

穆松宁, 周广庆. 2010. 冬季欧亚大陆北部新增雪盖面积变化与中国夏季气候异常的关系 [J]. 大气科学, 34 (1): 213–226. Mu Songning, Zhou Guangqing. 2010. Relationship between winter Northern Eurasian fresh snow extent and summer climate anomalies in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (1): 213–226.

冬季欧亚大陆北部新增雪盖面积变化与 中国夏季气候异常的关系

穆松宁^{1, 2} 周广庆^{1*}

1 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 利用美国冰雪资料中心 (The National Snow and Ice Data Center) 提供的近 40 年逐周的卫星反演雪盖资料, 考察了冬季欧亚大陆北部新增雪盖面积 (Total Fresh Snow Extent, 冬季 T_{FSE}) 与我国夏季 (6~8 月) 气候异常的关系。分析发现, 冬季 T_{FSE} 与我国夏季气候异常存在明显关联: 当冬季 T_{FSE} 偏大时, 夏季贝加尔湖以东易盛行异常冷低压, 内蒙古东部和东北西部易出现凉夏, 同时, 东亚副热带西风急流增强, 西太平洋副热带高压易加强且西伸和北扩, 江南地区在副高的控制下易干热; 冬季 T_{FSE} 偏小时的情况相反。这种显著关联独立于 ENSO 事件, 并且在近 40 年来较为稳定; 冬季 T_{FSE} 与我国江南夏季降水在 20 世纪 90 年代初均发生过一次十年际尺度变化, 表现为在 20 世纪 90 年代初之后, 冬季 T_{FSE} (江南降水) 明显减小 (增多), 同时, 冬季 T_{FSE} 与江淮夏季降水的正相关关系明显增强。进一步的分析表明, 冬季 T_{FSE} 可能通过某种途径来影响东亚副热带急流的变化, 进而影响我国夏季气候异常。

关键词 欧亚大陆 雪盖面积 气候异常 东亚西风急流 西太平洋副热带高压

文章编号 1006-9895 (2010) 01-0213-14 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

Relationship between Winter Northern Eurasian Fresh Snow Extent and Summer Climate Anomalies in China

MU Songning^{1, 2} and ZHOU Guangqing¹

1 International Centre for Climate and Environment Science, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Utilizing Version 3 NSIDC weekly snow cover data for the period of 1966–2005, the relationships between the increased snow cover in winter over Northern Eurasia (T_{FSE} , Total Fresh Snow Extent) and the climate anomalies in summer (June–August) over China are investigated, which show not only the remarkable negative (positive) correlations with precipitation (temperature) in the south of the Yangtze River (SYR), but also the opposite correlations in the northeast of China. The detailed analysis reveals that: following heavy winter T_{FSE} , there

收稿日期 2008-11-13, 2009-04-07 收修定稿

资助项目 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-YW-218, 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403600, 国家自然科学基金资助项目 90711004、2-031110

作者简介 穆松宁, 女, 1972 年出生, 博士, 研究方向: 气候诊断分析。E-mail: musongnin@mail.iap.ac.cn

* 通讯作者 E-mail: zhgq@mail.iap.ac.cn

are statistically in summer an intensified anomalous low almost in the entire troposphere in the east of Baikal, an enhanced westerly jet in East Asia (EAWJ), and a strengthened subtropical high in the western Pacific (WPSH) which expands westward and northward to the SYR overhead, as well as weakened convection and vapor flux in the SYR. Under these situations, the SYR region tends to be droughty and hot, and the northeast of China tends to be cold, vice versa. The analysis also shows that the correlations between winter T_{FSE} and summer climate anomalies in China are almost independent of ENSO and stable relatively in recent 40 years. But both the winter T_{FSE} and rainfall in the SYR exhibit a remarkable decadal climate shift at the beginning of the 1990s, in which the winter T_{FSE} (summer SYR rainfall) decreases (increases) obviously later than the early 1990s, and simultaneously, the correlation between winter T_{FSE} and summer rainfall in the Huaihe River valley, just north of the Yangtze River, in China is also enhanced. Further analysis explains that winter T_{FSE} could lead to the summer climate anomalies in China by affecting EAWJ.

Key words Eurasia, snow cover, climate anomalies, East Asian westerly jet, the western Pacific subtropical high

1 引言

就积雪对我国气候异常的影响而言,大部分研究工作集中在青藏高原积雪对夏季降水的影响,由于采用了不同的积雪资料和不同的研究时段,研究结果不完全一致,有的甚至相反,但大部分研究认为,冬春季高原积雪偏多时,东亚夏季风爆发迟或强度弱,我国华南降水减少;高原积雪偏少时的情况则相反(陈烈庭等,1979;陈烈庭,1998;韦志刚等,1998;Chen and Wu,2000;吴统文等,2000;陈乾金等,2000;张顺利等,2001;Wu et al.,2003;Zhao et al.,2005)。冬、春季高原积雪与我国夏季气候异常的这种“隔季相关”可能通过积雪异常本身的持续性(张顺利,1999)、或海表温度异常的持续性(陈乾金等,2000)、或土壤湿度异常的持续性(Zhao et al.,2005)得以实现。相对而言,对欧亚大陆积雪影响我国夏季降水异常的研究较少。有研究表明,冬季欧亚雪盖与江淮降水表现为反相关(陈兴芳等,2000),与华南、华北降水为正相关,与西部、华中、东北地区降水为负相关(Yang et al.,1994);秋季欧亚雪盖与我国东部夏季降水表现为反相关(Ye et al.,2005);欧亚春季雪盖与我国夏季降水的关系总体上很弱,但西西伯利亚的春季雪盖面积与华南较小范围的春季降水表现为正相关(Wu et al.,2007);Wu et al.(2009)的研究显示欧亚春季中高纬雪水当量与我国江南夏季降水表现为明显的反位相变化,并给出了可能的物理途径:欧亚春季中高纬雪水当量异常可能通过土壤湿度异常使春季异常大气环流型延续至夏季,进而影响江南夏季异常降水。

然而,在已有研究中也存在很多不足。首先,

在相当部分研究中相关关系不显著,同时缺乏清晰的物理基础,在气候预测中很难实际应用;其次,部分研究中包含了青藏高原的积雪(如Yang et al.,1994),但由于青藏高原特殊的地形和地理位置,其积雪的持续性和变化特征明显不同于高纬度地区(Fasullo,2004),因此,高原积雪、欧亚北部积雪与我国夏季旱涝的关系不同(陈兴芳等,2000),将两者放在一起考虑存在不妥;第三,部分研究从我国降水的某种分布型(如通过EOF分解)去寻找与之关联的欧亚积雪区(Wu et al.,2007),但影响我国降水的因子是极其复杂的,某种特定的降水分布型很可能是众多因子的综合结果,因此很难建立其与积雪的单独联系;第四,已有研究主要关注欧亚大陆冬、春季平均积雪状况与夏季气候异常的关系,但穆松宁(2008)的分析表明,就平均而言,冬季雪盖面积主要来源于秋、冬两季降雪的贡献,其中秋季降雪的贡献是主要的,这些来源于不同季节降雪对雪盖面积的贡献,实际上是反映并存储了不同季节大气环流演变的综合信息,而且有研究表明,东亚夏季大气环流、夏季旱涝与前期冬季环流有关(孙淑清等,1995;Chen et al.,2000;谷德军等,2008),因此这些来源于不同季节降雪的贡献及其气候效应很可能是不同的,用季节平均积雪指数会抹煞其间的差异。

基于以上考虑,本文利用一个新定义的冬季欧亚大陆北部(40°N 以北, $10^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$)新增雪盖面积指数(Northern Eurasian Total Fresh Snow Extent,简称冬季 T_{FSE})(穆松宁,2008),详细分析了其与我国夏季气候异常的关系,指出了存在这种关系的东亚夏季大气环流背景。其结果可为下一步揭示这种“隔季相关”的物理途径奠定基础,进

而可为我国夏季气候预测提供一个有潜在应用价值的新指标。

2 资料与雪盖指数

本文采用美国冰雪资料中心(The National Snow and Ice Data Center-NSIDC)提供的25 km等面积网格卫星反演资料的第三版(Armstrong et al., 2005),它是近40年(1966年10月~2005年5月)的北半球雪盖资料,但在1968年6月~1971年9月期间的部分时段存在缺测。该资料是在NOAA/NESDIS(National Environmental Satellite, Data, and Information Service)逐周卫星图像的基础之上,由Robinson et al. (1993)订正并插值到25 km的等面积格点上(见<http://nsidc.org/data/nsidc-0046.html>),其中,对早期(1967~1972年)资料进行了特别订正,以确保该时段资料的质量。目前,该资料已广泛应用于积雪分布特征及气候效应的研究中(如,Fasullo, 2004; Wu et al., 2007; Wu et al., 2009)。气温和降水资料采用国家气候中心提供的160个台站的观测数据,高空环流场采用水平分辨率为 2.5° 的NCEP\NCAR月平均再分析数据(Kalnay et al., 1996)。

由于秋季和冬季降雪对冬季欧亚大陆雪盖的贡献不同(穆松宁, 2008),为了体现冬季新增加的雪盖面积,本文的雪盖面积指数采用穆松宁(2008)定义的冬季欧亚大陆北部(40°N 以北, $10^\circ\text{E}\sim 140^\circ\text{E}$)新增雪盖面积指数,即欧亚大陆北部冬季末月(t_F)与其前秋末月(t_{N^-})的雪盖面积之差,简称为冬季 T_{FSE} ,具体定义如下:

$$T_{\text{FSE}} = \iint (P(x, y, t_F) - P(x, y, t_{N^-})) d\Omega, \quad (1)$$

其中, $P(x, y, t_m)$ 表示点 (x, y) 在该月 t_m 的积雪发生概率(即积雪覆盖率)。分析表明,冬季 T_{FSE} 在年际和十年际尺度上均与冬季平均的雪盖面积有很大不同,其变率更明显,是对冬季天气气候变化特征的一种综合反映(穆松宁, 2008)。如无特别说明,本文所有研究时段均取为1967~2005年。

