

高空急流的维持对我国南方暴雪的影响

左群杰¹ 张万诚² 高守亭^{1,3}

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

2 云南省气象科学研究所, 昆明 650034

3 中国科学院大学, 北京 100049

摘要

本文利用欧洲中期预报中心再分析数据(ERA-Interim)分析了2014年02月09日、2015年12月05日、2016年01月20日和2018年1月24日高空急流扰动动能对暴雪的影响。

在暴雪发生的过程中, 通常伴有高空急流的存在。高空急流一方面维持自身的存在, 另一方面其引起的垂直运动有利于暴雪的发展。垂直运动的上升支有两个方面的作用, 一个是将低层暖湿空气输送到高层, 为暴雪提供源源不断的水汽, 另一个是将急流中的扰动动能向下输送到低层冷暖气流交汇区域, 该区域也是水平风切变较大的区域, 为该区域提供扰动动能, 进一步促进暴雪的发生和发展。

关键词 高空急流 扰动动能 扰动位势通量

The influence of the maintenance of upper jet stream on snowstorm in southern China

ZUO Qunjie¹, ZHANG Wancheng², and GAO Shouting^{1,3}

1 *Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Yunnan Meteorological Research Institute, Kunming 650034*

3 *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

Abstract

Using ERA-Interim data, the impact of upper jet disturbance kinetic energy on snowstorm on February 9, 2014, December 5, 2015, January 20, 2016 and January 24, 2018 were analyzed.

In the process of snowstorm, it is usually accompanied by the existence of upper jet. On the one hand, the upper jet maintains its own existence, on the other hand, the vertical movement

作者简介 左群杰, 男, 1982 年出生, 副研究员, 主要从事波流相互作用、大尺度天气动力等方面的研究。E-mail: zqj@mail.iap.ac.cn

通讯作者 张万诚, E-mail: wanzhangcheng@163.com

资助项目 国家自然科学基金项目41875056, 41765003

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41875056, 41765003)

caused by it is conducive to the development of snowstorm. The vertical motion has two functions: one is that the vertical upward motion transports the low-level warm and moist air to the high-level to provide a continuous stream of water vapor for snowstorm; the other is that the vertical upward motion transports the disturbance kinetic energy in the jet downward to the low-level warm and cold air flow intersection area, which is also an area with wind shear, to provide disturbance kinetic energy for the local area, and further promote the occurrence and development of snowstorm.

Key words: upper jet, disturbance kinetic energy, eddy geopotential flux

一、引言

冬季暴雪是我国常见的一种灾害性天气现象。暴雪指 24h 降雪量超过 10mm 的降雪，同时还有大风，寒潮等恶劣天气。

对于暴雪发生、发展和触发机制以及各尺度天气系统间相互作用等方面的研究，在中、高纬度的欧美国家开展的较早。主要针对对称不稳定和锋生强迫理论来研究暴雪的产生机制（Bennets, 1979; Emanuel, 1979; Bosart, 1981; Braham et al., 1983; Frederik et al., 1985; Sanders, 1986; Ninomiya, 1991; Marwitz et al., 1993）。

我国对暴雪的研究始于 20 世纪 70 年代末王文辉等（1979）对锡盟“77.10”暴雪的分析。此后，我国学者利用中尺度模式模拟研究了北方暴雪发生发展的动力学机制，并取得了一些结果。在低层，西南低空急流、中层辐合线与锋面之间的相互作用最有利于北方暴雪的发生（庄晓翠等，2016；李津等，2017；顾佳佳等，2015）。在中、高层，位于北方的高空冷涡与位于南方的南支槽移动配合是北方暴雪发生发展的重要机制（秦华锋等，2008；张元春等，2012）。暴雪发生的天气过程中，高空系统和低空系统协同作用促进暴雪的发生、发展。低空急流引起西南水汽输送、制造上升运动和不稳定能量，而高空急流增强上升运动（刘正新等，2007）。同时北方干冷空气在低层侵入提供不稳定能量为暴雪发展提供有利的条件（黄海波和徐海荣，2007）。高低空急流出口辐散与低空急流辐合的配合加速了暴雪发生区域低层上升运动，同时低空急流对暖湿空气的不断输送为降雪强度的增强提供了有利机制（胡中明等，2005；刘宁微等，2009）。

在我国南方，2018 年 12 月 30 日江西北部暴雪过程中，高空急流通过次级环流加强上升运动，从而影响降雪强度变化（周芳等，2021）。左群杰等（2017）对 2008 年初我国南方持续性暴雪事件的研究中发现西风带中两相邻的高空急流核之间的相互作用有助于暴雪的

产生,这种相互作用是通过上游急流核出口的次级环流和下游急流核入口的次级环流相互叠加产生的。在我国南、北方高空急流对暴雪的作用是相似的,都是通过其引起的次级环流加强上升运动促进暴雪的发展。2008年初我国南方持续性暴雪事件还与中东急流以及西太副高的变化有关,中东急流在暴雪事件中强度明显增强、位置偏南,而副高脊线较气候态则明显偏北(Bao et al., 2009; Wen et al., 2009,)。从气候态角度上,东亚副热带急流与温带急流协同变化与2008年初中国南方持续性暴雪事件降水有关(Liao et al., 2013)。

从前人的研究中得知,高空急流对暴雪的产生有至关重要的作用。本文从能量的角度分析高空急流在暴雪发生过程中的作用。

二、数据和方法

本文利用欧洲中期预报中心一天4次的温度、位势高度和风场再分析数据(ERA-Interim, Dee et al., 2011),网格距 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度,对2014年2月9日在江西、2015年12月5日在江苏、浙江、安徽、2016年1月20日在湖南和2018年1月24日在江苏地区发生的暴雪灾害进行研究分析。

本文利用扰动动能方程(Murakami, 2011)讨论高空急流对暴雪的影响。为了方便我们将球坐标系下的运动方程和连续性方程转化为局地坐标系下的方程:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} - fv = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + F_x \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} + fu = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} + F_y \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (3)$$

