徐曦煜,王振占,叶沛,等. GPS 浮标数据反演海浪谱的理论仿真与试验验证[J]. 海洋学报,2014,36(7): 34—44,doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.07.005

Xu Xiyu, Wang Zhenzhan, Ye Pei, et al. Theoretic simulation and campaign validation of ocean wave spectrum retrieval from GPS buoy measurements[J]. Acta Oceanologica Sinica(in Chinese),2014,36(7): 34—44,doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.07.005

GPS 浮标数据反演海浪谱的理论仿真与试验验证

徐曦煜[1],王振占[1],叶沛[1,2],许可[1]

(1. 中国科学院 空间科学与应用研究中心 微波遥感技术重点实验室,北京 100190; 2. 中国科学院大学,北京 100039)

摘要: GPS 浮标作为一种新型的海洋测量设备,近年来在海面高度现场测量和星载高度计定标方面取得了重要应用。通过仿真试验对反演海浪谱的方法和流程进行研究,旨在探索从 GPS 浮标测量的海面高度序列中提取海浪谱的方法。首先,使用 Longuest 模型生成了海浪波面位移时间序列,并通过 Pierson-Moscowitz 风浪谱对波面位移的统计特性进行约束,其随机性由相位引入。结合典型潮汐和 GPS 浮标仪器噪声的仿真时间序列,合成了仿真时间长度 1 h 的 1 Hz(每秒 1 次)随机海面高度序列。然后,利用自相关函数法,进行高通滤波和数据压缩,得到了仿真的海浪谱。该仿真结果和理论海浪谱非常接近,可满足海浪谱反演的需求。最后,通过山东石岛外海的 GPS 浮标现场试验,验证了本文提出的反演方法的适用性。本文的研究解决了 GPS 浮标反演海浪谱的关键问题,丰富了海浪谱反演的手段,拓展了 GPS 浮标的应用领域,有望为未来我国的星载波谱仪定标服务。

关键词: GPS 浮标;随机波面位移;P-M 谱;自相关函数;高通滤波

中图分类号: P731.22 **文献标志码:** A **文章编号:** 0253-4193(2014)07-0034-11

1 引言

海浪谱是随机海浪的一个重要统计特性,它不仅包含海浪的二阶信息,而且还直接给出海浪组成波能量相对于频率和方向的分布。获得海浪谱信息,不仅有助于理解海浪的本质,在环境预报、海洋工程和航海等领域也起着非常重要的作用。国际上对海浪谱的反演越来越重视,将于 2015 年前后发射的中法海洋卫星(CFOSAT)作为新一代的海洋遥感卫星,其主载荷 SWIM 就是一台雷达波谱仪,它可以快速获得 20 km×20 km 分辨率的宽刈幅全球海浪谱信息,是一种很有前景的新型海洋微波遥感载荷[1]。

GPS 浮标是自 20 世纪 90 年代初随着 GPS 卫星定位技术的飞速发展,出现的一种新型海洋测量仪器。将 GPS 天线安装在海上浮动平台(或船)上,就可以直接测量海面高度。GPS 浮标的测量原理是:通过 GPS 载波相位动态差分测量技术(RTK)获得 GPS 天线相位中心的精确空间地心坐标,结合先验或实测的 GPS 天线相位中心相对水面的精确高度值,得到海平面到参考椭球面的高度(海面高度)的时间采样序列[2—5]。

GPS 浮标的主要功能是获得海面高度的现场测量值,该测量值可用于对星载雷达高度计测量的海面高度进行定标,对现场水文测量也有重要的参考价值。由于 GPS 浮标的随波性较好,在其海面高度测量时间序列中包含了波浪的影响,通过对该序

收稿日期: 2013-07-11;**修订日期:** 2014-04-20。

基金项目: 中科院国家空间中心重点培育基金(Y32114FB9S)。

作者简介: 徐曦煜(1979—),男,河南省内乡县人,博士,副研究员,主要从事星载雷达高度计误差分析和定标技术研究。E-mail:xuxiyu@mirslab.cn

列的处理可以获得海浪谱的信息。国内外近年来的文献中讨论了通过 GPS 浮标测量海面有效波高、波周期、主波向等参数的原理和技术,且多局限于在实验室内的造浪池的规则波的研究[6—8],但对更重要、更全面的海浪谱反演着墨甚少。本文将通过理论建模和仿真试验,研究利用 GPS 浮标反演海浪谱的方法和流程,并用 GPS 浮标的海上实测数据对该方法进行验证。

2　基本理论和模型

2.1　波面位移基本模型

海浪对海面高度的贡献可由波面位移表征。波面位移随时间和空间的变化可由 Longuest 模型来描述,即波面位移是大量具有不同波数和频率正弦波的叠加[9]:

$$\eta(x,y,t)=\sum_{n=1}^{\infty}a_n\cos(k_nx\cos\theta_n+k_ny\sin\theta_n-\omega_nt+\phi_n),\tag{1}$$

式中,$\eta(x,y,t)$为波面位移函数,x 和 y 为两个正交方向的坐标,a 为振幅,k 为波数,θ 为波向,ω 为频率,ϕ 为初始相位。风浪情况下,海浪的波长 L 和波周期 T 之间关系如下[10—11]:

$$L=\frac{T^2g}{2\pi}.\tag{2}$$

由式(2)易得:

$$k=\frac{2\pi}{L}=\frac{(2\pi)^2}{T^2g}=\frac{(2\pi)^2}{(2\pi/\omega)^2g}=\frac{\omega^2}{g}.\tag{3}$$

由式(3)可知,海浪的波数(空间传播特征)和角频率(时间变化特征)的平方成正比。

在风浪情况下,各波浪成分的波向趋于一致,且主波向依赖于风向,将主波向定义为 x 方向,则式(1)可简化为:

$$\eta(x,y,t)=\sum_{n=1}^{\infty}a_n\cos(k_nx-\omega_nt+\phi_n).\tag{4}$$

GPS 浮标测量的是单点的波面位移时间序列。设该点的坐标为原点,即 $x=y=0$。则式(4)可简化为:

$$\eta(t)=\sum_{n=1}^{\infty}a_n\cos(-\omega_nt+\phi_n)=\sum_{n=1}^{\infty}a_n\cos(\omega_nt-\phi_n).\tag{5}$$

问题的核心是如何构造一系列的波浪成分,这要借助于海浪的功率谱密度函数。海浪是一个随机过程(在数小时的时间内,其统计特性可认为是平稳的[11]),$\eta(t)$的观测序列值是随机的,可用其自相关函数或功率谱密度描述海浪整体特征。

2.2　海浪谱模型及特征

为了仿真随机海浪,须提供“靶谱”,国际上学者提出了多种海浪功率谱模型。其中,Pierson-Moscowitz 谱(下文简称 P-M 谱)有简明的表达式和解析形式的统计特性,为使仿真的条件可控,结果更易评价,本文选用 P-M 谱作为靶谱。P-M 谱以风速或有效波高为唯一输入参数,适用于完全成长的、由本地风驱动的海浪。P-M 谱的表达式为[12]:

$$S(\omega)=\frac{\alpha g^2}{\omega^5}\exp\left[-\beta\left(\frac{g}{U_{19.5}\omega}\right)^4\right]=\frac{A}{\omega^5}\exp\left(-\frac{B}{\omega^4}\right),\tag{6}$$

