

王澄海, 李燕, 王艺. 2015. 北半球大气环流及其冬季风的年代际变化对青藏高原冬季降雪的影响 [J]. 气候与环境研究, 20 (4): 421-432. Wang Chenghai, Li Yan, Wang Yi. 2015. Impacts of interdecadal variability of circulation and winter monsoon on winter snowfall over the Tibetan Plateau [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 20 (4): 421-432, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2015.14169.

北半球大气环流及其冬季风的年代际变化对 青藏高原冬季降雪的影响

王澄海 李燕 王艺

兰州大学大气科学学院, 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 兰州 730000

摘 要 对 1961~2010 年间北半球大气环流背景异常变化及其东亚冬季风指数 (东亚大槽位置指数-CW、西伯利亚高压指数-SH) 与青藏高原降雪之间在年代际尺度上的相关关系进行了分析, 结果表明: 北半球冬季行星波年代际尺度上的异常导致了青藏高原地区冬季降雪在年代际尺度上的变化, 北半球行星波“冬三 (波)”流型的年代际尺度变化是青藏高原地区冬季降雪年代际尺度上增加/减少的环流背景; 青藏高原冬季降雪与东亚冬季风之间也存在着年代际尺度上的显著相关。相对于 1961~1986 年间的冬季风减弱, 青藏高原地区冬季降雪量呈现出增加趋势。结果也指出, 青藏高原地区的冬季降雪、CW 和 SH 在 1986 年前后存在一次显著的突变; 突变后北半球冬季三波流型明显增强, 青藏高原地区的降雪也相应发生了由多到少的变化。

关键词 青藏高原降雪 东亚冬季风 年代际变化 大气环流形势 季风指数

文章编号 1006-9585(2015)04-0421-12

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2015.14169

Impacts of Interdecadal Variability of Circulation and Winter Monsoon on Winter Snowfall over the Tibetan Plateau

WANG Chenghai, LI Yan, and WANG Yi

Key Laboratory for Arid Climatic Change and Disaster Reduction of Gansu Province, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

Abstract The relationships of the general circulation and East Asian winter monsoon (EAWM) index anomalies [e.g., the East Asian trough location index (CW), Siberian High intensity index (SH)] with the winter snowfall (WS) over the Tibetan Plateau (TP), as well as the interdecadal characteristics, during 1961–2010, are analyzed. The results show that: 1) The abnormalities of winter planetary waves in the Northern Hemisphere (NH) impact on the WS over the TP on interdecadal scales; 2) The variations of the planetary wave pattern in the NH, “Three Troughs/Ridges in winter”, are the background circulation for the WS change over the TP on interdecadal scales; 3) The WS over the TP and the EAWM indices indicate significant correlation on interdecadal scales; 4) The WS increases over the TP with a decreasing trend of the EAWM during 1961–1986; 5) The WS over the TP, the CW and SH, all show an abrupt change around 1986. After this abrupt change, the intensity of the winter “three troughs” pattern demonstrates a stronger variation, while the amount of WS over the TP declines.

Key words Tibetan Plateau snowfall, East Asian winter monsoon, Interdecadal variation, General circulation pattern, Monsoon index

收稿日期 2014-08-15; 网络预出版日期 2015-03-12

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2013CBA01808, 国家自然科学基金项目 41275061、91437217、41471034、41440035

作者简介 王澄海, 男, 1961 年出生, 博士, 教授, 主要从事气候模拟和寒旱区陆面过程。E-mail: wch@lzu.edu.cn

1 引言

降雪是冬季降水的主要形式,降雪与降水蒸散过程、辐射能量传输过程不尽相同,所以在陆面过程中起着不同的作用 (IPCC, 2007)。降雪在高纬度和高海拔地区积累,形成积雪;积雪的高反照率和水文效应,在全球能量平衡中起着举足轻重的作用,使得其在季节转换中扮演了重要角色。其中,青藏高原地区的降雪形成的积雪,既是中国东部地区夏季降水的“信号”之一;也是积雪年际变化较大的地区之一,因而受到广泛的关注 (Wu and Zhang, 1998; Wu and Qian, 2003; Zhang et al., 2004; 朱玉祥等, 2009)。研究表明,在过去的几十年间,青藏高原地区的积雪发生着变化。韦志刚等 (2002) 通过对青藏高原 72 个观测站的逐日积雪资料分析得到高原积雪存在 3 个极值中心,并且总体上呈平缓增长;同时高原冬、春积雪日数在 20 世纪 80 年代和 90 年代分别出现增加和减少 (高荣等, 2003)。青藏高原西南和南部地区的积雪是中国季节性积雪年际变化的敏感中心之一;过去 40 余年,高原东部积雪深度增加而积雪日数减少;高原中部的部分地区积雪深度减少而积雪日数增加,在未来的 A2 情境下,青藏高原积雪深度变化呈减少趋势 (王澄海等, 2009, 2010)。这些研究结果均表明,青藏高原地区的积雪/降雪在过去和未来都有着年际和年代际尺度的变化,但这些变化和亚洲冬季风的变化之间存在什么样的关系,目前的研究相对较少,也需要进一步深入分析其特征及变化机理。

高原积雪作为冬季降雪的产物,其气候效应也体现在其时空变化与冬、夏季环流形势的耦合,以及我国降水、东亚、南亚冬夏季风、ENSO 以及全球变暖等的关系中。一方面,青藏高原地形高大复杂,冬季风影响该地区的方式不同于东部地区;另一方面,青藏高原地区降雪的空间分布差异大,如有研究指出,青藏高原地区呈现中央腹地少雪而四周地区多雪的基本分布 (徐奎奎等, 2005; 孙秀忠等, 2010)。青藏高原地区西侧和南侧地区由于地形阻挡,使得暖湿气流无法进入青藏高原腹地,而沿喜马拉雅山南麓东进,于高原地区横断山脉北上,暖湿气流到达唐古拉山和巴颜喀拉山一带,在此处造成大量降雪;而帕米尔高原西部由于

纬度高,冷空气更容易到达,因此易造成降雪 (孙秀忠等, 2010)。对 2011/2012 年降雪偏多年份与亚洲夏季风关系的分析研究表明,高原积雪对应着南亚夏季风的偏弱,而对于冬季风则贡献较小 (竺夏英等, 2013)。由于青藏高原地区地处中纬度的特殊性,其降雪的异常不仅和低、高纬度的环流相联系,也和中国东部地区夏季的降水存在着跨季节的相关,因此具有其特殊意义。

