

穆松宁, 周广庆. 2012. 欧亚北部冬季增雪“影响”我国夏季气候异常的机理研究——陆面季节演变异常的“纽带”作用 [J]. 大气科学, 36 (2): 297–315, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11015. Mu Songning, Zhou Guangqing. 2012. Mechanism for the correlation of winter fresh snow extent over northern Eurasia and summer climate anomalies in China: Anomalous seasonal transition of land as a bond [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 297–315.

欧亚北部冬季增雪“影响”我国夏季气候异常的机理研究——陆面季节演变异常的“纽带”作用

穆松宁^{1, 2} 周广庆^{1, 2}

1 中国科学院大气物理研究所信息科学中心, 北京 100029

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 本文主要利用美国冰雪资料中心 (The National Snow and Ice Data Center) 提供的卫星反演积雪资料和 ERA40 土壤温度再分析资料, 采用相关分析, 对欧亚北部冬季新增雪盖面积 (冬季 T_{FSE}) 与我国夏季气候异常关系的可能物理途径进行了初步研究。结果表明, 春夏季陆面季节演变异常是上述“隔季相关”的重要纽带: 当冬季 T_{FSE} 偏大时, 欧亚北部大范围积雪—冻土自西向东、由南向北的融化进程明显减慢, 受其影响, 至夏季, 东亚中高纬区积雪和地表冻土的融化异常强烈, 土壤温度明显偏低, 这种夏季陆面异常可能通过自身的冷却作用, 通过加强东亚中高纬异常北风对东亚中纬区夏季变冷产生直接影响, 进而与西太平洋副热带高压, 乃至与我国江南夏季降水异常产生关联; 冬季 T_{FSE} 偏小时相反。分析表明, 冬季 T_{FSE} 信号在东亚中高纬局地的春季积雪—冻土融化过程中被加强, 并在夏季达到显著。

关键词 冬季增雪 欧亚北部 季节演变 陆气相互作用 东亚中高纬

文章编号 1006-9895 (2012) 02-0297-19

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11015

Mechanism for the Correlation of Winter Fresh Snow Extent over Northern Eurasia and Summer Climate Anomalies in China: Anomalous Seasonal Transition of Land as a Bond

MU Songning^{1, 2} and ZHOU Guangqing^{1, 2}

1 Information Science Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Using the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) snow cover and snow water equivalent data, monthly four-layer soil temperature from ERA40 reanalysis dataset, the mechanisms of the linkage between the Winter Northern Eurasian Fresh Snow Extent (winter T_{FSE}) and subsequent summer climate anomalies in China are

收稿日期 2011-01-19, 2011-11-17 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB951901, 国家自然科学基金资助项目 41105049、40821092, 国家高技术研究发展计划 (863 计划) 项目 2010AA012401

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

通讯作者 周广庆, E-mail: zhgq@mail.iap.ac.cn

investigated. Correlation analysis shows that, the consistent seasonal evolvments of land anomalies act as a bridge for the lag correlation. A large winter T_{FSE} is followed by a slower northeastward retreating progress of snow and frozen soil over northern Eurasia. Consequently, in summer, snow and frozen soil over East Asian middle and high latitudes melt more intensively, the soil temperature correspondingly gets lower than normal, which influences local temperature by cooling and by influencing local meridional wind, and through enhancing East Asian jet, is related to the subtropical high in the western Pacific, even climate anomalies in China, and vice versa. As well as local variations of land factors over East Asian middle and high latitudes are concerned, the signal of winter T_{FSE} is significantly strengthened during snow-and-frozen-soil melting process.

Key words fresh snow extent in winter, northern Eurasia, seasonal evolvments, land-air interaction, East Asian middle and high latitudes

1 引言

积雪变化作为气候变率的一个重要的外强迫因子, 其与我国气候异常的关系一直备受瞩目。相对而言, 已有研究更多集中在青藏高原积雪与我国夏季降水的关系上(陈烈庭和阎志新, 1979; 陈烈庭, 1998; 韦志刚等, 1998; 陈乾金等, 2000; Wu and Qian, 2003; Zhao et al., 2005), 近年来, 欧亚大陆积雪与我国气候异常的关系也越来越受到关注(Yang and Xu, 1994; 陈兴芳和宋文玲, 2000; Ye and Bao, 2005; Wu and Kirtman, 2007; Wu et al., 2009)。但已有研究仍然存在一些不足, 如, 不少工作将积雪变化特点明显不同(Yasunari et al., 1991; Fasullo, 2004)的欧亚北部和青藏高原作为一个整体, 来研究欧亚大陆积雪—气候异常关系, 这可能存在一些不妥; 又如, 已有研究多关注冬、春季平均积雪状况与夏季气候异常的关系, 但研究表明(穆松宁和周广庆, 2009), 就欧亚北部积雪的平均状况而言, 冬季雪盖面积主要来源于秋、冬两季降雪的贡献(尤其是秋季降雪贡献), 这些不同季节来源积雪的气候效应是不同的, 用季节平均积雪指数会抹煞其间的差异。基于这些考虑, 穆松宁和周广庆(2009)定义了欧亚北部冬季新增雪盖面积指数(Total Fresh Snow Extent, T_{FSE}), 冬季 T_{FSE} 与相应的冬季雪盖面积本身的相关系数仅为 0.06。研究发现(穆松宁和周广庆, 2010), 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, 夏季东亚中纬区易盛行异常冷低压, 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。这一结果对于我国短

期气候预测而言具有重要的科学意义和潜在的应用价值。那么, 冬季 T_{FSE} 通过何种途径与我国夏季气候异常产生关联?

积雪的反照率效应和水文效应是积雪—气候关系的两个重要物理途径(Hahn and Shukla, 1976; Barnett et al., 1989; Bamzai and Shukla, 1999), 但已有研究对这两种途径的重要性存在一些争议, 其中, 很多数值试验支持了水文效应的重要地位(Barnett et al., 1989; Vernekar et al., 1995; Dong and Valdes, 1998; Bamzai and Marx, 2000; Dash et al., 2006), 也有一些研究工作显示, 两种途径的重要性在不同的季节和区域存在很大差异(Yamazaki, 1989; Yasunari et al., 1991; Ose, 1996)。具体的, 就欧亚大陆积雪—亚洲季风气候关系的物理过程来说, 一方面, 积雪覆盖面积偏大所导致的地表反照率偏高可造成地温偏低, 另一方面, 冬春季积雪异常信号可通过融雪过程储存在春夏季土壤中, 在夏季, 土壤水蒸发可导致地温偏低, 因此, 海陆热力差异减弱, 夏季风偏弱(Dey and Kumar, 1982; Shukla, 1984; Shukla and Mooley, 1987; Barnett et al., 1989; Vernekar et al., 1995; Dong and Valdes, 1998; Bamzai and Shukla, 1999; Bamzai and Marx, 2000; Dash et al., 2006); 最近, Wu et al. (2009) 的诊断结果显示, 与欧亚中高纬春季雪水当量有关的春季异常大气环流型在夏季向下游传播(可能通过夏季土壤湿度异常), 进而影响我国江南夏季降水; 在大范围融雪进程或积雪分布的角度上, 在欧亚大陆, 西部春季融雪快于东部(Ueda et al., 2003), 或西少东多的积雪分布(Kripalani et al., 1996) 都对应着东部的异常北风和西部的异常南风, 这种异常环流有利于其后印度夏季风的加强。对青藏高原积雪与我国气候关系的机理

来说,冬、春季积雪也可能通过反照率异常所导致的季节转换异常(Ose, 1996),或通过积雪异常本身的持续性(张顺利, 1999),或通过土壤湿度异常的持续性(Zhao et al., 2005),甚至可能通过海表温度异常的持续性(陈乾金等, 2000)与夏季风产生关联进而影响我国夏季气候异常。

通过以上总结可发现,对于积雪—气候“隔季相关”的物理途径来说,第一,部分研究强调了海温对气候异常的影响,但穆松宁和周广庆(2009)的研究表明,冬季 T_{FSE} 变化独立于海温变化,由此推断,与冬季 T_{FSE} 有关的夏季陆面异常很可能是影响我国夏季气候异常的重要因子;第二,大部分研究集中在积雪对地表温、湿状况的影响,鲜有提及地下较深层土壤热力状况的异常变化;第三,已有研究多强调局地异常信号的持续,对陆面大范围进程异常(如积雪大范围融化进程的异常)(Ueda et al., 2003)作用的研究很少。就欧亚北部的陆面特征而言,一方面,多年冻土带在该区域分布广泛,冻土具有水热特性和缓变的特点,其可对其它陆面要素乃至对气候产生反作用(李新和程国栋, 2002);另一方面,作为大气下垫面,积雪、土壤层温度和湿度、冻土等的异常都可能对大气环流异常产生一定影响,而它们之间也存在很明显的相互作用。那么,在这些陆面要素中,哪一个起主要作用亦或它们是一个不可分割的整体?冬季 T_{FSE} 与这些陆面要素是否有关?冬季 T_{FSE} 的变化是否在陆面大范围季节演变上有所体现?东亚中高纬局地异常信号的季节演变特征如何?在陆—气相互作用上,夏季大气环流异常是否与此时的陆面异常有关?这些问题都需一一回答,希望能给出一个较合理的物理途径。

2 资料与指数

本文采用美国冰雪资料中心(The National Snow and Ice Data Center)提供的25 km等面积网格卫星反演积雪资料3.1版(Armstrong and Brodzik, 2007),它是近42年(1966年10月~2007年6月)的北半球雪盖资料。另外,考虑到雪水当量(Snow Water Equivalent, SWE)能很好地描述雪量变化,本文也使用了美国冰雪资料中心提供的分辨率为25 km的1979~2004年等面积网格卫星反演SWE资料,但该资料缺测较多,因此对

其所进行的分析不作为重点。以上两种积雪资料均被处理成 $1^\circ \times 1^\circ$ 数据。欧亚北部冬季新增雪盖面积 T_{FSE} 的定义为:每年的冬季末月与其前秋末月欧亚大陆亚北部的雪盖面积之差(穆松宁和周广庆, 2009)。本文中的大(小)雪年指 T_{FSE} 标准化值大于0.5(小于-0.5)的年份(穆松宁和周广庆, 2010),这样,在1967~2007年中,可得到14个大雪年(1972、1975、1976、1978、1979、1980、1981、1984、1985、1987、1991、2003、2005、2006年)和13个小雪年(1973、1974、1977、1986、1993、1994、1995、1998、1999、2000、2001、2004、2007年)。另外,本文将春夏季逐月的融雪面积定义为:上月与该月的雪盖面积之差。

本文采用的土壤温度资料为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的ERA40逐月再分析数据(1967~2002年),按其深度分为四层:0~7 cm、7~28 cm、28~100 cm和100~289 cm。仍利用该土壤温度资料,通过线性内插得到零度线所在最浅深度,将其作为大致的冻土深度,当表层土壤温度不高于零度时,冻土深度为0,若冻土深度超出本资料涉及深度范围(0~289 cm)则设为缺测;在某区域范围内,将上一季土壤温度不高于 0°C 、该季土壤温度高于 0°C 的总格点数定义为该区域的冻土融化面积。需特别说明:受到土壤性质、含水率、含盐度、压力等因素的影响,土壤冻结温度、冻土融化温度未必为 0°C (有时低于 0°C),因此,本文对于冻土的相关定义必然存在较大误差,但本文对冻土所进行的简单分析可作为针对其他陆面要素的辅助性分析,非本文重点。

