

我国南方冬季暴雪期间高空槽的发展变化个例研究

左群杰¹ 梁钊明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 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081; 3 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 选取我国南方4次暴雪过程, 利用欧洲中期天气预报中心ERA-Interim再分析资料, 从准地转涡度方程出发, 推导出扰动位涡拟能方程, 从波动的角度研究暴雪期间高空槽的发展。结果表明, 高空槽的出现对暴雪的发生发展极为重要, 波流相互作用对高空槽的移动具有明显影响, 槽底和槽前分别出现正效应和负效应, 使得槽底出现正变高, 槽前出现负变高, 从而使得槽向东移动或者横槽转竖, 有利于冷空气向南爆发和我国南方暴雪的产生。

关键词: 暴雪, 高空槽, 扰动位涡拟能, 波流相互作用

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2023.01.003

Case study of the development of trough during winter snowstorms in southern China

Zuo Qunjie¹, Liang Zhaoming², 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 State Key Laboratory of Severe Weather (LaSW), Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081 3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

Abstract: Four snowstorms in southern China are selected, and the ERA-Interim reanalysis data are used to derive the eddy potential enstrophy equation from the quasi-geostrophic vorticity equation, and to study the development of the trough during the snowstorm from the perspective of wave. The results show that the appearance of the trough is extremely important to the development of the snowstorm, and the wave-mean interaction has an obvious effect on the movement of the trough. The positive and negative effects in the bottom and front of trough respectively make the trough bottom appear positive and the trough front appear negative, thus making the trough move eastward or the horizontal trough turn vertical, which is conducive to the outbreak of cold air to the south and the generation of snowstorm in the south of China.

Keywords: snowstorm, trough, eddy potential enstrophy, wave-mean interaction

0 引言

在对流层中层西风带上高空槽活动频繁。高空槽的波长约为1000 km, 移动方向为自西向东, 一年四季都有出现, 但春季出现最多。槽前盛行暖湿西南气流, 槽后盛行干冷西北气流。高空槽活动反映了不同纬度间冷、暖空气的交换过程, 给中、高纬度地区造成阴雨和大风天气^[1]。高空槽是引发我国冬季暴雪的重要系统之一。

在暴雪发生、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中, 高空槽的发展是非常重要的方面, 无论是从对称不稳定还是锋生强迫等理论来研究暴雪的产生机制, 高空槽的发展都是必要的^[2-12]。利用中尺度模式模拟研究北方暴雪发生发展的动力学机制发现, 高空槽与锋面、中层辐合线之间的相互作用非常有利于北方暴雪的发生^[13-15]。北方的高空冷涡存储大量的冷空气, 当它遇到位于南方的南支槽时, 北方会有暴雪发生发展^[16-17]。在发生暴雪的天气过程中, 高空槽和低空系统协同作用会促进暴雪的发生、发展^[18-21]。贝加尔湖横槽的变化使冷空气南下与南方暖湿空气相遇, 在南方形成静止锋, 导致我国南方出现冰冻雨雪灾害^[22-24]。2009年11月1日, 北京大约提前1个月出现了初雪, 中、高空槽的变化对这次过程有很重要的作用, 与槽对应的是深厚的冷空气, 从槽中不断有小股冷空气分裂东移至我国中部上空^[25]。

收稿日期: 2022年1月11日; 修回日期: 2022年4月25日

第一作者: 左群杰(1982—), Email: zqj@mail.iap.ac.cn

通信作者: 梁钊明(1984—), Email: liangzm@cma.gov.cn

资助信息: 重庆市技术创新与应用发展专项(cstc2019jscx-tjsbX0007); 国家自然科学基金项目(41875056, 41665005, 41765003)

暴雪发生过程中，冷空气是必要条件之一。高空槽维持时，由于槽后由北向南的气流，能使北方冷空气输送到槽底，有利于冷空气在槽底聚集。当高空槽消亡时，冷空气失去约束，部分冷空气可能南下，为我国南方暴雪的发生提供必需的冷空气。因此研究槽的维持有利于了解冷空气的运动状态。

在研究高空槽的发生发展中，学者通常用涡度方程和准地转涡度方程，它们都满足涡度守恒原理。在位涡守恒理论中，气柱厚度和绝对涡度的比值保持为常数。从涡度方程出发，考虑涡度平流对槽的影响。对于均匀分布的等高线在槽前脊后沿气流方向相对涡度减小，为正的相对涡度平流，等压面高度降低；在槽后脊前沿气流方向相对涡度增加，为负的相对涡度平流，等压面高度升高；在槽脊线上涡度平流为零，等压面高度无变化，这使得槽向东移动。涡度方程重点考虑了风场对槽的影响，但是没有考虑热力的作用。在准地转涡度方程中，加入了热量对位势高度的影响，这使得对位势高度变化机制的理解更加全面。本文从准地转涡度方程出发，推导出扰动位涡拟能方程，从波动的角度来研究高空槽的移动和发展。

1 数据和方法

本文利用欧洲中期天气预报中心一天4次的温度、位势高度和风场再分析资料(ERA-Interim)^[26]，网格距为经纬度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。对2008年1月29日我国南方、2014年2月9日江西、2016年1月20日湖南和2018年1月24日江苏地区发生的暴雪灾害进行研究分析。

利用准地转位涡方程^[27]，得到扰动位涡拟能方程来研究暴雪发生期间高空槽的变化。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi}\right)q = s, \quad (1)$$

准地转位涡

$$q = f + \frac{1}{fa^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda^2} + \frac{\sin^2 \varphi}{fa^2 \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{\cos \varphi}{\sin^2 \varphi} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} \right) + \frac{f}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right),$$

