

定常波和瞬变波在亚洲季风区大气水分循环中的作用*

伊 兰

陶诗言

(国家气候中心, 北京, 100081)

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

摘 要

利用欧洲中心 ECMWF 10a 逐日资料, 对定常波和瞬变波在亚洲季风区大气水分循环中的作用进行了计算分析。结果表明, 瞬变涡动总把水汽从高水汽含量区送到低水汽含量区, 实现与平均环流相反的输送, 维持了热带地区和中高纬地区水汽的平衡。夏季定常涡动输送的经向分量是将水汽从热带向副热带输送的主要机制, 而瞬变涡动输送的经向分量则是把水汽从副热带输送到中高纬的主要机制。由于季风经圈环流的存在, 使得亚洲季风区的热带地区为重要的水汽源区, 而其副热带和中纬度地区是水汽汇区, 这与同纬度其它地区相反。

关键词: 水汽输送, 定常涡动, 瞬变涡动, 季风经圈环流, 水汽源(汇)。

1 引 言

大气中水汽输送和收支的研究是大气环流的重要问题之一, 它不仅与大气环流系统和天气系统中的水汽含量的多寡有关, 而且更重要的是它也与大气中可能的潜热释放或加热有关。1983 年 Peixoto 和 Oort^[1] 把能表征气候状态的水圈清晰地划分为大气水圈和陆地水圈两个分支, 并且强调指出, 对大气中各种水汽运动场即水循环的大气分支的研究有助于提高对全球水循环的认识, 是了解大气环流动力学和地气系统能量的一个重要方面。对水循环大气分支的透彻了解更是研究陆地分支及地气系统水循环或水平衡的基础。

1971 年 Oort 和 Rasmusson^[2] 首次编汇了北半球的大气环流统计。此后, Newell 等^[3]、Peixoto 和 Oort^[1] 及吴国雄、刘还珠^[4] 等又对热带地区及全球范围进行类似的计算。在这些统计工作中, 大气的基本场及输送特征被分解为随时间瞬变的及定常的两或三部分, 从而揭示大气中定常波和瞬变波不同的运动特征及其对大气环流的贡献。本文将运用这种分解手段来探讨定常波和瞬变波在亚洲季风区大气水分循环中的作用。

2 资料与计算过程

本文选取欧洲中心 ECMWF 全球 10a(1979 年 12 月 31 日-1989 年 12 月 31 日) 逐日资料, 包括风场(u, v, w)、温度场(t)、相对湿度(RH) 5 个要素。范围是亚洲季风区(30 S-70 N, 40-150 E)。

对任一物理量 $A = \bar{A} + A^* = [\bar{A}] + \bar{A}^* + A$

* 初稿时间: 1995 年 12 月 28 日; 修改稿时间: 1996 年 3 月 13 日。

由于 $\overline{A} = 0$, 常用 $(\overline{A^2})^{\frac{1}{2}}$ 表示瞬变扰动的(时间平均)强度。

由于 $[\overline{A^*}] = 0$, 常用 $[\overline{A^{*2}}]^{\frac{1}{2}}$ 表示定常扰动的(纬向平均)强度。

对比湿 q 有:

$$q = [\bar{q}] + \bar{q}^* + q \quad (1)$$

本文计算了如下一些物理量:

可降水量 $W = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} dp$, 其中 “ $\bar{\quad}$ ” 表示月平均, P_s 为单位面积气柱的地面气压, P_t 为

大气柱顶层气压;

$$\text{纬向水汽输送 } \bar{Q}_\lambda = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} u dp;$$

$$\text{经向水汽输送 } \bar{Q}_\varphi = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} v dp;$$

$$\text{垂直方向水汽输送 } \bar{Q}_p = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} \omega dp。$$

以上计算中整层积分采用梯形公式。

为了了解平均环流、定常涡动和瞬变涡动对水汽输送的作用, 对水汽通量进行时间平均和从 40—150 E 的纬向平均, 并作如下展开:

$$[\overline{qv}] = [\bar{q}][\bar{v}] + [\bar{q}^* \bar{v}^*] + [\overline{qv}] \quad (2)$$

上式中, $[\bar{q}][\bar{v}]$ 代表平均经圈环流的输送; $[\bar{q}^* \bar{v}^*]$ 代表定常涡动输送; $[\overline{qv}]$ 代表瞬变涡动输送。类似有:

$$\begin{aligned} [\overline{q\omega}] &= \frac{1}{g} [\bar{q}][\bar{\omega}] dp + \frac{1}{g} [\bar{q}^* \bar{\omega}^*] dp + \frac{1}{g} [\overline{q\omega}] dp \\ &= [\bar{Q}_\omega] + [\bar{Q}_\omega^*] + [\overline{Q}_\omega] \end{aligned} \quad (3)$$

为了表示大气中三维的水汽循环, 可用水汽流线来刻画水汽的经向输送。水汽流函数由下式确定:

$$\begin{cases} \frac{\partial \Psi_q}{\partial \varphi} = \frac{2\pi a}{g} \cos \varphi [\overline{qv}] \\ - \frac{\partial \Psi_q}{a \partial p} = \frac{2\pi a}{g} \cos \varphi [\overline{q\omega}] + \bar{q} \omega \end{cases} \quad (4)$$

设大气顶部 $\Psi_q = 0$, 对上面方程由上而下积分可得 (φ, p) 剖面中的 (Ψ_q) 场(忽略 $q_c \omega$)。地面流线开始地区正是水汽源区(蒸发大于降水), 地面流线结束的地区正是水汽汇区(降水大于蒸发)。

计算说明: (1) 在整层积分时考虑地形; 地形以下等压面上的值不作梯形累加, 地形处的值由其以上和以下各等压面的值用 Lagrange 插值得到; (2) 夏季指 6—8 月平均, 冬季指 12—2 月平均; (3) 计算均使用 ECMWF 00 时的资料。

3 时间平均的大气水汽含量及其变率

图 1 是亚洲季风区比湿的时间均方差的纬度-高度剖面图。可见水汽场全年平均的瞬

变扰动的强度在 35°N 1000hPa 最强(4.8g/kg), 在 20°S 850hPa 高度处有一次大中心, 扰动强度值为 3.37g/kg。冬季 13°N 和 23°S 850hPa 水汽的瞬变扰动最大。夏季扰动中心北移, 最大扰动中心在 35°N 和 40°N 低层 1000hPa 处, 并且在高纬 65°N 850hPa 也出现扰

