

夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析

III: 环流场稳定维持的物理机制

杨伟愚 叶笃正 吴国雄

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

提 要

本文使用经过青藏高原气象科学实验测站观测资料订正过的欧洲中心 FGGE-III b 资料, 对 1979 年夏季青藏高原地区进行了涡度方程诊断分析, 研究了它们的月际变化、逐日变化和日变化, 与高原上积云对流活动的强弱变化进行了比较, 讨论了夏季高原稳定的环流场维持的物理机制; 同时还对同时期热带赤道地区强对流活动区域进行了涡度方程诊断分析, 将其涡旋环流场的维持机制与夏季高原地区进行了比较。

通过分析, 发现夏季青藏高原月平均涡度方程平衡关系主要是次网格尺度项和散度项的平衡, 水平平流项的耗散作用在高空较强, 但不如次网格尺度项强, 涡度方程其余各项均很小。从月际变化、逐日变化和日变化的比较, 发现当积云对流活动发生强弱变化时, ω 、 D 和涡度方程中的散度项、次网格尺度项均伴随很强的相应变化, 对应关系很好, 说明涡度方程中的次网格尺度项 R (余差项) 的主要部分来源于积云对流系统的活动, 反映了夏季高原上存在的强盛频繁的积云对流活动对高原平均环流场的形成和维持具有重要的作用。

使夏季青藏高原高低层环流场加强的物理机制是高低层气流强大的辐散辐合, 耗散机制是积云对流系统对高低层涡度的上下搅拌垂直输送作用和网格尺度水平平流项的非线性耗散作用, 其中前者起主要的作用。

从涡旋能量维持的角度看, 夏季青藏高原高低层环流场的维持大致是高原尺度环流系统的涡旋能量通过非线性过程, 分别向高原区域以外更大尺度的系统和次网格尺度的对流系统输送, 输送的损失由强大的高低层辐散辐合气流产生的涡旋能量补充, 从而维持了高原地区环流场的稳定。赤道附近热带强对流活动区域环流场的维持机制与夏季高原地区的不同点, 主要表现在其高层和低层的区域尺度环流场通过非线性作用都从更大尺度环流场得到涡旋能量, 并把涡旋能量转送给次网格尺度积云对流系统, 使自身维持稳定。

关键词: 涡度方程诊断分析; 次网格尺度耗散项; 涡旋能量输送; 逐月逐日变化和日变化。

一、引 言

夏季青藏高原的高空是一个非常稳定的强大的反气旋高压带, 低空是一个很强的气旋性环流区, 同时它还是一个强对流活动区域, 对这类强对流活动区域的大型环

流场维持机制的研究是一个重要课题. Holton 等^[1] 在研究时发现, 在线性化的正压涡度方程模式中只有用很强的耗散系数才能模拟出接近于实际观测的大型流场. 关于这个大的耗散系数的物理机制, 一些工作认为是次网格尺度垂直涡度输送造成的, 但 Sardeshmukh 和 Held^[2] 以及 Sardeshmukh 和 Hoskins^[3] 认为是网格尺度的非线性相互作用造成的.

用实际观测资料进行分析是获得正确结论的重要手段. 在高原内部资料很缺乏的情况下, 叶笃正等^[4] 估计了夏季青藏高原的涡度平衡关系, 认为要平衡散度项 ηD 所产生的涡度, 摩擦项 $\nu \nabla^2 \xi$ 中的摩擦系数 ν 所采用的值与 Holton 等^[1] 的耗散项差不多. 他们认为是 $\omega \partial \eta / \partial p$ 项和次网格尺度项平衡散度项生成的涡度. 由于资料缺乏, 需要用更详细的实际观测资料进行验证.

另外, Holopainen 等^[5,6] 和 Opsteegh 等^[7] 发现在中纬度带瞬变涡旋的涡度输送对维持冬季准定常涡旋分布的稳定是重要的, 在夏季青藏高原地区瞬变涡旋的输送对维持大型环流的稳定是否也重要呢?

夏季青藏高原强大的大型环流场的维持需要不需要很强的涡旋耗散机制存在? 若需要这种耗散机制, 它是由什么物理过程引起的? 我们用经过青藏高原气象科学实验测站观测资料订正的欧洲中心 FGGE-III b 资料^[8] 进行涡度方程诊断分析来讨论这些问题. 这套资料能很好地反映高原地区天气系统的特征, 是目前有关夏季青藏高原最完善最详细的资料.

热带地区存在着大量的积云对流系统活动, 对此已有一些工作分析了它们的环流场状况. 由于热带海洋资料的缺乏, 这类工作还有待于深入. 热带强对流活动区域的积云对流活动与背景环流场有什么相互作用? 环流场的维持机制与高原地区的有什么不同? 不同纬度的强对流活动区域环流场维持机制有什么区别? 我们选用欧洲中心 FGGE-III b 资料, 通过对两个科氏力大小不同的热带强对流活动区域进行涡度方程诊断分析, 对上述问题进行了探讨.

二、7 月月平均场涡度方程诊断分析

1. 1979 年 7 月月平均涡度方程的诊断分析

月平均的涡度方程为

$$\frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\eta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial p} + \bar{\eta} \bar{D} + \left(\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial x} \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} - \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial y} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right) + TT + R = 0, \quad (1)$$

$$TT = \overline{\mathbf{v}' \cdot \nabla \eta'} + \overline{\omega' \frac{\partial \eta'}{\partial p}} + \overline{\eta' D'} + \left(\frac{\partial \omega'}{\partial x} \frac{\partial v'}{\partial p} - \frac{\partial \omega'}{\partial y} \frac{\partial u'}{\partial p} \right), \quad (2)$$

其中 $\eta = \xi + f$ 为绝对涡度, 带“—”量为月平均值, 带“'”量为对时间平均的偏差 TT 项为各瞬变项的总和, R 为使方程达到平衡所需要的补偿余项, 代表次网格尺度量的效应的总和, 其表达式可写为

$$R = \overline{\nabla \cdot \eta'' v''} + \overline{\omega'' \frac{\partial \eta''}{\partial p}} + \left(\frac{\partial \omega''}{\partial x} \frac{\partial v''}{\partial p} - \frac{\partial \omega''}{\partial y} \frac{\partial u''}{\partial p} \right) + \overline{F}, \quad (3)$$

其中带“ $\overline{\quad}$ ”的量代表网格尺度面积的平均值, 带“ $''$ ”量为对网格尺度平均值的偏差值. 注意对(1)和(2)中各项的面积平均符号“ $\overline{\quad}$ ”已略去了, $\overline{F}$ 为摩擦耗散项.