东亚冬季风是全球大气环流的一个重要组成部分,不仅对中国的天气气候产生影响,还可能对南半球产生一定的影响 (An, 2000; Mohtadi et al., 2011)。Ding and Krishnamurti (1987) 认为,中上层大气辐射冷却造成的辐合下沉形成西伯利亚高压并进一步发生和发展形成东亚冬季风 (Ding, 1990)。研究也指出,东亚冬季风起源于西伯利亚地区,然后向南发展,在其东侧与东南侧产生东风和东北风 (吴国雄等, 2000)。东亚冬季风偏强时,东亚大槽偏西,有利于东亚大槽加深并向南伸展,槽后的西北气流加强,导致极地冷空气南下并爆发 (陈乾金等, 1999); 与此同时,西伯利亚高压与阿留申低压偏强 (王琪玮和丁一汇, 1997; 高辉, 2007); 东亚冬季风偏弱时,不利于冷空气南下,大气环流特点与冬季风偏强时相反。

冬季风的异常常常和大尺度环流的异常相联系。Li and Mu (2000) 研究东亚冬季风、西太平洋暖池海温以及 ENSO 之间的相关关系认为,持续的强东亚冬季风导致西太平洋的西风异常,暖池区的正海温距平向东传播到达赤道东太平洋,发生 El Niño 事件,反过来又削弱了东亚冬季风的活动。同时,北极涛动 (AO) 与东亚冬季风之间也存在着一个异相位的相关关系。在 1958~1998 年间, AO 与西伯利亚高压强度指数之间的相关系数为 -0.48 (Gong et al., 2001)。东亚冬季风亦可通过热带太平洋的海温对东亚夏季风的活动产生影响 (陈文, 2002); 在年际时间尺度上,冬季行星波两支波导的变化存在振荡关系,当有强的低纬波导时,对应于西伯利亚高压的减弱 (陈文和魏科, 2009); 2005~2007 年东亚冬季风的异常不仅与西伯利亚高压和阿留申低压的变异有关,而且与极涡的演变和准定常行星波活动密切相关 (陈文等, 2008)。数值模拟的结果表明,在东亚冬季风异常期,北半球中高纬地区大气环流结构发生变化的同时,热带地区也有显著差异 (裴顺强和李崇银, 2007)。也

就是说, 东亚冬季风的年际异常既和同期的东亚以及高原大气环流异常有关, 也和跨季节的环流异常、海温等相联系。

研究指出, 20 世纪 80 年代后东亚冬季风强度减弱 (徐建军等, 1999)。Wang (2001) 认为 20 世纪 70 年代全球大气环流的转变是导致东亚季风减弱的主要原因。研究也表明, 海陆热力差异的年代际时空变化特征与东亚冬季风的年代际变化趋势之间具有很好的对应关系 (施晓晖和徐祥德, 2007)。1966~1976 年东亚冬季风在起源地存在强度增强、但是在南扩过程偏弱的变化趋势, 但是在 20 世纪 70 年代末期转变为强度偏弱、南扩程度偏强, 发生了反相位变化 (施晓晖等, 2007)。近 40 年, 我国长江以北地区冬季的气温趋暖、降水增多, 冬季风强度趋于减弱。东亚强冬季风时, 冬季大气环流具有强西太平洋型 (WP)、弱欧亚型 (EU) 的特征 (施能, 1996)。研究也指出, 近 40 年 WP 型强度呈负趋势, EU 型强度呈正趋势, 这结果与冬季风的负趋势结果是吻合的。东亚冬季风强度具有显著的年际及年代际变化, 近百年来东亚冬季风经历了 4 个主要的年代际变化时期, 1884~1902 年为正常期, 1902~1924 年为弱季风期, 1928~1954 年为正常期, 1958~1982 年为强季风期。冬季风突变与大气环流的突变相对应 (徐建军等, 1999)。上述结果均表明, 东亚冬季风的年代际变化和大气环流的转变之间具有显著的相关, 并影响东亚的天气气候。

青藏高原作为一个特殊的地理单体, 冬季降雪异常和冬季风存在怎样的关系; 在年代际尺度上, 高原降雪是否以及如何受到冬季风的影响; 影响高原降雪异常的冬季风年代际尺度上具有怎样

的环流背景。以上是本文所关心的问题。

2 资料及研究方法

本文采用的 200 hPa 纬向风场, 500 hPa 位势高度场以及地面气压场月资料来自分辨率为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度) 1961~2010 年的 NCEP/NCAR I (ARI) 再分析数据。尽管自 1979 年 1 月后 NCEP/NCAR 修改了数值模式中的一些物理过程和参数化方案, 增加了对陆地降水的同化, 改进和矫正了 ARI 南半球虚假数据、雪/水方案的诊断和融雪期、海面反照率、辐射通量以及地表水分收支平衡等一些通量, 但二者的数值预报模式、同化方案和观测系统等大致相同 (Kanamitsu et al., 2002)。考虑到本文使用的数据长度, 所以本文仍然使用 ARI 数据分析环流场。气温和降水资料为中国气象局气象信息中心资料室提供的全国 738 个台站从建站至 2010 年的逐日降水和逐日平均气温资料, 根据海拔和经纬度从全国 738 个站点中挑选出了青藏高原地区的 63 个气象观测站代表青藏高原 (图 1)。

为了便于统计和比较, 本文采用 Jordan (1991) 的雪—雨判据, 根据逐日气温及降水量计算降水中冰所占的质量比例以及降水中冰的分量密度, 得到高原地区的降雪量:

$$f_{ice} = \begin{cases} 0, & T_{air} > 2.5 \\ 0.6, & 2.0 < T_{air} \leq 2.5 \\ 1 - [54.62 - 0.2 \times (T_{air} + 273.15)], & 0.0 < T_{air} \leq 2.0 \\ 1, & T_{air} \leq 0.0 \end{cases} \quad (1)$$

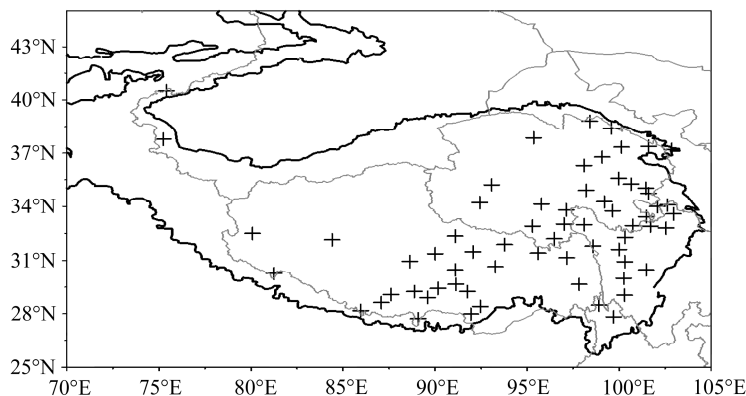


图 1 研究区气象站点分布

Fig. 1 Distribution of meteorological stations in the research area

$$\gamma_i = \begin{cases} 0, & T_{\text{air}} > 2.5 \\ 189.0, & 2.0 < T_{\text{air}} \leq 2.5 \\ 50 + 1.7 \times (T_{\text{air}} + 273.15 - 258.15)^{1.5}, & -15 < T_{\text{air}} \leq 2.0 \\ 50.0, & T_{\text{air}} \leq -15 \end{cases} \quad (2)$$

