科学通报 2011 年 第 56 卷 第 27 期：2335 ~ 2343
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

秋-冬季节北极海冰对冬季西伯利亚高压的影响

武炳义, 苏京志, 张人禾

中国气象科学研究院, 北京 100081
E-mail: wby@cams.cma.gov.cn

2011-03-31 收稿, 2011-07-18 接受
公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906017)、国家自然科学基金(40875052, 40921003)和中国气象科学研究院基本科研业务经费(2010Z003)资助

摘要 冬季西伯利亚高压强度与前期秋到冬季北冰洋东部、欧亚大陆北部边缘海区海冰密集度呈现显著的负相关关系. 研究结果显示, 秋冬季北冰洋海冰密集度与同期海表温度异常可导致冬季西伯利亚高压与欧亚大陆中高纬度及东亚的地表气温异常. 数值试验结果进一步证实该结论, 并且所有的数值试验结果一致表明, 较低的海冰密集度能导致欧亚大陆中高纬度地表温度负异常. 本文提出了一种机制来解释秋冬季北极海冰密集度和冬季西伯利亚高压的联系. 9月份海冰密集度为预测冬季西伯利亚高压提供了一个潜在的前期信号, 而若由单纯的热带海温异常则不能预测冬季西伯利亚高压强度. 在近 20 年来(1990~2009 年)冬季西伯利亚高压呈现增强的趋势, 并伴随着亚洲大陆中高纬度地表温度的降温趋势, 从而导致近年来东亚严冬频发. 最后, 讨论了冬季西伯利亚高压和地表气温短期趋势的成因.

关键词
北极海冰
西伯利亚高压
东亚气候
严冬频发

当前, 全球变暖导致北极增暖, 夏季海冰减少, 特别是自 20 世纪 90 年代后期以来, 夏季北极海冰快速减少. 北极海冰减少会增强北极变暖[1,2], 并且通过其对大气的正/负反馈进而影响遥远区域的气候变异[3~8]. 近年来, 伴随着北极海冰的减少, 欧亚大陆经历了严冬频发和极端降水/降雪事件. 一些研究表明, 欧亚大陆严冬频发与秋冬季北极海冰减少有着密切联系[9,10]. Francis 等人[11]研究指出, 9 月份海冰范围与后期冬季大尺度大气环流异常相联系. Honda 等人[8]进一步指出, 远东地区冬季早期的显著冷异常和冬季晚期从欧洲至远东地区纬向分布的冷异常均与前期 9 月份北极海冰减少有关系, 后者能够加强西伯利亚高压. 观测结果显示, 冬季巴伦支海-喀拉海的海冰偏多时, 中国冷空气活动则偏少, 东亚季风减弱[9], Petoukhov 和 Semenov[10]的数值模拟试验结果进一步证实了该结论.

冬季西伯利亚高压对东亚气候有显著影响[12,13], 其强度可作为独立指数来描述东亚冬季风(EAWM)变率[14]. 由于冬季西伯利亚高压与来自高纬度地区的冷空气活动, 以及与北大西洋涛动(NAO)/北极涛动(AO)均有联系, 因此西伯利亚高压成为连接北极和东亚气候变化的纽带[15,16]. Wu 等人[14]研究结果可能意味着, 热带海表温度(SST)异常不能作为预测西伯利亚高压的可靠因子. 因此, 如何预测冬季西伯利亚高压成为一个重要问题, 这是本文的出发点之一. 另外, 本文将研究近期严冬频发的可能成因. 本文重点分析秋冬季北极海冰与冬季西伯利亚高压之间的联系. 结果表明, 9 月份北极海冰密集度为预测冬季西伯利亚高压提供了一个前期因子; 欧亚大陆北部冬季平均海平面气压的短期增强是近期严冬频发的原因.

应该指出, 本研究不同于先前已有的研究[8~11]. Francis 等人[11]并未分析北极 9 月份海冰和冬季西伯利亚高压的联系. 基于观测资料分析和人为指定北极海冰密集度强迫的模拟试验, Honda 等人[8]研究了 9 月份海冰密集度对大气环流的滞后影响, 并重点分

英文版见: Wu B Y, Su J Z, Zhang R H. Effects of autumn-winter Arctic sea ice on winter Siberian High. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4696-4

析了对冬季早期(11 月)和冬季晚期(1 月)气温(参见其图 2)以及 11 和 12 月海平面气压(参见其图 3)的影响. Honda 等人[8]没有研究 9 月份海冰对冬季西伯利亚高压的影响. 通过人为指定的海冰密集度的敏感性试验, Petoukhov 和 Semenov[10]分析了冬季巴伦支海-喀拉海海冰减少对冬季大气环流的影响. Balmaseda 等人[17]指出, 北极海冰对大气环流的影响强烈依赖于海表温度, 在气候态的或者理想的海表温度条件下, 大气环流对海冰异常的响应也许并不能用以阐述特定年份海冰的影响. 故此, 从季节预报的角度来说, 有必要考虑海冰与海表温度对大气的综合影响.

