

# 利用小波技术检测重力亚潮汐频段的特征信号

孙和平 郑大伟 丁晓利 陈武 陈晓东

(中国科学院测量与地球物理研究所动力大地测量重点实验室, 武汉 430077; 中国科学院上海天文台, 上海 200030; 香港理工大学测量与地理信息系, 香港. E-mail: [heping@asch.whigg.ac.cn](mailto:heping@asch.whigg.ac.cn))

**摘要** 基于武汉国际重力基准站超导重力仪长度为 5 年的重力潮汐观测资料, 利用小波分析技术检测和研究了重力亚潮汐频段与地球内核平动振荡有关的特征信号. 对观测信号扣除合成潮和气压效应后得到的重力残差实施分析, 结果表明在 4~6 h 频段上存在着 nGal 量级的重力振荡信号. 但发现这种振荡信号的频率和振幅具有随时间变化的特征, 分析表明这些信号可能被某种小幅度的非连续源激发所致.

**关键词** 亚潮汐频段的重力信号 小波时频谱 地球固态内核 Slichter 模

随着全球基础科学和空间技术对地球深内部动力学需求的快速发展, 地球液态核(ELC)和固态内核动力学现象的理论研究和实际检测已经显得越来越重要. 地球内部动力学问题已经成为迄今世界地球科学前沿 25 个基本科学问题之一. 近年内科学家在研究液核动力学效应方面已经取得很大进展, 但在地球固态内核(ESIC)的平动振荡方面, 仅做了一些有益尝试, 至今仍未得到完全信服的理论模型和完整检测结果. 研究表明除地震技术以外, 重力测量是用于研究地球深内部动力学现象惟一有效技术. ESIC的平动振荡包括赤道面正向、自转轴方向和赤道面逆向振荡三部分, 它们是地球基频自由模, 通常被称为 Slichter 模<sup>[1,2]</sup>. 实施 Slichter 模的研究和检测, 通过精确估计 ESIC 平动模的参数, 有助于人们了解地球液态外核和固态内核边界层精细结构和密度分布特征<sup>[3,4]</sup>.

理论研究表明, 对于非旋转、球对称和分层地球模型, 通常用 1 阶三个球型简正模位移向量描述 ESIC 平动振荡主分量(又称特征向量). 然而由于地球自转导致 Coriolis 力作用和地球的椭球形状, 一些其它的球型和环型位移(相同阶不同级)将与该 1 阶球型位移向量耦合在一起. 通过广义球谐展开, 在理论上可将特征向量表示成 1 阶球形向量  $\sigma_1^m$  和 2 阶环型位移向量  $\tau_2^m$  之和( $m=-1, 0$  和  $1$ ). 当采用 DG597 地球模型时, ESIC 平动振荡赤道正向、自转轴方向和赤道逆向分量周期理论值分别为 4.916, 4.441 和 4.055 h<sup>[4]</sup>. 1960 年智利大地震期间获得的结果证明了液态外核成层分布和固态内核的弹性性质, 赤道逆向平动模导致的重力信号在 2 nGal 量级<sup>[2]</sup>. 为了准确评价截断

误差和克服广义球谐函数展开不收敛导致的误差, 在“亚地震波”近似的假设下, 利用变分有限元技术, Smylie 基于 CORE11 地球模型获得了与 Smith 不同的固态内核平动振荡参数, 其理论周期是 3.581, 3.766 和 4.015 h, 而基于 1066A 地球模型得到的预测周期是 2.603, 2.702 和 2.824 h<sup>[3,4]</sup>.

近年内美国 GWR 公司新型高精度超导重力仪(SG)的研制成功和国际地球动力学合作计划(GGP)的实施, 为人们研究 ESIC 平动振荡提供了新的的重要手段和广阔前景. 与任何一种弹簧重力仪相比, SG 有许多优良特性, 包括极宽的动态线性测量范围, 极低噪声水平、极高的稳定度(在 nGal 量级)和灵敏度<sup>[5]</sup>. 发表的文献已经证明利用全球分布的高精度高采样率 SG 观测数据, 在消除仪器漂移和系统误差后可有效应用于检测地球动力学现象, 特别是那些对来自地球深内部的动力学行为导致的微弱重力场信号<sup>[6-8]</sup>. SG 还能给我们提供长周期地震和亚地震频段的高质量数据, 尤其是可利用周期大于 54 min 的重力变化信号检测地球球型振荡模(纯弹性模)的存在<sup>[9-12]</sup>.

近年内, 人们在 ESIC 平动振荡的地表仪器检测方面作了一些有益尝试. 最早的重力检测是 Smylie 等在 1993 年基于欧洲地区 4 台 SG 潮汐观测积谱分析开展的<sup>[13]</sup>. Hinderer 等在 1995 年利用积谱法和互谱法检测到 ESIC 的平动振荡现象<sup>[14]</sup>. Courtier 等在 2000 年利用全球 5 个台站的 SG 数据进行了多台站试验<sup>[15]</sup>. 基于快速傅立叶变换的方法, Rosat 等和孙和平等利用 GGP 台站的 SG 观测数据和叠积技术研究了与 Slichter 模有关的重力信号<sup>[16-18]</sup>. Crossley 等的研究表明核模信号的幅度可能在 nGal 量级, 恰好淹没在 SG 观测精

度之内<sup>[19]</sup>.