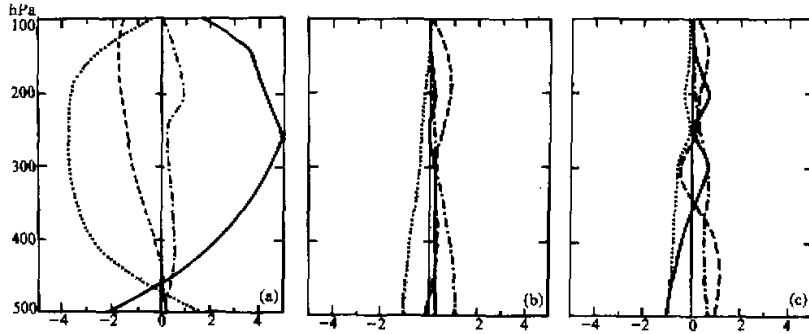


图1 1979年7月月平均场18时青藏高原4500 m 以上区域面积平均涡度方程各项垂直分布图
(单位: $\times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$)

- (a) 散度项(实线)、水平平流项(虚线)、次网格尺度项(点线)以及其余各项之和(点划线),
(b) $\partial \overline{\zeta} / \partial t$ 项(实线)、总瞬变项(虚线)、扭曲项(点线)和 $\overline{\omega \partial \eta} / \partial p$ 项(点划线),
(c) $\overline{\eta' D'}$ 项(实线)、 $\overline{\eta' V \eta'}$ 项(虚线)、 $\overline{\omega' \partial \eta' / \partial p}$ 项(点划线)和扭曲瞬变项(点划线)

图1为1979年7月月平均18时(地方时)青藏高原4500 m 以上区域面积平均涡度方程各项垂直分布图. 可以看出在夏季青藏高原地区涡度方程中主要的大项是散度项、水平平流项和 R 项, 其它项均为小项, 在讨论中可以忽略. 300 hPa 以下的低层主要是 R 项与 $\overline{\eta' D'}$ 项的平衡, 到高空水平平流项的作用逐渐增大, 也抵消一部分散度项的作用, 但不如 R 项强.

Sardeshmukh 和 Hoskins^[3] 认为由于涡度场和散度场的非线性相互作用, 辐散增强时将使 ηD 项中的 η 下降, 从而使该项的作用减少. 他们认为这种过程将起很强的耗散机制的作用. 我们通过对 $\overline{\eta' D'}$ 项的分析, 发现这种耗散机制在夏季高原是不存在的. 由于 R 项的作用, $\overline{\eta' D'}$ 项的作用很小, 而且它的符号与 $\overline{\eta D}$ 项各层基本一致.

各瞬变项的总和 TT 也与散度项同符号, 因此也只能起加强散度项的作用. 对 TT 较强的 250 hPa 场和其日变化场(图略)的分析结果也是如此. 将(1)式各项从 500 hPa 至 100 hPa 进行垂直积分平均, 对其水平分布分析发现(图略), 对平均环流场的维持仍是 R 项, 散度项和水平平流项起主要作用, TT 项分布的空间尺度比较小, 与平均环流场的维持看不出有直接的关系. 由于计算时缺乏近地面层资料, 所以上述的讨论有局限性. 考虑到研究瞬变涡旋对平均场维持的重要性的文章是针对冬季的^[5-7], 我们估计, 由于夏季青藏高原环流场和冬季全球大气环流场相比要稳定得多, 并且次网

格尺度的积云对流活动是夏季青藏高原上的主要现象, 所以网格尺度的瞬变涡旋活动对夏季高原平均场维持的作用和对冬季定常涡旋场形成的作用相比应该小得多。

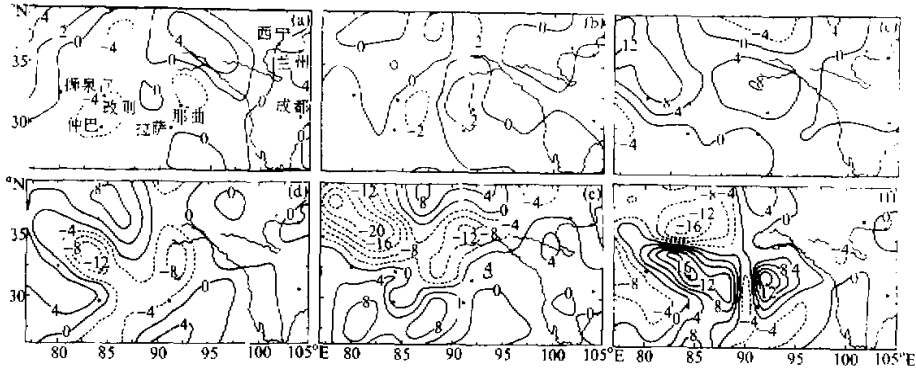


图2 1979年7月月平均场18时青藏高原地区涡度方程主要项分布图 (单位 $\times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$)

(a) 300 hPa 水平平流项, (b) 500 hPa 水平平流项, (c) 300 hPa 散度项,
(d) 500 hPa 散度项, (e) 300 hPa R 项, (f) 500 hPa R 项

R 项是抵消散度项作用的主要项. 该项的作用在水平分布场上也可看出. 图2为300hPa和500hPa层的平流项、R项和散度项的分布, 可以看到R与散度项的分布对应得比较好, 而平流项较弱, 其它各层(图略)也大致如此.

2. 维持夏季高原环流场稳定的物理机制

对任何环流系统, 一般总存在着使系统强度不断增强和使系统强度耗散消失两种物理机制. 当它们共同发生作用并且彼此达到平衡时, 该环流系统就能稳定持久地维持下去.

1) 加强夏季高原环流系统涡旋强度的物理机制

根据前面的结果可知主要的增强机制是高低层气流强大的辐散耦合, 它具有很强的增加高低层系统涡旋能量的能力. 如果仅存在这样一种物理机制, 从涡度方程可推出 $\zeta = \eta_0 e^{-D_0 t} - f$ (η_0 为 $t=0$ 时的绝对涡度), 考虑高原上高空250hPa辐散可达 $6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 高原西部低空辐合最强可达 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ [9], 照此推算, 4天后高层 ζ 将达到 $(-f)$ 的强度而低层的正涡度将增强3万多倍. 强烈的辐散辐合来源于高原上整层上升的强大气流, 而整层上升的强大气流又来源于高原大地形对大气强烈的加热作用和频繁旺盛的对流活动及其伴随的潜热释放的影响. 因此可以说, 高原的热力作用及随之而来的频繁强烈的对流系统活动起着加强高原高低层系统涡旋强度的作用.

2) 耗散夏季高原环流系统涡旋强度的物理机制

为了平衡上述的增强机制, 必须有一个同样强烈的耗散机制存在. 高原上主要的耗散机制是次网格尺度积云对流活动对涡度的输送; 在高层, 水平平流项也起部分作用.

(1) 对次网格尺度项和水平平流项的讨论

由于 R 项是计算涡度方程平衡时的余项, 它其中必然包含各种误差, 但是从第四节的分析可知, R 项中各种误差所占比重很小, 起主要作用的是积云尺度的对流垂直涡度输送作用. 这种输送作用直观的物理图像是大量对流活动系统产生的次网格尺度上升下沉气流将下层正涡度上传, 将高层负涡度下送, 通过垂直搅拌作用将高低层的涡旋强度减弱. 若某对流系统上层的辐散气流主要在系统附近局地下沉, 则它对高原环流场仅起次网格尺度耗散作用; 如果有部分辐散气流流到较大面积的区域外下沉, 这部分辐散气流将加强网格尺度面积平均的辐散气流, 同时增强了低空网格尺度的辐合气流, 对高原环流场起增强作用, 这个对流系统对环流场将同时起增强和耗散两种作用. 高原上的平衡机制是比较复杂的动态平衡.

$\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\eta}$ 项可分解为 $\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\zeta}$ 项和 $\beta \bar{\mathbf{v}}$ 项, 从它们的分布(图略)看, 它们主要在高原所在的纬度带偏北部较强, 南部地区值不大; 对高原主体地区环流场起耗散作用的主要是 $\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\zeta}$ 项, 其波动尺度较小; 由于高空各层均为较稳定的反气旋环流高压带, 所以高层各层 $\beta \bar{\mathbf{v}}$ 场分布比较类似.

