

# 2004/2005 年冬季强寒潮事件的等熵位涡分析<sup>\*</sup>

丁一汇<sup>1,2</sup> 马晓青<sup>2,3</sup>

1 气候研究开放实验室, 北京, 100081

2 国家气候中心, 北京, 100081

3 北京市气象局, 北京, 100089

## 摘 要

利用 2004 年 12 月 1 日—2005 年 2 月 28 日的 NCAR/NCEP 逐日再分析资料, 对 2004 年 12 月 22 日—2005 年 1 月 1 日的强寒潮事件进行等熵位涡分析。结果表明: 这次强寒潮事件的强冷空气来自欧亚北部和北极地区的高纬平流层下部与对流层上部。在寒潮爆发前期, 高位涡强冷空气传播到贝加尔湖南侧, 并被来自低纬度的低位涡空气所切断, 在欧亚地区形成北部低位涡(阻塞高压)南部高位涡(低涡)的偶极型环流。随着低位涡的减弱消亡, 高位涡强冷空气沿高原北侧向东南方向移动, 当高位涡中心移到中国东部地区, 高位涡空气柱在垂直方向上强烈向下伸展, 使得气柱的气旋性涡度加强, 东亚大槽迅速加深, 引起寒潮的爆发。进一步分析表明, 高位涡中心向南、向下传播过程中, 等熵面上高位涡中心附近气流在其西侧和北侧地区沿等熵面下沉, 引起上述地区低层西伯利亚高压迅速发展, 导致强寒潮爆发。

**关键词:** 寒潮, 位涡, 等熵面, 东亚大槽, 西伯利亚高压。

## 1 引 言

位涡综合表征了大气的热力和动力特征, 是一个重要的诊断工具。20 世纪 80 年代中期, Hoskins 等<sup>[1]</sup>采用位涡动力学框架, 对切断低压、阻塞高压的结构、起源及维持等基本问题给出了清晰的物理图像, 提出了等熵位涡 IPV (Isentropic potential vorticity) 分析的方法和意义。之后位涡理论在天气动力学研究中, 尤其是在爆发性气旋和锋面研究中得到了广泛应用和发展<sup>[2-4]</sup>。90 年代以来, 中国气象工作者对位涡的应用理论进行了研究, 赵其庚<sup>[5]</sup>对等熵位涡性质及等熵位涡图的应用进行了分析, 袁卓建<sup>[6]</sup>推导出了广义坐标系下的位涡方程, 吴国雄<sup>[7-9]</sup>从原始运动方程出发推导出湿位涡方程, 并证明其守恒性, 提出了倾斜涡度发展 (SVD) 理论。近几年, 中国气象研究中位涡理论较多地应用于暴雨诊断<sup>[10-18]</sup>, 也有应用于阻塞高压的诊断分析<sup>[19-21]</sup>。

如前所述, 位涡理论在中国夏季暴雨研究分析

方面应用较多, 但用 IPV 系统地分析冬季强寒潮过程的研究较少, 有少数研究用 IPV 方法分析了当地寒潮事件。俞佚名<sup>[22]</sup>分析了 1982 年 12 月 2—7 日 295 K 上的 IPV 图演变, 并与 500 hPa 天气图进行对比; 赵其庚<sup>[23]</sup>用 IPV 分析了 1983 年 1 月 8—10 日侵入青藏高原的强冷空气过程, 显示出冷空气系统在高原四周的三维气流结构; 席世平等<sup>[24]</sup>分析了区域暴雪过程; 他们认为 IPV 图是分析大尺度天气动力学过程的有效工具。Hoskins 等<sup>[1]</sup>曾指出绝热无摩擦大气有沿着等熵面做二维运动的趋势。等熵位涡在绝热无摩擦大气中是守恒的, 在分析夏季暴雨时由于强凝结潜热释放, 则利用等熵位涡守恒性原理分析的有效时限较短; 而在冬季, 等熵位涡的守恒性持续时间长, 因此可以根据等熵位涡的守恒性来追踪冬季强寒潮过程的重要特征。

2004/2005 年冬季中国出现阶段性的严寒天气, 中国大部分地区冬季气温较气候平均值偏低。在该年冬季强冷空气事件频繁爆发, 其中 2004 年

<sup>\*</sup> 初稿时间: 2007 年 7 月 9 日; 修改稿时间: 2007 年 9 月 6 日。

资助课题: 国家重点基础研究发展计划“亚印太交汇区”海气相互作用及其对我国短期气候影响课题四——亚洲季风区水分循环和变异机制(2006CB403604)。

作者简介: 丁一汇, 主要从事气候变化与气候预测、亚洲季风、灾害性天气与气候研究。

12月22日—2005年1月1日的寒潮事件和2005年2月14—21日的寒潮事件,引起了全国大幅度的降温、大风天气和后期强冷涌过程,该年冬季寒潮事件及其后期冷涌过程分析详见文献[25]。本文利用等熵位涡方法对2004年12月22日—2005年1月1日的强寒潮过程进行诊断分析,试图揭示这次强寒潮过程冷空气的来源及其传播特征,并对这次寒潮的爆发机制从位涡观点作进一步的探讨。

## 2 资料和方法

本文资料为2004年12月1日—2005年2月28日的NCAR/NCEP(美国国家环境预报中心和美国大气科学研究中心)逐日再分析高度、温度、纬向风、经向风以及海平面气压资料<sup>[26]</sup>,分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

等熵位涡垂直分量PV(用 $V_P$ 表示)的表达式为

$$V_P = (\zeta_\theta + f) \left( -g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (1)$$

其中, $g$ 为重力加速度, $\zeta_\theta$ 为等熵面上相对涡度的垂直分量, $f$ 为牵连涡度, $-\frac{\partial \theta}{\partial p}$ 为静力稳定度。

首先计算各格点各等压面上的位温和涡度,线性内插出各等熵面上的风场、高度场和气压值,然后根据式(1)计算等熵位涡。本文计算了275—375 K

共21层等熵面,详细计算见附录。以过程降温和温度距平相结合来定义寒潮标准,具体寒潮标准见参考文献[25]。

## 3 2004/2005年冬季IPV的平均特征

大气中位涡的气候分布有显著的特征<sup>[27]</sup>。为更清楚地分析天气过程即强寒潮事件中熵位涡特征,我们首先要了解位涡分布的气候特征,这里我们给出了2004/2005年冬季的平均特征。

图1给出了2004/2005年冬季300和315 K等熵面的平均气压分布。300 K等熵面在极区位于对流层上部约400 hPa以上,向南其高度逐渐降低,在中纬度地区位于对流层中层500—700 hPa,热带地区则下降到海平面,即300 K等熵面高度随纬度变化很大,但它几乎总在对流层内。315 K等熵面在极区位于平流层低层250 hPa以上,在中纬度地区位于对流层高层300—400 hPa,在热带地区则位于对流层低层700 hPa附近。考虑青藏高原地形影响(该地区300 K等熵面约对应600—800 hPa),为避免等熵面和地面交割,青藏高原地区应取305 K以上等熵面进行分析。这与Sun等<sup>[27]</sup>给出的冬季3个特征等熵面(275、290、300 K)气候特征(10 a冬季平均)基本一致。

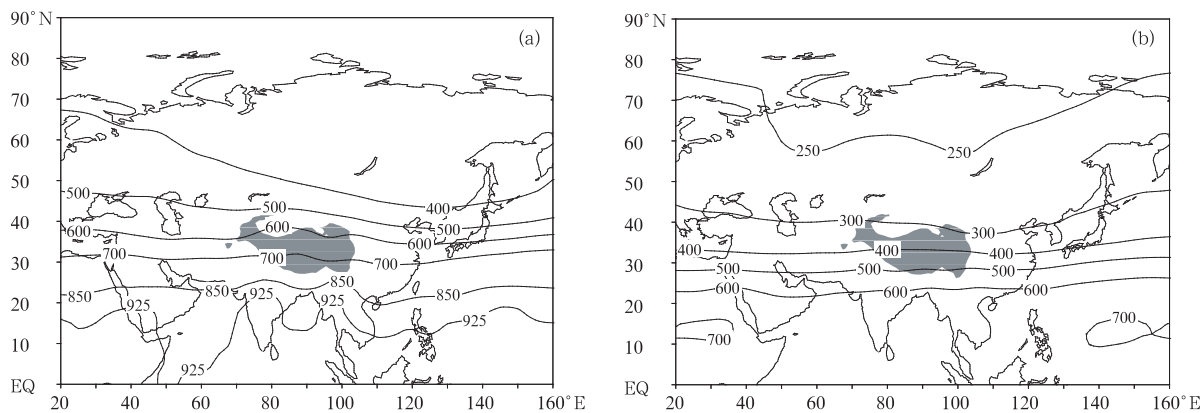


图1 2004/2005年冬季平均(2004年12月1日—2005年2月28日平均)的300 K(a)和315 K(b)等熵面上气压分布(阴影区为大于3000 m地形,单位:hPa)

