北半球副热带一中纬度太平洋大气季节内振荡的 纬向传播与东亚夏季旱涝^{*}

韩荣青1 李维京2 董 敏2

1 南京信息工程大学,南京,210044
 2 中国气象局国家气候中心,北京,100081

摘 要

用时空滤波和 Morlet 小波方法,分析了 1958—2000 年夏季东亚(20°—45°N,110°—135°E)不同纬带(由南到 北分为4个区域)的降水分别与太平洋同一纬带上大气 30—60 d 振荡(ISO)沿纬圈传播的关系及其成因机制。发 现太平洋上经向风 ISO 向西传播的强或弱,是东亚夏季风区降水偏多或偏少的必要条件。对逐年夏季的分析表 明,无论当年东亚夏季风强与否,在所划分的几个东亚季风区所有涝的年份里,太平洋同一纬带上大气 ISO 向西传 播都明显较强,而在这些区域绝大多数旱的年份里,相应的 ISO 向西传播明显较弱。进一步分析发现,经向风 ISO 的纬向传播对应着大气经向型环流系统的移动,向西传影响东亚夏季风区降水的 ISO 有来自低纬中东太平洋东风 流中的低频气旋(如副热带东风带中 ISO 的演变);也有来自中高纬度阿拉斯加湾及鄂霍次克海一带低频低压(如 洋中槽)和高压(如阻塞高压和东北太平洋高压)的向南向西频散。因此东亚夏季旱涝不但与热带季风有关,而且 与中东太平洋副热带东风系统中 ISO 的向西传播、中高纬度长波调整时低频扰动向西南经北太平洋副热带的传播 密切相关。

关键词:太平洋大气,ISO(30-60 d振荡),纬向传播,夏季旱涝,时空谱分析。

1 引 言

竺可桢在 20 世纪 30 年代就对东亚季风进行了 研究,80 年代中国学者对其结构和中期变化作了很 好的论述^[1-3]。然而,就其与印度季风系统是依赖性 为主^[4-9]或独立性为主^[10-11]就有不同的观点,这关系 到东亚夏季风降水的外强迫源的着眼点。其中前一 观点认为,南海季风爆发前低层西南风先从阿拉伯 海或孟加拉湾吹向南海,东亚季风系统处于印度季 风系统的下游受印度季风影响较大;后一观点认为, 南海季风虽处西南风的下游,但西南风的低频扰动 却是由东向西传播的,即季风的变化一般是先从东 亚季风系统开始变化之后再向印度季风系统传播 的。另外,东亚季风系统提出之初,只是讨论了从澳 大利亚经南海到中国大陆的季风系统配置,而没有 探讨东西向的相互作用,因此 20 年来关于东亚季风 系统周边环境大气对其影响的研究从未间断^[6-12], 可是由于影响东亚夏季风系统的因子多样性和复杂 性,使得东亚夏季降水的短期气候预测仍具难度,这 也使得我们不得不考虑曾被忽视的重要因素,如目 前对比邻东亚大陆的太平洋却仅限于西太平洋副热 带高压(副高)和西太平洋暖池的研究,北太平洋中、 东部对东亚夏季风的影响还不十分清楚,也少有研 究。

自 Madden 和 Julian^[13-14]发现热带大气的 40— 50 d 向东传播的低频振荡以来,有诸多研究^[15-21]表 明印度季风和东亚季风活动的主周期为 30—60 d 低频振荡(ISO),同时季风活动在很大程度上受外 来低频振荡的影响^[22-26],低频振荡可引发夏季风爆 发,如南海季风爆发常与菲律宾东部的低频气旋西

初稿时间:2005年5月30日;修改稿时间:2005年6月22日。
 资助课题:国家自然科学基金项目(40375025),国家自然科学基金项目(90211011)。
 作者简介:韩荣青,男,1970年出生,博士生,主要从事季节内振荡和东亚季风的研究。E-mail: hrq@cma.gov.cn

传进入南海有关^[22]。因此人们试图从大气低频振 荡的研究中寻找预测季风的规律。有关 ISO 影响 东亚季风的研究中, Huang Ronghui 指出^[23], 赤道 西太平洋至赤道印度洋之间, ISO 向西或向东的传 播与菲律宾附近对流的强弱有关。在赤道外, 有研 究表明西太平洋低频扰动西传影响东亚季风甚至印 度季风^[24-26]。

在日界线到印度洋的近赤道夏季风区, Murakami^[27], Murakami 等^[28]和 Wang 等^[29]指出 OLR 和风场有 20 d 左右的向西传播的低频振荡; 最近陈隆勋等^[11]发现热带季风主体近赤道(5°—15° N)的范围内, 850 hPa 等压面上风场动能的纬向传 播具有明显的准双周向西传播的扰动,且 18 年的 资料中绝大多数年份动能扰动由西北太平洋 140°—150°E处或更为偏东处向西传播;在副热带东 亚季风区,1998年东亚夏季风期间, 对流呈 30—60 d 的低频振荡(ISO), 江淮流域的持续性暴雨可能与 东北西南向的从中高纬地区经日本以南西北太平洋 传入的 ISO 有关^[25-26]。

上述研究表明热带和副热带东亚夏季风受西传 的西太平洋 ISO 影响之响应是强烈的,即使南海季风 较弱时(对应的北传 ISO 也较弱),副热带东亚地区也 会发生涝灾。那么南海季风与太平洋 ISO 在东亚夏 季降水中各起了怎样的作用? 东亚夏季风区旱涝与 太平洋 ISO 纬向传播在多年时间序列里是否存在一 定程度的规律?其成因机制又怎样?在热带、副热带 及中高纬的太平洋有何不同的 ISO 传播体系? 目前 西传 ISO 对东亚季风影响的研究仅了解到西和西北 太平洋低频波动的传播,却没有考虑此西传低频波归 根结底来源于何处?中东太平洋也是 ISO 的活跃 区^[30-31],那里的 ISO 与西太平洋 ISO 有什么联系?这 些问题的解决,有助于抓住东亚夏季短期气候预测的 主动脉。而本文试图研究上述问题,随后的分析结果 显示东亚夏季风区的降水有仅仅和季风的强弱有关 系,更为重要的是北半球中东太平洋 ISO 的纬向传播 影响着东亚夏季降水。

