

洞庭湖流域近 54a 来冬季降水及其异常环流特征分析^{*1}

尚程鹏 章新平* 张新主 姚天次 王婷

(湖南师范大学资源与环境科学学院, 湖南长沙 410081)

【摘要】:基于洞庭湖流域 96 个气象站点 1961~2015 年逐月降水数据和美国 NCEP/NCAR 再分析数据,对洞庭湖流域近 54a 来冬季降水的时空变化特征和典型冬涝、冬早年的大气环流及水汽输送形势进行分析,并讨论逐年冬季降水与同期欧亚环流指数(EUCI)、可降水量和水汽通量散度的关系。结果表明:近 54a,流域冬季降水存在明显的年际和年代际变化特征,具体表现为 20 世纪 60 年代和 70 年代降水偏少,80 年代降水开始增多,其后期至 90 年代中后期降水偏多明显,进入 21 世纪以来降水又呈波动减少的趋势。此外,流域冬季平均降水量和冬季降水标准差均呈现由南向北、由东向西递减的空间分布特征。从大气环流和水汽输送形势来看,典型冬涝年和冬早年的空间分布大致相反,表明流域冬季异常降水是与大尺度环流形势的异常密切关联的。计算发现,逐年冬季可降水量、水汽通量散度和欧亚环流指数与流域冬季降水均具有较好的关系,相关系数分别达到 0.43、-0.68、-0.53,通过 0.01 的信度检验。

【关键词】:洞庭湖流域; 冬季降水; 大气环流; 水汽输送

【中图分类号】:P467 **【文献标识码】**:A **【文章编号】**:1004-8227(2017)08-1284-11

DOI:10.11870/cjlyzyyhj201708018

随着全球变暖加剧,极端天气气候事件越来越频繁地发生,区域性的旱涝事件也呈增加的趋势^[1~3]。在我国,一般夏季降水强度大且发生时间集中,是旱涝事件发生的高频时段,冬季降水占全年比重较小,同时异常降水事件发生的频率低。但近些年来,冬季区域性异常降水时有发生,给人民的生产生活带来严重的影响^[4],冬季降水也越来越引起人们的重视。

不少学者对我国冬季降水的时空变化特征进行了研究^[5~7],孙建奇等^[8]研究发现随着冬季变暖的加剧,我国冬季降水和极端降水均呈现增加的趋势,尤其是南方地区,增加趋势更加明显;王林等^[9]研究了我国冬季降水年际变化的主模态,指出我国冬季降水最主要的模态为长江以南地区降水量的一致性变化,并且该模态在一定程度上可以反映我国冬季总降水量的变化;李维京等^[10]研究指出在气候变暖背景下,我国南方地区旱涝发生的空间和季节表现各不相同,西南地区夏、秋、冬季降水均呈减

收稿日期:2016-12-29; 修回日期:2017-02-27

基金项目:国家自然科学基金项目(41571021) [National Natural Science Foundation of China(41571021)]; 湖南省重点学科建设项目(2016001) [Construction Program of the Key Discipline in Hunan Province(2016001)]; 湖南重特大干旱机理研究项目(2015001) [Foundation of Extreme Drought Mechanism Research in Hunan Province(2015001)]; 湖南省研究生科研创新项目(CX2017B229) [Hunan Provincial Innovation Foundation for Postgraduate(CX2017B229)]。

作者简介:尚程鹏(1993~),男,硕士研究生,主要研究方向为气候变化。E-mail:cldyn108@foxmail.com

***通讯作者** E-mail:zxp@hunnu.edu.cn

少趋势, 季节连旱频发。

我国冬季降水不仅受东亚冬季风^[6, 11, 12]的影响, 还与海温异常^[11, 13~16]和西风带槽脊^[17, 18]等多个气候因子有关。刘毓赉等^[19]讨论了北半球中高纬地区欧亚遥相关型(EU)与我国冬季气温和降水的关系, 指出当EU处于正(负)位相时, 东亚冬季风偏强(弱), 我国东部气温降低(升高)、降水减少(增加); 张晓玲等^[20]分析了印度洋偶极子(IOD)和ENSO事件单独或协同发生时对我国冬季降水的影响, 得出IOD主要影响北方地区的降水, 而IOD和ENSO事件协同作用会加强南方降水的异常; 袁媛等^[21]研究了ENSO事件对我国南方冬季降水的影响, 证实了拉尼娜对我国南方降水的影响与厄尔尼诺的影响不对称; 何溪澄等^[22]分析比较了我国南方地区两个典型冬季降水偏多年和偏少年的大气环流形势和水汽输送的差异, 指出南支西风气流和南海上空转向气流的变化是造成年际冬季降水差异的关键因子; 张自银等^[23]通过对我国南方冬季发生的异常低温和异常降水事件的研究, 提出了有利于低温和偏多降水发生的环流特征; 陶云等^[24]研究了云南冬季异常降水年份的大气环流形势和海温分布, 并分析了北极涛动(AO)与云南冬季降水的关系, 得出AO对云南冬季降水的影响受到ENSO事件的制约; 郭洁等^[25]研究了川渝地区大气可降水量与降水的关系, 指出降水不仅与可降水量有关, 还受到水汽辐合、中小尺度天气系统等因素的影响。

洞庭湖流域位于亚热带季风区, 受冬夏季风交替和地形的影响, 降水时空分布不均匀, 旱涝灾害频发^[26, 27]。冬季流域盛行偏北风, 是一年中降水最少的季节, 仅占全年降水的11%, 但异常冬季降水也会造成很大的危害。例如, 2008年1月中旬至2月初, 发生在包括洞庭湖流域在内的我国南方地区罕见的低温、雨雪、冰冻灾害天气, 对交通、通讯和电力输送等造成了严重影响^[28]; 2011年洞庭湖区遭受了50年一遇的冬、春、夏三季连旱, 造成直接经济损失近百亿元^[29]。已有的研究^[30~32]主要针对流域降水的时空变化特征, 对流域降水成因尤其是冬季异常降水成因的研究较少, 关于冬季异常降水的大气环流形势和水汽输送特征还不明确。本文以洞庭湖流域为研究对象, 分析流域冬季降水的时空变化特征, 并在此基础上, 对比典型冬涝、冬旱年的大气环流形势和水汽输送差异, 讨论冬季降水与同期欧亚环流指数、可降水量和水汽通量散度的关系。本研究将有助于加强对洞庭湖流域冬季降水变化特征和旱涝成因的认识, 为预报和研究冬季降水提供科学的依据。

1 研究数据

本文采用的数据包括: (1) 中国气象数据网提供的洞庭湖流域96个气象站点(图1)的逐月降水数据, 时间序列为1961~2015年。根据流域的气候特点, 规定12月至次年2月为冬季, 常年平均为1961~2014年冬季降水的多年平均值; (2) 美国NCEP/NCAR月平均再分析资料, 要素有8层等压面(300~1000hPa)上的纬向风分量 u 、经向风分量 v 和比湿 q , 地面气压场、500hPa位势高度场以及可降水量, 资料的水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