Fig. 1 2004/2005 winter mean pressure (hPa) on isentropic surfaces of (a) 300 K and (b) 315 K averaged from 1 Dec 2004 to 28 Feb 2005 (The shaded area denotes the topography higher than 3000 meter)

根据式(1),等熵位涡由等熵面上的绝对涡度和静力稳定度共同决定的。平流层中的静力稳定度比对流层大好几倍,而高纬度的牵连涡度比较大,位涡

向极地向上增加。因此高纬度的对流层上层或平流层下部是高位涡库,而热带地区是低位涡的源区。在对流层内位涡值一般小于 $1.5 \text{ PVU}^\circ$ ,平流层低

$1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K} / (\text{s} \cdot \text{kg})$

层位涡很快大于 4 PVU, 根据位涡的不连续分布和它的守恒性, 我们可以把 1.5—3.0 PVU 定义为“动力对流层顶”<sup>[28]</sup>。对流层顶在等熵位涡图上表现为一组密集的等值线, 因此根据等熵位涡图可以明确地区分平流层空气和对流层空气<sup>[20,29]</sup>。这在图 2 中非常清楚, 315 K 等熵面上极区 2004/2005 年冬季

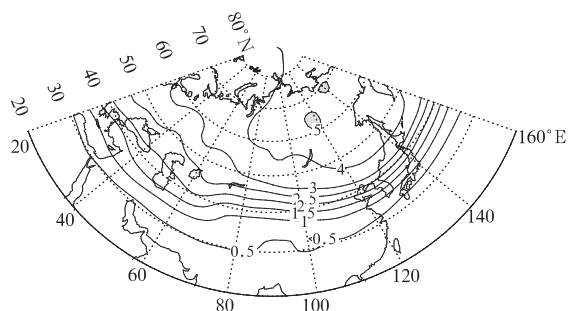


图 2 2004/2005 年冬季平均

(2004 年 12 月 1 日—2005 年 2 月 28 日平均)

315 K 等熵面上位涡分布(单位:PVU, 经纬度范围:20°—90°N, 20°—160°E)

Fig. 2 2004/2005 winter mean potential vorticity (PVU) on the isentropic surface of 315 K averaged from 1 Dec 2004 to 28 Feb 2005

(The latitude and longitude range: 20°—90°N, 20°—160°E)

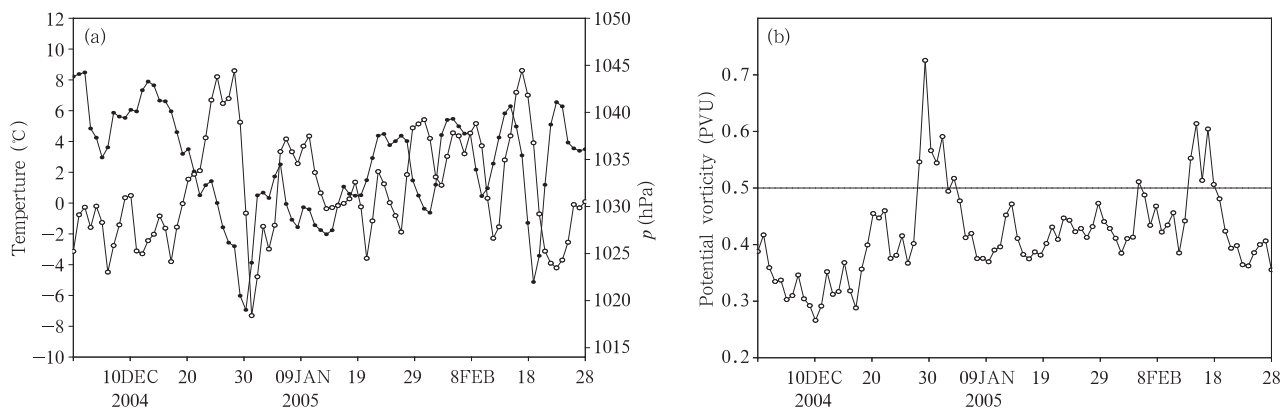


图 3 2004 年 12 月 1 日—2005 年 2 月 28 日(a)西伯利亚高压强度(40°—60°N, 80°—120°E)的海平面气压平均值, 空心圆线, 单位:hPa)、中国东部(20°—40°N, 105°—120°E)1000 hPa 上的温度(实心圆线, 单位:°C)和 (b) 295 K 等熵面上中国东部的位涡(PVU)

Fig. 3 (a) Daily mean Siberian high intensity (sea level pressure, the solid line with open circles; hPa) averaged over 40°—60°N, 80°—120°E, and daily mean temperature (the solid line with solid circles; °C) averaged over East China (20°—40°N, 105°—120°E), and (b) daily mean potential vorticity (the solid line with open circles; PVU) on the isentropic surface of 295 K in 2004/2005 winter (1 Dec 2004 to 28 Feb 2005)

如引言所述, 2004/2005 年冬季中国爆发了 2 次强寒潮事件, 分别发生在 2004 年 12 月 22 日—2005 年 1 月 1 日和 2005 年 2 月 14—21 日, 对应图

平均位涡值超过 5 PVU, 在 30°N 以南地区平均位涡则低于 0.5 PVU, 动力对流层顶(1.5—3.0 PVU 等值线)约位于 40°—45°N 附近, 其北侧是平流层高层的高位涡空气, 南侧是对流层内的低位涡空气。

## 4 强寒潮事件的 IPV 特征分析

### 4.1 强寒潮过程中高空强冷空气的来源及其传播

根据式(1), 若不考虑涡度, 由于冷空气气团的静力稳定度将比较大, 因此冷空气气团的位涡值也比较高, Hoskins<sup>[1]</sup>、赵其庚<sup>[23]</sup>等曾采用 0.5 PVU 的位涡值来表示对流层内的冷空气范围。强寒潮事件爆发, 将引起中国大部分地区出现大幅度降温和大风天气, 并且大规模的强寒潮事件往往都是随着西伯利亚冷高压的增幅南下而向南爆发。因此我们给出 2004/2005 年冬季中国东部地区(20°—40°N, 105°—120°E)低层 1000 hPa 的温度、西伯利亚高压强度(40°N—60°N, 80°E—120°E)的海平面气压平均值)的变化, 并分析中国东部地区低层 295 K 等熵面上的位涡变化(图 3)。中国东部地区(20°—40°N, 105°—120°E)295 K 等熵面位于对流层下部约 900—700 hPa(图略)。

3a 上这两个阶段西伯利亚高压强烈增幅, 高压强度都超过了 1040 hPa, 并且引起中国东部地区的明显降温现象, 其中 2004 年 12 月 22 日—2005 年 1 月 1

日的强寒潮事件所引起的降温过程更加剧烈。相应中国东部地区低层有 2 次大的位涡扰动(图 3b), 分别发生在 2004 年 12 月 30 日和 2005 年 2 月 17 日, 位涡值均超过 0.5 PVU(图 3b), 并且第 1 次位涡值也明显比第 2 次位涡值高。值得注意的是, 图 3a 上 2005 年 1 月 14 日、1 月 29 日、2 月 8 日中国东部地区都有降温现象(弱的冷空气活动), 对应 295 K 等熵面上为位涡的弱峰值区, 但强度未达到或接近 0.5 PVU。可见, 高位涡可以用来代表冷空气活动, 根据位涡的守恒性我们可以利用高位涡来追踪寒潮过程中强冷空气的来源和传播。

根据前面分析, 315 K 等熵面随纬度向北倾斜, 它测量了平流层和对流层的空气, 我们主要用 315 K 等熵位涡图分析 2004 年 12 月 22 日—2005 年 1 月 1 日的强寒潮过程中冷空气的源地和传播特征(图 4)。由于我们取的等熵面较高, 并且平流层低层的平均位涡超过 4 PVU, 所以用 4 PVU 表示高层强冷空气范围。

