

日潮特征海域回归潮平均高高潮位的计算方法

黄辰虎¹ 唐 岩² 郭海涛³ 周兴华⁴ 欧阳永忠¹ 陆秀平¹ 邓凯亮¹

(1. 海军海洋测绘研究所, 天津 300061; 2. 海军出版社, 天津 300450;
3. 解放军信息工程大学 地理空间信息学院, 河南 郑州 450001; 4. 国家海洋局 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061)

摘要: 针对海岸线定义不适用于日潮特征海域的问题, 分析了不同潮汐类型海域潮汐高潮位与月相和月赤纬间关系, 提出并实现了日潮特征海域顾及日潮龄值的回归潮平均高高潮位计算。结果表明, 在不规则日潮海域月赤纬极值与回归潮高高潮位表现出强相关性。海岸线定义明确为平均大潮高潮面或回归潮平均高高潮位与海岸的交接线更科学。

关键词: 海岸线; 半日潮; 日潮; 月相; 平均大潮高潮位; 月赤纬; 回归潮平均高高潮位

中图分类号: P229 文献标志码: A 文章编号: 1671-3044(2016)01-0015-06

1 引 言

海岸线即海水面和陆地的交界线^[1]。在海岛礁地形测绘中, 海岸线是海岛面积量算的基本依据, 也是测制海岛地形图的重要要素^[2]。GB/T 7929-1995《地形图图式》、GB12319-1998《中国海图图式》及 GB12327-1998《海道测量规范》等国家标准规定, 海岸线是指平均大潮高潮的痕迹所形成的水陆分界线^[3-5]。应指出的是, 我国与国外采用的海岸线定义基准多有不同, 如美国采用平均高潮面^[6-7]。海岸线的测定有两个途径: 一是通过实地踏勘直接以人工测量方式测定痕迹线; 二是依据理论公式计算出平均大潮高潮面高程, 其中又可分为潮汐值统计法和特征值算法。一般而言, 如能将上述两种途径相结合, 通过相互间检核, 结论应更可靠。党亚民、暴景阳(2012、2013)等认为, 鉴于测绘学对地形要素几何和物理意义准确、唯一表示的要求, 在大、中比例尺测图中, 不能将痕迹岸线当作海岛岸线, 而应根据长期的水位实测或潮汐预报数据统计得到, 建议将海岸线规定为平均大潮高潮面与海岸的交接线, 即平均大潮高潮线(应摒弃痕迹岸线概念)^[2, 8]。得到上述数值后结合海域大地水准面、平均海面高与海面地形等模型, 将其转换至所需的垂直基准中, 即可在遥感影像或陆地地形数字高程模型中作为等高线提取^[9-11]。申家双等认为通过航空摄影或遥

感方式获取的影像数据一般为从瞬时水涯线(即水边线)起算而非实际海岸线, 因此需结合潮汐信息并利用海岸带垂直基准转换技术才能得到海岸线^[11-14]。此外, 平均大潮高潮面还是我国桥梁、架空电缆、灯塔、灯桩等海图要素的起算基准。因此海岸线的重要地位不言而喻。

从本质上讲, 海岸线高度即海岸线相对于当地平均海面的高度值是当地潮汐运动规律的一个长期、客观的反映。对于半日潮特征海域, 潮汐高低潮时刻主要取决于月相(朔、望)极值时刻。平均大潮高潮位即半日潮大潮期间高潮位的平均值, 其计算方法为在朔、望日附近取潮差最大的连续 3 天的高潮位计算其平均值, 将其作为 1 次大潮的高潮位, 然后计算所有大潮高潮位的平均值。因此在半日潮特征海域, 海岸线定义为当地多年平均大潮高潮面是没有问题的。对于日潮特征海域, 潮汐高低潮时刻则主要受月赤纬影响, 平均高潮位不能描述日潮海域的高潮位, 现有海岸线定义中的多年平均大潮高潮面在日潮特征海域是无实际意义的。国内海洋学家方国洪院士等(1986)首次提出了回归潮平均高高潮位概念, 具体为回归潮期间高高潮位的平均值, 其计算方法为在月赤纬最大日期附近取潮差最大的连续 3 天高高潮位计算其平均值, 然后计算所有这些平均高高潮位的平均值^[15]; 暴景阳等(2013)进一步完善了海岛礁测绘涉及的平均大潮高潮位概念, 认为在日潮和混合潮海域, 可将回归潮高高潮位引