式中： u, v 为地转风， $s = \frac{Rf}{H\rho_0} \frac{\partial \rho_0 D}{\partial z} \frac{1}{N^2}$ ， $\rho_0 = \rho_s e^{-z/H}$ ， $\rho_s = p_s / RT_s$ ， $z = -H \ln(p/p_s)$ ， D 为绝热条件下的温度变化。 λ 是经度， φ 是纬度， t 是时间， Φ 是位势， a 是地球半径， f 是Coriolis参数。将变量分解成纬向平均和叠加在其上的扰动量，如， $u = \bar{u} + u'$ ，代入方程(1)得到：

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q'^2}{2} \right) + \frac{\bar{u}}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{q'^2}{2} \right) + \frac{\bar{v}}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{q'^2}{2} \right) + \frac{u'}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{q'^2}{2} \right) + \frac{v'}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{q'^2}{2} \right) = -\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \varphi} + \left(\frac{u'}{a \cos \varphi} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \lambda} + \frac{v'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \varphi} \right) q' + s'q' \quad (2)$$

式中： $\frac{q'^2}{2}$ 表示扰动位涡拟能，等号左边第二至五项表示扰动位涡拟能的平流项，它们与扰动位涡拟能局地变化项一起表示扰动位涡拟能的变化，所以文中没有详细说明这几项。等号右边第一项是扰动位涡拟能的产生项。它的纬向平均与EP通量有关，表示波与平均流之间的相互作用对扰动位涡拟能的影响。当 $-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \varphi} > 0$ 时，表示波与平均流之间的相互作用产生扰动位涡拟能；当 $-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \varphi} < 0$ 时，表示波与平均流之间的相互作用消耗扰动位涡拟能。等号右边第二项是雷诺项，该项比等号右边第一项小1~2个量级，而且它的纬向平均值为0，故在文中不讨论该项。等号右边第三项是热力项，在计算过程中将前面所有项的剩余全部包含在该项当中，它比等号右边第一项小1个量级。

2 结果与分析

图1是2008年1月29日06时、2014年2月9日06时、2016年1月22日06时、2018年1月27日06时500 hPa扰动位涡场、位势场和扰动温度场分布图。暴雪期间在500 hPa高空，在高原以北存在强大的阻塞高压，在阻塞高压前部是低压槽或者横槽。这样的配置将大量的冷空气锁定在低压槽中，为我国中、东部的暴雪提供源源不断的冷空气。特别是在2018年1月27日500 hPa横槽的存在，当横槽转竖时，聚集的大量冷空气会短时间内南下，这样的配置形式有利于我国南方冬季暴雪的产生，这种配置也是其他降雪、降雨的常见配置。另外，槽前产生的垂直运动也为暴雪发生提供了有利条件。从图1中还可以看到与槽发展有关的扰动位涡的变化，扰动位涡最大值通常发生在槽底部，扰动位涡的发展可以代表槽和冷空气的发展。

图2是本文关注的四个不同时间，扰动温度、扰动位势和扰动位涡拟能在 $120^{\circ}E$ (图2a、2b和2d)和 $115^{\circ}E$ (图2c)高度-纬度剖面图。从图中可以看出，暴雪发生期间，冷空气位于500 hPa槽下方，并向两极延伸。槽的存在能够引起其控制的冷空气源源不断的向暴雪区域移动，特别是横槽转竖时，冷空气会突然大量南下，这样有利于暴雪的发生和发展。从图中还可以看到，在500~300 hPa中、高纬度之间，在槽的中心位置，对应着较大的扰动位涡拟能，而在中、低层，槽依然明显存在，但是扰动位涡拟能并不明显。这也就说明了中、低层槽的发展不能用扰动位涡拟能的变化来表示。在近地面扰动位涡拟能异常大，这很

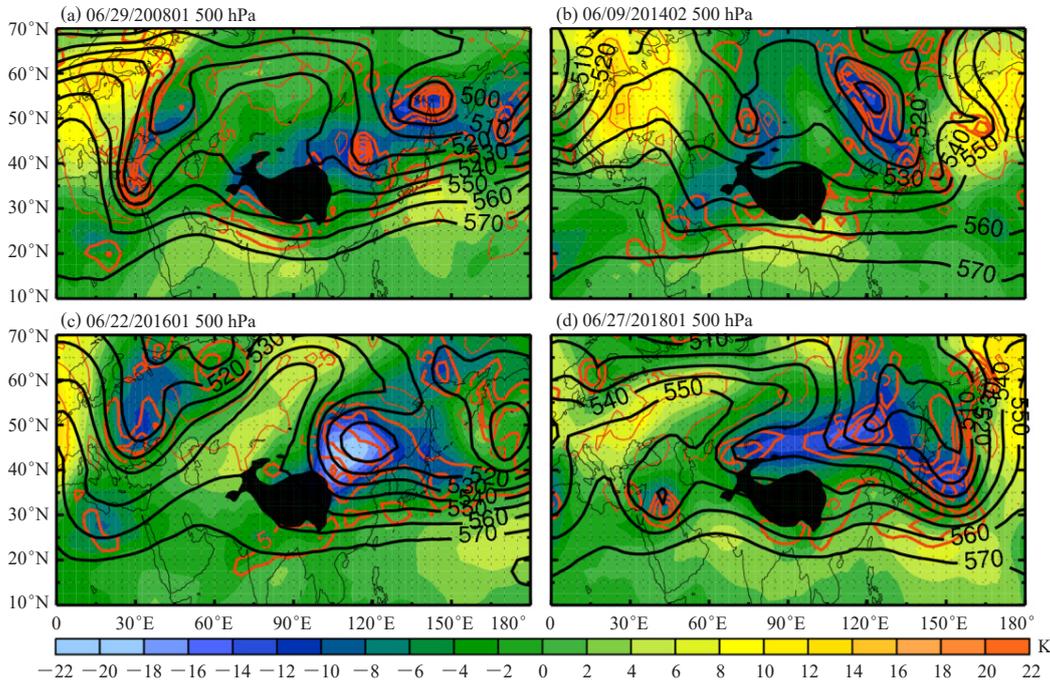


图1 2008年1月29日06时(a)、2014年2月9日06时(b)、2016年1月22日06时(c)、2018年1月27日06时(d) 500 hPa QGPVE (扰动准地转涡度(红实线, 间隔 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 细红实线代表负, 粗红实线代表正)、扰动温度场(彩色)和位势场(黑实线, 间隔 $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), 黑色区域表示青藏高原的位置)

