

1998 年夏季副热带高压的短期结构特征及形成机制

任荣彩 吴国雄

(中国科学院大气物理研究所, 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京 100029)

摘 要

通过对 1998 年 7 月副热带高压短期结构及其演变的诊断, 指出 500 hPa 西太平洋副热带高压内并非均一的下沉运动, 而是多处、多时存在上升运动, 这是由西太平洋副热带高压的复杂的动力和热力性所决定。诊断还发现, 在西太平洋副热带高压脊区下方的近地面层, 多存在一个辐散下沉层, 这是副热带高压内天气一般多晴空或少云的主要原因。利用动力学理论, 研究副热带高压的复杂结构的成因, 指出在 500 hPa 副热带高压的西部, 高低空风场的分布决定了该区域必然多上升运动; 高空强负涡度平流的存在是副热带高压内出现下沉运动的主要强迫机制。

关键词: 西太平洋副热带高压, 短期结构, 上升, 下沉, 动力学理论, 强迫机制。

1 引 言

按时间尺度划分, 对副热带高压(副高, 下同)及其结构的研究可分为气候尺度和天气尺度的研究。关于副高结构的气候尺度特征, 多年来传统的观点一直认为, 大气平均 Hadley 环流的下沉支在中低空引起的辐散, 形成了副热带高压^[1]。因此副热带高压内应为一致的下沉气流。然而, 随着资料的完善, Hoskins^[2]首先提出了 Hadley 环流冬季强而副热带高压夏季强的问题。吴国雄和刘屹岷等^[3-6]利用全型涡度方程, 研究非绝热加热对副热带高压形成和变异的影响时发现, 不同地区副热带高压的形成机制并不相同, 决定西太平洋副热带高压位置、强度、分布和变化的关键因素, 是东亚季风区强对流凝结潜热的垂直梯度及其变化。刘屹岷等^[7]最近对夏季副热带高压平均环流的分析发现, 副热带地区存在的下沉区主要在大洋的东部, 且并不与高压中心重合, 在两大洋的西部, 平均反而对应着上升运动。

关于副高的天气尺度结构问题, 多年来也基本上沿用了气候尺度 下沉强迫 的观点。认为西太平洋副热带高压的形成和维持, 除了平均 Hadley 环流下沉支的作用外, 还有青藏高原与大洋间纬向垂直环流下沉支的作用^[8]; 另外, 亚洲副热带季风雨区

在副高边缘的上升气流在副高内下沉, 形成的副热带季风垂直环流圈, 也是副高形成和制约副高变化的主要机制^[9]。总之, 认为副高区应为一致的下沉气流。

然而, 副高脊面并非是上下垂直的, 而是随高度向暖区倾斜^[10, 11], 下沉运动如何强迫各层的高压形成呢? 实际上, 下沉运动本身并不强迫负涡度发展^[7]。早期黄土松等^[10]对西太平洋副热带高压结构的诊断就曾经发现, 西太平洋副热带高压的结构比较复杂, 在 500 hPa 及以上的各高度, 无论是高压中心区或高压脊区, 都会有上升运动存在。那为什么副热带高压区内的天气一般又多是少云或晴空呢? 以往对天气尺度副高的研究^[8, 9, 12, 13]多数只是给出了副高内存在下沉运动的事实个例, 而对下沉产生的动力机制和原因, 也很少有进一步的研究。

2 个例选择

1998 年 7 月期间, 西太平洋副热带高压经历了异常的变化过程, 长江中、下游地区出现了二度梅^[14]。图 1 分别给出了 1998 年 7 月第一次梅雨、梅雨间歇期和二度梅雨期间 500 hPa 副热带高压形态分布与主要雨带的分布。7 月 5 日以前, 长江中、下游地区处在第一次梅雨的结束期, 副高呈东西带状分布, 梅雨锋雨带在西太平洋副热带高压的西北

边缘(图 1a); 6 日开始原梅雨期间的带状副热带高压带在中太平洋地区(145 E 附近)发生了东西断裂, 在东亚沿岸副高呈块状单体型式向北发展控制长江中下游地区, 使雨带偏北、偏西, 第一次梅雨彻底结束(图 1b); 7 月 14 日前后, 东亚沿岸副高单体减弱南移, 梅雨锋雨带再次回到长江中下游地区, 二

度梅开始并持续到 7 月底(图 1c)。由此可见, 在二度梅的整个过程中, 西太平洋副热带高压的形态和位置变异突出, 选择此过程作为研究个例, 有利于我们研究副高在各种形态下的结构特征, 同时也有利于归纳研究其中的动力学机制。

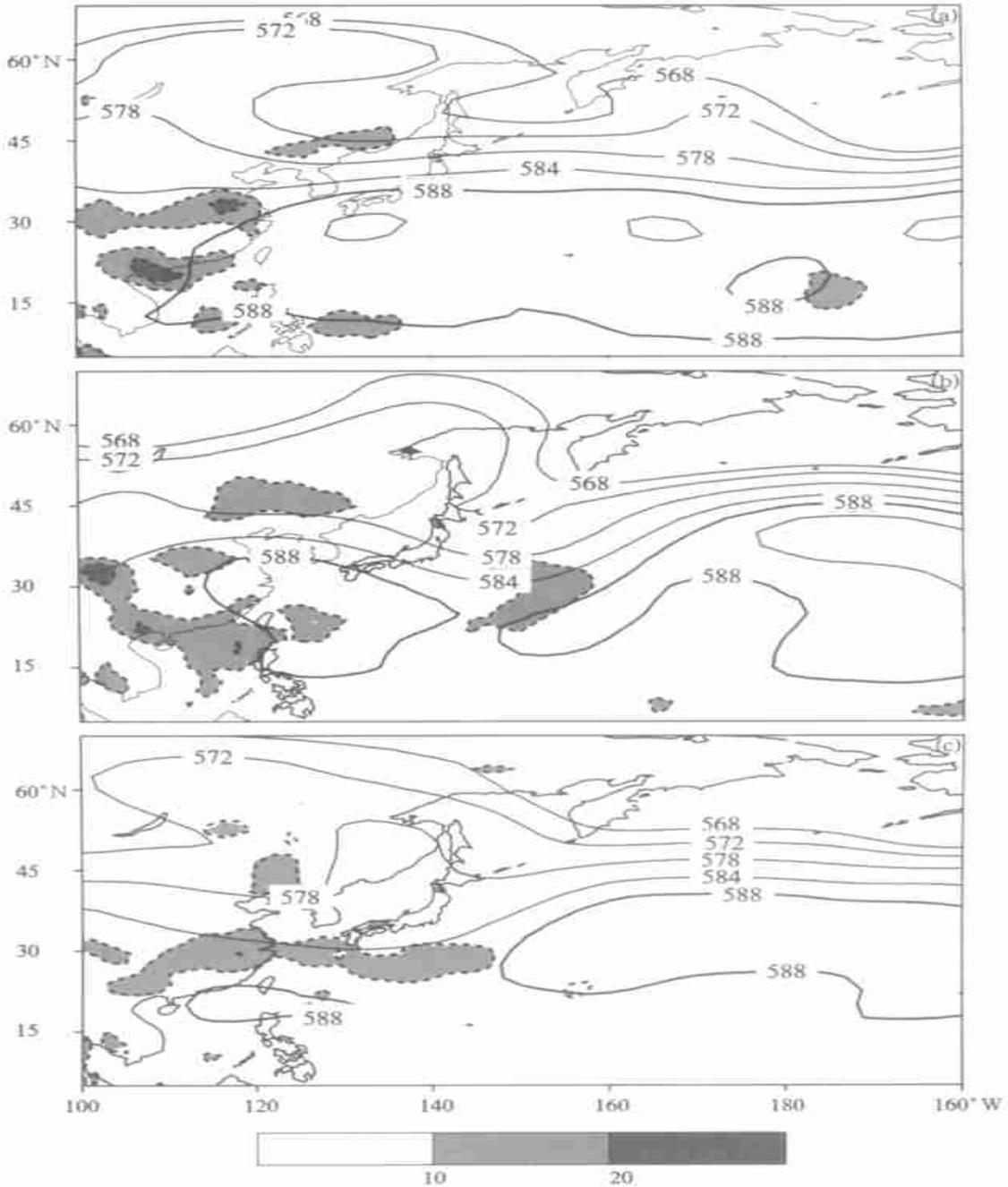


图 1 1998 年 7 月 1~ 5 日第一次梅雨后期(a)、6~ 13 日梅雨间歇期(b)和 14~ 31 日二度梅期(c) 500 hPa 副高形态(等值线)及平均雨带(阴影, mm/d)分布

3 1998年7月西太平洋副高结构及其演变特征

3.1 月平均副高的结构特征

图2给出了1998年7月500 hPa月平均场上副高形态(粗实线)、副高脊线(粗断线)、下沉运动区(虚线)及OLR(阴影及细实线)的分布。由图可见,副高内沿脊线($U=0$,且脊线南 $U<0$,脊线以北 $U>0$)160 E以西平均为一致的上升运动,下沉运动

只存在于160 E以东,与多年气候平均的副高结构特征^[7]一致。由对应的OLR平均分布可见,副高内平均晴空区($OLR>250\text{ W/m}^2$)的范围也主要限于160 E以东;160 E以西只有在120~130 E西太平洋副热带高压的主体中出现可能少云($235\text{ W/m}^2<OLR<250\text{ W/m}^2$)区,其它区域的OLR值均小于 235 W/m^2 。说明月平均的500 hPa西太平洋副热带高压区域内,不仅多存在上升运动,而且也有云区与上升运动相对应,西太平洋副热带高压区并

