亚洲夏季风指数的重新评估与季风的长期变化*

陈 桦[1] 丁一汇[2] 何金海[1]

1 南京信息工程大学,南京,210044
2 国家气候中心,北京,100081

摘 要

使用 NCEP/NCAR 再分析资料对 Webster 与 Yang 的季风指数(WYI)进行计算和修改。WYI 定义为 850 与 200 hPa 的纬向风差,但通过分析 150—100 hPa 和 200 hPa 的环流场、散度场与垂直运动场,发现 200 hPa 层并不能真正反映亚洲季风系统上层环流的变化,尤其是其最主要的环流特征即热带东风急流的变化,其核心位于 150—100 hPa。纬向风切变 $U_{850} - U_{(150+100)}$ 的值比 $U_{850} - U_{200}$ 的值远大得多,更能真实反映季风的强度,并且与低层辐合耦合在一起的高层辐散最大位于 150 hPa,在对流层高层取 150 hPa 比 200 hPa 更能反映季风系统的耦合关系。因此,在对流层上层选择 150—100 hPa 重新定义季风指数(DHI)为 $I_{DH} = U^{*}_{850} - U^{*}_{(150+100)}$,不但可以更好地表征亚洲纬向风切变中心的强度变化,也可以代表对流层上下层季风系统的变率。分别用季风指数 DHI 和 WYI 对亚洲夏季风的长期变化进行研究,发现 DHI 比 WYI 更合适。DHI 的变化表明亚洲夏季风存在明显的年代际变化及突变,20 世纪 70 年代末之后显著减弱,这主要是由于 150—100 hPa 层东风的减弱,但这种东风的减弱现象在 200 hPa 不明显。突变后总的来说:亚洲地区高层东风减弱,表明夏季风减弱;海陆气压差和海陆温差的减小导致季风减弱;相应高空辐散和水汽输送在印度半岛、中南半岛中部、中国华北与东北地区都是减弱的,也表明夏季风减弱。最后比较 NCEP/NCAR 和 ERA-40 两种再分析资料研究亚洲夏季风的强度及其长期变化的差异,以作参考。

关键词:季风指数,年际变化,年代际变化,突变。

1 引 言

如何定量描述夏季风的强度及变率是季风研究中的一个重要问题。由于亚洲夏季风具有广阔的空间和时间尺度变率,因此寻求用一个简单的指数去定量描述如此复杂的大尺度季风特征及其变化是很困难的。许多学者从不同方面定义了不同的季风指数,但尚无统一的夏季风指数,目前所用的指数大致可以归纳为以下 3 种:

第 1 种是选择降水或对流来定量表征夏季风强度。全印度季风降水指数常被用于衡量南亚夏季风的特征[1];Tao 和 Chen[2]定义了东亚降水指数来描述东亚夏季风的强度;Wang 和 Fan[3]提出用对流指数来反映南亚和东南亚夏季风的年际变化。

第 2 种是基于季风是海陆热力差异的综合产物这个基本成因来定量描述季风强度。郭其蕴[4]用海平面气压差来定义季风指数;孙秀荣等[5]用东西向和南北向的海陆温差定义了一个东亚海陆热力差指数。

第 3 种是直接从季风环流本身出发,选择风场、散度场或涡度场去描述季风的强度。如 Webster 和 Yang[6]用 850 和 200 hPa 的纬向风切变来定义季风指数;Goswami 等[7]定义经向风切变为季风 Hadley 环流指数;Lau 等[8]定义了两个区域季风指数 RM1(经向风切变)和 RM2(纬向风切变)分别衡量南亚和东亚夏季风。李崇银等[9]提出用对流层高低层散度差来描写南海夏季风。张庆云等[10]用东亚热带和副热带纬向风差值来定义夏季风指数。祝从文等[11]将东西向海平面气压差与低纬度高低层纬向风切变相结合,定义了东亚季风指数。

* 初稿时间:2005 年 11 月 1 日;修改稿时间:2006 年 3 月 22 日。
资助课题:"九五"国家攀登 B 项目:南海季风实验研究;国家基础研究发展规划项目(No2004cb418303)。
作者简介:陈桦,女,1982 年生,硕士,主要从事季风研究。E-mail: vivienchenhua@hotmail.com

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

以上这些季风指数各有优缺点。例如由于降水资料不足以及难以区分地形因素,用降水量作指数常常有一定局限性;由于热带地区地面气压变化小,用气压、气温来描写夏季风活动也存在一些问题。目前无论在研究和业务中,应用较广泛的是 WYI。WYI 是代表亚洲地区纬向风切变中心变率的一个有效指数,是对大尺度亚洲夏季风强度合适的度量及表征[3],但是这个指数也存在一些问题,主要是 WYI 取的 200 hPa 层是否能准确地表征亚洲夏季风系统的上层环流特征。一个热带系统简单来说可看作是由低层与高层构成,两者通过热力和动力过程以及对流活动耦合起来,低层一般选为 850 hPa,因而对高层的选择十分重要。本文将先确定对流层上层的哪一层最适合表征亚洲夏季风系统上层环流的变化,据此在 WYI 的基础上重新定义一个季风指数,从而进一步讨论亚洲夏季风的年际、年代际变化及突变。

2　资　料

本文使用了 NCEP/NCAR 再分析资料[12]和 ERA-40 再分析资料[13]1958—2002 年的月平均资料集,分辨率 2.5°×2.5°。这两种再分析资料用不完全相同的观测数据,不同的分析系统以及不同的模式,其结果都在一定程度上受到观测系统与分析系统变化引起的非均一性的影响[14-15]。例如模式的变化会产生虚假的气候跃变,这个问题在 NCEP 及 ECMWF 的再分析计划中都已经强调过。Kistler 还指出,NCEP/NCAR 在 1948—1967 年的资料存在海平面气压的问题(http://wwwt.emc.ncep.noaa.gov/gmb/bkistler/psfc/psfc.html)。至今已有许多研究比较了这两种再分析资料,发现它们在分析同一气象要素时可能会得到不同的结果,并且相对于实际观测资料而言都存在一定问题[16-19]。