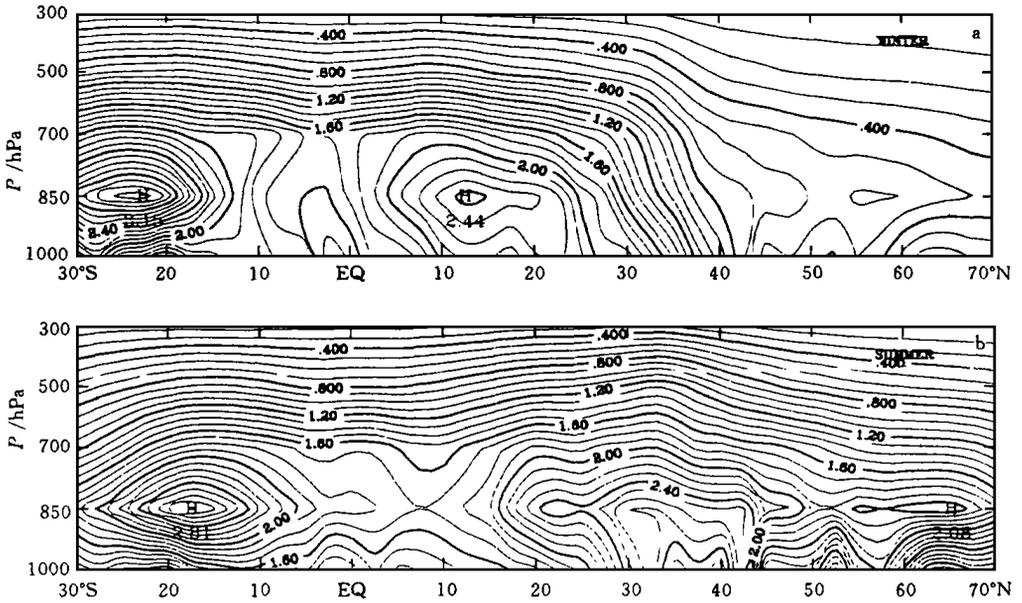


图 1 比湿的瞬变扰动强度的垂直剖面结构
(a. 冬季; b. 夏季。单位: g/kg)

动中心。与全球纬圈平均的水汽瞬变扰动的纬度-高度剖面相比(见 Peixoto^[1]文中图 3), 亚洲季风区水汽的瞬变扰动强度明显大于全球纬圈平均。

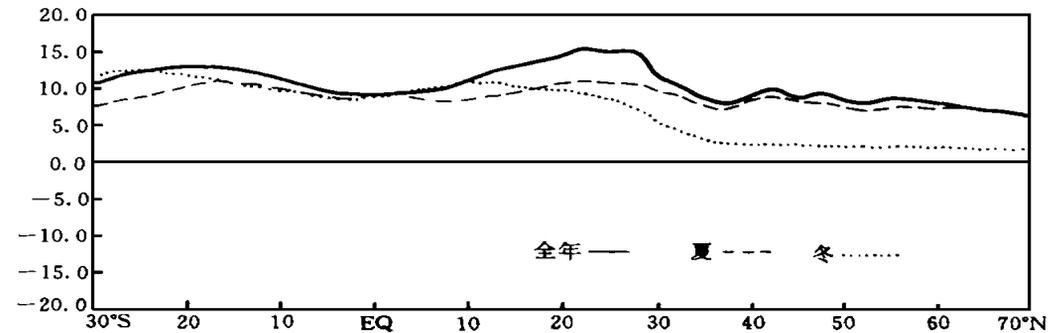


图 2 整层积分的比湿的瞬变扰动强度的经向廓线
(单位: mm)

图 2 表明, 整层积分之后大气水汽含量的年平均变率最大, 因为它包括了季节变化。10-30°N 水汽瞬变扰动强度很大, 最大瞬变扰动强度在 27°N。夏季变率总体上大于冬季变率。

4 “大气径流”中的瞬变波输送

纬向平均的径向水汽总输送 $[\overline{qv}]$ 由平均经圈环流输送 $[\overline{q}][\overline{v}]$ 、定常波输送 $[\overline{q^* v^*}]$ 和纬向平均的瞬变波输送 $[\overline{q'v'}]$ 3部分组成。定常波输送实质上指的是大气环流的定常涡旋,如副热带高压、冬季的东亚大槽等对水汽的输送。这些涡旋是由海陆分布和地形的纬向不均一性造成的,常称为半永久性(或永久性)的大气活动中心。瞬变波输送实质上指在锋区或热带辐合带发展演变的瞬变扰动如气旋活动、东风波、西风带槽脊等对水汽的平均输送。分清这几种不同的水汽输送机制的相对作用有益于更加清晰地刻画大气中的水分循环。