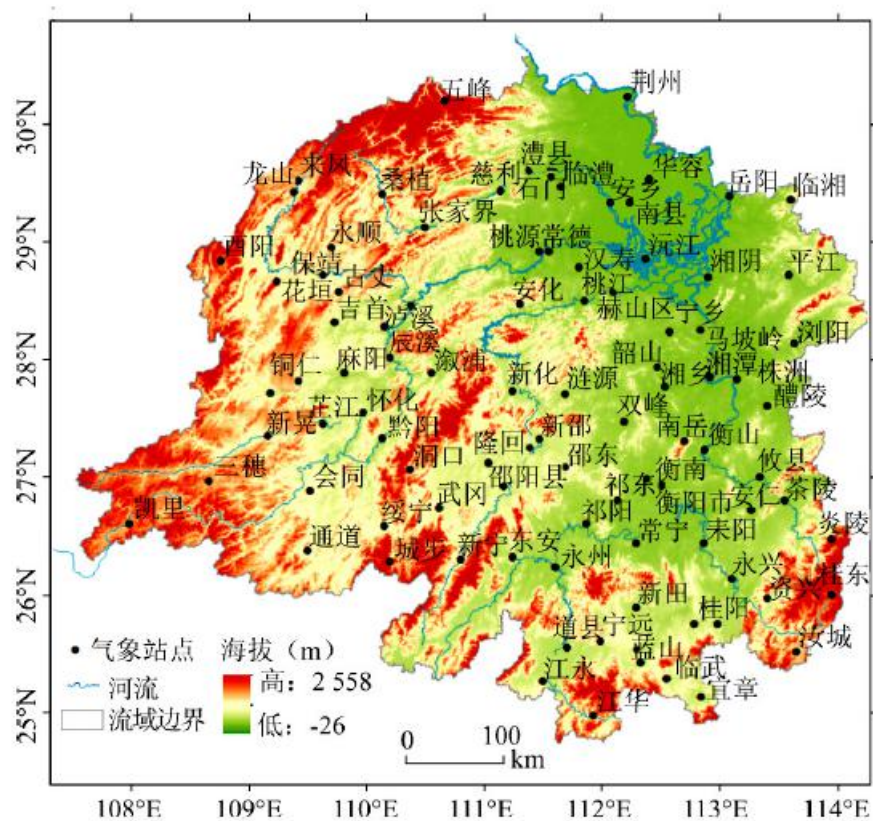


图 1 洞庭湖流域地形及气象站点分布

Fig. 1 Terrain and Distribution of Meteorological Stations in Dongting Lake Basin

2 研究方法

2.1 旱涝等级划分

本文根据洞庭湖流域各年冬季降水距平百分率(DP)的分布特点,将旱涝强度分为重涝、大涝、偏涝、正常、偏旱、大旱和重旱 7 个等级,见表 1。

表 1 旱涝等级划分

Tab. 1 Classification of Drought and Flood Grades

等级	距平百分率 (D_p)	旱涝类型
1	$D_p \geq 75\%$	重涝
2	$50\% \leq D_p < 75\%$	大涝
3	$25\% \leq D_p < 50\%$	偏涝
4	$-25\% < D_p < 25\%$	正常
5	$-50\% < D_p \leq -25\%$	偏旱
6	$-75\% < D_p \leq -50\%$	大旱
7	$D_p \leq -75\%$	重旱

2.2 水汽通量及水汽通量散度

水汽通量指单位时间流经某一单位截面积的水汽质量，而水汽通量散度是指单位时间内在某区域辐合或辐散的水汽含量，散度为正表示该地水汽辐散，散度为负则表示水汽辐合。纬向水汽通量 Q_u 和经向水汽通量 Q_v 的计算公式为：

$$Q_u = \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} q \times u dp \quad (1)$$

$$Q_v = \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} q \times v dp \quad (2)$$

式中： q 为比湿； g 为重力加速度； p_s 为地面气压； p_t 为气柱顶气压，本文取 300hPa。

水汽通量散度 D 的计算公式为：

$$D = \frac{\partial Q_u}{a \cos \varphi \partial \lambda} + \frac{\partial Q_v}{a \partial \varphi} \quad (3)$$

