

有限区域风场分解方法及其在台风 SAOMEI 研究中的应用*

周玉淑^{1)†} 曹 洁^{1)‡} 高守亭¹⁾

1) 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

2) 中国科学院研究生院, 北京 100049)

(2007 年 7 月 19 日收到, 2008 年 3 月 20 日收到修改稿)

介绍了有限区域水平风场分解的调和-余弦计算方法, 该方法把函数分成两部分之和. 第一部分是 Laplace 方程在给定边界条件下的解, 由于 Laplace 方程的解是调和函数, 这个部分可称为调和部分, 又因为其与区域内部值无关, 也称外部部分. 第二部分是原始函数与调和部分之差, 这个函数是齐次边条件下 Poisson 方程的解, 只与区域内部的涡度或散度有关, 故称为内部部分, 可以展开成双傅氏的余旋函数系列. 调和-余弦计算方法的求导都是用谱系数进行, 计算精度比常用的差分方法高两阶以上. 而且, 由于外部部分对应的边界条件物理意义清楚, 边界光滑, 成功克服了有限区域流函数和速度势迭代求解出现的计算不稳定、原始风场无法还原、边界上的系统缺失等问题, 可以准确分解和重建有限区域的风场.

利用 NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 的实时分析资料和日本气象厅区域谱模式 (RSM) 20 km 分辨率的再分析资料, 利用调和-余弦算法得到的无辐散风分量 and 无旋风分量, 对 2006 年的 8 号超强台风“桑美”(SAOMEI) 进行风场结构的比较分析. 结果发现, 低层无辐散风比原始风场与台风中心的对应关系更好; 同时, 无旋风分量能更好地显示原始风场上并不明显的低层辐合高层辐散的特征. 大尺度无辐散风分量可以更清晰地显示出台风的水汽输送通道. 从与台风中心的对应关系看, 台风在海上发展阶段, SAOMEI 台风的旋转中心与辐合中心并不是时时重合, 这个特点只能通过风场分解才能得到. 此外, SAOMEI 登陆以后, 南部洋面上发展起来的对流活动从水汽和能量补充方面都不利于 SAOMEI 的维持. 可见, 分解后的无辐散风场和无旋风场能更清楚地体现出 SAOMEI 的风场结构, 在台风结构分析中有重要的推广应用价值.

关键词: 台风, 水平风场分解, 调和-余弦算法

PACC: 9260Y, 9260X, 9260Q

1. 引 言

我国是世界上台风登陆最多、灾害最严重的国家^[1]. 台风造成的暴雨洪涝灾害和风暴潮是造成我国气象灾害和次生灾害的最主要的天气系统之一. 多年来对台风的研究一直是一个重要的课题, 内容涉及台风的运动机理和路径预报方法、发生发展及结构和强度变化、登陆和变性过程、登陆后的衰减和维持机理及其引起的暴雨分布等. 目前, 台风的研究和业务预报技术有了很大发展, 预报准确率也有提高, 但提高得不快^[2,3]. 借助于气象卫星、多普勒天气

雷达、自动气象观测站等多种观测手段对台风的全方位精确监测以及数值预报技术和模式的发展, 我国在台风路径的业务预报方面取得了长足的进步, 从 20 世纪 90 年代以来, 特别是最近几年我国台风路径的综合预报误差呈现逐渐减小的趋势. 但是, 在台风结构和强度预报方面, 国内外近 10 年来基本上都没有进步. 随着中尺度数值模式的发展和广泛应用, 对台风的数值模拟研究迅速增多, 对台风结构强度等的分析主要依赖于模式输出结果, 这样对模式的精度和模拟过程的有效性的要求很高, 远高于模式本身的发展水平. 近些年来, 雷达、卫星等高时间分辨率的非常规资料逐渐进入气象学研究范畴, 在

* 国家重点基础研究发展规划(批准号: 2009CB421505), 中国科学院知识创新方向性项目(批准号: KZCX2-YW-206-4), 国家自然科学基金(批准号: 40505009)和中国科学院海外杰出学者基金(批准号: 2005-2-16)资助的课题.

† E-mail: zys@mail.iap.ac.cn

台风和暴雨模拟预报等方面得到了广泛应用^[4-6],大大提高了数值模拟的精度,但模拟资料的无辐散风和无旋转风是完全混在一起的,无法分别分析它们在台风发展过程中的作用以及它们之间的相互作用.用了如此繁多的观测资料和模式输出资料,现在还缺少的一种从资料本身出发提取台风内部结构信息的方法.这个方法涉及到有限区域台风风场的分解问题.如何建立一套简单、有效且可行的方法,能细致分析出台风的动热力结构,从而加深对台风系统结构的了解,提高对台风天气的监测和预警水平,对科学研究和业务应用都是颇有价值的一个内容.

2. 有限区域风场分解的调和-余弦方法和原理

对水平风场进行分解的有效技术是通过流函数和速度势的计算来实现的.根据 Helmholtz 原理,水平风矢量可以分解为无辐散风和无旋风两个分量,即

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_\psi + \mathbf{V}_\chi, \quad (1)$$

其中, $\mathbf{V}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla\psi$ 是无辐散风分量, $\mathbf{V}_\chi = \nabla\chi$ 是无旋风分量, ψ 是流函数, χ 是速度势.根据(1)式,流函数和速度势满足如下方程:

$$\nabla^2\psi = \Omega, \quad (2)$$

$$\nabla^2\chi = -D, \quad (3)$$

其中 Ω 和 D 分别是垂直涡度和水平散度.

对于全球大气,在周期边界条件下求解如(2)和(3)式所示的 Poisson 方程,便可以得到全球区域流函数、速度势的准确解.对于有限区域问题,到目前为止,由于计算过程和边界条件限制,满足既无辐散又无旋转的流场加到真实的流函数速度势场上,不会影响分解得到的速度场,即方程解不唯一.为了在有限区域得到唯一的流函数和速度势的解,就必须有其他的限制条件.对于有限区域的求解,在计算区域的四周边界上需要给定一定的边条件,这个边界条件表示为

$$\mathbf{s} \cdot \mathbf{V} = \frac{\partial\psi}{\partial n} + \frac{\partial\chi}{\partial x} = v_s, \quad (4)$$

$$\mathbf{n} \cdot \mathbf{V} = -\frac{\partial\psi}{\partial s} + \frac{\partial\chi}{\partial n} = v_n, \quad (5)$$

关于在有限区域中求解边条件(4)和(5)下的 Poisson 方程(2)和(3)的问题,科学家做出了很多努力^[7-13],也得到了简化的一次、二次及它们的各种组合边条

件,使最终求得的解满足一定要求.具体来说,对速度势就是要符合实际散度场的分布,对流函数就是要符合实际涡度场的分布.但这些方法都是为了可以求解而对这两个数学表达式作出单纯的数学处理,物理意义和计算精度都很不够.后来, Lynch^[14]发现,有限区域流函数和速度势的解是不唯一的, Chen 等人^[15]又给出了数学证明.