3 冬季 T_{FSE} 与我国夏季气候异常的关系

3.1 相关关系

图1给了冬季 T_{FSE} 与中国夏季降水和气温的相

关关系。总体上,冬季 T_{FSE} 与夏季降水的相关在整个东部地区的内蒙古东部和东北北部、黄河以北地区、淮河流域、江南地区呈现“+、-、+、-”排列(图1a),其中以江南地区的负相关最显著(包含14个显著相关台站),最大相关系数可超过 -0.5 ,表明冬季增加的雪盖面积偏大(小)时,随后我国江南夏季降水偏少(多)。另外,位于中西部地区的图里河、成都、西昌、德钦等9个站的夏季降水也与冬季 T_{FSE} 表现出明显的相关,其分布形式与东部地区可以构成一个整体;而在西部的新疆、青海和西藏,除北疆为负相关外,大部分地区是正相关,但由于台站数量较少,显著相关区不大。就冬季 T_{FSE} 与夏季气温的关系而言(图1b),其呈现出南北相反的相关分布:长江以北地区是大范围的负相关区,而长江以南除华南沿海和云南外是正相关区,其中在内蒙古东部和东北中西部相关关系尤为明显(11个显著负相关站),江南也存在较大范围的显著相关区(8个显著正相关站)。另外,西北、西南和华南也有5个站的夏季气温与冬季 T_{FSE} 表现出明显相关。以上分析表明,前冬 T_{FSE} 与我国夏季气候异常的关系在全国范围内除个别地区外在降水与气温的变化上是一致的,即当冬季欧亚大陆新增的雪盖面积偏大时,江南夏季易干、热,内蒙古东部和东北中西部易出现凉夏、降水偏多(虽然没通过信度);冬季 T_{FSE} 偏小时的情况相反。对以上结论,我们又采用了全国471站的资料和1979~2005年的CMAP(The CPC Merged Analysis of Precipitation)全球格点降水资料(Xie et al., 1997)进行了验证,得到极相似的结果(图略)。冬季 T_{FSE} 与江南夏季气候异常所表现出的明显关联可能具有潜在的预报价值,值得特别关注。

为了进一步显示冬季 T_{FSE} 与我国夏季江南降水的关系,根据图1a的结果,选取其在江南地区的相关系数通过95%信度检验的14个台站作为代表站(图1a中的方框区),即,杭州、屯溪、衢县、浦城、贵溪、广昌、吉安、赣州、长沙、郴县、芷江、曲江、桂林、柳州,取其平均夏季降水量作为江南夏季降水指数(Summer Rainfall in the south of Yangtze River Index,简称SRYRI)。图2给出了SRYRI与冬季 T_{FSE} 的标准化时间序列及其11年滑动平均,可发现,无论是在年际还是在十年际变化的尺度上,两者的变化趋势基本相反,相关系数

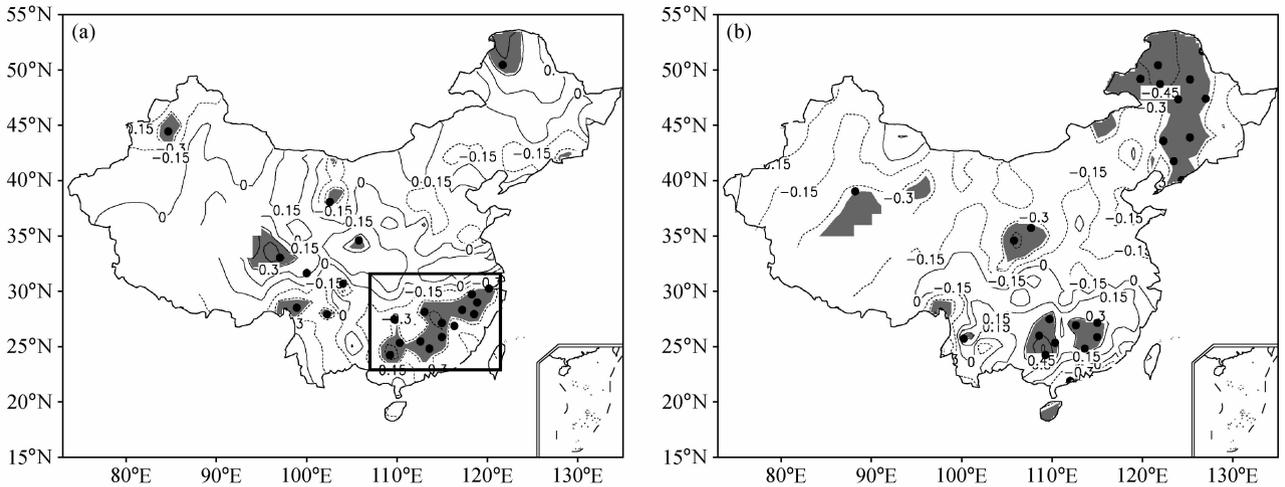


图 1 冬季 T_{FSE} 与中国夏季 (a) 降水、(b) 气温的相关系数分布。阴影：通过 95% 信度检验；黑点：观测站

Fig. 1 Correlation coefficients between winter T_{FSE} and summer (a) precipitation and (b) temperature in China. Shaded regions are above the 95% confidence level, the black dots indicate the positions of observation stations

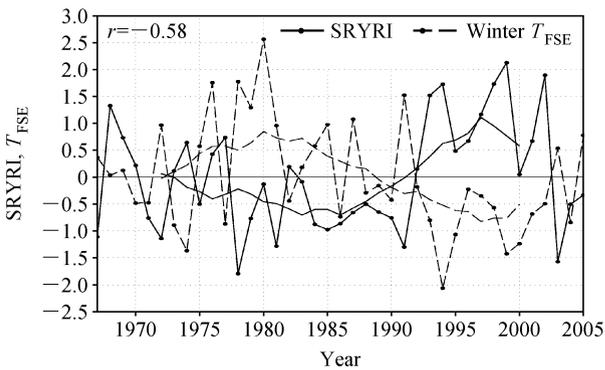


图 2 SRYRI 和冬季 T_{FSE} 标准化时间序列及其 11 年滑动平均 (实、虚线)

Fig. 2 Normalized time series of SRYRI and winter T_{FSE} . The 11-year running means for both winter T_{FSE} (dashed line) and SRYRI (solid line) are also shown

(r) 达到 -0.58 , 通过了 99.9% 信度检验; 在十年际尺度上, 从 1970 年代后半期至 1980 年代前半期, 冬季新增雪盖面积较多, 江南降水偏少, 而 1990 年代开始, 冬季新增雪盖面积变少, 江南降水变多。同时也发现, SRYRI 和冬季 T_{FSE} 在 1960 年代末至 1970 年代初及 1980 年代末并没有像其他年份那样表现出明显的反位相变化, 这两个时期恰好是十年际变化的转换期, 同样的现象亦可能出现在最近几年, 因为一个新的十年际转换有可能发生, 但由于资料所限, 尚不能确定。

为便于今后的合成分析及更详细的讨论, 将标准化后冬季 T_{FSE} 的值大于 0.5 (小于 -0.5) 的年份

定义为大 (小) 雪年, 在本文的研究时段 1967~2005 年中, 可得到 13 个大雪年 (1972、1975、1976、1978、1979、1980、1981、1984、1985、1987、1991、2003、2005 年) 和 12 个小雪年 (1973、1974、1977、1986、1993、1994、1995、1998、1999、2000、2001、2004 年)。利用江南夏季降水指数 SRYRI, 用同样的方法定义了江南多雨年和少雨年。那么, 在 13 个大雪年中共出现 10 个江南少雨年 (1972、1975、1978、1979、1981、1984、1985、1987、1991、2003 年), 在 12 个小雪年里出现 7 个江南多雨年 (1974、1977、1993、1994、1998、1999、2001 年), 即, 在 25 个冬季 T_{FSE} 异常年份中, 有 17 年出现与之变化趋势相反的江南夏季降水异常事件, 对应准确率达到 68%, 这再次说明冬季 T_{FSE} 的变化与江南夏季降水异常的确具有明显关联。

Wu et al. (2007) 的研究表明, 积雪的气候效应可能受到其他较强气候信号如 ENSO 的影响, 而穆松宁 (2008) 的分析显示, 冬季 T_{FSE} 独立于 ENSO, 这是否预示着 ENSO 事件在冬季 T_{FSE} 与夏季气候异常关系中也不会有重要影响? 为此, 本文在扣除强 ENSO 年份 (ENSO 监测小组, 1989; 翟盘茂等, 2000) 后, 再次计算了冬季 T_{FSE} 与夏季降水的相关 (图 3)。在扣除 9 个强 ENSO 年后, 虽然资料长度缩短, 相应地通过信度检验的标准提高, 但冬季 T_{FSE} 与夏季降水的相关仍在我国东部自北向

