

# 东亚地区南北两个风暴源地中风暴的结构和动力学差异<sup>\*</sup>

赵远冰<sup>1</sup> 梁湘三<sup>1,2</sup> 朱伟军<sup>1,2</sup>

ZHAO Yuanbing<sup>1</sup> LIANG Xiangsan<sup>1,2</sup> ZHU Weijun<sup>1,2</sup>

1. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京, 210044

2. 南京信息工程大学海洋科学学院, 南京, 210044

1. *School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2. *School of Marine Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2018-01-11 收稿, 2018-04-19 改回.

赵远冰, 梁湘三, 朱伟军. 2018. 东亚地区南北两个风暴源地中风暴的结构和动力学差异. 气象学报, 76(5):663-679

**Zhao Yuanbing, Liang Xiangsan, Zhu Weijun. 2018. Differences in storm structure and internal dynamics of the two storm source regions over East Asia. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(5):663-679**

**Abstract** Using a new localized multi-scale energetics analysis method and a feature tracking and compositing technique, this study investigates the structure and internal dynamics of the storms over the two storm source regions over East Asia based on data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ReAnalysis (ERA-40). It is found that the two regions are significantly different in both storm structure and internal dynamics. Storms in the south exhibit the bottom-trapped feature with perturbations intensified at the bottom, similar to the most unstable mode in the linear baroclinic model, whereas storms in the north have the largest amplitude in the upper troposphere, just as that described in terms of downstream development. Besides, it is found that storms in the south have stronger ageostrophic winds. Localized multi-scale energetics analysis result shows that they experience both baroclinic instability and barotropic instability. For storms in the north, however, barotropic instability is absent. We find that the buoyancy conversion and diabatic effect are much stronger in the south, which can be attributed to the stronger vertical motion and more vapor content there.

**Key words** Extratropical cyclone, Storm track, Feature tracking, Multiscale energetics, Baroclinic/barotropic instability

**摘要** 基于欧洲中心中期天气预报再分析资料(ERA-40),使用涡旋追踪和合成技术、多尺度子空间变换以及局地多尺度能量分析方法研究了东亚地区南北两个风暴源地中风暴的差异。结果发现,南、北两个源地风暴在结构上和内部动力过程上均存在着显著不同。南支源地(40°N以南)风暴底层比高层强,与线性斜压模式中的最不稳定模态结构相似;而北支源地(40°N以北)风暴则正好相反,与下游发展理论所描述的斜压波结构相似。并且发现,南支源地风暴的非地转风场比北支源地风暴的强。能量学诊断结果显示,南支源地风暴的能量源除了斜压不稳定外,有很大一部分来自正压不稳定,而北支源地风暴中则是存在弱的动能逆尺度传输。此外,南支源地风暴的浮力转换和非绝热做功均比北支源地风暴的强,其主要原因是南支源地风暴的垂直运动更强,风暴中的水汽更加充足。

**关键词** 中纬度气旋, 风暴轴, 特征追踪, 多尺度能量学, 斜压/正压不稳定

**中图法分类号** P443

<sup>\*</sup> 资助课题:国家自然科学基金(41576088、41575070、41705024)、2015江苏省创新团队项目、2015江苏省特聘教授项目、国家行业专项—全球变化和海气相互作用(GASI-IPOVAI-06)。

作者简介:赵远冰,主要从事大气和海洋中的涡流相互作用研究以及风暴轴动力学研究。E-mail: zhaoyuanbing88@126.com

通讯作者:梁湘三。E-mail: san@pacific.harvard.edu

## 1 引言

大气风暴轴是天气尺度扰动最活跃的区域(Blackmon, et al, 1977),在北半球主要有两大风暴轴,即太平洋风暴轴和大西洋风暴轴(Blackmon, et al, 1977; Hoskins, et al, 2002; Chang, et al, 2002; 朱伟军等, 1999, 2000, 2010; 袁超等, 2016; 傅刚等, 2009)。在风暴轴中,天气尺度扰动频繁发生并自西向东移动,这些扰动本质上是斜压波(Charney, 1947; Lim, et al, 1991),它们在大气动量、热量和物质(如水汽)等的输送上有着重要的作用,对维持全球不同纬度地区的物质和能量的平衡起着关键作用。

东亚地区位于太平洋风暴轴的上游,很多温带气旋在那里生成然后东移进入太平洋风暴轴。研究发现,东亚地区的风暴(本文特指温带气旋)活动对太平洋风暴轴有很大影响,例如太平洋风暴轴的“深冬抑制”现象(Nakamura, 1992; 陈懿妮等, 2013)。Penny 等(2010)发现太平洋风暴轴的深冬抑制与上游的风暴数目有关,并进一步指出,冬季  $45^{\circ}\text{N}$  以北地区的风暴发生频数比春秋两季的少,而  $45^{\circ}\text{N}$  以南地区的风暴发生频数则是在冬季最多。实际上,已有的研究(朱乾根等, 1992; 姚素香等 2003; 张颖娴等, 2012; 王艳玲等, 2015; Chung, et al, 1976; Chen, et al, 1991, 2017; Asai, et al, 1988; Hoskins, et al, 2002; Newton, 2004; Wang et al, 2009; Ren, et al, 2011; Zhang, et al, 2012)发现,东亚地区有两个风暴源地,一个位于阿尔泰—萨彦岭背风坡地区,另一个位于中国东部沿海地区。阿尔泰—萨彦岭地区的气旋多为地形诱导产生,而中国东部沿海地区的气旋则多和大气的强斜压区有关(Chen, et al, 1991; Hoskins, et al, 2002)。此外,Chang 等(1999)研究发现东亚上空存在两支波导,一支穿过西伯利亚—中国东北—日本海,另一支沿着印度北部—青藏高原南侧—中国东南部一带,两支波导在下游日本群岛上空合并为一支,然后进入太平洋风暴轴。东亚上空的这两支波导正好与该地区的两个风暴源地重合(Hoskins, et al, 2002)。Chang(2005)进一步指出,南、北两支波导中的斜压波的发生、发展机制可能是不同的,北支波导中的斜压波是源自高空槽和地面气旋之间的锁相(Hoskins, et al, 1985),而南支波导中的斜压波则

是由其他机制产生的。

图 1 给出了基于 850 hPa 相对涡度追踪得到的东亚地区冷季温带气旋的轨迹分布(具体方法请参考文中的方法介绍部分)。可以看到,与已有的研究结果(Chen, et al, 1991)一致,风暴轨迹有两个主要源地,一个位于阿尔泰—萨彦岭背风坡地区,另一个位于中国东部沿海地区,而在两个源地之间的过渡区域( $41^{\circ}\text{N}$  附近)风暴的生成很少。同时,还可以看到南、北两个区域的风暴轨迹与急流的位置关系:南部的风暴路径多位于急流中心地区,而北部的风暴路径与急流中心相距较远。风暴与急流在空间上的这两种不同配置可能会导致南北两个风暴源地中风暴内部动力学过程的不同,以及风暴结构上的差异。虽然已有的研究指出两个风暴源地的风暴可能存在不同,但对两地风暴结构以及其在动力学上的异同并没有做过深入的研究。因此,文中使用特征追踪和合成技术,以及局地多尺度能量分析方法对两个风暴源地的风暴结构以及其局地能量过程进行详细地研究,以期回答以下两个问题:(1)两个风暴源地中风暴在结构上的差异;(2)两个源地中的风暴在发生、发展过程中动力学过程的差异。本研究将有助于更加深入地认识东亚地区的局地天气过程,从而对东亚地区的天气预报有一定的指导作用。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料

所用数据来自欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的 40 年再分析资料(ERA-40)(Uppala, et al, 2005)。ERA-40 是一个覆盖全球的格点数据集,其水平分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ,垂直方向上有 23 层,从 1000 hPa 到 1 hPa,时间分辨率为 6 h 一次,时间跨度从 1957 年 9 月到 2002 年 7 月。关于 ERA-40 的详细信息,可以参考 ECMWF 的网站(<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/era40-daily/levtype=pl/>)。使用的物理变量包括纬向风速( $u$ )、经向风速( $v$ )、垂直速度( $\omega$ )、位势( $\varphi$ )、温度( $T$ )以及比湿( $q$ )。因为本研究主要关注发生在对流层中的风暴,因此选取包含 1000—100 hPa 的所有垂直层次,水平区域选取东亚地区( $20^{\circ} - 70^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ} - 150^{\circ}\text{E}$ ),时间上使用整个序列长度。

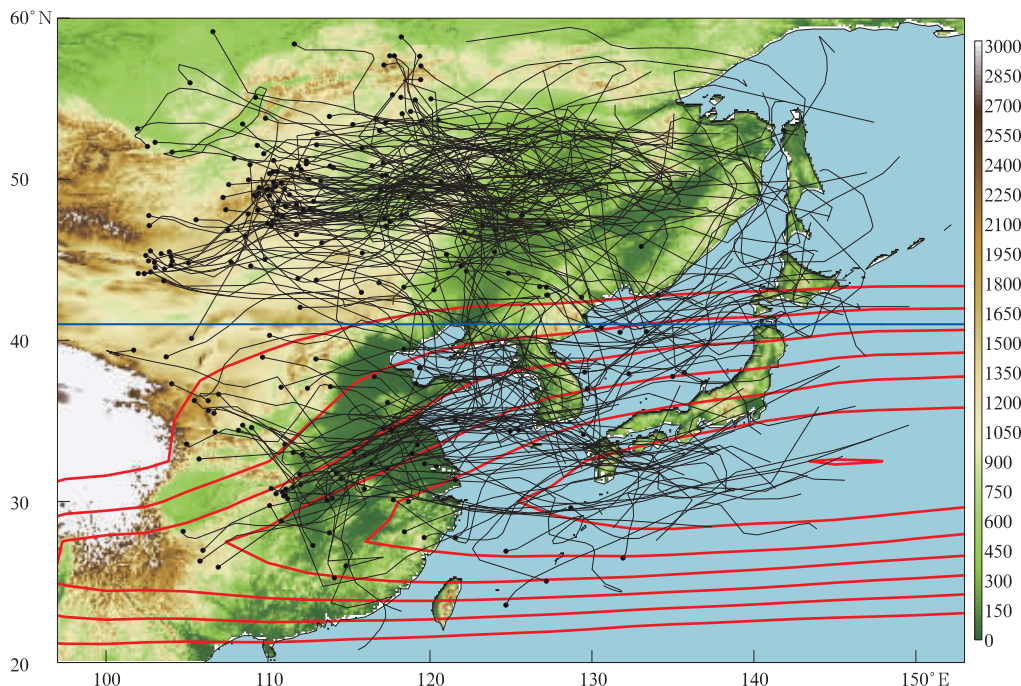


图1 基于  $\xi_{850}$  追踪得到的冷季风暴轨迹样本

(图中灰色细线表示风暴轨迹,黑点表示每条轨迹的起始位置,红色粗线为 300 hPa 纬向风速等值线,从 30 m/s 开始,间隔为 5 m/s;背景阴影给出了地形分布,单位:m)

