

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

青藏高原冬春积雪异常对中国东部夏季降水频次和强度变化的影响

李延 陈斌* 徐祥德

中国气象科学研究院，国家灾害天气实验室，北京 100081

摘要：基于多种大气再分析和降水资料、青藏高原台站、卫星观测等高原冬春积雪资料，采用合成分析、相关分析、回归分析等多种数理统计以及理想数值模拟试验等方法，分析了青藏高原冬春积雪异常与中国东部夏季降水频次和强度变化的关联及可能原因。分析表明：1）基于站点观测的高原积雪年际变化特征显著，大气再分析数据、卫星反演资料分析呈现出一致性变化趋势；2）高原积雪异常对中国夏季降水频次与强度分布的影响具有显著的空间差异。高原冬春积雪偏多，使得我国华北、长江中下游地区夏季降水发生频次增加，但华北中雨和小雨类型的增加占比较大，而长江中下游地区则主要表现为大雨和暴雨发生频次增加的贡献；3）积雪异常偏多年，高原热源作用减弱，500hPa 位势呈现清晰的“负—正—负”异常波列结构，西风急流位置偏南并加强，副高脊线偏南；在上述环流条件下，西北太平洋异常反气旋北侧的气旋性环流使得水汽输送停滞在长江中下游流域，伴随大气垂直运动增强，导致该区域强降水的强度增强、频次偏多；华北地区受“鞍型”场环流结构控制，虽然较小量级降水频次增加，但水汽输送较弱，降水强度变化不显著。上述研究结果，可为高原积雪异常相关的中国夏季降水变化及其短期预测提供预示性信号。

关键词：青藏高原积雪；东亚夏季风；中国夏季降水；降水频次

文章编号：2022018C

Doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2202.22018

收稿日期：2022-03-21；网络预出版日期
第一作者：李延，女，1996 年出生，硕士研究生，主要从事青藏高原气象学研究。E-mail: leexixi@yeah.net
通讯作者：陈斌，E-mail: chenbin@cma.gov.cn
资助项目：国家重点研发计划“东亚季风气候年际预测理论与方法研究”项目的“东亚季风气候年际变率规律和年际可预测性研究”（2018YFC1506001）
Founded by:
National Key Research and Development Project (Grant2018YFC1506001)

Impacts of winter and spring snow anomalies on summer precipitation frequency and intensity in Eastern China

Yan Li, Bin Chen and Xiangde Xu

State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing
100081, China

Based on a variety of atmospheric reanalysis and precipitation, as well as the winter and spring snow data over the Tibetan Plateau obtained by gauged stations and satellites, this study first compare and validates the consistency of changes in different snow data sets on interannual scale. The impacts of winter and spring snow anomalies on the frequency and intensity of summer precipitation over the Eastern China are further explored. Combined with the atmospheric physical diagnosis and numerical simulation, the possible causes of the spatial difference in the impacts of snow anomalies on summer precipitation in China are investigated as well.

The result of this study shows that: 1) the variation of snow depth observed by gauged stations is well consistent with that derived from the satellite data on the interannual variation scale. 2) The impacts of Plateau snow anomalies on the frequency and intensity of summer precipitation in China exhibit significant spatial differences. When there is more snow in winter and spring on the Tibetan Plateau, the frequency of summer precipitation increases significantly in North China, the middle and lower reaches of the Yangtze River and Northeast China, whereas the increase of rainfall frequency in North China is mainly dominated by the types of moderate rain and light rain, contrasting to the increase of heavy rain frequency in the middle and lower reaches of the Yangtze River. 3) In the years with more snow cover, the heat source over the Tibetan Plateau is weakened, resulting in occurrence of "negative-positive-negative" abnormal wave train structure on the 500hPa potential height, the strengthened and southward westerly jet, and the southward subtropical high ridge. Under the influence of the above circulation background, the anomalous cyclonic circulation on the north side of the anomalous anticyclone in the

Northwestern Pacific enhance the water vapor transport residing in the middle and lower reaches of the Yangtze River Basin. With the strengthened atmospheric vertical movement, the intensity and frequency of heavy precipitation is increased in this region. However, the region of North China is controlled by the circulation structure of "saddle" field, the occurrence frequency of small precipitation increases significantly, but the water vapor transport is weak, and the changes in precipitation intensity is not significant.

Key words: Snow, Tibetan Plateau; summer precipitation; Precipitation frequency; Precipitation intensity

1 引言

青藏高原被誉为“世界屋脊”、“地球第三极”，其动热力效应对高原周边甚至全球天气和气候变化产生深远影响（叶笃正等, 1957; Wu et al., 2015; Yao et al., 2019）。而积雪覆盖作为高原重要的下垫面因子，其热力和水文效应不可忽视，可通过改变地表辐射、土壤湿度、近地面大气温度及向上热通量等途径改变水热平衡，进而影响高原周边天气气候（Hahn and Shukla, 1976; Yeh et al., 1983; 段安民等, 2018）。

高原积雪变化表现出显著的年际和年代际等多尺度变化特征，对中国夏季降水预测具有一定指示意义。已有研究发现高原积雪与南亚夏季风呈负相关，与东亚夏季风亦存在显著相关关系，通过影响季风环流，高原积雪能够进一步影响中国降水时空变化（陈乾金等, 2000; 张顺利和陶诗言, 2001; Wu and Qian, 2003; 穆松宁和周广庆, 2010; Xu et al., 2012; Liu et al., 2014; 张人禾等, 2016; Xiao et al., 2016; Wang et al., 2017），有研究表明高原冬春积雪与来年中国南部至长江中下游地区降水具有较好的正相关（Wu and Qian, 2003; 高涛和谢立安, 2014; 宋敏红等, 2020）。且高原积雪的空间差异对降水的影响也存在差异，如 Wang 等（2017）提出高原南部积雪越厚时，我国长江流域和东北地区的降水越多，南方降水越少。因此，在目前气候学领域的降水预测中，高原冬春季积雪是中国夏季风降水异常的一个重要指标（Wu et al., 2003; Zhao et al., 2004; Xie et al., 2005; Zhao et al., 2007; Seol et al., 2009; Yuan et al., 2009; Zhu et al., 2015; Dou et al., 2018; You et al., 2020）。

鉴于高原积雪对东亚地区短期气候预测的重要性,学者对积雪异常影响亚洲夏季风和降水的机理开展了进一步研究。已有结果表明,高原积雪偏多年,积雪高反照率使得其上方对流层温度降低,高原地表加热减弱,高原垂直运动受抑制,减小海陆热力梯度对比(Liu et al., 2014),同时,伴随着大气环流的扰动还可以激发出异常波列(朱玉祥等, 2009),导致副热带高压、西风急流和南支气流异常以及夏季风强度减弱位置偏南(Xiao and Duan, 2016),长江流域夏季降水偏多(张顺利和陶诗言, 2001),华南与华北夏季降水偏少(Wu and Qian, 2003; Wang et al., 2017)。

目前基于高原积雪异常的短期气候预测业务还存在较大的不确定性,因此仍需加强高原积雪异常对中国夏季降水变化的关联特征及相关机理研究。需要注意的是,以往研究大多数着眼于某一特定区域降水的整体变化分析,而缺乏对不同级别降水变化精细特征及其空间差异的探究。因此,本文在前人研究基础上,基于高原积雪、逐日降水等多种观测数据及再分析资料,采用数值模拟、统计-诊断分析相结合的方法,分析高原积雪异常与中国夏季不同量级降水频次和强度变化的关联特征,并探讨其可能的影响机理,进一步加深对高原冬春积雪影响中国区域降水变化问题的认识。

2 数据和方法

2.1 数据

2.1.1 降水和积雪数据

本文使用的降水观测为国家气象信息中心提供的1980年至2017年的逐日格点化地面降水,分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。高原积雪站点观测来自国家气象中心整理的积雪专题数据集,包含全国2400多个站点1980年至2017年的积雪天气现象、积雪深度、积雪雪压、积雪增量等数据。

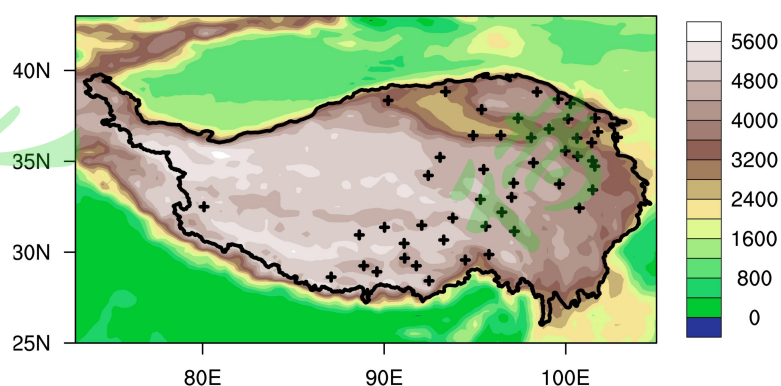


图 1 青藏高原地形（阴影表示地形高度, m）以及 50 个高原积雪观测站点分布。
Fig.1 The distribution of topography (shaded, m) and 50 snow meteorological stations
over the Tibetan Plateau.