南呈“+、-、+、-”分布，江南地区仍有12个站的夏季降水与冬季 T_{FSE} 表现为显著负相关，内蒙古东部也有2个显著正相关站，与图1a相比无明显差异。另外，扣除冬季Niño3海温影响后的冬季 T_{FSE} 与夏季降水的偏相关系数分布（图略）也再次证实，Niño3海温的影响不显著，两者关系基本无变化，这意味着冬季 T_{FSE} 与夏季降水之间的关系也独立于ENSO。同样的情况也出现在冬季 T_{FSE} 与夏

季气温的关系中（图略），这一结论无疑提高了冬季 T_{FSE} 潜在的预报价值。

3.2 十年际变化特点

图2表明冬季 T_{FSE} 在1990年前后发生了一次明显的气候转变，即冬季 T_{FSE} 在1990年代初之后明显减小。那么在冬季 T_{FSE} 发生这种转变前后，我国夏季气候是否也存在明显差异？冬季 T_{FSE} 与我国夏季气候异常关系的稳定性如何？是否也具有十年际变化特征？在这里需指出的是，由于雪盖资料长度较短，受其限制，在讨论冬季 T_{FSE} 与我国气候异常年际关系的稳定性时，所采用的两个时间段长度有时不一致。

3.2.1 降水

首先，利用1967~2005年160个台站的降水资料，计算了在冬季 T_{FSE} 发生明显转变之后的1992~2005年以及之前的1967~1991年相应夏季降水率的平均值之差(P2-P1)（图4a）。可发现，显著的正差值区主要位于江南，中心值超过2 mm/d，另外，内蒙古东部也有一小范围的显著负差值区，这意味着在冬季 T_{FSE} 发生明显转变的前后，江南夏季降水也存在明显差异，即1992年之前，冬季 T_{FSE} 整体偏大，相应地，江南夏季降水偏少；1992年之后，冬季 T_{FSE} 明显减小，江南夏季降水则明显增多。利用CMAP降水资料进行的同样计算（图略）也证实了这一结论。进一步地计算图4a方框区

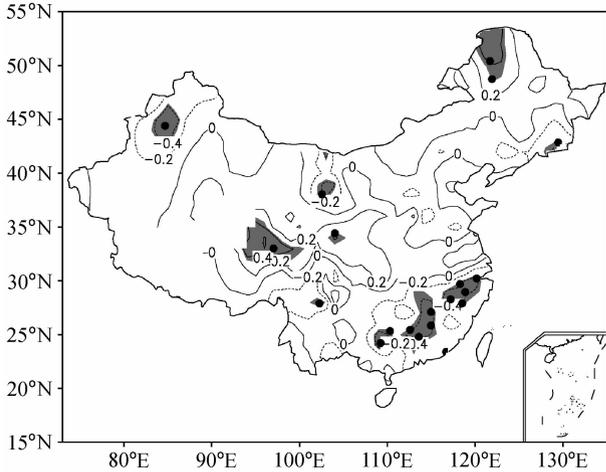


图3 扣除9个强ENSO年后冬季 T_{FSE} 与夏季降水的相关系数分布。其余同图1

Fig. 3 Same as Fig. 1, but for correlation between winter T_{FSE} and summer rainfall in China after removing nine strong ENSO years

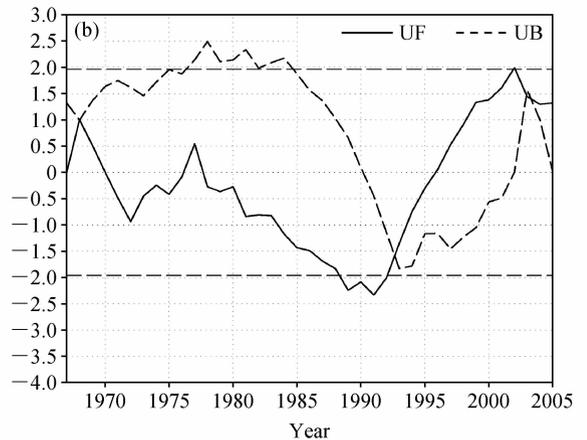
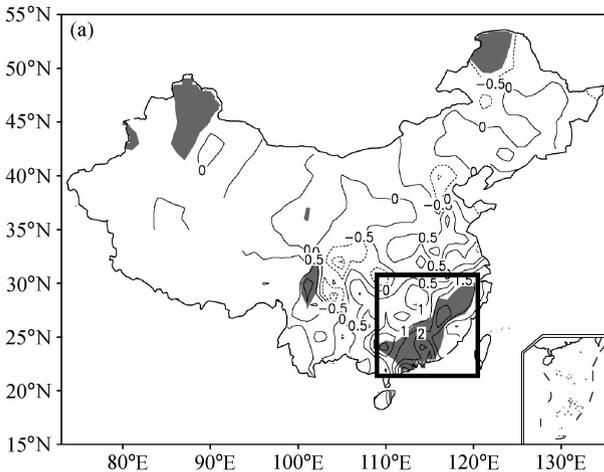


图4 (a) P2-P1夏季降水的差异(单位: mm/d, 阴影: 通过95%信度检验); (b) a图方框内平均夏季降水的M-K突变检验(水平虚线: M-K检验通过95%信度水平临界值)

Fig. 4 (a) Difference of summer precipitation rate (mm/d) between two periods P2 (1992-2005) and P1 (1967-1991), areas with confidence level above 95% are shaded by using a Student's t test, (b) Forward (UF) and backward (UB) statistic rank series in the M-K test of area-mean summer rainfall in the box of Fig. 4a, the dashed beelines indicate the 95% confidence level of the M-K test

(22°N~30°N, 109°E~120°E) 区域平均的夏季降水, 用来表征江南地区夏季降水量, 其 Mann-Kendall (简称 M-K) 突变检验 (图 4b) 表明, 自 1990 年代初 (1992/1993 年间) 开始, 江南夏季降水明显增多, 这与图 2 所显示的结果是一致的, 也与 Ding et al. (2007) 的研究结论一致。因此, 发生在 1990 年代初的江南夏季降水明显增多也可能与此时冬季 T_{FSE} 的明显减小有关。

由图 2 还可清楚地看出, 在 1992 年之前的 25 年当中, 17 年的江南夏季降水与冬季 T_{FSE} 表现为反位相变化, 两者对应准确率为 68%, 然而在 1992 年之后, 其对应准确率可达到 93% (13a/14a), 明显高于前期, 这说明冬季 T_{FSE} 与江南夏季降水的关系在 1990 年代初之后明显增强。那么在每一个十年际尺度内, 冬季 T_{FSE} 与我国夏季气候异常的关系如何? 它们的关系是否一致? 发生明显转变后, 其与其他地区夏季降水的关系是否也发生明显变化? 鉴于此, 本文分别计算了在冬季 T_{FSE} 转变之前、之后的时间段, 冬季 T_{FSE} 与夏季降水的相关 (图 5)。可发现, 在两个时段 P1 (1967~1991 年) 和 P2 (1992~2005 年) 内, 冬季 T_{FSE} 与全国夏季降水的关系在中东部地区均表现为自北向南的“+、-、+、-”分布, 与整个研究时段 (1967~2005 年) 内的情况十分一致 (图 1a), 只是关系的强弱有所不同。在 P1 时段 (1967~1991 年), 这种关系在全国范围内均较弱, 相关系数普遍在 0.2 左右, 江南地区仅柳州站的夏季降水与冬季 T_{FSE} 表现为明显负相关; 在 P2 时段 (1992~2005 年), 冬季 T_{FSE} 与

夏季降水的关系明显增强 (图 5b), 尤其在江淮和江南地区, 相关系数在很大区域可达 0.4 以上, 需要指出的是由于资料样本很短 (14 年), 达到信度水平的标准很高, 但在江淮地区的东部仍有一块区域呈显著的正相关, 在江南地区也有赣州和零陵两个站达到显著负相关, 这表明进入 1990 年代后, 冬季 T_{FSE} 不但与江南降水的关系明显增强 (这与前面二者对应准确率的分析是一致的), 同时, 与江淮夏季降水的关系变得显著。综上所述, 冬季 T_{FSE} 与我国夏季降水的关系相对稳定, 不论在整个研究时段 (1967~2005 年) 还是在 1967~1991 年和 1992~2005 年这两个时间段, 两者相关系数的符号基本不变, 但在 1992 年以后, 冬季 T_{FSE} 与江淮、江南夏季降水的关系都明显增强。这里需要强调, 在上面的两个时段内, 所分析的年际变化是相对于各自研究时段, 即扣除了十年际变化, 而我们通常对年际变化的定义是针对 30 年的气候平均, 这其中实际上已包含了完整的十年际变化, 本文的研究时段 (1967~2005 年) 与当前采用的气候平均时段 (1971~2000 年) 是很接近的, 因此, 在下面的分析中“年际变化”仍包含“十年际变化”。

由于近年来淮河流域洪涝灾害频发, 因此对 1990 年代初之后冬季 T_{FSE} 与江淮夏季降水之间这种加强的相关关系进行了更细致的考察。针对冬季 T_{FSE} 转变之前、之后的时间段, 计算了各台站夏季降水与冬季 T_{FSE} 呈同位相 (或反位相) 变化的年份数。在这里为确保两个时间段长度相同, 根据图 2, 选取冬季 T_{FSE} 与江南夏季降水指数 (SRYRI) 反位