其中, x 是东西方向距离, y 是南北方向距离, p 是气压 (hPa), t 是时间, (u, v) 分别是纬向风、经向风, ω 是垂直方向的风速度, Φ 是位势, a 是地球半径, f 是 Coriolis 参数, $F=(F_x, F_y, 0)$ 是水平摩擦力。

我们将变量分解成纬向平均量和叠加在其上的扰动量, 即: $q = \bar{q} + q'$, 得到扰动动能方程:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) &= - \left[\bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) + \bar{\omega} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) \right] \\
&- \left[u' \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) + v' \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) + \omega' \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) \right] \\
&- \left[u' u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + u' v' \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \omega' u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} + u' v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + v' v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \omega' v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right] \\
&+ \overline{\left(u' \frac{\partial u'}{\partial x} + v' \frac{\partial u'}{\partial y} + \omega' \frac{\partial u'}{\partial p} \right) u'} + \overline{\left(u' \frac{\partial v'}{\partial x} + v' \frac{\partial v'}{\partial y} + \omega' \frac{\partial v'}{\partial p} \right) v'} \\
&- u' \frac{\partial \Phi'}{\partial x} - v' \frac{\partial \Phi'}{\partial y} - \omega' \frac{\partial \Phi'}{\partial p} + \omega' \frac{\partial \Phi'}{\partial p} + v' F'_x + u' F'_y
\end{aligned} \tag{4}$$

$$SKe = - \left[\bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) + \bar{\omega} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) \right], \tag{5}$$

$$TKe = - \left[u' \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) + v' \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) + \omega' \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) \right], \tag{6}$$

$$CKiKe = - \left[u' u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + u' v' \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \omega' u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} + u' v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + v' v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \omega' v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \right], \tag{7}$$

$$GKe = - u' \frac{\partial \Phi'}{\partial x} - v' \frac{\partial \Phi'}{\partial y} - \omega' \frac{\partial \Phi'}{\partial p}, \tag{8}$$

$$CAeKe = \omega' \frac{\partial \Phi'}{\partial p}, \tag{9}$$

$$RKe = \overline{\left(u' \frac{\partial u'}{\partial x} + v' \frac{\partial u'}{\partial y} + \omega' \frac{\partial u'}{\partial p} \right) u'} + \overline{\left(u' \frac{\partial v'}{\partial x} + v' \frac{\partial v'}{\partial y} + \omega' \frac{\partial v'}{\partial p} \right) v'} \tag{10}$$

其中, SKe 表示平均流对扰动动能的输送, TKe 表示扰动流对扰动动能的输送, $CKiKe$ 表示扰动动能与相互作用动能 ($Ki = \bar{u'u} + \bar{v'v}$) 之间的转换, 当 $CKiKe > 0$ 时, 表示相互作用动能转换成扰动动能, 当 $CKiKe < 0$ 时, 表示扰动动能转换成相互作用动能。 GKe 表示扰动动能的制造。当 $GKe > 0$ 时, 表示扰动位势通量散度产生扰动动能, 当 $GKe < 0$ 时, 表示扰动位势通量散度消耗扰动动能。利用扰动连续性方程, GKe 可以改写为:

$$GKe = - \frac{\partial u' \Phi'}{\partial x} - \frac{\partial v' \Phi'}{\partial y} - \frac{\partial \omega' \Phi'}{\partial p}. \tag{11}$$

$CAeKe$ 表示扰动有效位能与扰动动能之间的转换。当 $CAeKe > 0$ 时, 表示扰动有效位能向扰动动能转换, 当 $CAeKe < 0$ 时, 表示扰动动能向扰动有效位能转换。 RKe 为雷诺效应引

起的能量转换，在计算过程中，我们将摩擦力、误差等都包含在该项中。

三、高空急流对暴雪的影响

针对本文选取的个例，许多学者进行了研究，并详细说明了暴雪天气过程的天气形势、系统生成、发展、移动的物理机制及相互关系（张晶晶，2015）。在这里就不做赘述，本文主要针对高空急流系统对暴雪的影响。

