

# 一次东亚寒潮爆发后冷涌发展的研究\*

丁一汇 蒙晓\*\*

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

## 提 要

分析了1981年1月21—28日一次东亚强寒潮爆发后南海和西太平洋地区冷涌的发展过程。冷涌的发展最先表现为低层强东北风沿东亚沿海地区和南海中北部的迅速建立。2—3d之后,又在菲律宾以东洋面激起第二次冷涌。与冷涌相伴随的低层温度场变化也十分明显,同样具有先后两次降温过程。冷涌期高空风场表现有明显的脉动,南海北部高空西风迅速减弱,而在南海近赤道地区出现了很强的高空东风区。冷涌的发展与寒潮冷高压的南下有密切关系,它的强度在很大程度上取决于中纬度冷高压的强度。另一方面,冷涌发展后,通过Hadley环流可影响中纬西风急流和热带东风急流的变化。

**关键词:** 个例研究, 冷涌, 东亚寒潮。

## 1 引 言

冬季风期间,中国北部主要盛行西北气流,而 $30^{\circ}\text{N}$ 以南则为东北气流所控制。当中高纬大陆冷空气突然向南爆发,南海和热带西太平洋一带东北风风速加强的一种低层大气现象一般称为冷涌。根据丁一汇的研究<sup>[1]</sup>,东亚和东南亚的冷涌是浅薄的,主要限于700hPa以下。Chang<sup>[2,3]</sup>等从天气尺度和行星尺度两个方面研究了冬季季风试验期间的两次冷涌过程,指出冷涌期间,东北气流的加强要先于地面温度的降低;并通过低层辐合和近赤道区对流的加强使东亚局地Hadley环流和Walker环流也得到加强。

本文通过一个实例,研究一次东亚寒潮爆发后冷涌的发展过程,旨在从高低空之间相互关联的观点进一步讨论冷涌演变过程的特点。关于冷涌的定义目前尚无统一标准。Lau等<sup>[4]</sup>将冷涌定义为:(1)南海北部海面( $15^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{--}115^{\circ}\text{E}$ )偏北风增大到 $8\text{ms}^{-1}$ 以上;(2)偏北风增大前0—24h内,香港(或广州)与武汉的气压差大于等于8hPa。因为冷涌的传播速度快,时间尺度较短,故所用的资料一般应为3或6h间隔<sup>[5]</sup>。由于本文所用的是欧洲中期天气预报中心的非初始化的客观分析资料,时间间隔是24h,因而主要反映冷涌变化的大尺度特征。

所研究的个例是1981年1月21—28日一次东亚强寒潮过程。这次寒潮强度大,在西伯利亚源区地面高压中心曾达1070hPa。寒潮爆发后在华北和华东大部分地区造成了地面明显降温(近 $12^{\circ}\text{C}/\text{d}$ )和大风天气。表1是1月21—28日南海北部海面( $15^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{N}$ ,

\* 1992年5月14日收到原稿,1993年3月2日收到修改稿。

\*\* 现在南京气象学院工作。

110—115°E)偏北风及广州与武汉的气压差。可以看到偏北风风速从1月25日有明显增加,26日达到 $7.5\text{ms}^{-1}$ ,十分接近上述定义的冷涌强度。广州与武汉气压差在1月24日就达到了 $14.9\text{hPa}$ ,以后一直维持较高的气压差(大于 $8\text{hPa}$ )。因而从气压差的定义看,是一次较强的冷涌。

附表 1981年1月21—28日南海北部海区偏北风风速及广州与武汉的地面气压差(单位: $\text{ms}^{-1}$ 和 $\text{hPa}$ )

日 期	21 日	22 日	23 日	24 日	25 日	26 日	27 日	28 日
偏北风风速	-2.6	-3.7	-2.7	-3.4	-5.6	-7.5	-6.5	-4.3
气压差	13.0	4.8	4.6	14.9	8.8	14.0	10.0	8.0