针对以往在求解有限区域流函数、速度势方面常常出现的由边界处理不当导致的问题诸如计算不稳定、原始风场无法还原、边界上的系统缺失等, Chen 等人^[15,16]相继提出求解有限区域流函数、速度势的两种新方法——调和-正弦谱展开法和调和-余弦谱展开法.他们从数学方程求解出发,在已有解不唯一性证明的基础上,重新定义了求解方法准确与否的标准,即用求解得到的流函数和速度势去重建风场,看能否得到与原始风场基本一致的新风场,这也是解唯一在物理上的判别标准.有限区域调和-正弦/余弦谱展开法的主要思想是:首先把整个求解区域分为内、外两个部分,各物理量分别由内部变量和外部变量单独决定,通过分别求解物理量的外部部分满足的耦合边值下的 Laplace 方程得到调和函数形式的解,以及求解内部部分满足的齐次边值下的 Poisson 方程得到用正弦和余弦级数展开的解,便得到有限区域的流函数和速度势.再根据方程(1)完成风场重建.调和部分完全由边界条件决定,内部部分由区域内部的涡度和散度决定.二者分别求解后,可得到有限区域的流函数和速度势.这样求得的流函数和速度势能反演出与初始风场一致的风场,特别是在边界上,既满足了原始风场的形势,又不存在重建的风场与内部涡度散度不协调的问题,有效地解决了边界条件对有限区域风场分解与重建的影响.

由于气象观测中没有作为一次边条件形式的流函数和速度势的资料,所以调和-余弦算法针对的二次边条件问题的求解更准确.下面假定求解的有限区域为矩形区域 R , 边界是闭合曲线 Σ , 则调和-余弦算法的基本求解步骤为

I. 通过观测的 u, v 风场,用谱求导方法计算区域 R 里的涡度 Ω 和散度 D .

II. 求解 Poisson 方程

$$\begin{aligned} \nabla^2\psi_{ic} &= \Omega, \\ \nabla^2\chi_{ic} &= D, \end{aligned} \quad (6)$$

其二次零边条件为

$$\begin{aligned}
-\frac{\partial\psi_{ic}}{\partial y} + \frac{\partial\chi_{ic}}{\partial x} &= 0, \\
\frac{\partial\psi_{ic}}{\partial x} + \frac{\partial\chi_{ic}}{\partial y} &= 0.
\end{aligned}
\tag{7}$$

通过方程(6)求解得到由双傅里叶余弦函数展开形式的流函数和速度势的内部部分,即

$$\begin{aligned}
\psi_{ic}(x,y) &= F^{-1}[\Phi_i(m,n)] \\
&= \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N \Phi_i(m,n) \cos \frac{m\pi x}{L_x} \\
&\quad \times \cos \frac{n\pi y}{L_y},
\end{aligned}
\tag{8}$$

$$\begin{aligned}
\chi_{ic}(x,y) &= F^{-1}[X_i(m,n)] \\
&= \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N X_i(m,n) \cos \frac{m\pi x}{L_x} \\
&\quad \times \cos \frac{n\pi y}{L_y},
\end{aligned}
\tag{9}$$

其中, F^{-1} 是傅里叶逆变换算子, Φ 和 X 是针对流函数和速度势作了有限区域傅里叶余弦变换得到的双余弦展开式, 具体表达式为

$$\begin{aligned}
\Phi[\psi_{ic}(x,y)] &= \Phi_i(m,n) \\
&= \frac{4}{L_x L_y} \int_0^{L_x} \int_0^{L_y} \psi_{ic}(x,y) \\
&\quad \times \cos \frac{m\pi x}{L_x} \cos \frac{n\pi y}{L_y} dx dy,
\end{aligned}
\tag{10}$$

$$X[\chi_{ic}(x,y)] = X_i(m,n)$$

$$\begin{aligned}
&= \frac{4}{L_x L_y} \int_0^{L_x} \int_0^{L_y} \chi_{ic}(x,y) \\
&\quad \times \cos \frac{m\pi x}{L_x} \cos \frac{n\pi y}{L_y} dx dy,
\end{aligned}
\tag{11}$$

其中下标 i 表示内部部分(inner part), 下标 c 表示余弦函数展开。

III. 由计算出的 ψ_{ic} 和 χ_{ic} , 利用二维 Helmholtz 原理得到水平风场的内部分量 U_{ic} 和 V_{ic} 为

$$\begin{aligned}
U_{ic} &= -\frac{\partial\psi_{ic}}{\partial y} + \frac{\partial\chi_{ic}}{\partial x} = u_{1\psi} + u_{1\chi}, \\
V_{ic} &= \frac{\partial\psi_{ic}}{\partial x} + \frac{\partial\chi_{ic}}{\partial y} = v_{1\psi} + v_{1\chi}.
\end{aligned}
\tag{12}$$

IV. 计算观测的外部风场

$$\begin{aligned}
U_{Ec} &= U - U_{ic}, \\
V_{Ec} &= V - V_{ic}.
\end{aligned}
\tag{13}$$

V. 利用IV得到的耦合边界条件

$$\begin{aligned}
-\frac{\partial\psi_{hc}}{\partial y} + \frac{\partial\chi_{hc}}{\partial x} &= U_{Ec}, \\
\frac{\partial\psi_{hc}}{\partial x} + \frac{\partial\chi_{hc}}{\partial y} &= V_{Ec}.
\end{aligned}
\tag{14}$$

求解 Laplace 方程

$$\begin{aligned}
\nabla^2 \psi_{hc} &= 0, \\
\nabla^2 \chi_{hc} &= 0.
\end{aligned}
\tag{15}$$

其中下标 h 代表调和函数部分(harmonic part).

通过迭代求解(具体系数的计算参见文献[16]), 最终得到流函数和速度势的调和分量, 即

$$\begin{aligned}
\psi_h(x,y) &= \frac{1}{4L_x} [\psi_w(0) + \psi_e(0)]x^2 + \frac{1}{4L_y} [\psi_s(0) + \psi_n(0)]y^2 - \frac{1}{2}\psi_w(0)x - \frac{1}{2}\psi_s(0)y + C_\psi \\
&\quad + \sum_{m=1}^M \frac{L_x}{m\pi} \left\{ \frac{\psi_n(m) \cosh(m\pi y/L_x) + \psi_s(m) \cosh[(m\pi/L_x)(L_y - y)]}{\sinh(m\pi L_y/L_x)} \right\} \cos \frac{m\pi x}{L_x} \\
&\quad + \sum_{n=1}^N \frac{L_y}{n\pi} \left\{ \frac{\psi_e(n) \cosh(n\pi y/L_y) + \psi_w(n) \cosh[(n\pi/L_y)(L_x - x)]}{\sinh(n\pi L_x/L_y)} \right\} \cos \frac{m\pi y}{L_y},
\end{aligned}
\tag{16}$$

$$\begin{aligned}
\chi_h(x,y) &= \frac{1}{4L_x} [\chi_w(0) + \chi_e(0)]x^2 + \frac{1}{4L_y} [\chi_s(0) + \chi_n(0)]y^2 - \frac{1}{2}\chi_w(0)x - \frac{1}{2}\chi_s(0)y + C_\chi \\
&\quad + \sum_{m=1}^M \frac{L_x}{m\pi} \left\{ \frac{\chi_n(m) \cosh(m\pi y/L_x) + \chi_s(m) \cosh[(m\pi/L_x)(L_y - y)]}{\sinh(m\pi L_y/L_x)} \right\} \cos \frac{m\pi x}{L_x} \\
&\quad + \sum_{n=1}^N \frac{L_y}{n\pi} \left\{ \frac{\chi_e(n) \cosh(n\pi y/L_y) + \chi_w(n) \cosh[(n\pi/L_y)(L_x - x)]}{\sinh(n\pi L_x/L_y)} \right\} \cos \frac{m\pi y}{L_y},
\end{aligned}
\tag{17}$$

其中, $\psi_s(0), \psi_w(n), \dots, \psi_w(0), \psi_w(n), \dots$ 都是边界上的流函数和速度势的谱系数, 下标 E, S, W, N 分别表示东、南、西、北四个方位。