气温和降水资料采用国家气候中心提供的160个台站观测数据,高空环流场采用水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的NCEP/NCAR逐月再分析数据(Kalnay et al., 1996)。本文将低温日数定义为:在某一经纬网格点(x, y),若其某日平均气温与其所在旬的气候平均气温之差小于 -5°C ,那么该日即为该格点上的低温日。低温日数由ERA40分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的2 m气温逐日资料(1967~2002年)计算得到。如无特别说明,本文中的东亚中高纬区指 45°N 以北和 105°E 以东的亚洲区,为便于叙述,将该区域分为两部分:东亚高纬区(55°N 以北和 105°E 以东地区)和东亚中纬区($45^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$ 以北和 105°E 以东地区)。

3 冬季 T_{FSE} 与陆面关系的季节演变

3.1 积雪

为便于下文分析, 首先, 图 1a 给出了欧亚北部

春、夏季融雪面积的气候态季节演变, 发现, 在平均意义上, 4~6 月的融雪面积大值区 (融雪面积覆盖率超过 30% 的区域) 范围最大, 说明欧亚北部在该时间段的融雪最强。就融雪面积大值区的季节演

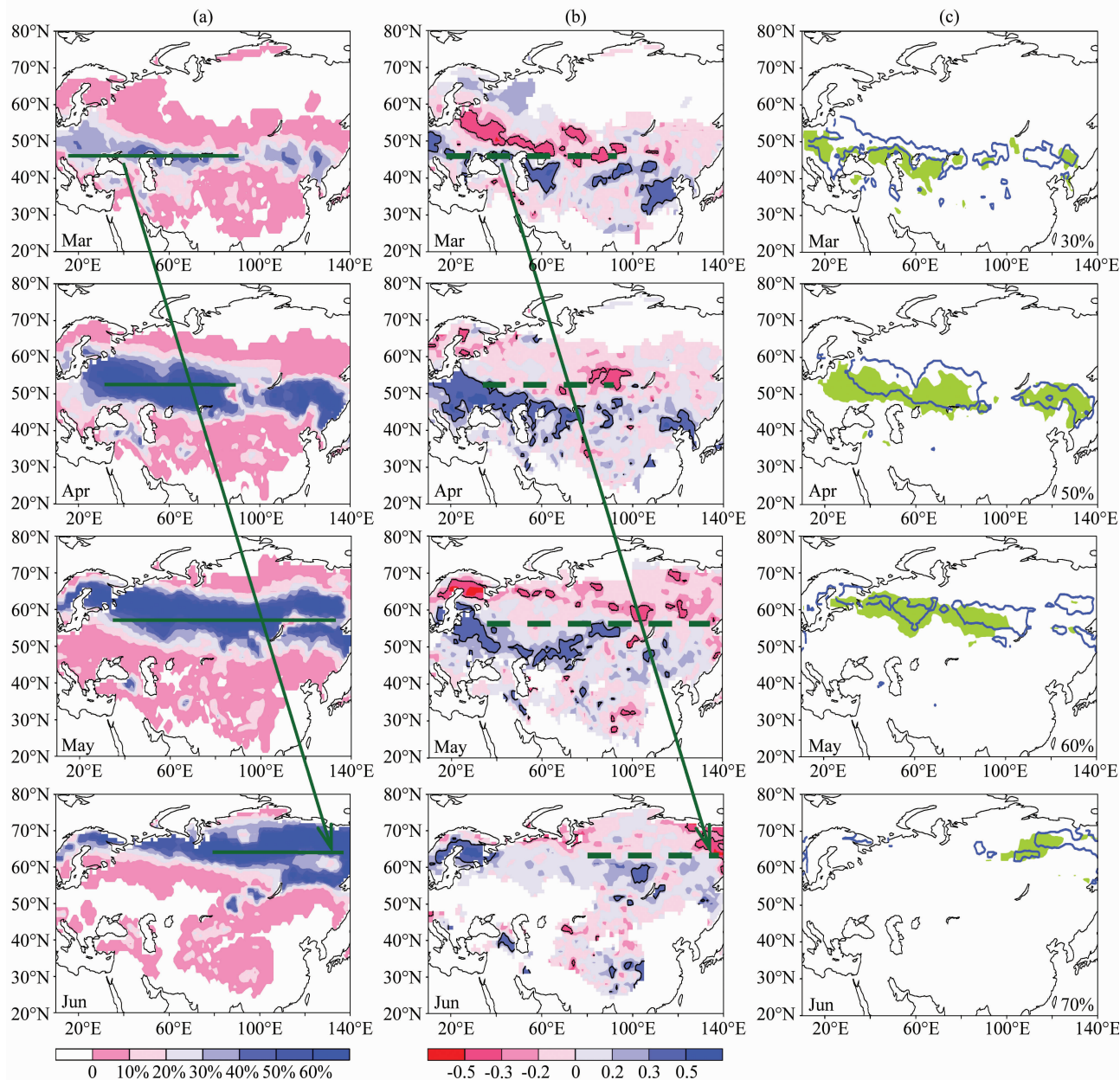


图 1 (a) 1967~2007 年 3~6 月融雪面积覆盖率的气候态分布 (绿实线: 融雪面积大值区的大致中心位置); (b) 冬季 T_{FSE} 分别与 3~6 月融雪面积的相关系数分布 (绿虚线: 负相关区的大致南界, 等值线: 通过 95% 信度检验); (c) 3~6 月融雪面积覆盖率在大 (阴影)、小雪年 (等值线) 的合成分布 (3~6 月的图中分别仅给出 30%、50%、60%、70% 等值线和阴影区以表征其融雪强烈区)

Fig. 1 (a) Climatological (1967–2007) distribution of the melt-snow area (percentage) from Mar to Jun, green solid lines are rough great-value center of the melt-snow area; (b) correlation of winter T_{FSE} with melt-snow area from Mar to Jun for 1967–2007 (contoured regions are above the 95% confidence level, the green dashed lines indicate the south boundary of negative correlation); (c) composite of melt-snow area from Mar to Jun for the heavy snow years (shading) and light snow years (contours), only isopleths of 30%, 50%, 60%, 70% are displayed respectively from Mar to Jun to mark their melt-snow regions

变而言,其由 46°N 附近的欧洲中部和东部(3月)逐渐向东、向北移至 55°N 以北的东亚(6月),其在7月北撤至 66°N 以北的极小范围地区(图略),8月融雪则更微弱(图略)。因此,春初至夏初,欧亚北部大范围融雪进程特点主要表现为强烈融雪区向东、向北移动或延伸,这与欧洲(东亚中高纬)地区的迅速回暖期为春季(初夏)相一致。进一步,图1b给出了冬季 T_{FSE} 分别与3~6月融雪面积的相关系数分布,可发现,其主要的显著负相关区表现为随时间而向东、向北延伸或移动的特点: 47°N 以北的欧洲中东部及亚洲中西部的部分地区(3月)、 52°N 以北的贝加尔湖以西地区(4月)、 58°N 以北的亚洲地区(5月)、 63°N 以北的东西伯利亚(6月),另外,上述显著负相关区的南界(图1b中绿虚线)恰为相应融雪面积气候态大值区的中心纬度(图1a中的绿实线),即,显著负相关区包括了平均融雪强烈区的北部,而在上述显著负相关区的南侧,分布着显著的正相关区,其包括了平均融雪强烈区的南部。以上分析说明,冬季 T_{FSE} 偏大可能有利于主要融雪区北(南)部融雪速度的明显减慢(加快),这意味着主要融雪区位置可能偏南,即,欧亚北部大范围融雪进程可能减慢;当冬季 T_{FSE} 偏小时相反。这一推断可由大、小雪年合成的3~6月融雪面积覆盖率分布(图1c)得以证实:在大雪年,逐月的主要融雪区较小雪年都明显偏南、偏西,即,其欧亚北部大范围融雪进程明显落后于小雪年。大、小雪年之间的这种明显差异在3~4月主要表现在欧洲地区,在5~6月则主要表现在东亚高纬区。

类似地,由图2a可知,在气候平均意义上,冬末至夏初(2~6月),积雪主要分布区(雪盖面积覆盖率大于70%)的主要南界和西界由2月的 47°N 和 25°E 向东、向北逐渐消退至 75°N 和 78°E , 7~8月仅 65°N 以北地区及贝加尔湖附近尚存少量积雪(图略),积雪面积本身的这种大范围季节演变规律与融雪相一致。由冬季 T_{FSE} 分别与2~6月雪盖面积的相关系数分布(图2b)可看出,在欧亚北部,显著正相关区由2月份的 40°N ~ 50°N 欧亚中纬区逐渐向东、向北消退至6月份的 60°N 以北的西伯利亚地区。经对比发现,上述显著正相关区基本为雪盖面积气候态分布的大梯度区(图2a),这说明冬季 T_{FSE} 的变化很可能与欧亚北部主要积雪分布

区南界有关,这可由大、小雪年合成的逐月积雪覆盖率分布(图2c)得以证实,即大雪年积雪主要分布区较小雪年明显偏南、偏西,这种差异在2~4月主要表现在欧洲和西亚,在5~6月则东移至东亚,很明显,这是欧亚北部大范围融雪进程发生明显异常的结果。

以上分析说明,在欧亚北部大范围变化的角度上,冬季 T_{FSE} 偏大(小)有利于融雪进程的减慢(加快),在这种异常的融雪进程中,冬季 T_{FSE} 信号在夏季达到显著。为再次证实这一结论,同时考虑到雪水当量 SWE 应能更好地描述积雪变化(尤其是本文十分关注的东亚中高纬局地积雪变化),图3a~b进一步给出了1979~2004年冬季 T_{FSE} 分别与春、夏季 SWE 的相关,很明显,由春到夏,欧亚北部 SWE 与冬季 T_{FSE} 的显著正相关区由欧洲北部、西亚和中亚北部以及 52°N ~ 62°N 的东亚(图3a)向东、向北移至 62°N 以北的东亚高纬区(图3b);由冬季 T_{FSE} 与春(夏)季融化 SWE (该数据在东亚中高纬地区缺测相对较少)的相关(图3c~d)可见,其显著负(正)相关区主要位于东亚高纬区(亚洲中高纬区)。以上分析说明,当冬季 T_{FSE} 偏大时,东亚中高纬春季融雪偏少(导致春季积雪偏多),因此该区夏季积雪和融雪均易偏多(该区夏季积雪很难维持),即春季异常偏慢的融雪过程应是东亚中高纬夏季积雪、融雪显著偏多的重要原因,当冬季 T_{FSE} 偏小时相反。这与积雪面积资料的分析结论一致。

以上利用两种积雪资料所进行的分析充分说明,无论在欧亚北部大范围变化的角度还是东亚中高纬局地变化的角度,冬季 T_{FSE} 与积雪季节演变都存在明显关联。尤其在夏季,东亚中高纬地区为融雪的气候态大值区和年际变率强烈区(穆松宁和周广庆(2009)图4b、d),那么,该区积雪异常很可能通过冷却作用和融雪导致的相变吸热对其他陆面要素及东亚大气环流产生一定影响。

3.2 土壤温度

为便于分析,图4也给出了土壤温度的零度等值线气候态分布(粗等值线),可见,在同一深度上,欧亚北部春夏季冻土分布的季节演变也大体表现为与积雪相类似的特点,即,由南向北、自西向东而消退,同季节冻土则表现为由深至浅而向北、向东的消退,这也说明冻土(包括较深层土壤温

