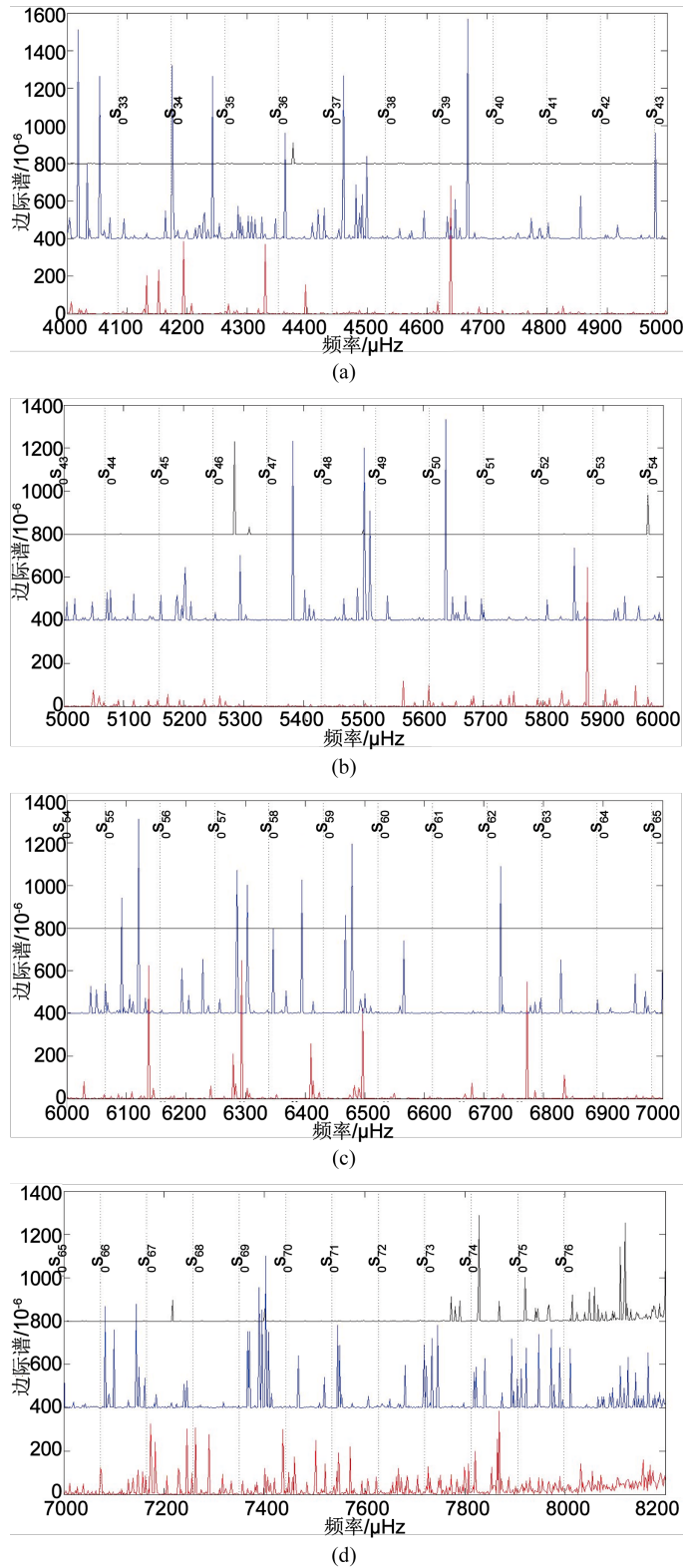
## 5. 讨论与结论

本文首次采用基于希尔伯特 - 黄变换理论的边际谱方法, 利用国内目前纬度最高的钻孔应变观测资料, 提取了通河台钻孔应变 2008 年 5 月 12 日汶川 M8.0 级, 2010 年 2 月 27 日智利 M8.8 级和 2011 年 3 月 11 日日本本州东海岸附近海域 M9.0 级强震激发的地球自由振荡信息, 认识如下:

1) 通河体应变准确检测到了 2008 年 5 月 12 日汶川 M8.0 级、2010 年 2 月 27 日智利 M8.8 级和 2011 年 3 月 11 日的日本本州东海岸附近海域 M9.0 级地震激发的地球自由振荡信号, 整个提取过程是在没有对数据进行去固体潮的前提下进行的。汶川地震检测到了 24 个基频信号, 智利地震、日本地震检测到全部 76 个基频信号, 包括  ${}_0S_0$ 、 ${}_0S_2$ ~ ${}_0S_{76}$ 。汶川地震检测的两个信号、智利地震检测的十个信号、日本地震检测的七个信号和 PREM 模型本征周期一样, 其余与理论值均有偏差。造成这种偏差的原因是不同震源机制激发的地球自由振荡具有不同的波谱结构和振荡特征。PREM 模型仅考虑地球非均匀性均是随半径变化的, 对横向不均匀性对振荡的影响研究还比较少有关。

2) 汶川地震检测的  ${}_0S_2$ 、智利地震检测的  ${}_0S_6$  和  ${}_0S_7$  等和日本地震检测的  ${}_0S_2$  和  ${}_0S_3$  等信号均存在频谱分裂现象。究其原因, 地球内部很多因素都会影响到地球自由振荡谱形态, 如地球结构横向不均匀性及径向不均匀性、地球旋转、地球扁率、地球内部各向异性、物质衰减(与品质因子倒数有关)以及震源机制性质等因素。由于地球自转和扁率影响, 地球自由振荡本征频率不是简并的, 会出现地球自由振荡谱线(或谱峰)分裂现象。总之, 这些因素会导致地球自由振荡谱分裂、耦合及谱峰变化等很多效应。这些振型谱值分裂为进一步研究地球内核的结构提供了较可靠的信息。

3) 本文应用边际谱方法提取地球自由振荡, 与传统的傅里叶功率谱估计方法不同。边际谱从统计意



**Figure 3.** Free oscillation power spectrum of 4000~8200  $\mu\text{Hz}$ . (a) 4000~5000  $\mu\text{Hz}$ ; (b) 5000~6000  $\mu\text{Hz}$ ; (c) 6000~7000  $\mu\text{Hz}$ ; (d) 7000~8200  $\mu\text{Hz}$

**图 3.** 4000~8200  $\mu\text{Hz}$  自由震荡边频谱。(a) 4000~5000  $\mu\text{Hz}$ ; (b) 5000~6000  $\mu\text{Hz}$ ; (c) 6000~7000  $\mu\text{Hz}$ ; (d) 7000~8200  $\mu\text{Hz}$



**Table 2.** Comparison between the observations of free torsional oscillation period and the theoretical values of PREM  
**表 2.** 球型基频自由振荡周期的观测值与 PREM 理论值对比