文中的主要分析是用 NCEP/NCAR 资料作的,后面将比较两种资料研究亚洲夏季风的强度及其长期变化的差异,以作参考。

3　对 WYI 的修正

根据 WYI,季风指数定义为对流层高低层的纬向风切变。Webster 和 Yang[6]把高层取为200 hPa。但 Koteswaram[20]在分析 1955 年夏季南亚和邻近北非对流层上层环流时发现,热带东风急流(TEJ)的核心位于 150—100 hPa,之后 Tanaka[21],Sathiyamoorthy[22]也分别指出 TEJ 核心在 150 和 100 hPa。TEJ 是亚洲夏季风系统的主要高空环流特征,位于南亚反气旋的南侧[23]。由于 TEJ 在印度半岛南部约 5°—15°N 有最大风速[20-23],作 U 沿 5°—15°N 的剖面(图 1a),可见在 150—100 hPa 有最大东风,在 925—850 hPa 有最大西风,这是亚洲夏季风系统最明显的高低空特征。如果取 200 hPa 来代表上层风场,则不能恰当地描述热带东风急流的特征。

由于季风指数定义为对流层高低层的纬向风切变,因此风切变的值能够反映季风指数的大小,进而能够反映季风的强度。低层一般取 850 hPa,高层分别取 150—100 hPa 和 200 hPa 作纬向风切变(图 1b,c),由图可见 $U_{850}-U_{(150+100)}$ 的值比 $U_{850}-U_{200}$ 的值要远大得多,这表明风切变 $U_{850}-U_{(150+100)}$ 更强。季风指数如定义为 $U_{850}-U_{(150+100)}$,即切变最大处,才能更确切、更清楚地反映季风的强度及变化。

另一方面,在热带系统中,高低层环流的耦合是通过辐散环流实现的[24],通过散度场的分析可进一步确证高低层的耦合关系。由风切变最大区域(即图 1 方框区)的散度垂直廓线(图 2)可见,辐合最大值位于 925—850 hPa,而辐散最大值位于 150 hPa,因而对流层低层与高层 150 hPa 而非 200 hPa 有最强的耦合关系。因此季风指数在高层定义在 150 hPa 才能恰当地反映季风系统的耦合变率。

由以上分析可见,在对流层高层取 150—100 hPa 代替 200 hPa 更为合理,具有明确的物理意义:(1) 热带东风急流是北半球夏季对流层高层最主要的环流特征,其核心位于 150—100 hPa;(2) 纬向风切变 $U_{850}-U_{(150+100)}$ 的值比 $U_{850}-U_{200}$ 的值要远大得多,能更确切、更清楚地反映季风的强度;(3) 与低层辐合耦合在一起的高层辐散最大位于 150 hPa,更能反映季风系统的耦合关系。另外,南亚高压是北半球夏季对流层高层强大和稳定的环流系统[25],在 150—100 hPa 上强度最大。因此我们定义一个修正的季风指数(DHI):$I_{DH}=U^{*}_{850}-U^{*}_{(150+100)}$,其中 $U_{(150+100)}$ 是 150 和 100 hPa 纬向风的平均,U^{*} 是 U 减去气候平均之后的距平值。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