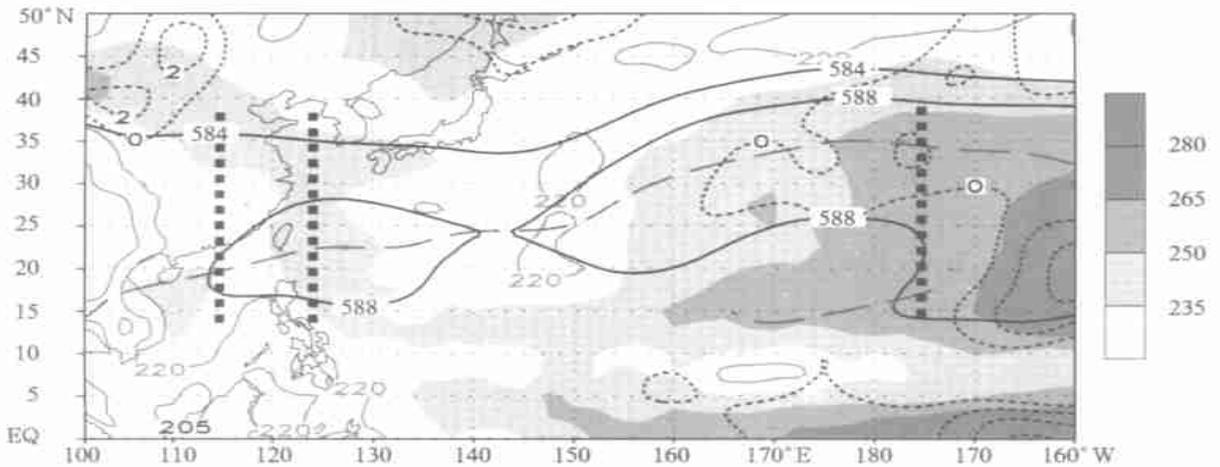


图2 1998年7月月平均OLR(单位: W/m^2 ,阴影区)

和500 hPa副高形态(单位: gpm ;粗实线)及下沉运动(单位: 10^{-2} Pa/s ;细虚线)分布
(粗断线代表高压脊线,粗点线代表图3垂直剖面图位置)

非完全的晴空区。

为了进一步了解副高脊面的空间分布及脊面周围环流的情形,我们分别沿115 E(东亚沿海地区)、122.5 E(西北太平洋西部)和175 W(中太平洋地区)作南北垂直剖面(剖面位置见图1中粗点线),来研究副高边缘平均可能有对流活动的地区($OLR<235\text{ W/m}^2$,图3a)、脊区有云($235\text{ W/m}^2<OLR<250\text{ W/m}^2$,图3b)和副热带高压内晴空区域($OLR>250\text{ W/m}^2$,图3c)的垂直环流结构特征。首先由图3可见,西太平洋地区(图3a,b)副高脊轴(长虚线)随高度向北倾斜,且倾斜角度很大。其次,在可能有对流活动的副高边缘区(图3a),各层脊线上下均为上升运动(细等值线),脊轴上下的散度分布为低层辐合(阴影)、高层辐散(粗实线),在250 hPa以上脊轴附近存在强辐散。在副高脊区可能有云的区域(图3b),脊轴上下的垂直上升运动较图3a弱,沿

脊面不同层次脊区内垂直运动的性质也不同;700 hPa以下的近地面层存在的辐散下沉层较图3a更明显;散度场为弱的辐散、辐合相间分布,200 hPa以上脊轴附近的辐散也较强。在中太平洋地区(图3c)副高脊内为晴空区(图2),这时副高脊线附近基本上为一致的下沉运动,高低空辐合辐散相间分布,但以高空200 hPa附近的辐合占主导;脊面随高度的倾斜度很小。由此可见,不同地区副高脊轴的空间分布和脊轴附近的环流结构特征不同。在西太平洋副热带高压脊区,无论副高脊面附近的上升运动强或弱,脊轴下方近地面多存在的辐散下沉层的强弱厚薄,与副高内的天气特征有直接关系。

3.2 短期阶段平均的副高结构特征

这里选择了1998年7月副高变化过程中形态相对稳定且结构特征比较鲜明的几个阶段,并分析副高短期阶段平均的结构特征。

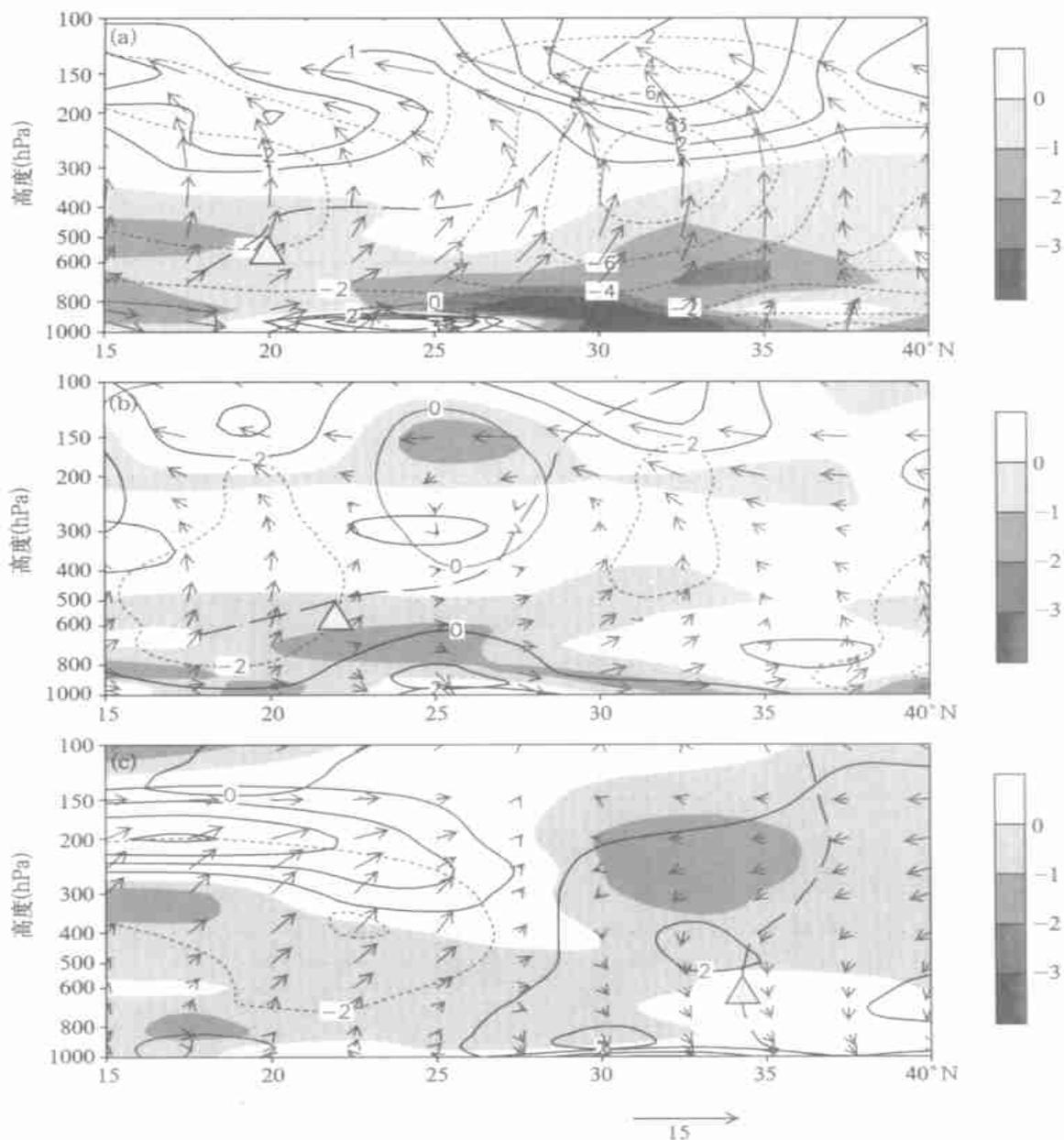


图 3 1998 年 7 月平均副热带高压脊线附近, 南北垂直剖面上垂直环流(箭头)、散度(单位: $10^{-6} s^{-1}$; 阴影区: 辐合) 及垂直运动(单位: $10^{-2} Pa/s$; 虚线: 上升; 实线: 下沉) 分布 (三角形所示为 500 hPa 层脊线位置; a. 沿 115 E, b. 沿 122.5 E, c. 沿 175 W)

3.2.1 副热带高压脊区为上升运动的阶段

(1) 7 月 3~ 5 日, 西太平洋副热带高压脊线在东亚沿岸地区呈东北-西南向(图 4a), 500 hPa 副高脊区内多上升运动, 下沉运动(虚线区) 的范围很小; OLR 的分布显示, 在晴空区的范围($OLR > 250 W/m^2$) 内, 500 hPa 上不一定就是下沉运动; 沿脊线 125 E 以西的脊区为一致的上升运动和云区(图 4a 中 $OLR < 235 W/m^2$)。

(2) 7 月 23~ 27 日, 西太平洋副热带高压脊线

在 20 N 附近(图 5a), 虽然副热带高压脊非常弱, 但在此期间位于其北缘的长江中下游地区是处于二度梅的多雨期(图 1c)。由 OLR 的分布可见, 脊轴附近下沉运动的区域也远小于晴空区, 同样说明 500 hPa 脊轴附近的晴空区内, 依然有上升运动存在。

