

肖存英 胡 雄 田剑华. 利用卫星温度资料计算风场的方法分析与比较. 地球物理学报 2008, 51(2): 325 ~ 336

Xiao C Y, Hu X, Tian J H. Analysis and comparison of deriving winds from satellite temperature data. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 2008, 51(2): 325 ~ 336

利用卫星温度资料计算风场的方法分析与比较

肖存英^{1, 2}, 胡 雄¹, 田剑华¹

1 中国科学院空间科学与应用研究中心, 北京 100080

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 本文分析和比较了利用卫星温度资料计算水平风场的方法, 包括地转风、梯度风和平衡风的计算方法. 以 DAAC 提供的 MLS/UARS 1992 年 12 月份的大气温度数据为例, 计算了 20 ~ 55 km 高度范围的地转风、梯度风和平衡风, 并与 ECMWF 提供的 ERA-40 再分析风场资料作了对比和分析, 包括 12 月 16 日以及 12 月月平均风场随纬度 - 高度的变化、风场随经度 - 纬度的变化、纬圈平均风场随纬度 - 高度的变化特征和规律. 计算结果表明, 利用卫星温度观测数据计算的风场与再分析资料的特征和规律基本一致. 计算的地转风在高纬地区比梯度风和平衡风大, 在中低纬地区三者的差别较小, 随着纬度的增大, 曲率项的影响也逐渐增大, 在高纬地区不可忽略. 平衡风在梯度风的基础上还考虑了大气平流项的影响, 能更好地反映风场的变化特征, 尤其是高纬地区经向风的变化规律. 利用平衡风场的计算结果, 文章首次定量地计算了平衡方程中各项的大小和比值, 分析了各项的贡献和相对重要性. 结果表明, 重力位势梯度项的贡献最大, 并且随着纬度的增大有升高的趋势; 曲率项的贡献随着纬度的增大也有增大的趋势, 在高纬度地区的比值超过 10%, 平流项占有一定的比值, 其变化范围相对较大, 变化规律比较复杂.

关键词 临近空间, 温度, 地转风, 梯度风, 平衡风

文章编号 0001-5733(2008)02-0325-12

中图分类号 P405

收稿日期 2007-04-29 2007-12-26 收修定稿

Analysis and comparison of deriving winds from satellite temperature data

XIAO Cun-Ying^{1, 2}, HU Xiong¹, TIAN Jian-Hua¹

1 Center for Space Science and Applied Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China

2 Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract Several methods of deriving horizontal wind fields from satellite temperature data are analyzed and compared in this paper, including the calculation methods of geostrophic wind, gradient wind and balance wind. Taking the temperature data of MLS/UARS in December, 1992 offered by DAAC for example, wind fields at the altitude range of 20 ~ 55 km are inferred. Comparing with ERA-40 reanalyzed wind fields which are offered by ECMWF, the characteristics of latitude-height, longitude-latitude distributions of winds at December 16th and monthly-averaged winds in December, the latitude-height distributions of zonal mean winds are discussed. Results show that, the characteristics of wind fields deriving from the satellite temperature data through theoretical equations are similar with that of the reanalyzed data. The geostrophic wind is larger than gradient and balance winds over high-latitude areas, while the differences of the three are small over middle- and low-latitude areas. The influence of curvature terms increases with latitudes, which should not be neglected over high-latitude areas. Based on the gradient winds, also containing the effect of advection terms, balance winds have a better exhibition of the wind characteristics, especially the characteristics of the meridional winds over

基金项目 航天领域高技术计划课题(XXX), 中国科学院知识创新方向性项目(KGCX3-SYW-408, KGCX2-SW-408)和国家自然科学基金(40774087)共同资助.

作者简介 肖存英, 女, 1982 年生, 博士生, 主要从事中高层大气物理研究. E-mail: xiaocy@cssar.ac.cn

high-latitude areas. Moreover, values and ratios of the terms in balance equations are firstly calculated in this study, and the contribution and relative importance are also analyzed. Results suggest that the terms of geopotential derivative play a crucial role in the balance equations, which have the trend of contributing larger with increasing latitudes. The contribution of the curvature terms also increases with latitude, with the ratios generally larger than 10% over high-latitude areas. The advection terms have some contribution, of which the ratios change relatively larger with more complicated rules.

Keywords Near space, Temperature, Geostrophic wind, Gradient wind, Balance wind

1 引言

临近空间中 20~60 km 大气风场数据对于研究平流层环流和行星波动力学等具有重要的意义;同时,该层大气是临近空间飞行器(如平流层浮空平台)的飞行和驻留空间,大气风场在临近空间飞行器的设计、发射和返回、定点控制等方面具有重要的价值。然而,该层大气风场直接探测手段有限,资料相对稀少,因此利用卫星观测的全球温度资料和自由大气运动规律来计算获得全球大气风场数据,无论在基础研究领域还是在应用研究领域,都非常必要并具有重要意义。

用于直接探测临近空间大气风场的卫星很少。美国高层大气研究卫星 UARS 上的 HRDI 和 WINDII 两台设备用于大气风场探测,但是缺少 40~60 km 的探测数据^[1]。目前只有 TIMED 卫星上的 TIDI 设备在进行中间层和低热层大气的风场探测,与卫星风场观测数据不同,卫星温度观测数据非常多(如 LIMS/Nimbus-7、LIMB93/MSU、OCTS/Midori、TOVS/TIROS、CLAES/UARS、HALOE/UARS、ISAMS/UARS、MLS/UARS、MLS/EOS、SABER/TIMED、以 COSMIC 为代表的掩星温度观测数据等),如果能够充分利用这些卫星温度观测资料间接获得大气风场,就可以在某种程度上弥补风场直接探测数据稀少的不足之处。

对于由温度资料计算风场的方法,已有不少科学家进行了探究。Miles 等^[2]为了研究中层大气的动力学过程,利用 Nimbus-7 卫星的 LIMS 温度资料,采用地转方程和平衡方程计算了高空风场。Fleming 等^[3]利用 Nimbus-5 和 Nimbus-6 的温度探测资料,采用梯度风公式计算了各纬度圈上的平均纬向风,收入于 CIRA-86 (COSPAR International Reference Atmosphere 1986)模式。Manson 等^[4]与 Fleming 等^[5]分别把中频雷达、HRDI 与 WINDII 的探测数据与 CIRA-86 模式中的纬向平均梯度风作了对比。

Lieberman^[6]把从 HRDI 温度观测 8 个星期的平均数据计算出的梯度风与 HRDI 的风场观测资料作了对比;Oberheide 等^[7,8]利用 CRISTA 卫星设备的温度观测资料计算分析了地转风;Reimsberg 等^[9]利用 TIMED 卫星上 SABER 的资料计算了地转风和梯度风,并与 Met Office 同化数据作了对比;Zheng 等^[10]改进了极区由卫星探测资料计算大气风场的方法。在国内,马瑞平等^[11]利用 Nimbus-7 卫星 SAMS 的温度数据计算了中国地区 20~80 km 高度的地转风。总结起来,大部分学者认为在中间层以下,地转风能反映实际风的特征,但有些学者认为平流层中非地转部分也起着重要的作用,特别是在北半球的冬季,非线性效应是不可忽略的。

本文的目的在于分析由卫星温度数据计算风场的有效方法,包括地转风、梯度风、平衡风的计算方法,并通过与 ERA-40 再分析风场资料的对比来探究这些风场的可靠性,为我国临近空间大气风场获取和研究提供一种间接的、有效的技术手段。

2 数据来源和数据分析

本文采用 MLS/UARS L3AL 级 1992 年 12 月份的大气温度探测数据为例计算风场;采用柏林自由大学提供的 30 hPa 位势高度资料作为由温度积分位势高度时的边界条件;采用欧洲中期数值预报中心 (ECMWF)提供的 ERA-40 再分析风场资料作为对比分析计算风场的可靠性。

2.1 MLS 温度观测资料

UARS 卫星上搭载有十台探测设备,于 1991 年 9 月 12 日发射升空,轨道高度为 585 km,倾角为 57°,用来测量温度垂直廓线、痕量气体浓度和水平风速等^[12]。微波临边探测器 MLS (Microwave Limb Sounder)是其中的一台,属于被动式探测器,其上有三个辐射计,工作频率为 63 GHz, 183 GHz 和 205 GHz,用于测量 ClO、O₃、H₂O、SO₂ 成分、温度等参量^[13]。MLS 上温度这一参量是从 63 GHz 的辐射计上

获取的,其科学观测时间从 1991 年 9 月开始,到 1997 年 7 月结束.

