

高层辐散对热带季风发展的作用*

尤丽钰 沈如桂 冯志强

(大气科学系)

摘 要

采用欧洲中心格点资料分析发现,最初影响东亚的热带季风是源于 $75^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 地区的近赤道强西风。当6月这支强西风出现季节性北移后,东亚季风的来源可以追溯到索马里越赤道气流。对流层上层热带东风带上的高层辐散,对低层近赤道西风向北伸展起触发作用;而副热带西风带上的高层辐散,有利于低层倒槽的发展,从而引导热带季风继续北上。由于高原地区副热带环流的经向发展,促成东、西风带上辐散作用的连结,可能是引导低层热带季风伸向东亚的一种机制。

随着热带季风的到来,华南前汛期盛期暴雨具有热带季风雨的性质。造成暴雨的降水切变线是一种夏季风天气系统。

水汽输送计算表明,华南前汛期盛期降水的水汽,主要是由这支源于近赤道强西风的热带季风所输送的。

关键词 高层辐散,热带季风,华南前汛期暴雨,东亚季风槽

近年来提出了在亚洲巨大的季风系统中存在两个彼此相对独立、又有联系的季风子系统,即印度季风系统和东亚季风系统。二者的季风气流来源及其活动规律是不同的^[1]。印度季风气流主要源于索马里越赤道气流,已为大家所公认;对于东亚季风气流的来源,认识则还不够一致:有人认为东亚季风气流源自南半球澳大利亚冷高压,由 $105^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 附近越过赤道^[1,2,3];又有人认为在过渡季节来源于北印度洋,盛夏主要受印度季风影响^[4,5]。

本文用1980~1982年3年的欧洲中心逐日资料和1980~1984年5年的平均资料,对5、6月影响东亚的季风气流来源和过渡季节热带季风得以伸展、影响东亚的机制进行探讨,并对产生华南前汛期暴雨的主要降水系统的性质进行分析。

1 影响东亚的热带季风来源

黄士松等^[6]的研究认为,5、6月份主要有5个越赤道通道,分别位于 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{E}$, $70^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$, 105°E , $125^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 和 $145^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 附近。我们对1980~1982年3年5、6月沿赤道850hPa全风速矢演变分析发现,在5月份最瞩目的是位于 $75^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 的强西风;其次是大家熟知的 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{E}$ 索马里偏南风,强度较前者弱;其它地区的风速矢

本文1989年12月25日收到

●广东省科学基金和国家气象局季风科研基金资助项目;由张青协助完成上机计算工作

弱而零乱, 而6月份其它几个通道的气流逐步明显。

由给出的图1a所示, 1981年5月份 $75^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ $\geq 10\text{m/s}$ 的赤道强西风于5月10日开始建立, 以后基本稳定维持, 且强度逐渐增加。5月底以后该地区的强西风已离开赤道, 赤道上的风速减小(图1b), 而 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{E}$ 的索马里偏南风仍然明显存在且逐渐增强。其它两年相类似。这3年的共同特点是强西风建立后, 均有20天左右的稳定期。

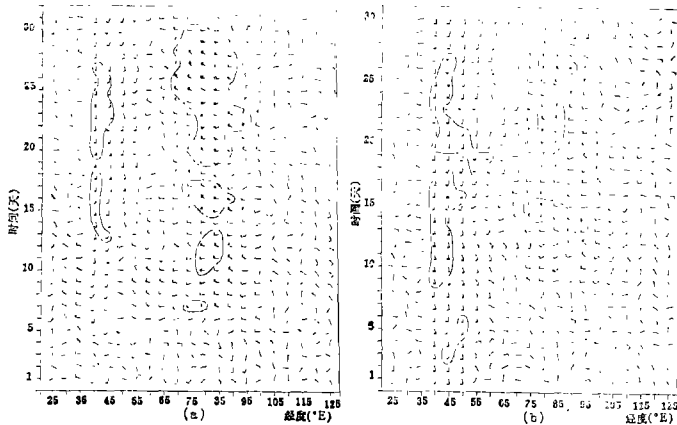


图1 1981年5、6月沿赤道850hPa全风速矢的时间演变 (a)5月, (b)6月
Fig.1 Time-longitude cross-section of 850hPa winds at the equator
(a) for May and (b) for June, 1981

