

# 东亚冬季风环流异常与中国江淮流域 夏季旱涝天气的关系\*

孙淑清 孙柏民

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

## 摘 要

选取 1951—1991 年中的长江淮河流域夏季旱涝各 10 年, 对它们前期的中高纬大型环流形势, 低纬环流特征, 垂直环流强弱, 热带海洋状况等进行了对比诊断分析, 其结果如下: 长江淮河流域夏季旱年前冬 (12—1—2 月), 欧亚中高纬呈经向型环流, 东亚大槽较常年强且南伸, 乌拉尔山及鄂霍次克海阻塞形势发展, 寒潮活动频繁, 东亚沿海中低纬冷涌活动强烈, 至使该经度带上的跨赤道气流加强, 而且使南海至菲律宾地区的对流活动趋于活跃。而涝年前冬则基本上为相反形势。本文的分析清晰地揭示了旱涝年前冬东亚冬季风环流存在着明显的差别, 促使我们寻找冬夏季风活动的可能联系及物理机制。

**关键词:** 冬季风, 大气环流, 旱涝。

## 1 引言

夏季旱涝是我国主要的自然灾害之一, 它的发生给国民经济和人民生命财产带来严重的损失。因此, 研究夏季重大旱涝过程的成因和年际变化规律成为众所瞩目的课题。气象学家们对夏季我国东部长江淮河流域一带的旱涝或江淮梅雨的成因进行了大量研究<sup>[1-3]</sup>。对于夏季旱涝这种异常的天气气候现象, 人们通过研究旱涝前期的环流形势以进一步了解旱涝成因, 从而有效地进行旱涝的预报。吴仪芳等<sup>[4]</sup>、杨广基<sup>[5]</sup>用多个旱涝年的月平均资料来研究江淮旱涝前期环流特征及其演变过程。发现江淮流域旱涝发生期及前期平均季节环流均有显著差异。近些年来, 人们更注意大气下垫面热状况, 如海温、地表面冰雪覆盖、土壤水分等的年际变化对大气环流及旱涝的影响。如黄荣辉等<sup>[6]</sup>、Nitta<sup>[7]</sup>通过研究西太平洋暖池海温演变来建立它与未来副热带高压位置的关系以预测江淮流域降水。关于 El Nino 现象或赤道东太平洋海温距平对北半球大气环流及旱涝影响的研究也很多<sup>[8,9]</sup>。陶诗言、朱文妹等<sup>[3]</sup>还指出长江中下游梅雨的年际变化受冬季亚欧 52°N 以南积雪面积大小的影响, 两者存在反相关变化的趋势。上述研究表明了旱涝年的前冬, 东亚大气环流特征确实是不同的。冬季风控制东亚大陆可达半年之久, 从长期天气过程演变角度看, 对其后期的大气环流必然有重要影响。而东亚的冬季风或冷涌又有明显的年际变化, 所以冬季风异常必将造成后期大气环流及天气的异常。因此, 冬季风的研究对提高长江中下游地区、江淮流域的旱涝预报有积极的意义。为了更好地研究冬季异常的环流形势对后

\* 1993 年 7 月 28 日收到原稿, 1993 年 12 月 13 日收到修改稿。本文系国家自然科学基金项目之一。

期环流的影响,我们从 1951—1991 年选取夏季江淮流域旱涝各 10 年,对它们前期的中高纬大型环流形势、低纬环流特征、垂直环流强弱、热带海洋状况等进行了对比研究,从中找出旱涝前期环流特征的差异及其演变过程。在此基础上,对冬夏季风间相互联系及其可能机制进行了探索。

## 2 资料及处理方法

本文所分析的江淮流域旱涝年,是根据中国 336 个站夏季降水距平百分率(1951—1990 年)的分布,综合考虑江淮流域及长江中下游两地区降水距平的年际变化而选取的,共计旱涝各 10 年,其中旱年为:1959,1961,1966,1967,1971,1972,1978,1981,1984 和 1988 年;涝年为:1954,1955,1962,1969,1979,1980,1982,1983,1987 和 1991 年。高度场资料取自 NMC 的月平均值,风场取自欧洲中期预报中心的七层全球资料,从 1980 年至 1989 年。

## 3 江淮流域旱涝年前冬大范围环流特征

东亚东北季风是北半球冬季最活跃的环流系统,它的活动可影响全球范围的大气环流的变化,这种大范围的长周期的异常必然对后期天气有极大的影响,我们以冬季风变异时北半球环流形势的特征为出发点,研究它对后期环流的影响。