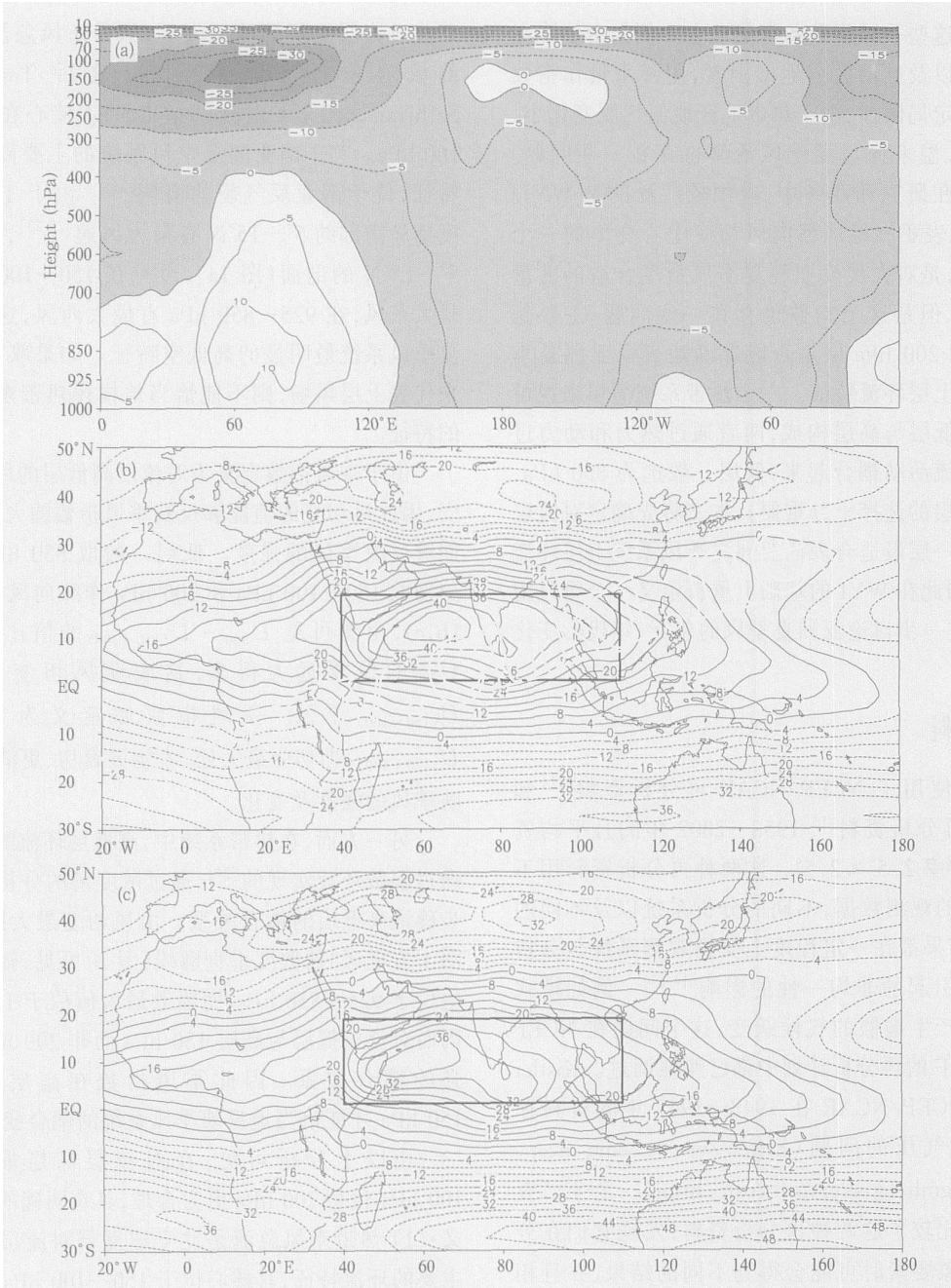


图 1 夏季(6—8 月)气候平均 U(a); U_{850} - $U_{(150+100)}$(b); U_{850} - U_{200}(c)沿 5°—15°N 的经度-高度剖面

(a 中阴影区为东风; b 和 c 中方框区是纬向风切变最大的区域;单位:m/s)

Fig. 1 (a) Longitude-height section of climatologically (1958 - 2002) summer (JJA) meridionally averaged U over 5°- 15°N (where the easterly is shaded); and horizontal distributions of zonal wind shears (b) U_{850} - $U_{(150+100)}$ and (c) U_{850} - U_{200} (where the rectangle is the maximal area of the zonal wind shear; Units: m/s)

DHI 定义的区域在纬向风切变最大处,即图 1 中的方框区(0°—20°N,40°—110°E),这与 WYI 定义的区域相同。由于季风系统是通过低层辐合、高层辐散把对流层上下层风场耦合在一起的,因此我们定

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

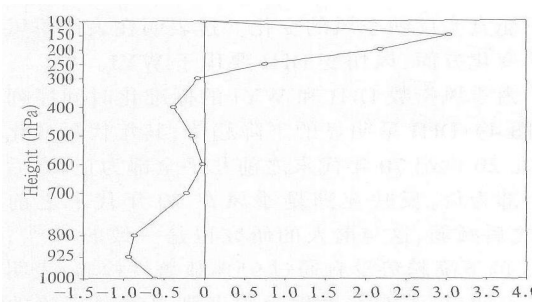


图 2　风切变最大区域(0°—20°N,40°—110°E)的散度

图 2　风切变最大区域(0°—20°N,40°—110°E)的散度垂直分布(单位:10^{-6} s^{-1})

Fig. 2　Vertical distribution of averaged divergence (10^{-6} s^{-1}) over the maximal area (0°- 20°N,40°- 110°E) of zonal wind shear

义的指数 DHI 不但可以代表亚洲纬向风切变中心的变率,也可以代表对流层上下层季风系统的耦合变率。为了进一步证明季风指数 DHI 比 WYI 更合适,以下将同时用 DHI 和 WYI 讨论亚洲夏季风的年际、年代际变化和突变,以期考察它们表征季风长期变率的能力。

4　亚洲夏季风的年际及年代际变化

由于使用月平均资料,因而无法讨论季节内变率。对 DHI 和 WYI 的时间序列进行小波分析(图略),得到两个指数都存在年际及年代际周期,其中 2—5 a 的年际变化周期都通过了 95 %显著性检验,但年代际周期都没有通过检验。两个指数的年际变