1 数据

本文所用数据包括: (1) 英国大气数据中心(BADC, http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/)1979~2010 年的北极海冰密集度(SIC)数据(1°×1°); (2) NCEP/NCAR 再分析资料版本 I 及日本再分析资料(JRA-25) (http://ds.data.jma.go.jp/gmd/jra/download/data/MonthFinal/anl_p25/)[18]的 1979~2010 年 6 月的月平均海平面气压(SLP)、地表气温(SAT)和 500 hPa 高度场; (3) 1979~2010 年 5 月的月平均 SST(2°×2°) (http://dss.ucar.edu/datasets/ds277.0/)[19]; (4) 国家气象信息中心提供的 1979~2009 年中国 3 个台站的月平均 SLP 资料(富蕴: 46.59°N, 89.31°E; 铁干里克: 40.38°N, 87.42°E; 阿尔山: 47.10°N, 119.45°E); (5) 美国国家雪冰中心提供的 1979~2007 年 5 月的月平均雪水当量(SWE; http://nsidc.org/data/nsidc-0271.html)[20], 该数据已被转换至 1°×1°网格上; (6) 1979~2010 年 10 月 5°×5°的陆地气温异常资料(http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/).

本文利用冬季(12~2 月)平均 SLP 的区域(40°~60°N, 80°~120°E)平均值, 作为西伯利亚高压的强度指数, 与 Wu 和 Wang[16]的定义相同. 另外, 利用大气环流模式 ECHAM5[21](T63 谱分辨率, 垂向 19 层)研究了 SIC 与 SST 对大气环流的影响, 模式由 30 a (1978~2007 年)观测的月平均 SST 和 SIC 所驱动, 分别从不同大气初值开始积分得到 12 组试验结果.

2 北极海冰密集度和冬季西伯利亚高压的联系: 对季节预测的启示

冬季西伯利亚高压与秋冬季北极海冰密集度异常的空间演变有密切关系(图 1). 9 月, 在北冰洋东部, 从巴伦支海北部到拉普捷夫海北部以及东西伯利亚海北部, 均存在显著的负 SIC 异常(图 1(a)). 10 月, 显著的 SIC 异常出现在巴伦支海北部以及从喀拉海到东西伯利亚海, 与 9 月相比, SIC 异常区域向南偏移(图 1(b)). 与冬季西伯利亚高压相对应的前期秋季(10~11 月)SIC 异常空间分布与 10 月份的十分相近(图略). 在冬季, 显著的负 SIC 异常主要集中在格陵兰海东部及巴伦支海-喀拉海(图 1(c)). 事实上, 区域(76.5°~83.5°N, 60.5°~149.5°E)平均的 9 月 SIC 与冬季巴伦支海-喀拉海(67.5°~80.5°N, 20.5°~80.5°E)的 SIC 存在显著相关关系(r = 0.66, 扣除趋势后二者相关系数为 0.52), 这表明, 从秋季到冬季 SIC 异常的空间演变存在持续性. 这种持续的一致性特征为预测西伯利亚

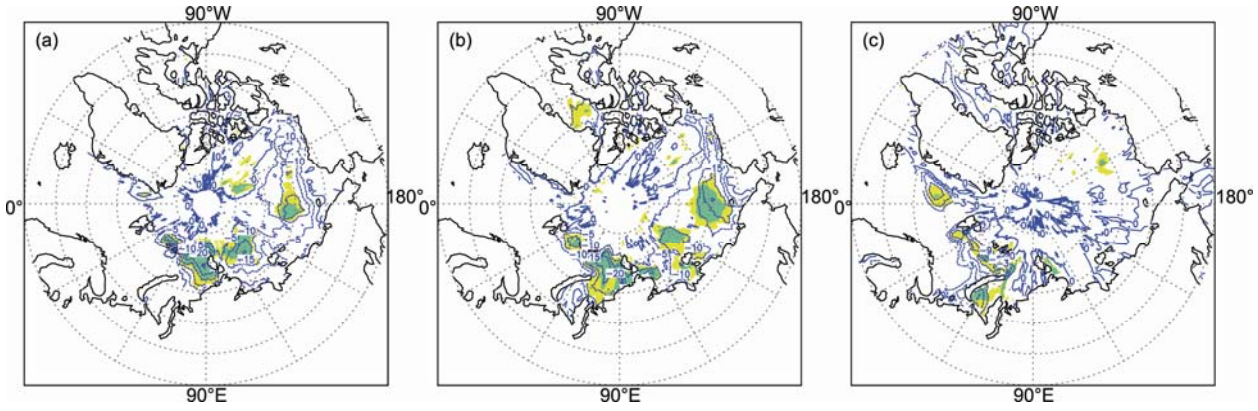


图 1 秋冬季北极海冰密集度与冬季西伯利亚高压强度的反向变化关系

(a) 前期 9 月 SIC 的回归图, 对由 JRA 再分析资料所得到的冬季西伯利亚高压强度指数进行回归, 黄色和绿色阴影区代表 SIC 异常超过 95%和 99%信度水平, (b)和(c)分别为前期 10 月份和同期冬季, 其余同(a), 单位: %