本文采用由 NASA GSFC(Goddard Space Flight Center) DAAC(Distributed Active Archive Center)提供的 MLS/UARS L3AL 级第 5 版本 v5(Vision 5)的温度数据^[14].该数据纬度覆盖于 34°N~80°S 或者 80°N~34°S,取决于 UARS 卫星的运行方向,纬度间隔是 4°;经度覆盖全球,间隔不等;垂直方向用压强来标度,网格划分形式为

$$P(i) = 1000 \times 10^{-\frac{i}{6}}, \quad (1)$$

其中 $i = 0, 1, 2, \dots$, 压强单位为 hPa, 间隔大约为 2.7 km. v5 在以前版本的基础上改进了算法,提高了数据精度, Wu 等^[15]作了详细的说明,并且指出,MLS 的温度数据在 20~60 km 的精度为 1.5~4.0 K, 60~85 km 的精度为 6.0~8.0 K, 90 km 以上的误差迅速增加.因此,本文选取处于 20~60 km, 压强为 46.4, 31.6, 21.5, 14.7, 10, 6.81, 4.64, 3.16, 2.15, 1.46, 1, 0.68, 0.46 hPa 的温度数据用于分析计算,对应于(1)式中 $i = 8 \sim 20$.

选用 1992 年 12 月 1~31 日共 31 天的 MLS 温度观测数据,此时 UARS 卫星刚好处于同一个“UARS 月”内,都为北向观测,数据覆盖 80°N~34°S,数据质量较好.本文考虑区域为 20°N~80°N, 0°~360°E,在该区域以 10°经度、4°纬度建立起水平网格,在垂直方向采用 MLS/L3AL 资料的网格.在每一高度层的各个水平格点上,在该格点的纬圈方向上,以该格点的经度为中心,20°经度为半径范围(r),利用(2)式进行插值得到各格点上的温度值,

$$T = \frac{\sum_i T_i w_i}{\sum_i w_i}, \quad (2)$$

其中, $w_i = 1 - \frac{\Delta r_i}{r}$ 为权重, Δr 为数据点到插值格点的距离.由此就得到了均匀网格上的温度值,以供下文计算风场使用.

2.2 ERA-40 再分析风场资料

ERA-40 再分析资料是由欧洲中期数值预报中心提供的.该再分析资料同化了地面观测、高空观测、卫星反演等资料而得的全球网格点资料,被认为基本可信并在世界广泛使用.据 ERA-40 再分析资料的文献^[16]可知, UARS 卫星上的观测资料未在同化数据之列.因此,文中采用 ERA-40 再分析风场资料作为对比分析计算风场的可靠性是可行的.

相应地,我们选用 1992 年 12 月 1~31 日

ERA-40 日变化场的风场数据和 1992 年 12 月的月平均每日平均数据.日变化场每天有 00, 06, 12, 18 UTC 四个剖面,我们取其算术平均值.为了更好地用于比较分析,我们把 ERA-40 再分析风场资料水平网格由 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 插值到 $4^\circ \times 10^\circ$, 插值算法同(2)式.垂直方向有 50、30、20、10、7、5、3、2、1 hPa 共 9 层.

2.3 30 hPa 位势高度资料

文中选用从英国大气数据中心 BADC 下载,由柏林自由大学提供的 30 hPa 位势高度资料作为由温度积分位势高度时的边界条件.该数据来源于无线电探空仪和火箭观测,详细情况可参考柏林平流层资料丛书^[17].我们选用 1992 年 12 月 1~31 日 $5^\circ \times 5^\circ$ ($0^\circ \sim 90^\circ$ N) 的数据资料,为了与 MLS 温度资料匹配,我们用同样的插值方式把数据插值到 $4^\circ \times 10^\circ$ 的水平网格上.

3 风场计算方法

大尺度运动满足的水平动量方程如下^[18]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \phi} + w \frac{\partial u}{\partial z} - \left(f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) v + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = 0, \quad (3a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \phi} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \left(f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} = 0, \quad (3b)$$

其中, λ, ϕ, z 分别为经度、纬度、压高, u, v, w 分别为纬向风、经向风、垂直风, t 为时间, Φ 为位势, a 为地球半径.文中只考虑经过足够长的时间,大气运动达到平衡,即时间导数项为零的情况.如果忽略非线性项的作用,从(3a)和(3b)式可以分别得到(4b)与(4a)式:

$$f u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} = 0, \quad (4a)$$

$$f v - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = 0. \quad (4b)$$

由(4)式决定的风叫地转风,通常用 u_g, v_g 分别表示地转纬向风和地转经向风.在此基础上,若保留曲率项,则可以得到:

$$\frac{u^2 \tan \phi}{a} + f u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} = 0, \quad (5a)$$

$$\frac{u v \tan \phi}{a} + f v - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = 0. \quad (5b)$$

由(5)式决定的风叫梯度风,通常用 u_{gr}, v_{gr} 分别表示梯度纬向风和梯度经向风.由(5a)式可以解得解

析解

$$u_{gr} = -M + (M^2 + 2Mu_g)^{1/2}, \quad (6)$$

其中, $M = a\Omega \cos\phi$ 为与地球旋转有关的切向速度^[3], $u_g = -\frac{1}{fa} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi}$ 为地转纬向风. 如果再保留水平对流项, 由 (3) 式整理后得:

$$fu = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} - \left[\frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \phi} + \frac{u^2 \tan \phi}{a} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right], \quad (7a)$$

$$fv = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + \left[\frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} - \frac{uv \tan \phi}{a} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \phi} \right]. \quad (7b)$$

由 (7) 式决定的风叫平衡风^[19], 通常用 u_b 、 v_b 分别表示平衡纬向风和平衡经向风.

本文利用等压面上的温度数据和 30 hPa 处的位势高度数据, 通过测高方程 (8a) 和位势定义式 (8b)^[18], 计算位势高度和位势.

$$H_2 - H_1 = -\frac{R}{g_0} \int_{p_1}^{p_2} T \ln p$$

$$\approx -\frac{R\bar{T}}{g_0} \int_{p_1}^{p_2} \ln p, \quad (8a)$$

$$\Phi \equiv Hg_0, \quad (8b)$$

其中, $g_0 = 9.80665 \text{ m/s}^2$ 为平均重力加速度, $R = 287.05 \text{ J/(K}\cdot\text{kg)}$ 为干空气的气体常数, H 为位势高度, \bar{T} 为 p_1 与 p_2 间气体的平均温度. 基于计算出的位势, 由地转风公式 (4), 采用中心差分法计算地转风. 赤道地区的风场采用二次导数计算^[3], 这里不作考虑. 由梯度风公式 (6) 计算出梯度纬向风 u_{gr} , 代入 (5b) 式计算得到梯度经向风 v_{gr} .

