

1974年12月2日华北大雪的初步分析

王 继 志

(中央气象台)

提 要

本文讨论1974年12月2日一次寒潮过程华北锢囚锋大雪的例子。应用样条(Spline)函数插值法进行了10层等 θ 面及等熵面分析。对该系统对流层锋区三度空间气流结构的分析发现,锢囚锋上空气流主要有低、中、高三层:低层和高层为斜爬升气流,中间一层为倾斜度很大的、冷的偏东北风急流。还发现在锢囚点上空,有冷空气从对流层中高层沿等 θ 面漏斗状“洞穴”作下沉运动。这种复杂的气流结构与锢囚锋在华北的发展与维持及大雪的中尺度分布等有密切联系。

前 言

冬季华北锢囚是造成我国北方大范围雨雪的主要天气系统之一。认识这类天气系统的特点,分析气流结构与大雪(雨)区分布的关系,对作好我国北方冬季大范围雨雪天气的分析和预报是有意义的。

本文讨论1974年12月2日一次寒潮过程华北锢囚锋大雪的例子。应用样条函数插值法进行了10层等 θ 面及等熵面客观分析,对该系统对流层锋区内三度空间气流结构作了分析。发现锢囚锋上空气流结构十分复杂,它与锢囚锋在华北发展与维持及大雪的中尺度分布等都有密切关系。

一、天气概况和低空急流

1974年12月1日至3日,一次寒潮爆发造成华北大片雪区。图1是1974年12月2日08时24小时雪(雨)量图。降水量最大的区域有两个,一个在锢囚点东北方,即太原、石家庄和北京、唐山南部;另一个在郑州、潍坊、烟台等地,两雨雪区呈带状西南—东北走向,互相平行。在12月1日08时至12月2日14时每6小时雨雪量图(略)上,也同样表现有两条带状的雪区,在雪带中,大雪中心有规律地自西向东移动(见图1),平均移速为11米/秒。

这次寒潮爆发时,低空有东北风急流。图2为850mb流线及温度场分析,在40°N附近为一等温线密集带。淮河到长江流域为另一等温线密集带。从东北经黄海、渤海到黄

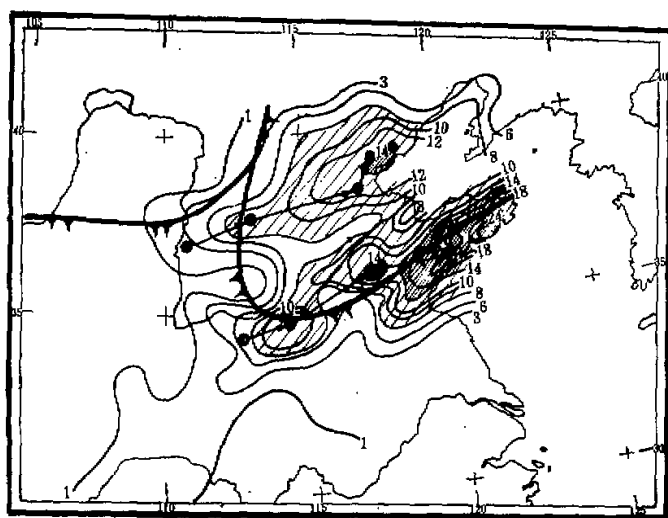


图1 1974年12月2日08时24小时降雪(雨)量图。(单位:毫米)(图中圆点和连线为1日08时至2日08时每6小时大雪(雨)中心及其移动路径)