2 资料和方法

文中主要用时空谱方法^[32-35]分析了 1958— 2000年(共43 a)的夏季 NCEP/NCAR 再分析风 场^[36]、高度场逐日资料及 1979—2002年(共24 a) 的夏季 CMAP 候降水资料^[37],另外,还用到 19512000年(共50 a)中国 700 多站 24 h 实况降水量,并 用 Morlet 小波方法^[38]分析了各要素在年时间序列 中,某一频率段(10—72 d)在某一时间段(夏季 6—8 月)振荡的功率谱。时空谱方法在许多工作中已有 应用^[39-40],其主要思路:

W(x,t)为运动大气某一要素的时空序列,*x*在 纬向是闭合的,即 $x \in [0, 2\pi], t \in [0, T],$ 对 W(x, t)分别作空间和时间的 Fourier 展开得

$$W(x,t) = R_{e} \sum \left[\hat{W}_{k,\omega} e^{-i(kx+\omega t)} + \hat{W}_{k,-\omega} e^{i(kx-\omega t)} \right]$$
(1)

其中 W k, 是复函数的时空 Fourier 展开系数,即

$$\widehat{W}_{k,\omega} = \frac{1}{2\pi T} \int_0^T \left[\int_0^{2\pi} W(x,t) e^{-ikx} dx \right] e^{-i\omega t} dt \quad (2)$$

该序列 W(x,t)的时空谱为

$$P_{k,\omega}(\mathbf{W}) = \frac{1}{2} \left| \hat{\mathbf{W}}_{k,\omega} \right|^2 \tag{3}$$

在取正的单边空间波数 k 时,正、负频率 ω 分别对应 向西和向东的波动,因此可根据式(1)在分别取 $\omega >$ 0 和 $\omega < 0$ 时,得到滤波后的向西和向东的要素场; 同时取某一波段的± ω 时可得滤波后东西振荡合成 的要素场。在式(3)用同样的方法可得向西和向东 振荡的功率谱。在计算时空序列的 Fourier 变换时 直接使用了快速傅氏变换法。

将逐日的每年365 d(闰年366 d)时间序列之经 向风速(v)、纬向风速(u)、高度场和 CMAP 降水资 料在20°—45°N 的区间上分别沿纬圈作时空功率谱 分析可以分别得到西传和东传波的功率谱(图略,这 里仅列出了 Morlet 小波功率谱),结果表明多数年 份季节内振荡的主周期为30—60 d,对于 u 场和高 度场,最大方差集中在1—6 的空间波数上^[40],对于 v场,最大方差集中在3—6 的空间波数上,所以随 后对相同时空序列长度资料的30—60 d 振荡原始 场重构中,在频率上保留了 ISO 振荡的前进波和后 退波,在空间波数上只保留了单边方差较大的1—6 波数,从而得到滤波后 30—60 d 的低频场。

3 观测事实和分析结果

3.1 观测事实

图 1 分别是未经任何处理的 1959,1998,1971 和 1964 年夏季(6-8月)逐日 850 hPa 经向风的时 间-经度剖面,其显示了在中低纬度,从中东太平洋 北美洲西岸到东亚大陆的区间,夏季经向风(v)有显 著的 30—60 d 纬向传播的事实。约在 20°—30°N 的区间,ISO 向西传播表现得较为明显,如图 1a 和 1b,这与 Chen 等^[24]的工作一致;约 30°—45°N 的区 间,ISO 有向东传播的现象,但也存在向西传的情况 (图 1c 和 1d 中直线),这种西传似乎与 20°—30°N 区间的西传 ISO 有区别,是低频经向风极大值的传播,它似乎由东传 ISO 的后退组成。上述在中低纬度不同纬度带的 ISO 纬向传播存在于各年夏季经向风中(图略)。

用 1951-2000 年中国 700 多站逐日 24 h 降水



图 1 850 hPa 经向风经度-时间剖面

(a. 22.5°N,b. 30.0°N,c. 32.5°N,d. 45.0°N;阴影≥0;实线:南风,虚线:北风;单位:m/s)

Fig. 1 Time-longitude cross section of the meridional wind velocity at 850 hPa

(a. 22.5°N,b. 30.0°N,c. 32.5°N,d. 45.0°N;shadow≥0; solid line;southerly; dashed line; northerly; units; m/s)

资料,计算了东亚大陆季风区的华南(21.5°—25.0°N, 110.0°—121.5°E)、江南(25.0°—31.5°N,110.0°— 121.5°E)、江淮(31.5°—35.0°N,110.0°—121.5°E)和 华北平原至东北东南部的北区(35.0°—45.0°N, 110.5°—127.0°E)4个地区50 a的夏季(6—8月)平 均降水量距平,并将夏季平均降水量距平绝对值大 于50 a均方差的年定为旱、涝年份(表1)。

3.2 副热带北太平洋 ISO 的时空滤波分析

风场、高度场、温度场、及OLR等基本要素场

在对流层低层和高层都有显著的 30—60 d 周期震 荡的特征^[15],一些合成物理量如速度势、动能和流 函数等也表现出相同的周期振荡^[31]。

将逐日 850 hPa 经、纬向风和高度场及 CMAP 降水年时间序列,在 20°-45°N,105°E-120°W 的范围内作了 Morlet 小波功率谱分析,取 10-72 d 内各振荡周期的功率谱,发现上述要素在研究区域 一般都以 30-60 d 振荡为主周期,在少数情况下其他周期的季节内振荡也较为显著,其中包括 20 d 左