在850hPa逐日流场上, 5月份初建于 $75^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 地区的近赤道强西风一般扩展到 5°N 左右, 并在有利的环流条件下即向东北方向伸展, 经中南半岛到达我国南海或华南地区。在1980~1984年5年平均的850hPa月平均流场上, 也证实这支风系明显存在^[7](图略), 说明它是5月份影响东亚的一支重要的热带基本气流。这支气流的建立, 使华南前汛期进入盛期并使降水具有热带季风雨性质。在文献[7]给出的6月多年平均流场上 $75^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 附近的强西风仍然存在, 位于 10°N , 并与西侧增强了的索马里急流相连接, 此后抵达东亚的热带季风可以追溯到来自南半球的索马里越赤道气流。这种连接, 是在 $75^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 近赤道地区维持了20天的强西风出现季节性北跃所致, 它是大型环流在季节转换期间出现的某种重要过程在低层的反映。观测事实指出, 这种连接均伴随一次热带季风伸达东亚, 并造成华南前汛期暴雨过程, 大多出现在印度季风爆发前夕。在我们考察的3年中, 1980年出现于6月3日, 紧接在6月4~5日出现了华南暴雨, 6月7日印度季风爆发(印度季风北界线越过孟买)。1981年和1982年分别出现于6月1日和6月14日, 接着分别在6月2~5日和6月15~21日产生华南暴雨, 之后分别于6月5日和6月17日印度季风爆发(其中1981年季风北界线推进到 17°N 停滞)。

另外, 在6月份可观测到这支季风中已有从 105°E 北上的越赤道气流参与, 尽管其强度较弱, 但已成为东亚季风气流的组成部分。

2 热带季风伸向华南过程的实例

以1981年为例, 850hPa上 $75^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 附近的近赤道强西风于5月10日建立并稳定。

16日伴随孟加拉湾低压的形成,近赤道强西风开始向北伸展(如图2a中的风速轴所示)。之后,孟加拉湾低压向东北方向移动(图2a中的 Δ 是5月17日的低压位置,虚线范围是 $\geq 12\text{m/s}$ 的强风区),18日低压外围的热带季风气流在中南半岛与我国西南地区的倒槽环流相连接,之后随着倒槽的向东发展而继续东伸、抵达华南(图2b、c,图2c中的 Δ 是24小时后切变线上的低压位置)。受其影响5月20~21日华南沿海出现了一次热带季风雨性质的暴雨过程。该过程的降水切变线移至南海即趋于减弱消失,东伸的季风气流也迅速减弱,一次源自北印度洋的季风潮过程结束,强西风区收缩,23日回至 $75^\circ\sim 90^\circ\text{E}$ 近赤道附近。必须指出的是,造成这类前汛期暴雨过程的降水切变,是位于一个伴有低空急流东伸的倒槽内,而这支低空急流正是首先北上的热带季风气流,但其北侧仍为变性冷高压南侧的偏东气流。它是一种季节转换期间特定环流条件下的产物。基于热带季风初次抵达东亚,我们可以认为它是东亚地区出现最早的一种夏季风环流系统。