根据图 1 为高原积雪观测站点分布, 50 个测站多位于高原中东部, 而高原西部及南部地区站点分布较少。为开展基于台站观测数据的积雪年际变化特征研究, 首先选取异源大气再分析和卫星遥感数据, 多渠道对比分析雪深、雪盖等分布特征, 检验积雪站点观测的可信度。这里选用了 NOAA 的 Twentieth Century Reanalysis V3、ERA5(1981-present)两类再分析中提取的积雪数据, 以及卫星遥感积雪资料分别为罗格斯大学提供的北半球逐周雪盖变量、美国冰雪数据中心提供的 IMS(the interactive multi-sensor snow and ice mapping system)逐日分辨率及来自 MODIS 传感器的三类卫星遥感雪盖数据, 多渠道建议站点观测数据质量。

2.1.2 大气再分析及青藏高原地理数据

大气环流场采用 ERA-5 逐月数据, 水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。包括 500hPa 位势高度场、200hPa 纬向风场、垂直速度、大气温度、各等压面风场、比湿、地面气压等。大气视热源的计算, 基于 NOAA-V3 逐日再分析数据集开展, 其水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 垂直方向 28 层, 包括经向/纬向风、垂直速度、温度、气压等。WRF 数值模拟的积分, 则由 ERA-interim 大气再分析场来驱动。

青藏高原在我国境内的轮廓数据来源于国家科技基础条件平台—国家地球系统科学数据中心。

2.2 分析方法

2.2.1 降水等级划分

根据国家气象局颁布的降水强度等级标准, 由逐日降水量 (R) 大小, 分别定义当日降水量在 $1\text{mm} \leq R < 10\text{mm}$ 、 $10\text{mm} \leq R < 25\text{mm}$ 、 $25\text{mm} \leq R < 50\text{mm}$ 、 $R \geq 50\text{mm}$ 区间内分别为小雨日、中雨日、大雨日、暴雨日(或极端降水日); 将日降水量大于等于 1mm 定义为一次降水事件的发生。

2.2.2 多雪年和少雪年选取

对青藏高原地区 1980 年到 2017 年冬春季积雪 50 台站 (分布见图 1) 积雪深度数据时间序列进行标准化处理, 得到的时间序列为高原冬春雪深指数(SDI)。这里冬季定义为前一年的 12 月和当年的 1 月、2 月。根据其时间序列超过 1 个

标准差判断多雪年和少雪年，可选出多雪年为 1989、1993、1995、1996、1998、2008 共 6 年；少雪年为 1984、1999、2003、2010、2016 共 5 年。除了用雪深刻分积雪异常年份外，Xiao 和 Duan（2016）还利用积雪日数划分了多雪年与少雪年，以及用雪深和积雪日数共同划分（罗江鑫等, 2020）。通过与前人划分的积雪异常年份的对比（陈乾金等, 2000; Xiao and Duan, 2016; 罗江鑫和吕世华等, 2020），证明本文所选取的多雪年和少雪年都为典型积雪异常年份。

2.2.3 大气视热源计算

大气视热源 Q 的计算（公式 1），是基于热力学方程，采用倒算法求得（Yanai et al., 1973）

$$Q = C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla T - \omega \sigma \right) \quad (1)$$

其中 C_p 为定压比热； T 为温度， $\vec{V}$ 为水平风矢量， ω 为 p 坐标系垂直速度； $\sigma = (RT/c_p p - \partial T/\partial p)$ 为大气静力稳定度， R 为气体常数。将 Q 从地表垂直积分到大气顶部得到整层空气柱的大气视热源（后文简称为“大气热源”），计算公式为（2）

$$\langle Q \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} Q dp \quad (2)$$

其中 p_s 和 p_t 分别表示地面和大气顶部的气压（本文取 100hPa）。

2.2.4 其它统计-诊断方法

文中还采用了合成分析、相关分析、线性回归分析、t 检验等统计分析及整层水汽通量计算等诊断方法。鉴于这些方法在大气科学领域研究较为常见，这里不再赘述。

2.3 数值模式

选用 WRF（V4.0）实施高原积雪影响的半理想化数值模拟及敏感性试验。WRF 模式的积分耦合了 Noah-MP 陆面过程模块，可对积雪效应进行有效参数化，来提升对积雪影响过程的模拟能力。

WRF 数值模拟采用三重单向嵌套，垂直方向为 61 层，水平分辨率依次为 12 km, 4km, 1.33km。由于 2014 年为厄尔尼诺现象影响较弱年份，本文的理想模拟试验时间设定为 2014 年 2 月 1 日 08:00 至 2 月 28 日 20:00 (LST, 下同)，

并已去除 6 h 的 spin-up 时间。初边界条件由 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 的 ERA-interim 再分析资料来提供, 模式采用 Morrison 2-moment 微物理方案、RRTMG 长/短波辐射方案、热交换陆面过程、更适合复杂地形的 YSU 边界层方案及与之适配的 MM5 相似理论近地面层方案。相对于控制试验, 敏感性试验将积雪雪深和雪水当量数据大小减少为原来的 20%。

3 高原积雪资料年际变化特征的一致性检验

为了检验积雪资料的不确定性, 首先对站点观测和再分析以及卫星遥感资料进行了比较, 以佐证积雪资料的可信度以及在描述年际变化特征方面的一致性。由于高原 50 站点多位于高原的中东部, 因此对于再分析资料的研究范围, 先确定为高原东部(90° E - 104° E , 28° N - 38° N)区域, 选取该区域的数据进行分析来对比不同再分析积雪资料的异同。

图 2(a)和图 2(b)分别给出了由高原站点观测数据计算的高原冬春雪深指数 SDI 和 NOAA-V3 和 ERA-5 两种大气再分析积雪资料的雪盖及雪深资料标准化时间序列。三种资料均在 1996 年之前呈现上升趋势, 之后呈现下降趋势。计算结果显示, NOAA-V3 再分析雪深和雪盖与高原 50 站点雪深之间的相关系数分别为 0.5 和 0.52; ERA-5 雪深和雪盖与站点雪深之间的相关系数分别为 0.46 和 0.52, 两种大气再分析积雪数据和站点积雪的相关均都通过 0.01 的显著性检验, 这说明两种大气再分析积雪数据与站点积雪都呈现较好的对应关系, 表明站点雪深和再分析积雪资料年际变化较为一致。

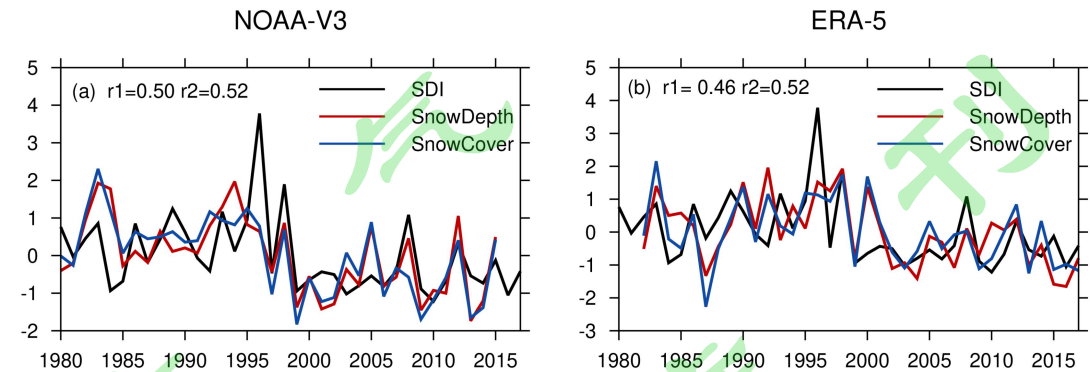


图 2 图 (a) 为青藏高原站点观测的雪深 (单位: cm) (SDI, 黑色) 和 NOAA-V3 再分析雪深 (单位: m) (红色) 及雪盖 (单位: %) (蓝色) 年际变化时间序列。图 (b) 同图 (a), 但为青藏高原站点观测的雪深 (单位: cm) (SDI, 黑色) 和 ERA-5 再分析雪深 (单位: m) (红色) 及雪盖 (单位: %) (蓝色)。

年际变化时间序列数据均经过标准化处理，其中 r_1 表示和雪深的相关关系， r_2 表示和雪盖的相关关系。

Fig.2 Interannual variation of snow depth(unit: cm) (SDI, black) observed by the 50 stations over the Tibetan Plateau and (a) NOAA-V3 and (b) ERA-5 reanalysis snow depth (unit: m) (red) and snow cover (unit: %) (blue), respectively. The data are standardized, where R_1 represents the correlation with snow depth and R_2 represents the correlation with snow cover.