### 3.1 平均环流形势的差异

众所周知,10 月下旬以后,东亚地区开始盛行冬季风。这时该地区的高空西风急流分为南北两支,急流强度逐渐加强达全年最强程度,西风带的平均大槽位于东亚沿岸(从鄂霍次克海伸向日本及我国东海)及欧洲东部,而青藏高原北部为脊区。这是冬季东亚中高纬平均环流形势。但是对应于未来夏季为大旱大涝年,其前冬的环流形势则有极大的差异。我们用 10 个旱年与 10 个涝年前冬(12 月,1 月,2 月)的平均高度场来对比研究它们之间的差异。图 1a,b 分别为旱年及涝年的冬季平均 500hPa 高度距平(对 1951—1991 年的平均值)。十分明显,两类冬季的高度距平场出现了几乎相反的配置。对于旱年前冬的平均场(图 1a),在 135°E 附近的东亚大槽位置上,为极强的负距平中心,表明大槽比平均形势强而深,负值区向南可延伸至 30°N,而 60°N 以北的阿拉斯加地区则为正距平,指出该地区高压脊比平均状态要强;另一个极强的正距平中心出现在 90°E 以西的中高纬地区,该处正是冬季欧洲阻塞高压的平均位置,可见该处阻塞高压要比正常偏强,且位置略为偏西。所以就中高纬度的行星尺度系统而言,旱年前冬的平均槽脊较强,阻塞高压强而向北发展,大槽位置略偏西而向南延伸。因此,欧亚环流经向度较大。而涝年平均形势则几乎相反。从图 1b 看,在平均欧洲阻塞高压位置上为一大片负距平值,尤其在 60°N 以北,负值更大,这说明涝年欧洲阻塞形势较弱,更少向极地发展;东亚大槽区则为一个强正距平区,最大正距平中心在 40°N 左右的中纬地区,而零线则一直扩展到副热带地区。可见大槽弱而北缩到高纬地区,45°E 以东为一片负距平区,说明这时极涡较强,中高纬环流较为平直。总之,从多年旱涝前冬的平均形势看,旱年前冬东亚大槽在中纬加深,位置偏西,阻塞形势发展,欧亚中高纬经向环流发展。而涝年则相反,东亚槽弱而北缩,鄂霍次克海出现偏心极涡,阻塞高压较弱,中纬环流平直。

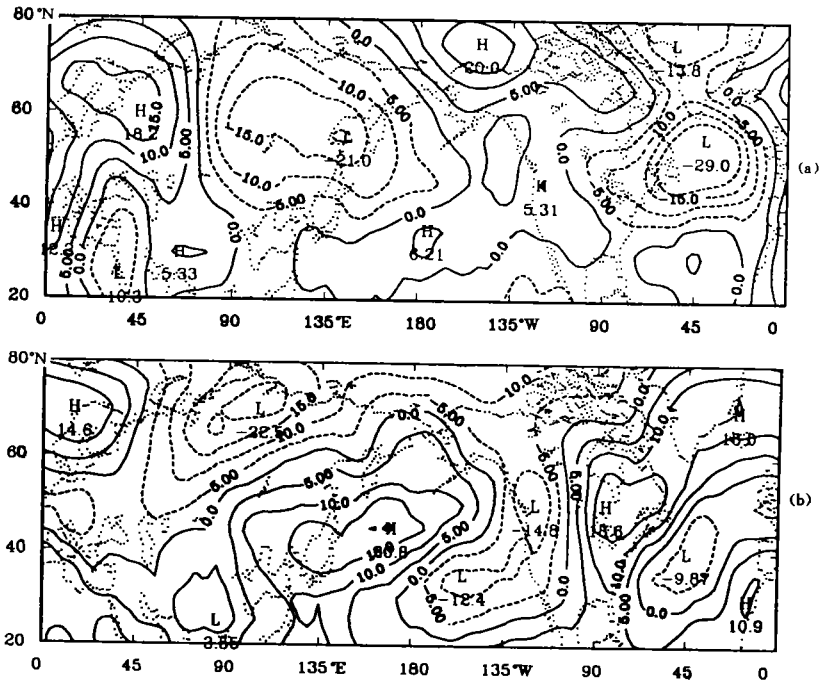


图1 冬季(12,1,2月平均)500hPa位势高度的平均距平场  
(a,早年前冬;b,涝年前冬)

附表 早涝年前冬(12-1-2)500hPa 欧亚关键区高度距平

位置	年 份										M
	D	1959	1961	1966	1967	1971	1972	1978	1981	1985	
40N,135E	55.0	-40.3	-8.3	-15.7	-1.0	44.7	-8.0	-50.3	-13.1	12.1	-2.5
50-60N,60E	-21.3	44.5	35.2	32.7	-24.3	-63.8	-18.0	82.0	11.6	30.0	10.9
20N,110E	-9.1	-4.4	18.3	2.3	-18.7	-22.1	4.6	-9.4	-10.1	14.7	-3.4
F											
	1954	1955	1962	1969	1979	1980	1982	1983	1987	1991	
40N,135E	54.0	3.3	-19.3	28.0	55.0	4.7	9.3	9.1	32.4	14.0	19.1
50-60N,60E	-33.7	69.6	22.4	-10.7	-30.9	10.2	-15.2	-2.1	-58.9	-28.0	-7.7
20N,110E	22.3	19.6	4.3	0.6	20.6	8.6	-2.7	-6.8	17.7	6.9	9.1