## 2 低层水平风场和温度场的演变

东亚和西太平洋地区的冷涌是从1月24日开始发展的。最先表现为低层(1000hPa)偏北风沿东亚沿海地区和南海中北部的迅速建立并替代原来的偏南风区。1月24日南海地区的北风已出现 $7.4\text{ms}^{-1}$ 的最大值(图略)。1月25日(图1a)南风迅速消失,整个东海、南海和热带西太平洋几乎为偏北风控制。注意在 $105\text{—}115^\circ\text{E}$ 经度区有一非常明显的北风舌一直向南伸展到赤道。因而冷涌最早是在南海地区建立、加强并迅速向南伸展的。另外,在菲律宾以东海面也有一北风舌区向南扩展,但其向南伸展速度远不如南海地区迅速。北风在1月26日于南海北部达到最大值( $10\text{ms}^{-1}$ )。1月27日南海的北风最大值开始减小,冷涌强度普遍减弱。但菲律宾以东海区的冷涌舌则不断加强,并缓慢向南扩展。当南海冷涌几乎消失时,它的强度达到最大( $10\text{ms}^{-1}$ ),并扩展到最南,最后越过赤道到达南半球。这种强北风一直持续到1月31日才减弱衰退。因而这次东亚寒潮爆发后首先在南海激起冷涌,其生命期只有3—4d;其后又在菲律宾以东洋面激起第二次冷涌,它持续的时间较长,达6—7d之久。

与低层偏北风加强的同时,低层的东风分量也经历一次加强过程(图2)。1月24日以后,南海北部地区的东风迅速加强,出现约 $10\text{ms}^{-1}$ 的东风中心。由图2a可见,从 $110^\circ\text{E}$ 以东,在 $15\text{—}25^\circ\text{N}$ 纬度区有一明显的强东风区。1月26日东风继续加强,到1月27日东风最大值达到 $12.6\text{ms}^{-1}$ 。其后强东风风速区在菲律宾以东海面向南扩展,而南海地区东风减弱,其变化趋势与经向风变化基本相似。

从1000hPa全风速场的演变(图略)同样可以看出冷涌的两次发展过程。1月24—26日冷涌的强风速带( $10\text{ms}^{-1}$ 以上)先在南海地区发展,其后(1月26—29日)更强的风速(1月27日达 $14\text{ms}^{-1}$ )在菲律宾以东海面发展并向赤道地区不断伸展。与冷涌风场相伴随的低层温度场变化也具有先后两次降温过程(图3)。由于南海北部强东北风的发展(图3a),低层冷空气迅速在这里向南扩展。一个明显的冷舌最先沿南海西部地区出现。1月24日 $24^\circ\text{C}$ 等温线到达 $10^\circ\text{N}$ 附近(图略),1月25日到达 $5^\circ\text{N}$ 附近。到1月26日,该等温线已伸展到赤道,在 $105\text{—}115^\circ\text{E}$ 之间的南海地区形成一非常明显的冷舌。大部分地区强东北风与等温线的交角很大,可以推测冷平流很显著,尤其在南海中部和南部。冷涌发生后主要降温区

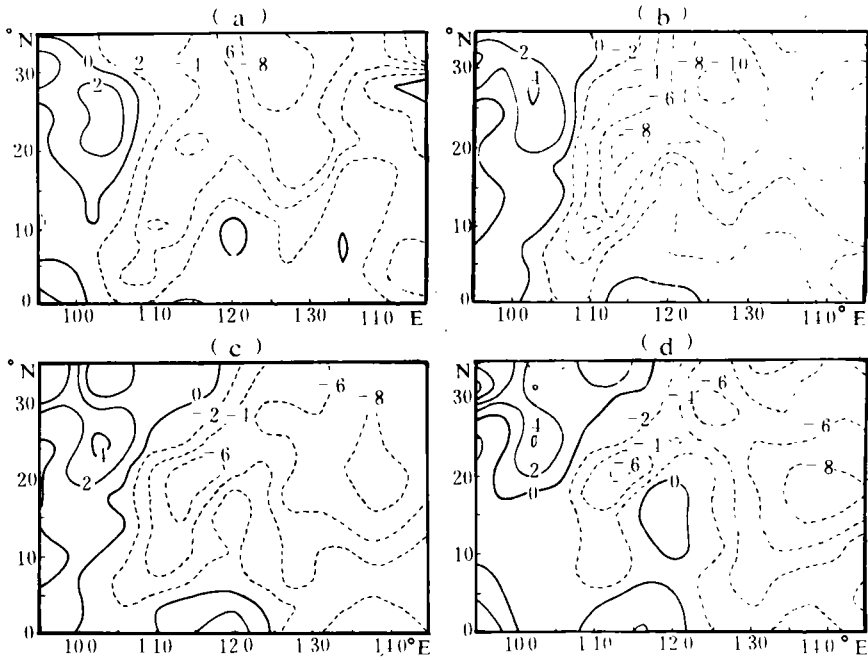


图1 1000hPa 经向风的水平分布

(a. 1月25日12时(世界时,下同); b. 1月26日12时; c. 1月27日12时; d. 1月28日12时。实线代表南风分量,虚线代表北风分量,粗实线是风速零线,单位:ms<sup>-1</sup>)