4.1 瞬变波输送的平面分布特征

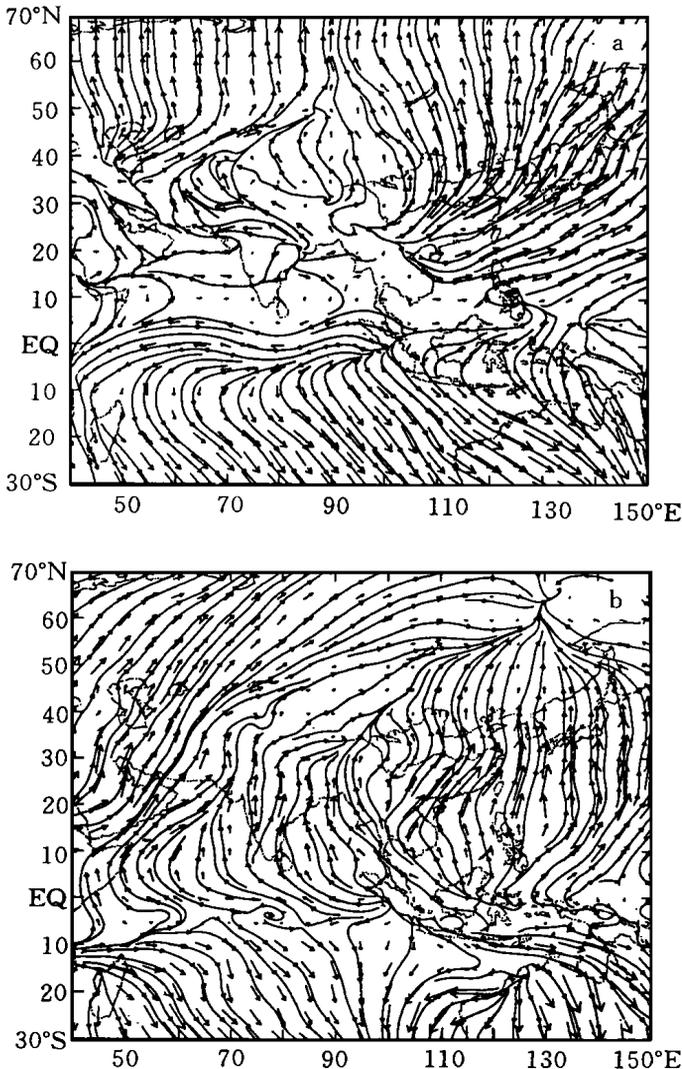


图3 瞬变涡动输送的矢量场

(a. 夏季; b. 冬季)

从冬、夏和全年平均的水汽总输送、平均环流输送合成矢量图(图略)可看出:就全年平均而言,水汽的平均环流输送基本是纬向的,夏季经向性加强,这显然是由于西南季风和东南季风的作用。平均环流输送与总输送方向几乎一致,量级相当。

由图 3a, b 看出,在东亚季风区,不论冬夏,瞬变涡动输送的经向性非常强,其经向输送远大于其纬向输送。夏季,瞬变涡动从 10°N 附近 ITCZ 中取得水汽,分别向两半球中高纬输送,在中国东部、南印度洋、澳大利亚附近和日本海一带瞬变涡动输送最大。冬季,瞬变涡动从 10°S 附近 ITCZ 中取得水汽,分别向两半球中高纬输送,在中国长江流域以南和日本列岛以南一带瞬变输送矢量较大。这和中国南、北方锋生带自夏到冬逐渐南移的特征相吻合。冬季,冷空气强,(气候平均)锋区偏南,瞬变涡动输送矢量在华北南界较强,在华北北界较弱;夏季,暖空气偏强,锋区偏北,华北北界的瞬变涡动输送矢量增强。瞬变涡动输送的量级比平均环流输送的量级要小,但其对水汽的输送作用却不可忽视,因为它不论冬夏,总把水汽从高水汽含量区送到低水汽含量区,实现水汽含量的顺梯度输送,以维持热带和副热带及中高纬水汽的平衡,为中高纬天气系统的发展创造充足的水汽条件。这与吴国雄^[5]在分析水汽输送对副热带干旱的影响时得出的结论是一致的。

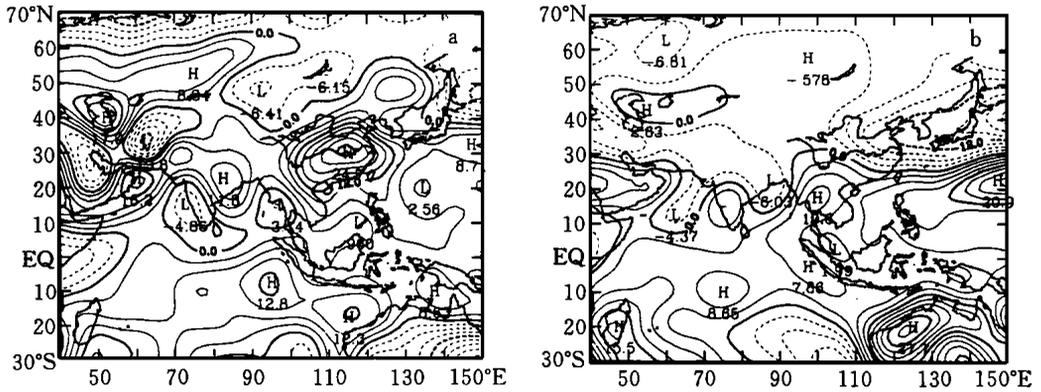


图 4 瞬变波造成的水汽通量散度的水平分布

(a. 夏季; b. 冬季。单位: 10^{-6} mm/s)

瞬变波造成的水平水汽通量的辐散(辐合)场分布如图 4a, b 所示。可见,冬夏季瞬变波都造成大范围的水汽辐散,尤其在夏季。冬季赤道辐合带南移,瞬变波水汽辐散也南移,亚洲北部出现较大范围水汽辐合。夏季瞬变扰动在江淮流域造成一个最强的水汽辐散中心,这对平衡江淮上空与周围地区大气的水汽含量、缓解江淮流域的涝灾有一定的意义。比较 7 月份的图(略),发现在长江流域瞬变扰动造成的强辐散中心和平均环流造成的更强的辐合中心叠加,互相抵消,使得总的瞬时的水汽输送场的辐合在这一带并不如在印度半岛强烈。了解这个瞬变扰动造成的强辐散中心相对于总水汽通量辐合(平均状况)的强度,就能在一定程度上了解江淮的旱涝程度。