其中, f_{ice} 为降水中冰的质量比例, γ_i 为降水中冰的分量密度 (单位: kg/m^3), T_{air} 为气温 (单位: K)。

由公式 (1)、(2) 可得, 新的降雪厚度的计算公式为

$$\Delta z_f = (P_0 \Delta t f_{\text{ice}}) / \gamma_i, \quad (3)$$

其中, Δz_f 为新雪厚度 (单位: m), P_0 为降水率 (单位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), Δt 为积分时间步长 (单位: s)。

公式 (1) ~ (3) 为经验公式, 该方法经验证在青藏高原降雪方面指示性较好, 计算结果和青藏高原上 4 个观测站对比分析表明, 该方法得到的降雪量与观测的降雪量有较好的相关 (王芝兰, 2011)。

东亚冬季风指数是表征东亚冬季风强度的一个重要指标。Wang and Chen (2010) 对比分析了影响东亚地区的 18 种东亚冬季风指数后, 将东亚冬季风指数归纳为 4 类: 东西气压差、低层风场特征、高层风切变以及东亚大槽类, 并指出大多数主要的东亚冬季风指数均显示出东亚冬季风在 20 世纪 80 年代进入减弱阶段; 其它的研究也证明了这一减弱趋势特点 (朱艳峰, 2008; 刘舸等, 2013)。为客观起见, 本文选用 2 种指数: 东亚大槽位置指数 (East Asian trough location index, CW) 和西伯利亚高压指数 (Siberian High intensity index, SH), 前者属于环流特征类指数而后者属于气压特征类指数。在此沿用 SH 来定义冬季风的强弱: SH 较高时为季风强年, SH 较低时为季风弱年; CW 则相反。CW 取自国家气候中心气候系统诊断预测室再处理资料。指数定义为, 在 ($35^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$, $110^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{E}$), 经过平滑处理后的经度值来确定的 (王永光和刘海波, 1996), 该指数与 Wang and Chen 的东亚大槽指数基本一致 (Wang et al., 2009; Wang and Chen, 2010); 而 SH 的计算则采用郭其蕴 (1994) 提出的利用西伯利亚范围内的 3 点 (60°N , 100°E)、(60°N , 90°E)、(50°N , 100°E) 海平面气压距平反映东亚冬季风的强度。

3 东亚冬季风与青藏高原地区冬季降雪的相互关系

为分析青藏高原降雪和东亚冬季风之间的关

系, 我们计算了东亚冬季风指数与青藏高原 (63 个站点) 冬季降雪的滑动相关。图 2 给出了 1961~2010 年间, 青藏高原地区冬季降雪与东亚冬季风指数 CW 和 SH 的年际变化序列及其 11 年滑动相关系数。可以看出, CW 和 SH 二者之间呈反相关 (相关系数为 -0.40 , 信度 $P > 99\%$) (图 2a)。从图 2 也可以看出, 冬季风指数和青藏高原降雪在 1986 年前后有一次明显的跃变, SH 在 1986 年之前 25 年时间 (1961~1985 年) 呈减弱趋势, 而之后的 25 年 (1986~2010 年) 逐渐增强; 东亚大槽位置 1961~1985 年间向东移动, 1986~2010 年又缓慢向西移动。尽管持续减弱的冬季风从 1986 年前后有微弱的增强趋势, 但总体上东亚冬季风的强度仍然处于较弱的阶段。已有研究也表明, 青藏高原冬季气温在 1987 年有一次明显的跃变 (Wang et al., 2012)。东亚冬季风环流在 1986 年前后的变化和青藏高原地区冬季降雪之间存在同时段跃变信号, 意味着冬季风和冬季降雪之间存在着某种联系。这些表明两种指数反映出的东亚冬季风和青藏高原冬季降雪之间存在着显著相关, 特别是存在着年代际尺度上的相关关系。

图 2a 也显示出, 高原降雪在 1961~1986 年及 1996~2010 年时间段内, 降雪量以负距平为主, 即降雪量相对较少。而在 1987~1995 年近 10 年间具有较大的正距平, 即该时间段内降雪量相对较多。1961~2010 年, CW 与高原地区降雪的相关系数为 0.44 ($P > 99\%$), 而 SH 与之的相关系数为 -0.24 ($P > 90\%$), 这反映出当东亚大槽偏东时, 东亚高纬度地区的西风气流相对为纬向气流, 对应地面为西伯利亚高压偏弱, 冷空气一般偏东, 有利于青藏高原冬季降雪, 即 CW (SH) 和高原降雪呈正 (负) 相关; 而当东亚大槽位置偏西时, 东亚中高纬度以经向环流为主, 地面西伯利亚高压相对较强, 青藏高原降雪偏少, SH (CW) 和高原降雪为负 (正) 相关。这和已有的天气学事实认识相一致。上述关系表明青藏高原地区冬季降雪和东亚冬季风强度之间在年际尺度上存在着显著的负相关。图 2a 还可以看出, 青藏高原降雪的正负距平的转变点接近于东亚冬季风指数的突变时间 (1986 年)。