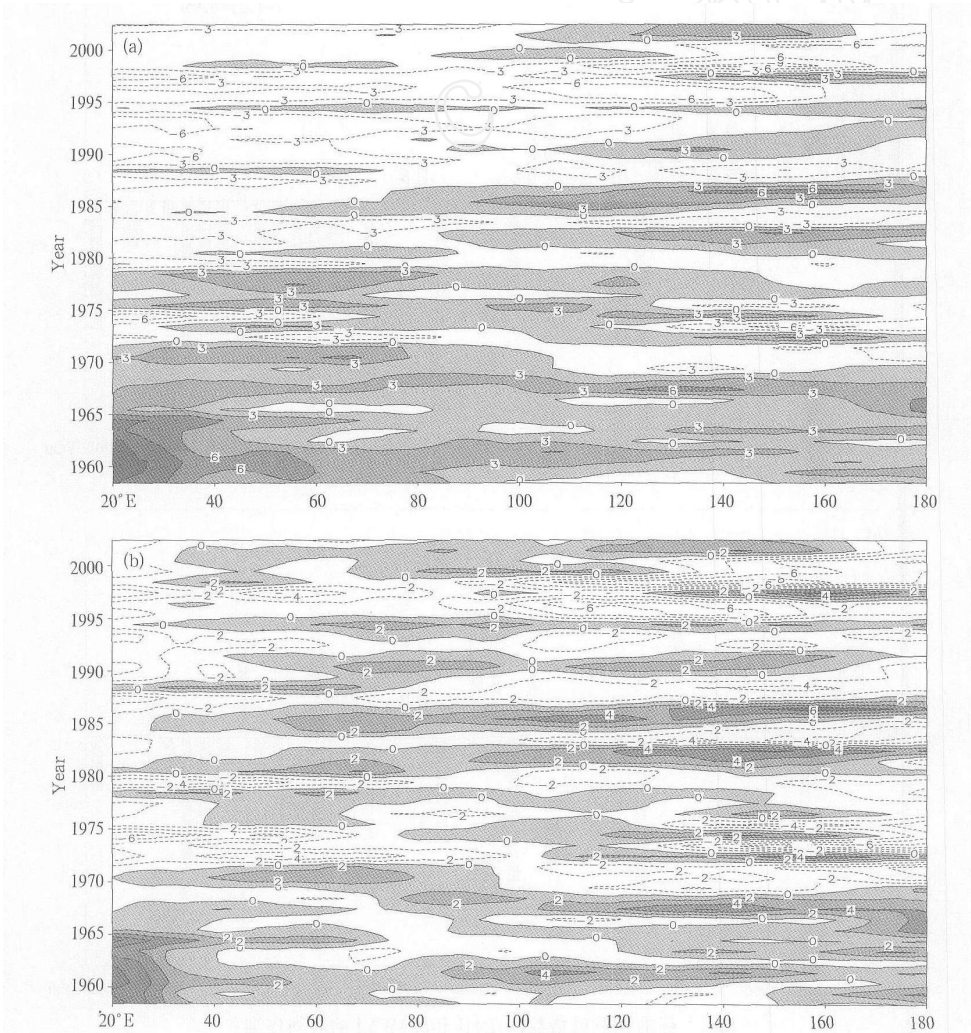


图 3　夏季(JJA)平均值沿 5°—15°N 的时间-经度剖面

(a) U^{*}_{850} - $U^{*}_{(150+100)}$,(b) U^{*}_{850} - U^{*}_{200}(阴影表示纬向风切变 > 0,单位 m/s)

Fig. 3　Time-longitude sections of zonal wind shears (a) U^{*}_{850} - $U^{*}_{(150+100)}$ and (b) U^{*}_{850} - U^{*}_{200} in summer (JJA) along 5°- 15°N (where the positive zonal wind shear is shaded; Units: m/s)

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

化周期是相同的,这表明 DHI 和 WYI 两个指数在描述季风的年际变率方面是一致的。

因此我们将重点研究季风的年代际变化,并从年代际角度来比较两个指数的差异,证明 DHI 比 WYI 更合适。关于季风及季风系统的年代际变化已有许多研究[26-28],分析表明亚洲地区季风环流是减弱的。从纬向风切变沿 5°—15°N 的时间剖面可见,若高层定义在急流最大值 150—100 hPa 上(图 3a),则亚洲地区的纬向风切变具有明显的年代际变化,在 20 世纪 70 年代末之后明显减弱,这与前人的研究是一致的。若高层取 200 hPa 层(图 3b),则看不出纬向风切变在亚洲尤其在南亚地区的减弱,因而不能真实反映季风的变化。这表明在表征季风的长期变化方面,风切变 DHI 要优于 WYI。

由季风指数 DHI 和 WYI 的标准化时间序列可见(图 4):DHI 呈明显的下降趋势,其年代际变化明显,在 20 世纪 70 年代末之前几乎全部为正,之后几乎全部为负,反映亚洲夏季风在 70 年代末之前较强,之后减弱,这与前人的研究也是一致的[26-28];但 WYI 的下降趋势没有通过 95 %显著性检验,表明其下降不明显,不能准确地反映亚洲夏季风环流的减弱。这进一步证明在表征季风的长期变化方面,指数 DHI 要优于 WYI。