(2) 从涡旋能量的维持讨论耗散机制的物理意义

从能量维持的观点看, 非线性过程必然是不同尺度系统间的能量交换过程, 起耗散作用的 $\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\eta}$ 项和 R 项均是非线性项, 因此, 夏季高原涡旋环流场的耗散机制就是非线性相互作用造成的涡旋能量(指 $1/2 \bar{\zeta}^2$, 即涡度拟能)转移. 从我们前面的工作^[9]可知夏季高原上有两个几百至一千公里尺度的上升气流环流系统, 通过非线性的涡旋能量输送可将它们的涡旋能量向更大尺度和更小尺度系统输送. 由于图1是面积平均的结果, 所以 $\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\eta}$ 项的耗散作用是将涡旋能量从面积平均的区域中带到区域以外, 并可能传输给更大尺度的青藏高压系统, 来补偿它们由于摩擦耗散等损失的涡旋动能; R 所代表的物理过程是将网格尺度的涡旋能量输送给次网格尺度系统, 即将高原地区几百至一千公里尺度系统的涡旋动能传输给积云对流系统, 使其活动频繁而强烈.

Sardeshmukh 和 Hoskins^[31]、Sardeshmukh 和 Held^[21] 的观点与我们不同, 他们只承认网格尺度非线性项的作用而不承认网格尺度的涡旋能量向次网格尺度积云对流系统输送的重要性.

三、环流场维持机制的月际变化

1. 5—8月月平均涡度方程诊断分析

我们对1979年5—8月各月月平均涡度方程进行诊断分析, 发现维持方程平衡的仍是3个主要大项 $\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\eta}$ 、 $\bar{\eta} \bar{D}$ 和 R 项, 其它项值都很小, 在讨论时可不考虑它们的影响.

图3为1979年5、6、8月月平均18时涡度方程中3个主要项的青藏高原4500 m以上区域面积平均垂直分布曲线, 可以看出:

(1) 5月涡度方程的平衡主要是水平平流项和散度项的平衡, 次网格尺度量 R 值较小, 主要在450 hPa层以下起作用.

(2) 6—8月次网格尺度量 R 显著加强, 对散度项的平衡起主要的作用, 水平平流

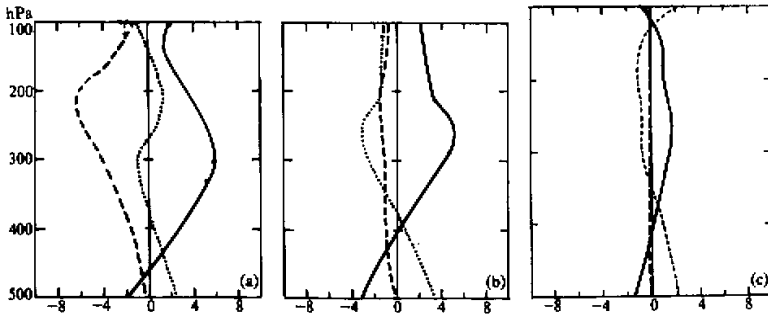


图3 1979年月平均场18时青藏高原4500 m 以上区域面积平均涡度方程散度项(实线)、水平平流项(虚线)和次网格尺度项(点线)垂直分布图
(单位: $\times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$)
(a) 5月, (b) 6月, (c) 8月

项只起次要的作用; 夏季各月高低层环流场的维持机制变化不大, 上节的结论是成立的。

(3) 6、7月在高层水平平流项作用稍强, 8月整层水平平流项均很弱。

2. 各月维持机制的变化细节的原因

(1) 5月东亚环流仍然保持冬季环流的某些特征, 南亚高压还未移上高原(图4a), 高层反气旋流场不强, 主要是西风带控制; 低层气旋性流场也较弱。从(1979年5—8月)那曲地区的天气雷达观测回波发现, 雨季前回波顶高度比雨季中回波顶要低4 km

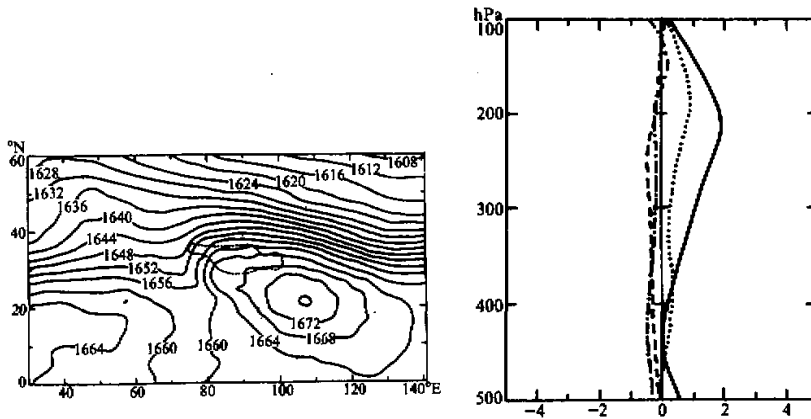


图4 1979年月平均场18时青藏高原地区

(a) 5月100 hPa 位势场(单位: 位势什米, 图中点线区域为青藏高原4500 m 以上区位置),
(b) 5月(实线)、6月(虚线)、7月(点线)和8月(点划线)4500 m 以上区域面积平均涡度方程总瞬变项垂直分布图, (单位: $\times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$)

左右^[10], 这说明 5 月份对流活动是比较浅薄的, 因此积云对流系统对涡度的垂直输送不强, R 值较小, 且主要在低层起作用. 高层水平平流项占主要地位说明在 5 月高原地形水平尺度的涡旋动能主要向高原以外的环流系统输送.

(2) 5 月高原环流系统维持机制有些类似于冬季的情况还表现在相对于其它各月瞬变涡旋 TT 项的输送强度要大 (图 4b), 虽然跟散度项相比还是个小项, 但相对于其它各月还是更接近于冬季定常涡旋的维持机制.

(3) 6 月东亚地区出现季节性的环流突变, 6 月 8 日 100 hPa 高压移到高原上并稳定维持^[11], 西风气流北撤, 高原南半部出现东风气流. 以后 7、8 月青藏高原高压继续稳定维持并有所加强, 在低空出现强辐合气流和气旋性流场, 高层出现深厚的辐散层和反气旋环流并伴随整层上升气流^[9], 同时高原地区潜热释放加热也达到最强^[12], 这将使得对流系统的活动变得频繁而强烈, R 值大反映了积云尺度涡度的垂直输送非常强, 高原主体地区环流场的涡旋能量有相当部分被用来加强次网格尺度积云对流系统了.

(4) 分析水平平流项的月际变化原因时发现, 这项在西风气流区域振幅很强, 而在东风气流区域很弱, 其分界线和风场的分界线非常一致, 各个月均对应得极好 (图略), 其原因尚不很清楚. 由于 6—8 月青藏高原高压移上高原, 西风带北撤, 东风气流出现, 所以水平平流项值也下降, 不足以平衡散度项了. 图 5 为 1979 年 18 时 6—8 月各月月平均 100 hPa 位势场减去 5 月平均场的变化图. 可清楚看出 6—8 月与 5 月的环流场的差别是高原地区东风或偏东北风大大加强了, 尤其 8 月, 东风加强得很厉害, 相对于原来的西风气流相当于增加了几十 m/s 的东风气流, 因此 8 月水平平流项非常弱, 高层几乎为零. 各月其余各层也均出现非常相似的东风气流大大加强的情况, 所以各层水平平流项值均下降了. 水平非线性平流项主要在西风气流区起作用是个很值得深入研究的问题, 它相当于高原上高原地形尺度的涡旋能量主要向西风带中的大尺度和行星尺度系统输送, 起着加强西风带中涡旋系统的作用, 对东风带作用较小. Sardeshmukh 和 Hoskins^[3] 给出的分布图 $\bar{u} \cdot \nabla \eta$ 项也是在低纬度地区很弱在中高纬度地区很强, 这与我们是一致的. 他们认为低纬度地区涡度方程主要的平衡机制是水平平流项和散度项的平衡 (150 hPa) 是不完全的.

