中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 2 期: 163 ~ 170
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

自然科学基金项目进展专栏

论 文

渤、黄、东海垂向位移负荷潮和自吸-负荷潮

方国洪*, 徐晓庆, 魏泽勋, 王永刚, 王新怡

国家海洋局第一海洋研究所, 海洋环境科学和数值模拟重点实验室, 青岛 266061
* E-mail: fanggh@fio.org.cn

收稿日期: 2012-02-24; 接受日期: 2012-09-03
国家自然科学基金项目(批准号: 40676009, 40606006)和青岛市科技计划基础研究项目(编号: 11-1-4-98-JCH)资助

摘要 采用 Green 函数方法, 高分辨率中国近海区域海潮模型和 TOPO7.0 全球海洋潮汐模型, 以及 Gutenberg-Bullen A 地球模型计算了负荷潮. 结果表明, 渤、黄、东海 M_2 垂向位移负荷潮振幅最大值出现在浙江外海约 150 km 处, 其值超过 28 mm; 次大值位于仁川湾, 超过 20 mm; 第三大值位于北黄海东北部, 超过 14 mm. S_2 垂向位移负荷潮在上述三处的振幅值分别超过 10, 8 和 4 mm. K_1 和 O_1 垂向位移负荷潮振幅在琉球群岛中北部附近为最大, 分别超过 13 和 10 mm: 向内海逐渐减小. 半日分潮垂向位移负荷潮基本上与海洋潮汐对应分潮具有相反的位相. 在东海大部和南黄海东部全日分潮垂向位移负荷潮与对应的海潮分潮基本上具有反位相的关系, 而在渤、黄海其余海域基本上不具有反位相关系. 在研究海区内, 全日潮的垂向位移负荷潮不出现无潮点. 自吸-负荷平衡潮分布特征与垂向位移负荷潮相近, 其振幅大约是垂向位移负荷潮的 1.2~1.7 倍, 其位相与垂向位移负荷潮基本上相反. M_2 最大振幅值也出现在浙江外海, 超过 42 mm.

关键词
渤海
黄海
东海
海洋潮汐
负荷潮
自吸-负荷潮

在海洋潮汐负荷的作用下, 地球会发生相关的形变, 包括位移、倾斜和应变; 同时会产生与海潮有关的引力场. 海洋潮汐的负荷效应在大地测量、地球物理及天文学中均具有重要作用, 因而受到地球物理学家的关注. 海洋学家则主要关注其中的垂向位移(亦称径向位移)和自吸-负荷效应. 前者关系到由卫星高度计观测提取海洋潮汐信息的准确性; 后者关系到海洋潮汐的动力学和数值模拟的准确性.

通过将近 20 年的高准确度卫星高度计观测, 大洋潮汐模型已十分准确[1], 故大洋中负荷潮计算结果的准确度已较高. 但对浅海区, 由于海潮不够准确, 所得的负荷潮也有较大误差[2]. 我国地球物理学家对海洋潮汐的负荷效应作过大量研究和计算[2~6], 但他们所关心的是陆地上的分布. 迄今我国学者还没有对海洋中的负荷潮作过计算, 因而我们对中国近海潮汐的了解尚缺乏完整性. 最近, 我们已获得高准确度的中国近海海洋潮汐分布, 为构建高准确度中国近海负荷潮模型提供了条件. 本文拟报道我们对渤、黄、东海负荷潮所作计算的结果, 这些结果在国内为首次. 不过我们在这里将只给出海洋潮汐研究所关心的垂直位移负荷潮和自吸-负荷潮, 区域仅限于渤、黄、东海. 全球其他区域(包括海洋和陆地)及其他负荷效应也已用相同的方法计算得出, 但其结果将不在这里报道, 有兴趣的读者可以向本文作者索取.

中文引用格式: 方国洪, 徐晓庆, 魏泽勋, 等. 渤、黄、东海垂向位移负荷潮和自吸-负荷潮. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 163–170
英文引用格式: Fang G H, Xu X Q, Wei Z X, et al. Vertical displacement loading tides and self-attraction and loading tides in the Bohai, Yellow, and East China Seas. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 63–70, doi: 10.1007/s11430-012-4518-9

1 方法和资料

由于卫星高度计可以获得准全球的海面高度资料, 已被广泛用于潮汐研究. 但卫星高度计只能测量海面到地球中心的距离, 故测量得到海面变化的潮汐成份称为地心潮. 地心潮 ζ_g 由通常的海洋潮汐 ζ 和固体地球潮汐所组成; 后者又由天体引潮力直接引起的体潮 ζ_b 和海潮负荷引起的垂直位移 ζ_l 两部分所组成(图 1), 即

$$\zeta_g = \zeta + \zeta_b + \zeta_l, \tag{1}$$

这里各种潮高均以垂直向上为正. 垂直位移负荷潮也称径向位移负荷潮. 为了从卫星高度计资料得出海洋潮汐 ζ, 必须知道体潮 ζ_b 和垂直位移负荷潮 ζ_l. ζ_b 可直接由引潮力得出:

$$\zeta_b = h_2 \Phi / g, \tag{2}$$

其中, Φ 为引潮势[7~9], h_2 为 Love 数 [10], g 为重力加速度. 而 ζ_l 则是本文的主要研究对象之一.

