

散射计资料对台风海平面气压场的反演和定位的新方法研究^{*}

张亮 黄思训[†] 杜华栋

(解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

(2009年12月14日收到; 2011年1月19日收到修改稿)

文章首先利用 QuikSCAT 散射计获取的海面风场资料, 利用华盛顿大学行星边界层(UWPBL)模式对台风海平面气压场进行反演(称为直接反演), 并对其强度进行了分析; 然后对获取的海面风场, 采用变分方法对风场进行分解, 分解出无旋和有旋风场, 对分解出的有旋风场, 再利用 UWPBL 模式对魔羯台风的海平面气压场进行了反演, 对所得结果与通常直接反演、NCEP 海平面气压场及台风报文资料进行一一对比, 结果表明: 新的反演定位的方法对台风海平面气压场中心气压的定位精度有了进一步的提高, 此种定位的方法为散射计资料在台风中的实际应用开辟了一条新的思路。

关键词: 散射计风场, 变分方法, 台风, 海平面气压场

PACS: 92.60.Fm, 92.60.Gn, 92.60.Qx

1. 引言

台风的海平面气压场对台风结构及动力特征分析、台风的移动路径和强度预报起着十分重要的作用。众所周知, 由于海洋上气压观测手段的缺乏, 通常只能通过设置在岛屿上的气象观测站、极少数的浮标和商船提供的气象资料来获取, 而这些资料无法在时间与空间上形成有效的海平面气压资料, 这给利用常规气象资料进行海平面气压场的分析研究带来了很大困难。

卫星探测器的出现, 使得探测实时、大面积的海洋气象资料成为现实, 各种基于卫星探测器的气象资料为海洋和大气研究提供了丰富的资料。而星载微波散射计已成为当前获取海面风场资料的一种最主要的手段。目前在轨运行的最先进的散射计几乎可以捕捉到全球海洋上所有的气旋和强风暴。考虑到散射计风场资料的优越性, 依据风压场之间的关系, 国外的一些学者提出了多种利用散射计风场资料获取海平面气压场的方法, 从而实现海平面气压场的反演^[1-8]。

目前国际上最有效的一种方法是利用 UWPBL

(the university of washington planetary boundary layer)模式来进行海平面气压场的计算。此模式针对中纬度和赤道及低纬度地区的不同特点建立了不同的模型, 利用散射计提供的海面风场资料反演出海平面气压场。Brown^[1,2], Hsu^[3], Zierden^[4], Patoux^[5-8]以及张帆^[9]等采用此方法对海平面气压场反演进行了有效的研究。

本文首先利用散射计获取的海面风场资料对海平面气压场进行反演, 对反演得到的海平面气压场的强度进行分析(此种方法我们称为直接反演); 然后借助于变分方法^[10-14]对获取的海面风场进行分解, 从风场中提取了最大的有旋风场并输入模式, 对台风气压场的中心气压进行精度定位, 所得结果与直接反演的结果、NCEP 海平面气压场及台风年鉴资料进行一一对比, 结果表明: 我们采用的新方法可进一步提高台风海平面气压场中心气压的定位精度, 为散射计资料在台风研究中的应用开辟了一条新的思路。

2. 模式和资料

本文采用的 UWPBL 模式是美国华盛顿大学边

^{*} 国家自然科学基金(批准号: 40775023)资助的课题。

[†] 通讯联系人, E-mail: huangsxp@yahoo.com.cn

边界层研究组开发的行星边界层模式. 此模式对符合海洋下垫面特征的可变海面粗糙度, 有组织大涡等因素均进行了参数化处理, 并能够很好地利用散射计获得的海面风场资料, 用来反演包括海平面气压场在内的一些大气边界层要素. 使用的风场资料是装载于美国 QuikSCAT 极轨卫星上的 SeaWinds 散射计提供的 L2b 海面风场数据, 分辨率为 25 km. 用来与反演结果作比较的气压场资料为 NCEP 的 $1^\circ \times 1^\circ$ 的再分析资料, 台风中心气压及经纬度资料来自于国家气象中心的台风年鉴.

3. 海平面气压场的反演原理

利用 UWPBL 模式反演海平面气压场, 主要依据是风压场的相互关系. 若风场满足地转关系, 可求出海平面气压梯度的分布. 若已知海平面若干个气压观测值的情况下, 可利用最小二乘法进行拟合, 从而可获得满足该气压梯度的气压场分布.

在边界层顶以上的自由大气中, 风场与气压场满足地转平衡关系. 在热带以外的区域, 可在得到边界层顶处的地转风的条件下, 依据地转平衡方程, 求出边界层顶的水平气压梯度^[5], 而边界层顶的地转风则可以利用星载散射计测得的 10 m 高度场的海面风矢量, 在充分考虑海洋行星边界层的物理过程的基础上, 利用边界层的垂直风廓线等关系式可求出. 在热带区域, 由于科氏力减弱, 而对流运动和夹卷作用很强, 且必须考虑湍流摩擦力(湍流黏性应力)的作用, 适合于热带以外区域的方法不再适用, 利用 Stevens 等^[14]提出的简化方法, 在风场和气压场之间建立起一定的近似关系, 进而得到海平面气压场. 虽然海上行星边界层的厚度是变化的, 但其平均厚度通常约为海平面以上 1 km 范围^[15], 因此, 边界层顶的水平气压梯度可近似地看作海平面的水平气压梯度. UWPBL 模式针对不同的纬度区域, 分别建立了两种模型来求解水平气压梯度. 作为 UWPBL 模式反演海平面气压场的流程见图 1.

