江淮梅雨期降水经向非均匀分布及异常年特征分析

竺夏英^① 何金海^{*} 吴志伟^②

(南京信息工程大学大气科学学院气象灾害重点实验室, 南京 210044; 中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029. * 联系人, Email: hejhnew@jssmail.com.cn)

摘要 尽管江淮梅雨期降水在多数年份具有一致的空间变率, 然而在有些年份却呈现出南北反相的变化特征, 而此时整个梅雨区的降水量往往接近正常, 这无疑增加了梅雨短期气候预测的难度. 鉴于上述考虑, 对 1951~2004 年江淮地区 15 站梅汛期(6~7 月份)降水进行了 EOF 分析, 发现第二特征向量主要反映了梅雨期降水的经向非均匀分布特征, 据此将梅雨雨型分为南涝北旱和南旱北涝型, 并利用第一套 NCEP 再分析资料和第二套扩展重建海温资料(ERSST)对梅雨降水经向分布异常年的海气背景特征进行了研究, 结果发现: 南涝北旱年, 梅雨期低层锋区和水汽辐合中心偏南, 东亚副热带夏季风偏弱, 西太平洋副热带高压和 200 hPa 南亚高压位置偏南; 前期 2 月份北半球环状模(NAM)和南半球环状模(SAM)偏强, 北半球冬、春季中国近海海温偏高. 南旱北涝年, 情况基本相反. 此外, 前期北半球冬季 ENSO 对梅雨期降水经向非均匀分布也具有一定的影响作用.

关键词 梅雨 旱涝 空间分布 海气异常

梅雨是江淮地区夏季降水的重要组成部分, 对该地区夏季旱涝异常具有重要影响. 自 1930 年以来, 前人对江淮梅雨已做了大量的研究 [1~8]. 纵观这些研究, 对江淮地区整体旱涝异常及其相关因子的关注较多, 而实际上, 江淮地区除了整体偏涝或偏旱之外, 也很可能出现整体正常但部分地区偏涝而其他地区偏旱, 或者整体偏涝(旱)而部分地区偏旱(涝). 例如 1991 年, 一般认为是涝年 [9~11], 但事实上, 长江以南的九江、屯溪、南昌、长沙降水均为负距平, 其中南昌最少, 距平值达 -228 mm, 因此 1991 年长江以南地区应该是偏旱的, 与长江以北地区偏涝正好相反. Wu 等人 [12] 揭示了正常夏季风年长江中下游地区“旱涝并存”的现象, 即虽然长江中下游地区夏季平均降水接近正常, 但在某一段时间内旱, 另一段时间又涝, 这是从时间上来考虑的, 那么在空间上是否也存在类似的“旱涝并存”, 即整个江淮梅雨区降水接近正常, 但长江以南和以北却同时发了旱和涝? 对于这种南北反相变化的特征, 前人的研究似乎较少, 但是它对江淮地区人们的生活、生产来说却同样具有重要影响, 并且这种局地不一致性更增加了气象部门对梅雨短期气候预测的难度. 因此本文对江淮梅雨期(6~7 月份)降水量场进行了 EOF 分析, 找出梅雨异常

空间分布型及相应的典型年份, 并着重对经向非均匀分布型及异常年海气特征进行了分析, 初步提出了一些前期预报因子.

1 资料和方法

利用全国 160 站 1951~2004 年 6~7 月份累积降水量, 采用 Ting 和 Wang [13] 划分降水区的方法, 划出江淮梅雨区空间范围, 具体做法如下: 先计算全国 160 站 54 a 梅雨期(6~7 月份)降水量标准差, 得到江淮流域降水变率最大的测站为安庆, 然后以安庆为基点, 计算其与 160 站降水单点相关, 得到空间相关图(图 1), 图中阴影区即定义为江淮梅雨区, 选取其中 110°E 以东分布较均匀的 15 个站作为梅雨区的特征站点. 然后对这些站点 54 a 的梅雨量距平场作 EOF 分析, 得到前两个主要模态及其时间系数, 其中第二特征向量的空间分布呈南北反相变化, 即本文所要重点讨论的梅雨期降水经向非均匀分布特征. 再利用 NCEP 第一套月平均再分析资料集(水平分辨率 2.5°×2.5°) [14] 和美国国家海洋和大气管理局(NOAA)提供的第二套扩展重建海温(ERSST)资料(水平分辨率 2.0°×2.0°) [15], 分析了江淮梅雨期降水经向非均匀分布异常年的梅雨期及前期的大气环流和海温特征.