VI. 由方程(8)(9)和(16)(17), 得到计算的

有限区域的流函数和速度势分别为

$$\begin{aligned}
\psi &= \psi_{ic} + \psi_{hc}, \\
\chi &= \chi_{ic} + \chi_{hc}.
\end{aligned}
\tag{18}$$

这样求解得到的物理量具有很明确的物理意

义流函数和速度势的内部分量 ψ_i 和 χ_i 完全由有限区域内的涡度和散度决定,边界条件都是齐次的,所以边条件对内部分量没有影响;而调和分量 ψ_{hc} 和 χ_{hc} 是通过求解 Laplace 方程得到的,完全由区域的边界条件决定,因而极值只出现在边界上。从量级上看,内部分量一般都远大于调和分量。在这样的求解过程中,只需要通过极少的迭代次数(一般只要 3—5 次,而以往常用迭代方法基本都要迭代上千次以上)就能达到很好的收敛效果,计算效率和精度都大大提高。除了风场分解以外,Cao 等^[17]将调和-余弦方法从风场分解扩展到 Q 矢量的分解上,也得到了较好分解效果。

从以上计算步骤还可见,调和-余弦算法在进行风场的分解时,是把原始风场的涡度和散度分别给予了无辐散部分和无旋部分,所以,分解后的无辐散部分求解得到的涡度场就是原始风场对应的涡度场,而无旋部分对应的散度场就对应了原始风场的散度场。只是在利用风场分解结果计算涡度和散度时,求导方法是谱求导,求导时只是谱系数在变化,计算精度比原来的差分方法高出至少两阶以上,这也是调和-余弦算法的好处之一。

3. 调和-余弦算法在 SAOMEI 台风风场分解中的应用

由于调和-余弦算法的优越性,以及对台风风场结构分析的需要,本文将把调和-余弦算法用于台风风场分解的分析和应用。

3.1. 台风 SAOMEI 简介

2006 年的第 8 号热带风暴“桑美”(SAOMEI)于 8 月 5 日 20 时在关岛附近洋面上生成,生成后向西北偏西方向移动,强度逐渐增强,7 日 8 时加强为强热带风暴,7 日 14 时加强为台风,9 日 11 时加强为强台风,9 日 18 时继续加强为超强台风,并于 10 日 17 时 25 分在浙江省苍南县马站镇登陆,登陆时中心气压 920 hPa(百帕),近中心最大风力 19 级(风速 68 m/s)。登陆后向偏西方向移动,强度逐渐减弱,10 日 23 时减弱为强热带风暴,11 日 2 时减弱为热带风暴,11 日 6 时进入江西境内,强度继续减弱。SAOMEI 的生命史上最低中心气压曾达 915 hPa,近中心最大风力 60 m/s,915 hPa 强度维持 5.5 h,就登陆时强度而言,是近 50 年来登陆浙江最强的台风,其范围虽

然不大,但风速特大,受影响区域的大风具有毁灭性的威力,霞关观测到的极大风速达 68 m/s,破浙江极大风速历史纪录,为近 50 年来直接登陆我国大陆最强的台风。SAOMEI 是以超强台风的形态出现,强度超强,但是如此超强的台风,其生命期却不是很长,登陆后就逐渐减弱,如何对这种带来狂风灾害的台风进行生消发展机理及结构分析很重要,可为进一步认识这类台风的结构和强度以及预报提供依据。

本文将从 Helmholtz 原理出发,采用调和-余弦算法得到水平风场的旋转和辐散分量,改进常规天气图分析手段,着眼于从风场分解角度揭示台风内部无辐散风与无旋风的特征,分别用 NECP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 的实时分析资料和日本气象厅区域谱模式(RSM)20 km 分辨率的再分析资料,利用调和-余弦算法得到的无辐散风分量和无旋风分量,对 0608 号超强台风“桑美”进行风场结构的分析,以增加对这类台风结构的了解。

3.2. 调和-余弦计算结果分析

按照调和-余弦算法的基本步骤,以 NECP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 的实时分析资料和日本气象厅区域谱模式(RSM)20 km 分辨率的再分析资料为基础,对 2006 年的 8 号台风 SAOMEI 作水平风场分解,以分析这个带来了狂风灾害的台风在发展移动过程中的结构变化特点,结合常规天气图分析方法,以提取更细致的台风结构信息。文中用到的天气图来源于日本气象厅,较大范围的分析用 NECP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 的实时分析资料计算结果,而较小范围的计算以及台风结构分析来源于日本气象厅区域谱模式(RSM)20 km 分辨率的再分析资料的计算结果。图 1 首先显示了 SAOMEI 从强热带风暴到登陆消亡整个过程的移动路径。文中 NECP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 的实时分析资料的整个计算时段包含了 2006 年 8 月 5 日 00UTC 到 12 日 00UTC 共 29 个时次,包含了 SAOMEI 从形成、发展到消亡的整个过程。受区域限制,日本 RSM 模式 20 km 分辨率的再分析资料的计算时次则是从 8 月 9 日到 12 日,包含了 SAOMEI 发展和消亡的过程。

首先来看对应时期的天气图,在 SAOMEI 形成初期,西太平洋上还有另外两个热带风暴:0607 号 MARIA 和 0609 号 BAPHA(图 2(a)),其中, MARIA 形成于 SAOMEI 之前,其沿着副高外围等压线向东北方向移动并逐渐减弱变性为一个温带的锋面气旋

(图 2(b)) 而 BAPHA 是在 SAOMEI 形成并向西北方向移动时,在台湾以东洋面上形成的,形成后也一直向西移动.随着 SAOMEI 的西行和登陆(图 2(c)和(d)),在南海和菲律宾以东的大范围洋面上形成了大范围的低压辐合区(图 2(d)),而且在这个辐合区中对流活动逐渐加强并在菲律宾以西以东分别形成了两个低压对流中心(图 2(e)),因此,来自于西边印度洋和孟加拉湾的水汽不能到达陆地,而是继续向东输送,与来自于太平洋上的气流交汇辐合于菲律宾以东洋面的(20°N,140°E)附近.随后,在这个辐合区又形成了一个热带深对流区(图 2(e)),并发展成为 0610 号热带风暴 WUKONG.从地面天气图的分析可见,在 SAOMEI 的生命期内,热带对流活动非常活跃,大范围的水汽主要集中在洋面上,这可能也是 SAOMEI 在洋面上虽然很强,但登陆后迅速减弱的原因之一.

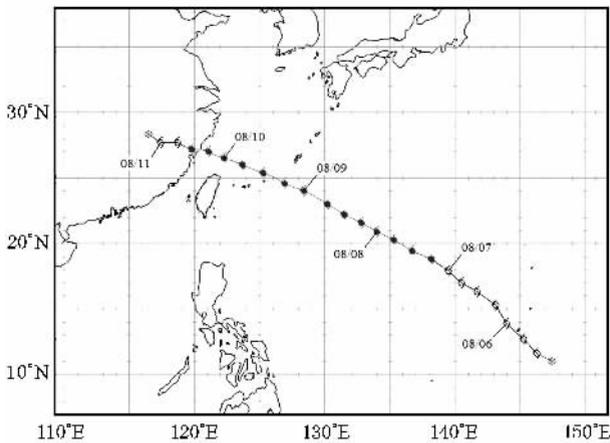


图 1 台风 SAOMEI 移动路径

再从风场分解角度看,SAOMEI 在海上初生阶段,由于 MARIA 和 BAPHA 的存在,在全风场和无辐散风场上,西太平洋地区呈现 3 个涡旋中心(图 3(a)(b)),但是,由无旋风分量显示出的辐合辐散场与台风中心却不是对应的,由图 3(c)可见,在 MARIA 附近没有明显的辐合气流.与图 3(a)和(b)相比,洋面上对应的辐合中心较 SAOMEI 和 BAPHA 的涡旋中心明显偏南.