表1 1958-2000年夏季东亚大陆季风区域旱涝与太平洋 850 hPa 经向风 ISO 纬向传播情况

Table 1	The	compa	rison	of	summer	prec	ipit	atio	n in	Eas	tern	Asia	regions	with	zonal
		ICO	6 0 F 6		n · ·	1.	1.			D		· ·	1050	0.0	

propagating	ISO o	f 850	hPa	meridional	wind i	in	the	Pacific	during	1958-	-2000
-------------	-------	-------	-----	------------	--------	----	-----	---------	--------	-------	-------

降水区	ISO 传播区	涝年	西传	东传	旱年	西传	东传
		1959	强	弱	1962	弱	弱
华南		1966	强	弱	1989	弱	弱
21.5°-25.0°N	20.0°-25.0°N	1968	强	弱			
110.0°—121.5°E	110.0°E—120.0°W	1972	强	弱			
		1973	强	弱			
		1994	强	弱			
		1995	强	弱			
		1997	强	弱			
		1969	强	弱	1963	弱	弱
江南		1980	强	强	1967	弱	弱
		1993	强	弱	1971	弱	弱
25.0°—31.5°N	25.0°—31.5°N	1994	强	弱	1978	弱	弱
110.0°—121.5°E	110.0°E—120.0°W	1995	强	弱	1985	弱	弱
		1996	强	强			
		1998	强	弱			
		1999	强	弱			
		1965	强	强	1959	弱	弱
江淮		1980	强	强	1961	弱	弱
		1982	强	强	1966	弱	弱
		1991	强	弱	1978	弱	弱
31.5°—35.0°N	31.5°—35.0°N	2000	强	弱	1985	弱	弱
110.0°—121.5°E	110.0°E—120.0°W				1988	弱	弱
					1992	弱	强
					1994	弱	弱
					1997	强	弱
					1999	弱	弱
		1959	强	强	1968	弱	强
北区		1960	强	弱	1972	弱	强
		1964	强	弱	1980	弱	强
35.0°-45.0°N	35.0°-45.0°N	1985	强	弱	1982	弱	弱
110.0°—121.5°E	110.0°E—120.0°W	1998	强	弱	1989	强	弱
					1992	弱	强
					1997	弱	强
					1999	强	弱
					2000	弱	强

右周期的振荡。850 hPa 经向风在夏季 6—8 月平均 的功率谱随纬度和周期的变化如图 2 所示(其余要素 周期谱图略),季节内振荡在中低纬度的绝大数情况 下 30—60 d振荡占据主周期(图 2a, 2b 和 2c),在少 数情况下其他周期的季节内振荡也较为显著,尤其 20 d左右周期的振荡(图 2d, 2e 和 2f)。

对 1958—2000 年夏季逐日年时间序列 850 hPa 经、纬向风沿纬圈进行了纬向时空滤波,并分离出了 向西和向东的 30—60 d ISO,滤波中保留了 30—60 d 的振荡周期,空间波数域保留了单边 1—6 波,去掉了 0波(空间平均态)及其他波数的波,需要指出的是在 向西和向东的低频波中保留了驻波,驻波功率谱等于 西传波和东传波中,波数和周期都相等的功率谱值之 和^[32-34]。

东亚区域涝年时,从 850 hPa 经向风 ISO 的经 度-时间演变剖面可见,在相应纬度带从东太平洋到 东亚大陆,西传 ISO 均明显强于东传 ISO,如 1972 年华南(图 3a,3b),1998 年江南(图 3c,3d)和 1964 年北区(图 3e,3f)涝年的情况。纬向风的情况也类 似(图略)。



(The power spectra averaged in June-August, units: m^2/s^2)

在东亚区域的旱年,相应纬度带东西太平洋间 的西传一般都较弱,如图 4a,4c 分别是江淮 1966 年 和北区 1992 年夏季干旱时的西传情况,而旱年东传 的情况较为复杂,有强有弱,这两个旱年属于东传较 强的情况(图 4b,4d)。

另外,类似地我们分析了热带 10°S—10°N 纬带

850 hPa 经(v)、纬(u)向风 ISO 的向东、向西传播 (图略),发现在不同年份的夏季 30—60 d ISO 经向 风 v 向西传播的特征较为明显,并非每年夏季经向 风 v 向东传播就强于向西传播,高辉等^[41]也发现东 亚热带经向风扰动有向西传的现象,并认为向西传 的扰动源于西太平洋。早期 Madden 和 Julian 的研究















Fig. 3 The time-longitude cross sections of westward & eastward ISO of 850 hPa meridional wind filtered in time-space for flood years (solid line: southerly; dashed line: northerly; shadow≥0.2; units:m/s)

只是针对单站纬向风等要素,而并没有对经向风进 行分析^[13-14]。与他们的结构相同,我们的工作也得 到 850 hPa 纬向风 ISO 在热带多数情况为向东传。

图 3 和图 4 仅是一些个例分析,不具普遍性,因

此我们对 1958—2000 年(43 a)的情况进行了分析, 如表 1 是东亚大陆不同区域在 1958—2000 年夏季 (6—8 月)的旱涝年份,与同期太平洋至东亚大陆 (120°W—105°E)的经向风 ISO 纬向传播情况对照。





其中纬向传播强弱的判据定为两条,即在某一固定 纬度带:

$$(1) \qquad \frac{\frac{1}{n} \sum_{x=1}^{n} (\frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T} |V_{\text{westward}}|)}{\frac{1}{n} \sum_{x=1}^{n} (\frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T} |V_{\text{westward}})|} > 1$$

② 东亚大陆海岸至中东太平洋(130°—170°E) 低频南风连续西传次数大于连续东传次数。

条件①中 x 取值在 110°—140°E,间隔 2.5°;时 间 t 取在 1 June—31 August,间隔 1 d。条件②考 虑了中东太平洋大气 ISO 对东亚的影响,虽然低频 南、北风是依次纬向传播的,但南风通常与降水天气 相关(图 5)。条件②的正例如图 3a—3f,反例如图 4a—4d。