振型	理论周期 /μHz	观测周期/μHz					
		汶川地震	误差(%)	智利地震	误差(%)	日本地震	误差(%)
oS <sub>0</sub>	814.32	814.319	0.00%	817.426	-0.38%	815.509	-0.15%
oS <sub>2</sub>	309.28	307.613	0.54%	311.446	-0.70%	307.613	0.54%
oS <sub>3</sub>	468.56	453.274	3.26%	470.523	-0.42%	470.523	-0.42%
oS <sub>4</sub>	647.07	656.432	-1.45%	654.515	-1.15%	644.933	0.33%
oS <sub>5</sub>	840.42	\	\	850.008	-1.14%	844.258	-0.46%
oS <sub>6</sub>	1038.21	1038.21	0.00%	1035.92	0.22%	1038.21	0.00%
oS <sub>7</sub>	1231.78	1246.74	-1.21%	1231.79	0.00%	1250.57	-1.53%
oS <sub>8</sub>	1413.49	1424.98	-0.81%	1403.9	0.68%	1419.23	-0.41%
oS <sub>9</sub>	1578.26	1578.26	0.00%	1574.48	0.24%	1601.31	-1.46%
oS <sub>10</sub>	1726.47	1720.14	0.37%	1733.56	-0.41%	1731.64	-0.30%
oS <sub>11</sub>	1862.41	1842.8	1.05%	1865.8	-0.18%	1863.88	-0.08%
oS <sub>12</sub>	1990.37	2019.13	-1.45%	2001.88	-0.58%	1990.37	0.00%
oS <sub>13</sub>	2112.91	2076.63	1.72%	2103.46	0.45%	2100.21	0.60%
oS <sub>14</sub>	2231.40	2249.12	-0.79%	2231.4	0.00%	2193.54	1.70%
oS <sub>15</sub>	2346.37	\	\	2346.37	0.00%	2302.78	1.86%
oS <sub>16</sub>	2458.21	\	\	2429.28	1.18%	2458.21	0.00%
oS <sub>17</sub>	2567.06	\	\	2555.77	0.44%	2574.94	-0.31%
oS <sub>18</sub>	2673.30	2712.93	-1.48%	2673.3	0.00%	2678.43	-0.19%
oS <sub>19</sub>	2776.93	\	\	2787.68	-0.39%	2753.18	0.86%
oS <sub>20</sub>	2878.36	\	\	2887.34	-0.31%	2866.26	0.42%
oS <sub>21</sub>	2977.70	\	\	2981.26	-0.12%	2977.7	0.00%
oS <sub>22</sub>	3075.22	\	\	3086.67	-0.37%	3067.5	0.25%
oS <sub>23</sub>	3171.18	\	\	3180.58	-0.30%	3144.17	0.85%
oS <sub>24</sub>	3265.84	3262.99	0.09%	3265.84	0.00%	3265.84	0.00%
oS <sub>25</sub>	3359.31	3333.91	0.76%	3359.31	0.00%	3356.91	0.07%
oS <sub>26</sub>	3451.85	\	\	3446.99	0.14%	3423.99	0.81%
oS <sub>27</sub>	3543.59	\	\	3533.23	0.29%	3531.32	0.35%
oS <sub>28</sub>	3634.65	\	\	3655.9	-0.58%	3636.73	-0.06%
oS <sub>29</sub>	3725.23	\	\	3707.64	0.47%	3740.23	-0.40%
oS <sub>30</sub>	3815.48	\	\	3820.72	-0.14%	3809.22	0.16%
oS <sub>31</sub>	3905.33	\	\	3870.55	0.89%	3920.38	-0.39%
oS <sub>32</sub>	3994.89	\	\	4004.71	-0.25%	4006.63	-0.29%
oS <sub>33</sub>	4084.47	\	\	4094.79	-0.25%	4092.88	-0.21%
oS <sub>34</sub>	4173.80	\	\	4175.29	-0.04%	4194.46	-0.50%
oS <sub>35</sub>	4263.12	\	\	4242.37	0.49%	4269.2	-0.14%
oS <sub>36</sub>	4352.37	4376.53	-0.56%	4363.12	-0.25%	4330.54	0.50%
oS <sub>37</sub>	4441.68	\	\	4460.86	-0.43%	4397.62	0.99%
oS <sub>38</sub>	4531.04	\	\	4499.2	0.70%	4543.28	-0.27%
oS <sub>39</sub>	4620.43	\	\	4633.36	-0.28%	4618.02	0.05%
oS <sub>40</sub>	4709.87	\	\	4727.27	-0.37%	4687.02	0.49%