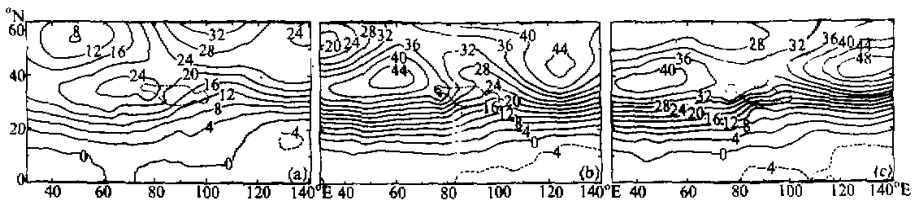


图5 1979 年月平均月际变化 18 时 100 hPa 位势场
(单位: 位势什米, 图中点线区域为青藏高原 4500 m 以上区位置)
(a) 6 月减 5 月, (b) 7 月减 5 月, (c) 8 月减 5 月

四、夏季高原环流场及其维持机制的逐日变化和日变化分析

由于次网格尺度项是计算涡度方程平衡时的余差项, 它其中必然包含了各种误差. 为

了弄清积云对流活动过程在次网格尺度项 R 中的重要性, 确认 R 项的物理本质, 验证前面的结论, 我们对 1979 年夏季高原环流场的维持机制进行了逐日变化和日变化分析.

1. 环流场及其维持机制的逐日变化分析

1) 7 月散度、垂直速度和涡度的逐日变化分析

图 6 为 1979 年 7 月 18 时高原 4500 m 以上区域面积平均 250 hPa 和 500 hPa 层 D 、 ω 和 ξ 逐日变化图, 图下的直方图为从卫星云图分析^[11]得到的对应区域的云量逐日变化情况. 云量变化是从 15 时可见光云图得到, 并且用 OLR 资料进行了验证, 云的类型主要是对流细胞状云系, 故云量的变化可看作是积云对流系统活动强弱的标志. 将积云对流系统活动的强弱与各环流量的变化关系进行对照比较可明显看出, 在积云对流活动强时, 低空辐合和高空辐散都大大加强, 同时上升运动 ω 也大大加强, 对应关系非常好. 当对流活动很弱时, 上述各量都向反方向变化, 甚至会改变符号. 从 250 hPa 图上可看出散度和涡度之间的反位相变化关系并不好, 这说明由于存在积云对流尺度的涡度输送耗散机制, 辐散增强时负涡度不一定增加, 从而大大削弱了散度场和涡度场之间的非线性相互作用, 使月平均的 $\overline{\eta' D'}$ 项很小.

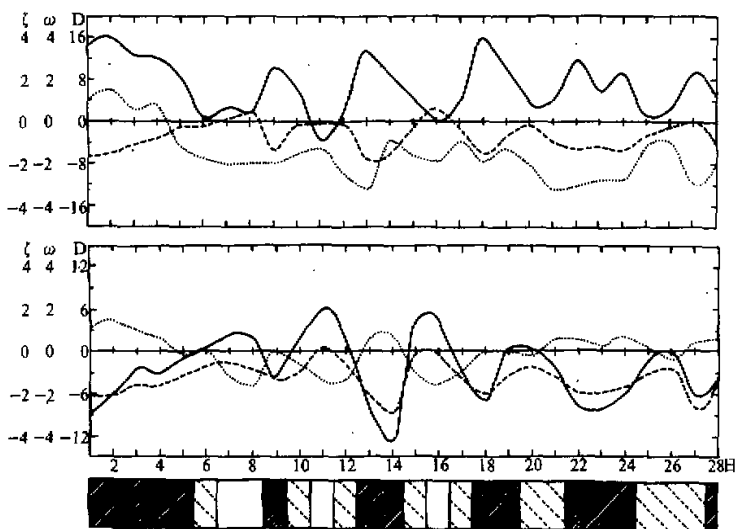


图 6 1979 年 7 月 18 时 250 hPa (上图)、500 hPa (中图) 青藏高原 4500 m 以上区域面积

平均散度(实线)、垂直速度(虚线)和相对涡度(点线)逐日变化图

(单位: $D, \times 10^{-6} s^{-1}$; $\omega, \times 10^{-3} hPa s^{-1}$; $\xi, \times 10^{-5} s^{-1}$)

下图为对应区域积云对流活动强弱变化情况(从 GMS1 卫星云图资料得到), 深阴影区为强对流活动日期,

浅阴影区为中等对流活动日期, 空白区为弱对流活动日期

由于云量估计和计算环流场所用的资料来源不同, 但它们的对应关系又非常好, 这说明使用的计算资料是可靠的.

2) 7 月逐日积云对流活动强弱的变化对高原环流场维持机制的影响

逐日涡度方程为

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \eta + \omega \frac{\partial \eta}{\partial p} + \eta D + \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) + R = 0, \quad (4)$$

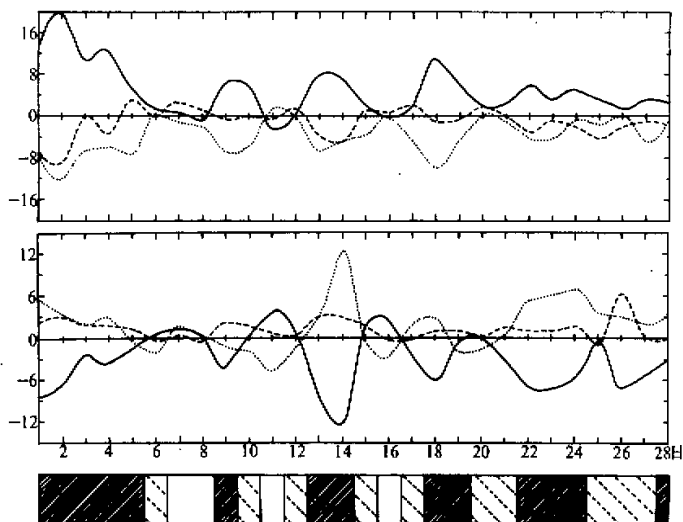
其中 $\eta = \zeta + f$ 为绝对涡度, R 为计算的余项.

图7 1979年7月18时250 hPa(上图)、500 hPa(中图)青藏高原4500 m以上区域面积平均散度项(实线)、水平平流项(虚线)和次网格尺度项(点线)逐日变化图
(单位: $\times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$)

下图为对应区域积云对流活动强弱变化情况(从GMSI卫星云图资料得到),深阴影区为强对流活动日期,浅阴影区为中等对流活动日期,空白区为弱对流活动日期

图7为1979年7月18时250 hPa和500 hPa层青藏高原4500 m以上区域面积平均涡度方程3个主要项的逐日变化图, 下图为该区域从卫星云图和OLR资料得到的云量分析(同图6), 代表积云对流系统活动的强弱. 从图上可以看出, 积云对流活动的强弱明显地改变 R 项和散度项的大小; 当积云对流活动加强时, 随着散度场的变化, ηD 项大大加强, 同时低层 R 的正值和高层 R 的负值也大大加强, 变化幅度很大; ηD 项和 R 项反相关变化关系较好, 抵消散度项作用的耗散机制主要是 R 所代表的次网格尺度过程; 除个别日外, 水平平流项所起的作用是次要的. 我们还将1979年5—8月各月6时和18时150 hPa层 R 负值最强的一天找出来, 发现均对应着 ω 上升很强同时高层辐散也很强的情况. 说明对于高原高低层环流系统的维持, 高原上频繁而强烈的积云对流活动起着很重要的作用; 同时也说明尽管 R 项是涡度方程计算的余项, 它的主要部分仍是次网格尺度积云对流活动对涡度的非线性输送, 其他成分如计算误差等所占比重很小.