Fig.1 Samples of storm trajectories based on  $\xi_{850}$  in cold season

(The thin gray lines stand for trajectories, with black dots indicating their respective starting points; the thick red contours represent 300 hPa zonal wind, starting from 30 m/s with an interval of 5 m/s. The terrain height is shown in the color map)

## 2.2 方法

### 2.2.1 局地多尺度能量诊断

基于多尺度能量收支方程的局地能量诊断能定量给出系统内部和外部的能量源和汇,继而给出系统发生、发展的物理机制。本研究使用的能量学诊断方法是局地多尺度能量和涡度分析法(简称为MS-EVA)(Liang, et al, 2005; Liang, 2016),以及基于MS-EVA的局地有限振幅的斜压不稳定和正压不稳定理论(Liang, et al, 2007a)。该方法的创建用到了多个学科的内容,如泛函分析和地球物理流体力学。由于篇幅所限,这里仅对该方法做一个简单的介绍,关于该方法的详细阐述以及其与传统方法的差别,请参阅Liang(2016)。

MS-EVA是建立在一个新的泛函工具——多尺度子空间变换(简称为MWT)(Liang, et al, 2007b)的基础之上。MWT可以将一个函数空间正交地分解成多个尺度子空间表示的直和——每个尺度子空间具有其专属的特征时间尺度,同时保留其

在时间上的局部特性。根据所要研究问题的需要,可以对包含原始(物理)场的空间做任意多个尺度子空间划分。在本研究中,需要两个尺度子空间,即一个低频背景子空间(特征尺度 $\geq 16$  d)和一个天气尺度子空间(特征尺度 $< 16$  d)。为方便起见,用 $\omega = 0$ 和1来分别标记这两者。这里需要说明的是,选择16 d作为天气尺度和低频尺度的分界点,而不是文献中经常提到的2.5—6 d(Blackmon, et al, 1977),因为2.5—6 d的滤波并不能完整地获取天气尺度(尤其是中纬度风暴)信号,甚至会对风暴的结构产生严重的破坏(Chang, 1993; Anderson, et al, 2003)。根据已有的研究,15 d(Deng, et al, 2006)或20 d(Anderson, et al, 2003)的高通滤波场保留了比较完整的风暴信息。根据这些结果,同时考虑到MWT要求时间序列的时次成2的指数次幂,故选择16 d作为两个尺度的分界点。

对于一个时次数为 $N$ 的时间序列 $T(t)$ ,做MWT变换可以得到两个量:一个是尺度子空间的

变换系数,  $\widehat{T}_n^{\omega}$  ( $n=1, 2, \dots, N$ , 和时间  $t$  相对应), 另一个是尺度子空间的重构场 (MWR),  $T^{\omega}(t)$  ( $\omega=0$  和 1)。  $T^{\omega}(t)$  可以简单理解为低/高通滤波后的物理场, 例如天气尺度子空间中的重构场就相当于一个高通滤波场。 MWT 和 MWR 构成一个变换对, 但两者具有完全不同的概念, 前者是相空间中的量, 而后者是物理空间中的量。 MWT 具有很多良好的性质, 其中的一个是边缘化特性, 该性质使得多尺度能量可以简单地表示为 MWT 变换系数的平方 (再乘上某常数), 例如, 时间序列  $T(t)$  中天气尺度变率的能量可以表示为  $(\widehat{T}_n^{-1})^2$ 。 由于  $\widehat{T}_n^{\omega}$  含有时间局

地信息 (体现在下标  $n$  上), 因此 MS-EVA 解决了时间局地性和多尺度分解的矛盾。

在 MWT 的框架下, 根据 Lorenz (1955) 的定义, 子空间  $\omega$  在时间点  $n$  处的有效位能 (APE) 和动能 (KE) 为

$$A_n^{\omega} = \frac{1}{2} c (\widehat{T}_n^{\omega})^2 \quad (1)$$

$$K_n^{\omega} = \frac{1}{2} \widehat{\mathbf{v}}_{h,n}^{\omega} \cdot \widehat{\mathbf{v}}_{h,n}^{\omega} \quad (2)$$

式中,  $\mathbf{v}_h = (u, v)$  为水平速度矢量,  $T$  为温度距平 (去除了平均的垂直廓线  $\bar{T}(z)$ ),  $c$  为一个正比于浮力频率的参数, 其时间演变方程为 (Liang, 2016)

$$\begin{aligned} \frac{\partial A^{\omega}}{\partial t} = & \underbrace{-\nabla \cdot \left[ \frac{1}{2} c (\widehat{\mathbf{v}T})^{\omega} \widehat{T}^{\omega} \right]}_{\Delta Q_A^{\omega}} + \underbrace{\frac{1}{2} c \left[ (\widehat{\mathbf{v}T})^{\omega} \cdot \nabla \widehat{T}^{\omega} - \widehat{T}^{\omega} \nabla \cdot (\widehat{\mathbf{v}T})^{\omega} \right]}_{\Gamma_A^{\omega}} + \underbrace{\widehat{\omega}^{\omega} \widehat{\alpha}^{\omega}}_{-b^{\omega}} + \\ & \underbrace{\frac{1}{2} \widehat{T}^{\omega} (\omega T)^{\omega} \frac{\partial c}{\partial p} + \frac{1}{T} \widehat{T}^{\omega} (\omega \alpha)^{\omega}}_{S_A^{\omega}} + F_A^{\omega} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial K^{\omega}}{\partial t} = & \underbrace{-\nabla \cdot (\widehat{\mathbf{v}}_h^{\omega} \widehat{\Phi}^{\omega})}_{\Delta Q_P^{\omega}} + \underbrace{\frac{1}{2} \{ (\widehat{\mathbf{v}v}_h)^{\omega} : \nabla \widehat{\mathbf{v}}_h^{\omega} - [\nabla \cdot (\widehat{\mathbf{v}v}_h)^{\omega}] \cdot \widehat{\mathbf{v}}_h^{\omega} \}}_{\Gamma_K^{\omega}} + \\ & \underbrace{\left( -\nabla \cdot \left[ \frac{1}{2} (\widehat{\mathbf{v}v}_h)^{\omega} \cdot \widehat{\mathbf{v}}_h^{\omega} \right] \right)}_{\Delta Q_K^{\omega}} + \underbrace{\left( -\widehat{\omega}^{\omega} \widehat{\alpha}^{\omega} \right)}_{b^{\omega}} + F_K^{\omega} \end{aligned} \quad (4)$$

式中,  $\omega=0$  和 1。 在式(3)–(4)中,  $\mathbf{v} = (u, v, \omega)$  是三维速度矢量, 其他符号和传统一致。 为简洁起见, 方程中各项省去了下标  $n$ 。 方程(4)中的  $(:)$  表示两个并矢的乘积, 对于两个并矢  $\mathbf{AB}$  和  $\mathbf{CD}$  的乘积, 其满足  $(\mathbf{AB}) : (\mathbf{CD}) = (\mathbf{A} \cdot \mathbf{C})(\mathbf{B} \cdot \mathbf{D})$ 。

可以看到, 在 MWT 的框架下多尺度能量方程拥有简洁的形式, 也即动能和有效位能方程在每一个子空间中的形式相同。 式(3)、(4)中各项的命名和传统方法 (Orlanski, et al, 1991; Chang, 1993; Yin, 2002) 中的相对应, 但这些严格意义上导出的量无论从物理含义还是数学表达来说都很不一样 (见下)。 式(3)中, 左边是有效位能的时间变率; 右边第 1 项 ( $\Delta Q_A^{\omega}$ ) 是子空间  $\omega$  中有效位能通量辐合 (注意负号); 第 2 项 ( $\Gamma_A^{\omega}$ ) 是从其他子空间到子空间  $\omega$  中的有效位能传输 (又称斜压传输); 第 3 项 ( $b^{\omega}$ ) 是子空间  $\omega$  中动能和有效位能之间的转换, 称为浮力转换, 这里定义有效位能向动能的转换为正; 第 4

项和第 5 项之和 ( $S_A^{\omega}$ ) 是由层结的垂直变化引起的, 通常很小, 可以忽略; 最后一项 ( $F_A^{\omega}$ ) 主要包含非绝热过程 (如感热加热和潜热加热), 在本研究中作为有效位能方程的残差项进行计算获得。 在式(4)中, 左侧是动能的时间变化; 右边的第 1 项 ( $\Delta Q_P^{\omega}$ ) 是位势通量辐合; 第 2 项 ( $\Gamma_K^{\omega}$ ) 是从其他子空间到子空间  $\omega$  中的动能传输 (又称正压传输); 第 3 项 ( $\Delta Q_K^{\omega}$ ) 是动能通量辐合; 第 4 项是浮力转换, 与式(3)中的相同, 但符号相反; 最后一项 ( $F_K^{\omega}$ ) 主要包含摩擦耗散过程, 在本研究中作为动能方程的残差项计算处理。 需要注意的是, 式(3)、(4)中的各项都包含时间和空间上的局地特征 (注意式中省去了表征时间方向的下标  $n$ ), 换句话说, 每项都是一个时、空四维场。 而传统方法在尺度分解的时候, 至少会失去某一维度信息, 因此不能真实反映局地物理过程。

虽然式(3)、(4)中的各项具有和传统方法相似的名称, 但它们与传统方法中的项有很大不同, 其中

最大的差异来自能量传输项( $\Gamma_A^w$  和  $\Gamma_K^w$ )。Liang 等(2007a)已经证明这两项与流体的稳定性密切相关,尤其是背景场向涡旋场的能量传输( $\Gamma_A^{0+1}$  和  $\Gamma_K^{0+1}$ ),分别对应地球物理流体动力学中两个重要的概念,即斜压不稳定和正压不稳定。例如,当  $\Gamma_A^{0+1}$  ( $\Gamma_K^{0+1}$ ) 为正值时表示流体发生斜压(正压)失稳,反之为负值时表示斜压(正压)稳定。因此,可以通过这两项来研究流体内部动力学过程,如本文要研究的涡流相互作用。此外,  $\Gamma^w$  有一个重要的性质,即

$$\sum_w \sum_n \Gamma_n^w = 0 \quad (5)$$

其物理意义为:能量传输只是能量在不同尺度子空间之间的重新分配,整体并不生成或消耗能量,即总能量守恒。这个性质虽然显而易见,但在传统的能量学方法中并不满足。为了区别它与传统方法,Liang(2016)称其为正则传输。

MS-EVA 方法在数学和物理上是严格的,并成功地应用于不同的大气(Xu, et al, 2017; Ma, et al, 2017; Wang, et al, 2017)和海洋(Zhao, et al, 2016; Yang, et al, 2016)问题的研究,本研究希望通过该方法并结合特征追踪和合成技术来回答引言中提出的问题。