收稿日期: 2015-11-20; 修回日期: 2015-12-18

基金项目: 国家自然科学基金(41474012, 41374108, 41476087, 41576105)。

作者简介: 黄辰虎(1979-), 男, 山西新绛人, 工程师, 硕士, 主要从事海洋测量数据处理及海洋潮汐的分析和预报研究。

用为平均大潮高潮面^[7,16],但其算法在海洋测绘中还有待深入研究。可以说,海岸线这一概念不仅是海洋科学和海洋测绘两个学科的交叉点,而且也是融合点。上述工作为海岛礁测绘中不同潮汐类型海域的海岸线计算、提取和应用提供了基本依据和方法,从而将计算海岸线转化为如何快速、科学和准确的统计得到平均大潮高潮面或回归潮平均高高潮位。当然海岸线高度也可通过基于数个主要分潮的调和常数采用潮汐特征值算法近似得到^[17-18],但其精度和可靠性显然较基于多年实测或潮汐预报数据的统计法要低。

关于我国海域潮汐类型划分,在渤海海域,秦皇岛及老黄河口为规则全日潮和不规则全日潮,其余以半日潮为主;在黄海和东海海域,则以半日潮为主;在南海海域,大部分海区为不规则全日潮,北部湾(除湾口外)、泰国湾北部以及南海东南部为规则全日潮^[19]。经网查,未发现日潮特征海域如何计算回归潮平均高高潮位的类似文献,近期一些海洋测绘作业单位也提出了迫切需求。显然本研究具有较强的理论和应用价值,也具有一定创新性。

由于日潮海域的回归潮高高潮位与月赤纬极值强相关,与半日潮海域的大潮高高潮位与月相极值强相关明显不同,因而回归潮高高潮位的计算更为复杂。为满足海岛礁海洋测绘中特别是日潮特征海域海岸线高度计算工程化的实际需求,本文将研究月赤纬的极值规律与回归潮高高潮位之间的关系并予以量化表达,拟提出日潮特征海域的回归潮平均高高潮位实用计算方法,通过实验验证,进而提出修改完善现有标准的若干建议。

2 日潮特征海域计算月球赤纬的几个要点

2.1 海洋潮汐与月相和月赤纬的关系

月球从朔开始经过上弦、望、下弦再回到朔的时间为朔望月,其长度为29.53059天。在1个朔望月内,当朔(初一)或望(十五)时,月球和太阳的引潮力方向一致,在半月潮特征海域,产生的潮差最大,称为大潮;上弦(初八)、下弦(二十二)月时,月、日引潮力的方向相反,产生的潮差最小,称为小潮。实际的海洋潮汐,因海水有惯性,而且海底深浅不一和海岸地形复杂等因素,大潮一般发生在朔望后二三天,该时间间隔称为半月潮龄。月球从白赤交点在白道上开始运行再回到白赤交点所需的时间为回归月,其长度为27.32158天^[15-16]。在1个回归月内,月球两次位于赤道上空,月赤纬等于零度,此时两高潮(低潮)的潮高约

相等,即日潮不等最小,此时的潮汐称为分点潮;当月赤纬增大时,潮差开始有不等现象出现,当月球的赤纬北(或南)最大时,日潮不等达到最大值,此时的潮汐称为回归潮。回归潮一般发生在月赤纬最大后若干天,此时潮汐中的日周期振动最明显。回归潮对半月潮港造成日潮不等最显著,对日潮港形成大的潮差。从月球最大赤纬至发生回归潮的时间间隔,称为日潮龄。