## Continued

oS <sub>41</sub>	4799.62	\	\	4802.02	-0.05%	4826.93	-0.57%
oS <sub>42</sub>	4889.26	\	\	4897.85	-0.18%	4907.43	-0.37%
oS <sub>43</sub>	4978.84	\	\	4978.84	0.00%	4974.51	0.09%
oS <sub>44</sub>	5068.94	\	\	5072.26	-0.07%	5066.51	0.05%
oS <sub>45</sub>	5158.89	\	\	5162.34	-0.07%	5156.59	0.04%
oS <sub>46</sub>	5249.07	5285	-0.68%	5252.41	-0.06%	5249.07	0.00%
oS <sub>47</sub>	5339.31	5309.91	0.55%	5304.16	0.66%	5334.83	0.08%
oS <sub>48</sub>	5429.47	\	\	5417.24	0.23%	5436.41	-0.13%
oS <sub>49</sub>	5519.98	5499.66	0.37%	5511.15	0.16%	5513.07	0.13%
oS <sub>50</sub>	5610.41	\	\	5637.65	-0.49%	5610.41	0.00%
oS <sub>51</sub>	5701.25	\	\	5697.06	0.07%	5683.65	0.31%
oS <sub>52</sub>	5792.06	\	\	5806.31	-0.25%	5790.98	0.02%
oS <sub>53</sub>	5883.05	\	\	5852.31	0.52%	5873.39	0.16%
oS <sub>54</sub>	5974.07	5974.97	-0.02%	5959.64	0.24%	5974.97	-0.02%
oS <sub>55</sub>	6065.02	\	\	6065.02	0.00%	6063.13	0.03%
oS <sub>56</sub>	6156.12	\	\	6158.96	-0.05%	6145.55	0.17%
oS <sub>57</sub>	6247.66	\	\	6256.71	-0.14%	6241.38	0.10%
oS <sub>58</sub>	6338.74	\	\	6346.79	-0.13%	6352.54	-0.22%
oS <sub>59</sub>	6430.45	\	\	6413.87	0.26%	6423.45	0.11%
oS <sub>60</sub>	6521.88	\	\	6509.7	0.19%	6496.28	0.39%
oS <sub>61</sub>	6613.76	\	\	6565.28	0.73%	6609.36	0.07%
oS <sub>62</sub>	6705.56	\	\	6728.19	-0.34%	6680.27	0.38%
oS <sub>63</sub>	6797.17	\	\	6795.27	0.03%	6785.69	0.17%
oS <sub>64</sub>	6889.42	\	\	6891.1	-0.02%	6885.35	0.06%
oS <sub>65</sub>	6981.61	\	\	6971.6	0.14%	6983.1	-0.02%
oS <sub>66</sub>	7073.64	\	\	7082.76	-0.13%	7073.64	0.00%
oS <sub>67</sub>	7165.38	\	\	7161.34	0.06%	7163.26	0.03%
oS <sub>68</sub>	7257.95	\	\	7245.67	0.17%	7255.25	0.04%
oS <sub>69</sub>	7350.24	\	\	7366.41	-0.22%	7356.83	-0.09%
oS <sub>70</sub>	7442.69	\	\	7467.99	-0.34%	7437.33	0.07%
oS <sub>71</sub>	7535.23	\	\	7546.57	-0.15%	7548.49	-0.18%
oS <sub>72</sub>	7627.77	\	\	7607.9	0.26%	7623.24	0.06%
oS <sub>73</sub>	7720.22	\	\	7720.22	0.00%	7726.73	-0.08%
oS <sub>74</sub>	7813.11	7828.31	-0.19%	7818.73	-0.07%	7807.23	0.08%
oS <sub>75</sub>	7905.76	7920.31	-0.18%	7905.76	0.00%	7887.73	0.23%
oS <sub>76</sub>	7998.08	8014.22	-0.20%	7989.31	0.11%	7989.31	0.11%

