

圖書館
气象研究文集

(三)

53
3)
湖北省气象科学研究所

一九八三年十月

目 录

梅雨期江淮切变线南北摆动的一些经验规律.....	胡伯威(1)
带状付热带高压减退过程的个例分析.....	袁恩国、沈罗毅、王景尧(5)
梅雨期西南低涡东移与能量场的关系.....	黄德江(24)
江淮切变线平面能量场的特征.....	王新启(27)
1975年3号台风造成我省部分地区特大暴雨的初步分析.....	林杏奇、黄若云(32)
复杂台风路径诊断方程.....	林杏奇(36)
夏季西风带大型水平环流的演变和西太平洋付热带高压活动的关系.....	袁恩国、王景尧(41)
嫡与强对流过程的关系.....	林杏奇(50)
湖北省暴雨的气候特征.....	王业武、黄德江(54)
6·19特大暴雨的次天气尺度分析.....	王灵艳(58)
1982年6月湖北特大暴雨.....	黄德江(64)
7月29日—30日特大暴雨成因分析.....	黄德江、林杏奇(69)
湖北省春季冰雹分析.....	黄德江(73)
湖北冷暖的环流特征.....	谢齐强(78)
计算散度、涡度的简便三点法.....	胡伯威(85)
100mb、500mb大型环流的演变及相互作用与湖北前冬冷空气中期过程关系的分析	匡本贺(88)

梅雨期江淮切变线南北摆动的一些经验规律

胡伯威

这个材料是翻阅历史天气图笔记加上一些小统计的综合。主要涉及切变线南北移动的一些经验现象。梅雨期如果能报好切变线的位置,这对于指定的预报区域内有没有暴雨以及分布上偏南还是偏北可以大致心中有数。但目前确实还不很容易。与西风波动和涡旋的移动比起来,关于切变线移动的物理机制,我们知道得更少。切变线移动变化的方式是多种多样的。我们现在初步查证和整理一下过去或多或少知道的一些经验规律,以便能更进一步研究它。

本文主要是一个描述性的归纳。其中有一些也许可供做预报时参考。

一、切变线位置的一般规律

根据中央气象台刊印的1959—1979年历史天气图统计了5、6、7三个月凡是700mb有切变线的图次,其平均纬度位置,结果见表

表1 各纬度区间切变线共出现图次

纬 度	21—23	23—25	25—27
出现图次	27	56	131
纬 度	27—29	29—31	31—33
出现图次	206	242	201
纬 度	33—35	35—37	37—39
出现图次	109	63	24

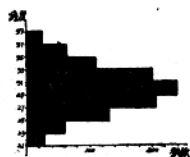


图1 同表1

1和图1 可以看到切变线的频率高峰出现在30°N附近。有84%图次的切变线(均指700mb,下同)在25°N—35°N之间。各月的情况除7月份(由于包括了盛夏)频数散布较广、平均略偏北以外。5、6月份基本相似。切变线集中出现的位置正好在青藏高原的夏季热源中心区(高原主体部份略偏南的地方)下游。

切变线的南北摆动很频繁,但常常也出现相对稳定的时候。一般说来,切变线的纬度位置特别是相对稳定期间的纬度位置与附近500mb大尺度位势场有密切关系。例如500mb30°N一带东高西低则切变线偏北,西高东低则切变线偏南。根据6月份资料统计表明:切变线在29°N—34°N之间维持3天或3天以上(最有利于长江流域连续暴雨的位置)的条件是拉萨—汉口500mb高度差应在1—4位势什米之间。有时最后一天可达一位势什米以上但次日切变线即移到29°N以南(少数情况在中间也可以有1次上述高度差超过1个位势什米)。此

外, 新疆高压脊、沿海高压脊、河套低槽是否存在及其强度如何也显著影响切变线的位置。

表2给出我国8个探空站500m b高度与700m b切变线平均纬度的相关系数。与上海高度的正相关达到0.55。以下依次为汉口、青岛、沈阳。可见决定切变线位置的主要是付高脊在沿海和大陆部份的强度。其次是我国北方沿海高度场(脊或槽)。

虽然前面已指出 30°N 附近的东—西相对高度差与切变线位置有密切关系。但成都和拉萨高度与切变线纬度仍有弱的正相关(单相关)。这也说明付高脊的绝对强度是更重要的因素。

与乌鲁木齐高度的负相关以及与银川高度的正相关则表明500m b新疆暖脊和河套冷槽的存在和偏强都利于切变线偏南。

二、切变线短期移动的各种方式

1、最典型和常见的一种切变线短期移动方式是: 随着西风带一个个短波扰动在华北东移, 江淮切变线发生来回摆动。其现象有些类似锋面波动。一般说来切变线南侧的付高脊相对稳定, 切变线主要随着华北西风波动的东移而摆动。西风波动在700m b表现为一个个小高压相继东移, 两个小高压之间的低槽区与高压范围相比狭窄得多。正因为如此, 大部分时间可在西风带系统南侧看到切变线。如果西风带系统东移时没有强的发展现象, 而且 30°N 以南天气尺度流场相对稳定, 没有明显槽脊活动, 则我国东部低层风场的变化方式从形式上看来很象是北方有一连串顺时针旋动的流体圆盘迭盖在南方准定常的西南风场上并向东挪动。切变线正在其连接处(见图2中的粗线)呈