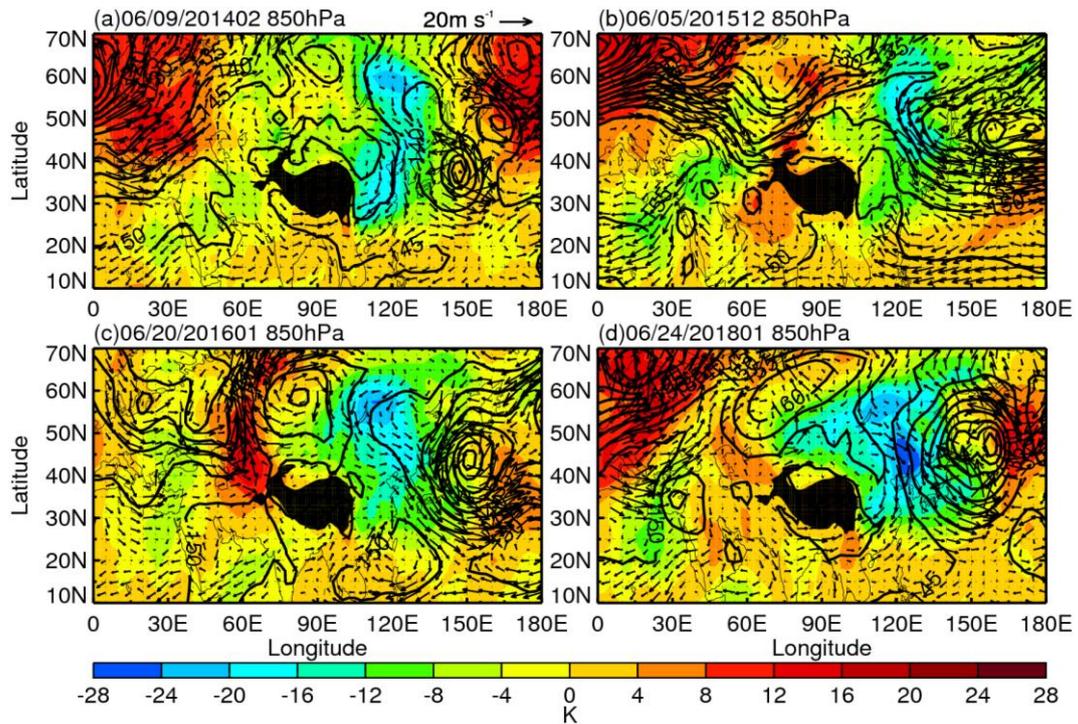


图1 2014年02月09日06时(a)、2015年12月05日06时(b)、2016年01月20日06时(c)、2018年01月25日06时(d) 850hPa 风场(矢量, 单位矢量 20 m s^{-1}), 扰动温度场(彩色)和位势场(实线, 间隔 $5 \times 10^2\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$)。黑色块表示青藏高原的位置。

Fig. 1 wind (vector, unit: 20 m s^{-1}), eddy temperature (color), geopotential (solid line, interval: $5 \times 10^2\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$) at 850hPa: 0600UTC 09 Jan 2014(a), 0600UTC 05 DEC 2015(b), 0600UTC 20 Jan 2016(c), 0600UTC 25 Jan 2018(d). The black block indicates the location of the Tibet Plateau.

图1是2014年02月09日06时、2015年12月05日06时、2016年01月20日06时和2018年01月25日06时, 850hPa位势场、风场和扰动温度场分布图。扰动温度是指叠加在纬向平均上的扰动量。在冬季低层850hPa, 在高原以北 60° N 附近的反气旋与日本上空 150° E , 50° N 附近的气旋之间存在强大的冷空气, 这两大系统将北方强大的冷空气向南输送与北上的暖湿气流在我国南方地区相遇, 形成明显的暖湿交汇区和低层水平风切变区, 这有利于该区域冬季暴雪的产生。

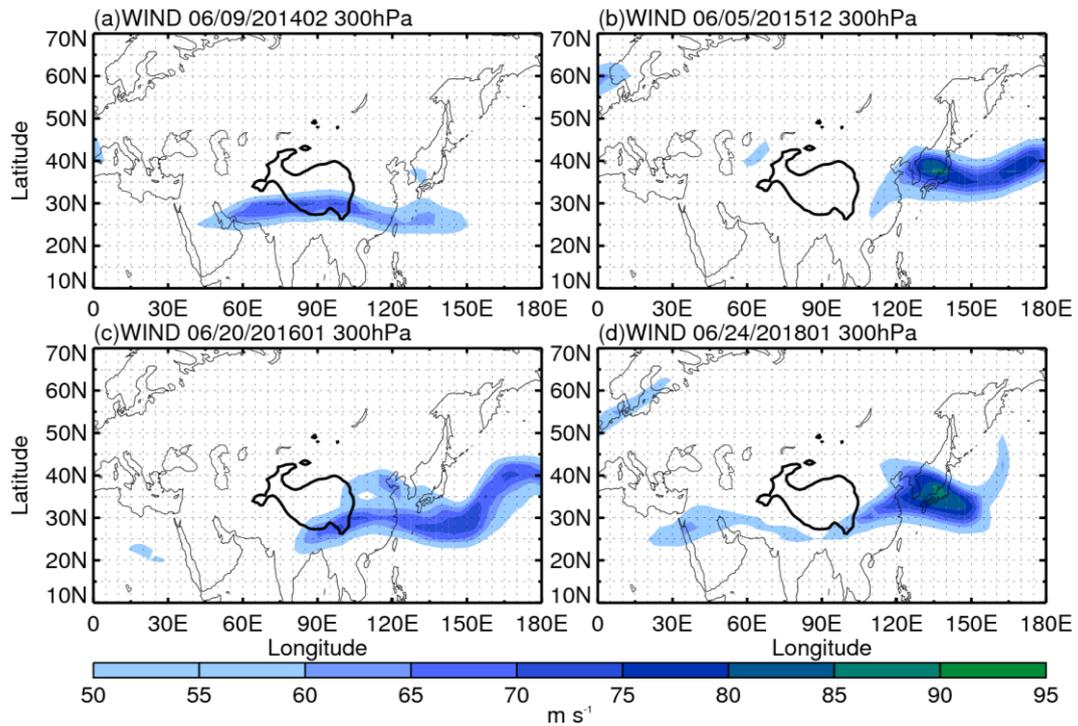


图2 2014年02月09日06时(a)、2015年12月05日06时(b)、2016年01月20日06时(c)、2018年01月25日06时(d) 300hPa 风场(彩色, 等值线间隔 5 m s^{-1} , $\geq 50 \text{ m s}^{-1}$)。

Fig. 2 wind (color, $\geq 50 \text{ m s}^{-1}$, interval: 5 m s^{-1}) at 300hPa: 0600UTC 09 Jan 2014(a), 0600UTC 05 DEC 2015(b), 0600UTC 20 Jan 2016(c), 0600UTC 25 Jan 2018(d). The bold black line indicates the location of the Tibet Plateau.