2006-12-18 收稿, 2007-04-03 接受

国家自然科学基金项目(批准号: 40605022)、国家基础研究发展计划项目(批准号: 2006CB403607)和国家科技部攀登 A 项目“南海季风试验(SCSMEX)”联合资助
<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/CSB2007-52-8-951>

图1 安庆为基点的6~7月份梅汛期降水量单点相关图
阴影区相关系数超过95%置信度检验

2 江淮梅雨期降水经向非均匀分布特征

对15站54 a梅雨量距平场进行EOF分析,得到前7个特征向量的累积方差贡献率 V_h 达90%(表1),其中第一特征向量占51%,空间分布特点是整体同位相变化,即前人主要讨论的江淮流域整体旱涝特征(图略)。第二特征向量的方差贡献率达16%,其特点是以长江为界(图2(a)),南北呈反相变化,即南涝北旱或南旱北涝,分别以东台和长沙为极值中心,说明这两个地方梅雨量年际变率最大,然后向四周扩展。结合此模态的时间系数变化曲线(图2(b)),可以

发现其年际变化明显,似乎有25 a左右的振荡周期,整体变化趋势不明显。

表1 江淮梅雨期降水距平场 EOF 分析前7个特征向量的方差贡献率 v_h 及累积方差贡献率 V_h

h	1	2	3	4	5	6	7
$v_h/\%$	51	16	8	5	4	4	3
$V_h/\%$	51	67	75	80	83	87	90

根据前2个主要特征向量的时间系数的比较,选出第二模态的典型年份,具体做法是:首先分别选出前2个特征向量的标准化时间系数绝对值 >0.8 的年份,对于重叠的年份则取绝对值最大的那个模态(因为当第一模态的标准化时间系数绝对值大于第二模态的标准化时间系数绝对值时,往往表现为第一模态的空间分布型),这样经过筛选之后,最后得到南涝(旱)北旱(涝)型的典型年份(表2)。为验证这些年份梅雨期降水经向非均匀分布特征,又计算了江淮地区15个站,长江以南7个站(图2(b)中负值区)和长江以北8个站(图2(b)中正值区)54 a标准化的梅雨量 S_{15} , S_{sth7} 和 S_{nth8} ,并定义降水量距平绝对值 <0.5 个标准差,即标准化降水量值在 $[-0.5, 0.5]$ 之间的为正常年份,标准化降水量值 >0.5 (<-0.5)的年份则为偏涝(旱)年。

由表2可知,梅雨期降水经向非均匀分布异常年,江淮地区整体而言,除1966, 1991和1993年,大部分年份降水量距平绝对值均小于0.5个标准差,即整个江淮地区降水量属于正常范围内。但是长江以南和以

图2 第二特征向量的空间分布(a)及对应时间系数变化曲线(b)

(a)中的黑色圆点代表图1中的15个站点;(b)中的粗实线为趋势线

表 2 江淮梅雨期南涝(旱)北旱(涝)异常年及标准化的梅雨量^{a)}

南涝北旱型				南旱北涝型			
年份	S_{15}	S_{sth7}	S_{nth8}	年份	S_{15}	S_{sth7}	S_{nth8}
1964	-0.21	0.15	-0.54	1956	0.14	-0.62	0.92
1966	-0.51	-0.04	-0.88	1957	-0.27	-1.01	0.60
1973	0.18	0.57	-0.29	1960	-0.49	-0.80	-0.03
1977	0.39	0.78	-0.14	1975	-0.07	-0.68	0.61
1993	0.91	1.87	-0.37	1991	1.34	-0.53	3.02
1994	-0.39	0.26	-0.99	2003	0.22	-0.36	0.79
1995	0.42	1.19	-0.53				

a) S_{15} , S_{sth7} 和 S_{nth8} 分别为江淮地区 15 站、长江以南 7 站(图 2(c)中负值区)和长江以北 8 站(图 2(c)中正值区)的标准化梅雨量

北地区的标准化降水量值符号基本相反, 最明显的是 1957, 1991, 1993 和 1995 年, 长江以南或以北地区的标准化降水量绝对值 >1 , 其他年份至少有一侧(长江以南或以北)地区标准化降水量绝对值 >0.5 , 表明该地区梅雨降水异常偏多或偏少. 由此可以看出, 表 2 选出的江淮梅雨期降水经向非均匀分布异常年是比较合理的.