Fig. 1 QGPVE (eddy quasi-geostrophic potential vorticity, red solid lines, interval: $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, thick (thin) red solid lines denote positive (negative)), eddy temperature (colored), and geopotential (black solid lines, interval: $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) at 500 hPa: 0600 UTC 29 January 2008 (a), 0600 UTC 09 February 2014 (b), 0600 UTC 22 January 2016 (c), and 0600 UTC 27 January 2018 (d) (The bold black area indicates the location of the Tibet Plateau)

有可能是近地面温度的垂直梯度造成的。综合图1和图2, 扰动位涡拟能的变化能够很好地表示对流层中、高层槽的变化。那么在对流层中、高层扰动位涡拟能的变化由什么因素引起呢? 在图2中发现扰动位涡拟能在400 hPa附近存在最大值, 所以下面的分析中本文主要分析400 hPa波流相互作用项($-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi}$)的分布情况, 如图3所示。

从图3中可以看出, 在阻塞高压前部槽底存在明显的波-平均流相互作用。槽底部是正的波流相互作用项, 而槽前是负的波流相互作用项。当 $-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi} > 0$ 时, 表示波与平均流之间的相互作用产生扰动位涡拟能, 使扰动位势拟能增强。根据图1可知, 槽底的扰动位势涡度为正, 当槽底的扰动位涡拟能增加时, 槽底的扰动位势涡度增加, 从而使槽底位势涡度增强。根据位涡守恒理论得知, 槽底的高度场将会增加。同理, 在槽前 $-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi} < 0$, 将使槽前的高度场降低。这样一个过程使得槽向东移动, 或者横槽转竖。

图4给出了2014年2月10日18时和2016年1月24日

00时波流相互作用项、位势和扰动温度在400 hPa层上的分布。对比图3, 从图4中可以看出, 阻塞高压前的低压槽向东移动并减弱。这样的移动和减弱释放了存在于槽中的冷空气, 使冷空气南下, 为我国中、东部地区的暴雪提供有利的条件。

从图3中可以看出, 波流相互作用项主要作用于 45°N 附近, 也就是槽的底部。图5给出了扰动温度、扰动位势、波流相互作用在这四个时间在 45°N 处高度-经度剖面图。暴雪发生期间, 我国北方的冷空气主要位于500 hPa以下对流层中低层, 在垂直方向上形成了低冷高暖的垂直温度梯度。波流相互作用主要发生在垂直温度梯度较大的地方, 也就是500~300 hPa, 中心位于450 hPa附近, 扰动位势负值区, 如图5中粗黑实(虚)线所示。这些特点说明了波流相互作用主要对中层槽的发展有作用, 对300 hPa以上的高空槽和500 hPa以下的中低层槽作用很小。波流相互作用项包含了波的作用和平均流的作用, 下文从这两个方面来分析。

$v'q'$ 表示波的作用, 该项与表示波的传播方向的EP通量散度有关。图6是这四个时间, $v'q'$ 、位势和扰动温度在400 hPa层上的分布。从图6中可以得到, 波