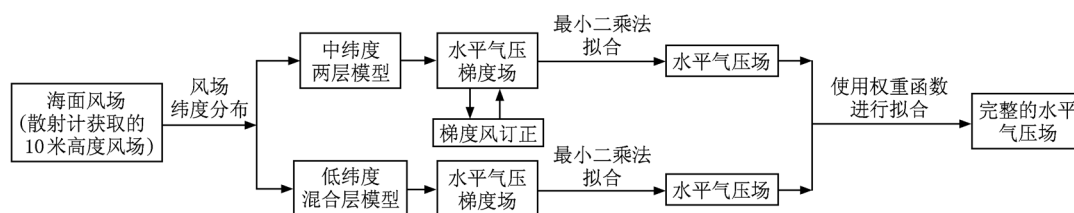


图1 UWPBL 模式反演海平面气压场的流程图

海面风场反演海平面气压场, 首先按照海面风场(散射计获取的 10 m 高度风场)的纬度分布, 在中纬度地区使用两层模型, 在低纬度地区使用混合层模型, 分别按照模型给定的垂直风廓线求出边界层顶的地转风场和边界层整体风场. 接着按照地转平衡关系和 Stevens 提出的整体风压场的关系, 求出气压梯度场, 其中的中纬度区域进行梯度风订正. 然后, 在获得海平面若干个气压观测值的情况下, 利用最小二乘法可以拟合出海平面气压场, 共有 3 套气压场: 两套在中纬度区域 (10°N — 60°N 和 60°S — 10°S); 一套在低纬度区域 (20°S — 20°N). 由于在一条完整的轨道刈幅区域内分别独立地使用这两种模型的反演结果具有较好的一致性, 因此, 最后可使用一定的权重函数^[16]将上述 3 套气压场进行结合, 即可得到完整轨道刈幅区域的气压场.

3.1. 中纬度区域的两层模型

在中纬度区域, 采用的两层模型将大气边界层分为两层, 即内层(近地面层)和外层(Ekman 层). 在外层, 垂直风廓线在遵循经典的 Ekman 螺线解的基础上, 考虑热成风和二级环流的作用. 在内层, 垂直风廓线满足对数律分布, 考虑层结影响. 中纬度区域的两层模型的结构框架见图 2.

3.2. 低纬度区域的混合层模型

在低纬度区域, 科氏力减弱, 而气流的垂直运动比较旺盛, 适用于中纬度区域的两层模型对 Ekman 层的动力假设不能正确反映边界层的动力过程, 同时又缺少对夹卷过程的考虑, 使得两层模型不再适用. 因此, 采用了 Stevens^[14]提出的混合层模型进行替代. 低纬度区域的混合层模型的结构框架见图 3.

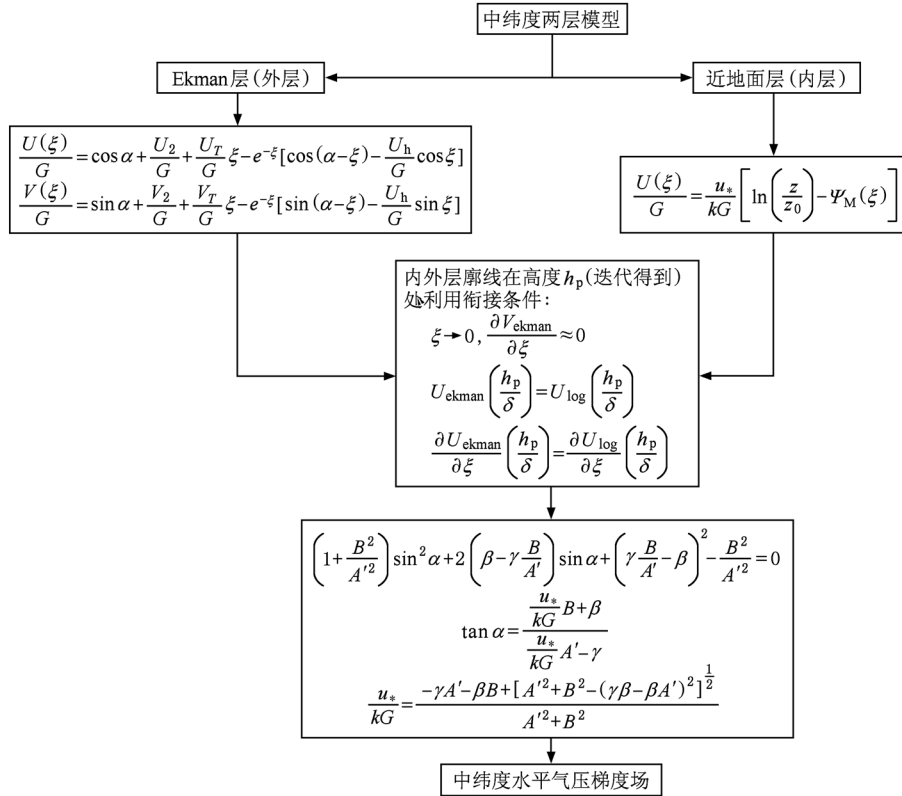


图2 中纬度区域的两层模型的结构框架图 (ξ 为垂直坐标, (U, V) , (U_T, V_T) 和 (U_2, V_2) 分别是 ξ 高度上的水平风, 热成风和二级环流的纬向和经向分量, G 表示地转风的大小. U_h 表示地面风, 并作为下边界条件, α 表示边界层顶处的地转风与地面风 U_h 之间的夹角. ζ 表示近地层中经过参数 L (Monin-Obukhov 长度) 无量纲化后的垂直坐标, $\zeta = z/L$, $\Psi_M(\zeta) = \int \frac{1 - \Phi_M(\zeta)}{\zeta} d\zeta$, $\Phi_M(\zeta)$ 为风速的稳定度修正函数)