在垂直方向上,瞬变波总是使水汽向上输送。整个亚洲季风区冬夏均为瞬变扰动造成的上升水汽通量所覆盖(图略)。

4.2 瞬变波输送的垂直结构

[\overline{qv}] 的高度-纬度剖面图图 5 表明: 冬季北半球南风扰动对水汽的输送在 30°N

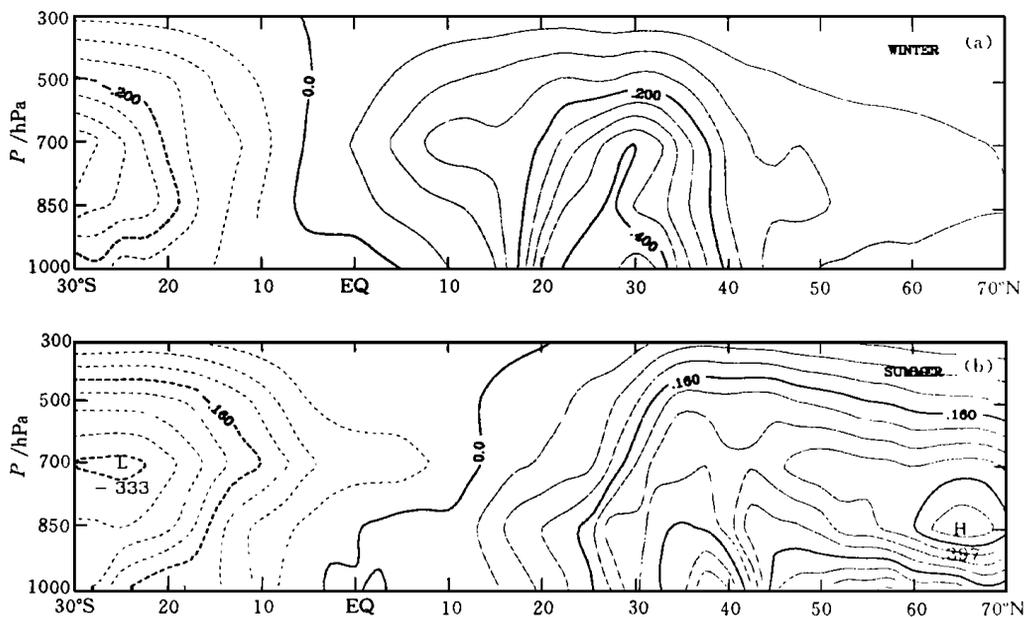


图 5 经向瞬变涡动输送的纬度-高度剖面图

(a. 冬季; b. 夏季。单位: $g/(s \cdot cm \cdot hPa)$)

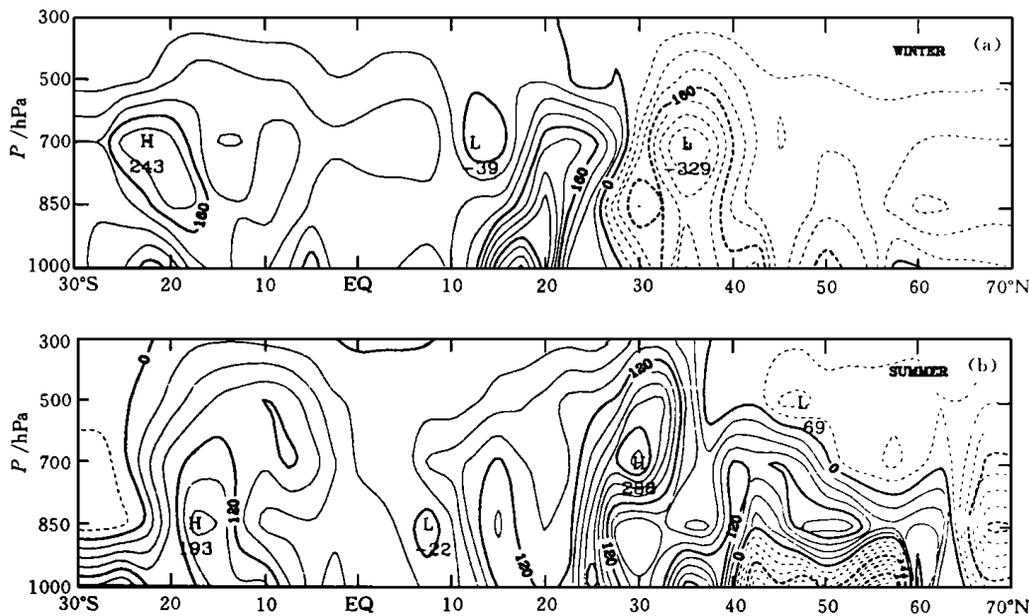


图 6 瞬变扰动造成的水汽通量辐散(辐合)的高度-纬度剖面图

(a. 冬季; b. 夏季。单位: $10^{-6} mm/(s \cdot hPa)$)

1000hPa 有最大中心, 其上 700hPa 有一次大中心; 夏季南风扰动输送较冬季位置整体向北移了约 10 个纬度, 在 38°N 附近 1000hPa 有一大中心, 在 65°N 850hPa 出现又一个大中心。瞬变扰动造成的水汽通量的辐散(辐合)的高度-纬度剖面图如图 6 所示。冬季 30°N 以南为水汽辐散, 在 18°N 1000hPa 水汽辐散最大; 30°N 以北为水汽辐合, 在 35°N 700hPa 是水汽辐合最大中心。夏季, 辐散带北移到 40°N。与平均环流造成的水汽通量散度的剖面(图略)比较可知: 平均环流造成的水汽辐散中心多在 1000hPa, 而瞬变扰动造成的水汽辐散位置较高, 多在 700hPa 或 850hPa 上。

瞬变扰动造成的上升水汽通量在两半球副热带(30°N 和 30°S 附近) 700hPa 各有一最大中心, 并且随季节推移稍向夏半球移动。总的垂直水汽通量及平均经圈环流输送的上升或下沉中心都在 850hPa。这说明垂直方向的瞬变扰动对水汽的输送活动也集中在较高层次。

总之, 瞬变扰动输送的垂直结构表明其对水汽的顺梯度输送和垂直输送均在较高层次, 因而输送量值较平均环流输送小一个量级。

4.3 整层积分的瞬变波输送随纬度和季节的变化

由瞬变扰动造成的水汽通量散度随纬度和季节的变化如图 7c 所示。冬季平均和全年平均一致, 即在约 30°N 以南扰动水汽辐散, 30°N 以北扰动水汽辐合。夏季, 整个亚洲季风区纬向平均几乎都是扰动水汽辐散, 只在高纬(65–70°N) 是较大的扰动水汽辐合。赤道附近是扰动水汽辐散的低值区, 副热带是扰动水汽辐散高值区, 并且在北半球副热带扰动水汽辐散大于南半球副热带。瞬变扰动的水汽通量散度与平均环流的水汽通量散度相比, 在南半球(0–30°S) 两者同相变化; 而在北半球, 夏季和年平均两者反相, 冬季平均两者同相。

总之, 瞬变扰动对水汽的输送主要集中在比平均环流输送(1000–850hPa) 较高的层次(850–700hPa), 因此比后者小一个量级。但它总是呈现与平均环流方向相反的输送, 以维持南北向大气水汽含量的平衡。瞬变扰动水汽通量的经向性很强, 最大值在副热带, 夏季北移, 冬季南退。