另一方面, 海洋潮汐还会产生自吸作用, 与负荷作用一起能改变引力场, 从而能改变引潮力. 因此在进行潮汐动力学研究, 特别在潮汐数值模拟中还要考虑这一效应, 即所谓自吸-负荷(self-attraction and load, 简记为 SAL)效应. 与引潮势类似, 自吸和负荷所引起的附加位势一般也用对应的平衡潮高表示, 称作自吸-负荷平衡潮, 或简称自吸-负荷潮. 这样, 修正后的水平引潮力 **F** 可表达为

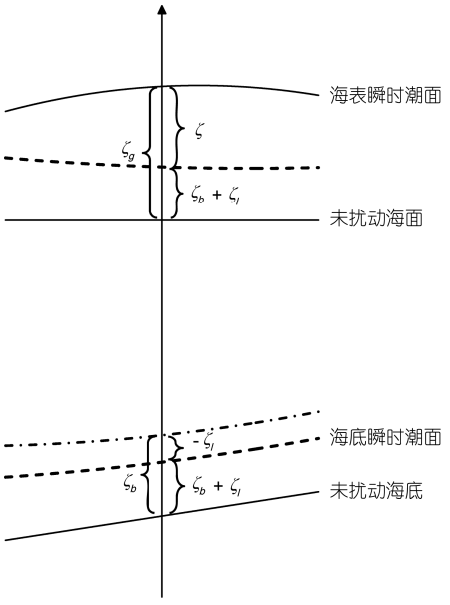

图 1 各种潮面的关系

$$\mathbf{F} = -g\nabla(\zeta - \zeta_{\mathrm{EQ}} - \zeta_{\mathrm{SAL}}), \tag{3}$$

其中, ζ 为海洋潮汐高度, ζ_{EQ} 为考虑了地球体潮后的平衡潮潮高:

$$\zeta_{\mathrm{EQ}} = (1 + k_2 - h_2)\Phi / g, \tag{4}$$

其中, k_2 为 Love 数[10] . ζ_{SAL} 为本文的另一个主要研究对象.

与绝大多数研究者一样, 我们这里也采用 Farrell 的 Green 函数方法[11,12]计算垂直位移负荷潮 ζ_l 和自吸-负荷潮 ζ_{SAL}. 根据该方法任一地点的 ζ_l 和 ζ_{SAL} 可用下式计算得到

$$\zeta_l(\varphi,\lambda,t) = \rho_w a^2 \iint_S \zeta(\varphi',\lambda',t) G_l(\theta) \cos\varphi' \mathrm{d}\varphi' \mathrm{d}\lambda', \tag{5}$$

$$\zeta_{\mathrm{SAL}}(\varphi,\lambda,t) = \rho_w a^2 \iint_S \zeta(\varphi',\lambda',t) G_{\mathrm{SAL}}(\theta) \cos\varphi' \mathrm{d}\varphi' \mathrm{d}\lambda', \tag{6}$$

其中, (φ,λ) 为计算点的纬度和经度, (φ',λ') 为负荷点的纬度和经度, ρ_w 为海水密度, a 为地球半径, 积分对全球海洋 S 进行, G_l 和 G_{SAL} 为对应的 Green 函数, θ 为 (φ,λ) 和 (φ',λ') 之间的角距离(大圆弧角), 由下式给出:

$$\cos\theta = \sin\varphi\sin\varphi' + \cos\varphi\cos\varphi'\cos(\lambda - \lambda'). \tag{7}$$

式(5)和(6)中 Green 函数则决定于负荷 Love 数 h_n' 和 k_n':

$$G_l(\theta) = \frac{a}{M_e}\sum_{n=0}^{\infty} h_n' P_n(\cos\theta), \tag{8}$$

$$G_{\mathrm{SAL}}(\theta) = \frac{a}{M_e}\sum_{n=0}^{\infty} (1 + k_n' - h_n') P_n(\cos\theta), \tag{9}$$

其中, M_e 为地球质量, $P_n(\cos\theta)$ 为第 n 阶 Legendre 多项式. 负荷 Love 数 h_n' 和组合负荷 Love 数 $(1 + k_n' - h_n')$ 依赖于所采用的地球弹性模型. Farrell[11]采用 Gutenberg-Bullen A(G-B)地球模型给出了负荷 Love 数和 Green 函数. 依据他的计算结果, $-h_n'$ 和 $(1 + k_n' - h_n')$ 与 n 的关系如图 2 所示.

Agnew[13,14]发展了一个基于 Green 函数的负荷潮计算方法和程序, 该方法可以把全球海潮模型和更高分辨率的区域海潮模型结合起来计算, 以便利用更高精度的近岸区域海潮模式改善计算结果. Agnew 程序所采用的地球模型是 G-B 模型. 有不少研究者采用过更新近的地球模型来计算负荷潮, 如许厚泽