南涝北旱年, 长江以南地区标准化降水量几乎都为正值(除 1966 年), 而长江以北地区都是负值, 表明长江以南地区降水偏多, 以北地区降水偏少. 1966 年, 虽然 3 个标准化值均小于 0, 但长江以南的标准化值趋于 0, 而事实上, 常德、长沙、岳阳等地降水量明显偏多, 因此仍可归为南涝北旱年. 1993 年, 江淮地区 15 站总降水量明显偏多, 但长江以北地区却正常偏少, 而长江以南地区则异常偏多, 其降水距平值将近 2 个标准差, 故 1993 年也可归为南涝北旱年. 为进一步验证上述结果, 又计算了南涝北旱年降水量距平场合成图(图略), 不难发现: 长江以南为正距平区, 最大值中心区岳阳、南昌、常德等地的降水距平超过 120 mm, 而长江以北为负距平区, 距平最少达 -136 mm 左右.

南旱北涝年, 长江以南地区标准化降水量大部分为负值, 长江以北地区均为正值(除 1960 年), 这刚好与南涝北旱的情况相反. 对于整个江淮地区来说, 6 年中有 5 年的降水距平绝对值 <0.5 个标准差, 属于降水正常年份; 而 1991 年降水距平值远远大于 0.5 个标准差, 是偏涝的, 以往的研究^[9,10]均关注这一点, 却很少注意到长江以南的降水量其实是偏少的, 特别是南昌比正常偏少 228 mm, 因此 1991 年应该归为南旱北涝年更客观. 虽然 1960 年 3 个标准化值均小于 0, 但长江以北的标准化值趋于 0, 而事实上, 合

肥、钟祥等地降水量明显偏多, 因此仍可归为南旱北涝年. 同样, 由南旱北涝年降水量距平合成图(图略)易见: 长江以南旱情最严重的长沙降水距平小于 -160 mm, 而长江以北东台的降水距平则大于 230 mm.

综上所述, 江淮梅雨期降水存在经向非均匀分布特征, 南涝北旱的典型年份有 1964, 1966, 1973, 1977, 1993, 1994 和 1995 年, 南旱北涝的典型年份有 1956, 1957, 1960, 1975, 1991 和 2003 年. 可以看出, 20 世纪 80 年代几乎没有出现典型的南北非均匀分布异常年, 因此, 这种经向非均匀分布特征可能具有年代际变化特征. 对于以上这些典型年份, 南旱北涝的强度似乎要比南涝北旱的强度要大得多, 且大部分年份江淮地区整体梅雨量趋于正常.

3 江淮梅雨期降水经向非均匀分布异常年同期大气背景特征

梅雨锋是冷暖空气的交汇区^[16], 因此梅雨雨带位置可能与冷暖空气的强弱有关. 1000 hPa 温度距平场合成图(图略)显示, 南旱北涝年, 长江以南为正距平区, 长江以北为负距平区, 表明冷、暖空气的势力都较强, 而 0 距平线在长江以北, 则说明冷暖空气的交汇区偏北, 即锋区偏北. 南涝北旱年, 冷暖空气的势力仍较强, 但 0 距平线在长江以南, 表明锋区偏南.

江淮梅雨是亚洲夏季风推进到长江流域的产物^[17], 因此梅雨异常与亚洲夏季风异常具有密切联系. 由 850 hPa 风场合成差值图(南涝北旱年减南旱北涝年)可见(图略), 东亚副热带地区被大范围的显著东北差值气流所覆盖, 表明梅雨期降水经向非均匀分布异常年东亚副热带夏季风具有很大差异, 南涝北旱年西南风较弱, 而南旱北涝年西南风较强, 这可能有有利于水汽向更北的方向输送. 此外, 在副热带西太平洋上空为气旋式差值环流, 表明南涝北旱年西太副高很可能较南旱北涝年的强度偏弱.