为了进一步说明早涝年前冬环流型的差异,给出10个早涝年前冬几个关键地区的500hPa高度距平值(附表)。它们分别代表东亚大槽(40°N,135°E),乌拉尔高压(50—60°N,60°E)和西太平洋副热带高压的西北端(20°N,110°E)。表中D列代表10个早年,F列代表10个涝年,M表示10个个例的平均。可以看出,对于早年前冬,东亚大槽向南伸,

40°N地区平均为负距平;而涝年则北缩,该处为正距平。乌拉尔地区的高度距平值正相反,涝年平均为负值,而旱年为正值。这与图1所给的环流形势分布是一致的。副热带高压西北端的位置在旱涝年前冬也是有差异的。对于旱年,它在大陆沿海地区为负值,而涝年则为正值。这说明,由于旱年冬季东亚大槽的南伸,使西太平洋副热带高压的位置略偏东南;而在涝年,副热带高压伸向大陆,与大槽北缩的形势一致。值得说明的是,这里只讨论了副热带高压西北部分在大陆沿海所达到的纬度和强度,并不是西太平洋副热带高压整体的强度及位置,至于后者与夏季旱涝形势的关系,则较为复杂,将在另文中详细研究。

### 3.2 高空急流强度的差异

我们再来考察与中高纬环流形势密切相关的高空急流的特征。作平均旱年与平均涝年高空急流分布图。由于风场资料的限制,这里以1981,1985和1988年及1980,1982,1983和1987年分别作为旱涝年的代表。计算它们200hPa平均U分量场。可见(图略),江淮流域旱涝年前冬高空急流的轴线都是东西走向的,且位置也差不多,在31—32°N附近,急流的最大中心都在150°E的日本列岛以东上空。但两者的大风速等值线所包围的区域范围不一样。以70ms<sup>-1</sup>等风速线为例,旱年它东伸至160°E,并向西扩展到130°E,平均最大风速达到72.2ms<sup>-1</sup>;而涝年前冬的高空急流70ms<sup>-1</sup>等风速线东西跨度只有15个经度左右,东亚大陆的急流平均强度只有60ms<sup>-1</sup>左右。为了进一步说明这种差别,我们给出图2,表明旱涝年高空风速的差值。在中纬中国大陆的30°N以北广大地区及西太平洋都为正值,大陆上最大值达8.0ms<sup>-1</sup>,日本海以东洋面上则为负值中心。12月,1月,2月逐月的情况也完全一样。这说明在旱年由于大槽的加强南伸,而使急流也有所增强,这一点在中纬地区尤其明显。

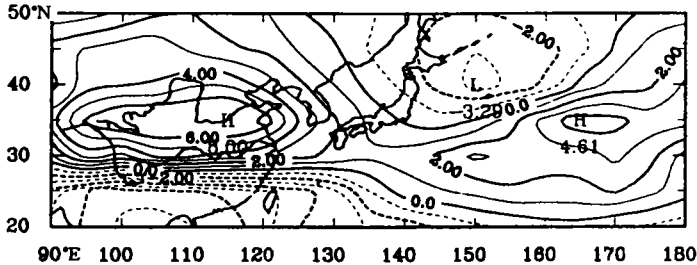


图2 旱年前冬200hPa平均纬向风速与涝年前冬的差值(单位ms<sup>-1</sup>)

总之,对于旱年前冬,东亚高空急流强度大,尤其在东亚大陆地区高空急流西伸南压,而涝年则较弱。高空急流强度的差异使它们南侧的下沉支强度也有所不同,从垂直环流看,东亚沿海的局地Hadley环流在旱年较强,涝年则较弱<sup>[10]</sup>。

## 4 旱涝年前冬热带流场及对流活动的特征

前一节已经看到江淮流域夏季旱年前冬欧亚中高纬地区环流经向度较大,有利于冬季风活动,寒潮向南爆发。为了进一步研究这种特定的形势对低纬流场及对流活动的影响,我们计算了旱涝年前冬季节平均的 $\chi$ 场变化及低纬流场的特征。下面分析它们的差

异。

#### 4.1 200hPa $\chi$ 场分布的差异

用200hPa的水平风场计算了速度势 $\chi$

$$\nabla^2\chi = \text{div}.V$$

为了更好地突出低纬大尺度运动场的特征,资料除进行月平均外,还进行了滤波,滤去了波数大于5的短波,留下0—5波。图3为早年(a)前冬及涝年(b)前冬的平均 $\chi$ 场分布,与平均场<sup>[11]</sup>类似的是,热带大洋中部为冬季最大的 $\chi$ 负值区。而在其两侧则为正中心。这些正负中心分别对应着高层的大尺度辐合与辐散中心。但是对比图a,b可以看出:早涝年前冬这些大尺度散度中心的强度与位置有明显的差别。涝年的西侧正值区与中太平洋的负值区皆较为偏东,早年的辐散中心大体位于10°S的165°E附近,而涝年则在165°W附近。北半球的强辐合中心,涝年更是明显偏东,达到90°E,而早年的最强辐合中心则出现在45°E的低纬地区,中心数值也明显强于涝年。这种配置使得从印度尼西亚群岛至南海地区广阔范围内,早年的辐散风要大于涝年。