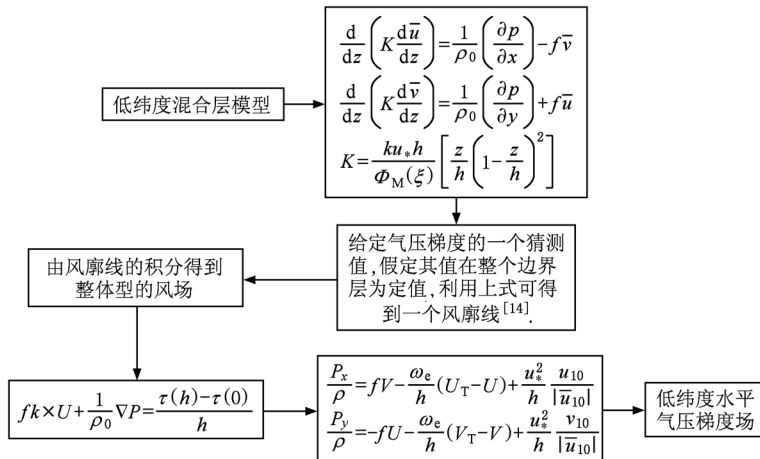


图3 低纬度区域的混合层模型的结构框架图 (风速廓线由经典的 Runge-Kutta 方法^[17] 积分得到, K 的形式依据 Troen 等^[18] 提出的边界层模式的 K 廓线, h 为边界层的厚度, $U = (U, V)$ 和 P 分别表示边界层内整体型的风和气压场, 表面应力为 $\tau(0) = u_*^2 \frac{\bar{u}_{10}}{|u_{10}|}$, $\tau(h) = \omega_e \Delta U = \omega_e (U_T - U)$, $U_T = (U_T, V_T)$ 是边界层顶的风速, ω_e 表示夹卷速度)

这样,可由低纬度区域的混合层模型中的整体风压关系式求得边界层内总体型的气压梯度.

3.3. 梯度风订正

依据 Holton 的理论^[5],在流线曲率很大的区域,地转风关系不成立,而是满足气压梯度力、科氏力和等速曲线运动的离心力三力的平衡.在此三力

平衡下的空气水平运动称为梯度风.此时,离心力对气流的影响可作用至边界层底,因而,观测得到的海面 10 m 高度风场实际上是梯度风通过边界层而作用于地面的形式.因此,由海面 10 m 高度风场依据边界层风廓线求出的边界层顶处的风实际上可看作梯度风.通过梯度风的订正可更准确地估算实际的气压梯度.梯度风订正的流程见图 4.

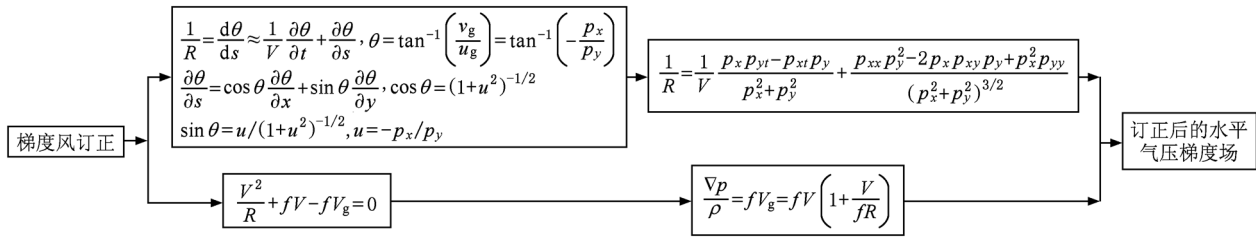


图4 梯度风订正的结构框架图

3.4. 海平面气压场反演方法

UWPBL 模式在中纬度地区采用两层模型,低纬度地区采用混合层模型,可以得到 3 套气压梯度.对于每个气压梯度矢量,利用球坐标系下的地转平衡关系可写成

$$\begin{aligned} \frac{1}{R} \frac{\partial P}{\partial \phi} &= -\rho f U_g = P_\phi, \\ \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} &= \rho f V_g = P_\lambda, \end{aligned} \quad (1)$$

其中 R 是地球半径, λ 是经度, ϕ 是纬度, P_λ 和 P_ϕ 是反演得到的每一个格点上的气压梯度. (1) 式矩阵形式为

$$Hx = y, \quad (2)$$

其中

$$H = \left(\frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda}, \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \phi} \right)^T, x = P, y = (P_\lambda, P_\phi)^T. \quad (3)$$

利用最小二乘法,可以求得满足 (2) 式的气压 x 的近似解^[14].

$$J(x) = \min \| H^T Hx - H^T y \|^2. \quad (4)$$

求解过程中,需要给出至少一个海平面气压观测值,如浮标、商船等提供的观测值,才能通过最小二乘法进行有效的拟合.

通过在一条完整的轨道刘幅区域内分别独立地使用这两套模型,发现利用这两套模型的反演结果具有较好的一致性,因此可以兼容.使用一定的

权重函数可将 3 个区域的气压值进行结合,即可得到完整轨道下的气压值,从而实现散射计资料的海平面气压场的反演^[16].

4. 利用变分方法对台风风场资料信息分离

台风是一个受环境气流引导的涡旋运动,因此,我们可以把台风运动分解成一个有旋运动和无旋运动的合成.

假设平面直角坐标系下的一个观测面经散射计反演获取到的台风风场为 u, v , 研究的区域记为 Ω , 设从台风风场中提取的无旋气流为 u_1, v_1 , 使得泛函

$$\begin{aligned} J(u_1, v_1) &= \frac{1}{2} \iint_{\Omega} [(u - u_1)^2 + (v - v_1)^2] d\Omega \\ &= \min!, \end{aligned} \quad (5)$$

且 u_1, v_1 满足如下的约束条件:

$$\frac{\partial v_1}{\partial x} - \frac{\partial u_1}{\partial y} = 0. \quad (6)$$

这是一个条件变分问题,引入 Lagrange 乘子 $\lambda(x, y)$, 有

$$\begin{aligned} J(u_1, v_1) &= \iint_{\Omega} \left\{ \frac{1}{2} [(u - u_1)^2 + (v - v_1)^2] \right. \\ &\quad \left. - \lambda \left(\frac{\partial v_1}{\partial x} - \frac{\partial u_1}{\partial y} \right) \right\} d\Omega = \min!. \end{aligned} \quad (7)$$