定义:若①和②都成立,则西传为强、东传为弱; 若①不成立,且②情况相反,则定义为西传弱而东传 强;若①成立,但②相反,则定义东西传播都弱;如果 东、西向连续传播都不明显,无论①成立否,也定义 东西传播都弱;若①不成立,但②成立定义西传和东 传都强。

表1表明,在4个区域中,所有涝年里纬向太平 洋 ISO 西传都较强,而旱年里绝大多数情况下纬向 西传较弱,1958—2000年的旱年里只有3 a 西传较 强,即江淮区的1997年、北区的1989年和北区的 1999年,这也许与20 d 左右的振荡有关,因为在这 3 a 夏季相应的区域中,v风速 Morlet 小波功率谱 分析显示,20 d 左右周期的功率谱大于30—60 d 周 期的功率谱(图 2d—2f)。而太平洋 ISO 东传的强 弱在旱涝年里表现得较为复杂,在华南区,无论旱涝 年东传 ISO 都较弱,在江南区的旱涝年里多数情况 东传为弱,但到 30°N 以北较高纬度的江淮和北区, 无论旱涝年,东传 ISO 都表现得有强有弱。配合图 3 和图 4 可以得出,虽然中国东部地区夏季大气水 汽主要来自中国南海^[42-44],但天气过程却主要受向 西传播的低频扰动的影响^[11,24-26],而且图3和图4也

16APR1998 -

=(b)

850 hPa v and CMAP rainfall of 30-60 days LFO along 22.5°N

16APR1998 (a)

0.8

850 hPa v and CMAP rainfall of 30-60 days LFO along 30° N

1MAY1998 1MAY1998 16MAY1998 16MAY1998 1JUN1998 1JUN1998 -0.6 16JUN1998 16JUN1998 1JUL1998 1JUL1998 16JUL1998 16JUL1998 1AUG1998 1AUG1998 16AUG1998 16AUG1998 $140 \quad 160^{\circ} \mathrm{E} \ 180 \quad 160^{\circ} \mathrm{W} \ 140$ 160°E 180 160°W 140 120 120 100 80 120140 120 100 80 850 hPa v and CMAP rainfall of 30-60 days LFO along 35°N 850 hPa v and CMAP rainfall of 30-60 days LFO along 42.5°N 16APR1998 (c) //((C))) 16APR1998 (d) 1MAY1998 1MAY1998 16MAY1998 16MAY1998 1JUN1998 1JUN1998 16JUN1998 16JUN1998 1JUL1998 1JUL1998 16JUL1998 16JUL1998 1AUG1998 1AUG1998 16AUG1998 16AUG1998 120140 160°E 180 160°W 140 120100 120 140 160°E 180 160°W 140 120 100 80 850 hPa v and CMAP rainfall of 30-60 days LFO along 27.5°N 850 hPa v and CMAP rainfall of 30-60 days LFO along 32.5° N 16APR1993 ン) 16APR1991 - (f) - (f) 1MAY1993 1MAY1991 16MAY1993 16MAY1991 1JUN1993 1JUN1991-16JUN1993 16JUN1991 1JUL1993 1JUL1991 16JUL1993 16JUL1991 1AUG1993 1AUG1991-16AUG1993 16AUG1991 0.6 160°E 180 160°W 140 100 160° W 140 120 140 120 120 140 160°E 180 120 100 80 80 850 hPa ν and CMAP rainfall of 30–60 days LFO along $45^{\circ}\,\mathrm{N}$ 850 hPa v and CMAP rainfall of 30-60 days LFO along 45°N 16APR1983 (g) 16APR1997 1MAY1983 1MAY1997 16MAY1983 16MAY1997 1JUN1983 1JUN1997 16JUN1983 16JUN1997 1JUL1983 1JUL1997 16JUL1983 16JUL1997 1AUG1983 1AUG1997 16AUG1983 16AUG1997 160°E 180 160°W 140 160° W 140 120 140 120 100 80 120 140 160°E 180 120 100 80



(细虚、实线:v, 阴影≥0,细实线从0开始间隔0.5,其余同图4;粗长虚线:CMAP降水,单位:mm/d)

Fig. 5 The time-longitude cross sections of zonal propagating ISO for meridional wind and CMAP precipitation filtered in time-space (v: thin lines, shadow≥0 at intervals of 0.5, others same as Fig. 4; CMAP precipitation; thick dahed line, units; mm/d)

表明这种西传的 ISO 并非来自西太平洋,它可以追溯 到中东太平洋。参考东亚季风历年指数^[45],无论当 年东亚夏季风强与弱,北半球太平洋 ISO 西传的强 (弱)都是东亚大陆季风区夏季涝(旱)的强信号。

由于受 CMAP 降水资料时间区段限制,本文仅 对 1979-2002 年 850 hPa 经向风和 CMAP 降水资 料进行时空 30-60 d 滤波,不分离 ISO 向西和向东 的分量,可得到经度-时间剖面(图 5)。可看出,纬 向低频经向风的传播方向基本与降水的低频振荡的 传播方向一致,低频降水过程往往发生在低频南风 传播位相上,但图 3-5 都表明南、北低频风是依次 相伴传播的,因此意味着低频经向风的传播是大气 环流经向型的传导,在传播方向上将有活跃的天气 系统活动。1998年中国4个区域都偏涝,图 5a-5d 展示了在此期间经向风和降水以向西传为主,图 5e 和 5f 分别展示了 1993 年的江南和 1991 年的江淮 在夏季(6-8月)偏涝时,ISO 也是西传为主,图 5g 和 5h 分别展示了 1983 年的北区和 1997 年的北区 在夏季偏旱时, ISO 以东传为主。ISO 从太平洋向 西传播的方式应该是多样化的,在中高纬度区域可 能是洋中槽的西移或北太平洋阻塞高压的不连续后 退所致,也可能是东北太平洋高压分裂出西移单体 所致,在低纬地区可能是副热带东风系统中的 ISO 的传播等等。在随后对 850 hPa 高度场和风矢量场 的时空滤波中发现了以上的推测。