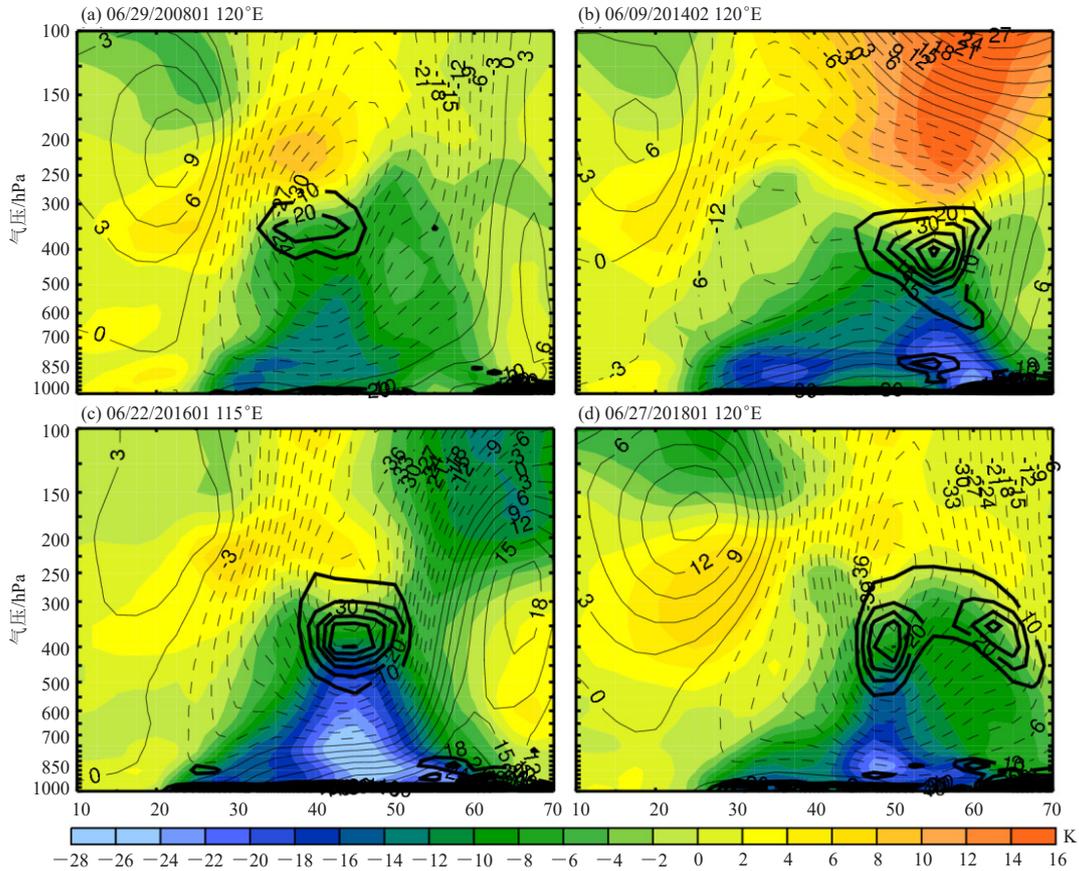


图2 2008年1月29日06时120°E (a)、2014年2月9日06时120°E (b)、2016年1月22日06时115°E (c)、2018年1月27日06时120°E (d) 扰动温度(填充色, 间隔2 K)、扰动位势(细实(虚)线, 间隔 $3 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)、扰动位涡拟能(粗实线, 间隔 $10 \times 10^{-14} \text{ s}^{-2}$)高度-纬度剖面图

Fig. 2 Pressure-latitude cross sections of eddy temperature (colored, interval: 2 K), eddy geopotential (thin solid (dotted) lines denote positive (negative), interval: $3 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), and eddy potential enstrophy (thick solid lines, interval: $10 \times 10^{-14} \text{ s}^{-2}$) at 0600 UTC 29 January 2008 120°E (a), 0600 UTC 09 February 2014 120°E (b), 0600 UTC 22 January 2016 115°E (c), and 0600 UTC 27 January 2018 120°E (d)

的作用主要集中在槽底部, 如图6a中(40°N, 120°E)、图6b中(50°N, 135°E)、图6c中(45°N, 115°E)、图6d中(45°N, 120°E)附近。槽底部的 $v'q'$ 正负同时出现, 负值出现在上游, 正值出现在下游位置。根据 $v'q' \propto \nabla \cdot \mathbf{F}$, 其中 \mathbf{F} 为EP通量, 在 $v'q'$ 负值区, $\nabla \cdot \mathbf{F}$ 为负, 表示波的传播辐合, 这不利于波的传播, 而 $v'q'$ 正值区, $\nabla \cdot \mathbf{F}$ 为正, 表示波的传播辐散, 有利于波的传播。槽底部 $v'q'$ 正负同时出现, 并且正值出现在负值的下游地区, 这有利于波动向下游传播, 也就是槽会向东移动。

图7给出了扰动温度、扰动位势、 $v'q'$ 在这四个时间在45°N处高度-经度剖面图。从图7中可以看到, $v'q'$ 波的作用主要发生在扰动位势负值区500~300 hPa, 中心位于450 hPa附近, 在这个区域下冷上暖垂直温度梯度较大, 如图7中粗黑实(虚)线所示, 这样的分布形态与波流相互作用项($-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi}$)在垂直方向上的分

布形态相似。

图8是纬向平均风和 $\frac{\partial \bar{q}}{a \partial \phi}$ 在这四个时间高度-纬度剖面图。从图8中可知, 对于整个北半球而言, 在对流层中、高层存在大范围的 $\frac{\partial \bar{q}}{a \partial \phi}$ 正值区域, 这些正值主要位于急流下方北侧。因为 $\frac{\partial \bar{q}}{a \partial \phi} \propto -\frac{\partial \bar{u}}{a \partial \phi}$, 所以在急流下方北侧 $\frac{\partial \bar{u}}{a \partial \phi} < 0$, 这与高空急流的分布特征是一致的。在波的经向传播过程中, \bar{u} 的经向变化对波的经向传播是不可忽略的因素。根据大圆理论^[28], 当基本气流的 $\frac{\partial \bar{u}}{a \partial \phi} < 0$ 时, 有利于波的经向传播。冬季, 副热带急流位于我国中部上空, 这可以根据图1中等位势线梯度可以看出。由于急流的存在, 急流的北部风速经向梯度小于0, 这在局部地区有利于波的经向传播,