根据方国洪等(1986)的定义可知,基于长期的实测验潮数据或潮汐预报值,统计平均大潮高高潮位与回归潮平均高高潮位的关键在于,一个是在每个月的朔望日附近取潮汐极值,另一个则是在每个月的月赤纬最大日期附近取潮汐极值。对于朔、望,其每月发生的日期基本固定;而朔望月与回归月的长度不相等,对于月赤纬南、北极值,其每月发生的日期则是缓慢变化的^[15]。因此回归潮平均高高潮位的统计算法较平均大潮高高潮位要复杂。

由以上分析知,在日潮特征海域,回归潮期间的高高潮位与月赤纬南、北极值强相关,若预先明确了月赤纬值的长期变化规律,则易在其极值发生的时刻附近对潮汐数据进行统计,从而回归潮平均高高潮位统计的难点和关键转化为研究月赤纬的变化规律。

2.2 计算月球赤纬的几个要点

月球的赤纬等相关天文变量见图1。

其中, A 为白赤交点; I 为白赤交角; MM_0 弧段为月赤纬; 这里用 δ_M 表示; r 为春分点; r' 为辅助春分点; ω 为黄赤交角, 数值为 23.452 ; i 为黄白交角, 数值为 5.145 。

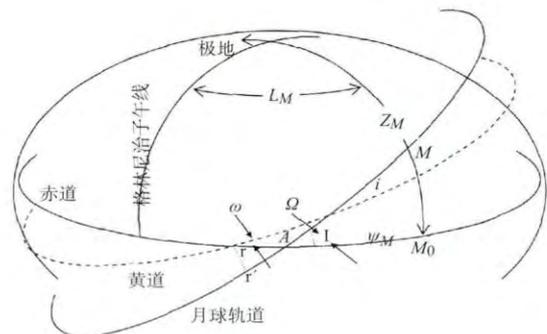


图1 月球赤纬等相关天文变量示意图

计算月赤纬 δ_M 需用以下数个基本天文变量, s 为从 r 起算的月球平均经度, h 为从 r 起算的太阳平均经度, p 为从 r 起算的月球近地点平均经度, p_s 为从 r 起算的太阳近地点平均经度, N 为从 r 起算的月球升交点平均经度, 计算公式如下^[15-16, 22-23]:

$$s = 277.025 + 129.38481(Y - 1900) + 13.17640(n + m + \frac{t}{24}) \quad (1)$$

$$h = 280.190 - 0.23872(Y - 1900) + 0.98565(n + m + \frac{t}{24}) \quad (2)$$

$$p = 334.385 + 40.66249(Y - 1900) + 0.11140(n + m + \frac{t}{24}) \quad (3)$$

$$p_s = 281.221 + 0.01718(Y - 1900) + 0.0000471(n + m + \frac{t}{24}) \quad (4)$$

$$N = 259.157 - 19.32818(Y - 1900) - 0.05295(n + m + \frac{t}{24}) \quad (5)$$

式中 n 为 Y 年 1 月 1 日开始累积的日期序数(这里 1 月 1 日的 n 值为零); m 为 1900 至 Y 年的累积闰年数; t 为观测时刻。

由于月球升交点西退的原因, N 值随时间而减小, 为方便计, 故杜德逊引入了 $N' = -N^{[20-21]}$, 即:

$$N' = 100.843 + 19.32818(Y - 1900) + 0.05295(n + m + \frac{t}{24}) \quad (6)$$

由图 1 中 ΔAMM_0 知,

$$\frac{\sin \delta_M}{\sin I} = \frac{\sin l_M}{\sin 90^\circ} \quad (7)$$

即:

$$\sin \delta_M = \sin l_M \cdot \sin I \quad (8)$$

式中 l_M 为从 Y 起算的月球在白道上的真经度。

l_M 及 I 计算具体过程如下:

在 $\Delta Y\Omega A$ 中依球面三角形余弦定理得:

$$\cos(180^\circ - I) = -\cos \omega \cdot \cos i + \sin \omega \cdot \sin i \cdot \cos N \quad (9)$$

进一步依球面三角形正弦定理得:

$$\sin v = \sin N \cdot \sin i / \sin I \quad (10)$$

式中 $v = YA$ 弧段。

而 $\frac{\sin A\Omega}{\sin \omega} = \frac{\sin N}{\sin(180^\circ - I)}$, 即:

$$\sin A\Omega = \sin N \cdot \sin \omega / \sin I \quad (11)$$

进一步依球面三角形余弦定理得:

$$\cos A\Omega = \cos N \cdot \cos v + \sin N \cdot \sin v \cdot \cos \omega \quad (12)$$

因此,

$$\tan \frac{1}{2} A\Omega = \frac{\sin A\Omega}{1 + \cos A\Omega} \quad (13)$$

月球在白道上从 A 点起算的平均经度 σ_M 为,

$$\sigma_M = A\Omega + s - N \quad (14)$$

$$l_M = \sigma_M + 2e_M \sin(s - p) + \frac{5}{4} e_M^2 \sin 2(s - p) + me_M(\frac{15}{4} + \frac{263}{16}m) \sin(s - 2h + p) + m^2(\frac{11}{8} + \frac{59}{12}m + \frac{75}{16}\frac{e_M^2}{m}) \sin 2(s - h) + \frac{17}{8} m^2 e_M \sin(3s - 2h - p) + \frac{77}{16} m^2 e \sin(2s - 3h + p_s) \quad (15)$$

式中 e_M 为月球轨道偏心率即 0.054 900; m 为太阳与月球运行速度的比值, 即 0.074 804; e 为太阳轨道偏心率, 即 0.016 750 4; 其余参数见式(1)~(5)所示。至此, 依式(8)、(15)可计算得到月赤纬 δ_M 值。

这里应注意的是, 关于式(15)的表达, 文献[16]与[22]略有区别, 但影响极小。

3 回归潮平均高高潮位的计算方法

3.1 月球赤纬值的理论分析

在日、月、地三者相对运行轨道中, 由于白道和黄道的交点位置是随时间变化的, 约以每 18.61 年/周的速度向西退行, 与该交点的运动相对应的是白道对赤道倾角即白赤交角 I 的变化。当升交点在春分点时, 白赤交角 I 等于黄赤交角加上黄白交角, 即约为 28.697° ; 当升交点在秋分点时, 白赤交角 I 等于黄赤交角减去黄白交角, 即约为 18.307° 。

根据公式(9)计算 I 值, 结果见图 2。

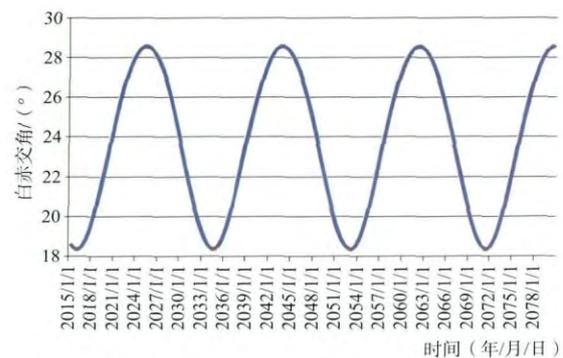


图 2 白赤交角值随时间的变化示意图

由图 2 知, 白赤交角 I 的值约在 $18^\circ \sim 29^\circ$ 间缓慢变动, 其周期约为 18.61 年。

进一步由公式(8)知, 月赤纬 δ_M 值直接决定于 l_M 和 I 二者的综合影响。由于 $\sin l_M$ 值在 $-1.0 \sim 1.0$ 间变动, 初判 δ_M 值约在 $-29^\circ \sim 29^\circ$ 间变动, 且其周期应同 I 的周期基本一致。