5 “大气径流”中的定常波输送

从第 4.1 节已知, 平均环流输送(如 \overline{qv}) 与总输送(qv) 量级相当。将平均环流输送作纬向平均后, 进一步分解成平均经圈环流输送($[\overline{q}][\overline{v}]$) 和定常涡动输送($[\overline{q}^* \overline{v}^*]$) 两部分。结果表明平均经圈环流输送又占了平均环流输送的绝大部分。 $[\overline{q}][\overline{v}]$ 和 $[\overline{qv}]$ 的垂直剖面及整层积分之后的经向廓线近乎完全一致(图略), 只是在量值上前者略小于(或大于)后者。定常涡动输送与瞬变扰动输送量级相当, 都比总输送或平均经圈环流输送小一个量级。平均经圈环流的输送性质将放在第 6 节中讨论, 下面着重讨论定常涡动对水汽的输送作用。

5.1 定常涡动输送的垂直结构

$[\overline{q}^* \overline{v}^*]$ 的垂直剖面图(图略)表明定常涡动输送的经向分量在垂直分布上有以下两个特点:(1) 上、下层输送反向, 这在冬季和年平均图上更加突出, 表现为北半球上层(850–700hPa 层) 为向北的涡动输送, 下层(1000–850hPa) 为向南的输送, 南半球 0–30°S 地

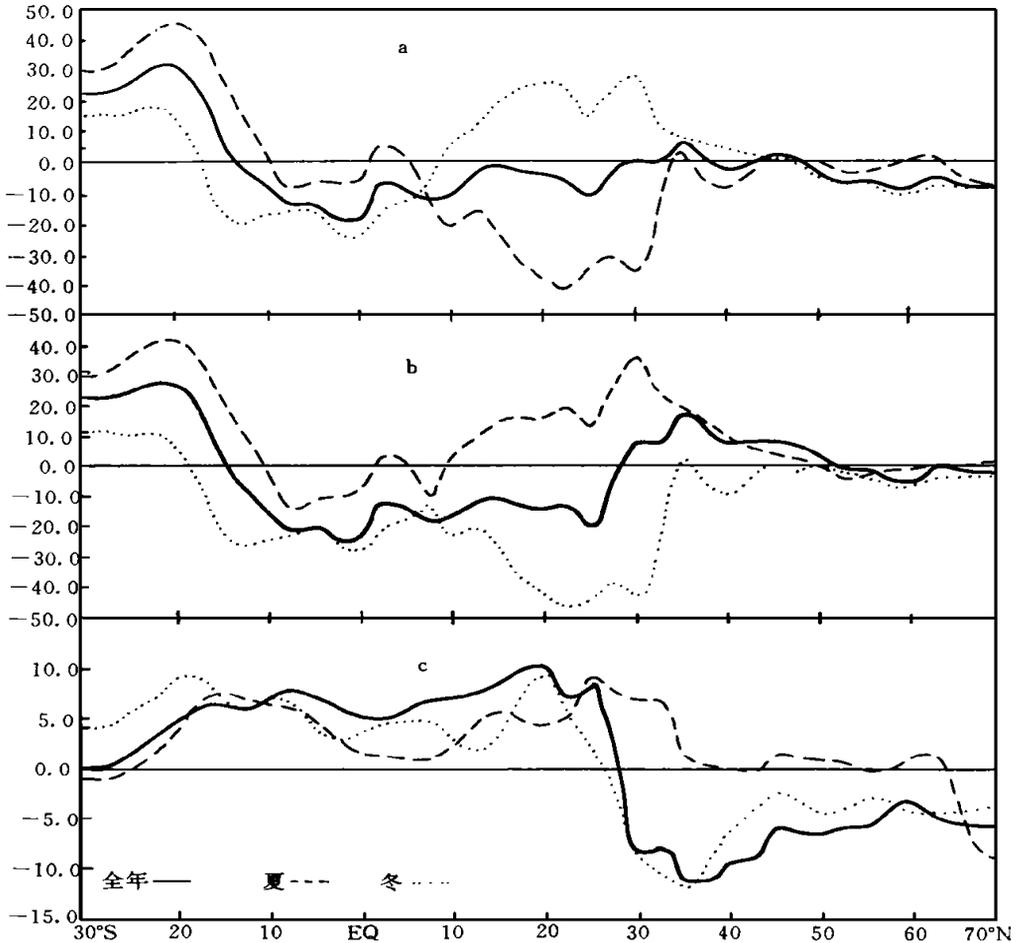


图 7 纬向平均后整层积分的水汽通量散度的经向廓线

(a. 总的; b. 由平均环流造成的; c. 由瞬变波动造成的。单位: 10^{-6}mm/s)

区别相反, 上层向南输送, 下层向北输送。这一特点和大气环流定常涡旋高低层分布的斜压性有关系。夏季斜压性减弱, 除热带 ($10\text{S} - 10\text{N}$) 上层向南输送, 下层向北输送外, 其余地区整层均为向北的涡动输送。夏季定常波的高度场和温度场都在 30N 附近达到最大振幅, 季风环流是造成这个纬带夏季定常波动能出现最大值并得以维持的主要机制; (2) 从 10S 到 30S 冬夏和全年平均, 低层定常涡动都将水汽向北输送, 这反映了永久性的南印度洋高压北侧的东南信风向北输送水汽的作用。

定常波与瞬变波在垂直方向上对水汽的输送作用不同。定常波虽然也造成大范围水汽上升, 但在某些狭窄的整层气柱内却有水汽下沉, 在低层 1000hPa 处存在较大范围辐散下沉的水汽通量。这也反映出大气定常涡旋具有斜压性。

5.2 整层积分的定常涡动输送随纬度和季节的变化

图 8 显示了 qv 和 qw 分解之后各种输送随纬度和季节的变化。图 8a, b 是总输送, 图

8c, d 是平均环流输送, 图 8e, f 是定常波输送, 图 8g, h 是瞬变涡动输送。一个显著的特点是在夏季, 各种输送的最大值在位置上依次北移。这说明, 涡动主要将水汽向较高纬度输送。

比较图 8e, f 和图 8g, h 发现, $[\overline{q^* v^*}]$ 比 $[\overline{q}][\overline{v}]$ 小一个量级, 和 $[\overline{q v}]$ 同量级。冬季和年平均 $[\overline{q^* v^*}]$ 的值都比 $[\overline{q v}]$ 小。夏季 $[\overline{q^* v^*}]$ 在 28°N 有最大值, 而 $[\overline{q v}]$ 从 35–70°N 是大值区, $[\overline{q^* v^*}]$ 与 $[\overline{q v}]$ 的大值几乎相等, 这说明夏季定常涡动环流在水汽从热带到副热带的输送中起着比瞬变涡动更大的作用, 瞬变涡动这时则主要把水汽从副热带向高纬输送。