图2是本文关注的四个不同时期300hPa高空急流分布图。从图中我们可以看出, 暴雪发生期间, 急流的形态不同。图2a中在高原南侧带状急流从阿拉伯半岛向东一直延伸到西太平洋, 控制着中低纬度地区。图2b中急流核位于日本海上空, 其入口区域位于我国的南部。图2c带状急流从印度东北部上空向东一直延伸到太平洋上空, 影响我国南部地区。图2d与图2b类似, 急流核入口区域控制着我国南部地区。高空急流的存在为暴雪的发生、发展提供了外部条件, 特别是急流引起的垂直运动是暴雪的持续发生的重要条件。

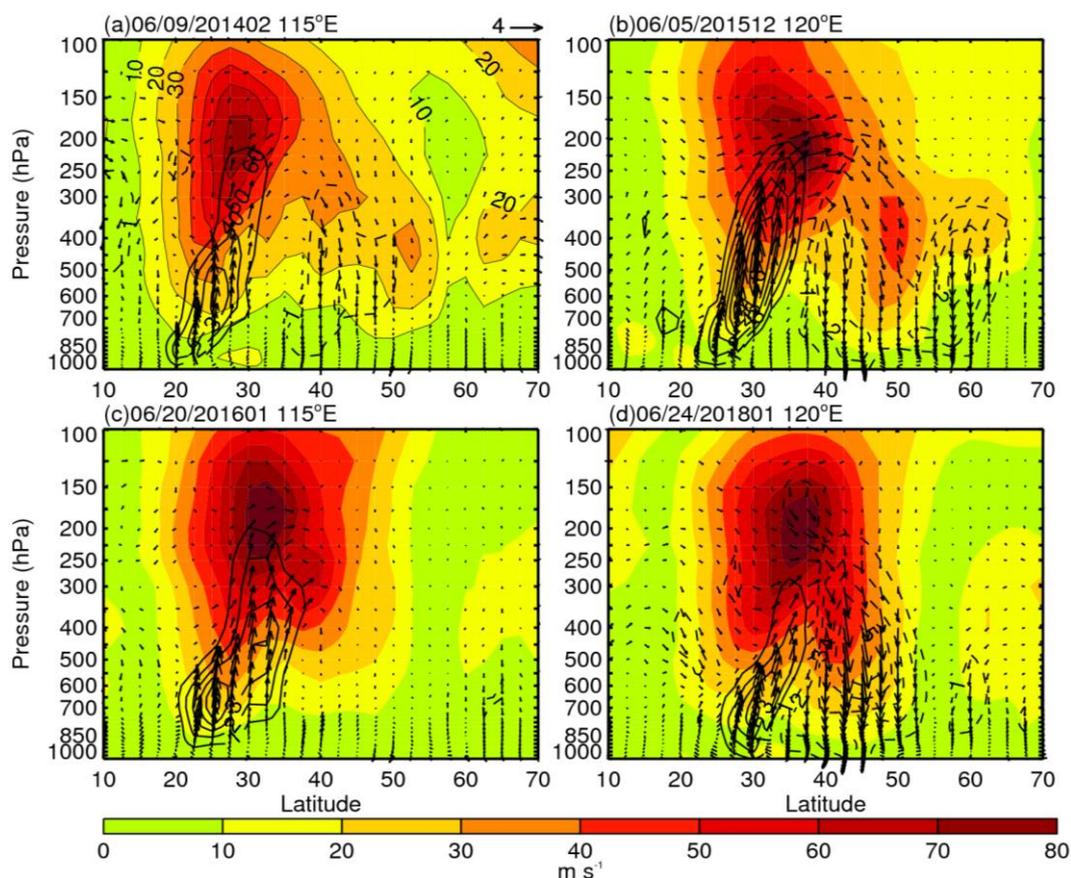


图3 2014年02月09日06时115°E (a)、2015年12月05日06时120°E (b)、2016年01月20日06时115°E (c)、2018年01月25日06时120°E (d) 风场(彩色, 等值线间隔 10 m s^{-1})、垂直运动(实线为负, 虚线为正, 间隔: $1 \times 10^{-1} \text{ Pa s}^{-1}$)、垂直环流(矢量, $v: 4 \times 10 \text{ m s}^{-1}$, $\omega: 4 \times 10^{-1} \text{ Pa s}^{-1}$) 高度-纬度剖面图。

Fig. 3 Pressure-latitude cross sections of wind (color, interval: 10 m s^{-1}), vertical velocity (solid (dotted) lines denote negative (positive), interval: $1 \times 10^{-1} \text{ Pa s}^{-1}$) and vertical circulation (vector, $v: 4 \times 10 \text{ m s}^{-1}$, $\omega: 4 \times 10^{-1} \text{ Pa s}^{-1}$) at 115°E 0600UTC 09 Jan 2014(a), 120°E 0600UTC 05 DEC 2015(b), 115°E 0600UTC 20 Jan 2016(c), 120°E 0600UTC 25 Jan 2018(d)

图3是这四个时期, 风场、垂直环流和垂直速度在 115°E (图3a和3c) 和 120°E (图3b和3d) 纬度-高度剖面图。因为垂直运动要比水平运动小两个量级, 所以在作图时将水平运动缩小10倍, 将垂直运动扩大10倍。高空急流的存在能引起其下层的垂直上升运动, 垂直上升运动主要位于 20°N 到 30°N 之间, 向上延伸至 250 hPa 附近, 这些位置对应着低层水平风切变区域, 同时也是暴雪发生的区域。同时, 在高纬度地区伴随着明显的下沉。垂直上升运动将低层暖湿空气输送到高空, 为暴雪的发生提供重要条件。在强降水期间, 急流引起垂直上升运动的现象普遍发生, 在前文中已做说明。

急流的存在对暴雪的发生、发展有至关重要的作用, 那么在暴雪发生期间高空急流是怎么维持的? 它与暴雪的发生、发展有什么关系? 本文主要针对这两点进行研究。

我们对比了各项的大小(图未给出), 扰动动能的局地变化主要是由平流、扰动位势通

量散度 (GKe) 和扰动有效位能转换决定, 所以在本文中针对高空急流扰动动能的产生, 我们主要研究扰动位势通量散度 (GKe) 和扰动有效位能转换 ($CAeKe$)。