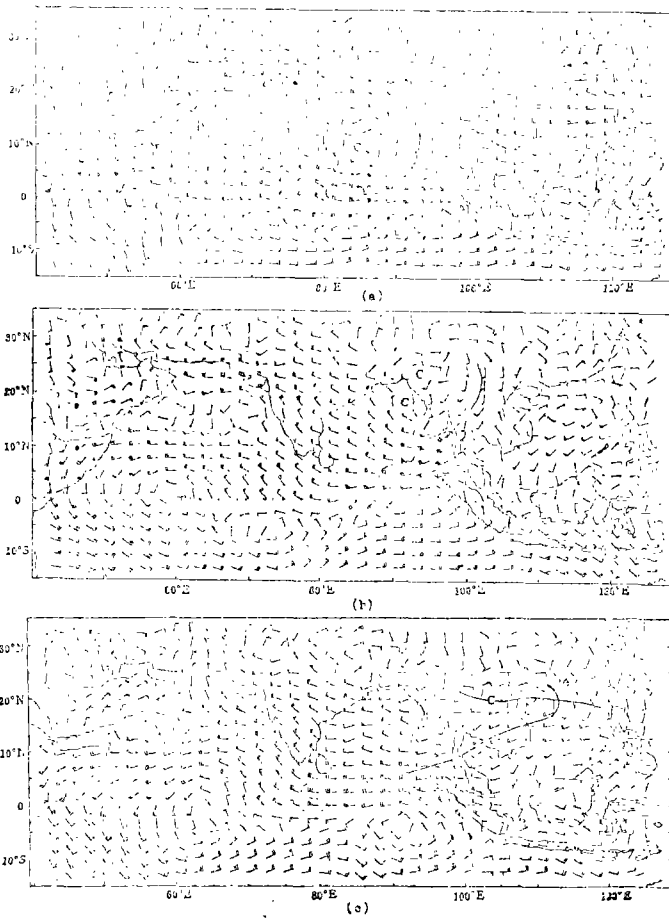


图2 1981年5月16日(a)、18日(b)、20日(c) 850hPa流场

Fig.2 Winds at 850hPa on (a) May 16, (b) May 18 and (c) May 20, 1981

第二次过程是5月29日强西风再次由孟加拉湾低压引导而向北伸展,这种低压我们

可称它为引导低压。31日热带季风经中南半岛北部与我国西南地区的倒槽结合,并继续向东伸展(图略),6月初在华南沿海又一次产生了热带季风雨性质的暴雨过程。过程结束时,上述这类夏季风切变线于6月6日移至南海,但入海后并不消失,反而获得发展,并有热带气旋形成,6月8日发展为南海台风。这是因为,此时正值近赤道强西风脱离赤道出现北跃,并与上游的索马里急流相连接。这样,东伸至南海的季风气流得到强而稳定的索马里急流的支持而稳定维持,有利于入海切变维持,并发展为热带季风槽,可称它为东亚季风槽。槽内常有南海台风形成,上述过程便是一例(图略)。需指出的是,该时期建立的东亚季风槽与盛夏活动于东亚的ITCZ有所不同,后者出现在东亚副热带高压脊之西南侧,由副热带高压的东南气流与热带西南季风气流所组成;而前者是由东亚变性冷高压南侧的偏东气流和热带西南季风气流所组成,它出现在副热带经向环流维持期,此时正是东亚副热带高压南退或向东撤离南海的时期。季风槽维持期的长短取决于该年东亚副热带高压脊线第一次季节性北跳的早晚。一般而言,副热带高压北跳晚的年份,东亚季风槽维持期较长。

3 高层辐散机制

上述1981年5月份的个例中,季风的最初伸展与5月16~18日自斯里兰卡移至仰光附近的一次孟加拉湾低压发展、东移相联系(图2a、b)。考察其与高空环流的配置,这种低压出现在高层100hPa高压南侧热带东风带上急流入口处的下方,并随急流中心的东移而东移,显然,与这里高层存在强辐散有关。东风带急流中心的形成和东移,则与100hPa南亚高压的一次加强、东移有直接关系,而倒槽的形成和向东发展,与200hPa层副热带西风槽的发展、东移有关。两者又是通过一次副热带西风环流的经向发展相联系着,这类过程与文献[8]分析过的过程极为相似。5月份西亚暖空气开始向高原地区作季节性推进,会引起高原地区的副热带西风环流的经向发展,其结果促使高原地区高层高压加强、中心北移,南侧的热带东风带也相应北移、加强,这在100hPa层上很明显;同时促使高原东侧下游槽发展伴有副热带急流加强、南移,这在200hPa层上很明显。这样,100hPa高压南侧的热带东风急流所处纬度,与200hPa副热带西风急流所处纬度比较接近。