— — — 状波动。大体上, 当图中 A_1 点移到沿海时, 长江中游基本上可看到一条完整的、准纬向的切变线。当 B_1 和 C_1 点相继移到沿海时, 切变线自西向东逐渐显示出“暖锋”样的北抬。当 D_1 点和 E_1 点相继移到沿海时, “暖锋式”的切变线逐渐“打开”, 偏南风从华南一直伸展到渤海和华北东部。同时上游又有西风槽移到河套地区。当 O 点移到沿海时, 西风槽正在发生所谓“东移打横”现象。接着, 当 A_2 点移到沿海时又见到一条准纬向的完整切变线在长江中下游。要注意, 以上现象只是发生在我国东部, 即从高原以下直到沿海。上游, 即高原所在的经度范围内当然看不到这种现象。下游, 即海上, 北方小高压容易与付热带高压合并起来, 切变线不象大陆上这样常见。

2、如果在前面的一个西风带小高压向海上移动得很迟缓, 后面的一个高压则接踵而来。其间的槽格外狭窄(基本上表现为一条竖切变)。这时长江流域纬向切变线並不发生明显的北抬和“打开”的现象。而往往在 O 点出现一个“三合点”式的低涡。有较强的暴雨。

3、如果渤海—朝鲜一带有强低压发展。则切变线移到华南或南海, 有时可维持数天,

表2

乌鲁木齐	银川	沈阳	青岛
-0.18	0.09	0.33	0.47
拉 萨	成都	汉口	上海
0.04	0.10	0.48	0.55

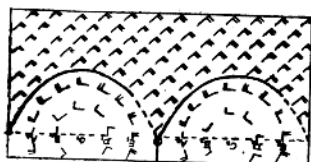


图2 西风带小高东移与切变线波动示意模型。

有时消失在南海。华北高压加强南下控制长江流域。这时如果有西北低槽东移，则往往在这个高压北侧掠过而不形成新的切变线。

4、若有低压在我国东北和渤海一带停滞，则在这低压西部偏北气流中常有冷性横槽逆时针旋转南移(500mb)。当横槽移到低压西南象限时，江南至东海一带转西风或西南西风，这时切变线向北移动。但不同于前面说的“暖锋样的北抬”。这时切变线仍保持东—西向或ENE—WSW向。切变线北侧是E—ENE风而不是ESE风。当500mb横槽转到低压正南方变成竖槽时，江南转NW风，切变线又向南移动。

5、如果先是海上低压减弱收缩，然后东移，控制我国东部的高压也随之东移。在这种情况下，切变线先是发生非暖锋样的北移，然后呈暖锋样继续北移。这样便可连日显著北移，有时可从华南沿海连续移到黄河流域。

6、除以上情况外，已经移到华南沿海或南海的切变线不一定能重新移到长江流域。新的江淮切变线是在高原东侧 30°N 附近发生气旋式流线曲率，然后逐渐向东伸延形成的。这种过程往往与高原低层正涡度系统以及暖平流的东传有关。

7、若 30°N 以南500mb有明显槽伴随西北槽同步东移(或者实际上就是一个插入 30°N 以南的槽在东移)则将看不到低槽“打横”成切变线的现象。在700mb上也是一个槽扫过长江流域带来一场降水。

8、切变线上有中间尺度低涡发展(有时配合以500mb高原来的小槽)则低涡后方切变线可明显南压。这种过程之后，原切变线往往不再北抬，而是随着高原上有新的扰动东传，一条新的切变线向东伸延。

9、在华北高压入海，江淮切变线北移的过程中，如果500mb四川盆地一带是南支脊所在，则切变线南侧的南风很弱，切变线北抬过程中没有明显降水。如果500mb四川盆地一带是南支槽所在，则切变线南侧西南风很强，切变线北抬过程中有暴雨。

10、原江淮切变线北方若有冷锋南下，对应冷锋有一条新的切变线。这时我国东部有两条切变线和两条雨带并存。这种情况有时可维持一天以上。然后南面这一条旧的切变线消失。

11、有时当西南低涡出现时，北方有冷低压停滞于河套一带。这时西南涡沿弧形路径环绕河套冷低压向东北方移动，并与北方低压合并发展，在西南涡移过之处留下一条辐合带，并有较强的带状降水维持。但因北方是强的气旋流场，因此上述降水带附近没有明显的风向切变。两侧都是偏西风，而从涡度场可以看到，这个辐合降水带相应于一条正涡度带，它独立于北方低压的正涡度区。低空急流也有两支，一支在北方低压正涡度区南侧；一支在长江流域正涡度带南侧。这时切变线是以风速切变的形式存在。

