

东亚副热带季风特征及其指数的建立^{*}

周 兵¹⁾ 何金海²⁾ 吴国雄¹⁾ 韩桂荣²⁾

1) (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, 北京 100029)
2) (南京气象学院大气科学系, 南京 210044)

摘 要 基于大气对流活动和非绝热加热的分析, 给出东亚夏季风区域变化特征, 客观地确定东亚副热带季风及热带季风对流强度, 并由此建立其与大尺度季风环流的内在联系, 提出分别用所对应区域经向风垂直切变来构造季风指数。对比分析显示, 上述季风指数在反映夏季环流和降水等方面效果显著, 能很好地刻划东亚夏季风强度。同时指出, 东亚副热带季风指数与西太平洋副热带高压及长江中下游降水密切相关, 在空间场上表现出东亚/太平洋型 (EAP 型) 遥相关特征。高指数年副高偏南, 长江中下游为涝; 低指数年则相反。

关键词: 对流指数; 经向风垂直切变; 季风指数; 相关分析

1 引言

由于东亚季风环流系统的异常活动会导致季风区降水发生异常, 季风强弱与旱涝问题密切相关, 而长江流域降水的多寡一直是我国汛期普遍关注的焦点问题, 它直接与东亚副热带季风强弱密切相关。为此, 人们一直在努力寻找能有效地度量季风变化的指标, 即定义季风指数或环流 (对流) 指数。全印度夏季降水量指数 (I_{AIR}) 就是这样一个广泛应用的指标^[1]。由于东亚季风系统的复杂性, 我国气象学家对季风指数的构造方法集中在热力学要素或动力学要素体制上^[2~5]。

亚洲夏季风 (ASM) 变化可以是内部动力强迫或诸如海表温度 (SST) 和陆面边界强迫引起, 具有区域变化特征, 季风气候包括快过程、中间过程和慢过程, 大气内动力快过程和陆面及近海中间过程是通过包含 Madden 和 Juliar 30 ~ 60 天振荡 (简称 MJO) 和其他低频振荡的季节内变化相连接的, 南亚季风与东 (南) 亚季风存在着不同的动力学过程, 为此, Lau 等^[6]给出了区域季风指数 (南亚和东亚分别为 RM1 和 RM2) 概念; 同时指出 Webster 和 Yang^[7]定义的南亚夏季风指数 (简称为 WYI) 存在一定的适用性; Ailikun 和 Yasunari^[8]也认为 WYI 与西太平洋对流活动相联系而不是南亚季风区的对流活动; Goswami^[9]发现广义的印度降水指数与 850 hPa 和 200 hPa 之间平均经向风切变的季风 Hadley 环流指数 (MHI) 关系很好, 但缺乏动力基础; Wang 等^[10]定义了南亚对流指数 (CI1) / 环流指数 (WSI1), 及东亚对流指数 (CI2) / 环流

2001-03-20 收到, 2002-03-28 收到三改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 40275014、40135020, 中国科学院知识创新工程重要方向项目 ZKXC2-SW-210, 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 第一部分, 国家攀登项目“南海季风试验研究”和国家优秀实验室研究项目 40023001 共同资助

指数 (WSI2), 并进一步分析了季风指数反映的环流特征。李崇银等^[11] 在分析南海夏季风特征后提出用对流层散度差能有效地描述南海夏季风。

如何定量描述东亚季风或东亚副热带季风的强度和年际变化是一个重要的科学问题。显然我们期望用一种简单而有意义的指数去表征东亚副热带季风的强度和变率。应该说, 季风指数的定义是有随机性的, 但选择一种合适的季风指数要有利于寻求季风变率与其他环流系统和气候变率之间的相关; 有利于建立季风变率和内、外强迫因子之间的联系; 有利于客观估价数值模式再现季风变率的能力。应该指出, 东亚季风既包含热带季风, 又包含副热带季风, 它所占据的纬度范围非常广, 可达 $40 \sim 50$ 个纬距, 受中高纬的影响又很显著, 是否对热带季风和副热带季风分别选择指数也是一个必须考虑的问题。

本文在分析大尺度季风环流与对流活动存在内在的联系的基础上; 针对东亚副热带季风关键区——长江中下游地区降水主要集中在夏季 $6 \sim 7$ 月, 考虑高低空越赤道气流在东亚季风环流系统中的重要性, 以及季风区水汽经向输送等事实, 提出能否采用经向风垂直切变来构造东亚区域季风指数, 用于反映该地区季风环流特征。

2 资料来源

本文所用资料包括 NCEP/NCAR 1958 ~ 1998 年月平均常规资料集和大气顶向上长波辐射通量 (OLR) 资料, 以及国家气候中心提供的 1951 ~ 1998 年 160 个站月平均降水资料。同时使用文献 [12] 方法直接计算 1958 ~ 1997 年大气非绝热加热。

3 东亚区域夏季风的特征

夏季 $6 \sim 7$ 月 850 hPa 和 200 hPa 与 ASM 相关联的大尺度环流特征 (图略) 显示, 低层大尺度流场主要特征表现为南北半球涡旋环流 (IGC), 在南印度洋盛行偏东风, 通过索马里急流转为偏西风, 穿越印度次大陆; 在 105°E 以东南半球印度尼西亚东南气流在赤道转向, 使得南海附近和东亚东部地区盛行西南风, 到达大陆后以南风分量为主, 印度西南季风也能影响东亚地区。另一重要环流型是与西太平洋副热带高压相关联的反气旋环流型, 低层热带西太平洋盛行偏东风。在 200 hPa, 季风环流由南亚高压所控制, $6 \sim 7$ 月间高压脊线在孟加拉湾北部, 高压脊线呈纬向分布, 西脊点向西伸展到阿拉伯海北部, 东脊点向东扩展到长江中下游一带。在南海区域附近, 高空东风急流和低空偏西气流间存在很强的东风切变; 而东亚副热带区域出现强的西风切变。高空散度分布的气候特征反映出在赤道印度洋和西太平洋菲律宾对流区以外, 辐散中心还出现在南海、东阿拉伯海和孟加拉湾。流函数和势函数场分别清楚地反映了南亚高压位置和菲律宾以北西太平洋洋面大气辐散特征。