根据公式(8)计算 δ_M 精确值 结果见图 3、4。

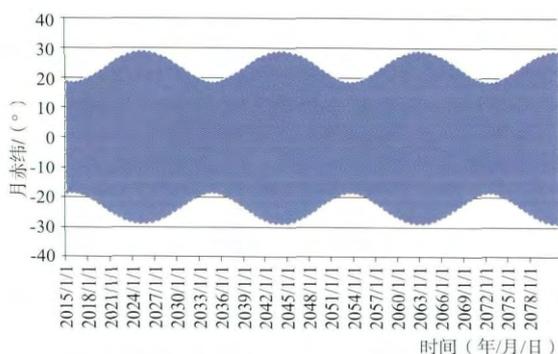


图 3 月赤纬值随时间的长期变化趋势示意图

进一步,月赤纬值随时间的年变化趋势见图 4。

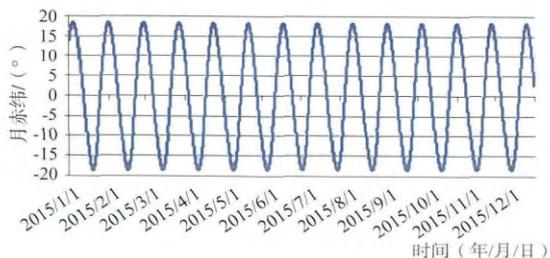


图 4 月赤纬值随时间的年变化趋势示意图

由图 3 知,月赤纬 δ_M 值在 $-28.6^\circ \sim 28.6^\circ$ 间变动,其周期约 18.61 年;由图 4 知,月赤纬 δ_M 值在 2015 年内在 $-18.25^\circ \sim 18.25^\circ$ 间变动。至此,得到月球赤纬值的精确变化规律。

从图 2 及图 3 知,对回归潮平均高高潮位(包括平均大潮高潮面)作统计最佳的时间周期应是基于 18.61 年观测时段的潮汐观测(含预报)值进行,这也是潮汐运动的一个较完整的周期。当然实际情况有可能达不到上述时间长度要求,但这并不影响本文所提月赤纬计算方法的适用性。

对于日潮特征海域,若以 1 个回归月即 27.32158 天为 1 个计算时间段,结合图 3 中的月赤纬值,易得月赤纬极值发生的具体时刻,若进一步考虑当地的日潮龄值,则易得 1 个回归月内发生回归潮的具体时刻,据此结合潮汐观测或预报数据即可进行高高潮位的统计。若存在多个回归月的潮汐值,则依此法类推,最后可统计得到回归潮平均高高潮位值。

关于日潮龄 t 的计算,可采用下式近似得到,其中 g_{K_1} 、 g_{O_1} 分别表示 K_1 、 O_1 分潮的迟角。

$$t = 0.911(g_{K_1} - g_{O_1}) \quad (16)$$

至此,日潮特征海域回归潮期间高高潮位的统计计算难点得到解决。

3.2 实例分析

依据潮汐类型参数 k 作为判断标准,如式(17)

所示。

$$k = \frac{(H_{K_1} + H_{O_1})}{H_{M_2}} \quad (17)$$

分别选取渤海海域某验潮站 A (规则全日潮)和南海海域某验潮站 B (不规则全日潮),13 个主要分潮的调和常数及 k 值见表 1,其中 H 单位为 cm , g 单位为度。

表 1 A、B 验潮站 13 个主要分潮的调和常数及潮汐类型

分潮	H_A	g_A	H_B	g_B
Q_1	2.8	20.3	6.0	235.8
O_1	19.8	56.2	29.1	259.6
P_1	8.0	91.4	10.4	300.5
K_1	26.0	108.8	34.0	308.3
N_2	2.0	270.3	5.8	270.6
M_2	11.1	357.6	26.3	288.8
S_2	9.5	32.9	10.1	321.5
K_2	0.4	47.1	3.7	315.8
M_4	2.1	56.6	0.2	130.1
M_{sa}	5.4	116.5	1.6	23.7
M_6	3.0	141.2	0.1	153.3
S_a	22.6	125.8	4.8	183.6
S_{sa}	0.35	236.8	0.79	26.1
潮汐类型	$k = 4.13$		$k = 2.40$	