同样，图 3 给出了北半球雪盖数据、MODIS 传感器雪盖数据、IMS 的雪盖三种卫星反演年平均标准化时间序列以及高原 50 站点雪深的标准化时间序列。首先比较北半球雪盖数据和站点观测雪深时间序列亦可发现，这两种资料与站点雪深资料的变化趋势是大致相同的，如果去除 1996 年的异常年份，两者在 1997 年以后年份的相关系数为 0.62，超过了 0.01 的信度检验。虽然 IMS 雪盖和 MODIS 传感器雪盖获得的雪盖资料时间相对较短，但 IMS 雪盖以及 MODIS 雪盖和站点雪深时间序列的相关关系分别为 0.53 和 0.48，在 2000 年~2012 年期间，MODIS 资料与其他资料雪盖变化呈现较好的对应关系。

从上述不同高原积雪资料的年际变化特征比较的结果可见，虽然站点观测、大气再分析数据以及卫星反演资料在描述高原积雪变化时，存在一定的偏差，但高原台站观测的积雪深度变化和卫星观测资料具有类似的变化趋势，特别在年际变化尺度上具有较好的一致性。

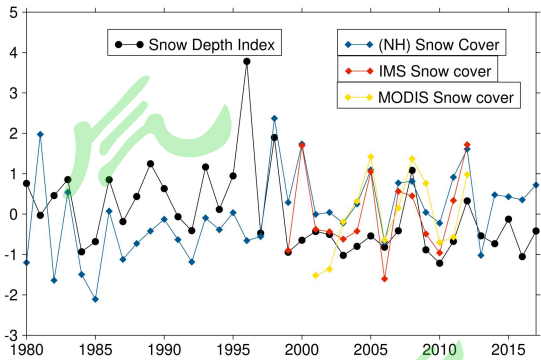


图 3 青藏高原站点观测的雪深（单位：cm）（SDI，黑色）以及北半球雪盖（蓝色）、IMS 的雪盖（红色）、MODIS 传感器雪盖（单位：%）（黄色）年际变化时间序列。

Fig. 3 Interannual variation of snow depth (unit: cm) (SDI, black) observed by the 50 stations over the Tibetan Plateau and snow cover (unit: %) derived from the Northern

Hemisphere (blue),IMS(red),MODIS (yellow) , respectively.

4 高原积雪异常对中国夏季降水变化的影响

4.1 降水总频次变化

在分析高原积雪异常对不同量级降水分布影响之前,先分析其与中国夏季降水总频次的关系。图 4(a)给出了 1980-2017 年高原 50 站点雪深异常时间序列回归到夏季降水频次的空间分布。从图中可以看到,高原冬春积雪与中国夏季降水总频次的关系在空间上存在较大的差异性,即中国大部分地区二者呈现正相关,特别是华北、东北以及长江中下游地区正相关关系尤其显著,而在青藏高原西南部、华南以及中国东北的东北部地区呈负相关。从高原积雪异常多年与异常少年的降水频次合成的差值分布(图 4b),亦进一步证实了上述关系。该结果表明,当高原冬春积雪异常偏多时,我国夏季降水发生频次在华北及长江中下游地区显著增加,其中内蒙古东北部为降水发生频次增加的大值区。我国东北角及青藏高原西南部夏季降水发生频次在多雪年显著减少。

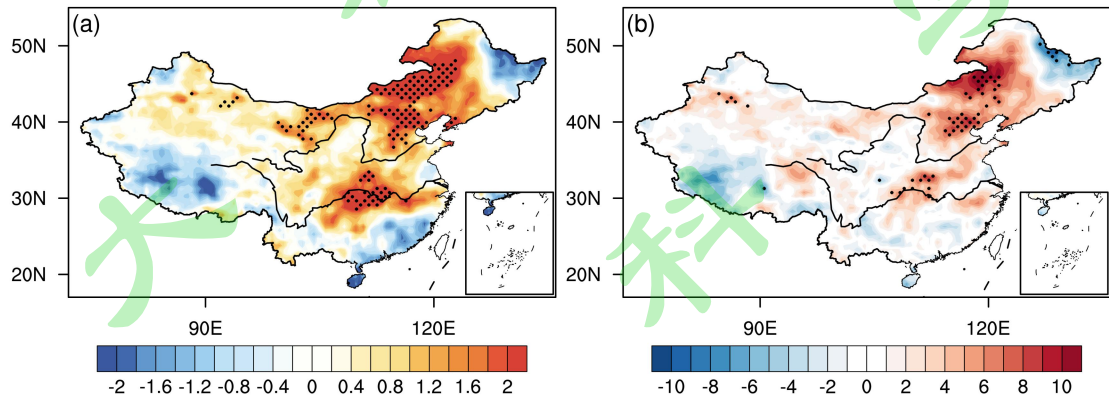


图 4 (a) 降水总频次对 1980-2017 年高原 50 站点雪深异常时间序列回归得到的回归值。(b) 高原积雪异常多年与异常少年降水频次合成的差值分布,打点区域表示通过 95%的显著性检验。

Fig. 4 (a) Anomalies of precipitation frequency obtained by the linear regression against the standardized time series of snow depth averaged over the Tibetan Plateau. (b) The composite difference in precipitation frequency between the more snow and less snow years. Stippling in (a) and (b) denotes the 95% confidence level.

已有研究表明,高原积雪异常往往导致我国长江流域夏季降水偏多,而华南与华北夏季降水偏少(张顺利和陶诗言, 2001; Wu and Qian, 2003; Xiao and Duan, 2016; Wang et al., 2017)。显然,这些降水异常区域与这里分析的降水发生总频

次异常区域在空间上存在较大差异,这意味着降水总频次变化显著区域和降水总量变化显著区域在空间上并不吻合。为解释这一现象,亦有必要进一步分析高原积雪异常对不同量级降水频次变化的影响。

4.2 不同量级降水频次变化

对应降水频次的增加,夏季降水总量在我国北方地区以及长江中下游地区都有所增加,但降水总量增加的大值区为长江中下游以南而非内蒙古东北部(图略)。由夏季降水频次增多的大值区为北方地区而夏季降水总量增多的大值区为长江中下游附近推断,在高原冬春积雪异常偏多时,我国夏季长江中下游地区附近降水频次增加,主要为较大量级降水的贡献,而北方降水频次的增加,较小量级的降水占比较大。

类似于图 4(a),图 5 给出了高原雪深异常时间序列回归到(a)小雨、(b)中雨、(c)大雨和(d)暴雨发生频次的空间分布。可以看到,高原积雪异常对不同量级夏季降水发生频次的影响差异显著。高原冬春积雪异常偏多时,我国夏季小雨频次在华北及长江中下游一带有不同程度的增加,其中内蒙古东北部以及渤海以北的区域增加最为显著,降水发生频次减少区域主要分布于高原西部,华南以及东北地区的东部;对中雨发生频次而言,内蒙古东北部、高原东南缘至云南广西一带增加显著,中国西部及华南地区中雨发生频次减少;而对于大雨而言,高原积雪与长江中下游地区及华南降水发生频次存在显著正相关,暴雨频次主要在长江中下游大范围地区显著增加,而在我国其他地方相关关系并不显著。暴雨发生频次变化亦和大雨类似,只是显著相关区域趋于集中在长江中下游地区。

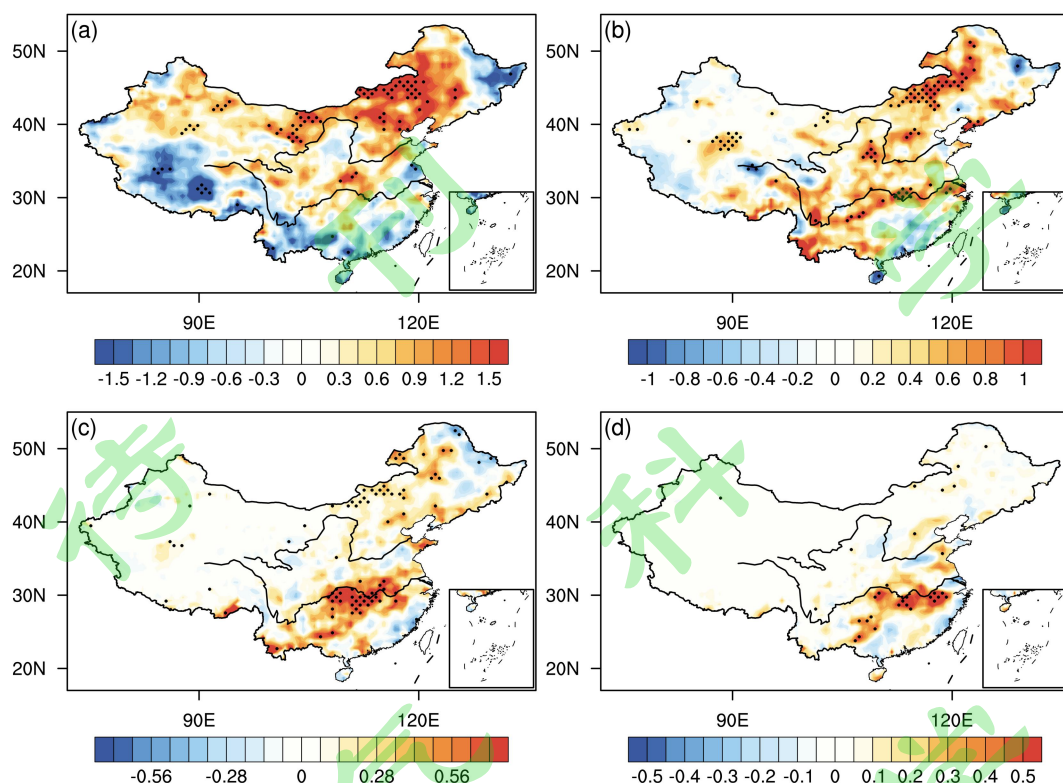


图 5 同图 4 (a) , 但分别对应于 (a) 小雨、 (b) 中雨、 (c) 大雨和 (d) 暴雨发生频次。

Fig.5 The same as the figure 4(a), but for the (a) light, (b) moderate, (c) heavy and (d) extreme precipitation events, respectively.