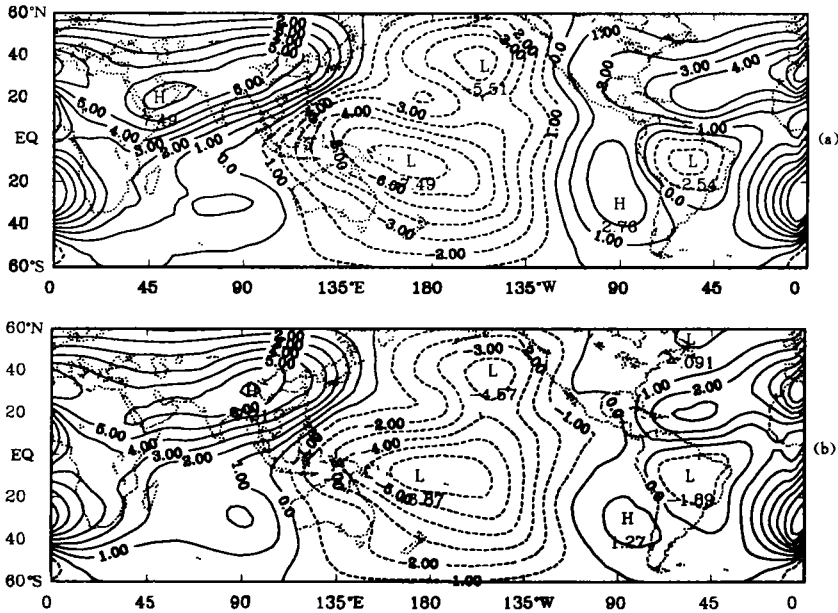


图3 旱(a)涝(b)年前冬平均 $\chi$ 场分布(单位: $10^6\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )

另外,早年的高层散度中心较涝年偏西,说明东亚地区的局地 Hadley 环流较强。从图 a 看,130°E 经度上最大辐散风出现在10—25°N 之间,而对涝年,则要偏南,且偏北风分量也要小得多。这个结论与我们所给出的早涝年 Hadley 环流之差异的描述<sup>[10]</sup>是完全一致的。个别年份之间的比较更能突出它们之间的差异。图4a,b 分别给出1985年1月与1987年1月的200hPa $\chi$ 场分布:1985年夏长江及江淮流域为较强的早年,而1987年夏则为涝年,尤其以江淮流域最为明显。从图4a 看,早年前冬的低纬辐散中心位于赤道以北,辐散区向西

北延伸至 $20^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}$ , 而图4b中所示的涝年的情况则有很大不同。 $\chi$ 大值区位于赤道以南, 呈东西向带状分布。赤道以北至 $20^{\circ}\text{N}$ 区域虽然也是辐散区, 但强度比1985年1月要弱得多。以上讨论说明早年的前冬从南海的东南部至菲律宾附近海域也即西太平洋暖池地区, 有较为活跃的对流活动, 而对于涝年, 低纬对流活动区位置要偏东偏南, 甚至在赤道以南地区。下面我们用 OLR 资料进一步讨论。

#### 4.2 旱涝年前冬热带地区 OLR 分布差别

人们在研究冬季风时已了解到, 东亚东北季风爆发后侵入低纬海洋, 可以加强该处的对流性活动。从前面的讨论中我们已经看到江淮旱年前冬中高纬环流形势是有利于寒潮爆发的, 低纬的对流活动如何呢? 我们用射出长波辐射 (OLR) 的强度来表示对流活动的强弱。先给出1981年和1983年两个典型旱涝年的情况。图5a, b 分别为该两年前冬1月的 OLR 分布。图中阴影区的 OLR  $< 240 \text{Wm}^{-2}$ 。从图5a 可以看出在 $10^{\circ}\text{N}$ — $20^{\circ}\text{S}$  范围内, 从 $140^{\circ}\text{E}$  以西为一个连成一片的 OLR 小值区, 中心强度为 $196 \text{Wm}^{-2}$ , 位于 $10^{\circ}\text{N}$ ,  $125^{\circ}\text{E}$ , 即菲律宾的东南侧地区。另一个最小值出现在南半球 $15^{\circ}\text{S}$  处, 它所联系的强对流区对应于西太平洋冬季风槽辐合带 (ITCZ), 从 $130^{\circ}\text{E}$  向西扩展。此外, 在北半球中纬度地区, 从黄淮流域到日本一带也有一个 OLR 的小值区。对其它几个旱