这次强寒潮过程的高位涡强冷空气可以向前追踪到 12 月 16 日。16 日高位涡主体 C 位于 50°N 以北, 100°—140°E 极区附近, 并向乌拉尔山东侧伸展出一个次高位涡中心 C1, 中心值达到 6 PVU。17 日乌拉尔山东侧的次高位涡中心 C1 东移到巴尔喀什湖以北地区, 并于 18 日与高纬度高位涡带 C 切断。之后 19—22 日, C1 在巴尔喀什湖地区附近加强并南压, 中心值超过 7 PVU, 同时乌拉尔山地区出现一新的高位涡带 C2; 北部 120°E 附近的高位涡主体 C 继续维持, 并向东分裂出一个弱的高位涡中心。23 日各高位涡中心东移, 24 日高位涡主体 C 向南侧切断出一个高位涡中心; C1 东移到贝加尔湖西南侧, 并且乌拉尔山东侧的位涡 C2 与 C1 连接。25 日 C1 继续东移, 其后侧 C2 已补充入高位涡中心 C1, 同时西北侧又出现一个新的高位涡中心 C3; 北侧高纬度高位涡主体 C 维持。26 日高位涡中心 C1 与北部高位涡主体 C 连接, 27—30 日高位涡中心 C1 向其东南侧移动, 并于 30 日到达中国长江以北地区, 并引导极区高位涡强冷空气向中国大范围侵入。

这次强寒潮过程的高位涡强冷空气来自欧亚北部和北极地区的平流层下部和对流层上部。16—21 日高位涡强冷空气不断从北部切断并移到巴尔喀什

湖附近, 之后 22—25 日高位涡强冷空气在寒潮关键区堆积加强, 在其西北侧不断有高位涡强冷空气补充输入; 26—29 日高位涡强冷空气向东南方向移动; 12 月 30 日—1 月 1 日移到中国东部地区, 并引导极区高位涡主体冷空气向中国东南部爆发。

#### 4.2 强寒潮过程中强冷空气的垂直伸展

下面我们具体分析这次强寒潮事件的高空高位涡强冷空气向南传播过程中的垂直结构变化。寒潮过程 3 个阶段定义见文献[25]。

寒潮过程第 1 阶段, 12 月 22 日高位涡中心位于(50°N, 77.5°E)。沿 12 月 22 日高位涡中心制作垂直剖面(剖面轴线见图 4d)。沿 77.5°E 的纬度- $\theta$  面剖面(图 5)上, 50°N 处有一深厚高位涡柱(700—150 hPa), 高位涡中心位于高层 300—200 hPa, 在其南侧 45°N 附近有绕此高位涡中心的急流, 风速接近 50 m/s。此高位涡柱向下伸展, 1 PVU 等值线向下伸展到 700 hPa 附近; 且高位涡柱区等压面上凸下凹, 根据静力稳定度  $-\frac{\partial \theta}{\partial p}$  公式, 该高位涡柱区

两等压面间的  $\Delta \theta$  大, 即该高位涡柱的静力稳定度非常大。因此该高位涡柱从高纬向南移动时, 其温压场将与周围环境不适应, 该高位涡柱区的强冷空气将在垂直方向拉伸, 使气块内的等位温面密集度减小(静力稳定度减小), 根据等熵位涡守恒理论, 高位涡柱区强冷空气旋转加强(正涡度加强, 气块拉伸将导致气块水平方向收缩); 低位涡区则正好相反。

因此高位涡柱强冷空气沿等熵面向南传播的过程中, 高位涡强冷空气柱将在垂直方向拉伸, 从而使得高位涡强冷空气柱内的气块旋转加强, 正涡度增加。图 6 给出了 2004 年 12 月 23—30 日的高位涡强冷空气柱的垂直结构演变图, 这里用等压面上的位涡  $V_p$  来体现。

$$V_p = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} + g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \quad (2)$$

图 6a 与图 5 的结论一致, 更形象的反映了冷空气的垂直拉伸变化, 此时高位涡柱上 1.5 PVU 等值线下降到 600 hPa, 3 PVU 等值线下降到 500 hPa, 一般用 1.5—3.0 PVU 表示动力对流层顶的特征位涡值[28], 因此图 6 还能形象的表现强寒潮过程中伴随着高空高位涡强冷空气向南传播过程的垂直拉伸所出现的对流层顶折叠现象。

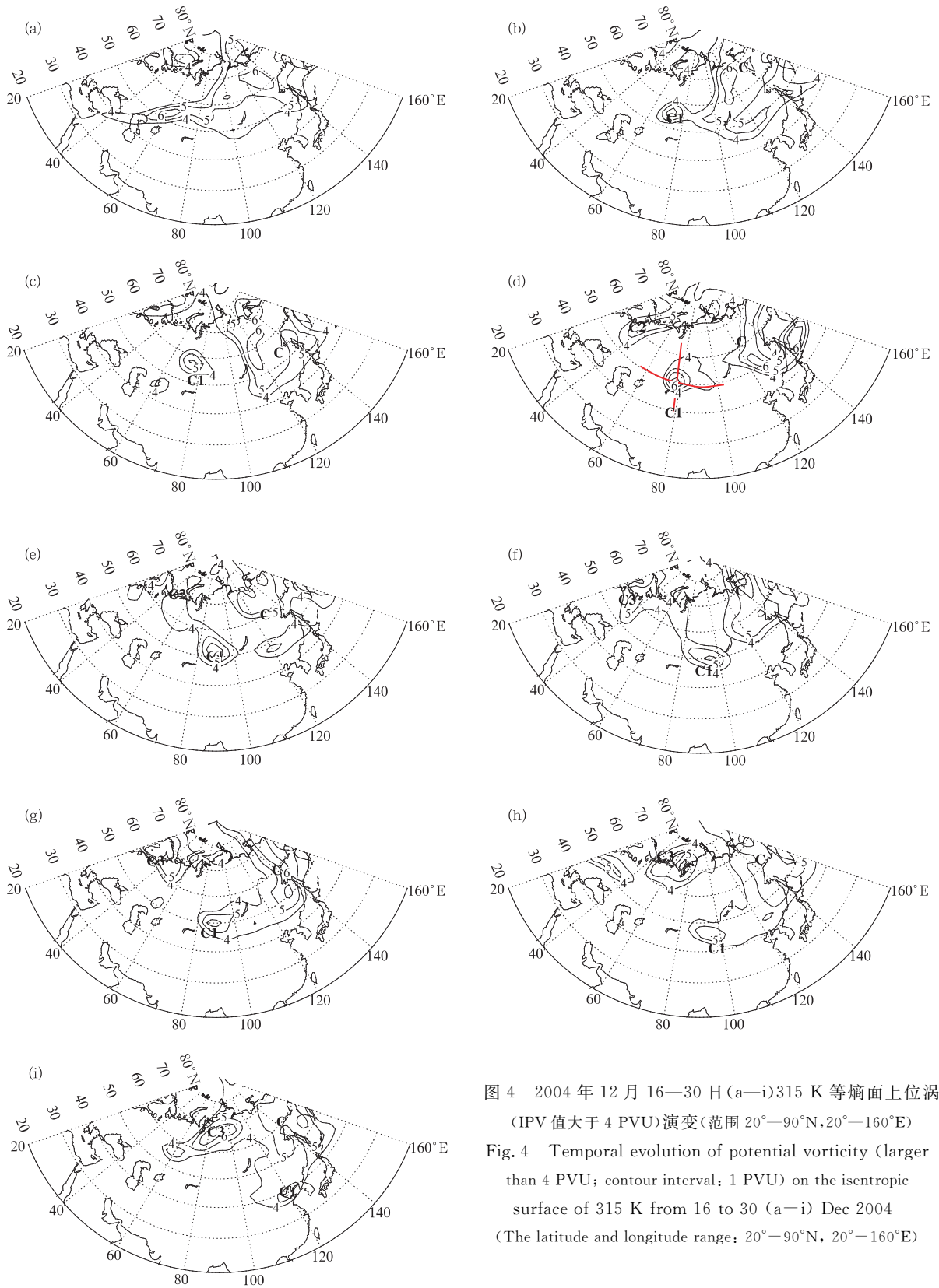


图4 2004年12月16—30日(a—i)315 K等熵面上位涡 (IPV值大于4 PVU)演变(范围20°—90°N,20°—160°E)  
 Fig.4 Temporal evolution of potential vorticity (larger than 4 PVU; contour interval: 1 PVU) on the isentropic surface of 315 K from 16 to 30 (a—i) Dec 2004 (The latitude and longitude range: 20°—90°N, 20°—160°E)