(3) 7 月 28 日~ 8 月 2 日, 脊线仍然处于 20 N 附近, 长江中下游地区的二度梅依然持续。脊轴附近晴空的范围也大于下沉区的范围(图 6a)。

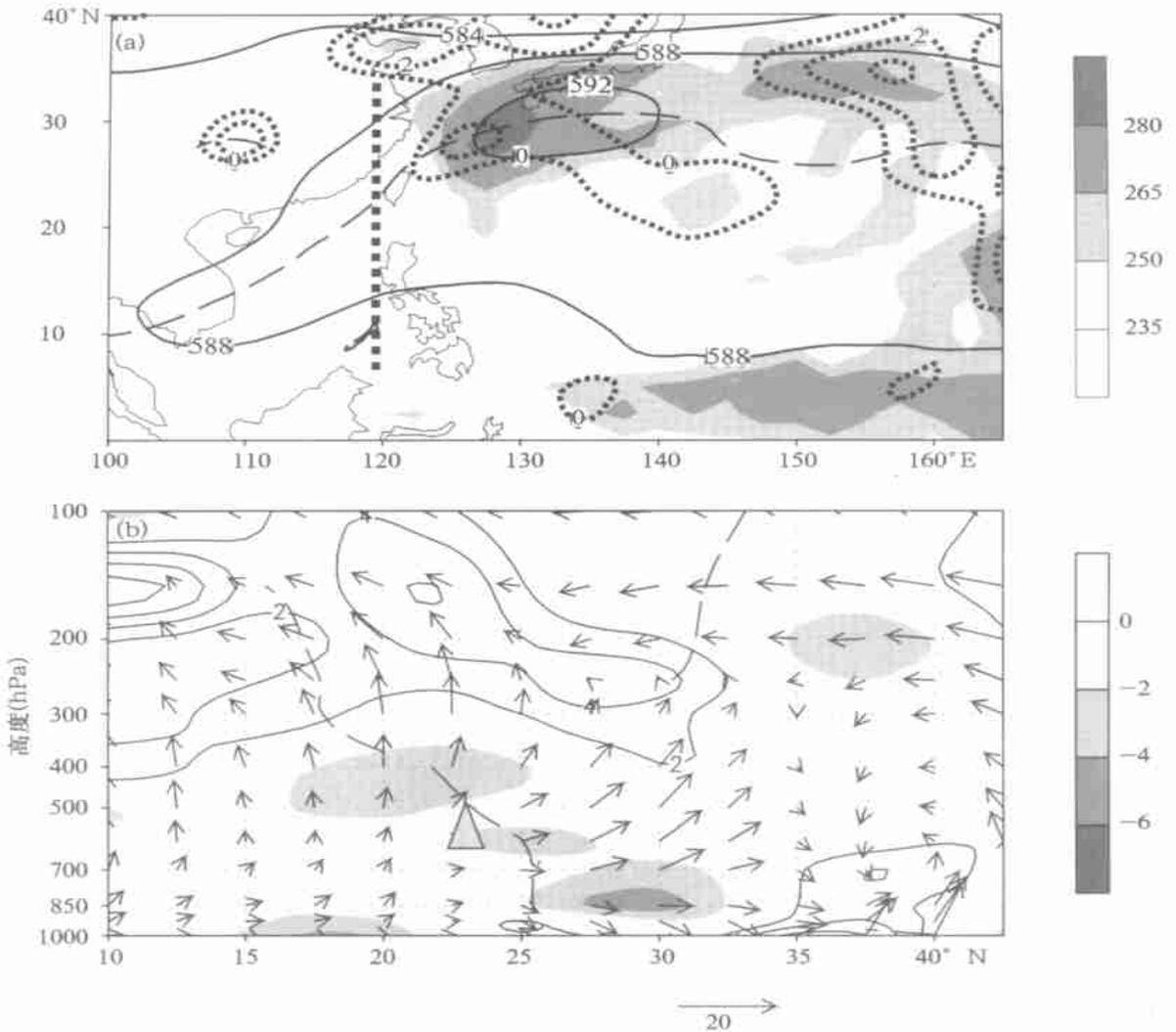


图4 1998年7月3~5日西太平洋副热带高压脊区为持续上升运动阶段:
(a) 平均 OLR, 500 hPa 副高形态及下沉运动区的分布(粗点线所示为剖面位置,其它说明同图2);(b) 脊线附近沿 120 E 垂直剖面上垂直环流(箭头)、辐合场(阴影)的分布(其它说明同图3)

根据图 4a, 5a 和 6a 中垂直运动的分布, 分别沿 120 E(图 4b)、125 E(图 5b) 和 115 E(图 6b) 作南北向垂直剖面。由图可见, 在 3 个上升阶段中, 散度场的垂直分布类似于月平均尺度, 低空辐合高空辐散, 高层脊面附近都存在明显的辐散中心, 呈现热力性高压脊性质。不同的是, 第一阶段(图 4)脊轴附近的上升运动区为有云区(图 4a), 而另外两个阶段中的上升运动区对应的是晴空区(图 5a 和图 6a)。究其原因我们发现, 首先, 第 1 阶段副高轴南倾, 沿脊轴向上为西风型切变, 上升运动及低空辐合高空辐散的强度以图 4b 最强; 其次, 与第 2 和第 3 阶段比较, 第 1 阶段 500 hPa 脊轴下方的近地面, 基本上不

存在辐散下沉层, 因而有利于云区或对流活动形成。图 5b 中的辐散层虽然离开地面, 但厚度从 850 hPa 延伸到近 600 hPa; 图 6b 中近地面的辐散下沉强度最强。总之, 与月平均情形相同, 500 hPa 副高脊内同为上升运动时, 近地面辐散下沉层的存在与否和强度, 在很大程度上决定了副高脊区的天气特征。

3. 2. 2 副热带高压脊区为下沉的阶段

(1) 7月6~12日, 副高呈单体型式控制中国长江中下游地区, 脊线稳定位于 30 N 及以北, 此期间长江中下游处于梅雨间歇期, 副高单体内为下沉晴空区(图 7a)。

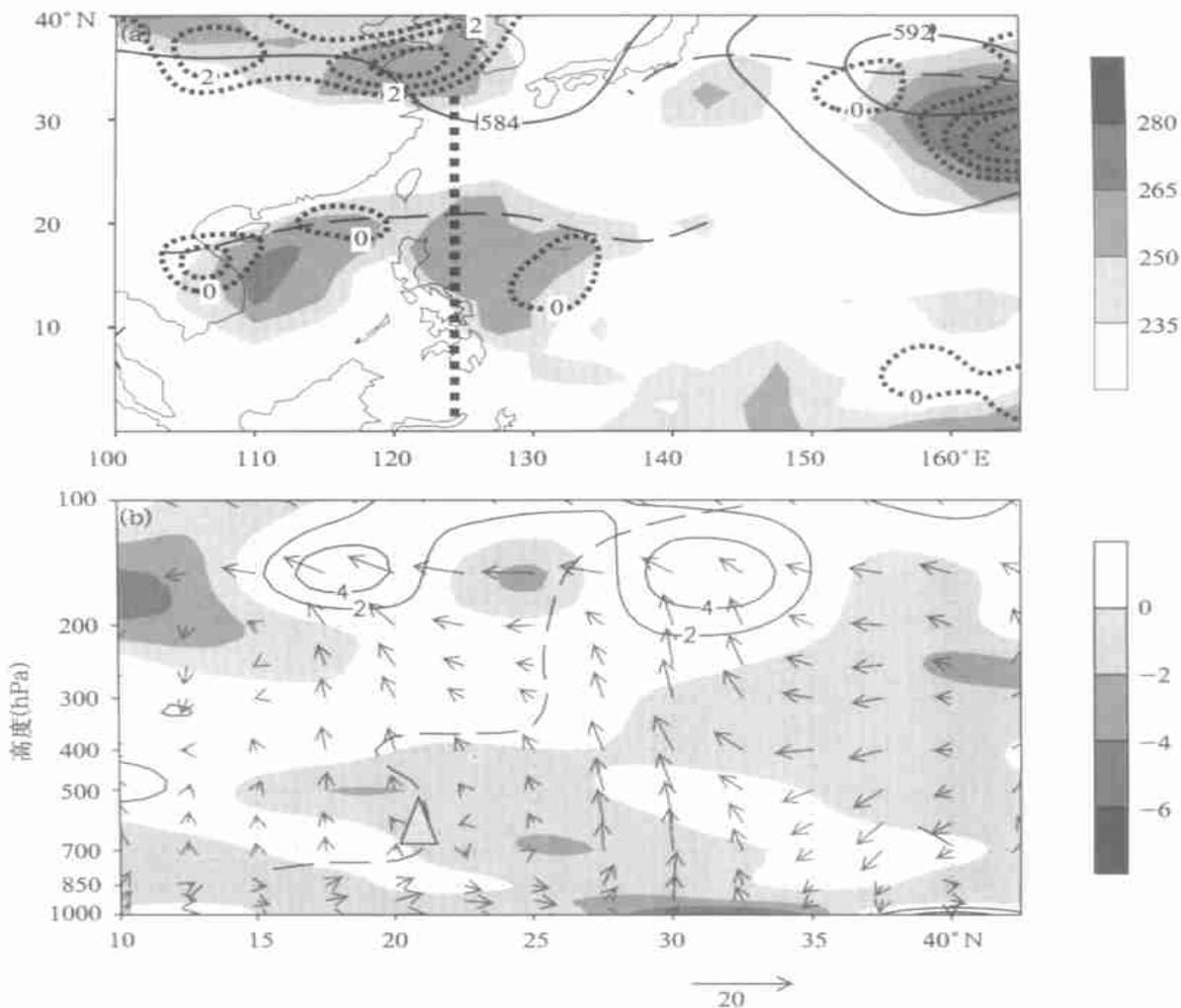


图 5 1998 年 7 月 23~ 27 日副高脊区为持续上升运动阶段
(a. 垂直运动分布, b. 剖面位置为 125 E; 其他说明同图 4)

(2) 7 月 17~ 20 日, 副热带高压呈带状, 脊线位于 20 N 附近, 长江中下游地区的二度梅降雨已经开始。副热带高压的西部盛行下沉运动, 多晴空(图 8a)。

分别沿 122.5 E(图 7b) 和 115 E(图 8b) 作南北垂直剖面, 由图 7b 可见, 副高脊轴倾斜度很小, 整层为高空强辐合、低空辐散及下沉运动, 表现出明显的动力性高压性质。图 8b 中脊轴有明显倾斜, 300 hPa 及以上脊轴附近为上升运动, 伴有辐散中心, 有热力性高压脊性质; 但 400 hPa 以下脊轴附近又为一致的下沉运动, 存在高空强辐合中心和低空辐散, 高压脊的性质变得很复杂, 既非纯粹热力性也非完全动力性。另外, 围绕脊轴 400 hPa 以上盛行偏北风, 500 hPa 以下的低空为偏南风, 有一垂直环流圈存在。

总之, 副高演变的阶段平均结构不同于月平均的副高结构, 无论在沿海的陆地地区或西北太平洋的海上, 副高内可以出现上升运动, 也可以出现下沉运动。当出现上升运动时, 脊轴倾斜度较大, 这是热力性高压的性质所决定的。同理, 当副高内为下沉运动时, 脊轴倾斜度小, 多为动力性高压。当不同层次脊轴上垂直运动的性质不同时, 副高脊的性质比较复杂。虽然副高脊区内经常是上升运动占主导, 但副高区天气仍以晴空为主, 这与近地面始终存在的辐散下沉层有重要关系。另外, 副高内出现下沉运动时, 都有明显的高空强辐合相伴随, 副高内的下沉与垂直环流圈的存在没有一一对应的联系。