850 hPa 水汽输送的合成差值场(图 3(a))显示东亚上空为大范围的东北差值水汽输送区, 说明南涝北旱年向北的水汽输送较南旱北涝年弱得多, 并且这种差异主要是由偏西风的水汽输送强弱造成的, 而副高南侧偏东风的水汽输送差异较小, 这与卓东奇等人^[18]的研究结果相一致. 水汽通量散度图表明虽然南北非均匀分布异常年的水汽辐合中心的强度相当, 但位置差异显著, 南涝北旱时水汽通量辐合中

图3 梅雨期 850 hPa 水汽通量合成差值(a)和南旱北涝年 850 hPa 水汽通量散度合成(b)
(a)中南涝北旱年减南旱北涝年, 单位为 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 阴影区超过 95% 置信度检验; (b)单位为 $10^{-8} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$

心在 30°N 以南(图略), 而南旱北涝时水汽辐合中心则偏北, 在 30°N 附近(图 3(b)).

研究表明江淮流域夏季发生旱涝异常时 500 hPa 位势高度场有相应的异常 [19]. 500 hPa 位势高度距平合成图显示, 南涝北旱年(图 4(a)), 欧亚大陆东部上空从低纬到高纬为“+ - + -”的距平波列, 表明西太平洋副高偏南, 高纬度鄂霍次克海阻塞形势偏强; 南旱北涝年(图 4(b)), 欧亚大陆东部上空从低纬到高纬为“- + - +”的距平波列, 表明西太副高偏北, 高纬度鄂霍次克海阻塞高压仍旧很明显.

梅雨与南亚高压有密切联系 [16]. 图 5 是南涝北旱

年 200 hPa 位势高度距平合成图. 北半球极区为负距平区所控制, 即位势高度场偏低, 表明极涡偏强. 欧亚大陆高纬度地区位势高度距平大部分为负值, 中、低纬度地区, 90°E 以西为正距平区, 即位势高度偏高; 90°E 以东, 20°N 以北位势高度偏低, 20°N 以南位势高度偏高, 表明南亚高压偏西偏南. 而南旱北涝年情况基本相反(图略), 即极涡偏弱, 南亚高压偏东偏北.

从梅雨期 6~7 月份低层到高层的温度场、大气环流场及水汽输送的分析可以看出, 梅雨降水南北非均匀分布异常年梅雨同期这些大气特征存在明显的差异. 南涝(旱)北旱(涝)年, 低层锋区和水汽辐合中

图4 梅雨同期降水经向分布异常年 500 hPa 位势高度距平合成图
单位为 gpm; (a) 南涝北旱年; (b) 南旱北涝年

图 5 梅雨同期南北旱年 200 hPa 位势高度距平合成图
(单位: gpm)

心偏南(北), 东亚副热带夏季风偏弱(强), 西太副高和高层南亚高压偏南(北).

4 江淮梅雨期降水经向非均匀分布异常年前期海气背景特征

由图 2 可知, 第二特征向量的时间系数 >0 表明当年梅雨带偏北, 时间系数 <0 表明梅雨带偏南, 时间系数绝对值越大说明南北旱涝越严重, 因此本文将标准化的第二特征向量时间系数序列作为表征梅雨量南北非均匀分布异常的参数, 并称之为“南北指数”.

越来越多的研究表明, 江淮梅雨与前期冬、春季的大气环流异常有密切关系^[20~22], 特别是 2 月份^[19]. 本文计算了南北指数与前期的大气环流指数的相关, 发现梅雨量经向非均匀分布与前期冬季 12~2 月份的北半球环状模(NAM)有较好的负相关关系, 2 月份相关系数最高, 达 -0.29 . 南北指数与前期 2, 4 月份南半球环状模(SAM)的相关系数分别达 -0.3 , -0.23 , 均超过 95% 的信度检验. 图 6 是南北指数与前期 2 月份海平面气压场的相关图, 副热带及低纬度地区大部分为负相关区所控制, 特别在太平洋和非洲上空相关系数达 -0.3 (图 6(a)), 在高纬度地区为正相关区所控制, 最高相关系数超过 0.4, 表明在高、低纬度地区的海平面气压场在梅雨量南北非均匀分布异常年呈反位相变化特征, 这验证了南北指数与南、北半球环状模的相关关系.