式中,$A=\alpha g^2$,$B=\beta g^4/U_{19.5}^4$,$\alpha=8.1\times10^{-3}$,$\beta=0.74$,g 为重力加速度,随纬度变化,本文取典型值 9.8 m/s^2,$U_{19.5}$为海面 19.5 m 高处风速。通常表征海面风速的是海面 10 m 高处风速 U_{10}(下文中的“风速”都是指 U_{10})。$U_{19.5}$ 和 U_{10} 有如下线性关系(见附录 A):

$$U_{19.5}=1.085\ 1\,U_{10}.\tag{7}$$

P-M 谱峰值对应的频率满足:

$$\frac{\mathrm{d}S}{\mathrm{d}\omega}\Big|_{\omega=\omega_m}=-\frac{5\alpha g^2}{\omega_m^6}\exp\left[-\beta\left(\frac{g}{U_{19.5}\omega_m}\right)^4\right]+\frac{\alpha g^2}{\omega_m^5}\frac{4\beta g^4}{U_{19.5}^4\omega_m^5}\exp\left[-\beta\left(\frac{g}{U_{19.5}\omega_m}\right)^4\right]=0.\tag{8}$$

由此可得:

$$\omega_m=\sqrt{4\frac{4\beta}{5}}\frac{g}{U_{19.5}}=\sqrt{4\frac{4\beta}{5}}\frac{g}{1.085\ 1\,U_{10}}=\frac{7.922\ 4}{U_{10}}.\tag{9}$$

此时海浪谱峰值为:

$$\begin{aligned}S(\omega_m)&=\frac{\alpha g^2}{\omega_m^5}\exp\left[-\beta\left(\frac{g}{U_{19.5}\omega_m}\right)^4\right]\\&=\frac{\alpha U_{19.5}^5}{(0.8\beta)^{1.25}g^3}\exp(-1.25)\\&=(7.143\ 1\times10^{-6})U_{10}^5.\end{aligned}\tag{10}$$

均方根波高 σ_η 为:

$$\begin{aligned}\sigma_\eta^2=m_0&=\int_0^{+\infty}S(\omega)\mathrm{d}\omega=\frac{B}{4A}=\frac{\alpha U_{19.5}^4}{4\beta g^2}\\&=(3.950\ 2\times10^{-5})U_{10}^4.\end{aligned}\tag{11}$$

有效波高约为均方根波高(海浪谱零阶矩平方根)的 4 倍:

$$SWH=4.005\,\sigma_\eta=0.025\ 2\,U_{10}^2.\tag{12}$$

式(12)的系数与我国《港口工程荷载规范》中经验公式[11]的系数 0.021 8 不同,但这是建立在 P-M 波浪谱计算的理论值。由于本文中的仿真基于 P-M

波浪谱，因此使用式(12)计算有效波高。将式(12)代入式(6)即可得出以有效波高为自变量的风浪谱的公式：

$$S(\omega)=\frac{\alpha g^2}{\omega^5}\exp\left[-\beta\left(\frac{g}{U_{19.5}\omega}\right)^4\right]$$
$$=\frac{\alpha g^2}{\omega^5}\exp\left[-\lambda\left(\frac{g}{SWH\cdot\omega^2}\right)^2\right], \quad (13)$$

易得 $\lambda=0.032$。在风浪中，风速是比有效波高更基本的参数，故本文中的输入参数选为风速。

2.3 能量等分法

由靶谱构造波面位移序列有多种方法，如 Borgman 提出的线性滤波方法[13]。为和式(5)的模型相一致，使波面位移序列更具物理意义，本文采用能量等分法。基于 P-M 海浪功率谱，选择适当的 ω_1，ω_2，…，使得各频率区间内的能量相同。

定义海浪谱的零阶矩为海浪积累能量：

$$E(\infty)=m_0=\int_0^\infty S(\omega)\mathrm{d}\omega. \quad (14)$$

设将海量能量等分为 N 份，则有：

$$E(\omega_i)=\frac{i}{N}E(\infty). \quad (15)$$

ω_{i-1} 和 ω_i 区间内累积的能量为：

$$\int_{\omega_{i-1}}^{\infty}S(\omega)\mathrm{d}\omega=\int_0^{\omega_i}S(\omega)\mathrm{d}\omega-\int_0^{\omega_{i-1}}S(\omega)\mathrm{d}\omega$$
$$=E(\omega_i)-E(\omega_{i-1}). \quad (16)$$

把式(16)代入式(6)的谱，积分后有：

$$E(\omega_i)=\frac{A}{4B}\exp\left(-\frac{B}{\omega^4}\right)\Big|_0^{\omega_i}$$
$$=\frac{A}{4B}\exp\left(-\frac{B}{\omega_i^4}\right)=\frac{A}{4B}\frac{i}{N}. \quad (17)$$

特别地：

$$E(\infty)=\frac{A}{4B}\exp\left(-\frac{B}{\omega^4}\right)\Big|_0^{\infty}=\frac{A}{4B}. \quad (18)$$

从而有：

$$\omega_i=\sqrt{4\frac{B}{\ln(N/i)}}. \quad (19)$$

每份能量为 $\frac{A}{4BN}$，对应的幅度有效值为 $\sqrt{\frac{A}{4BN}}$，由于波浪成分是正弦波，幅度峰值为：

$$a_i=\sqrt{\frac{A}{2BN}}. \quad (20)$$

结合式(5)，就构造了一组波面位移中的波浪成分如下：

$$\eta(t)=\sum_{i=1}^{N-1}a_i\cos(\omega_i t-\phi_i)=\sum_{i=1}^{N-1}a_i\cos(\omega_i t+2\pi-\phi_i)$$
$$=\sum_{i=1}^{N-1}a_i\cos(\omega_i t+\varphi_i), \quad (21)$$

式中，a_i 和 ω_i 的取值如式(20)和式(19)所示，$\varphi_i=2\pi-\phi_i$。由于功率谱中并不包含任何波浪的相位信息，相位 ϕ_i 是在$[0,2\pi]$区间内均匀分布的随机变量，从而 φ_i 也是在$[0,2\pi]$区间内均匀分布的随机变量。海浪的随机性包含在 φ_i 中。

式(21)中所示的模型中只有 $N-1$ 个波浪成分，其总能量为 $E(\infty)$的$(N-1)/N$ 倍。这是合理的，因为实际获取的功率谱无法涵盖到无穷大的频率，收集到的能量也不可能是整个功率谱内的能量。P-M 风浪谱的能量非常集中，取 N 较大时(本文取1 000)，从 $\eta(t)$ 中提取的能量仍是波浪总能量的一个良好的近似。