结合降水总频次的变化特征（图 4），图 5 给出的结果很好地解释高原积雪异常时降水总频次变化与夏季降水变化存在空间差异性的原因。在高原冬春积雪异常偏多时，虽然我国华北地区夏季降水频次增加显著，但增加的降水主要为小雨和中雨；而夏季长江中下游地区降水频次增加的主要贡献者为大雨和暴雨等较强的降水，导致降水总量增加显著。这些结果与前人研究相吻合。多雪年和少雪年不同量级降水频次差异分布结果也进一步证实（图 6），当高原冬春积雪增多时，我国北方夏季小雨和中雨等小量级降水频次增加，长江中下游地区大雨和暴雨等大量级降水频次增加。

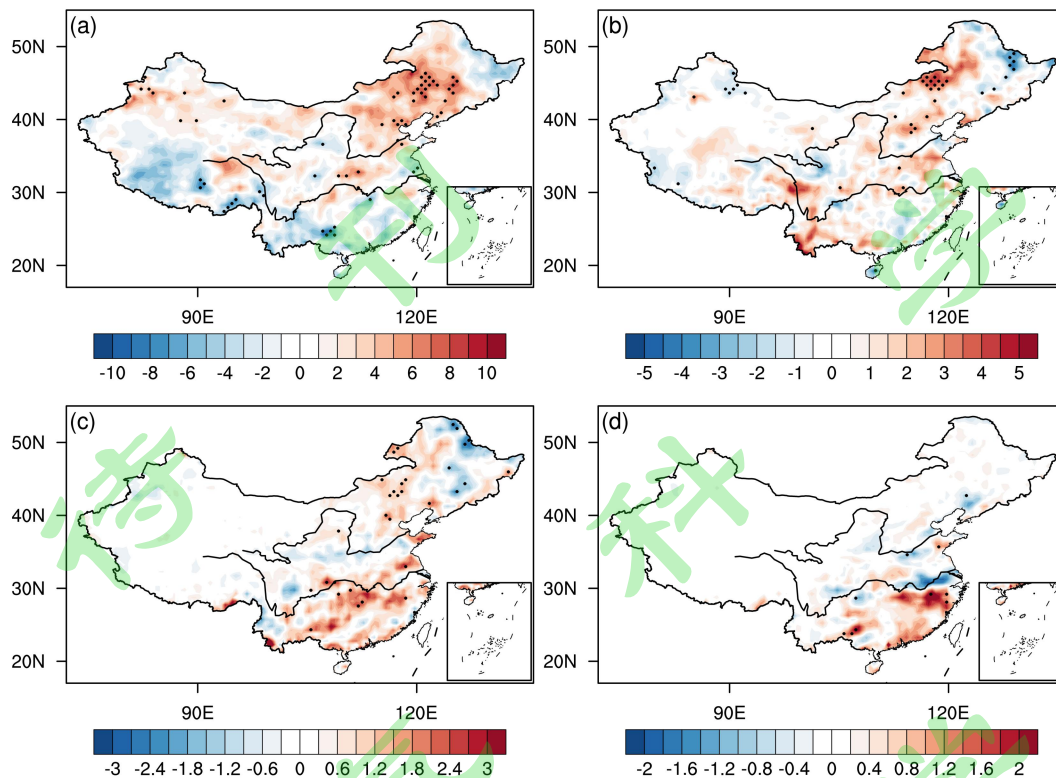


图 6 多雪年和少雪年降水频次差异分布: (a) 小雨; (b) 中雨; (c) 大雨; (d) 极端降水, 打点区域表示通过 95% 的显著性检验。

Fig.6 The difference in precipitation frequency between snowy years and less snow years for (a) light rain; (b) moderate rain; (c) heavy rain and (d) extreme precipitation. Stippling in (a), (b), (c) and (d) denotes the 95% confidence level.

4.3 夏季降水强度变化

夏季降水强度的变化受夏季降水总量及降水发生频次的共同影响。图 7(a)给出了高原冬春积雪异常时间序列回归到中国夏季降水强度的空间分布。从图 7(a)可见, 高原冬春积雪异常偏多时, 长江中下游地区、淮河流域和内蒙古东北部降水强度增强, 特别是长江中下游地区增加极为显著, 而黄河下游和东北北部等地区夏季降水强度减弱。相应地, 图 7(b)为高原多雪年和少雪年的降水强度空间差异分布, 整体上降水强度显著增强地区和图 7(a)给出的正值区相一致, 但也存在一些差异, 比如长江中下游地区的北部降水明显不同。总体而言, 结果表明当高原冬春积雪增多时, 长江中下游地区、内蒙古东北部夏季降水强度增强, 而黄河下游、我国东北部降水强度减弱。

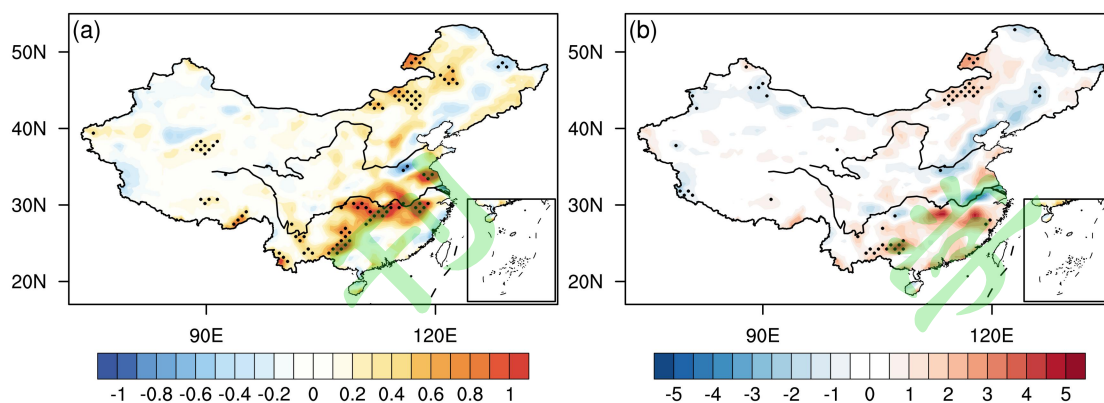


图 7 (a) 1980-2017 年青藏高原 50 站点冬春雪深异常时间序列回归的降水强度异常。(b) 多雪年和少雪年夏季降水强度差异分布, 打点区域表示通过 95% 的显著性检验。

Fig. 7(a) Anomalies of precipitation intensity obtained by the linear regression against the standardized time series of regional snow depth averaged over the Tibetan Plateau. (b) The composite difference in precipitation intensity between the more snow and less snow years. Stippling in (a) and (b) denotes the 95% confidence level.

4.4 高原积雪异常影响夏季降水频次及强度变化的区域差异特征

挑选出三个显著区域, 即东北地区东北部(126°E - 135°E , 44°N - 50°N)、华北(108°E - 123°E , 37°N - 47°N)以及长江中下游地区(105°E - 122°E , 26°N - 33°N)(如图 8(a)中方框所示)作为典型区域, 计算积雪异常和不同量级降水频次及降水强度之间的相关关系, 进一步量化高原冬春积雪异常对中国夏季各量级降水频次和强度的影响呈现空间差异性特征。

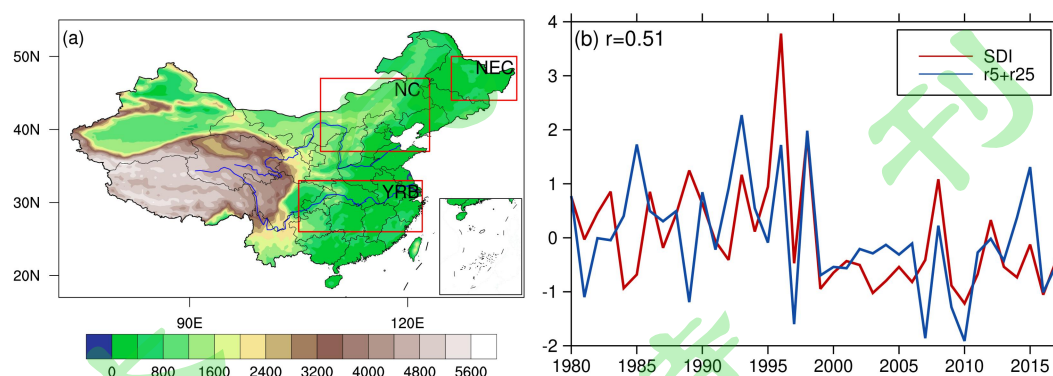


图 8 (a) 东北、华北以及长江中下游区域划分。其中填色区域颜色表示地形高度; (b) 高原冬春积雪指数与定义的降水频次变化指数的时间序列。

Fig.8 (a) The geographical distribution of three selected regions: Northeast China (NEC), North China (NC), and the middle and lower reaches of the Yangtze River

(YRB) regions. The shaded indicates the topography elevation. (b) The time series of the snow depth index and the predefined precipitation frequency index.