从其它区域(如高原东西两个对流活动上升中心区域)以及各层(图略)的逐日变化分析中上述图6、图7中的各变化关系都明显地存在,说明上面积云对流与环境场的相互关系的结论是可靠的,验证了我们前面对 R 项和 $\overline{\eta D}$ 项的物理过程分析是正确的。

3) 各月涡度方程诊断分析的逐日变化

我们曾讨论了高原环流场维持机制的月际变化情况及其原因,下面我们讨论各月涡度方程诊断分析的逐日变化情况。

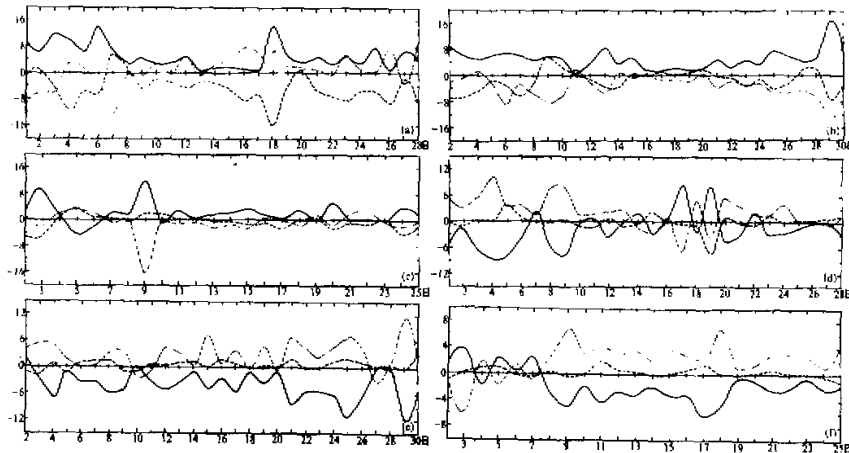


图8 1979年18时青藏高原地区4500 m 以上区域面积平均涡度方程散度项(实线),
水平平流项(虚线)和次网格尺度项(点线)逐日变化图

(单位: $\times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$)

(a) 5月 250 hPa, (b) 6月 250 hPa, (c) 8月 250 hPa,

(d) 5月 500 hPa, (e) 6月 500 hPa, (f) 8月 500 hPa。

图8为1979年5、6、8月18时各月高原4500 m 以上区面积平均的涡度方程3个主要项的逐日变化曲线,层次为250 hPa 和500 hPa 层。从图上分析可看出,5月高层流场对涡度方程中散度项的平衡基本全靠水平平流项, R 项作用很小,在大部分时段中 R 项与 ηD 项同符号,对 ηD 项没有抵消作用。由于雨季前存在比较浅薄的对流活动^[10],所以5月在低层 R 项作用较突出而平流项作用变小。6—8月无论在低层或高层 R 项均与 ηD 项呈现反相关变化,是平衡散度项的主要项,水平平流项仅占次要的地位;同时从500 hPa 场 ηD 项变化也可知6—8月低层辐合气流比5月加强,这些说明季节转变后青藏高原上的对流活动大大加强了,而水平平流项的作用变弱了。

从其它各层图上也有类似结果。8月水平平流项的瞬变部分 $\overline{\mathbf{v}' \cdot \nabla \eta'}$ 要大于 $\overline{\mathbf{v} \cdot \nabla \eta}$,各层振幅相差的倍数平均为6.9倍,并且主要在高层相差较大(图略),虽然 $\overline{\mathbf{v}' \cdot \nabla \eta'}$ 较强,但从8月250 hPa 图上看出仍然可以认为 R 项是平衡散度项的主要项,从200 hPa 和300 hPa 逐日变化图(图9)也可清楚看出在8月 R 在平衡关系中的主导地位。其它各月, $\overline{\mathbf{v}' \cdot \nabla \eta'}$ 的作用很小,对水平平流项的重要性没有影响。

季节转换前后积云对流活动强弱的变化对涡度方程中的散度项和 R 项产生了极大的

影响, 这验证了我们对它们物理本质的认识是正确的。

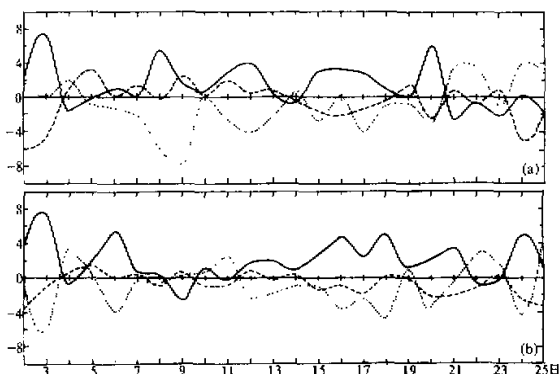


图9 1979年8月18时青藏高原地区4500 m以上区域面积平均涡度方程散度项(实线)、水平平流项(虚线)和次网格尺度项(点线)逐日变化图
(单位: $\times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$),
(a) 200 hPa, (b) 300 hPa

2. 涡度方程平衡关系的日变化分析

图10a是1979年7月月平均高原4500 m以上区域面积平均的涡度方程3个主要平衡项的日变化垂直分布图, 日变化强度定义为18时的值减去6时的值。从图上可看到, 随着白天积云对流系统活动的发展, 涡度方程中散度项和次网格尺度项相应有很强的日变化, 水平平流项的日变化相对较弱。图10b—c为散度项和次网格尺度项日变化最强的250 hPa和500 hPa图, 可看出这两项日变化最强区均位于高原上东西两个对流上升中心位置上。这两项日变化在高层, 高原东西部区域强度差不多, 低层500 hPa东部变化较大。由于高原西部地面至500 hPa层平均辐合气流的日变化要强于东部, 而500 hPa层的辐合气流日变化要比东部弱^[14], 高原西部地区对流活动比较浅薄, 但很频繁^[15], 所以高原西部低层日变化应主要表现在地面附近, 500 hPa日变化应该比高原东部弱些。

高原白天对流活动的增强引起涡度方程平衡关系发生大的日变化的显著例子是1979年6月的情况, 此期间正处于季节转换时期。图11a为月平均6时(18时图见图3b)高原4500 m以上区域面积平均涡度方程主要大项的垂直分布图, 可看出早上的涡度平衡关系接近于5月的特征, 反映对流活动强度的 R 项值很小, 平衡主要是水平平流项和散度项的平衡; 18时, 对流活动增强, R 项大大增加, 方程的平衡关系与典型的夏季特征一致, 是次网格尺度项与散度项平衡为主, 水平平流项在200 hPa以上的高空才变得较重要。图11b是该月月平均100 hPa位势日变化场, 在高原上空有两个强大的日变化中心, 位置大致对应于两个上升气流中心^[9], 强度分别达56和68位势米。这样强的位势场日变化所反映的强大的白天下垫面加热, 使得对流活动在涡度方程平衡关系中的作用得到充分的体现。