### 2.2.2 涡旋追踪和合成技术

由于风暴自身的移动和背景场的不均匀性,要想忠实地获取风暴的结构以及其与背景场的相互作用,最好对风暴进行跟踪研究。在过去的一二十年里,有很多研究者发展出涡旋追踪技术来研究中纬度气旋(Murray, et al, 1991; Hodges, 1994, 1995; Geng, et al, 2003; Benestad, et al, 2006; Lim, et al, 2007; Hanley, et al, 2012; Inatsu, et al, 2013)。本研究使用 Hodges(1995)开发的客观特征追踪算法,该方法在实际应用中往往采用 850 hPa 相对涡度( $\xi_{850}$ )的极大值点作为风暴中心(称为特征点)。程序首先搜索符合要求的特征点,然后对特征点进行追踪,每个风暴的所有特征点逐个连接起来就构成了该风暴的移动轨迹。根据已有的研究(Hoskins, et al, 2002),这里把  $\xi_{850}$  首次超过  $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的时刻定义为风暴的生成时刻,把  $\xi_{850}$  持续超过  $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的时段定义为风暴的生命史。在本研究中,只保留生命史超过 2 d,并且传播距离超过 1000 km 的风暴。另外,只考虑发生在冷

季(10月至次年4月)且位于东亚地区( $20^\circ$ — $70^\circ\text{N}$ ,  $100^\circ$ — $150^\circ\text{E}$ )的风暴,图1给出了部分轨迹样本。由于文中要分别研究南、北两个源地的风暴以及它们的差异,为方便研究,选取  $41^\circ\text{N}$  纬线作南、北两个源地的分界线(该分界线的选取并没有严格的标准,在  $41^\circ\text{N}$  附近均可,但  $41^\circ\text{N}$  位于两个源地中间,同时也是急流的北边缘,是一个很好的选择)。另外,Ren 等(2010, 2011)研究表明,冬季南、北两个风暴源地的风暴会在东亚地区汇合。从图1也可以看到,产生于南、北两个源地的风暴在传播过程中确实有汇合,但其数目在所有风暴中所占比例较小,故在本研究中暂不考虑该因素。最终,在南、北两个风暴源区分别得到 649 和 805 条风暴轨迹。

接下来根据已获得的风暴路径对各物理量场在空间上进行合成便可得到风暴的三维空间结构。本研究采用大量风暴做合成而非进行个例分析是为了获得其中的共性,因为单个风暴具有很大变率和不确定性(Sinclair, et al, 2000)。合成所采用的方法来自 Bengtsson 等(2007),该方法也已被广泛应用于气旋的研究中(Bengtsson, et al, 2009; Catto, et al, 2010; Hodges, et al, 2011; Dacre, et al, 2012)。简单地说,该方法包括以下步骤:(1)挑选合成所需的风暴轨迹(在本研究中北支风暴有 805 个,南支风暴有 649 个);(2)在赤道地区创建一个具有适当边长和均匀格距的正方形网格(本研究中边长取 40 个纬距,格距取 0.5 纬距);(3)移动网格到每个风暴区域,让网格中心与风暴中心(特征点)重合,然后旋转网格,使其中心轴线指向风暴的移动方向(使用旋转合成可以减小风暴移动方向上的差异对合成结果的影响);(4)提取各物理量在正方形网格所有格点上的值,这样就得到了合成所需样本空间中的一个样本,对样本空间中的全体做平均即可得到一般的结果。在做平均的时候一般需要一个时间参考点,通常有两种做法:一种是选取风暴初始时刻为参考点( $t=0$ ),把处在相对时间轴上相同位置上的样本做平均,例如所有风暴在初始时刻的平均,在生成 24 h 后的平均等;另一种是选取风暴最强时刻作为参考( $t=0$ ),然后分别在时间轴上向前( $t<0$ )或向后( $t>0$ )推移,例如,在风暴最大强度之前(后) 24 h 做合成来表示风暴发展(消亡)阶段。考虑到风暴的生命史可能存在很大差异,本研究主要采用第 2 种方式。

使用标准误差(SE)对合成场进行显著性检验。合成场的标准误差可以表示为

$$SE = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (6)$$

式中, $\sigma$ 为总体的均方差(一般用样本的均方差替代), $n$ 为样本点个数,则关于合成场的一个置信水平为0.95的置信区间为 $[\bar{x} - (SE \times 1.96), \bar{x} + (SE \times 1.96)]$ 。也就是说,SE越小,置信区间越小,合成场就越稳定,反之,合成场就越发散。

### 3 气旋结构及南北差异

首先,根据挑选的风暴路径对天气尺度子空间的物理场进行合成。图2给出925和300 hPa水平速度和位势在风暴最强时刻( $t=0$ )的合成结果,图中横坐标的正向指向风暴的移动方向。可以看到,在合成场中有一个低压系统(即文中所指风暴)和高压系统。对于南支源地的低压系统,其中心外围的气旋性环流在低层(图2a)强于高层(图2b)。对于北

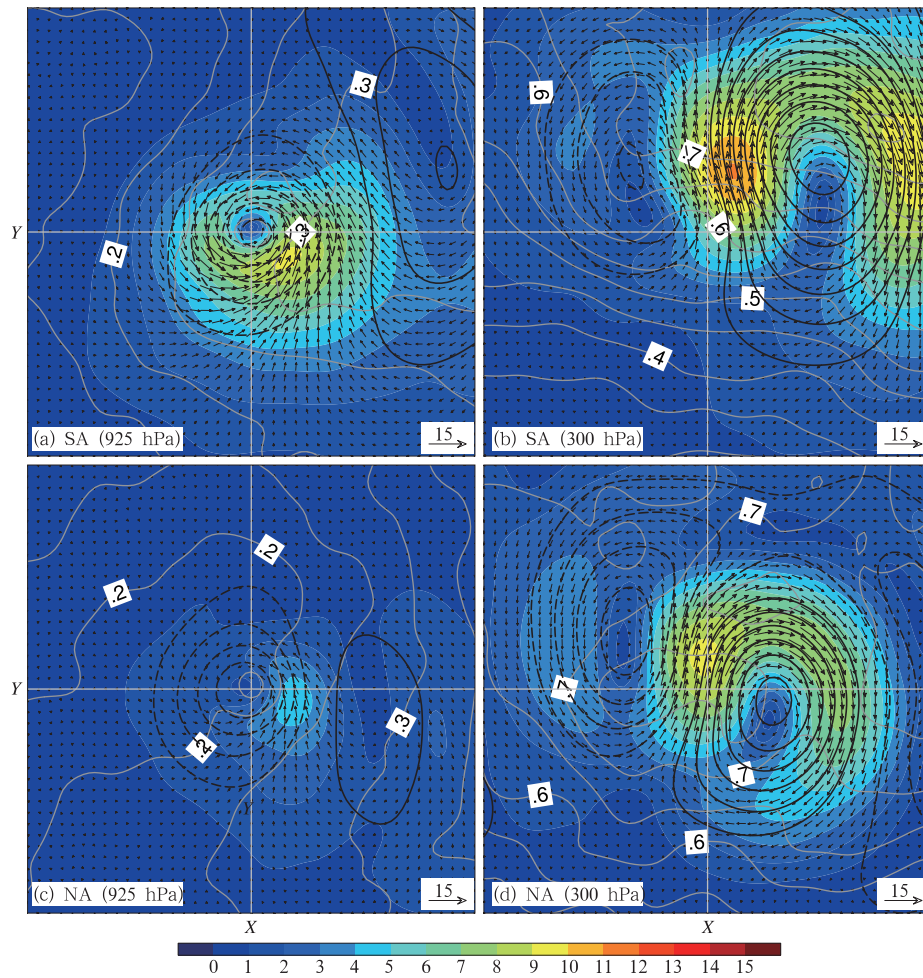


图2 天气尺度水平速度(单位:m/s)和位势(单位: $m^2/s^2$ )合成场

(a、b. 南支源地的合成风暴,c、d. 北支源地的合成风暴, a、c. 925 hPa的分布, b、d. 300 hPa的分布; 图中矢量箭头表示风矢量,色阶表示全风速,黑色等值线表示位势,实线为正值,虚线为负值, 0线已省去,等值线间隔为  $100 m^2/s^2$ ;灰色等值线给出了全风速的标准误差场)

Fig. 2 Composites of synoptic-scale horizontal velocity (vectors, m/s), wind speed (shaded, m/s), and geopotential (black contours,  $m^2/s^2$ ) at 925 hPa (a, c) and 300 hPa (b, d) (a, b. the composite structures in the south; c, d. the composite structures in the north; the contour interval is  $100 m^2/s^2$ , the gray contours present the standard error of the composite field of speed)

支源地的低压系统,其外围环流在低层(图 2c)弱于高层(图 2d)。与低压系统相伴随的高压系统无论南北均为高层强,低层弱。并且,高压系统在高层的外围反气旋式环流远比低压系统的气旋式环流强。此外,无论低压还是高压系统,其高层中心均位于低层中心的西侧偏北方向,这反映了系统在垂直方向上随高度向西倾斜。从合成速度的误差场中可以看到,标准误差要比合成场小一个量级以上,说明了该合成场是显著的。

为了更加详细地了解南、北两个源地风暴的差异,进一步对各物理量合成场的垂直结构做比较。图 3 显示的是各物理量沿垂直于风暴移动方向上的平均结果。整体而言,南、北两支源地的天气尺度合成场都呈现出典型的天气尺度斜压波结构(Hart-

mann, 1974; Lim, et al, 1991; Chang, 1993),如位势高度场的位相随高度向西倾斜,并且在垂直方向上有两个极值中心,一个位于地面,另一个位于对流层高层(图 3a、b);温度场的位相在低层向东倾斜,在高层转向西倾斜(图 3c、d)等。但仔细对比可发现,南、北两支源地的风暴在结构或强度上有显著的差异。从位势高度剖面图中可以看到,南支源地风暴在底层最强,其位相随高度一致向西倾斜(图 3c);而北支源地风暴在对流层高层最强,并且其位相的向西倾斜主要发生在对流层低层,600 hPa 以上位相变化很小(图 3d);这种结构上的差异在初始阶段和消亡阶段更加显著(图 4),该结果与前面对水平合成场的分析一致。对温度场而言,南支源地合成场中(图 3c)位于低压前侧的暖异常中心比北