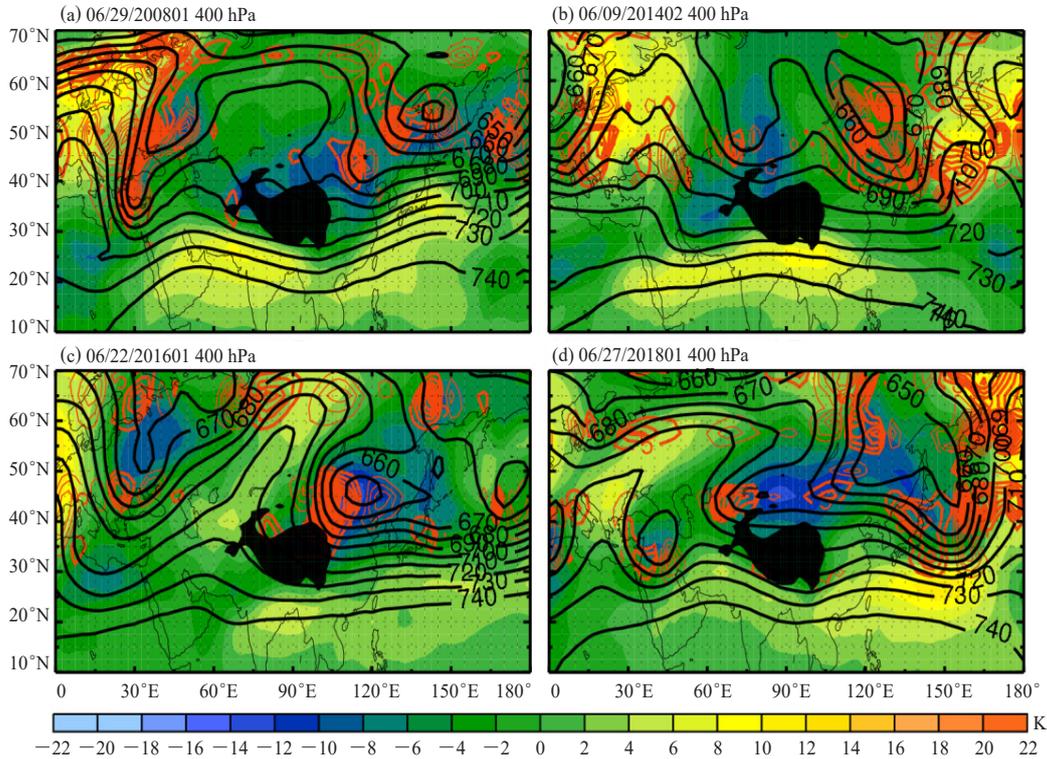


图3 2008年1月29日06时 (a)、2014年2月9日06时 (b)、2016年1月22日06时 (c)、2018年1月27日06时 (d) 400 hPa $-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi}$ (红实线, 粗红实线为正值, 细红实线为负, 间隔 $5 \times 10^{-14} \text{ s}^{-2}$)、扰动温度场 (彩色) 和位势场 (粗黑实线, 间隔 $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) (黑色区域表示青藏高原的位置)

Fig. 3 $-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi}$ (red lines, thick (thin) red lines denote positive (negative), interval: $5 \times 10^{-14} \text{ s}^{-2}$), eddy temperature (colored), and geopotential (thick solid black lines, interval: $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) at 400 hPa: 0600 UTC 29 January 2008(a), 0600 UTC 09 February 2014(b), 0600 UTC 22 January 2016(c), and 0600 UTC 27 January 2018(d) (The black area indicates the location of the Tibet Plateau)

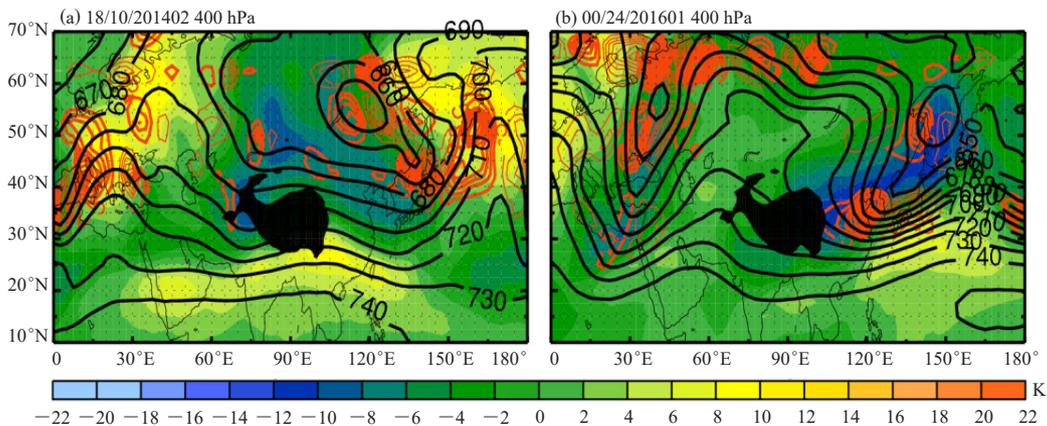


图4 2014年2月10日18时 (a) 和2016年1月24日00时 (b) 400 hPa $-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi}$ (红实线, 粗红实线为正值, 细红实线为负, 间隔 $5 \times 10^{-14} \text{ s}^{-2}$)、扰动温度场 (填充色, 间隔 2 K) 和位势场 (粗黑实线, 间隔 $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) (黑色区域表示青藏高原的位置)

Fig. 4 $-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi}$ (red lines, thick (thin) red lines denote positive (negative), interval: $5 \times 10^{-14} \text{ s}^{-2}$), eddy temperature (colored, interval: 2 K), and geopotential (thick solid black lines, interval: $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) at 400 hPa: 1800 UTC 10 February 2014 (a) and 0000 UTC 24 January 2016 (b) (The black area indicates the location of the Tibet Plateau)