为进一步分析冬季降雪与两个季风指数之间在年代际尺度上的相关关系, 我们计算了 CW、SH 与高原冬季降雪之间的 11 年滑动相关系数 (图 2b)。

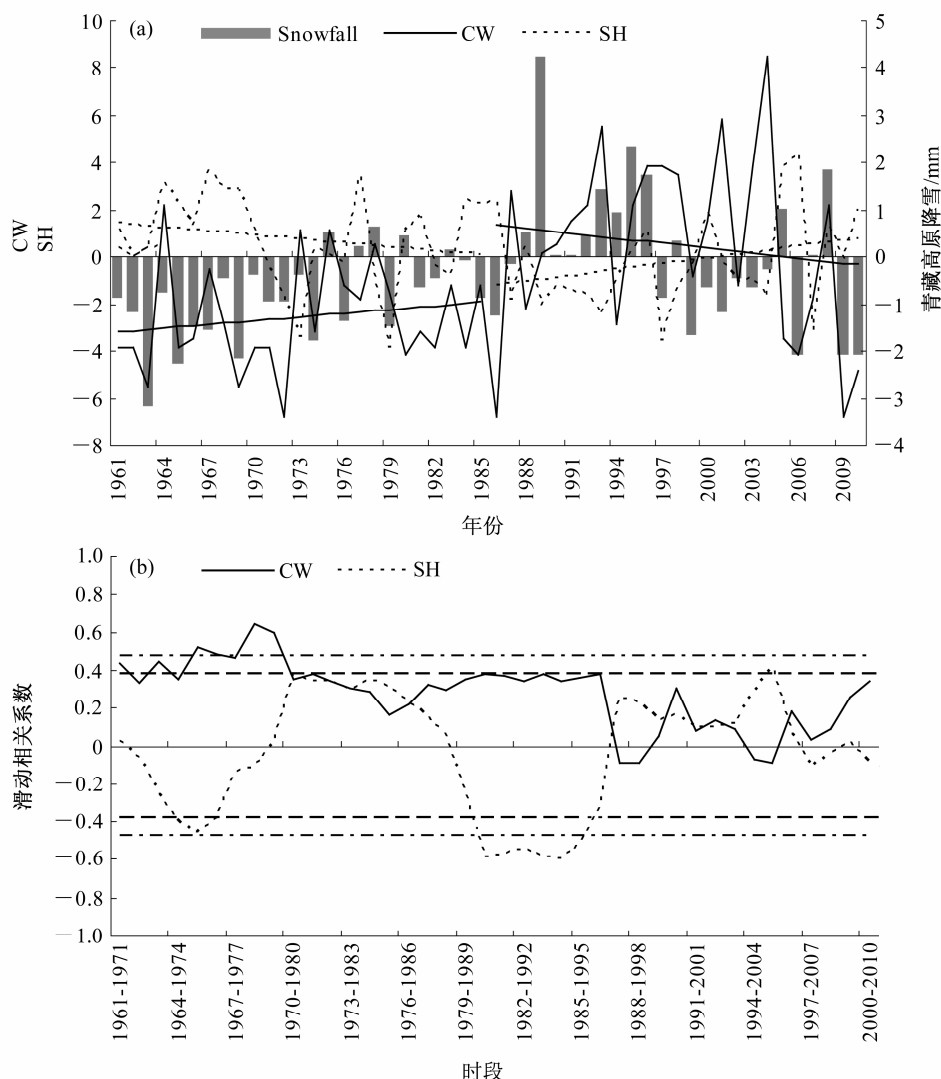


图2 1961~2010年(a)东亚大槽位置指数(CW)距平、西伯利亚高压指数(SH)距平以及青藏高原降雪距平的年际变化(平均值相对于1981~2010年)、(b)青藏高原冬季降雪与冬季风指数CW、SH的11年滑动相关系数(点划线、点线分别代表 $\alpha=0.1$ 、 $\alpha=0.2$ 的显著性水平)

Fig. 2 (a) Time series of anomalies of East Asian trough location index (CW), Siberian high index (SH), and Tibetan Plateau snowfall (relative to the baseline period 1981–2010) and (b) 11-year running correlation coefficients between the Tibetan Plateau snowfall and the CW and the SH during 1961–2010 (dot-dashed lines and dotted lines are the $\alpha=0.1$ and $\alpha=0.2$ significance levels)

由图2b可见,在1996年之前,CW与高原冬季降雪之间的相关系数除在1983~1986年较短时段内相关较差外,二者之间基本存在着相对稳定的相关关系,这种显著的相关持续到1996年。SH与青藏高原降雪之间则呈现出显著的周期相关。1961~1979年间二者为负相关,1980~1987年为正相关,1988~1995年又转为负相关,和CW一样,1996年后,SH和青藏高原降雪之间的11年滑动相关变得不显著了。值得注意的一个特点是,不管是SH还是CW,自1996年之后和青藏高原冬季降雪之间的相关都变得不再显著。

青藏高原冬季降雪和两个东亚冬季风指数之间的11年滑动相关系数的这种变化,基本上和青藏高原冬季降雪的正、负距平相吻合。这表明,高原冬季降雪和冬季风指数之间确实存在着显著的年代际尺度上的相关;相比之下,CW和高原冬季降雪之间在年代际尺度上的相关更为稳定,而与SH显著相关的尺度相对较小。已有的研究表明,西伯利亚高压1960~1970年代强度偏强,1980年代则持续偏弱。1960年代是近百年来最强的一段时期,1980年代后期到1990年代则是最弱的时段(龚道溢和王绍武,1999)。这也许是青藏高原冬季降雪

和西伯利亚高压在 1996 年以后相关较差的原因之一。

4 青藏高原冬季降雪异常的年代际大气环流背景

为了分析青藏高原地区降雪异常和东亚冬季风指数在年代际尺度上相关的原因,综合图 2a、2b 中高原冬季降雪距平和两种季风指数之间的滑动相关,将青藏高原冬季降雪异常划分为 3 个阶段,1961~1986 年(少雪期),1987~1995 年(多雪期),1996~2010 年(少雪期),对其对应的大气环流特征进行合成分析。由于这 3 个阶段的时间跨度都在 10 年左右,因此合成的结果也就反映了年代际尺度上的变化特征(图 3)。由图可以看出,200 hPa 纬向风场在北半球的 $40^{\circ}\text{N}\sim 65^{\circ}\text{N}$ 之间为显著的正距平中心;而副热带地区($20^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$)则为负距平中心。南北呈现相反的变化,这种南北正负相间的变化在两个大洋上尤为明显;年际异常(距平)的中心在太平洋和大西洋东部,中亚和美洲大陆西部,这与在大洋东部和大陆西部的距平中心和极锋急流出入口区相对应。少雪期(图 3a、3c),北半球的 $40^{\circ}\text{N}\sim 65^{\circ}\text{N}$ 之间为带状的正距平分布,而副热带地区($20^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$)则为负距平,这种距平分布的形态反映出了极锋急流和副热带急流位置和强度的相对变化,也即在这种带状的环流场异常分布下,青藏高原降雪相对较少。相反,在多雪期(图 3b),高纬度的正距平偏南,中纬度($30^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$)的负距平中心范围变小,和少雪年具有相反的分布特征,而中纬度负距平中心和副热带急流的平均位置对应。

对流层上层流场(位于高纬度和副热带地区之间纬向风的准年代际尺度异常变化的最大区域)反映了极锋急流和副热带急流位置的相对变化,是高纬度流场南北运动年代际变率最大的地区。但是图 3c 反映出的形态和图 3a 相差较大,正负距平的纬向分布介于图 3a、3b 之间,且距平强度要弱,差别最大的地区在欧洲到亚太地区。这反映出亚欧到太平洋上空的急流正在经历着一次显著的变化。而反映在青藏高原降雪与 SH 和 CW 之间的相关上,就是其 11 年滑动相关变差(图 2b)。

更为明显的,在少雪期(图 3d、3f) 500 hPa 位势高度场上 $50^{\circ}\text{N}\sim 75^{\circ}\text{N}$ 之间,存在着 3 个显著

的正距平中心,分别在欧洲西部、白令海峡和北美东部,分别对应着欧洲槽、东亚大槽和北美大槽;亚洲大陆、美洲大陆的大部分为负距平,对应着青藏高原北部脊和阿拉斯加脊。少雪期的距平分布形态则和多雪期(图 3e)完全相反,白令海峡的正距平(东亚大槽所在位置)相对较弱,即陆地区域的正距平较海洋区域强。500 hPa 上的这种分布形态,反映出的是行星尺度上冬季三波槽脊的变化,与多年平均的定常行星波的位置相对应。1996~2010 年(多雪期)的 500 hPa 高度场距平和 1961~1986 年的“型”在欧亚—太平洋范围内差异最为显著。尤其斯堪的维纳亚半岛冷高压区域的正距平异常加强,从而导致了西伯利亚高压上空的负距平加强,可部分解释高原冬季降雪和 SH 在年代际尺度上的相关变差,这也与龚道溢和王绍武(1999)关于西伯利亚高压的研究结果相一致。