式中： a 为地球半径； λ 和 φ 分别表示经度和纬度。

3 结果与分析

3.1 洞庭湖流域冬季降水的空间分布特征

3.1.1 冬季平均降水量和冬季降水标准差的空间分布

通过对流域各个站点近 54a 的逐年冬季降水量的统计，得到了洞庭湖流域冬季平均降水量和冬季降水标准差的空间分布(图

2)。

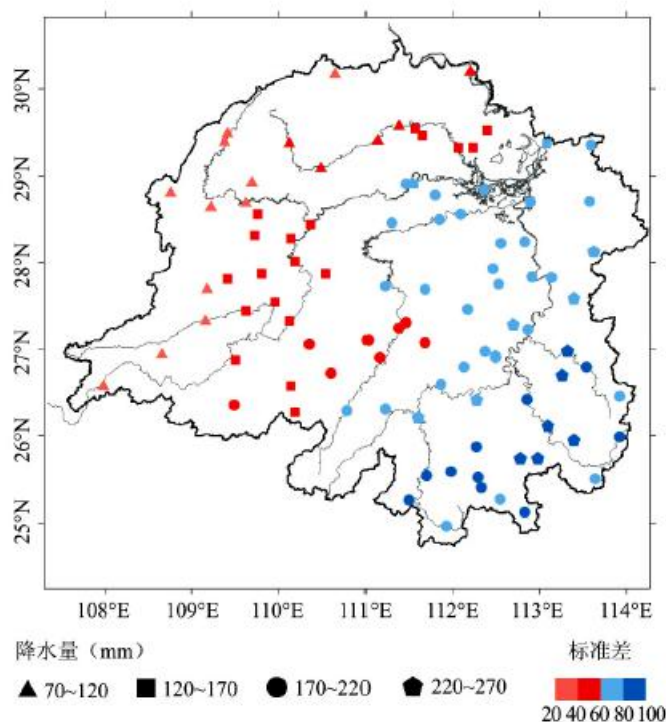


图 2 洞庭湖流域冬季平均降水量和
冬季降水标准差的空间分布

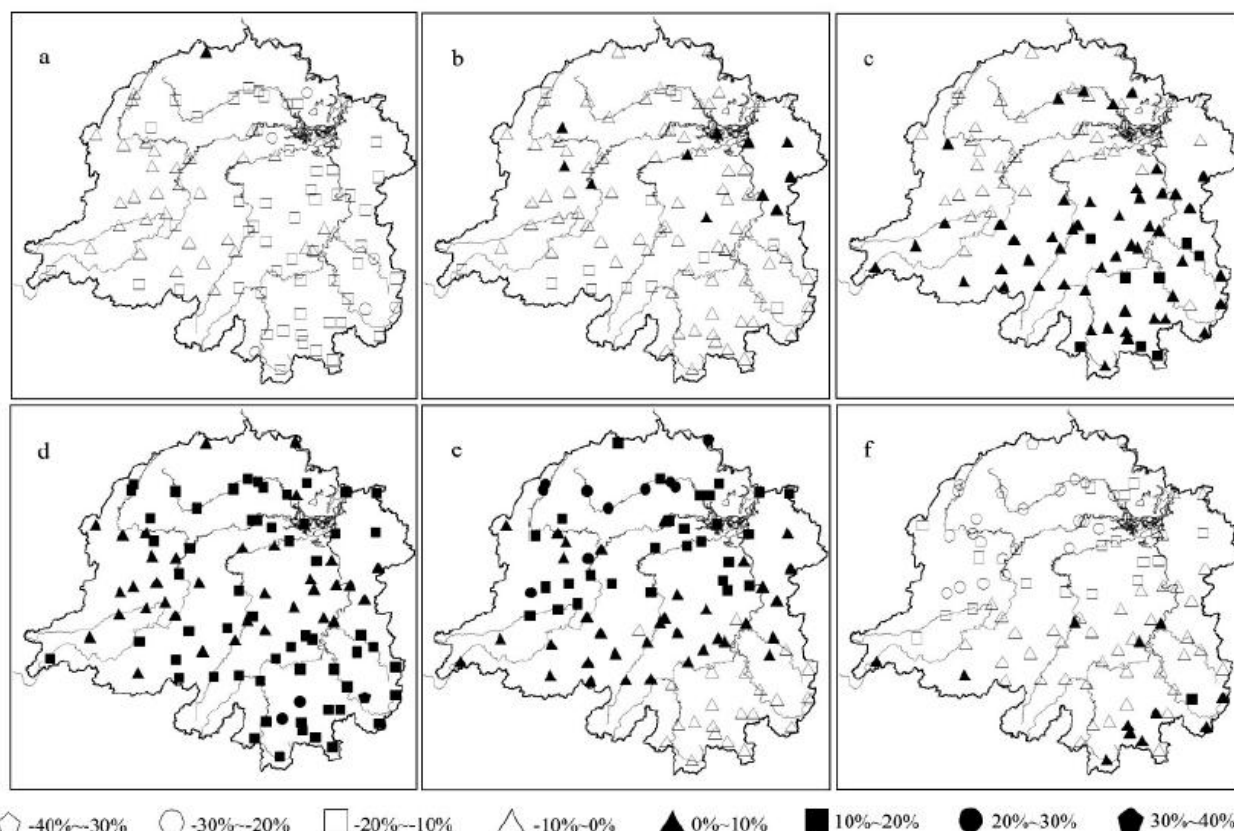
Fig. 2 Spatial Distribution of Winter Mean Precipitation
and Standard Deviation of Winter Precipitation
in Dongting Lake Basin

从冬季平均降水量的空间分布来看，流域降水具有经向分布的特点，降水量的高值中心位于湘江中游一带，并分别向东南和西北逐渐递减。冬季平均降水量的最大值出现在南岳站，达到 268.2mm，这与该站高海拔的地形抬升作用有关；冬季平均降水量的最小值位于流域西北部的龙山站，仅 82.5mm，该站受北部高山和西部云贵高原的阻挡，冷暖空气在此绕流，不易产生降水。其余各站点的冬季平均降水量主要分布在 170~220mm，站点数约占流域总站点数的 50%。

从各站点冬季降水量的离散程度来看，流域内降水量标准差的空间分布大致从东南向西北和西南递减。与全流域 43mm 的平均标准差相比，流域东南部资兴站降水的标准差最大，达 96mm；标准差的最小值为 27.1mm，出现在流域西南部的凯里站。经统计，在整个流域，高于 1σ （即 1 个标准差）的站点有 81 个，约占流域总站点数的 84.3%。整体上看，冬季降水标准差的空间分布和冬季平均降水量的空间分布相似，即降水偏多的地方，标准差值偏大，而降水偏少的地方，标准差值偏小。

3.1.2 冬季平均降水量的年代际变化

洞庭湖流域冬季的平均降水量具有明显的年代际变化特点，通过对流域内各站点不同年代际降水距平百分率的统计，分别得到洞庭湖流域冬季不同年代际降水距平百分率的空间分布(图 3)和站点统计(表 2)。



注：a~d：20 世纪 60 年代、70 年代、80 年代、90 年代；e~f：21 世纪 00 年代、10 年代，其中 10 年代为 2010~2014 年。

图 3 洞庭湖流域冬季不同年代际降水距平百分率的空间分布

Fig. 3 Spatial Distribution of Different Interdecadal Anomalous Percentage of Winter Precipitation in Dongting Lake Basin

表 2 洞庭湖流域冬季不同年代际降水距平百分率的站点统计

Tab. 2 Stations Statistics of Different Interdecadal Anomalous Percentage of Winter Precipitation in Dongting Lake Basin

降水距平 百分率(%)	20 世纪				21 世纪	
	60 年代	70 年代	80 年代	90 年代	00 年代	10 年代
30~40				1 (1.0%)		
20~30				2 (2.1%)	10 (10.4%)	
10~20			8 (8.4%)	58 (60.4%)	28 (29.1%)	1 (1.0%)
0~10	1 (1.0%)	11 (11.5%)	51 (53.1%)	35 (36.5%)	35 (36.5%)	12 (12.5%)
-10~0	32 (33.3%)	72 (75.0%)	36 (37.5%)		23 (24.0%)	41 (42.7%)
-20~-10	55 (57.3%)	13 (13.5%)	1 (1.0%)			18 (18.8%)
-30~-20	8 (8.4%)					20 (20.8%)
-40~-30						4 (4.2%)

注：括号内为站点数占流域总站点数的百分比。

从图 3 和表 2 可以看出，20 世纪 60 年代流域几乎各站点降水都较常年偏少，偏少程度在 10%~20%的站点数占总站点数的 57.3%，而降水偏多的站点只有五峰站，偏多约 4.63%；20 世纪 70 年代流域降水整体仍偏少，偏少站点有 85 个，占总站点数的 88.5%，大多数站点较常年偏少 0%~10%；20 世纪 80 年代流域降水开始增多，偏多站点达到 59 个，占总站点数的 61.5%，偏多程度集中在 0%~10%，降水偏多的站点主要分布在流域的南部和中部，偏少站点主要分布在流域的西北部；20 世纪 90 年代流域

各站点降水一致偏多，偏多程度在 10%~20% 的站点数占总站点数的 60.4%，其中，资兴站较常年偏多约 34.2%，为流域降水偏多最多的站点；21 世纪 00 年代，流域降水整体仍偏多，偏多站点有 73 个，占总站点数的 76.0%，其中，流域西北部的桑植站降水偏多最多，约 29.7%，空间分布上，北部和中部的降水偏多，东南部降水偏少；21 世纪 10 年代流域的降水整体偏少，偏少站点有 83 个，占总站点数的 86.5%，降水偏多的站点主要分布在东南部的一些地区。

3.2 洞庭湖流域冬季降水的时间变化特征

为了了解流域冬季降水的时间变化特征，图 4 给出了洞庭湖流域近 54a 来冬季降水距平百分率的年际和年代际变化。从图 4 可以看出，流域冬季降水具有明显的年际和年代际变化特征。从年际变化来看，冬季降水变率大，时间分布不均匀。其中，1997 年冬季降水异常偏多，降水量达 313mm，比常年平均偏多 80.11%，为近 54a 来降水最多的年份，而 1998 年冬季降水为历年最少，降水量只有 84.6mm，比常年平均偏少 51.4%。根据表 1，在过去 54a 中，出现偏涝及以上的年份有 10 个，偏旱及以上的年份有 11 个。