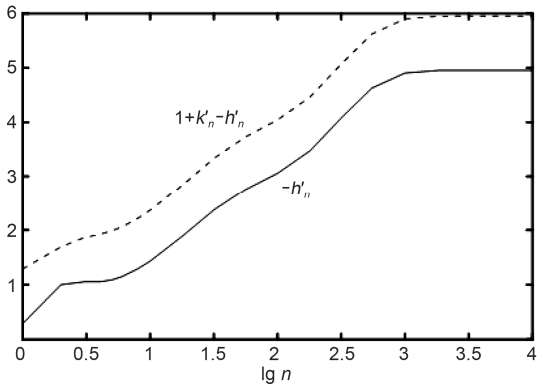

图 2　负荷 Love 数 $-h'_n$ 和组合负荷 Love 数 $(1+k'_n-h'_n)$ 与 n 的函数关系

和毛伟建[3]采用 Gilbert 和 Dziewonski 的 G-D1066A 模型; Francis 和 Mazzega[12] 采用 Dziewonski 和 Anderson 的 PREM 模型; 等等. Francis 和 Mazzega[12]、Ray[15]、郑祎等[4]和 Agnew[14]的研究工作都表明, 垂向位移和自吸-负荷潮的计算结果与所选择的地球模型关系不大. 例如 Francis 和 Mazzega[12]比较了采用 G-B 模型和 PREM 模型的重力负荷潮计算结果, 表明对 M_2 分潮振幅差别不超过 1%, 位相差别不超过 0.6°. 郑祎等[4]比较了采用 G-B 模型和 G-D1066A 模型的位移负荷潮计算结果, 表明 M_2 垂向位移负荷潮的振幅平均偏差为 0.05 mm, 位相平均偏差为 0.3°. 因此本研究仍采用 Agnew 的程序, 亦即采用的地球模型是 G-B 模型.

本文所采用的海潮数据由两部分构成. 在中国近海及邻近大洋, 我们以 Fang 等[16]的研究为基础, 把区域扩大至 15°N 以北, 140°E 以西, 把卫星高度计资料扩展至 2008 年, 同时用流体动力学数值同化方法计算得出 5′×5′分辨率的主要分潮 M_2, S_2, K_1 和 O_1 的区域海潮模型. 图 3 给出区域模型的范围及最主要分潮 M_2 的分布图. 在这个海区之外的全球海洋, 我们采用了现有分辨率最高(15′×15′)的 TOPO7.0 模型[17].

2　与已有结果的比较

Zhou 等[2]、郑祎等[4]、周江存等[5]和袁林果等[6]曾计算过中国大陆、台湾、香港等地的位移负荷潮.

本文的侧重点是研究渤、黄、东海的负荷潮, 但与他们的计算结果作一比较仍然是有意义的. 表 1 列出以上各研究与本研究计算的结果. 为节省篇幅, 表

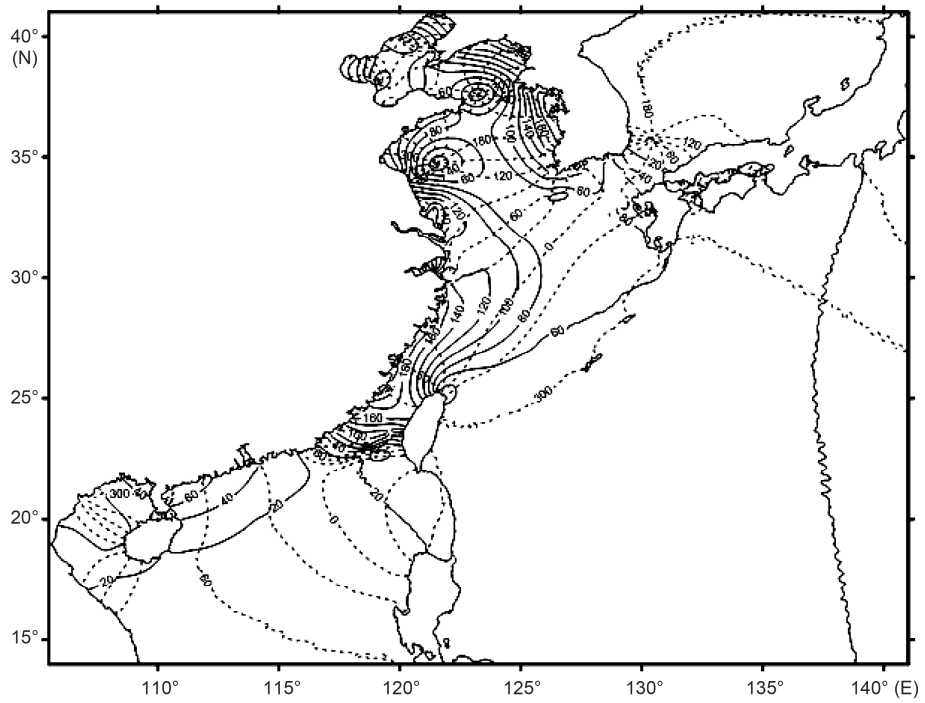

图 3　中国近海及邻近大洋 M_2 分潮同潮图

图中实线为振幅(cm), 虚线为格林尼治迟角(°)