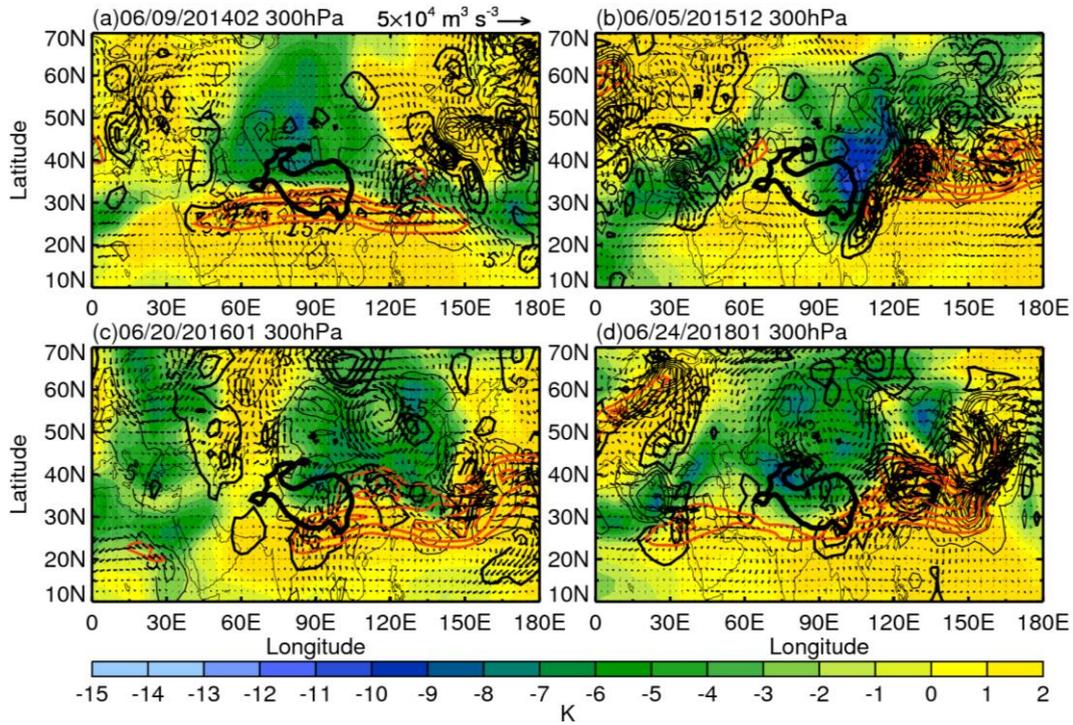


图4 2014年02月09日06时(a)、2015年12月05日06时(b)、2016年01月20日06时(c)、2018年01月25日06时(d) 300hPa 扰动位势通量散度(黑实线, 粗黑实线为正值, 细黑实线为负, 等值线间隔 $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)、扰动温度(彩色)、风场(红实线, $\geq 50 \text{ m s}^{-1}$, 间隔: 10 m s^{-1}) 和扰动位势通量矢量(黑箭头, 单位 $5 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-3}$)。加粗黑实线表示青藏高原所在位置。

Fig. 4 eddy geopotential flux divergence (black lines, thick (thin) black lines denote positive (negative), interval: $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$), eddy temperature (color), wind (red lines, $\geq 50 \text{ m s}^{-1}$, interval: 10 m s^{-1}), eddy geopotential flux vector (black, interval: $5 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-3}$) at 300hPa: 0600UTC 09 Jan 2014(a), 0600UTC 05 DEC 2015(b), 0600UTC 20 Jan 2016(c), 0600UTC 25 Jan 2018(d). The bold black line indicates the location of the Tibet Plateau.

图4是300hPa扰动位势通量散度分布。从图中我们可以看到, 高空急流带将北方冷空气阻挡在了北方, 随着急流形态的变化, 冷空气控制的范围也发生变化。扰动位势通量散度, 如图粗实线和细实线所示, 对急流的扰动能量的生消有非常重要的作用。在图4a中, 在 45° E , 25° N 附近, 急流的入口处存在明显的扰动位势通量辐合, 在此处生成扰动动能。从矢量箭头上可以看出扰动动能的来源主要是北方的冷空气和急流内部的能量输送。在 120° E , 25° N 附近, 急流内部存在扰动位势通量辐合, 其扰动动能的来源仍然是内部的输送和北方的冷空气。在图4b中, 在 120° E , 35° N 附近, 急流的入口区域存在明显扰动动能位势辐合, 其扰动动能的来源依然是北方的冷空气和急流内部能量输送。在图4c中 90° E , 25° N 附近, 在图4d中 125° E , 35° N 附近同样存在着与图4a和4b中类似的现象。在急流内部,

扰动位势通量散度在不同的区域辐合、辐散，生成、消耗急流内部的扰动动能，特别地，在急流的入口区域，普遍存在扰动动能的生成。急流内部扰动位势通量辐合区，其扰动位势主要由两个来源。一部分从急流内部的扰动位势通量辐散区输送而来，这一部分属于急流内部的自我调节；另一部分从北方的冷区输送而来，这一部分是急流内扰动动能生成的外源。高层急流不断吸收北方冷空气中的扰动位势来维持自身的强大，同时通过内部输送将扰动动能向下游输送。高层急流的维持将高层冷空气固定在急流北方，这有利于低层急流较弱的地方北方冷空气南下。同时，高层急流的维持有利于急流区垂直运动的产生，为暴雪的产生提供有利的外部条件。