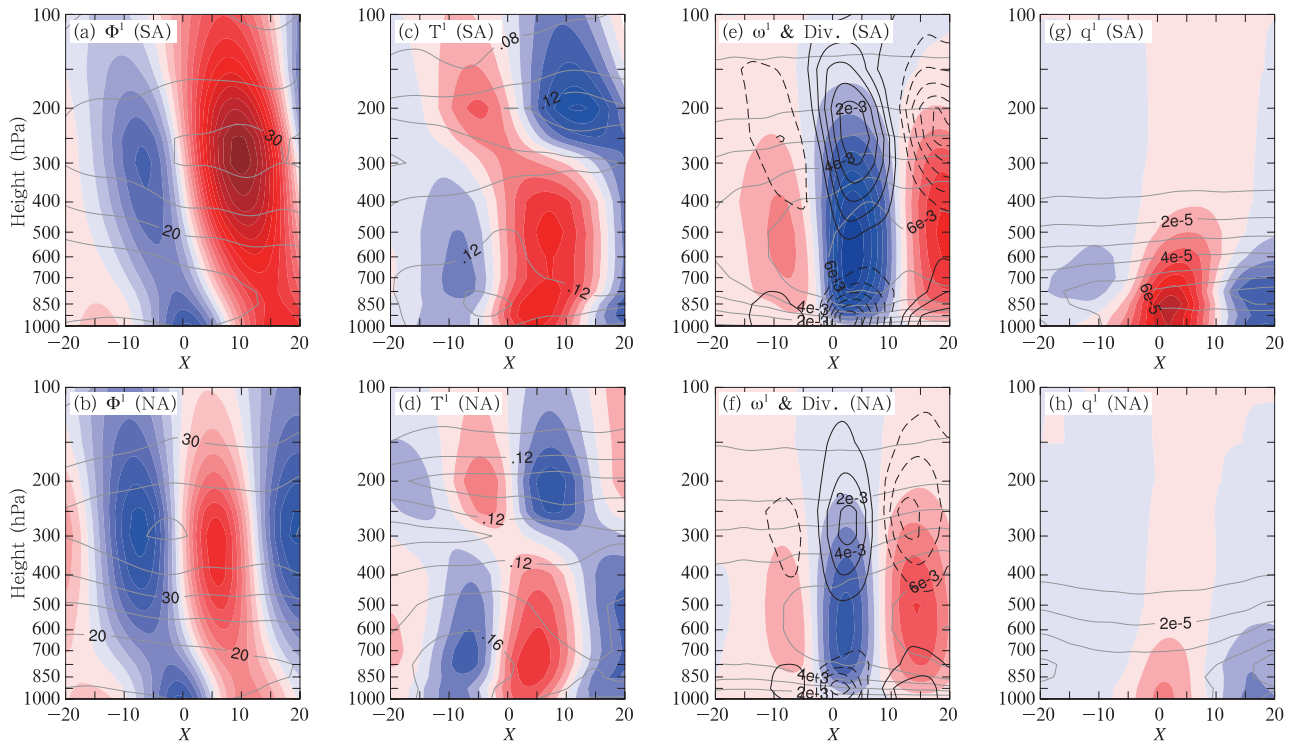


图 3 天气尺度扰动合成场沿其移动方向的垂直剖面

(a,b. 位势高度,c,d. 温度, e,f. 垂直速度(色阶)和散度(黑色等值线), g,h. 比湿; a,c,e,g. 南支风暴源地的合成, b,d,f,h. 北支风暴源地的合成;图中阴影的等值线间隔分别为  $25 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ,  $0.2 \text{ K}$ ,  $0.01 \text{ Pa/s}$  和  $0.1 \text{ g/kg}$ ,其中散度场(e,f)中实线代表正值,虚线表示负值,等值线间隔为  $5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ,0 线已省;灰色等值线给出了各个合成场(色阶)的标准误差分布)

Fig. 3 Meridional section distributions of the composites of synoptic-scale geopotential (a, b,  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ), temperature (c, d, K), vertical velocity (e, f, shaded,  $\text{Pa/s}$ ) overlaid with divergence (contours,  $\text{s}^{-1}$ ), and specific humidity (g, h,  $\text{g/kg}$ )

(a,c,e,g. the composite structures in the south; b,d,f,h. the composite structures in the north;the contour intervals are  $25 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ,  $0.2 \text{ K}$ ,  $0.01 \text{ Pa/s}$  ( $5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ) and  $0.1 \text{ g/kg}$ , respectively;the solid lines in (e) and (f) are for divergence and dashed lines for convergence;the gray contours present the standard error of each composite field)

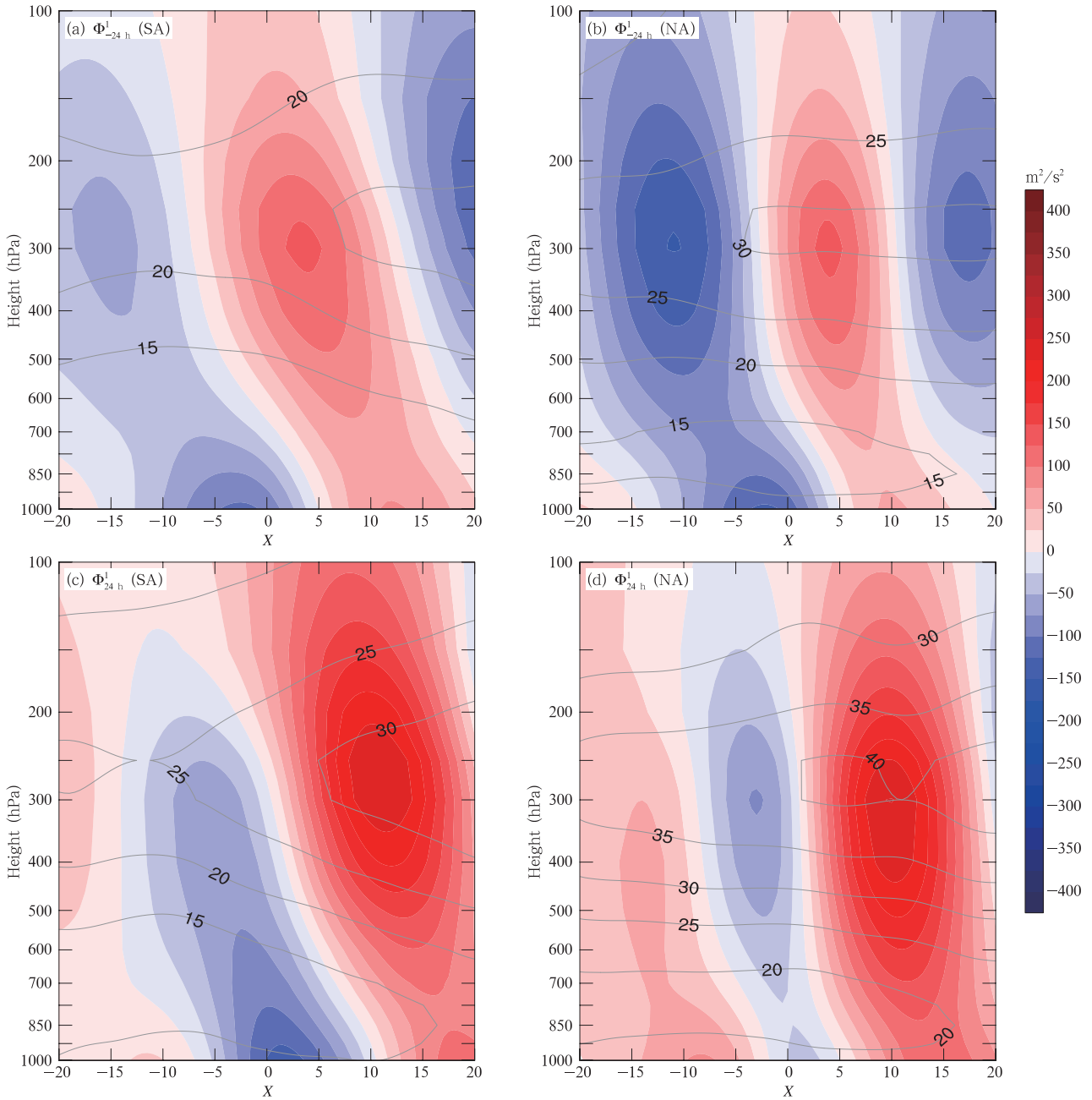


图 4 同图 3a—3b,但这里是在风暴最强时刻之前(a、b)、后(c、d) 24 h 的合成  
(a,c. 南支源地的合成,b,d. 北支源地的合成)

Fig. 4 Same as Figs. 3a and 3b, but for the composites 24 h before (a, b) and after (c, d) the strongest time of the storm ( $t = 0$ )

(a, c. the structures of the composite in the south; b, d. the structures of the composite in the north)

支源地合成场中(图 3d)的强。从垂直速度和水平散度(图 3e、f)的合成结果可见,垂直速度场的位相随高度几乎不变,而水平散度场在 600 hPa 以上和以下呈反位相,在低压前部的低层辐合,高层辐散,而在低压的后部则正好相反。显然,南支源地风暴

的水平散度和垂直速度均比北支的强,这反映了南支源地风暴风场的非地转分量更大。此外,对比湿场的合成(图 3g、h)可以看到,比湿异常主要集中在对流层底层,并且,南支源地风暴中的水汽含量(图 3g)明显比北支源地风暴中的(图 3h)多,这也



暗示了南、北两支源地的风暴在热力场上或许存在差异。此外,图3也给出了各个合成场的标准误差场,可以看到,标准误差要比合成场小至少一个量级,这反映出合成场是显著的。

图5给出了合成的背景速度场和温度场在穿过风暴地面中心且垂直于移动方向的截面上的分布。可以看到,南支源地的合成风暴中心位于温度经向梯度最大区(即强斜压区),其中心位置几乎和急流中心所在纬度重合,而北支源地风暴平均位于急流中心以北20纬度(约2000 km)处,其所在纬度温度

的经向梯度并不大。结合前面对南、北源地风暴结构的分析可以推测,南支风暴更倾向于产生自急流的垂直切变(即斜压)不稳定(Charney, 1947; Lindzen, et al, 1980; Hoskins, et al, 1985; Pierrehumbert, et al, 1995),而北支风暴则倾向于源自高空槽的发展,也即扰动能量向下游的频散(Simmons, et al, 1979; Chang, et al, 1993)。下面分别对南、北源地合成风暴的局地能量过程做详细地分析,以期给出两者在内部动力过程和热力过程上的异同。

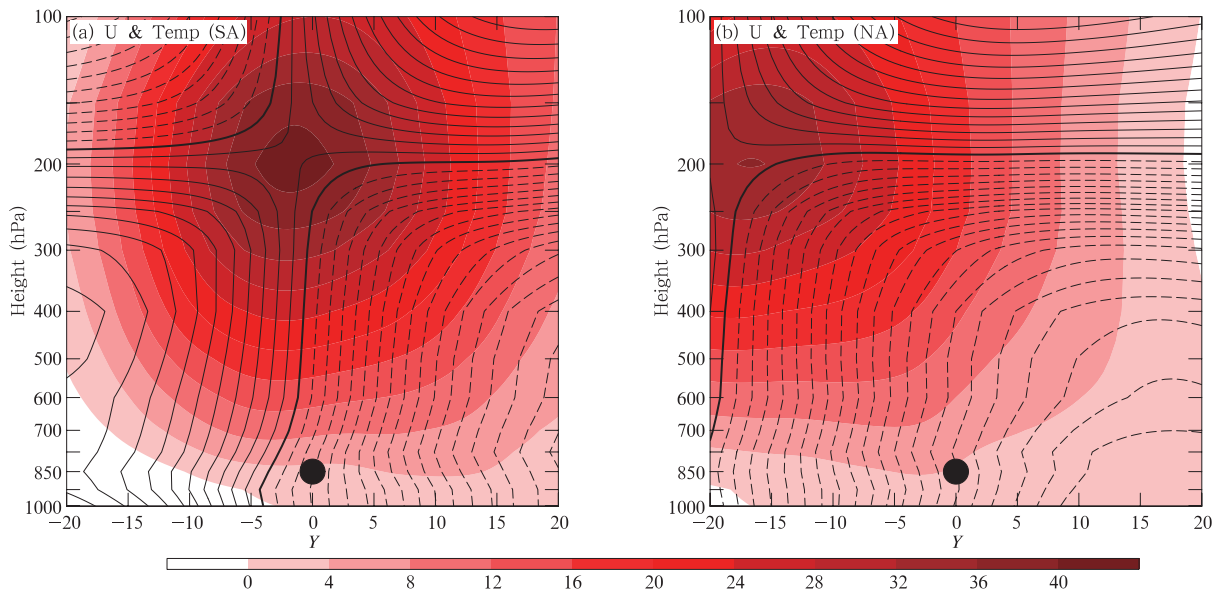


图5 背景纬向风速(阴影, m/s)和温度场(等值线, 间隔1 K)的合成

(a. 南支源地的合成, b. 北支源地的合成; 黑色圆点标注出合成风暴中心所在位置)