前人的研究指出: 不仅热带地区海温异常对江淮地区夏季旱涝异常具有重要影响^[23], 而且中纬度中国近海(包括黑潮区)海温异常对江淮地区旱涝也有密切联系^[24~27]. 从南北指数与海温相关图可见, 前期冬季(图 7(a)), 赤道中东太平洋为显著负相关区, 说明梅雨降水南北非均匀分布的年际变化可能与 ENSO 有关系, 即在冬季 ENSO 升温阶段, 后期梅雨带可能偏南, 长江以北少雨; 在冬季 ENSO 降温阶段, 后期梅雨带可能偏北, 长江以南少雨. 低纬度西太平洋为负相关区所控制, 特别是南海和黑潮区为显著负相关区, 表明这些海区的海温异常对后期江淮梅雨降水的经向非均匀分布可能具有一定的影响, 即

图 6 南北指数与前期 2 月份海平面气压场的相关图
阴影区超过 95% 置信度检验; (a) 北半球; (b) 南半球

图7 南北指数与前期冬、春季海温相关图

阴影区超过95%置信度检验; (a) 冬季; (b) 春季

海温偏高时,梅雨带很可能偏南,海温偏低时,梅雨带很可能偏北。前期春季(图7(b)),我国邻近海域(即渤海、黄海、东海和南海北部)为显著负相关区,表明该海区有正海温异常时,后期的梅雨带很可能偏南,负海温异常时,后期的梅雨带很可能偏北。

综上所述,梅雨期降水经向非均匀分布异常年前期的大气环流和海温存在明显差异,南涝(旱)北旱(涝)年,前期2月份NAM和SAM偏强(弱),北半球冬、春季的中国近海(包括黑潮区)海温偏高(低),梅雨期降水经向非均匀分布异常还可能受前期北半球冬季ENSO的影响。

5 结论和讨论

江淮梅雨期旱涝异常在多数年份呈现一致的变化趋势,但在某些年份却出现南北反相的变化特征,而前人的研究似乎对此关注较少。因此,本文首先对

1951~2004年江淮梅雨期(6~7月份)降水量距平场进行了EOF分析,发现第二特征向量的空间分布呈南北反相的变化特征,据此将梅雨雨型分为南涝北旱和南旱北涝型并选出相应的典型年份。进一步分析发现,大多数南涝(旱)北旱(涝)年整个江淮地区的梅雨期降水量接近正常年份,这正是从空间上对Wu等人^[12]的长江中下游地区夏季“旱涝并存”的补充。然后运用合成分析及简单相关分析方法,分析了梅雨期降水经向非均匀分布异常年梅雨同期及前期的海气背景异常特征,结果显示:

() 梅雨期,南涝北旱年,低层锋区和水汽辐合中心偏南,东亚副热带夏季风偏弱,西太副高和200 hPa南亚高压偏南;南旱北涝年的情况相反。

() 前期2月份NAM和SAM偏强(弱),北半球冬、春季的中国沿海海温偏高(低),江淮地区梅雨带偏南(北)。梅雨期降水经向非均匀分布异常还可能受

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2007-52-8-951>

前期北半球冬季 ENSO 的影响.

上述这些前期异常因子是如何影响后期的江淮梅雨期降水经向非均匀分布异常的呢? Yu和Ge^[28]对西太平洋中纬度海温变化影响副热带高压进行了数值模拟,发现 500 hPa环流的变化对中纬度黑潮区海洋加热场的响应存在 2~3 个月的滞后,前期春季 3~5 月份中纬度黑潮区海温持续偏高,则后期 5~8 月 500 hPa副高位置偏南,并且海温偏高越多,夏季副高南压越明显;反之亦然. Liu等人^[29]则指出海洋辐射冷却在低层会激发出反气旋环流,从而对副高产生作用.就本文分析结果来看,北半球冬、春季中国近海(包括黑潮区)海温异常升高(降低),可能使得副热带地区对大气的非绝热加热异常增加(减少),在对流层中低层激发出气旋(反气旋)性环流,不利于(有利于)初夏副热带高压的北进,即 500 hPa副热带高压偏南(北),从而使得梅雨带偏南(北).近海海温异常究竟如何对梅雨产生影响,尤其是对江淮梅雨降水以长江为界呈南北反相的现象?这是一个新的话题,也是一个非常有意义的问题,还有待于进一步研究.

致谢 感谢美国国家环境预测中心(NCEP),美国国家海洋和大气管理局(NOAA)和中国气象局国家气象信息中心提供相关气象资料.感谢两位匿名审稿人的细心审阅和他们所提供的宝贵意见.