分析表明, 以上各种尝试是基于传统的离散傅立叶变换(DFT)技术开展的, 但这种方法只能提供重力信号时间跨度上的平均谱估计, 而不能同时给出频谱信号随时间变化的特征. 近些年来, 应用小波变换的时频谱技术(WTFS)的有效性已在多种地球科学研究领域得到证实. 本文主要目的是利用 WTFS 等多种分析技术分析武汉站长达 5 年的 SG 观测数据(1998 年 1 月 1 日~2002 年 12 月 31 日), 在亚潮汐频段上检测与地球固态内核平动振荡频段有关的重力振荡信号, 研究这些振荡信号的特征. 旨在为下一步理论研究和实际检测作些有益探讨, 为研究地球深内部运动和物理特征提供有效参考.

### 1 重力潮汐观测概况

编号为 T04 的武汉超导重力仪是 1985 年引进并开始工作, 仪器安装在中国科学院测量与地球物理研究所办公大楼一楼实验室内, 由于长达 10 多年的连续运行导致部分电子控制元件和线路老化, 1996 年被送回美国 GWR 公司改造升级(更该编号为 C032). 1997 年 10 月重新成功安装在武汉市郊 25 km 处的九峰动力大地测量观测站(北纬 30.52°, 东经 114.49°, 高程 80 m)<sup>[20]</sup>. 仪器的主体被悬挂架设在三面为水泥板的框架上(左面、右面和背面). 水泥板高 1.5 m 厚 10 cm. 水泥板被直接固定在基墩上, 基墩与基岩连接. 仪器周围设计有保护槽, 以避免人们活动可能带来的扰动. 与 GGP 要求相统一和仪器更新相匹配, 德国 Jena 大学 Jentzsch 研究小组提供了一套新的数据采集系统, 用于日常观测.

数据采集所需的重力卡固定在仪器中, 重力卡设计了与 GGP 要求相应的抗漂移低通滤波器. 滤波器将频率大于 0.5 Hz 的信号衰减 100 dB. 仪器配置设计的采样率为 1 s, 通过抗漂移低通滤波器处理后每 10 s 记录重力和气压采样值, 并送到 22 比特的数字电压表. 实验室装有良好的恒温设备, 以保证室内气温的年变化小于 1<sup>[8,20]</sup>.

超导重力仪是相对重力仪, 直接输出量是电压变化, 为了有效实现数字电压值换算成重力变化单位, 需要实施仪器输出量的标定. 实施两期 FG5-112 绝对重力仪(AG)与 SG 的平行观测(1999 年 1 月 29 日~2 月 1 日和 2000 年 8 月 13~16 日)确定了 SG 的标度格值. 在资料处理过程中, 考虑了 AG 激光光速和仪器有效高度改正, 利用最小二乘法多项式拟合 SG 和

AG 的观测结果, 获得了 SG 的格值因子<sup>[21]</sup>. 重力潮汐观测数据处理中还使用了由 GWR 仪器公司在实验室获得的 SG 相位传递函数改正值.

在数据分析前, 我们对 SG 原始观测资料实施了仔细预处理, 利用由国际地球潮汐研究中心推荐由比利时皇家天文台研制的 Tsoft 数据处理软件<sup>[22]</sup>, 仔细检查了采样率为 10 s 的原始重力和气压记录. 得益于计算机扩展图形功能, 该软件给我们提供了十分方便的基于图形界面处理的人机对话方式. 在不破坏 SG 重力观测信号的前提下, 利用人工方法仔细修正一些可能的诸如尖峰、突跳和一些常出现的微伽级未知因素导致的高频扰动信号. 基于重力合成潮模型和样条插值技术, 填补由于断电、地震和加灌液氦所造成的短时间中断数据.

利用最小二乘滤波技术和施加窗函数方法, 获得采样率为 0.5 h 的重力和气压观测数据. 从采样率为 0.5 h 的时间序列中扣除合成重力潮信号得到重力残差. 使用台站气压和重力残差的回归技术获得气压重力导纳值, 在此基础上将气压影响从 SG 原始观测资料中消除. 基于国际地球自转服务中心发布的坐标变化资料, 再从观测残差中消除地球极移运动导致的重力信号<sup>[23]</sup>. 图 1 给出了采样率为 0.5 h 的重力潮汐变化(图 1(a)), 台站气压变化(图 1(b))和重力残差时间序列(图 1(c)). 重力残差序列(图 1(c))将被用于确定亚潮汐频段内与地球内核平动振荡相关的微弱信号.

### 2 数据分析技术

下面简要描述检测亚潮汐频段重力特征信号的分析方法:

( ) 首先应用基于 Vondrak 滤波器组合的多级滤波技术(MSF), 该技术为我们提供高分辨率的特定截止频率<sup>[24,25]</sup>. 一般来说, 若在低于 10 h 的低频域内存在较强的信号, 它将影响到亚潮汐频段内弱重力信号的检测. 因此我们先利用多级滤波技术消除低频段重力信号, 再从剩余残差序列中将亚潮汐频段中的重力信号分辨出来. 多级滤波技术中的频率响应函数  $R$  的理论计算公式如下:

$$R = c(1 - A(f, e)^L)^M, \quad (1)$$

其中  $c$  是实常数, 一般取 1;  $L$  和  $M$  是与截止频率带宽相关的正整数.  $A(f, e)$  是 Vondrak 平滑方法中的频率响应<sup>[26]</sup>, 形式如下:

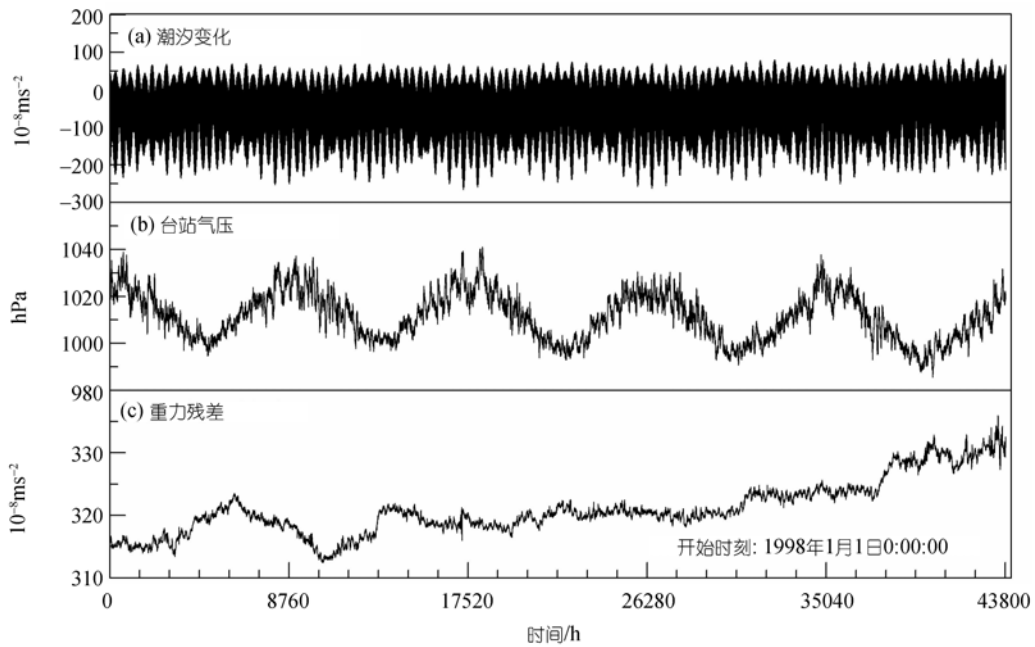


图 1 武汉台站重力潮汐变化(a)、气压变化(b)和重力残差序列(c)时间序列  
时间: 1998 年 1 月 1 日~2002 年 12 月 31 日

$$A(f, e) = (1 + e^{-1(2\pi f)^6})^{-1}, \quad (2)$$

$f$ 和 $e$ 分别为相关的频率分量和平滑因子. 在将多级滤波技术应用到分析剩余重力残差序列时, 我们还可利用阶跃时间序列分析模型(LSTSA)限制输出信号的边界效应<sup>[27]</sup>.

( ) WTFS技术主要被用来寻找与地球内核平动模有关的几个小时频段内的重力信号. 对于给定的时间序列 $f(t)$ , 则其小波变换可以表示为<sup>[28]</sup>

$$W_\psi(f)(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt, \quad (3)$$

式中 $\psi(t)$ 是基小波,  $a$ 是被用来定义描述特征频率相关的扩张或压缩尺度因子,  $b$ 是时间域内滑动因子. 考虑到其优良特征, 我们使用了归一化的Morlet小波基<sup>[29]</sup>, 同时取小波变换实部表征实数序列谱分析, 并给出信号的相位和幅度特征. 与传统离散傅立叶变换(DFT)技术不同, 小波变换的一个明显优点是可同时描述一个时间序列 $f(t)$ 在时间和频率域(或 $a$ - $b$ 空间)内频谱变化特征. 于是在实施资料的分析过程中, 我们将用WTFS技术检测亚潮汐频段内一些特征谱信号的稳定性和变化过程.

( ) 使用基于Householder变换的最小二乘技术进一步估计亚潮汐频段内由WTFS技术获得的重力

特征信号的周期和振幅<sup>[30]</sup>.

( ) 使用多通道功率谱技术作相关估算<sup>[31,32]</sup>, 以便进一步确定亚潮汐时间尺度上重力信号的存在. 使用多级窗函数有效降低谱峰泄漏, 以便对所确定的重力特征振荡信号提供可靠谱估计.

### 3 重力残差的谱估计

研究表明在周期为几小时到几年频段内的重力残差中存在许多丰富的有用信号, 然而我们感兴趣的是亚潮汐频段内与ESIC平动模周期有关的那些信号. 首先使用DFT技术我们仔细研究了亚潮汐频段内残差信号特征. 并发现在 $S_2$ 和 $S_1$ 波(即 12 和 24 h 频段)附近存在较大的信号能量, 振幅在nGal量级. 在实施气压效应改正后, 仍存在周期为 8 h, 振幅为 5 nGal 的能量谱峰. 然而在 $S_4$ 波频段上没有这种现象发生. 分析表明气压改正前的 $S_4$ 波段存在明显谱峰, 气压改正后, 这些谱峰消失了, 这说明在 6 h 频段上, 气压改正是有效的. 因此也可以推论, 在我们感兴趣的频段上, 不存在与气压相关的稳定信号激发源.