(7) 式是复杂的非线性方程组, 不能解析求解, 这里采用迭代法求解, 为了使迭代更快趋向收敛, 我们引入松弛因子 α ^[20], 公式 (7) 可写成迭代式如下:

$$(1 + \alpha)fu^{n+1} = \alpha fu^n - \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi}$$

$$- \left[\frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \phi} + \frac{u^2 \tan \phi}{a} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right]^n, \quad (9a)$$

$$(1 + \alpha)fv^{n+1} = \alpha fv^n + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda}$$

$$+ \left[\frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} - \frac{uv \tan \phi}{a} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \phi} \right]^n. \quad (9b)$$

文中取 $\alpha = 0.5$ ^[21], 初始值采用之前计算出的梯度风. (10) 式用于非线性收敛性的判断,

$$\epsilon(\phi) = [\epsilon_u^2(\phi) + \epsilon_v^2(\phi)]^{1/2}, \quad (10)$$

这里,

$$\epsilon_u(\phi) = \left[\frac{\int_0^{2\pi} d\lambda [u_n(\phi, \lambda) - u_{n-1}(\phi, \lambda)]}{\int_0^{2\pi} d\lambda [u_{n-1}(\phi, \lambda)]} \right]^{1/2}, \quad (11)$$

$\epsilon_v(\phi)$ 类似, $\epsilon(\phi)$ 控制在 0.1 以内.

4 风场计算结果和分析讨论

为更好地展示计算风场的变化特征及多维度地分析其可靠性, 通过与 ERA-40 再分析风场资料的对比, 我们分析了 1992 年 12 月 16 日以及 12 月月平均风场随纬度-高度的变化、风场随经度-纬度的变化、纬圈平均风场随纬度-高度的变化特征和规律. 如无特别说明, 文中采用的垂直坐标为压高(定义为 $z = -7 \ln(p/p_0)$), 其中, $p_0 = 1000 \text{ hPa}$), 从西吹向东的纬向风(即西风)为正号, 从南吹向北的经向风(即南风)为正号, 反之亦然.

4.1 风场随纬度、高度的变化

图 1 是 1992 年 12 月 16 日 120°E , 20°N 、 40°N 、 60°N 、 72°N 、 80°N 风场随压高的变化图, 上层是纬向风, 下层是经向风. 图中包含了由 MLS 温度资料计算出的地转风、梯度风、平衡风(统称理论风)以及 ECMWF ERA-40 的风场. 从图中可以看出, 利用 1992 年 12 月 16 日的温度数据计算出的 120°E 的理论风随纬度、高度的变化规律与 ERA-40 再分析风场的变化规律基本一致. 在 20°N 、 40°N , 地转风与梯度风几乎重合, 与平衡风稍有些差别, 主要体现在 45 km 以上, 与再分析风场有些差别, 其中经向风的差别相对较明显. 在 60°N 、 72°N 、 80°N 地转风与梯度风的差别明显, 说明在高纬地区, 地球曲率项带来的差异已不可忽略. 地转纬向风与梯度纬向风的差异随高度的升高有增大的趋势, 到平流层顶(50 km 左右)差异最大, 而后呈减小趋势. 地转经向风与梯度经向风的差异随高度的升高先增大后减小, 在 40 km 左右差异最大. 地转风及梯度风与再分析风场都有一定的差别, 特别是在 72°N 与 80°N 的经向风, 差异较大. 梯度风相对来说稍微好些. 图中显示, 平衡风与梯度风的差异相对于与地转风的差异要小, 在描述经向风的特征时有一定的优势. 特别是在高纬地区, 与再分析风场的差异最小. 图 2 是 1992 年 12 月月平均风场随压高的变化图, 图中所体现的变化规律及特征与图 1 相似, 由卫星温度资料计算出的理论风与 ERA-40 再分析风场变化规律大体一致. 在高

纬地区,地转风与梯度风的差别较大表明地球的曲率项不可忽略,地球曲率项对高纬风场的影响在东西与南北方向的变化特征相同,都是随高度先增大

后减小,只是影响最大点的高度有所不同.平衡风在梯度风的基础上还考虑了大气局部活动的影响,能较好地反映经向风的变化规律.

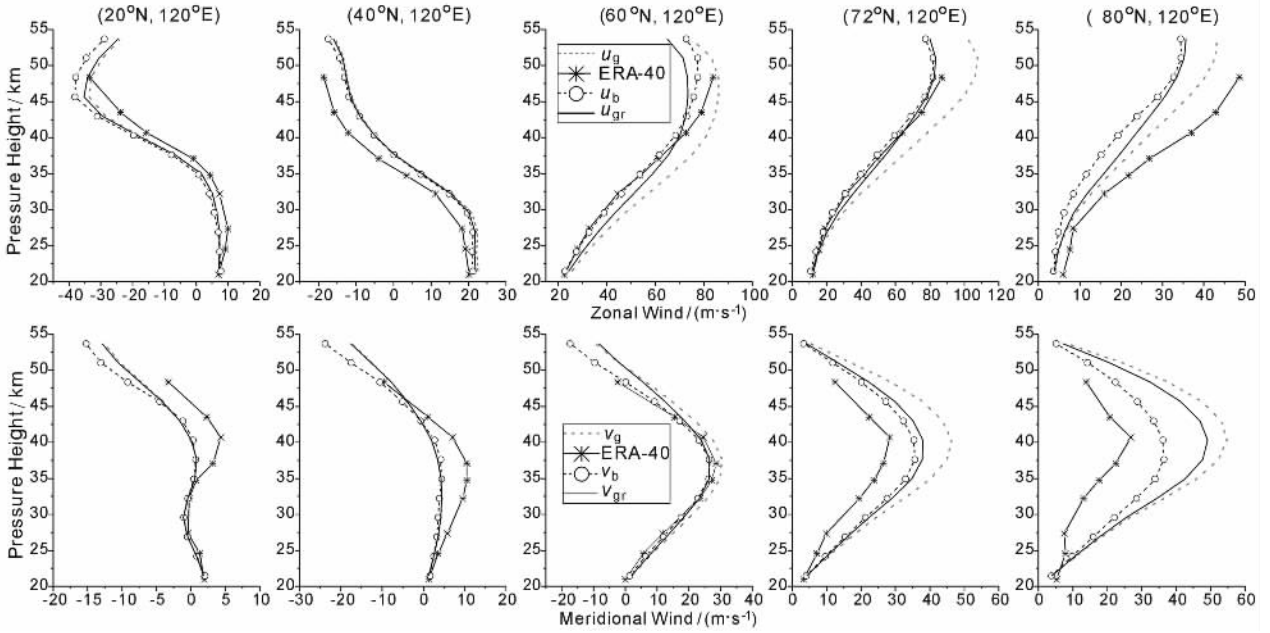


图 1 1992 年 12 月 16 日风场随高度变化的对比

上层是纬向风,下层是经向风,虚线代表地转风,实线代表梯度风,虚线加空心圆代表平衡风,实线加星号代表 ERA-40 风场.

Fig. 1 Comparison of winds along height at December 16th, 1992

Upper row : zonal winds ; lower row : meridional winds ; dashed lines indicate geostrophic winds , solid lines indicate gradient winds , dashed lines with hollow circle are balance winds , solid lines with asterisk give the ERA-40 winds.