高压强度提供了可能性. 图1(c)表明, 冬季巴伦支海-喀拉海SIC偏少, 则西伯利亚高压和东亚冬季风均偏强, 这与先前的研究结果[9,10]一致. 区域平均的 9 月 SIC 与冬季西伯利亚高压显著相关(r = –0.65, 扣除趋势后二者相关系数为–0.60)(图2). 9 月 SIC 在 1995, 2005 和 2007 年分别达到历史最低值, 相对应的冬季西伯利亚高压指数均超过了一个标准差, 表明存在强的东亚冬季风影响着东亚地区.

为探讨与秋冬季 SIC 异常相对应的大气环流异常的空间结构, 特进行合成分析. 依据图 2 给出的区域平均 9 月 SIC 时间序列, 分别挑选出 SIC 偏多和偏少的个例, 其标准分别为大于 0.7 或小于–0.7 标准差. SIC 偏多个例包括 1980, 1981, 1986, 1988, 1989, 1992, 1996, 1998 和 2003 年, 而 SIC 偏少个例为 1991, 1995, 1999, 2005, 2007, 2008 和 2009 年. 图 3 给出 SIC 偏多与偏少年的差异. 可见, 显著的负 SLP 异常出现在欧亚大陆的北部, 靠近巴伦支海-喀拉海附近存在一个负异常中心(图 3(a)). 上述冬季 SLP 异常空间分布有助于将较常年偏多的海冰输送到格陵兰海-巴伦支海, 与图 1(c)和图 2 所示结果一致. 因此, 相对于 SIC 偏少年, 秋季 SIC 偏多对应减弱的西伯利亚高压. 正的 SAT 异常出现在欧亚大陆中高纬度和东亚地区; 在北冰洋大部分区域、格陵兰海-巴伦支海-喀拉海及北大西洋北部则存在负 SAT 异常(图 3(b)). 在格陵兰海-巴伦支海-喀拉海的显著负 SAT 异常体现了海冰的直接影响. 冬季 SAT 异常的空间分布在动力学上与表面风场异常(图略)是一致的: 南风异常导致亚洲大陆为正 SAT 异常, 而在格陵兰海-巴伦支海的北

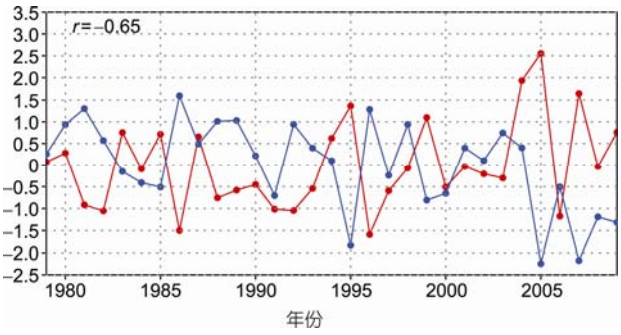


图 2　9 月北极区域平均海冰密集度与冬季西伯利亚高压强度的反向变化关系

由 JRA 再分析资料计算得到的冬季西伯利亚高压强度指数的标准化时间序列(红色)和前期 9 月区域(76.5°~83.5°N, 60.5°~149.5°E)平均 SIC(蓝色)的标准化时间序列

风异常导致 SAT 降低并增强海冰输出. 在 500 hPa, 位势高度差异呈现一个遥相关结构, 其 3 个异常中心分别位于西欧、巴伦支海和贝加尔湖(图 3(c)). 上述结果意味着, 在北冰洋东部从巴伦支海北部到拉普捷夫海北部, 秋季 SIC 偏多, 则随后的冬季东亚地区将出现正 SAT 异常, 同时, 西伯利亚高压和东亚冬季风均减弱. 同样地, 从 NCEP/NCAR 再分析资料也可得到非常相似的结果(图略).

