

微波高度计测高的大气订正新算式^{*}

陈洪滨 吕达仁 刘锦丽

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

提 要

为了获得较为精确的微波高度计测量, 必须进行大气订正。本文选用雅浦、关岛、广州和上海四站的探空资料, 精确地计算了分别由干空气和水汽造成的订正值。在此基础上我们使用回归方法建立了干空气和水汽订正的新算式。将我们的新算式与他人的算式比较分析表明, 我们的水汽订正算式是普适的; 干空气订正项需考虑地理气候因素; 本工作的定量结果比已发表的其他工作结果具有更高的精度。

关键词: 微波高度计; 干空气订正; 水汽订正。

一、引 言

卫星微波(雷达)高度计能够测量海面高度、有效波高、中尺度绝对动力学海面拓扑以及大尺度环流的变化。Seasat、GEOS 3、TOPEX/POSEIDEN 和 ERS-1 等卫星上的高度计已为海洋环流模式等研究和应用, 提供了大量十分有价值的资料^[1-4]。

卫星高度计测量高度的原理类同于雷达测距。为了获得较为精确的测量(10cm 级), 必须进行大气订正。这是因为微波脉冲在大气中传播时, 其速度小于真空中的光速度, 从而有延迟现象, 这种路径(或时间)延迟就是大气造成的测量误差。

大气产生的路径延迟有两部分: 一是由电离层中自由电子造成的; 另一是电离层以下大气(主要是对流层)造成的。电离层延迟订正不仅与电离层中(柱)电子总量成正比, 而且与工作频率的平方也成正比。因此, 象 TOPEX 那样使用双波长(Ku 和 C 波段)几乎可以完全消除由电离层中自由电子造成的测量误差^[5]。对电离层延迟订正, 本文不作进一步的探讨, 下面的微波高度计大气订正是指除电离层外的干空气和水汽的订正。事实上, 对流层中云和降水质点可造成大气折射指数的变化, 也会造成路径延迟。但云的影响极小, 降水只有当其强度大于 20mm/h 时才有明显影响^[6]。在此, 我们对云和降水造成的误差也不作研究。

本文将选用西太平洋地区 4 个探空站的探空资料, 精确计算干空气和水汽的订正值, 建立适用的订正算式; 并以由探空资料计算的精确值为基准, 比较分析我们与他人的订正算式。

1994 年 9 月 13 日收到; 10 月 14 日收到修改稿。

^{*} 本文获航天技术有关项目和国家自然科学基金委项目 49185008 和 49275239 的联合资助; 本文第一作者还获得了博士后专项基金资助。

二、高度计测高的大气订正

由大气产生的雷达脉冲单程时间延迟为

$$\Delta t = \frac{1}{c} \int_{H_0}^{H_s} (n-1) dz, \quad (1)$$

式中, c 是光速, H_0 、 H_s 分别海面 (或陆地面) 和高度计所在高度, n 是大气相对折射指数。在频率小于 30GHz 的微波波段, $(n-1)$ 可近似地表为^[7]

$$(n-1) = 10^{-6} \times (77.6 \frac{P}{T} + 3.73 \times 10^5 \frac{e}{T^2}), \quad (2)$$

式中 P 、 e 分别为大气压和水汽分压, T 是大气温度。

将(2)代入(1), 由大气时间延迟产生的高度计测量需订正值则为

$$\Delta h_a = \Delta t * c = 10^{-6} \int_{H_0}^{H_s} (77.6 \frac{P}{T} + 3.73 \times 10^5 \frac{e}{T^2}) dz, \quad (3)$$

或

$$\Delta h_a = \Delta h_d + \Delta h_w,$$

其中

$$\Delta h_d = 7.76 \times 10^{-5} \int_{H_0}^{H_s} \frac{P}{T} dz, \quad (4)$$

$$\Delta h_w = 3.73 \times 10^{-1} \int_{H_0}^{H_s} \frac{e}{T^2} dz \quad (5)$$

分别是干空气和水汽的贡献, 以下称之为干项订正和湿项订正。

我们假设:

(1) 大气温度随高度以常数直减率 γ 减低, 即

$$T(z) = T_0 + \gamma z; \quad (6)$$

(2) 气压和水汽分压随高度的分布服从

$$P(z) = P_0 \left(\frac{T}{T_0} \right)^{-g/R_d}, \quad (7)$$

$$e(z) = e_0 \left(\frac{T}{T_0} \right)^{-g/R_e \gamma}, \quad (8)$$

式中, T_0 为海 (地) 面气温, P_0 和 e_0 分别为海面气压和水汽压, g 是重力加速度, R 、 R_e 分别为干空气和水汽的气体常数。气温直减率一般取 $\gamma = -6.5 \text{ K/km}$ 。根据以上假设, 对 (5) 和 (6) 进行积分可得

$$\Delta h_d \approx 0.227 P_0 \quad [\text{cm}], \quad (9)$$

$$\Delta h_w \approx 286 \frac{e_0}{T_0} \quad [\text{cm}], \quad (10)$$

如果 $T_0 = 288 \text{ K}$, $P_0 = 1013 \text{ hPa}$, $e_0 = 17 \text{ hPa}$, 则干项订正值的量级是 230cm, 湿项为 17 cm。

1978 年的 Seasat 直至 1992 年的 TOPEX 上的高度计都使用在类似假设条件下所得到的 Saastamoinen 模式 (以下简称 SA) [8]

$$\Delta h_w = 2.277 \times 10^{-1} (0.05 + \frac{1255}{T_0}) e_0, \quad (11)$$

$$\Delta h_d = 2.277 \times 10^{-1} (1 + 0.0026 \cos 2\varphi) P_0. \quad (12)$$

干项订正 (12) 式中的 φ 是地理纬度, 考虑的是地球非球形的地表重力变化。但它的贡献极小, 可忽略。

Lipes 为 Seasat 上高度计测量提出了湿项订正公式[9]:

$$\Delta h_w = [0.331 - \frac{1733.25}{T_d} \ln(1 - \frac{T_d}{T_0})] w, \quad (13)$$

式中 T_d 为海 (地) 面与水汽垂直分布尺度高度间的温度差; w 是大气柱中总水汽含量, 又称可降水量, 可由水汽密度 ρ_e 的垂直积分得到:

$$w = \int_{H_0}^{H_1} \rho_e dz.$$

为了获得 10cm 级的高度计测高精度, 用 (9) 和 (10) 或 (11) 和 (12) 作大气订正是不够的。在实际大气中, 大气温度并不总是以常数值减低, 在对流层甚至常有等温和逆温层, 平流层更不用说了。由图 1 可见, 对流层之上大气对干项订正的贡献仍约有 20%。在将大气订正习惯称为对流层订正时 (相对电离订正而言), 不可忽略这一点。

大气中的水汽主要集中在近地层的 3—4km 层中, 所以湿项订正主要由此低层中水汽分布决定 (见图 1)。当有云时, 水汽垂直分布远远偏离 (8) 式。此外, 水汽分布的时空变化很大, 尤其是高度计经过锋区时, 由数值预报给出的值不能很好地反映出 e_0 的时空变化。因此, 使用 (10) 或 (11) 式进行的湿项订正将产生很大的误差。

在 Lipes 的湿项订正算式中, 可降水量 w 可由微波辐射计测量反演得到; 为方便起见, 取 $T_d = 32.5$ 。但实际上, T_d 也有很大的时空变化, 但此值很难由遥感方法或从数值预报中得到。

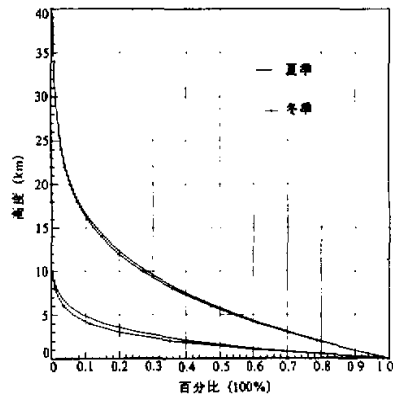


图 1 亚热带标准大气中各高度上干、湿项订正值的百分比
整层干、湿项订正值分别为 231.5 和 25.5 cm (夏季); 232.9 和 12.8 cm (冬季)

三、订正算式的建立以及与其他算式的比较分析

在本节中我们选用有代表性的几个探空站的探空资料, 根据 (4) 和 (5) 式分别计算出干、湿项订正值; 然后用最小二乘法建立 (参数化的) 干、湿项订正算式, 并与他

人的算式进行比较和误差分析。

我们选取西太平洋区域雅浦、关岛、广州和上海四个站,前两个站是海岛站,后两个站为我国沿海站。表 1 给出 4 站的地理位置、海拔高度以及探空资料情况。由表可见,我们选用的探空资料在时空方面都有一定的代表性。这些资料不仅有晴天的,而且有云天情况下得到的。