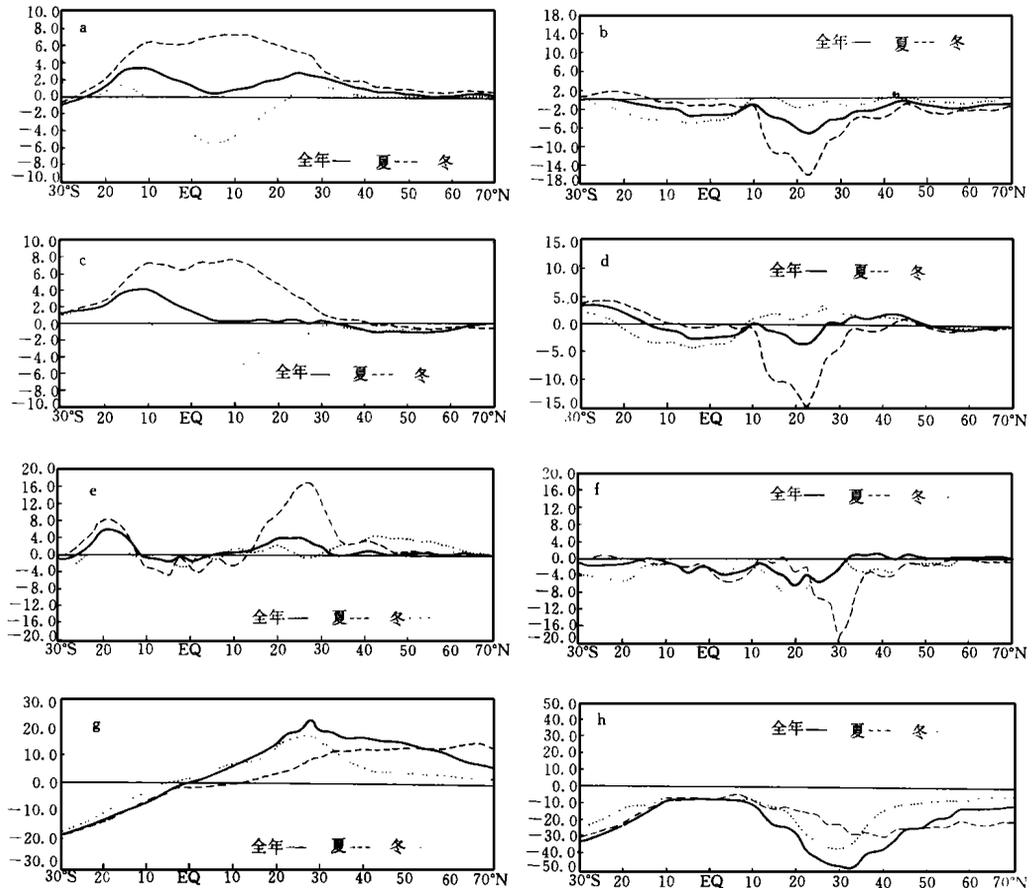


图 8 整层积分的经向输送和垂直输送的经向廓线

(a 和 b 总输送; c 和 d 平均经圈环流输送; e 和 f 定常涡动输送; g 和 h 瞬变涡动输送。单位: a, c 为 $10^2 \text{g}/(\text{s} \cdot \text{cm})$; e, g 为 $10^1 \text{g}/(\text{s} \cdot \text{cm})$; b, d 为 $10^{-1} \text{hPa} \cdot \text{g}/(\text{s} \cdot \text{cm})$; f, h 为 $10^{-2} \text{hPa} \cdot \text{g}/(\text{s} \cdot \text{cm})$)

送。瞬变涡动总将水汽向极地方向输送, 定常涡动在北半球如此, 在南半球 20°S 则有微弱的相反方向即指向赤道的输送。这是 $[\overline{q^* v^*}]$ 与 $[\overline{q v}]$ 在南半球的不同之处, 也是亚洲季风区纬向平均与全球纬向年均不同之处(见文献[1]中图 17b)。

总之, 在亚洲季风区范围内, 定常涡动对水汽的输送在垂直方向有较明显的分层, 这

反映了大气定常涡旋的斜压性。夏季定常涡动输送的经向分量是将水汽从热带向副热带输送的主要机制, 而瞬变涡动输送的经向分量则是把水汽从副热带输送到高纬的主要机制。定常涡动在南半球总把水汽从副热带向赤道方向输送, 这和瞬变涡动在南半球的输送方向相反。

在前面的分析中还发现, 尽管对水汽总输送的各个分量(\overline{qu} , \overline{qv} 等)作 30°S — 70°N 的纬向平均和进一步分解后, 各种输送的经向廓线与全球纬圈平均的经向廓线的总体特征很相似, 说明亚洲季风环流和全球大气环流的水汽输送有共性, 但也发现两者有不同之处。下面就从对总输送起决定作用的平均经圈环流输送入手, 探讨亚洲季风环流输送的自身特色。

6 亚洲季风区平均经圈环流水汽输送的特点

图9是亚洲季风区平均经向水汽输送流线 Ψ_e 的分布(1980—1989年平均)。与 Peixoto 和 Oort^[1] 做出的全球平均经向水汽输送流线(1963—1973年平均, 图10)相比,