若在100hPa高压南侧热带东风带上的急流中心附近存在明显的辐散,同时200hPa伴有急流的西风槽前也存在明显辐散,则它们所处位置必然是后者位于前者的东北方,且两者非常接近,甚至会部分重叠。因此,当100hPa热带东风带上的高层辐散引起低层孟加拉湾引导低压发展、200hPa西风槽前的高层辐散引起我国西南地区倒槽发展时,由于两者的接近,其外围气流必然会连接,即孟加拉湾低压外围的强西南气流与倒槽外围的偏南气流相连接。于是,近赤道热带季风由孟加拉湾低压引至中南半岛北部,又由倒槽的接应,使其伸达华南。这种热带季风的北上过程,在图2的个例中可以看得很清楚。问题在于必须证实高层辐散的作用是否存在。

我们采用超张驰迭代求解泊松方程方法,将高层100、200hPa层5、6月份逐日的实测风分解为旋转风和散度风。计算使用欧洲中心格点资料,范围取 $0^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $20^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$,格距为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$,

计算结果分析以1981年个例为例, 该年5月中旬出现了一次副热带西风环流的经向发展, 100hPa层上表现为5月15日高压中心向北移至印度 23°N 附近并增强东移, 其南侧热带东风带上出现一个 25m/s 的强风中心也随之加强东移。19日高压中心移到达卡附近稳定, 其南侧东风带之上强风中心加强达 45m/s (图略)。

通过对100hPa辐散风场的分析可看到, 5月15日随着热带东风带上强风中心的形成, 即在印度南端至斯里兰卡附近出现了明显的辐散风。之后随强风中心的增强、东移, 相应的辐散风也增强、东移, 5月16日辐散风扩展到孟湾, 18日至中南半岛南部, 20日到南海(图3)。与图2比较可看到, 当高层热带东风带上出现明显的辐散风后引起低层减压, 在斯里兰卡附近即有低压中心形成, 气旋性环流加强, 吸引南侧的强西风向北伸展, 起到了启动低层热带季风北上的作用。从低压的移动路径来看, 也与高层辐散有密切关系, 且在时间上高层辐散有超前的趋势。5月22日南海的高层辐散风明显减弱且在中南半岛出现了辐合(图略), 此时低层伸至南海的季风气流逐渐减弱, 5月23日热带强西风收缩至 90°E 以西的近赤道附近维持, 因此, 东伸季风的减弱亦受高层辐散所制约。

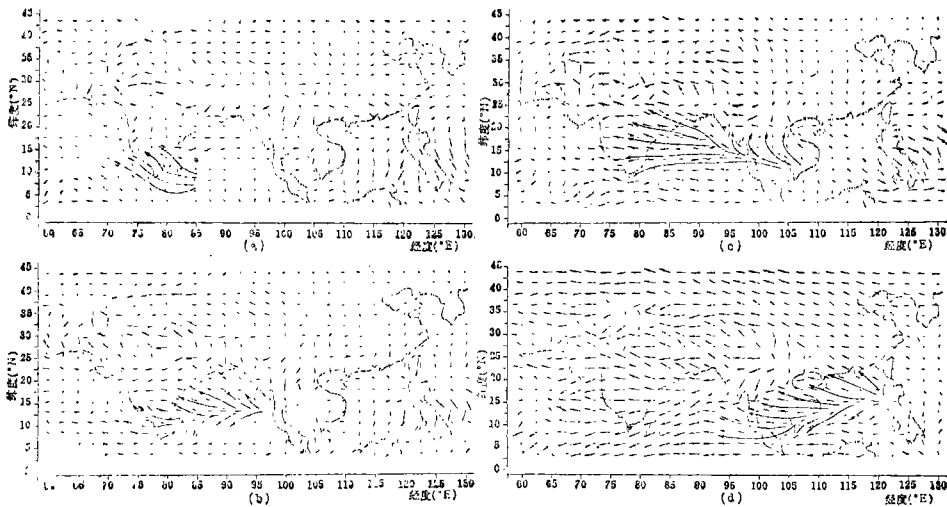


图3 1981年5月15日(a)、16日(b)、18日(c)和20日(d)100hPa辐散风场

Fig.3 Divergent flows at 100hPa on (a) May 15, (b) May 16, (c) May 18 and (d) May 20, 1981