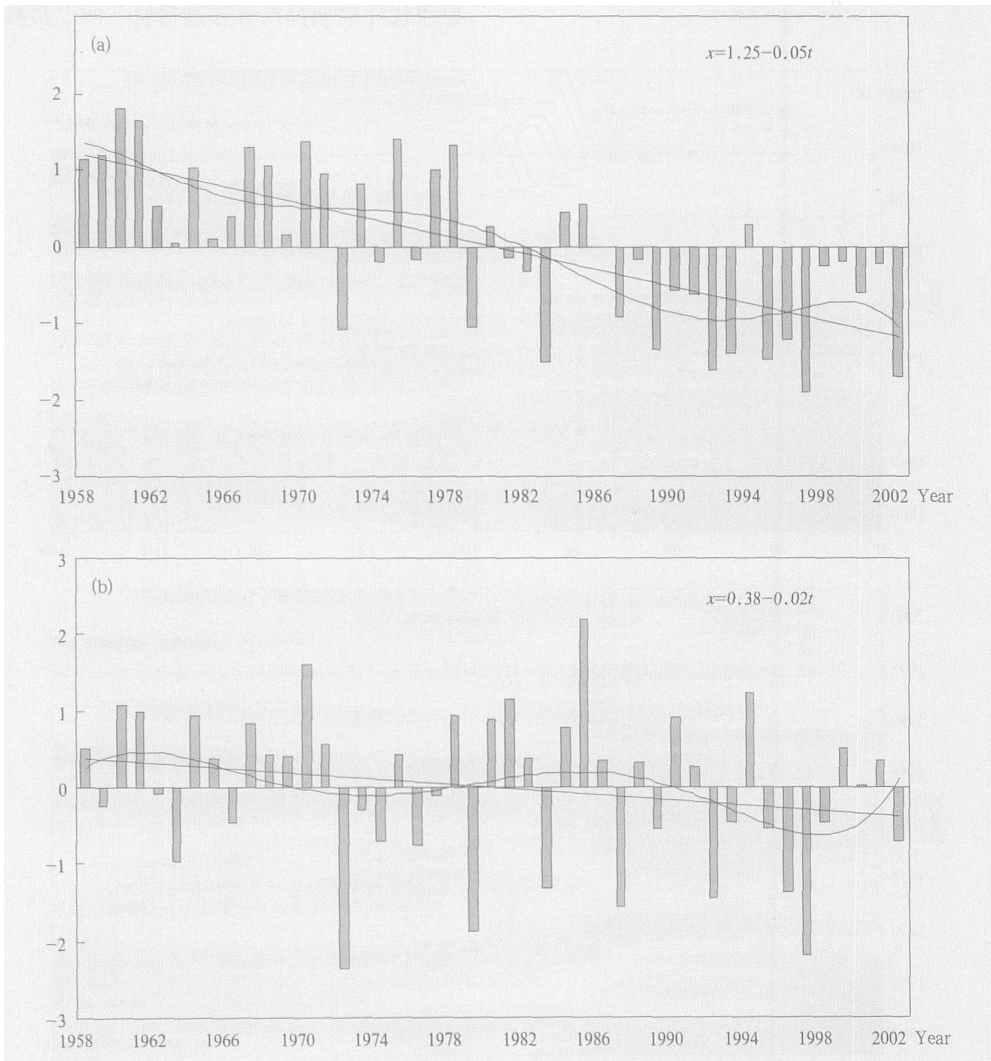


图 4 标准化季风指数(a) DHI 和(b) WYI 的时间序列
(直线是线性趋势线,曲线是 6 阶多项式平滑)

Fig. 4 Time series of the normalized monsoon indices (a) DHI and (b) WYI
(The solid line is the linear trend, the curve is the polynomial smooth)

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

5　亚洲夏季风环流的突变

1976/1977 年北太平洋 SST 及大尺度冬季环流观测到明显的气候跃变[29],为此我们用 Mann-Kendall Rank statistic (M-K)方法来检验季风指数 DHI 和 WYI 的突变点(图 5),发现两个季风指数确定的气候突变时间是不同的:DHI 的突变点在 1980 年,突变之后有明显的下降趋势;而 WYI 没有明确的突变点,1972 —1986 年是它的突变期,在这段时期内突变趋势不明显,1986 年之后 WYI 下降。由于 DHI 确定的突变时间与其他研究[27-29]确定的气候跃变发生在 70 年代末较一致,因此我们认为在反映亚洲夏季风的突变方面,季风指数 DHI 要优于 WYI。

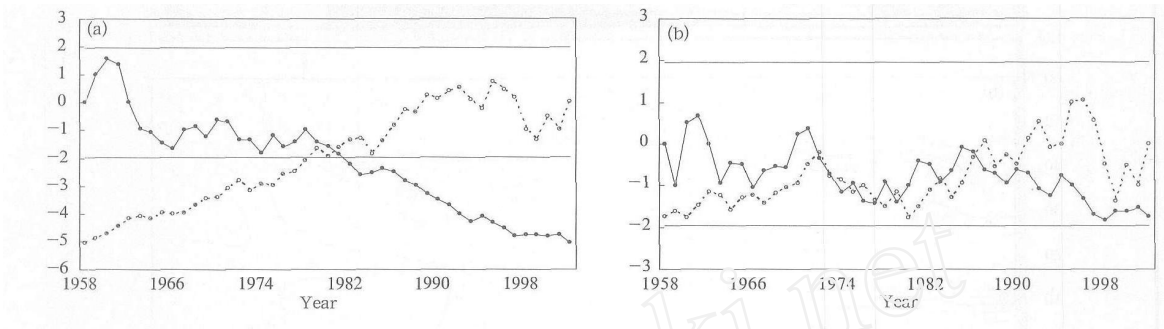


图 5　季风指数 DHI(a)和 WYI(b)的 M-K 检验
(实线是 UF,虚线是 UB,粗直线是 $\alpha = 0.05$ 显著性水平临界值)
Fig. 5　Mann-Kendall test of monsoon indices DHI (a) and WYI (b)
(where the solid line is UF, the dash line is UB, and the bold straight line is $\alpha = 0.05$ significant level)

因此根据 DHI 指数,亚洲夏季风环流在 1980 年发生突变,突变后季风环流减弱。分别对高层风、位势高度、散度、厚度、地面气压及水汽输送做突变前后的差值场(图 6)。由图可见,在整个热带亚洲上空 150 —100 hPa 均为西风异常,表明高层东风减弱。在亚洲热带、副热带地区,高层辐散在孟加拉湾北部、海洋大陆及中国长江中下游和华南地区加强,在印度、中南半岛和中国华北地区减弱,在华北的减弱可能与 70 年代以后该地区降水的持续减少有关[30]。位势高度在中国华北与东北为负异常,这表明与异常气旋环流的发展有关。500 —150 hPa 厚度场在华北、东北与蒙古地区有负异常中心,在海洋上为正异常,表明陆地加热减小,海洋加热增加,海陆温差减小,导致季风减弱。地面气压场在整个大陆上都为正异常,中心位于华北、东北与蒙古地区,表明海陆气压差减小,导致季风减弱。在垂直积分的水汽输送图上,在中国东部(这是亚洲的主要夏季风区)水汽是向南输送的,这种季风水汽向北输送明显减少使中国北方出现干旱。水汽通量辐合在印度半岛、中南半岛中部及中国华北和东北是减少的,使得这些地区易出现干旱。