为进一步验证冬季风和高原降雪之间在年代际尺度上的关系,并探讨 1996~2010 年间与 1961~1986 年期间 200 hPa、500 hPa 上环流差异的原因,以东亚冬季风指数开始突变的年份(1986 年)为界限进行分析。由于突变后的时段包含了降雪较多的 1987~1995 年,因此如果其差异的主要特征和多、少雪年的特征相似,则表明外强迫产生的趋势转变在其中产生了影响。图 4 计算了突变前后冬季 200 hPa 纬向风、500 hPa 高度场的距平状况和差值场,并对差值场进行了 t 检验。

200 hPa 纬向风差值场(图 4c)显示,突变前后差异最为显著的区域在极锋急流的平均位置附近。也就是说,极锋急流的位置和强弱是高原冬季降雪的主要控制因子,也是冬季北半球降水的主要大尺度系统。其强弱和位置的变化直接影响高原冬季降雪的多少,这与前面相关分析相一致。而显著的特点是,1986 年后极锋急流的位置偏南,强度显著减弱(图 4b、4c),这和黄荣辉等(2014)的研究结果一致。500 hPa 高度场上的差异显著区(图 4f)同样位于北半球 50°N 以北,沿纬向分布的 3 个强距平中心和多/少雪期合成的位势高度场的正负距平一致(图 3),也证明了位于高纬度地区的欧洲槽、北美槽、东亚大槽是以青藏高原为中心的西部降雪异常的敏感中心,或者说,青藏高原地区冬季降雪受到高纬度行星尺度定常波的强迫。同样,亚洲和北美大陆的差异显著区也与降雪和高度场的相关分布相一致。

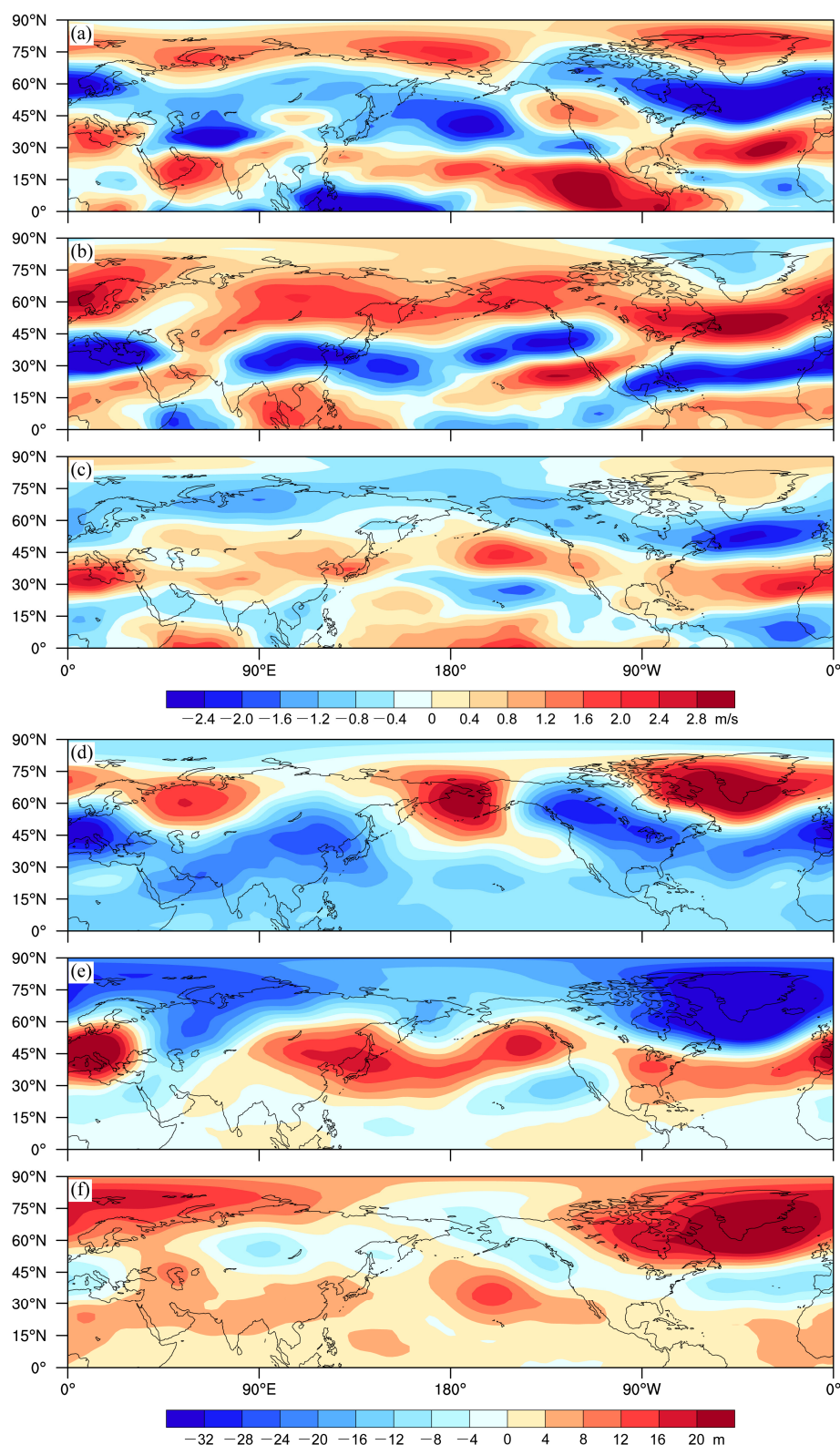


图3 (a、d) 少雪期(1961~1986年)、(b、e) 多雪期(1987~1995年)、(c、f) 少雪期(1996~2010年)(a-c) 200 hPa 纬向风场、(d-f) 500 hPa 位势高度场(平均值相对于1981~2010年)距平

Fig. 3 Anomalies of (a-c) zonal wind at 200 hPa and (d-f) geopotential height at 500 hPa (relative to the baseline period 1981-2010) during (a, d) the less snow period (1961-1986), (b, d) more snow period (1987-1995), and (c, f) less snow period (1996-2010)

Fig. 4 200-hPa zonal wind anomalies during (a) 1961–1986 and (b) 1987–2010 (relative to the baseline period 1981–2010) and (c) their differences; (d–f) same as (a–c), but for 500-hPa geopotential height (shaded area passed the 99% confidence test)