图 4 给出了 SAOMEI 在洋面上的 8 日 00UTC 原始风场,无辐散风场和无旋风场.相比于台风移动路径可以看出,无辐散风反映出的涡旋中心相对于原始风场能更好地反映台风中心,而无旋风场的辐合中心则不一定与台风中心重合.具体来说,8 日 00UTC 时,原始风场上的 3 个台风环流中心仍然维

持(图 4(a)),但从无辐散风场上可以发现, MARIA 的无辐散风分量已经不具备涡旋性质(图 4(b)),对应区域出现的是辐散气流(图 4(c)),这预示着 MARIA 即将减弱,而事实也是 MARIA 在向东北方向移动的同时逐步减弱变性.在这个时刻,洋面上的辐合中心与 SAOMEI 和 BAPHA 的涡旋中心则是基本对应的.

图 5 给出的是 SAOMEI 即将登陆的 10 日 00UTC 的原始风场,无辐散风场和无旋风场.在 10 日 00UTC,原始风场上的 SAOMEI 位于浙江福建交界处的东部海面(图 5(a)),但在无辐散风分量上, SAOMEI 的涡旋气流已经明显减弱,最强的涡旋中心出现在南海和菲律宾以东的洋面上(图 5(b)), SAOMEI 附近还有弱的辐合气流,但明显的辐合中心以及呈西北-东南走向的辐合线出现在洋面上(图 5(c)).结合图 1 所示的台风路径图以及天气图分析(见图 2),不难发现在 SAOMEI 即将登陆的时候,辐散场对应的台风中心比原始风场和旋转风场要更接近实际的台风中心.从同一时刻 850hPa 上的涡度场(图 5(d))和散度场(图 5(e))分布可见,在与两个台风涡旋对应中心区域为正涡度中心,其他地区涡度都很小,说明该区域的气旋性旋转气流很强.散度场上的分布则显得很凌乱,在 SAOMEI 中心区域更是出现辐合辐散相间的特点,且与正涡度中心对应的是明显的辐散区.如果分析散度场的话,很难确定台风中心位置,此时,分解得到的无旋风场(图 5(c))比散度场能更清楚地体现出台风的辐合区位置.

而登陆后的 11 日 00UTC, SAOMEI 的涡旋环流明显减弱(图 6(a)),旋转活动中心分别出现在菲律宾以西及以东的洋面上(图 6(b)),虽然 SAOMEI 减弱后的涡旋仍维持有弱的辐合,但整个气流辐合中心已经从 10 日 00UTC 的位置南移到西太平洋上的对流活跃区域,如图 6(c)所示,明显不利于陆地上涡旋的维持和发展.可见,分解后的无辐散风场和无旋风场能更好地显示 SAOMEI 登陆后外围环境场对其生命力的影响:一方面在台风 SAOMEI 即将登陆我国浙江地区的几个时次(其他时次图略),无辐散风场显示了在我国南海到西太平洋一带海域的涡旋活动很频繁,削弱甚至阻挡了洋面上的水汽进一步向北边陆地的输送,使得大量的水汽只能沿着洋面上的气旋性环流向东输送到西太平洋上,与来自于副高外围的偏东气流辐合于菲律宾以东的

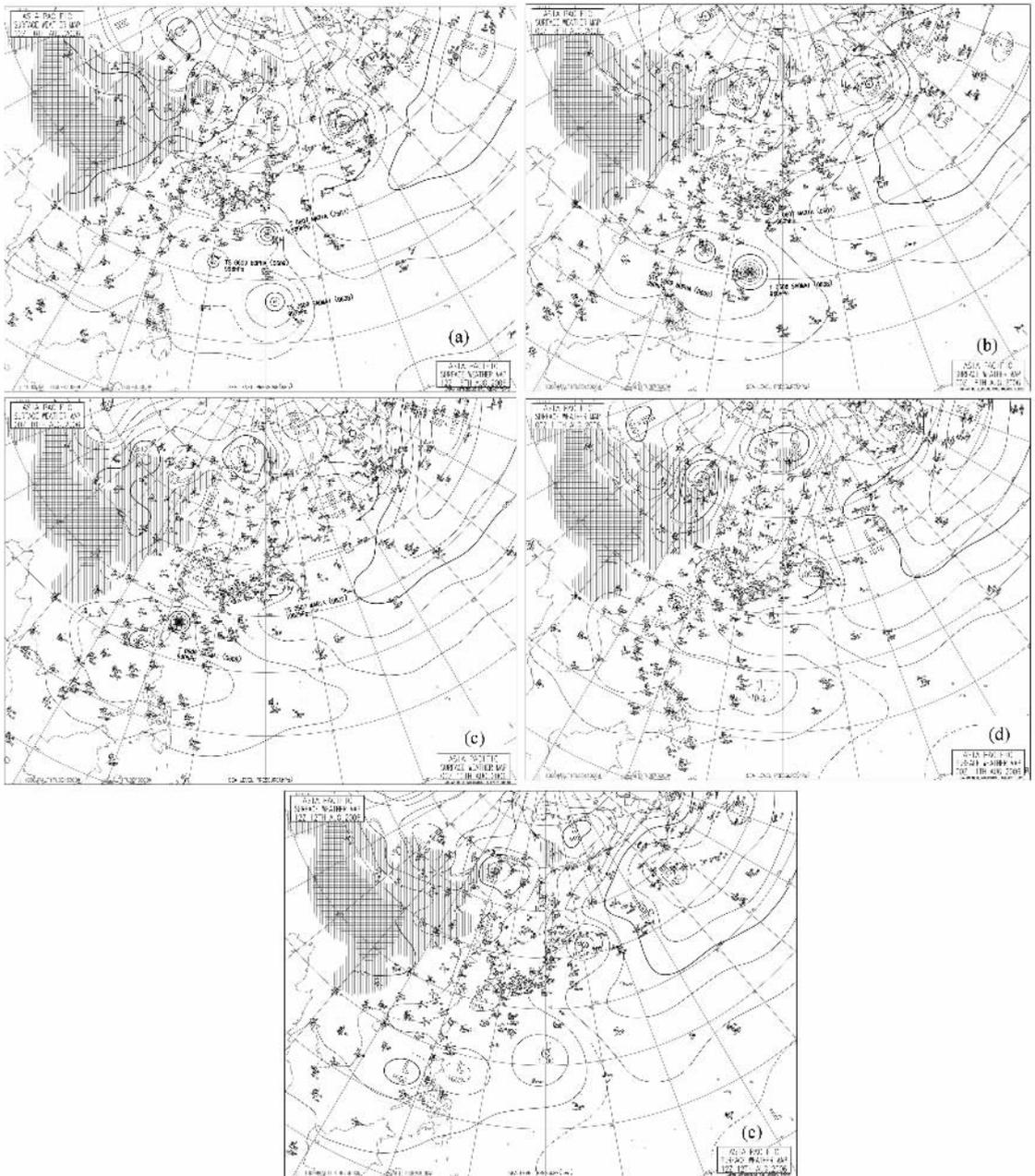


图2 地面天气图 (a)2006年8月6日12UTC;(b)2006年8月8日00UTC;(c)2006年8月10日00UTC;(d)2006年8月11日00UTC(e)2006年8月12日12UTC(阴影区为地形高度高于1500 m区域)