于是

$$\begin{aligned} \delta J(u_1, v_1) = & \iint_{\Omega} \left\{ [(u_1 - u)\delta u_1 + (v_1 - v)\delta v_1] \right. \\ & \left. + \delta v_1 \frac{\partial \lambda}{\partial x} - \delta u_1 \frac{\partial \lambda}{\partial y} \right\} d\Omega \\ & - \int_{\partial\Omega} \lambda \begin{pmatrix} \delta v_1 \\ -\delta u_1 \end{pmatrix} \cdot \mathbf{n} ds = 0, \end{aligned} \quad (8)$$

其中 $\mathbf{n}$ 为 Ω 边界 $\partial\Omega$ 的单位外法线方向, 利用 δu_1 , δv_1 的任意性, 易证明 u_1, v_1 及 λ 满足如下条件:

$$u_1 - u - \frac{\partial \lambda}{\partial y} = 0, v_1 - v + \frac{\partial \lambda}{\partial x} = 0, \lambda|_{\partial\Omega} = 0. \quad (9)$$

利用条件(6), 可导出 λ 满足

$$\nabla^2 \lambda = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \lambda|_{\partial\Omega} = 0. \quad (10)$$

从(10)式可知 λ 满足 Poisson 方程的 Dirichlet 边界条件, 对此问题可用松弛迭代法数值求解得到 $\lambda(x, y)$. 从而有旋气流 (u_2, v_2) 和无旋气流 (u_1, v_1) 分别表示成如下形式:

$$u_1 = u + \frac{\partial \lambda}{\partial y}, v_1 = v - \frac{\partial \lambda}{\partial x}, \quad (11)$$

$$u_2 = -\frac{\partial \lambda}{\partial y}, v_2 = \frac{\partial \lambda}{\partial x}. \quad (12)$$

显然对于无旋流场 (u_1, v_1) 满足 $\frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$, 是有辐散的; 而有旋流场 (u_2, v_2) 则有 $\frac{\partial u_2}{\partial x} + \frac{\partial v_2}{\partial y} = 0$, 是无辐散的. 从以上讨论可知, Largrange 乘子 $\lambda(x, y)$ 实质为有旋气流的流函数, 且该有旋气流场 (u_2, v_2) 是最大的涡旋场.

5. 气压场反演及台风气压中心信息确定

本文有针对性地分别选择了珊珊台风(0613号)和魔羯台风(0614号)3个不同强度, 并且处于台风生命发展周期不同阶段的台风海平面气压场形势, 利用直接反演方法实施了海平面气压场的反演, 所得结果与 NCEP 资料提供的台风海平面气压场进行了比较; 接着对分解得到的台风无旋流场结合台风的生命发展周期进行了分析; 最后利用本文提出的新方法, 对魔羯台风(0614号)进行了系统分析, 有旋流场反演得到的台风中心位置与直接反演得到的台风中心位置、NCEP 资料提供的台风中心位置和报文提供的台风中心位置进行比较, 结果表明我们采用上述新方法

反演得到的台风气压中心位置具有很高的精度, 这也为散射计资料对台风海平面气压场的反演提供了新的思路.

5.1. 反演气压场的形势分析

图5是珊珊台风(0613号)初生并处于西进发展阶段的海平面气压场形势. 图5(a)给出的海面风场时间约为2006年9月11日21:02—21:14(世界时, 下同), 图5(b)是当日18:00的NCEP海平面气压场形势. 比较两图可以发现, 在台风生成发展阶段, 两个台风海平面气压场的总体形状和范围都比较接近, 这点从两者的1008 hPa和1010 hPa等压线的分布可以看到, 但直接反演出的海平面气压场在接近台风中心形成了闭合的1004 hPa等压线, 且直接反演得到的海平面气压场的等压线更加平滑, 而NCEP海平面气压场则在台风中心附近没有形成闭合等压线, 这说明反演出的海平面气压场相对于NCEP气压场效果好.

图6反映了魔羯台风(0614号)转向东北发展阶段的海平面气压场形势, 图6(a), (b)分别表示散射计反演得到的海平面气压场和NCEP海平面气压场, 获取的海面风场时间约为2006年9月14日21:28—21:37, NCEP资料的时间是次日00:00. 与图5相比较而言, 在台风转向发展阶段, 无论是直接反演出的海平面气压场, 还是NCEP海平面气压场, 均出现了闭合的等压线, 形成了低压中心. 其中直接反演得到的海平面气压场等压线更加平滑和密集, 气压梯度更大, 反演得到的中心气压更低, 强度更强, 效果比NCEP气压场资料更好.

图7选择的是魔羯台风(0614号)成熟并进入消亡阶段的海平面气压场形势. 图7(a)中用来反演海平面气压场的海面风场时间约为2006年9月25日06:50—07:10得到, 而图7(b)中给出的是当日06:00的NCEP海平面气压场形势. 与上两幅图, 也就是与台风初生发展和转向发展两个阶段比较而言, 在台风发展成熟并进入消亡阶段, 直接反演出的海平面气压场和NCEP气压场均出现了明显而密集的等压线, 形成了显著的台风中心, 两个台风海平面气压场的位置, 形状和范围都达到了很好的一致性. 但是直接反演出的海平面气压场在接近台风中心形成了更低的闭合等压线. 可见直接反演出的海平面气压场水平气压梯度更大, 中心气压更低, 台风强度更强, 效果比NCEP气压场资料更好.