Fig. 5 Meridional section distributions of the composites of background zonal wind (shaded, m/s) and temperature (contours, K) over (a) the south and (b) the north

(The contour interval is 1 K. The black dot denotes the location of the storm center)

## 4 局地能量过程

### 4.1 斜压传输和正压传输

图6显示的是斜压正则传输( $\Gamma_A^{0 \rightarrow 1}$ )和正压正则传输( $\Gamma_K^{0 \rightarrow 1}$ )合成场沿平行于风暴移动方向的垂直剖面上的分布。在方法部分已经介绍过,斜压正则传输和正压正则传输分别对应斜压不稳定和正压不稳定,正值表示不稳定,负值表示稳定。可以看到,斜压正则传输在南北两个源地风暴中的分布很相似,在几乎整个对流层中均为正值,即背景场发生斜压失稳,有效位能从背景场向天气尺度场传输。此外,

斜压正则传输主要集中在对流层中下层,传输中心位于400 hPa。斜压正则传输在南、北两个源地风暴之间的差异主要体现在强度上,南支源地风暴中的斜压传输(图6a)平均比北支风暴中(图6b)的弱。另外,仔细观察还能够发现北支风暴中的斜压正则传输在近地面层(850 hPa以下)为负值,即是斜压稳定的,这解释了为什么北支风暴在低层比较弱,同时也暗示了北支风暴是上层诱导型。

相比于斜压正则传输,南、北两支源地风暴中的正压正则传输差别很大。在南支风暴中,正压正则传输在大部分区域为正值(尤其是高低压系统之

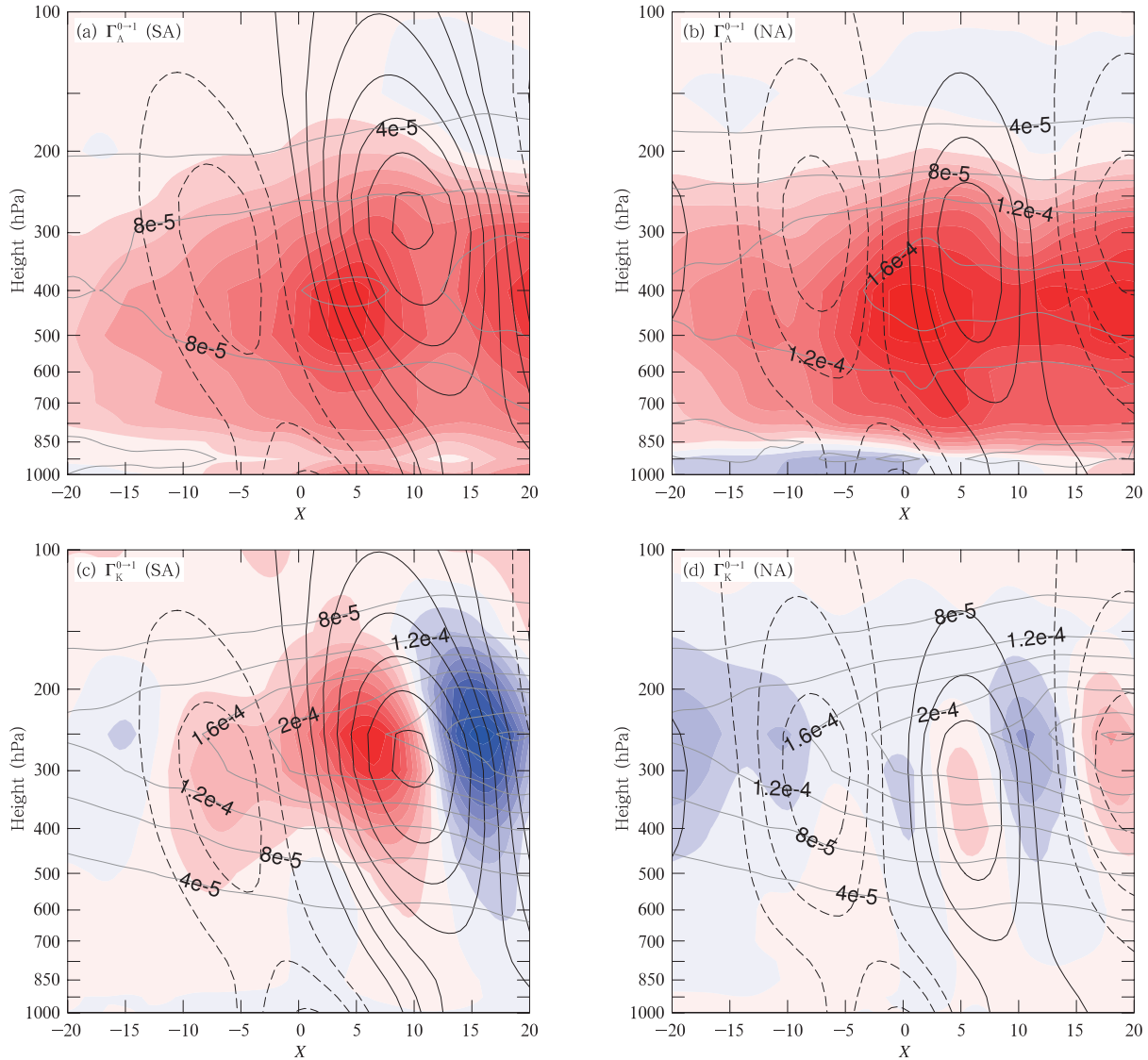


图6 斜压正则传输(a,b)和正压正则传输(c,d)的合成场

(a,c. 南支风暴源地合成结果,b,d. 北支风暴源地的结果;等值线为天气尺度位势(同图3a,b);  
阴影的间隔为  $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}^3$ ;灰色等值线给出了能量传输合成场的标准误差分布)

Fig. 6 Meridional section distributions of the composites of baroclinic canonical transfer (a,b) and barotropic canonical transfer (c,d) overlaid with geopotential as shown in Figs. 3a, b

(a, c. the structures of storms in the south, b, d. the structures of storms in the north; the interval of the shaded contours is  $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}^3$ ; the gray contours present the standard error of each composite field)

间),这表明南支风暴在发展过程中有正压不稳定发生,伴随背景场动能向涡旋动能传输(图6c)。而在北支风暴中,正压正则传输很弱,并且基本为负值,即正压稳定,伴随动能逆尺度传输(图6d)。不同于斜压正则传输,正压正则传输主要位于对流层高层,中心位于250 hPa。以上结果表明,对于生成在急流北侧的风暴来说,其能量的主要来源之一是斜压

不稳定,而对于产生于急流中心区域的风暴来说,其能量源除了斜压不稳定外,还有正压不稳定。

以上的合成结果保留了时、空局地特征,这些特征用传统的能量学方法是无法获得的(因为传统的方法只能得到时间平均或纬向平均结果),但以上看到的风暴中能量传输在垂直方向上的分布和使用传统方法得到的能量传输在中纬度地区的气候平均结

果是一致的,即有效位能传输中心位于对流层中层,而动能传输中心(无论正负)均位于高层(Chang, et al, 2002; Lee, et al, 2011)。另外,在方法介绍部分已经说明,MS-EVA 中的正则能量传输项和传统方法中的能量传输项在数学表达上存在根本性的不同,即使在平均结果上也可能存在很大差异。图 7 给出了使用 MS-EVA 方法计算得到的东亚—北太平洋地区能量正则传输在 1 月的气候态(1958—2002 年)分布,其中斜压正则传输(图 7a)在整个区域为正值(斜压失稳),正压正则传输(图 7b)在中东太平洋为负值(逆尺度传输),而在西太平洋和东亚地区为正值(正压失稳)。并且,在东亚地区,斜压正

则传输中心位于  $40^{\circ}\text{N}$  以北地区,而正压正则传输位于  $40^{\circ}\text{N}$  以南地区,与上面的合成结果一致。基于传统方法,Chang 等(2002)给出的 1 月分布图中(其文中图 9c),斜压传输在太平洋地区的分布和图 7a 中的分布很相似,但在东亚地区 Chang 的结果并没有显现出传输中心向北的偏移;对于正压传输,Chang 的结果(其文中图 9d)和本文的(图 7b)差别更大,在东亚地区甚至出现相反的情况。类似的差异在 Deng 等(2006)的结果中也可以看到(其文中图 10、11),即在太平洋地区传统方法和 MS-EVA 的结果比较接近,而在东亚地区差别比较明显,尤其是强度和地理位置上的差异。

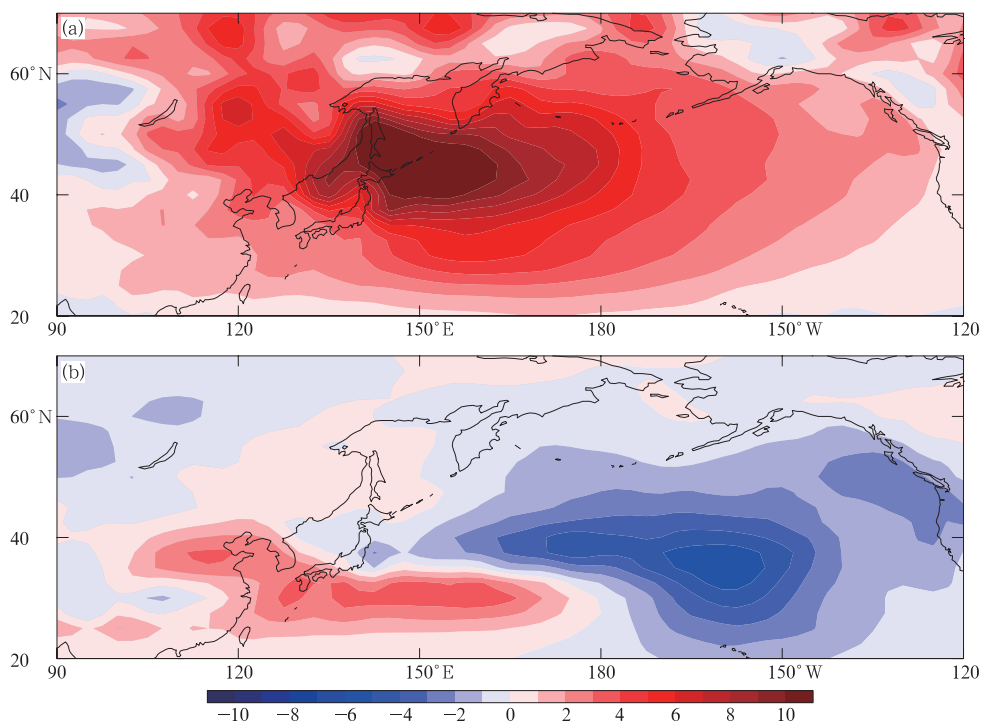


图 7 整个对流层(1000—100 hPa)垂直积分的(a)斜压正则传输(单位: $\text{m}^2/\text{s}^3$ )和(b)正压正则传输的 1 月气候态分布