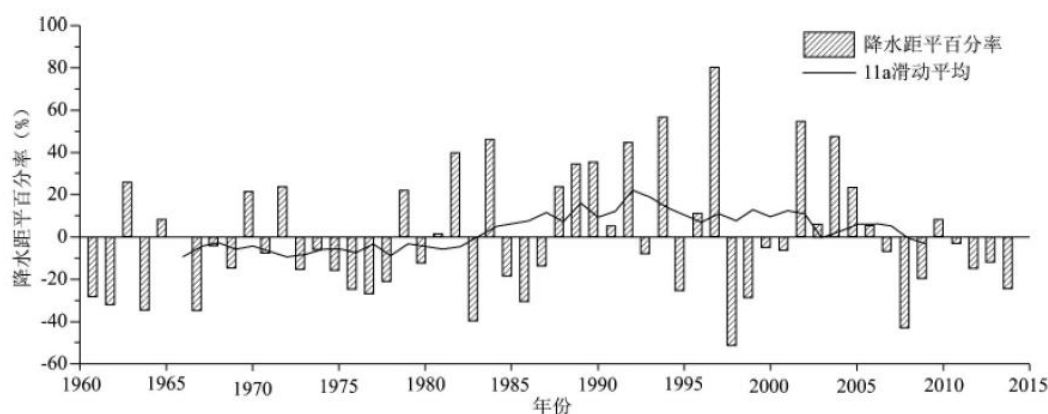


图 4 洞庭湖流域冬季降水距平百分率的年际和年代际变化

Fig. 4 Interannual and Interdecadal Variations of Anomalous Percentage of Winter Precipitation in Dongting Lake Basin

从年代际变化来看，20 世纪 60、70 年代冬季降水偏少，80 年代降水开始增多，其后期至 90 年代中后期降水偏多明显，进入 21 世纪以来降水又呈波动减少的趋势。进一步统计得出，20 世纪 60 年代流域的冬季平均降水量为 151.9mm，较常年偏少约 12.6%，其中，偏旱的年份有 4 个，偏涝的年份有 1 个；70 年代流域的冬季平均降水量为 165.2mm，偏少约 5.0%，偏旱的年份有 1 个，无偏涝及以上等级的年份；80 年代流域的冬季平均降水量为 179.3mm，降水整体偏多，较常年偏多约 3.1%，其中，偏涝的年份有 3 个，偏旱的年份有 2 个；90 年代流域的冬季平均降水量为 194.6mm，偏多约 12.0%，偏涝、大涝和偏旱的年份各有 2 个，大旱的年份有 1 个；21 世纪 00 年代流域的降水量减少，冬季平均降水量为 183.6mm，但较常年仍偏多约 5.6%，其中，偏涝、大涝和偏旱的年份各有 1 个；10 年代，冬季平均降水量为 157.9mm，比常年偏少约 9.1%，无偏涝(旱)及以上等级的年份。

3.3 典型冬涝、冬旱年的平均大气环流

为了分析典型冬涝年和冬旱年的大气环流背景和水汽输送特征，对各年冬季降水距平百分率的大小进行排序，选择排名前 6 的 1984，1992，1994，1997，2002 和 2004 年作为典型冬涝年，排名后 6 的 1962，1964，1967，1983，1998 和 2008 年作为典型冬旱年。图 5 给出了典型冬涝年和冬旱年的平均大气环流形势。

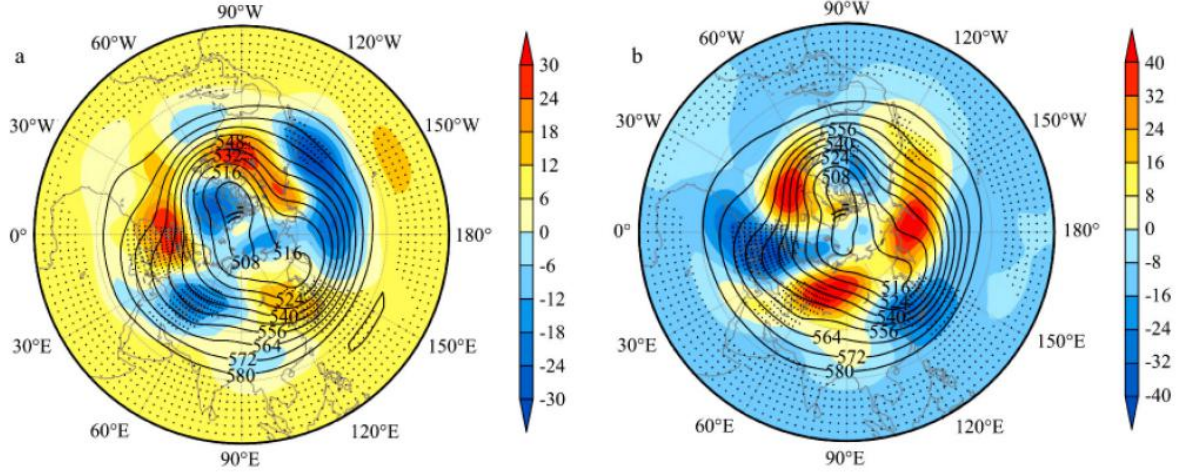


图 5 典型冬涝年 (a) 和冬旱年 (b) 500 hPa 平均位势高度距平场 (阴影) 和平均位势高度场 (等值线), 打点区域为位势高度场和流域冬季降水相关通过 0.05 信度检验的区域

Fig. 5 Field of 500 hPa Composite Geopotential Height Anomaly (Shaded) and Composite Geopotential Height (Contour) for Typical Winter Flood Years (a) and Typical Winter Drought Years (b), the Dotted Areas are Above the 0.05 Significance Level for Correlation Between the Field of Geopotential Height and Winter Precipitation in Dongting Lake Basin

从图 5 可以看出, 无论是在冬涝年还是冬旱年, 在同期的 500hPa 高度距平场上, 中高纬地区均存在着 3 个正距平中心和 3 个负距平中心。在冬涝年, 3 个正距平中心分别位于欧洲西部、日本至我国东北一带以及北美的东北部, 3 个负距平中心分别位于乌拉尔山附近、北美西部太平洋上空以及格陵兰岛附近; 而在冬旱年, 3 个正距平中心分别位于巴尔喀什湖以北地区、阿留申群岛以及北大西洋上空, 3 个负距平中心分别位于欧洲西部、日本至我国东北一带以及北美北部。可以看出, 冬涝年和冬旱年有着大致相反的位势距平中心分布。