年前冬的 OLR 分布逐个进行考察, 发现它们之间极为相似: 除了南半球赤道附近的 ITCZ 强对流区外, 自南海至菲律宾东部海域出现另一个 OLR 小值区, 此外, 在中纬的我国黄淮流域至日本以东的太平洋上都为一个强对流活动区。可是涝年的情况却有很大差异。图5b 为1983年1月的 OLR 分布, 可见在南海及菲律宾以东海区的 OLR 值极高, 平均在 $290 \text{Wm}^{-2}$  以上, 很明显该区域对流活动较弱, OLR 的低值区位于赤道以南的 $0^{\circ}$ — $10^{\circ}\text{S}$  的热带西中太平洋的狭长带内, 特别是在日期变更线一带的 OLR 值最小, 最小值达 $163 \text{Wm}^{-2}$ 。另有一个 OLR 低值带出现在中纬 $30^{\circ}$ — $40^{\circ}\text{N}$  的日本至西北太平洋上, 比早年的位置偏东且北。另两个冬季月1982年12月及1983年2月的情况类似。所以, 1983年冬季在南海、菲律宾周围没有比较强烈的对流活动出现, 而在南半球赤道附近的中太平洋对流活动则非常活跃。考察其它几个涝年前冬 OLR 的形势也有类似的特点。如1982年前冬, 只有在

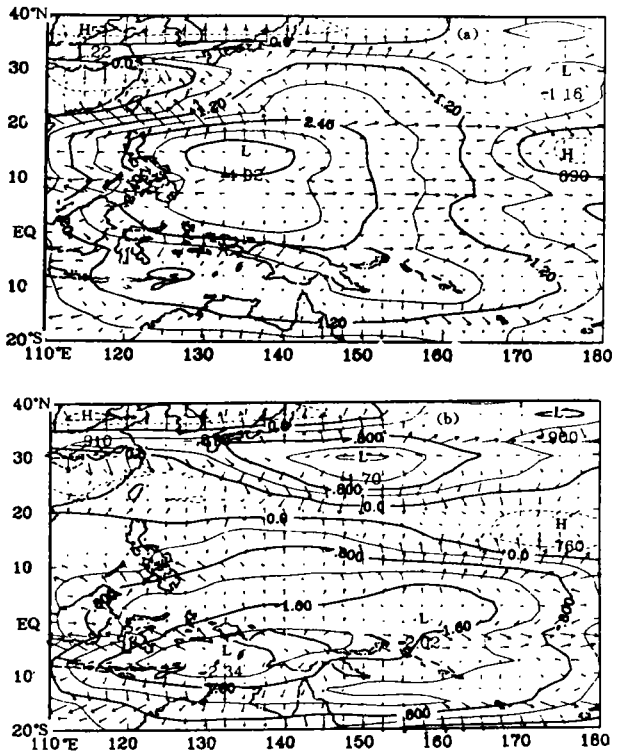


图4 1985年1月(a)和1987年1月(b)200hPa  $\chi$  场分布  
(单位同图3, 实线为辐散区, 虚线为辐合区)

140—160°E 的赤道附近有较强的对流活动,1987年1月自南海至菲律宾一带的 OLR 为一个大值区,平均为 $252\text{Wm}^{-2}$ (参见图4b $\chi$ 场的分布)。关于这一点 Y. Miyazaki<sup>[12]</sup>在分析热带西太平洋对流活动与日本冷暖年关系时也有类似的描述。