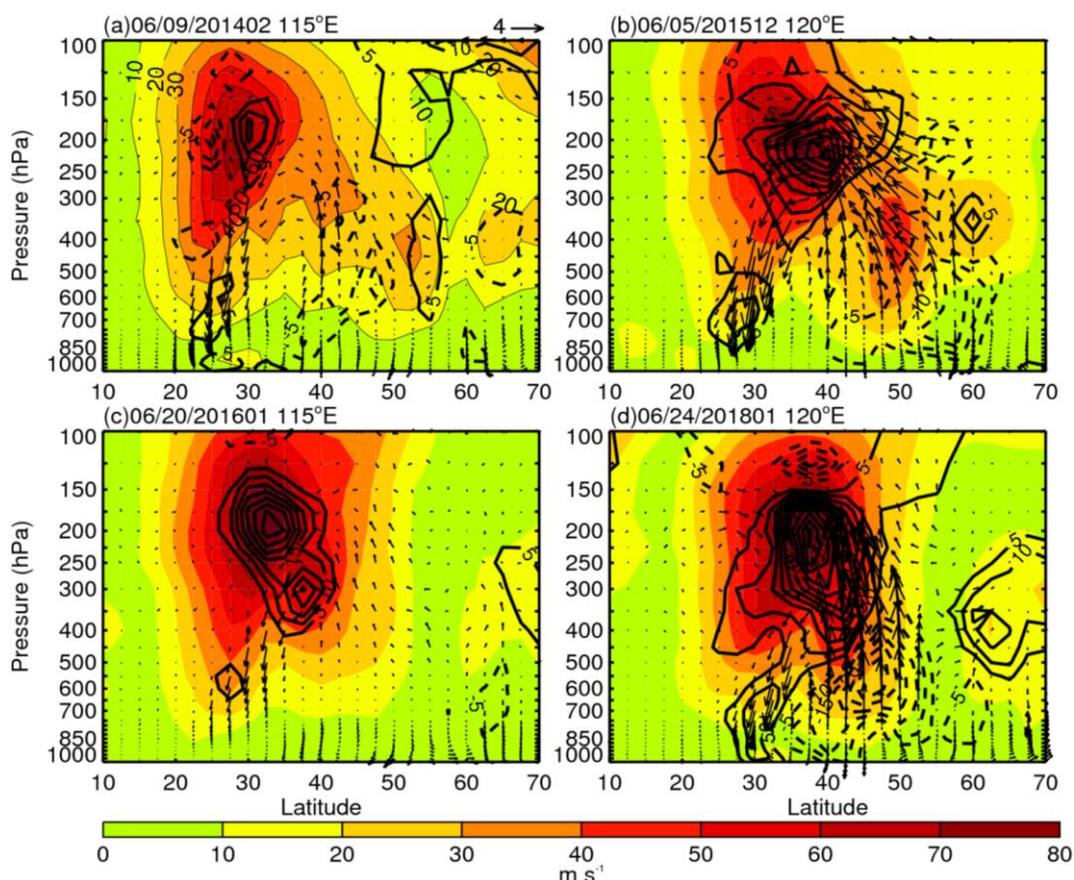


图5 2014年02月09日06时115°E (a)、2015年12月05日06时120°E (b)、2016年01月20日06时115°E (c)、2018年01月25日06时120°E (d) 风场(彩色, 等值线间隔 8 m s^{-1})、扰动位势通量散度(实线为正, 虚线为负, 间隔: $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)、扰动位势通量垂直矢量 ($v'\phi'$: $\times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-3}$, $\omega'\phi'$: $\times 10^2 \text{ Pa m}^2 \text{ s}^{-3}$) 高度-纬度剖面图。

Fig. 5 Pressure-latitude cross sections of wind (color, interval: 8 m s^{-1}), eddy geopotential flux divergence (solid (dotted) lines denote positive (negative), interval: $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) and eddy geopotential flux vertical vector ($v'\phi'$: $\times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-3}$, $\omega'\phi'$: $\times 10^2 \text{ Pa m}^2 \text{ s}^{-3}$) at 115°E 0600UTC 09 Jan 2014(a), 120°E 0600UTC 05 DEC 2015(b), 115°E 0600UTC 20 Jan 2016(c), 120°E 0600UTC 25 Jan 2018(d)

图5是扰动位势通量散度纬度-高度分布。由于水平方向上的扰动位势通量比垂直方向上的扰动位势通量大两个数量级,所以在作图的过程中我们将垂直方向的通量扩大了 10^2 倍。

通过对比图3,在暴雪发生区域,存在明显的急流引起的垂直上升运动。在上升区域 $\omega' < 0$, $\phi' < 0$ (图未给出), 得到 $\omega'\phi' > 0$, 扰动能量垂直输送的方向为: $-\omega'\phi' < 0$ 即向下输送, 所以垂直上升运动是将扰动能量向下输送。也就是说, 垂直上升运动有两个作用, 水汽的向上输送和能量的向下输送。在该区域, 扰动动能向下输送到了 850hPa 低层水平风切变较强的区域 20 N-30 N (图 1), 并在该区域辐合生成扰动动能。暴雪发生区域低层扰动动能的进入, 使得该区域扰动动能增加, 从而使得该区域风速增大, 这样在低层就增加了 850hPa 与更低层之间风速差异, 根据里查森数理论得, 当上、下层风速差足够大的时候, 能够供给不稳定发生所需的动能, 有利于不稳定的发生, 更进一步为该区域暴雪的发生、发展提供便利条件。在中、高纬度地区, 40 N-50 N 附近, 伴随急流而来的下沉气流将中、高纬度地区冷空气中的扰动动能输送到高空急流内部 (图 5)。