4 副热带北太平洋 ISO 纬向传播的方式及 影响东亚夏季旱涝的成因

从 30—60 d 滤波后的 850 hPa 风矢量场和高 度场的分析,发现中低纬度太平洋东岸到亚洲大陆, 天气系统的低频高、低压中心(对应流场的辐散、辐 合)有与低频经向风较为一致的东西向传播(图 6 和 图 7),其滤波方法同前述,向西和向东的传播未分 离,在空间波数域仅保留 1—6 个波数。

在图 6 和图 7 中,等值线负值(虚线)表示高度 场 30-60 d 周期的低值区(对应 850 hPa 低频风场 的辐合区),正值(实线)表示高值区(对应 850 hPa 低频风场的辐散区)。从图 6 和图 7 可以看到低频 波动在对流层低层西传的方式主要有:

(1)副热带东风系统中的 ISO(Easterlies ISO, 以下简称 EISO)发展演变型。在 1998 年 6 月 16 日 东北太平洋低频高压脊线转竖时(图 6a),在高压南 端有东风发展,并在 25°N 中太平洋形成一个闭合 小低压,其槽后吹东南风槽前吹东北风,风场呈倒 V 字形,正是典型的热带辐合带扰动伸入副热带高压 南侧东风气流中的情况,随着西太平洋高压减弱南 退和东北太平洋高压的增强西进,此 EISO 逐渐向 西北移动,到 7 月 1 日已在 60°—20°N 演变成一个 南北向的切变(图 6b),在切变线两侧有强的经向气 流并不断向西移动,到 7 月 11 日在日本北部(图 6b)发展成一个闭合的低频气旋,随后又向西南移 动,到 7 月 21 日中心移到了日本以南 30°N 附近(图 6d),造成了 1998 年 7 月 21—23 日中国长江中下游 特大暴雨。

(2)鄂霍次克海高压崩溃,西太平洋副高加强型。1964年6月1日,在鄂霍次克海至中太平洋有 脊线为西北一东南向的低频高压(图 6e),其西侧副 热带西太平洋有一弱低频气旋并向西北移动,6月 11日,随着鄂霍次克海高压北缩减弱(图 6f),低频 气旋登陆东亚大陆并有所加强,西南季风槽位于日 本南部(图 6g),6月16日,鄂霍次克海高压消失,日 本东侧出现西太平洋高压单体,6月26日西太平洋 副高向西北伸展并加强(图 6h),中国东部北方位于 低频低压区,北方多降水(表 1)。多年个例分析发 现鄂霍次克海高压南伸与日本南部到中国江淮地区 的梅雨开始有关,鄂霍次克海高压减弱消失使梅雨 结束,同时西太平洋副高加强向西北伸展。

(3) 洋中槽西退型。1960 年 8 月 11 日,从北美 洲西海岸的中部到阿拉斯加湾一带有一较弱的低频 气旋(图 7a),对照未滤波的初始高度场可以判断其 正是洋中槽,随后在 8 月 16 日(图 7b)和 28 日(图 7c)其随着鄂霍次克海高压减弱西移而向西移动并 不断加强。9 月 2 日(图 7d),此低频气旋影响到日 本北部及中国东北北部地区。

(4)东北太平洋高压侵入型。1985年7月1日 (图7e),在东北太平洋有较强的低频高压反气旋, 其西侧对应为强的海上气旋(洋中槽),随后在7月 6日高压向西移动并有所减弱(图7f),7月11日高 压中心西南移到太平洋中部(图7g),而其西侧的气 旋西移控制了鄂霍次克海南部、整个日本及东亚大 陆的一部分,直至7月16日此低频气旋减弱为南北 向的大槽(图7h),这一年北区降水偏多(表1)。



图 6 夏季 30—60 d 时空滤波的 850 hPa 高度场和风矢量场的日演变 (滤波方法同图 5;等值线:高度,单位:m;风矢量,单位:m/s) Fig. 6 The evolving daily ISO of 850 hPa height and wind vector in summer

(Filtering same as Fig. 5; contours: height, units:m; units of wind vector:m/s)



图 7 同图 6 但不同的传播型 Fig. 7 Same as Fig. 6 but for different propagation models 关于 850 hPa 经向风 30—60 d ISO 向东传播 的途径,仅发现由中高纬东北亚或鄂霍次克海向东 传播经中太平洋时可能向南扩散抵达北美洲的 ISO 系统,而由东亚副热带直接向东传播到东太平洋的 ISO 很少见,其原因有待研究。另外, ISO 东传到 北美洲时是否会引起北美西岸降水偏多,由前面的 分析还不能轻易下结论,因为北美大气的基本场是 不同于东亚的。