洋面上,不利于登陆后 SAOMEI 的维持和发展,这与前面天气图分析的结果是一致的.从高层 200 hPa 的原始风场和无旋风分量的分布来看(见图 7 和图 8),原始风场上最显著的是南亚高压,在南海和菲律宾以东洋面的高层能分析出弱的辐散,而分解得到的无旋风分量在南亚高压区域及洋面上空的辐散特征都比原始风场要明显得多.而且从图 8 (b)可见,SAOMEI 登陆时,高层 200 hPa 的辐散气流是出现在南亚高压中心、南海以及菲律宾以西及以

东的洋面上,因此在洋面上的低层辐合、高层辐散的环流使得该地区的对流活得以发展.而 SAOMEI 上空没有明显的辐散气流对应,从风场分解的角度分析后,可以发现 SAOMEI 登陆后迅速衰减的原因除了水汽得不到补充以外,也与这种高低层环流的不利配置有关.如果从能量分析的角度来说,可能是 SAOMEI 登陆后,南部洋面上的对流发展吸收了大量的能量,SAOMEI 的动能得不到维持,因而减弱.

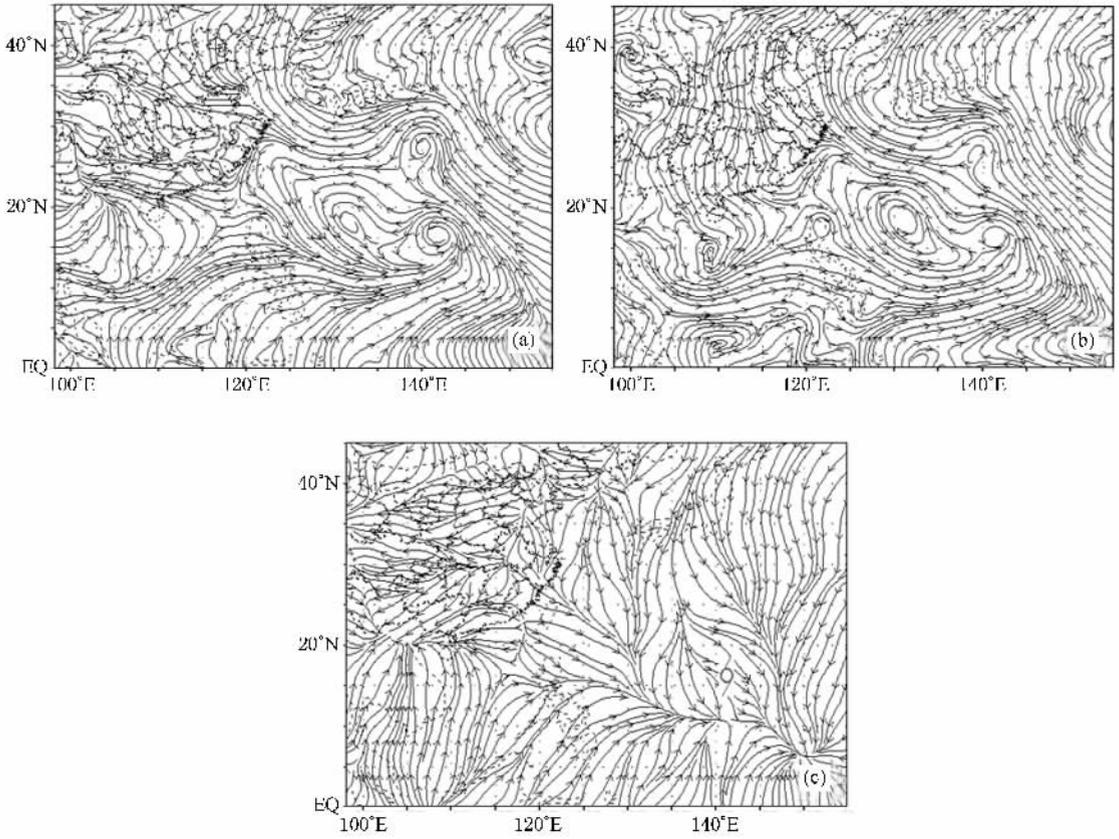


图 3 2006年8月6日12UTC 1000hPa (a)原始风场;(b)无辐散风场;(c)无旋风场

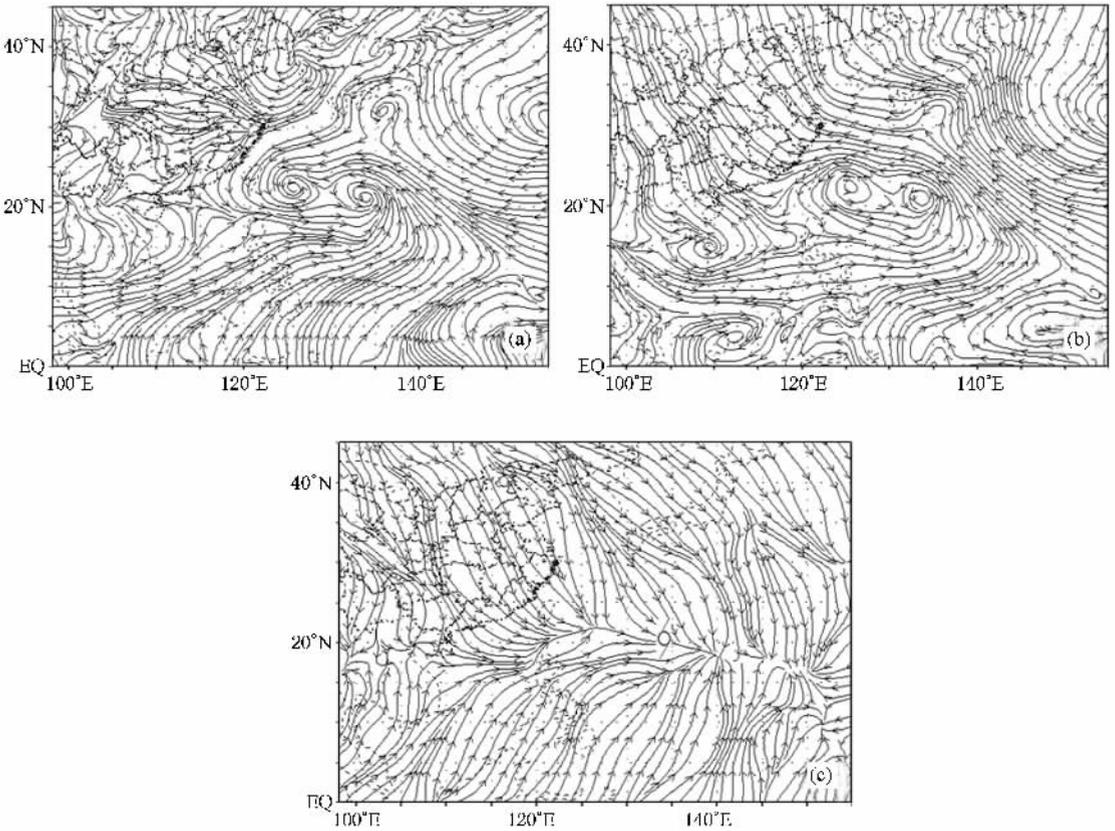


图 4 2006年8月8日00UTC 1000 hPa (a)原始风场;(b)无辐散风场;(c)无旋风场

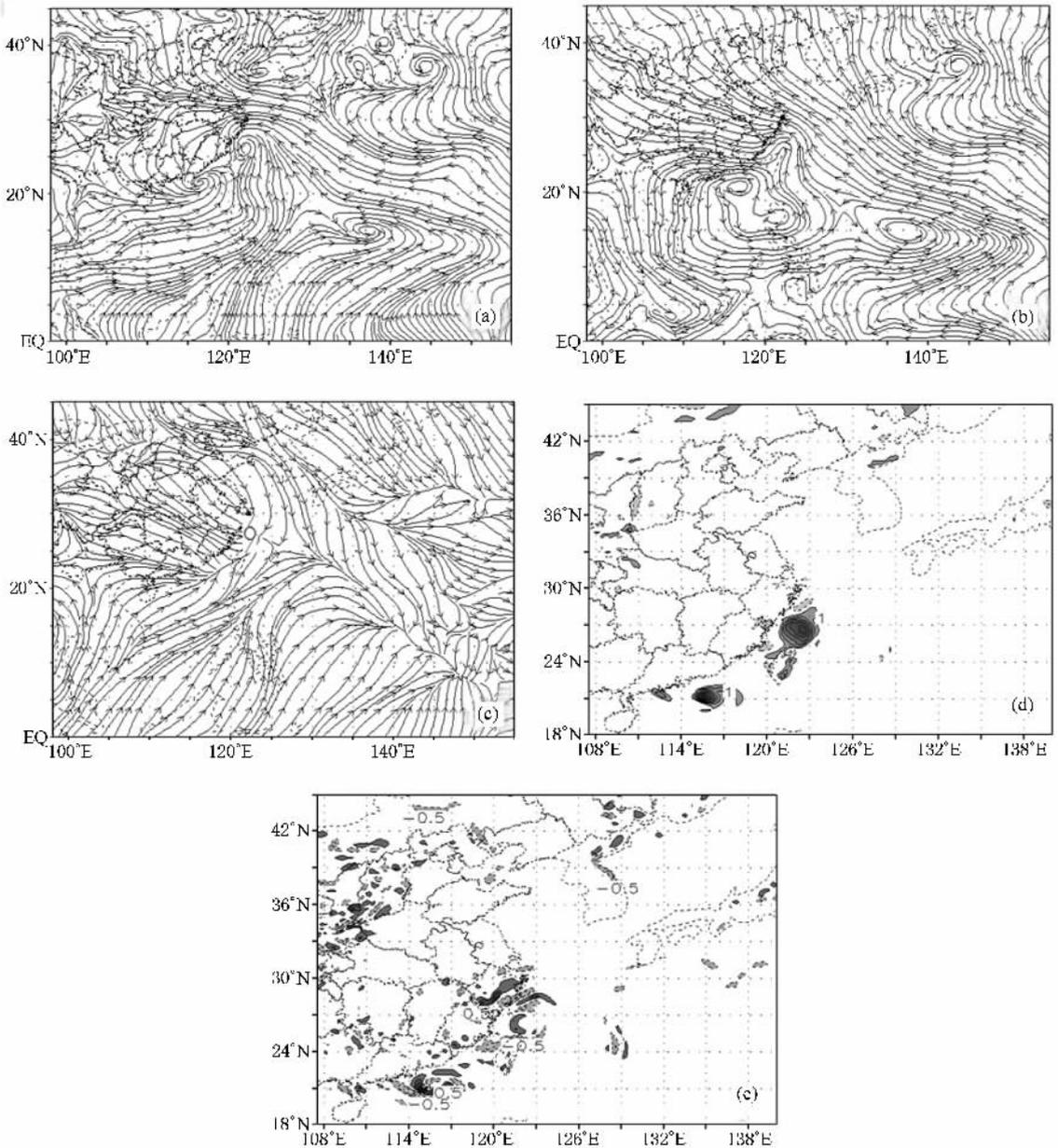