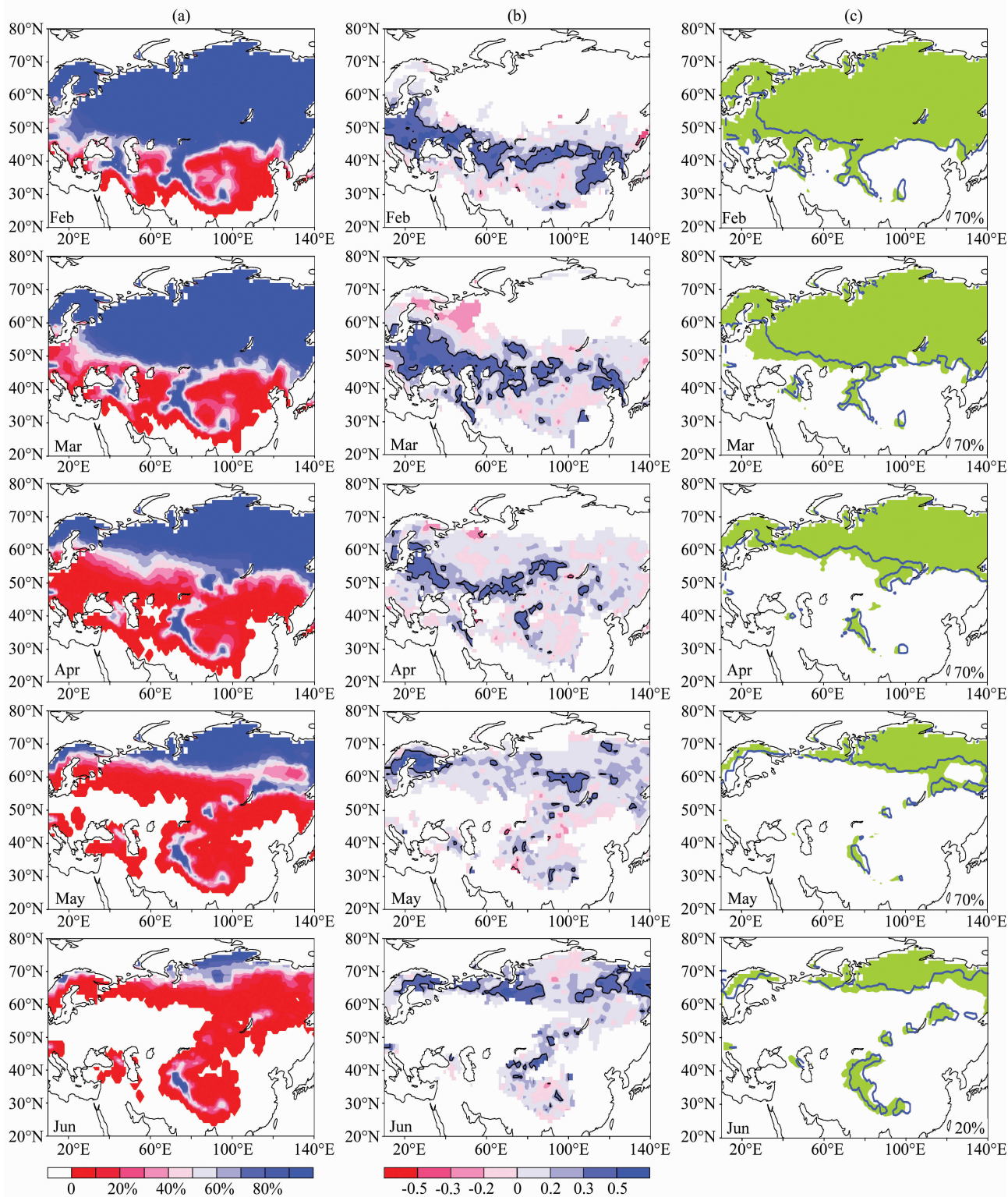


图2 同图1, 但为2~6月逐月积雪面积的情况, 图(c)中的2~5月(6月)仅分别给出70%(20%)等值线和阴影区以表征其主要积雪覆盖区

Fig. 2 The same as Fig. 1, but for the situation of snow cover area from Feb to Jun. In Fig. (c), only isopleths of 70% (20%) are displayed from Feb to May, and 20% are displayed for Jun, to mark their snow cover regions

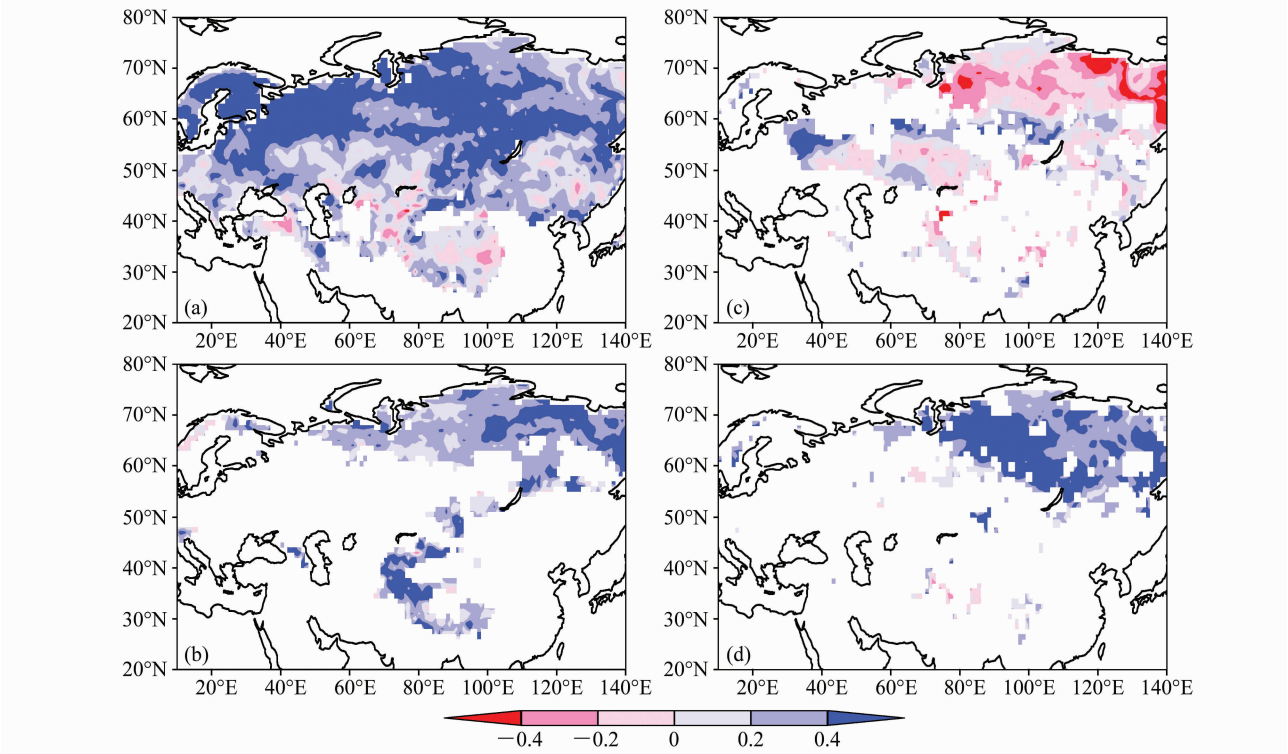


图3 1979~2004年冬季 T_{FSE} 分别与(a、b)春、夏季SWE及(c、d)春、夏季融化SWE的相关系数分布,最深的蓝、红阴影区:通过95%信度检验

Fig. 3 Correlation of winter T_{FSE} with (a, b) SWE and (c, d) melted SWE in spring and summer for 1979 - 2004. The heaviest blue and red shadings pass the test at the 95% confidence level

度)非常缓变。

进一步,图4a~d给出了冬季 T_{FSE} 分别与春季1~4层土壤温度的相关系数分布,发现欧亚大陆北部几乎均为其负相关区。具体地,在1~2层(0~28 cm),显著负相关区位于欧洲中部、哈萨克斯坦、北西伯利亚至贝加尔湖以西地区、贝加尔湖以南的我国东部大范围地区,3~4层(28~289 cm)的情况也是类似的,但其负相关明显减弱。整体上,冬季 T_{FSE} 与春季土壤温度的负相关随深度的增加而减弱,但欧洲中部、北西伯利亚和我国东部的负相关在各层都很明显。由大、小雪年春夏季土壤温度合成差分布(图略)也可清楚地看到,在大雪年,上述显著负相关区的春季土壤温度显著低于小雪年,这种变化趋势在浅土壤层表现得最显著,在深层相对较弱。因此,结合对积雪的分析可推测,当冬季 T_{FSE} 偏大(小)时,其后春季,欧洲、西伯利亚北部的土壤温度易由浅至深地明显降低(升高),在一定程度上,这可能与春季异常偏慢(快)的融雪过程有关(可能也与冻土融化异常有

关),而我国东部地区的土壤温度由浅至深的明显降低(升高)则可能与大气环流异常有一定关系。

至夏季(图4e~h),欧亚大部分地区土壤温度与冬季 T_{FSE} 的负相关较春季有所减弱,主要表现为显著负相关区范围明显缩小,且位于亚洲的显著负相关区东移至东亚中高纬。经比较发现,在欧洲,冬季 T_{FSE} 与其春季土壤温度的负相关随深度增加而减弱,与其夏季土壤温度的负相关较春季有所减弱且随深度增加而加强,这说明欧洲夏季土壤温度异常在很大程度上可能由该区春季异常导致,即,冬季 T_{FSE} 很可能通过该区异常融雪而由浅至深地影响土壤温度,在较深层土壤温度的缓变作用下,冬季 T_{FSE} 信号得以保留到夏季,再由深至浅地影响较浅层土壤温度。需要强调,欧洲地区在夏季已无雪(穆松宁和周广庆,2009)、无冻土,因此可推测,与冬季 T_{FSE} 有关的欧洲地区土壤温度异常对该区大气环流应具有一定影响。在亚洲地区,情况比较复杂,从整体上看,冬季 T_{FSE} 与其春季第3层土壤温度的显著相关型(图4c)、与其夏季第4层土