夏季 $6 \sim 7$ 月季风降水气候特征 (图略) 显示, 从菲律宾暖池经南海向西扩展到孟加拉湾海域的大范围内降水率大于 6 mm d^{-1} , 印度西部邻近的阿拉伯海域日平均降水量达到 18 mm, 我国东部长江中下游地区也为一强度在 10 mm d^{-1} 的降水中心, 这是通常所指的梅雨带, 进一步分析表明该雨带以对流性降水为主。同时注意到印度尼西亚

陆地为相对干季，这与文献 [6] 中用卫星降水产品微波探测装置 (MSU) 6~9 月资料得到的结果一致。我国 1951~1998 年 160 站月平均降水的分析也表明，6 月 150 mm 的等雨量线北界越过长江到达 32°N 附近，最大雨量中心在长江中下游南部及华南南部一带；7 月东部雨带前沿一直向北推到华北地区，江淮之间出现 200 mm 的雨量中心。

由于东亚夏季风和南亚夏季风分别具有不同的热源和对流活动中心，且两者年际变化相关性较弱，因此，寻找有代表性、能客观定量地描述东亚夏季风的年际变化的季风指数时需要考虑季风区域气候特征。一般，季风指数应当反映对流或者环流最强的季风区（即活动中心）的变化。山崎信雄等^[13]采用黑体温度 TBB 定义对流指数，本文与文献 [10] 一样，采用 OLR 来估计对流强度，同时考虑大气整层非绝热加热过程。

图 1 给出了夏季 6~7 月 850 hPa 和 200 hPa 之间纬向和经向风的垂直切变以及 OLR 的地理分布。从环流上看，季风主要由对流层中层释放的潜热所激发的最低阶斜压模态控制，用 850 hPa 减去 200 hPa 的风场表示的垂直切变是低阶斜压模的一级近似。从图 1a 上看出，最强的纬向风负垂直切变中心位于南亚高压北侧与西风急流轴之

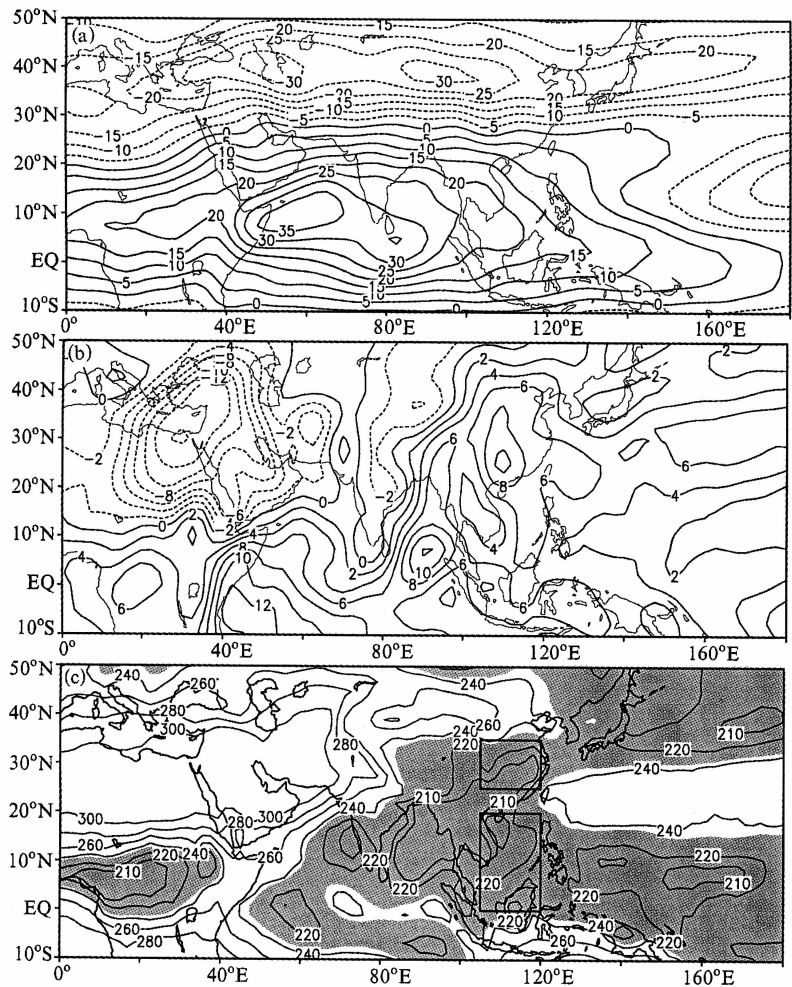


图 1 6~7 月 850 hPa 和 200 hPa 之间纬向风 (a) 和经向风 (b) 的垂直切变以及 OLR 的地理分布 (c, 阴影区为 OLR ≤ 235, 粗实线框为本研究对流区)

间,正切变中心位于南亚高压南侧北印度洋一带。经向风切变的情形则与纬向风切变很不一样。从 850 hPa 和 200 hPa 经向风的分析发现,低层强南风的形成受到地形和海陆分布的影响,而高空强北风的形成与强大的南亚高压有关。图 1b 中 3 个最大北风切变中心分别位于我国东部、孟加拉湾和赤道非洲东部,而南海附近南风切变相对较弱。

6~7 月 OLR 分布(图 1c)显示季风区强对流活动($\leq 220\text{ W m}^{-2}$)主要集中在孟加拉湾向东经南海推进到我国东部的大范围区域、阿拉伯海东部、加里曼丹岛、菲律宾暖池。同时看到,WYI 指数区除西侧没有对流发展外,包含了 3 个对流活动中心;RM1 指数区也包含了 2 个对流活动中心,但其西北侧为弱对流区;显然用对流中心来评判 RM2 是不合适的,因为该指数主要考虑 200 hPa 副热带急流两侧平均纬向风切变;CI1 指数作为南亚对流强度指标似乎比 RM1 更合理;CI2 在描述 6~7 月菲律宾对流时可能会引起不合理。我国东部东亚副热带区域($25\sim 35^{\circ}\text{N}$, $105\sim 120^{\circ}\text{E}$,粗实线框)主要反映了长江中下游及江淮流域对流活动和副热带急流南侧负纬向风切变,与此相对照的是南海季风区域($0\sim 20^{\circ}\text{N}$, $105\sim 120^{\circ}\text{E}$)。