经计算 A 验潮站的日潮龄值约 48h, B 验潮站的日潮龄值约 44h。

提出顾及日潮龄值 t 的回归潮平均高高潮位计算方法见图 5。

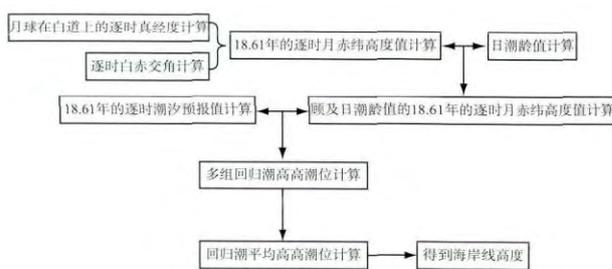


图 5 顾及日潮龄值的回归潮平均高高潮位计算方法示意图

根据图 5,计算 A 、 B 站的回归潮平均高高潮位。

- (1) 首先分别利用表 1 中 A 、 B 站 13 个主要分潮调和常数作逐时潮汐预报,预报周期为 18.61 年;
- (2) 其次根据 A 、 B 站日潮龄值,结合图 3 中 18.61 年 1 个周期的月赤纬值,作时间平移配准;
- (3) 再次进行以 1 个回归月为基本单位的回归潮高高潮位统计;
- (4) 最后对 18.61 年周期内所有回归潮高高潮位计算平均值。

以 B 验潮站为例,上述步骤(2)结果可由图 6 表示。图 6 表达了 B 验潮站部分时段(2015-01-01~

2015-01-25) 的潮汐预报值与月赤纬值之间的关系, 其中灰色曲线表示月赤纬值, 红色曲线表示顾及日潮龄值作时间轴平移后的月赤纬值, 单位均为度; 蓝色曲线表示潮汐预报值, 单位为厘米。

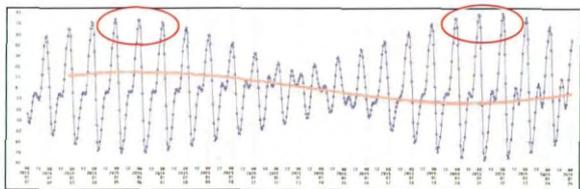


图 6 顾及日潮龄对月赤纬与回归潮高高潮位作时间配准及统计(B 站) 示意图

验潮站 B 的 k 值为 2.40, 属于不规则日潮。由图 6 可知, 在考虑了当地日潮龄值并对月赤纬值作时间轴平移后, 验潮站 B 的月赤纬南、北极值与回归潮期间的高高潮位表现了强相关性。考虑到验潮站 A 的 k 值为 4.13, 属于正规日潮性质, 因此验潮站 A 的月赤纬南北极值与高高潮位相关性将更强。

由此易得 A、B 验潮站从各自平均海面起算的回归潮平均高高潮位, 即海岸线的高度值, A 站为 43.4cm, B 站为 77.2cm。

4 结束语

通过分析月赤纬高度角的长期变化趋势, 揭示了月赤纬高度角极值与回归潮高高潮位的强相关性, 进而在顾及当地日潮龄值基础上, 提出并实现了日潮特征海域顾及日潮龄值的回归潮平均高高潮位计算。同时认为: 回归潮平均高高潮位与多年平均大潮高潮面在基本概念、计算原则及方法上均不同, 这种差异在不同潮汐类型海域是真实存在且不可替换的, 为厘清认识就应该揭示其本质区别, 因此海岸线定义在文献 [2]、[8] 的基础上修订为平均大潮高潮面或回归潮平均高高潮位与海岸的交接线更科学。应指出的是, 这里的回归潮平均高高潮位体现的是潮汐统计信息, 因此也可称为回归潮平均高高潮面。

