

东北太平洋锋面系统的结构

Gordon A. McBean Ronald E. Stewart

(加拿大不列颠哥伦比亚大学) (加拿大大气环境服务部)

提要 1980年11月17日一条锋面系统经过风暴输送和响应试验区。由船舶无线电探空测风仪、地面和雷达资料揭示出此东北太平洋风暴表现为三个组成部分：它连接地面和500hPa槽具有显著的地面风向转变、汇合和水平风切变，没有地面温度的变化；一条中对流层的冷性下滑锋和一条比其它部分向前移动更迅速的上层湿度锋。上层湿度锋的特征是有横越大片云区后部边缘的湿度梯度，它随着500hPa或以上的风移动。由于海洋边界层水平温度的均一性，所以与地面槽相联的汇合并不引起低层冷锋锋生。锋面系统上层部分的高 θ_e 值表明空气从较远的南部平流而来。人们注意到在东部海面上空锋面系统发展的主要特征是大气可能没有足够的时间与下垫面的洋面达到平衡。

1 引言

大气锋面系统常伴有强烈的天气事件，预报它的运动和发展是天气预报的一个中心问题。沿海地区上空锋面系统的热力学和动力学结构已有研究(如 Sanders, 1955; 参阅 Keyser, 1986)，但人们很少将注意力放在海洋上空的锋面上，可这些特征对海区天气预报而言是至关重要的。由于海上没有地形的影响，又在诸如墨西哥湾流和黑潮附近海温梯度不强的地区，海洋锋面的结构应是简单的，可为理论和模式的对比提供一个良好的依据。

东北太平洋具有气旋频繁生成的特征(Murty等, 1983)。因缺少观测资料和对这些风暴内部重要过程缺乏了解，所以对海洋风暴的预报通常是困难的。基于这些原因，1980年秋季，在阿拉斯加湾进行了风暴输送和响应试验(STREX; Fleagle等, 1982)，研究海面通量的空间分布，边界层和对流层之间的耦合尺度，潜热释放的特征和风暴对海洋上层的影响。本文中我们将对1980年11月17日的一条锋面系统做个例研究。这条锋面系统

迅速向东移动，并主要由船舶 CSS Vancouver [位于海洋天气站 P (50°N, 145°W)] 和 USS Oceanographer (位于 50°N, 140°W P' 站) 进行观测。当锋面过境时进行特殊观测，两船每隔 3 小时放一次无线电探空，利用 P 站的天气雷达来研究降水分布。因为锋面是在夜间经过研究区的，没有飞机观测。用导航测风方法来计算高空风 (McBean 和 Phillips, 1986)。

本文的目的是研究一条锋面系统的运动学和热力学结构。

2 天气形势和锋面系统的运动(略)

3 锋面系统的温度和湿度结构

根据 P 和 P' 站无线电探空仪资料制作经锋面系统的剖面图(根据时空转换所做的气压-时间和气压- x 图)。时空转换中 3 小时相当于 194 公里。为了计算 x 和 P 方向的梯度，用三次样条函数拟合数据并求微分。因 600hPa 以上时空转换不适用，对流层中上层 x 的导数是不正确的(估值偏高)，所以对于 $p \leq 550$ hPa，不列出梯度值。