6　比较两种资料的差异

在研究季风指数及季风系统的变化时,用 ERA-40 再分析资料与用 NCEP-NCAR 再分析资料得到的结论基本上一致,但也存在一些不同:

(1) 两种资料的垂直速度曲线存在差异:NCEP 的垂直速度并不是在无辐散层而是在 850 hPa 有最大值,400 hPa 有次最大值,ERA 的垂直速度在 300 —400 hPa 层有单一峰值,这表明在描述垂直速度时 NCEP 资料存在一定问题,而 ERA 资料更合理一些。

(2)用 ERA 资料计算的指数 DHI 经历了两次减弱过程,分别发生在 20 世纪 60 年代中后期和 80 年代中后期,这与用 NCEP 资料计算的只有一次减弱且发生在 70 年代末不同。

(3)用 ERA 资料计算的指数 DHI 没有明确的突变点,1968 —1990 年是它的突变期,在这段时期内突变趋势不明显;而用 NCEP 资料计算的突变点在 1980 年,这与其他研究确定的气候跃变时间比较

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

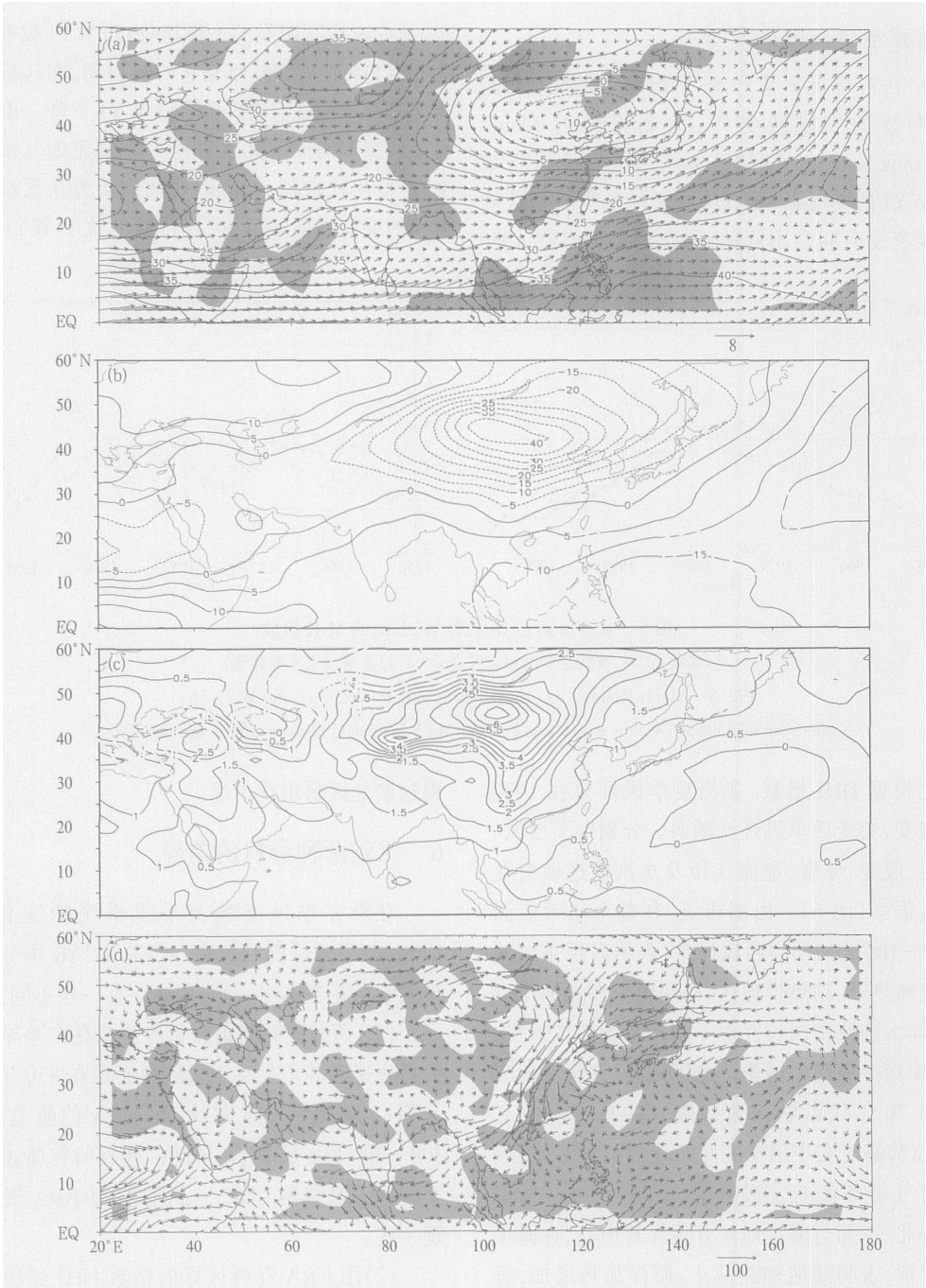


图 6 150—100 hPa 风、位势高度、散度场(a)、厚度场(b.单位:m)、地面气压场(c.单位:hPa)、垂直积分(从地面到 300 hPa)水汽输送(d)在突变前后的差值分布

(a 中阴影区域表示高空辐散增加,风矢量单位:m/s,高度单位:m,散度单位:s^{-1};d 中阴影区域表示水汽通量辐合增加,单位:m/s;水汽通量散度单位:s^{-1};所有图形都进行了 Student t 检验,大部分区域都通过了 95%信度检验(图略))