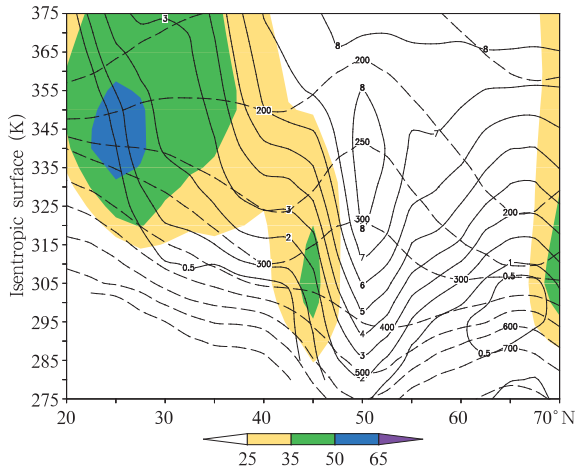


图5 2004年12月22日沿77.5°E的等压线(虚线)、急流(阴影, 风速大于25 m/s)、等熵位涡(实线)的纬度-等熵面剖面

Fig. 5 The latitude-isentropic surface cross section of pressure (dashed line; hPa), jet stream (shaded areas, larger than 25 m/s), and isentropic potential vorticity (solid line; PVU) along 77.5°E on 22 Dec 2004

之后高位涡强冷空气柱向东南方向移动(图6b)。寒潮过程第2阶段,26日高位涡强冷空气柱主体在高原北侧维持加强,0.8 PVU等值线下降到500 hPa附近,等熵线向高位涡中心凸。环绕该高位涡柱主体的南北侧均出现急流中心,风速接近35 m/s。受地形阻挡,高位涡强冷空气在高层向高原南侧分裂一个次高位涡中心。

寒潮过程第3阶段,28日高位涡冷空气柱主体沿高原北侧向东南移动,高位涡柱向低层伸展,0.8 PVU等值线下降到600 hPa附近,高位涡柱南侧的弱急流中心与副热带西风急流合并,西风急流加强(图6c)。30日高位涡强冷空气柱主体移至东亚沿岸,高位涡强冷空气柱强烈向下伸展,0.8 PVU等值线下降到700 hPa高度(图6d)。

寒潮爆发阶段,图6d中高位涡冷空气柱的垂直伸展意味着高空高位涡向南向下侵入到中国东部地

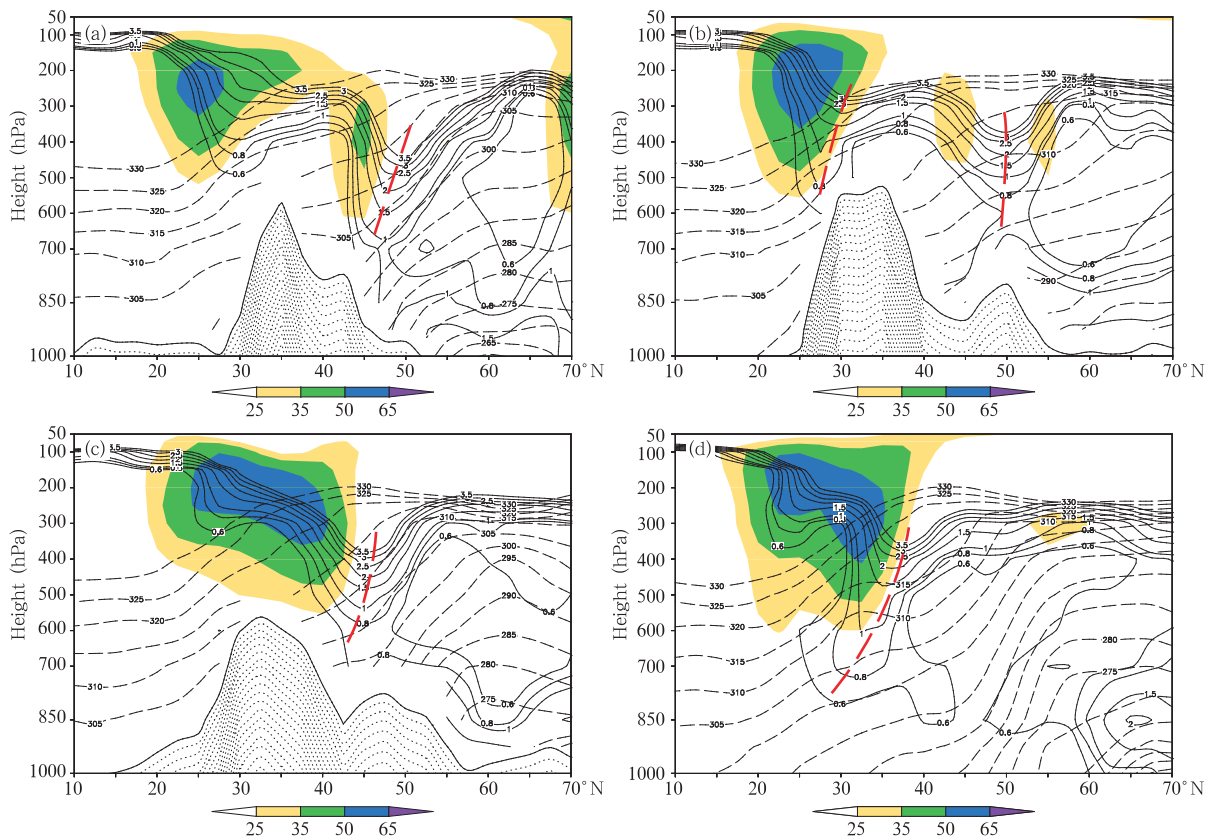


图6 位涡(实线,0.6—3.5 PVU)、位温(虚线,小于330 K)以及急流(阴影)的纬度-高度剖面 (a. 2004年12月22日沿77.5°E, b. 12月26日沿90°E, c. 12月28日沿97.5°E, d. 12月30日沿120°E; 图中点区表示地形的垂直剖面)

Fig. 6 The latitude-height cross sections of potential vorticity (solid line, 0.6—3.5 PVU), potential temperature (dashed line, less than 330 K) and jet (shaded areas, larger than 25 m/s) along (a) 77.5°E on 22 Dec 2004, (b) 90°E on 26 Dec 2004, (c) 97.5°E on 28 Dec 2004, and (d) 120°E on 30 Dec 2004, respectively (The orography is dotted)

区, 900—700 hPa 附近位涡值范围为 0.6—0.8 PVU, 这个值与图 1b 中 12 月 30 日中国东部地区 295 K 等熵面上(约 900—700 hPa 高度附近)有高位涡中心值(约 0.75 PVU)非常接近。这种高空高位涡的下传现象在图 7 中清晰可见。12 月 23—29 日寒潮爆发之前, 中国东部(35°N, 120°E)地区上空高空高位涡带平直, 0.6 PVU 等值线位于 400 hPa 高度以上。寒潮爆发阶段, 29 日开始该地区上空高位涡带向下强烈伸展, 其中 0.6 PVU 伸展到 800 hPa 附近; 寒潮结束后, 该地区上空高位涡带恢复到之前的平直状态, 0.6 PVU 等值线位于对流层上部 400 hPa 以上。值得注意的是, 该地区 1000 hPa 高度处 1 月 1 日之后出现 0.6 PVU 大小的高位涡中心值。

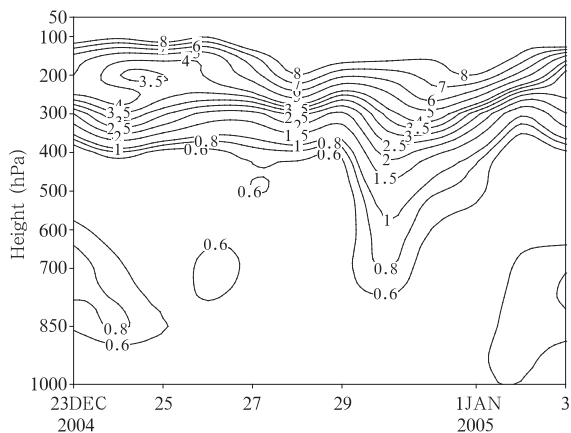


图 7 2004 年 12 月 23 日—2005 年 1 月 3 日中国东部(35°N, 120°E)地区位涡(0.6—8.0 PVU)的时间-高度剖面  
Fig. 7 The time-height cross section of potential vorticity (values range: 0.6—8.0 PVU) at 35°N, 120°E in East China from 23 Dec 2004 to 3 Jan 2005

## 5 强寒潮事件爆发的可能机制

由前面分析得, 一方面高位涡强冷空气柱向南传输时将在垂直方向强烈伸展, 即高空高位涡向南并向下传; 另一方面高位涡强冷空气柱的垂直拉伸, 又将引起高位涡强冷空气柱的旋转加强, 即正涡度增强。下面我们分析高位涡向南向下传输过程对寒潮关键系统(高空和地面系统)的影响。