需指出: 高层辐散风并非仅在印度洋上空出现, 有时在其它低纬海域上空也会出现, 如上述过程中在印度洋上空出现辐散风增强和向东扩展期间, 16日菲律宾东侧另有一个明显的辐散中心存在, 18日向西移至南海, 20日印度洋东传的辐散风与此辐散中心合并增强(图3)。

图4为200hPa辐散风场, 5月15日的辐散风场较零乱(图略), 5月16日在副热带西风带上出现了明显的辐散风, 位置较偏北, 随着高原东侧副热带急流加强南移, 5月18日辐散风向南扩展并增强引起低层倒槽明显发展。将图3c与图4b相比较可看到,

200hPa辐散区正位于100hPa的东北方,起到接应底层热带季风继续北上的作用,表现为低层热带季风气流与倒槽的偏南气流相连接(图2b)。之后,200hPa辐散风区东扩(图4c~d),低层倒槽向东发展,热带季风气流随之东伸(图2c),完成了一次热带季风北上影响华南的过程。

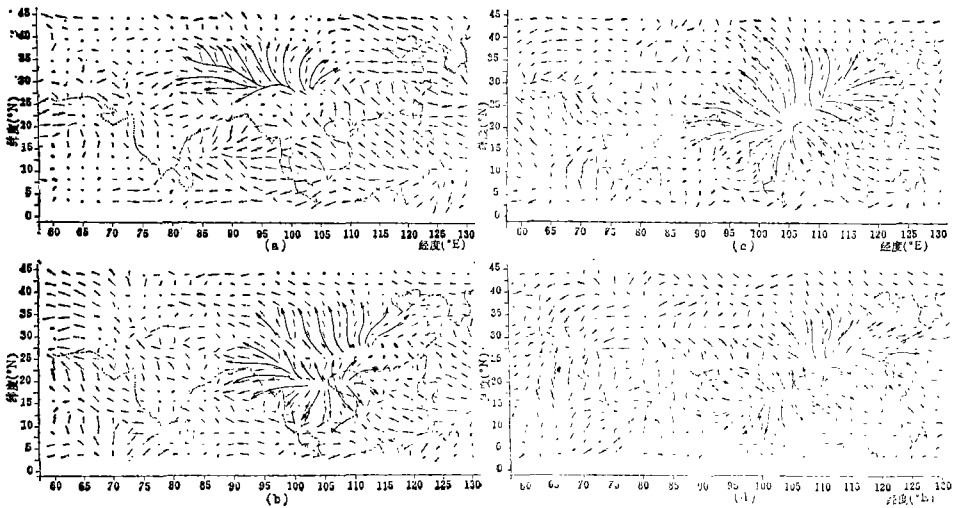


图4 1981年5月16日(a)、18日(b)、19日(c)和20日(d)200hPa辐散风场

Fig.4 Divergent flows at 200hPa on (a) May 16, (b) May 18, (c) May 19 and (d) May 20, 1981

这类过程在1980和1982年均有所出现,分别于5月25日和5月28日至6月1日期间造成了华南前汛期暴雨过程。

综上所述,当高原地区出现一次副热带西风环流的经向发展时,通过高层辐散作用把对流层上、下层以及中、低纬之间的大气环流演变有机地联系起来。因此,这类经向发展过程是季节转换期间的一种重要过程,热带季风的北上则是这类过程的必然产物。而高层东、西风带上辐散作用的连结是引导低层热带季风伸向东亚的一种重要机制。

4 垂直运动和水汽输送

由表1看出,当5月18日由孟加拉湾气旋引导北上的热带季风与倒槽环流相连接时,计算区内对流层中下层的上升运动有所增强。19~20日低层倒槽强烈发展,垂直运动成倍增大,最大值在700hPa达 $1.53 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。23日产生降水的季风切变线随高层辐散减弱而趋于消失,上升运动随之削弱,华南沿海的季风雨中断。第二次过程高层辐散持续时间较长,华南夏季风切变线再次活跃,并伴有低压活动。从表1看到,强上升运动从5月31日开始,一直持续至6月4日。