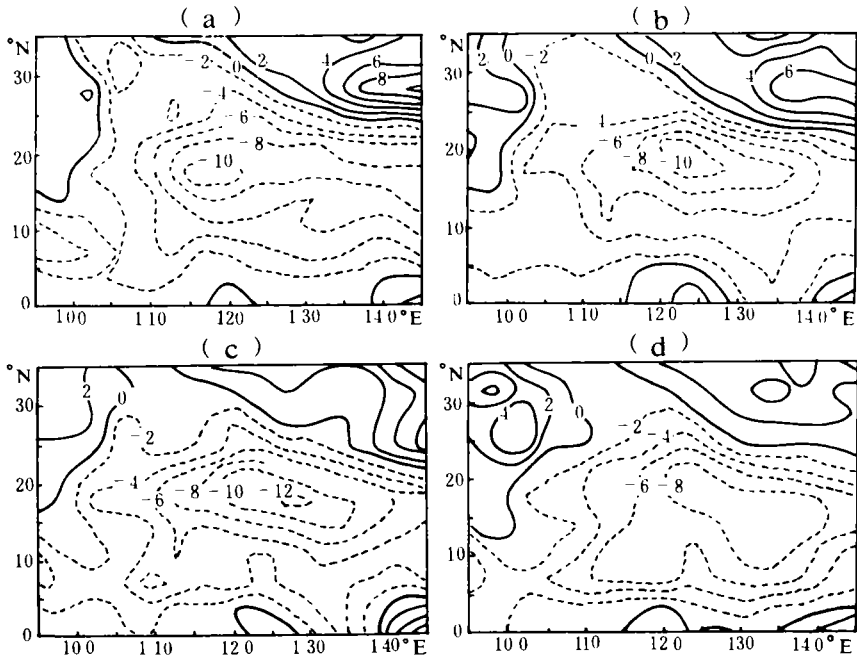


图2 1000hPa 纬向风的水平分布

(实线代表西风,虚线代表东风,其它同图1)

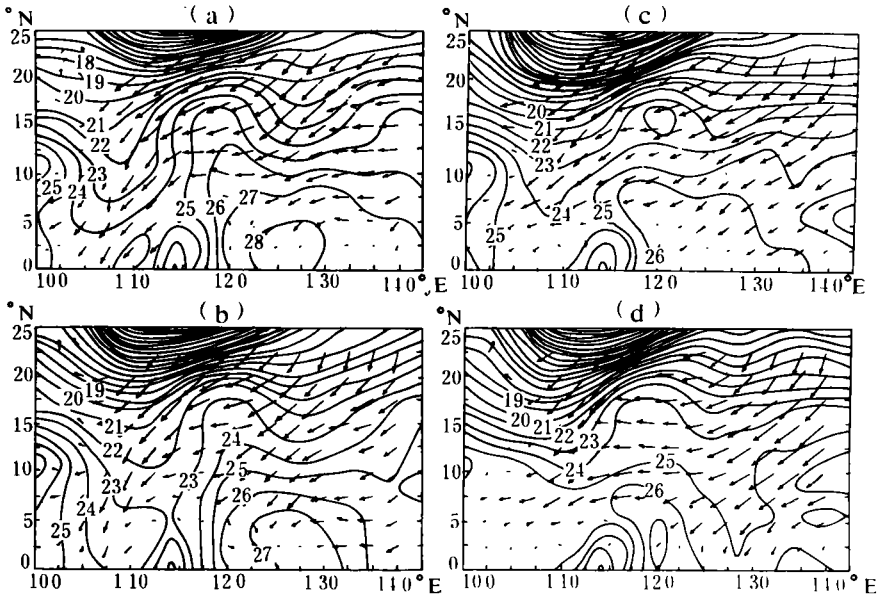


图3 1000hPa 风向量场和温度场分布  
(实线是等温线(°C),其它同图1)

先出现在南海西部的现象是与 Chang 等人<sup>[3]</sup>的结果一致的。这在24h 变温图上(图略)表现得更清楚。1月27日以后菲律宾以东海面也出现降温。注意25°C等温线在这里南伸的情况。由上可见,与冷涌相伴的降温过程是非常迅速的,一般只2d左右,并且是向南向东传播的。