根据方程 (8) 和 (9) 以及连续性方程, 垂直方向上的扰动位势通量即为扰动有效位能。

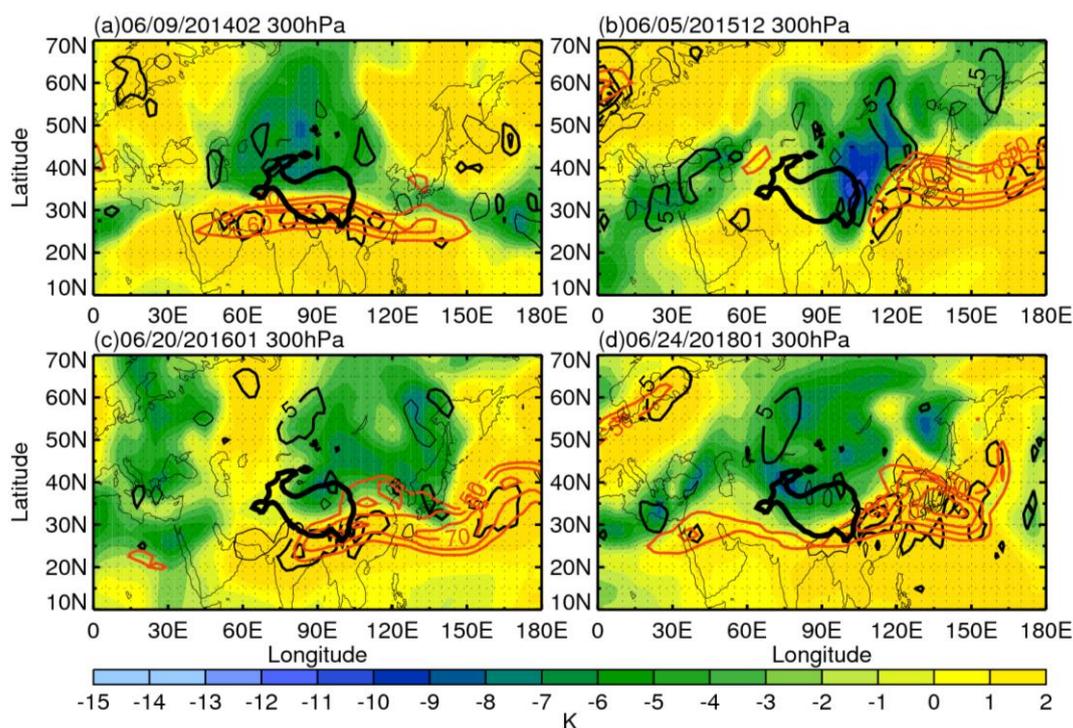


图 6 2014 年 02 月 09 日 06 时 (a)、2015 年 12 月 05 日 06 时 (b)、2016 年 01 月 20 日 06 时 (c)、2018 年 01 月 25 日 06 时 (d) 300hPa 扰动有效位能转换 (黑实线, 粗黑实线为正值, 细黑实线为负, 等值线间隔 $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)、扰动温度 (彩色)、风场 (红实线, $\geq 50 \text{ m s}^{-1}$, 间隔: 10 m s^{-1})。加粗黑实线表示青藏高原所在位置。

Fig. 6 eddy available potential energy conversion (black lines, thick (thin) black lines denote positive (negative), interval: $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$), eddy temperature (color), wind (red lines, $\geq 50 \text{ m s}^{-1}$, interval: 10 m s^{-1}) at 300hPa: 0600UTC 09 Jan 2014(a), 0600UTC 05 DEC 2015(b), 0600UTC 20 Jan 2016(c), 0600UTC 25 Jan 2018(d). The bold black line indicates the location of the Tibet Plateau.

如图 6 所示,在急流中存在明显的扰动有效位能与扰动动能之间的转换。它的主要作用是使扰动动能在急流内部的生消。

四、讨论

本文利用 ERA-Interim 再分析数据和扰动动能方程分析了 2014 年 02 月 09 日、2015 年 12 月 05 日、2016 年 01 月 20 日和 2018 年 1 月 24 日我国南方地区暴雪个例中急流扰动动能与暴雪之间的关系。

在暴雪发生的过程中,通常伴有高空急流的存在。高空急流的主要作用是引起强烈的垂直运动以及阻碍高层冷空气南下,这些在前人的研究中多次出现。

在本文中,高空急流中扰动动能的发生和发展主要是由扰动位势通量散度和扰动有效位能转换引起。水平扰动位势通量有两个方面的作用,一方面是在高空急流中生成扰动动能,并在高空急流内部传递扰动动能;另一个方面将高空急流北部冷空气中的扰动位势输送到高空急流中,在高空急流中产生扰动动能。这使得高空急流得以维持,有利于暴雪的发生。

在垂直方向上,高空急流引起的垂直上升运动有两个方面的主要作用。一方面,垂直上升运动将急流中的扰动位势向下输送到低层水平风切变区域,增加了低层的暴雪发生区域的不稳定性,有利于暴雪进一步的发展。在中、高纬度地区高空急流引起的下沉气流将冷空气中的扰动位势输送到高空急流中。另一方面,垂直上升运动将低层暖湿空气输送到高空,为暴雪的发生、发展提供足够的水汽,在这一点上许多学者有很详细的研究。

从上面几点可以看出高空急流不断地从外围冷空气中吸收扰动动能,同时在高空急流内部通过扰动位势输送和扰动有效位能转换在急流内部进行分配,从而维持高空急流。与此同时,由于急流的存在,其引发的垂直上升运动为暴雪的发生、发展提供足够的水汽,有利于暴雪的产生,另外将高空急流中的扰动动能输送到低层水平风切变区,增加该区域的不稳定性。

参考文献

- Bao, Q., J. J. Yang, Y. M. Liu, et al., 2009. Roles of Anomalous Tibetan Plateau Warming on the Severe 2008 Winter Storm in Central-Southern China. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 2375-2384.
- Bennets D.A., Hoskins B. J., Conditional symmetric instability a possible expnation for frontal rain bands[J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1979, 105(11): 945-962.
- Braham R. R., Jr. 1983. The Midwest snow storm of 8-11 December 1977[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111(2):253-272.
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and