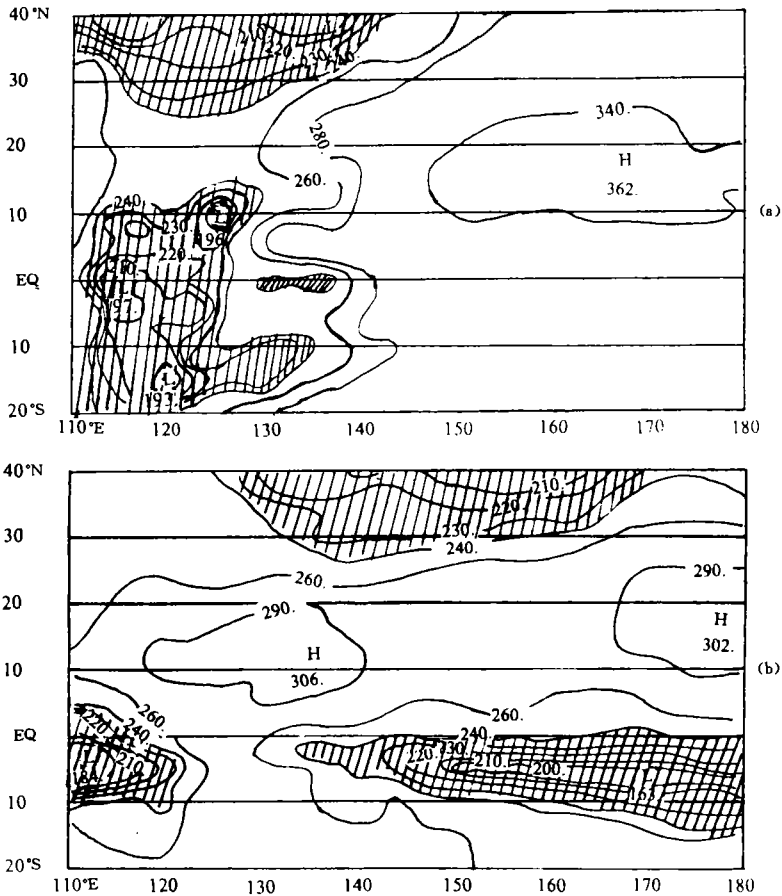


图5 1981年1月(a)和1983年1月(b)OLR 分布  
(单位:  $\text{Wm}^{-2}$ ; 阴影区的  $\text{OLR} < 240\text{Wm}^{-2}$ )

为了进一步说明旱涝年前冬热带地区对流活动分布的差异,我们给出多年平均的旱涝年前冬 OLR 差值图(图6)。图中虚线为负值区,北半球热带地区从70°E 以东至中太平洋皆为负值区,而从孟加拉湾至南海及菲律宾地区各有一个小值区,尤以东面的小值区为最强,旱涝年平均差值达 $-44.2\text{Wm}^{-2}$ 。这是旱年的强对流活跃区。正值区主要位于140°E 以东的南半球热带洋面上,该处正是涝年的强对流活跃区。

综上所述,旱涝年前冬低纬对流活动有明显差异。对于旱年,南海,菲律宾周围海域对流活跃,赤道附近的加里曼丹岛、马来西亚、印度尼西亚等对流也很活跃,南半球 ITCZ 活动强烈;而涝年前冬相反,南海,菲律宾周围南部海域对流不是很活跃。另外,不论旱年前

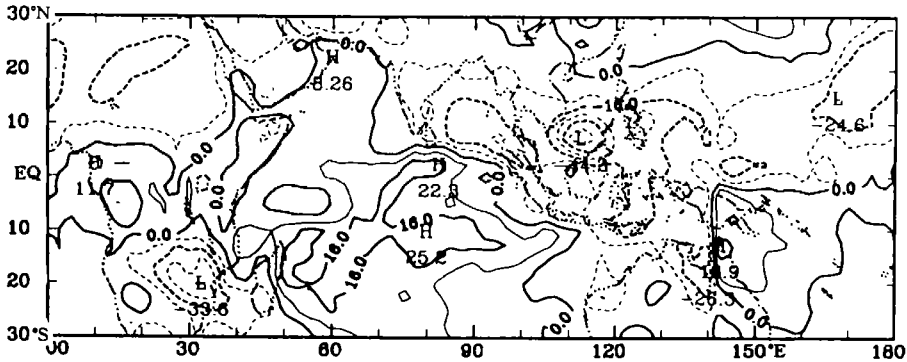


图6 旱涝年前冬 OLR 的差值

(虚线为负值,实线为正值,单位:  $\text{Wm}^{-2}$ )

冬,还是涝年前冬,只要低纬出现对流活动强烈区,则相应经度的中高纬地区对流也将趋活跃。

### 4.3 低纬地区冷涌活动的特征

近年来的研究发现,北半球冬季东北季风的爆发不仅对中国各地气温的变化而且对全球范围的环流变化都有很大的影响。冷空气主体在向南移动过程中其前沿的东北大风向低纬扩展,形成了自东亚沿岸从日本海经过东海一直延伸到南海地区的强北风带,其中尤以东海及南海地区的北风最强烈。这种与高纬冷空气爆发相联系的低纬地区强北风过程,按照一定的定义,统称为冷涌。亚洲及西太平洋地区的冷涌过程一般发生在700hPa以下的浅薄层内,尤以近地面最为明显。研究旱涝年前冬两类冷涌活动特点时发现,这两种类型的冬季,低纬冷涌活动也有很大的差别。图7a,b分别给出早年平均的1000hPa风矢量及早年与涝年风矢量的差值图。前者大致可以代表冬季冷涌过程的平均风场分布。这时,自60°N以南的东亚及西太平洋地区都为一致偏北风,偏北风从日本海向南一直扩展到南海,并在东海及南海地区形成两个强偏北风带。这与丁一汇的气候统计<sup>[13]</sup>结果是一致的。从图7a还可以清楚地看到中国大陆上的反气旋环流正好反映了冬季风爆发时大陆强大的冷高压,而最大风区即是冷高压的前沿区。从图中还可以看出冷涌活跃期,偏北大风从南海南部海区越过赤道,增强了105°E处的向南半球的气流。这些基本特征在涝年的平均图上也反映得很清楚(图略),只是强度和分布不同。图7b给出旱涝年之间风矢量的差值。可以看出从日本海至我国东南部海域,也即在冷涌的主要通道上风矢量差都为偏北风,南海的东北部及菲律宾周围北风最大,马来西亚至加里曼丹岛附近的赤道地区有明显的偏北越赤道气流。这说明旱年前冬冷涌的强度要明显强于涝年,图7b中东亚大陆上的反气旋式风矢也说明旱年前冬平均的冷高压要比涝年的强得多。更有意思的是在菲律宾及其附近海域上出现一个明显的气旋式环流,中心大致位于10°N,120°E附近,这个气旋辐合区无疑反映了该处附近的对流活动。对照图6所示的OLR旱涝年差值图,可见,这个气旋环流区正好与OLR的负差值中心相合。这说明旱年前冬由于较强冬季风以及低纬地区活跃的冷涌,加强了低纬地区对流的发展,使热带地区的对流性降水明显加强。