### 5.1 强寒潮事件中高空主要槽脊的位涡变化特征

下面我们给出寒潮 3 个阶段 315 K 等熵面的

IPV 及流场图(图 8)和相对涡度图(图 9)。等熵面上的位涡分布对应着一定的气流结构, 能清楚反映出天气系统, 高 IPV 对应着气旋性环流, 低 IPV 对应着反气旋性环流<sup>[1]</sup>。

寒潮过程第 1 阶段, 23 日低位涡从里海向高纬欧亚北部地区伸展(图 8a), 使得贝加尔湖南侧的高位涡与极区高位涡主体切断, 欧亚大陆北部(45°—70°N, 60°—100°E)高低位涡中心呈偶极型分布。等熵面上的风场绕高位涡中心  $L$  呈气旋性分布, 绕低位涡中心  $H$  呈反气旋性分布, 即高位涡区为冷涡系统, 而低位涡区对应暖高系统。中纬度的位涡带上有弱的位涡扰动。低位涡中心  $H$  西侧还有一狭长的高位涡带, 其南端的西风向东输送正位涡, 使得 24 日低位涡中心  $H$  与南边里海附近的低位涡带断开, 同时加强了高位涡中心  $L$  的强度。

寒潮过程第 2 阶段, 26 日高低位涡中心在(45°—65°N, 80°—100°E)地区维持(图 8b), 中纬度地区位涡波动变化比较大, 里海地区和青藏高原为高位涡区, 里海西侧、阿拉伯海北部以及中国江南地区为低位涡区。低位涡中心  $H$  以东地区偏北风向南输送正位涡, 有利于高位涡中心  $L$  的维持, 但其北侧和西侧偏西风输送正位涡异常, 低位涡中心将减弱。

寒潮爆发第 3 阶段, 28 日北部的低位涡中心已经消散(图 8c), 即高层阻塞已不再维持, 高位涡中心  $L$  将在西北气流的影响下向中国东南部移动。中纬度地区阿拉伯海西北侧的高位涡异常切断南压, 高原地区的高位涡中心已经东移到中国江南地区。30 日北部高位涡中心  $L$  移动到中国东部地区(图 8d), 此时中纬度地区的里海附近低位涡中心强烈发展, 阿拉伯海地区高位涡中心维持, 这种大的位涡扰动引起中国上空强的西北风, 有利于高位涡中心  $L$ (冷涡)沿西北风向东南方向下沉爆发。

由图 9 得, 寒潮过程 3 个阶段中, 315 K 等熵面上的高位涡中心对应着显著正相对涡度区, 尤其是寒潮第 3 阶段阿拉伯海附近的正涡度区非常显著, 这表明高位涡中心向南向下传输时将引起高位涡中心区气块的正涡度区的显著增强。12 月 28 日阿拉伯海附近地区 315 K 等熵面上的高位涡中心值约为 3 PVU, 相应地区的正涡度值达到  $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,

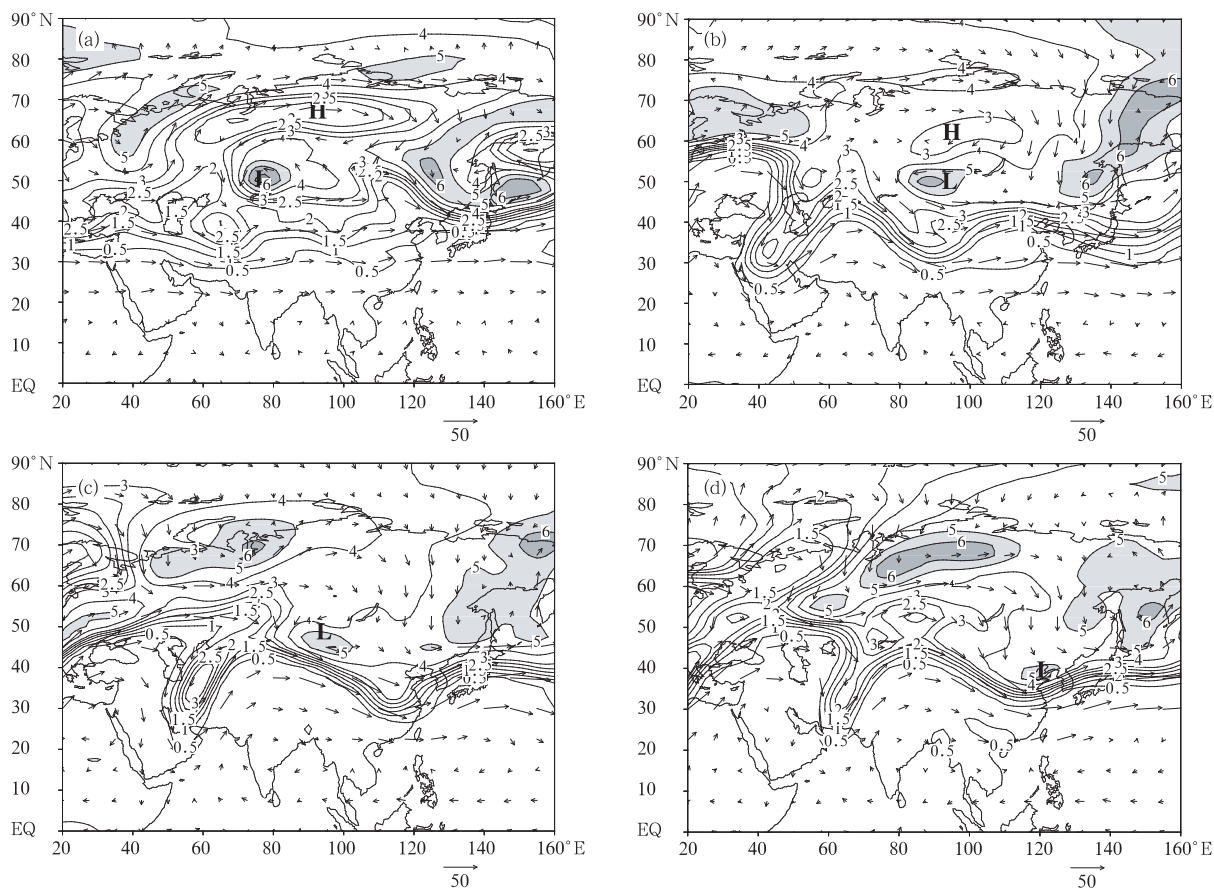


图 8 315 K 等熵面上位涡(等值线,单位:PVU)和风场(矢量,单位:m/s)  
(阴影表示 IPV 值大于 5 PVU 地区; a. 2004 年 12 月 23 日; b. 2004 年 12 月 26 日;  
c. 2004 年 12 月 28 日; d. 2004 年 12 月 30 日)

Fig. 8 Potential vorticity (contours  $>5$  PVU are shaded) and wind field (vectors; m/s)  
on the isentropic surface of 315 K at (a) 23 Dec 2004, (b) 26 Dec 2004,  
(c) 28 Dec 2004, and (d) 30 Dec 2004 respectively

而贝加尔湖以南地区的高位涡中心值约为 5 PVU, 但冷涡的正相对涡度值为  $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  左右。这两者的强度差别说明, 高位涡中心越往南传输, 高位涡强冷空气块的垂直拉伸将越明显, 引起强冷空气块的旋转也越强烈, 即引起涡度增强更加明显。12 月 30 日贝加尔湖以南地区的高位涡中心东移南下到中国东部地区, 此时 315 K 等熵面上中国东部地区有一个强的正涡度中心(图 9d), 并且几乎该地区整个对流层上的正涡度都在增强(图 10), 该正涡度区先从高空 200 hPa 处开始增强, 逐渐影响到对流层低层, 即引起中国东亚沿岸东亚大槽强烈加深。

由上可见, 这次强寒潮过程中西伯利亚西北部

地区的强阻塞(低位涡)以及中纬度地区里海附近的反气旋(低位涡)系统对这次寒潮爆发的强度起很大作用, 相应地分别在上述低位涡区的南侧(贝加尔湖西南侧)和下游地区(阿拉伯海北部)有强的低涡系统(高位涡)维持。这跟 500 hPa 环流形势分析得到的结论基本一致<sup>[25]</sup>。随着高位涡中心向南发展, 对流层内冷涡(或切断低涡)迅速发展, 并且高位涡中心越向南发展, 对应的低涡系统发展也越强, 当高位涡中心向南向下传到中国东部地区时, 该东亚大槽在中国东部沿岸迅速加深, 引导槽后强冷空气迅速向南爆发, 寒潮爆发。