表 1 计算结果显示, 高原冬春积雪与华北地区小雨、中雨、大雨频次呈现显著正相关, 其中与小雨和中雨频次之间的相关性最高。如果定义华北地区夏季小雨频次与长江中下游地区大雨频次之和作为降水频次指数, 通过计算发现该指数与高原冬春积雪之间呈现较好的正相关关系, 两者相关系数为 0.51, 通过 0.01 的显著性检验 (图 8b)。高原冬春积雪与长江中下游地区大雨和暴雨降水频次呈现显著正相关, 且与大雨频次之间的相关性最高, 而高原冬春积雪和东北地区各量级降水频次之间呈现负相关或无明显相关关系。对降水强度变化而言, 高原冬春积雪和长江中下游地区夏季降水强度之间呈现显著正相关, 和华北地区夏季降水强度呈现较弱的正相关, 与东北地区夏季降水强度无明显相关关系。

表 1 不同地区各等级降水频次和降水强度与高原冬春积雪的相关关系(粗体表示相关性通过 95%的显著性检验)

Table 1 Correlation coefficient between precipitation frequency, precipitation intensity in different regions and snow depth over the Tibetan Plateau (bold indicates that the correlation exceed the 95% confidence level)

相关系数	长江中下游地区	华北地区	东北地区
小雨频次	0.08	0.43	-0.17
中雨频次	0.29	0.47	-0.07
大雨频次	0.51	0.39	-0.2
暴雨频次	0.39	0.11	-0.11
降水强度	0.39	0.2	-0.1

5 高原积雪异常影响中国夏季降水频次及强度变化的可能机理

5.1 大气热源对高原积雪异常的响应

高原积雪通过改变地面热源强度和空间分布影响着大气环流, 进而影响中国夏季降水变化。图 9(a)给出了高原积雪异常时间序列回归到大气视热源的计算结果, 可见高原积雪异常影响高原大气热源变化, 当青藏高原积雪异常偏多时, 高原大部分地区大气热源减弱, 在高原中部和东部减弱最为显著。高原热源变化导

致其上空温度变化,进一步分析高原上空大气温度垂直分布可见(图 9b 和图 9c),高原冬春积雪异常偏多时,高原上空对流层大气温度在春季和夏季呈现负异常,负的大值中心位于高原西部对流层中层区域以及高原东部对流层中高层区域。对此现象,高原积雪增多使得到达地表的短波辐射减少(陈海山和孙照渤,2003),地表降温,导致地面对上空大气发射的长波辐射减少,从而使得地面上空大气温度降低,使其与洋面海陆热力差异效应减弱。另外,由高原积雪异常时间序列回归到逐月的大气视热源的结果(图 10),高原积雪异常导致的高原上空大气热源减弱效应具有持续性,至少在整个夏季高原热源都相对较弱,该结果与朱玉祥等(2007)指出的青藏高原冬春积雪与高原春夏大气热源显著负相关的结果一致。且 Wang 等(2017)也通过回归分析证明了高原积雪增多时,高原大气热源呈现减弱趋势。总之,高原冬春积雪异常偏多导致高原上空大气视热源减弱,大气温度降低,而此种变化必然影响着大气季风环流动力-热力结构的变化,进而影响夏季降水的频次和强度。

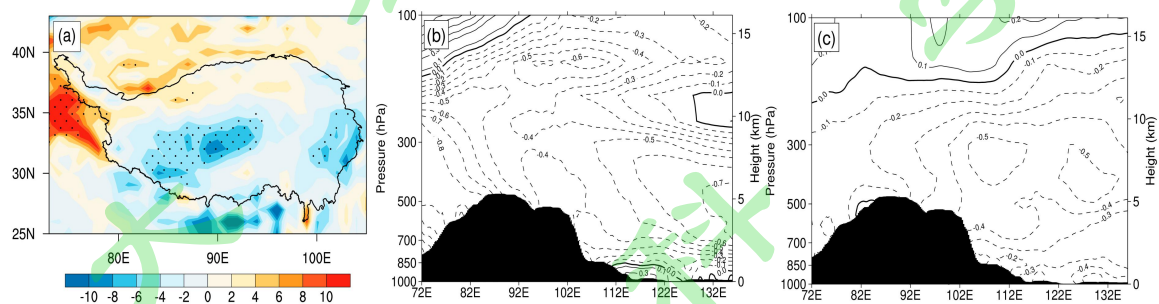


图 9 (a) 高原积雪异常时间序列回归到高原大气热源(单位: W/m^2) 异常。(b) 和 (c) 分别为高原多雪年与少雪年合成的春季和夏季大气温度(单位: $^{\circ}C$) 差异垂直分布, 其中阴影部分为高原地形, 打点区域表示通过 95% 的显著性检验。

Fig.9 (a) Anomalies of atmospheric apparent heat source(unit: W/m^2) regressed against the standardized time series of regional snow depth over the Tibetan Plateau. (b) The composite difference in atmosphere temperature(unit: $^{\circ}C$) between the years of more and less snow. Stippling in (a) denotes the 95% confidence level.

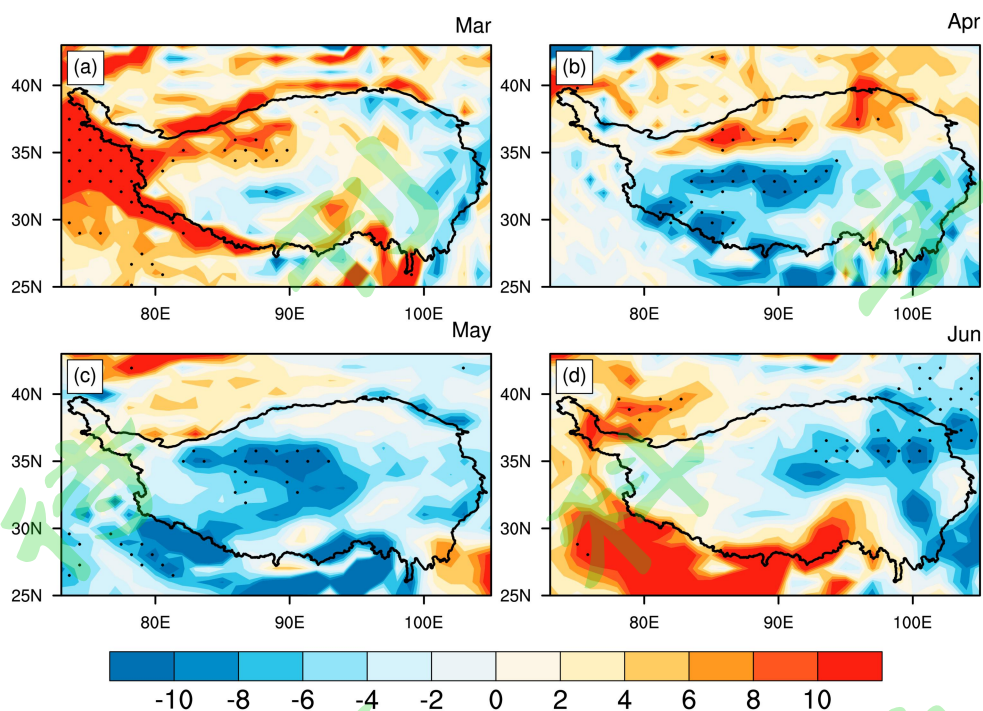


图 10 高原积雪异常时间序列分别回归到 3,4,5,6 月高原大气热源（单位： W/m^2 ）异常，打点区域表示通过 95% 的显著性检验。

Fig.10 Anomalies of atmospheric apparent heat source (unit: W/m^2) in: (a) Mar, (b) Apr, (c) May and (d) Jun regressed against the standardized time series of regional snow depth over the Tibetan Plateau. Stippling in (a), (b), (c) and (d) denotes the 95% confidence level.