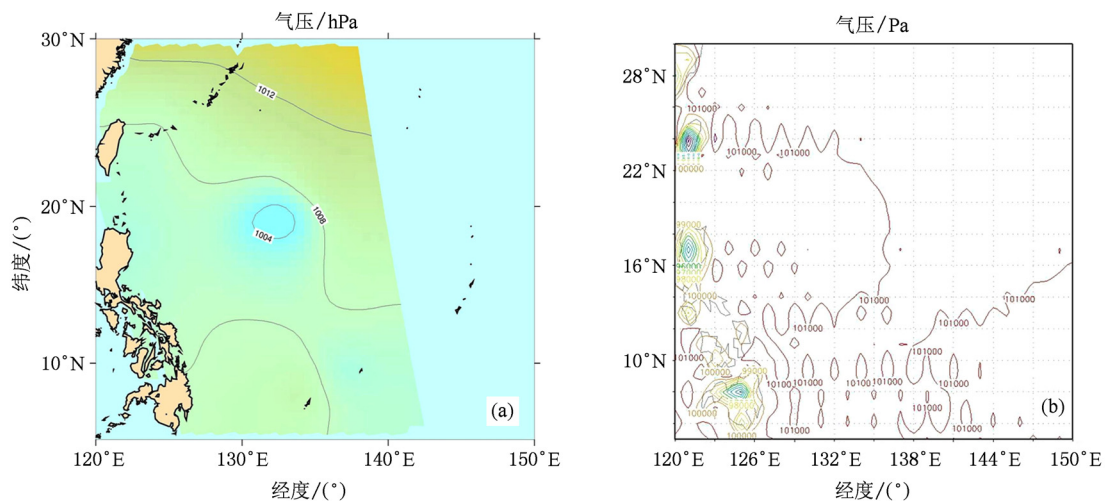


图5 台风珊珊初生发展阶段的海平面气压场 (a)直接反演出的2006年9月11日21:02—21:14的结果;(b)NCEP资料的2006年9月11日18:00的结果

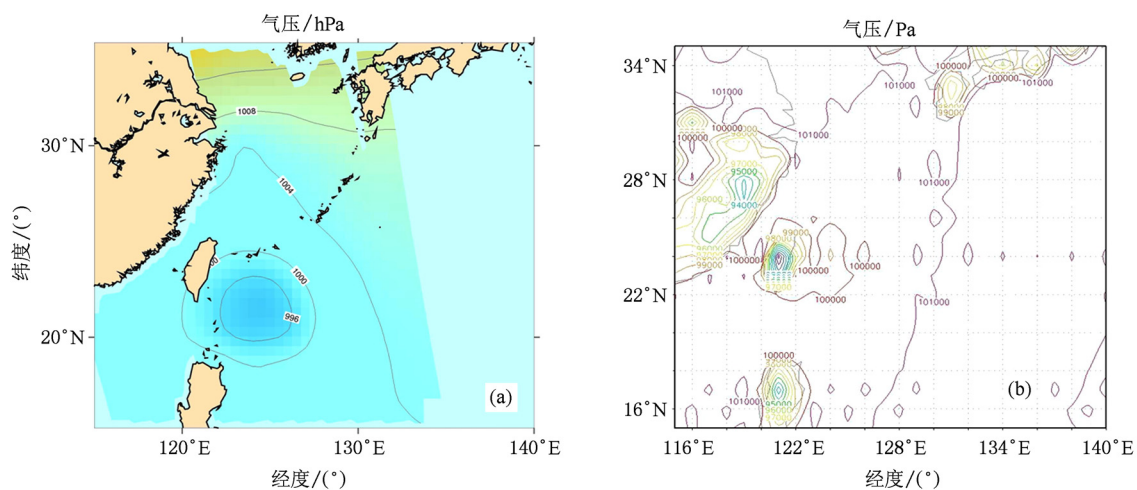


图6 台风珊珊转向发展阶段的海平面气压场 (a)直接反演出的2006年9月14日21:28—21:37的结果;(b)NCEP资料的2006年9月15日00:00的结果

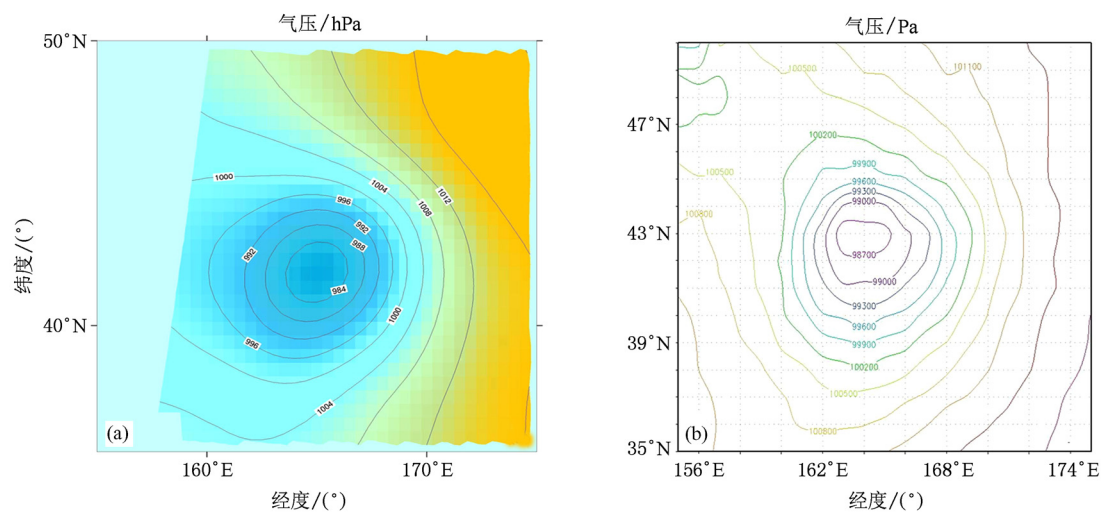


图7 台风魔羯成熟消亡阶段的海平面气压场 (a)直接反演出的2006年9月25日06:50—07:10的结果;(b)NCEP资料的2006年9月25日06:00的结果

为了分析台风气压场的反演效果,特别是针对台风发展不同阶段的反演效果,将3个阶段反演得到的台风中心气压与NCEP资料的台风中心气压分别与国家台风年鉴的数据进行了比较,结果如表1所示.从结果可以看到:1)反演得到的海平面气压与台风年鉴数据相比,在台风生成发展的不同阶段,偏差有明显的差别;2)与NCEP资料相比,模式反演得到的海平面气压场准确性更高一些,反演出的中心气压都比NCEP资料偏低,更加接近台风年鉴的数据;3)在台风初生发展阶段,台风处于较弱的阶段,反演的效果不够理想,无论是反演结果还是NCEP数据均与台风年鉴数据有较大的差别;4)在台风成熟阶段,反演结果很理想,与台风年鉴数据非常吻合,达到了理想的效果.