3. 2. 3 副热带高压结构的逐日演变特征

图 9a 给出了 1998 年整个夏季沿逐日 500 hPa 副高脊线垂直运动分布的演变。由图可见, 类似于

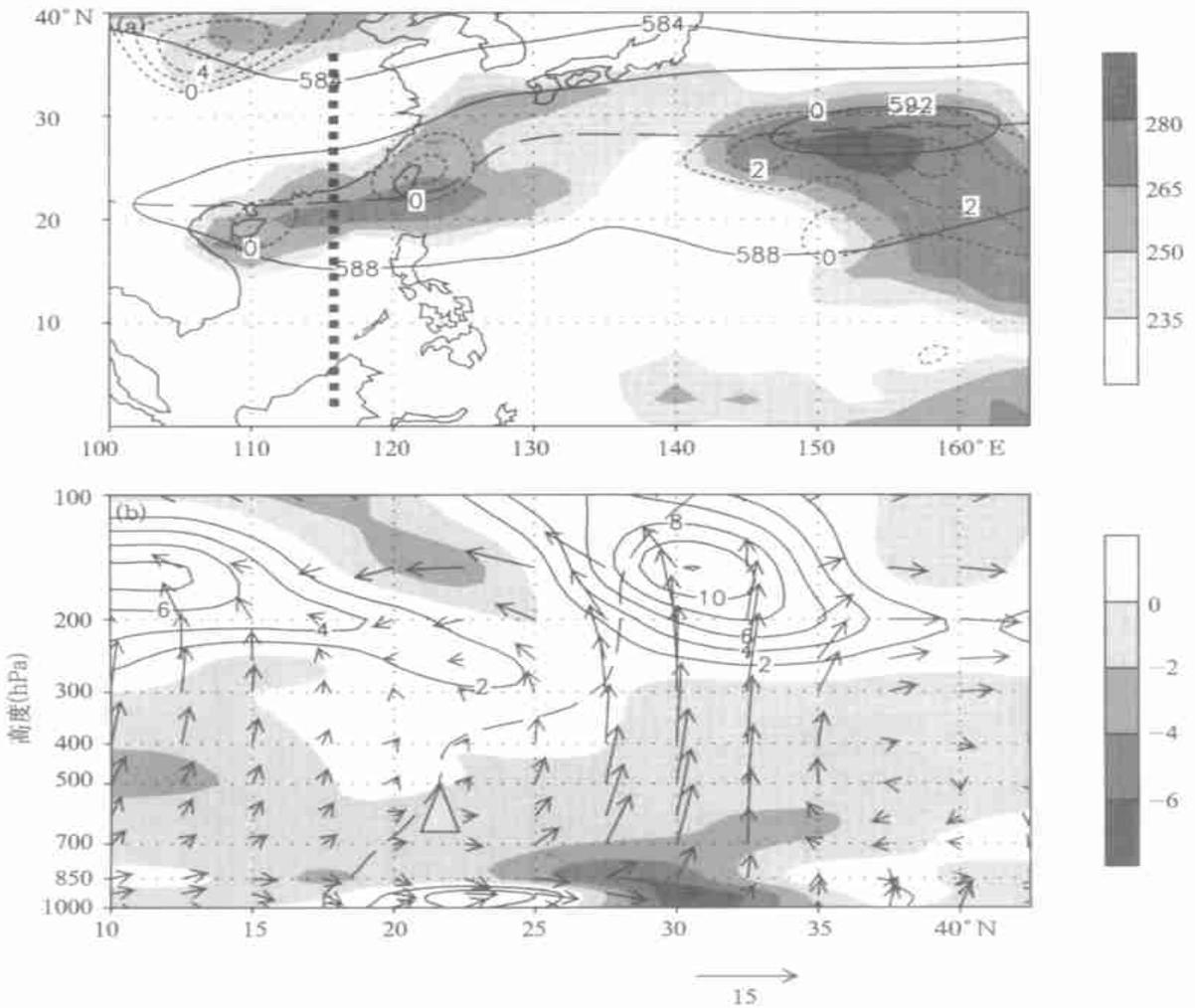


图6 1998年7月28~8月2日西太平洋副热带高压脊区为持续上升运动阶段

(a. 垂直运动分布, b. 剖面位置为 115 E, 其他说明同图4)

阶段平均, 逐日 500 hPa 副高脊线上有时为下沉运动(虚线), 也有时为上升运动(阴影区)。由图 9b 中给出的两条夏季平均的垂直运动分布廓线还可以看到, 沿夏季平均副高脊线上为一致的上升运动(实心点线, 代表欧拉式平均), 这与月平均的副高结构特征一致, 代表了副高结构的气候尺度特征(1节)。而跟踪逐日 500 hPa 副高脊线所做的垂直运动的平均(拉各朗日式平均, 空心点线)分布, 则反映了逐日脊线上垂直运动的平均分布特点, 同样可见副高区域内上升与下沉运动共存, 且沿副高脊线的下沉运动平均较上升运动弱得多。图中的叉(+)线是逐日副高脊线上位势高度相对于 588 (gpm) 的平均偏差分布, 反映了副高的平均强度。

为了揭示副高垂直结构的逐日演变, 我们选择 3 个经度(110 E, 122.5 E, 175 W) 点, 分别给出了

1998 年 7 月逐日 500 hPa 脊线上垂直运动和散度的高度-时间演变图(图 10a, b)。由图可见, 在东亚沿海地区(110 E 附近, 图 10a), 脊线上垂直运动呈上升(虚线)、下沉(实线)阶段性交替出现。散度场演变的明显特点是, 中空(700~350 hPa)基本上恒存在一个辐合(阴影区)层, 700 hPa 以下的近地面层为辐散, 但不一定有下沉对应, 而高空(200 hPa 及以上)两次(7月6日前后, 7月20日前后)出现的强辐合中心, 分别与副高脊区出现的两个下沉运动阶段相对应。

由图 10b 可见, 沿梅雨间歇期副高单体发展(见图 1b 和图 7a) 地区(122.5 E 附近)的脊线上也有上升运动出现, 但表现为下沉运动占主导, 并且有高空强辐合中心与中空的下沉中心相对应。7月6~12日副高单体发展期间, 高空的辐合和中空下沉都达

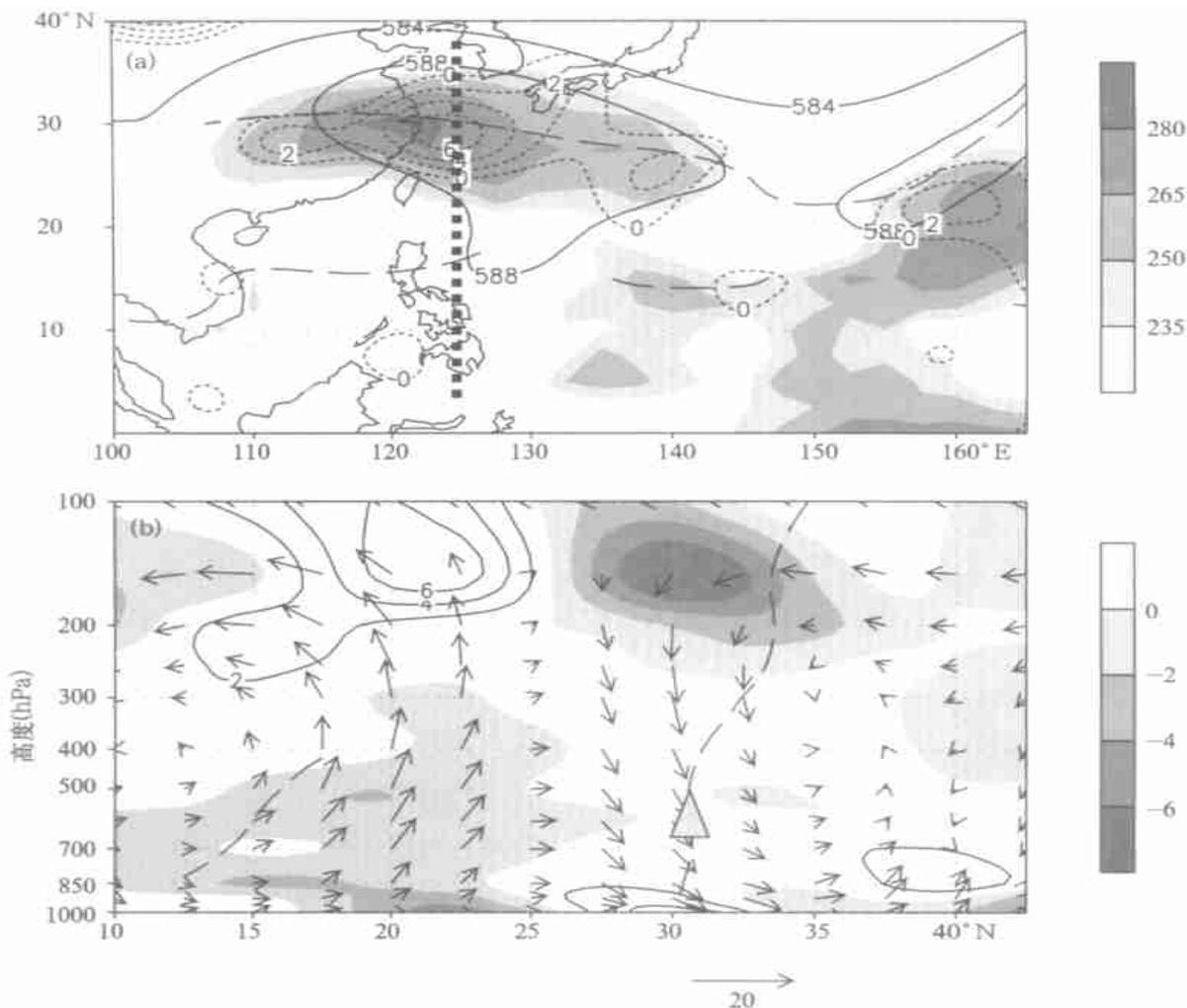


图 7 1998 年 7 月 6~12 日西太平洋副高脊区为持续下沉运动阶段
(a. 垂直运动, b. 剖面位置在 122.5 E; 其他说明同图 4)