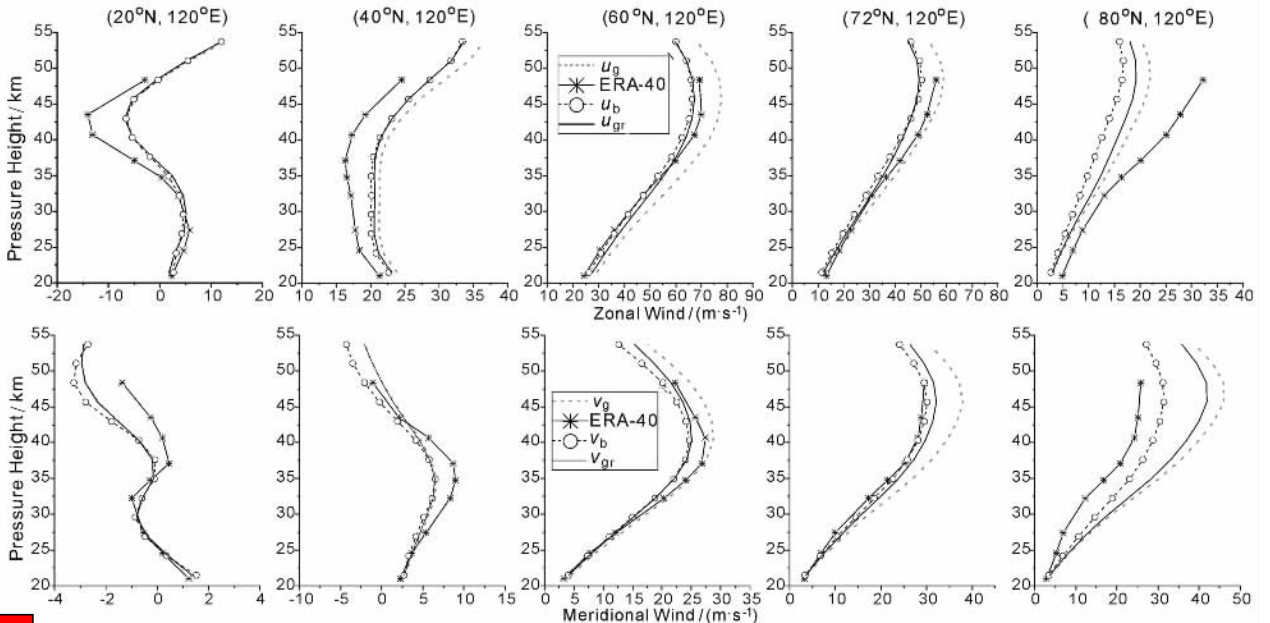


图 2 1992 年 12 月月平均风场,其余与图 1 同

Fig. 2 As in Fig. 1 except for monthly-averaged winds in December, 1992

4.2 纬圈平均风场随纬度、高度的变化

对(4)(5)(7)式分别作纬圈平均,可以得到:

$$\bar{u}_g = -\frac{1}{fa} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \phi}, \quad (4a^*)$$

$$\bar{v}_g = 0, \tag{4b^*}$$

$$\frac{u_{gr}^2 \tan \phi}{a} + f \bar{u}_{gr} + \frac{1}{a} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \phi} = 0, \tag{5a^*}$$

$$\frac{u_{gr} v_{gr} \tan \phi}{a} + f \bar{v}_{gr} = 0, \tag{5b^*}$$

$$f \bar{u}_b = -\frac{1}{a} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \phi} - \left[\frac{v_b}{a} \frac{\partial v_b}{\partial \phi} + \frac{u_b^2 \tan \phi}{a} \right], \tag{7a^*}$$

$$f \bar{v}_b = \frac{v_b}{a} \frac{\partial u_b}{\partial \phi} - \frac{u_b v_b \tan \phi}{a}. \tag{7b^*}$$

从这些式子中可以看到, \bar{v}_g 等于零, \bar{v}_{gr} 与 \bar{v}_b 都不为零, 并且一般情况下, \bar{v}_{gr} 的数值较小, \bar{v}_b 的数值比 \bar{v}_{gr} 大, 在大部分地区与再分析资料相符合 (如图 3), 这正是平衡风优于地转风的一个体现。

图 3 是 1992 年 12 月 16 日纬圈平均风场随纬度、高度的变化图。图中显示了 20°N、40°N、60°N、80°N 纬圈平均地转纬向风、梯度纬向风、平衡纬向风、再分析纬向风随高度的变化, 以及纬圈平均梯度经向风、平衡经向风、再分析经向风随高度的变化 (纬圈平均地转经向风为零, 如式(4b*), 未画出)。图中显示, 纬圈平均理论纬向风都与再分析纬向风的变化规律一致, 在 20°N, 随高度升高西风逐渐增强, 后减弱, 到 35 km 左右变成东风, 之后东风逐渐

增强, 在 45 ~ 55 km, 风速基本保持不变, 在 40°N、60°N、80°N, 20 ~ 55 km 都吹西风, 随高度的升高有增强的趋势。纬圈平均平衡纬向风与梯度纬向风基本重合, 说明式(7a*) 中平流项的纬圈平均 $\frac{v_b}{a} \frac{\partial v_b}{\partial \phi}$ 的作用很小, 基本为零; 与纬圈平均地转纬向风的差别较大, 说明在计算中高纬地区纬圈平均纬向风时, 地球曲率项不可忽略; 与 ERA-40 纬圈平均纬向风有些偏差, 特别是在 80°N, 这与图 1 和 2 反映的特征相似, 说明在计算 80°N 处的纬向风时各个经度上都存在一定的偏差, 这可能与边界处的数据质量有关, 80°N 是 MLS 探测数据的一个边界。纬圈平均理论经向风与再分析经向风的变化规律差别较大, 风速都较小。纬圈平均地转经向风为零, 梯度经向风的数值很小, 平衡经向风的数值较大, 相比而言, 平衡经向风与再分析经向风的变化规律最为相似, 最能够刻画纬圈平均经向风的变化特点, 这是采用平衡方程计算风场的一大优势。

为了更好地比较分析理论风用于描述风场特征的有效性, 我们还计算了 1992 年 12 月月平均纬圈平均纬向风分别在 10 hPa、1 hPa 的相对误差, 计算公式如下:

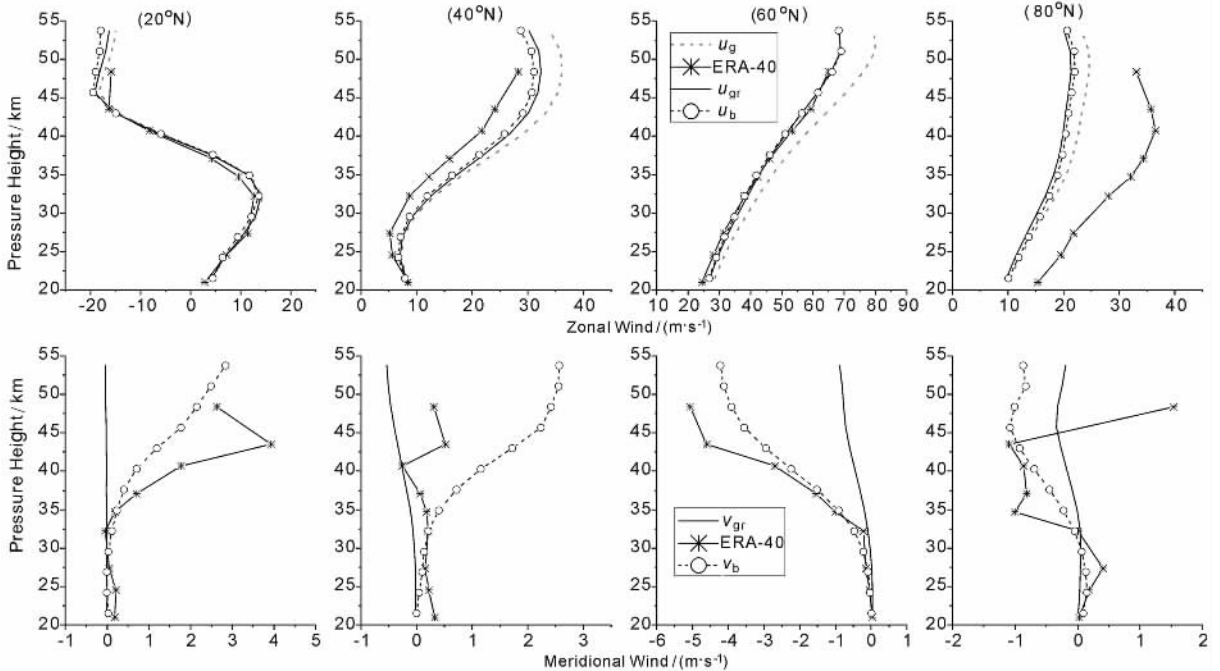


图 3 1992 年 12 月 16 日纬圈平均风场随高度变化的对比
上层是平均纬向风, 下层是平均经向风; 虚线代表地转风, 实线代表梯度风,
虚线加空心圆代表平衡风, 实线加星号代表 ERA-40 的风场。