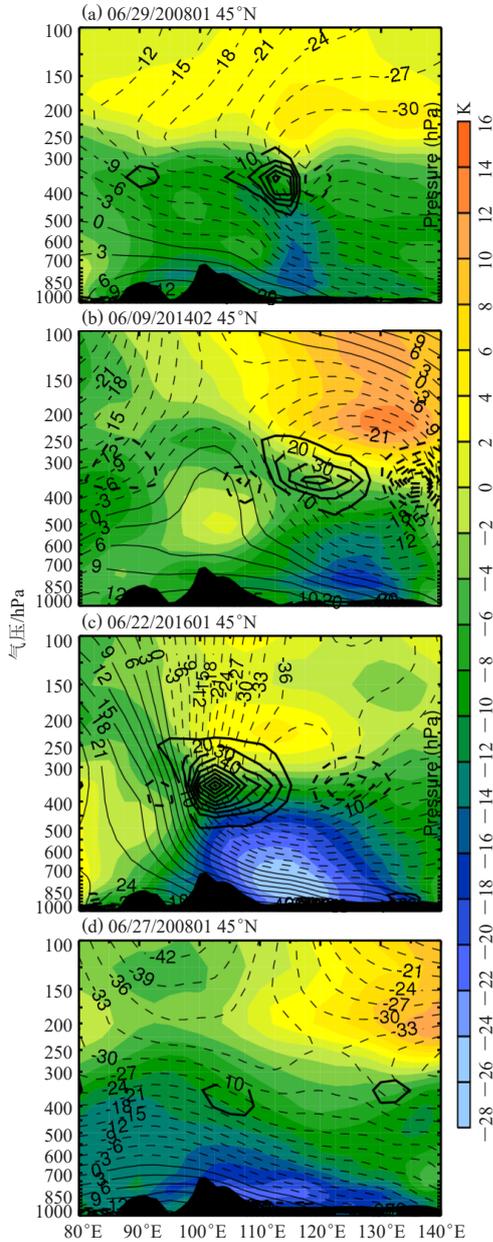


图5 2008年1月29日06时 (a)、2014年2月9日06时 (b)、2016年1月22日06时 (c)、2018年1月27日06时 (d) 45°N扰动温度 (填色, 间隔2 K)、扰动位势 (细实 (虚) 线, 间隔

$3 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)、 $-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi}$ (粗实线为正值, 细实线为负, 间隔 $10 \times 10^{-14} \text{ s}^{-2}$) 高度—经度剖面图 (黑色区域表示青藏高原的位置)
Fig. 5 Pressure—longitude cross sections of eddy temperature (colored, interval: 2 K), eddy geopotential (thin solid (dotted) lines denote positive (negative), interval: $3 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), and $-\frac{v'q'}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi}$ (thick solid (dotted) lines

denote positive (negative), interval: $10 \times 10^{-14} \text{ s}^{-2}$) at 45°N: 0600 UTC 29 January 2008 (a), 0600 UTC 09 February 2014 (b), 0600 UTC 22 January 2016 (c), and 0600 UTC 27 January 2018 (d) (The black area indicates the location of the Tibet Plateau)

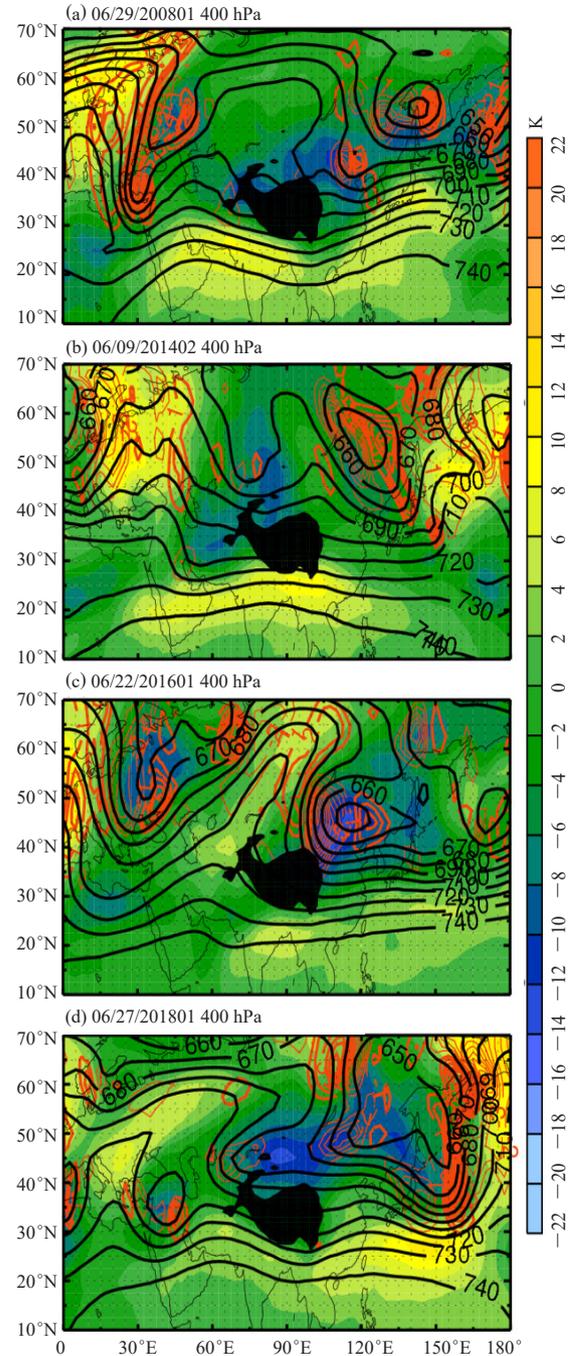


图6 2008年1月29日06时 (a)、2014年2月9日06时 (b)、2016年1月22日06时 (c)、2018年1月27日06时 (d) 400 hPa $v'q'$ (红实线, 粗红实线为正值, 细红实线为负, 间隔 $1 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$)、扰动温度场 (填色, 间隔2 K) 和位势场 (粗黑实线, 间隔 $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) (黑色区域表示青藏高原的位置)

Fig. 6 $v'q'$ (red lines, thick (thin) red lines denote positive (negative), interval: $1 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$), eddy temperature (colored, interval: 2 K), and geopotential (thick solid black lines, interval: $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) at 400 hPa: 0600 UTC 29 January 2008 (a), 0600 UTC 09 February 2014 (b), 0600 UTC 22 January 2016 (c), and 0600 UTC 27 January 2018 (d) (The black area indicates the location of the Tibet Plateau)