图 2 给出了SG重力潮汐残差序列 WTFS 的估计结果(基于图 1(c)获得), 纵坐标表示谱信号周期, 范围从 0.1~30 d. 由图清楚地发现与月、半月、周日、半日等长周期信号能量. 由于 WTFS 处理技术的优

良特性, 这些信号的周期和振幅随时间变化特征被清楚地显示出来. 在最小二乘估计中, 我们使用了误差检验法识别并估计了这些谱信号参数(包括周期、振幅和误差等). 结果为周期是 27.55, 13.65, 1.00 和 0.5 d, 振幅是 $(0.161 \pm 0.008)$ ,  $(0.130 \pm 0.008)$ ,  $(0.123 \pm 0.008)$ 和 $(0.036 \pm 0.008) \mu\text{Gal}$ . 分析表明周期为月和半月的信号源与所采用的重力潮汐模型没有拟合好有

关. 而在周日和半日频段中存在的信号可能与台站背景噪声有关, 例如: 地下水变化、浅海潮汐、气压改正不彻底和其他一些未知因素有关. 当然我们还利用常规的 FFT 技术对同一重力残差序列进行了独立分析, 并在亚潮汐频段上得到了与之相符的结果.

要说明的是由于受低频段一些较强能量信号影响, 要直接清晰检测亚潮汐频段内的重力谱是相当

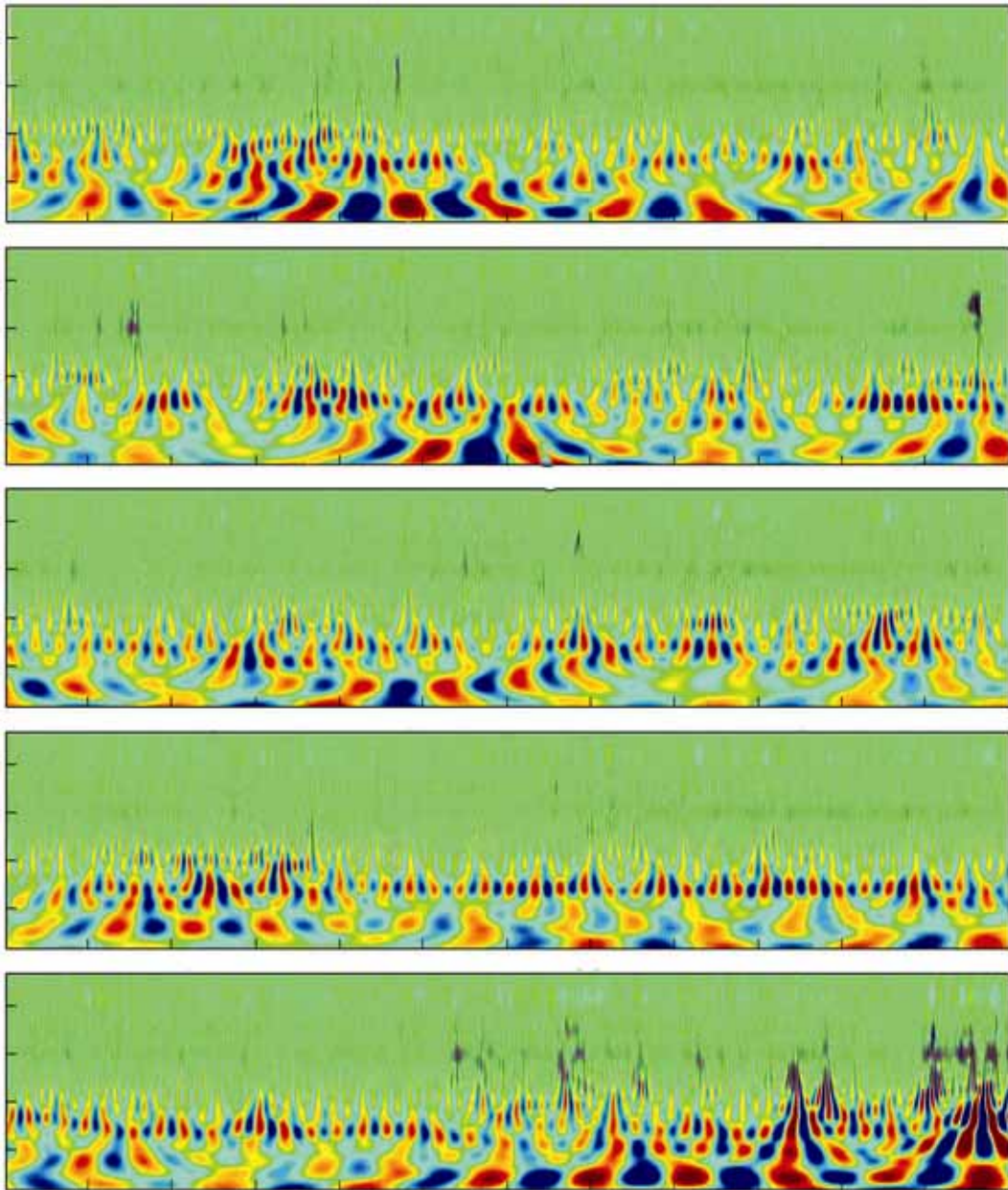


图 2 重力残差系列全频段的小波时频谱特征  
(a)1998 年; (b)1999 年; (c)2000 年; (d)2001 年; (e)2002 年

困难的. 分析表明从半天到月的时间尺度的强振荡信号可以影响到周期为几个小时尺度的亚潮汐频段上的谱信号. 所以在确定在亚潮汐频段上的微弱重力信号之前, 应尽可能从 SG 观测残差序列中消除这些低频振荡信号. 使用 MSF 技术(其高通滤波器频率响应函数见图 3), 获得了截止频率为 7h 的高频重力残差高频振荡信号时间序列(图 4(a)). 为了较清楚地显示检测到的振荡信号细节, 图 4(b)给出了从 2001 年 1 月 1~12 日的时间序列.