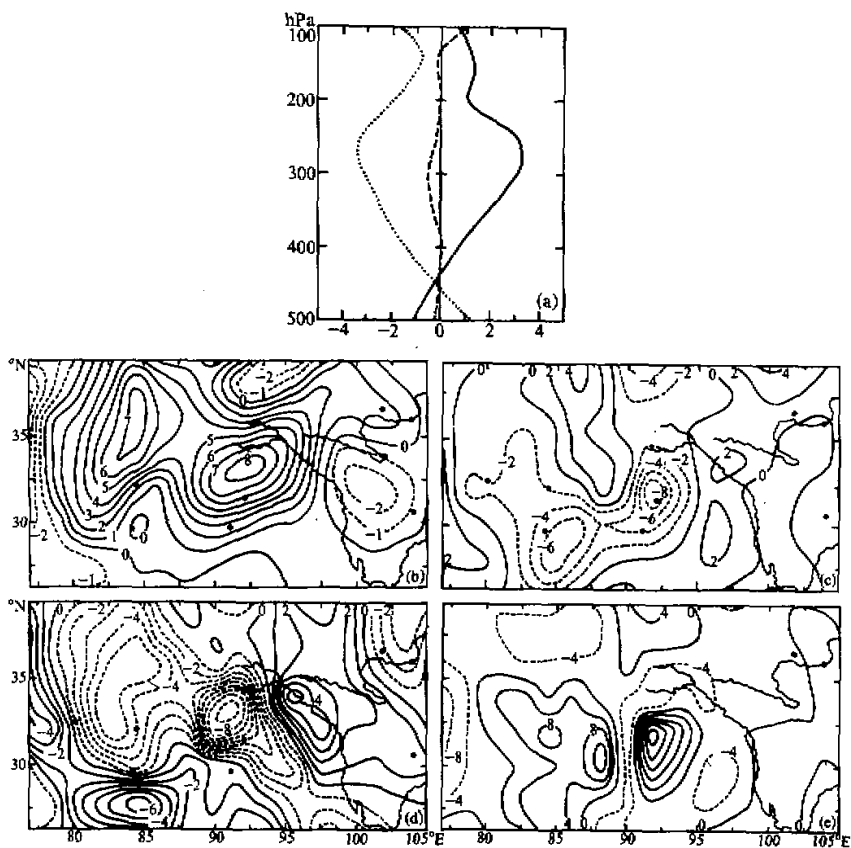


图 10 (a) 1979 年 7 月月平均青藏高原 4500 m 以上区域面积平均涡度方程散度项(实线)、水平平流项(虚线)、次网格尺度项(点线)日变化垂直分布图(单位: $\times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$), (b) 250 hPa 散度项; (c) 500 hPa 散度项, (d) 250 hPa 次网格尺度项, (e) 500 hPa 次网格尺度项

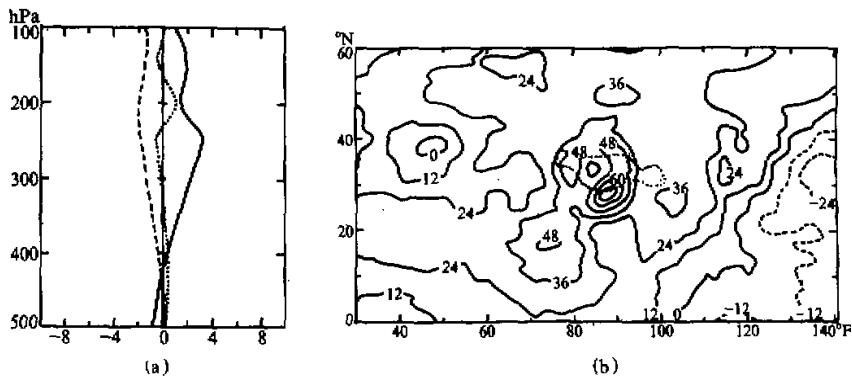


图 11 (a) 1979 年 6 月月平均 6 时青藏高原 4500 m 以上区域面积平均涡度方程散度项(实线)、水平平流项(虚线)、次网格尺度项(点线)垂直分布图(单位: $\times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$), (b) 1979 年 6 月月平均 100 hPa 位势日变化场(点线区域同图 5)。

日变化分析和前面的逐月逐日变化分析结果一致, 都表明积云对流活动强弱的变化可以明显地改变涡度方程的平衡关系及高原环流场的维持机制, 从而验证了 R 项的物理意义。

五、热带对流活动区域涡度方程诊断及 同高原地区结果的比较

这一节我们将比较夏季青藏高原的对流活动与热带海洋对流活动对大型环流作用的异同。为了便于比较, 我们选用和前面分析同时期的 1979 年 7 月欧洲中心 FGGE-III b 资料进行分析。考虑科里奥利参数变化的影响, 经过卫星云图分析, 选取了靠近赤道的一个区域(网格点范围为 $3.75^{\circ} - 7.5^{\circ}\text{N}$, $138.75^{\circ} - 142.5^{\circ}\text{E}$)和离赤道稍远的一个区域(网格点范围为 $9.375^{\circ} - 13.125^{\circ}\text{N}$, $114.375^{\circ} - 118.125^{\circ}\text{E}$); 它们各自的平均科里奥利参数分别为 $\bar{f} = 1.429 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $\bar{f} = 2.844 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。这两个区域均是卫星云图上积云对流系统最活跃的地区, 尤其近赤道区, 一个月中绝大部分日子都被对流云覆盖着。

1. 热带强对流活动地区涡度方程的诊断分析

1) D 、 ω 分析

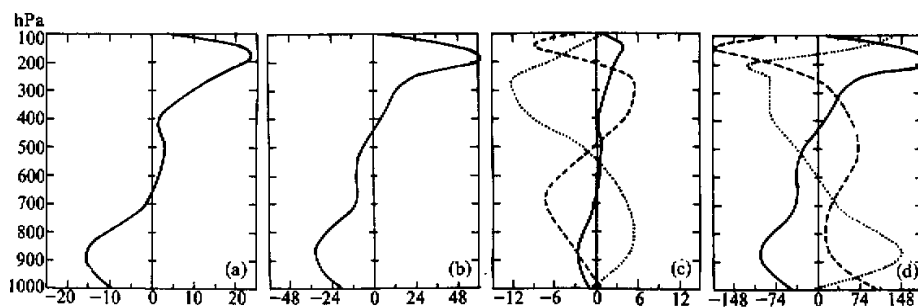


图 12 (a) 1979 年 7 月月平均 00 z 近赤道区 ($138.75^{\circ} - 142.50^{\circ}\text{E}$, $3.75^{\circ} - 7.50^{\circ}\text{N}$)

区域面积平均散度垂直分布图 (单位: $\times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$) ,

(b) 1979 年 7 月月平均 00 z 远赤道区 ($114.375^{\circ} - 118.125^{\circ}\text{E}$, $9.375^{\circ} - 13.125^{\circ}\text{N}$)

区域面积平均散度垂直分布图 (单位: $\times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$) ,

(c) 1979 年 7 月月平均 00 z 近赤道区 ($138.75^{\circ} - 142.50^{\circ}\text{E}$, $3.75^{\circ} - 7.50^{\circ}\text{N}$) 区域面积平均涡度方程散度项 (实线), 水平平流项 (虚线) 和次网格尺度项 (点线) 垂直分布图 (单位: $\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$) ,

(d) 1979 年 7 月月平均 00 z 远赤道区 ($114.375^{\circ} - 118.125^{\circ}\text{E}$, $9.375^{\circ} - 13.125^{\circ}\text{N}$) 区域面积平均涡度方程散度项 (实线), 水平平流项 (虚线) 和次网格尺度项 (点线) 垂直分布图 (单位: $\times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$)

在两个区域, 均是上午 (00 z) 的对流系统活动强于晚上 (12z)。图 12a, b 分别是 1979 年 7 月月平均近赤道区和远赤道区面积平均散度垂直分布曲线, 可看出两个区域散

度垂直分布很相似, 都是低层辐合高层辐散的典型对流活动区域的散度分布. ω 的垂直分布曲线在两个区域也很相似(图略), 都是整层上升气流, 仅在 1000 hPa 层有很弱的下沉气流.