通过上面的分析可以得知,南海的冷涌区无论是风场还是温变场都比菲律宾以东海面冷涌区发展得要早且强,但后者影响的范围大,持续时间长。

### 3 冷涌期间高空风场的变化

为了考察冷涌期间高空风场的时间变化,沿南海冷涌区传播路径上选取了一些代表性地点或格点制作了纬向风和经向风时间-高度剖面图(图4和图5)。图4a 代表南海北部的情况。东风层限于700hPa以下,这与过去丁一汇<sup>[6]</sup>的结果是一致的。注意东风层的厚度和风速有明显的脉动,其中最明显的时段是1月25—28日,即本文研究的这次冷涌期间。可以看到近地面东风有最大值,随高度增高而减小,东风层之上的西风强度在冷涌期间迅速地减弱,从1月24日的20ms<sup>-1</sup>减弱到12ms<sup>-1</sup>左右。1月28日以后,南海冷涌减弱,高空西风重又增强。在南海中部(图4b),情况略有不同,这里的东风层有更激烈的脉动。从1月22日开始,东风层厚度开始增加,1月24日以后,整个对流层盛行东风,高空西风中断。1月26和27日高低层东风都达最大强度。随着冷涌的减弱,1月28日以后高空又重建西风最大值。因而冷涌期间南海中部高空风场的主要特征是西风消失,完全被东风所代替。在近赤道地区(图4c),最明显的特征是冷涌期间(包括1月22—23日的一次冷空气活动)建立了很强的高

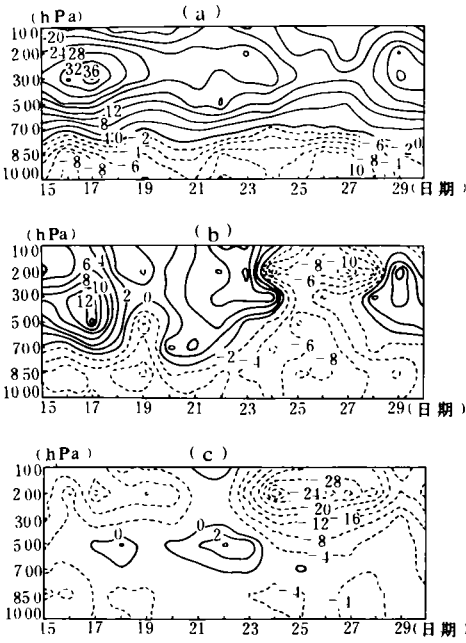


图4 1981年1月15—30日纬向风  
时间-高度剖面图  
(a. 20°N, 120°E; b. 15°N, 115°E; c. 5°N, 110°E;  
实线: 西风; 虚线: 东风; 单位:  $\text{ms}^{-1}$ )

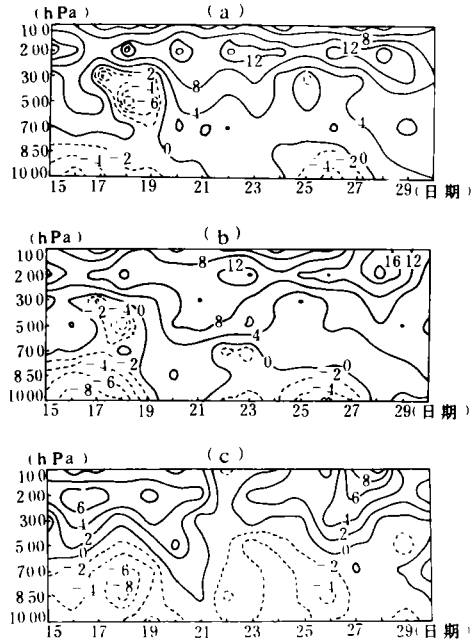


图5 1981年1月15—30日经向风  
时间-高度剖面图  
(a. 20°N, 120°E; b. 15°N, 115°E; c. 5°N, 110°E;  
实线: 南风; 虚线: 北风; 单位:  $\text{ms}^{-1}$ )

空东风区(约 $28\text{ms}^{-1}$ )。随着冷涌的减弱与消失,这个强高空东风层也减弱。

通过上面的分析可以看到,在冷涌期间高空风场也有明显的变化,有些地区甚至比低层风场变化更显著。另一方面,比较图3a—c可得知,高空风场在冷涌期间的变化或响应,愈近赤道愈明显。

图5是经向风的时间-高度剖面图。可以看到1月24—28日700hPa以下有明显的北风区。北风风速在1月26日达到最大值,这与前面的结果是一致的。北风涌在南海北部和中部比较浅薄,主要在850hPa以下。在近赤道地区北风层增厚,达到500—300hPa高度。在北风层之上有强的南风层。这反映了冷涌发展并向南发展后局地 Hadley 环流的加强。注意高空南风最大值的出现落后于低空北风涌约2d左右。这可能说明局地 Hadley 环流高空支的加强是冷涌活动的结果。这与 Chang 等人<sup>[3]</sup>的结果是一致的。但 Chang 等人指出,冷涌之后局地 Hadley 环流的增强不会持续太长(不超过1d),但这里的结果表明, Hadley 环流加强的时间尺度也可以更长,约几天的时间。