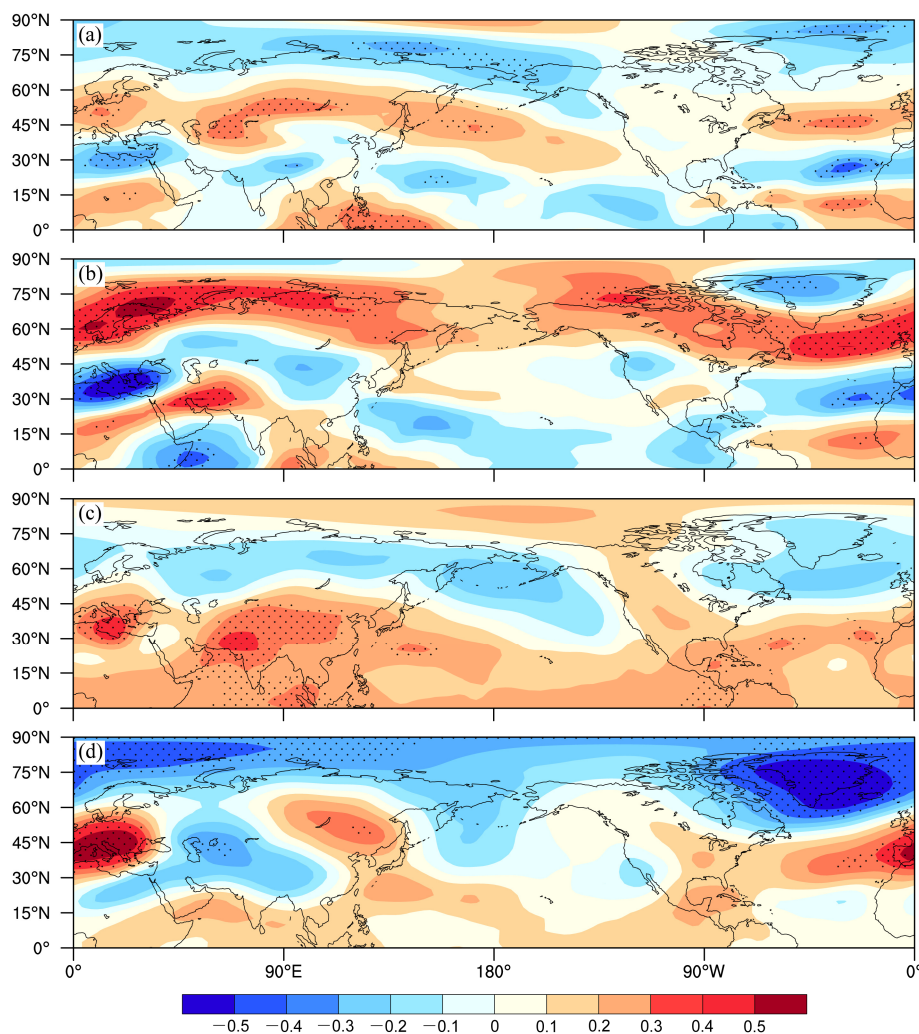


图5 青藏高原冬季降雪去掉趋势 (a、c) 前、(b、d) 后与 (a、b) 200 hPa 纬向风、(c、d) 500 hPa 高度场的相关分布 (阴影部分通过置信度为 99% 的检验)

Fig. 5 Correlation coefficients between winter snowfall over the Tibetan Plateau and (a, b) 200-hPa zonal wind and (c, d) 500-hPa geopotential height field (a, c) before and (b, d) after detrending for snowfall (shaded area passed the test at 99% confidence level)

我们注意到, 尽管参与合成的时间尺度和以突变为界的时间长度不一致, 但二者仍然显示出了比较一致的大气环流的“型”, 也即由图 3、图 4 表明, 该流型存在着显著的年代际变化。

进一步地, 为了揭示青藏高原降雪和东亚冬季风之间的关系, 图 5 给出了青藏高原冬季降雪与 200 hPa 纬向风、500 hPa 位势高度场之间的相关系数。由图 5a 可见, 青藏高原降雪和 200 hPa 纬向风, 在经向上存在着正、负交替变化的显著特征, 在 50°N 及其以北的地区尤为显著。这种带状分布, 既受冬季极锋和副热带急流位置变动的影响, 也和副热带急流的强度有关 (要分辨二者的贡献, 则需要进一步深入的分析)。如果把上述纬向分布的大气

环流年际异常中心采用极射赤面投影, 可以看出这种分布实际上是 AO 的形态; 低纬地区的正、负相间的带状分布不如高纬地区完整, 这可能与冬季北半球行星尺度的定常波受高纬度地区的强迫有关。

500 hPa 高度场和高原降雪显著相关 ($P > 99\%$) 的分布区具有明显的季风特点 (图 5c), 显著相关区域主要位于受海陆影响较大的东亚大槽所在地区; 且欧亚大陆和美洲大陆稍向东偏移的区域是负相关区, 而在以海洋为主的区域则为正相关区; 但在东亚和非洲大陆也为正相关区, 尤其蒙古以南的东亚地区为正相关, 这一方面是由于相关的基点在青藏高原地区, 其产生降雪的天气系统和周边的环流系统为正相关, 相关程度要高于其它地区; 另一

方面,按照前述分析,青藏高原的冬季降雪受到高原南支槽(印缅槽)的影响。这和预报实践相吻合,即高原的冬季降雪受到南支槽的影响和控制。

为进一步从年代际变化和年际变化上分辨出环流形势和高原降雪的关系及相对贡献,图 5b、5d 给出了对应于图 5a、5c 去掉趋势后高原降雪和 200 hPa 纬向风、500 hPa 高度场之间的相关系数。可以看出,去掉趋势后,高原降雪和 200 hPa 纬向风之间相关的纬向分布“型”改变不大,但是相关系数的正负发生了变化。最为明显的是东亚地区上空,正相关变为负相关,这一方面表明在年际和年代际尺度上有所差异,也在本质上揭示出北支急流的位置变动和强度变化在青藏高原降雪中起着重要作用。同样,消除年代际尺度的影响后(去掉趋势后,以下简称去倾),在 500 hPa 高度场上的年代际尺度的流型仍然存在,但与东亚大槽所在区域的负相关更为显著,也表明了青藏高原降雪和东亚大槽在本质上存在着显著相关;另一方面,去倾前后的这种变化也揭示出全球变暖等外强迫也许是导致其变化的原因之一。对比图 4,500 hPa 高度场与东亚大槽之间的相关仍然存在;与此同时,欧洲的负相关中心变得不显著,相关中心的位置也发生了明显变化。这种去倾前后的变化与西伯利亚高压(龚道溢和王绍武,1999)和极锋急流(黄荣辉等,2014)存在的年代际尺度上的变化一致。这也进一步反映出青藏高原冬季降雪和这两个中心(东亚大槽与西伯利亚高压)的相关主要是由年代际尺度上的变化引起的。

上述分析结果表明,无论是青藏高原的多/少雪年合成结果(图 3),还是降雪和东亚季风的相关分布(图 5),抑或是突变前后的合成结果(图 4),青藏高原降雪异常的原因主要表现在年代际尺度上环流背景的异常。