表 1　本文计算所得垂向位移负荷潮和已有结果的比较

地名	M_2				K_1			
	振幅(mm)		迟角(°)		振幅(mm)		迟角(°)	
	本文	已有值	本文	已有值	本文	已有值	本文	已有值
上海 a)	8.52	9.14	−134.0	−156.5	7.49	6.63	−99.8	−98.2
乌鲁木齐 a)	0.35	0.25	-2.6	−43.6	1.17	0.96	−120.8	−134.1
上海 b)	8.52	7.88	−134.0	−147.7	7.49	7.29	−99.8	−100.5
乌鲁木齐 b)	0.35	0.21	−2.6	8.0	1.17	1.16	−120.8	−122.9
台北 c)	12.02	12.17	183.5	176.9	9.55	8.52	−76.6	−81.0
桃园 c)	11.59	11.77	192.3	182.8	9.34	8.29	−74.9	−79.5
台中 c)	8.45	8.74	205.3	164.4	8.62	7.00	−66.5	−73.8
花莲 c)	11.67	10.50	149.1	147.3	9.43	7.55	−74.6	−79.1
云林 c)	7.32	8.56	189.2	156.0	8.46	6.87	−63.6	−70.7
嘉义 c)	7.12	8.61	183.0	151.9	8.50	6.92	−61.6	−68.2
台南 c)	7.64	8.94	172.2	148.5	8.91	7.14	−55.8	−62.3
台东 c)	12.13	10.96	138.9	137.6	9.32	7.39	−66.6	−70.3
高雄 c)	9.11	9.68	155.8	144.7	9.24	7.45	−54.7	−59.7
南湾 c)	12.60	12.24	137.6	135.5	9.61	8.12	−58.0	−59.7
香港 HKFN d)	6.24	6.42	−178.7	−179.2	7.49	7.53	−22.5	−23.9
香港 HKKT d)	6.26	6.61	−176.7	−177.4	7.64	7.69	−21.4	−22.8
香港 HKLT d)	6.27	6.74	−175.2	−176.4	7.77	7.85	−20.2	−22.1
香港 HKSC d)	6.97	7.12	−174.8	−175.1	8.31	8.37	−19.7	−21.0
香港 HKSL d)	6.45	7.12	−171.6	−174.4	8.10	8.21	−18.1	−20.8
香港 HKST d)	6.62	6.82	−176.8	−177.2	7.95	8.01	−21.2	−22.4
香港 HKMW d)	7.15	7.41	−171.8	−173.1	8.62	8.65	−17.9	−19.5
香港 HKNP d)	6.98	7.43	−169.8	−172.3	8.55	8.62	−17.0	−19.1
香港 HKOH d)	7.33	7.44	−174.1	−174.9	8.83	8.86	−19.1	−20.3
香港 HKPC d)	7.07	7.35	−172.4	−173.4	8.52	8.56	−18.4	−19.9
香港 HKSS d)	6.70	6.83	−178.3	−178.8	7.97	8.07	−21.8	−22.9
香港 HKWS d)	6.88	6.97	−178.2	−178.6	8.22	8.26	−21.7	−23.0
标准差	0.65		16.5		1.01		4.4	

a) 已有值源自 Zhou 等[2]; b) 已有值源自郑祎等[4]; c) 已有值源自周江存等[5]; d) 已有值源自袁林果等[6]

中只列出 M2 和 K1 分潮结果分别作为半日潮和全日潮的代表; 同时如所引文献中含有采用 G-B 地球模型的结果, 表中只列出其中采用该模型的结果. 另外, 周江存等[5]采用的时间是地方时, 相角是初位相, 为统一起见这里已转换成世界时的迟角, 即格林尼治迟角.

由表 1 可以看到, 本文计算结果与已有结果具有良好的一致性, 特别是 M_2 振幅及 K_1 的振幅和迟角差别都很小. 大部分地点 M_2 迟角的差别也不大, 差别最大值出现在 Zhou 等[2]计算的乌鲁木齐结果. 其原因在于乌鲁木齐正好位于 M_2 垂向位移负荷潮的无潮点附近, 振幅很小, 位相变化大. 另一个差别大的区域在台湾西岸, 这可能是由于周江存等[5]所用的台湾海峡海潮资料不够准确.

由于地球物理学家一般不研究自吸-负荷潮, 我们这里不能与垂向位移负荷潮一样对本计算结果和已有计算结果作类似于表 1 的对比. 但是我们将本计算所得大洋部分的自吸-负荷潮结果与 Ray[15]的结果作了比较, 两个结果完全吻合.

3　结果及讨论

计算所得垂向位移负荷潮和自吸-负荷潮的同潮图示于图 4~7, 图中时间系统采用世界时, 即迟角采用格林尼治迟角. 下面的讨论将限于渤、黄、东海(包括 22°N 以北的台湾海峡和对马列岛以西的朝鲜海峡), 尽管文中给出的图幅范围要更大一些.

由图 4 可见, 在研究海区 M_2 垂向位移负荷潮振幅的最大值出现在浙江外海约 150 km 处, 其值超过 28 mm. 次最大值出现在仁川湾, 超过 20 mm. 第三