Fig. 6 Difference fields of (a) the wind (m/s), geopotential height (gpm) and divergence (s^{-1}) in the layer of 150 - 100 hPa, (b) the thickness between 500 hPa and 150 hPa (gpm), (c) surface pressure (hPa), and (d) vertically-integrated (ground surface to 300 hPa) water vapor transport (m/s) before and after the climate abrupt change (The shaded area indicates the increase of upper-level divergence in (a), and the increase of the convergence of water vapor flux (s^{-1}) in (d). Student's t test was employed, and most regions of all Figures passed the 95% significant test (Figures omitted))

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

一致,因此在表征季风的突变方面 NCEP 资料更合理一些。

(4)用 ERA 资料计算的地面气压在蒙古地区出现负异常中心,这与用 NCEP 资料计算的在华北、东北与蒙古地区为正异常中心明显不同。Yang 等[16]认为 NCEP 资料在 1948—1967 年在欧亚东部存在海平面气压的问题,因此地面气压 ERA 资料更合理一些。

7　结　论

本文主要使用 NCEP/NCAR 再分析资料对季风指数 WYI 进行评估,通过分析 200 hPa 和 150—100 hPa 的环流场、散度与垂直运动场,确定季风指数在对流层上层选择 150—100 hPa 比 200 hPa 更合理,因此修改 WYI,重新定义季风指数 $I_{DH} = U^{*}_{850} - U^{*}_{(150+100)}$。然后通过分析亚洲夏季风的年际、年代际变化和突变,进一步验证了 DHI 比 WYI 更合适,得到主要结论:

(1) 定义季风指数时,在对流层高层取 150—100 hPa 代替 200 hPa 更为合理: ①热带东风急流是北半球夏季对流层高层最主要的环流特征,其核心位于 150—100 hPa; ②纬向风切变 $U_{850} - U_{(150+100)}$ 的值比 $U_{850} - U_{200}$ 的值远大得多,能更确切、更清楚地反映季风的强度; ③与低层辐合耦合在一起的高层辐散最大位于 150 hPa,更能反映季风系统的耦合关系。因此我们定义的指数 DHI 不但可以代表亚洲纬向风切变中心的变率,也可以代表对流层上下层季风系统的变率。

(2) 季风指数 DHI 和 WYI 在描述季风的年际变率方面是一致的。

(3) 季风指数 DHI 比 WYI 更合适主要反映在表征亚洲夏季风的长期变化及突变方面。DHI 表征亚洲夏季风环流在 1980 年发生突变,突变后季风环流减弱,这主要是由于 150—100 hPa 层东风的减弱,但这种东风的减弱现象在 200 hPa 不明显。

(4) 突变后总的来说:亚洲地区高层东风减弱,表明夏季风减弱;海陆气压差和海陆温差的减小导致季风减弱;相应高空辐散和水汽输送在印度半岛、中南半岛中部、中国华北和东北地区都是减弱的,也表明夏季风减弱。

致谢: The NCEP-NCAR reanalysis data were provided by the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.cdc.noaa.gov/. The ERA-40 reanalysis data were obtained from ECMWF at http://data.ecmwf.int/data/d/era40. 感谢李旦先生对本文进行校正及对英文部分的修改。

参考文献

[1] Parthasarathy B, Kumar R R, Kothawale D R. Indian summer monsoon rainfall indices, 1871 - 1990. Meteor Mag, 1992, 121: 174-186

[2] Tao S Y, Chen L X. The East Asian summer monsoon. Proceedings of International Conference on Monsoon in the Far East, Tokyo, 1985, Nov. 5-8, 1-11

[3] Wang B, Fan Z. Choice of south Asian summer monsoon indices. Bull Amer Meteor Soc, 1999, 80: 629-638

[4] 郭其蕴. 东亚季风强度指数及其变化分析. 地理学报,1983,38(3): 207-217
Guo Qiyun. Analysis on the East Asian summer monsoon index and its variation. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 1983, 38(3): 207-217

[5] 孙秀荣,何金海,陈隆勋. 东亚海陆热力差指数与中国夏季降水的关系. 南京气象学院学报,2000, 23(3): 378-384
Sun Xiurong, He Jinhai, Chen Longxun. Relationship between index of land-sea thermal difference and summer rainfall in China. J Nanjing Inst Meteor (in Chinese), 2000, 23(3): 378-384

[6] Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. Quart J Roy Meteor Soc, 1992, 118: 877-926

[7] Goswami B N, Krishnamurthy V, Annamalai H. A broad scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. Quart J Roy Meteor Soc, 1999, 125: 611-633

[8] Lau K M, Kim K M, Yang S. Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. J Climate, 2000, 13: 2461-2481

[9] 李崇银,张利平. 南海夏季风活动及其影响. 大气科学,1999, 23(3): 257-266
Li Chongyin, Zhang Liping. Summer monsoon activities in the South China Sea and its impacts. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 1999, 23(3): 257-266

[10] 张庆云,陶诗言,陈烈庭. 东亚季风指数的年际变化与东亚大气环流. 气象学报,2003,61(5): 559-568
Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Chen Lieting. The interannual variability of East Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2003, 61(5): 559-568

[11] 祝从文,何金海,吴国雄. 东亚季风指数及其与大尺度热力环流年际变化关系. 气象学报,2000,58(4): 391-402
Zhu Congwen, He Jinhai, Wu Guoxiong. East Asian monsoon index and its interannual relationship with large-scale thermal dy-

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

namic circulation. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2000, 58 (4): 391-402

[12] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77: 437-471

[13] Simmons A J, Gibson J K. The ERA-40 Project Plan. ERA-40 Project Report Series 1. ECMWF, 2000. 62pp

[14] Uppala S. Observing system performance in ERA. ECMWF Re-Analysis Project Report Series 3. ECMWF, 1997. 261pp

[15] Kistler R, Kalnay E, Collins W, et al. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. Bull Amer Meteor Soc, 2001, 82: 247-267