表 1 4 站地理位置、海拔高度以及探空资料

	雅浦	关岛	广州	上海
经 度	138°05'E	114°50'E	113°19'E	121°18'E
纬 度	9°37'N	13°33'N	23°08'N	31°14'N
海拔 (m)	77	111	7	8
资料时间	1979—1982 年(1、2 月) 1979—1980 年(7、8 月)	1979—1982 年(1、2 月) 1979—1980 年(7、8 月)	1979—1982 年(1、2 月) 1979—1980 年(7、8 月)	1992 年(1—12 月)
资料总数	310	449	354	650

1. 干项订正 Δh_d

回归试验表明,干项订正 Δh_d 与海(地)面气压 P_0 有最好的相关(见图 2)。为使 P_0 等于零时, Δh_d 也等于零,我们不用线性回归,而用如下指数回归公式:

$$\Delta h_d = a P_0^b. \quad (14)$$

表 2 给出了回归参数 a 、 b 以及相应的统计回归量。综合图 2 和表 2 可见,四站的回归关系相差很大。海上两站尤其是雅浦站的 P_0 (年)变化范围比近海两站的小得多。海上两站订正算式的相关系数要比陆上两站的低,但其均方根差(rms)值并不大,不超过 0.6cm。也就是说,(14)式的订正算式可以很好地应用于海上,但其中的参数在不同海域要分别求得。

表 2 干项订正回归参数 a 和 b 以及有关统计量

	雅浦	关岛	广州	上海
a	0.56988	0.57332	0.0552	0.0606
b	0.86550	0.86521	1.2035	1.1778
P_0 年均值 (hPa)	1008.7	999.6	1013.0	1016.4
Δh_d 平均值 (cm)	226.6	225.9	228.7	229.7
相关系数 R	0.6742	0.7802	0.9225	0.8688
rms (cm)	0.38	0.31	0.62	0.45
rms (SA)	3.54	2.28	2.49	1.87

表 2 最后一行给出 SA 订正算式相对于精确值的均方根差值。比较表 2 最后两行可见,我们的算式订正结果要比 SA 的好,这是因为我们对不同区域有不同的订正算式。

2. 湿项订正 Δh_w

图 3 是 Δh_w 相对于可降水量 w 的散点图。由图可见,无论是在何站, Δh_w 与 w 都有

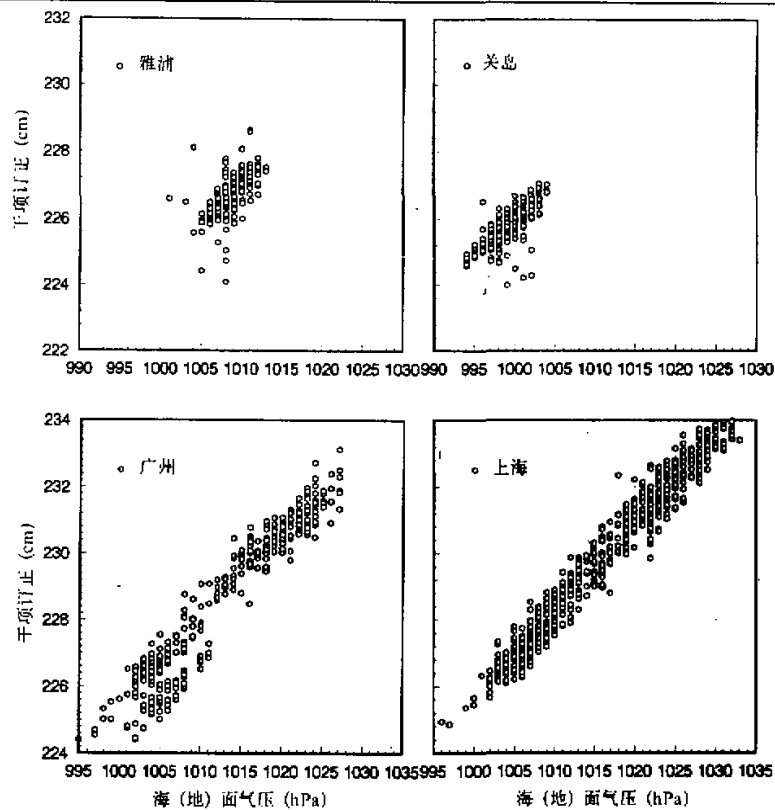


图 2 4 站干项订正值相对于海(地)面气压的散点图

极好的相关。同样, 为使 w 等于零时 Δh_w 也为零, 我们选用如下指数回归公式:

$$\Delta h_w = A w^B. \tag{15}$$

表 3 列出四站的回归参数 A 、 B 和其他一些统计回归量。从表中可见, Δh_w 与 w 间

表 3 湿项订正回归参数 A 和 B 以及有关统计量

	雅浦	关岛	广州	上海	全部
A	5.774	5.859	6.322	6.516	6.0078
B	1.0213	1.0113	0.96893	0.95285	0.99608
w 均值	4.42	3.87	3.93	3.34	4.40
Δh_w 均值	26.37	23.03	23.75	20.46	25.07
相关系数 R	0.9998	0.9998	0.9999	0.9999	0.9993
rms (cm)	0.14	0.14	0.25	0.17	0.26
rms (SA)	6.34	6.43	5.36	5.03	5.73
rms (Lipes)	2.12	2.02	2.08	1.75	1.96