对于模式出现的结果,主要由以下几点原因造成:1)模式在进行散射计资料的海面气压反演过程中,速度的垂直廓线的求解需要海表温度、海上空气温湿度等海上行星边界层气象要素资料进行订

正,而在得到海平面气压梯度分布的基础上,需要海平面气压观测值进行气压场的拟合.目前,由于海上台风气压场等边界层气象要素严重匮乏,往往是以全球模式数据产品作为近似替代.而对于中小尺度天度系统(台风,飓风等)的刻画是不够细致的,尤其是在台风初生发展阶段,往往没有进行很好的描述,甚至是忽略的,特别是海平面气压要素场.这点在台风初生发展与转向发展阶段与之对比的NCEP资料可以看到,对于台风成熟阶段的海平面气压场则相比较而言要好很多,这对气压场的拟合是非常关键的.2)模式在低纬地区采用的混合层动力模型过于简单,对边界层厚度及低纬地区的空气对流运动中的夹卷作用进行了简单的参数化处理,导致反演结果不够理想.3)散射计存在风速过饱和以及受降水的影响,使得在过高风速时,存在反演风速值偏低,常常低估了实际的真实台风风场,也从一定程度上导致台风中心气压偏高.这些也是下一工作待改进和完善的地方.

表1 直接反演中心气压、NCEP中心气压和台风年鉴中心气压的比较

比较个例	年鉴资料/hPa	反演结果		NCEP	
		气压值/hPa	偏差/hPa	气压值/hPa	偏差/hPa
珊珊台风(9月11日)	970	1002.53	32.53	1006.87	36.87
珊珊台风(9月14日)	950	992.88	42.88	999.14	49.14
魔羯台风(9月25日)	984	980.73	-3.27	984.94	0.94

5.2. 分解台风风场的分析

散射计资料提供的台风风场,依据第4节提供的变分方法进行分解,针对台风发生发展的不同阶段风场,可以得到一些有价值的信息.图8(a),(b)分别显示了散射计在2006年9月11日得到的珊珊台风风

场的无旋流场和有旋流场,通过分离台风风场,可以从图8(a)的无旋流场可以看到,在台风初生发展阶段,整体受东南风场作用,中心区域有较弱的辐合,阻塞作用不大,台风移动较慢,这与台风报文相一致.

图9(a),(b)则分别显示了散射计在2006年9月14日得到的珊珊台风风场的无旋流场和有旋流

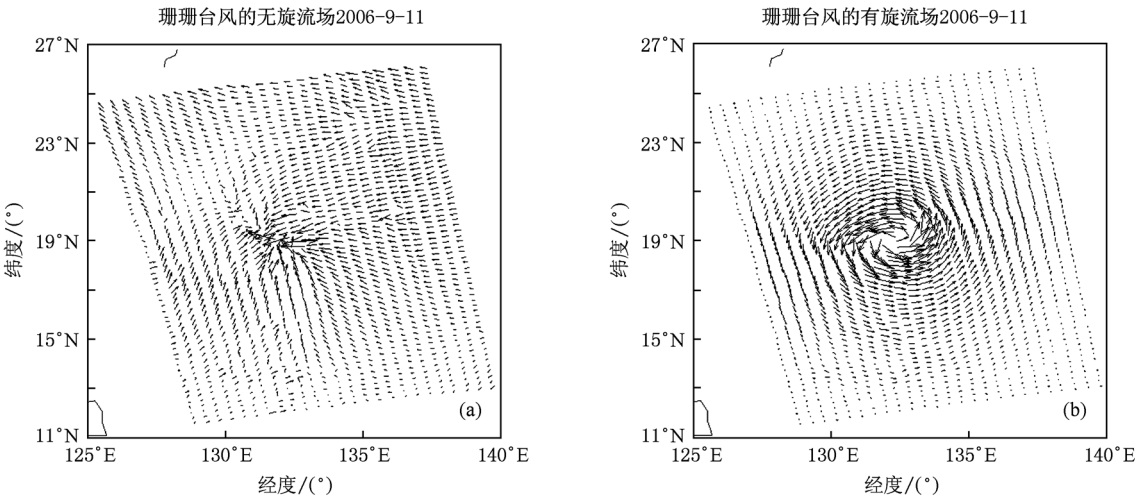


图8 台风珊珊初生发展阶段的风场 (a)变分分解得到的无旋流场;(b)变分分解得到的有旋流场

场,通过分离台风风场,可以从图 9(a) 的无旋流场可以看到,在台风转向发展阶段,最明显的特征就是西南风场加大,开始作用台风,台风主体上受西

南风产生的驱动力影响,从报文对比得知,台风开始转向,由东南—西北向移动转向西南—东北向移动. 无旋流场提供了相应信息.

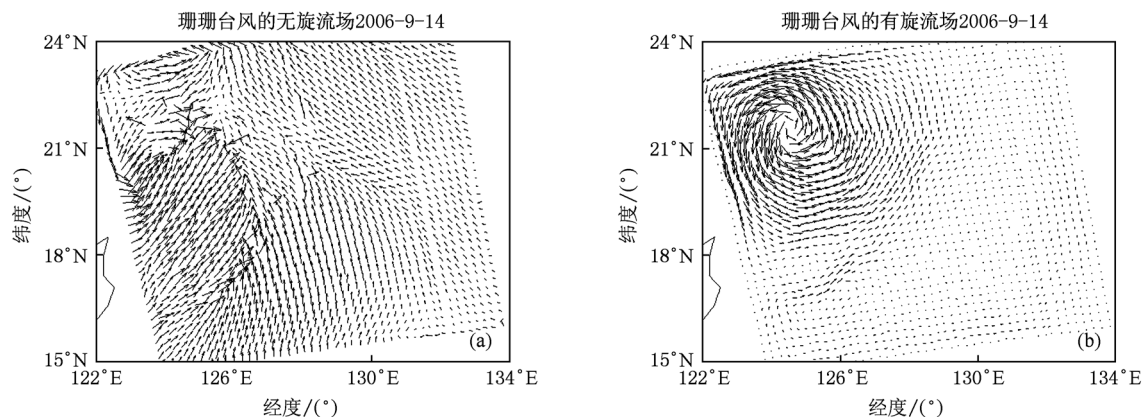


图 9 台风珊珊转向发展阶段的风场 (a) 变分分解得到的无旋流场; (b) 变分分解得到的有旋流场

图 10(a), (b) 则分别显示了散射计在 2006 年 9 月 25 日得到的魔羯台风风场的无旋流场和有旋流场,通过分离台风风场,可以从图 10(a) 的无旋流场看到,在台风成熟消亡阶段,最明显的特征就是台风中心区域