图 1 为海面 10 m 高风速分别为 5 m/s、10 m/s 和 20 m/s 时的 P-M 风浪谱示意图。由式(10)可知，P-M 谱峰值和风速的 5 次方成正比，因此20 m/s风速对应的谱峰值比 5 m/s 风浪谱峰值高约1 000倍，为了便于比较，对图中纵坐标进行了比例缩放。此外，为了和时域特性建立更直观的联系，横坐标把角频率转换为线频率：$f=\omega/2\pi$。

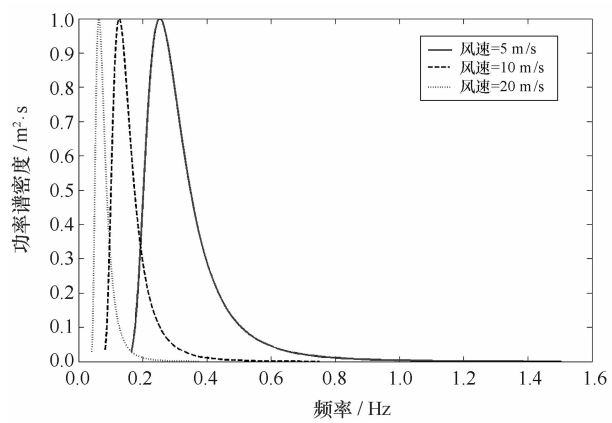


图 1 海面风速分别为 5 m/s、10 m/s 和 20 m/s 时的理论 P-M 风浪谱示意图

Fig. 1 The theoretic P-M wave spectrum with wind speeds of 5 m/s, 10 m/s and 20 m/s

从图 1 中可以看到，风速越低时，对应的峰值频率越高，波周期越短。因此，为了反演较小风速引起的海浪谱，需要更高采样率的波面位移时间序列。从图中还可以看出，对于速度超过 5 m/s 的风引起的海浪(此时的有效波高大于 0.63 m)，其谱中绝大部分能量对应的频率都不超过 0.5 Hz，根据奈奎斯

特定理,每秒 1 次的测量就可反演海浪谱的信息。

2.4　由波面位移时间序列的自相关函数反演有效波高和海浪谱

由海面高度序列求海浪功率谱,有两种方法:一是自相关函数法,二是周期图法。对遍历的平稳随机过程,两种方法的结果等价。由于自相关函数法的物理意义较明确,本文的仿真中采用自相关函数法。根据维纳-辛钦定理,自相关函数和功率谱互成傅立叶变换对[13]:

$$S(\omega)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}R(\tau)\mathrm{e}^{-\mathrm{j}\omega\tau}\mathrm{d}\omega, \tag{22}$$

$$R(\tau)=\int_{-\infty}^{\infty}S(\omega)\mathrm{e}^{-\mathrm{j}\omega\tau}\mathrm{d}\omega. \tag{23}$$

令 $\tau=0$,则有:

$$R(0)=E[\eta^2(t)]=m_0. \tag{24}$$

结合前文中式(11)和式(12)可知,由时域自相关函数可直接得到有效波高。

3　仿真试验

3.1　仿真模型

海面上任意一点的海面高度主要由大地水准面、海面地形、潮汐和波面位移等几种因素的叠加造成的。大地水准面高一般认为是不变的量,海面地形的变化也是长周期的(主要表现为地转流的影响和季节变化等,1 h 内的变化远小于 1 mm,实际上无法分辨出来,因此可认为是近似不变的)。潮汐包括固体潮和海洋潮,潮汐高度 $h(t)$是随时间周期变化的确定函数(主要成分是全日潮和半日潮,各个潮波分量的初始相位均不同,但潮汐基本是一个确定的时变过程,有成熟的模型,不需考虑其随机性)。对于潮汐高度采用如下模型:

$$h_t(t)=\sum_{i=1}^{M}a_{t,i}\cos(\omega_{t,i}t+\phi_{t,i}), \tag{25}$$

式中考虑了 M 个潮汐分量,$a_{t,i}$、$\omega_{t,i}$和 $\phi_{t,i}$分别为第 i 个潮汐分量的幅度、频率和相位。

获得海面高度测量的过程中伴随着仪器噪声,国外研究表明[5],在 15 d 以内的时间尺度下,GPS 浮标的仪器噪声可等效为高斯白噪声。该仪器噪声在短期内可认为是白噪声,记为 $w(t)$。因此海面高度可表示为:

$$h(t)=h_0+h_t(t)+\eta(t)+w(t), \tag{26}$$

式中,$\eta(t)$和 $w(t)$是随机过程。将式(26)转换为离散形式,即为:

$$h(i)=h_0+h_t(i)+\eta(i)+w(t), \tag{27}$$

$h_t(i)$和 $\eta(i)$可分别用式(25)和式(21)的模型进行仿真。

3.2　仿真参数

在式(27)中,h_0 为本地的平均海面高,主要包括大地水准面和海面地形(动力高程),其取值全球在±100 m之间,本文的仿真中设 $h_0=10$ m(具体取值不影响分析)。不失一般性,潮汐只考虑了其中主要的 8 个全日潮和半日潮成分,选取的参数如表 1 所示。其周期为固定值,设 M_2 潮分量的幅度为 1 m(其他潮汐分量的幅度通常比 M_2 潮小,和 M_2 潮的相对值符合通常的经验[14]),而相位的选取则完全是任意的,这就可以代表一个典型海域的潮汐信息。

在本文的仿真设计中,$h_t(i)$、$\eta(i)$和 $w(i)$都是每秒 1 次,持续 1 h 的时间序列,一共 3 600 个点。$\eta(i)$根据式(22)的模型进行仿真,其中设 $N=1\ 000$,风速取为典型值 10 m/s。$w(i)$为标准差为 0.1 m 的高斯白噪声。最终生成的 $h_t(i)$、$\eta(i)$、$w(i)$和 $h(i)$如图 2 所示。

表 1　各个潮汐成分的周期(频率)、幅度和相位

Tab. 1　The period (frequency), amplitude and phase of various tide constitutes

潮汐成分	周期 /h	角频率 /rad·h^{-1}	幅度 /m	相位 /(°)
M_2	12.421	0.505 9	1	270
K_1	23.934	0.262 5	0.544	120
S_2	12.000	0.523 6	0.465	45
O_1	25.819	0.243 4	0.415	330
P_1	24.066	0.261 1	0.193	225
N_2	12.658	0.496 4	0.191	30
K_2	11.967	0.525 0	0.127	90
Q_1	26.868	0.233 9	0.079	180

将图 2 中的海面高度序列减去序列均值后,求其自相关函数。算法如下:

$$R(i\cdot\Delta t)=\frac{1}{N-i}\sum_{j=1}^{N-i}(h_j-\bar{h})(h_{j+i}-\bar{h}), \tag{28}$$

式中,$\Delta t=1$ s。该自相关函数是一个实函数。根据傅立叶变换的性质,为得到实功率谱,需构造一个偶函数。利用自相关函数的性质:$R_{xx}(-\tau)=R_{xx}(\tau)$,对其进行偶延拓,可得如图 3 所示的自相关函数曲线。根据维纳-辛钦定理,海面高度序列的功率谱密度为自相关函数的傅立叶变换,对图 3 作 FFT 可得双边带