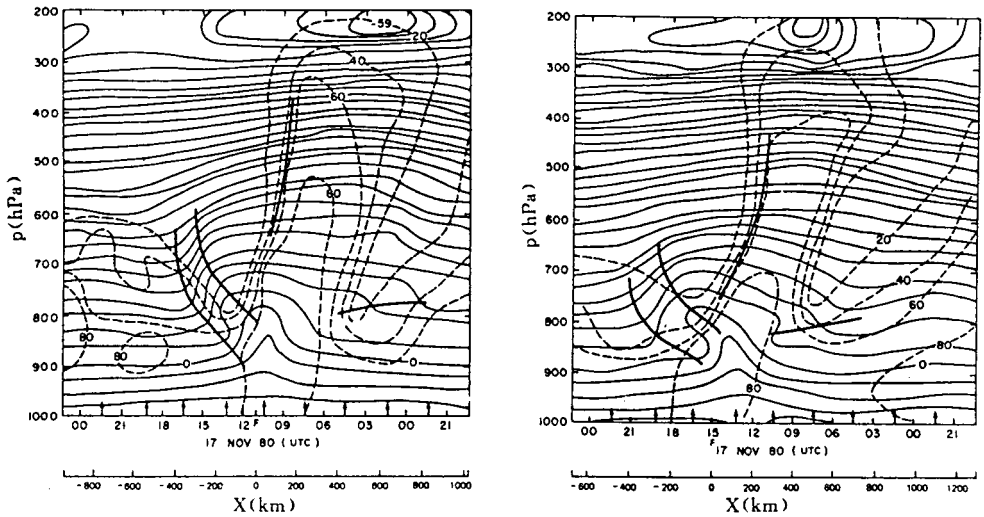


图 1 P(a)和 P'(b)站的温度(实线)与相对湿度(虚线)的时间-气压剖面图。温度线间隔为 2°C,相对湿度间隔为 20%。向上的箭头表示无线电探空仪释放的时间,F 表示地面锋过境的时间。粗实线表示下沉层(右下)、上层水汽锋面(中上)及冷锋带(左中)

图 1 表示 P 和 P' 站温度与湿度的等值线。在这两站上系统结构是很相似的。等温线分布显示出—条强的斜压性区域,表示出—条向上和向西倾斜的冷锋区,过渡带的宽度大约 200 公里。锋面区或许更窄,但靠这些资料不能分析出来。 θ 的等值线(图 2a)显示出在冷锋区上密集等熵线。冷锋区的另一特征是相对的干燥度,在此带的上部, $RH \leq 20\%$, 在下部增加到 80%。这条锋面很可能是通过高空锋生形成的。冷锋区中出现 $\partial\theta/\partial x$ 的最大值(图 2b), 在 725hPa 达到 $4 \times 10^{-5} \text{Cm}^{-1}$ 。静力稳定度 ($-\partial\theta/\partial p$) 一般为正的(稳定层结)(图 2c), 在冷锋区中有一最大值为 $1.2 \text{C}(10\text{hPa})^{-1}$ 。 θ_w 分布也显示出在这冷锋区中有强水平梯度(图 3), 尽管它较宽, 但等值线的坡度较陡。根据 900 和 700hPa 间的温度场, 锋面的平均斜率大约为 1 : 150。这一斜率介于 Sansom(1951)所述的上滑锋(1 : 70)和下滑锋(1 : 300)之间。用热成风的关系, Holton(1979)写出锋面的斜率应为:

$$\frac{\partial z}{\partial x} \approx - \left(\frac{fT}{g} \right) \left(\frac{\partial v_z}{\partial T} \right) \quad (1)$$

其中, ∂v_z 是沿锋面地转风的垂直切变, 近似

等于沿锋面的实际风, δT 是穿过锋面温度的水平变化。根据图 1 和图 4, $\delta T \approx 6 \text{C}$, $\delta v \approx 10 \text{ms}^{-1}$, 给出的斜率 $\approx 1 : 200$ 。

图 1 中的另一明显特征是冷锋区前部有较宽的向上向东延伸的湿区。在上风方和下山方都有一个强的湿度梯度。湿区与卫星云图是一致的, 表明较高云在地面气压槽前移动。卫星云图显示 500—550hPa 云的尾端在 0830UTC 经过 P 站上空。在对应于较大水汽梯度位置上 θ 或 T 没有显著的变化。在 750—550hPa 高度上, $\theta = 10 \text{C}$ (图 3) 的等值线靠近湿空气边界, 在湿边界附近和西侧的空气是位势不稳定的, $\partial\omega/\partial z < 0$ 。我们将这一特征称为高空湿度锋。穿过高空湿度锋时, 风向没有—致的转变, 但在干空气中, 风速—般增加 3—6 ms^{-1} 。干空气中的较强风与由于不稳定性动量下传相—致。

在上层湿度锋和地面气压槽前(—般在 x 正向), $\partial\theta/\partial x \leq 0$ (图 2b), 大多数负值为 $-1.4 \times 10^{-5} \text{Cm}^{-1}$, 中心在 $x = 300$ 公里, $p = 800 \text{hPa}$ 附近。在同一气压层上, 静力稳定度—般是大的 [$-\partial\theta/\partial p = 0.9 \text{C}(10\text{hPa})^{-1}$]。再向上向东可能变为下沉混合及弱暖锋区。