事实上, 北极 SIC 异常与 SST 异常是同时出现的. 在 9 月, 与 SIC 偏少年相比, SIC 偏多对应偏冷的 SST 出现在北大西洋、太平洋的北部和西北部以及北冰洋的欧亚大陆边缘海附近(图 3(d)). 在秋季同样可观测到类似的结果(图 3(e)). 在冬季, 显著的负 SST 异常主要出现在东亚大陆边缘海附近、北大西洋北部以及格陵兰海-巴伦支海附近(图 3(f)). 因此, 为了能模拟出观测到的欧亚大陆冬季 SLP 和 SAT 异常, 我们利用 1978~2007 年的 SST 和 SIC 作为强迫场来驱动大气环流模式, 从 12 个不同大气初始条件分别进行积分. 每组模拟试验包含 9 个 SIC 偏多个例(1980, 1981, 1986, 1988, 1989, 1992, 1996, 1998 和 2003 年)和 4 个 SIC 偏少个例(1991, 1995, 1999 和 2005 年)(见图 2, 标准差大于 0.7 或小于–0.7).

模拟结果中 SIC 偏多(108 个例子)和偏少(48 个例子)年份的冬季平均 SAT 差异由图 3(g)给出. 与 SIC 偏少相比, SIC 偏多导致欧洲和东亚出现弱的正 SAT 异常, 而在北大西洋、北太平洋和欧亚大陆边缘海出现显著的负 SAT 异常, 其中最大负 SAT 出现在格陵兰海-巴伦支海, 反映了海冰对 SAT 的影响. 与观测分析结果(图 3(a))不同之处在于, 模拟的冬季平均 SLP 在欧亚大陆北部大部分区域为正异常(图略). 这种与观测分析结果的不一致也是合理的, 因为大气环流的大尺度响应取决于由 SST 和 SIC 引起的异常表面热量通量与大尺度环流(或初始条件)的相互作用[3,4]. 此外, 诸多其他过程, 如欧亚大陆雪盖也影响大气环流. 进一步的分析表明, 只有 4 个模拟试验, 在很大程度上可以模拟出观测到的冬季 SLP 和 SAT 异常. 因此, 这里仅给出该 4 个模拟试验结果, 如图 3(h), (i)所示. 相对于 SIC 偏少年, SIC 偏多导致欧亚大陆北部和整个北冰洋出现负的 SLP 异常, 表明冬季 AO 处于正位相. 同时, 正的 SAT 异常位于欧亚大陆北部和东亚地区, 与图 2(a)的观测结果基本相符. 另一方面, 所有 12 组模拟结果一致表明, SIC 偏少可