最大值出现在北黄海东北部, 超过 14 mm. 由于陆地上负荷为零, 陆上和沿岸的负荷潮较小. 另外, 由于负荷潮是对海潮负荷作用进行积分的结果(式(1), (2)), 如海潮波长较短(即同潮时线密集), 则不同地点的负荷作用力会相互抵消, 引起的负荷潮也较小; 反之亦然. 因此由于东海的潮波较长(即海潮同潮时线较稀疏), 负荷潮的振幅总的来看也较大. 例如浙江外海 M_2 海潮的振幅为 1.2~1.8 m(图 3), 但由于同潮时线较稀疏, 垂向位移负荷潮振幅最大超过 28 mm. 仁川湾 M_2 海潮振幅超过 2 m, 但因同潮时线相对较密集, 且海域比较窄小, 垂向位移负荷潮不如浙江外海大. 由图 4 进一步可以看到, M_2 垂向位移负荷潮的同潮时线分布与海潮(图 3)有一定相似性, 特别是山东半岛东南方也有一个无潮点. M_2 海潮在成山头外海有一个无潮点, 而 M_2 垂向位移负荷潮则出现一个蜕化的旋转潮系统. M_2 海潮在朝鲜海峡东北部有一个无潮点, 而 M_2 垂向位移负荷潮则在朝鲜半岛西南端形成一个无潮点. M_2 海潮在渤海有两个无潮点, 分别位于黄河口和秦皇岛外海(图 3), 而 M_2 垂向位移负荷潮在渤海也有两个无潮点, 但是其位置均向海的中心区域移动了一定距离. 对大部分海区, 特别是海潮和垂向位移负荷潮振幅都较大的区域, 它们基本上具有反位相的关系. 亦即, 海潮达高潮(低潮)时, 海底相应地降至最低(升至最高).

S_2 垂向位移负荷潮的特征与 M_2 相类似(图 4). 由于 S_2 海潮较 M_2 小, S_2 垂向位移负荷潮振幅也较小. 振幅前三个最大值也出现在浙江外海、仁川湾和北黄海东北部, 分别超过 10, 8 和 4 mm. 同潮时线分布和 M_2 的主要差别是在渤海不存在无潮点; 而在威海外海及台湾海峡西南部则各存在一个无潮点. 与海潮类似, S_2 垂向位移负荷潮的迟角比 M_2 大 30°左右(这里所用迟角是格林尼治迟角, 如用北京标准时迟角, 则 S_2 比 M_2 大 40°左右).

K_1 垂向位移负荷潮的分布格局与海潮差别很大(图 5). 最大振幅值出现在琉球群岛的中北部, 其值超过 13 mm. 在东海振幅向西和西南逐渐减小, 台湾海峡为 9~10 mm 的低值区. 在黄、渤海振幅向西北递减, 至海州湾和辽东半岛南侧, 减至 2 mm 以下; 渤海内多在 4~6 mm 之间. K_1 垂向位移负荷潮的同潮时线分布稀疏, 且没有出现无潮点. 几乎在整个东海其

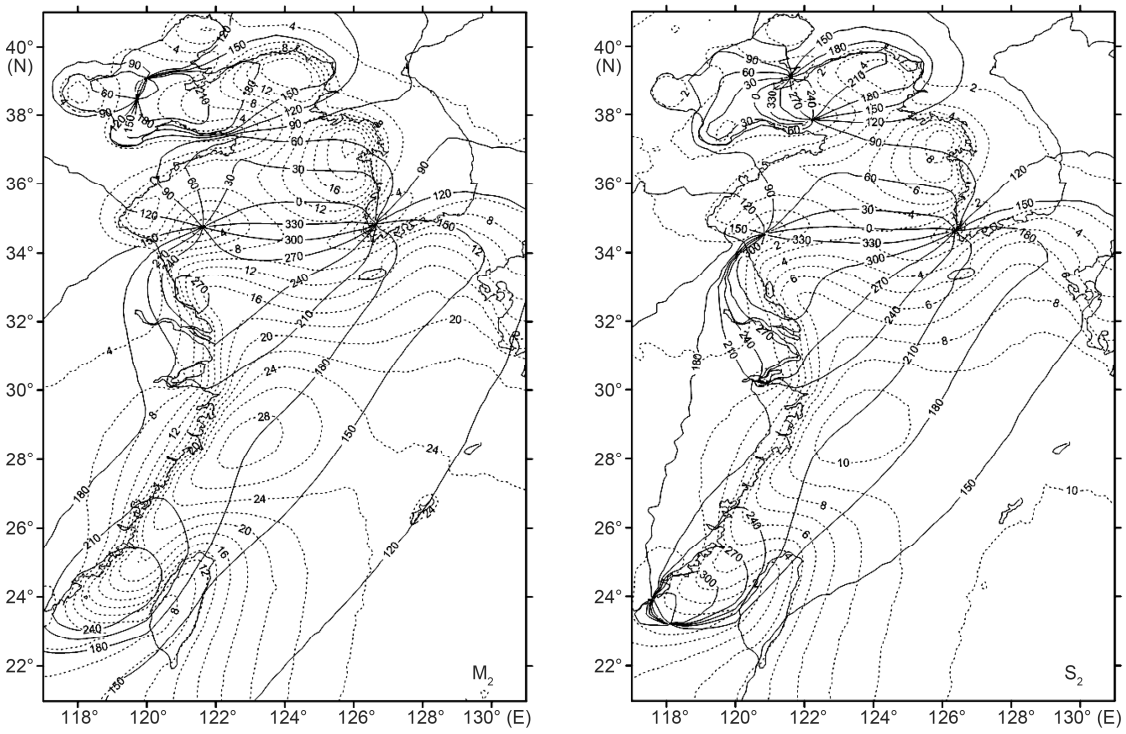

图 4　M_2 和 S_2 垂向位移负荷潮

图中虚线为振幅(mm), 实线为格林尼治迟角(°)