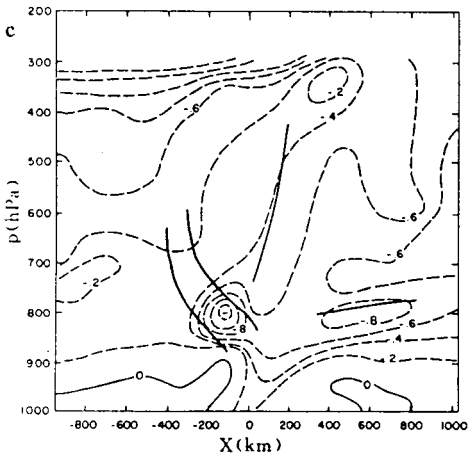
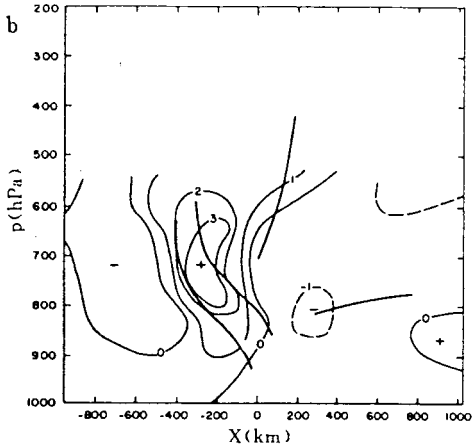
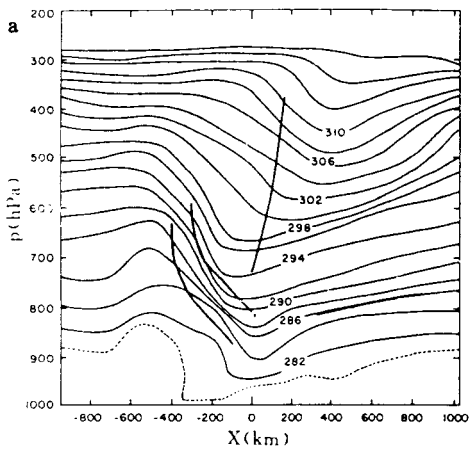


图2 P站的距离-气压剖面图。(a)位温(K),虚线为281K。(b)位温梯度 $\partial\theta/\partial x$ (单位为 10^{-5}Cm^{-1}), (c) $\partial\theta/\partial p$ (单位是 $\text{C}/10\text{hPa}$)

从 $x=400$ 到800公里,该区变得更静力稳定和更干, $\partial\theta/\partial x$ 接近于零。这表示高压脊的干下沉逆温层在0100UTC($x=650$ 公里)经过P站上空。在冷锋区附近(空气很湿, $\partial\theta/\partial x$ 的值较大,而 $\partial\theta/\partial p$ 的值较小)为抬高的弱暖锋区。区内显著的稳定性限制了海洋边界层内对流云的垂直发展。

另一个关心的是锋面的 θ 梯度($\partial\theta/\partial y$)。用美国国家气象中心850和700hPa的温度分析可估算对流层下部的大尺度值。在850hPa上, $\partial\theta/\partial y$ 为 $-0.5 \times 10^{-5}\text{Cm}^{-1}$,而在700hPa上, $\partial\theta/\partial y$ 增加到 $-1 \times 10^{-5}\text{Cm}^{-1}$ 。将图1a和1b中锋面重用图解法也可估算锋面的温度差。只有很少的地方温度差超过 2C (相当于 $\partial\theta/\partial y \approx 1 \times 10^{-5}\text{Cm}^{-1}$)。

如上所述,当锋面系统过境时,近地面气温变化很小。在900hPa以下, $\partial\theta/\partial x$ 的值很小。海洋大气边界层近于中性层结(在 x 和 p 上 θ 都近似为常数),槽前900hPa以下的大多数区域 θ 的增量小于 $0.2\text{C}/10\text{hPa}$,而在槽后,近中性稳定度一直延伸到700hPa附近。边界层的 θ_w 是不稳定的。900hPa θ_w 值从地面槽前400公里的大约 4C 水平增加到在