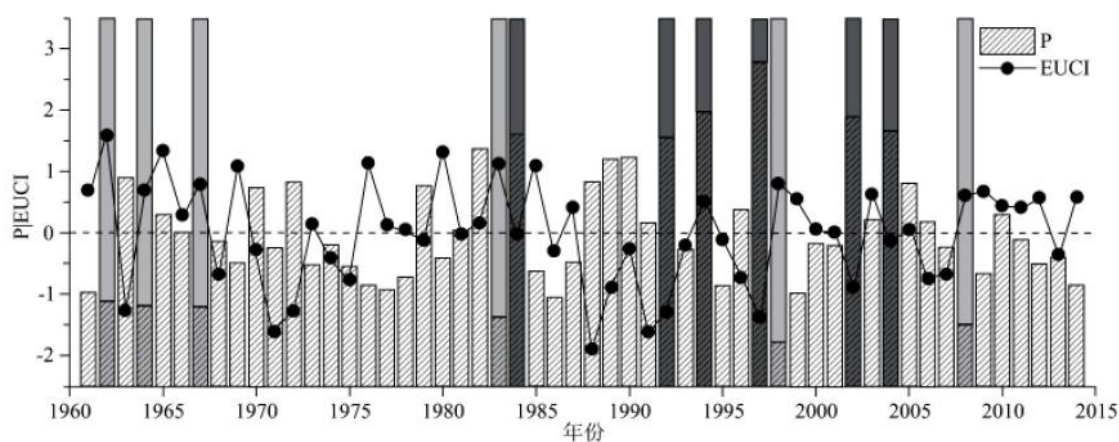
对应的 500hPa 平均高度场上, 在典型冬涝年, 中高纬地区东亚大槽以及欧洲浅槽的位置均偏北且偏东, 欧亚内陆脊的强度偏弱, 北美大陆上的槽、脊和欧洲西部沿海上空脊的位置均偏东, 低纬地区的西北太平洋副热带高压势力偏强, 位于菲律宾海以东的洋面上; 在典型冬旱年, 较冬涝年相比, 东亚大槽加深, 位置西移至我国东部沿海地带, 欧亚内陆脊的位置明显北伸且势力加强, 欧洲浅槽和北美大陆上的槽略微西移, 而北美大陆上的脊和欧洲西部沿海脊的位置则出现了明显的西偏, 副高势力减弱, 在北半球的低纬地区已经不明显。

通过计算 500hPa 位势高度场与流域冬季降水的关系发现, 相关系数高的区域大致与上述正负距平中心的位置吻合, 其中欧亚大陆上空 3 个距平中心与冬季降水的相关系数均达到了 ± 0.4 以上, 通过 0.01 的信度检验, 北美地区上空两个距平中心与冬季降水的相关系数也超过了 ± 0.3 。基于 Wallace^[33] 提出的北半球冬季 500hPa 环流场的遥相关型, 我们定义了一个新的欧亚环流指数 (EUCI):

$$EUCI = -\frac{1}{4}Z_1^* (45^\circ \sim 60^\circ \text{N}, 0^\circ \sim 20^\circ \text{E}) + \frac{1}{2}Z_2^* (40^\circ \sim 55^\circ \text{N}, 50^\circ \sim 75^\circ \text{E}) - \frac{1}{4}Z_3^* (30^\circ \sim 45^\circ \text{N}, 120^\circ \sim 140^\circ \text{E}) \quad (4)$$

式中: Z' 表示区域平均位势高度的标准化值,下标表示欧亚大陆上的3个距平中心,括号内为相应中心的位置。

计算发现,欧亚环流指数与降水序列的相关系数达到 -0.53 ,通过了 0.001 的信度检验,这说明 EUCI 与流域冬季降水的关系十分密切(图 6),即冬季 EUCI 偏高时,对应的降水量偏少;而 EUCI 偏低时,对应的降水量则偏多。特别是在典型冬涝年和冬旱年,这种对应关系更明显。从上述的统计关系可以得出,洞庭湖流域冬季降水受到中高纬地区 500hPa 位势高度上大气环流的综合影响,环流的异常往往会引起降水异常。当欧亚地区上空的位势距平分布纬向上为“+—+”和经向上为“北低南高”时,冬季风势力偏弱,东亚大槽减弱,环流经向度偏小,冬季风无法深入洞庭湖流域,从而有利于低纬的暖湿气流北上,造成流域降水异常偏多;反之,当欧亚地区上空的位势距平分布纬向上为“—+—”和经向上为“北高南低”时,欧洲浅槽和东亚大槽加深,乌拉尔山附近的高压脊偏强,环流经向度加大,冬季风势力偏强,有利于冷空气向南推进,受干冷的偏北风控制,流域降水异常偏少。



注:各序列均已标准化,浅灰色柱状标识的是典型冬旱年,深灰色柱状标识的是典型冬涝年。

图 6 欧亚环流指数(EUCI)与洞庭湖流域冬季降水(P)序列对比

Fig. 6 Comparison of Eurasian Circulation Index (EUCI) with Winter Precipitation in Dongting Lake Basin (P)

3.4 典型冬涝、冬旱年的平均水汽输送特征

降水的产生需水汽条件和水汽发生凝结的动力条件。为了了解典型异常年份的水汽输送特征,图 7 给出了流域典型冬涝年、冬旱年整层平均水汽通量和水汽通量散度距平的空间分布。

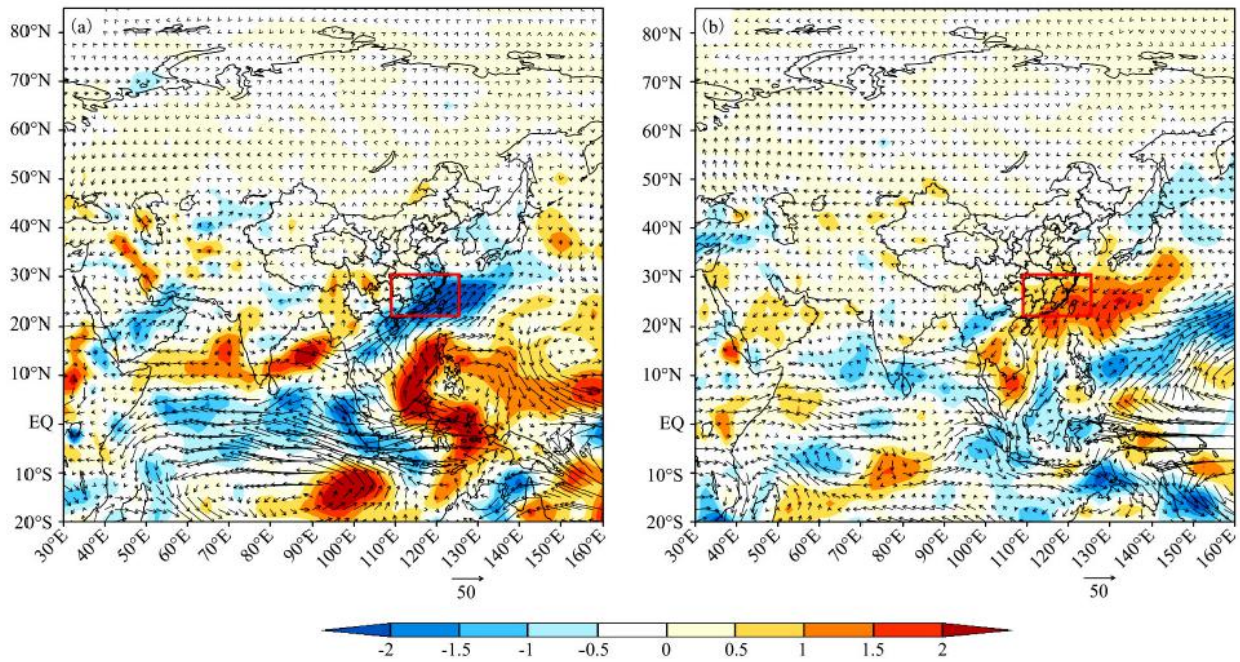


图 7 典型冬涝年(a)和冬旱年(b)整层平均水汽通量(单位: $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$)和
平均水汽通量散度(单位: $10^{-5}\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)距平的空间分布