#### 4 冷涌的强迫机制及其反馈作用

根据文献[6]和 Lim 与 Chang<sup>[7]</sup>的研究,冷涌的产生实际上是中纬度地区风-质量调整的结果。由于高压的南下,改变了东亚大范围地区的气压场,以后风场向气压场(质量场)调整。在这个过程中引起的重力波型的瞬变运动对能量产生频散,从而在热带产生冷涌<sup>[8]</sup>。因而冷涌基本上可以看作是热带大气风场(冷涌形式)对中纬度强迫的一种响应。

1981年1月21—28日寒潮爆发是发生在500hPa 横槽转竖的天气形势下。由于冷高压不断向南扩展,改变了中低纬的气压场分布和气压梯度。纬向气压梯度( $G_x = \partial\Phi/\partial x$ )的分布如图6所示。可以看到,它的变化趋势与经向风的变化趋势十分一致。从1月25日开始,南海地区出现明显的负  $G_x$  区(相应于北风区),其分布走向与  $v$  分量近于一致。 $G_x$  在1月25—26日达到最大,这时也是南海地区北风涌达到最强的时候。1月27日在菲律宾以东海面出现负的  $G_x$  区,1月28日向南向西扩展,这相应于该地区一次强北风涌的发展。注意这时南海地区  $G_x$  值明显减弱,与西太平洋地区负的大值  $G_x$  区之间由一正  $G_x$  区(南风区)分开。这种分布很类似于经向风场的分布(比较图6与图1中1月28日的图),风场变化稍落后于气压场变化。图6中左上角  $G_x$  正值密集区是由地形(青藏高原南部)作用造成,是虚假的气压梯度(1000hPa 高度在地面高度之下)。

经向气压梯度( $G_y = \partial\Phi/\partial y$ )在15—30°N 纬度带最大(图略),这对应于东风区。1月26

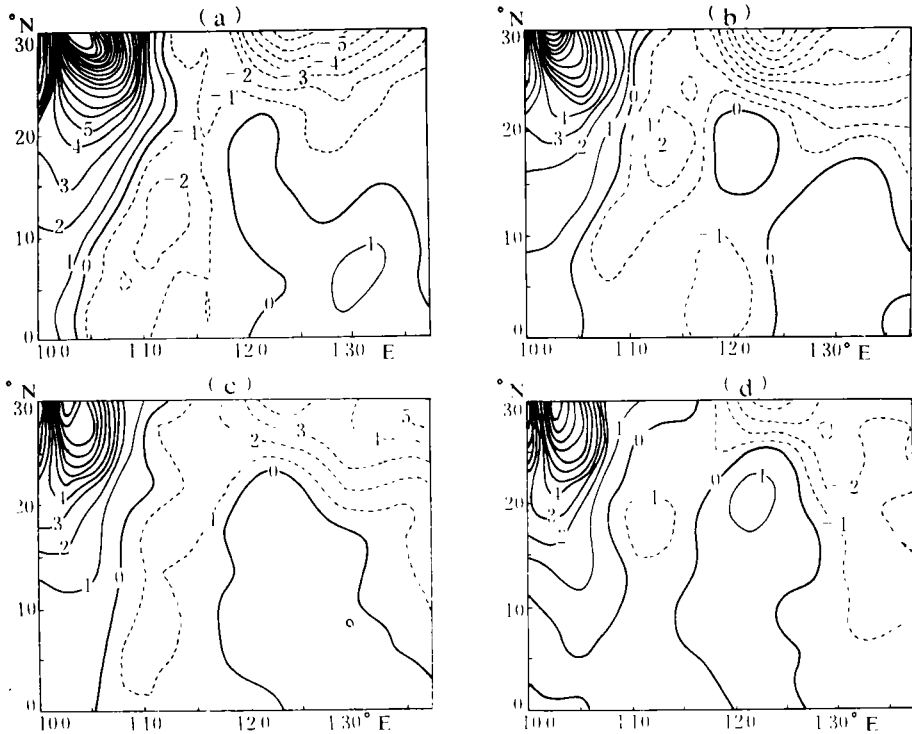


图6 1000hPa 纬向气压梯度( $G_x = \partial\Phi/\partial x$ )的分布

(a. 1981年1月25日; b. 1月26日; c. 1月27日; d. 1月28日。实线:

正值梯度;虚线:负值梯度;单位: $10^{-1}\text{gpm km}^{-1}$ )