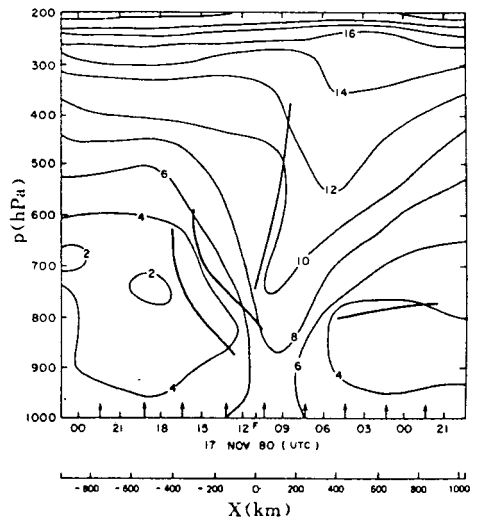


图3 P站湿球位温的时间-气压剖面图(单位是 C)

$x=0$ 处的 8°C 左右,然后锋面和低压槽系统一过再次减小到 4°C 。边界层的厚度在地面槽后较厚。锋前 850hPa 以下空气是位势不稳定的 ($\partial\theta_w/\partial z < 0$),地面空气的抬升凝结高度为 900hPa。高空有一个强的 θ_w 梯度,当系统到达时逐渐变低。这与天气观测到的积云垂直厚度减小是一致的。11月18日 0000UTC 槽过境后,700hPa 以下空气变得位势不稳定。观测到有积雨云、阵雨和冰雹。

4 锋面系统的运动学结构

地面低压槽前,地面 $u_{rel} (= u - 18\text{ms}^{-1})$ 负值 (-20ms^{-1}) 很大(图 4),750hPa 上数值减小到零。在槽后,除近地面外 u_{rel} 为正值, $u_{rel} = 0$ 的等风速线从近地面快速爬升到 750hPa,然后在锋前大约 800 公里处稍缓地上升到 500hPa。最强的西西南风在 350hPa 和 $x = -600$ 公里处为 25ms^{-1} 。相对锋面系统来说,在低层从东边有强的空气流入锋区,在高空锋区有强的西风气流。

v 分量(图 4)一般在地面槽前为正(东南南风),在槽后为负(西西北风)。在地面槽前大约 200 公里处,900hPa 以下, v 先增加($v = 14.4\text{ms}^{-1}$),然后减小。在 800—850hPa 冷锋

区的后部最大的西北北风速为 12ms^{-1} 。

在地面槽附近 u 分量的显著变化使 $-\partial u/\partial x$ (图 5)在 950hPa 和 $x=0$ 处有一最大值 $1.2 \times 10^{-4}\text{s}^{-1}$ 。在 650hPa 处有个次大值 $0.2 \times 10^{-4}\text{s}^{-1}$ 。值得注意的是,如果在 400hPa 系统的移速是 30ms^{-1} (该层的风值),那么在较高层 $\partial u/\partial x$ 的最大值是 $0.2 \times 10^{-4}\text{s}^{-1}$ 。 $\partial u/\partial x$ 的最大正值 ($0.4 \times 10^{-4}\text{s}^{-1}$) 出现在地面槽前 250 公里处。

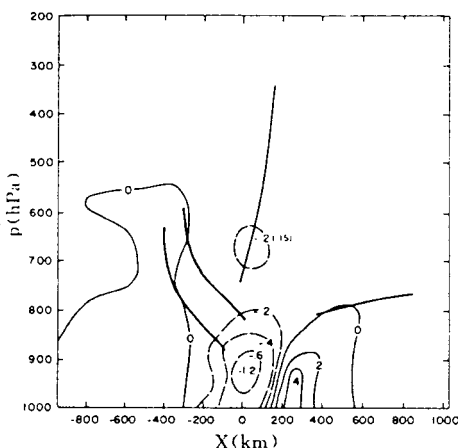


图 5 P 站 $\partial u/\partial x$ 的距离-气压剖面图,单位是 10^{-4}s^{-1} 。550hPa 以上略

在冷锋区内, v 分量风有一些明显的垂直切变,与越锋区的大温度梯度不相一致。由于无线电探空仪穿过冷锋区(见图 1),无线电探空仪只观测到锋区两边的冷暖温度,而没有观测到锋区内的风。在图 6 中,我们给出了计算的地转风 v_g 和修订过的 v 分量。修订过的等风速线仅限在包括冷锋区所在的区间。修订的结果使锋区内的 v 风增大趋于零,而且 $\partial v/\partial x$ 也增大了。根据实测风(图 4),图 7 给出了水平风切变 $\partial v/\partial x$,它类似于 $\partial u/\partial x$ 的分布。在锋区中, $\partial v/\partial x$ 最大,峰值达到 $1.6 \times 10^{-4}\text{s}^{-1}$ 。