三、500流场与切变线移动

1、切变线的移动在很多情况下都不能由切变线所在层次的风场平流来推断。例如有时切变线两侧的风都与切变线基本平行，靠本身平流不会有什么移动。但实际上却可能移得很快。相反地有时流线与切变线交角很大，似乎应向下风方向较快地移动，但实际上却可能停滞不动。因此看来这种低层切变线的移动关系着各层次动力因素的作用。其间的适应调整变化是很重要的。

2、一般说来切变线的移动与500mb风场例有密切关系。可见对流层中层的动力因素对

切变线的移动是很重要的。至少从形式上看来500mb气流似乎有“牵引”作用，即500mb偏北风下面的切变线往往南移；500mb偏南风下面的切变线往往北移；500mb气流与切变线平行则切变线停滞少动。而因为500mb的变化具有“准正压”性质，比较容易作定性的推估。因此从当时以及预计未来的500mb流场来进一步推测切变线的移动。似为一种可行的思路。

3、如果切变线上面500mb气流方向在大范围一致，而且随时间也稳定。则切变线将沿此气流方向连续显著地移动。

4、如果在切变线上空500mb是较浅的、移速快的小波动，则切变线看来似乎不受这种500mb风场变化的影响，表现停滞少动。

5、500mb槽后有明显冷平流，则这地方下面的切变线南移很明显。如果槽后没有冷平流，则切变线移动较少。甚至可以在500mb西北气流下面维持不动，但降水减弱。

6、局部地看，切变线哪一段北侧有明显冷平流，则哪一段将明显南移。

1982年6月3日

带状付热带高压减退过程的个例分析

——付热带高压研究的第二次报告——

袁恩国 沈罗毅 王景尧

提 要

本文是对1957年8月27日到9月4日期间,东亚带状付热带高压向南减退的个例分析。结果指出:付高减退现象在对流层上部要比下部明显。本个例中付高减退的先后程序是,先由稳定的经圈环流突然向南迅速移动,然后付高南侧急流型东风带开始明显地减弱并往南移,自此之后,付高中心强度开始减弱,脊线也往南移动,最后东亚沿海主槽建立,并伴随着西风急流的南移。急流型东风带的向南转移是通过下述方式来实现的——位于对流层上部老的东风急流下沉减弱消失,新的东风急流在它南部的平流层底部生成,低纬度这种纬圈环流的破坏和建立,直接影响到付高的变化,产生这种变化的动力因子主要是径圈环流。本文还分析了这二支新老东风急流互相关系。分析还指出,付高脊线位于稳定的反环流圈南部的下沉气流地区时,付高表现稳定,当经圈环流发生一次显著的南移后再稳定下来时,付高脊线也就再度移到反环流圈南部的下沉气流地区,于是付高脊线位置也就有了一次明显的南移。总之本个例中付高减退,对流层上部要比下部明显,付高南部要比北部明显,经圈环流要比水平环流明显。最后作者提出了研究低纬度付高减退预报的一些看法。

一、引 言

夏季东亚付热带高压的活动,对我国广大地区的天气演变有着非常密切的关系。近年来我国对于这样一个重要的天气系统的研究正在逐步深入,在这些研究中有的把西风带环流和热带系统同付热带高压活动联系起来[1],有的从大环流形势来总结付高活动的规律[2,3],或对付高进退进行统计研究[4],有的从付高活动的气候学和天气学条件出发进行研究[5,6,7],除此以外,近来已开始了对付高的三维结构的分析[8],并且进而开始探讨了付高进[9]、退[10]、稳定[11]的机制。上述的研究虽然给出了一系列有意义的结论,但离开预报实践的需要还是比较远的,例如在带状付高控制下的减退问题就是这样,在预报工作中对处理这个问题是比较困难的,在天气学条件研究中[5]也发生了这种现象,为了能进一步认识这个问题,改善掌握这类预报的困难程度,我们想先通过一个个例的解剖,从中找到线索,用它来指导后一步普查工作的进行方向。

这次工作我们选取了1957年8月27日到9月5日这段时期中所发生的一次带状付高向南减退过程,按照陶诗言等[12]对东亚低纬度所划分的环流型来看,我们所取的这段时期是属于纬向型,这和我们上次工作中[10]所取的经向型是不同的。

资料取自

1、中央气象科学研究所编印的“高空报”

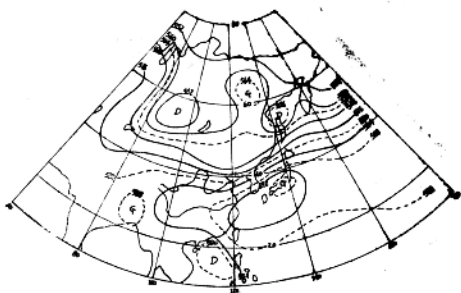
2、美国气象局出版的“Daily Series Synoptic weather Maps part Ⅱ Northern Hemisphere tabulation dailybulletin”