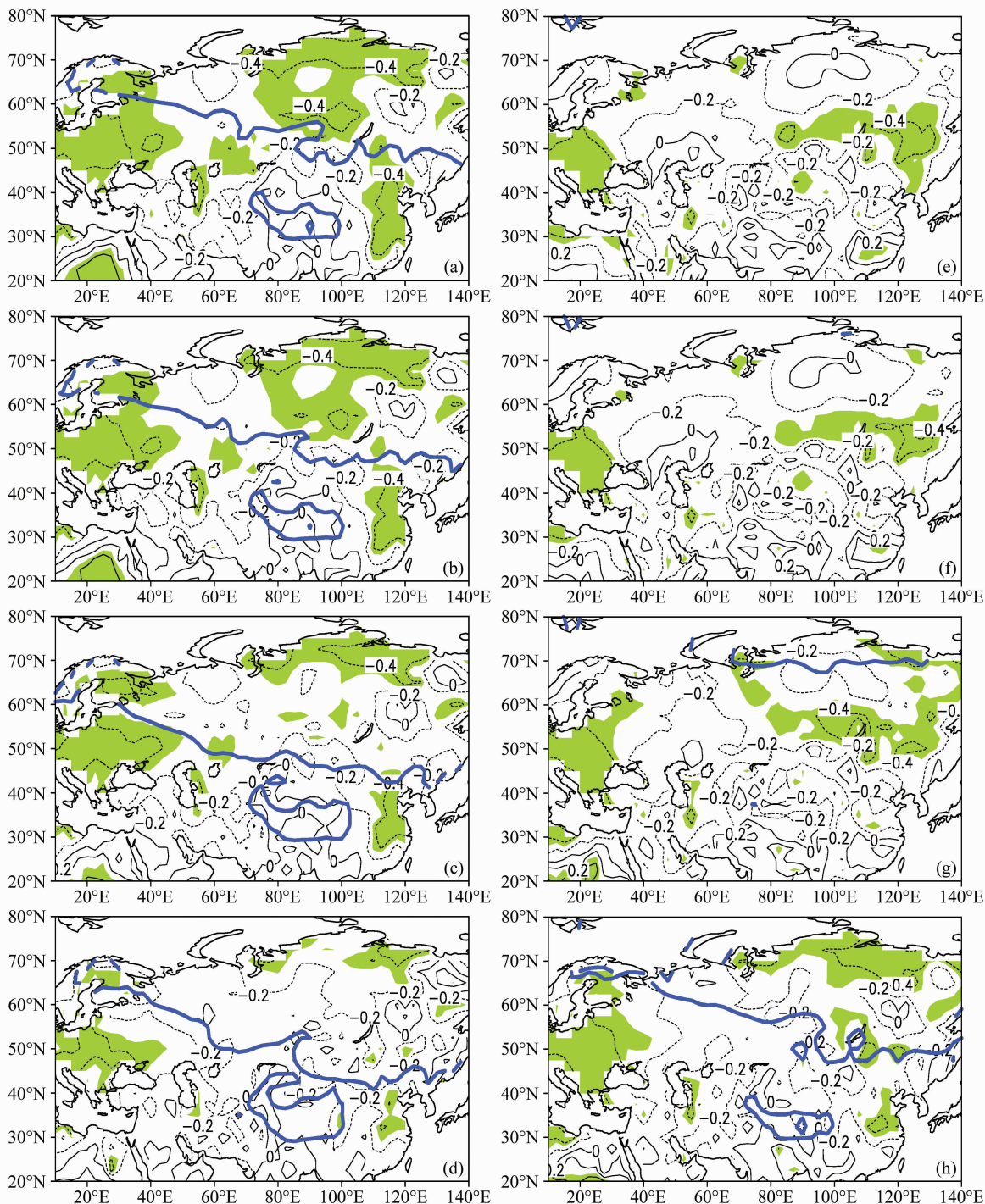


图4 1967~2002年冬季 T_{FSE} 分别与春、夏季4层土壤温度的相关系数分布: (a, e) 0~7 cm; (b, f) 7~28 cm; (c, g) 28~100 cm; (d, h) 100~289 cm. 阴影: 通过95%信度检验; 蓝线: 土壤温度的0°C气候态分布

Fig. 4 Correlation of winter T_{FSE} with 4-layer soil temperature in spring and summer for the period of 1967~2002: (a, e) 0~7 cm; (b, f) 7~28 cm; (c, g) 28~100 cm; (d, h) 100~289 cm. Shaded regions are above the 95% confidence level; blue lines show the soil temperature of 0°C

壤温度的显著相关型(图4h)极为相似,尤其是都包含了位于亚洲高纬区的显著负相关系数分布,同时,冬季 T_{FSE} 与夏季第3层土壤温度之间的显著负

相关区(图4g)、与春季1~2层土壤温度的显著负相关区(图4a~b)在很大程度上也是吻合的,都包含了东亚高纬区和贝加尔湖地区的显著负相关系

数分布。这说明上述亚洲区夏季土壤温度异常在相当程度上也应与其春季异常有关（与夏季积雪和冻土异常也应有关系）。从细节上看，东亚中高纬的显著负相关表现出比较复杂的情况，在土壤较浅层（1~3层），其显著负相关区主要位于50°N~60°N的中、东亚中纬区，且其相关系数小于-0.4的强负相关区由浅表层（0~28 cm）的贝加尔湖以东地区西移至相对较深层（28~100 cm）的贝加尔湖附近及其以西地区，该显著负相关区以北（60°N以北）为弱负相关区甚至弱正相关区；在土壤深层（第4层），情况与浅层不同，上述中、东亚中纬显著负相关区范围明显减小，但在65°N以北的亚洲高纬区出现了大范围显著负相关区（该区在此深度上有冻土分布）。因此，总结了冬季 T_{FSE} 与东亚中高纬夏季各层土壤温度、积雪的关系后不难发现，中、东亚中纬显著负相关在1~3层整体差别不大，该地区在夏季已少有积雪和融雪，而研究表明（穆松宁和周广庆，2010），此时东亚中纬大气环流出现明显异常，尤其在对流层中高层，这说明该地区的陆—气相互作用十分明显：土壤温度异常对大气环流应具有一定影响，同时，其浅表层土壤温度在相当程度上也受到异常大气环流的影响。需要特别强调，在65°N以北的东亚，冬季 T_{FSE} 与其土壤温度的显著负相关区位于深层且为冻土区，在浅层（土壤温度高于零度）关系很弱，在其地表，融雪强烈（气候态）且积雪发生明显异常，两种相变过程（融雪、雪水蒸发）大量耗热，这有可能导致其较浅层土壤温度和低层气温变化不够明显，这也可能是冬季 T_{FSE} 与该区浅层土壤温度、与大气温度场关系较弱的一个原因。但由于冬季 T_{FSE} 偏大时该区夏季融雪量大，其吸热多，因此该区整体上仍然是偏冷的，这在低温日数的异常变化上有很好的体现（图5）。另外，由图4还发现，在我国江南地区，冬季 T_{FSE} 与其土壤温度表现为正相关且其由浅至深逐渐减弱，此时该区气候显著异常（穆松宁和周广庆，2010），这说明该区大气对陆面的影响可能是相对比较主动的。综合以上分析，部分地区（欧洲中部和东亚高纬区等）的较深层土壤温度异常在夏季仍能清楚地“记忆”春季异常，这意味着当冬季 T_{FSE} 异常时，东亚高纬区（甚至欧洲地区）夏季土壤温度异常对东亚夏季大气环流异常可能具有相对主动的影响。

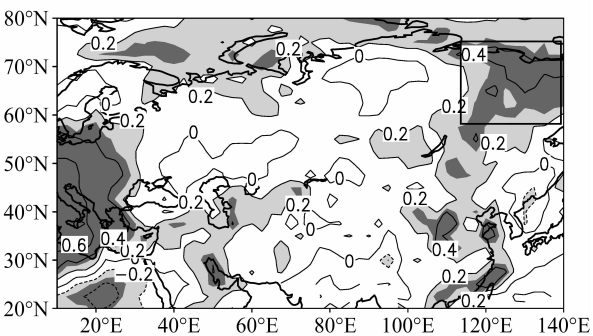


图5 1967~2002年冬季 T_{FSE} 与夏季低温日数的相关系数分布。深（浅）阴影：通过95%信度检验（超过±0.2）

Fig. 5 Correlation of winter T_{FSE} with summer low-temperature frequency for the period 1967 - 2002. Darker (lighter) shaded regions are above the 95% confidence level (± 0.2)

总的来说，冬季 T_{FSE} 与欧亚北部土壤温度关系的季节演变是一个比较复杂的渐变过程，其负相关区也大体表现出由春到夏的向东延伸、移动的特点，对东亚中高纬土壤温度局地变化来说，其与冬季 T_{FSE} 的负相关由春到夏逐渐加强，在夏季达到最强。这种季节演变异常在冬季 T_{FSE} 与欧亚北部整层土壤温度（1~4层加权平均）的相关系数分布（图略）上表现得更清晰，这与前面所分析的积雪情况也是类似的。利用1986~1995年GSWP-2多模式分析6层土壤温度资料所进行的同样计算也可证实这一结论（图略）。需指出，无论是大气、积雪，抑或是冻土的异常信号，都能在土壤温度变化上留下“痕迹”，而土壤层温度较积雪更缓变，因此，冬季 T_{FSE} 与欧亚北部土壤温度关系的季节演变较积雪的情况更复杂。

3.3 冻土

图6a、b给出了冬季 T_{FSE} 与春、夏季冻土深度的相关系数分布。从整体上看，在ERA40土壤温度资料所涉及的深度范围内，在冻土深度存在年际变化的地区，两者均表现为负相关，其显著负相关区由春季的欧洲中部向东、向北移至夏季的东亚中高纬地区，这说明当冬季 T_{FSE} 偏大时，冻土深度明显偏浅（即，冻土融化偏慢）的区域由欧洲中部逐渐向东北方向移至夏季的东亚中高纬地区，这意味着欧亚北部大范围冻土融化进程的减慢；当冬季 T_{FSE} 偏小时相反。从细节上看，对冬季 T_{FSE} 与夏季冻土深度的显著相关区而言（东亚中高纬区），与较深层土壤温度的情况（图4g~h）比较类似的是，其也存在两个分离的显著相关区：东亚高纬区和贝

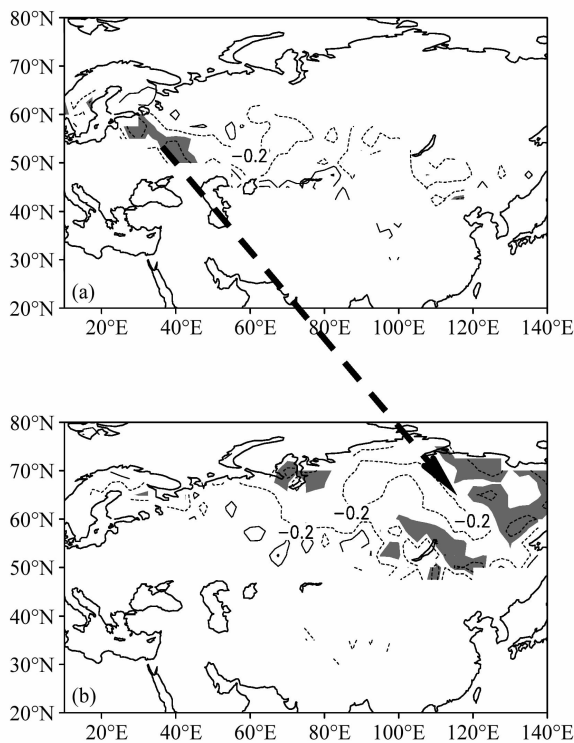


图6 1967~2002年冬季 T_{FSE} 与 (a) 春、(b) 夏季冻土深度的相关系数分布。阴影: 通过 95% 信度检验

Fig. 6 Correlation of winter T_{FSE} with frozen soil depth over Eurasia in (a) spring and (b) summer. Shaded regions are above the 95% confidence level

加尔湖附近的东亚中纬区, 其中, 东亚高纬区尤值得关注: 当冬季 T_{FSE} 偏大时, 该区冻土融化的明显减慢与其他陆面要素异常、大气状况异常都十分一致, 如, 积雪异常偏多 (图 3b)、融雪异常强烈 (图 3d)、较深层土壤温度明显偏低 (图 4g~h) 以及低温日数明显偏多 (图 5), 这也再次说明了该区陆—气相互作用的重要性; 当冬季 T_{FSE} 偏小时情况相反。以上分析还说明, 东亚中高纬较深层土壤温度异常和冻土融化异常都是土壤层热力状况异常的重要反映, 但浅表层土壤温度本身的变化不可避免地要受到大气、陆表 (如, 植被) 等信号的干扰。

为更详细地了解东亚中高纬局地冻土融化的季节演变情况, 计算了春、夏季东亚中高纬地区 (45°N 以北, $80^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$) 不同深度的冻土融化面积与冬季 T_{FSE} 的相关系数。发现, 在春季, 东亚中高纬冻土融化面积与冬季 T_{FSE} 表现为由浅至深而减弱的负相关 (1~3 层相关系数依次为: -0.31 、 -0.26 、 -0.18 , 第 4 层未融化), 这种负相关仅能通过 90% 信度检验, 其原因可能为: 该地区春季仍然低

温, 冻土融化缓慢 (越深越慢, 慢于融雪), 第 4 层冻土甚至完全不融化; 至夏季, 两者在表层表现为明显正相关 (相关系数为 0.33), 在 3~4 层则表现为明显负相关, 其相关系数依次为: -0.44 、 -0.4 , 通过了 98% 信度检验。以上分析说明, 当冬季 T_{FSE} 偏大时, 东亚中高纬春季地表冻土在与较多积雪 (图 3a) 和较低土壤温度 (图 4a~d) 的相互作用下不易融化, 但该地区夏季浅层冻土无法维持, 其融化势必异常强烈; 在较深层 (28~289 cm), 由于其土壤温度对春季异常的“记忆”, 冻土融化速度明显减慢。冬季 T_{FSE} 偏小时的情况相反。总的来说, 由春到夏, 冬季 T_{FSE} 信号在东亚中高纬春季冻土融化过程中被加强, 在夏季达到显著, 这与积雪、土壤温度的情况非常相似。

本节分析充分说明, 当冬季 T_{FSE} 异常时, 在欧亚北部大范围变化的角度和东亚中高纬局地变化的角度, 各陆面要素 (积雪、土壤温度、冻土) 的季节演变异常协调一致, 说明三者相互作用明显。那么, 在陆—气相互作用的角度上, 冬季 T_{FSE} 与大气环流关系的季节演变是否也具有类似特点?