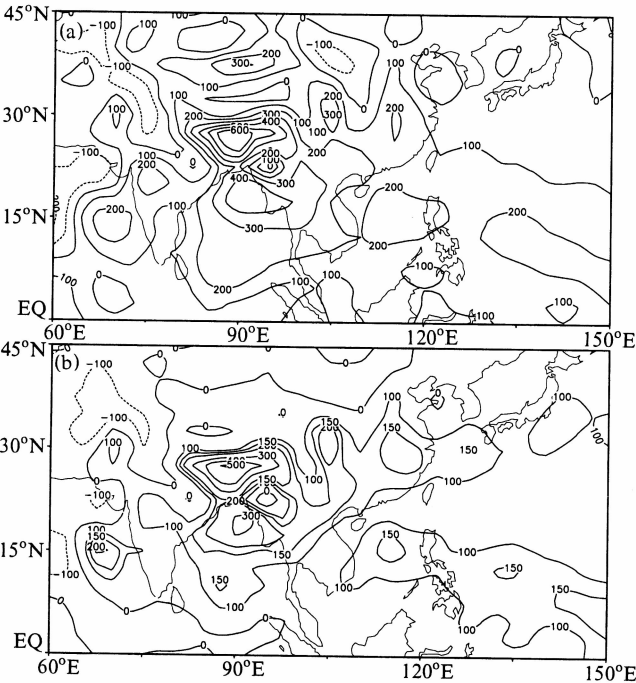


图2 夏季6~7月40年平均 $\langle Q_1 \rangle$ (a)和 $\langle Q_2 \rangle$ (b)分布
单位: W m^{-2}

由图 2a 可知,在东亚季风区存在两个独立的视热源中心,分别位于南海和长江中游地区,加热强度均达到 200 W m^{-2} ,与印度季风区的相当;亚洲季风区内从青藏高原到孟加拉湾北部为最强的热源区,最大值超过 600 W m^{-2} 。由视水汽汇的分布图 2b 可见,南海和长江中下游地区分别为两个视水汽汇加热中心,强度在 150 W m^{-2} ,它们与上述的视热源中心相对应,而印度地区的视水汽汇加热仅有 100 W m^{-2} ,较东亚季风区的要明显偏小。同样,青藏高原东南到孟加拉湾北部为最强的的水汽汇中心,量值达到 500 W m^{-2} 。上述分析与叶笃正等^[14]用 ECMWF 资料得到的结果

在形态上相近,但在副热带季风区可得到视热源和视水汽汇中心,且非绝热加热强度显著,与实际降水分布相一致,因此更趋合理。

对比视热源和视水汽汇的分布可见:在东亚副热带季风区和南海地区,各主要热源与水汽潜热汇中心位置和强度相近,说明这些热源主要是凝结潜热释放形成的,与该地区存在强大的对流活动相关联。分析中同时兼顾了高低空越赤道气流正西风切变和对流加热。

4 大尺度环流与大气对流活动的内在联系

根据大气顶向上长波辐射通量再分析资料, 对图 1c 中实线框区域分别计算副热带季风对流距平指数 (I_e) 和南海季风对流距平指数 (I_s), 以建立对流距平和环流距平之间的关系。 I_e 为 (25 ~ 35°N, 105 ~ 120°E) 内 OLR 距平, I_s 为 (0 ~ 20°N, 105 ~ 120°E) 内 OLR 距平。

由于 OLR 是逆向变化量, 因此 $I_e > 0$ 表示对流减弱, $I_e < 0$ 表示对流增强; I_s 也是如此。850 hPa 和 200 hPa 的纬向风和经向风距平场与 I_e 的线性相关分布显示 (图略), 对于副热带季风区对流增强, 850 hPa 上东亚大槽槽后我国东北地区西风减弱, 热带 115°E 以东越赤道西风也减弱, 而长江中下游西风增强; 200 hPa 的情况在东亚南海北部以北地区也有相同的变化特征, 且效果更显著。但在南海南部及其以东菲律宾暖池一带, 西风增强, 即越赤道东风减弱。东亚副热带季风区对流的增强也与南海北部 850 hPa 的南风增强和 200 hPa 的北风增强耦合在一起。

相应于东亚副热带季风的对流增强, 30°N 附近 50 ~ 130°E 的大片区域内高低空纬向风垂直切变 ($u_{850} - u_{200}$) 减弱 (图 3a), 且在长江流域减弱最明显。40°N 以北中高纬度纬向切变得到加强, 赤道印度洋纬向切变增强; 与此同时, 南海到华南东部高低空经向风垂直切变 ($v_{850} - v_{200}$) 也得到增强 (图 3b)。根据上述两图可以定义两个环流指数: 东亚西风环流指数 I_{ew} 定义为 (25 ~ 35°N, 100 ~ 125°E) 平均的纬向风垂直切变; 东亚南风环流指数 I_{es} 定义为 (10 ~ 25°N, 100 ~ 125°E) 区域的平均经向风垂直切变。

$$I_{ew} = u_{850} - u_{200}, \text{ 在 } (25 \sim 35^\circ\text{N}, 100 \sim 125^\circ\text{E});$$

$$I_{es} = v_{850} - v_{200}, \text{ 在 } (10 \sim 25^\circ\text{N}, 100 \sim 125^\circ\text{E}).$$

图 3c 反映了纬向风切变场和经向风切变场在对流距平场 I_e 上的线性回归分布, 矢量是环流切变的回归, 从图中可以看到, 南海季风区主要为显著的经向风切变, 副热带季风区南部也为经向风切变, 但在其北部以纬向风切变为主。