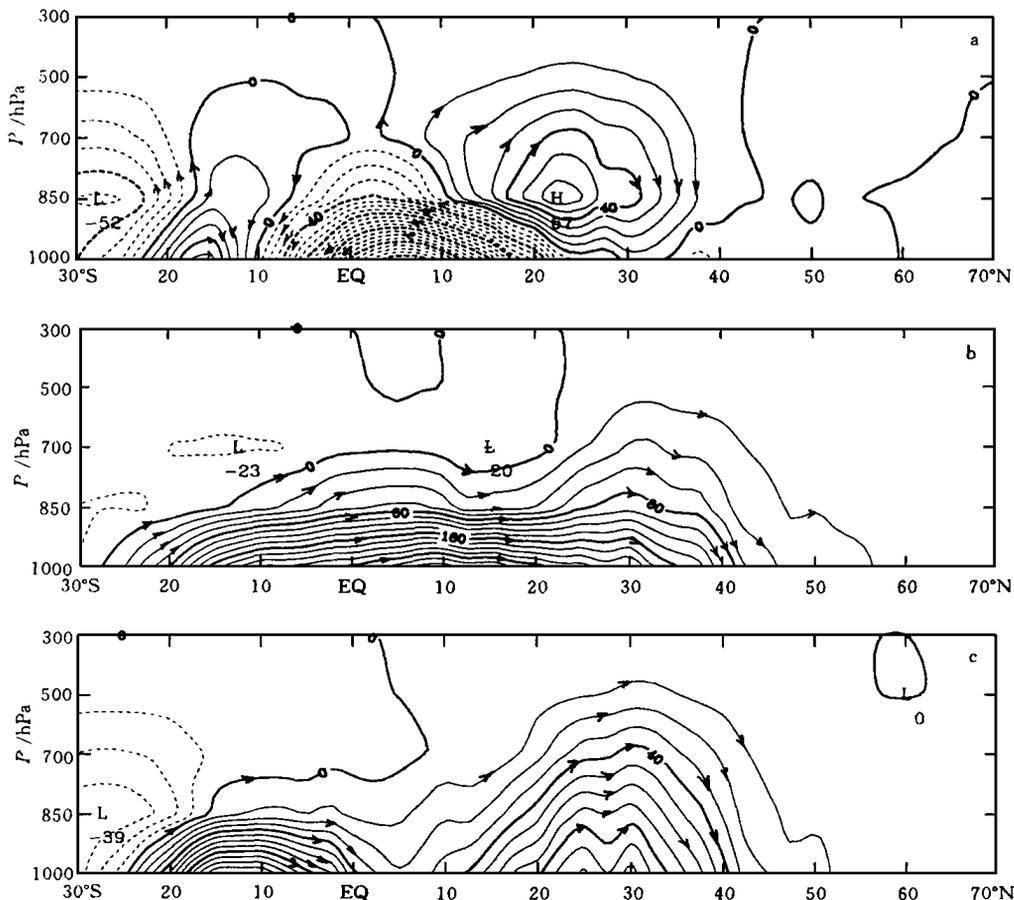


图9 亚洲季风区 40°E — 150°E 平均水汽输送流线的经向剖面图

(a. 冬季; b. 夏季; c. 年平均。单位: $\text{kg} \cdot \text{g} / (\text{s} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{hPa})$)

发现亚洲季风区平均经圈环流与一般意义上的三圈环流结构不同。注意,这里须首先明确 Ψ_q 反映的是经圈环流低层支对水汽的输送,其中 Hadley 环流的输送最强,而其余两圈环流的输送很小,在 30 S-70 N 范围内可忽略。水汽主要在对流层下部进行循环,流线从地面开始的地区是水汽源区(蒸发大于降水),而流线在地面结束的地区是水汽汇区。

首先比较全球 Ψ_q 和亚洲季风区 Ψ_q 的年平均分布(图 9c 和图 10a)。全球 Ψ_q 图表明,副热带(12-35 N, 10-35 S)是水汽源区,两半球的 Hadley 环流低层支从这里将一部分水汽逆梯度输送到赤道 ITCZ 中,另一部分水汽则分别向两极方向输送到中高纬。亚洲季风区 Ψ_q 图表明,南半球有一 Hadley 环流将一部分水汽从 20 S 附近输向赤道(另一部分水汽向极方向流去),北半球热带(0-15 N) Hadley 环流消失不见,0-40 N 存在一个反向 Hadley 环流,从赤道向副热带一直到中高纬输送水汽。输送最强在 1000hPa 28 N 附近,但不象全球的 Ψ_q 输送都集中于对流层底部那样,它可向上伸展到 500hPa 的高度。

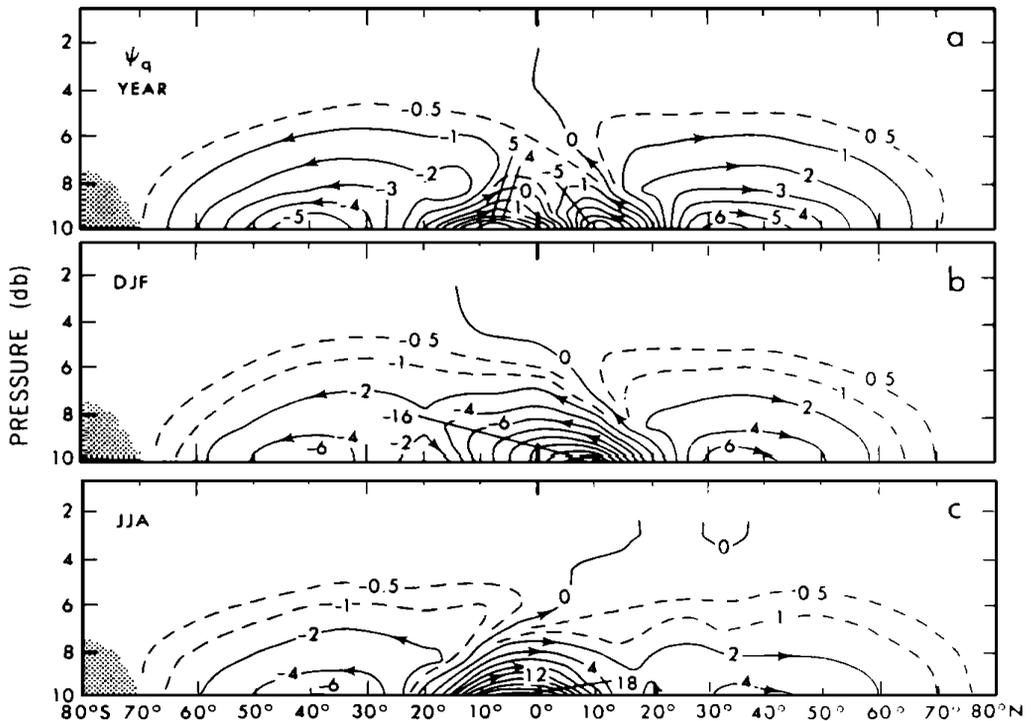


图 10 全球水汽输送流线的经向剖面图

(a. 年平均; b. 冬季; c. 夏季。引自 Peixoto^[1]1983)