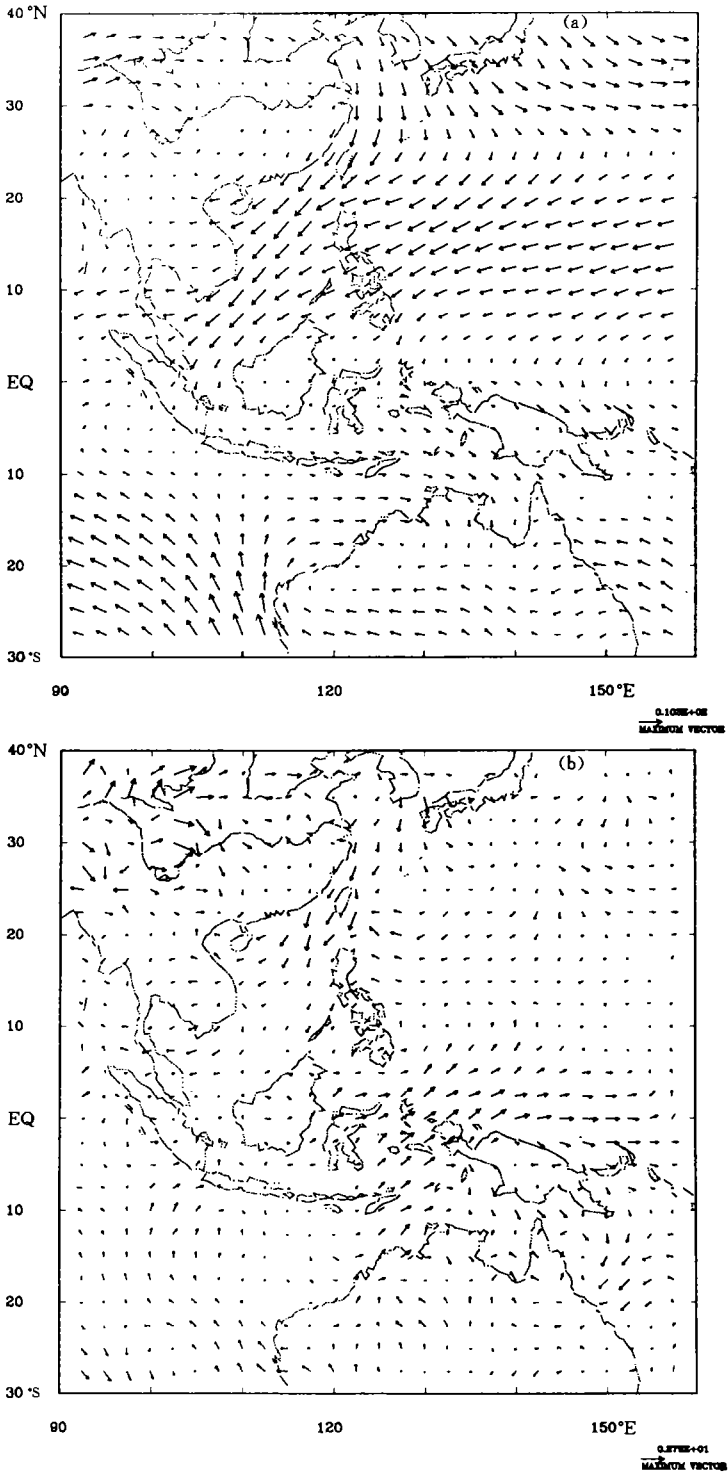


图7 早年前冬平均的1000hPa 风矢量(a)和早涝年前冬1000hPa 风矢量之差(b)(单位:ms<sup>-1</sup>)

从以上各节的讨论可见旱涝年前冬的低纬环流及天气都有较大的差别,不仅表现在冷涌活动而且也反映在越赤道气流上。同时南海至西太平洋热带地区对流活动的强弱也有明显的差别,这也可能就是早年高空速度势 $\chi$ 中心比涝年的要更为偏北偏西的原因。