5.2 东亚大气环流对高原积雪异常的响应

大气环流形势变化是决定降水频次和强度变化的重要因子之一。从高原冬春积雪异常信号回归到 500hPa 位势高度场及 850hPa 风场（图 11a）结果可见，在积雪异常作用下，500hPa 位势高度场在青藏高原及其以北区域上空呈现显著的负异常。从经向来看，在北纬 $40^\circ - 60^\circ$ 度之间形成了明显的“负—正—负—正”位势高度异常波列结构；从纬向上来看，在东经 $110^\circ - 150^\circ$ 度之间呈现“负—正—负”的异常结构。整体上东亚区域形成了一个“鞍型场”环流结构异常。在此环流形势控制下，低层 850hPa 风场在中国南海地区形成了异常的反气旋环流，导致从低纬度海洋—华南—长江中下游的西南风加强，另外在日本海亦形成了一个气旋式异常环流，使得从输送到华北和东北部分地区的东南风加强。

在上述环流异常背景下，长江中下游及华北地区处于气旋式环流的控制下，

可以推断高原积雪异常偏多将导致长江中下游及华北地区降水频次和降水强度都增加。进一步分析水汽输送条件可以发现，当高原冬春积雪偏多时，来自低纬度南海的西南水汽输送和中高纬太平洋（日本海）的东南水汽输送都增强（图 11b），这也为长江中下游、华北大范围地区水汽辐合区域的降水频次增加和强度增强提供了水汽条件。特别是长江中下游、华北的内蒙古等地区有显著的水汽辐合区，其中最为显著的长江中下游区域与夏季降水发生的频次和强度显著增加区域相吻合。

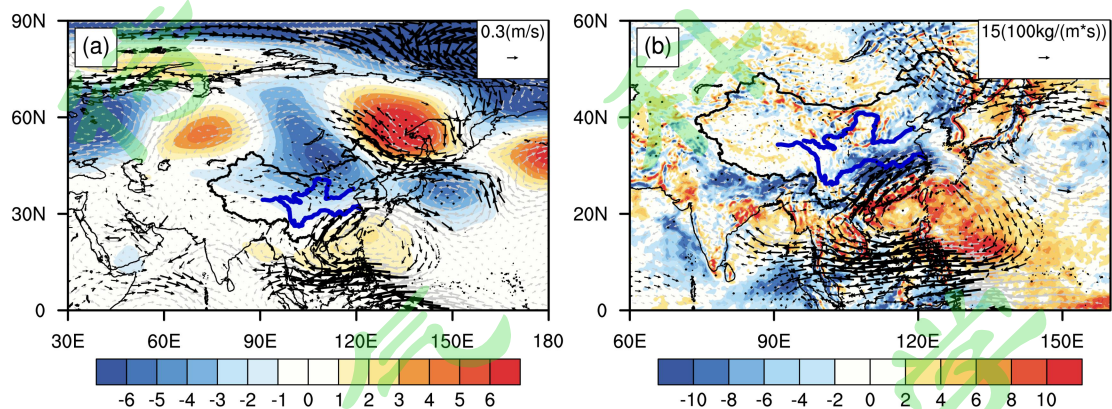


图 11 (a) 基于高原积雪时间序列的位势高度异常 500hPa 位势高度(阴影)以及 850hPa 风场(矢量)的回归分布；(b) 同 (a)，但为整层水汽通量（矢量）及水汽通量散度（阴影）的回归分布，打点区域表示通过 95%的显著性检验。

Fig.11 (a) Regression coefficients of 500hPa geopotential height(shaded, unit in gpm)and 850hPa wind field (vector) anomalies against the standardized time series of regional snow depth over the Tibetan Plateau; (b) The same as the figure (a), but for the integrated vapor flux (vector, from surface layer to 300 hPa, unit in $\text{kg}/(\text{m}^*\text{s})$) and the its divergence (unit in $10\text{e-}5\text{kg}/(\text{m}^2*\text{s})$).Stippling in (a) and (b) denotes the 95% confidence level.

需要看到，上述高原积雪异常引起的大气环流形势和水汽输送条件变化（图 11(a)和(b)）并不能完全解释前文诊断的中国降水频次和强度变化的区域差异性特征。特别是对华南以及中国东北这两个典型区域而言，高原积雪偏多时，低层环流和水汽输送都增强，为什么降水频次和降雨强度变化不显著？为回答这个问题，进一步分析了高原积雪异常与垂直运动的关系。图 12(a)给出了高原冬春积雪异常信号回归到我国东部(105°E—120°E)范围内垂直环流场的空间分布。可见高原冬春积雪异常偏多时，北纬 23°N 以北的区域上升运动都呈增强态势，特别

23°N 附近的长江中下游地区增加更为显著，而 10—15°N 地区上升运动显著减弱，该地区正好对应华南地区，这种积雪异常和垂直运动的反位相特征使得积雪异常影响特征在华南地区显著区别于长江中下游地区。比较而言，华北地区上升亦有运动增强，但水汽辐合增加不显著，这也是华北地区降水频次增加而降水强度变化不显著的原因。

对于东北地区而言，高原积雪异常偏多时，虽然来自高纬太平洋的东南气流以及与之相关的水汽输送亦增强，但降水频次和降水强度变化并不显著。这可以从高原积雪异常导致的环流结构异常去解释这一现象。从图 11(a)可以看到，类似于华南地区，高原积雪异常偏多时，中国东北地区也位于异常的反气旋环流控制之下，反气旋内部的上升运动抑制了降水事件的发生。从图 12 给出的结果亦可以进一步证实，高原积雪偏多时，在 500hPa 高度以下的东北区域上空存在异常的下沉运动。

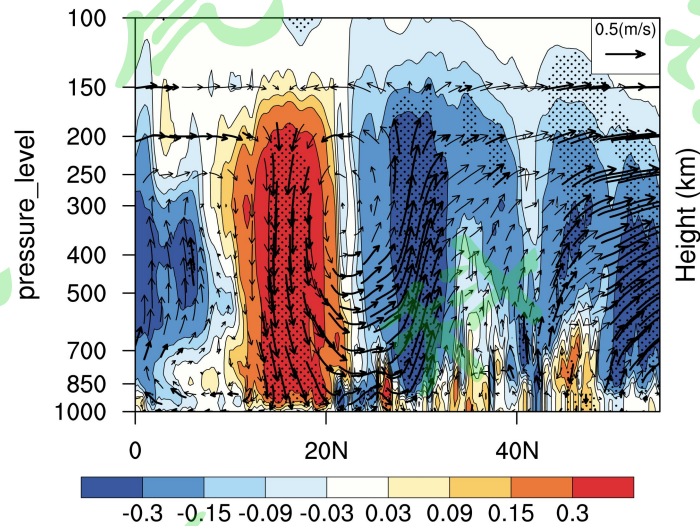


图 12 基于高原积雪时间序列的垂直速度及其风速(105°-120°E 范围的平均)的回归分布，打点区域表示通过 95%的显著性检验。

Fig. 12 Regression coefficients of the meridional circulation (vectors; m.s-1) and vertical velocity (Pa. s-1) averaged over the eastern China (105°-120°E) anomalies against the standardized time series of regional snow depth over the Tibetan Plateau. Stippling denotes the 95% confidence level.

另外，已有研究表明，高原冬春积雪年际变化会影响亚洲夏季风的强弱，具体表现为通过调制副高脊线、西风急流等的位置进而对夏季降水产生影响。根据许云凡等（2018）定义的副高的脊线指数计算方法，即 10°N 以北 110°E-150°E

范围内, 588 位势什米等值线所包围的副热带高压体内纬向风 $u=0$, 且 $\partial u/\partial y>0$ 的特征线所在纬度位置的平均值, 计算了副高脊线位置 (图 13a), 发现脊线指数的分布表明副高脊线在多雪年平均偏南 1° 左右, 西太平洋副热带高压偏南有利于水汽输送到长江中下游, 使得区域降水增多。将积雪异常信号回归到 200hPa 纬向风场的分析结果表明 (图 13b), 高原冬春积雪异常偏多时, 夏季 200hPa 纬向风场大值中心偏南, 表明在高原多雪年副热带西风急流位置偏南。副热带西风急流位置的南北变化对上升运动有重要的影响, 当副热带西风急流偏南时, 长江流域上空低层辐合上升气流加强 (廖清海等, 2004; 况雪源和张耀存, 2006)。上述有关西风急流和副高位置变化进一步验证了前文分析结果。

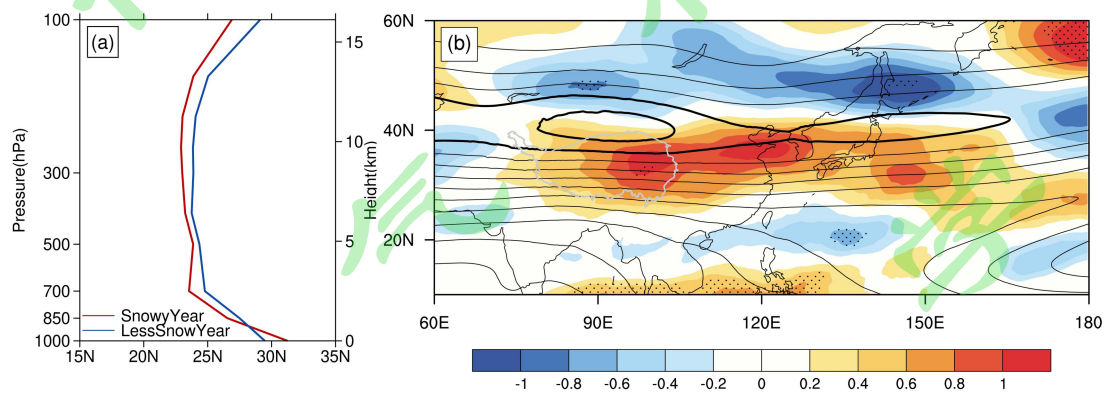


图 13 (a) 多雪年(红)和少雪年(蓝)夏季副高脊线指数分布; (b) 基于高原积雪时间序列的夏季 200hPa 纬向风场(填色)回归分布以及夏季 200hPa 纬向风场平均分布(等值线), 打点区域表示通过 95%的显著性检验。

Fig.13 (a) Composite difference in subtropical high ridge index in summer between snowy years and less snowy years; (b) Regression coefficients of 200hPa zonal wind field in summer (shaded) anomalies against the standardized time series of regional snow depth over the Tibetan Plateau, and the averaged 200hPa zonal wind field in summer(contour).Stippling in (b) denotes the 95% confidence level.