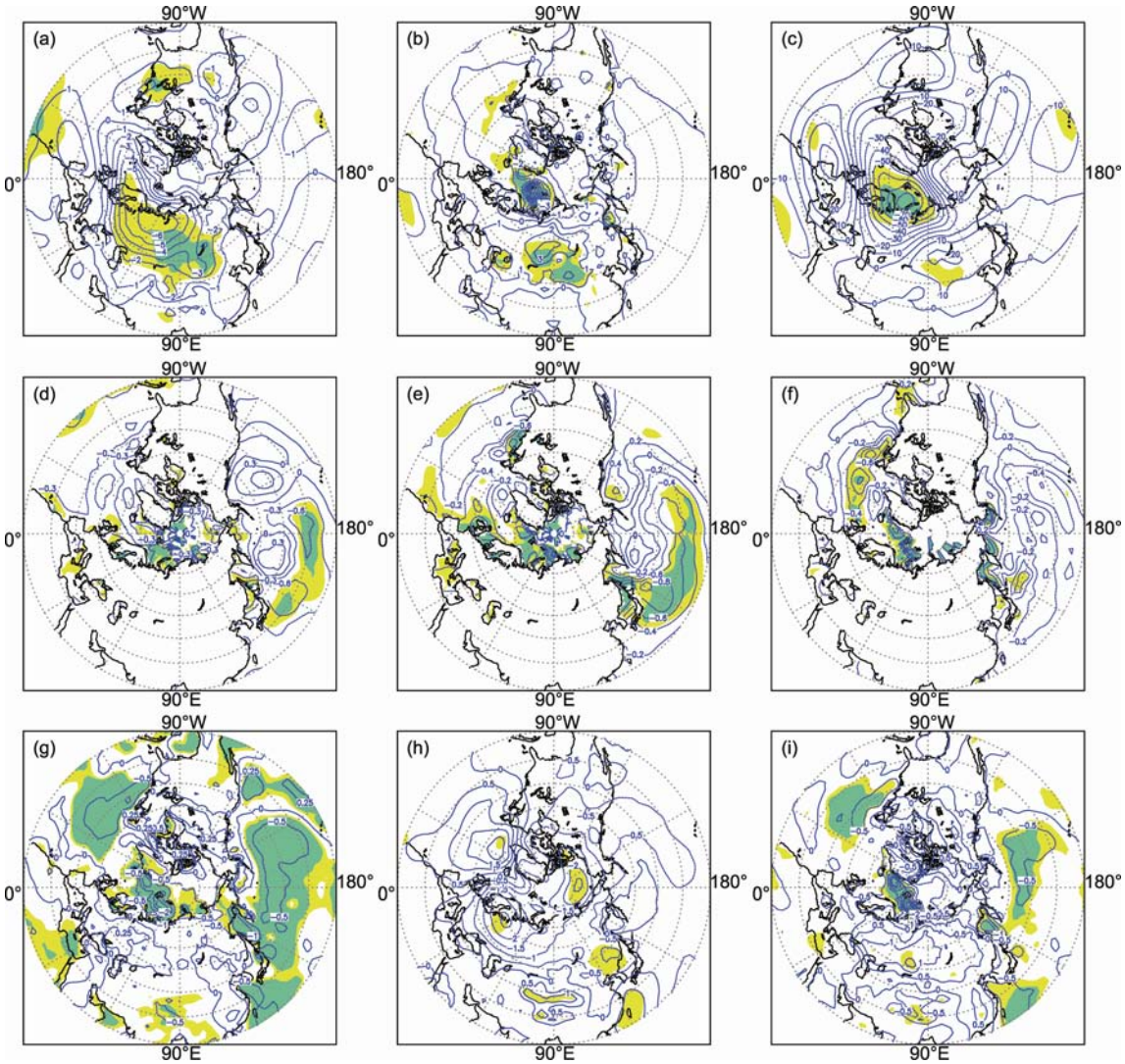


图 3 观测和模拟的大气环流异常与北极海冰以及海温的关系

(a) 9 月 SIC 偏多年(1980, 1981, 1986, 1988, 1989, 1992, 1996, 1998 和 2003 年)和 SIC 偏少年(1991, 1995, 1999, 2005, 2007, 2008 和 2009 年)冬季平均 SLP 之差(由 JRA 再分析资料计算得到), (b)和(c)分别为 SAT 和 500 hPa 位势高度之差, 其余同(a); (d)~(f)为 SST 差异, 其余同(a), 其中(d)为 9 月, (e)为秋季, (f)为冬季. (g) 9 月 SIC 偏多年(1980, 1981, 1986, 1988, 1989, 1992, 1996, 1998 和 2003 年)和 SIC 偏少年(1991, 1995, 1999 和 2005 年)冬季平均 SAT 之差, 由 1978~2007 年真实 SIC 和 SST 强迫的 12 组试验结果所得, (h)和(i)为所选 4 组试验中冬季 SLP 和 SAT 之差, 其余同(g), 黄色和绿色阴影区代表差异超过 95%和 99%信度水平

导致欧亚大陆中高纬度地区出现负的 SAT 异常(图略). 模拟结果表明, 秋冬季 SIC 与 SST 对冬季 SAT 的影响是稳定的. 因此, 9 月 SIC 为预测西伯利亚高压和东亚冬季风提供了一个前期因子.

为进一步分析 9 月 SIC 与后期冬季大气环流异常的关系, 对扣除趋势的 9 月 SIC 进行线性回归分析, 如图 4 所示. 可见, 负的 SLP 异常出现在欧亚大陆北部, 在欧洲北部存在一个异常中心(图 4(a)), 与图 3(a)中的合成分析结果相似. 负的 SAT 异常主要位于北欧海-巴伦支海-喀拉海, 正的 SAT 异常出现在欧亚大陆中高纬度、东亚及其边缘海域(图 4(b)). 显著的正 SAT 异常出现在东亚和西北太平洋部分区域, 这与图 3(b)所示结果不同. 以上结果与 Alexander 等人[3]的模拟结果一致. 他们指出, 北极海冰对大气的反馈在大西洋区域是负的, 即对应于冬季格陵兰海以东(以西)海冰范围减少(增加)的大尺度响应与 AO 或 NAO 负位相相似, 反应了北极海冰对大气环流的间接影响. Petoukhov 和 Semenov[10]指出, 冬季巴伦支