5 结论及讨论

本文分析了高原降雪和冬季风指数的年代际变化及其对应的环流背景的年代际异常特征,探讨了中纬度高大地形青藏高原地区的冬季降雪的年代际变化与东亚冬季风指数之间的相关及其可能的机理,得到如下初步结论:

(1) 东亚冬季风突变前后的北半球环流异常,以及青藏高原降雪多/少雪期的合成分析都清楚地

表现出,500 hPa 北半球中高纬度上行星尺度波发生了异常,表现为以欧洲槽、美洲槽及东亚大槽为标志的“冬三夏四”环流型中“冬三”的行星波的变化。高原多/少雪年在年代际尺度上的“冬三”形态恰好相反。200 hPa 上极锋急流和副热带急流的位置和强度也随之发生了显著变化。北半球高纬度地区的位势高度场和副热带急流的空间分布特征都相应地出现了反相变化;尽管在 1990 年后的环流型的少雪特征不是十分显著,但这反映出在年代际尺度上高纬度行星尺度定常波强迫与青藏高原地区冬季降雪之间的关系受到其他外强迫因素的影响。

(2) 青藏高原冬季降雪与东亚冬季风之间存在着显著的相关关系。自 20 世纪 60 年代开始东亚冬季风处于减弱的通道中。需要关注的一个现象是,相对 20 世纪 80~90 年代,从 21 世纪初开始,两种反映东亚冬季风的指数均表现出了冬季风减弱减缓的态势,但仍然处于弱的冬季风阶段;与此同时,青藏高原地区冬季降雪也呈现出减少的趋势。这是否预示着东亚冬季风的阶段性变化或者开始增强,需要进一步的研究和注意。

冬季大尺度行星波的年代际异常会导致气候的异常,本文只是关注这种大尺度背景场下青藏高原冬季降雪的年代际异常,而高原冬季降雪异常是大范围气候异常的一部分,因此青藏高原地区冬季降雪受行星尺度定常波的强迫作用。高原冬季降雪和东亚大槽的东西位置、西伯利亚高压强度都在年代际尺度上存在着显著相关。就相关系数而言,CW 对青藏高原冬季降雪的指示意义要好于 SH。这一方面反映出青藏高原与东亚冬季风之间的特殊关系;另一方面由于 SH 只是强调了西伯利亚高压在季节尺度上的强弱,而没有考虑其位置和较小尺度(如季节内)上的变化,如冷空气影响中国的 3 条路径、一次南下冷空气是西伯利亚高压的一次分裂(在季节内的强度变化)等,因此 SH 相对于 CW 较为不稳定。而其中的关系则需要进一步、更为深入的研究。

致谢 感谢中国气象局信息中心提供降水资料和气温资料;本文使用了国家气候中心气候系统诊断预测室提供的季风资料。两位审稿人对于本文提出了宝贵意见,在此一并致谢。

参考文献 (References)

An Z S. 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon

- climate [J]. *Quaternary Science Reviews*, 19 (1–5): 171–187.
- 陈乾金, 高波, 孙安健. 1999. 试论青藏高原雪盖异常与 ENSO 循环的可能联系 [J]. *高原气象*, 18 (2): 147–161. Chen Q J, Gao B, Sun A J. 1999. Study on relation between abnormal snow cover over Qinghai-Xizang Plateau and ENSO cycle [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 18 (2): 147–161.
- 陈文. 2002. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响 [J]. *大气科学*, 26 (5): 595–610. Chen Wen. 2002. Impacts of El Niño and La Niña on the cycle of the East Asian winter and summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 26 (5): 595–610.
- 陈文, 顾雷, 魏科, 等. 2008. 东亚季风系统的动力过程和准定常行星波活动的研究进展 [J]. *大气科学*, 32 (4): 950–966. Chen Wen, Gu Lei, Wei Ke, et al. 2008. Studies of the dynamic processes of East Asian monsoon system and the quasi-stationary planetary wave activities [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 32 (4): 950–966.
- 陈文, 魏科. 2009. 大气准定常行星波异常传播及其在平流层影响东亚冬季气候中的作用 [J]. *地球科学进展*, 24 (3): 272–285. Chen Wen, Wei Ke. 2009. Anomalous propagation of the quasi-stationary planetary waves in the atmosphere and its roles in the impact of the stratosphere on the East Asian winter climate [J]. *Advances in Earth Science* (in Chinese), 24 (3): 272–285.
- Ding Y H, Krishnamurti T N. 1987. Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 2428–2449.
- Ding Y H. 1990. Build-up, air mass transformation and propagation of Siberian high and its relations to cold surge in East Asia [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 44 (1–4): 281–292.
- 高辉. 2007. 东亚冬季风指数及其对东亚大气环流异常的表征 [J]. *气象学报*, 65 (2): 272–279. Gao Hui. 2007. Comparison of four East Asian winter monsoon indices [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 65 (2): 272–279.
- 高荣, 韦志刚, 董文杰, 等. 2003. 20 世纪后期青藏高原积雪和冻土变化及其与气候变化的关系 [J]. *高原气象*, 22 (2): 191–196. Gao Rong, Wei Zhigang, Dong Wenjie, et al. 2003. Variation of the snow and frozen soil over Qinghai-Xizang Plateau in the late twentieth century and their relations to climatic change [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 22 (2): 191–196.
- 龚道溢, 王绍武. 1999. 西伯利亚高压的长期变化及全球变暖可能影响的研究 [J]. *地理学报*, 54 (2): 125–132. Gong Daoyi, Wang Shaowu. 1999. Long-term variability of the Siberian high and the possible connection to global warming [J]. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 54 (2): 125–132.
- Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (10): 2073–2076.
- 郭其蕴. 1994. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系 [J]. *应用气象学报*, 5 (2): 218–225. Guo Qiyun. 1994. Relationship between the variations of East Asian winter monsoon and temperature anomalies in China [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 5 (2): 218–225.
- 黄荣辉, 刘永, 皇甫静亮, 等. 2014. 20 世纪 90 年代末东亚冬季风年代际变化特征及其内动力成因 [J]. *大气科学*, 38 (4): 627–644. Huang Ronghui, Liu Yong, Huangfu Jingliang, et al. 2014. Characteristics and internal dynamical causes of the interdecadal variability of East Asian winter monsoon near the late 1990s [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 38 (4): 627–644.
- IPCC. 2007. The physical science basis, contribution of working group I to the fourth assessment report of intergovernmental panel on climate change [R]. Cambridge: Cambridge University Press, 4–7.
- Jordan R. 1991. A one dimensional temperature model for a snow cover [R]. US Army Corps of Engineers, CRREL Special Report 91–16, 1–48.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83: 1631–1643.
- Li C Y, Mu M Q. 2000. Relationship between East Asian winter monsoon, warm pool situation and ENSO cycle [J]. *Chinese Science Bulletin*, 45 (16): 1448–1455.
- 刘炯, 宋文玲, 朱艳峰. 2013. 一个反映中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数的统计预测方法 [J]. *气象学报*, 71 (2): 275–285. Liu Ge, Song Wenling, Zhu Yanfeng. 2013. A statistical prediction method for an East Asian winter monsoon index reflecting winter temperature changes over the Chinese mainland [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 71 (2): 275–285.
- Mohtadi M, Oppo D W, Steinke S, et al. 2011. Glacial to Holocene swings of the Australian-Indonesian monsoon [J]. *Nature Geoscience*, 4 (8): 540–544.
- 裴顺强, 李崇银. 2007. 东亚冬季风及其影响的进一步研究 I. 东亚冬季风变化及异常的特征 [J]. *气候与环境研究*, 12 (2): 124–136. Pei Shunqiang, Li Chongyin. 2007. A further study on the East-Asian winter monsoon and its influences Part I. Features of variation and anomaly [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 12 (2): 124–136.
- 施能. 1996. 近 40 年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与气候的关系 [J]. *应用气象学报*, 7 (2): 175–182. Shi Neng. 1996. Features of the East Asian winter monsoon intensity on multiple time scale in recent 40 years and their relation to climate [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 7 (2): 175–182.
- 施晓晖, 徐祥德. 2007. 东亚冬季风年代际变化可能成因的模拟研究 [J]. *应用气象学报*, 18 (6): 776–782. Shi Xiaohui, Xu Xiangde. 2007. Interdecadal change of East Asian winter monsoon and a numerical experiment on its possible cause [J]. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 7 (2): 175–182.
- 施晓晖, 徐祥德, 谢立安. 2007. 近 40 年来东亚冬季风的年代际时空变化趋势 [J]. *大气科学*, 31 (4): 747–756. Shi Xiaohui, Xu Xiangde, Xie Lian. 2007. Interdecadal spatial-temporal change trend of East Asian winter monsoon in the last 40 years [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (4): 747–756.
- 孙秀忠, 罗勇, 张霞, 等. 2010. 近 46 年来我国降雪变化特征分析 [J]. *高原气象*, 29 (6): 1594–1601. Sun Xiuzhong, Luo Yong, Zhang Xia, et al. 2010. Analysis on snowfall change characteristic of China in recent 46 years [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 29 (6): 1594–1601.
- 王澄海, 王芝兰, 崔洋. 2009. 40 余年来中国地区季节性积雪的空间分布及年际变化特征 [J]. *冰川冻土*, 31 (2): 301–310. Wang Chenghai, Wang Zhilan, Cui Yang. 2009. Snow cover of China during the last 40 years: Spatial distribution and interannual variation [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 31 (2): 301–310.