3、我所绘制的欧亚各层等压面图[100、200、300、400、500、700、850mb]

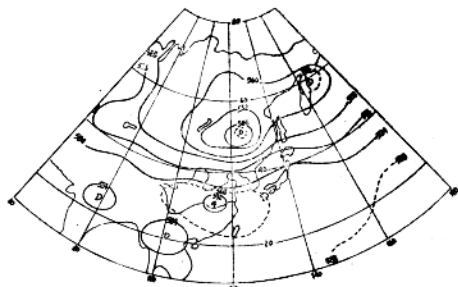
时间取08北京时

二、天气过程概述

8月27日500mb上从日本到我国长江流域为一东北到西南西走向的西太平洋付热带高压(图1a)中心在日本东京的西部,27日以后一直到31日期间该付高中心明显西移进入我国长江中游地区,30日东北低压在 50°N 附近曾得到了发展(图1b),从9月1日起付高开始南移(图1c),由于东北低压移入鄂海,其西部新发展的暖脊几乎和付高重叠在同一个经度上(115°),这种现象一直维持到3日,从5日开始东亚东部的主槽开始显著向南发展(图1d),这时付高中心已经退到 25°N 附近,500mb层上这些演变基本上代表了对流层下半部的特点。



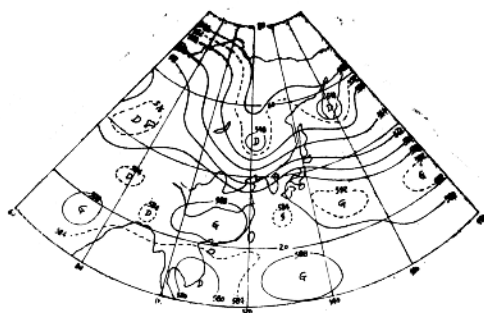
(图1a) 1957年8月27日500mb



(图1b) 1957年8月30日500mb

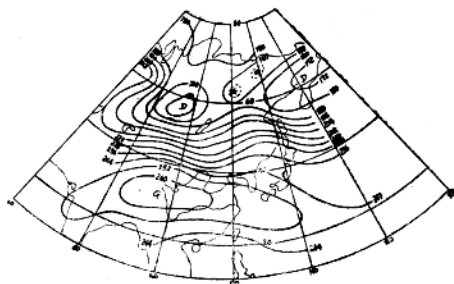


(图1c) 1957年9月1日500mb

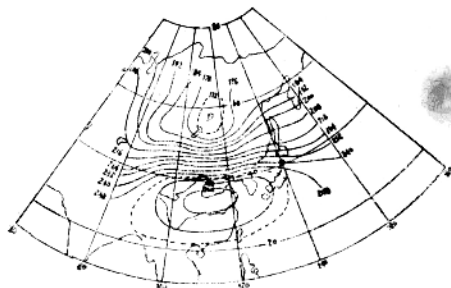


(图1d) 1957年9月5日 500 mb

作为对流层上半部的200 mb上的付高活动情况和500 mb上是不一样的。27日我国广大地区都在带状付高控制下(图2a)付高中心在我国昌都北部一般我们称这种高压为“西藏暖高”，27日以后该高压中心连续往东移动到长江下游地区(1日)，在这期间30日贝湖东移的低压已移到了我国东北地区(图2b)，从2日起(图2c)付高开始向南退却了，和500 mb一样200 mb上付高北部也有一个新发展出来的暖脊几乎和它重叠在同一个经度上，5日(图2d)，东亚沿海主槽强烈发展，这时付高也已南移至 25°N ，(四川高压是4日发展来的)，强度也大为减弱。