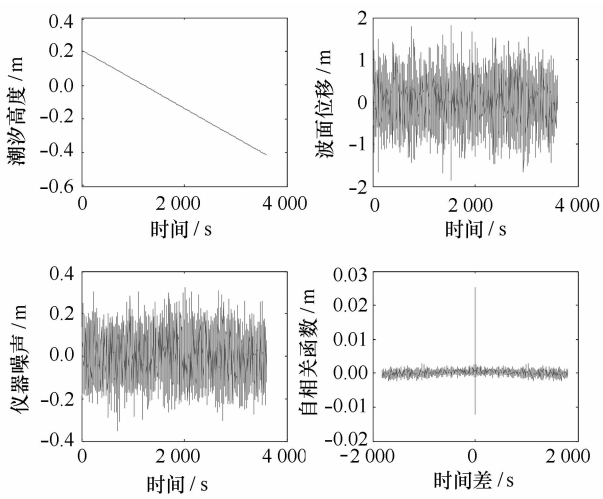


图 2 仿真获得的潮汐高度、波面位移、仪器噪声和总的海面高度序列示意图

Fig. 2 Tide height, wave facet displacement, instrument noise and the total sea surface height series

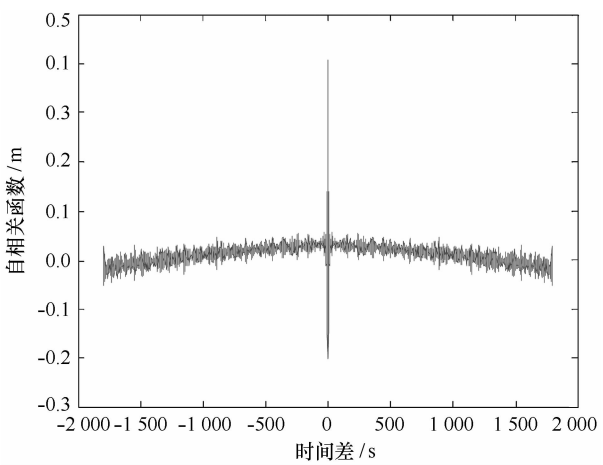


图 3 海面高度序列的自相关函数曲线图

Fig. 3 The autocorrelation function of the sea surface height series

的海浪谱密度，如图 4 所示。

图 4 中的零频附近有明显的低频分量，这是源于潮汐等长周期项的影响。如果这部分功率谱不进行处理，反演的海浪功率谱就会出现明显的失真。

3.3 对海面高度的高通滤波

GPS 浮标在实际测量中，由于采样频率和观测时长的限制，无法覆盖整个海浪功率谱内的频率。由于海浪谱非常集中，只需要获得绝大多数能量集中区间的频谱即可。特别地，本文定义 1%波浪能量对应的频率为最低截止频率：

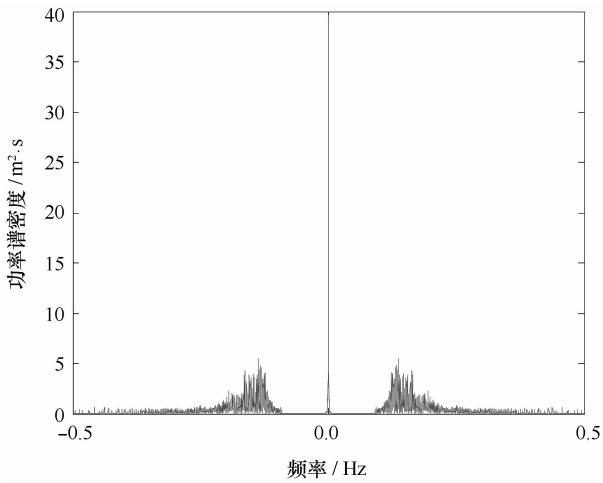


图 4 海面高度序列的功率谱密度图

Fig. 4 The power spectrum of the sea surface height series

$$f_L = \frac{\omega_L}{2\pi} = \sqrt{4\frac{B}{\ln 100}}/(2\pi) = \frac{g}{2\pi U_{19.5}}\sqrt{4\frac{B}{\ln 100}} = \frac{0.910\ 1}{U_{10}}. \tag{29}$$

用同样的方法，可得 99%波浪能量对应的频率，定义为最高截止频率：

$$f_H = \frac{4.210\ 6}{U_{10}}. \tag{30}$$

通常 30 m/s 的风速已是极高风速，对应的最低截止频率约为 0.030 3 Hz，对应的周期约为 33 s。而 2 m/s 的风速为极低风速，对应的最低截止频率约为 2.105 3 Hz，对应的周期约为 0.5 s。因此，较高风浪的内在要求为：时间序列长度应足够长；较低风浪的内在要求为：采样间隔应尽可能短。

由于各个潮汐分量的周期基本都在 12 h 以上，一次测量无法获得一个完整周期的潮汐参数。但在频域内，潮汐项都集中在接近零频处，且潮汐的频率远小于最大风浪所能导致的最低截止频率（约小 3 个数量级）。因此通过高通滤波，完全可滤除固定分量和长周期项的影响。

高通滤波的截止频率的选取不是唯一的，由前面分析，海浪变化的最大周期约为 33 s，因此取 1 min 的截止周期（对应的截止频率为 1/60 Hz）对绝大多数海况都是合适的。通过对图 4 的高通滤波，可得新的功率谱密度如图 5。

3.4 功率谱的压缩

图 5 中的功率谱是由许多尖峰组成的，在某些频率区间内分布较密，但功率谱较杂散。因此需将功率

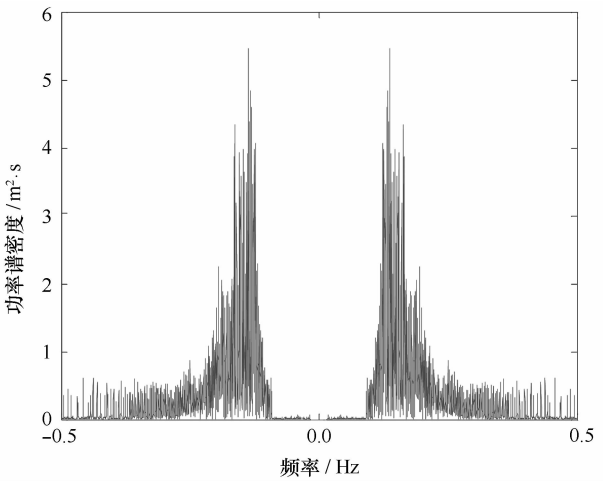


图 5　高通滤波后的海面高度序列的功率谱密度图

Fig. 5　The power spectrum after high pass filtering

谱进行压缩。取一定频率区间内的能量谱进行平均(本文中将每 60 个相邻频点的功率进行平均),可实现对功率谱的压缩。图 6 为压缩后的功率谱,其中只截取了右半部分(相当于正频率)。图 6 所示的功率谱中其实包含了仪器噪声基底的贡献,本例中仪器噪声基底为 0.1 m,这和海浪造成的影响相比很小,可以忽略。