Fig. 7 Spatial Distribution of Vertical-integrated Composite Water Vapor Flux and Water Vapor Flux Divergence for Typical Winter Flood Years (a) and Typical Winter Drought Years (b)

在典型冬涝年(图 7a), 有两支气流从低纬海洋向华南和华东地区输送水汽, 一支自孟加拉湾通过中南半岛的水汽输送, 中心距平达到 $50\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$, 这可能与南支槽的加强有关; 另一支是绕位于菲律宾附近的反气旋通过南海的水汽输送, 它们在包括流域在内的华南、华东地区有着显著的水汽辐合, 水汽通量散度距平可达 $-2 \times 10^{-5}\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。此外, 在南半球低纬的印度洋地区存在一个显著的反气旋, 该反气旋北部盛行强劲的东风, 并伴有较强的水汽辐合。

在典型冬旱年(图 7b), 包括流域在内的华南和华东地区普遍受偏北气流的控制, 且流域内具有明显的水汽辐散, 水汽通量散度距平约 $1 \times 10^{-5}\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。此时, 位于菲律宾附近上空的反气旋已不复存在, 而在南半球低纬的印度洋地区出现一气旋, 中心位于马达加斯加岛附近, 北部为西风水汽输送。

结合大气环流形势和水汽输送特征的分析可以发现, 无论是 500hPa 上的环流场还是整层的水汽通量和水汽通量散度距平场, 典型冬涝年与冬旱年基本具有相反的空间分布, 说明流域的异常降水是与大尺度环流形势的异常密切关联的。

3.5 冬季降水与可降水量、水汽通量散度的关系

水汽输送的影响是大尺度的。王林等^[9]研究指出我国长江以南地区冬季降水呈现一致性变化, 水汽输送的影响覆盖我国南方地区。因此本文中选择不包括洞庭湖流域在内的华东、华南地区(图 7 中红框区域, 范围为 $22^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$, $109^{\circ} \sim 125^{\circ} \text{E}$)平均的可降水量来表示洞庭湖流域的可降水量, 该选择区域的可降水量也对除洞庭湖流域外的华东、华南地区具有参考意义。图 8 给出了洞庭湖流域近 54a 来逐年冬季可降水量距平百分率的变化曲线。

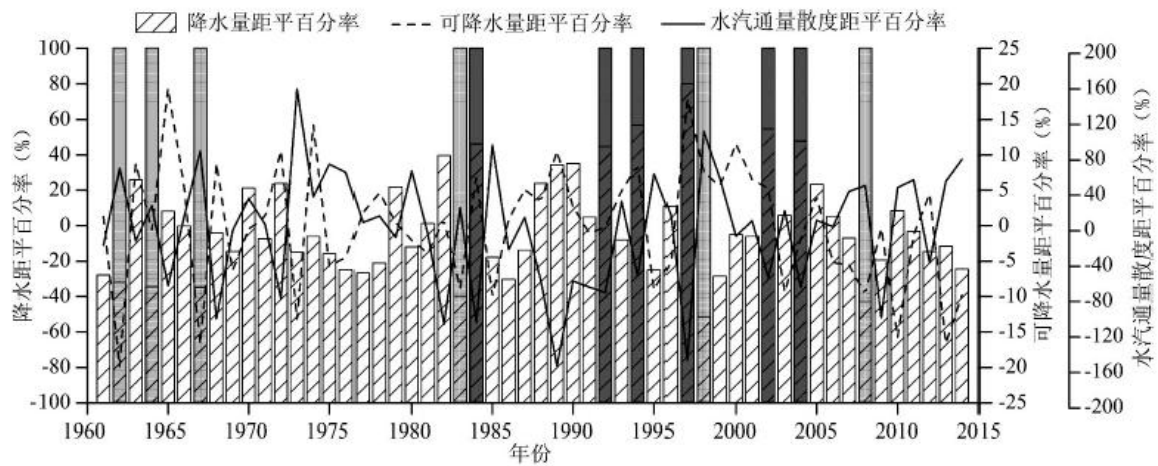


图 8 洞庭湖流域逐年冬季降水距平百分率和同期整层可降水量距平百分率、水汽通量散度距平百分率的时间变化(柱状标识同图 6)

Fig. 8 Temporal Changes of Annual Anomalous Percentage of Winter Precipitation in Dongting Lake Basin and Anomalous Percentage of Synchronized Vertical-integrated Precipitable Water, Water Vapor Flux Divergence

经统计,可降水量与同期冬季降水的相关系数为 0.43,通过了 0.01 的信度检验。在近 54a,可降水量的最大值出现在 1965 年,达到了 75mm,较常年偏多约 19.3%;最小值出现在 1962 年,为 50mm,较常年偏少约 20%。进一步统计发现,当可降水量距平百分率为负时,对应降水量偏少的年份有 17 个,约占降水偏少年份总数的 53.1%;当可降水量距平百分率为正时,对应降水量偏多的年份有 13 个,约占降水偏多年份总数的 59%。从典型年份来看,6 个典型冬涝年中,1992 年和 2004 年的可降水量略偏少,分别偏少 0.18%和 1.97%,其余年份均偏多;6 个典型冬旱年中,只有 1998 年的可降水量偏多,偏多约 7.63%,其余年份大都明显偏少。从整个变化曲线来看,研究区的可降水量与同期冬季降水存在着较为一致的时间变化,即可降水量偏多(少)的时候,同期冬季降水也偏多(少)。

通常,在偏南风异常偏强的年份,暖湿气流会由低纬海洋向我国输送水汽,流域冬季水汽充足,但要引起降水偏多,还需配合水汽的辐合。冷暖空气的交汇往往会加强水汽辐合运动,使水汽凝结形成降水。因此,流域冬季降水的多寡除了与可降水量有关,还与该地区水汽的辐合或辐散有关。通过计算流域及其附近区域(同可降水量的计算区域)整层平均的水汽通量散度,得到了洞庭湖流域近 54a 来逐年冬季水汽通量散度距平百分率的变化曲线(图 8)。