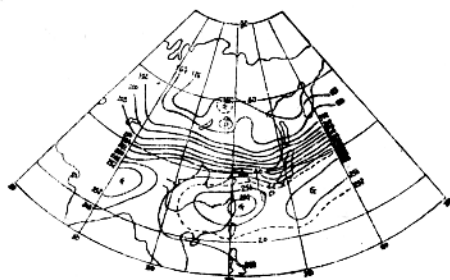
(图2a) 1957年8月27日 200 mb



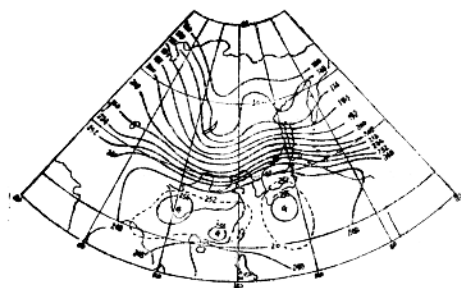
(图2b) 1957年8月30日 200 mb

综合以上所述，对流层上半部的付高是由西往东移动的，而对流层下半部的付

高却由西太平洋向西进入长江中游地区的, 这种上下层付高中心的不同来源和相反的移向是这次付高活动的一个特点。



(图2c) 1957年9月2日 200 mb



(图2d) 1957年9月5日 200 mb

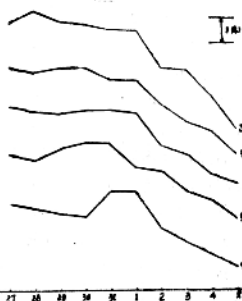


图3 8月27日到9月5日冷高压面上付高脊的平均位置随时间的演变

三、结构分析

(一) 高压脊线的变化

为了了解付高减退时各层高压脊线的变化情况, 我们制作了8月27日到9月5日700 mb到200 mb共五层从105°E到120°E间脊线的平均位置随时间的演变曲线(图3), 从这图上可以明显地看到, 各层付高脊线几乎都在9月1日以后开始向南退却, 500 mb上稍早一天, 9月1日以前对流层下半部付高脊线, 还有一段缓慢北进时期, 与此同时对流层上半部的付高脊线却有着明显的稳定性, 根据以上这些表现可以认为对于这次付高脊线来说, 它的向南退移各层几乎是同时出现的。

(二) 高压脊轴的变化

根据上一小段中各层的平均脊线纬度资料, 我们点绘了高压脊轴随时间的演变图(图4), 从该图中可看出: 700 mb到500 mb层中付高在向南退移前后, 其高压脊轴都有着明显的向北倾斜, 在500 mb以上直到200 mb向北倾斜程度较小, 这和黄土松[8]等指出过的在亚洲地区付高脊轴常见现象是相一致的, 但值得注意的是当付高向南退移前夕500 mb以上各层高压脊轴的倾斜程度显著地减小了, 这可用31日以后的情况和31日以前的情况相比较就可得出, 黄土松[8]等的研究中也曾经发现过付高南退时脊轴倾斜度变小的常见现象, 由于这种变化在先而高压向南退移在后, 因此对这种现象作进一步的研究, 对目前的预报实践将会是有作用的。

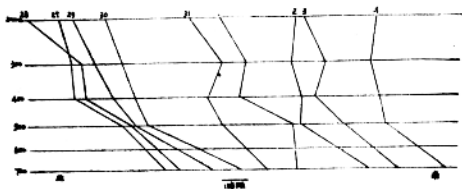


图4 高压脊轴随时间的演变

(三) 各层付高中心东西方向偏离的时间变化

各层付高中心东西方向偏离随时间的演变用图5来表示, 在这图上我们可以很明显地看到一种趋势, 从27日起西倾的偏离程度逐渐减少, 到31日偏离程度已接近到零(准垂直状)之后向东倾的偏离就开始明显了, 形成这种变化的原因是由于400 mb以上高压中心明显地东移, 东移速度是随高度增加的, 而在500 mb以下高压中心明显地向西移动, 移向的转换层大致在400—500 mb之间, 有趣的是当各层高压中心几乎重叠之后, 付高就明显地向南减退了, 在它减退前后偏离方向截然相反。

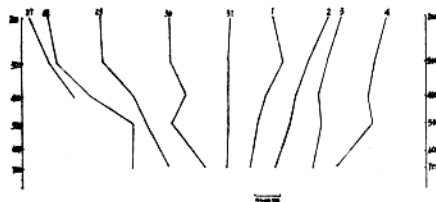


图5 各层高压中心东西方向偏离随时间演变

(四) 各层高压中心强度的变化

各层高压中心强度随时间的演变用图6来表示, 在该图中可看到各层高压中心强度31日以后一致开始减弱, 减弱的幅度以200 mb为最大, 把图6和图3比较, 可以看出高压中心强度的减弱一般要比高压脊线的南移要早一天。

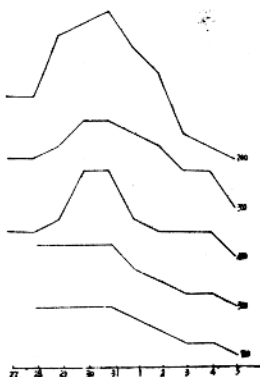


图6 各层高压中心强度随时间的演变

(五) 涡度场的变化

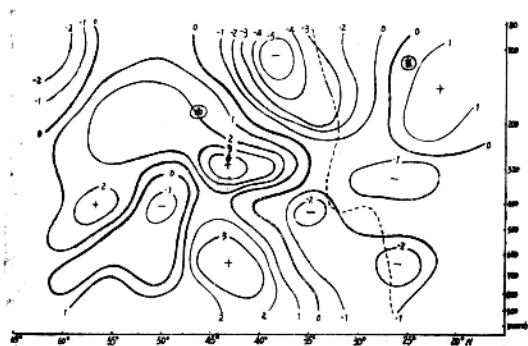


图7 8月27日沿120°E涡度剖面(虚线表示高压脊轴)