[16] Yang S, Lau K M, Kim K M. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. J Climate, 2002, 15: 306-325

[17] Annamalai H, Slingo J M, Sperber K R, et al. The mean evolution and variability of the Asian summer monsoon: Comparison of ECMWF and NCEP-NCAR reanalyses. Mon Wea Rev, 1999, 127: 1157-1186

[18] Newman M, Sardeshmukh P D, Bergman J W. An assessment of the NCEP, NASA, and ECMWF reanalyses over the tropical west Pacific warm pool. Bull Amer Meteor Soc, 2000, 81: 41-48

[19] Sturaro G. A closer look at the climatological discontinuities present in the NCEP/NCAR reanalysis temperature due to the introduction of satellite data. Clim Dyn, 2003, 21: 309-316

[20] Koteswaram P. The easterly jet stream in the tropics. Tellus, 1958, 10, 42-57

[21] Tanaka M. Interannual fluctuations of the tropical easterly jet and the summer monsoon in the Asian region. J Meteor Soc Japan, 1982, 60: 865-875

[22] Sathiyamoorthy V, Pal P K, Joshi P C. Influence of the upper-tropospheric wind shear upon cloud radiative forcing in the Asian monsoon region. J Climate, 2004, 17: 2725-2735

[23] Krishnamurti T N, Bhalme H N. Oscillations of a monsoon system. Part Ⅰ: Observational aspects. J Atmos Sci, 1976, 33: 1937-1954

[24] Krishnamurti T N. Tropical east-west circulations during the northern summer. J Atmos Sci, 1971, 28: 1342-1347

[25] Mason R B, Anderson C E. The development and decay of the 100mb summertime anticyclone over Southern Asia. Mon Wea Rev, 1958, 91: 3-12

[26] Torrence C, Webster P J. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. J Climate, 1999, 12: 2679-2690

[27] Wang H J. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. Adv Atmos Sci, 2001, 18: 376-386

[28] Chase T N, Knaff J A, Pielke Sr R A, et al. Changes in global monsoon circulations since 1950. Natural Hazards, 2003, 29: 229-254

[29] Trenberth K E, Hurrel J W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. Clim Dyn, 1994, 9: 303-319

[30] Ding Y H, Sun Y. Asian monsoon changes and aerosols. A lecture in Harvard University, 2003

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

REAPPRAISAL OF ASIAN SUMMER MONSOON INDICES AND THE LONG-TERM VARIATION OF MONSOON

Chen Hua[1]　Ding Yihui[2]　He Jinhai[1]

1 *Department of Atmospheric Sciences, NIM, Nanjing* 210044

2 *National Climate Center, Beijing* 100081

Abstract

Webster and Yang monsoonal index WYI —the zonal wind shear between 850 and 200 hPa —was calculated and modified on the basis of NCEP/NCAR reanalysis data. After analyzing the circulation fields and divergence fields of both 150 - 100 hPa and 200 hPa, however, we found out that the level of 200 hPa could not reflect the real change of the upper-tropospheric circulation of Asian summer monsoon, especially the characteristics and variations of the tropical easterly jet which is the most important feature of the upper-tropospheric circulation and whose core is located in the layer of 150 - 100 hPa. The zonal wind shear $U_{850} - U_{(150+100)}$ is much larger than the $U_{850} - U_{200}$, so it can reflect the strength of the monsoon more appropriately. In addition, divergence is the largest at the level of 150 hPa rather than 200 hPa, so 150 hPa in the upper-troposphere can better reflect the coupling of the monsoon system. Therefore, WYI is redefined as (DHI) $I_{DH} = U^{*}_{850} - U^{*}_{(150+100)}$, which is able to characterize the variability of not only the strength of the center of zonal wind shear in Asia, but also the monsoon system in the upper- and lower-troposphere. DHI is in agreement with WYI in describing the interannual variation of Asian summer monsoon, but superior to WYI in characterizing the long-term variation. DHI shows that there were obvious interdecadal variations in the Asian summer monsoon, and the climatic abrupt change of the Asian summer monsoon occurred in the year of 1980. The Asian summer monsoon was stronger before 1980 and it weakened after then due to the weakening of the easterly in the layer of 150 - 100 hPa, while the easterly at 200 hPa did not weaken significantly. Generally speaking, after the climate jump year, the easterly in the upper troposphere weakened in Asia, indicating the weakening of the Asian summer monsoon; the land-sea pressure and thermal differences reduced, resulting in the weakening of the monsoon; the corresponding upper divergence as well as the water vapor transport in Indian peninsula, central Indo-China peninsula, North China and Northeast China decreased, indicating the weakening of the summer monsoon as well. The difference between NCEP/NCAR and ERA-40 reanalysis data in studying the strength and long-term variation of the Asian summer monsoon is also compared in the end: the vertical velocity of the NCEP/NCAR data is the biggest at 850 hPa rather than in the layer of non-divergence, while the ERA-40 has its peak value in the layer of 300 - 400 hPa, showing that the latter is more reasonable in depicting the vertical velocity than the former; the DHI of the ERA-40 experienced two weakening processes in the mid- and late 1960s and in the mid- and late 1980s respectively, while the DHI of the NCEP/NCAR data had only one weakening process in the late 1970s; the surface pressure of the ERA-40 had a negative anomalous center in the district of Mongolia, while that of the NCEP/NCAR had a positive anomalous center in North China, Northeast China and Mongolia. According to the previous study that there is something wrong with the sea surface pressure of the NCEP/NCAR data in east Eurasia in the period of 1948 —1967, therefore, the ERA-40 is more reasonable in describing the surface pressure than the NCEP/NCAR data.

Key words: Monsoon indices, Interannual variation, Interdecadal variation, Climate abrupt change.

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net