图 7 为理论的海浪谱和仿真试验中反演出的海浪谱的对照图。两个海浪谱都进行了归一化。从中可以看到,二者的形状是非常接近的。这就证明,利用 GPS 浮标测量的海面高度序列反演海浪谱是可行的。

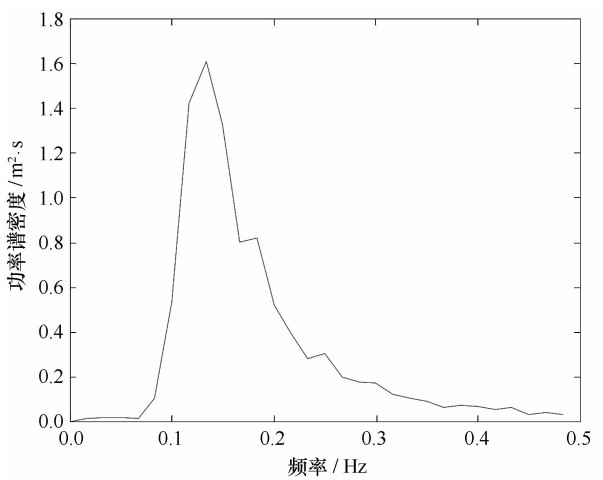


图 6　压缩后的海面高度序列的功率谱密度图(单边带)

Fig. 6　The power spectrum after compressing (single side-lobe)

3.5　有效波高的反演和功率谱的归一化

如图 6 所示的海浪功率谱,在延拓、FFT 变换和

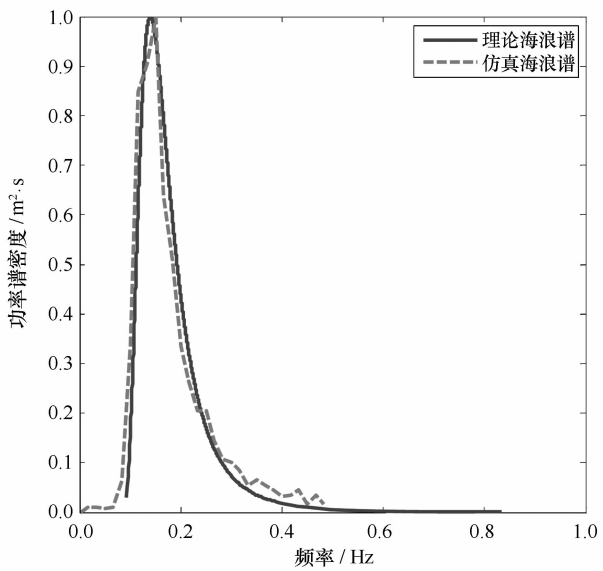


图 7　理论和仿真的功率谱密度图比较图(风速为 10 m/s)

Fig. 7　Comparison between the theoretic and simulated power spectrums under a wind speed of 10 m/s

压缩等处理过程中,任何一步稍有差池,反演的最终功率谱峰值和理论值都会有数倍的差异。本文提出一种简单的方法来解决该问题,即利用有效波高的信息对海浪谱的峰值进行估算。

在式(27)中,$\eta(i)$和 $w(i)$是随机项。$w(i)$是仪器噪声,可合理地看作是高斯白噪声。在 1 h 的时间长度上,$\eta(i)$和 $w(i)$都可认为是平稳的,其随机性分别来自海浪特性和 GPS 接收机噪声,因此二者是不相关的。在附录 B 中证明了 $\eta(i)$本身也是高斯分布的。易知,两个平稳高斯过程相加之后仍是高斯过程,且新高斯过程的方差等于两个高斯过程方差之和,即:

$$\sigma_h^2 = R(0) = \sigma_\eta^2 + \sigma_w^2. \tag{31}$$

GPS 浮标的仪器噪声均方根误差 σ_w 需要进行标定,具体标定方法为:将浮标在静水中长时间布放(一般需要满 24 h,以削弱地球电离层对 GPS 信号延迟的影响),对获得的时间序列求其标准差,即可得 GPS 的仪器噪声水平。

本文中 σ_w 设为 0.1 m(当前性能先进的 GPS 浮标的噪声远远优于该值[4—5])。由式(31)结合前文的式(12)可得有效波高:

$$SWH = 4.005\,\sigma_\eta = 4.005\,\sqrt{R(0) - \sigma_w^2}. \tag{32}$$

由式(32)得到的有效波高仿真值为 2.53 m;由式(12)可知,风速 10 m/s 情况下,有效波高的理论值为 2.52 m。本估计的相对误差为 0.4%。

从式(10)和式(12)可知,海浪谱的峰值和有效波高的 2.5 次方成正比。因此,可根据由式(32)得到的有效波高,对功率谱的峰值进行修正,以使其和模型预计的一致。

4 海上试验验证

为了验证本文的海浪谱反演方法,我们研制了一台 GPS 浮标,并利用其做了海上试验。下面结合北京时间 2013 年 7 月 31 日凌晨 6 时左右在山东威海石岛外海所做浮标试验的结果进行分析。浮标布放地点为 36.93°N,122.82°E。浮标通过缆绳和一艘锚定的船连接,浮标在海上漂浮的效果图如图 8。岸边有两个 GPS 基准站,分别距离浮标 26 km 和 35 km。根据船上手持气象仪的测量,浮标试验本地风速在 1 h 内保持稳定,约为 7 m/s,标准差不超过 0.5 m/s。深水区的判据标准为[11]:

$$d > U_{10}^2/5. \tag{33}$$

试验场区水深超过 30 m,显然满足深水区的条件。

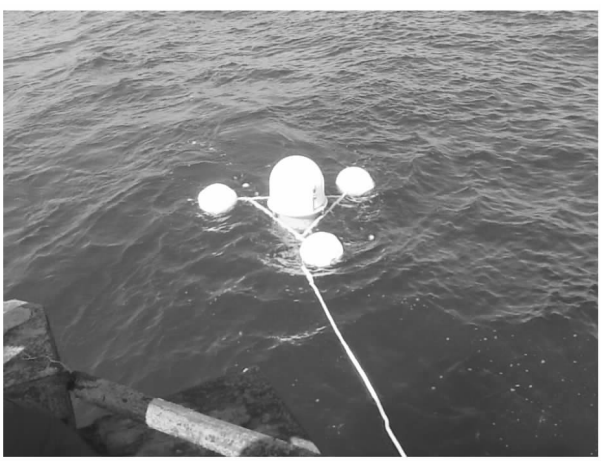


图 8 GPS 浮标海上试验效果图

Fig. 8 A picture of the GPS buoy in experiment

此外,试验中浮标布放地点相距海岸超过 20 km。因此,试验中近岸浅水区浪流的影响可忽略。

图 9 为 2013 年 7 月 31 日 5 时 26 分到 6 时 26 分持续 1 h 的每秒 1 次的海面高序列。通过对该海面高序列的直方图分析,验证了其随机特性服从高斯分布。图 10a 中实线为 7 m/s 风速情况下,P−M 谱模型对应的归一化海浪谱,虚线为根据本文提出的方法对图 9 所示的海面高序列进行处理后得到的归一化海浪谱。从图中发现,海浪谱的 0.133 4 Hz(约 7.5 s)处有一个峰,这应该是一个低频涌浪。去掉该尖峰之后的海浪谱如图 10b 所示,和理论海浪谱的形状很接近。浮标实测的海浪谱的峰度比理论海浪谱略高(即更锐化),这也说明 P-M 谱应考虑峰度的影响(实际上更先进的 JONSWAP 谱就比 P-M 更锐化[10])。此外,在 0.3～0.5 Hz 频带内有一个残余的旁瓣,这是由 GPS 浮标中的仪器噪声造成的,但它并未对整个功率谱的形状带来显著影响。因此,海上的 GPS 浮标试验证明了本文中反演方法的有效性和适用性。