Fig. 3 Comparison of zonal mean winds along height at December 16th, 1992

Upper row: zonal mean zonal winds; lower row: zonal mean meridional winds; dashed lines indicate geostrophic winds, solid lines indicate gradient winds, dashed lines with hollow circle are balance winds, solid lines with asterisk give the ERA-40 winds.

$$\text{error} = \frac{u_{\text{calculated}} - u_{\text{ERA-40}}}{|u_{\text{ERA-40}}|} \times 100\% . \quad (12)$$

结果如图 4 所示, ERA-40 的风场为西风(正号). 在 10 hPa 处, 梯度纬向风在 20°N ~ 60°N 的相对误差为正值, 说明比 ERA-40 的纬向风大, 在 60°N ~ 80°N 的相对误差为负值, 即低估; 平衡纬向风的相对误差比较接近于梯度纬向风的相对误差, 在大部分区域稍微小些, 在 20°N ~ 52°N 为正值, 在 52°N 之后为负值. 地转纬向风的相对误差与另外两者的误差差异相对要大些, 在 20°N ~ 68°N 误差大, 在 72°N ~ 80°N

的误差小, 在 20°N ~ 72°N 为正值, 在 76°N、80°N 为负值. 在 1 hPa 处, 24°N ~ 72°N 的梯度纬向风和平衡纬向风的相对误差都在 10% 以内, 平衡纬向风还要好些, 在 20°N 的相对误差很大, 绝对误差小, 其主要原因是 ERA-40 在此处的风场很小, 在 76°N、80°N 的误差较大. 地转纬向风的相对误差普遍要大些, 大部分处于 10% ~ 20%, 在 76°N、80°N 比另外两个的相对误差相对小些. 总之, 梯度纬向风和平衡纬向风在 20°N ~ 72°N 与 ERA-40 基本一致, 在 76°N、80°N 的误差较大, 地转纬向风的偏差普遍要大些.

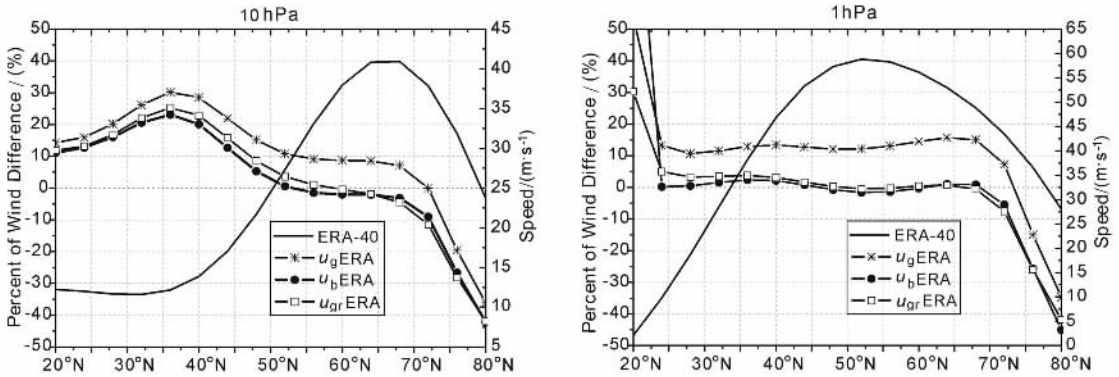


图 4 1992 年 12 月月平均纬圈平均纬向风的相对误差

左、右图分别代表 10 hPa、1 hPa 的相对误差, 右坐标显示 ERA-40 的纬圈平均纬向风, 用实线表示, 实线加星号、空心方框、实心圆分别代表地转、梯度、平衡纬向风相对于再分析纬向风的误差.

Fig. 4 Relative errors of the monthly-averaged zonal mean zonal winds in December, 1992

Left and right column indicate the errors at 10 hPa and 1 hPa, respectively. Right coordinate and solid lines are for ERA-40 zonal mean zonal wind. Solid lines with asterisk, hollow rectangle, solid circle give the relative errors of geostrophic, gradient and balance zonal mean zonal winds to ERA-40 winds, respectively.

4.3 风场随经度、纬度的变化

不失一般性地, 我们以 10 hPa(压高为 32.2 km) 为例对比分析风场随经度、纬度的变化规律. 图 5 为 1992 年 12 月 16 日 10 hPa 处风场随经度、纬度变化的等值线图. 图中显示, 理论风随经度、纬度的变化规律与 ECMWF ERA-40 风场的变化规律大体相似, 在中高纬地区有波数为 2 的强波动存在, 在 20°N ~ 40°N 占主要作用的是波数为 1 的活动, 从纬向风图形上看, 在 20°N ~ 50°N, 125°E ~ 225°E 区域出现椭圆状的东风结构, 其余地方一致吹西风. 经向风沿纬圈方向正负交替出现. 从图中可以看出, 平衡风与再分析风场的符合程度最好, 其优势尤其体现在高纬地区. 平衡风在(70°N, 25°E)处有一极大纬向风, 数值约为 50 m/s, 这与 ERA-40 纬向风完全一致, 而梯度纬向风与地转纬向风在这个位置都没有明显的极值. 平衡纬向风在 76°N ~ 80°N 的风值要比 ERA-40 纬向风约小 8 m/s. 平衡经向风与 ERA-40 经向风同

在 64°N 左右出现风值极大, 平衡经向风的风值要大些, 在 76°N ~ 80°N 平衡经向风的风值要大大约 8 m/s. 地转风与梯度风的图形非常相似, 其变化规律基本一致, 都与 ERA-40 有些偏差, 特别是高纬地区, 差异较大, 在东西方向, 地转风与梯度风比 ERA-40 风场小, 在 70°N 附近要小 8 ~ 16 m/s, 在南北方向比 ERA-40 大, 在 76°N ~ 80°N 要大 8 ~ 24 m/s, 并且经向风最大值出现的纬度位置与 ERA-40 的差别较大. 月平均计算风场具有相似的变化规律, 平衡风与再分析风场在描述风场随经度、纬度的变化规律时差别最小, 尤其是在描述中高纬地区风场变化特点时的优势最明显. 图形未给出.

我们还计算了 1992 年 12 月 16 日风场的纬圈平均均方根(RMS)误差, 以更好地评估局部风场的差异, 计算公式如下:

$$\Delta u_{\text{RMS}} = \left\{ \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} [u_{\text{calculated}}(\lambda) - u_{\text{ERA-40}}(\lambda)]^2 d\lambda \right\}^{1/2} . \quad (13)$$