结合上述分析, 高原积雪异常将伴随着高原热源效应的变化, 导致亚洲夏季风的变化, 进而影响我国夏季各级降水频次及降水强度, 并在空间上显示出显著的差异性特征。高原冬春积雪偏多使得高原大气热源减弱, 从而导致夏季风减弱。夏季风减弱表现为西太副高和副热带西风急流位置偏南, 使得我国长江中下游地区水汽辐合及上升运动增强, 因此长江中下游地区大雨及暴雨等大量级降水频次显著增加; 华北地区上升运动增强, 但无明显的水汽辐合增加, 因此华北地区小

雨和中雨等小量级降水频次显著增加；东北地区上升运动减弱以及水汽辐散增加，因此该地区各量级降水频次都对应减少。

5.3 理想模拟试验

为进一步探讨高原积雪异常的影响并验证上文分析结果，利用 WRF 模式进行了积雪异常的敏感性集合理想试验。以 2014 年为例，图 14 给出了将积雪减少 80%，500hPa 位势高度场及水平风场异常随着模拟时间的差值演变特征。

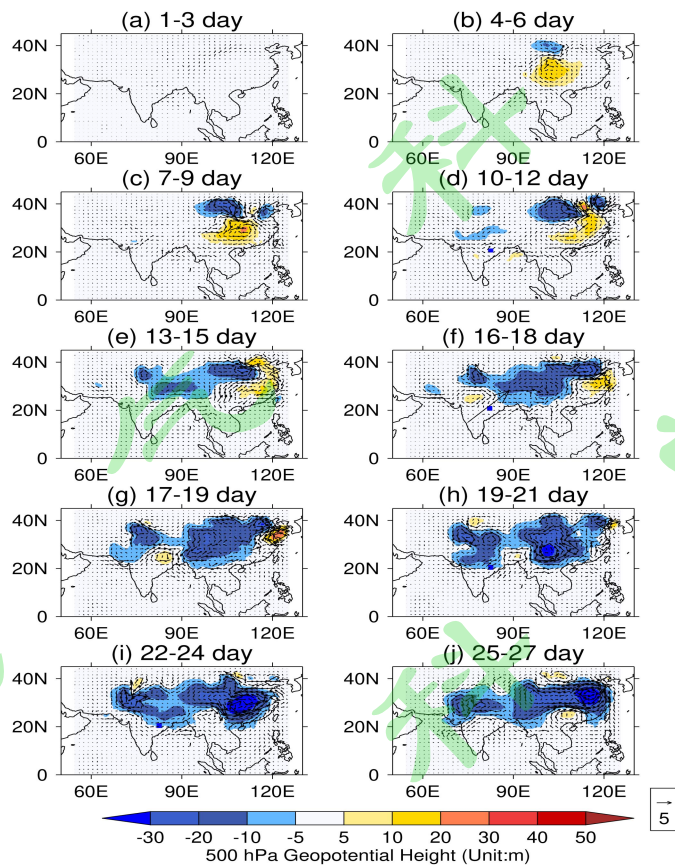


图 14 控制试验减去敏感性试验结果得到的 500hPa 位势高度异常（阴影区）和风场（矢量）的差值随着时间的演变。

Fig.14 Differences geopotential height (shaded, unit in gpm) and wind field (vector) in 500hPa between the sensitivity experiment and the control simulation.

可以看到，高原积雪偏多时，10 天内的短时间在东亚地区上空将激发出一个“鞍形”位势高度异常（图 14c），其空间分布型与图 11a 给出的位势高度异常类似。随着时间推移，在 20 天左右高原积雪异常的累积效应更加明显，东北地区反气旋换流异常逐渐形成（图 14g）。在一个月左右，高原上空的位势高度负异常显著增加，东亚区域东亚大槽进一步加深，华北地区大部分处于气旋式环流

控制下,有利于水汽输送以及长江中下游和华北地区降水频次和降水强度的增加
(图 14j)。

当然,也可以看到该理想模拟试验结果与图 11(a)诊断仍然存在一些差异,如西北太平洋异常反气旋北侧的异常气旋性环流增强相对偏弱,这可能与理想模拟试验方案设置有关,特别是这里驱动 WRF 模式的外强迫场是随着时间变化的再分析数据,这有可能部分削弱或者掩盖了积雪异常的信号特征。将来进一步的工作可采用区域气候模式消除这一影响,这里不详细讨论。可见理想敏感性试验和资料诊断结果,整体上再现了大气环流变化对高原积雪异常的响应特征,这进一步证实了前文分析结果。

6 结论与讨论

基于多种大气再分析和降水观测,及青藏高原台站、卫星观测等高原冬春积雪资料,采用合成分析、相关分析、回归分析等多种数理统计方法,本文首先检验了不同观测资料在描述青藏高原积雪年际尺度变化的一致性,然后分析了高原冬春积雪对中国区域夏季降水频次及降水强度的影响特征,并结合降水指数指标划分、大气热源计算等大气物理诊断和数值模拟的手段,探讨了积雪异常对中国夏季降水变化影响的空间差异性的形成可能成因。主要结论归纳如下:

1) 基于站点观测的高原积雪年际变化特征显著,大气再分析数据、卫星反演资料分析呈现出一致性变化趋势。进一步地,基于站点观测的高原积雪时间序列挑选出积雪异常典型年份(6 个多雪年和 5 个少雪年),实施其年际变化异常特征对大气环流及降水变化的影响研究。

2) 高原冬春积雪异常对降水频次和强度的影响分析表明,高原冬春积雪异常偏多,使得我国夏季降水发生频次在华北及长江中下游地区显著增加,但对不同量级降水的贡献区域差异性显著,其中北方以小雨和中雨等较小量级降水频次增加的贡献为主,长江中下游地区大雨和暴雨引起的降水频次增加占比较大。对降水强度变化而言,高原冬春积雪异常偏多,长江中下游地区夏季降水强度增强,而华北地区夏季降水强度变化不大。高原积雪异常对中国夏季降水频次与强度分布的影响具有显著的空间差异性。

3) 从环流和大气热源角度进一步揭示了高原积雪异常对中国不同区域夏季降水影响地域差异性的原因,发现积雪异常偏多年份,高原热源作用减弱,500hPa

位势呈现明显的“负—正—负”的异常波列结构，西风急流位置偏南并加强，副高脊线偏南；在上述环流背景影响下，西北太平洋异常反气旋北侧的气旋性环流使得水汽输送停滞在长江中下游流域，伴随大气垂直运动增强，导致该区域强降水强度增强、强降水频次偏多；华北地区受到“鞍型”场环流结构控制，较小量级降水发生频次增加显著，但水汽输送较弱，降水强度变化不显著。但亦需要看到，积雪异常导致的降水变化的空间差异性与大气环流、垂直运动速度、水汽输送等共同影响有关。

需要指出的是，本文研究大多是借助数据统计分析以及大气环流诊断得到，只是进行了简单的理想模拟试验分析和结果验证，而中国降水变化是多时空尺度大气环流共同影响的结果，比如海温、中高纬度系统相互作用等，如何剔除这些因子的干扰并量化高原积雪异常对降水变化的影响，是值得进一步探讨的问题。另外，本文研究是将高原积雪作为一个整体去分析，而最近研究表明，高原积雪在空间上存在较大的差异性，并且高原不同区域积雪变化对中国夏季降水的影响和机制亦不相同（Wang et al., 2019），因此，分区域对高原积雪影响的特征进行比较和检验，也是下一步要开展的工作。

参考文献

- 陈海山, 孙照渤, 朱伟军. 2003. 欧亚积雪异常分布对冬季大气环流的影响II. 数值模拟[J]. 大气科学, 27(05): 847-860. Chen Haishan, Sun Zhaobo, Zhu Weijun. 2003. The Effects of Eurasian Snow Cover Anomaly on Winter Atmospheric General Circulation Part II. Model Simulation[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27(5):847-860.
- 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. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2000.05.007.
- Chen Qianjin, Gao Bo, Li Weijing, et al. 2000. Studies on relationships among snow cover winter over the Tibetan Plateau and droughts/floods during Meiyu season in the middle and lower reaches of the Yangtze River as well as atmosphere/ocean[J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 58 (5): 582-595. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2000.05.007.
- 段安民, 肖志祥, 王子谦. 2018. 青藏高原冬春积雪和地表热源影响亚洲夏季风的研究进展[J]. 大气科学, 42(4): 755-766. Duan Anmin, Xiao Zhixiang, Wang Ziqian. 2018. Impacts of the Tibetan Plateau Winter/Spring Snow Depth and Surface Heat Source on Asian

511 Summer Monsoon: A Review[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese),
512 42(4): 755-766.

513 Dou J, Wu Z. 2018. Southern hemisphere origins for interannual variations of snow cover the
514 Western Tibetan Plateau in Boreal Summer[J].Clim., 31(19). pp. 7701-7718.