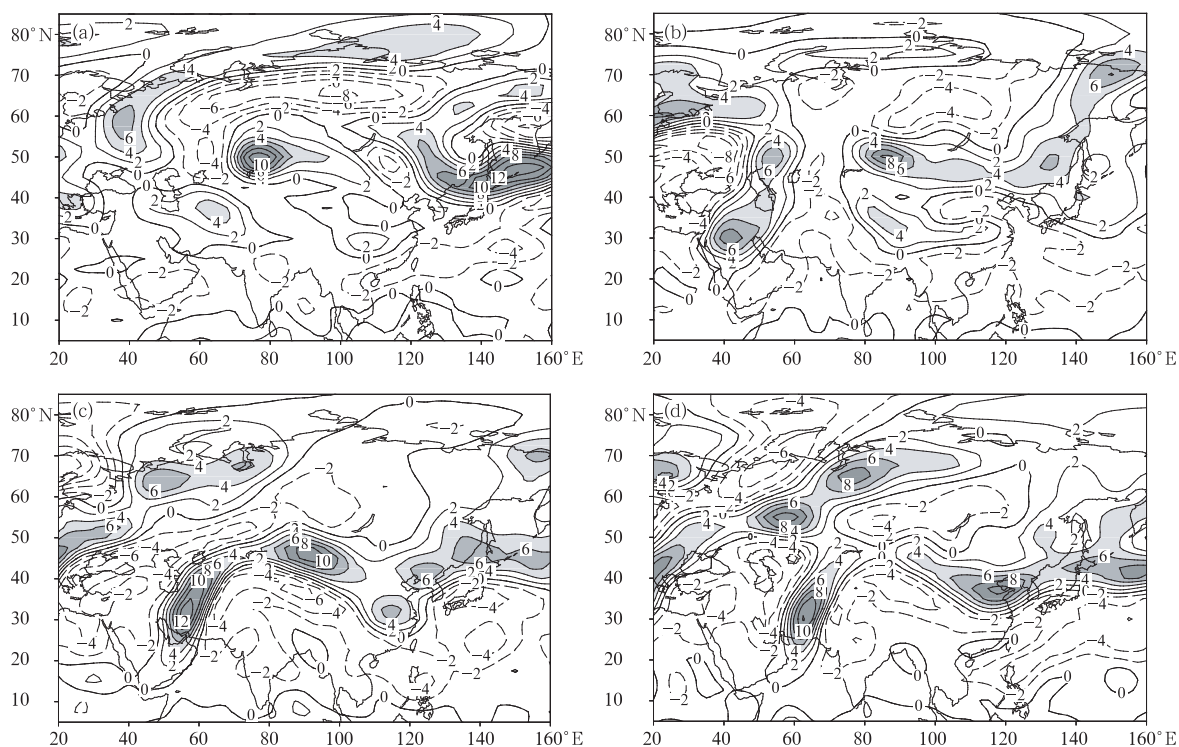


图9 同图8, 但为 315 K 等熵面上的相对涡度(等值线, 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ),  
(阴影区表示相对涡度值大于  $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for relative vorticity (contours  $>4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  are shaded)

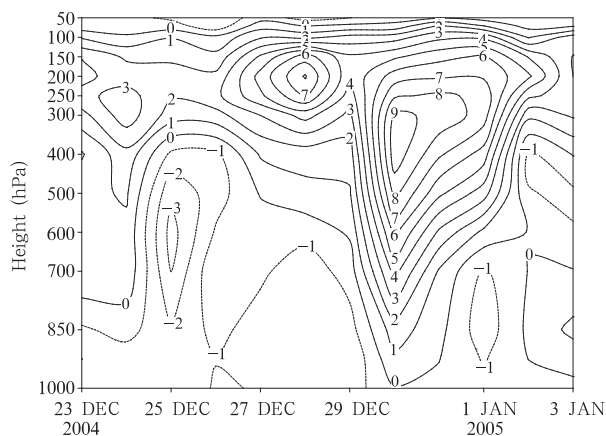


图10 同图7, 但为中国东部( $35^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}$ )  
地区相对涡度的时间-高度剖面

Fig. 10 Same as Fig. 7, but for relative vorticity ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

## 5.2 高位涡下传对地面冷高压的影响

寒潮是西伯利亚高压爆发并向南传播的天气过程<sup>[30]</sup>。高空的高位涡中心向南向下传播过程中, 高位涡中心处的正涡度增强, 对流层内低涡迅速发展。由于等熵面上各纬度所处的高度不同, 等熵面上的风矢除代表水平运动外也显示了沿等熵面起伏的垂

直运动, 则等熵面上绕高低位涡中心的水平流场将沿等熵面上滑或下降, 引起高低位涡中心附近的强上升运动或下沉运动, 从而影响高低位涡中心附近低层地面西伯利亚高压发展, 从而影响寒潮爆发。

12月22日沿  $50^{\circ}\text{N}$  的经度-等熵面剖面图(图11a)上, 高位涡中心西侧几乎整层都是西风(300 K 等熵面以下主要为东风), 相应风速极大值出现在对流层中上层 400—300 hPa; 而在高位涡柱东侧则几乎整层都是西风。各等熵面沿此剖面高度起伏不同, 尤其是 305 K 等熵面以上, 高位涡中心西侧等熵面向东下降, 东侧各等熵面向东上升, 而 305 K 等熵面以下, 高位涡中心西侧各等熵面向东上升, 东侧等熵面高度变化比较平缓。因此 305 K 等熵面以上, 高位涡中心西侧的西风气流沿等熵面下沉, 东侧的西风气流沿等熵面上升, 305 K 等熵面以下, 高位涡中心西侧的东风气流沿等熵面下沉, 东侧的西风气流沿等熵面滑动, 无明显垂直运动。高位涡中心西侧的强下沉运动对地面冷高压的初期发展非常重要(图11b)。12月16—21日高空高位涡中心位于  $50^{\circ}\text{N}$  以北, 此时沿  $50^{\circ}\text{N}$  剖面  $60^{\circ}$ — $110^{\circ}\text{E}$  附近地面

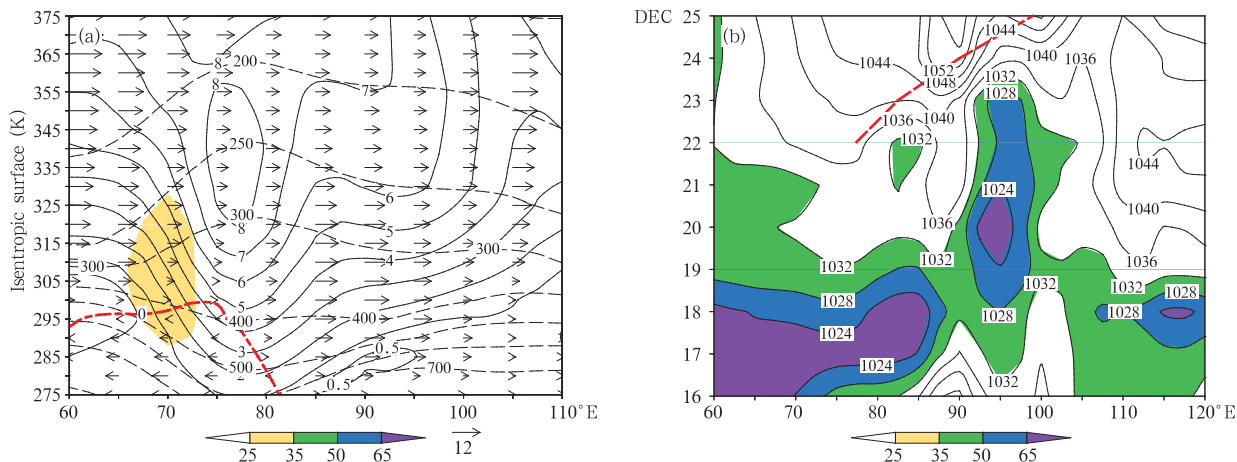


图 11 (a) 2004 年 12 月 22 日沿 50°N 的等压线(虚线)、急流(阴影, 风速大于 25 m/s)、位涡(实线)的经度-等熵面剖面 (矢量表示各等熵面上的纬向风, 粗点线表示东风和西风的分界面)和(b)2004 年 12 月 16—25 日沿 50°N 海平面气压的经度-时间剖面 (虚线为 12 月 22—25 日 315 K 等熵面上高位涡值中心路径, 阴影区表示海平面气压低于 1032 hPa)