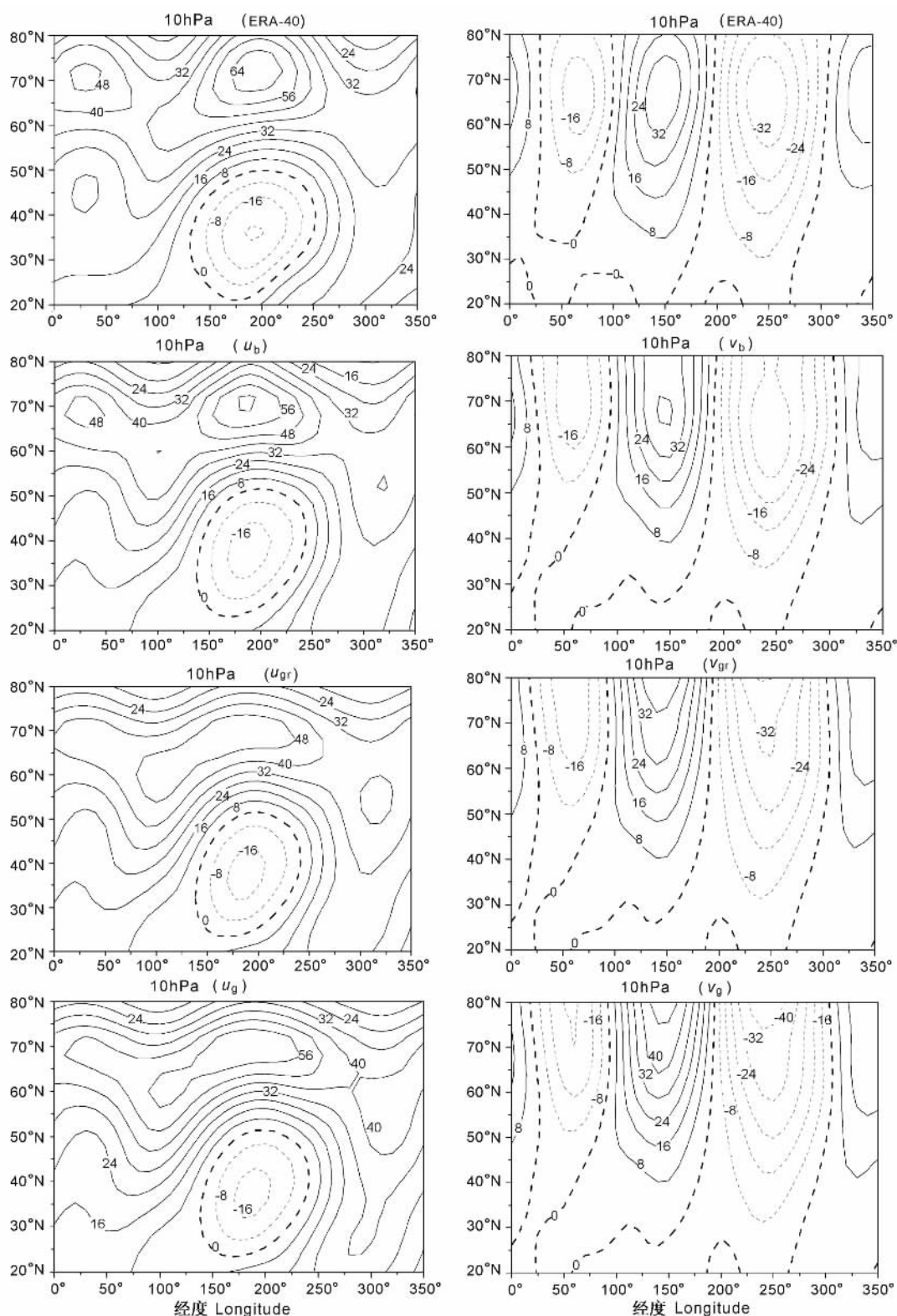


图 5 1992 年 12 月 16 日 10 hPa 风场随经度 - 纬度的变化对比

左列为纬向风, 右列为经向风, 第一层为 ERA-40 的风场, 第二层为平衡风, 第三层为梯度风, 第四层为地转风, 图值间隔同为 8 m/s, 实线代表西风或南风, 虚线代表东风或北风。

Fig. 5 Comparison of longitude-latitude cross sections of wind fields at 10 hPa at December 16th, 1992
Left column: zonal winds, right column: meridional winds; the first row is ERA-40 wind, the second row is balance wind, the third row is gradient wind and the fourth row is geostrophic wind. Contour interval is 8 m/s.

Solid lines indicate the westerly wind or southerly wind, dashed lines give the easterly or northerly winds.

经圈方向用类似的公式,计算内容包括地转风、梯度风和平衡风.我们分别计算了 10 hPa、1 hPa 纬向风和经向风的纬圈平均 RMS,在用(13)式计算之前先扣除了纬圈平均风值^[19],计算结果用图 6 表示.从图上可以看出,风场在 1 hPa 的 RMS 比 10 hPa 的

RMS 普遍大些.在 20°N~40°N,RMS 间的差别很小,在 40°N~80°N,差别较大,平衡风 RMS 最小,说明平衡风所反映的局部风场变化规律与再分析资料最为相似,在描述风场变化时具有优势,尤其是在高纬地区.这一分析结果与图 5 所反映的规律相吻合.

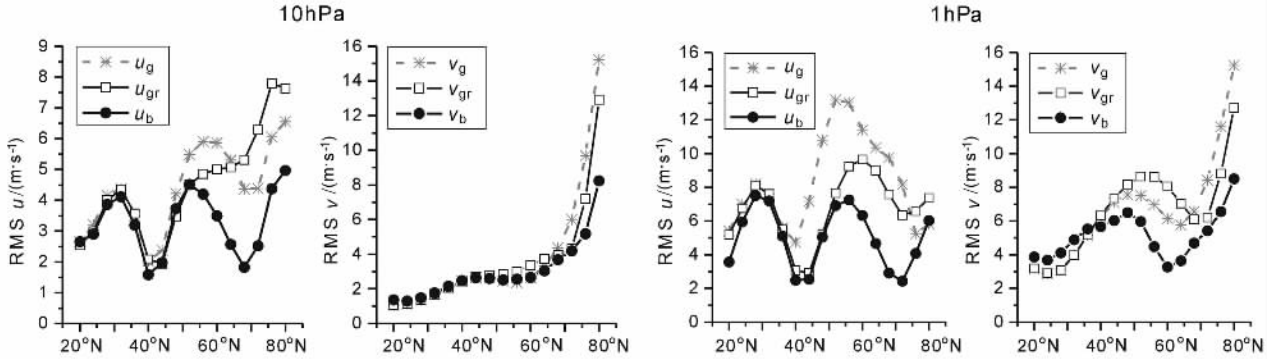


图 6 1992 年 12 月 16 日 10 hPa、1 hPa 纬向风和经向风的纬圈平均 RMS

虚线加星号、实线加空心方框、粗实线加实心圆分别代表地转风、梯度风和平衡风的计算结果.

Fig. 6 Zonal mean RMS of the zonal wind and meridional wind at 10 hPa and 1 hPa at December 16th, 1992

Dashed lines with asterisk, solid lines with hollow rectangle, thick solid lines with solid circle indicate

the results of geostrophic wind, gradient wind and balance wind, respectively.

5 平衡方程各项贡献的计算与分析

在这节,我们将利用 1992 年 12 月卫星温度数据计算出的月平均平衡风首次定量地计算平衡方程中各项的大小和比值,并分析各项的贡献和相对重要性.

纬圈平均平衡方程(7*)式可改写成:

$$\underbrace{\bar{u}}_{(1)} = - \underbrace{\frac{1}{fa} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \phi}}_{(2)} - \underbrace{\frac{u^2 \tan \phi}{fa}}_{(3)} - \underbrace{\frac{v}{fa} \frac{\partial v}{\partial \phi}}_{(4)}, \quad (14a)$$

$$\underbrace{\bar{v}}_{(5)} = - \underbrace{\frac{uv \tan \phi}{fa}}_{(6)} + \underbrace{\frac{v}{fa} \frac{\partial u}{\partial \phi}}_{(7)}. \quad (14b)$$

表 1 给出了(14)式中各项的大小,数字编号对应于式中编号.为了方便地比较各项的大小和区分作用方向,以左端平衡风(即(1)项、(5)项)为参照,计算了右端各项的比值(见表 1),比值的符号可表示该项的作用效果,正号表示对大气具有正向作用,负号表示对大气具有与正向相反方向的作用,比值绝对值超过 100%表示该项的作用非常强,与此同时,必然有个反向的作用力.