对于南海地区对流距平指数 I_s 的相关分布是很不一样。对于 $I_s < 0$, 即南海地区对流活动增强, 20°N 以南到赤道地区 850 hPa 西风增强 (图略), 而西风减弱的区域主要集中在 80°E 以东 20 ~ 30°N 一带; 200 hPa 东风增强的区域分布在 10°N 以南的近赤道附近以及 80°E 以东 20 ~ 30°N 附近。相应加强的 850 hPa 的南风与 200 hPa 的北风主要分布在以加里曼丹岛为中心的东南亚地区; 加强的 850 hPa 北风出现在中南半岛。因此, 对于南海地区对流的加强, 纬向风切变在赤道附近印度洋增强 (图 4a), 而经向风切变在与 200 hPa 上北风加强的东南亚区域得到加强 (图 4b)。根据上述分析, 相应于对流指数 I_s , 环流指数可以如下定义, 南海西风环流指数 I_{sw} 是区域 (0 ~ 10°N, 90 ~ 120°E) 内平均的纬向风垂直切变; 南海南风环流指数 I_{ss} 为区域 (10°S ~ 10°N, 100 ~ 140°E) 内平均的经向风垂直切变。

$$I_{sw} = u_{850} - u_{200}, \text{ 在 } (0 \sim 10^\circ\text{N}, 90 \sim 120^\circ\text{E});$$

$$I_{ss} = v_{850} - v_{200}, \text{ 在 } (10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}, 100 \sim 140^\circ\text{E}).$$

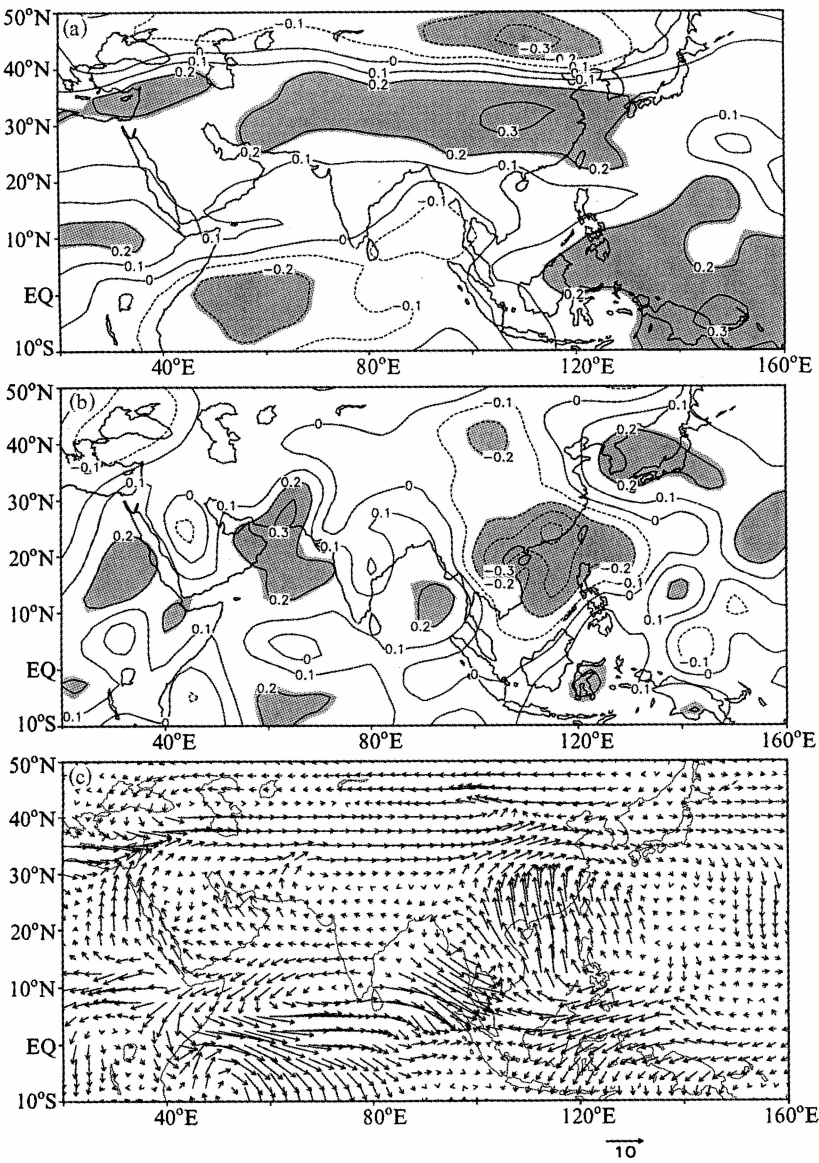


图3 纬向风 (a) 和经向风 (b) 的垂直切变相对于 I_e 线性相关场以及风垂直切变在 I_e 的回归分布 (c)

环流切变在 I_e 上的回归矢量分布图 4c 与图 3c 的最大不同是南海地区为一气旋性切变, 这样的季风环流距平的空间结构可以用 Gill^[15] 的简单大气模式来理解。垂直切变场上所显示的气旋性距平环流主要是对距平热源的 Rossby 波响应。

风场垂直切变和对流之间的内在动力学联系表明, 可以用对流指数 I_e 和 I_s 来分别作为东亚副热带季风和南海季风指数, 这两个指数不仅能代表相应对流中心的强度变化, 而且能反映以纬向和经向风垂直切变为特征的大尺度环流的变化。表 1 给出了东亚地区对流指数和环流指数之间的线性关系。不难发现, I_e 与副热带季风区纬向风垂直切变 I_{ew} 和南海及中南半岛经向风垂直切变 I_{es} 有显著的相关性, 相关系数分别为