参 考 文 献

- 竺可桢. 东南季风与中国之雨量. 地理学报, 1934, 1(1): 1—27
- 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 中国的梅雨. 见: 中国科学院大气物理研究所, 编. 东亚季风和暴雨——庆祝陶诗言院士八十八华诞文集. 北京: 气象出版社, 1998. 3—46
- 符淙斌. 我国长江流域梅雨变动与南极冰雪状况的可能联系. 科学通报, 1981, 26(8): 484—486
- 谢安, 毛江玉, 宋焱云, 等. 长江中下游地区水汽输送的气候特征. 应用气象学报, 2002, 13(1): 67—77
- 魏凤英, 谢宇. 近百年长江中下游梅雨的年际及年代际振荡. 应用气象学报, 2005, 16(4): 492—499
- 陈艺敏, 钱永甫. 长江中下游梅雨期降水与环流关系分析及模拟. 热带气象学报, 2006, 22(1): 26—33
- 吴志伟, 江志红, 何金海. 近 50 年华南前汛期降水、江淮梅雨和华北雨季旱涝特征对比分析. 大气科学, 2006, 30(3): 391—401
- Zhou Y S, Gao S T, Shen S S P. A diagnostic study of formation and structure of the Meiyu front system over East Asia. J Meteor Soc Japan, 2004, 82(6): 1565—1576[DOI]
- 丁一汇, 陆尔. 据 1991 年特大洪涝过程的物理分析试论江淮梅

- 雨预测. 气候与环境研究, 1997, 2 (1): 32—38
- Wang W C, Gong W, Wei H L. A regional model simulation of the 1991 severe precipitation event over the Yangtze-Huai River valley. Part 1: Precipitation and circulation statistics. J Clim, 2000, 13: 74—92[DOI]
- 毛江玉, 吴国雄. 1991 年江淮梅雨与副热带高压的低频振荡. 气象学报, 2005, 63(5): 762—770
- Wu Z W, Li J P, He J H, et al. Occurrence of droughts and floods during the normal summer monsoons in the mid- and lower reaches of the Yangtze River. Geophys Res Lett, 2006, 33: L05813, doi: 10.1029/2005GL024487
- Ting M F, Wang H. Summer time U.S. precipitation variability and its relation to Pacific sea surface temperature. J Clim, 1997, 10: 1853—1873[DOI]
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteorol Soc, 1996, 77: 437—471[DOI]
- Smith T M, Reynolds R W. Improved extended reconstruction of SST (1854-1997). J Clim, 2004, 17: 2466—2477 [DOI]
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理与方法. 第三版. 北京: 气象出版社, 2000. 62, 353
- Ding Y H, Chan J C L. The East Asian summer monsoon: An overview. Meteorol Atmos Phys, 2005, 89: 117—142[DOI]
- 卓东奇, 郑益群, 李炜, 等. 江淮流域夏季典型旱涝年大气中的水汽输送和收支. 气象科学, 2006, 26(3): 244—251
- 吴仁广, 陈烈庭. 长江中下游地区梅雨期降水与全球 500 hPa 环流的关系. 大气科学, 1994, 18(6): 691—700
- 龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关. 科学通报, 2002, 47 (7): 546—549
- 魏凤英, 宋巧云, 韩雪. 近百年北半球海平面气压分布结构及其对长江中下游梅雨异常的影响. 自然科学进展, 2006, 16(2): 215—222
- 吴志伟, 何金海, 韩桂荣, 等. 长江中下游梅雨与春季南半球年际模态(SAM)的关系分析. 热带气象学报, 2006, 22(1): 79—85
- 张琼, 刘平, 吴国雄. 印度洋和南海海温与长江中下游旱涝. 大气科学, 2003, 27(6): 992—1006
- 林建, 何金海. 海温分布型对长江中下游旱涝的影响. 应用气象学报, 2000, 11(3): 339—347
- 巢纪平. 大尺度海气相互作用和长期天气预报. 大气科学, 1977, 3: 223—233
- 赵永平, McBean G A. 黑潮海域海洋异常加热对后期北半球大气环流影响的分析. 海洋与湖泊, 1996, 27(3): 246—250
- 赵永平, 陈永利, 翁学传. 中纬度海气相互作用研究进展. 地球科学进展, 1997, 12(1): 32—36
- Yu Z H, Ge X Z. Numerical simulated of seasonal movement of subtropical high ridge line. Acta Oceanol Sin, 1986, 5(2): 183—194
- Liu Y M, Wu G X, Ren R C. Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating. J Clim, 2004, 17: 682—698[DOI]