纬圈平均重力位势梯度项(2)正是纬圈平均地转风的计算项(见(4a*)式),其数值体现纬圈平均地转风的大小,从表中可以看到,这项是平衡风的主要来源,其比值普遍超过 100%,说明重力位势梯度

Table 1 Magnitude and ratio of terms in the zonal mean balance equation(unit : m/s)

	20°N	40°N	72°N
(1) 1 hPa	4.363	47.832	41.093
(2)	3.229 (74%)	53.087 (111.0%)	46.679 (113.6%)
(3)	-0.1221 (-2.8%)	-3.5626 (-7.5%)	-6.2336 (-15.2%)
(4)	1.2561 (28.8%)	-1.6924 (-3.5%)	0.6476 (1.6%)
(1) 10 hPa	13.597	16.669	34.424
(2)	13.990 (102.9%)	17.828 (106.9%)	37.828 (109.9%)
(3)	-0.2545 (-1.9%)	-0.5891 (-3.5%)	-4.3464 (-12.6%)
(4)	-0.1385 (-1.0%)	-0.5699 (-3.4%)	0.9424 (2.7%)
(5) 1 hPa	0.487	0.281	-0.563
(6)	-0.0066 (-1.4%)	-0.0996 (-35.4%)	-0.1461 (25.9%)
(7)	0.4936 (101.4%)	0.3806 (135.4%)	-0.4169 (74.1%)
(5) 10 hPa	0.064	0.207	-0.34
(6)	-0.0038 (-5.9%)	-0.0420 (-20.3%)	-0.0438 (12.9%)
(7)	0.0678 (105.9%)	0.2490 (120.3%)	-0.2962 (87.1%)

力的作用非常强,与此同时,必然有反向的作用力共同作用于大气,此项比值超过 100%同时也说明计算所得的纬圈平均地转纬向风普遍比平衡风来的大,表中还体现出该项比值随着纬度的增大有升高的趋势.曲率项(3)占有一定分量的比值,纬度越高,其比值越大,在高纬地区,曲率项(3)的比值超过 10%,其所带来的影响不可忽略,在北半球,该作用力为负号,在南半球反向.曲率项(6)稍复杂些,其作用有正向也有反向.纬圈平均水平对流项(4)所占的

比值相对较小,除了 20°N, 1 hPa 以外, 比值都在 5% 以内, 然而, 纬圈平均水平对流项(7)却是纬圈平均平衡经向风的主要来源, 这也是平衡经向风有别于地转风与梯度风的主要区分点. 对流项(7)在低、中纬度的比值超过 100%, 与曲率项(6)的作用反向, 在高纬与曲率项(6)的作用同向.

表 2 用于分析平衡方程(7)中各项的相对重要性, 取 120°E, (7)式可改写成:

$$\frac{u}{(1')} = - \underbrace{\frac{1}{fa} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi}}_{(2')} - \underbrace{\frac{u^2 \tan \phi}{fa}}_{(3')} - \underbrace{\frac{v}{fa} \frac{\partial v}{\partial \phi} - \frac{u}{fa \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda}}_{(4')}, \quad (15a)$$

$$\frac{v}{(5')} = \underbrace{\frac{1}{fa \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda}}_{(6')} - \underbrace{\frac{u v \tan \phi}{fa}}_{(7')} + \underbrace{\frac{u}{fa \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{fa} \frac{\partial u}{\partial \phi}}_{(8')}. \quad (15b)$$

式中的数字编号与表 2 中的编号对应. 表 2 所体现的总体规律与表 1 一致, 在细节上稍有些不同, 包含有沿纬圈的变化项. 项(2')与(6')分别是重力位势在经圈和纬圈方向的梯度项, 也正是地转纬向风和经向风的推导项(参见(4)式), 由表 2 可以看出, 这两项所占的比值通常很大(40°N, 1 hPa 的经向风除外, 其原因可能是该处重力位势的经向梯度日变化相对较大, 做月平均造成的, 参考图 1 与图 2, 图 1 此处的比值为 $-7.682 / -10.575 \times 100\% = 72.64\%$), 在高纬地区地转风明显强于平衡风. 曲率项(3')与

(7')占有一定的比值, 在低纬地区比值都很小, 可忽略. 随着纬度的增高, 比值逐渐增大, 在高纬地区都超过 10%, 不可忽略. 项(7')在高纬度地区通常为负值, 表现在图形上(如图 1 与图 2)通常把地转风的曲线往负方向拉, 这也正是梯度风的估算好于地转风的一个方面. 平流项(4')与(8')占有一定的比值, 其变化范围相对较大, 变化规律比较复杂, 受影响的因素比较多, 在高纬地区, 项(8')通常也为负值, 在图形上表现为把梯度风的曲线往负方向拉, 参看图 1 与图 2.

6 总 结

本文从大尺度运动满足的水平动量方程出发, 分析和比较了利用卫星温度资料计算水平风场的方法. 利用 MLS/UARS 1992 年 12 月份的大气温度数据, 采用柏林自由大学提供的 30 hPa 位势高度资料作为由温度积分位势高度时的边界条件, 通过地转方程、梯度方程和平衡方程分别计算了 20 ~ 55 km 高度范围 20°N ~ 80°N 区域的地转风、梯度风和平衡风, 并与 ECMWF 提供的 ERA-40 再分析风场资料作了对比和分析.

利用 1992 年 12 月 16 日的温度数据计算出的 120°E 的理论风在 20°N、40°N、60°N、72°N、80°N 随高度的变化规律与 ERA-40 再分析风场的变化规律基本一致. 月平均计算风场与 16 日的风场有些差别, 但反映的规律与特征是一致的. 地转风在高纬地区的计算结果比梯度风与平衡风的计算结果大, 在中低纬地区三者的差别较小. 地球曲率项在高纬地区影响比较大, 在东西与南北方向的影响特征相同, 都是随高度先增大后减小, 只是影响最大点的高度有所不同. 平衡风在 60°N、72°N、80°N 与再分析经向风的差别最小, 其优势明显.

纬圈平均理论纬向风都与再分析纬向风的变化规律大体一致. 纬圈平均平衡纬向风与梯度纬向风基本重合, 说明纬圈平均平流项 $\frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \phi}$ 的作用很小; 与纬圈平均地转纬向风的差别较大, 说明在计算中高纬地区纬圈平均纬向风时, 地球曲率项不可忽略; 与 ERA-40 纬圈平均纬向风数值上有些偏差, 特别是在 80°N, 与 120°E 的特征相似, 说明在计算 80°N 处的纬向风时各个经度上都存在一定的偏差, 这可能与边界处的数据质量有关. 80°N 是 MLS 探测数据的一个边界, 地转经向风的纬圈平均为零, 梯度经向

表 2 平衡方程各项大小和比值的计算(120°E) 单位: m/s
Table 2 Magnitude and ratio of terms in the balance equations (120°E) unit: m/s

	20°N	40°N	72°N
(1') 1 hPa	-0.353	28.657	50.476
(2')	-0.231 (65.4%)	30.797 (107.5%)	58.948 (116.8%)
(3')	-1.4274e-4 (0.1%)	-1.1540 (-4.0%)	-8.8751 (-17.6%)
(4')	-0.1219 (34.5%)	-0.9860 (-3.5%)	0.4031 (0.8%)
(1') 10 hPa	3.777	20.132	28.698
(2')	4.604 (121.9%)	21.372 (106.1%)	34.077 (118.7%)
(3')	-0.0163 (-0.4%)	-0.5695 (-2.8%)	-2.8688 (-10%)
(4')	-0.8107 (-21.5%)	-0.6705 (-3.3%)	-2.5102 (-8.7%)
(5') 1 hPa	-3.248	-2.103	29.415
(6')	-2.789 (85.9%)	0.063 (-3.0%)	37.219 (126.5%)
(7')	-0.0013 (0.04%)	0.0847 (-4.0%)	-5.1720 (-17.6%)
(8')	-0.4577 (14.1%)	-2.2507 (107.0%)	-2.6320 (-8.9%)
(5') 10 hPa	-0.601	6.124	18.567
(6')	-0.583 (97.0%)	6.434 (105.0%)	21.720 (117.0%)
(7')	0.0026 (-0.4%)	-0.1732 (-2.8%)	-1.8561 (-10.0%)
(8')	-0.0206 (3.4%)	-0.1368 (-2.2%)	-1.2969 (-7.0%)

风的纬圈平均数值很小,平衡经向风的纬圈平均数值大些,在中高纬地区与再分析资料符合较好,这也正是平衡风优于地转风的一个体现.纬圈平均纬向风相对误差的计算表明纬圈平均梯度纬向风和平衡纬向风在 $20^{\circ}\text{N} \sim 72^{\circ}\text{N}$ 与 ERA-40 基本一致,偏差在 20% 以内,大部分处于 10% 以内,在 76°N 、 80°N 的误差较大,地转纬向风的偏差普遍大些.