4 冬季 T_{FSE} 与大气环流关系的季节演变

图 7 给出了冬季 T_{FSE} 与春夏季 500 hPa、1000 hPa 温度场的相关系数分布以及相应的大、小雪年风场合成差矢量分布, 发现, 无论在春季还是在夏季, 在欧亚中高纬地区都存在两个显著负相关区: 欧洲中西部地区和亚洲地区, 其中, 欧洲地区显著负相关的强度在两季节存在差异, 而位于亚洲的主要负相关区则表现为由春到夏的东移并加强。具体地, 在春季 (图 7a~b), 上述两负相关区都表现出准正压性, 且其范围随高度增加而减小。其中, 亚洲中、西部地区的负相关虽不显著 (相关系数小于 -0.2), 但在 1000 hPa 高度上, 其在 68°N 以北的西伯利亚地区也可达到显著, 同时, 两个显著负相关区的大、小雪年风场也不存在明显差异, 这意味着两区域发生冷春 (当冬季 T_{FSE} 偏大时) 的直接原因之一应为陆面要素的明显异常, 即, 积雪 (SWE) 偏多、土壤温度偏低、冻土融化偏慢。至夏季 (图 7c~d), 欧洲的负相关较春季明显减弱, 但仍然显著, 而大气本身对异常信号的记忆仅月尺度, 这就意味着欧洲冷夏 (当冬季 T_{FSE} 偏大时) 的

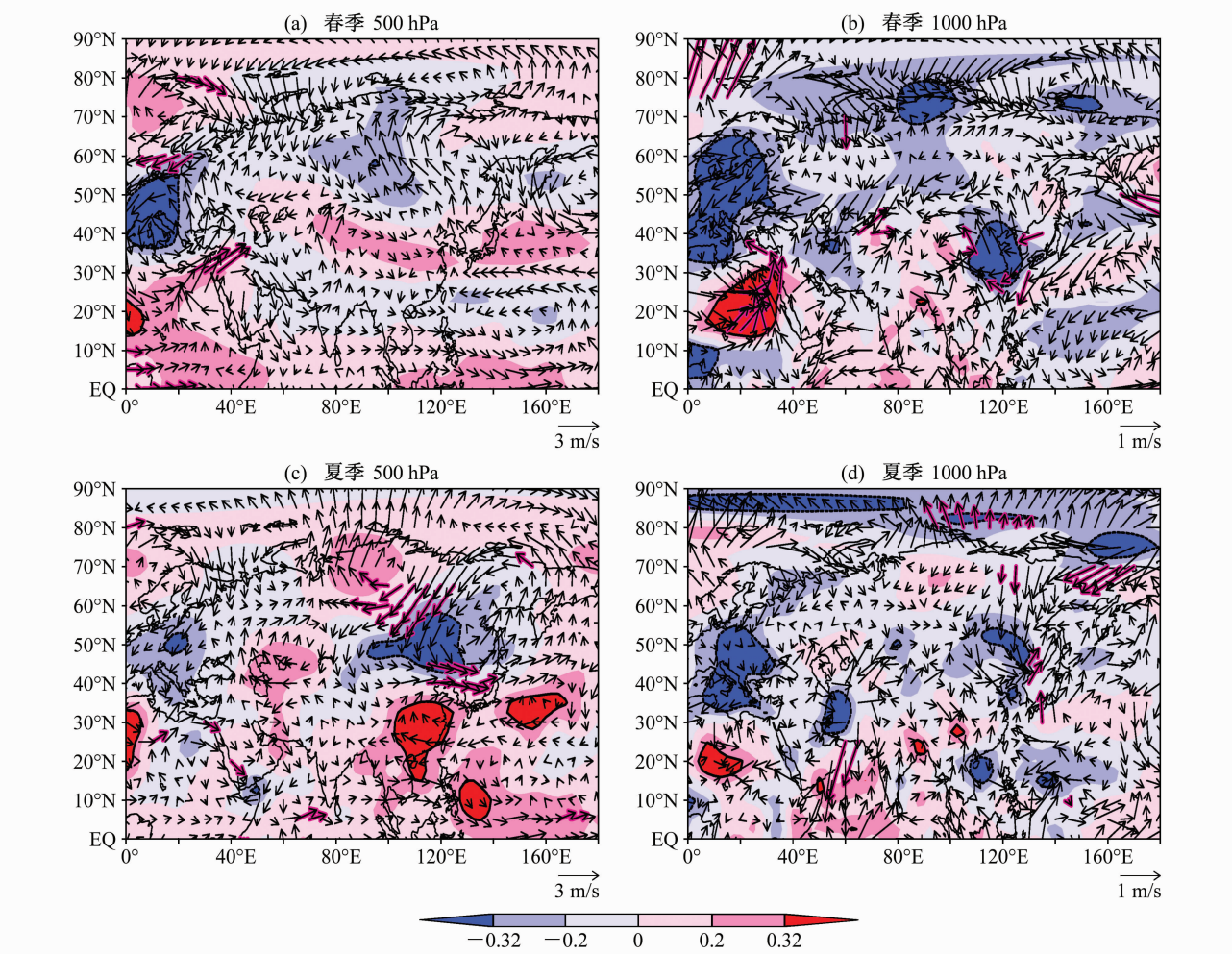


图 7 1967~2007 年冬季 T_{FSE} 与春、夏季温度场的相关系数分布 (阴影) 及大、小雪年风场的合成差矢量分布: (a、c) 500 hPa; (b、d) 1000 hPa。等值线和粗矢量: 通过 95% 信度检验

Fig. 7 Correlation of winter T_{FSE} with temperature (shading) in (a, b) spring and (c, d) summer, composite difference of wind between the heavy and light snow years (vectors) for the period 1967–2007; (a, c) 500 hPa; (b, d) 1000 hPa. The correlations above 95% confidence level are contoured, and the thicker vectors for wind also pass the test at 95% confidence level

直接原因之一应为土壤温度异常偏低 (图 4e~h), 这与 3.2 节的分析推测一致。亚洲地区的情况相对复杂得多, 其主要的负相关区东移至东亚中纬区并达到显著, 一方面, 东亚中纬区的这种显著负相关在中高层尤其明显, 在低层相对较弱, 这应与大气内部动力过程有关, 即, 东亚中高纬区异常北风 (当冬季 T_{FSE} 偏大时) 有利于东亚高纬冷空气南侵进而有利于东亚中纬变冷, 再加上东亚西风带增强的调制作用 (穆松宁和周广庆, 2010); 另一方面, 3.2 节的分析表明, 该区土壤温度异常对大气环流异常也应具有一定影响。在东亚中纬区的北侧, 即在东亚高纬区, 其负相关虽然不显著, 但在近地面, 其负相关区范围明显大于中高层, 前面的分析

也表明, 该区冷日数异常偏多 (当冬季 T_{FSE} 偏大时)、SWE 异常偏多、冻土融化异常偏慢、土壤温度异常偏低, 即, 此时该地区的大气、陆面状况都是异常偏冷的, 同时还考虑到该区为夏季主要融雪区和年际变化强烈区 (穆松宁和周广庆, 2009), 因此, 该区陆面异常偏冷对大气异常偏冷应该具有相对主动的影响, 这与 3.2 节的推测也是一致的, 更进一步, 该区陆面异常偏冷还很可能对东亚中高纬地区盛行的强异常北风也具有一定的主动影响, 进而影响东亚中纬区冷夏。需强调, 东亚中纬区夏季大气内部动力过程的关键因子是异常北风 (当冬季 T_{FSE} 偏大时), 其可将与东亚高纬区陆面异常有关的高纬冷空气平流到东亚中纬区, 这不利于该区夏

季迅速升温,同时也有利于该区陆面异常的维持和加强,这种明显的陆气相互作用过程也是东亚中纬区(包括我国东北)冷夏的重要原因之一(局地陆面异常很可能是其另一重要原因),进一步,这种东亚中纬区夏季大气环流异常再通过东亚副热带急流异常的调制与西太平洋副热带高压异常乃至与我国夏季气候异常产生关联。

综上所述,冬季 T_{FSE} 与欧亚大气环流关系的季节演变特点也大体表现为欧亚北部大范围回暖过程的异常,这与陆面季节演变情况大体一致。分析表明,在欧亚中高纬区,陆面异常对大气状况的影响在春夏季很可能是相对主动的,就本文尤其关注的东亚中纬区夏季中高层温度异常而言,除了局地陆面异常的可能主动影响外,东亚高纬区陆面异常及大气内部动力过程亦非常关键。为进一步证实这些推断,本文计算了权重为各土壤层厚度的 1~4 层加权平均的土壤层温度。由冬季 T_{FSE} 与夏季整层土壤温度的相关系数及大、小雪年 1000 hPa 风场的合成差矢量分布(图 8)可见,其显著负相关区(阴影)位于欧洲中西部和东亚中高纬,其中,东亚中高纬的显著相关型与冻土深度情况(图 6b)十分相似,这再次说明土壤温度、冻土深度变化都能本

质地反映土壤层热力状况,同时,在该区土壤层之上,异常北风(冬季 T_{FSE} 偏大)和异常偏多的积雪(图 3b)十分显著,这也再次说明东亚中高纬陆面要素整体异常变化很有可能是异常北风、乃至冷夏发生的重要原因之一。

5 夏季陆面异常与大气环流的同期相关

首先需特别说明,第一,欧洲在夏季基本无雪、无冻土(穆松宁和周广庆,2009),东亚中高纬地区也仅夏初(6月)尚存较少积雪(图 2a 中的 6 月);第二,相对积雪,土壤层温度更适合作“缓变介质”,其对异常信号的“记忆”时间更长、“记忆”空间范围也更大,这可通过比较冬季 T_{FSE} 与东亚中高纬地区夏季 SWE(图 3b)、与土壤层温度(图 8)的显著相关后看出:在东亚中高纬,冬季 T_{FSE} 信号在其夏季土壤温度上的反映更明显(表现为其显著负相关区范围更大),在欧亚北部大范围来看更是如此。因此,就冬季 T_{FSE} 对大气的滞后“影响”而言,夏季土壤温度异常应该是一个重要的相对直接的影响因子(比积雪本身的“影响”更直接)。基于这些考虑,同时再结合前几节的分析,将图 8 中位于欧洲中西部(东亚中高纬)的显著负相关区区域平均的夏季整层土壤温度定义为 T_1 (T_2),再将以上两区合并后的平均夏季土壤温度定义为 T_{1-2} ,本节详细考察了 T_1 、 T_2 、 T_{1-2} 与我国夏季降水及大气环流的关系,并与冬季 T_{FSE} 的相应情况进行了比较。计算发现, T_1 和 T_2 表现为十分一致的同位相变化,其相关系数达 0.76,而 T_1 、 T_2 、 T_{1-2} 与冬季 T_{FSE} 的相关系数也分别高达 -0.63、-0.54、-0.62,都通过了 99.9% 信度检验。