对水汽输送量的分析表明,在 $75^{\circ} \sim 90^{\circ} \text{E}$ 近赤道强西风建立初期,孟加拉湾至南海地区的水汽通量值在 $10 \text{g/cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$ 以下,输送方向比较零乱。5月15日以后,随着赤道强西风的北上,孟加拉湾南部的水汽输送开始增大。在17日850hPa水汽通量图上(图略), $15 \text{g/cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$ 的输送带向东伸展到安达曼群岛南面,中心值达 $22 \text{g/cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$ 。

至20日,大于 $10\text{g}/\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s}$ 的水汽通量区复盖整个华南沿海地区。此时最大水汽通量值虽有所减小,但比热带季风到达前有明显的增强。5月底出现第二次季风增强时,水汽通量再次增大,而且强水汽输送带的位置与第一次过程大致相近。

表1 1981年5月16日~6月6日 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$
范围逐日平均垂直运动 (单位: $10^{-3}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)

Tab.1 Daily vertical motion during May 16~June 6, 1981, averaged over the
area $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ (Units in $10^{-3}\text{hPa}/\text{s}$)

hPa	5月16日	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
100	-0.02	-0.18	-0.13	-0.15	0.05	0.02	-0.02	-0.18	-0.18	-0.10	-0.08
200	-0.43	-0.38	-0.61	-0.78	-0.73	-0.71	-0.62	-0.78	-0.62	-0.53	-0.52
300	-0.38	-0.30	-0.55	-1.22	-1.17	-0.67	-1.10	-0.90	-0.83	-0.47	-0.38
500	-0.42	-0.43	-0.52	-1.27	-1.23	-0.80	-0.68	-0.67	-0.65	-0.51	-0.57
700	-0.13	-0.15	-0.52	-1.53	-1.02	-0.87	0.25	-0.27	-0.23	-0.43	-0.47
850	-0.30	-0.18	-0.55	-0.87	-1.32	-0.42	0.07	-0.18	-0.22	-0.15	-0.10
hPa	5月27日	28	29	30	31	6月1日	2	3	4	5	6
100	-0.05	-0.12	-0.05	-0.03	-0.03	-0.05	-0.18	-0.27	-0.17	-0.13	-0.13
200	-0.85	-0.70	-0.97	-0.94	-0.47	-0.88	-0.73	-0.60	-0.87	-0.63	-0.45
300	-0.35	-0.38	-0.52	-0.57	-0.88	-0.87	-0.97	-0.63	-1.00	-0.40	-0.25
500	-0.32	-0.62	-0.72	-0.42	-1.08	-0.98	-0.88	-0.70	-0.92	-0.58	-0.35
700	-0.25	-0.18	-0.50	-0.55	-1.02	-1.05	-0.60	-0.75	-1.08	-0.23	-0.40
850	-0.27	-0.02	-0.52	-0.52	-0.92	-1.00	-0.57	-0.73	-1.05	-0.57	-0.57

我们还分别计算了南区($12.5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)和北区($20^{\circ}\sim 27.5^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)逐日各层(1000, 850, 700, 500和300hPa)和整层的水汽增长率。计算表明,水汽增长主要发生在700hPa层以下。表2列出整层水汽增长率。可以看到在近

表2 1981年5月15日~22日南、北区整层水汽增长率 (单位g/s)

Tab.2 Daily increase rate of water vapour in region I and region II during
May 15~22, 1981 (Units in g/s)

项目	15	16	17	18
南区	0.231×10^{10}	0.503×10^{10}	0.871×10^{10}	0.131×10^{11}
北区	0.315×10^{11}	0.363×10^{11}	0.415×10^{11}	0.503×10^{11}
项目	19	20	21	22
南区	0.195×10^{11}	0.277×10^{11}	0.365×10^{11}	0.465×10^{11}
北区	0.628×10^{11}	0.771×10^{11}	0.915×10^{11}	0.105×10^{12}