5 讨论与总结

文中所述 1-6 波数的西传低频长波波列,其在 中低纬度带的纬向速度约为每天1-2经度,比通常 纯动力角度考虑的 Rossby 波传播的要慢,这种 ISO 传播通常伴随着对流天气和降水。目前对热带 Madden-Julian Oscillation (MJO)机制的研究较多, 而中低纬度 ISO 机制仍未得到解释,由于它们都与 对流活动密切相关,也许后者可以借鉴前者。李崇 银^[21]将积云对流加热反馈(CISK 机制)引入热带大 气 ISO 的动力学研究,随后 Emanual^[46], Neelin 等^[47]又先后提出了热带 ISO 的蒸发-风反馈机制。 陈隆勋等^[24,26]指出中低纬的 ISO 以西传为主,但是 也有东传的情况,这与本文分析的结果是一致的。 图 6、图 7 中,经向风东西传播的几个主要方式之一 是由阿拉斯加湾强的低频气旋或强的低频反气旋系 统向东亚太平洋西岸的西南向传播,长波的影响范 围波及中低纬度的东亚、太平洋和北美洲地区,甚至 到热带,早在1944年纳米亚斯(Namias)就指出阿 拉斯加湾的强气旋对北半球流场的影响。阿留申群 岛和鄂霍次克海低频天气气候系统向西南传播可能 与洋中槽的西传及阻塞高压的不连续后退有关 联^[48]。EISO 在热带的发展从高度场很难看出,但 其带来的降水天气是强烈的,EISO 向西北移动时 可以发展成强气旋或台风,本文未列出其出现在西 南季风之上的热带东气流中,影响到中国沿海地区 的情况,所以太平洋西传 ISO 的方式不是唯一的, 可能还有本文没提到的情况,但从图 6、图 7 可看 出,太平洋直接影响东亚旱涝的系统不仅有西太平 洋系统还有东北太平洋系统及热带、副热带中东太 平洋的 EISO。另外,作者对比了太平洋东西两岸 夏季降水的年际异常与太平洋大气低层 ISO 纬向 传播的联系,发现20世纪90年代后期包括2000年 夏季,两岸异常降水(旱涝)有相反的趋势,在太平洋 强 ISO 纬向传播的向岸方为涝,离岸方为旱,关于 这方面的详细工作拟另著文章描述。

近年来,关于热带大气 ISO 机制在数值试验方 面又有了新的进展。用全球大气模式研究热带大气 对海表面温度异常(SSTA)30—60 d 振荡的响应^[49] 表明,大气模式能模拟出源于 SSTA 强迫的 MJO, 但相比而言海气耦合模式通常能更好地描述热带 MJO^[50]。然而海气耦合模式又并非万能药^[51-53],海 气耦合模式对 MJO 的模拟其实依赖于平均气候场 和表面通量的模拟,尤其对潜热通量和地表短波辐 射的模拟是关键,它们是海气相互作用最直接的交 换通量^[53],潜热通量与海表面风速有正相关的关 系,强(弱)的风速导致高(低)的潜热通量,从而导致 云量增多(少),地表短波辐射减小(增大),进而使海 表面水温(SST)变低(高),大气(海洋)得到能量。

因此可以推断,北半球中低纬度太平洋 ISO 的 纬向传播方向和强度可能取决于大气运动和大气中 水汽循环的热力和动力的综合作用,中纬度至副热 带的 ISO 传播机制的研究还须借鉴热带的相关研 究成果。

因为时空谱分析在分解西传波和东传波时,未 考虑它们之间的相互作用,因此东西向波动的分解 带有一定的局限性,但对于纯粹的西传波和东传波 仍然是合理的,而时空滤波后未分解的合成波更为 客观。另外,本文提到的西传波和东传波其实都包 含有驻波的成分,将驻波分出单独分析,还有待深一 步的研究。本文已做的工作可以总结如下:

(1)无论当年东亚季风的强弱,在北半球太平 洋副热带,大气低层经向风的 30—60 d 振荡(ISO) 向西传播的强(弱),是东亚地区同一纬带涝(旱)的 强信号(必要条件);1958—2000 年(43 a)中国夏季 风区不同纬带的所有涝年里,太平洋同一纬带都有 较明显的向西传播的 ISO,而绝大多数的旱年里,太 平洋相同纬带的 ISO 向西传播明显较弱。虽然东 亚大陆的水汽主要来源于南方海域,但是引起东亚 地区(20°—45°N)天气变化的扰动却多来自于太平 洋上向西传播的低频振荡。

(2) 东亚夏季旱涝不但与西南季风有关,而且 与热带、副热带中东太平洋副热带东风系统中的 ISO 向西传播,以及中高纬度长波调整时低频扰动 向西南,经副热带北太平洋的传入密切相关。阿拉 斯加湾、鄂霍次克海、阿留申群岛及低纬中东太平洋 是几个低频扰动的活跃区。

(3) 在热带 850 hPa 经向风 ISO 的向西传播也 很明显;与热带 MJO 类似,在亚洲太平洋地区副热 带,经向风的 ISO 纬向传播方向与对流传播的方向 一致。

参考文献

[1] 陈隆勋,金祖辉.夏季东亚季风环流系统内中期变化的南北半 球相互作用.见:全国热带季风学术会议文集.昆明:云南人民 出版社,1982.218-231

Chen Longxun, Jin Zhuhui. Interactions between the north and south Hemispheres and medium-range variations in the East Asian Summer Monsoon circulations. In: Collection of Tropical Monsoon Conference. Kunming: Yunnan People's Press, 1982. 218-231

[2] 陈隆勋.东亚季风系统的结构及其中期变化.海洋学报,1984, 1(6):744-758

Chen Longxun. Structure of the East Asian monsoon system and its medium-range oscillation. Chinese Acta Oceanological Sinica (in Chinese), 1984, 1(6): 744-758

- [3] Tao Shiyan, Chen Longxun. A review of recent research on the East Asian monsoon in China. In: Chang C-P, Krishnamurti T N, eds. Monsoon Meteorology. London: Oxford University Press, 1988. 60-92
- [4] 汤明敏,黄仕松.1979年中国东部夏季风的进退.见:全国热带夏季风学术会议论文集.昆明:云南人民出版社,1983,15-30

Tang Mingmin, Huang Shisong. On the advancing and retreat of the summer monsoon in eastern China in 1979. In: Collection of Tropical Monsoon Conference. Kunming: Yunnan People's Press, 1983, 15-30