对湿度、势能和湿球位温的研究为移动系统提供某些信息。例如,湿度分布(图 1)给出了在湿区前后空气十分干燥,表示有下沉运动。 θ 和 θ_w (图 2a, 3)等值线提供了气块轨迹的信息。在冷锋区中,干燥表示空气在冷锋

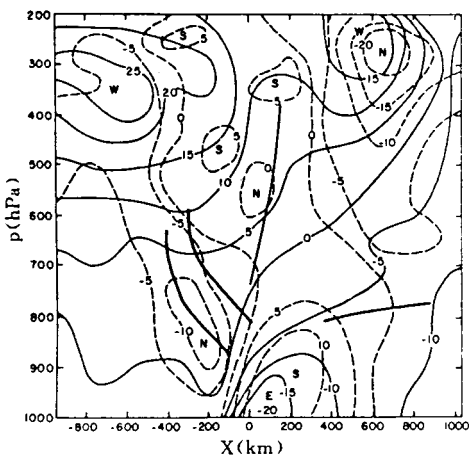


图 4 P 站的距离-气压剖面图:(i) $u - 18\text{ms}^{-1}$ (实线),其中 u 是沿 60° (正向为 ENE)的风分量;(ii) v (虚线)是沿 330° (正向为 NNW)的风分量(单位为 ms^{-1})

区上层有下沉运动。这是 Bergeron(1937)和 Sansom(1951)定义的一个专有名词,叫下滑锋。

在地面槽附近, $-\partial u/\partial x$ 的大值和 $\partial v/\partial y$ 的小值,以及冷锋区下部前倾,表示在 $x = -100$ 公里和 $x = 100$ 公里之间有上升运动。但不清楚这个垂直运动伸展多高。系统内是位势不稳定的,这也会引起上升。我们在研究 θ_w (图 3) 或相应的 θ_E 值时也可得到某些见解。海温状况下饱和空气的 θ_w 为 9.1°C ($\theta_E = 302\text{K}$)。在 P' 站, $\theta_w = 9^\circ\text{C}$ 的等值线一直伸到地面;这意味着在 $y = -200$ 公里, $x = 300$ 公里处的边界层气块在 5—6 小时可向西北移动 ($v \approx 10\text{ms}^{-1}$, $u_{\text{rel}} \approx -15\text{ms}^{-1}$), 并且随着地面槽附近的上升运动向上抬升。高层的空气必须从很远的地方流向南面(或通过辐射或其它过程可能变暖)。仅是 45°N 以南的海温 $\geq 12^\circ\text{C}$ ($\theta_E = 309\text{K}$)。

5 锋面系统的水汽收支

由 u 分量输入云区的水汽可以沿图 8 中显示的边界,用 u 分量和水汽含量的积来计算。在 x 方向输送的变化必须由 y 方向和 / 或 z 方向输送和 / 或海上(降水 - 蒸发)的变化来补偿。在 x 方向,水汽主要来自东面的海洋边界层。输入系统的通量从槽前 600 公里处