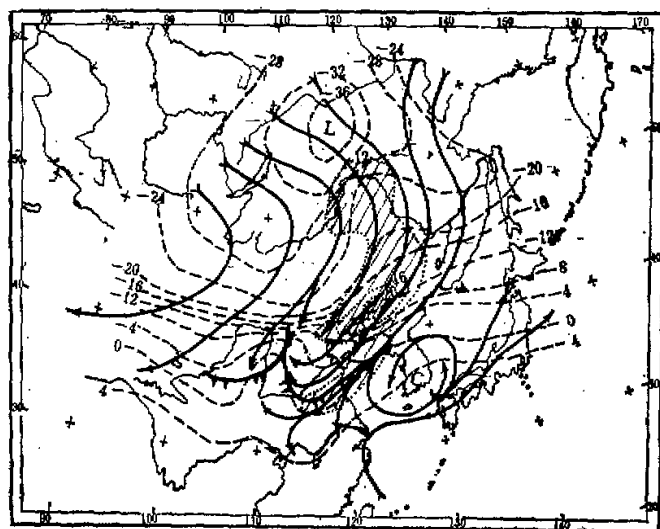


图2 1974年12月2日08时850mb流线和温度场(实线:流线,虚线:等温线,阴影区为低空偏东北风急流区,点线上数字为风速(单位:米/秒))

河中下游地区有一支强低空东北风气流,在东北平原南部出现最大平均风速为20米/秒。低空强风带引导冷空气南下到华北和黄、淮地区,这是一支冷的、低空偏东北风急流。

在700mb流线图(图略)上,上述低空东北风急流已不复存在,说明这支气流是较为浅薄的,主要在2000米以下。这支气流受燕山山脉阻挡,经渤海、黄海、黄河下游地区,沿

黄河河谷向内陆深入。由图 2 可见, 低空东北风急流前进方向右侧为反气旋性环流, 在 700mb 以下, 反气旋性环流随高度增强, 它与温度场上的暖脊重合。地面锢囚点正处在这个暖的反气旋环流中心点的右方。

从以上分析可以看出, 寒潮暴发时出现的低空东北风急流位于 2000 米以下的边界层内, 其平均速度一般为 16—18 米/秒, 最大平均速度达 20 米/秒。低空急流的存在对寒潮天气的形成具有重要意义。

二、10 层等 θ_e 面相对气流分析

分析与寒潮相伴的降水过程时, 应抓住大尺度上升和下沉气流的分布。分析等 θ_e 面相对气流能直观地表示出气流的三维分布。作 θ_e 面分析之前, 我们先绘出沿 115°E 附近的经向剖面(图 3), 发现在 400mb 以下, 对流层下半部斜压性明显, 出现了两层锋区。A 锋区与地面相交于徐州附近, 水平温度梯度在 850mb 为 3.0°C/100 公里; 700mb 为 3.3°C/100 公里。B 锋区与地面交于南昌附近, 水平温度梯度在 850mb 和 700mb 分别为 2.5°C/100 公里和 3.5°C/100 公里。Shapiro 曾指出^[2], 进行等熵分析时, 由于与“垂直”方向成正交的坐标平面选在锋区附近、倾斜度很大的等熵面上, 在等熵面上所分析出来的大尺度(水平尺度为 10^3 公里)气流相当于等压面上小尺度(水平尺度为 10^2 公里)气流。因而, 等熵面或等 θ_e 面相对气流的细致结构能揭示中尺度特点。本文采用样条函数插值方法^[3], 进行了 10 层等 θ_e 面的客观分析。图 4 为 1974 年 12 月 2 日 08 时的 10 层等 θ_e 面相对气流