- 王澄海, 王芝兰, 沈永平. 2010. 新疆北部地区积雪深度变化特征及未来 50a 的预估 [J]. 冰川冻土, 32 (6): 1059–1065. Wang Chenghai, Wang Zhilan, Shen Yongping. 2010. A prediction of snow cover depth in the northern Xinjiang in the next 50 years [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 32 (6): 1059–1065.
- Wang C H, Yu L, Huang B. 2012. The impact of warm pool SST and general circulation on increased temperature over the Tibetan Plateau [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 29 (2): 274–284.
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 18 (3): 376–386.
- Wang L, Chen W. 2010. How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon? [J]. Advance in Atmospheric Sciences, 27 (4): 855–870.
- Wang L, Huang R H, Gu L, et al. 2009. Interdecadal variations of the East Asian winter monsoon and their association with quasi-stationary planetary wave activity [J]. J. Climate, 22 (18): 4860–4872.
- 王琪玮, 丁一汇. 1997. 东亚冬季风的演变特征 [J]. 应用气象学报, 8 (2): 186–196. Wang Qiwei, Ding Yihui. 1997. Climatological characteristics of evolution of East Asian winter monsoon [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 8 (2): 186–196.
- 王永光, 刘海波. 1996. 大西洋—欧洲环流型和东亚槽的客观化评定 [J]. 气象, 22 (5): 19–22. Wang Yongguang, Liu Haibo. 1996. The objective evaluation of the Atlantic-Europe circulation pattern and the East Asia Trough at 500 hPa level [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 22 (5): 19–22.
- 王芝兰. 2011. 中国地区积雪的年际变化特征及其未来 40 年的可能变化 [D]. 兰州大学硕士学位论文, 57–72. Wang Zhilan. 2011. Interannual variations of snow cover over China and possible changes in next 40 years [D]. M. S. thesis (in Chinese), Lanzhou University, 57–72.
- 韦志刚, 黄荣辉, 陈文, 等. 2002. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征 [J]. 大气科学, 26 (4): 496–508. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Chen Wen, et al. 2002. Spatial distributions and interdecadal variations of the snow at the Tibetan Plateau weather stations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (4): 496–508.
- Wu G X, Zhang Y S. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea [J]. Mon. Wea. Rev., 126 (4): 913–927.
- 吴国雄, 尉艺, 刘辉. 2000. 东亚持续强冬季风影响赤道海表温度初始异常的数值试验研究 [J]. 气象学报, 58 (6): 641–652. Wu Guoxiong, Wei Yi, Liu Hui. 2000. Impacts of persistently strong Asian winter monsoon on equatorial sea surface temperature anomaly as simulated in climate model [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 58 (6): 641–652.
- Wu T W, Qian Z A. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation [J]. J. Climate, 16: 2038–2051.
- 徐建军, 朱乾根, 周铁汉. 1999. 近百年东亚冬季风的突变性和周期性 [J]. 应用气象学报, 10 (1): 1–8. Xu Jianjun, Zhu Qiangen, Zhou Tiehan. 1999. Sudden and periodic changes of East Asian winter monsoon in the past century [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 10 (1): 1–8.
- 徐兴奎, 陈红, 周广庆. 2005. 青藏高原地表特征时空分布 [J]. 气候与环境研究, 10 (3): 409–420. Xu Xingkui, Chen Hong, Zhou Guangqing. 2005. The spatiotemporal distribution of land surface features in the Tibetan Plateau [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10 (3): 409–420.
- Zhang Y S, Li T, Wang B. 2004. Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 17 (14): 2780–2793.
- 竺夏英, 陈丽娟, 李想. 2013. 2012 年冬春季高原积雪异常对亚洲夏季风的影响 [J]. 气象, 39 (9): 1111–1118. Zhu Xiaying, Chen Lijuan, Li Xiang. 2013. Impact of Tibetan Plateau snow cover anomaly on Asian summer monsoon in 2012 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 39 (9): 1111–1118.
- 朱艳峰. 2008. 一个适用于描述中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数 [J]. 气象学报, 66 (5): 781–788. Zhu Yanfeng. 2008. An index of East Asian winter monsoon applied to description the Chinese mainland winter temperature changes [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (5): 781–788.
- 朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 2009. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (5): 903–915. Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Liu Haiwen. 2009. Simulation of the influence of winter snow depth over the Tibetan Plateau on summer rainfall in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 903–915.