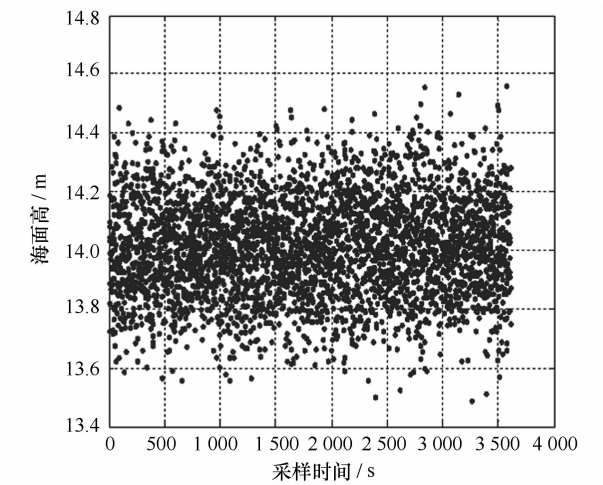


图 9 GPS 浮标实测海面高序列图

Fig. 9 The sea surface height series measured by the GPS buoy

5 讨论和结论

5.1 讨论

本文的仿真试验中,风速为 10 m/s(5 级风),有效波高约 2.5 m;海上试验的风速约 7 m/s,4 级风),有效波高约为 1 m,这些都属于中等风浪(Beanfort 风级中的 4～6 级风对应的海况)的范围。仿真和海上现场试验的结果证明了中等海况下用 GPS 浮标反演海浪谱的适用性和有效性。然而,海洋的风浪情况是多变的,对于低风速和高风速的极端情况,也可使用 GPS 浮标反演海浪谱,但此时需对 GPS 浮标有针对性地进行设计。

在沿岸或浅海观测试验中,GPS 浮标常放在较平静的海域。图 11 为 5 m/s 风速下对应的仿真谱和实际功率谱的比较图。这时为了反演海浪谱,就需要 GPS 浮标的采样频率较高(如图 11,大于 0.5 Hz 部分的海浪谱成分无法反演)。因为 GPS 浮标的仪器噪声可看成是白噪声,噪声水平和采样频率的平方根

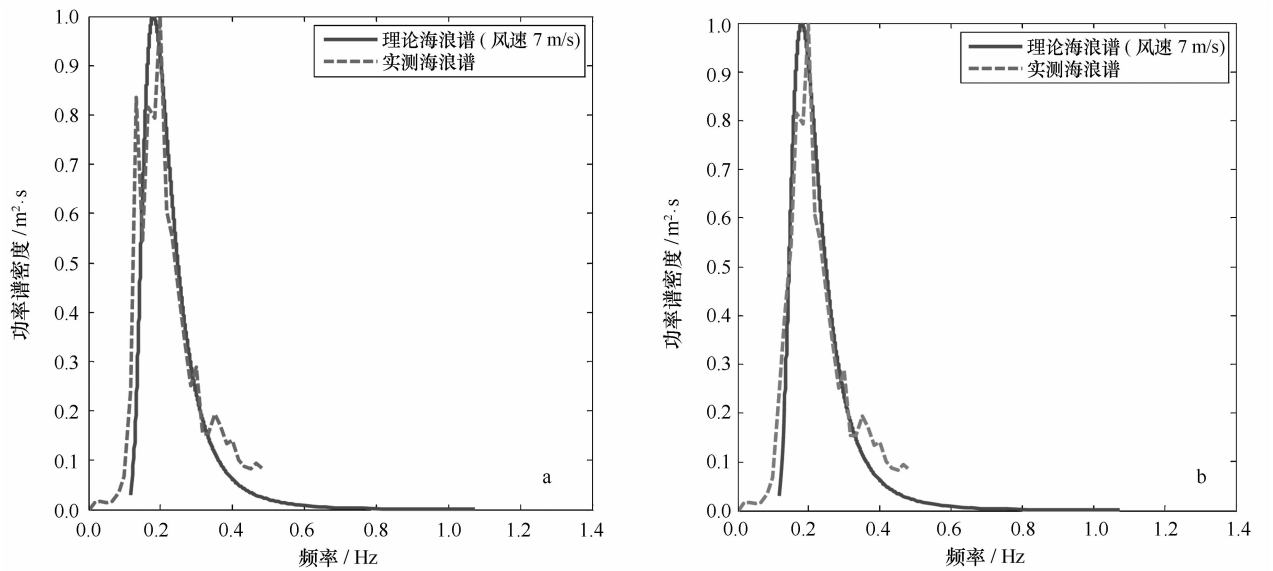


图 10　浮标反演功率谱和 P-M 模型谱比较图

Fig. 10　Comparison between the theoretic and buoy-retrieved power spectrums

成正比,更高的采样频率的时间序列中夹杂的仪器噪声更高,而同时风速越低对应的海浪能量更小,其波面位移的量级更小,这就降低了 GPS 浮标测量的海面高度序列的信噪比。因此,为了测量 Beanfort 风级中的 1～3 级风引起的海浪谱,需要更精密和更灵敏的 GPS 接收机,并且 GPS 仪器的噪声水平也必须在海洋测量前进行定标。

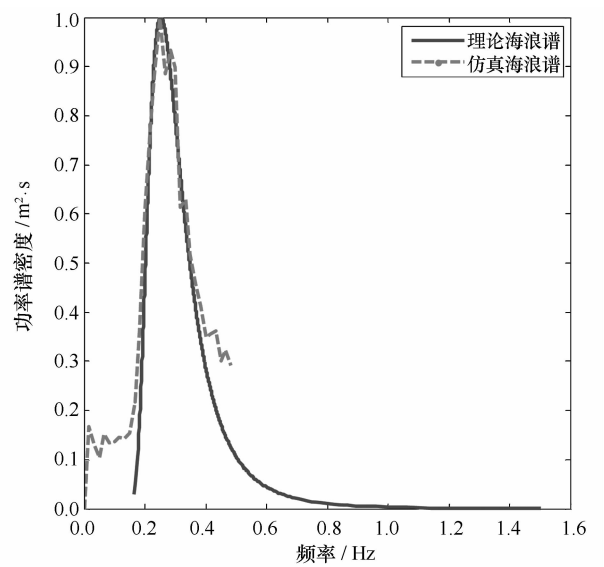


图 11　理论和仿真的功率谱密度图比较图
(风速为 5 m/s)