计算表明,所选区域的水汽通量散度与同期冬季降水存在着很好的反相关关系,两者的相关系数达到 -0.68 ,通过了 0.001 的信度检验。其中,水汽通量散度的最大值出现在 1973 年,为 $2.66 \times 10^{-5} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$;最小值出现在 1989 年,为 $-2.64 \times 10^{-5} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。当水汽通量散度为正时,对应降水量偏少的年份有 25 个,约占降水偏少年份总数的 78.1%;当水汽通量散度为负时,对应降水量偏多的年份有 16 个,约占降水偏多年份总数的 72.7%。从典型年份来看,6 个典型冬涝年的水汽通量散度均为负值,1997 年散度值更是达到 $-2.52 \times 10^{-5} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$,为历史第二低,说明流域水汽处于强辐合状态下;6 个典型冬旱年的水汽通量散度均为正值,1998 年散度值为历史第二高,达 $1.86 \times 10^{-5} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$,表明流域水汽处于强辐散状态下。

通过上面的分析,我们也发现了在某些年份,冬季降水和同期可降水量、水汽通量散度存在着不一致的关系,这说明单独考虑可降水量或水汽通量散度不足以解释流域冬季降水的变化。如果我们综合考虑可降水量和水汽通量散度与冬季降水的关系,则可以统计得出,在可降水量偏多的年份,当水汽通量散度为负时,降水量偏多的年份有 12 个,约占降水偏多年份总数的 54.5%,当水汽通量散度为正时,降水量偏多的年份有 1 个;在可降水量偏少的年份,当水汽通量散度为正时,降水量偏少的年份有 15 个,约占降水偏少年份总数的 46.9%,当水汽通量散度为负时,降水量偏少的年份有 2 个。典型的冬涝年中,1992 和 2004 年可

降水量略偏少,但水汽辐合较强,其余年份可降水量均偏多且水汽处于较强的辐合状态;典型的冬旱年中,仅1998年可降水量偏多,但水汽辐散较强,其余年份可降水量均偏少且水汽处于辐散状态。根据上述分析,降水尤其是异常降水需综合考虑可降水量和水汽辐合、辐散状况,但就它们与降水的统计关系而言,水汽的异常辐合或辐散对于流域冬季异常降水的贡献可能更大。

4 结论

本文利用逐月降水数据和NCEP/NCAR再分析数据,研究了洞庭湖流域近54a来冬季降水的时空分布特征,分析了典型冬季降水异常年份平均的大气环流形势和水汽输送特征,讨论了逐年冬季降水与同期可降水量和水汽通量散度的关系,得到以下主要结论:

(1)洞庭湖流域冬季降水量自湘江中游一带向东南和西北逐渐递减,冬季降水标准差和冬季平均降水量有着基本一致的空间分布。从年代际变化来看,流域20世纪60年代和70年代冬季降水偏少,80年代冬季降水开始增多,90年代是近54a来冬季降水最多的十年,进入21世纪以来冬季降水又呈波动减少的趋势。

(2)洞庭湖流域冬季降水与同期欧亚环流指数的相关性高,表明流域冬季降水与欧亚地区上空大气环流形势的关系密切。典型冬涝(旱)年时,东亚大槽和欧洲浅槽的位置均偏北(南)且偏东(西),乌拉尔山附近的高压脊势力偏弱(强),环流经向度小(大),显示出冬季风势力偏弱(强),西太平洋副高势力则偏强(弱),从而有(不)利于低纬海洋上的暖湿气流向我输送。

(3)典型冬涝年和冬旱年的水汽输送形势具有明显的差异。典型冬涝年时,有两支气流从低纬海洋向流域输送,一支是自孟加拉湾通过中南半岛的水汽输送,另一支是绕菲律宾附近的反气旋通过南海的水汽输送,两支气流在流域附近产生显著辐合;典型冬旱年时,流域则普遍受偏北风控制,且处于水汽辐散状态。

(4)洞庭湖流域冬季降水分别与同期可降水量和水汽通量散度具有很好的相关性,但对于降水尤其是异常降水,往往需综合考虑可降水量和水汽通量散度状况。相较于可降水量,水汽通量散度的异常对流域异常冬季降水的贡献更大。

参考文献:

[1] EASTERLING D R, EVANS J L, GROISMAN P Y, et al. Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2000, 81(3): 417—425.

[2] QIN D, PLATTNER G K, TIGNOR M, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis [M]. Cambridge, UK and New York: Cambridge University Press, 2014.

[3] FU G, YU J, YU X, et al. Temporal variation of extreme rainfall events in China, 1961 — 2009 [J]. Journal of Hydrology, 2013, 487: 48—59.

[4] 丁一汇,王遵亲,宋亚芳,等. 中国南方2008年1月罕见低温雨雪冰冻灾害发生的原因及其与气候变暖的关系[J]. 气象学报, 2008, 66(5): 808—825.

【DING Y H, WANG Z Y, SONG Y F, et al. Causes of the unprecedented freezing disaster in January 2008 and its possible association with the global warming [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2008, 66(5): 808—825.】

[5] XU J, CHAN J C L. Interannual and interdecadal variability of winter precipitation over China in relation

to global sea level pressure anomalies [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, 19(5) : 914—926.

[6] ZHOU L T. Impact of East Asian winter monsoon on rainfall over southeastern China and its dynamical process [J]. *International Journal of Climatology*, 2011, 31(5) : 677—686.

[7] 邹旭东, 张飞民, 王澄海, 等. 我国东北地区冬季降水和东亚冬季风的关系研究 [J]. *冰川冻土*, 2013, 35(6) : 1454—1461.

【ZOU X D, ZHANG F M, WANG C H, et al. The relationship between winter precipitation and Eastern Asian winter monsoon in Northeast China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(6) : 1454—1461. 】

[8] 孙建奇, 敖娟. 中国冬季降水和极端降水对变暖的响应 [J]. *科学通报*, 2013, 58(8) : 674—679.

【SUN J Q, AO J. Changes in precipitation and extreme precipitation in a warming environment in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2013, 58(8) : 674—679. 】

[9] 王林, 冯娟. 我国冬季降水年际变化的主模态分析 [J]. *大气科学*, 2011, 35(6) : 1105—1116.

【WANG L, FENG J. Two major modes of the wintertime precipitation over China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2011, 35(6) : 1105—1116. 】

[10] 李维京, 左金清, 宋艳玲, 等. 气候变暖背景下我国南方旱涝灾害时空格局变化 [J]. *气象*, 2015, 41(3) : 261—271.

【LI W J, ZUO J Q, SONG Y L, et al. Changes in spatio-temporal distribution of drought /flood disaster in southern China under global climate warming [J]. *Meteorological Monthly*, 2015, 41(3) : 261—271. 】

[11] ZHOU L T, WU R. Respective impacts of the East Asian winter monsoon and ENSO on winter rainfall in China [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2010, 115(D02107) .

[12] 曾剑, 张强, 王同美. 东亚冬季风与中国南方冬季降水的关系分析 [J]. *高原气象*, 2010, 29(4) : 975—981.

【ZENG J, ZHANG Q, WANG T M. Analysis on relationship of East-Asian winter monsoon intensity and winter precipitation in southern China [J]. *Plateau Meteorology*, 2010, 29(4) : 975—981. 】

[13] ZHANG R, SUMI A, KIMOTO M. A diagnostic study of the impact of El Nino on the precipitation in China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1999, 16(2) : 229—241.