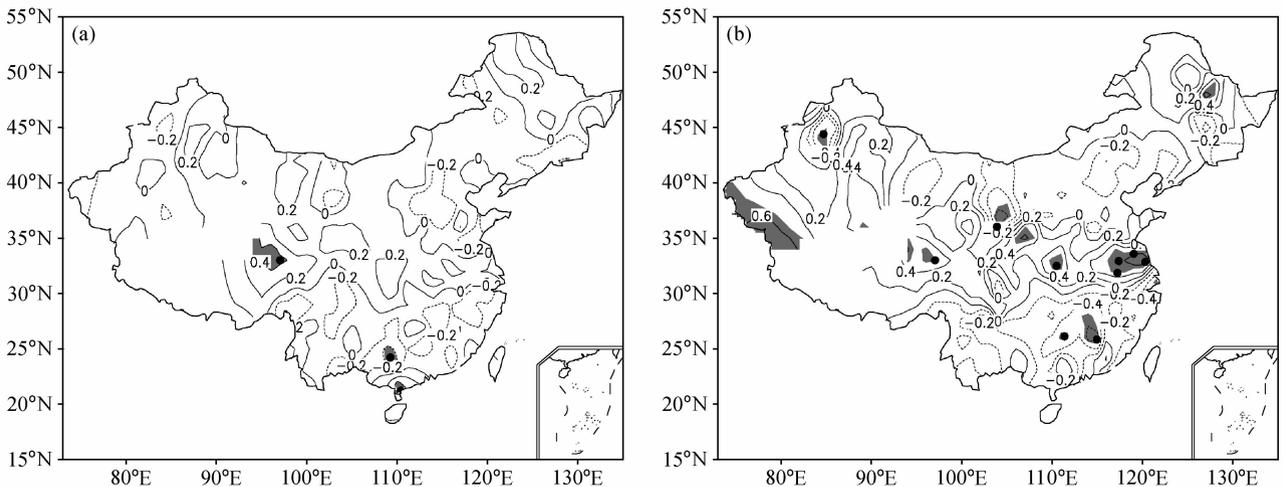


图 5 (a) P1、(b) P2 两时段内冬季 T_{FSE} 与夏季降水的相关系数分布。其余同图 1

Fig. 5 Same as Fig. 1, but for correlations between winter T_{FSE} and summer precipitation for the periods of (a) P1 and (b) P2

相变化对应较好的 1972~1985 年作为冬季 T_{FSE} 转变之前的研究时段, 而转变后仍采用 1992~2005 时段, 这样两个时段均为 14 年。图 6 给出了夏季降水与冬季 T_{FSE} 呈同(或反)位相变化的年份可达 10 年以上的站点分布情况, 发现在 1990 年代之前, 冬季 T_{FSE} 与夏季降水的关系主要体现在江南和华北南部的反位相, 与江淮降水关系不强(图 6a), 在 1990 年代初之后, 冬季 T_{FSE} 与江淮和中西部地区及东北西部和南部的降水表现出明显的同位相变化(图 6b), 而与江南和华北南部的反位相关系有所减弱, 但在江南的减弱主要体现在西部地区, 在江南东部两者关系变化不明显, 这与从图 2 的分析表明冬季 T_{FSE} 与江南夏季降水的关系在 1990 年代初之后明显增强的结论并不矛盾。以上分析再次说明, 冬季 T_{FSE} 与江南、江淮夏季降水的关系具有明显的十年际变化特点, 这对我国夏季降水趋势预测是会有所帮助的。

3.2.2 气温

类似的, 我国夏季气温在冬季 T_{FSE} 转变前后的气候差异也比较明显(图 7a), 表现为全国大范围的增温, 但在江南的大部分地区除外, 其中我国西北中部和东部、东北、华北、西南西部和华南沿海为显著的增温区, 中心值超过 0.6°C , 这表明在 1992 年之前(后), 冬季 T_{FSE} 整体偏大(小), 上述地区夏季气温偏低(高)。就冬季 T_{FSE} 与气温关系

的稳定性而言, 在 1992 年之前(图 7b), 内蒙古东部、东北西部、黄淮至西北的部分地区为负相关区, 其他地区为正相关区, 其中位于江南地区的柳州和榕江两站的夏季气温与冬季 T_{FSE} 表现为明显正相关, 即总体上表现为自北向南的“一、+、一、+”的关系, 与降水关系对应较好, 但相关系数不大; 在 1992 年之后(图 7c), 两者的关系发生了明显变化, 主要表现为, 在东北东部、华北中部至长江以北地区, 两者由正相关转变为负相关, 同时, 在东北、江南和西南南部, 两者关系明显加强, 并与整个时段的关系分布更为接近(图 1b), 但由于样本较短, 大部分地区仍未通过信度检验。因此, 冬季 T_{FSE} 与我国夏季气温的关系也同样具有十年际变化, 并表现出与降水情况的不同, 主要体现在华北和西北北部, 二者关系在两个时段发生了变化。

以上分析表明, 冬季 T_{FSE} 发生明显转变后, 我国大部分地区(尤其是北方)夏季气温明显升高, 但这种增暖趋势是否受冬季 T_{FSE} 变化的影响尚不清楚, 另外, 冬季 T_{FSE} 与夏季气温的关系存在十年际变化特点的可能原因是什么? 由于受到资料长度的限制, 本文对此不作深入研究。

4 冬季 T_{FSE} 与夏季大气环流的关系

大气环流异常是大范围气候异常的背景, 那

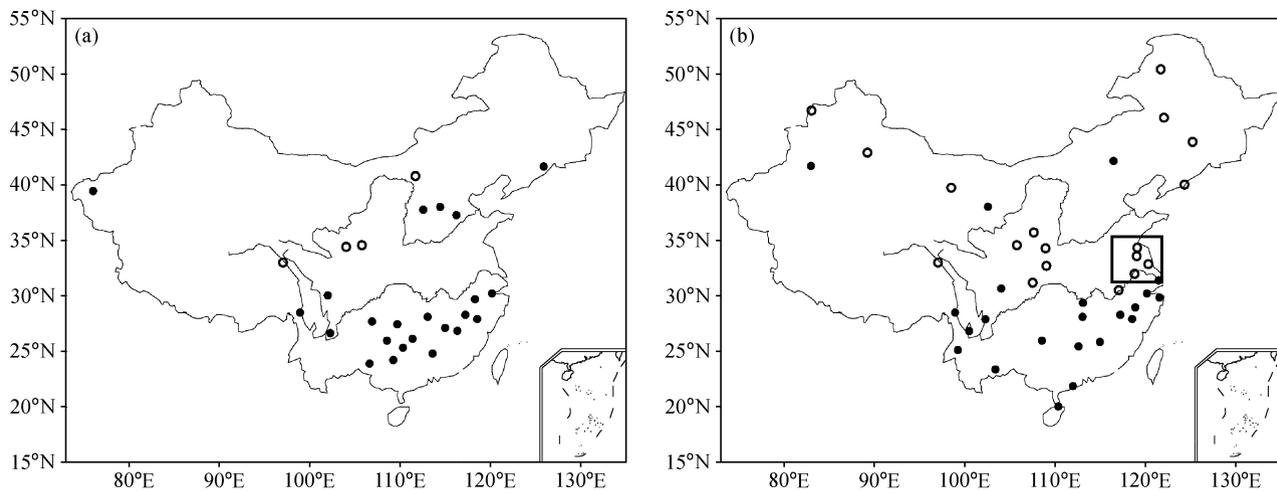


图 6 (a) 1972~1985 年和 (b) 1992~2005 年期间冬季 T_{FSE} 与夏季降水呈同位相(空心圆)[反位相(实心圆)]变化年份可达 10 年以上的(71%)的台站分布

Fig. 6 Distributions of the well-predicted stations at which the summer rainfall anomalies can be predicted by winter T_{FSE} with an accuracy more than 71% for (a) 1972-1985 and for (b) 1992-2005. The open (filled) circles indicate that the rainfall anomaly has the same (opposite) phase as winter T_{FSE} for more than 10 years

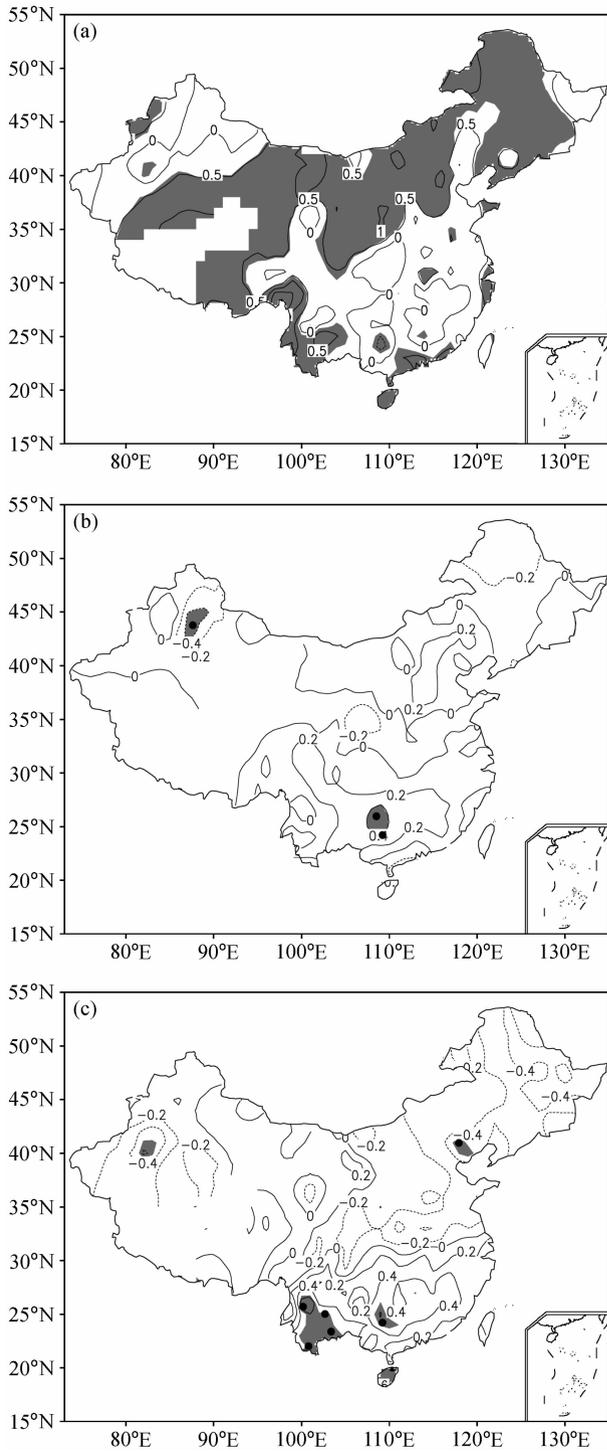


图7 (a) P2-P1 夏季气温的气候差异 (单位: $^{\circ}\text{C}$, 阴影: 通过 95% 信度检验); (b) P1、(c) P2 两时段内冬季 T_{FSE} 与夏季气温的相关系数分布 (说明同图 1)