2) 近赤道区涡度方程诊断分析

涡度方程的计算仍表明, 方程维持平衡的主要大项是水平平流项, 散度项和 R 项. 其他项很小, 可略去. 图 12c 是 1979 年 7 月月平均 00 z 近赤道区面积平均涡度方程 3 个主要项的垂直分布曲线. 从图可看出, 因为近赤道区科里奥利力很弱, 散度项值不大, 仅在近地面附近和 150 hPa 层有相当于其它两项振幅一半左右的值. 方程主要是水平平流项和 R 项的平衡; 水平平流项起着增强上层反气旋性环流和低层气旋性环流场的作用, 仅在 150 hPa 层不同; R 项起着抵消水平平流项的耗散作用.

该区域涡旋环流场的维持机制是非线性的不同尺度系统间的涡旋能量输送起主要作用. 区域尺度的环流系统高低层均通过非线性相互作用从更大尺度的环流场中吸取涡旋动能, 再通过非线性相互作用转送给积云尺度对流系统, 从而基本维持稳定. 最后的结果是, 积云尺度对流系统从大尺度环境流场得到涡旋能量. 同时由于科里奥利力很弱, 对流活动造成的平均高层辐散和低层辐合气流动能转换成给予环境流场的涡旋动能较少. 这些就是近赤道区对流活动强盛时的主要物理图象.

近赤道区晚上 9 时 (12z) 积云对流活动已大大减弱(图略), 对流活动多为中低层浅薄系统, 高层 R 值大为减弱; 500 hPa 层以下层次的环流维持机制和早上 9 时 (00z) 的差不多; 散度项和水平平流项变化不大, 对流活动日变化与 R 值变化的关系清楚表明 R 项的物理意义是次网格尺度的积云对流活动涡度输送项.

在近赤道区, 总瞬变项 TT (图略) 作用与 R 项作用相同, 是减弱高低层环流系统的, 但其值要小, 尤其是高层较小. 总瞬变项中起主要作用的是 $\overline{v' \cdot \nabla \eta'}$ (图略). $\overline{\eta' D'}$ (图略) 项在高层很小, 仅在近地面层才有些作用.

3) 远赤道区涡度方程诊断分析

图 12d 是对应于图 12c 的远赤道区分布图. 和近赤道区比较, 发现两者虽同是强对流活动区, 但由于科里奥利力不同, 环流场的维持机制也存在差别, 在许多方面远赤道对流区比较接近夏季青藏高原的情况. 从图上可看出由于科里奥利力增大近一倍, 平均辐合辐散气流比近赤道区加强了, 散度项在涡度方程中变得很重要了; 而反映积云对流活动强弱的 R 项与近赤道区相近; 在高层, 主要是水平平流项和 R 项作为耗散项平衡散度项; 中低层 R 项是主要的耗散项, 中层与水平平流项平衡, 低层与散度项平衡. 其平衡关系介于近赤道区和夏季青藏高原地区的情况之间, 环流场的维持机制也就两种机制过程的内容兼而有之.

晚上(图略)和近赤道区类似, 对流活动大大减弱, 高层 R 值大大减弱, 低层 R 值和辐合气流项也有所减小.

总瞬变项 TT (图略) 在中高层起耗散作用, 低层起加强作用, 但和其它大项比不重要. 与近赤道区不同, $\overline{\eta' D'}$ (图略) 在低层很小, 而在 150—200 hPa 高层有略大的负值, 对 $\overline{\eta' D'}$ 项有些抵消作用, 但影响不大. 散度场和涡度场之间的非线性相互作用耗散机制^[3] 在离赤道较远的热带地区存在, 但不重要.

2. 热带强对流区环流场维持机制与夏季高原地区状况的主要差别

由于远赤道区的状况介于近赤道区和夏季青藏高原状况之间，所以仅讨论一下近赤道区的情况，将涡度方程平衡关系进行比较发现：

(1) 两个区域 R 项都很大，是涡度方程平衡关系中的主要耗散项，可以认为，这是对流强盛区域的共同点，是区域尺度涡旋能量向积云尺度对流系统进行非线性输送的体现。

(2) 由于科里奥利力不同，两个区域散度项作用程度不同。

(3) 两个区域水平平流项作用不同。在近赤道强对流活动区的高低层，水平平流项对区域尺度环流系统都起很大的加强作用（最高层除外），是涡度方程平衡的主要大项；而在夏季高原地区水平平流项仅起耗散作用，相对于 R 项其值较小，尤其在低层值很小。

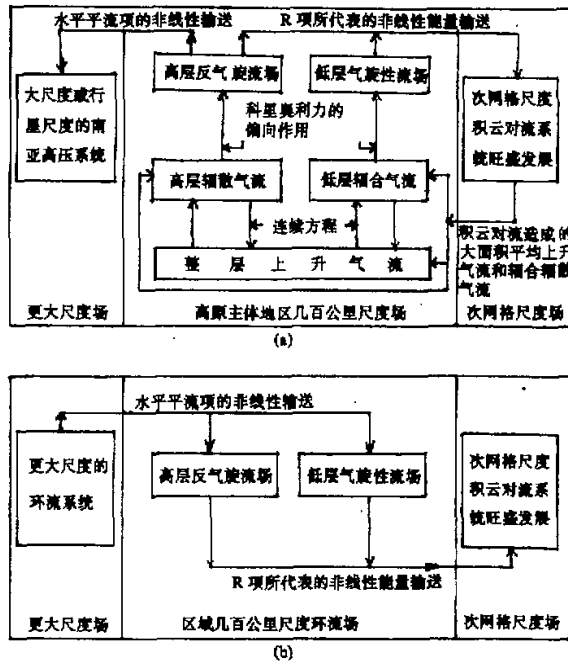


图 13 (a) 夏季青藏高原涡旋系统维持稳定的主要涡旋动能交换的物理过程框图，
(b) 热带近赤道强对流活动区域环流系统维持稳定的主要涡旋动能交换的物理过程框图

图 13 是夏季高原和近赤道强对流区的涡旋能量输送的主要物理过程框图，可看出两个区域的环流场维持机制有显著不同。高原地区夏季下垫面加热很强，是个很强的能量来源，它必须向外传至高原区域以外才能使高原内部环流系统的涡旋能量保持稳定，这就要求水平平流项造成的非线性涡旋能量传输方向由高原尺度系统指向更大尺度系统，起耗散作用。能量的向外输送还有其它途径，这里不再详细讨论。在热带低纬

地区, 科里奥利力很小, 强大的潜热释放所转换成的大量动能多为无旋风场, 仅靠辐散辐合气流产生的涡旋能量不足以满足区域尺度系统和积云对流系统的需求, 所以区域尺度的环流场一定要从更大尺度环流场得到涡旋能量, 才能补偿向次网格尺度积云对流系统进行输送的损失, 这就要求水平平流项在局地区域中起加强高低层环流系统的作用。