的辐合强烈,台风中心进行剧烈的填塞,此外,台风主体上仍受强西南风产生的驱动力影响,从报文对比得知,台风继续向西南—东北向快速移动,并逐渐消亡,无旋流场提供了与报文相一致的信息.

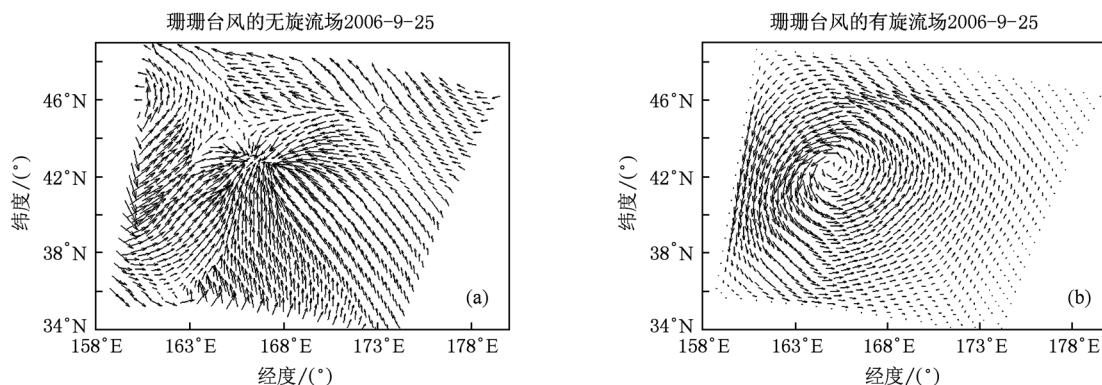


图 10 台风魔羯成熟消亡阶段的风场 (a) 变分分解得到的无旋流场; (b) 变分分解得到的有旋流场

5.3. 两种反演台风气压中心方法的对比分析

在 5.2 节中,我们对散射计得到的海面风场利用变分方法进行了分解,从分解出的无旋流场得到了关于台风移向和发展的相关信息. 对于分解出的有旋流场,利用模式进行海平面气压场的反演,从而确定有旋流场对台风气压中心定位的重要作用. 为了检验本文提出的新方法的有效性和可行性,针对魔羯台风(0614 号)进行了系统分析,在该次台风的生命周期中,共选取了 5 个不同时次的 QuikSCAT 散射计风场资料(QuikSCAT 散射计覆盖完全覆盖台风区域),不同途径得到的台风气压中心位置的

结果见表 2,在该次台风过程中,反演得到的台风气压中心位置见图 11.

台风的中心定位主要是依靠红外云图来实现,并根据有眼与无眼等情况来进行分析处理,在一定程度上依赖于分析人员的主观判断. 本文利用星载微波散射计这一新的探测工具,提出了对台风中心定位的新方法,该方法利用散射计资料即可对台风中心实施快速定位,并且避免了分析人员的主观因素对结果的影响. 从实例分析可以看出,随着台风的发展成熟,有旋风场的提取对于台风中心的定位具有明显的正效应,进一步改进了台风中心定位的效果.

表 2 不同途径得到的台风气压中心位置的结果

比较时次(世界时)	年鉴资料	直接反演结果		有旋流场反演结果		NCEP ^③	
	中心位置 ^①	中心位置	偏差/km ^②	中心位置	偏差/km ^②	中心位置	偏差/km ^②
9月17日07:19—07:29	157.7°E 21.0°N	157.25°E 19.75°N	146.708	157.25°E 19.75°N	146.708	159.0°E 21.0°N	134.975
9月19日19:14—19:24	156.54°E 19.78°N	156.75°E 19.25°N	62.952	156.50°E 19.25°N	59.147	157.0°E 20.0°N	53.971
9月21日20:04—20:14	144.6°E 22.97°N	144.0°E 22.5°N	80.763	144.25°E 22.5°N	63.411	145.0°E 22.0°N	115.418
9月24日18:50—19:00	155.81°E 38.55°N	156.75°E 38.5°N	81.952	156.5°E 38.5°N	60.282	157.0°E 40.0°N	191.014
9月25日07:03—07:13	164.47°E 42.28°N	165.0°E 42.0°N	53.657	165.0°E 42.25°N	43.718	164.0°E 43.0°N	88.782

注①:台风年鉴确定的台风气压中心位置,在魔羯台风的生命周期中,对报文资料的最佳台风路径采用时间插值的方法,使之与 QuikSCAT 散射计扫描时间相一致;注②:球面两点间的距离由下式求解: $d = R \cdot \text{abs}(\text{acos}(\sin(\text{lat1}) \cdot \sin(\text{lat2}) + \cos(\text{lat1}) \cdot \cos(\text{lat2}) \cdot \cos(\text{lon2} - \text{lon1})))$, d 为两点的距离(单位:m), R 为地球半径(单位:m), $(\text{lat1}, \text{lon1})$ 和 $(\text{lat2}, \text{lon2})$ 分别为两点的经纬度(单位为弧度制);注③:NCEP 资料的时次选择与反演时次最接近的.