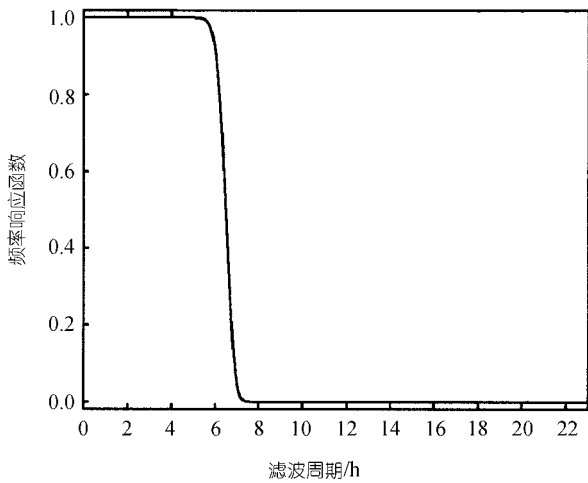


图 3 截止频率为 7 h 的 MSF 频率响应函数

由图 4 可知(特别是图 4(b)), 可以清楚发现尽管振荡信号的周期和幅度随时间变化, 但在几小时尺

度上的信号振荡是确实存在. 分析表明这些信号的振幅很弱, 要比周日、半月和几个月周期上的信号要小一个量级.

图 5 给出了亚潮汐频段中 SG 重力残差的 WTFS 谱分析结果, 除最后一个分图外, 每一幅分图代表从 1998 年~2002 年逐年的谱估计结果, 图 5(f)给出了详细细节(时间段从 2001 年 1 月 1~12 日). 由图 5 可以发现, 尽管重力谱振幅不十分稳定, 但是在周期 4 ~ 6 h 频段上存在着明显随时间变化的重力振荡信号.

为证实本文使用的 WTFS 方法的有效性, 使用多通道谱估计技术分析亚潮汐频段内 SG 重力残差中的特征信号. 图 6 中给出了相应结果, 很容易看到在 2~6 h 带宽的周期上存在明显谱峰, 与利用 WTFS 技术所发现的谱峰很接近, 有类似的特征, 遗憾的是该方法不能同时显示信号随时间和频率变化特征. 比较发现由图 5 给出的 WTFS 不但给出了信号的时间和频率特征, 而且分辨率比图 6 给出的多通道谱估计技术要高很多. 图 6 的结果中不存在低频信号成分, 这表明利用 MSF 滤波器消除低频信号的有效性.

#### 4 确定信号的参数估计

为了确定由 WTFS 技术获得的时间序列(如图 5 所示)中重力残差信号的特征振荡参数(周期和振幅), 我们使用了 Householder 变换的最小二乘估计技术, 相应的计算公式如下为:

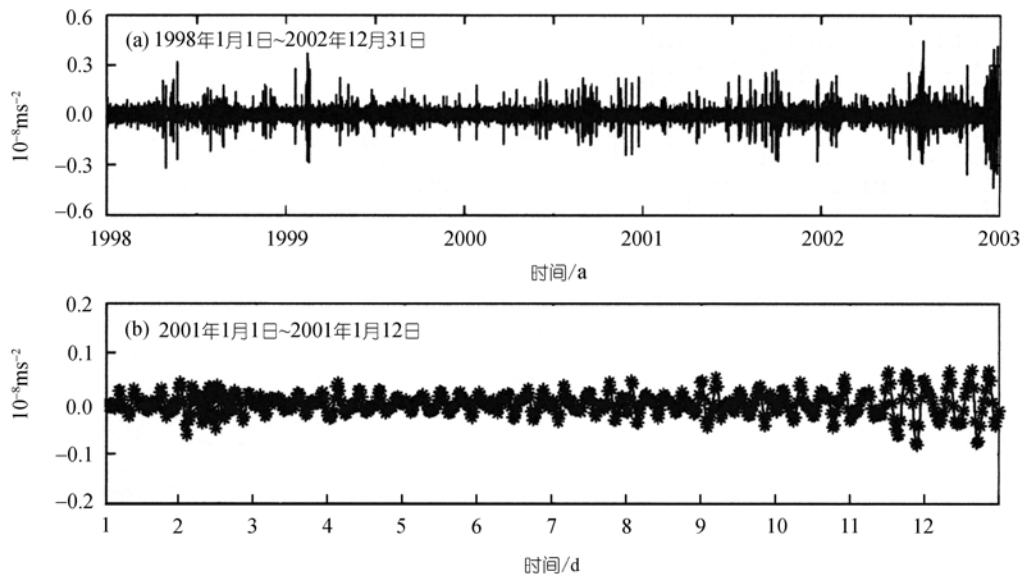


图 4 由 MSF 技术获得的高频振荡信号时间系列

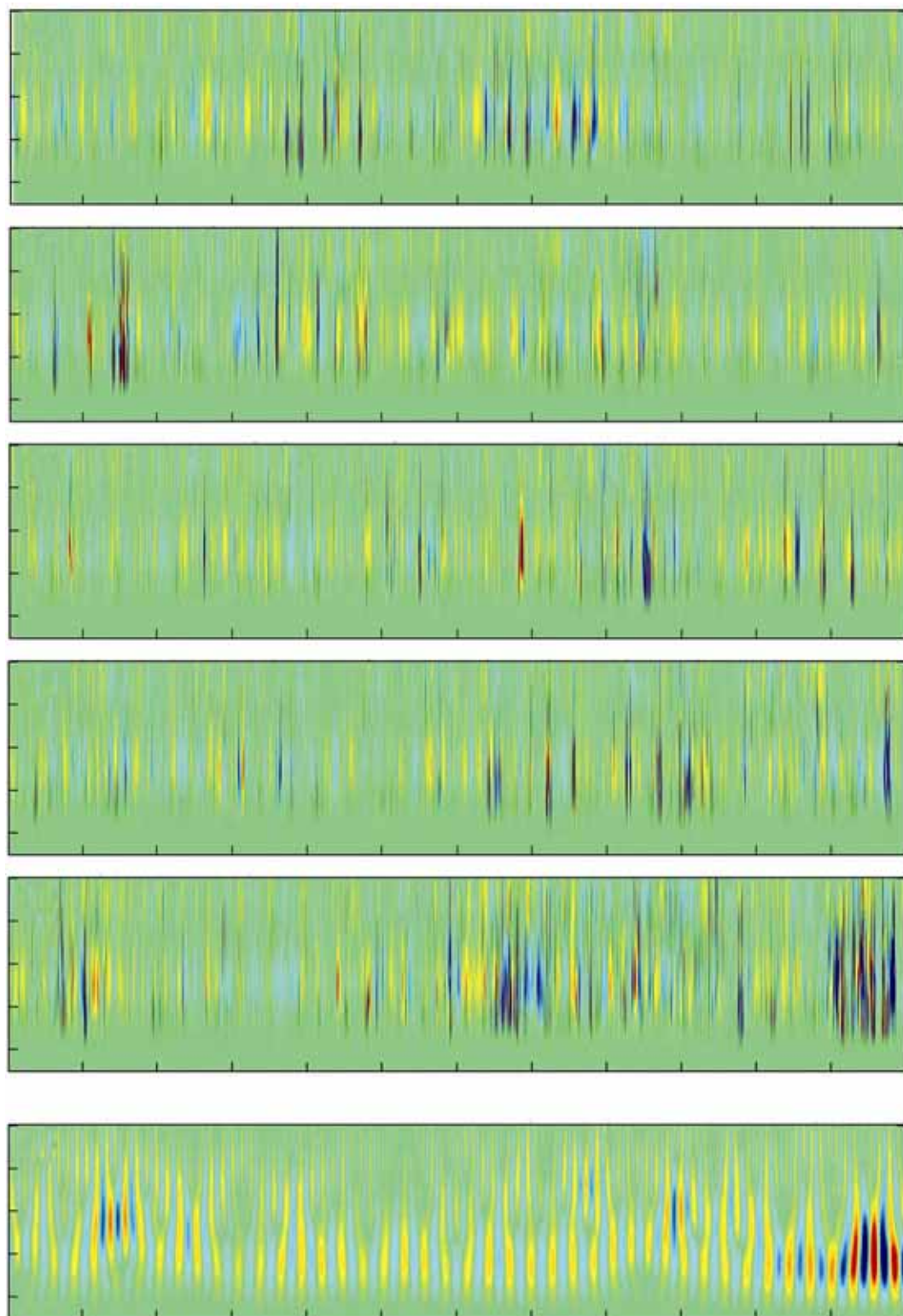


图 5 重力残差序列亚潮汐频段的小波时频谱特征  
 (a) 1998 年; (b) 1999 年; (c) 2000 年; (d) 2001 年; (e) 2002 年; (f) 2001 年 1 月 1~12 日

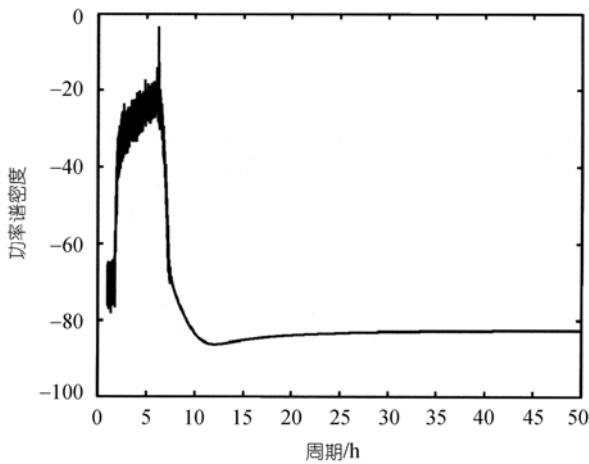


图6 由多通道分析技术获得的高频序列频谱分析结果

$$SL_t = a + \sum_{k=1}^3 b_k \sin(2\pi t / P_k + \varphi_k) + \varepsilon_t, \quad (4)$$

式中 $P_k$ ,  $b_k$  和  $\varphi_k$ 分别是重力振荡信号周期, 振幅和相位滞后;  $a$ 是常数. 考虑到在亚潮汐频段内检测到的重力信号不稳定, 我们使用误差检验法识别和估计信号的最佳年平均周期和振幅. 基于WTFS的分析结果, 同时取周期的初始值分别为 6.0, 5.0 和 4.0 h.