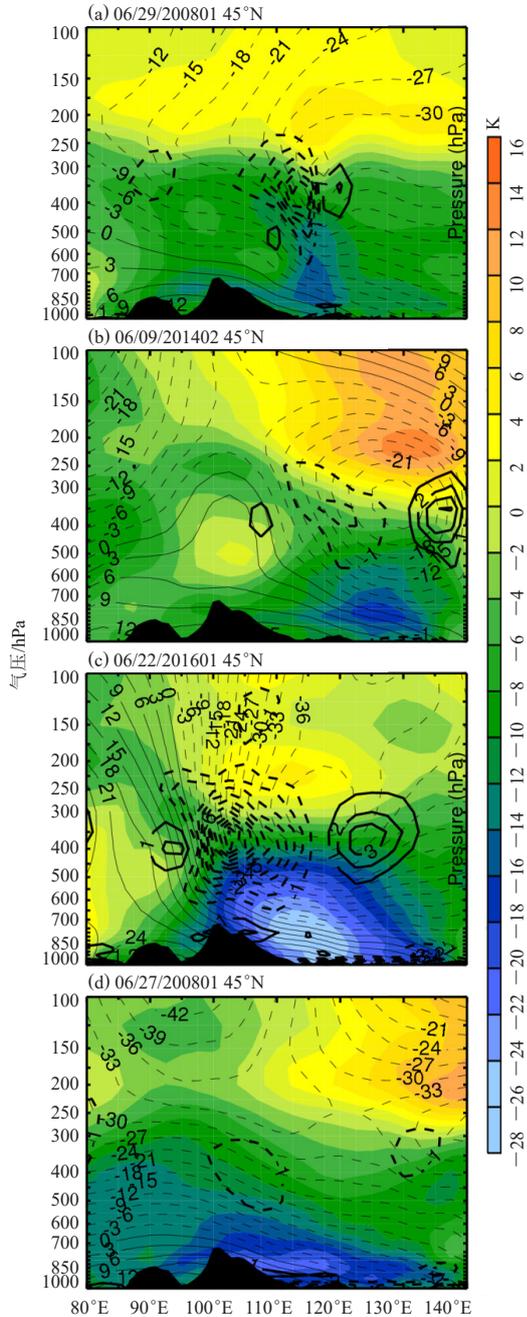


图7 2008年1月29日06时 (a)、2014年2月9日06时 (b)、2016年1月22日06时 (c)、2018年1月27日06时 (d) 45°N 扰动温度 (填充色, 间隔2 K)、扰动位势 (细实 (虚) 线, 间隔 $3 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)、 $v'q'$ (粗实线为正值, 细实线为负, 间隔 $1 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) 高度—经度剖面图 (黑色区域表示青藏高原的位置)

Fig. 7 Pressure-longitude cross sections of eddy temperature (colored, interval: 2 K), eddy geopotential (thin solid (dotted) lines denote positive (negative), interval: $3 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), and $v'q'$ (thick solid (dotted) lines denote positive (negative), interval: $1 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) at 45°N: 0600 UTC 29 January 2008 (a), 0600 UTC 09 February 2014 (b), 0600 UTC 22 January 2016 (c), and 0600 UTC 27 January 2018 (d) (The black area indicates the location of the Tibet Plateau)

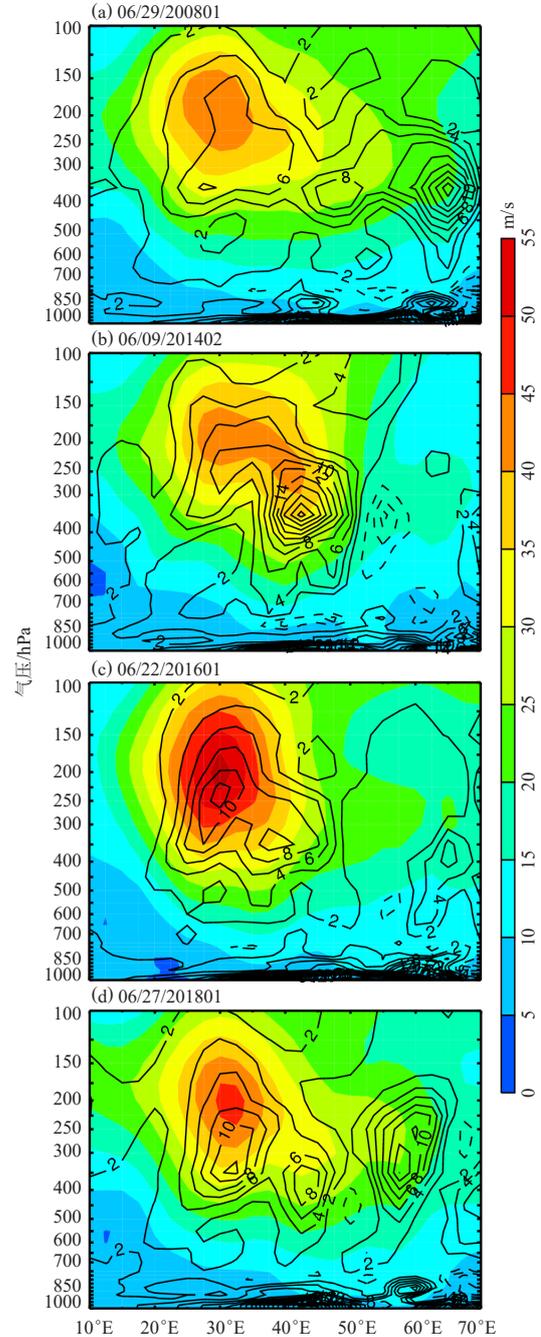


图8 2008年1月29日06时 (a)、2014年2月9日06时 (b)、2016年1月22日06时 (c)、2018年1月27日06时 (d) 纬向平均风 (填充色, 间隔 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)、 $\frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi}$ (实 (虚) 线为正 (负) 值, 间隔 $2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 高度—经度剖面图

Fig. 8 Pressure-longitude cross sections of zonal wind (colored, interval: $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and $\frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi}$ (solid (dotted) lines denote positive (negative), interval: $2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$): 0600 UTC 29 January 2008 (a), 0600 UTC 09 February 2014 (b), 0600 UTC 22 January 2016 (c), and 0600 UTC 27 January 2018 (d)