到最强。与图 10a 不同, 无论中空上升或下沉, 近地面层 (900 hPa 及以下) 恒为下沉, 中低空 (900~500 hPa) 存在的辐合层, 比图 10a 的中空辐合层高度低约 200 hPa, 这一更低的辐合层的存在, 应该是近地层下沉维持的重要机制。

与月平均的结构类似, 中太平洋地区副高脊线上下沉运动占主导 (图 10c), 与之相对应高空也始终存在辐合。

3.2.4 短期结构特征小结

综上所述, 短期阶段平均及逐日副高脊区内有时出现下沉, 也有时出现上升运动, 对应的副高脊分别具有动力和热力性质。副高结构的这种复杂性是由副热带地区的环流性质 (Brger 数接近于 1)^[14] 所决定的。另外, 西太平洋及东亚沿岸的陆上地区位于副热带季风区, 夏季凝结潜热和感热等非绝热加

热非常显著^[2], 热力因子的作用使得西太平洋副热带高压及伸向东亚大陆的副高结构比其它地区副高结构复杂得多。实际上早期研究 (黄土松等, 1963) 就曾发现西太平洋副热带高压区内有上升运动与暖区重合, 说明暖区由非绝热加热引起, 西太平洋副热带高压不是纯粹的动力系统。传统上认为副高内为一致下沉的观点, 实际上是把副高当成了纯粹的动力系统。

无论 500 hPa 副高脊内为上升运动或为下沉运动, 在 700 hPa 以下的近地面经常有一辐散下沉层, 该辐散下沉层的存在与否以及其厚度和强度大小, 与副高内的天气特征有密切联系, 是副高内虽多上升运动存在但天气却是晴空为主的重要原因。副高内出现下沉运动时, 都有高空的强辐合中心相伴。

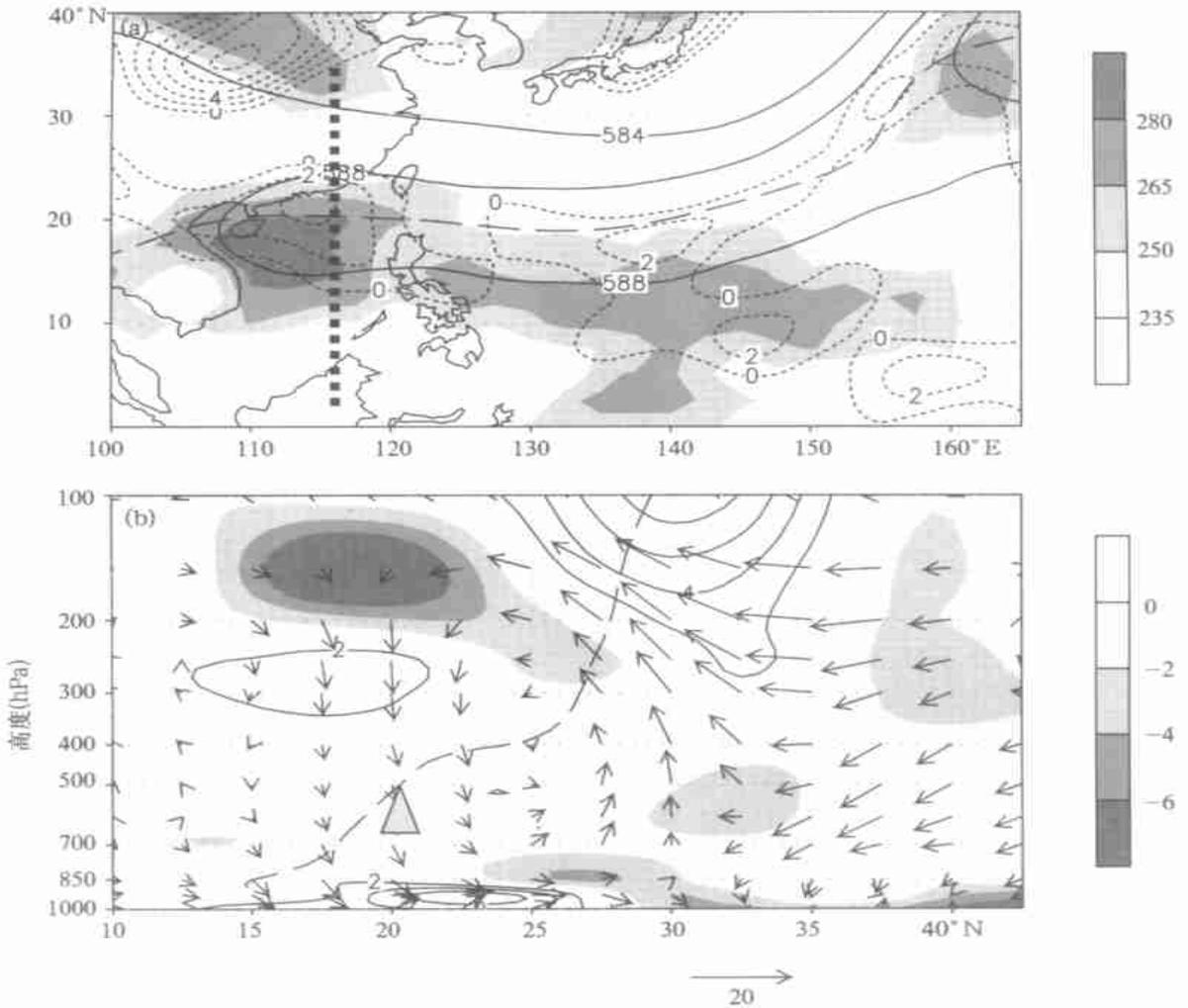


图8 1998年7月17~20日西太平洋副热带高压脊区为持续下沉运动阶段
(a. 垂直运动, b. 剖面位置在 115°E; 其他说明同图4)

4 副高脊区垂直运动产生的动力机制

根据准地转适应理论, 垂直运动应是地转不平衡出现后, 大气为了重新达到平衡而向地转平衡适应过程中的产物, 亦即, 垂直运动是大气对热力或动力强迫所造成的不平衡的响应。由此得知, 副高区内垂直运动的产生, 也应由副高周围动力、热力环境变化所决定。垂直运动的产生可以影响副高的变化, 但不是副高活动的最终强迫源。下面我们利用动力学基本原理, 来研究副高内垂直运动产生的动力机制。

P 坐标中的准地转涡度方程对某时间段求平均后为:

$$\frac{\overline{v}}{t} + \overline{V_h} + \overline{v} = f \frac{\overline{}}{P} \quad (1)$$

如果在此平均阶段内讨论问题, 那末涡度的局地变化项为零, 上式即为:

$$\overline{V_h} + \overline{v} = f \frac{\overline{}}{P} \quad (2)$$

式(2)即为阶段平均的涡度平衡关系。

4.1 典型情况下上升、下沉运动的产生

如果将式(2)对 P 求导数, 即得到:

$$\frac{\overline{}}{P} (\overline{V_h}) + \frac{\overline{v}}{P} = f \frac{\overline{}}{P^2} \quad (3)$$

为了讨论方便, 我们首先在某平均时间段内考虑下面两种典型情况:

(1) v 项的作用: 在副热带高压的西部脊内, 低空多盛行偏南风 ($v > 0$), 高空盛行偏北风 ($v < 0$)。当涡度平流项相对较弱时, 或在副高轴附近平

流过程可忽略的情况下, 根据式(2), 低空有 $\frac{\bar{v}}{p} > 0$, 高空 $\frac{\bar{v}}{p} < 0$, 因此在对流层中层必存在 $\frac{\bar{v}}{p} = 0$ 的某一层。而且, 由于在该层 $\frac{\bar{v}}{p} > 0$, 由式(3)知