表1给出了基于方程4最小二乘估计获得的重力残差亚潮汐频段内几个特征信号的周期和振幅, RMS栏代表基于高通滤波序列由最小二乘残差计算获得的均方差. 为方便比较, 括号中还给出了利用最小二乘估计前直接由残差时间序列计算获得的均方差. 由表可知, 不同时间段得到的信号平均周期( $P$ )和振幅( $A_{mp}$ )是稳定, 估算到的平均年振幅在nGal水平, 与仪器观测精度处在同一量级. 分析表明数据拟合前后的均方差变化很小.

另外对图5的分析发现, 在亚潮汐频段内, 特征信号的周期和振幅确实具有随机游动特点, 这说明如果这些信号与在 Slichter 模有关的话, 则在此谱峰附近没有稳定的重力信号激发源存在. 除了周期为 4, 5 和 6 h 的振荡信号以外, 从 WTFS 结果中没有发现

其他信号, 这与以前Smylie等和Courtier等结果略有不同 [13,15], 而且不连续信号的幅度仅在十分之一 nGal量级, 且频率特性不稳定. 所以如果存在与地球内核平动振荡有关的信号, 那么它的激发机制具有一定的不稳定性.

### 5 讨论与结论

本研究区别于传统的 DFT 技术, 我们首次成功利用了 WTFS 等多种分析技术分析武汉站的长度为 5 年的 SG 观测资料, 检测了可能与地球固态内核平动振荡有关的重力场微弱信号. 结果说明在亚潮汐频段上发现了随时间和频率变化的重力信号. 在重力残差中测定的剩余月、半月、周日和半日残留信号周期和振幅分别是 (27.55, 13.65, 1.00, 0.50 d) 和 (0.161±0.008, 0.130±0.008, 0.123±0.008, 0.036±0.008 μGal). 分析表明这些信号可能与作为背景噪声的各种地球物理因素有关, 如地下水变化、浅海潮汐、区域气压改正不彻底和周月和半月波重力合成潮模型不完善等.

为了避免从半日波到月周期的强信号对要检测的亚潮汐频段信号产生干扰, 我们使用了具有高分辨率的 MSF 技术有效地消除了低频信号. 本研究成功地应用了 WTFS 技术, 结果说明在潮汐残差中存在周期为 4, 5 和 6 h 的微弱重力场信号, 振幅在 nGal 水平, 处在仪器精度相同水平. 进一步的分析说明, 信号的频率和振幅是不稳定的, 具有随机游动的特征. 这表明与固态内核平动振荡相关的激发源是不稳定的, 因此 ESIC 平动振荡可能不是稳定存在的, 而且幅度较微弱.

要说明的是, 本文的工作仅是一种尝试, 取得的结果也是初步的. 实际上, 要准确寻找地球固态内核平动振荡的存在尚存在许多困难: ( ) 由于缺乏精确的地球深内部结构知识, 迄今为止还没有同行公认的理论模型可供参考; ( ) 尽管仪器实验室SG观测的理想精度在  $10^{-11}$  m/s<sup>2</sup>量级, 但要检测与ESIC有

表1 亚潮汐频段内几个特征信号的周期和振幅估算

年份	$P/h$	$A_{mp}/\mu Gal$	$P/h$	$A_{mp}/\mu Gal$	$P/h$	$A_{mp}/\mu Gal$	RMS/ $\mu Gal$
1998	6.0	0.0033±0.0003	4.8	0.0023±0.0003	4.0	0.0014±0.0003	0.0258 (0.0260)
1999	6.0	0.0028±0.0003	5.2	0.0018±0.0003	4.1	0.0016±0.0003	0.0269 (0.0270)
2000	6.0	0.0039±0.0003	5.2	0.0019±0.0003	4.0	0.0011±0.0003	0.0245 (0.0247)
2001	6.2	0.0032±0.0003	5.0	0.0021±0.0003	4.2	0.0014±0.0003	0.0264 (0.0266)
2002	6.0	0.0029±0.0004	5.2	0.0030±0.0004	3.5	0.0017±0.0003	0.0387 (0.0388)

关的平动振荡信号十分微弱, 况且, 实际台站背景噪音, 尤其在亚潮汐频段上, 要检测的 SG 信号可能被台站背景噪声和其他因素干扰; ( ) 地球固态内核平动振荡的力学机制还不是很清楚, 究竟是由深部大地震激发? 还是由地球液态外核的铁元素和高温导致的强电磁涡旋场, 加上地球自转导致地核边界地形耦合力矩作用所致? 因此深入的研究和可靠的结论还尚依赖于合理的理论模型、全球高精度 SG 观测资料长期积累和先进的数据分析技术等因素。

致谢 九峰动力大地学测量观测站郝兴华和周百力等为获得高质量重力潮汐观测资料付出了辛勤劳动。本研究受中国科学院百人计划和知识创新工程重要方向性项目(批准号: KZCX3-SW-131)、国家自然科学基金(批准号: 40374029, 10273018 和 10133010)、上海科技协会发展基金(01JC14058)和香港理工大学基金(G.34.37.YY42)联合资助。