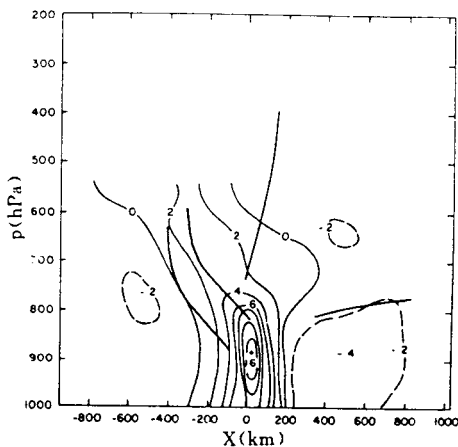


图 7 P 站 $\partial v/\partial x$ 的距离-气压剖面图(单位是 10^{-4}s^{-1})。550hPa 以上略

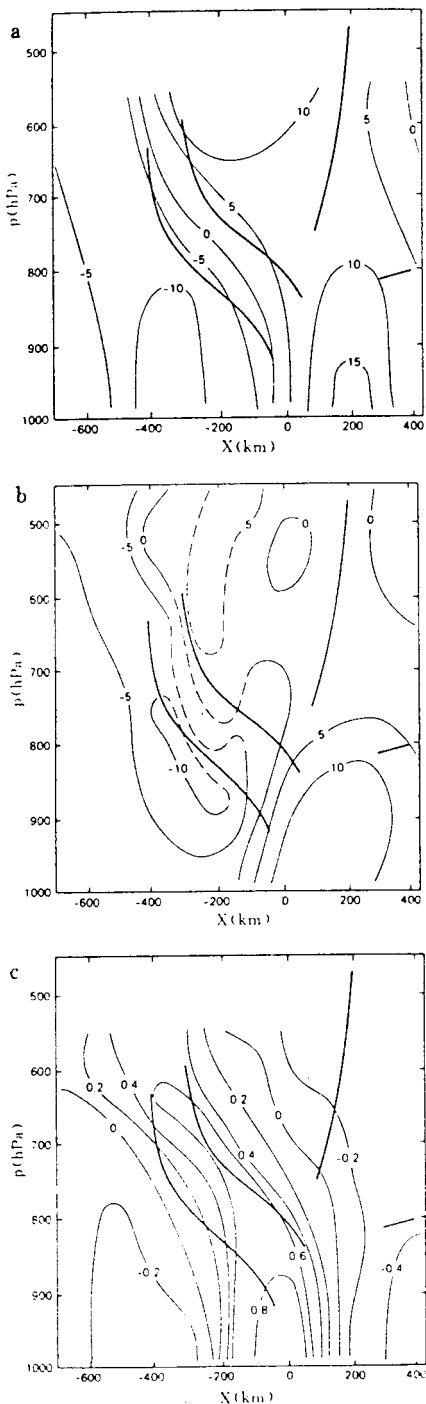


图 6 P 站距离-气压剖面图:(a) v_g , 地转风 (ms^{-1}); (b) 修订过的 v 分量 (ms^{-1}), 其中实线同图 4 的, 虚线为修订过的; (c) $\partial v_g/\partial x$ (单位是 10^{-4}s^{-1})。550hPa 以上略

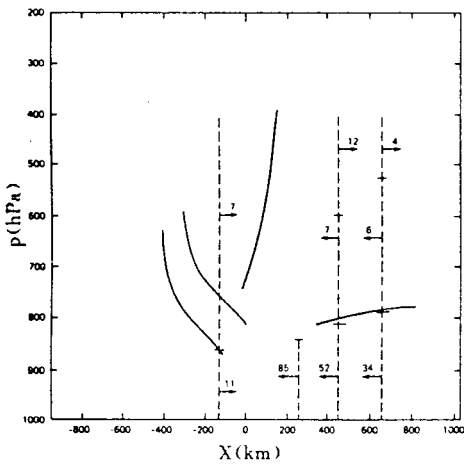


图 8 风暴的水汽收支。用箭头表示穿过各层虚线部分的水汽输送 ($\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-1}$)