为了了解付高减退前后涡度场结构演变的特点,我们制作了沿着120°E从27日到5日的涡度剖面,涡度计算采用实测风分量法。

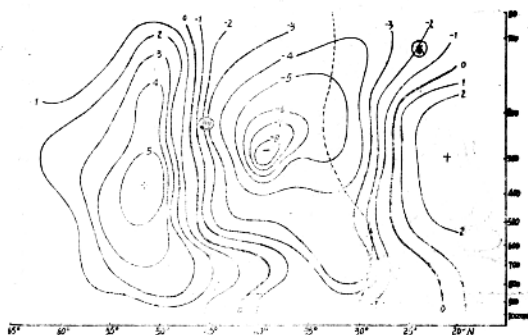


图8 8月29日沿120°E涡度剖面

27日(图7)最大负涡度中心位于付高脊线和西风急流之间100—200 mb地区,东风急流南侧为正涡度区,28日情况(图略)和27日相似,29日(图8)位于40°N附近的最大负涡度中心已下沉到接近300 mb,但它所处的纬度在27—29日这三天中是稳定少变的,东风急流南侧的正涡度区也有下沉的表现,30日(图9)最大负涡度中心突然南移到35°N附近,并与付高脊轴相重合,而东风急流地区涡度变化不大,31日(图10)最大负涡度中心开始分裂为二个,北面一个位于西风急流南侧,南面一个仍与付高脊轴相结合,而100—200 mb上30°N以南地区负涡度发展,31日以后(图略)涡度场的布局与31日基本上是类似的,但南面一

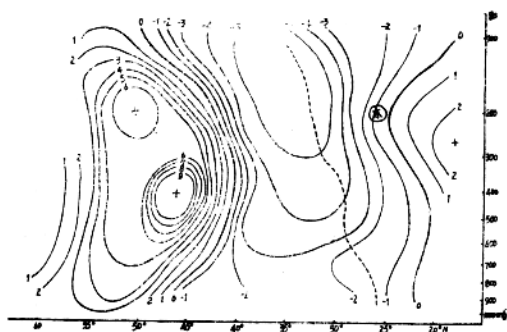


图9 8月30日沿120E涡度剖面

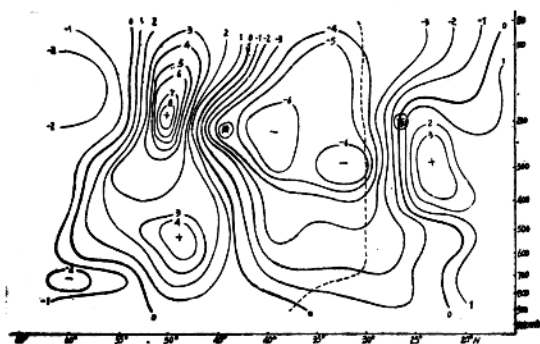


图10 8月31日沿120E涡度剖面

个负涡度中心和付高一起继续南移至 25°N 附近，低纬度正涡度减弱消失，根据以上现象可概括以下几点：

- 1、最大负涡度中心位于付高脊轴和西风急流之间的地区，这时付高表现稳定。
- 2、最大负涡度中心南移和付高脊轴相结合，随之最大负涡度中心分裂为二，接替付高反映出显著地向南减退。
- 3、 30°N 以南地区负涡度的发展首先是在100 mb上，然后100 mb以下相继出现， 30°N 以南地区涡度场的这种转变给付高的向南退移在涡度场上提供了条件，后面我们将再进一步分析该地区负涡度发展的原因。

(六) 高压动能的变化

为了了解付高中动能在各层的分布和演变特点,我们计算了 25°N — 30°N 105°E — 120°E 之间地区各层水平运动动能的积分值。该地区正好位于付高的南半部,因而它也只能代表南半部的情况,同时它也反映了东风带中水平动能的特点,至于为什么不对高压北半部也进行计算分析,其原因是由于那里测风资料不足,因而计算结果的可靠性也就很成问题了,图11就是表示计算地区中水平运动动能的演变特点,从该图中可看出下列几个现象。

1、在付高向南减退前后对流层下半部(500 mb以下)的动能变化是非常不明显的。

2、动能变化主要集中在300 mb以上,尤其以200 mb和300 mb为最大。

3、动能的减小首先反映在100 mb上,然后200 mb和300 mb相继减小,看来动能的减小先在对流顶附近开始,随后往下传递。

4、把图11和图6、图3比较可以看出,200 mb上动能的减小要比付高中心强度减弱早一天,而比付高平均脊线的南移却早二天。

(七) 东西风急流的演变

为了了解付高减退前后,其南北二侧东西风急流的演变特点,我们分析了8月27日到9月5日 113°E 和 120°E 东西风速剖面,现用 120°E 的剖面来进行叙述(113°E 情况是非常相似的)。