图5 2006年8月10日00UTC 1000 hPa (a)原始风场;(b)无辐散风场;(c)无旋风场 (d)850 hPa 涡度场(阴影区为正涡度,单位: 10^{-4} s^{-1}) (e)850 hPa 散度场(深色阴影区为辐散,浅色为辐合,单位: 10^{-4} s^{-1})

用空间分辨率更细的日本气象厅区域谱模式(RSM)20 km分辨率的再分析资料的计算结果表明,SAOMEI台风的无辐散分量主要表征了台风的非对称结构的特征,如图9(a)(b)所示,无辐散风分量的分布与原始风场基本一致,其量值远大于无旋风分量,说明即使是在高度非地转的台风环流中,无辐散风仍然是主要分量。但是,值得我们关注的是,SAOMEI在850 hPa层上的无旋风分量已经呈现出辐散特征(见图9(c))这与NCEP/NCAR的 $1^\circ \times 1^\circ$ 的实时分析资料的计算结果有所不同,也与我们平时

认为的台风环流在低层辐合的认识有所不同,这是否真实反映了SAOMEI台风中的风场分布结构,还是模式空间分辨率提高后出现的虚假现象都值得我们进一步研究。如果这是SAOMEI风场的真实结构,则可以说明SAOMEI的辐散气流深厚,只有低层很强的辐合才能补偿如此深厚的中高层辐散,因而SAOMEI呈现出超强台风的姿态。事实是否如此,还需要进一步细致的分析。但无论如何,调和-余弦算法在台风风场分解和结构分析方面,都为我们提供了比原始风场更多的信息,有重要的推广应用价值。