Fig. 7 (a) Difference of summer temperature ($^{\circ}\text{C}$) between P2 and P1, areas with confidence level above 95% are shaded; (b, c) same as Fig. 1, but for correlations between winter T_{FSE} and summer temperature for the periods of (b) P1 and (c) P2

么, 冬季 T_{FSE} 与我国夏季气候异常之间的这种明显关联是否具有异常大气环流背景的支持? 本文考察了冬季 T_{FSE} 与其后夏季不同层次的高度场、风场、温度场、对流活动和水汽输送的滞后相关。

4.1 高度场和西太平洋副热带高压

首先, 计算了冬季 T_{FSE} 分别与夏季各层高度场的相关。图 8 给出了冬季 T_{FSE} 与 300、500 hPa 高度场的相关系数分布 (图 8a、b), 可清楚地发现, 在亚洲东部, 贝加尔湖以东为显著负相关区, 35°N 以南及其以东洋面为显著正相关区 (该区域为夏季西太平洋副热带高压的位置), 这种显著的相关分布可由 200 hPa 向下一直延伸至近地面 (图略), 只是在对流层中高层尤其明显。同样的分布形式也出现在冬季 T_{FSE} 与夏季各层温度场相关关系上 (图略)。这说明当冬季 T_{FSE} 偏大时, 夏季贝加尔湖以东易盛行深厚的异常冷低压, 受其影响, 内蒙古东部和东北西部易出现凉夏, 同时, 偏大的冬季 T_{FSE} 也有利于夏季西太平洋副热带高压的加强和西伸北扩, 进而我国江南地区夏季出现干、热; 当冬季 T_{FSE} 偏小时的情况相反。由图 8 还可发现, 在欧亚大陆中高纬度地区自西向东出现“一、+、-”的相关分布, 虽然位于中欧和哈萨克斯坦地区的相关系数不显著, 但也表现出准正压性, 而且也是在对流层中高层更明显, 而低层相对较弱。因此, 冬季 T_{FSE} 偏大可能不利于夏季鄂霍次克高压的建立和维持, 但可能有利于乌拉尔山至哈萨克斯坦地区阻高的建立和维持, 冬季 T_{FSE} 偏小时的情况则相反。对 ERA40 高度场资料进行的分析也证实了上述结论 (图略)。

由图 8 知, 35°N 以南及其以东洋面的显著正相关区有利于西太平洋副高的西伸和北扩, 而西太平洋副热带高压是影响我国夏季旱涝的关键因子之一, 为此, 对极端大、小雪年 (标准化冬季 T_{FSE} 异常值大于 1、小于 -1 的年份) 对应的夏季副高情况进行了分析。图 9 给出了极端大雪年 (1976、1978、1979、1980、1987、1991 年) 和极端小雪年 (1974、1994、1995、1999、2000 年) 夏季 500 hPa 西太平洋副高的合成及逐年分布情况。从其合成分析来看, 在极端大雪年, 表征 500 hPa 副高的 5860 gpm 等值线覆盖范围明显大于其气候平均态, 其西界可达到 108.5°E , 较气候态偏西了 6.5° 经度, 同时其北界也明显北扩至 30°N , 可覆盖我国江南地

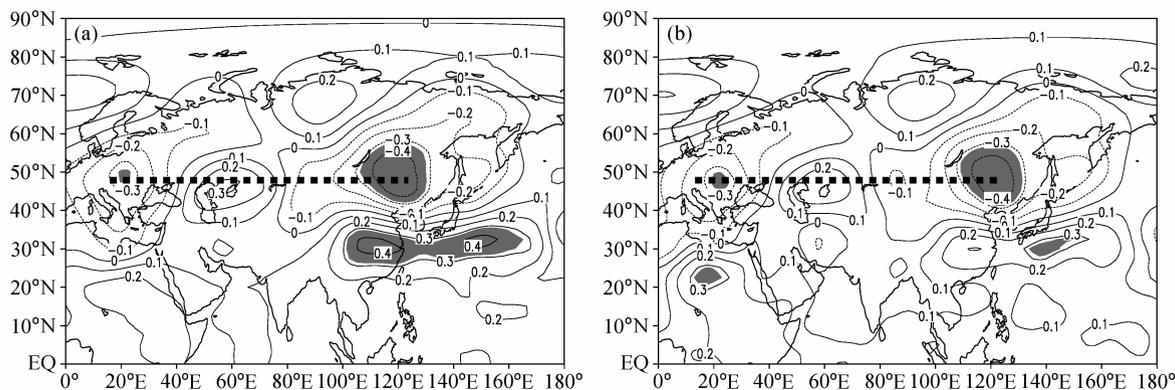


图 8 1967~2005 冬季 T_{FSE} 与夏季 (a) 300 hPa、(b) 500 hPa 位势高度场的相关系数分布。阴影：通过 95% 信度检验

Fig. 8 Correlation coefficients between winter T_{FSE} and summer (a) 300-hPa, (b) 500-hPa geopotential height for the period of 1967 - 2005, areas with confidence level above 95% are shaded

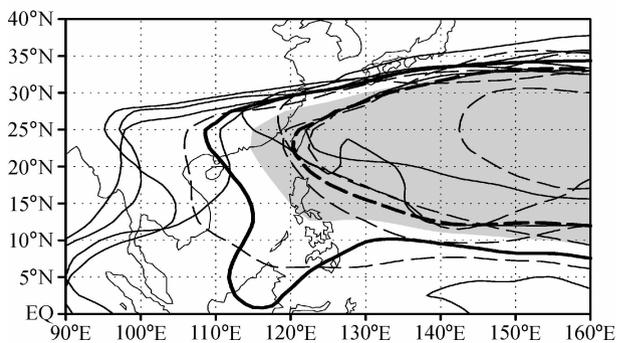


图 9 极端大 (实线)、小 (虚线) 雪年对应的夏季 500 hPa 西太平洋副热带高压 5860 gpm 等高线的逐年 (细线) 及合成 (粗线) 分布图。阴影：气候态分布

Fig. 9 Annual (thin lines) and composite (thick lines) positions of 5860 gpm geopotential height indicating the summer subtropical high in the western Pacific (WPSH) at 500 hPa for the extremely heavy snow years (solid lines) and extremely light snow years (dashed lines) which are defined in the text. The climatology is displayed in shadow

区；在极端小雪年的情况相反，副高的范围明显缩小，其主体位置在西太平洋洋面，我国江南在其西北侧的西南气流控制下，有利于水汽输送。逐年 5860 gpm 等高线的分布情况亦支持上述合成结果，在 11 个极端大、小雪年中，9 年的 5860 gpm 线变化趋势符合其合成情况。但同时也注意到，在大小雪年均有个别年份出现相反的情况，如 1995 年（极端小雪年）的副高明显偏强并西伸、北扩，这也说明影响夏季副高和我国气候异常的因子是多方面的。综上所述，在大雪年，夏季西太平洋副高明显加强、西伸并北扩，我国江南在副高控制下易干热；而小雪年则有利于水汽向江南地区的输送。

4.2 东亚副热带急流

图 10a 给出了冬季 T_{FSE} 与夏季 200 hPa 纬向风场、300 hPa 温度场的相关，同时还给出了大、小雪年 200 hPa 风场的合成差矢量分布，为清晰起见，图中仅给出通过 95% 信度检验的相关系数。首先就冬季 T_{FSE} 与夏季 300 hPa 温度场的相关而言，贝加尔湖以东为显著负相关区，35°N 以南的东亚地区为显著正相关区，即冬季 T_{FSE} 偏大（小）时，贝加尔湖以东变冷（暖）而 35°N 以南的东亚变暖（冷），表明东亚南北温差增大（小），根据热成风理论，增强（减弱）的南北热力差异必导致西风急流也随之加强（减弱）。上述推论可由冬季 T_{FSE} 与夏季 200 hPa 纬向风的相关系数分布得到证实（图 10a 中的阴影区），亚洲东部自高纬向低纬出现“一、+、-、+”的显著相关的经向分布，其中以东亚副热带（35°N~45°N，100°E~130°E）的正相关区最明显，这意味着当冬季 T_{FSE} 偏大（小）时，夏季东亚副热带西风急流（East Asian Westerly Jet, 简称 EAWJ）会显著加强（减弱）。这一结论由大、小雪年的 200 hPa 副热带急流合成图（只给出 25 m/s 和 30 m/s 等值线表征副热带西风急流）（图 10b）再次证实。另外，由图 10a 中大、小雪年 200 hPa 风场合成差的矢量分布可以发现，在大（小）雪年夏季，东亚地区盛行气旋（反气旋）性异常环流，其中贝加尔湖以北地区的异常北（南）风尤其显著，这有利于（不利于）西伯利亚北部的冷空气向贝加尔湖以东地区输送；同时，在 35°N 以南的东亚地区盛行相反的反气旋（气旋）性异常环流，这有利于西太副高的西伸和北扩（东退和南缩）。