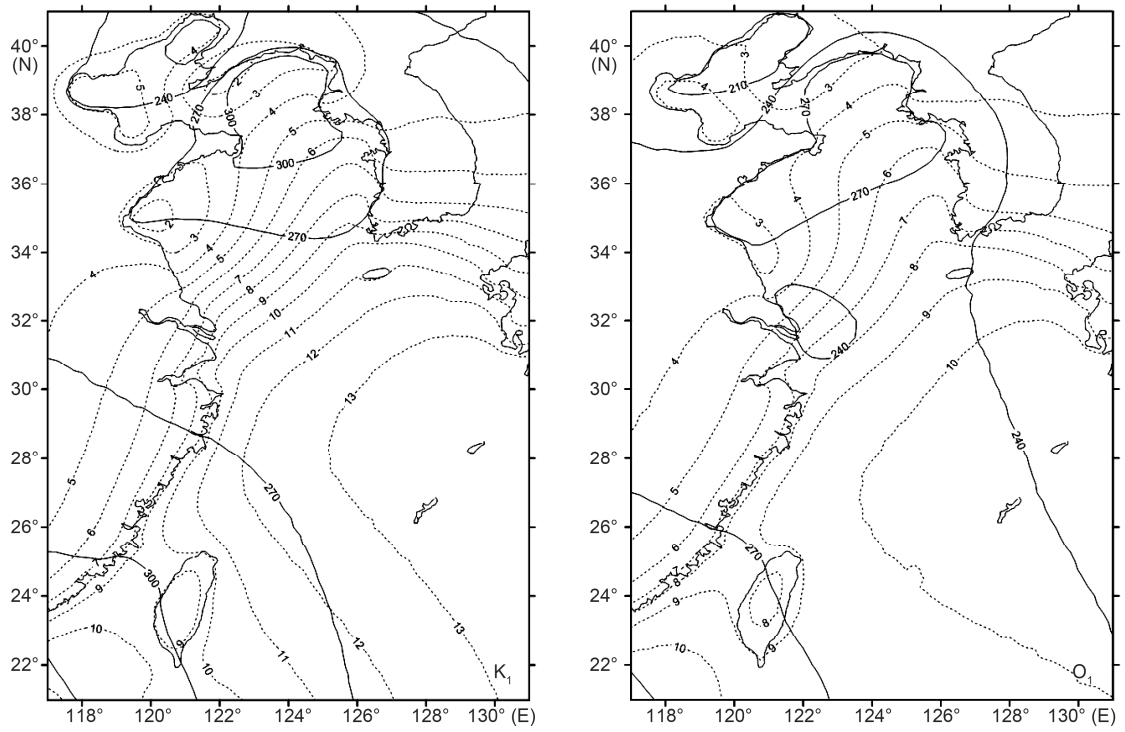

图 5　K_1 和 O_1 垂向位移负荷潮

图中虚线为振幅(mm), 实线为格林尼治迟角(°)

格林尼治迟角均在 260°~280°之间, 与这个区域海潮的迟角基本上反位相. 这一相角值一直延伸到南黄海南部. 在南黄海北部和北黄海迟角有所增加, 向渤海又重新减小. 从 K_1 垂向位移负荷潮的分布格局看, 由于东海 K_1 海潮的潮时基本不变[16], 其负荷作用不仅控制了东海本海区, 似乎也影响到黄海甚至渤海, 虽然其影响程度随着距离的增加而减小.

O_1 垂向位移负荷潮的分布格局与 K_1 十分相似(图 5). 其振幅最大值也出现在琉球群岛中北部, 可超过 10 mm. 在东海区振幅向西和西南递减, 在黄渤海向西北递减. 同潮时线也不出现无潮点, 迟角约比 K_1 小 20°.

对图 6, 7 与图 4, 5 分别进行比较, 可以发现自吸-负荷潮和垂向位移负荷潮的分布格局十分相似, 振幅大体上成比例, 迟角则两者基本相反. 造成这一结果的原因是自吸-负荷潮的组合 Love 数 $1+k_n'-h_n'$ 与垂向位移负荷潮的 Love 数 h_n' 符号相反, 前者大小与后者大小之比变化范围不大. 例如当 n=2 时, 此比值约为 1.7, n=10000 时, 比值约为 1.2. 因此, 实际计算所得的自吸-负荷潮与垂向位移负荷潮的振幅比应当大都在 1.2~1.7 倍之间, 且波长越长, 比值越大. 由图 6 可见, M_2 自吸-负荷潮在浙江外海、仁川湾和北黄海东北部的振幅最大值可分别超过 42, 24 和 18 mm. 图 7 显示, K_1 自吸-负荷潮在琉球群岛中北部的振幅最大值可超过 21 mm.

4　结语

本文采用高分辨率中国近海和邻近大洋区域海潮模型和 TOPO7.0 全球海洋潮汐模型, 以及 Gutenberg-Bullen A 地球模型计算了渤、黄、东海的垂向位移负荷潮和自吸-负荷潮. M_2 和 K_1 垂向位移负荷潮在本海区的最大振幅分别超过 28 和 13 mm, 对于完整地了解该海域潮汐的构成具有意义, 对于从卫星高度计资料提取准确潮汐信号亦十分重要.