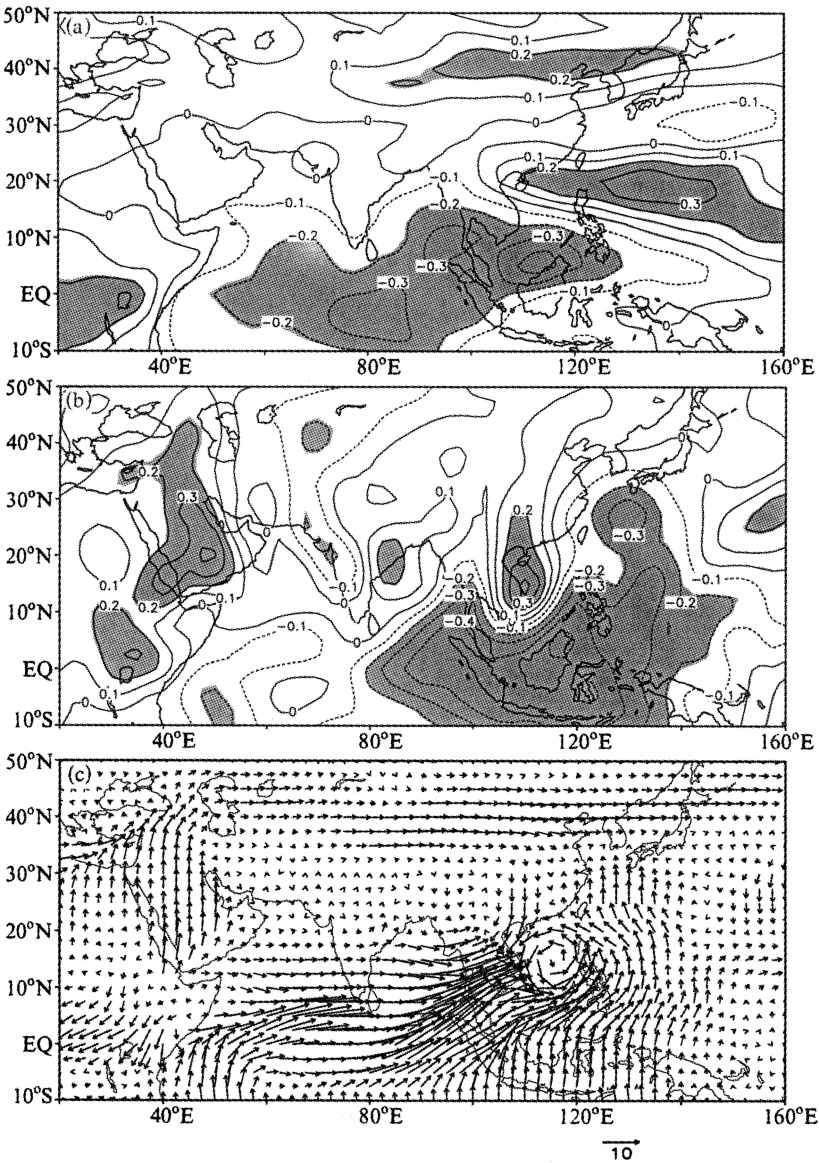


图4 纬向风 (a) 和经向风 (b) 的垂直切变相对于 I_s 线性相关场以及风垂直切变在 I_s 的回归分布 (c)

表1 东亚夏季风对流和环流指数之间的线性相关系数

	I_c	I_s	I_{ew}	I_{es}	I_{sw}	I_{ss}
I_c	1.00	-0.07	-0.29	-0.49	0.08	-0.04
I_s		1.00	0.01	0.01	-0.36	-0.47
I_{ew}			1.00	-0.34	0.37	0.16
I_{es}				1.00	-0.27	-0.12
I_{sw}					1.00	0.31

注： $f = 102$, $r_{0.01} = 0.25$; $r_{0.001} = 0.32$

-0.29 和 -0.49; I_s 与北半球赤道附近东南亚地区纬向风垂直切变 I_{sw} 和东南亚越赤道气流带经向风垂直切变 I_{ss} 也有很好的相关, 相关系数分别为 -0.36 和 -0.47。

I_e 和 I_{es} 以及 I_s 和 I_{ss} 的高相关性表明, I_{es} 和 I_{ss} 分别是描述副热带夏季风和南海夏季风的有意义的环流指数。对流增强, 目标区域的经向风垂直切变增强; 反之亦然。但正如 I_e 和 I_s 的相关性 $r = -0.07$ 一样, I_{es} 和 I_{ss} 的线性相关系数仅为 -0.12。这说明在这两个季风区内, 对流和环流的年际变化并不同步。进一步分析还发现, I_{ew} 和 I_{sw} 的相关系数高达 0.37, 表明副热带地区与近赤道区域纬向垂直切变又是相互联系的; 同一区域的平均纬向风和经向风垂直切变具有很好的关系, 均能通过 99% 的信度检验, 所不同的是副热带地区 $r = -0.34$, 而南海地区 $r = 0.31$, 因此, 变化趋势相反。

对流指数 (I_e, I_s) 和环流指数 (I_{es}, I_{ss}) 分别客观、定量地反映出东亚副热带夏季风和南海夏季风的强度变化。因此, 选择经向风垂直切变指数 I_{es} 和 I_{ss} 刻画东亚副热带夏季风和南海夏季风的年际变化。表 2 列出上述两个夏季风指数与 NCEP/NCAR 夏季 6、7 月平均日降水率 P_e ($27.5 \sim 32.5^\circ\text{N}$, $110 \sim 120^\circ\text{N}$) 和 P_s ($0 \sim 20^\circ\text{N}$, $105 \sim 120^\circ\text{N}$) 的线性相关系数。为了对照, 同时分析了与不同种类季风环流指数 WYI、RM1 (MHI)、RM2、WSI1 和 WSI2 等的关系。 I_{es} 和 P_e 以及 I_{ss} 和 P_s 的相关系数分别为 0.35 和 0.31, 均能通过 99% 的信度检验, 而 I_{es} 和 P_s 以及 I_{ss} 和 P_e 的交叉相关系数接近于 0, 从而进一步说明 I_{es}/P_e 和 I_{ss}/P_s 确实反映了东亚夏季风明显的区域和动力学现象。 P_e 和 P_s 的相关系数仅为 0.15, 表明两者相关程度很弱。