- performance of the data assimilation system[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137: 553–597, doi: 10.1002/qj.828.
- Emanuel K.A., Inertial instability and mesoscale convective system. Part I: linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 1979, 36(12):2425-2449.
- Frederik S., Lance F. Bosart., mesoscale structure in the Megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983. Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 1985, 42(10):1050-1061.
- 顾佳佳, 武威. 2015. 2014 年 2 月 4-7 日河南暴雪过程的环流特征及其持续原因[J]. *暴雨灾害*, 34(2): 117-125. Gu Jiajia, Wu Wei. 2015. The circulation features and sustaining mechanism of a snowstorm event occurred in Henan from February 4 to 7 in 2014[J]. *Torrential Rain and Disasters (in Chinese)*, 34(2): 117-125.
- 胡中明, 周伟灿. 2005. 我国东北地区暴雪形成机理的个例研究[J]. *南京气象学院学报*, 28(5): 679-684. Hu Zhongming, Zhou Weican. 2005. Case study on the genesis of a snowstorm over the northeast region in China[J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*, 28(5): 679-684.
- 黄海波, 徐海容. 2007. 新疆一次秋季暴雪天气的诊断分析[J]. *高原气象*, 26(3): 624-629. Huang Haibo, Xu Hairong. 2007. Diagnostic analysis on a snowstorm event occurred of Xinjiang in fall[J]. *Plateau Meteorology*, 26(3): 624-629.
- 李津, 赵思雄, 孙建华. 2017. 一次华北破纪录暴雪成因的分析研究[J]. *气候与环境研究*, 22(6): 683-698. Li Jin, Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2017. Analysis of a record heavy snowfall event in North China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 22(6): 683-698. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16121.
- Liao, Z, and Y. Hang. 2013. Concurrent variation between the East Asian subtropical jet and polar front jet during persistent snowstorm period in 2008 winter over southern China, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 6360-6373
- 刘宁微, 齐琳琳, 韩江文. 2009. 北上低涡引发辽宁历史罕见暴雪天气过程的分析[J]. *大气科学*, 33(2): 275-284. Liu Ningwei, Qi Linlin, Han Jiangwen. 2009. The Analyses of an unusual snowstorm caused by the northbound vortex over Liaoning province in China[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 33(2): 275-284.
- 刘正新, 田惠平, 赵俊荣, 等. 2007. 新疆天山中部初秋罕见大暴雪成因分析[J]. *沙漠与绿洲气象*, 1(5): 21-24. Liu zhengxin, Tian Huiping, Zhao Junrong. 2007. A Snowstorm Origin

- Analysis in Early Autumn at Middle Part of Xinjiang Tianshan Mountains[J]. *Desert and Oasis Meteorology*, 1(5): 21-24.
- Marwitz J. D., Toth J. 1993. A case study of heavy snowfall in Oklahoma[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121(3): 648-661.
- Murakami S. 2011. Atmospheric local energetics and energy interactions between mean and eddy fields. Part I: Theory [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68:760-768.
- Ninomiya K. 1991. Polar low development over the east coast of Asian continent on 9-11 December 1985[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69(6):669-685.
- 秦华锋, 金荣花. 2008. “0703” 东北暴雪成因的数值模拟研究[J]. *气象*, 34(4): 30-38. Qin Huafeng, Jin Ronghua. 2008. Numerical simulation study of the cause of snowstorm process in Northeast of China on March 3-5 of 2007 [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 34(4): 30-38.
- Rosart L F. 1981. The Presidents' Day snowstorm of 18-19 Februar 1979: A subsynoptic-scale event[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109(7): 1542-1566.
- Sanders F. 1986. Frontogenesis and symmetric stability in a major New England snowstorm[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114(10):1847-1862.
- 王文辉, 徐祥德. 锡盟大雪和“77.10”暴雪分析[J]. *气象学报*, 1979, 37(3): 80-86. Wang Wenhui, Xu Xiangde. 1979. The heavy snow process in district xilingele and the analysis of “77.10” snowstorm [J]. *Acta Meteo. sin.*, 37(3): 80-86.
- Wen, M., S. Yang, A. Kumar, et al., 2009. An analysis of the large-scale climate anomalies associated with the snowstorms affecting China in January 2008. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 1111-1131.
- 张晶晶. 2015. 14年江西一次暴雪天气过程分析[C]. 中国气象学会年会. Zhang Jingjing. 2015. Analysis of a snowstorm weather process in Jiangxi in 2014[C]. Annual meeting of China Meteorological Society.
- 张元春, 孙建华, 傅慎明. 2012. 冬季一次引发华北暴雪的低涡涡度分析[J]. *高原气象*, 31(2): 387-399. Zhang Yuanchun, Sun Jianhua, Fu Shenming. 2012. Analysis of vorticity during vortex producing snowstorm in North China in winter [J]. *Plateau Meteor. (in Chinese)*, 31(2): 387-399.
- 周芳, 王晓东, 毛连海. 2021. 一次高空急流背景下江西暴雪过程分析[J]. *沙漠与绿洲气象*, 15(1):36-45. Zhou Fang, Wang Xiaodong, Mao Lianhai. 2021. Analysis of a Snowstorm

Influenced by Upper Troposphere Jet Stream in Jiangxi Province[J]. Desert and Oasis Meteorology, 15(1):36-45.

庄晓翠, 李博渊, 陈春艳. 2016. 新疆北部一次暖区与冷锋暴雪并存的天气过程分析[J]. 气候与环境研究, 21(1): 17-28. Zhuang Xiaocui, Li Boyuan, Chen Chunyan. 2016. Analysis of a snowstorm weather process in a coexisting warm area and cold front in northern Xinjiang [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21(1): 17-28. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15024.

左群杰, 高守亭, 孙效功. 2017. 2008年初东亚高空急流变化的可能原因及其对我国南方低温雨雪冰冻灾害的影响[J]. 气候与环境研究, 22(4): 381-391. Zuo Qunjie, Gao Shouting, Sun Xiaogong. 2017. An Effect Study of the East Asian Jet Stream on the Freezing Rain and Snowstorm Event over Southern China in Early 2008 and Possible Reasons for the Jet Stream Variation[J]. Climatic and Environmental Research, 22(4): 381-391