5.1 与我国夏季降水的相关

图 9 分别给出了 T_1 (欧洲夏季土壤温度)、 T_2 (东亚中高纬夏季土壤温度)、 T_{1-2} (以上两区合并的夏季土壤温度)与我国夏季降水的相关系数分布。由于冬季 T_{FSE} 与 T_1 、 T_2 、 T_{1-2} 均为显著负相关,为便于对比和描述,本文用“ $-T_{\text{FSE}}$ ”来表示冬季 T_{FSE} 的相反数,图 9b 给出了一 T_{FSE} 与夏季降水的相关。

T_{1-2} 与我国夏季降水的关系(图 9b)整体上类似于 $-T_{\text{FSE}}$ 的情况,其显著正相关区主要位于长江以南的我国东部沿海,位置较 $-T_{\text{FSE}}$ 的情况略偏东

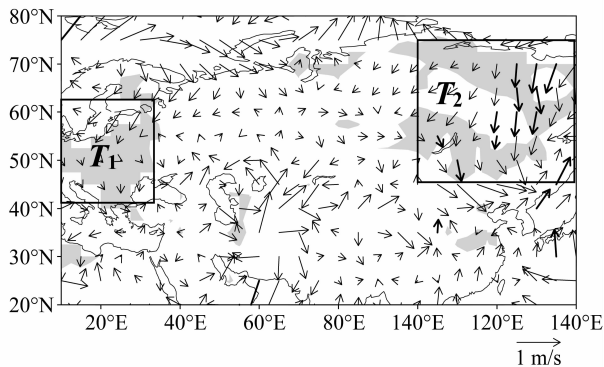


图 8 1967~2002 年冬季 T_{FSE} 与夏季整层土壤温度的显著负相关系数分布(阴影)以及大、小雪年夏季 1000 hPa 风场的合成差矢量分布。粗矢量: 经向风 V 的差值可通过 95% 信度检验。 T_1 、 T_2 : 显著相关区平均的夏季整层土壤温度

Fig. 8 Significant negative correlation of winter T_{FSE} with summer level-mean soil temperature (shading), composite difference of 1000-hPa wind between the heavy and light snow years (vectors) in summer for the period 1967–2002. The thicker vectors for wind could pass test at the 95% confidence level. T_1 / T_2 indicate area-mean soil temperature, which can pass the test at the 95% confidence level in respective boxes

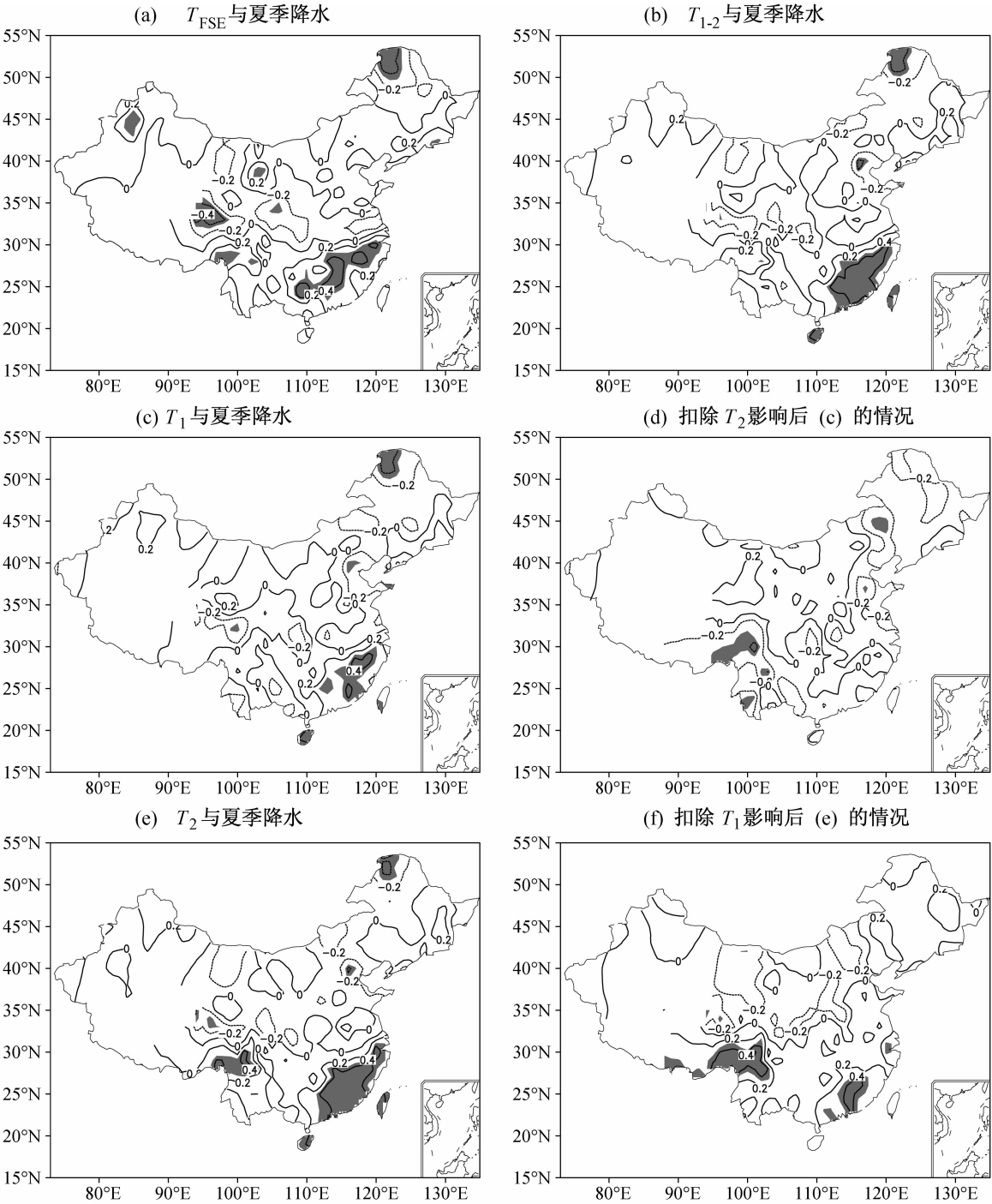


图9 1967~2002年各指数与我国夏季降水的相关系数分布：(a) $-T_{FSE}$ ；(b) T_{1-2} ；(c) T_1 ；(d) 同(c)，但为扣除 T_2 可能影响后的情况；(e) T_2 ；(f) 同(e)，但为扣除 T_1 可能影响后的情况。阴影：通过95%信度检验

Fig. 9 Correlation between different indexes and summer rainfall in China for 1967–2002: (a) $-T_{FSE}$; (b) T_{1-2} ; (c) T_1 ; (d) same as (c) but after removing T_2 effects; (e) T_2 ; (f) same as (e) but after removing T_1 effects. Shaded regions are at the 95% confidence level

且范围偏大，另外，江淮流域到西北部部和西北南部、东北西部为较弱的负相关区。这说明 T_{1-2} 、 $-T_{FSE}$ 与夏季降水的关系是基本一致的，仅在华北和东北西南部有所区别。对欧洲夏季土壤温度 T_1

与夏季降水的相关而言（图9c），其位于江南的显著正相关区较 T_{1-2} 、 $-T_{FSE}$ 都明显偏小，考虑到 T_1 和东亚中高纬夏季土壤温度 T_2 关系显著，这里又计算了扣除 T_2 的可能影响后 T_1 与夏季降水的偏

相关(图 9d),发现其相关系数符号变化不大,但江南和内蒙古东部的夏季降水与 T_1 的关系不再显著,另外,在川、藏、滇交界处出现了小范围负相关区,这说明欧洲夏季土壤温度 T_1 本身与江南夏季降水异常的关系可能相对间接。另外,东亚中高纬夏季土壤温度 T_2 与夏季降水的相关(图 9e)与 T_{1-2} 的情况也十分类似,进一步,在扣除 T_1 的可能影响之后,其与江南夏季降水的关系仍较显著但也大为减弱(图 9f),而川、藏、滇交界处的显著正相关有所增强。以上分析表明,对于与冬季 T_{FSE} 有关的我国夏季异常降水而言,其与东亚中高纬夏季土壤温度 T_2 的关系更显著和直接,但欧洲夏季土壤温度 T_1 对其也可能起到了加强的间接作用, T_1 可能通过某种途径(如遥相关等)与夏季东亚异常大气环流型产生关联进而与异常降水产生关联,因此,本节将进一步考察夏季土壤温度与大气环流的关系。

5.2 与温度场的相关

穆松宁和周广庆(2010)的研究表明,冬季 T_{FSE} 异常时,东亚中纬夏季异常冷暖是东亚副热带急流异常,乃至西太平洋副热带高压异常以及我国江南地区夏季降水异常的重要原因,而本文的分析显示,东亚中高纬夏季土壤温度异常对大气应具有相对主动的影响,那么,其与东亚温度场的关系究竟如何?

图 10a 给出了 T_{1-2} 与 300 hPa 温度场的相关,可发现位于欧洲中西部、里海和巴尔喀什湖之间、东亚中高纬的“+ + +”相关系数分布型很明显,尤其是欧洲中西部和亚洲北部的正相关十分显著,而我国 35°N 以南的东部地区为其主要的显著负相关区。这种相关关系在低层相对较弱(图略),亚洲北部的显著正相关区位置在近地面较高层偏南。这些相关系数分布型与 $-T_{FSE}$ 情况(图 10b)相似,只是 T_{1-2} 与高纬度温度场的关系更显著。这说明与冬季 T_{FSE} 有关的夏季温度场异常与此时 T_{1-2} 异常密切相关。同样,欧洲夏季土壤温度 T_1 与温度场的相关(图 10c)也与 T_{1-2} 的情况类似,但其位于东亚的显著正相关区范围明显偏小,在扣除东亚中高纬夏季土壤温度 T_2 的可能影响之后, T_1 与温度场的关系(图 10d)明显减弱,尤其是位于东亚的显著相关区几乎全部消失,且其相关系数符号也发生了变化,这说明欧洲夏季土壤温度 T_1 与大气环流的

关系以局地为主,其与东亚环流场无直接关系;东亚中高纬夏季土壤温度 T_2 与温度场的明显关联(图 10e)则主要表现在东亚,即使在扣除 T_1 的可能(间接)影响后,其在东亚的关系仍很强(图 10f),其显著正(负)相关区位于 50°N 以北地区。但同时也注意到,两者的关系在欧洲发生了变化,其在欧洲南部仍为正相关,而在欧洲北部却为负相关,即位于欧亚中高纬的“+ - +”相关系数纬向分布型未得到体现。