使得急流北部地区出现明显的槽、脊。急流北部槽、脊的活动有利于南北冷暖空气的交换,更进一有利于我国南方暴雪的发生。

3 结论

本文选取我国南方4次暴雪过程,利用ERA-Interim再分析资料,从准地转涡度方程出发,推导出扰动位涡拟能方程,从波动的角度研究暴雪期间高空槽的发展。

结果表明,在暴雪发生的过程中,在对流层中层存在着明显的阻塞高压及其前部的高空槽。高空槽的主要作用是聚集冷空气并不断的将冷空气向南输送到我国中、东部地区和南部地区,另外在高空槽前部存在与高空急流有关的垂直运动。从上面两个方面可以看出高空槽的出现对暴雪的发生发展极为重要。本文用扰动位涡拟能方程和位涡守恒理论分析了暴雪期间高空槽的发展。扰动位涡拟能的产生主要是由波流相互作用项引起的,雷诺项对扰动位涡拟能的作用很小。波流相互作用项在槽底和槽前分别表现出正效应和负效应。正效应的使扰动位涡增加,根据位涡守恒原理,此时位势高度升高,负效应的使位势高度降低,这样两个作用的总效果就是槽向东移动,或者横槽转竖。

参考文献

- [1] 周淑贞. 气象学与气候学(第三版). 北京: 北京高等教育出版社, 1997.
- [2] Bennets D A, Hoskins B J. Conditional symmetric instability a possible expnation for frontal rain bands. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1979, 105(11): 945-962.
- [3] Emanuel K A. Inertial instability and mesoscale convective system. Part I: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1979, 36(12):2425-2449.
- [4] Bosart L F. The Presidents' Day snowstorm of 18-19 Februar 1979: A subsynoptic-scale event. *Monthly Weather Review*, 1981, 109(7): 1542-1566.
- [5] Braham R R Jr. The Midwest snow storm of 8-11 December 1977. *Monthly Weather Review*, 1983, 111(2): 253-272.
- [6] Frederik S, Bosart L F. Mesoscale structure in the Megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983. Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1985, 42(10): 1050-1061.
- [7] Sanders F. Frontogenesis and symmetric stability in a major New England snowstom. *Monthly Weather Review*, 1986, 114(10): 1847-1862.
- [8] Ninomiya K. Polar low development over the east coast of Asian continent on 9-11 December 1985. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1991, 69(6): 669-685.
- [9] Marwitz J D, Toth J. A case study of heavy snowfall in Oklahoma. *Monthly Weather Review*, 1993, 121(3): 648-661.
- [10] Huo Z H, Zhang D L, Gyakum J. A diagnostic analysis of the superstorm of March 1993. *Monthly Weather Review*, 1995, 123(6): 1740-1761.
- [11] Ulbrich U, Fink A H, Klawa M, et al. Three extreme storms over Europe in December 1999. *Weather*, 2001, 56(3): 70-80.
- [12] Pearce R, Lloyd D, McConnell D. The post-Christmas 'French' storms of 1999. *Weather*, 2001, 56(3): 81-91.
- [13] 庄晓翠, 李博渊, 陈春艳. 新疆北部一次暖区与冷锋暴雪并存的天气过程分析. *气候与环境研究*, 2016, 21(1): 17-28.
- [14] 李津, 赵思雄, 孙建华. 一次华北破纪录暴雪成因的分析研究. *气候与环境研究*, 2017, 22(6): 683-698.
- [15] 顾佳佳, 武威. 2014年2月4—7日河南暴雪过程的环流特征及其持续原因. *暴雨灾害*, 2015, 34(2): 117-125.
- [16] 秦华锋, 金荣花. "0703"东北暴雪成因的数值模拟研究. *气象*, 2008, 34(4): 30-38.
- [17] 张元春, 孙建华, 傅慎明. 冬季一次引发华北暴雪的低涡涡度分析. *高原气象*, 2012, 31(2): 387-399.
- [18] 刘正新, 田惠平, 赵俊荣, 等. 新疆天山中部初秋罕见大暴雪成因分析. *沙漠与绿洲气象*, 2007, 1(5): 21-24.
- [19] 黄海波, 徐海容. 新疆一次秋季暴雪天气的诊断分析. *高原气象*, 2007, 26(3): 624-629.
- [20] 胡中明, 周伟灿. 我国东北地区暴雪形成机理的个例研究. *南京气象学院学报*, 2005, 28(5): 679-684.
- [21] 刘宁微, 齐琳琳, 韩江文. 北上低涡引发辽宁历史罕见暴雪天气过程的分析. *大气科学*, 2009, 33(2): 275-284.
- [22] 陶诗言, 卫捷. 2008年1月我国南方严重冰雪灾害过程分析. *气候与环境研究*, 2008, 13(4): 337-350.
- [23] 赵思雄, 孙建华. 2008年初南方雨雪冰冻天气的环流场与多尺度特征. *气候与环境研究*, 2008, 13(4): 351-367.
- [24] 孙建华, 赵思雄. 2008年初南方雨雪冰冻灾害天气静止锋与层结构分析. *气候与环境研究*, 2008, 13(4): 368-384.
- [25] Li J, Zhao S X, Yu F. Analysis of a Beijing heavy snowfall related to an inverted trough in November 2009. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2010, 3(3): 127-131.
- [26] Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2011, 137(656):553-597.
- [27] Murakami S. Atmospheric local energetics and energy interactions between mean and eddy fields. Part I: Theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2011, 68(4):760-768.
- [28] Held I M. Stationary and quasi-stationary eddies in the extratropical troposphere: Theory. In: Hoskins B J, Pearce R P. *Large scale dynamical processes in the atmosphere*. New York: Academic Press, 1983: 127-168.