必有极小值, 即上升运动应该最强。换言之, 当涡度平流项不太强时, 在 500 hPa 副热带高压的西部地区必然多有上升运动存在(见图 11 左侧)。

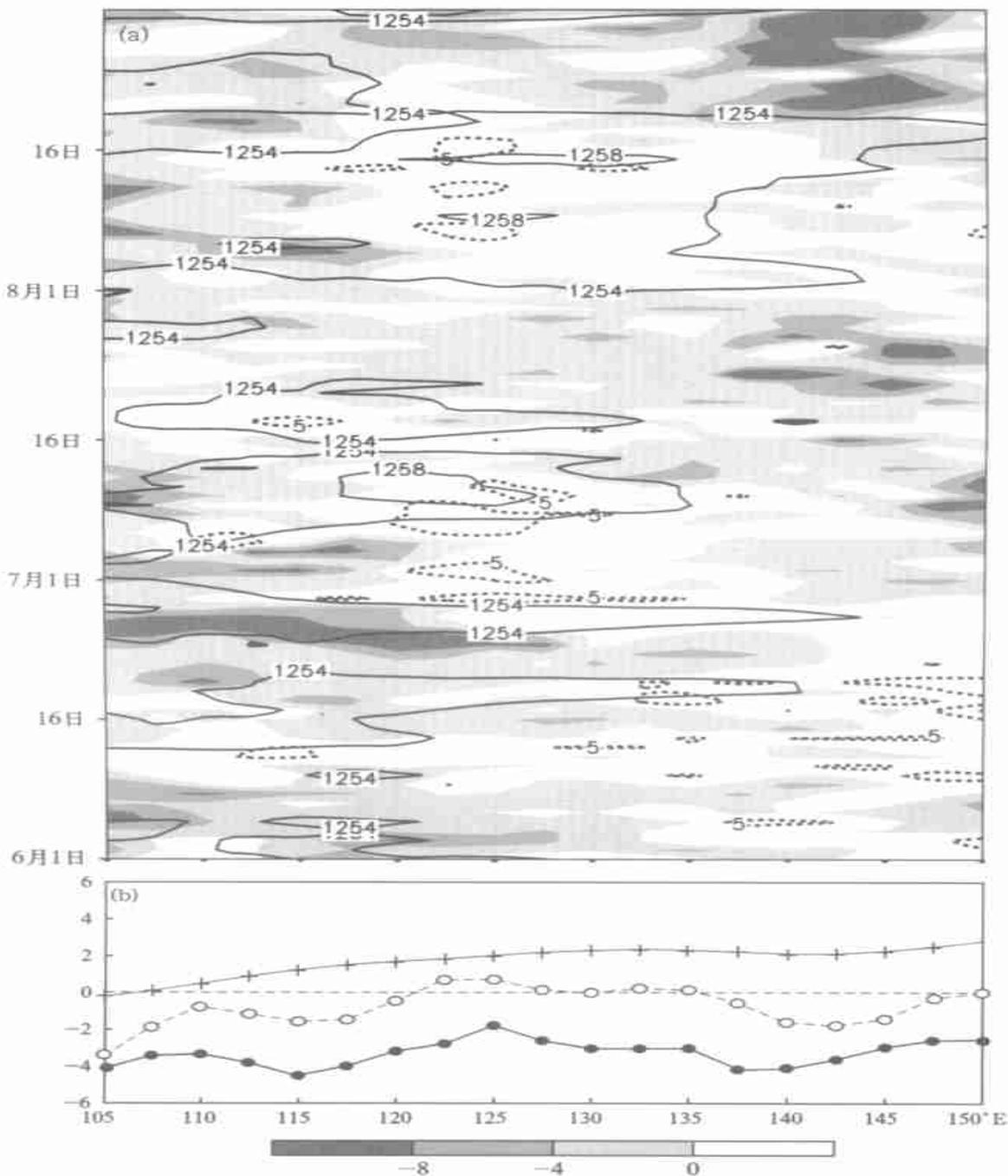


图9 (a) 1998年6~8月逐日500 hPa脊线上垂直运动分布的时间演变图(上升:阴影;下沉:虚线)(b)沿6~8月平均副高脊线上垂直运动的分布(实心点线),沿逐日副高脊线上的垂直运动(空心点线)以及高度偏差(相对于588 gpm)的6~8月平均分布(叉线)

(2) 涡度平流项的作用: 当高低空南北风切变较弱时, 如果高空有明显的负涡度平流($-\overline{V_h \cdot \zeta_h} < 0$)造成中高空 $-\overline{(\zeta_h \cdot V_h)} < 0$, 此时式(3)中A与C项之间的平衡决定了 $\overline{w} > 0$ 。即副热带高压区域应有下沉运动(见图11右侧)。

总之, 对于某一个时间段而言, 副热带高压周围

涡度平流和南北风的分布决定随高度的变化, 两项随高度的变化则可以决定所强迫的垂直运动的性质。亦即南风随高度减弱($\overline{\frac{v}{p}} > 0$)时强迫上升运动; 负涡度平流随高度增强($-\overline{(\zeta_h \cdot V_h)} < 0$)则会强迫下沉运动。

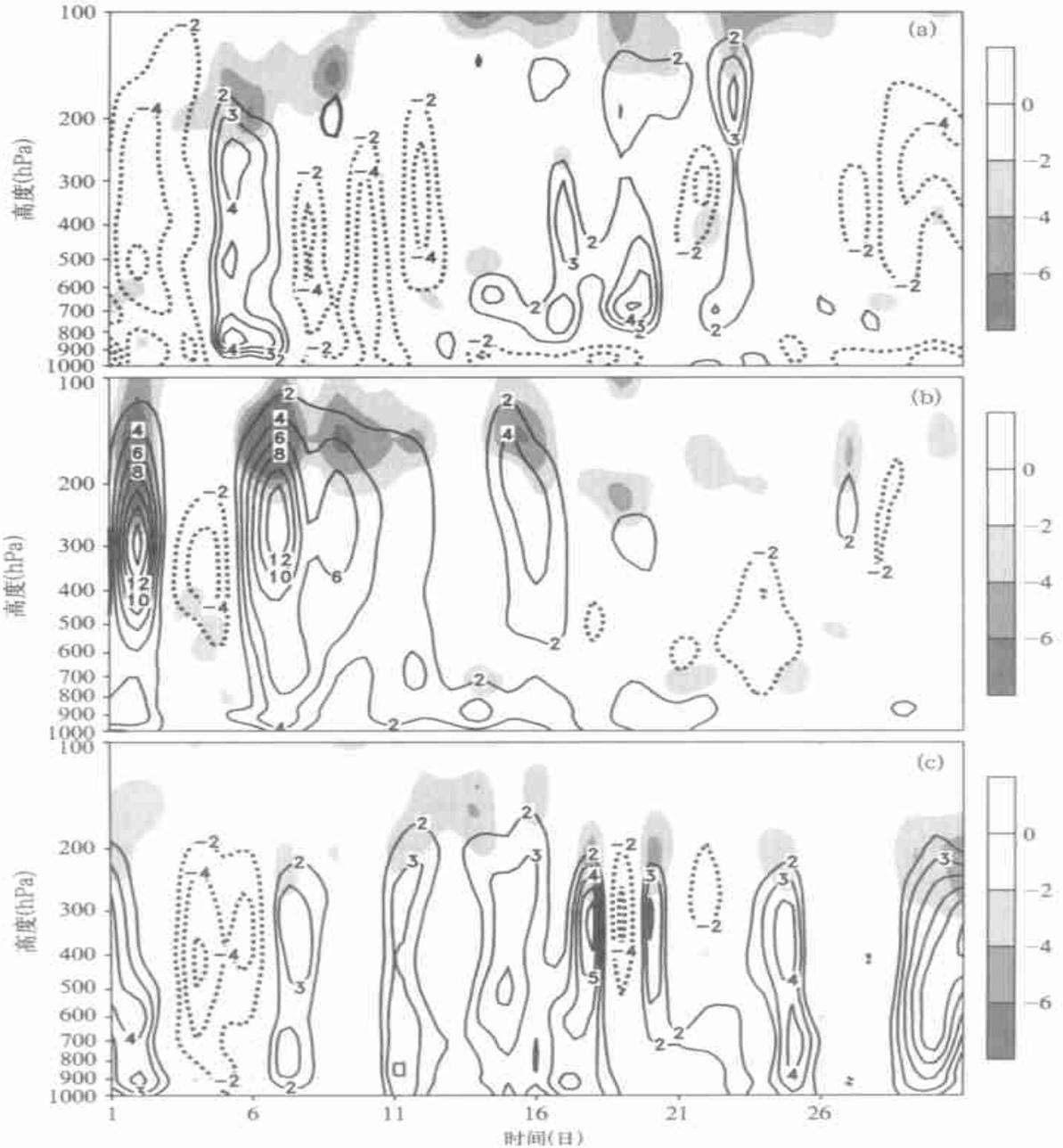


图10 1998年7月逐日500 hPa脊线上, 不同经度点散度(辐合: 阴影)和垂直运动(实线: 下沉; 虚线: 上升)的高度-时间演变
(a. 110 E, b. 122.5 E, c. 175 W)