表 2 各种季风指数及其区域降水相互间的线性相关系数

	I_{es}	I_{ss}	WYI	RM1	RM2	WSI1	WSI2	P_e	P_s
I_{es}	1.00	-0.12	-0.25	-0.13	-0.31	-0.30	-0.36	0.35	-0.05
I_{ss}		1.00	0.24	0.05	0.17	0.24	0.36	-0.01	0.31
WYI			1.00	0.65	0.63	0.95	0.68	-0.06	0.22
RM1				1.00	0.62	0.77	0.17	-0.05	0.07
RM2					1.00	0.73	0.31	-0.15	0.26
WSI1						1.00	0.53	-0.06	0.20
WSI2							1.00	-0.33	0.12
P_e								1.00	0.15

I_{es} 和东 (南) 亚夏季风环流指数 WSI2、东亚区域季风指数 RM2 有显著的负相关, 与南亚季风指数 WYI、南亚区域季风指数 RM1 的负相关均能通过 $\alpha = 0.01$ 信度检验; I_{ss} 和 WSI2 有显著的正相关, 并能通过 99.9% 的信度检验。从这点可以认为 WSI2 是一个很好的指数, 它与 P_e 的负相关系数为 -0.33, 但与 P_s 的相关系数仅为 0.12。在 1949 ~ 1999 年夏季 6 ~ 7 月 WYI 与 WSI1 的相关系数达到 0.95, 略高于 Wang 等^[10] 用 NCEP/NCAR 40 年 6 ~ 9 月季平均资料得到的结果 ($r = 0.91$)。表 2 也能看出 WYI 与 RM1、RM2、WSI2 的相关系数高于 0.6, 能有效地反映南亚夏季风及其扩展区域的环流特征。综上分析, 可以认为: 东亚副热带区域和南海区域分别选择经向风垂直切变

I_{es} 和 I_{ss} 来描述相应区域夏季风环流和降水是合适的。

5 I_{es} 与西太平洋副高及长江中下游降水的关系

分析夏季6~7月平均环流强度(I_{es})距平发现,东亚副热带夏季风存在显著的年际变化(见图5),诸如1962、1991、1998年南风垂直切变极强,而1966、1969、1975、1980、1983、1995年偏强;1967、1988年极弱,而1964、1972、1974、1978、1985、1990年偏弱。20世纪80年代经向风垂直切变强度偏弱,90年代则明显偏强。 I_{es} 与长江中下游平均降水的相关系数为0.44,显然可以通过 $\alpha=0.01$ 的信度检验。

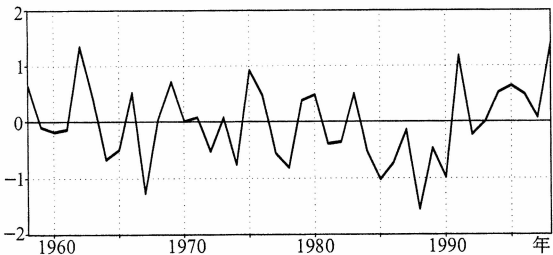


图5 夏季6~7月平均东亚副热带季风指数(I_{es})距平年际变化(单位: $m\ s^{-1}$)

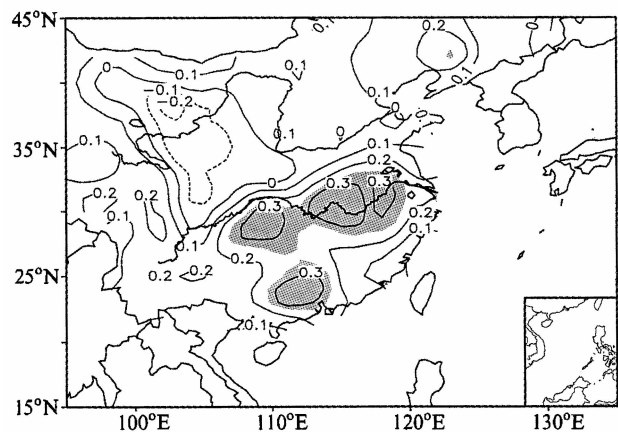


图6 夏季6~7月 I_{es} 与我国160个测站降水相关系数
 $f = 49, r_{0.05} = 0.27$

图6进一步显示了 I_{es} 与同期我国降水相关的空间分布,不难发现,能够通过 $\alpha=0.05$ 信度检验的区域主要集中在长江中下游流域(阴影区),华南西江流域也为正相关显著区。由此可见:东亚副热带地区对流活动增强($I_e < 0$),其所选择的区域经向风垂直切变强度 I_{es} 增强,长江中下游地区降水明显增多;反之亦然。上述特征表明:副热带强(弱)环流指数年长江中下游地区容易导致涝(旱),从而证明该指数对

研究区域降水有明确的表征能力。

为了分析强指数年与弱指数年高空环流的差异,选择1980、1983、1991、1998年为强指数代表年份,选择1967、1985、1988、1990年为弱指数代表年份,它们分别与长江中下游涝年和旱年相对应。制作涝年和旱年环流差值图,不难发现,我国东部40°N附近为500 hPa高度场差值负中心(图7),而20°N附近为正中心,由此可见,涝年较早年副热带高压位置偏南;在差值流场(图略)上同样可看到相应的气旋性和反气旋性环流中心。

在200 hPa上,发现全风速正差值中心在35~40°N之间(图略),这表明西风急流位置在涝年要更偏南;同样,差值环流特征表现为我国长江以南大部分地区为高空差值反气旋区,有显著的辐散,在长江中下游地区存在很强的反气旋式切变,高空多