29日(图12)100 mb附近的 25°N 处存在着一支明显的东风急流,根据已有资料分析,中心最大东风风速达37米/秒,这支急流在27和28日(图略)其位置也在这里,中心高度稍有下降,但强度是逐日增强的,根据马尼刺和恒春100 mb以上的测风资料看,27—29日期间100 mb以上40 mb以下是没有第二支东风急流存在的迹象,在该图中还可看到 45°N 附近200 mb上还有一支西风急流,这支急流在过去二天中不论就其位置或强度都表现得稳定少变。从30日起(图13)情况发生了较显著的变化,首先东风急流强度由过去的连续增强转而开始减弱,它的高度下降到接近200 mb,需要特别指出的是 20°N 以南80 mb附近开始出现一支新的东风急流以后将会看到平流层下部 20°N 以南地区这支新东风急流的出现对付高的减退有着什么样的意义,30日西风急流强度有所增强,其位置仍然稳定少变,30日起这种东西风急流的演变特点一直持续到9月4日,在这期间新的一支东风急流自从30日出现以后一直稳定在80 mb附近,强度变化很小,而老的一支东风急流30日以后仍继续下降到300 mb附近,强度减弱很快,图14就是9月4日的情况,在这图上可注意到西风急流仍稳定在 45°N 附近,到5日(图略)除老的一支东风急流已减弱消失外,其他情况和4日相同,把图14和图12进行比较,可看出由29日到4日东风急流的位置由 25°N 附近转移到 15°N 附近,向南转移了约10个

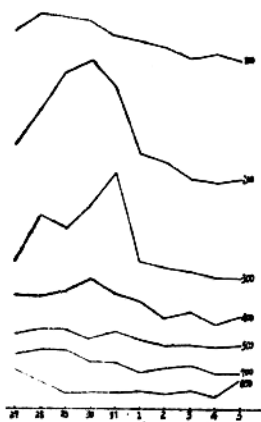


图11 25°N — 30°N 、 105°E — 120°E 地区各等压面上水平动能随时间的演变

纬度,但是这种转移并不是原来的急流向南移动的结果,而是老的东风急流下沉、减弱、消失了,而在它的南部有新的东风急流的生成,用这种方式来完成东风急流位置的向南转移,这种转移方式是值得我们注意的,为了进一步表明30日起平流层底部 20°N 以南地区新的东风急流的出现,我们再用马尼刺各层实测风的的东西分量制作时间剖面(图15)从这图上可清楚地看到30日100 mb以上的东风数值比之于前三天几乎要突增一倍左右,30日以后那里一直稳定着最大东风中心,200 mb以下也都由一致的西风转成稳定的东风,上述这些现象说明了平流

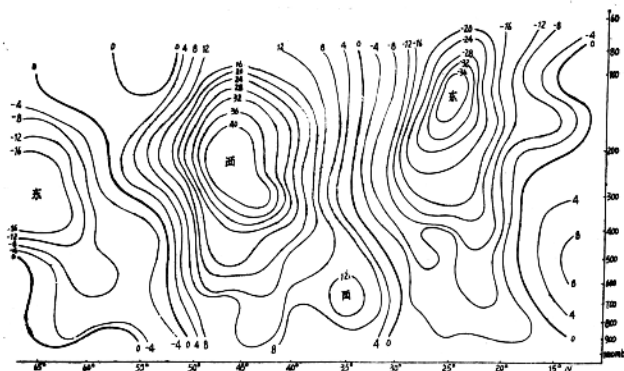


图12 8月29日沿 120°E 东西风速剖面(米/秒)

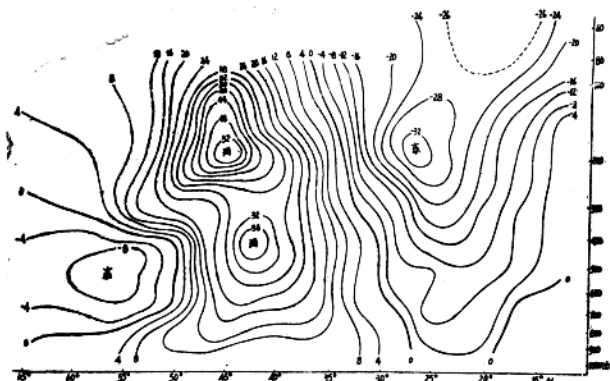


图13 8月30日沿 120°E 东西风速剖面(米/秒)

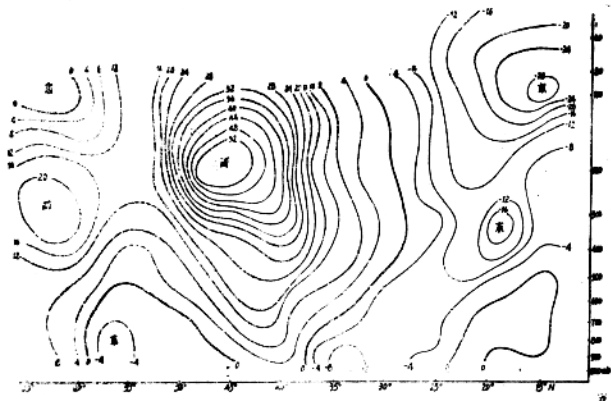


图14 9月4日沿120°E东西风速剖面(米/秒)