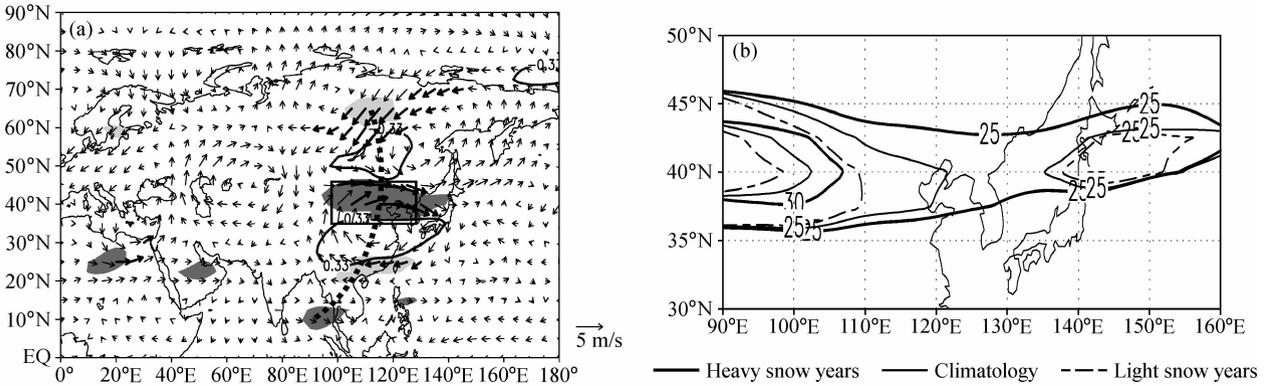


图 10 (a) 1967~2005 冬季 T_{FSE} 与夏季 200 hPa 纬向风 (深、浅阴影: 通过 95% 信度检验的正、负相关系数)、300 hPa 温度场 (等值线) 的相关系数分布及大、小雪年 200 hPa 风场的合成差矢量分布 (粗箭头: 风场合成差通过 95% 信度检验); (b) 大 (粗实线)、小 (虚线) 雪年和气候态 (实线) 对应的夏季 200 hPa 副热带西风急流合成图

Fig. 10 (a) Correlation coefficients between winter T_{FSE} and 200-hPa zonal wind (positive and negative correlations pass 95% confidence level are dark and light shading), 300-hPa temperature (contour), and composite difference of 200-hPa wind between the heavy and light snow years for 1967-2005 (the thick arrows pass 95% significance test); (b) composites of summer EAWJs at 200 hPa for the heavy snow years (thick solid lines), light snow years (dashed lines), and the climatology (thin solid lines)

进一步, 当冬季 T_{FSE} 偏大时, 加强的东亚副热带急流在一定程度上可能会阻挡其北侧从高纬而来的冷空气继续南下, 使之在贝加尔湖以东地区堆积, 使急流北侧更冷而南侧趋于更暖, 南北的热力差异更强, 这一方面有利于西太平洋副热带高压的加强、西伸和北扩, 另一方面也有利于贝加尔湖以东异常低压的维持和进一步发展, 进而急流得以进一步增强; 当冬季 T_{FSE} 偏小时情况相反。

以上分析和推测说明, 冬季 T_{FSE} 异常时东亚副热带急流异常和贝加尔湖以东高度场异常在一定程度上可能是两者相互作用的结果, 因此有必要进一步考察夏季东亚副热带急流与大气环流的同期相关。将 (35°N~45°N, 100°E~130°E) 区域 (图 10a 方框) 平均的夏季 200 hPa 纬向风定义为夏季东亚西风急流指数 (East Asian Westerly Jet Index, 简称 I_E), 如图 11 所示, I_E 与冬季 T_{FSE} 呈较一致的同位相变化, 相关系数为 0.56, 可通过 99.9% 信度检验, 表明两者关系的确显著。进一步, 我们分别计算了 I_E 与 300 hPa 高度场、与我国夏季降水的相关 (图 12), 可发现在高度场上, 东亚地区的北部是显著的负相关区, 而 35°N 以南为显著正相关区, 同时欧亚大陆北部表现出“一、+、-”相关系数的纬向分布型, 这些都十分类似于冬季 T_{FSE} 与夏季高度场的关系 (图 8a), 而且 I_E 与高度场的关系更明显。由 I_E 的大、小值年份所对应的夏季 200 hPa 风

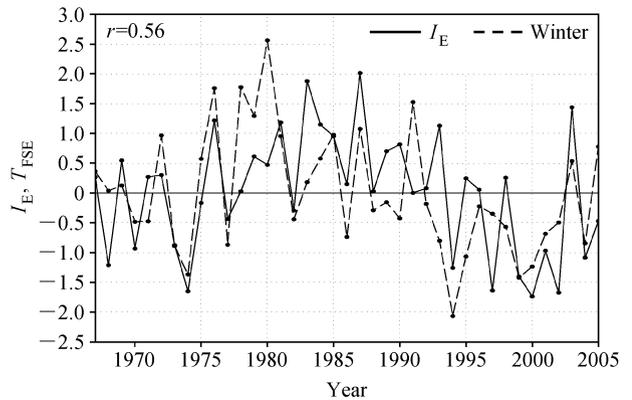


图 11 夏季 I_E (实线) 和冬季 T_{FSE} (虚线) 的标准化时间序列
Fig. 11 Normalized time series of I_E and winter T_{FSE}

场的合成差矢量分布 (图 12a 矢量) 可发现, I_E 偏大 (小) 时, 其北侧受控于异常气旋 (反气旋) 性环流, 贝加尔湖以北盛行强异常北 (南) 风, 而其南侧则是反气旋 (气旋) 性异常环流, 这也十分类似于冬季 T_{FSE} 异常的情况 (图 10a)。另外, 在细节上, I_E 与其北侧的高度场相关数值可达 0.6 以上, 而与其南侧的则会弱一些, 在合成的风矢量场上也是如此, 这表明引起 I_E 异常, 北侧环流的影响可能更重要和主动些。进而, 由 I_E 、冬季 T_{FSE} 与夏季环流场之间这种相类似的关系也会得出两者与我国夏季气候异常也具有类似的关系 (图 12b)。

综合以上的分析, 冬季 T_{FSE} 可能通过影响东亚副热带急流来影响西太平洋副热带高压, 即冬季

$T_{FSE} \rightarrow$ 急流 \rightarrow 副高。这其中贝加尔湖以北的异常经向风对急流异常来说可能是十分重要的, 异常北(南)风越强, 输送至贝加尔湖以东的冷空气越多(少), 该区越冷(暖), 南北热力差异越强(弱), 急流越强(弱)。当然, 贝加尔湖以东变冷(暖)也同样有利于贝加尔湖东、西两侧热力差异增强(减弱), 根据热成风理论, 贝加尔湖以北的异常北(南)风随之增强, 这说明贝加尔湖以北异常经向风的维持和加强与贝加尔湖以东变冷(暖)在一定程度上可能存在相互作用。

4.3 东亚对流和水汽输送

在冬季 T_{FSE} 的异常年份, 伴随着异常的夏季大气环流背景, 东亚地区的对流和水汽输送也应出现异常。考虑到冬季 T_{FSE} 异常时江南夏季异常降水出现在 $108^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 范围内(图 1a), 为此分析了大、小雪年夏季 $108^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均垂直速度 ω 的合成差值的垂直-纬向剖面(图 13a), ω 为正(负)表示下沉(上升)运动, 可见位于 $27^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 江南地区的显著下沉区几乎存在于整个对流层, 说明在大雪年该地区夏季的对流活动受到抑制, 不利于降

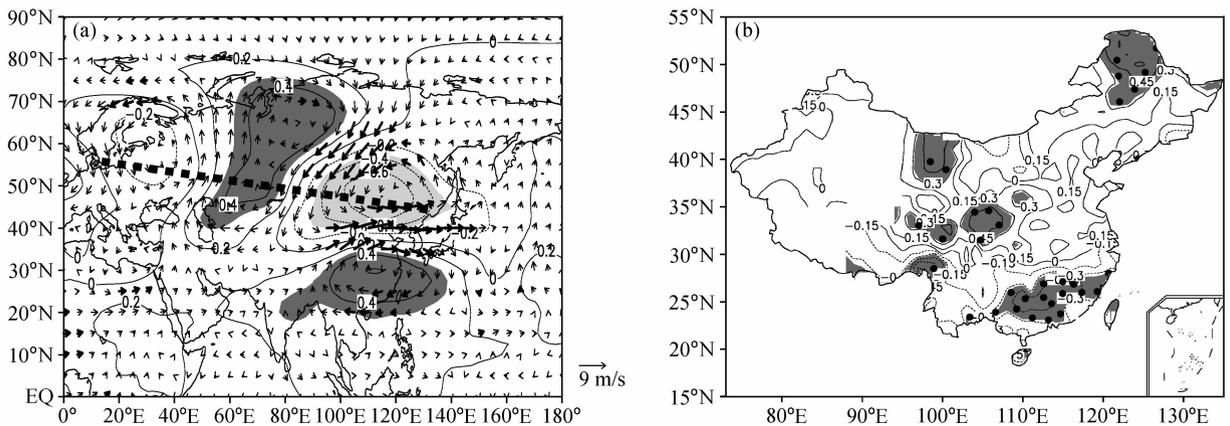


图 12 (a) 夏季 I_E 与 300 hPa 高度场的同期相关系数(等值线)以及夏季 I_E 强、弱年对应的夏季 200 hPa 风场合成差矢量分布(深、浅阴影: 通过 95% 信度检验的正、负相关, 粗箭头: 风场合成差通过 95% 信度检验); (b) 夏季 I_E 和夏季降水的相关系数分布(说明同图 1)
Fig. 12 (a) Correlation coefficient between I_E and summer 300-hPa height (contours), composite difference of 200-hPa wind (vectors) between the stronger and weaker I_E years, darker (lighter) shaded regions are for positive (negative) correlations at 95% confidence level and the thick arrows pass 95% significance test; (b) same as Fig. 1, but for correlation between I_E and summer precipitation in China