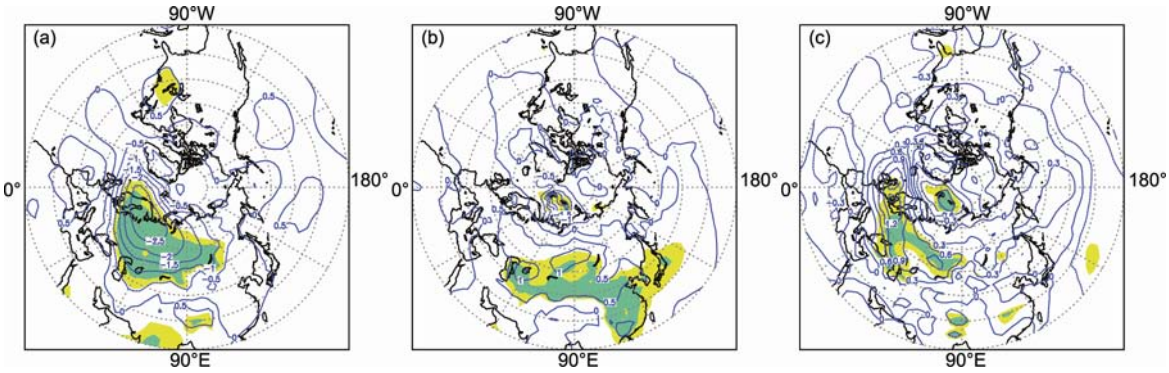


图 4　冬季平均(a)SLP, (b)SAT 和(c)850 hPa 纬向风的回归图

对扣除趋势的区域平均 9 月 SIC 进行回归, 黄色和绿色阴影区代表异常超过 95%和 99%信度水平

海-喀拉海 SIC 减少能导致欧亚大陆出现极端严冬. 因此, Honda 等人[8]与 Petoukhov 和 Semenov[10]的数值试验均支持本文结果.

本文提出一种机制来解释秋冬季 SIC 与冬季西伯利亚高压及东亚气候变化之间的关系. 通过负反馈机制, 在北冰洋东部、格陵兰海-巴伦支海-喀拉海附近持续性的秋冬季 SIC 异常偏多(与图 1 反号)及同期负的 SST 异常(特别是北大西洋北部)(图 3(d)~(f))导致冬季欧亚大陆北部和北大西洋北部出现负的 SLP 异常(图 4(a)), 致使冬季西伯利亚高压减弱并加强欧亚大陆中高纬度地区的西风. 对冬季 850 hPa 风场的回归分析结果证实了上述推推断(图 4(c)). 同时, 秋冬季 SIC 偏多导致北极出现气温负异常, 从而加强了北极和欧亚大陆中高纬度之间的大气热力梯度, 增强了欧亚大陆北部的西风. 加强的西风阻碍了冷空气从高纬度地区向南爆发, 从而导致欧亚大陆中高纬度和东亚出现正的 SAT 异常. 秋冬季 SIC 异常偏少, 情况则相反.

3　近 20 年来冬季西伯利亚高压的变化趋势

尽管由 NCEP/NCAR 再分析资料所得到的冬季西伯利亚高压指数与由 JRA 再分析资料所得结果是一致的(二者相关系数为 0.9), 但是, 在本文所关注研究时段中它们的变化趋势却不同. JRA 再分析资料为正趋势, 而 NCEP/NCAR 再分析资料为下降趋势(二者均未达到统计信度, 图略). 自 1990 年以来, 它们的 5 a 滑动平均表现出一致的加强趋势, 如图 5 所示. 中国 3 个台站(富蕴: 46.59°N, 89.31°E; 铁干里克: 40.38°N, 87.42°E; 阿尔山: 47.10°N, 119.45°E)冬季平均 SLP 同样表现出类似的演变特征. 与 NCEP/NCAR 再分析资料相比, JRA 再分析资料似乎与观测结果更为接近. 因此, 这里仅分析近 20 年来(1990~2009 年)气候变化趋势的空间分布.

在高纬度地区, 冬季 SLP 表现出升高趋势, 最大趋势(>0.3 hPa)出现在自格陵兰东南部向东北延伸至欧亚大陆北部(图 6(a)). 就局地来说, 最大趋势出现在巴伦支海和喀拉海南部, 该处冬季区域(65°~75°N, 20°~80°E)平均的 SLP 在 1990 年以后表现出更强的上升趋势(与冬季西伯利亚高压相比), 而在 1990 年以前则表现出下降趋势(图略). 在欧亚大陆中高纬度、非洲北部和北大西洋 SLP 呈现下降趋势. 随着冬季 SLP 的增强, 相对应的异常反气旋导致 40°N 以北的亚洲大陆北部出现 SAT 降低趋势, 其中最大负趋势出现在贝加尔湖以西地区(图 6(b)). 同时, 显著的 SAT 增暖趋势出现在自美洲东北部经格陵兰延伸至拉普捷夫海, 其中心位于巴伦支海.