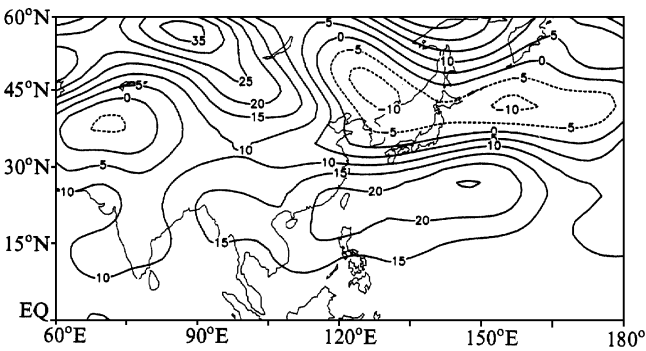


图 7 500 hPa 强指数 (I_{es}) 与弱指数年合成高度场差值分布

个气旋式环流中心为高空辐散的发展提供有利条件。因此，可以认为西风急流位置和副高位置的异常是强弱指数年环流的主要差异。

为进一步识别西太平洋副高在强弱副热带环流指数年的显著差异，建立 I_{es} 与表征西太平洋副高的一些特征量的线性关系（见表 3）。

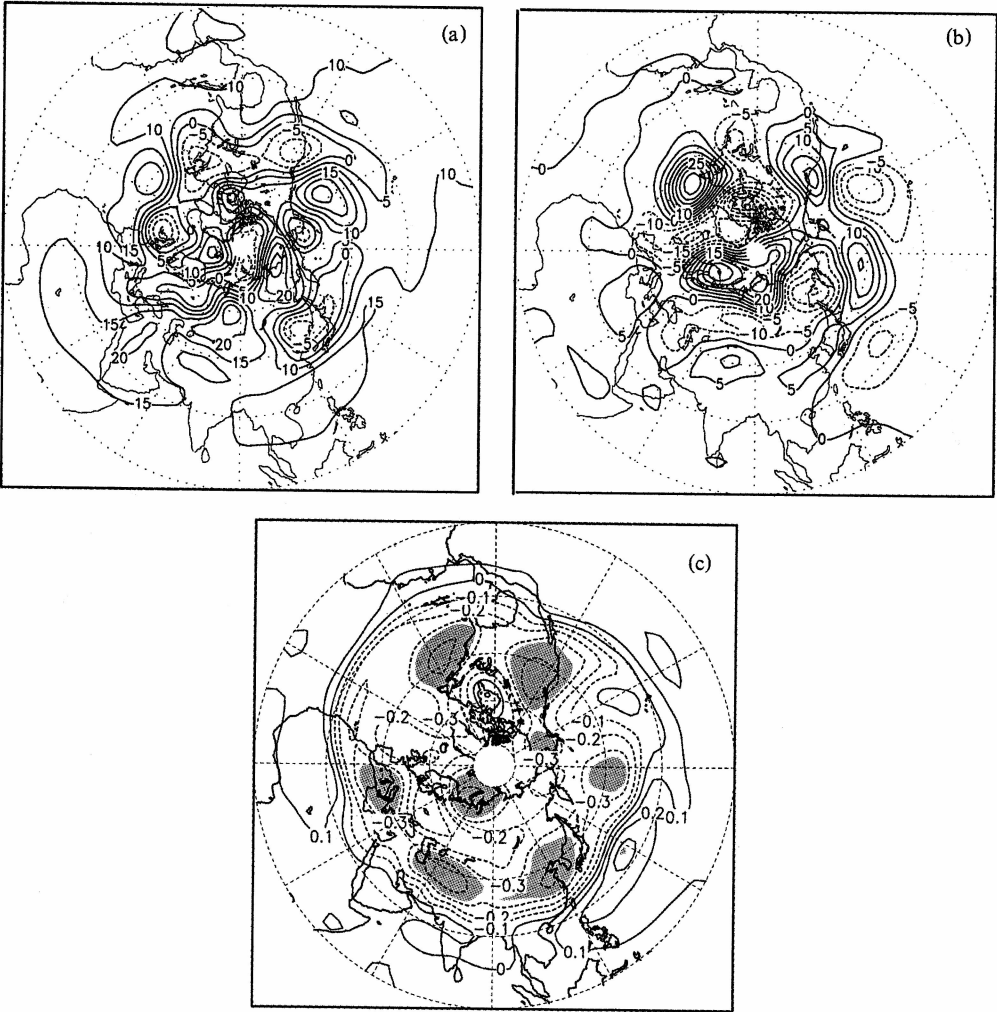


图 8 I_{es} 高指数 (a) 和低指数 (b) 年 500 hPa 位势高度合成距平场空间分布及遥相关型 (c)

表 3 夏季 I_{es} 与西太平洋副高诸参数间的线性相关系数

特征量	副高脊线	副高面积	副高强度	副高北界	西伸脊点
相关系数	0.13	0.38	0.41	0.38	-0.33

注：副高参数说明同国家气候中心气候公报定义； $|r|_{0.05} = 0.28, |r|_{0.01} = 0.36$

由表 3 可以看出, I_{es} 与夏季 6~7 月西太平洋副高脊线位置之间的关系并不好, 这可能与夏季副高脊线存在短期变动直接有关; I_{es} 与副高 110~180°E 平均面积和强度指数及 110~150°E 平均北界位置的相关系数都能够通过 $\alpha = 0.01$ 的信度检验; 与 588 线平均西脊点经度间的负相关也能达到 $\alpha = 0.05$ 的置信度。这进一步证明副高在东亚季风环流系统中的重要性, 同时说明副热带环流指数不仅可以描述长江中下游的降水, 也能充分反映与此直接相关联的西太平洋副高特征。

图 8a 给出了 5 个强指数年 500 hPa 高度距平场成分布, 可以看到长江流域以南的东亚地区有显著的正距平, 表明副热带高压位置偏南, 强度增强。东亚到北美高度距平呈现 +、-、+、- 的分布特征, 与黄荣辉等^[16] 的 EAP 型相一致。图 8b 给出了 5 个弱指数年 500 hPa 高度距平场成分布, 可以看到我国东部西太平洋海域为一显著的负距平区, 长江流域北部为一正距平相对高值带, 副热带高压位置偏北。菲律宾以东到北美高度距平呈现 -、+、-、+ 的分布特征, 与反 EAP 型相一致。这些结果表明: 北半球夏季环流异常存在东亚—太平洋遥相关型, 行星尺度的扰动波列能够从东亚向北美传播, 它严重地影响东亚夏季风的年际变化与旱涝发生。