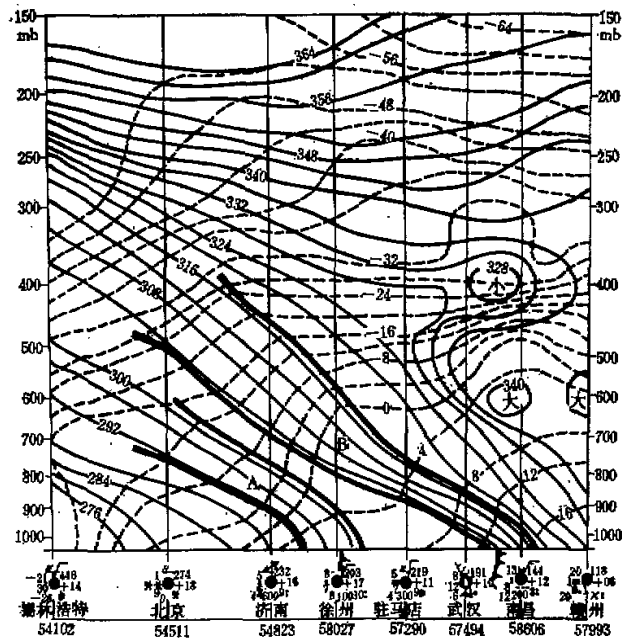


图 3 1974 年 12 月 2 日 08 时沿东经 115 度的经向剖面图(实线: 等 θ_e 线, 虚线: 等温线)

分析,图中各 θ_e 面填写的是相对风,为节省篇幅,图4中只给出其中4层等 θ_e 面。

通过10层等 θ_e 面分析发现,在华北锢囚锋上空气流结构是十分复杂的,主要有以下两个特点。

1. 降雪区上空有三层主要的气流

华北锢囚降雪成因通常看成是暖湿空气被迫或自行沿冷空气垫爬升,构成冷型锢囚或暖型锢囚,因此出现大范围均匀稳定的降雪。这种简单的气流结构显然不能解释降雪的中尺度分布特点。由于等 θ_e 面或等 θ_e 面上所反映的气流场分辨率可比等压面上大一个量级,从等 θ_e 面上看是一种大尺度气流,可以反映出一般等压面天气图上漏掉的一些小于天气图尺度的气流。雨雪天气的中尺度分布特点可与多层等 θ_e 面上相对气流分布有关。

由图4可以看出,华北锢囚锋大雪区上空气流大体可分为三层主要的气流:

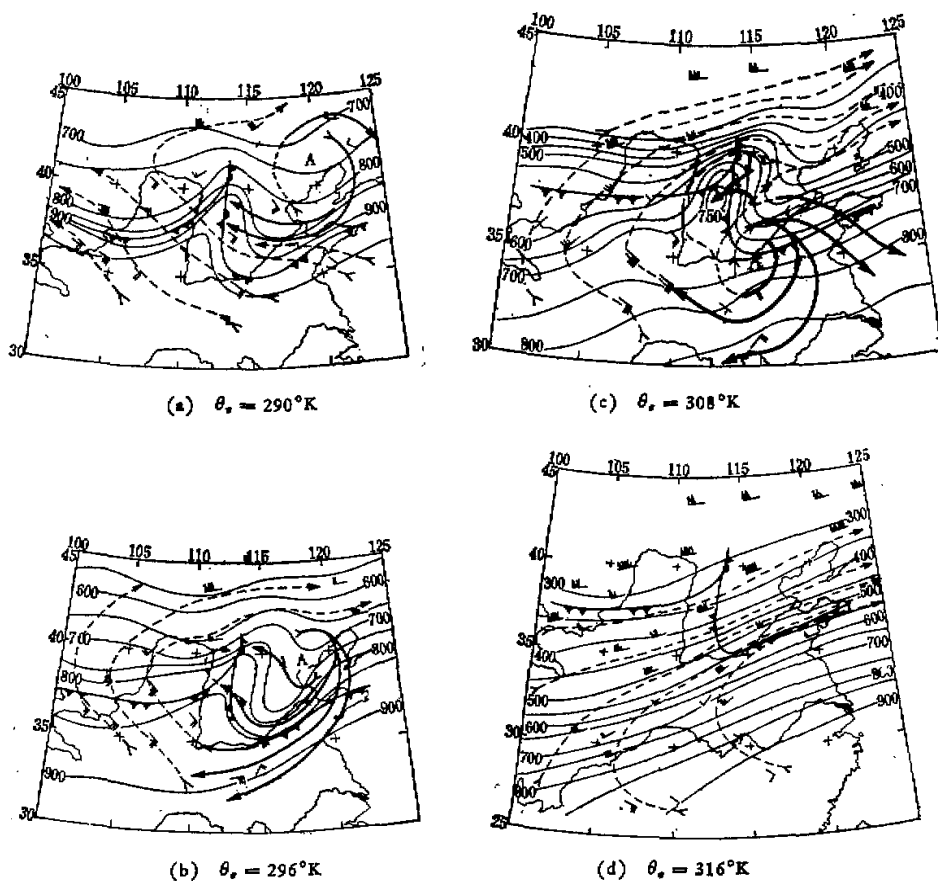


图4 用样条函数插值法作的等 θ_e 面客观分析结果(细实线:等压线,矢线:等 θ_e 面上的相对流线,矢线的实线部分表示下沉,虚线部分表示上升运动)

在锢囚锋东侧,最低层(近地面层到 850mb 间)有来自黄海海面的暖湿气流,沿着东面冷锋前方向西北方向爬升。例如,在图 4a $\theta_e = 290^\circ\text{K}$ (最低层)面上,在济南、青岛附近可以看到这支来自黄海海面的暖湿气流,在青岛附近,该气流位于 940mb 附近,到济南附近,已爬升到 850mb。这支气流实际上同我们经常强调的冷高压入海后的低空偏东(或东南)气流是一致的,所不同的,在等 θ_e 面上看到这支气流并非水平气流,是一支暖湿爬升气流。

在该气流的上方,是一支偏东北的下沉气流。从 $\theta_e = 312^\circ\text{K}$ 以下几层可以分析出相对于移动的系统,存在这支偏东北的下沉气流,例如在 300°K 面上,下沉气流南伸达到 30°N 附近,即达到 B 锋区下界面附近。在各层等 θ_e 面中,这支偏东北下沉气流有一共同的上限(700mb 附近)和下限(900mb 附近),这与上节中分析的低空东北风急流的空间位置和走向是一致的。这表明,在等压面上看到的低空急流实际并非水平的气流,它是从高纬向低纬,从高层向低层下沉的气流。在黄河下游地区,这支气流恰好重叠在近地面层暖湿偏东气流之上。

在东北气流的上方,是西南东北走向的爬升气流,从 700mb 附近,爬升到 400 至 300 mb (见图 4d),它对形成大范围层云 (A_s , C_s) 起重要作用。

2. 锢囚点附近的漏斗状下沉气流

在等 θ_e 面相对气流场中,我们还发现,在低空各 θ_e 面上,等压线呈倒“V”型(见图 4a 和 b),说明等 θ_e 面北部较高,南部较低,自北向南倾斜;在东西方向是两端高,中间(锢囚锋附近)向下弯曲。在 $\theta_e = 308^\circ\text{K}$ 到 312°K 面上,在地面锢囚锋的锢囚点南侧,等压线出现闭合圈,反映在该地区,对流层中层等 θ_e 面出现漏斗状“洞穴”。分析这 10 层等 θ_e 面可以看到,等压线呈闭合圈的层次从 650mb 附近向下伸展到 750mb 附近。一些研究表明^{[4][5]},650mb 附近正是对流层中层对于降水有贡献的中层位势不稳定区所在的高度。从等 θ_e 面相对气流分析看到,在等 θ_e 面的这个洞穴区,干而冷的低值 θ_e 气流是沿漏斗下沉的,在下节中我们将讨论它对降雪(雨)分布的贡献。在对流层中层,锢囚锋附近等熵面(或等 θ_e , θ_w)有小范围的凹陷这种结构,在许多中纬度气旋的分析中^[10]都得到证实,并且这种结构往往与下风方出现较大的降水有联系^{[7],[9]}。

三、华北锢囚的气流结构与降雪的中尺度分布

由图 4b 和图 4c 可以看出,在锢囚锋以东,低空是下沉气流,上空是暖湿气流,大范围雨雪区与这两支气流相重叠的区域是一致的。雪区的北界与上升气流北界一致。然而,在这个大范围雨雪区中,降雪分布很不均匀,如第一节所给出的,大雪(雨)中心呈带状分布,它同雪区上空气流的分布特点有关。