我们的讨论仅限于涡旋动能的动力学维持关系, 不涉及无旋风分量的动能维持关系(低纬科里奥利力小, 无旋风分量很强)。

六、结 论

总结本文, 主要结论有:

(1) 夏季青藏高原月平均涡度方程平衡关系为 300hPa 以下低层主要是次网格尺度项和散度项的平衡, 到高空水平平流项的耗散作用逐渐增大, 但不如次网格尺度项强, 涡度方程其余各项均很小。

(2) 使夏季青藏高原高低层环流场加强的物理机制是高低层气流强大的辐散辐合, 而平衡这种增强机制的耗散机制是积云对流系统对高低层涡度的上下搅拌垂直输送作用和网格尺度水平平流项的非线性耗散作用, 其中前者起主要的作用; 瞬变涡旋的涡度输送以及涡度场和散度场之间的非线性相互作用对于环流场的维持均是不重要的。

(3) 从涡旋能量维持的角度看, 夏季青藏高原高低层环流场的维持大致是高原尺度环流系统的涡旋能量通过非线性过程, 分别向高原区域以外更大尺度的青藏高压系统和次网格尺度的对流系统输送, 补充前者的涡旋能量损耗使之强度位置保持稳定, 促进后者的发展; 这种输送的损失由强大的高低层辐散辐合气流产生的涡旋能量补充, 从而维持了高原地区环流场的稳定。

(4) 当东风气流分量加强时, 涡度方程中水平平流项的耗散作用变弱, 在西风场中水平平流项的耗散作用较强。

(5) 当积云对流活动加强时, 高原主体地区的平均上升气流大大加强, 高空辐散和低空辐合大大加强, 同时涡度方程中的散度项和次网格尺度项也大大增强, 对应关系很好; 当积云对流活动减弱时, 上述各量都向反方向变化, 甚至会改变符号, 说明夏季高原上存在的强盛频繁的积云对流活动对高原平均环流场的维持很重要; 也说明 R 项中的主要成分是次网格尺度积云对流系统活动对涡度的非线性输送。

(6) 在赤道附近热带强对流活动区域的涡度方程诊断分析表明, 由于科里奥利力小, 散度项作用小, 方程主要是起耗散作用的次网格尺度项和水平平流项平衡。这种区域环流场的维持机制与夏季高原地区的不同点, 主要表现在前者高层和低层的区域尺度环流场通过非线性作用都从更大尺度环流场得到涡旋能量, 并把涡旋能量转送给次网格尺度积云对流系统, 使自身维持稳定。而后者高低层区域尺度的环流场通过非线性作用将涡旋能量分别向高原区域以外更大尺度的系统和次网格尺度的对流系统输送, 输送的损失由强大的高低层辐散辐合气流产生的涡旋能量补充, 从而维持了高原地区环流场的稳定。离赤道较远区域的情况介于夏季高原和近赤道区域之间。

文中有关内容的细节可参阅文献 [16], 本文的下一部分将讨论夏季青藏高原的热力层结状况和高层大气高温高湿状况维持的物理过程。

致谢：感谢国家气象局气象科学研究院季风组何家骅和樊云提供的详细完整的青藏高原资料以及他们和朱福康先生对我们的支持和帮助；感谢谢安先生提供的 OLR 资料和对我们的支持。

参 考 文 献

- [1] Holton, J.R. and Colton, D.E., 1972, A diagnostic study of the vorticity balance at 200 mb in the tropics during the northern summer, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1124 — 1128.
- [2] Sardeshmukh Prashant D. and Held, Isaac M., 1984, The vorticity balance in the tropical upper troposphere of a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 41 (5), 768 — 778.
- [3] Sardeshmukh, Prashant D. and Hoskins, Brian J., 1985, Vorticity balances in the tropics during the 1982 — 1983 El Nino-Southern Oscillation event, *Quart. J.R. Meteor. Soc.*, 111, 261 — 278.
- [4] 叶笃正, 李吉顺, 高登义, 1974, 夏季青藏高原对流活动对平均环流维持的作用青藏高原气象论文选编 (1974), 19 — 28.
- [5] Holopainen, E.O. and Oort, A.H., 1981, Mean surface stress curl over the ocean as determined from the vorticity budget of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 38, 262 — 269.
- [6] Holopainen, E.O. and Oort, A.H., 1981, On the role of large-scale transient eddies in the maintenance of the vorticity and enstrophy of the time-mean atmospheric flow, *J. Atmos. Sci.*, 38, 270 — 280.
- [7] Opsteegh, J.D. and Vernekar, A.D., 1982, A simulation of the january standing wave pattern including the effects of transient eddies, *J. Atmos. Sci.*, 39, 734 — 744.
- [8] 樊云, 1985, 1979 年夏季青藏高原大气的能量收支及其对环流变化的影响北京气象学院论文集 — 校庆卅周年论文专集, 101 — 110.
- [9] 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄, 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析
II. 环流场的主要特征及其大型垂直环流场, 大气科学, 16, 第二期.
- [10] 章基嘉等, 1988, 青藏高原气象学进展, 科学出版社, 207 — 211.
- [11] 罗四维, 姚兰昌, 1984, 1979 年青藏高原地区由春入夏的季节转变青藏高原气象科学实验文集 (一), 科学出版社, 193 — 202.
- [12] 叶笃正, 高由禧等编, 1979, 青藏高原气象学, 科学出版社, 7.
- [13] 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄, 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析
I. 盛夏高原西部地区的水汽状况, 大气科学, 16, 第 1 期, 41 — 51.
- [14] 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄, 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析
V. 日变化分析, 大气科学, 待发表.
- [15] 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄, 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析
IV. 热力层结状况的分析和高空大气高温高湿状况维持的物理过程, 大气科学, 待发表.
- [16] 杨伟愚, 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析, 博士论文, 中国科学院大气物理研究所, 北京, 1988 年.

The Influence of the Tibetan Plateau on the Summer Thermal and Circulation Fields over East Asia

III. Physical Mechanisms of Maintaining the Stable Circulation Fields

Yang Weiyu Ye Duzheng Wu Guoxiong

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing, 100080*)

Abstract

Based on the Revised ECMWF FGGE Level-III b data which has been corrected by the Tibetan Plateau Meteorology Experiments data, the vorticity balances, and their inter-monthly variability, day-to-day change and diurnal variation, in the Tibetan Plateau atmosphere during the summer of 1979 are analysed. The results are compared with the strength of cumulus convective activities. The physics mechanisms of maintaining the stable circulation fields are detailed, and compared with the status in the tropical strong convective activity areas.

The budget is that, a large stretching term ηD nearly being compensated by the subgrid-scale process term in lower layers, and by the subgrid-scale process term and the horizontal vorticity advection term in upper levels. The other terms are very small. As soon as the strength of the cumulus convective activities vary, all the vertical velocity, the divergence and the stretching term as well as the subgrid-scale process term have large variations. Such good relationships show that the strong and frequent cumulus convective activities have great effects on the forming and maintaining the mean circulation fields on the plateau.

The enhancing mechanism is the strong divergence and convergence processes. The dissipating mechanisms are the vorticity transporting effect of cumulus convective activities, which can mix vorticities in different levels, and the nonlinear grid-scale horizontal vorticity advections whose effects are smaller than former. The other dissipating mechanisms, such as transient eddy forcing, are very small.

Key words: Vorticity budget; Subgrid-scale dissipating term; Vortex energy transferring; month-to-month, day-to-day change and diurnal variation.