不失一般性地,我们分析了 10 hPa 处风场随经度-纬度的变化规律.结果表明,理论风的变化规律与 ERA-40 风场的变化规律大体相似,在中高纬地区有波数为 2 的强波动存在,在 $20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 占主要作用的是波数为 1 的活动,纬向风在 $20^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$, $125^{\circ}\text{E} \sim 225^{\circ}\text{E}$ 区域出现椭圆状的东风结构,其余地方一致吹西风,经向风沿纬圈方向正负交替出现.平衡风与再分析风场在描述风场随经度-纬度的变化规律时差别最小,尤其是在描述中高纬地区风场变化特点时的优势最明显.纬圈平均 RMS 误差的计算评估了理论风与再分析风场在局部的差异,结果表明平衡风最能反映局部风场的变化规律.

此外,利用平衡风场的计算结果,我们首次定量地计算了平衡方程中各项的大小和比值,分析了各项的贡献和相对重要性.重力位势梯度项反映地转风的大小,分析发现在中高纬地区,地转风普遍比平衡风大,并且随着纬度的增大,重力位势梯度项的贡献有升高的趋势.曲率项的贡献随着纬度的增大也有增大的趋势,在高纬度地区,比值超过 10%,其所带来的影响不可忽略.平流项占有一定的比值,该变化范围相对较大,变化规律较复杂.

总之,利用卫星温度观测资料通过理论公式进行数值计算是获取高空风特征的一种非常有效的方法,是弥补高空风直接观测资料少的一种有效的途径.目前为促进我国空间飞行器技术的发展,国内在开展临近空间大气环境综合探测站的研制,以期获得临近空间大气环境资料.本文的风场计算方法可以为临近空间探测站提供新的风场数据来源.目前国际上 TIMED 卫星、COSMIC 掩星星座等每天都可获得大量的临近空间温度资料,利用这些准实时的卫星全球温度探测数据,就可以计算得出准实时的风场数据,具有重要的应用价值.此外,利用这些计算风场,下一步我们可以深入计算和分析动量通量、热漩涡通量、EP 通量、EP 通量散度等动力学参量以研究大气动力学的变化规律和机理.

致 谢 作者感谢 NASA GSFC DAAC 提供的 MLS/UARS 温度数据;感谢 ECMWF 提供的 ERA-40 再分

析风场数据;感谢 K. Labitzke 和合作者(柏林自由大学)提供的 30 hPa 位势高度资料;感谢与 D. L. Wu 博士(JPL)的讨论.

参考文献 (References)

- [1] Hays P B, Abreu V J, Dobbs M E, et al. The high resolution Doppler imager on the upper atmosphere research satellite. *J. Geophys. Res.*, 1993, **98**(D6): 10713 ~ 10723
- [2] Miles T, Grose W L. Comparison of geostrophic and nonlinear balanced winds from LIMS data and implications for derived dynamical quantities. *PAGEOPH*, 1989, **130**(2/3): 320 ~ 342
- [3] Fleming E L, Chandra S, Barnett J J, et al. Zonal mean temperature, pressure, zonal wind and geopotential height as functions of latitude. *Adv. Space Res.*, 1990, **10**(12): 11 ~ 59
- [4] Manson A H, Meek C E, Fleming E, et al. Comparisons between satellite-derived gradient winds and radar-derived winds from the CIRA-86. *J. Atmos. Sci.*, 1991, **48**: 411 ~ 428
- [5] Fleming E R, Chandra S, Burrage M D, et al. Climatological mean wind observations from the UARS high-resolution Doppler imager and wind imaging interferometer: comparison with current reference models. *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**(D6): 10455 ~ 10473
- [6] Lieberman R S. The gradient wind in the mesosphere and lower thermosphere. *Earth Planets Space*, 1999, **51**: 751 ~ 761
- [7] Oberheide J, Hagan M E, Ward W E, et al. Modeling the diurnal tide for the Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere (CRISTA) 1 time period. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**(A11): 24917 ~ 24930
- [8] Oberheide J, Lehmacher G A, Offermann D, et al. Geostrophic wind fields in the stratosphere and mesosphere from satellite data. *J. Geophys. Res.*, 2002, **107**(D23), 8175, CRI 3: 1 ~ 18
- [9] Remsberg E, Lingenfelser G, Harvey V L, et al. On the verification of the quality of SABER temperature, geopotential height, and wind fields by comparison with Met Office assimilated analyses. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**(D20): 4628
- [10] Zheng W Z, Zou C Z. An improved algorithm for atmospheric wind retrievals from satellite soundings over the polar regions. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, **33**, L06820
- [11] 马瑞平, 廖怀哲. 中国地区 20 ~ 80 km 高空风的一些特征. *空间科学学报*, 1999, **19**(4): 334 ~ 341
Ma R P, Liao H Z. The characteristics of winds at height of 20 ~ 80 km in the Chinese area. *Chin. J. Space Sci.* (in Chinese), 1999, **19**(4): 334 ~ 341
- [12] Reber C A, Trevathan C E, McNeal R J, et al. The Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) mission. *J. Geophys. Res.*, 1993, **98**(D6): 10643 ~ 10647
- [13] Barath F T, Chavez M C, Cofield R E, et al. The Upper Atmosphere Research Satellite Microwave Limb Sounder Instrument. *J. Geophys. Res.*, 1993, **98**(D6): 10751 ~ 10762
- [14] Livesey N J, Read W G, Froidevaux L, et al. The UARS Microwave Limb Sounder version 5 dataset: theory, characterization and validation. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**(D13), 4378, ACH 2:

- 1 ~ 21
- [15] Wu D L , Read W G , Shippony Z , et al. Mesospheric temperature from UARS MLS : retrieval and validation. *J. Atmos. Sol-Terr. Phy.* , 2003 , **65** (2) : 245 ~ 267
- [16] Uppala S M , Kallberg P W , Simmons A J , et al. The ERA-40 reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* , 2005 , **131** : 2961 ~ 3012
- [17] Labitzke K , and Collaborators. The Berlin stratospheric data series , CD from the Meteorological Institute , Free University Berlin , 2002 http://badc.nerc.ac.uk/cgi-bin/data_browser/data_browser/badc/CDS/berlin_strat/documents/BerlinDataSeries.pdf
- [18] Andrews D G , Holton J R , Leovy C B. Middle Atmosphere Dynamics. London : Academic Press Inc. , 1987
- [19] Randel W J. The evaluation of winds from geopotential height data in the stratosphere. *Journal of Atmospheric Sciences* , 1987 , **44** (20) : 3097 ~ 3120
- [20] Anderson D A , Tannehill J C , Pletcher R H. Computational Fluid Mechanics and Heat Transfer. New York : McGraw-Hill , 1984
- [21] Paegle J , Tomlinson E M. Solution of the balance equation by Fourier transform and Gauss elimination. *Mon. Wea. Rev.* , 1975 , **103** : 528 ~ 535

(本文编辑 何 燕)