日,  $G_y$  加强, 这与纬向风场的变化一致。以后  $G_y$  减弱, 相应东风也减弱。因而寒潮冷高压的向南扩展使  $G_y$  加大, 引起了东风的加强。由上可见, 低纬冷涌的发展与寒潮冷高压南下后气压场的变化密切相关, 在动力学上, 可以看作是低纬风场对中纬度气压强迫的一种准地转响应。

冷涌是一种低层现象, 但通过激发近赤道区的对流和凝结加热使 Hadley 环流的上升支加强。从图7可以清楚地看到1月24日以后这个地区在700hPa 以下由下沉运动转为上升运动, 并且上升运动层不断随时间增厚, 这反映了冷涌后局地 Hadley 环流上升支的加强过程。以后通过高空气流向北的非地转加速使中纬度高空急流加强。因而低层的冷涌通过 Hadley 环流与中纬高空西风急流密切地关联在一起, 形成一种反馈作用。比较200hPa 经向风分布(图8)与1000hPa 经向风

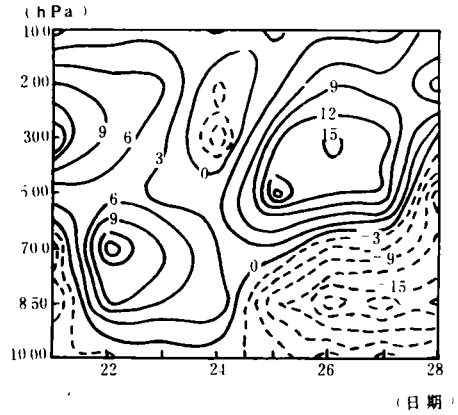


图7 1981年1月21—28日0—15°N, 105—125°E 区域平均垂直速度( $\omega = dp/dt$ )的时间-高度剖面图 (实线代表正值(下沉), 虚线代表负值(上升)。单位:  $10^{-3} \text{hPa s}^{-1}$ )

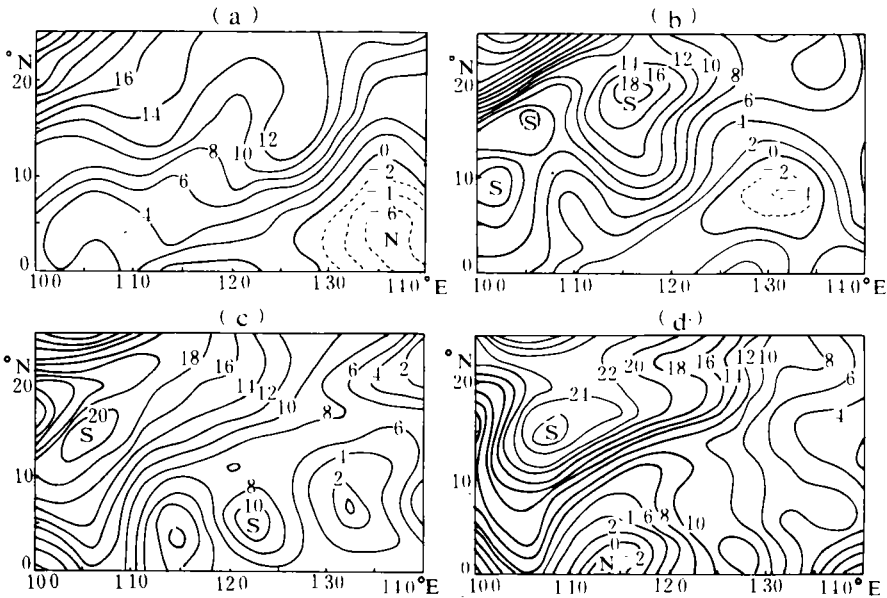


图8 200hPa 经向风分布 (a. 1981年1月25日; b. 1月26日; c. 1月27日; d. 1月28日。实线: 南风, 虚线: 北风。单位:  $\text{ms}^{-1}$ )

分布(图1),可以看到1月25—28日各天两者位置和强度变化的对应关系是比较好的。尤其是1000hPa 北风与200hPa 南风关系更好,并且1月26—28日1000hPa 北风大值区正好位于200hPa 急流中心的西侧附近(南海地区)。由图8可见,南海中北部从1月26日开始迅速地出现一南风大值区,它的强度在1月28日之前不断增加。联系到图7中的结果,东亚局地的Hadley 环流(低空支,上升支和高空回流支)是增强的。