[14] TAM C Y, CHAN J C L. Influence of South China Sea SST and the ENSO on winter rainfall over South China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2010, 27(4) : 832—844.

[15] LI C, MA H. Relationship between ENSO and winter rainfall over Southeast China and its decadal variability [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2012, 29: 1129—1141.

-
- [16] 龚道溢, 王绍武. ENSO 对中国四季降水的影响 [J]. 自然灾害学报, 1998, 7(4) : 44—52.
- 【GONG D Y, WANG S W. Impact of ENSO on the seasonal rainfall in China [J]. Journal of Natural Disasters, 1998, 7(4) : 44—52. 】
- [17] 毛睿, 龚道溢, 房巧敏. 冬季东亚中纬度西风急流对我国气候的影响 [J]. 应用气象学报, 2007, 18(2) : 137—146.
- 【MAO R, GONG D Y, Fang Q M. Influences of the East Asian jet stream on winter climate in China [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 2007, 18(2) : 137—146. 】
- [18] 纪立人, 布和朝鲁, 施宁, 等. 2008 年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析III: 青藏高原—孟加拉湾气压槽 [J]. 气候与环境研究, 2008 13(4) : 446—458.
- 【JI L R, BUEH C, SHI N, et al. On the medium-range process of the rainy, snowy and cold weather of South China in early 2008. Part III: Pressure trough over the Tibetan Plateau /Bay of Bengal [J]. Climatic and Environmental Research. 2008, 13(4) : 446—458. 】
- [19] 刘毓赞, 陈文. 北半球冬季欧亚遥相关型的变化特征及其对我国气候的影响 [J]. 大气科学, 2012, 36(2) : 423—432.
- 【LIU Y Y, CHEN W. Variability of the Eurasian teleconnection pattern in the Northern Hemisphere winter and its influences on the climate in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2012, 36(2) : 423—432. 】
- [20] 张晓玲, 肖子牛, 李跃凤. ENSO 背景下印度洋偶极子海温异常对中国冬季降水的影响 [J]. 热带气象学报, 2012, 28(5) : 621—632.
- 【ZHANG X L, XIAO Z N, LI Y F. Effects of Indian Ocean SSTA with ENSO on winter rainfall in China [J]. Journal of Tropical Meteorology, 2012, 28(5) : 621—632. 】
- [21] 袁媛, 李崇银, 杨崧. 与厄尔尼诺和拉尼娜相联系的中国南方冬季降水的年代际异常特征 [J]. 气象学报, 2014, 72(2) : 237—255.
- 【YUAN Y, LI C Y, YANG S. Decadal anomalies of winter precipitation over southern China in association with El Nino and La Nina [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2014, 72(2) : 237—255. 】
- [22] 何溪澄, 丁一汇, 何金海, 等. 中国南方地区冬季风降水异常的分析 [J]. 气象学报, 2006, 64(5) : 594—604.
- 【HE X C, DING Y H, HE J H, et al. An analysis on anomalous precipitation in southern China during winter monsoons [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2006, 64(5) : 594—604. 】
- [23] 张白银, 龚道溢, 郭栋, 等. 我国南方冬季异常低温和异常降水事件分析 [J]. 地理学报, 2008, 63(9) : 899—912.

【ZHANG Z Y, GONG D Y, GUO D, et al. Anomalous winter temperature and precipitation events in Southern China [J]. Acta Geographica Sinica, 2008, 63(9) : 899—912. 】

[24] 陶云, 黄玮, 郑建萌, 等. 云南冬季降水的演变特征及成因分析 [J]. 高原气象, 2014, 33(1) : 130—139.

【TAO Y, HUANG W, ZHENG J M, et al. Evolutive features and its causes of the wintertime precipitation in Yunnan Province [J]. Plateau Meteorology, 2014, 33(1) : 130—139. 】

[25] 郭洁, 李国平. 川渝地区大气可降水量的气候特征以及与地面水汽量的关系[J]. 自然资源学报, 2009, 24(2) : 344—350.

【GUO J, LI G P. Climatic characteristics of precipitable water vapor and relations to surface water vapor column in Sichuan and Chongqing Region [J]. Journal of Natural Resources, 2009, 24(2) : 344—350. 】

[26] 李景保, 代勇, 尹辉, 等. 1950—2009 年洞庭湖流域农业旱灾演变特征及趋势预测[J]. 冰川冻土, 2011, 33(6) : 1391—1398.

【LI J B, DAI Y, YIN H, et al. Agricultural drought in Dongting Lake Basin in recent 60 years: Evolution characteristics and trend prediction [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, 33(6) : 1391—1398. 】

[27] 廖玉芳, 赵辉, 彭嘉栋, 等. 洞庭湖区旱涝灾害加剧的气象成因 [J]. 灾害学, 2016, 31(1) : 29—32.

【LIAO Y F, ZHAO H, PENG J D, et al. The Weather Causes of the Aggravated Drought and Flood Disaster in Dongting Lake Region [J]. Journal of Catastrophology, 2016, 31(1) : 29—32. 】

[28] 王绍武. 中国冷冬的气候特征 [J]. 气候变化研究进展, 2008, 4(2) : 68—72.

【WANG S W. Climatological aspects of severe winters in China [J]. Advances in Climate Change Research, 2008, 4(2) : 68—72. 】

[29] 吉红霞, 吴桂平, 刘元波. 极端干旱事件中洞庭湖水面变化过程及成因 [J]. 湖泊科学, 2016, 28(1) : 207—216.

【JI H X, WU G P, LIU Y B. Sharp change of lake levels during the two extreme droughts and its hydroclimatic processes in Dongting Lake [J]. Journal of Lake Sciences, 2016, 28(1) : 207—216. 】

[30] 李景刚, 李纪人, 黄诗峰, 等. 基于 TRMM 数据和区域综合 Z 指数的洞庭湖流域近 10 年旱涝特征分析 [J]. 资源科学, 2010, 32(6) : 1103—1110.

【LI J G, LI J R, HUANG S F, et al. Characteristics of the recent 10-year flood /drought over the Dongting Lake Basin based on TRMM precipitation data and Regional Integrated Z-Index [J]. Resources Science, 2010, 32(6) : 1103—1110. 】

[31] 李景刚, 黄诗峰, 李纪人, 等. 1960—2008 年间洞庭湖流域降水变化时空特征分析 [J]. 中国水利水电科学研究院学报, 2010, 8(4) : 275—280.

【LI J G, HUANG S F, LI J R, et al. Spatial-temporal characteristics of precipitation in the Dongting Lake Basin from 1960 to 2008 [J]. Journal of China Institute Water Resource and Hydropower Research, 2010, 8(4) : 275—280. 】

[32] 王国杰, 姜彤, 王艳君, 等. 洞庭湖流域气候变化特征(1961—2003 年) [J]. 湖泊科学, 2006, 18(5) : 470—475.

【WANG G J, JIANG T, WANG Y J, et al. Characteristics of climate change in the Dongting Lake Basin(1961—2003) [J]. Journal of Lake Sciences, 2006, 18(5) : 470—475. 】

[33] WALLACE J M, GUTZLER D S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter [J]. Monthly Weather Review, 1981, 109(4) : 784—812.