以上分析表明,欧洲夏季土壤温度(T_1)和东亚中高纬夏季土壤温度(T_2)本身与夏季温度场的关系虽都主要表现为明显的局地性,但由于两者的变化规律相当一致(相关系数达 0.76),那么,欧亚中高纬自西向东的“- + -”(或“+ - +”)异常环流型无疑可得到加强。因此,冬季 T_{FSE} 偏大有利于欧洲和东亚中高纬夏季土壤温度明显降低,进而欧亚中高纬易出现“- + -”的纬向异常环流型,这在一定程度上有利于乌拉尔阻高的建立和维持;冬季 T_{FSE} 偏小则有利于欧洲和东亚中高纬夏季土壤温度明显偏高,夏季“+ - +”纬向异常环流型易出现,即欧洲和东亚中纬区易盛行异常高压。

5.3 与东亚地区风场的相关

研究表明(穆松宁和周广庆,2010),冬季 T_{FSE} 异常应通过大气环流调整使东亚副热带急流发生变化,进而与西太平洋副热带高压以及我国夏季气候异常产生关联。那么,欧洲中西部、东亚中高纬夏季土壤温度异常是否也会导致东亚副热带急流异常?经计算, T_{1-2} 与 200 hPa 异常纬向风(U)的相关(图 11b)也十分类似于 $-T_{FSE}$ 的情况(图 11a),位于东亚地区由北向南的“- + -”显著相关系数分布型十分明显,虽其显著相关区略小于冬季 $-T_{FSE}$ 的情况,尤其是东亚中纬显著负相关区略小,但其正、负相关区的分布位置与 $-T_{FSE}$ 极为相似,即使从整个欧亚大陆、北非、北印度洋和西太平洋这个更大范围的相关系数分布来看也是如此,这说明冬季 T_{FSE} 异常时东亚夏季副热带急流的异常应与 T_{1-2} 的异常变化有关。 T_1 与 U 在东亚地区虽然也存在“- + -”的经向相关型(图略),但其在扣除 T_2 的可能影响后完全消失(图略),而 T_2 与 U 之间的这种显著相关型即使在扣除 T_1 的可能影响后仍很明显(图略)。因此,对冬季 T_{FSE} 异常时的东亚夏季副热带急流异常而言,其与东亚中高纬

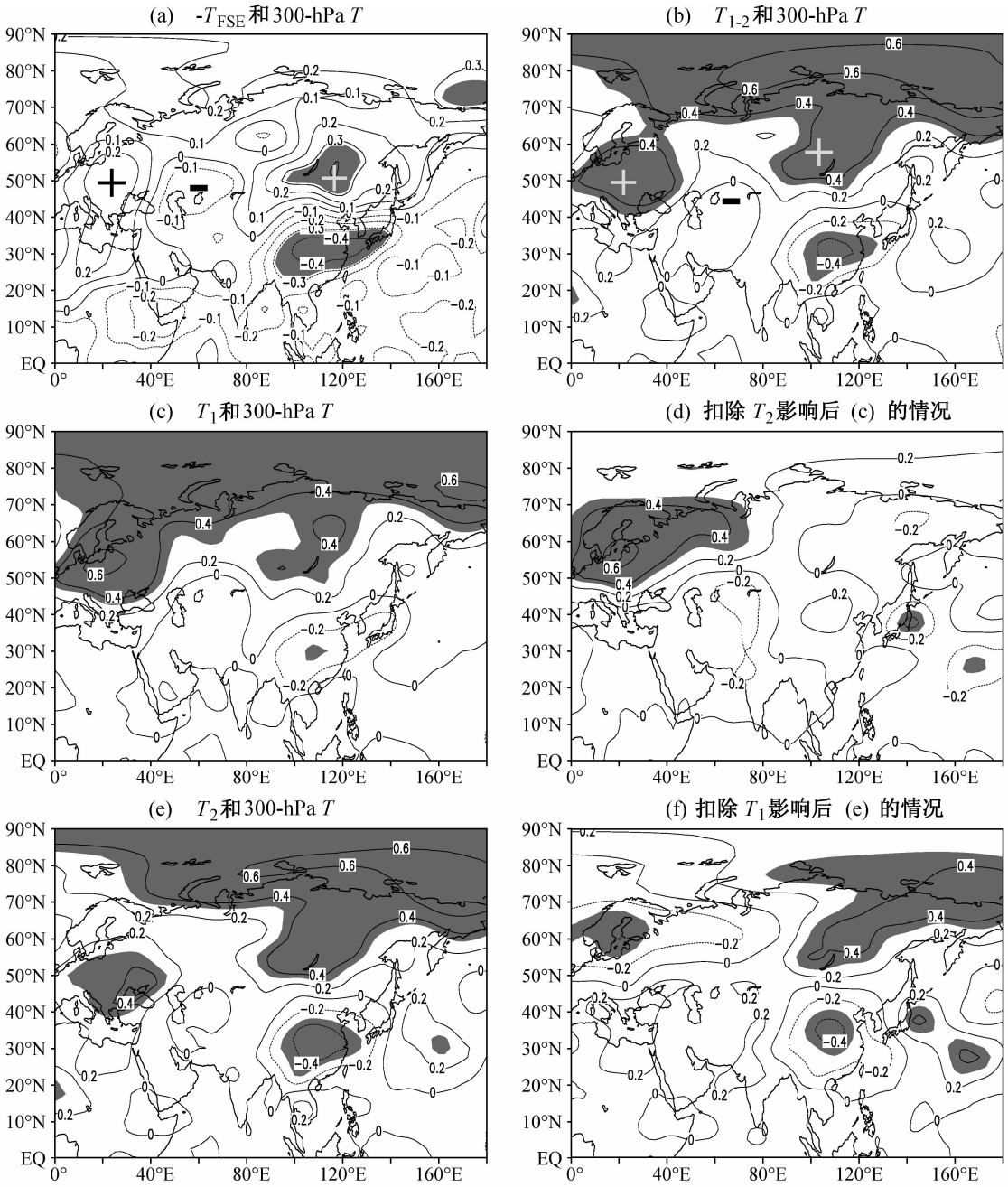


图 10 同图 9，但为 1967~2002 年 300 hPa 温度场的情况
Fig. 10 As Fig. 9, but for 300-hPa temperature during 1967–2002

夏季土壤温度的关系更明显和直接。而欧洲地区土壤温度 T_1 可能会通过中高纬“—+—”（冬季 T_{FSE} 偏大）或“+—+”（冬季 T_{FSE} 偏小）的纬向异常环流型来加强这种关系。

类似地，由于东亚中高纬异常经向风对东亚中纬夏季异常冷暖具有重要贡献（穆松宁和周广庆，2010），而本文的分析和推断进一步表明，东亚中高纬陆面异常可能是异常经向风的一个重要原因

（图 8）。因此，本文考察了不同区域夏季土壤温度异常、东亚高纬夏季积雪异常（图 3b 中东亚高纬显著正相关区域平均的夏季 SWE）与各层经向风的关系（图略），结果表明，东亚中高纬夏季土壤温度异常对该区异常经向风应具有相对直接的影响，同时，东亚高纬夏季积雪异常对其也应具有一定的贡献作用。

事实上，本文也计算了东亚高纬区夏季积雪异

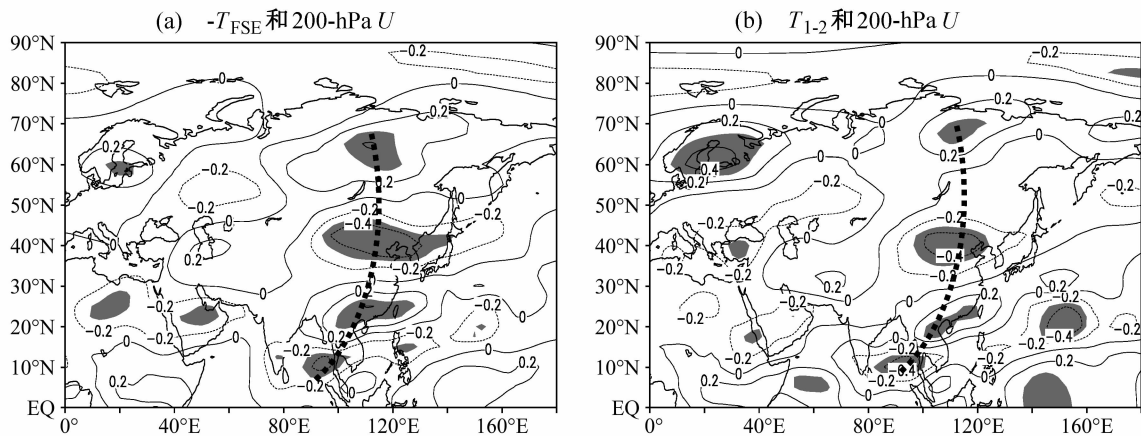


图 11 1967~2002 年 (a) $-T_{\text{FSE}}$ 、(b) T_{1-2} 与夏季 200 hPa 纬向风 U 的相关系数分布。阴影：通过 95% 信度检验

Fig. 11 Correlation between (a) $-T_{\text{FSE}}$, (b) T_{1-2} and summer 200-hPa zonal wind U for 1967–2002. Shaded regions are at the 95% confidence level

常 (包括 SWE 异常、雪盖面积异常) 与夏季大气环流的相关 (图略), 其相关系数分布型与冬季 T_{FSE} 、 $-T_2$ (T_2 的相反数) 的情况一致, 但其强度明显偏弱。这说明当冬季 T_{FSE} 异常时, 东亚中高纬夏季土壤温度异常较积雪异常而言是可能造成东亚大气环流异常的更为重要的因子。另外, 经比较发现, $-T_2$ 、东亚高纬区夏季积雪异常与东亚夏季大气环流的相关都弱于冬季 T_{FSE} 的情况, 这说明在一方面, 虽然东亚中高纬夏季陆面异常是东亚大气环流异常的较直接的可能影响因子, 但与冬季 T_{FSE} 有关的欧洲夏季陆面异常也有可能通过大气内部动力过程 (如调制纬向异常环流型) 来加强东亚中高纬陆面异常对东亚大气环流所产生的影响, 但通过相关分析可能无法考察这种可能性, 需要数值试验的支持; 另一方面, 东亚中高纬异常经向风很可能还受到其他因素的影响。

另外, 5.1~5.3 节的分析说明, 当冬季 T_{FSE} 偏大时, 欧洲地区夏季土壤温度 T_1 有利于欧亚中高纬 “—+—” 纬向异常环流型的加强。那么, T_1 通过何种途径来加强这种异常环流型? 由图 10c、d 可知, T_1 偏低有利于欧洲异常冷性低压的形成, 其东侧的偏南气流有利于较低纬暖空气向北输送 (暖平流), 这在一定程度上有利于乌拉尔阻高的维持和加强, 同时, 阻高东侧的偏北气流有利于高纬冷空气南下 (冷平流), 再结合此时东亚中高纬土壤温度的局地作用, 东亚中纬区异常冷低压得以加强, 欧亚中高纬 “—+—” 纬向异常环流型也就得

以维持和发展, 相应地, 东亚副热带急流加强、西太平洋副热带高压亦加强并西伸和北扩。冬季 T_{FSE} 偏小时则相反。

6 结论和讨论

本文主要利用 NSIDC 卫星反演雪盖资料和 ERA40 土壤温度再分析资料, 对冬季欧亚北部新增雪盖面积 (冬季 T_{FSE}) 与我国夏季气候异常关系的可能物理途径进行了初步分析, 结果表明, 春、夏季陆面要素 (积雪、土壤温度、冻土) 整体一致的季节演变异常是冬季 T_{FSE} “影响” 我国夏季气候异常的重要纽带, 而东亚中高纬夏季陆面异常是东亚夏季大气环流异常乃至我国夏季气候异常的重要原因。主要结论如下:

(1) 当冬季 T_{FSE} 偏大时, 欧亚北部大范围积雪—冻土自西向东、由南向北融化进程明显减慢, 因此, 至夏季, 东亚中高纬各陆面要素显著异常 (积雪和陆表冻土融化异常强烈、平均积雪明显偏多、土壤温度异常偏低); 冬季 T_{FSE} 偏小时相反。

(2) 仅就东亚中高纬陆面局地变化而言, 冬季 T_{FSE} 信号在春季积雪—冻土融化过程中被加强, 并在夏季达到显著。

(3) 在 “欧亚北部大范围变化” 和 “东亚中高纬局地变化” 两个角度上, 冬季 T_{FSE} 与陆面之间、与大气环流之间关系的季节演变协调一致, 分析表明, 春、夏季陆面对大气的影响应相对主动。

(4) 分析发现, 冬季 T_{FSE} 异常时, 其后夏季,

东亚中高纬陆面异常很可能是东亚大气环流异常的一个重要影响因子。因此，对冬季 T_{FSE} 与我国夏季气候异常之间“隔季相关”的机理（图 12）推断如下：冬季 T_{FSE} 偏大有利于欧亚北部大范围积雪—冻土融化进程的减慢，这导致夏季东亚中高纬积雪偏多、土壤温度偏低，这种陆面异常可能通过其自身的冷却作用、通过影响东亚中高纬异常北风而影响东亚中高纬夏季冷暖，进一步在加强的东亚西风带的调制下，西太平洋副热带高压易加强、西伸、北扩，我国江南夏季易干热；冬季 T_{FSE} 偏小时相反。

本质上，就冬季 T_{FSE} 与夏季气候关系机理而

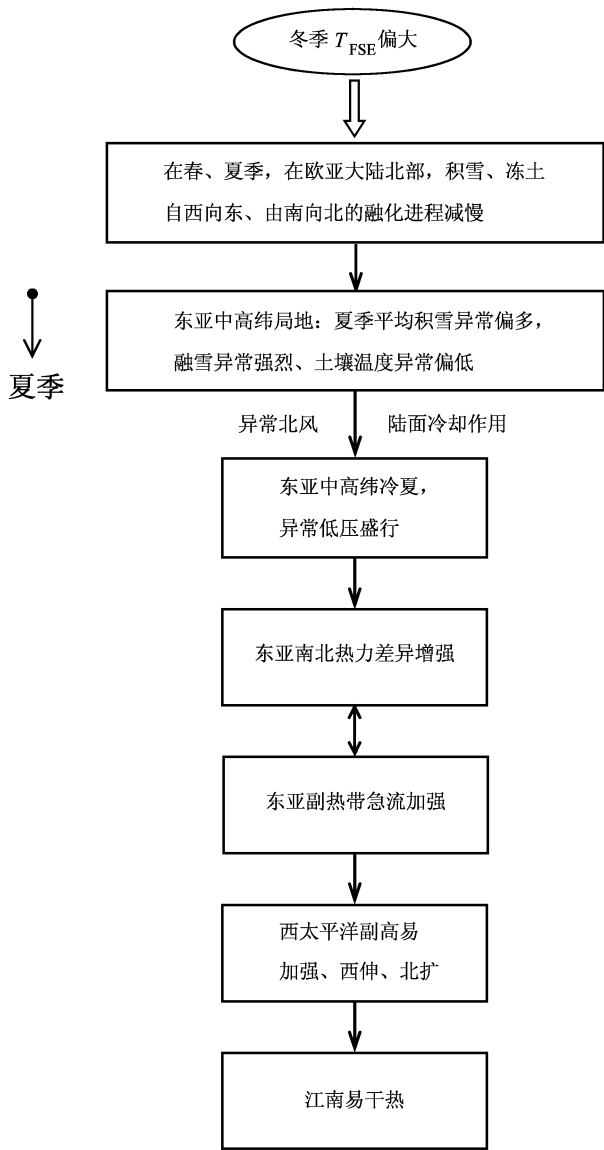


图 12 冬季 T_{FSE} 与我国夏季气候异常关系的机理流程示意图
Fig. 12 Sketch map of the physical process between winter T_{FSE} and summer climate anomalies in China

言，“欧亚北部大范围季节演变异常”是背景，“东亚中高纬夏季局地异常”是结果，春季积雪—冻土融化的缓慢的“能量释放过程”是冬季 T_{FSE} 信号被逐渐放大并在夏季达到显著的根本原因（包括了积雪的反照率效应和水文效应）。另外，由图 3a 可知，冬季 T_{FSE} 与欧亚北部大范围地区春季 SWE 表现为明显正相关，这反映了冬季 T_{FSE} 偏大（小）时春季融雪进程减慢（加快）所导致的大范围 SWE 偏多（少）。计算表明，冬季 T_{FSE} 与有关的欧亚北部春季异常 SWE 与春夏季土壤温度、与春夏季冻土深度、与夏季大气环流、与我国夏季降水异常都具有类似的关系（穆松宁，2008），这与 Wu et al., (2009) 的研究结论相当一致，这在很大程度上证实了本文所给出的可能物理途径的合理性。

仍需指出一些尚未解决的问题，第一，东亚季风气候的影响因子复杂，冬季 T_{FSE} 与我国夏季气候异常关系的物理途径也不可避免地受到其他因素的影响，同时还受限于资料（如冻土资料误差相当大）以及研究手段，因此，本文所给出的物理途径可能无法完全揭示其所有的具体动力过程，还需要数值试验的支持和进一步研究，这也是作者目前进行的工作。第二，为什么冬季 T_{FSE} 偏大（小）有利于欧亚北部大范围积雪—冻土融化进程的减慢（加快）？研究表明，冬季 T_{FSE} 异常时，欧洲部分地区的陆面发生明显异常，具体为：春季雪盖面积（图略）、春夏季土壤温度（图 4）、春季融雪（图 3c）、春季冻土深度（图 6a）等，相应地由春到夏，欧洲都受控于异常冷低压（图 7），研究表明，大西洋冬季阻塞形势会延缓欧亚大陆春季融雪（García and Barriopedro, 2006），那么，欧亚北部积雪—冻土异常融化进程是否与欧洲地区春季（乃至冬季）的积雪异常有关？是否也与冬季异常大气信号有关？另外，在欧亚北部，不同区域的冬季增雪面积对冬季 T_{FSE} 气候效应的贡献及其机理如何？这方面的内容将另文详述。

参考文献 (References)

Armstrong R L, Brodzik M J. 2007. Northern Hemisphere EASE-grid weekly snow cover and sea ice extent version 3 [R]. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, digital media.
Barnett T P, Dümenil L, Schleske U, et al. 1989. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations [J]. J. Atmos. Sci., 46 (5): 661 – 685.

- Bamzai A S, Marx L. 2000. COLA AGCM simulation of the effect of anomalous spring snow over Eurasia on the Indian summer monsoon [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126: 2575–2584.
- Bamzai A S, Shukla J. 1999. Relation between Eurasian snow cover, snow depth, and the Indian summer monsoon: An observational study [J]. *J. Climate*, 12 (10): 3117–3132.
- 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 Qianjin, Gao Bo, Li Weijing, 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 Yangtze River as well as in the atmosphere/ocean system [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 58 (5): 582–595.
- 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 Lieting. 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]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 9 (Supplement): 1–8.
- 陈烈庭, 阎志新. 1979. 青藏高原冬春积雪对对大气环流和我国南方汛期降水的影响 [C]//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 Lieting, Yan Zhixin. 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 Xingfang, Song Wenling. 2000. Circulation analysis of different influence of snow cover over the Tibetan plateau and Eurasia in winter on summertime droughts and floods of China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 24 (5): 585–592.
- Dash S K, Parth S P, Panda S K. 2006. A study on the effect of Eurasian snow on the summer monsoon circulation and rainfall using a spectral GCM [J]. *International Journal of Climatology*, 26 (8): 1017–1025.
- Dey B, Kumar B O S R U. 1982. An apparent relationship between Eurasian spring snow cover and the advance period of the Indian summer monsoon [J]. *J. Appl. Meteor.*, 21: 1929–1932.
- Dong B W, Valdes P J. 1998. Modelling the Asian summer monsoon rainfall and Eurasian winter/spring snow mass [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124: 2567–2596.
- Fasullo J. 2004. A stratified diagnosis of the Indian monsoon-Eurasian snow cover relationship [J]. *J. Climate*, 17 (5): 1110–1122.
- García-Herrera R, Barriopedro D. 2006. Northern Hemisphere snow cover and atmospheric blocking variability [J]. *J. Geophys. Res.*, 111: D21104.
- Hahn D G, Shukla J. 1976. An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall [J]. *J. Atmos. Sci.*, 33: 2461–2462.
- 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.
- Kripalani R H, Singh S V, Vernekar A D, et al. 1996. Empirical study on Nimbus-7 snow mass and Indian summer monsoon rainfall [J]. *International Journal of Climatology*, 16: 23–34.
- 李新, 程国栋. 2002. 冻土——气候关系模型评述 [J]. *冰川冻土*, 24 (3): 315–321. Li Xin, Cheng Guodong. 2002. Review on the interaction models between climatic system and frozen soil [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 24 (3): 315–321.
- 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]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Mu Songning. 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.
- 穆松宁, 周广庆. 2009. 欧亚大陆季节增(融)雪盖面积变化特征分析 [J]. *气候与环境研究*, 14 (5): 491–508. Mu Songning, Zhou Guangqing. 2009. Analyses of seasonal fresh snow extent over northern Eurasia [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 14 (5): 491–508.
- 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.
- Ose T. 1996. The comparison of the simulated response to the regional snow mass anomalies over Tibet, Eastern Europe, and Siberia [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74: 845–866.
- Shukla J. 1984. Predictability of time averages. Part II: The influence of the boundary forcing [M]//Burridge D M, Källén E, Eds. *Problems and Prospects in Long and Medium Range Weather Forecasting*. Berlin: Springer-Verlag, 155–206.
- Shukla J, Mooley D A. 1987. Empirical prediction of the summer monsoon rainfall over India [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 695–703.
- Ueda H, Shinoda M, Kamahori H. 2003. Spring northward retreat of Eurasian snow cover relevant to seasonal and interannual variations of atmospheric circulation [J]. *International Journal of Climatology*, 23 (6): 615–629.
- Vernekar A D, Zhou J, Shukla J. 1995. The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon [J]. *J. Climate*, 8 (2): 248–266.

- 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 Zhigang, Luo Siwei, Dong Wenjie, et al. 1998. Snow cover data on Qinghai-Xizang Plateau and its correlation with summer rainfall in China [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 9 (Supplement): 39–46.
- Wu B Y, Yang K, Zhang R H. 2009. Eurasian snow cover variability and its association with summer rainfall in China [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 26 (1): 31–44.
- 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.
- 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 (12): 2038–2051.
- Ye H C, Bao Z H. 2005. Eurasian snow conditions and summer monsoon rainfall over South and Southeast Asia—assessment and comparison [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 22 (6): 877–888.
- Yang S, Xu L Z. 1994. Linkage between Eurasian winter snow cover and regional Chinese summer rainfall [J]. International Journal of Climatology, 14 (7): 739–750.
- Yamazaki K. 1989. A study of the impact of soil moisture and surface albedo changes on global climate using the MRI. GCM-I [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 67: 123–146.
- Yasunari T, Kitoh A, Tokioka T. 1991. Local and remote responses to excessive snow cover 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.
- 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]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Zhang Shunli. 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.
- Zhao P, Zhou Z J, Liu J. 2005. 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.