- [5] 黄仕松,汤明敏.论东亚夏季风体系的结构. 气象科学,1987,3
 (1):1-13
 Huang Shisong, Tang Mingmin. On the structure of the summer monsoon regime of East Asia. Scientia Meteor Sinica
- [6] Ding Yihui, Liu Yanju. Onset and the evolution of the summer monsoon over the South China Sea during SCSMEX experiment in 1998. J Meteor Sco Japan, 2001,79(2):255-276

(in Chinese), 1987, 3 (1),1-13

- Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. Monsoon: Processes, predictability, and the prospects for prediction. J Geophys Res, 1998, 103(C7): 14451-14510
- [8] 吴国雄,张永生. 青藏高原热力和机械强迫作用以及亚洲夏季风的爆发 I:爆发地点. 大气科学,1998,22(6):825-838
 Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and the Asian monsoon onset. Part I: Situating of the onset. Chinese J Atmos Sci (in Chi-

nese), 1998, 22 (6):825-838

- [9] Liu Yimin, Chan J C L, Mao J, et al. The role of Bay of Bengal convection in the onset of the 1998 South China Sea summer monsoon. Mon Wea Rev, 2002, 130 (11): 2731-2744
- [10] 陈隆勋,朱乾根,罗会邦等.东亚季风.北京:气象出版社, 1991.45-49

Chen Longxun, Zhu Qiangen, Luo Huibang, et al. The East Asian Monsoon. Beijing: China Meteorological Press, 1991. 45-49

[11] 陈隆勋,高辉,何金海等.夏季东亚和印度热带季风环流系统动能和对流扰动的纬向传播特征.中国科学 D 辑,2004,34
 (2):171-179
 Chen Longxun, Gao Hui, He Jinhai, et al. Zonal propaga-

tion of kinetic energy and convective in the South China Sea and Indian monsoon regions in boreal summer. Science in China Ser. D (in Chinese), 2004, 34(2): 171-179

[12] 黄荣辉,李维京.夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚 上空副热带高压的影响及其物理机制.大气科学,1988,12 (特刊):107-117

Huang Ronghui, Li Weijing. Influence of the heat source anomaly over the tropical western Pacific on the subtropical high over East Asia and its physical mechanism. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 1988,12(Special Issue),107-117

- [13] Madden R A, Julian P R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J Atmos Sci, 1971, 28:702-708
- [14] Madden R A, Julian P R. Description of global scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period. J Atmos Sci, 1972, 29:1109-1123
- [15] Yasunari T. Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-day period. J Meteor Soc Janpan, 1981, 59:336-354
- [16] Krishinamurti T N, Subrahmanyam D. The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX. J Atmos Sci, 1982, 39:2088-2095
- [17] Murakami T, Nakazawa T. Tropical 40-50-day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere summer. J Atmos Sci, 1985, 42:1107-1122
- [18] Murakami T, Chen L-X, Xie A. Relationship among seasonal cycles, low-frequency oscillations and transient disturbances. Mon Wea Rev, 1986, 114:1456-1465
- [19] Lau N C, Lau K M. The structure and propagation of 40-50 day oscillations appearing in a GFDL general circulation model. J Atmos Sci, 1986, 43:2023-2047
- [20] Knuston T R. Weickmann K M. 30-60 day atmospheric oscillation: composite life cycles of convection and circulation anomalies. Mon Wea Rev, 1987, 115:1407-1436
- [21] Li Chongyin. Actions of summer monsoon troughs(ridges) and tropical cyclone over South Asia and moving CISK mode. Scientia Sinica(B), 1985, 28:1197-1206

- [22] 穆明权,李崇银. 1998 年南海夏季风的爆发与大气季节内振 荡的活动. 气候与环境研究,2000,5(4):375-387
 Mu Mingquan, Li Chongyin. On the outbreak of the South China Sea summer monsoon in 1998 and activity of atmospheric intraseasonal oscillation. Clim Environ Res (in Chinese), 2000, 5(4): 375-387
- [23] Huang Ronghui. Interactions between the 30-60 day oscillation, the Walker circulation and the convective activities in the Tropical Western Pacific and their relations to the interannual oscillation. Adv Atmos Sci, 1994,11(3):367-384
- [24] Chen Longxun, Xie An. Westward propagating low-frequency oscillation and its teleconnection in the eastern hemisphere. Acta Meteor Sinica, 1988, 2(3): 300-312
- [25] Chen Longxun, Zhu Congwen, Wang Wen, et al. Analysis of characteristics of 30-60 day low frequency oscillation over Asia during 1998 SCSMEX. Adv Atmos Sci, 2001, 18(4): 623-638
- [26] Zhu Congwen, Nakazawa Tetsuo, Li Jianping. The 30-60 day intraseasonal oscillation over the western North Pacific Ocean and its impacts on summer flooding in China during 1998. G R L, 2003, 30(18): 1952, doi:10.1029/2003GL017817
- [27] Murakami T. Empirical orthogonal function analysis of satellite-observed outgoing longwave radiation during summer. Mon Wea Rev, 1980, 108;205-222
- [28] Murakami T, Nakazawa T, He J. On the 45-day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere summer. Part1: Phase propagation. J Meteor Soc Japan, 1984, 62:440-468
- [29] Wang B, Rui H. Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975—1985. Meteor Atmos Phys, 1990, 44(1-4):43-61
- [30] Maloney E D, Esbensen S K. The amplification of east Pacific Madden-Julian oscillation convection and wind anomalies during June-November. J Climate, 2003, 16:3482-3497
- [31] Chen T-C, Yen M-C. Interaction between intraseasonal oscillations of the midlatitude flow and tropical convection during 1979 northern summer: The Pacific Ocean. J Climate, 1991, 4:653-670
- [32] Kao S K. Governing equations and spectra for atmospheric motion and transports in frequency-wavenumber space. J Atmos Sci, 1968, 25:32-38
- [33] Hayashi Y. Space-time spectral analysis and its application to atmospheric waves. J Meteor Soc Japan, 1982, 60:156-171
- [34] Pratt R W. The interpretation of space-time spectral quantities. J Atmos Sci, 1976, 33:1060-1066
- [35] 黄嘉佑,李黄. 气象中的波谱分析.北京:气象出版社,1984. 254-300