515 高涛, 谢立安. 2014. 近 50 年来中国极端降水趋势与物理成因研究综述[J]. 地球科学进展,
516 29(5): 577-589. Gao Tao ,Xie Lian. 2014. Study on Progress of the Trends and Physical
517 causes of Extreme Precipitation in China During the Last 50 Years[J]. Advances in Earth
518 Science, 29(5): 577-589.

519 Hahn D G, Shukla J. 1976. An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian
520 monsoon rainfall[J]. J. Atmos, 33(12): 2461-2462.

521 况雪源, 张耀存. 2006. 东亚副热带西风急流位置异常对长江中下游夏季降水的影响[J]. 高
522 原气象, 25(003): 382-389. KuangXuyuan, Zhangyaocun. 2006. Impact of the Position
523 Abnormalities of East Asian Subtropical Westerly Jet on Summer Precipitation in
524 Middle-Lower Reaches of Yangtze River[J]. Plateau Meteorology, 25(003): 382-389.

525 廖清海, 高守亭, 王会军, 等. 2004. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季风气候
526 异常的影响[J]. 地球物理学报, 47(1): 10-18. Liao Qinghai , Gao Shouting, Wang Huijun,
527 et al. 2004. Anomalies of the extratropical westerly jet in the north hemisphere and their
528 impacts on east asian summer monsoon climate anomalies[J]. Chinese Journal of
529 Geophysics, 47(1): 10-18.

530 Liu G, Wu R G, Zhang Y Z, et al. 2014. The summer snow cover anomaly over the Tibetan
531 Plateau and its association with simultaneous precipitation over the Mei-yu-Baiu region[J].
532 Adv. Atmos. Sci., 31(4):755-764. doi: 10.1007/s00376-013-3183-z.

533 罗江鑫, 吕世华, 王婷,等. 2020. 青藏高原积雪变化特征及其对土壤水热传输的影响[J]. 高
534 原气象, 39(6): 1144-1154. Luo Shixin, Lv Shihua, Wang Ting, et al. 2020. Variation
535 Characteristics of Snow Cover and Its Influence on Soil Water and Heat Transfer on the
536 Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteorology, 39(6): 1144-1154.

537 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].
538 大气科学, 34(1): 213-226. Mu Songning, Zhou Guangqing. 2010. Relationship between
539 Winter Northern Eurasian Fresh Snow Extent and Summer Climate Anomalies in China.
540 Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(1): 213-226.

- Seol K H, Hong S Y. 2009. Relationship between the Tibetan Snow in Spring and the East Asian summer monsoon in 2003: a global and regional modeling study[J]. *Journal of Climate*, 22(8): 2095-2110. doi:10.1175/2008JCLI2496.1.
- 宋敏红, 吴统文, 张宇, 等. 2020. 近 30 年 BCC-CSM(m)模拟高原积雪状况评估及其对夏季降水的影响[J]. *高原气象*, 39(01): 15-23. Song Minhong, Wu Tongwen, Zhang Yu, et al.. 2020. Evaluation on Simulated Snow Depth over Qinghai-Tibetan Plateau with BCC-CSM(m) Model during Recent 30 Years and Its Impact on Precipitation in Summer. [J]. *Plateau Meteorology*, 39(01): 15-23.
- Wang C H, Yang K, Li Y L, et al. 2017. Impacts of spatiotemporal anomalies of Tibetan Plateau snow cover on summer precipitation in eastern China[J]. *J. Climate*, 30(1-3): 885-903. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0041.1.
- Wang Z B, Wu R G, Chen S F, et al. 2018. Influence of Western Tibetan Plateau Summer Snow Cover on East Asian Summer Rainfall[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(05): 2371-2386. <https://doi.org/10.1002/2017JD028016>.
- Wang Z B, Wu R G, Zhao P, et al. 2019. Formation of Snow Cover Anomalies Over the Tibetan Plateau in Cold Seasons[J], *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(9): 4873-4890. doi:10.1029/2018JD029525.
- Wu G X, Duan A M, Liu Y M, et al. 2015. Tibetan Plateau climate dynamics: Recent research progress and outlook[J]. *Nat. Sci. Rev.*, 2(1): 100-116. doi: 10.1093/nsr/nwu045.
- 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]. *Climate*, 16(12):2038-2051. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<2038:TRBTTW>2.0.CO;2.
- 许云凡, 陈权亮, 郑飞. 2018. 夏季西太平洋副高的年际变化及异常特征分析[J]. *海洋预报*, 035(006): 24-33. Xu Yunfan, Chen Quanliang, Zheng Fei. 2018. Analysis on interannual variation and abnormal characteristics of western pacific subtropical high in summer[J]. *Marine Forecasts*, 035(006): 24-33.
- Xiao Z X, Duan A M. 2016. Impacts of Tibetan Plateau snow cover on the interannual variability of the East Asian summer monsoon[J]. *Climate*, 29(23): 8495-8514. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0029.1.
- Xu X D, Guo J B, Koike T, et al. 2012. "Downstream Effect" of winter snow cover over the

571 eastern Tibetan Plateau on climate anomalies in East Asia[J]. Meteor. Soc. Japan, 90C:
572 113-130. doi:10.2151/jmsj. 2012-C08.

573 Yanai M, Esbensen S, Chu J, et al. 1973. Determination of Bulk Properties of Tropical Cloud
574 Clusters from Large-Scale Heat and Moisture Budgets[J]. Journal of Atmospheric Sciences,
575 30(4): 611-627. doi:10.1175/1520-0469(1973)030<0611:DOBPOT>2.0.CO;2.

576 Yanai M, Li C F, Song Z S. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the
577 evolution of the Asian summer monsoon[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan,
578 70(1): 319-351.

579 Yao T D, Xue Y K, Chen D L, et al. 2019. Recent Third Pole's rapid warming accompanies
580 cryospheric melt and water cycle intensification and interactions between monsoon and
581 environment: multi-disciplinary approach with observation, modeling and analysis[J].
582 Bulletin of the American Meteorological Society, 100(3): 423-444.

583 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡[J].
584 气象学报, 28(2):108-121. doi: 10.11676/qxxb1957.010. Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu
585 Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan
586 Plateau and its surrounding[J]. Acta Meteor. Sinica, 28(2): 108-121.
587 doi:10.11676/qxxb1957.010.

588 Yeh T C, Wetherald R T, Manabe S. 1983. A model study of the short-term climatic and
589 hydrologic effects of sudden snow-cover removal[J]. Mon. Wea. Rev., 111(5): 1013-1024.
590 doi:10.1175/1520-0493(1983)111<1013:AMSOTS>2.0.CO;2.

591 You Q T, Wu L, Shen L C, et al. 2020. Review of snow cover variation over the Tibetan Plateau
592 and its influence on the broad climate system[J], Earth-Science Reviews, 201: 103043.
593 doi:10.1016/j.earscirev.2019.103043.

594 Yuan C X, Tozuka T, Miyasaka T, et al. 2009. Respective influences of IOD and ENSO on the
595 Tibetan snow cover in early winter[J]. Clim. Dyn., 33(4): 509-520.
596 <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0495-2>.

597 张人禾, 张若楠, 左志燕. 2016. 中国冬季积雪特征及欧亚大陆积雪对中国气候影响 [J]. 应
598 用气象学报, 27(5): 513-526. doi: 10.11898/1001-7313.20160501. Zhang Renhe, Zhang
599 Ruonan, Zuo Zhiyan. 2016. An overview of wintertime snow cover characteristics over
600 china and the impact of Eurasian snow cover on Chinese climate [J]. Appl. Meteor. Sci. (in

Chinese), 27(5): 513-526. doi: 10.11898/1001-7313.20160501.

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. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2001.03.0. Zhang Shunli, Tao Shiyan. 2001. The influences of snow cover over the Tibetan Plateau on Asian summer monsoon[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 25(3):372-390. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2001.03.0

朱玉祥, 丁一汇, 徐怀刚. 2007. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系[J]. 气象学报, 65(6): 946-958. Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Xu Huaigang. 2007. The decadal relationship between atmospheric heat source of winter and spring snow over tibetan plateau and rainfall in east china[J]. acta meteorologica sinica, 65(6): 946-958. 946-957.DOI:10.3321/j.issn:0577-6619.2007.06.012

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(005): 903-915. Zhu Yuxiang, Ding Yihui. 2009. Simulation of the Influence of Winter Snow Depth over the Tibetan Plateau on Summer Rainfall in China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 33(005): 903-915.

Zhao H X, Moore G W K. 2004. On the relationship between Tibetan snow cover, the Tibetan plateau monsoon and the Indian summer monsoon[J]. Geophysical Research Letters, 31(14): 101-111. doi: 10.1029/2004GL020040.

Zhu Y X, Liu H W, Ding Y H, et al. 2015. Interdecadal variation of spring snow depth over the Tibetan Plateau and its influence on summer rainfall over East China in the recent 30 years[J]. International Journal of Climatology, 35(12): 3654-3660.