赤道强西风向北伸展时，南、北两区水汽增长率均持续递增。以大陆为主的北区，由于气流辐合强，水汽增长率较以海洋为主的南区为大。随着热带西南季风与东亚倒槽的偏南气流相连接，19日以后北区的水汽增长率比前期明显增幅，而南区则在5月18日以前有明显的增幅。结合强水汽输送带的位置，可以表明，华南前汛期盛期降水的水汽主要是由上述这支源自近赤道强西风的热带季风所输送的。

5 小 结

(1) 在5、6月期间，最初影响东亚的热带西南季风是源于 $75^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 地区的近赤道强西风。平均在6月上旬，当这里的近赤道强西风出现季节性北跃之后，影响东亚的热带季风可以追溯到索马里越赤道气流。

(2) 一般在5月中以后，由于热带季风的到来，使华南前汛期暴雨具有热带季风雨性质。造成暴雨的降水切变线是一种夏季风天气系统。到6月上旬，有的年份（如1981年）当这种切变线移至南海后会演变为东亚季风槽，它出现在东亚副热带高压脊线出现第一次季节性位移之前，与一般活动于南海的ITCZ有所不同。

(3) 对流层上层热带东风带上的高层辐散起到启动低层近赤道强西风向北伸展的作用，而副热带西风带上的高层辐散起到接应热带季风继续北上的作用。当高原地区出现一次副热带西风环流的经向发展时，高层东、西风带上辐散作用的连结是引导低层热带季风伸向东亚的一种重要机制。

(4) 华南前汛期盛期降水的水汽主要由上述这支源自近赤道强西风的热带季风输送。

参 考 文 献

- [1] 金祖辉、陈隆勋等，1982年全国热带夏季风学术会议文集，云南人民出版社，1983，204~217
- [2] 王继志、李麦村等，大气科学，6(1982),1, 1~9
- [3] 李建辉，气象，1982，3, 8~10
- [4] 尤丽钰，1982年全国热带夏季风学术会议文集，云南人民出版社，1983，30~44
- [5] 谢立安、朱乾根等，气象科学技术集刊，第10期，气象出版社，1987，174~184
- [6] 汤明敏、黄士松等，1981年全国热带夏季风学术会议文集，云南人民出版社，1983，15~30
- [7] 邬元康，热带季风图集，气象出版社，1987
- [8] 尤丽钰、沈如桂等，气象科学技术集刊，第10期，气象出版社，1987，115~122

Effects of Divergent Fields in the Upper Troposphere to the Development of Summer Monsoons in East Asia

You Liyu Shen Rugui Feng Zhiqiang*

Abstract

An analysis of ECMWF data shows that the tropical summer SW monsoon, which firstly reaches East Asia in Mid-May, comes from the strong equatorial westerlies (SEW) near $75^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$. Only after the northward migration of the SEW flows happens in June, can the origin of summer monsoons over East Asia be traced back to the cross-equatorial flows near Somali.

The divergent flow field in the tropical easterly of the upper troposphere stimulates the northeastward stretch of the SEW. Also the divergent flow field in the subtropical westerly and the inverted-trough underneath urge the SW monsoon spreading over the Indo-China Peninsula and southwestern China. Thus the connection of divergent fields in the easterly and westerly, which is caused by a meridional development process of the general circulation over the Tibetan Plateau, might be a possible mechanism steering the tropical monsoon in the lower troposphere towards East Asia.

Associated with the approaching of tropical monsoons, the precipitation in South China becomes tropical monsoonal. The wind shear line is the major system causing heavy rain, and it is different from the ITCZ, which also exists over the South China Sea in summer. The computation of water vapour shows that during the heavy rain period of the pre-typhoon rainy season in South China most of water vapour is transported by the tropical monsoon originated near the equator.

Keywords upper level divergent, tropical summer monsoon, pre-typhoon rainy season in South China, East Asian monsoon trough

* Department of Atmospheric Sciences