Huang Jiayou, Li Huang. The wave-spectrum analysis of meteorology. Beijing:China Meteorological Press, 1984. 254-300

[36] Kalnay E, Coauthors. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77:437-471

- [37] Xie Arkin. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. J Climate, 1996, 9:840-858
- [38] Christopher Torrence, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis. Bull Amer Meteor Soc, 1998,79:61-78
- [39] Zhang C, Dong M. Seasonality in the Madden-Julian oscillation. J Climate, 2004, 17:3169-3180
- [40] 陈兴跃,王会军,曾庆存.大气季节内振荡及其年际变化.北 京:气象出版社,2000.15-22
 Chen Xingyue, Wang Huijun, Zeng Qingcun. Atmospheric Intraseasonal Oscillation and Its Interannual Variation. Beijing; China Meteorological Press, 2000, 15-22
- [41] 高辉,陈隆勋,何金海等. 亚洲赤道地区大气动能的纬向传播. 气象学报,2005,63(1):21-29
 Gao Hui, Chen Longxun, He Jinhai, et al. Characteristics of zonal propagation of atmospheric kinetic energy at equatorial region in Asia. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2005, 63 (1): 21-29
- [42] 沈如桂,罗绍华,陈隆勋. 盛夏季风环流与我国降水的关系.
 见:热带天气会议文集.北京:科学出版社,1980.102-111
 Shen Rugui, Luo Shaohua, Chen Longxun. The relationships of midsummer monsoon circulations and China precipitation.
 In: The Anthology of the Tropical Synoptic Conference. Beijing: Science Press, 1980. 82-99
- [43] 金祖辉.1979年夏季南海地区水汽收支.见:全国热带夏季风
 学术会议论文集(1981).昆明:云南人民出版社,1981.152-163

Jin Zuhui. The moisture cycle of the South China Sea in the summer of 1979. In: Collection of Tropical Monsoon Conference. Kunning: Yunnan People's Press, 1981. 15-30

- [44] 胡国权,丁一汇. 1991 年江淮暴雨时期的能量和水汽循环研究. 气象学报,2003,61(2):146-163
 Hu Guoquan, Ding Yihui. A study on the energy and water cycles over Changjiang-Huanghe River basins during the 1991 heavy rain periods. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2003, 61(2): 146-163
- [45] 赵振国.中国夏季旱涝及环境场.北京:气象出版社,1999. 113-294

Zhao Zhenguo. China Summer Precipitation and Climate Circumstances. Beijing: China Meteorological Press, 1999. 113-294

- [46] Emanual K A. An air-sea interaction model of intraseasonal oscillation in the tropics. J Atmos Sci, 1987, 44: 2324-2340
- [47] Neelin J D, Held I M, Cook K H. Evaporation-wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere. J Atmos Sci, 1987, 44: 2341-2348
- [48] White E B, Clark N E. On the development of blocking ridge activity over the central north Pacific. J Atmos Sci, 1975, 32: 489-501
- [49] Adrian J Matthews. Atmospheric response to observed intrasea-

163

sonal tropical sea surface temperature anomalies. Geophys Res Lett, 2004, 31:L14107

- [50] Fu X H, Wang B. Differences of boreal summer intraseasonal oscillations simulated in an atmosphere-ocean coupled model and an atmosphere-only model. J Climate, 2004, 17: 1263-1271
- [51] Flatau M, Latau P J, Phoebus P, et al. The feedback between equatorial convection and local radiative and evaporative processes:

The implication for intraseasonal oscillations. J Atmos Sci, 1997, 54: 2373-2386

- [52] Hendon H H. Impact of air-sea coupling on the Madden-Julilan oscillation in a general circulation model. J Atmos Sci, 2000, 57: 3939-3952
- [53] Inness P M, Slingo, Julia M, et al. Simulation of the Madden-Julian oscillation in a coupled general circulation model II: The role of the basic state. J Climate, 2003, 16: 365-382

THE IMPACT OF 30-60 DAY OSCILLATIONS OVER THE SUBTROPICAL PACIFIC ON THE EAST ASIAN SUMMER RAINFALL

Han Rongqing¹ Li Weijing² Dong Min²

Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044
 National Climate Center of China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract

The relationships between the precipitation over Eastern Asia $(20^{\circ}-45^{\circ}N, 110^{\circ}-135^{\circ}E)$ and the 30-60 day intraseasonal oscillations (ISO) over the boreal Pacific during the summer are studied. The daily wind and height fields of NCEP/NCAR reanalysis data and the 24 h precipitation data of China 687 stations during 1958-2000, and the pentad precipitation of CMAP/NOAA from 1979 to 2002, are all analyzed by the Space-time filter analysis. The analysis results, from every drought and flood summer for 4 different regions of East Asia respectively during 1958-2000, showed that the precipitation amount in the East Asian summer monsoon region is well correlated to the westward propagation of 30-60 day ISO via the north central-eastern Pacific, and depends little on the intensity changes of the East Asian summer monsoon. And the westward ISO is usually the low-frequency low and high pressure systems from the Bay of Alaska in northeastern Pacific and the Okhotsk in the northwestern Pacific of mid-high latitudes, and the ISO evolving in subtropical easterlies. In mid-high latitude the phenomena are related to the westward propagating mid-ocean trough and block high backing off. Therefore the westward propagating ISO from the north central-eastern Pacific to East Asia is indispensable to sufficient rainfall occurring for East Asia in summer, which is resulted from long-wave adjustment process in the mid-high latitudes and ISO evolving in tropical easterlies.

Key words: Pacific atmosphere, ISO (30-60 day oscillations), Zonal propagations, Summer floods and droughts, Space-time spectral analysis.