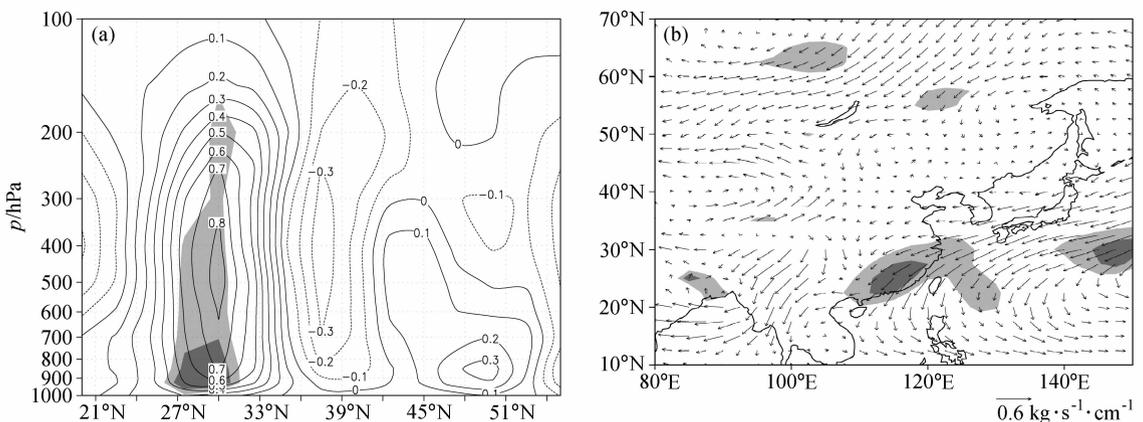
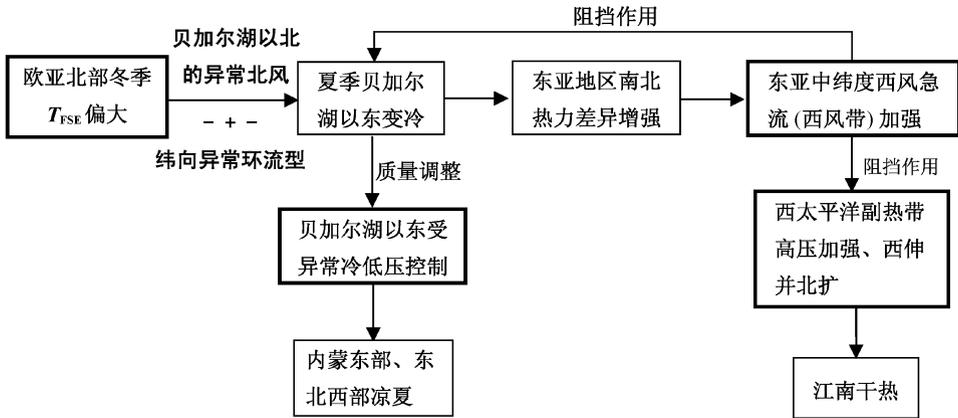


图 13 (a) 大、小雪年对应的夏季 $108^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 纬向平均垂直速度 ω 合成差值剖面(单位: 10^{-2}Pa/s); (b) 大、小雪年对应的夏季整层水汽通量(由 1000 hPa 积分至 300 hPa)合成差矢量分布(单位: $\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$)。深、浅阴影: 通过 95%、90% 信度检验
Fig. 13 (a) Latitude-pressure cross section of the vertical velocity difference (10^{-2}Pa/s) averaged along $108^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ between heavy and light snow years; (b) difference of water vapor flux integrated from 1000 hPa to 300 hPa between heavy and light snow years. Light (heavy) shaded regions indicate the confidence level above 90% (95%) using a Student's t test

图 14 冬季 T_{FSE} 与夏季大气环流关系示意图Fig. 14 Sketch map of the relationship between winter T_{FSE} and summer atmospheric circulation in East Asia

水发生。夏季 OLR 合成差值分布 (图略) 也表明, 大 (小) 雪年, 江南地区上空对流明显减弱 (增强)。另外, 图 13b 给出了大、小雪年对应的垂直积分 (1000 hPa~300 hPa) 的整层夏季水汽输送通量合成差矢量分布, 结合气候态分布状况, 在大雪年夏季, 东亚大陆沿岸盛行显著的东北风异常, 抑制了水汽沿副高西北侧从热带向中纬度的输送, 从而削弱了江南地区的水汽条件, 也不利于降水的发生。上述情况在小雪年则相反。

综上所述, 当欧亚大陆冬季增雪面积出现异常时, 我国夏季气候出现的异常具有显著的大气环流异常背景, 东亚地区主要的大尺度环流系统与冬季 T_{FSE} 的变化存在明显关联 (图 14): 欧亚大陆冬季新增雪盖面积增多可能通过某种途径导致东亚北部地区夏季大气加热减弱, 进而贝加尔湖以东盛行深厚的异常冷性低压, 这在一方面可以导致内蒙古东部和东北西部发生凉夏, 另一方面使得东亚地区南北热力差异增强, 从而使得东亚副热带急流明显增强, 增强的急流可进一步阻挡北方的冷空气南下, 使其在东亚北部持续堆积, 进一步加强南北的热力差异, 同时, 急流南侧不易受冷空气侵袭, 大气易于加热, 有利于西太平洋副热带高压的加强、西伸和北扩, 从而控制我国江南地区, 对流活动和水汽输送受到抑制, 出现干热天气。其中, 东亚副热带急流是联系高、低纬环流系统异常变化的纽带, 而贝加尔湖以北的异常北风对于贝加尔湖以东地区的异常冷低压和东亚副热带急流的增强来说很可能起到关键作用。

5 结论和讨论

本文利用一个新定义的冬季欧亚大陆北部新增雪盖面积指数 (冬季 T_{FSE}), 详细分析了其与我国夏季气候异常及东亚夏季大气环流异常的关系, 主要结论如下:

(1) 冬季欧亚大陆北部新增雪盖面积 (T_{FSE}) 和我国夏季气候异常存在明显关联: 当冬季 T_{FSE} 偏大时, 我国内蒙古东部和东北西部易出现凉夏, 江南夏季易干热; 冬季 T_{FSE} 偏小时的情况相反。这种关系独立于 ENSO 信号, 即它不是 ENSO 信号的反映。

(2) 冬季 T_{FSE} 与我国夏季气候异常之间的关系在近 40 年来较为稳定, 无论是包含了还是未包含十年际变化; 冬季 T_{FSE} 和我国江南地区夏季降水在 1990 年代初均发生过一次十年际尺度变化, 表现为冬季 T_{FSE} 在 1990 年代初之后明显减小, 而江南降水则明显增多, 同时冬季 T_{FSE} 与江淮夏季降水的正相关关系明显增强。

(3) 上述关系具有显著的东亚夏季异常大气环流背景支持: 冬季 T_{FSE} 偏大时, 贝加尔湖以东地区盛行深厚的异常冷低压, 受其影响, 内蒙古东部和东北西部易出现凉夏, 同时加强的南北热力差异使得东亚副热带西风急流增强, 在阻碍了其北侧 (贝加尔湖以东) 冷空气南侵的同时, 也有利于其南侧的西太平洋副高的加强、西伸和北扩, 使我国江南地区在副高控制下对流活动和水汽输送明显减弱, 出现干热。

(4) 东亚副热带急流是联系高、低纬环流系统变化的纽带, 冬季 T_{FSE} 可通过某种途径来影响急流的变化, 进而影响我国夏季气候异常。而贝加尔湖以北的异常经向风对贝加尔湖以东的温度异常和东亚副热带急流异常来说可能起关键作用。