由自吸-负荷潮分布可以得到 M_2, S_2, K_1 和 O_1 自吸-负荷潮在渤、黄、东海(包括 22°N 以北的台湾海峡和对马列岛以西的朝鲜海峡)的平均振幅分别为 24, 9, 14 和 12 mm. 式 4 中的半日和全日平衡潮可表达为 $A\cos^2\varphi\cos(\omega t+V_0+2\lambda)$ 和 $A\sin 2\varphi\cos(\omega t+V_0+\lambda)$,

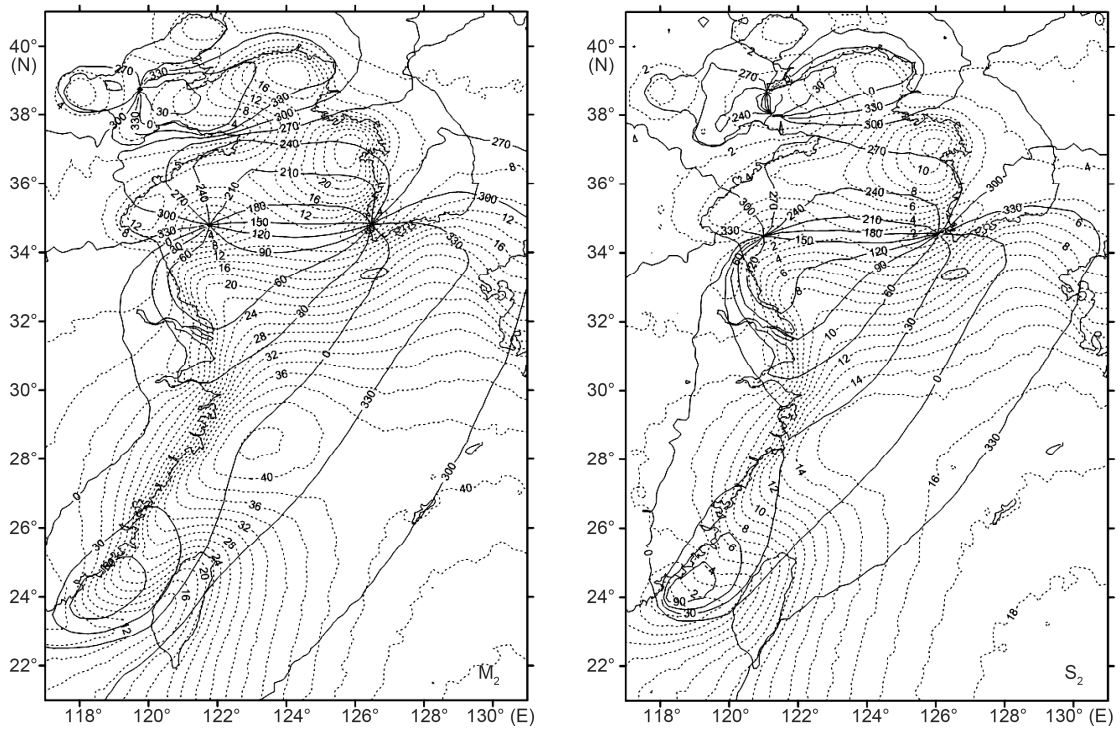

图 6　M_2 和 S_2 自吸-负荷平衡潮

图中虚线为振幅(mm), 实线为格林尼治迟角(°)