1. 低空急流下方的对流线与大雪(雨)带

低空东北风急流对于出现大风和降温起输送冷空气并提供大尺度动能的作用。除此以外,这支急流重叠在近地面附近来自海洋的暖湿气流之上,由于小尺度动量、热量及水汽的垂直混合过程,在造成云与降水的中尺度分布中也起着重要作用。从甚高分辨率卫星云图上(图略)清楚地看到,在黄海、渤海海面上发展的积云线(或“云街”)一直延伸到山

东半岛及内陆地区,就是这种小尺度对流过程的反映。冬季冷空气爆发到暖海面、暖水面、暖的气层上面而使小尺度对流发展造成降雪过程,在日本沿海、日本列岛和美国大湖区等地均有观测^[4,6]。本文认为,在我国华北和黄河中下游地区,当寒潮爆发时,低空急流的干冷空气如恰好流经来自暖海面的暖湿气流上方,由于位势不稳定使小尺度积云对流活动加强,这种对流活动在风切变大的区域里形成中尺度积云线,对应出现与低空急流走向一致的大雪(雨)带。这种过程同冬季寒潮爆发到西北太平洋近亚洲附近的暖洋面上,出现大范围积云线(或“云街”)的过程是类似的。在锢囚条件下,东路冷空气较强,这种过程尤其易于出现。作华北和黄河下游地区大雪预报时,注意分析寒潮爆发时低空东北风急流位置和走向是有益的。

东路冷空气中低空急流风速大大超过锋面系统的移速,因此相对于东面这条锋面,在急流前进方向右侧出现反环流或使反环流加强(在图 4a—c 中均可以清楚地看到这个反环流 A),它有利于推动锋前的暖湿空气向中高层堆积,使锢囚进一步发展或维持。

2. 锢囚点附近冷空气向下垂灌与大雪中尺度分布的关系

锢囚点附近等熵面下凹是常见的现象,通过本文多层等 θ_e 面分析发现,等 θ_e 面出现漏斗状洞穴,有冷空气沿漏斗下沉,这种向下垂灌冷空气现象使不断有来自对流层中高层的相对干而冷的空气侵入到低层相对暖湿的气流之上,对于对流层中层位势不稳定的维持和加强十分有利^[5]。Kreitzberg (1970)在分析美国东部沿岸一个锢囚锋降水的中尺度结构中发现^[7],在地面锢囚锋前方,对流层中层存在一个次天气尺度的下沉的“干冷空气轴心”(Core of Cold air),它与低层暖湿气流对比,提供大量的位势不稳定,通过大尺度的上升运动使不稳定释放引起大量的降水。Browning 等人也曾提出过类似观点,指出对流层中部有湿球位温(θ_w)较低的干冷空气入侵对位势不稳定的制造及降水中尺度分布起重要作用。这说明我国华北平原的锢囚锋结构的某些特点,在美国东部沿岸以及其它地区的观测中也得到证实。有人通过一些大雪例子的研究曾发现,在冷涡下方经常出现孤立的下沉冷空气(称为冷空气下垂体),与特大降雪有密切关系^[8],本文通过多层等 θ_e 面分析表明,位势不稳定制造与释放及大雪带形成的可能机制是:由于干冷空气在漏斗中向低空垂灌,不断加强或维持该地区高低层间冷暖与干湿差异,必将不断地制造位势不稳定。同时,在对流层中上部,锢囚点附近这一下沉气流与其右方补偿的上升气流所构成的铅直环流中上升气流部分与大尺度爬升气流叠加,也会使锢囚点下风方铅直运动加大,这就有利于位势不稳定的释放。在锢囚点下风方太原、石家庄、北京、唐山一线的大雪带与这种中尺度的气流结构是对应的。详细分析下垂冷空气的部位对揭示和预告大雪或特大降雪是有意义的。

四、结 论

通过上述对 1974 年 12 月 2 日华北锢囚大雪天气的分析可得出以下几点初步结果:

(1) 本例中的华北锢囚降雪有明显的中尺度特征。在水平尺度几千公里的大范围雨雪区中,有两条相互平行的大雪带。一条在锢囚点的下风方,即太原、石家庄、北京、唐山一线;一条在郑州、潍坊、烟台一线。雪带宽度有 50—100 公里,长轴方向有 400 至 600 公

里。大雪的这种带状分布具有一定的代表性。

(2) 在这次东亚寒潮爆发过程中, 在通常所说东路冷空气中存在一支低空东北风急流。这是一支倾斜度很大的干而冷的气流, 是寒潮爆发过程中有效位能向平均运动动能转化的主要表现形式, 以构成大风降温天气。同时, 它与来自海上的暖湿气流上下重叠形成位势不稳定, 由于上下层强风切变及动量、热量和水汽的不同平流使小尺度垂直运动发展。强对流沿这支低空急流下方的强风切变区形成一条条中尺度积云线, 这与黄河下游地区形成的中尺度大雪(雨)带是对应的。这种强对流过程与冬季寒潮暴发到暖海面上, 由无数小尺度对流沿着海上强风区而连接组成中尺度积云线(或云街)的过程是类似的。

(3) 通过多层等 θ_e 面分析发现, 在锢囚点上空, 等 θ_e 面出现漏斗状洞穴, 沿此有干冷空气从对流层中上层向 650mb 到 750mb 附近垂灌, 它一方面使对流层中层位势不稳定不断产生或维持, 另一方面, 下沉气流与其右方补偿的上升气流所构成的对流层中上层铅直反环流, 其上升气流与大尺度上升运动叠加, 有利于不稳定在锢囚点下风方释放, 对应出现一条中尺度的大雪带。

(4) 锢囚锋降雪过程中的气流结构十分复杂。根据过去的经典锢囚锋模型, 在冷垫上有暖湿气流爬升的简单图象不能解释降雪区的分布。与暴雨产生条件^[9]类似, 大范围降雪区中出现中尺度的大雪带或大雪中心都与位势不稳定的中尺度触发释放有关。多层等 θ_e 面分析所揭示的低层、中层、高层三层主要的、不同方向的爬升或下沉的气流, 支配着锢囚锋附近位势不稳定区的分布, 从而决定降雪(雨)的大尺度和中尺度分布。

参 考 资 料

- [1] N. A. Strøten, Cloud cell size and pattern evolution in Arctic air advection over the North Pacific, *Archiv für meteorologie Geophysik und bioklimatologie*, 1975, 24 (3), pp. 214—228.
- [2] M. A. Shapiro, Numerical weather prediction and analysis in isentropic coordinates, *Atmos. Tech.*, 1973, 3.
- [3] 王继志, 样条 (Spline) 函数在等值面客观分析中的应用, (尚未发表).
- [4] T. W. Harrold, Mechanisms influencing of the precipitation within baroclinic disturbances, *Q. J. Royal. Met. Soc.*, 1973, 99 (420).
- [5] K. A. Browning, et al., The structure of rainband within a mid-latitude depression, *Q. J. Royal Met. Soc.*, 1973, 99 (420).
- [6] M. A. Estogue, K. Ninomiya, Numerical Simulation of Japan sea effect snowfall, *Tellus*, 1976, 28 (3).
- [7] C. W. Kreitzberg, H. A. Brown, Mesoscale weather systems within an occlusion, *J. Appl. Met.*, 1970, 19 (3).
- [8] V. H. Wehner, Zur Verlagerung hochreichender Kaltluftkörper, *Zeitschrift für meteorologie*, Bd 22, Heft 1—5, 1971.
- [9] 陶诗言, 有关暴雨的分析和预报的一些问题, 大气科学, 1977 年, 第一期, pp. 64—72.
- [10] B. W. Atkinson, P. A. Smithson, Meso-scale circulations and rainfall patterns in an occluding depression, *Q. J. Royal. Met. Soc.*, 1974, 100 (1), pp. 3—22.