图 8c 为 I_{es} 与 500 hPa 高度场的线性相关系数分布, 对于副热带地区 I_{es} 减弱 (即对流活动增强), 亚洲东北部的阻塞高压系统加强, 西太平洋副热带高压强度减弱, 位置偏东, 与此相关联的是印度西北部反气旋脊区向北扩展到非洲北部, I_{es} 遥相关波列呈 EAP 型。

6 结论讨论

根据前面的分析, 我们可以得到以下主要结论:

- (1) 多年平均夏季 6~7 月东亚副热带季风区存在 200 W m^{-2} 的视热源加热中心, 其强度与南海及印度季风区相当; 同时存在 150 W m^{-2} 的水汽汇中心, 其量值较印度地区的要大。利用 OLR 与大气整层非绝热加热相结合, 可以较好地确定和估计对流活动区域及强度。
- (2) 对流强度与东亚季风环流特别是高低空经向风垂直切变间存在密切联系, 由此可分别建立东亚副热带季风指数 I_{es} 和南海季风指数 I_{ss} , 并与其他季风指数 WYI、WSI1 和 WSI2、RM1 和 RM2 (MHI) 进行比较, 发现 I_{es} 和 I_{ss} 对副热带地区降水和南海地区降水分别具有最好的相关性。
- (3) I_{es} 具有显著的年际变化, 高指数年长江中下游涝, 低指数年则为旱, 在空间场上表现出 EAP 遥相关型, 旱涝年高度场正负距平中心相反。涝年高空西风急流位置偏南, 副热带高压位置也偏南; 反之, 则偏北。 I_{es} 与长江中下游降水及副高诸参数都有很好的线性相关, 副高北侧的副热带夏季风雨带与副高之间存在一种相互联系或相互

作用, 它反映了由夏季风降水产生的凝结潜热与副高年际变动之间的内在联系。

参 考 文 献

- 1 Shukla, J. and D. A. Paolina, The Southern Oscillation and longrange forecasting of summer monsoon rainfall over India, *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**, 1830 ~ 1837.
- 2 Tao Shiyan and Chen Longxun, A review of recent research on the summermonsoon China, *Monsoon Meteorology*, Eds., C. -P. Chang and T. N. Krishnamurti, Oxford University Press, 1987, 60 ~ 92.
- 3 郭其蕴, 东亚夏季风的变化与中国降水, *热带气象学报*, 1985, **1** (1), 44 ~ 52.
- 4 Zeng Qingcun, Zhang Banglin, Liang Youlin et al., East Asian summer monsoon—a case study, *Proc. Indian Natri. Acad.*, 1994, 60, Part A, No. 1, 81 ~ 96.
- 5 谢安、刘霞、叶谦, 南海夏季风气候特征, 亚洲季风研究新进展, 北京: 气象出版社, 1994, 132 ~ 142.
- 6 Lau, K. -M., K. -M. Kim, and S. Yang, Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon, *J. Climate*, 2000, **13**, 2461 ~ 2482.
- 7 Webster, P. J., and S. Yang, Monsoon and ENSO: selectively interactive systems, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1992, **118**, 877 ~ 926.
- 8 Ailikun, B., and T. Yasunari, On the two indices of Asian summer monsoon variability and their implications extended abstracts, Int. Conf. on Monsoon and Hydrologic Cycle, Kyong, Korea, Korea Meteorological Society, 1998, 222 ~ 224.
- 9 Goswami, B. N., V. Krishnamurthy, and H. Annaumalai, A broad scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 1999, **125**, 611 ~ 633.
- 10 Wang, B. and Z. Fan, Choice of South Asian summer monsoon idices, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1999, **80**, 629 ~ 638.
- 11 李崇银、张利平, 南海夏季风特征及其指数, 自然科学进展, 1999, **9** (6), 536 ~ 541.
- 12 周兵、徐海明、谭言科等, 1998 年武汉大暴雨切变涡度及非绝热加热垂直结构分析, *气象学报*, 2001, **59** (6), 707 ~ 718.
- 13 山崎信雄、井上丰志郎、田中实等, 大尺度对流活动和降水系统的分析, 陈隆勋等主编, 亚洲季风研究新进展, 北京: 气象出版社, 1999, 160 ~ 171.
- 14 叶笃正、黄荣辉等, 长江黄河流域旱涝规律和成因研究, 济南: 山东科学技术出版社, 1996, 387pp.
- 15 Gill, A. E. Some simple solutions for heat - induced tropical circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1980, **106**, 447 ~ 462.
- 16 Huang Ronghui and Sun Fengying, Impact of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70**, 243 ~ 256.

Characteristics of East Asian Subtropical Monsoon Index and Its Definition

Zhou Bing¹⁾, He Jinhai²⁾, Wu Guoxiong¹⁾, and Han Guirong²⁾

1) (*State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

2) (*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract East Asian subtropical monsoon has close relation with rainfall anomaly over the Yangtze River valley and much researches have been done for the exponents about the estimation of its strength. It is known that monsoon area in East Asian, crossing zonally 40 ~ 50 latitudes, involves subtropical and tropical systems, therefore, further analysis about the choice of such indices and their features are necessary. This paper, in the first place, has defined convective indices for subtropical and tropical monsoon and set up certain relation between convection and circulation on which the meridional wind vertical shear indices (I_{es} / I_{ss}) in the two regions are based. It is shown that I_{es} is closely related to precipitation in the subtropics while I_{ss} more related to that in the tropics. In addition, I_{es} possesses remarkable interannual change features: more rain corresponding to more intensity, and vice versa. The results indicate that the mean rainfall coefficient of I_{es} and seventeen stations in the middle and lower reaches of the Yangtze River is 0.44, $\alpha = 0.01$ validity check is passable. When I_{es} is higher (lower), subtropical high at 500 hPa is southward (northward) of its normal position and flood (dry) year occurs over the middle and lower reaches of the Yangtze River. Besides, the teleconnection of subtropical monsoon at 500 hPa presents EAP pattern.

Key words: convective index; meridional wind vertical shear; monsoon index; correlation analysis