在 500 hPa 上, 位势高度正趋势出现在北冰洋大

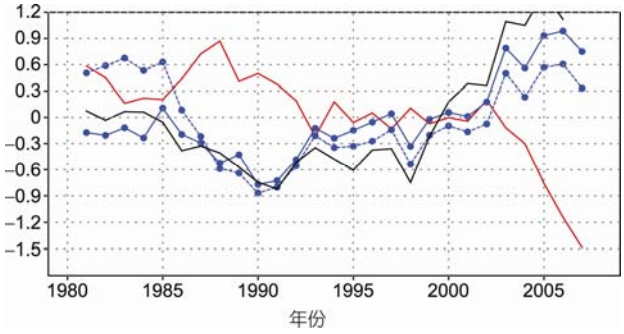


图 5　冬季西伯利亚高压强度与 9 月北极区域平均海冰密集度的标准化时间序列的 5 a 滑动平均

冬季西伯利亚高压强度(蓝实线, JRA 资料; 蓝虚线, NCEP/NCAR 资料), 中国 3 个台站冬季平均的 SLP(黑线)及区域平均 9 月 SIC(红线)

部区域及欧亚大陆北部的部分地区，而负趋势位于东亚中高纬度地区(图 6(c)). 由 NCEP/NCAR 再分析资料亦可得到类似结果(图6(d)~(f)). 与图6(b)相比，亚洲大陆中高纬度地区的 SAT 降温趋势是显著的(图 6(e)). 观测资料、JRA 和 NCEP/NCAR 再分析资料均显示，区域平均的冬季 SAT 异常在 1990 年以后存在一致的