有大量的研究表明, 青藏高原积雪对我国夏季气候异常具有重要影响, 那么, 本文定义的冬季 T_{FSE} 与江南夏季降水的关系是否在一定程度上具有高原积雪的贡献作用? 由冬季 T_{FSE} 与北半球冬、春季雪盖面积的逐点相关分布图可看到(图略), 在青藏高原地区的相关关系较弱, 这说明冬季 T_{FSE} 变化信号中高原积雪信号不强, 其与我国夏季气候异常之间的关系也应与高原积雪关系不大。但也应注意到, 由于卫星反演积雪数据在高原地区有较大误差, 欧亚大陆北部积雪与青藏高原积雪的关系还需要更详实的资料验证。另一方面, 本文采用的冬季 T_{FSE} 与夏季东亚大气环流及我国气候异常之间的显著关联是“隔季相关”, 时间跨度较长, 由于大气本身的记忆时间只有月尺度, 这种关联定要通过某种中间过程来实现, 那么, 冬季 T_{FSE} 的变化通过什么具体途径来影响夏季大气环流? 有研究表明, 欧亚大陆积雪可通过影响春季到夏季的辐射和水文过程(融雪过程)而影响大气的加热过程, 进而对夏季风产生影响(Barnett et al., 1989; Yasunari et al., 1991)。我们的深入分析表明, 冬季 T_{FSE} 与欧亚北部大范围地区春季雪量异常[表现为雪水当量(Snow Water Equivalent)]为十分显著的正相关(图略), 进一步, 这种与冬季 T_{FSE} 存在明显关联的欧亚北部春季雪水当量异常与夏季东亚大气环流以及与我国气候异常的相关关系类似于冬季 T_{FSE} 的情况(图略), 这意味着冬季 T_{FSE} 可能通过春季到夏季的融雪过程异常而影响大气的季节加热过程, 并与东亚夏季大气环流产生关联, 进而影响我国夏季气候异常。最近, Wu et al. (2009) 的工作表明, 欧亚中高纬春季雪水当量与江南夏季降水为明显的反位相变化, 春季异常大气环流型可能通过异常的土壤湿度延续至夏季, 影响江南夏季降水。经比较, Wu et al. (2009) 的工作无论是与欧亚春季雪水当量密切相关的江南夏季降水异常区域, 还是相应的夏季异常大气环流型, 都与本文的结论十分类似, 这也证实了冬季 T_{FSE} 与我国夏季气候异常的这种“隔季相关”是具有物理基础的, 这对于我国短

期气候预测业务(尤其是夏季降水趋势预测)而言无疑具有潜在的应用价值。但同时也应该认识到, 这种“隔季相关”的物理机制可能十分复杂, 其中的具体物理过程尚需深入的研究, 如春季雪水当量异常如何影响春、夏季陆面特征变化(土壤温、湿度或其他特征), 进而如何调制大气的能量过程而对环流产生影响? 另外, 春季雪水当量异常与夏季降水、与东亚夏季中低纬环流的关系弱于冬季 T_{FSE} 的情况, 这是否意味着春季雪水当量异常并非是唯一的中间过程? 由于篇幅所限, 这些方面的内容我们将另文阐述。

参考文献 (References)

- Armstrong R L, Brodzik M J. 2005. Northern Hemisphere EASE-Grid weekly snow cover and sea ice extent version 3[DB/OL]. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, digital media. <http://nsidc.org/data/nsidc-0046.html>.
- Barnett T P, Dümenil L, Schlese U, et al. 1989. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (5): 661 - 686.
- 陈烈庭, 阎志新. 1979. 青藏高原冬春季积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响 [M]//长江流域规划办公室. 中长期水文气象预报文集(第一集). 北京: 水电出版社, 185 - 194. Chen L T, Yan Z X. 1979. Impact of Himalayan winter - spring snow cover on atmospheric circulation and on southern Chinese rainfall during the pre-rainy period [M]// Changjiang Water Resource Commission. Collected Papers on Medium- and Long-term Hydrologic and Meteorological Forecasts (1) (in Chinese). Beijing: Water Conservancy and Power Press, 185 - 194.
- 陈烈庭. 1998. 青藏高原冬春季异常雪盖与江南前汛期降水关系的检验和应用 [J]. *应用气象学报*, 9 (增刊): 1 - 8. Chen L T. 1998. Test and application of the relationship between anomalous snow cover in winter - spring over Qinghai - Xizang Plateau and the first summer rainfall in southern China [J]. *Quart. J. Appl. Meteor. (in Chinese)*, 9 (Suppl.): 1 - 8.
- Chen L T, Wu R G. 2000. Interannual and decadal variations of snow cover over Qinghai - Xizang Plateau and their relationships to summer monsoon rainfall in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 17 (1): 18 - 30.
- 陈乾金, 高波, 李维京, 等. 2000. 青藏高原冬季积雪异常和长江中下游主汛期旱涝及其与环流关系的研究 [J]. *气象学报*, 58 (5): 582 - 595. Chen Q J, Gao B, Li W J, et al. 2000. Studies on relationships among winter snow cover over the Tibetan Plateau and droughts/ floods during Meiyu season in the middle and lower reaches of the Changjiang River as well as atmosphere/ocean [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 58 (5): 582 - 595.
- 陈兴芳, 宋文玲. 2000. 冬季高原积雪和欧亚积雪对我国夏季旱涝

- 不同影响关系的环流特征分析 [J]. 大气科学, 24 (5): 585 - 592. Chen X. F., Song W L. 2000. Circulation analysis of different influence of snow cover over the Tibetan Plateau and Eurasia in winter on summertime drought and floods of China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (5): 585 - 592.
- Chen W, Hans F, Huang R H. 2000. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon [J]. Adv. Atmos. Sci., 17 (1): 48 - 60.
- Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2007. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J]. Int. J. Climatol., 28 (9): 1139 - 1161.
- ENSO 监测小组. 1989. 厄尔尼诺事件的划分标准和指数 [J]. 气象, 15 (3): 37 - 38. ENSO Monitor Group. 1989. The division standards and indices of El Niño [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 15 (3): 37 - 38.
- Fasullo J. 2004. A stratified diagnosis of the Indian monsoon - Eurasian snow cover relationship [J]. J. Climate, 17 (5): 1110 - 1122.
- 谷德军, 梁建茵, 郑彬, 等. 2008. 华南季风降水开始日的异常与前冬大气环流和海温的关系 [J]. 大气科学, 32 (1): 155 - 164. Gu D J, Liang J Y, Zheng B, et al. 2008. Variation of starting data of summer monsoon rain in South China and its relation to atmospheric circulation and SST in the preceding winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (1): 155 - 164.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77 (3): 437 - 471.
- 穆松宁. 2008. 冬季欧亚大陆雪盖面积变化与中国夏季气候异常的关系及其机理研究 [D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Mu S N. 2008. Relationship between winter Northern Eurasian snow extent with summer climate anomalies in China and its mechanism research [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.
- Robinson D A, Dewey K F, Heim R R. 1993. Global snow cover monitoring: An update [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 74: 1689 - 1696.
- 孙淑清, 孙柏民. 1995. 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 [J]. 气象学报, 53 (4): 440 - 450. Sun S Q, Sun B M. 1995. The relationship between the anomalous winter monsoon circulation over East Asia and summer drought/flooding in the Yangtze and Huaihe River valley [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 53 (4): 440 - 450.
- 韦志刚, 罗四维, 董文杰, 等. 1998. 青藏高原积雪资料分析及其与我国夏季降水的关系 [J]. 应用气象学报, 9 (增刊): 39 - 46. Wei Z G, Luo S W, Dong W J, et al. 1998. Snow cover data on Qinghai - Xizang Plateau and its correlation with summer rainfall in China [J]. Quart. J. Appl. Meteor. (in Chinese), 9 (Suppl.): 39 - 46.
- Wu B Y, Yang K, Zhang R H. 2009. Eurasian snow cover variability and its association with summer rainfall in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 26 (1): 1 - 14.
- Wu R G, Kirtman B P. 2007. Observed relationship of spring and summer East Asian rainfall with winter and spring Eurasian snow [J]. J. Climate, 20 (7): 1285 - 1304.
- 吴统文, 钱正安. 2000. 青藏高原冬春积雪异常与中国东部地区夏季降水关系的进一步分析 [J]. 气象学报, 58 (5): 570 - 581. Wu T W, Qian Z A. 2000. Further analyses of the linkage between winter and spring snow depth anomaly over Qinghai - Xizang Plateau and summer rainfall of eastern China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 58 (5): 570 - 581.
- Wu T W, Qian Z A. 2003. The relation between Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation [J]. J. Climate, 16 (12): 2038 - 2051.
- Xie P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78 (11): 2539 - 2558.
- Yang S, Xu L Z. 1994. Linkage between Eurasian winter snow cover and regional Chinese summer rainfall [J]. Int. J. Climatol., 14 (7): 739 - 750.
- Yasunari T, Kitoh A, Tokioka T. 1991. Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate: A study with the MRI-GCM [J]. J. Meteor. Soc. Japan., 69 (4): 473 - 487.
- Ye H, Bao Z. 2005. Eurasian snow conditions and summer monsoon rainfall over South and Southeast Asia: Assessment and comparison [J]. Adv. Atmos. Sci., 22 (6): 877 - 888.
- Zhao P, Zhou Z J, Liu J P. 2007. Variability of Tibetan spring snow and its associations with the hemispheric extratropical circulation and East Asian summer monsoon rainfall: An observational investigation [J]. J. Climate, 20 (15): 3942 - 3955.
- 张顺利. 1999. 青藏高原对中国东部气候与天气异常的影响及雅鲁藏布江流域的水平衡研究 [D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Zhang S L. 1999. Influences of the Tibetan Plateau on climatic and weather anomaly over Eastern China and water balance of the Yarlung Zangbo River basin [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.
- 张顺利, 陶诗言. 2001. 青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究 [J]. 大气科学, 25 (3): 372 - 390. Zhang S L, Tao S Y. 2001. Influences of snow cover over the Tibetan Plateau on Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (3): 372 - 390.
- 翟盘茂, 江吉喜, 张人禾. 2000. ENSO 监测和预测研究 [M]. 北京: 气象出版社, 173pp. Zhai P M, Jiang J X, Zhang R H. 2000. Monitoring and Forecast of ENSO Research [M]. Beijing: China Meteorological Press, 173pp.