Fig. 11 (a) The longitude-isentropic surface cross section of pressure (dashed line; hPa), jet (shaded area: wind speed larger than 25 m/s), potential vorticity (solid line; PVU), and zonal wind vectors on various isentropic surfaces (the thick dotted line denotes the interface of the westerly and the easterly), and (b) the longitude-time cross section of sea level pressure(hPa) along 50°N from 16 to 25 Dec 2004 (the dashed line denotes the high potential vorticity center track on the isentropic surface of 315 K from 22 to 25 Dec 2004, and the shaded area denotes sea level pressure less than 1032 hPa)

气压普遍偏低。22—25 日高位涡中心沿 50°N 缓慢东移, 该阶段在高位涡中心西侧气流沿等熵面下沉, 相应地区地面冷高压开始发展, 高位涡中心东侧的西风气流沿等熵面上升, 相应地区的地面冷高压强

度弱甚至可能会诱发地面气旋的发展, 因此地面冷高压在高空高位涡冷空气柱的西侧增幅。

由图 12a 也得到在高位涡中心北侧、低位涡中心南侧之间几乎整层下沉运动。12月26日, 在约

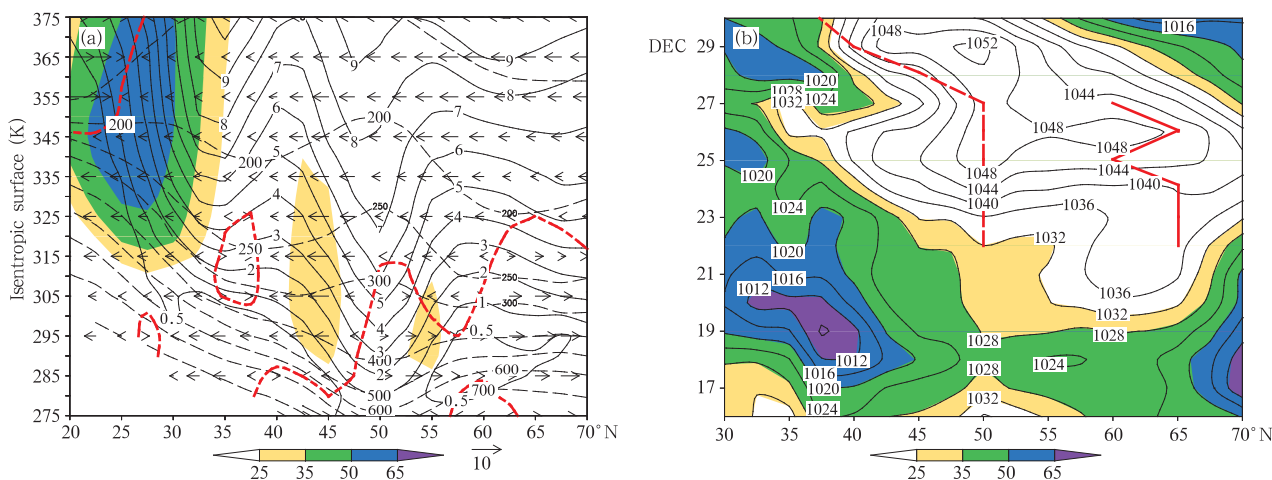


图 12 (a)2004 年 12 月 26 日沿 90°E 的等压线(虚线)、急流(阴影, 风速大于 25 m/s)、位涡(实线)的纬度-等熵面剖面 (矢量表示各等熵面上的经向风, 粗虚线为北风和南风的分界面)和(b)2004 年 12 月 16—30 日 80°—120°E 平均的海平面气压的纬度-时间剖面(粗虚线和粗实线分别为 12 月 22—30 日 315 K 等熵面上高位涡和低位涡中心路径, 阴影区表示海平面气压低于 1032 hPa)

Fig. 12 (a) The longitude-isentropic surface cross section of pressure (dashed line; hPa), jet (shaded area: wind speed larger than 25 m/s), potential vorticity (solid line; PVU), and meridional wind vectors on various isentropic surfaces along 90°E on 26 Dec 2004 (the thick dotted line denotes the interface of the northerly and the southerly), and (b) the latitude-time cross section of sea level pressure (hPa) averaged over 80°—120°E from 16 to 30 Dec 2004 (the thick dashed/solid line denotes the high/low potential vorticity center track on the isentropic surface of 315 K, and the shaded area denotes sea level pressure less than 1032 hPa)

300 K 以上各等熵面上  $50^{\circ}$ — $65^{\circ}$ N 区域为偏北气流,并且高位涡中心以北等熵面高度上升,故偏北气流将沿等熵面下沉;相应区域约 300 K 以下各等熵面上为偏南风,高位涡中心以北等熵面高度下降,则 300 K 以下各等熵面上偏南风气流还是沿等熵面下沉。在这种强下沉气流作用下,高位涡中心以北,低位涡中心以南地区地面冷高压迅速增幅,从而导致强寒潮爆发。

根据以上分析,等熵面上的位涡分布可以清楚表明该次强寒潮爆发过程中高空主要环流形势,并且伴随着高位涡的向南向下传输,将引起高位涡空气块的正涡度显著增强,从而导致对流层中高层低涡迅速发展,一方面随着高位涡继续向南向下传输,当它移到中国东部地区时,低涡强烈发展,东亚大槽迅速加深,导致槽后强冷空气迅速向南爆发;另一方面,该高位涡中心向南向下传输过程中,其西侧以及北侧地区,绕高位涡中心的气流沿等熵面下沉,从而引起以上地区低层西伯利亚高压迅速发展,导致强寒潮爆发。

## 6 结论和讨论

本文利用拉格朗日方法,追踪 2004 年 12 月 22 日—2005 年 1 月 1 日强寒潮事件中高层高位涡的向南向下传播过程,并用位涡的观点对该次强寒潮过程的爆发机制进行初步探讨,主要结论如下:

(1) 位涡分析表明,高位涡可以用来表示强冷空气活动,并且可利用 IPV 的守恒性质来追踪冬季强寒潮过程强冷空气的源地。这次强寒潮事件的强冷空气来自欧亚北部和北极地区的高纬平流层下部和对流层上部。

(2) 位涡分析表明,伴随着高层高位涡向南传播,高位涡气块在垂直方向强烈向下伸展。

(3) 位涡分析表明,等熵面上的位涡分布可以清楚表明该次强寒潮爆发过程中高空主要环流形势;并且伴随着高位涡的向南向下传输,一方面引起对流层中高层低涡系统迅速发展,当它移到中国东部地区时,东亚大槽迅速加深,使槽后强冷空气迅速向南爆发;另一方面,在高位涡中心西侧和北侧地区几乎整层为下沉运动,引起以上地区低层西伯利亚高压迅速发展,导致强寒潮爆发。

本文通过对寒潮个例的位涡分析,可以清楚地看到用 IPV 或 PV 分析方法能很好跟踪高位涡的

移动,从而可追踪寒潮的爆发过程。但本文没有分析位涡公式中各项对寒潮爆发的具体作用,这种各项分别讨论,尤其是在绝热无摩擦条件不满足的情况下(如有雨雪等天气现象)位涡发生什么变化,还需进一步的深入研究。