随着东亚局地 hadley 环流的高空南风的增强,根据角动量守恒原理,可导致中纬度高空西风的加速。高守亭、陶诗言、丁一汇<sup>[9]</sup>曾从理论和观测上讨论了这个问题。这里又进一步证实,说明这种加速过程确实是存在的。寒潮爆发前高空急流的最大西风风速是下降的(图9),但从1月25日开始,伴随着寒潮的爆发和冷涌的发展,西风中心开始加速,每天风速的平均增加率约 $7\text{ms}^{-1}$ ,到1月28日风速已达 $100\text{ms}^{-1}$ 以上,直到1月30日均保持这个强度,因而对于这次寒潮爆发过程,西风急流的加速确是很明显的。

在图9中另一个有关的现象是低纬高空东风的变化。1月24日以前,东风的最大风速一般在 $30\text{ms}^{-1}$ 左右,范围在 $90^{\circ}\text{E}-180^{\circ}-140^{\circ}\text{W}$  区间。1月24日以后,东风最大风速迅速增加到 $40.5\text{ms}^{-1}$ 。1月26日,东风最大风速达到 $52.7\text{ms}^{-1}$ ,比1月21日前后的值( $27.5\text{ms}^{-1}$ )增加

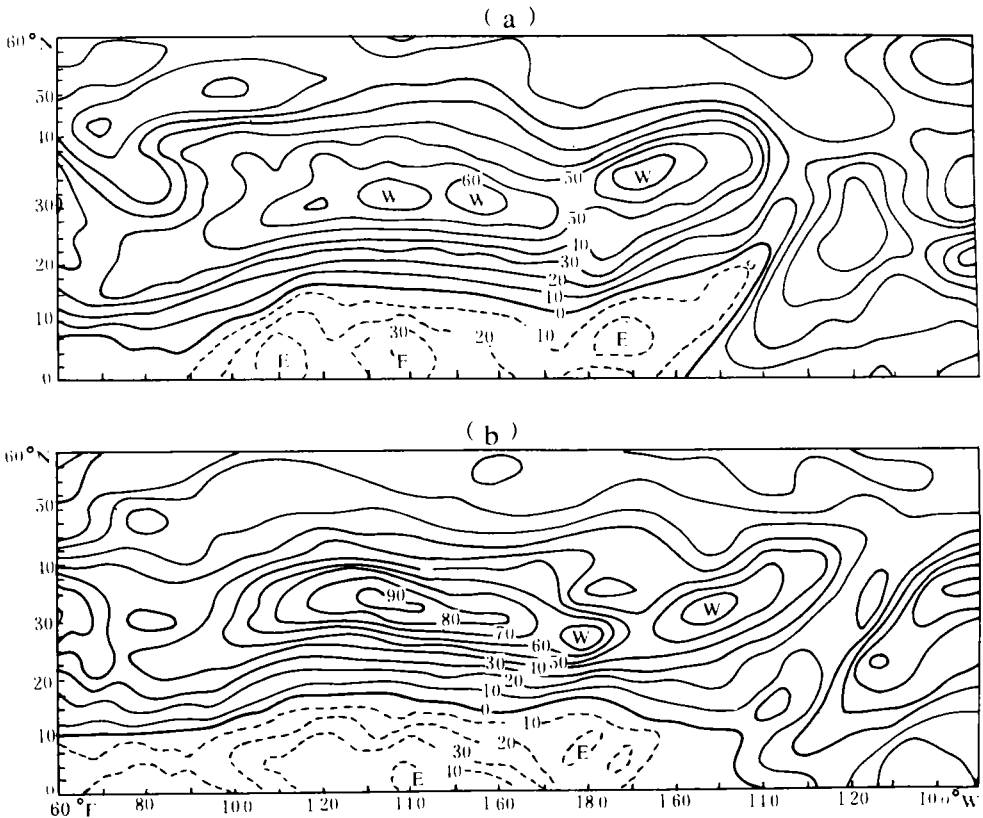


图9 200hPa 纬向风分布图

(a. 1981年1月24日12时,; b. 1月26日12时。实线:西风分量,; 虚线:东风分量;粗实线:风速零线;单位: $\text{ms}^{-1}$ )



了将近一倍,西部一直扩展到 $60^{\circ}\text{E}$ 。以后东风开始减弱,同时东风区的西部也开始相应地向东收缩。冷涌期低纬高空东风的加强在图4c中也看得很清楚。为什么会出现这种现象,值得今后进一步研究。

## 5 结 论

本文分析的这次东亚强寒潮爆发后冷涌的发展过程表明,在低层偏北风加强的同时,低层的东风分量也经历一次加强过程。与冷涌风场相伴随的低层温度场变化也十分明显,同样具有先后两次降温过程。由于南海北部强东北风的发展,低层冷空气迅速在这里向南扩展,一个明显的冷舌最先沿南海西部地区出现。一天以后,降温迅速地向东向南扩展,几乎在整个南海和西太平洋地区都出现了降温,但以南海中东部和菲律宾以东海面较显著。在冷涌后期,大范围地区出现迅速的回暖,只残留下菲律宾以东 $10^{\circ}\text{N}$ 南的弱降冷区。因而与冷涌相伴随的降温过程是非常迅速的,一般只有2d左右的生命史,并且是向南传播的。