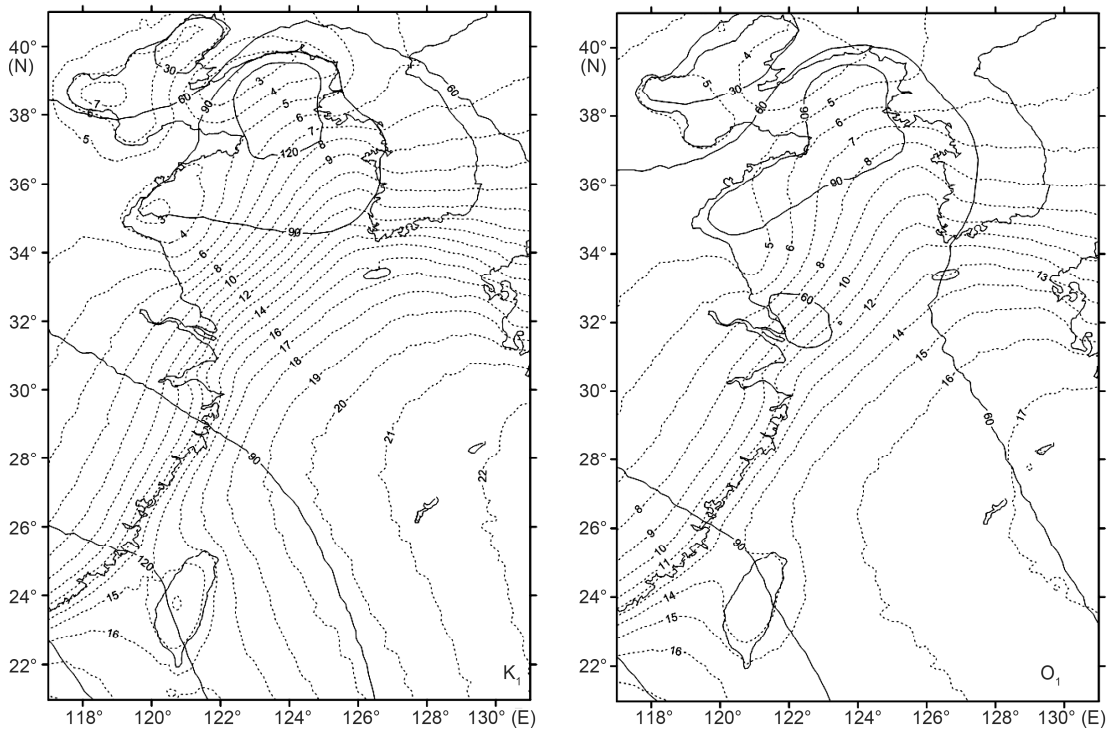

图 7　K_1 和 O_1 自吸-负荷平衡潮

图中虚线为振幅(mm), 实线为格林尼治迟角(°)

其中 V_0 为格林尼治初位相; 对于 M_2, S_2, K_1 和 O_1 分潮, A=168, 78, 104 和 70 mm(Fang 等[18]式(5)和(6), 这里忽略了大气潮影响). 在渤、黄、东海其平均振幅分别为 122, 57, 91 和 61 mm. 虽然自吸-负荷潮的振幅显著小于引力平衡潮的振幅, 但由于波长短, 它们所引起的水平梯度力则可能可以与引潮力的水平分量相比较, 甚至大于引潮力的水平分量(见式 3). 事实上, 我们的计算表明, 渤、黄、东海 M_2, S_2, K_1 和 O_1 的 $|\nabla\varsigma_{EQ}|$ 最大值的区域平均值分别为 49, 23, 23 和 16×10^{-9}, 而对应的 $|\nabla\varsigma_{SAL}|$ 最大值的区域平均值分别为 96, 38, 21 和 16×10^{-9}. 后者大于(对半日潮)或略等于(对全日潮)前者. 因此, 在潮汐动力学和数值模拟研究中如果考虑引潮力的作用, 则应当同时考虑自吸-负荷潮的作用. 迄今为止还没有人对自吸-负荷潮在渤、黄、东海区海洋潮汐动力学中的作用进行过研究, 这种研究对于进一步认识该海区潮汐动力学是有意义的.

致谢 作者深切感谢 Agnew 博士, 他提供的负荷潮计算程序极大地便利了我们所作的计算. 对于审稿人的评审我们也深表谢意.

参考文献

1 汪一航, 方国洪, 魏泽勋, 等. 基于卫星高度计的全球大洋潮汐模式的准确度评估. 地球科学进展, 2010, 25: 353–359
2 Zhou X, Wu B, Zhu Y, et al. The Ocean tide displacement corrections for earth crust movement network of China. Chin Astron Astrophys, 2002, 26: 82–87
3 许厚泽, 毛伟建. 中国大陆的海洋负荷潮汐改正模型. 中国科学 B 辑, 1988, 18: 984–994
4 郑祎, 伍吉仓, 王解先, 等. 海潮模型和格林函数对海潮位移改正的影响. 大地测量与地球动力学, 2002, 22: 71–76
5 周江存, 许厚泽, 孙和平. 中国台湾地区海洋负荷潮汐对重力、位移、倾斜和应变固体潮观测的影响. 大地测量与地球动力学, 2002, 22: 81–86
6 袁林果, 丁晓利, 孙和平, 等. 利用 GPS 技术精密测定香港海潮负荷位移. 中国科学: 地球科学, 2010, 40: 699–714
7 陈宗镛. 潮汐学. 北京: 科学出版社, 1980. 1–301
8 方国洪, 郑文振, 陈宗镛, 等. 潮汐和潮流的分析和预报. 北京: 海洋出版社, 1986. 1–474
9 黄祖珂, 黄磊. 潮汐原理与计算. 青岛: 中国海洋大学出版社, 1995. 1–293
10 Wahr J M. Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless earth. Geophys J R Astr Soc, 1981, 64: 677–703
11 Farrell W E. Deformation of the earth by surface loads. Rev Geophys Space Phys, 1972, 10: 761–797
12 Francis O, Mazzega P. Global charts of ocean tide loading effects. J Geophys Res, 1990, 95: 11411–11424
13 Agnew D C. NLOADF: A program for computing ocean-tide loading. J Geophys Res, 1997, 102: 5109–5110
14 Agnew D C. SPOTL: Some programs for ocean-tide loading. User's Manual Version 3.2.1. Scripps Institution of Oceanography. University of California, 2005
15 Ray R D. Ocean shelf-attraction and loading in numerical tidal models. Mar Geod, 1998, 21: 181–192
16 Fang G, Wang Y, Wei Z, et al. Empirical cotidal charts of the Bohai, Yellow and East China Seas from 10 years of TOPEX/Poseidon altimetry. J Geophys Res, 2004, 109: C11006, doi: 10.1029/2004JC002484
17 Egbert G D, Erofeeva S Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. J Atmos Oceanic Tech, 2002, 19: 183–204
18 Fang G, Kwok Y, Yu K, et al. Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. Cont Shelf Res, 1999, 19: 845–869