Fig. 11　Comparison between the theoretic and simulated power spectrums under a wind speed of 5 m/s

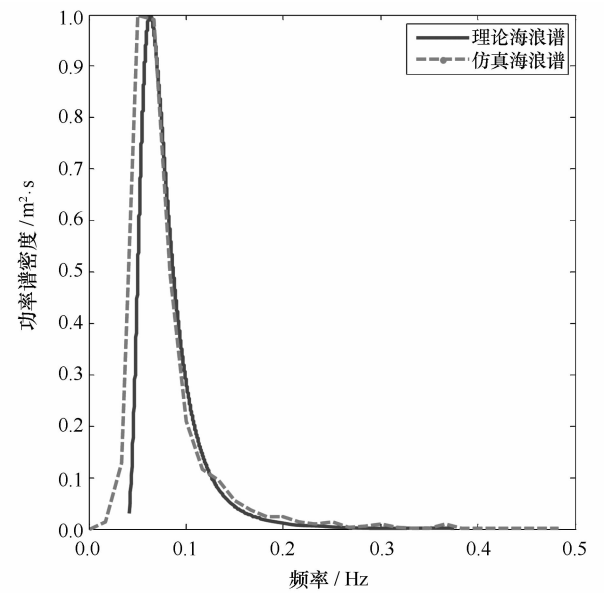


图 12　理论和仿真的功率谱密度图比较图
(风速为 20 m/s)

Fig. 12　Comparison between the theoretic and simulated power spectrums under a wind speed of 20 m/s

在风浪较小时,利用谱分析法获得的海浪谱中包含的白噪声基底不能忽略(如图 12 中 0～0.2 Hz 和 0.4～0.5 Hz 频率区间的旁瓣)。因此,在对 GPS 浮标测量的海面高度序列进行分析之前,可利用自适应 FIR(有限脉冲响应)滤波的方法将 GPS 浮标噪声进行对消。仿真试验证实,经过对消之后,可显著降低

GPS 仪器噪声的影响。在中等海况下,不执行该步滤波处理并不会明显影响海浪谱反演的结果。

类似地,对于较大风浪或涌浪情况下的应用(如国外近年来出现了监测飓风和海啸的 GPS 浮标[15]),海浪谱的主要特征则是明显地锐化,谱能量更为集中。图 12 为 20 m/s 风速下对应的仿真谱和实际海浪谱的比较图。从图中可以看出,仿真海浪谱的宽度发生了变化,不足以真实地反映实际的海浪谱情况。这就需要尽可能长的观测时间(在不影响平稳随机过程的前提下),以平滑海浪的随机性,并提供更精细的海浪谱结构。同时,大浪情况下为了提高浮标的抗浪性,往往会牺牲其随波性。由于浮标壳体本身并非完全随波,壳体运动响应无法完全反应波浪能量,高频部分的波浪能量会因为浮标壳体的影响而被滤除,这时可在频谱分析过程中加入幅度响应算子(RAO)并保留适当带宽的波浪频谱才能反演出合理的海浪谱[16]。

当风浪较大时,为反演深水区的海浪谱,需要将浮标移入离海岸更远的深海海域,加大了浮标的布放难度、随波设计和维护成本。因此,GPS 浮标特别适合于在较小或适中的风浪中对海浪谱进行测量。

5.2 结论

本文研究了利用新型海洋测量仪器——GPS 浮标反演海浪谱的方法和流程。仿真试验结果表明:当海浪的有效波高为 2 m 左右时,在 GPS 浮标仪器误差已知或可忽略的情况下,GPS 浮标反演海浪有效波高的相对精度优于 1%,且海浪功率谱的形状也和理论模型非常接近。通过对山东半岛外海的 GPS 浮标现场测量结果的分析,也表明 GPS 浮标反演的海浪谱和模型海浪谱吻合。

通过对不同风速(1~20 m/s)的仿真结果和海上试验结果的分析表明,对于典型的中等海况,GPS 浮标对海浪谱的反演性能很好,本文的参数和方法完全可以适用;在低海况和高海况的情况下,则分别需要 GPS 浮标提高采样频率或增加观测时间,才能达到最佳的反演效果。海上试验也表明,在 1 h 内,试验海区的风浪特性是满足平稳条件的,且 P-M 模型可以良好地表征试验海区的风浪特性。

综上所述,本文提出了一种 GPS 浮标反演海浪谱的新方法,并通过理论分析、仿真和海上试验,对 GPS 浮标反演海浪谱的性能进行了验证,得到了满意的结果。本文的研究表明,GPS 浮标除了能够精确测量海面高度,也能够反演海面有效波高和海浪谱,可望成为我国未来海洋卫星遥感定标场的主要设备,为我国星载雷达高度计、星载激光高度计和星载波谱仪的定标服务。

致谢:本文的海上试验是和国家海洋技术中心遥感实验室联合进行的,感谢海洋技术中心遥感室朱建华的领导和调度,感谢陈春涛、翟万林和闫龙浩在试验过程中做出的贡献和帮助。

参考文献:

[1] Enjolras V,Rey L,Cros L,et al. SWIM: A state of the art multi-incidence beams Ku-band waves scatterometer to go beyond current radar systems [C]//Geoscience and Remote Sensing Symposium,2009 IEEE International,IGARSS 2009. IEEE,2009,5: V-316-V-319.

[2] Hein G W,Blomenhofer H,Landau H,et al. Measuring sea level changes using GPS in buoys[J]. Geophysical Monograph Series,1992,69: 101-105.

[3] Kelecy T M,Born G H,Parke M E,et al. Precise mean sea level measurements using the Global Positioning System[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978—2012),1994,99(C4): 7951-7959.

[4] Watson C S. Satellite altimeter calibration and validation using GPS buoy technology[D]. University of Tasmania,2005.

[5] Bonnefond P,Exertier P,Laurain O,et al. Leveling the sea surface using a GPS-catamaran special issue: Jason-1 calibration/validation[J]. Marine Geodesy,2003,26(3/4): 319-334.

[6] Vries J J,Bv D. Designing a GPS-based mini wave buoy[J]. International Ocean Systems,2007,11(3): 20.

[7] Jeans G,Bellamy I,de Vries J J,et al. Sea trial of the new Datawell GPS directional Waverider[C]//Current Measurement Technology,2003. Proceedings of the IEEE/OES Seventh Working Conference on. IEEE,2003: 145-147.

[8] 张锁平,齐占辉. GPS 测波技术分析与初步实验研究[J]. 海洋技术,2010,29(3): 14-18.

[9] Longuet-Higgins M S,Cartwright D E,Smith N D. Observations of the directional spectrum of sea waves using the motion of a floating buoy[J]. Ocean Wave Spectra,Prentice Hall,1963: 111-136.

[10] 林钢. 环境波浪学[M]. 北京:海洋出版社,2011.