由上可见,南海的冷涌无论是风场和温度场都比菲律宾以东海面冷涌区发展得要早、要强,但后者影响的范围较大,持续时间较长。

冷涌期间高空风场表现有明显的脉动。在南海北部,随着冷涌的发展,高空西风迅速地减弱,并一直维持弱的西风,直到冷涌减弱,高空西风才重又增强。在南海中部,东风层有更激烈的脉动。冷涌期间高空西风消失,完全被东风所代替。在近赤道地区,最明显的特征是冷涌期间建立了很强的高空东风区。随着冷涌的减弱与消失,700hPa以上的强高空东风层也减弱。比较不同纬度高空风场的变化,可以看到,高空风场在冷涌期间的变化或响应,愈近赤道愈明显。这可能与较低纬度所激发的强对流加热的反馈作用有关。

冷涌的发展与寒潮冷高压的南下密切相关。南下的冷高压使较低纬度地区温度梯度和气压梯度加大,通过大范围地区的准地转调整,可引起风场的加强,以此产生冷涌。当冷涌到达近赤道地区时通过增加低层辐合可引起上升运动和对流活动的加强,这有利于东亚局地Hadley环流上升支和高空南风回流的增强,并导致一次中纬度高空西风急流的加速过程,因而东亚寒潮的爆发与冷涌的发展虽然是一个区域性事件,但涉及到相当复杂的中低纬相互作用过程。

## 参考文献

- [1] Ding Yihui. Build-up, air mass transformation and propagation of Siberian high and its relations to cold surge in East Asia. *Meteorol. Atmos. Phys.* 1990, 44: 281—292.
- [2] Chang C P, Lau K M. Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part II: Planetary-scale aspect. *Mon Wea Rev.* 1980, 108: 298—312.
- [3] Chang C P, Erickson, J E and Lau K M. Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part I: Synoptic aspects. *Mon Wea Rev.* 1979, 107: 812—829.
- [4] Lau K M, Chang C P, and Chan P H. Short-term planetary-scale interactions over the tropics and midlatitudes. Part II: Winter MONEX period. *Mon Wea Rev.* 1983, 111: 1372—1388.
- [5] 陈乾金, 黄爱芬. 冬季风时期南海冷涌特征的初步分析. *气象*. 1989, 15: 49—52.
- [6] 丁一汇. 东亚冬季风的统计研究. *热带气象*. 1990, 6: 119—128.
- [7] Lim H and Chang C P. A theory of midlatitude forcing of tropical motions during winter monsoons. *J Atmos. Sci.* 1981, 38: 2377—2392.

- [8] Chang C P, Milard J E and Chen G T J. Graviational character of cold surges during winter MONEX. *Mon Wea Rev.* 1983, 111: 293—307.
- [9] 高守亭, 陶诗言, 丁一汇. 表征波与流相互作用的广义 E-P 通量. *中国科学, B 辑.* 1989, 7: 774—784.

## A CASE STUDY OF DEVELOPMENT OF A COLD SURGE AFTER OUTBREAK OF COLD WAVE IN EAST ASIA

Ding Yihui Mong Xiao

(*Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing, 100081*)

### Abstract

The present paper has analysed the process of the development of a cold surge over the South China Sea and the West-pacific after an outbreak of cold air occurring during 21—28 January 1981. The initial development of the cold surge showed up in the rapid establishment of low-level strong northerly wind off the seaboard of East Asia and over the central and northern parts of the South China Sea. The duration of the cold surge is short, persistent for about 3—4 days; then the second cold surge was induced over the oceanic area to east of the Philippines, with longer duration of about 6—7 days.

Accompanying the wind field of cold surge, the temperature field at low-level also showed a remarkable variation, characterized by two processes of cooling. The upper-air winds during the cold surge also indicate an obvious fluctuation. Over the northern part of the South China Sea the rapid decrease of upper-level westerly wind was observed as the cold surge developed, while over the near-equatorial region the most remarkable feature is characterized by establishment of strong upper east wind.

The development of the cold surge is associated with the southward invasion of cold high. Its intensity is to a greater extent dependent on the intensity of cold high in mid-latitude. On the other hand, as the cold surge developed, it may exert an effect on the variation of mid-latitude westerly jet and tropical east jet.

**Key words:** Case study, Cold surge, Cold wave in East Asia.