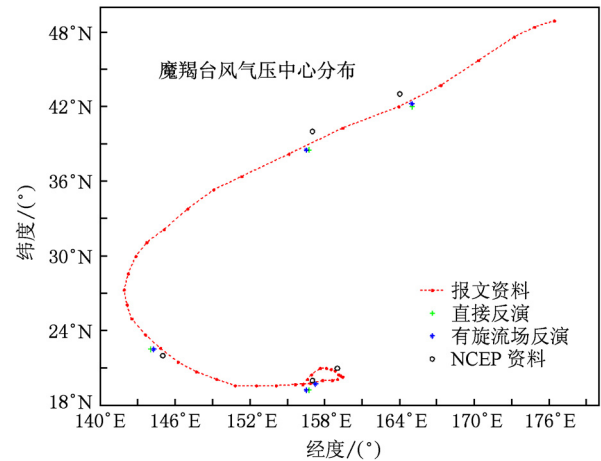


图 11 直接反演出、有旋流场反演出和 NCEP 资料提供的台风气压中心位置与台风年鉴的比较

6. 结 论

本文利用 QuikSCAT 散射计资料所获取的海面

风场资料,借助于华盛顿大学的边界层模式,反演得到了海平面气压场,通过对不同发展阶段的台风风场的反演,分析并讨论了该模式的反演结果,验证了该模式反演海平面气压场具有一定的准确性,但仍需进一步改进,首先,需要对海洋行星边界层动力过程的描述更加细致;其次,需要考虑引进更加真实而有效的海洋边界气象要素信息. 本文提出了利用变分方法对台风风场提取最大有旋风场,再借助华盛顿大学的边界层模式来对台风海平面气压场进行反演. 事实说明,此种方法可在原有基础上进一步提高台风中心气压的定位效果. 希望能为散射计资料在台风中的研究提供一些参考和借鉴.

感谢美国华盛顿大学的 Patoux J 教授在模式运行方面的热情帮助和讨论,以及美国 PODAAC 提供的 QuikSCAT 散射计 L2b 数据.

[1] Brown R A, Levy G 1986 *Mon. Wea. Rev.* **114** 2197

[2] Brown R A, Zeng L 1994 *J. Appl. Meteor.* **33** 1088

[3] Hsu C S, Wurtele M G 1997 *J. Appl. Meteor.* **9** 1249

[4] Zierden D F, Bourassa M A, O' Brien J J 2000 *J. Geophys. Res.* **105** 23967

[5] Patoux J, Brown R A 2002 *J. Appl. Meteor.* **41** 133

[6] Patoux J, Foster R C, Brown R A 2003 *J. Appl. Meteor.* **42** 813

[7] Patoux J, Hakim G J, Brown R A 2005 *Mon. Wea. Rev.* **133** 863

[8] Patoux J, Foster R C, Brown R A 2008 *J. Appl. Meteor.* **47** 835

[9] Zhang F, Liu Y D 2008 *Progress in Natural Science* **11** 1288 (in Chinese) [张帆、刘宇迪 2008 自然科学进展 **11** 1288]

[10] Zhang L, Huang S X, Liu Y D, Zhong J 2010 *Acta Phys. Sin.* **59** 2889 (in Chinese) [张亮、黄思训、刘宇迪、钟剑 2010 物理学报 **59** 2889]

[11] Huang S X, Cai Q F, Xiang J, Zhang M 2007 *Acta Phys. Sin.* **56** 3022 (in Chinese) [黄思训、蔡其发、项杰、张铭 2007 物理学报 **56** 3022]

- [12] Cao X Q, Huang S X, Du H D 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 3912 (in Chinese) [曹小群、黄思训、杜华栋 2008 物理学报 **57** 3912]
- [13] Zhang L, Huang S X, Zhong J, Du H D 2010 *Acta Phys. Sin.* **59** 7478 (in Chinese) [张亮、黄思训、钟剑、杜华栋 2010 物理学报 **59** 7478]
- [14] Stevens B, Duan J, McWilliams J C, Munnich M, Neelin J D 2002 *J. Clim.* **15** 30
- [15] Zhao M, Miao M Q, Wang Y C 1991 *A course of Boundary Layer Meteorology* (Beijing: Meteorology Press) p1 (in Chinese) [赵鸣、苗曼倩、王彦昌 1991 边界层气象学教程(北京:气象出版社)第1页]
- [16] Patoux J. *UWPBLA. 0 The University of Washington Planetary Boundary Layer (UWPBL) Model.* <http://www.pbl.atmos.washington.edu> [2004]
- [17] Press W H, Teukolsky S A, Vetterling W T, Flannery B P 1992 *Numerical Recipes in FORTRAN: the art of Scientific Computing* (New York: Cambridge University Press) p1
- [18] Troen I, Mahrt L 1986 *Bound. -Layer Meteorol.* **37** 129

A new method of retrieving typhoon's sea level pressure fields and central positions from scatterometer-derived sea surface winds^{*}

Zhang Liang Huang Si-Xun[†] Du Hua-Dong

(Institute of Meteorology, People's Liberation Army University of Science and Engineering, Nanjing 211101, China)

(Received 14 December 2009; revised manuscript received 19 January 2011)

Abstract

First, UWPBL model(the university of washington planetary boundary layer model) is used to retrieve YaGi typhoon sea level pressure from sea surface wind data of SeaWinds which are obtained from QuikSCAT(called direct retrieving) and these strength results are analyzed. Then the variational method is used to decompose the sea surface winds field into two parts: vortex and irrotational environmental flow field, the UWPBL model is used again to retrieve YaGi typhoon sea level pressure from the vortex flow field, the results of typhoon central positions are analyzed by comparing the results with the results of direct retrieving, NCEP data and typhoon annual reports. It turns out that the accuracy of the typhoon sea level pressure central position is obviously improved. This method offers a new idea for the study of typhoon from microwave scatterometer data.

Keywords: scatterometer-derived sea surface winds, variational method, typhoon, sea level pressure field

PACS: 92.60.Fm, 92.60.Gn, 92.60.Qx

^{*} Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos.40775023).

[†] Corresponding author. E-mail: huangxp@yahoo.com.cn