## 参考文献

- [1] Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1985, 111 (470): 877-946
- [2] Martin J E, Dlocatelli J, Hobbs P V. The synoptic evolution of a deep tropospheric frontal circulation and attendant cyclonegenesis. *Fifth Conference on Mesoscale Processes*, 1991: 3-9
- [3] Davis C A, Emanuel K A. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon Wea Rev*, 1991, 119 (8): 1929-1953
- [4] Davies H C, Rossa A M. PV frontogenesis and upper-tropospheric fronts. *Mon Wea Rev*, 1998, 126(6): 1528-1539
- [5] 赵其庚. 等熵位涡图的性质及其在动力分析和预报中的应用. *气象*, 1991, 17(6): 3-11
- [6] 袁卓建. 广义坐标系的位涡方程. *大气科学*, 1999, 23 (2): 199-204
- [7] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展. *气象学报*, 1995, 53 (4): 387-405
- [8] 吴国雄,刘还珠. 全型垂直倾向方程和倾斜涡度发展. *气象学报*, 1999, 57 (1): 1-15
- [9] 吴国雄. 全型涡度方程和经典涡度方程比较. *气象学报*, 2001, 59 (4): 385-392
- [10] 吴学宏,刘景涛,温市耕等. 1992.07.25 大暴雨过程的 IPV 分析. *内蒙古气象*, 1994, 4:1-6
- [11] 陆尔,丁一汇,李月洪. 1991 年江淮特大暴雨的位涡分析与冷空气活动. *应用气象学报*, 1994, 5(3): 266-274
- [12] 王建中,马淑芬,丁一汇. 位涡在暴雨成因分析中的应用. *应用气象学报*, 1996, 7 (1): 19-27
- [13] 刘还珠,张绍晴. 湿位涡与锋面强降水天气的三位结构. *应用气象学报*, 1996, 7(3): 275-283
- [14] 于玉斌,姚秀萍. 对华北一次特大台风暴雨过程的一次位涡诊断分析. *高原气象*, 2000, 19(1): 112-119
- [15] 袁佳双,寿绍文. 1998 年华南大暴雨冷空气活动的位涡场分析. *南京气象学院学报*, 2001, 24 (1): 92-98
- [16] 高守亭,雷霆,周玉淑. 强暴雨系统中湿位涡异常的诊断分析应用. *应用气象学报*, 2002, 13(6): 662-670
- [17] 徐晶,王东生,杨克明. 2003 年 7 月 4~7 日淮河流域特大暴雨的等熵位涡分析. *气象*, 2004, 30(1): 33-37
- [18] 程鹏,赵庆云,李红萍等. 西北地区东部一次连阴雨过程等熵位涡分析. *干旱气象*, 2007, 25(1): 58-62
- [19] 毕慕莹,丁一汇. 1980 年夏季华北干旱时期东亚阻塞形势的

- 位涡分析. 应用气象学报, 1992, 3(2): 147-156
- [20] 张绍晴, 陈久康, 雷兆崇. 等熵面位涡图上阻塞过程的演变特征. 南京气象学院学报, 1993, 16(2): 221-225
- [21] 成新喜, 陆汉城, 周祖刚等. 1991年江淮梅雨期一个阻塞个例的 Lagrange 诊断分析. 大气科学, 2000, 24(5): 649-659
- [22] 俞佚名. 一次寒潮过程的等熵面分析. 贵州气象, 1992, 16(6): 3-6
- [23] 赵其庚. 侵入青藏高原冷空气过程的等熵位涡分析. 气象, 1990, 16(6): 9-14
- [24] 席世平, 寿绍文, 范学峰. 一次区域暴雪过程中的等熵位涡分析. 河南气象, 2006, 4: 17-19
- [25] 马晓青, 丁一汇, 徐海明等. 2004/2005年冬季强寒潮事件与大气低频波动关系的研究. 大气科学, 2008, 32(2)
- [26] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCAR/NCEP 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77(3): 437-471
- [27] Sun D Z, Lindzen R S. A PV view of the zonal mean distribution of temperature and wind in the extratropical troposphere. J Atmos Sci, 1994, 51(5): 757-772
- [28] Jeong J H, Kim B M, Ho C H, et al. Stratospheric origin of cold surge occurrence in East Asia. Geo Res Letts, 2006, 33, L14710, doi:10.1029/2006GL026607
- [29] 姚秀萍, 吴国雄, 赵兵科等. 与梅雨锋上低涡降水相伴的干侵入研究. 中国科学, 2007, 37(3): 417-428
- [30] 王遵娅, 丁一汇. 近 50 年中国寒潮的变化特征及其可能原因. 大气科学, 2006, 30(6): 1068-1076
- [31] Brunet G, Vautard R, Legras B, et al. Potential vorticity on isentropic surfaces: Climatology and diagnostics. Mon Wea Rev, 1995, 123(4): 1037-1058

## ANALYSIS OF ISENTROPIC POTENTIAL VORTICITY FOR A STRONG COLD WAVE IN 2004/2005 WINTER

Ding Yihui<sup>1,2</sup> Ma Xiaoqing<sup>2,3</sup>

1 Key Laboratory of Climate Change Research, Beijing 100081

2 National Climate Center of China, CMA, Beijing 100081

3 Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089

### Abstract

Using the NCAR/NCEP daily reanalysis data from 1 Dec 2004 to 28 Feb 2005, the isentropic potential vorticity (IPV) analysis of a strong countrywide cold wave from 22 Dec 2004 to 1 Jan 2005 was performed. It is found that the strong cold air of the cold wave originated from the lower-stratosphere and upper-troposphere of the high latitude in the Eurasian continent and the Arctic area. Before the outbreak of the cold wave, the strong cold air of high PV propagated down to the south of Lake Baikal, and was cut off by the low PV air of low latitude origin, forming a dipole-type circulation pattern with the low PV center (blocking high) in the northern part of the Eurasian continent and the high PV one (low vortex) in the southern part. Along with the decaying of the low PV center, the high PV center (strong cold air) moved towards the southeast along the north flank of the Tibetan Plateau. When arrived East China, the air column of high PV rapidly stretched downwards, leading to increase in its cyclonic vorticity, which made the East Asian Trough deepened rapidly, and finally induced the outbreak of the countrywide cold wave. Further analysis indicates that in the southward and downward propagation process of the high PV air, the air flow west and north of the high PV center on isentropic surface subsided along the isentropic surface, resulting in rapidly development of Siberian high finally leading to the southward outbreak of the strong cold wave.

**Key words:** Cold wave, Potential vorticity, Isentropic surface, Siberian high, East Asian trough.

## 附录 IPV 的计算

1. 计算各格点上的变量值(位温  $\theta$ , 牵连涡度  $f$ , 静力稳定度  $-\frac{\partial\theta}{\partial p}$ )。

$$(1) \text{ 位温 } \theta_{(i,j,k)} = t_{(i,j,k)} \left( \frac{1000}{p_{(k)}} \right)^{\frac{R_d}{c_{pd}}}$$

如遇某层出现超绝热情况, 即下界位温高于上界, 则采用保持该层平均位温不变的方法, 先予以消除。这保证了满足  $\theta$  是高度  $z$  的单值函数的前提条件。

$$(2) \text{ 牵连涡度 } f_{(j)} = 2\Omega \sin\psi_{(j)}$$

(3) 静力稳定度

$$-\frac{\partial\theta}{\partial p_{(k)}} = - \left\{ \frac{\theta_{(k)}}{p_{(k)}} \left[ \frac{\ln(p_{(k)}/p_{(k-1)})}{\ln(p_{(k+1)}/p_{(k)}) \ln(p_{(k+1)}/p_{(k-1)})} \ln\left(\frac{\theta_{(k+1)}}{\theta_{(k)}}\right) + \frac{\ln(p_{(k+1)}/p_{(k)})}{\ln(p_{(k)}/p_{(k-1)}) \ln(p_{(k+1)}/p_{(k-1)})} \ln\left(\frac{\theta_{(k)}}{\theta_{(k-1)}}\right) \right] \right\}$$

这里  $-\frac{\partial\theta}{\partial p}$  是根据对数坐标系转换而来, 公式参考文献[31], 也可以直接在线性坐标系中计算, 即

$$-\frac{\partial\theta}{\partial p_{(k)}} = - \frac{\theta_{(k+1)} - \theta_{(k-1)}}{p_{(k+1)} - p_{(k-1)}}$$

2. 根据各格点的位温值线性内插出各等熵面的变量  $M$  (主要是  $u, v, -\frac{\partial\theta}{\partial p}, p$ )。

$$M_{(\theta)} = M_k + \frac{\theta - \theta_k}{\theta_{k+1} - \theta_k} (M_{k+1} - M_k), M \text{ 是变量简称}$$

$$\begin{array}{c} \overline{\theta_{k+1}, M_{k+1}}^{k+1} \\ \dots\dots\dots \\ \theta, M_{(\theta)} \\ \dots\dots\dots \\ \overline{\theta_k, M_k}^k \end{array}$$

3. 计算 IPV (公式中用  $V_{IP}$  表示)

$$(1) \text{ 等熵面上的相对涡度(垂直分量)} \zeta_{\theta} = \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_{\theta}$$

$$\zeta_{(i,j,\theta)} = \frac{v_{(i+1,j,\theta)} - v_{(i-1,j,\theta)}}{2dx} - \frac{u_{(i,j+1,\theta)} - u_{(i,j-1,\theta)}}{2dy} + u_{(i,j,\theta)} \frac{\tan\psi_{(j)}}{R}$$

$$(2) V_{IP(i,j,\theta)} = -g(\zeta_{(i,j,\theta)} + f_{(j)}) \frac{\partial\theta}{\partial p_{(\theta)}}$$

4. 选取相应的等熵面如 315、330 或 350 K 绘制相应等熵面上的 IPV 值。