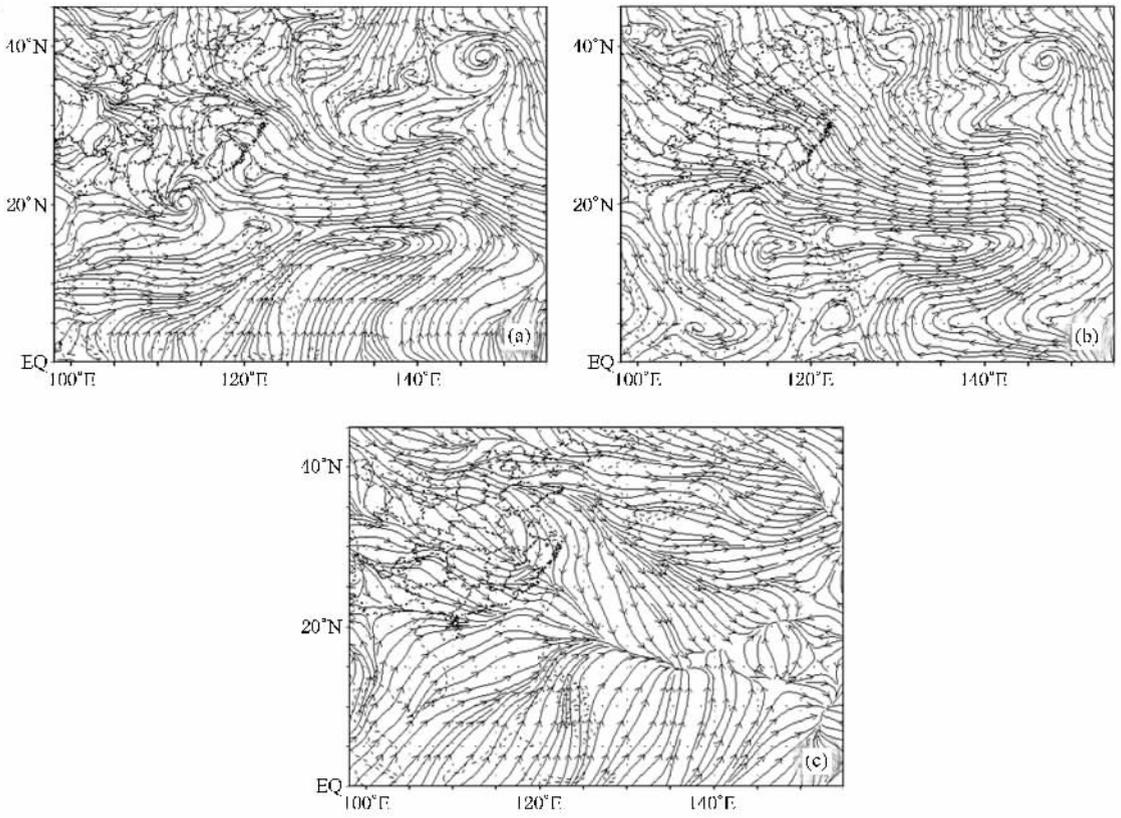


图 6 2006 年 8 月 11 日 00UTC 1000 hPa (a)原始风场;(b)无辐散风场;(c)无旋风场

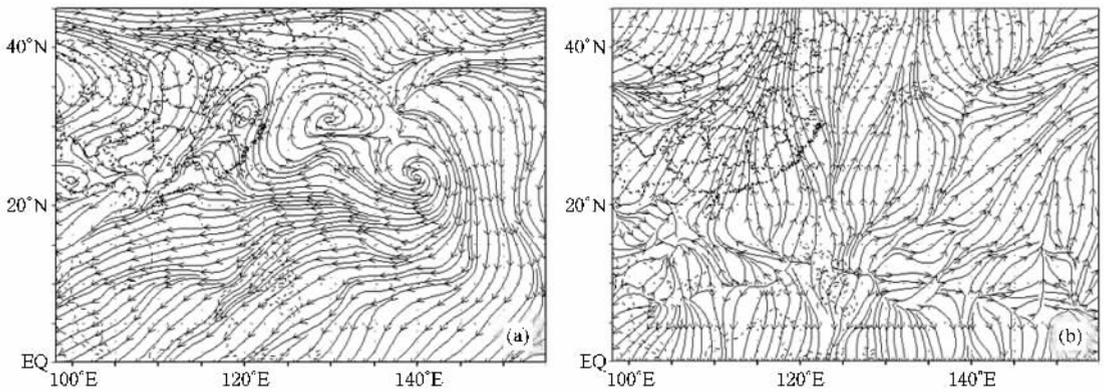


图 7 2006 年 8 月 8 日 00UTC 200 hPa (a)原始风场;(b)无旋风场

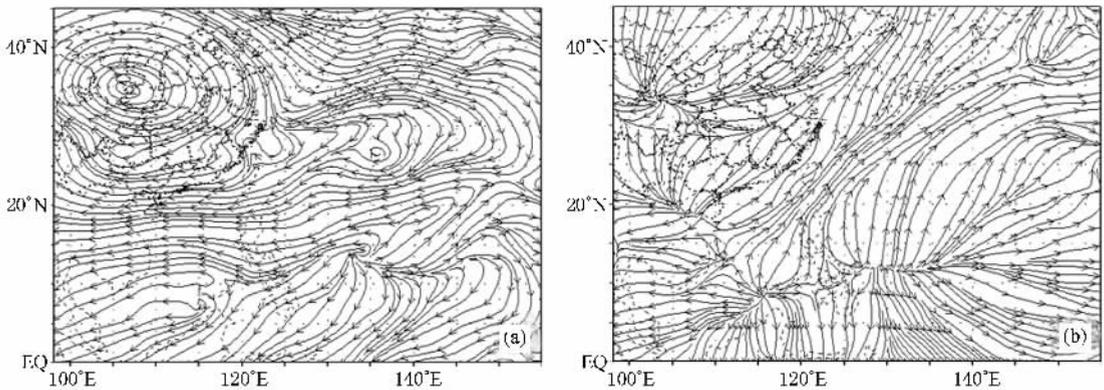


图 8 2006 年 8 月 10 日 12UTC 200 hPa (a)原始风场;(b)无旋风场

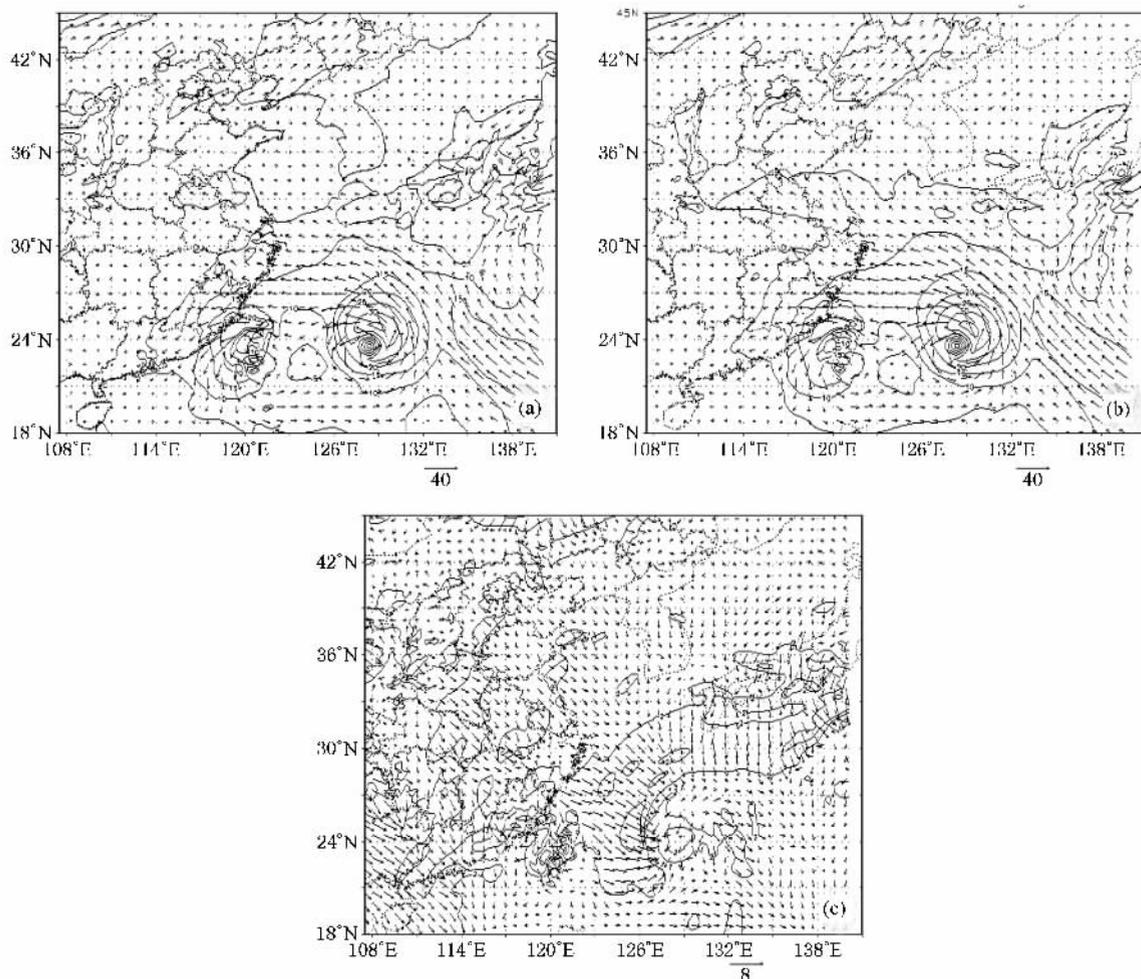


图9 2006年8月9日00UTC 850 hPa (a)原始风场和风速等值线;(b)无辐散风场和风速等值线(c)无旋风场和风速等值线

4. 结论和讨论

调和-余弦计算方法是针对有限区域风场分解和重建发展的一个谱方法.该方法把函数(如水平风场、流函数和速度势)展开成两个部分之和:第一部分是 Laplace 方程在给定边界条件下的解,称为调和部分(外部部分);第二部分是原始函数与调和部分之差,这个函数是齐次边条件下 Poisson 方程的解,称为内部部分,可以用双傅氏的余旋函数系列展开.