参 考 文 献

- 1 Slichter L B. The fundamental free mode of the Earth's inner core. Proc Natl Acad Sci USA, 1961, 47: 186—190
- 2 Smith M L. Translational inner core oscillations of for a rotating, slightly elliptical Earth. J Geophys Res, 1976, 81: 3055—3064
- 3 Smylie D E. The inner core translational triplet and the density near the Earth's center. Science, 1992, 255: 1678—1682
- 4 Smylie D E. Viscosity near Earth's solid inner core. Science, 1999, 284: 461—463 [DOI]
- 5 Goodkind J M. The superconducting gravimeters principals of operation, current performance and future prospects. In: Poitevin C, ed. Proc Workshop on Non-Tidal Gravity Change, Conseil de l'Europe Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie. Luembourj, 1991, 9: 81—90
- 6 Crossley D, Hinderer J, Casula G, et al. Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines. Eos, Transactions American Geophysical Union, 1999, 80(11): 121125—121126
- 7 Ducarme B, Sun H P, Xu J Q. New investigation of tidal gravity results from the GGP network. Bulletin D'informations de Marees Terrestres, 2002, 136: 10761—10775
- 8 Sun H P, Hsu H T, Jentzsch G, et al. Tidal gravity observations obtained with superconducting gravimeter and its application to geodynamics at Wuhan/China. J Geodynamics, 2002, 33(1-2): 187—198 [DOI]
- 9 Banka D, Crossley D. Noise levels of superconducting gravimeters at seismic frequencies. Geophys J Int, 1999, 139: 87—97 [DOI]
- 10 Van Camp M. Measuring seismic normal modes with the GWR C021 superconducting gravimeter. Phys Earth Planet Inter, 1999, 116: 81—92 [DOI]
- 11 Widmer-Schmidrig R. What can superconducting gravimeters contribute to normal-mode seismology? Bull Seism Soc Amer, 1999, 93 (3): 1370—1380 [DOI]
- 12 Freybourger M, Hinderer J, Trampert J. Comparative study of superconducting gravimeters and broadband seismometers STS-1/Z in subseismic frequency bands. Phys Earth Planet Inter, 1997, 101: 203—217 [DOI]
- 13 Smylie D E, Hinderer J, Richter B, et al. The product spectra of gravity and barometric pressure in Europe. Phys Earth Planet Inter, 1993, 80: 135—157 [DOI]
- 14 Hinderer J, Crossley D, Jensen O. A search for the Slichter triplet in superconducting gravimeter data. Phys Earth Planet Inter, 1995, 90: 183—195 [DOI]
- 15 Courtier N, Ducarme B, Goodkind J, et al. Global superconducting gravimeter observations and the search for the translational modes of the inner core. Phys Earth Planet Inter, 2000, 117: 3—20 [DOI]
- 16 Rosat S, Hinderer J, Crossley D, et al. The search for the Slichter mode: comparison of noise levels of superconducting gravimeters and investigation of a stacking method. Phys Earth Planet Inter, 2003, 140: 83—202
- 17 Sun H P, Xu J Q, Ducarme B. Search for the translational triplet of the Earth's solid inner core by SG observations at GGP stations. Bulletin D'Information Marées Terrestres, 2003, 138: 10977—10985
- 18 孙和平, 徐建桥, Ducarme B. 基于国际超导重力仪观测资料检测地球固态内核的平动振荡. 科学通报, 2004, 49(8): 803—813
- 19 Crossley D, Hinderer J, Legros H. On the excitation detection and damping of core modes. Phys Earth Planet Inter, 1991, 68: 97—116 [DOI]
- 20 Sun H P, Takemoto S, Hsu H T, et al. Precise tidal gravity recorded with superconducting gravimeters at stations Wuhan/China and Kyoto/Japan. J Geodesy, 2001, 74: 720—729 [DOI]
- 21 Sun H P, Chen X D, Xu H Z, et al. Accurate determination of calibration factor for tidal gravity observation of a GWR-superconducting gravimeter. Acta Seismologica Sinica, 2001, 14(6): 692—700
- 22 Vauterin P. Tsoft: Graphical and interactive software for the analysis of Earth tide data. In: Paquet P, Ducarme B, eds. Proc 13th Int Sympos Earth Tides, Brussels, Royal Observatory of Belgium, 1998, 481—486
- 23 Xu J Q, Sun H P, Yang X F. A study of gravity variations caused by polar motion using superconducting gravimeter data from the GGP network, J Geodesy, 2004, 78: 201—209, Doi: 10.1007/s0190-004-0386-1
- 24 Zheng D W, Dong D N. Realization of narrow band filtering of the polar motion data with Multi-Stage Filter. Acta Astronomica Sinica, 1986, 27 (4): 368—376
- 25 Zheng D W, Luo S F. Contribution of time series analysis to data processing of astronomical observations of Earth rotation in China. Statistica Sinica, 1992, 2 (2): 605—618
- 26 Vondrak J. Problem of smoothing observational data II. Bull Astron Inst, 1977, 28: 83—93
- 27 Zheng D W, Chao B F, Zhou Y H, et al. Improvement of edge effect of the wavelet time-frequency spectrum: application to the length of day series. J Geodesy, 2000, 74: 249—254 [DOI]
- 28 Chao B F, Naito I. Wavelet analysis provide a new tool for study Earth rotation. Eos, Transactions American Geophysical Union, 1995, 76: 161
- 29 Morlet J, Arehs G, Fourgeau I, et al. Wave propagation and sampling theory. Geophysics, 1982, 47: 203—221 [DOI]
- 30 Feng K, Zhang J, Zhang Y, et al. The numerical calculation method. National Defense Industry Press, 1978, 311
- 31 Chao B F, Merriam J B, Tamura Y. Geophysical analysis of zonal tidal signals in length of day. Geophys J Int, 1995, 122: 765—775
- 32 Thomson D J. Spectrum estimation and harmonic analysis. Proc IEEE, 1982, 70: 1055—1096

(2005-10-08 收稿, 2005-12-14 接受)