## 5 小结与讨论

(1) 对于夏季长江、淮河流域旱涝天气,在其前冬,大型环流形势已经存在着较大的差别。对于早年,欧亚地区中高纬度环流经向度较大,东亚大槽较常年强且向南发展,乌拉尔山及鄂霍次克海高压脊较强,高空急流的轴线向西扩展,中心强度也较强,这是东亚冬季风强劲,寒潮活动频繁的环流形势。对于涝年,其前冬环流则较平直,东亚大槽较早年弱而北缩,寒潮活动弱,东亚大陆上的冷高压也较弱。

(2) 低纬度及热带地区的特征对于这两类冬季也有明显不同。对于早年,冷涌活动强烈,东亚大陆沿海至南海,偏北风明显强于常年,它不但使该经度带上的越赤道气流加强,而且使南海至菲律宾地区的对流活动也大为加强。由于上述这种分布,使东亚地区局地 Hadley 环流偏强,无论是其上升支或是北侧下沉都比平均状态强得多;而涝年前冬则相反:对流活动不活跃,局地 Hadley 环流较常年趋于萎缩。从我们的工作看,这些差异不仅表现在某一个典型旱涝年上,而且还表现在多年的平均场上。由于我们用的是季节平均及多个例的合成,因此,在时间和空间上突出了较大尺度的形势差异。

(3) 从上述分析中,我们清楚地看到,对于江淮流域的典型旱涝年,无论是夏季或是其前冬期,无论是中高纬的环流形势,低纬系统位置,海洋状态等各方面都迥然不同。既然不同的夏季形势与不同的冬季状况相对应,人们自然会提出这样的问题:这种不同的环流形势的建立和演变过程是什么?这实际上也就是冬夏季风活动的可能联系及其物理机制,这是一个十分复杂而又困难的课题。我们曾考察过早涝年冬至夏的环流变化,热带对流活动区的移动以及与冷涌活动有关的南海海温的差异,发现它们的演变对于旱涝年前冬都有各自的规律,以南海海域的平均海面温度为例,不论是前冬还是初夏,涝年的海温明显偏高,而早年则相反,这说明海温对于异常变化具有较高的持续性。这些结果对我们进一步探讨冬夏季风相互联系的过程和机制无疑是一个很大的鼓舞和启发,是值得进一步深入探讨的。

## 参考文献

- [1] 陶诗言,徐淑英.夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征.气象学报,1962,32(1):1—10.
- [2] 杨广基等.长江流域中下游持久性旱涝与低纬热带环流型的关系.高原气象,1982,1(3):43—50.
- [3] 陶诗言,朱文妹等.论梅雨的年际变化.大气科学(特刊),1988,2—13.
- [4] 吴仪芳,李麦村.江淮旱涝形成的长期天气过程.中国科学院大气物理研究所集刊,第13号,15—29.
- [5] 杨广基.长江流域中下游地区夏季旱涝的前期特征.同上,30—40.
- [6] 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(特刊),1988,107—116.
- [7] Nitta T. Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. J Meteor Soc Japan, 1986, 64: 373—390.
- [8] 陈烈庭.东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响.1977,1(1):1—12.

- [9] 符崇斌. 我国夏季的气候异常与埃尔尼诺南方涛动的关系. 大气科学(特刊), 1988, 133—141.
- [10] Sun Bomin, Sun Shuqing. The analysis on the features of the atmospheric circulation in preceding winters for the summer drought and flooding in the Yangtze and Huaihe River Valley. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1994, 11: 79—90.
- [11] 陈隆勋, 朱乾根等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991.
- [12] Miyazaki Y. The relationship between tropical convection and winter weather over Japan. *J Meteor Sci of Japan*, 1989, 67(5): 863—875.
- [13] 丁一汇. 东亚冬季风的统计研究. *热带气象*, 1990, 6(2): 119—127.

## THE RELATIONSHIP BETWEEN THE ANOMALOUS WINTER MONSOON CIRCULATION OVER EAST ASIA AND SUMMER DROUGHT/FLOODING IN THE YANGTZE AND HUIHE RIVER VALLEY

Sun Shuqing Sun Bomin

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100080*)

### Abstract

In this paper, 10 cases of the abnormal drought or flooding summers during 1951—1991 in the lower-middle reaches of the Yangtze River and the Huaihe River valley are selected respectively. We analyse comparatively their large scale circulations in the mid-high latitudes and in the tropical convective area. The main conclusions are as follows: In preceding winter (December—January—February) of the drought year, the flow pattern with a strong major trough and a blocking high in the mid-high latitudes shows a strong meridional circulation over Eurasia, the cold surge in lower latitudes and the convective activity over the southern part of South China Sea and the Philippines are active and so the cross-equatorial current towards the South Hemisphere is greatly strengthened. On the contrary, in preceding winter of the flooding year, those are much weaker. This work reveals obviously the differences of two kinds of winter monsoon circulations with respect to summer drought and flooding and facilitates us to search for the possible link and physical mechanism of interaction between the winter monsoon and the summer monsoon over East Asia.

**Key words:** Winter monsoon, General circulation, Drought/flooding.