利用 NECP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 的实时分析资料和日本气象厅区域谱模式(RSM)20 km分辨率的再分析资料,从有限区域水平风场分解出发,利用调和-余弦算法得到的无辐散风分量和无旋风分量,对2006年的8号超强台风 SAOMEI 进行风场结构的比较分析.结果发现,低层无辐散风中心与台风中心的对应关系比原始风场好.同时,无旋风分量也能更好地显

示原始风场上并不明显的低层辐合,高层辐散的特征.大尺度无辐散风分量可以更清晰地显示出台风的水汽输送通道.此外,SAOMEI 登陆以后,南部洋面上的对流发展从水汽和能量补充方面都不利于 SAOMEI 的维持.从与台风中心的对应关系看,台风在海上发展阶段,SAOMEI 台风的旋转风中心与辐合中心不是时时重合,这个特点只能通过风场分解才能得到.用日本气象厅区域谱模式(RSM)20 km分辨率的再分析资料的计算结果表明,SAOMEI 台风的非对称结构主要体现在无辐散分量部分,而且,无辐散风量值远大于无旋风,表明高度非地转的台风环流中,无辐散风仍然是主要分量.但是,在850 hPa层上的无旋风分量呈现出的辐散特征是否真实反映了 SAOMEI 台风中的风场分布结构,还是模式空间分辨率提高后出现的虚假现象都值得我们进一步研究.但无论如何,调和-余弦算法在台风风场分解和结构分析方面,都为我们提供了比原始风场更多的

细节,因此,其在台风风场分解和结构分析中将具有重要的应用前景.

-
- [1] Chen L S , Ding Y H 1976 *Tropical Cyclone in West Pacific* (Beijing : Science Press) [陈联寿、丁一汇 1976 西太平洋台风概论(北京:科学出版社)]
- [2] Chen L S 2006 *J. Appl. Meteor. Sci.* **17** 672 (in Chinese) [陈联寿 2006 应用气象学报 **17** 672]
- [3] Cheng Z Q , Chen L S , Xu X D 2005 *Meteorology* **31** 3 (in Chinese) [程正泉、陈联寿、徐祥德 2005 气象 **31** 3]
- [4] Gao K , Xu Y M 2001 *Chin. J. Atmos. Sci.* **25** 740 (in Chinese) [高 坤、徐亚梅 2001 大气科学 **25** 740]
- [5] Zhang Q H , Liu Q H , Wang H Q 2000 *Chin. Sci. Bull.* **45** 1988 (in Chinese) [张庆红、刘启汉、王洪庆 2000 科学通报 **45** 1988]
- [6] Deng G , Zhou Y S , Li J T 2005 *Chin. J. Atmos. Sci.* **29** 417 (in Chinese) [邓 国、周玉淑、李建通 2005 大气科学 **29** 417]
- [7] Bijlsma S J , Hafkensheid L M , Lynch P 1986 *Mon. Wea. Rev.* **114** 1547
- [8] Philips N A , 1957 *J. Meteor.* **14** 184
- [9] Sangster W E 1960 *J. Meteor.* **17** 166
- [10] Brown J , Neilon J R 1961 *Mon. Wea. Rev.* **89** 83
- [11] Hoskins H F , Rosenthal S L 1965 *Mon. Wea. Rev.* **93** 245
- [12] Shukla J , Saha K R 1974 *Mon. Wea. Rev.* **102** 419
- [13] Stephen J J , Johnson K W 1978 *Mon. Wea. Rev.* **106** 1452
- [14] Lynch P 1987 *Mon. Wea. Rev.* **116** 86
- [15] Chen Q S , Kuo Y H 1992 *Mon. Wea. Rev.* **120** 91
- [16] Chen Q S , Kuo Y H 1992 *Mon. Wea. Rev.* **120** 2653
- [17] Cao J , Gao S T , Zhou Y S 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 2600 (in Chinese) [曹 洁、高守亭、周玉淑 2008 物理学报 **57** 2600]

The method of decomposing wind field in a limited area and its application to typhoon SAOMEI *

Zhou Yu-Shu¹† Cao Jie¹‡ Gao Shou-Ting¹)

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

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

(Received 9 July 2007; revised manuscript received 20 March 2008)

Abstract

The harmonic-cosine series expansion method (H-C method) for horizontal wind is introduced. It divides a function, such as horizontal wind, stream function and velocity potential, into two parts. One is a harmonic function which is the solution of a Laplace equation with nonzero boundary condition, and thus can be called the harmonic part. It is also been called the external part since it is independent of any values inside the limited area. The other is the difference of the original wind and the harmonic part, which is the solution of Poisson equation with homogeneous boundary condition and can be expanded into double Fourier cosine series. It only depends on vorticity or divergence inside the limited area, so it is also called the inner part. The H-C method uses a spectrum approach in calculating derivatives, so it is more precise than the differential ones. The boundary condition given to solve the harmonic part has definite physical meaning and it is well handled in solving stream function and velocity potential in a limited area. Therefore, problems such as the instability in the calculation, the original wind field not being able to be reversed accurately, and the system deficiencies on the boundary occurring in previous methods, are successfully overcome.

Using the NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ analysis data with a time resolution of 6 h, the Regional Spectrum Model (RSM) reanalysis data from Japan Meteorological Agency with a horizontal resolution of 20 km and a time interval of 6 h, we decompose the horizontal wind of super-intensity Typhoon SAOMEI (0608) based on the H-C method. The two parts are called the nondivergent and the irrotational components, respectively. Analyses of the two parts indicate that the typhoon center marked by the nondivergent component at lower levels approaches more closely the observed center than the original wind did. In addition, the nondivergent wind can clearly manifest the water transporting passageway. The phenomenon that horizontal winds converge at lower levels and diverge at upper levels is more obvious in irrotational wind field than that in the original one. Convective activities at the South China Sea and in the west of Philippines confront the development of SAOMEI by blocking off its water transport after it landed. It may be a reasonable explanation for the fact that SAOMEI weakened so rapidly despite of its landing as a super-intensity typhoon. Before it landed, the nondivergent and irrotational centers in wind component fields are not always in the same location. It can only be seen by using the decomposing method for horizontal winds. The two components derived from the H-C method may provide more detailed characteristics than the original wind does. Therefore, this approach would be important in understanding the characteristics of typhoon and can be used widely in the future.

Keywords : typhoon, horizontal wind decomposition, harmonic-cosine method

PACC : 9260Y, 9260X, 9260Q

* Project supported by the State Key Development Program for Basic Research of China (Grant No. 2009CB421505), the Innovation Project of the Chinese Academy of Sciences (Grant No. KZCX2-YW-206-4), the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 40505009) and the Outstanding Overseas Scholars Foundation of Chinese Academy of Sciences (Grant No. 2005-02-16).

† E-mail : zys@mail.iap.ac.cn