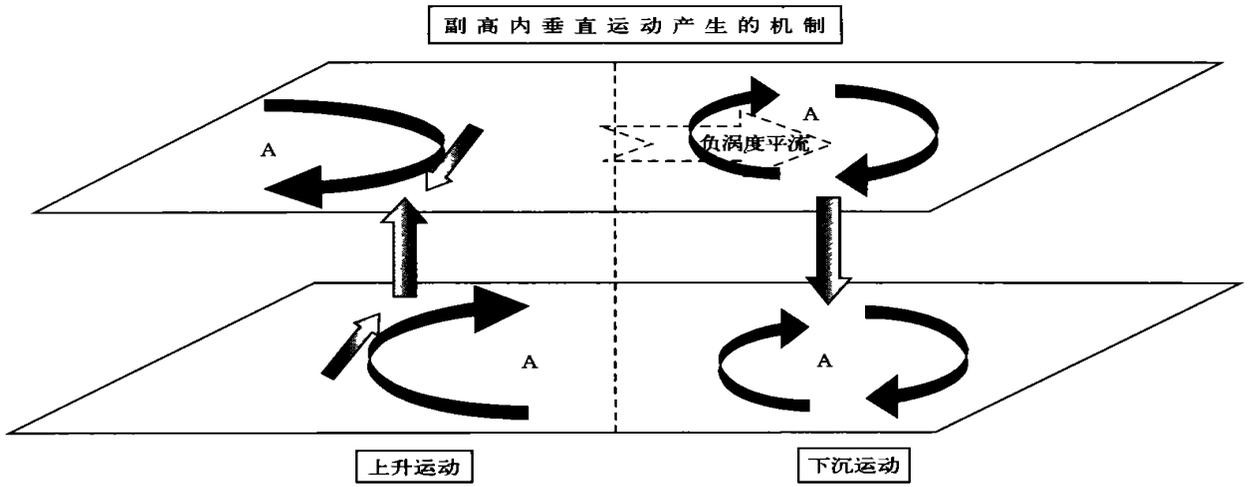


图 11 副高周边环境流场与垂直运动配置示意

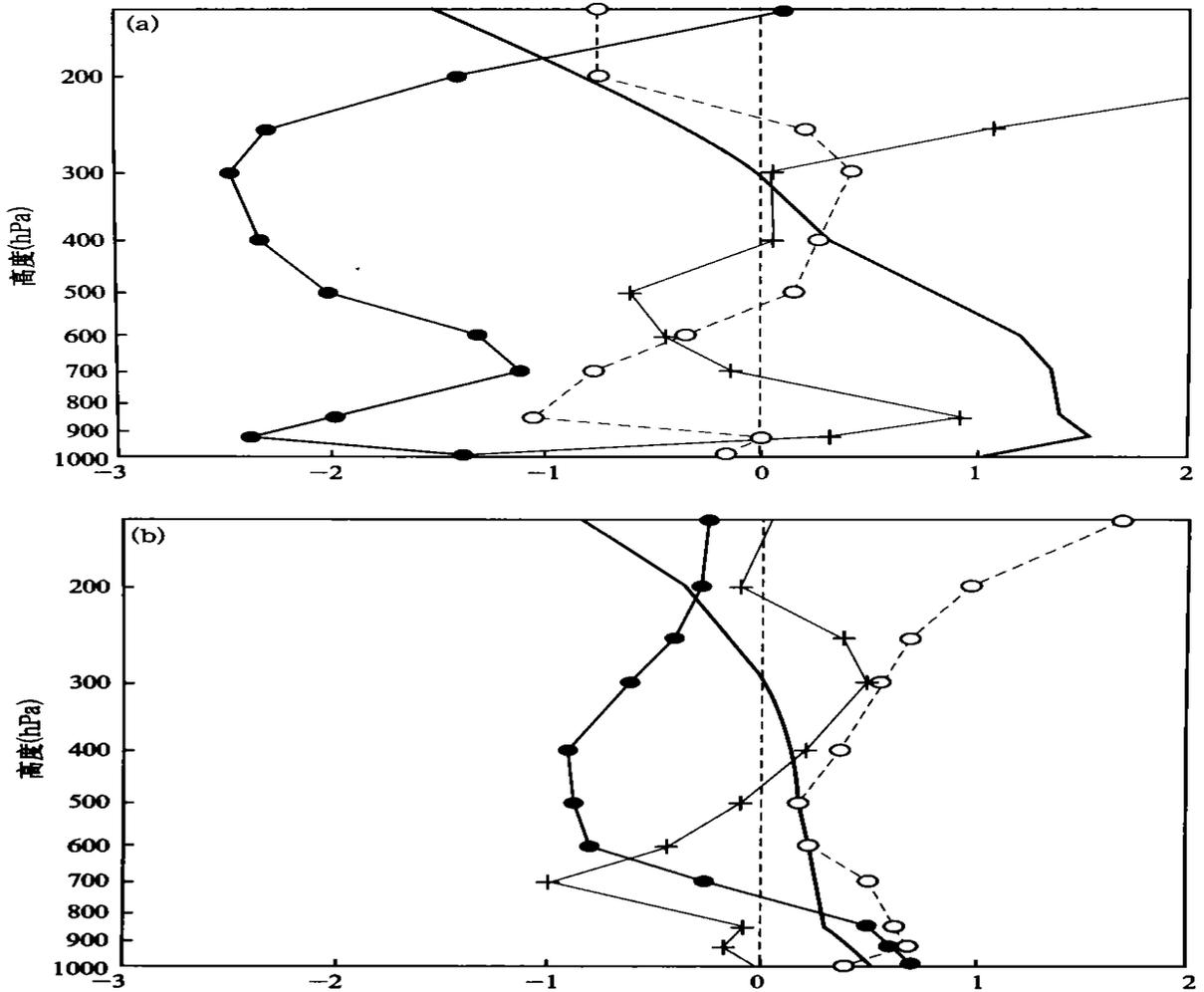


图 12 1998 年 7 月月平均 500 hPa 脊线上 (实心点线), 散度(叉线), 涡度平流(圈线)和 v (粗实线)的垂直廓线分布
(a. (20 N, 110 E), b. (22.5 N, 122.5 E))

4.2 1998年7月的情况

4.2.1 月平均

图 12a, b 分别是图 3a, b 中的三角形所示点处, 与涡度方程 (3) 有关的各项的垂直分布廓线图, 由图 12a 可见, 在月平均的副热带高压西部的陆上地区 (110 E), 对应 (实心点线) 整层一致的上升运动 (负值), v 为高空北风、低空南风, 风切变很明显且 $\frac{v}{p}$ 整层为正; 涡度平流 (圈线) 相对较弱且随高度呈正负交替, 在高低空出现较大值是由于副高轴在该处随高度向北倾, 该处在高低空并不位于副高轴

附近所致 (见图 3a, b)。图中的叉 (+) 线代表散度的分布, 与上升运动相对应, 700 hPa 以上散度分布的主要特征是低空辐合、高空辐散。图 12b 是西北太平洋的西部 (122.5 E) 副高脊区内各项的垂直分布廓线, 可见脊区上升运动在 600~ 400 hPa 达到最强, 这也与在 500 hPa 附近 $\frac{v}{p} > 0$ 有关。

总之, 月平均西太平洋副高脊区盛行的上升运动, 主要是由式 (3) 中 v 项 (即高低空风场分布) 所强迫的。与图 11 中的左测情形类似。

4.2.2 阶段平均

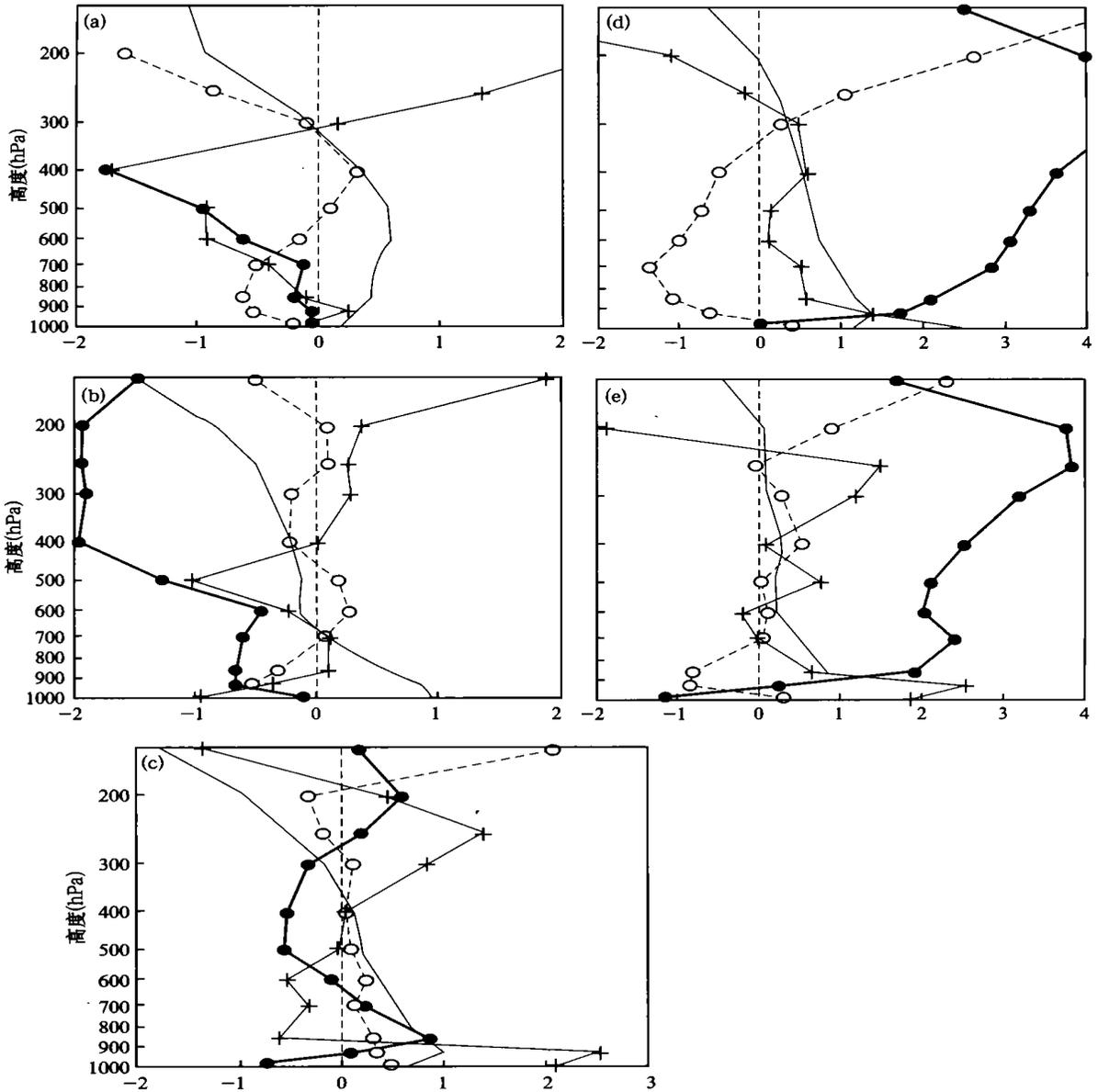


图 13 1998 年 7 月阶段平均的 500 hPa 脊线上各物理量的垂直廓线分布

(a. 7 月 3~ 5 日 (22.5 N, 120 E), b. 7 月 6~ 12 日 (30 N, 122.5 E), c. 7 月 23~ 27 日

20 N, 125 E), d. 7 月 17~ 20 日 (20 N, 115 E), e. 7 月 28~ 8 月 2 日 (22.5 N, 115 E), 同图 12 线条说明

类似于图 12, 我们在图 13 中给出了图 4a~ 8a 所示的 1998 年 7 月副热带高压变化相对稳定的 5 个阶段的垂直廓线分布图。所选副高脊线上的点的位置分别如图 4b~ 8b 中剖面上的三角形所示。首先看 500 hPa 副高脊区为持续上升运动的 3 个阶段(图 13a, b, c), v 的分布均为高空北风、低空南风($\frac{v}{p} > 0$), 同时可见图 13b 和图 13c 中的涡度平流也比较弱, 与图 11 中左侧情形相同, 对流层中层脊区对应着上升(实心点线)运动。不同的是图 13a 中涡度平流较强, 在 300 hPa 以上的层次, 式(3)左侧两项作用均使得 $\frac{1}{p} < 0$, 在 300~ 600 hPa 层均使得 $\frac{1}{p} > 0$, 因此上升运动在 300 hPa 左右达到最大。

其次分析副热带高压内出现下沉运动阶段的廓线(图 13d, e), 明显的特征是高空的强负涡度平流, 尤以 7 月 6~ 12 日阶段最为强烈(图 13d), 两阶段中的 v 项均相对弱得多, 相应的散度场在 700 hPa 以上基本为低层辐散、高层辐合。看来, 无论副热带高压中心区域或副热带高压脊区, 下沉运动均主要是高空负涡度平流项作用的结果。

上述廓线分析表明, 副热带高压脊区出现的上升运动一般主要由 $\frac{v}{p}$ 项强迫造成, 虽然涡度平流项有时也可以起作用, 但脊区上升运动产生的机制基本如图 11 左侧所示。而副高脊区或中心区域下沉运动的出现, 高空的强负涡度平流是主要原因, 也如图 11 右侧所示。