这个反 Hadley 环流就是由青藏高原热力和动力作用产生的季风经圈环流,它破坏了该地区的 Hadley 环流,使得亚洲季风区的副热带和中高纬不断从赤道和热带地区获得水汽,而并没有象全球其它地区那样水汽从副热带回流到赤道。由此,亚洲季风区平均来说是全球最湿的地区之一,就不难理解了。

夏季青藏高原南侧的垂直环流很明显,印度的西南季风沿喜马拉雅山爬坡上升,在高层辐散,主要部分向南流去并下沉。下沉气流最南可达到南半球,随南半球的东南信风向

北, 越过赤道再北上构成闭合的季风经圈环流。其低层支携带从南半球和赤道及北半球副热带地区补充的水汽北上, 加上定常波和瞬变波进一步向北输送, 使夏季季风区 Ψ_1 图 9b 上 30 S–60 N 一带呈现一致向北的水汽输送, 并在 32 N 左右伸展到较高层。而在对应的全球 Ψ_1 图 10c 上, 密集的向北输送流线从 20 S 开始到 18 N 附近就结束了, 且均集中在 1000–800hPa 层, 向副热带和中纬度的水汽输送仅靠小一个量级的定常波和微弱的费雷尔间接环流的低层支完成, 再向北到高纬的水汽输送则又仅靠同样小一个量级的瞬变波完成。

冬季, 全球平均 Hadley 环流增强南退, 其下层支从北半球热带(20 N 附近)携带水汽到南半球赤道地区降落(图 10b)。在亚洲季风区(图 9a), 季风经圈环流减弱并反向, 在 10–30 N 形成一直接环流圈, 其下层支即东北季风把水汽从副热带向赤道输送, 南半球的 Hadley 环流接着把水汽带到南半球热带地区。

总之, 涡动引起低纬水汽辐散、高纬水汽辐合, 这在亚洲季风区和全球纬向平均中均适用。但对全球平均来讲, 经圈环流引起副热带水汽辐散, 向赤道辐合, 因此副热带地区是大气中重要的水汽源区, 热带和高纬地区是大气中水汽的汇区; 对亚洲季风区, 热带是大气中重要的水汽源区(水汽辐散), 副热带和中高纬水汽辐合, 是汇区。

7 小结和讨论

使用欧洲中心 ECMWF 10a 逐日资料, 对定常波和瞬变波在亚洲季风区大气水分循环中作用的讨论。得出的主要结论可归纳为以下几个方面:

(1) 亚洲季风区水汽场自身的瞬变扰动强度在副热带较大, 并且明显大于全球纬圈平均。

(2) 瞬变涡动对水汽的输送作用是不可忽视的, 因为它把水汽从高水汽含量区送到低水汽含量区, 实现与平均环流相反的顺梯度输送, 以维持热带地区和中高纬地区水汽的平衡, 为中高纬天气系统的发展创造水汽条件。不论冬夏, 瞬变扰动容易造成大范围的水平水汽辐散, 夏季尤其明显。在垂直方向上, 瞬变波总使水汽向上输送。瞬变涡动输送的垂直结构表明其对水汽的顺梯度输送和垂直输送均在较高层次(850–700hPa), 因此它比平均环流输送小一个量级。瞬变扰动水汽输送的最大值在副热带, 夏季北上, 冬季南退。

(3) 定常涡动输送与瞬变涡动输送量级相当, 都比总输送或平均经圈环流输送小一个量级。在亚洲季风区范围内, 定常涡动对水汽的输送在垂直方向上有较明显的分层, 反映了大气定常涡旋的斜压性。夏季定常涡动输送的经向分量是将水汽从热带向副热带输送的主要机制, 而瞬变涡动输送的经向分量则是把水汽从副热带输送到中高纬的主要机制。定常涡动在南半球总把水汽从副热带向赤道方向输送, 这和瞬变涡动在南半球的输送方向相反。

(4) 水汽输送的流线分析表明: 夏季由青藏高原热力和动力作用产生的季风经圈环流对水汽输送的特征非常明显, 它使得亚洲季风区的副热带和中高纬不断从赤道和热带地区获得水汽, 而并没有象全球其它地区那样水汽从副热带流回赤道。涡动引起低纬水汽辐散、高纬水汽辐合, 这对亚洲季风区和全球纬向平均均适用。但对全球平均来说, 经圈环流引起副热带水汽辐散, 向赤道辐合, 因此副热带地区是大气的水汽源区, 热带和高纬是水

汽汇区;对亚洲季风区,由于季风经圈环流的存在,使得热带变为重要的水汽源区,副热带和中纬度地区则是水汽汇区。

参考文献

- [1] Peixoto J P, Oort A H. The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. Variations in the Global Water Budget. London: Reidl D, 1983. 5- 65.
- [2] Oort A H and Rasmusson E M. Atmospheric circulation statistics. NOAA Professional Paper No. 5. 1971. 323pp.
- [3] Newell R E, et al. The General circulation of the tropical atmosphere and Interactions with extratropical latitudes. Cambridge, MA. MIT Press, 1972. 258pp.
- [4] 吴国雄, 刘还珠. 全球大气环流时间平均统计图集. 北京: 气象出版社, 1987. 212pp.
- [5] 吴国雄. 大气水汽的输送和收支及其对副热带干旱的影响. 大气科学, 1990, 14 (1): 53- 63.

ROLE OF THE STANDING AND THE TRANSIENT EDDIES IN ATMOSPHERIC WATER CYCLE IN THE ASIAN MONSOON REGION

Yi Lan

(*National Climate Center, Beijing, 100081*)

Tao Shiyan

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing, 100080*)

Abstract

Using ECMWF daily data from 1980- 1989, analyses are conducted concerning the role of the standing eddies (SE) and the transient eddies (TE) in transporting water vapor in the Asian monsoon region. Results show that the TE always transport water vapor along the moisture gradient, so that equilibrium of vapor content in tropical belts and middle and high latitudes can be maintained. In summer water vapor transport by the SE is responsible for water vapor flow from tropical to subtropical area, while water vapor transport by the TE is the main mechanism for water vapor flow from subtropical latitudes to middle and high latitudes. Due to the existence of the Meridional Monsoon Circulation, tropical belts within the Asian monsoon region become moisture sources and extratropical belts become moisture sinks. This feature is in reverse with other regions of similar geographic latitudes.

Key words: Water vapor transport, Standing eddies, Transient eddies, Meridional Monsoon Circulation, Moisture source (sink).