在明确了平均大潮高潮面与回归潮平均高高潮位计算方法后, 要得到海岸线的具体高度值, 无非是应有长期潮汐实测或预报数据予以支持。不具备条件的海域, 可通过解算潮汐场或基于文献 [24] 主、副港分潮调和常数差比关系等方法以预报方式得到。由于潮汐实测数据隐含了天气、气象等环境因素导致的增减水, 因此与预报数据得到的海岸线高度不会完全一致, 这种差异的量级和影响将是作者下一步研究方向。

致谢: 感谢黄祖珂教授和翟国君高工、黄谟涛高工对论文所作的指导和帮助。

参考文献:

- [1] 《海洋测绘词典》编委会. 海洋测绘词典 [M]. 北京: 测绘出版社, 1999.
- [2] 党亚民, 程鹏飞, 章传银, 等. 海岛礁测绘技术与方法 [M]. 北京: 测绘出版社, 2012.
- [3] GB/T 7929-1995. 地形图图式 [S]. 北京: 中国标准出版社, 1995.
- [4] GB 12327-1998. 海道测量规范 [S]. 北京: 中国标准出版社, 1999.
- [5] GB 12319-1998. 中国海图图式 [S]. 北京: 中国标准出版社, 1999.
- [6] International Hydrographic Organization. 2011. Publication c-13 manual on hydrography [S]. Monaco: International Hydrographic Bureau.
- [7] 于彩霞, 许军, 黄文骞. 海岸线及其测绘技术探讨 [J]. 测绘工程, 2015, 24(7): 1-5.
- [8] 暴景阳, 许军. 卫星测高数据的潮汐提取与建模应用 [M]. 北京: 测绘出版社, 2013.
- [9] 暴景阳, 许军, 于彩霞. 航空摄影测量模式下的海岸线综合推算技术 [J]. 海洋测绘, 2013, 33(6): 1-4.
- [10] 滕惠忠, 申家双, 刘敏, 等. 海洋测绘航空摄影测量体系建设思考 [J]. 海洋测绘, 2015, 35(4): 11-15.
- [11] 申家双, 翟京生, 郭海涛. 海岸线提取技术研究 [J]. 海洋测绘, 2009, 29(6): 74-77.
- [12] 郭海涛, 申家双, 黄辰虎, 等. 海岸带潮汐模型支持下的光束法区域网空中三角测量 [J]. 测绘科学技术学报, 2012(1): 33-37.
- [13] 申家双, 黄辰虎. 综合理论最低潮面与海面地形信息进行海岸带垂直基准转换 [J]. 海洋测绘, 2010, 30(增刊): 7-12.
- [14] Ruth Adams. Seamless data and vertical datums-reconciling chart datum with a global reference frame [J]. Hydrographic Journal, 2004, 113: 19-24.
- [15] 方国洪, 郑文振, 陈宗镛, 等. 潮汐和潮流的分析和预报 [M]. 北京: 海洋出版社, 1986.
- [16] 黄祖珂, 黄磊. 潮汐原理与计算 [M]. 青岛: 中国海洋大学出版社, 2005.
- [17] 暴景阳, 许军, 关海波. 平均大潮高潮面的计算方法与比较 [J]. 海洋测绘, 2013, 33(4): 1-5.
- [18] 许家琨, 刘雁春, 许希启, 等. 平均大潮高潮面的科学定位与现实描述 [J]. 海洋测绘, 2007, 27(6): 19-24.
- [19] 乔方利, 甘子钧, 王东晓, 等. 中国区域海洋学-物理海洋学 [M]. 北京: 海洋出版社, 2012.
- [20] Doodson A T. The harmonic development of the tide-generating potential [J]. Proc. Roy. Soc., London, 1921 A100: 305-309.
- [21] 郗钦文. 精密引潮位展开及某些诠释 [J]. 地球物理学报, 1991, 34(2): 182-194.
- [22] 何宜军, 陈戈, 郭佩芳, 等. 高度计海洋遥感研究与应