[11] 董胜,孔令双. 海洋工程环境概论[M]. 青岛:中国海洋大学出版社,2005.
[12] Pierson W J,Moskowitz L. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of SA Kitaigorodskii[J]. Journal of geophysical research,1964,69(24):5181-5190.
[13] 徐德伦,王莉萍. 海洋随机数据分析——原理、方法与应用[M]. 北京:高等教育出版社,2011.
[14] 赵建虎. 现代海洋测绘[M]. 武汉:武汉大学出版社,2011.
[15] Nagai T,Ogawa H,Terada Y,et al. GPS buoy application to offshore wave,tsunami and tide observation[C]//Coastal Engineering Conference. American Society of Civil Engineers,2004,29(1):1093.
[16] 庄舜钦. GPS 测量近稳态船体运动推估波浪波谱[D]. 台湾:国立成功大学,2009.

附录 A　10 m 和 19.5 m 高处风速的关系

任意高度 $z(z>0)$处的风速和海面 10 m 高处风速之间有如下关系:

$$U_z = U_{10}\left(1+\frac{C_{10}^{1/2}}{k}\ln\frac{z}{10}\right), \tag{A1}$$

式中,z 为高度,k 为 Kalman 常数,通常取 0.4。根据 Amorocho 和 Devries 对水面阻力系数的探讨,阻力系数为:

$$C_{10} = 0.001\ 5\left[1+\exp\left(-\frac{U_{10}-1.25}{1.56}\right)\right]^{-1}+0.001\ 04. \tag{A2}$$

10 m 高处和 19.5 m 高处风速关系如图 A1。从图中可以看出,10 m 高处和 19.5 m 高处风速很接近线性关系,对其进行最小二乘线性拟合的结果为:

$$U_{19.5} = 1.085\ 1\,U_{10}-0.014\ 5 \approx 1.085\ 1\,U_{10}. \tag{A3}$$

我国《港口工程荷载规范》中建议采用如下经验公式[11]:

$$U_z = U_{10}\left(\frac{z}{10}\right)^{\alpha}. \tag{A4}$$

对于海面和海岸,取 $\alpha=0.12$。当 $z=19.5$ 时,有:

$$U_{19.5} = 1.173\ 8\,U_{10}. \tag{A5}$$

式(A5)和式(A3)略有出入。但式(A3)物理意义比较充分,因此本文采用式(A3)。此外需指出,式(A3)对应的 Kalman 常数的取值 0.4 为典型值,随着实际情况该常数略有变化,也会带来式(A3)系数的变化。但该系数的变化并不影响仿真的流程和结论。

附录 B　波面位移概率特性分析

波面位移表达式(21)如下:

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^{N-1} a_i\cos(\omega_i t+\varphi_i), \tag{B1}$$

式中,φ_i 是在$[0,2\pi]$区间内均匀分布的随机变量,a_i 和 ω_i 都是确定变量。式(B1)中一共有 $N-1$ 个波浪成分,每个波浪成分的概率分布相同。式(B1)中隐含了各个波浪成分正交的条件,因此是独立的。式(B1)中波浪成分可以看作充分大(仿真中取 $N=1\ 000$),因此满足大数定理的假设。根据大数定理,大量独立、同分布的随机变量,不论单个随机变量满足何种分布,其和的分布均可良好地近似为高斯分布。图 B1 为本文中波面位移序列的统计直方图(共 3 600 个点),从图中也可看出,直方图的行状和高斯分布非常接近。这也从实验上验证了 $\eta(t)$是一个高斯随机过程。

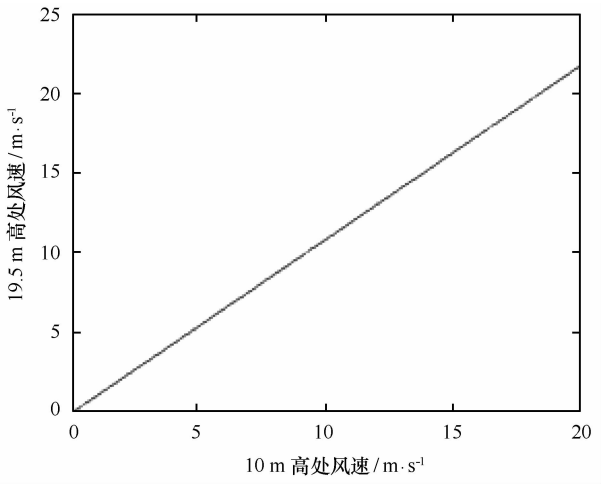


图 A1 10 m 和 19.5 m 高处风速拟合图

Fig. A1 Fitting between U_{10} and $U_{19.5}$

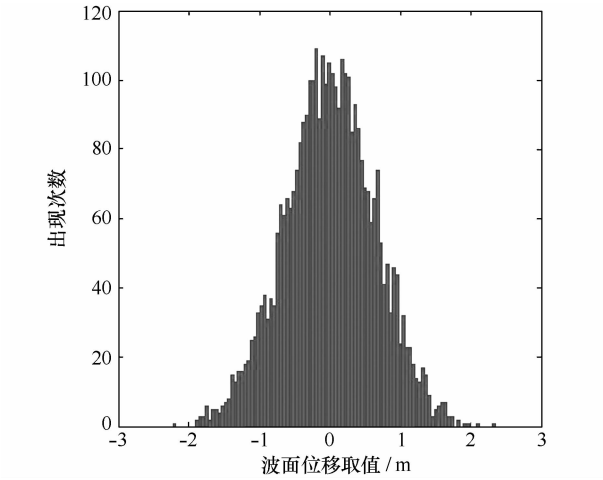


图 B1 波面位移序列值分布直方图

Fig. B1 Histogram of the wave facet displacement series

Theoretic simulation and campaign validation of ocean wave spectrum retrieval from GPS buoy measurements

Xu Xiyu[1], Wang Zhenzhan[1], Ye Pei[1,2], Xu Ke[1]

(1. *The CAS Key Laboratory of Microwave Remote Sensing, Center for Space Science and Applied Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100190, *China*; 2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100039, *China*)

Abstract: The purpose of this paper was to investigate the method of retrieving ocean wave spectrum from GPS buoy sea surface height time series. GPS buoy, an innovative instrument on ocean topography measurement, played an important role in in-situ sea level measurements and satellite altimetry calibration during past years. This paper demonstrated the method and procedure of wave spectrum retrieval by simulation experiments. Firstly, the wave surface elevation time series were generated based on the Longuest model, and the statistical characteristics were constrained by the Pierson-Moscowitz wind wave spectrum, and the randomicities were introduced from the wave phase. Along with the simulated tide height and GPS buoy instrument noise time series, the 1 Hz (one point per second) random sea surface time series of 1 hour length were synthesized. Afterward, the simulated wave power spectrum was acquired by the auto-correlation function method, containing high-pass filter and compression. The simulated spectrum was pretty close to the theoretic one, and could fulfill the requirements of ocean wave spectrum retrieval. Finally, the retrieving method presented in this paper was validated by the in-situ GPS buoy campaign in the offshore of Shidao, Shandong Province. The study in this paper solved the key issues of the new technology, enriched the approaches of ocean wave spectrum retrieval, explored the application of GPS buoy, and could be served for China's forthcoming satellite radar wavimeter.

Key words: GPS buoy; random wave surface elevation; P-M spectrum; auto-correlation function; high-pass filter