Fig. 7 Climatological horizontal distributions of vertically integrated (a) baroclinic canonical transfer (unit:  $\text{m}^2/\text{s}^3$ ) and (b) barotropic canonical transfer in January

此外,进一步计算了正压正则传输和斜压正则传输在风暴发展中的相对贡献。对图 6 中的各场在风暴移动方向上求平均便得到斜压传输和正压传输的垂直廓线以及两者的比值(图 8)。显然,斜压正则传输在北支风暴中更强,但在近地面却为负值,而南支风暴中斜压正则传输在地面有一个次级中心

(图 8a)。南北两支源地中风暴的正压正则传输相差非常明显(图 8b),南支风暴的正压正则传输在几乎整个对流层中都是正值,最大值位于 250 hPa,而北支风暴的主要是负值,虽然数值比较小。从两者的比值中(图 8c)也可以看到,正压正则传输在南支风暴中占总传输的比例很大,且主要体现在对流层

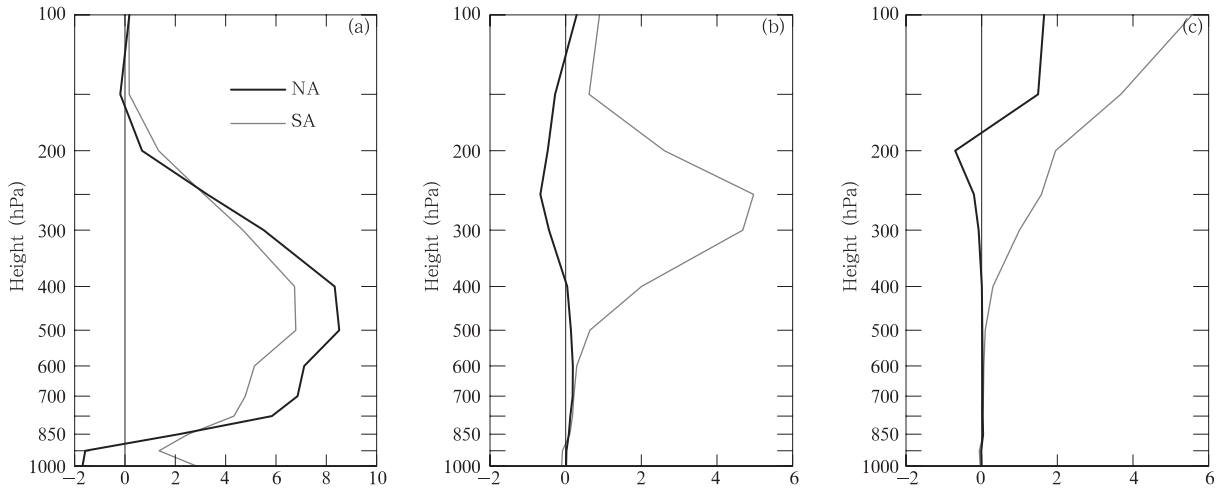


图8 正则传输的垂直廓线

(a. 斜压正则传输(单位: $m^2/s^3$ ), b. 正压正则传输(单位: $m^2/s^3$ ), c. 正压正则传输与斜压正则传输的比值;对图6中各场做沿风暴移动方向上的平均)

Fig. 8 Vertical profiles (zonal means of variables shown in Fig. 6) of baroclinic canonical transfer (a,  $m^2/s^3$ ), barotropic canonical transfer (b,  $m^2/s^3$ ), and the ratio of the latter to the former (c)

高层,在 300 hPa 以上远超过斜压正则传输,而在 500 hPa 以下几乎为 0。

根据经典的线性斜压不稳定理论(Eady, 1949; Lindzen, et al, 1980),扰动的斜压增长率正比于大气的斜压性(即风速的垂直切变),因此,位于南侧急流中心的风暴应该对应着更强的斜压不稳定,但本研究的结果却相反:斜压不稳定在急流北侧斜压性小的地区更强。实际上,本研究并不是首次发现与经典理论的相左之处,经典理论和实际观测之间的矛盾早有发现,例如,Nakamura(1992)发现太平洋风暴轴在一年之中斜压性最强的冬季反而要比秋末和初春时期要弱(深冬抑制现象);又如 Chang(2001)和 Nakamura 等(2002)发现,冬季太平洋风暴轴在急流强的时候比急流弱的时候要弱(冬季太平洋急流强度和风暴轴强度的反比关系)。到目前为止,深冬抑制和反比关系产生的原因仍不清楚(Penny, et al, 2013)。在实际大气中,扰动的斜压增长率和局地风速大小并不成简单的正比关系,其中一个可能原因是其除了取决于急流强度之外和急流的结构也有关系。例如,James(1987)使用两层理想模式发现,当增大急流的水平切变后最不稳定模态的斜压增长率变小(即正压控制作用)。但是,

关于斜压增长率和急流结构的关系并不简单,仍需要做进一步的理论研究来澄清。

#### 4.2 其他能量项

图 9 给出了式(3)、(4)中其他项的垂直廓线,廓线上的数值均为相应等压面上整个合成区域的平均。可以看到,浮力转换( $b^1$ )在几乎整个对流层中都为正值,表明涡动有效位能向涡动动能转换,转换中心位于 400 hPa。 $b^1$  在 250 hPa 以上为负值,表示相反方向的转换(图 9a)。还可以发现,尽管南支风暴的斜压正则传输比北支风暴的弱(图 8a),但其浮力转换却比北支的要强,其中的原因可能是南支风暴的垂直速度远比北侧的强(图 3e、f)。因此,有效位能向动能的转换效率更高。另外,非绝热做功( $F_A^1$ )在其中也起着一定的作用,可以看到, $F_A^1$  在南支风暴中的数值明显比北支风暴中(图 9b)的大。图 10 给出了  $b^1$  和  $F_A^1$  在平行于风暴移动方向的垂直剖面上的分布,两者的中心均与垂直速度中心对应。另外,非绝热做功的中心也位于 400 hPa 的高度。摩擦耗散( $F_K^1$ )是动能的一个主要汇,并且主要集中在近地层,但南、北支源地风暴中的耗散差别不大(图 9c)。

图 9d—f 给出了能量通量辐合的垂直分布。有

效位能的水平通量辐合( $\Delta_H Q_A^1$ )整体较弱,北支风暴在整个对流层中表现为向外辐散,而南支风暴在对流层低层有弱的辐合(图 9d)。动能的水平通量辐合( $\Delta_H Q_K^1$ )在南北支风暴中均为负值(表示向外辐散),其数值很大,中心位于对流层高层(图 9e)。相比较而言,南支风暴中的动能通量向外辐散更强。

位势通量辐合( $\Delta_H Q_P^1$ )的垂直分布(图 9f)和  $\Delta_H Q_K^1$  的相似,在对流层中基本为负值,但其强度较弱,并且在北支风暴中的向外辐散比南支风暴中的强。此外,对各辐合项的垂直分量也做了分析,发现它们在南、北源地风暴之间的差异很小(图略)。

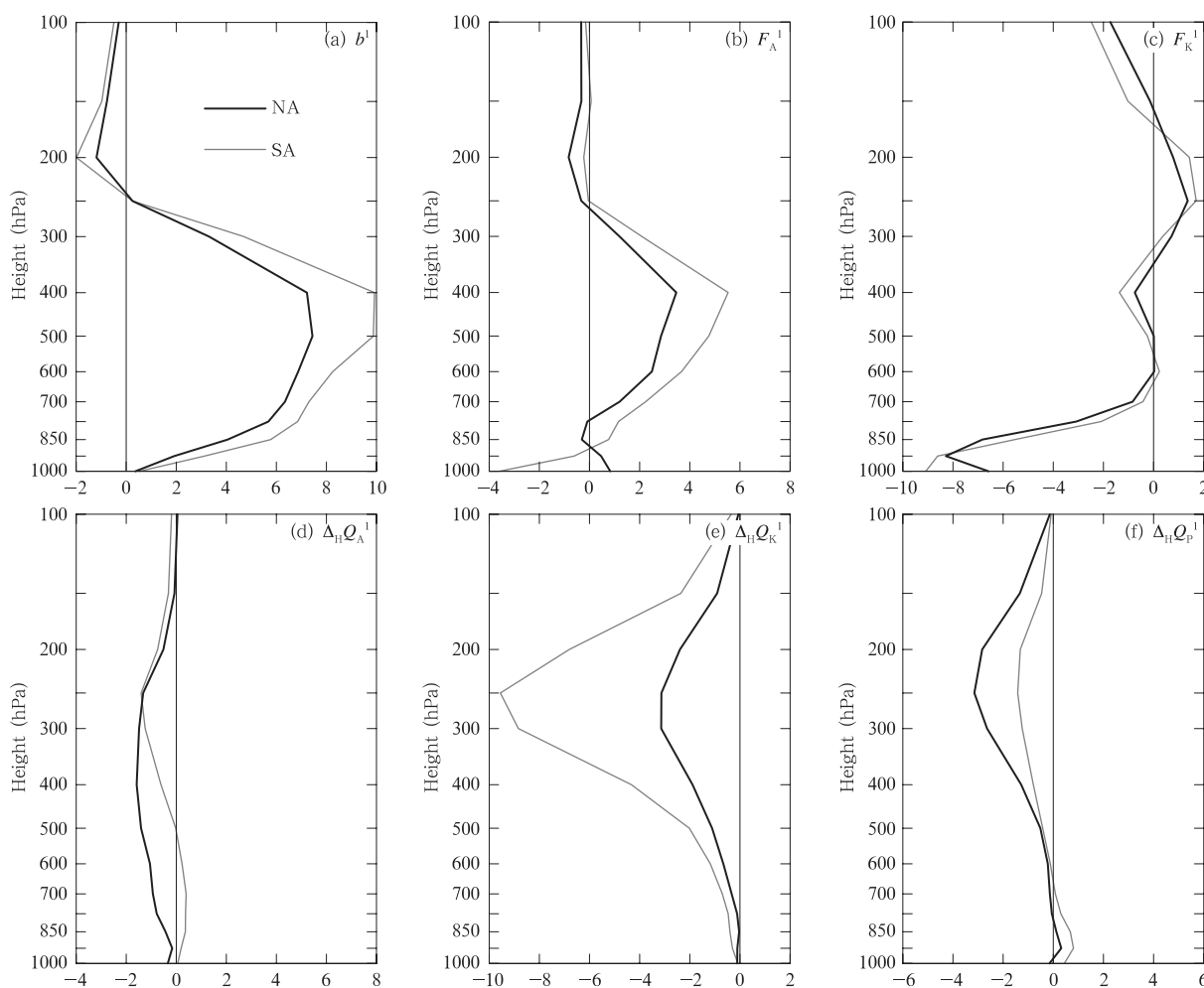


图 9 同图 8,但这里是能量方程(式(3)、(4))中其他各项的垂直廓线

Fig. 9 Same as Fig. 8 but for vertical profiles of the other terms in Eqs. (3) and (4)