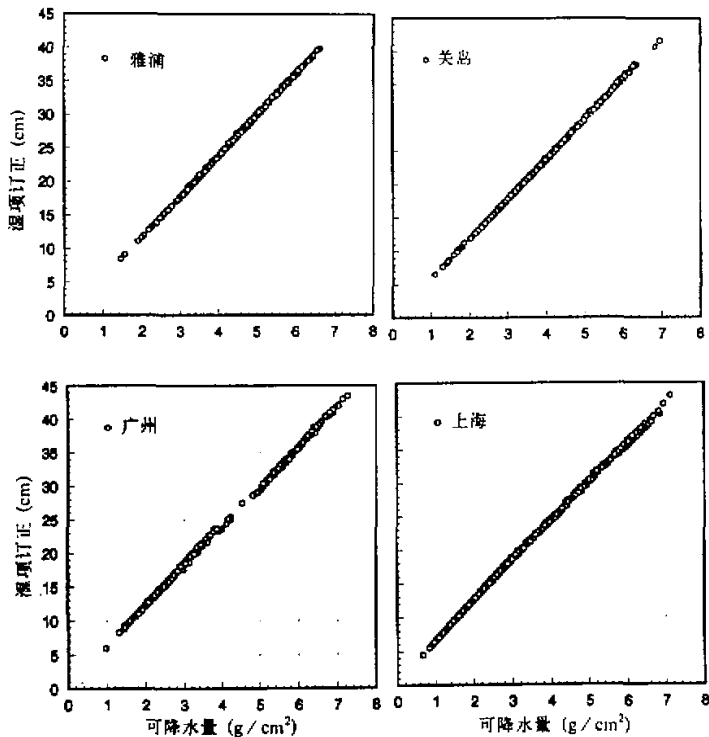


图3 同图2, 但是湿项订正值相对于可降水量

的相关系数大于 0.9997, 这说明大气温度廓线对 Δh_w 的影响很小, 无需作任何温度订正。由于 4 站的回归参数 A 、 B 相差不大, 我们将全部资料 (样本) 集中起来, 得到一个普适性的湿项订正公式:

$$\Delta h_w = 6.0078 w^{0.99608}, \quad (16)$$

其相关系数为 0.9993, 相对于精确值的均方根差值是 0.26cm, 比分站的均方根差稍大一点, 可以接受。

表 3 最后两行给出 SA 和 Lipes 的湿订正算式相对于精确值的均方根差。比较表明, 我们新订正算式的精度总是优于 SA 和 Lipes 的算式。

我们还对沿海两站 (广州和上海) 的资料进行了分季节 (冬、夏) 的回归试验, 其 rms 值还可减少一点 (0.1cm 左右), 但意义不大。

类同 SA 的算式 (11), 在湿项订正 Δh_w 和地面水汽分气压 e_0 间我们也建立了回归关系。结果表明, 相关系数比 (15) 式的低得多, 而 rms 值很大, 尤其是在海上更差。例如, 在雅浦有 $\Delta h_w = 0.03187 e_0^{1.96963}$, 相关系数 $R = 0.57$, rms = 5.67 cm。这是因为 Δh_w 大小主要由整层大气柱中水汽量即 w 决定, 在海上尤其是近赤道地区海面水汽压

与 w 的相关很差^[10]。

我们认为, (16) 式可作为普适性湿项订正公式, 此公式可应用于在西太平洋地区的任何时刻和地点, 订正精度可达 0.3cm。用卫星微波辐射计在辽阔的大洋上遥感测得的 w 其精度为 10%, 代入 (16) 式产生的误差小于 2cm。

四、小 结

(1) 干项订正 Δh_d 与地面气压 P_0 有最大的相关, 如用地面温度作订正, 效果反而不好; Δh_d 和 P_0 间的回归关系在不同区域相差很大, 要分别求得;

(2) $\Delta h_d - P_0$ 的相关系数在海上并不高, 但因 $\Delta h_d(P_0)$ 的相对变化不大, 如用分地点的订正算式 (14), 其均方根差 (rms) 值并不大;