义上表征了整组数据每个频率点的累积幅值分布，而傅里叶频谱某一点频率上的幅值表示在整个信号里有一个含有此频率的三角函数组份。边际谱可以处理非平稳信号，如果信号中存在某一频率能量出现，就表示一定有该频率的振动波出现，也就是说，边际谱能比较准确地反映信号的实际频率成分，而傅里叶变换只能处理平稳信号。

4) 希尔伯特变换只是单纯求解信号瞬时振幅，频率和相位，有可能出现没有意义的负频率；希尔伯

特 - 黄变换先将信号进行 EMD 分解, 得到各个不同尺度分量, 然后对每一个分量进行希尔伯特变换得到有实际意义的瞬时频率。但是边际谱中还存在其他谱峰, 这些谱峰是否是谐波振型和环形振型信息, 还需进一步研究。

## 基金项目

中国地震局地震科技星火计划项目(XH16012)、中国地震局监测预报司震情跟踪青年课题(2016010132)共同资助。

## 参考文献 (References)

- [1] Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L. (1981) Preliminary Reference Earth Model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297-356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- [2] 曾融生. 固体地球物理学导论[M]. 北京: 科学出版社, 1984.
- [3] Lamb, H. (1882) On the Variations of an Elastic Sphere. *Proceedings of the London Mathematical Society*, **13**, 233-256.
- [4] Love, A.E.H. (1911) Some Problem of Geodynamics. Cambridge University Press, London, 176-181.
- [5] Beniof, H., Press, F. and Smith, S. (1961) Excitation of the Free Oscillations of the Earth by Earthquake. *Journal of Geophysical Research*, **66**, 605-619. <https://doi.org/10.1029/JZ066i002p00605>
- [6] Ness, N.R., Harrison, C.T., Slichter, L.B. (1961) Observation of the Free Oscillation of the Earth. *Journal of Geophysical Research*, **66**, 621-629. <https://doi.org/10.1029/JZ066i002p00621>
- [7] Van Camp, M. (1999) Measuring Seismic Normal Modes with the GWRC021 Superconducting Gravimeter. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **116**, 81-92. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00120-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00120-X)
- [8] 雷湘鄂, 许厚泽, 孙和平. 利用超导重力观测资料检测地球自由振荡[J]. 科学通报, 2002, 47(18): 1432-1436.
- [9] 万永革, 周公威, 郭燕平. 中国数字地震台网记录的昆仑山口西地震的球型自由振荡[J]. 地震, 2005, 25(1): 31-39.
- [10] 严珍珍, 张怀, 杨长春, 等. 地震激发地球自由振荡过程的数值模拟初步探索[J]. 地球科学进展, 2008, 23(10): 1020-1026.
- [11] 任佳, 陈华静, 王松, 等. 汶川大地震激发的地球球型自由振荡[J]. 中国地震, 2009, 25(1): 73-80.
- [12] 杨跃文, 任佳, 蒋翠荣, 等. 利用体应变观测智利 8.8 级大地震激发的地球球型自由振荡[J]. 地震地磁观测与研究, 2011, 32(1): 33-38.
- [13] 吴海波, 胡洪, 张念. 用 JCZ-1 型地震仪观测的地球环形自由振荡[J]. 地震, 2012, 32(3): 15-27.
- [14] Huang, N.E., Shen, Z., Long, S.R., et al. (1998) The Empirical Mode Decomposition and the Hilbert Spectrum for Non-Linear and Non-Station Time Series Analysis. *Proceedings of the Royal Society*, **45**, 903-995. <https://doi.org/10.1098/rspa.1998.0193>
- [15] 钟佑明, 秦树人, 汤宝平. 希尔伯特 - 黄变换中边际谱的研究[J]. 系统工程与电子技术, 2004, 26(9): 1323-1326.
- [16] 蔡剑华, 胡惟文, 王先春. 基于边际谱的功率谱估计方法[J]. 核电子学与探测技术, 2011, 31(9): 1062-1066.
- [17] 黑龙江省地质矿产局. 黑龙江省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1993: 509-578.