### 5 结论

在东亚地区,有两个主要的天气尺度风暴源地,一个(南侧的)位于急流核附近,另一个位于急流北侧。利用欧洲中心中期天气预报再分析资料(ERA-40),使用涡旋追踪和合成技术以及局地多尺度能量分析方法研究了东亚地区南、北两个风暴源地中风

暴的结构差异和局地能量过程差异。首先使用一个泛函分析工具把原始场分解为低频变化的背景场和天气尺度场,然后使用涡旋追踪方法得到每一个气旋的轨迹,最后根据得到的轨迹信息对各分解场和计算得到的能量项在风暴区域进行合成。最终在南、北风暴源地分别得到一个由数百个成员合成的典型风暴,以及其相应能量过程的三维空间结构。

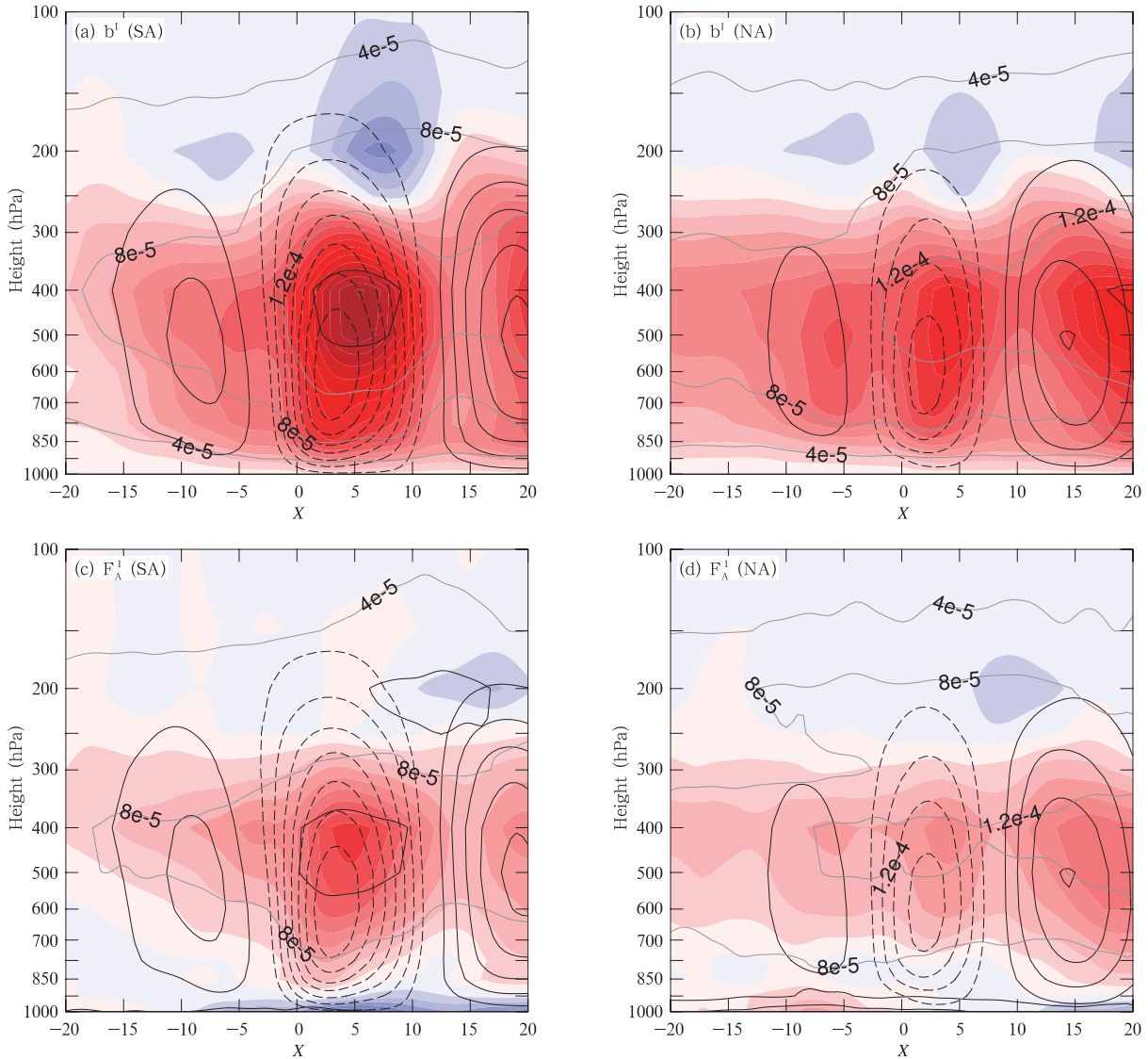


图 10 同图 6, 但为浮力转换项(a, b)和非绝热做功(c, d)  
 (阴影的间隔为  $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}^3$ 。黑色等值线为垂直速度场(同图 3e, f))  
 Fig. 10 Same as Fig. 6 but for buoyancy conversion (a, b) and diabatic effect (c, d)  
 overlaid with vertical velocity (shown in Figs. 3e, f)  
 (The interval of the shaded contours is  $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}^3$ )

结果发现,

(1) 南北两个源地的风暴存在着显著不同。南支源地的风暴在底层较强, 在高层较弱, 与线性模式中的最不稳定的模态结构相似 (Charney, 1947)。北支源地的风暴则是在对流层高层较强, 而在低层较弱, 与“下游发展”理论发现的斜压波结构相似 (Chang, 1993)。并且, 南支源地风暴的非地转风场比北支源地风暴的强, 这使得南支风暴中的垂直运动更强烈。此外, 南支风暴中的水汽含量比北支风

暴中的要多。

(2) 能量学诊断结果表明, 虽然南支源地风暴更趋于源自斜压不稳定, 但其从背景场中获得的有效位能反而比北支源地风暴的要少。相反, 南支源地风暴在发展过程中伴随有很强的正压失稳, 从背景急流中直接获得动能, 并且该正压失稳过程在 300 hPa 以上超过斜压失稳过程占主导地位, 而北支源地风暴中则是发生弱的动能的逆尺度传输。

(3) 南支源地风暴的浮力转换和非绝热过程均

比北支源地风暴的强,其中主要原因是南支源地风暴的垂直运动更强,水汽含量更加充足。摩擦耗散均为南北两个源地中风暴动能的汇,其在南北源地风暴中的差别不大。对于非局地过程而言,差异主要体现在水平动能通量辐合和位势通量辐合上,它们在南北风暴中均向外辐散能量。对于水平动能通量辐合,南支源地风暴辐散更强,而对于位势通量辐合,北支源地风暴的辐散更强。此外,文中对能量方程中其他项也做了比较,但南、北之间差别不大。

本研究首次揭露出东亚地区南北两个风暴源地中的风暴在结构和动力学方面存在显著不同,并且为风暴与急流相互作用的动力学过程提供了一个全面的认识。但是,还有若干问题值得进一步的研究。首先,本文已经发现南支风暴中的垂直速度(水汽含量)比北支的更大(高),但目前并没对其伴随的天气气候学效应做详细的分析,这有待进一步研究。其次,急流的位置和强度以及南北两支风暴活动的强度均随季节变化(Ren, et al, 2010; Chen, et al, 1991),那么南北两个风暴源地中风暴的内部动力学过程是否也存在季节变化?此外,还有一个更为深刻的问题,即为什么斜压失稳在斜压性强的区域反而比在斜压性弱的区域要弱,这需要进一步的理论研究来解释。最后要说明的是,本研究的思路和方法可以推广到全球其他区域的研究,例如太平洋风暴轴和大西洋风暴轴区域。

**致谢:** 研究中使用的风暴追踪和合成技术来自雷丁大学的 Kevin I. Hodges 博士,非常感谢其在应用过程中的热情帮助。

## 参考文献

陈懿妮, 朱伟军, 袁凯. 2013. 北太平洋风暴轴“深冬抑制”现象的能量分析. 大气科学学报, 36(6): 725-733. Chen Y N, Zhu W J, Yuan K. 2013. An energy analysis of midwinter suppression of the North Pacific storm track. *Trans Atmos Sci*, 36(6): 725-733 (in Chinese)

傅刚, 毕玮, 郭敬天. 2009. 北太平洋风暴轴的三维空间结构. 气象学报, 67(2): 189-200. Fu Gang, Bi Wei, Guo Jintian. 2009. Three-dimensional structure of storm track over the North Pacific. *Acta Meteor Sinica*, 67(2): 189-200 (in Chinese)

王艳玲, 管兆勇, 金大超等. 2015. 1980—2012年春末夏初江淮气旋活动的气候特征及其年际、年代际变化. 大气科学学报, 38(3): 354-361. Wang Y L, Guan Z Y, Jin D C, et al. 2015. Climatic characteristics and interannual (interdecadal) variations of cyclones over Changjiang-Huaihe River basin during late

spring and early summer from 1980 to 2012. *Trans Atmos Sci*, 38(3): 354-361 (in Chinese)

姚素香, 张耀存, 周天军. 2003. 近 50 a 春季东亚温带气旋活动频数的气候特征及其变化. 南京气象学院学报, 26(3): 317-323. Yao S X, Zhang Y C, Zhou T J. 2003. Climatic characteristics of extratropical cyclone frequency and its variations over East Asia during recent 50 years in spring. *J Nanjing Inst Meteor*, 26(3): 317-323 (in Chinese)

袁超, 徐海明. 2016. 春季北太平洋风暴轴的年际与年代际变化特征及其与太平洋海温异常的关系. 气象学报, 74(6): 860-875. Yuan C, Xu H M. 2016. Inter-annual and inter-decadal variability of the spring storm track over the North Pacific and its association with SST anomalies. *Acta Meteor Sinica*, 74(6): 860-875 (in Chinese)

张颖娴, 丁一汇, 李巧萍. 2012. ERA40 再分析资料揭示的北半球和东亚地区温带气旋生成频率变化. 气象, 38(6): 646-656. Zhang Y X, Ding Y H, Li Q P. 2012. Cyclogenesis frequency changes of extratropical cyclones in the Northern Hemisphere and East Asia revealed by ERA40 reanalysis data. *Meteor Mon*, 38(6): 646-656 (in Chinese)

朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文等. 1992. 天气学原理和方法. 3 版. 北京: 气象出版社, 649pp. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al. 1992. *Principle and Methods of Synoptic Meteorology*. 3rd ed. Beijing: China Meteorological Press, 649pp (in Chinese)

朱伟军, 孙照渤. 1999. 风暴轴的研究. 南京气象学院学报, 22(1): 121-127. Zhu W J, Sun Z B. 1999. A review on storm track research. *J Nanjing Inst Meteor*, 22(1): 121-127 (in Chinese)

朱伟军, 孙照渤. 2000. 冬季北太平洋风暴轴的年际变化及其与 500 hPa 高度以及热带和北太平洋海温的联系. 气象学报, 58(3): 309-320. Zhu Weijun, Sun Zhaobo. 2000. Interannual variability of northern winter Pacific storm track and its association with 500 hPa height and tropical and northern Pacific sea surface temperature. *Acta Meteor Sinica*, 58(3): 309-320 (in Chinese)

朱伟军, 李莹. 2010. 冬季北太平洋风暴轴的年代际变化特征及其可能影响机制. 气象学报, 68(4): 477-486. Zhu Weijun, Li Ying. 2010. Inter-decadal variation characteristics of winter North Pacific storm tracks and its possible influencing mechanism. *Acta Meteor Sinica*, 68(4): 477-486 (in Chinese)

Anderson D, Hodges K I, Hoskins B J. 2003. Sensitivity of feature-based analysis methods of storm tracks to the form of background field removal. *Mon Wea Rev*, 131(3): 565-573

Asai T, Kodama Y, Zhu J C. 1988. Long-term variations of cyclone activities in East Asia. *Adv Atmos Sci*, 5(2): 149-158

Benestad R E, Chen D. 2006. The use of a calculus-based cyclone identification method for generating storm statistics. *Tellus*, 58(4): 473-486

Bengtsson L, Hodges K I, Esch M, et al. 2007. How may tropical cyclones change in a warmer climate? *Tellus*, 59(4): 539-561

Bengtsson L, Hodges K I, Keenlyside N. 2009. Will extratropical

- storms intensify in a warmer climate? *J Climate*, 22(9): 2276-2301
- Blackmon M L, Wallace J M, Lau N C, et al. 1977. An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J Atmos Sci*, 34(7): 1040-1053
- Catto J L, Shaffrey L C, Hodges K I. 2010. Can climate models capture the structure of extratropical cyclones? *J Climate*, 23(7): 1621-1635
- Chang E K M. 1993. Downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis. *J Atmos Sci*, 50(13): 2038-2053
- Chang E K M, Orlanski I. 1993. On the dynamics of a storm track. *J Atmos Sci*, 50(7): 999-1015
- Chang E K M, Yu D B. 1999. Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part I: Northern Hemisphere winter. *J Atmos Sci*, 56(11): 1708-1728
- Chang E K M. 2001. GCM and observational diagnoses of the seasonal and interannual variations of the Pacific storm track during the cool season. *J Atmos Sci*, 58(13): 1784-1800
- Chang E K M, Lee S, Swanson K L. 2002. Storm track dynamics. *J Climate*, 15(16): 2163-2183
- Chang E K M. 2005. The impact of wave packets propagating across Asia on Pacific cyclone development. *Mon Wea Rev*, 133(7): 1998-2015
- Charney J G. 1947. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J Meteor*, 4(5): 136-162
- Chen H S, Teng F D, Zhang W X, et al. 2017. Impacts of anomalous midlatitude cyclone activity over East Asia during summer on the decadal mode of East Asian summer monsoon and its possible mechanism. *J Climate*, 30(2): 739-753
- Chen S J, Kuo Y H, Zhang P Z, et al. 1991. Synoptic climatology of cyclogenesis over East Asia, 1958 - 1987. *Mon Wea Rev*, 119(6): 1407-1418
- Chung Y S, Hage K D, Reinelt E R. 1976. On lee cyclogenesis and airflow in the Canadian Rocky mountains and the East Asian mountains. *Mon Wea Rev*, 104(7): 879-891
- Dacre H F, Hawcroft M K, Stringer M A, et al. 2012. An extratropical cyclone atlas: A tool for illustrating cyclone structure and evolution characteristics. *Bull Amer Meteor Soc*, 93(10): 1497-1502
- Deng Y, Mak M. 2006. Nature of the differences in the intraseasonal variability of the Pacific and Atlantic storm tracks: A diagnostic study. *J Atmos Sci*, 63(10): 2602-2615
- Eady E T. 1949. Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1(3): 33-52
- Geng Q Z, Sugi M. 2003. Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols: Study with a high-resolution AGCM. *J Climate*, 16(13): 2262-2274
- Hanley J, Caballero R. 2012. Objective identification and tracking of multicentre cyclones in the ERA-Interim reanalysis dataset. *Quart J Roy Meteor Soc*, 138(664): 612-625
- Hartmann D L. 1974. Time spectral analysis of mid-latitude disturbances. *Mon Wea Rev*, 102(5): 348-362
- Hodges K I. 1994. A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Mon Wea Rev*, 122(11): 2573-2586
- Hodges K I. 1995. Feature tracking on the unit sphere. *Mon Wea Rev*, 123(12): 3458-3465
- Hodges K I, Lee R W, Bengtsson L. 2011. A comparison of extratropical cyclones in recent reanalyses ERA-Interim, NASA MERRA, NCEP CFSR, and JRA-25. *J Climate*, 24(18): 4888-4906
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart J Roy Meteor Soc*, 111(470): 877-946
- Hoskins B J, Hodges K I. 2002. New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. *J Atmos Sci*, 59(6): 1041-1061
- Inatsu M, Amada S. 2013. Dynamics and geometry of extratropical cyclones in the upper troposphere by a neighbor enclosed area tracking algorithm. *J Climate*, 26(21): 8641-8653
- James I N. 1987. Suppression of baroclinic instability in horizontally sheared flows. *J Atmos Sci*, 44(24): 3710-3720
- Lee S S, Lee J Y, Wang B, et al. 2011. A comparison of climatological subseasonal variations in the wintertime storm track activity between the North Pacific and Atlantic: Local energetics and moisture effect. *Climate Dyn*, 37(11-12): 2455-2469
- Liang X S. 2016. Canonical transfer and multiscale energetics for primitive and quasigeostrophic atmospheres. *J Atmos Sci*, 73(11): 4439-4468
- Liang X S, Robinson A R. 2005. Localized multiscale energy and vorticity analysis: I. Fundamentals. *Dyn Atmos Oceans*, 38(3-4): 195-230
- Liang X S, Robinson A R. 2007a. Localized multi-scale energy and vorticity analysis: II. Finite-amplitude instability theory and validation. *Dyn Atmos Oceans*, 44(2): 51-76
- Liang X S, Anderson D G M. 2007b. Multiscale window transform. *Multiscale Model Simul*, 6(2): 437-467
- Lim E P, Simmonds I. 2007. Southern Hemisphere winter extratropical cyclone characteristics and vertical organization observed with the ERA-40 data in 1979 - 2001. *J Climate*, 20(11): 2675-2690
- Lim G H, Wallace J M. 1991. Structure and evolution of baroclinic waves as inferred from regression analysis. *J Atmos Sci*, 48(15): 1718-1732
- Lindzen R S, Farrell B. 1980. A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *J Atmos Sci*, 37(7): 1648-1654
- Lorenz E N. 1955. Available potential energy and the maintenance



- of the general circulation. *Tellus*, 7(2): 157-167
- Ma J W, Liang X S. 2017. Multiscale dynamical processes underlying the wintertime Atlantic blockings. *J Atmos Sci*, 74(11): 3815-3831
- Murray R J, Simmonds I. 1991. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: Application to January and July general circulation model simulations. *Aust Meteor Mag*, 39(3): 167-180
- Nakamura H. 1992. Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *J Atmos Sci*, 49(17): 1629-1642
- Nakamura H, Izumi T, Sampe T. 2002. Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and East Asian winter monsoon. *J Climate*, 15(14): 1855-1874
- Newton C W. 2004. Associations between twice-yearly oscillations of the North Pacific cyclone track and upper-tropospheric circulations over the Eastern Hemisphere. *Mon Wea Rev*, 132(1): 348-367
- Orlanski I, Katzfey J. 1991. The life cycle of a cyclone wave in the Southern Hemisphere. Part I: Eddy energy budget. *J Atmos Sci*, 48(17): 1972-1998
- Penny S, Roe G H, Battisti D S. 2010. The source of the midwinter suppression in storminess over the North Pacific. *J Climate*, 23(3): 634-648
- Penny S M, Battisti D S, Roe G H. 2013. Examining mechanisms of variability within the Pacific storm track: Upstream seeding and jet-core strength. *J Climate*, 26(14): 5242-5259
- Pierrehumbert R T, Swanson K L. 1995. Baroclinic instability. *Annu Rev Fluid Mech*, 27: 419-467
- Ren X J, Yang X Q, Chu C J. 2010. Seasonal variations of the synoptic-scale transient eddy activity and polar front jet over East Asia. *J Climate*, 23(12): 3222-3233
- Ren X J, Yang X Q, Zhou T J, et al. 2011. Diagnostic comparison of wintertime East Asian subtropical jet and polar-front jet; Large-scale characteristics and transient eddy activities. *Acta Meteor Sinica*, 25(1): 21-33
- Simmons A J, Hoskins B J. 1979. The downstream and upstream development of unstable baroclinic waves. *J Atmos Sci*, 36(7): 1239-1254
- Sinclair M R, Revell M J. 2000. Classification and composite diagnosis of extratropical cyclogenesis events in the southwest Pacific. *Mon Wea Rev*, 128(4): 1089-1105
- Uppala S M, KÅllberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131(612): 2961-3012
- Wang L, Liang X S. 2017. A diagnosis of some dynamical processes underlying a higher-latitude typhoon using the multiscale window transform. *Atmosphere*, 8(7): 118
- Wang X M, Zhai P M, Wang C C. 2009. Variations in extratropical cyclone activity in northern East Asia. *Adv Atmos Sci*, 26(3): 471-479
- Xu F, Liang X S. 2017. On the generation and maintenance of the 2012/13 sudden stratospheric warming. *J Atmos Sci*, 74(10): 3209-3228
- Yang Y, Liang X S. 2016. The instabilities and multiscale energetics underlying the mean-interannual-eddy interactions in the Kuroshio Extension region. *J Phys Oceanogr*, 46(5): 1477-1494
- Yin J H. 2002. The peculiar behavior of baroclinic waves during the midwinter suppression of the Pacific storm track[D]. Seattle: University of Washington, 137pp
- Zhang Y X, Ding Y H, Li Q P. 2012. A climatology of extratropical cyclones over East Asia during 1958 - 2001. *Acta Meteor Sinica*, 26(3): 261-277
- Zhao Y B, Liang X S, Gan J P. 2016. Nonlinear multiscale interactions and internal dynamics underlying a typical eddy-shedding event at Luzon Strait. *J Geophys Res Oceans*, 121(11): 8208-8229