4.2.3 逐日(瞬变)副高脊内下沉运动的产生与高层涡度平流的关系

为了研究逐日副高脊内要素分布的特征, 我们根据逐日副高脊的移动性, 把纬向的副高脊线当作一个可移动的 x 坐标轴, 其它坐标不变。那么, 对于给定高度(p_0)和经度(ϕ_0)点的任一变量 A , 其在任一时刻的值 $A(\phi_0, (t), z_0)$ 与月平均脊线上的值 $\bar{A}(\phi_0, \bar{z}_0)$ 之差, 即代表其瞬变偏差:

$$A(\phi_0, (t), z_0) = A(\phi_0, (t), z_0) - \bar{A}(\phi_0, \bar{z}_0)$$

对于涡度平衡关系式(1), 可以得到逐日脊线上的瞬变涡度方程为:

$$\frac{1}{t} + (V_h \cdot \nabla_h) + v = f \frac{1}{p} \quad (4)$$

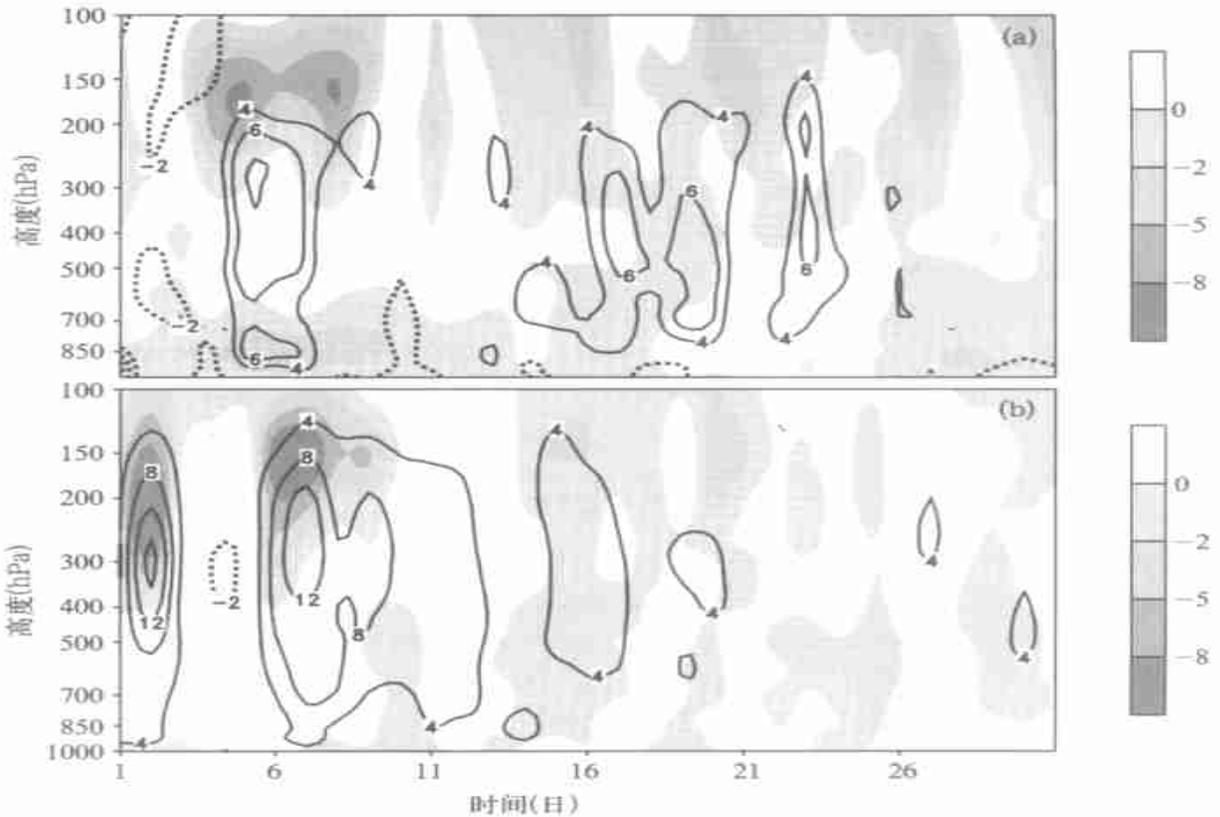


图 14 类似于图 10, 1998 年 7 月瞬变负涡度平流(阴影)和瞬变垂直运动的高度-时间演变

它反映逐日(瞬变)副高脊相对于月平均副高脊内要素的瞬变分布。同样将式(4)对 P 求导后得到:

$$-\frac{1}{t} \left(\frac{1}{p} \right) + \frac{1}{p} (V_h - v_h) + \frac{v}{p} = f \frac{2}{p} - \quad (5)$$

由式(5)可知,瞬变过程中,影响垂直运动产生的机制有3项,除了与方程(3)相似的两项机制外,还有涡度垂直梯度的局地变化项。因为夏季东亚副热带上空受南亚高压控制,当其中心作东西向移动时,沿其东部的脊线上北风分量 v 及其切变 $\frac{v}{x}$ 的局地变化不明显,但涡度平流项却会有显著变化。所以,下面我们主要分析瞬变(逐日)过程中负涡度平流与下沉运动的关系。

图 14a, b 分别给出了 500 hPa 逐日副高脊线上 2 个经度(110 E, 122.5 E)点处,高低空涡度平流(阴影)和垂直运动(等值线)瞬变量的逐日演变图。由图可见,副高脊线上出现的每一个瞬变下沉运动中心,均有相应的高空瞬变负涡度平流中心(阴影区)与之对应,且涡度平流强中心所对应的下沉运动强度也较强。图 14b 中对应副热带高压单体发展阶段(7月6~12梅雨间歇)的瞬变强下沉运动,对应的高空瞬变负涡度平流中心也最强。这说明随着南亚高压的东移,沿其东侧的脊线附近强的负涡度平流对下沉运动的发展有重要的影响。这一结果与图 11 中的下沉运动是一致的。

5 结论与讨论

通过对 1998 年夏季西太平洋副热带高压天气

尺度结构的分析可知,不同时间尺度,不同地区副高的结构不同。在月平均尺度以上,西太平洋副热带高压脊区为一致的弱上升运动,短期阶段平均及逐日副热带高压脊区的结构比较复杂,不同阶段、副高脊区内不同的层次上,垂直运动的性质及分布特征可以不同。对 OLR 的分析得知,500 hPa 副热带高压区域内的晴空区,并不一定对应着下沉运动。虽然西太平洋副热带高压内多上升运动存在,但却常带来晴空或少云天气的主要原因是,近地面层(700 hPa 以下或更低)存在的辐散下沉层。关于此辐散下沉层产生的动力机制问题,我们在另一篇文章中有进一步的讨论^[16]。

为了找出西太平洋副热带高压天气尺度复杂结构的动力成因,我们根据准地转理论,首先指出副高内的垂直运动,是副高周围的动力、热力环境所决定的,在副高内上升运动与下沉运动均可能出现。然后以准地转涡度平衡关系为基础,研究副高变化各阶段中垂直运动的强迫因子,指出在 500 hPa 副热带高压脊的西部,高低空风场的特定分布,决定了该区域多出现上升运动;副高内出现的下沉运动,则取决于高空的强负涡度平流是否存在。

总之,文中对副高天气尺度结构的研究结果证明,西太平洋副热带高压的天气尺度变化不可能完全由下沉运动决定。副高内垂直运动的性质是副高周边环流及系统的分布所决定的。

参考文献

- 1 Peixoto J P, Oort A H. Physics of Climate. New York: American Institute of Physics Press, 1992. 520pp
- 2 Hoskins B J. On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones. Bull Ame Meteor Soc, 1996(77): 1287~ 1292
- 3 Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. Condensation heating of the Asian summer monsoon on the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere. Climate Dyn, 2001. (17): 327~ 338
- 4 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 I: 尺度分析. 气象学报, 1999, 57(3): 257~ 163
- 5 刘屹岷, 刘辉, 刘平等. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响: 陆面感热与东太平洋副热带高压. 气象学报, 1999, 57(4): 385~ 396
- 6 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉等. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副热带高压. 气象学报, 1999, 57(5): 525~ 538
- 7 刘屹岷, 吴国雄. 副热带高压研究回顾及对几个基本问题的认识. 气象学报, 2000, 58(4): 498~ 512
- 8 黄土松. 有关副热带高压活动及其预报问题的研究. 大气科学, 1978, 2(2): 159~ 168
- 9 喻世华. 副热带高压进退机理研究. 北京: 解放军出版社, 1999
- 10 黄土松, 余志豪. 副热带高压结构及其同大气环流有关若干问题的研究. 气象学报, 1962, 31(4): 339~ 359
- 11 毛江玉, 吴国雄, 刘屹岷. 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究: 副热带高压结构的气候学特征. 气象学报, 2002, 60(4):

400~ 408

- 12 喻世华, 王绍龙. 西太平洋副热带高压中期进退的环流机制. 海洋学报, 1998, 11(3): 370~ 377
- 13 袁恩国. 夏季经圈环流的调整和西太平洋副热带高压活动的关系. 大气科学, 1981, 5(1): 60~ 67
- 14 任荣彩. 夏季西太平洋副热带高压结构及短期变异机制的个例及数值试验研究: [学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2002
- 15 陶祖玉, 谢安. 天气过程诊断分析原理和实践. 北京: 北京大学出版社, 1989. 215 pp
- 16 Wu Guoxiong, Liu Yin in, Liu Ping, et al. Relationships between subtropical anticyclone and vertical motion. J Climate (Submitted). 2002.

ON THE SHORT- TERM STRUCTURE AND FORMATION OF THE SUBTROPICAL ANTICYCLONE IN THE SUMMER OF 1998

Ren Rongcai Wu Guoxiong

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract

The diagnosis of the short-term structure of the subtropical anticyclone over the Western Pacific (SAWP) in the summer of 1998 shows that, other than uniform descent, ascent at 500hPa often exists within the area of SAWP. These features are determined by the complicated dynamic and thermodynamic structures of the SAWP. Under the 500hPa SAWP ridge, along the ridge line in the planetary boundary layer, there always exist divergence and descent, which greatly accounts for the usual clearness in the SAWP area. This complicated structure was also studied by employing atmospheric dynamic theory. It was found that vertical wind shear over the west part of the SAWP that is forced by external forcing should be accompanied by ascent. On the other hand, the negative vorticity advection at higher levels is the major forcing for the appearance of descent over the west of the SAWP.

Key words: SAWP, Short-term variation, Ascent, Descent forcing mechanism.