(3) 与 Saastamoinen 模式的订正算式相比较, 我们的算式精度较高;

(4) 在温、压垂直廓线 ($T(z), P(z)$) 有实测的地方 (如用 TOVS 卫星资料反演), 建议用 (4) 式精确计算干项订正值;

(5) 湿项订正值 Δh_w 与大气可降水量 w 之间有极好的相关;

(6) (16) 式可作为普适性的湿项订正公式, 由它产生的 rms 值不大于 0.3 cm, 完全满足订正精度要求;

(7) 使用我们提出的干、湿项订正公式订正后, 标准差不大于 1.0cm (不考虑大气可降水量 w 的测量误差)。

致 谢: 魏重、吴北婴和蒋惠君提供了部分资料, 陈英帮助处理资料, 作者均深表谢意。

参 考 文 献

- [1] GEOS 3 Special Issue, 1979, *J. Geophys. Res.*, **84**(B8), 3779-3979.
- [2] SEASAT Special Issue, 1982, *J. Geophys. Res.*, **87**(C5), 3173-3438.
- [3] GEOSAT Special Issue, 1990, *J. Geophys. Res.*, **95**(C10), 17856-18026.
- [4] Marth, P.C. et al., 1993, Prelaunch performance of the NASA altimeter for the TOPEX / POSEIDON project, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sen.*, **31**(2), 315-331.
- [5] Monaldo, F., 1993, TOPEX ionospheric height correction precision estimated from prelaunch test results, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sen.*, **31**(2), 371-375.
- [6] Goldhirsh, J. and J.R. Rowland, 1982, A tutorial assessment of atmospheric height uncertainties for high-precision satellite altimeter missions to monitor ocean current, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sen.*, **20**(4), 418-433.
- [7] Smith, E.K. and S. Weintraub, 1953, The constant in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies, *Proc. IRE*, **41**, 1035-1037.
- [8] Saastamoinen, J., 1972, Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, *Geophys. Monogr.*, **15**, AGU, Washington, D.C.
- [9] Lipes, R.G., 1979, Altimeter path correction, JPL, California Institute of Technology, Pasadena, CA, Tech. Rep. JPL IOM331-78-166A.
- [10] 魏重等, 1992, 西太平洋赤道海域上空可降水和云液态水的遥感分析, *大气科学*, **16**(1), 1-10.

New Algorithms of Atmospheric Correction for The Altimeter Height Measurements

Chen Hongbin, Lu Daren and Liu Jinli

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract

In order to obtain high-precision altimeter height measurements, the atmospheric path delay correction is required. In this study, the exact values of dry and wet path delay are calculated by using the radiosonde data in four selective stations (Yap, Guam, Guangzhou, and Shanghai). Based on these calculation results, the algorithms for both dry and wet path correction are obtained by the regression method. The comparison of our algorithms with Saastamoinen and Lipes models shows that: (1) our wet correction algorithm is universal, at least applicable in the western Pacific region; (2) the dry correction algorithm has to be established individually for each geographic zone; and (3) the new algorithms give better correction results with smaller rms deviation than other models.

Key words: microwave altimeter; dry air correction; wet tropospheric correction.

亚洲季风及其变化国际学术研讨会在广州召开

在国家自然科学基金委员会和中国科学院国际合作局的资助下,由中国科学院“八五”重大应用项目“灾害性气候的预测及其对农业年景和水资源调配的影响”和国家攀登项目“气候动力学及其预测理论”具体组织的亚洲季风及其变化国际学术研讨会,于1994年11月2日—6日在广州市召开。这次会议也是中日季风合作研究的第六次学术讨论会。中国科学院院士陶诗言、黄荣辉和日本东京大学新田勛教授分别担任会议组委会主席和副主席。日本、韩国、美国、加拿大以及国内学者70余人参加了这次会议。

这次会议收到学术论文60余篇,这些论文反映了近年来对亚洲季风的研究成果,其中包括亚洲季风的各种时间尺度的变化、亚洲季风与ENSO的相互作用、亚洲季风的结构与发展、亚洲季风的物理过程、亚洲季风区的能量与水份循环以及亚洲季风的数值模拟等内容。

与会中外专家一致认为这次学术研讨会是一次学术空气浓厚、高水平的会议,特别是我国季风研究队伍已涌现出年轻的学者,他们的报告引起与会者的兴趣,给与会者留下深刻的印象。这次会议不仅宣传了我国近几年来在亚洲季风领域的研究成果,而且加强了国际上关于亚洲季风研究的合作,会议决定在适当时间召开下一次亚洲季风及其变化的国际学术研讨会。

(余斌)