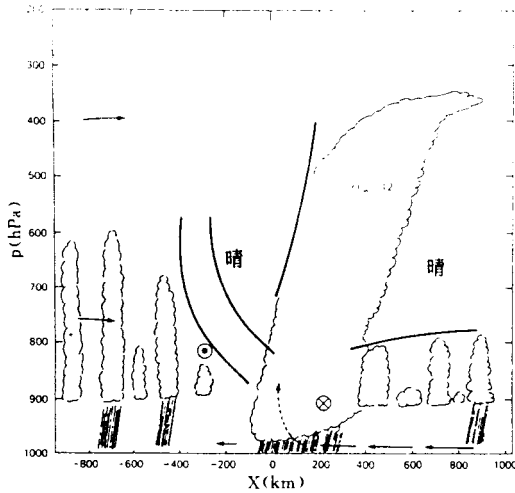


图 9 北太平洋上空锋面系统的概念模式。箭头表示空气在 $x-p$ 平面上的移动方向； \otimes 表示风吹入剖面； \odot 表示风吹出剖面

的 34 kg s^{-1} 增加到 200 公里处的 85 kg s^{-1} 。这个增加可能是南北输送的变化引起的。来自西部的水汽输送较少。经高空风输出此区域的水汽相当于系统前部被风吹走的中云和卷云。 x 方向的净流入，在边界为 $x = -150$ 公里到 $x = +450$ 公里之间是 $65 \text{ kg s}^{-1} \text{m}^{-1}$ ，这与 Houze 等 (1976) 计算的到达太平洋海岸的风暴为 $92 \text{ kg s}^{-1} \text{m}^{-1}$ 类似。

观测到的降水和估算的水汽输送是一致的。测量到的锋面系统的平均降水率为 0.6

mmh^{-1} 。如果输入风暴的水汽全都转化为雨，并假定它均匀地落在一个 1 米乘以 600 公里的区域内，计算得到的降水率为 0.4 mmh^{-1} 。如果降水均匀地散布在 300 公里上（相当于 4.75 小时的降水），那么降水率将为 0.8 mmh^{-1} 。

6 降水区的雷达观测

用一个 5 厘米波长的常规雷达来观察降水结构。每隔 6.5 分钟完成一次从 0.5° — 24° 范围内 20 个仰角的体积扫描。每隔 1° 方位角和 200 公里区域内每隔 1 公里记录一次数据。

降水出现在风暴的三个区域：与湿区相连的地面槽前头、地面槽过境时和锋后。雷达首先探测到的降水是在湿区内（可能与弱的暖锋有关），以及地面槽前 300 公里以内。虽然反射率可测到 21 dBZ ，但它一般为 15 — 18 dBZ 。这样的值意味着降水率大约在 0.5 mmh^{-1} 以下，这和船舶测量是相符的。 0730 UTC ($x = 225$ 公里) 15 dBZ 的回波向上伸到 770 hPa ，而 21 dBZ 的回波仅在 900 hPa 之下。降水区的雷达信息表明同时有成层过程和对流过程。雷达回波的不均匀暗示着有对流活动。在垂直剖面图的融化层附近（大约 0.85 公里）普遍出现的雷达明亮带也暗示着有成层过程，具有扩散的冰增长的特征。镶嵌在成层区内的对流活动与低层对流不稳定及中上层稳定是一致的。

地面槽过境本身与地面槽前 50 公里左右的降水带及一系列伸展到 670 hPa (15 dBZ) 的雷达回波单体相联系在一起。降水带实质上与槽平行，偏东移并具有最高反射率的特征。这个降水带由一些反射率高和间隔大约为 25 — 30 公里的较小区域所组成。

降水带和各个雷达回波区的移动速度与风暴有关。降水带的平均速度是 17 ms^{-1} ，方位是 245° 。所以，降水带是伴随着槽和锋区而移动，而不是相对它们移动。相反，带内的

(转 13 页)

(接 55 页)

特征以及各个雷达回波偏左移,其移动速度与 800—850hPa 上的风相似。然而,这些观测事实仍然暗示了这个降水区的起源是和较低层相联系的。

锋后的对流活动开始于地面槽西部 300 公里处。第一个雷达回波区宽度大于 100 公里,而且各个回波移速近似为 $20-25\text{ms}^{-1}$,方位为 260° ,实质上是低层风速。雷达回波顶高达到 700hPa 左右或在温度为 -15°C 。这样冷的温度足以在云内开始产生冰相降水过程。

7 概括和总结

根据船舶(雷达、无线电探空仪以及地面)和卫星的观测,我们给出了 1980 年 11 月 17 日天气系统经过海洋天气站 P 的概念模式(图 9)。系统分为三部分:有汇合及最大切变的地面槽,在位温近似于常数的海上边界层上移动;对流层中部的冷锋区;以及具有高空湿度锋结构的宽广云区。

赵梅摘译自《Monthly Weather Review》, Vol. 119, No. 4, April 1991.

朱福康校