层底部30日有着一次明显的突变,值得指出的是这次突变的时间比之于图11、图6、图4中所指出的用来说明付高减弱南移的现象都要早,问题是这些变化对于我们所研究的对象具有什么样的意义?低纬东风带中这二支新老急流的演变有什么关系?这些问题都将在后面进行讨论。根据以上所述,归纳成以下几点:

1、付高减退前东风带中急流发生了一次剧烈的变动,老的东风急流下沉减弱消失,新的东风急流在它南部的平流层底部生成,从而完成了一次急流位置显著地向南转移过程。

2、付高减退前后,西风急流的位置变动不大,约在43°N—45°N间徘徊,在付高南退到新的位置上稳定后才有西风急流明显地南移。

3、东风带的上述变动比动能和高压中心强度的减弱以及脊线的南移都要早。

(八) 经圈环流

我们制作了8月27日到9月4日沿120°E的W、V垂直剖面图以了解付热带高压减退时期经圈环流的演变,28日(图16)45°N附近200mb以下有一个明显的反环流,27°N附近300mb以下有一个正环流,这些主要正反环流分别位于高压垂直轴南北两侧,因而和高压垂直轴相结合的主要是下沉气流,28日剖面上正反环流的这种分布特点也代表了27日的情况(图略)这说明了27—28日间经圈环流是稳定的,但从29日起(图17)情况就发生了很大的变化,经圈环流的稳定性遭到了破坏,反环流突然南移到32°N附近(比28日南移了约13个纬度),而原在27°N附近的正环流移至25°N,55°N处出现一个正环流,由于反环流的突



图15 马尼刺各等压面上东西风速时间剖面

然迅速南移，因而使得该反环流和高压垂直轴相结合起来。30日（图18）低纬正环流已不见了（究竟南移到 20°N 以南还是就地消失，因限于资料还不清楚），而反环流和原在 55°N 处的正环流分别由 32°N 移到 25°N ， 55°N 移到 38°N ，这是一种非常明显的移动，这时付高垂直轴已落在反环流北部的上升气流中和该两个环流圈南移相伴随着的是 55°N 附近又出现一个反环流，29—30日24小时中 55°N 处连续出现正反环流，这意味着该时期铅直环流的变动是十分剧烈的，此后这些正反环流圈仍以非常明显的速度向南移动，至1日（图19）新出现的反环流南部的下沉气流区已扩展到 30°N 以南，1日以后铅直环流的这种剧烈变化已大大缓和下来，并趋于稳定状态（图略），必须指出29日起铅直环流圈突然的显著南移后，付高脊线跟着一日以后发生了南退。有趣的是这次个例中所分析得到的上述特点和上一次个例分析中[10]所揭露出来的现象是一致的，这就说明了这些现象的先后出现并非是一种偶然的巧合。综合以上所述可概括以下几点：

1、付高脊轴位于反环流南部的下沉气流上，在铅直环流处于稳定期间，付高也表现出稳定特点。

2、付高南退前，经圈环流已经发生了非常显著的向南移动，然后付高脊线的位置再向其南部新的下沉气流区移动。

3、经圈环流有系统地剧烈地变动中止后，付高脊线就在新下沉气流地区重新获得它的稳定性。

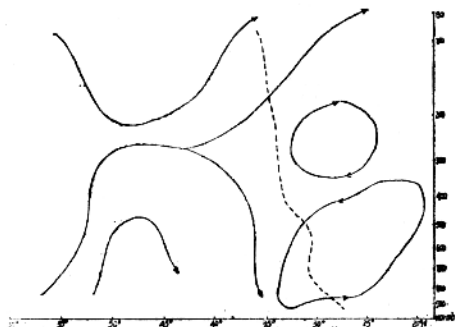


图16 8月28日 120°E 经圈环流

四、进一步的分析

上面我们已经把付高减退前后其结构特点上的变化作了一些阐述，从这些已经揭露出来的现象看，有待进一步研究的问题确实不少，对这些问题来找它的原因，这对加深付高活动规律的认识是有作用的，但是要在一篇研究报告中解决众多的问题，这是很困难的，现在我们就这次带伏付高减退过程中某些比较主要的问题来作进一步的探讨。

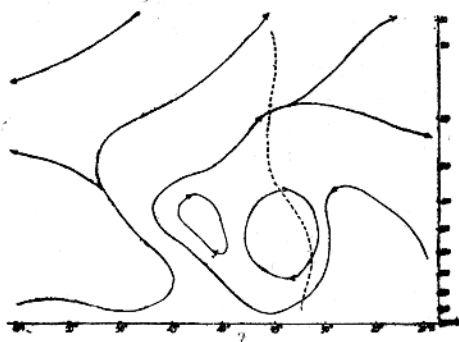


图17 8月29日 120°E 经圈环流