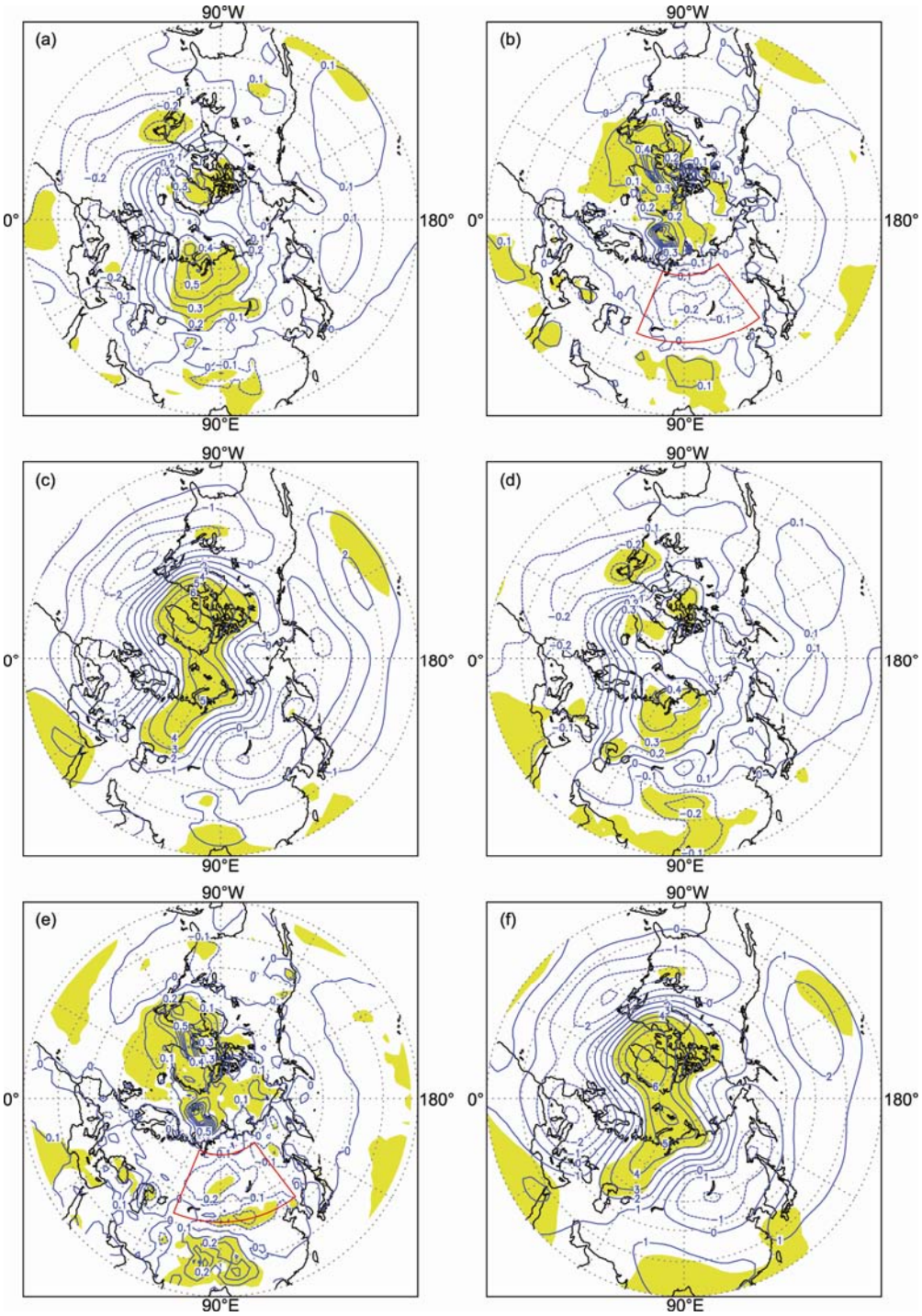


图 6　近 20 年(1990~2009 年)来冬季(a) SLP, (b) SAT 和(c) 500 hPa 高度变化趋势的空间分布

由 JRA 再分析资料计算得到. 阴影区代表线性趋势超过 95%信度水平, (d)~(f)为 NCEP/NCAR 再分析资料结果，其余同(a)~(c)

下降趋势(图 7), 与冬季西伯利亚高压增强趋势是一致的. 因此, 这样一个气候趋势背景有助于欧亚大陆的严冬频发. Deser 和 Phillips[22]分析了 1950~2000 年间的冬季大气环流趋势, 并指出, 整个北极和欧亚大陆中高纬度地区 SLP 存在一致性降低趋势(表明冬季西伯利亚高压有减弱趋势, 见该文中图 1). 这与本文结果不同, 其原因在于所选时段不同.

4 趋势的可能机制和讨论

秋季(9~11 月)SIC 下降趋势的显著区位于北冰洋大部分区域及其边缘海域, 特别是巴伦支海-喀拉海及自东西伯利亚海向东至波弗特海(图 8(a)). 秋季 SST 显著增暖区出现在北大西洋和北冰洋边缘海域(图 8(b)), 与 SIC 下降趋势一致. 在北大西洋, 趋势大于 0.04°的区域主要位于 50°~70°N. 在 99%信度水平上的 SST 增暖趋势与 SLP 趋势大于 0.3 hPa 区域(图 6(a))相匹配. 事实上, 自 1990 年以来, 秋季 SST 同样表现出持续性增暖趋势(图 9). 北大西洋 SST 异常在冬季乌拉尔山阻塞异常形成中可能起到一定作用[23], 而后者加强了冬季西伯利亚高压[24]. 另外, 秋季区域(40°~60°N, 60°~140°E)平均 SWE 自 1990 年以来表现出上升趋势, 这将有利于冬季西伯利亚高压的加强[25]. Magnusdottir 等人[6]利用数值试验研究了大气对冬季(12~3 月)北极海冰范围的 1958~1997 年变化趋势的响应, 结果表明: 真实的北极海冰下降趋势直接导致在整个北极出现 500 hPa 位势高度正异常, 在北大西洋和东亚中高纬度地区出现负位势高度异常(见该文中图 3), 与本文的观测分析结果一致(图 6(c), (f)). Deser 和 Phillips[22]同样证明, 利用真实的 SST 和 SIC 作为外强迫, 所模拟的冬季 SLP 在北极和欧亚大陆北部表现出一致的正趋势, 表明冬季西伯利亚得到加强(见该文中图 1).

许多作者, 包括本文作者, 认为异常大气环流型和大气活动中心主要反映了自然变率. 因此, 1990 年以来的冬季西伯利亚高压和 SAT 的短期变化趋势主要由年代际(或多年代际)变率所引起的. 已有的研究结果也支持这一观点[26,27]. Polyakove 等人[27]指出, 大西洋海水温度、北极海表气温、海冰范围及西伯利亚边缘海域固定冰厚度均表现出时间尺度在 50~80 年间的低频变化, 而低频变化放大了短期变化趋势. 另一

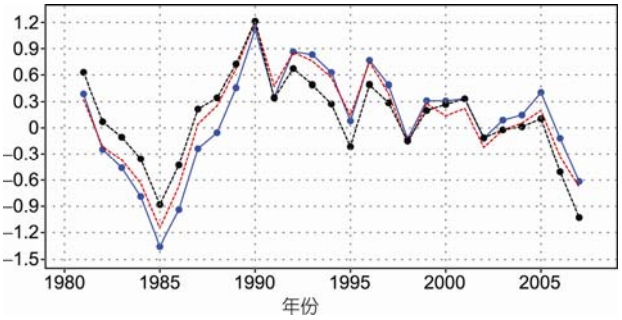


图 7 冬季亚洲大陆中高纬度 SAT 异常的 5 a 滑动平均曲线

冬季区域(42.5°~67.5°N, 67.5°~127.5°E, 由图 6(b)红色框所示)平均 SAT 异常的 5 a 滑动平均时间序列, 其中包括基于观测资料(http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/)(红线), JRA 再分析资料(蓝线)和 NCEP/NCAR 再分析资料区域(42.8564°~67.6171°N, 67.5°~127.5°E, 图 6(e)红色框所示)平均所得结果

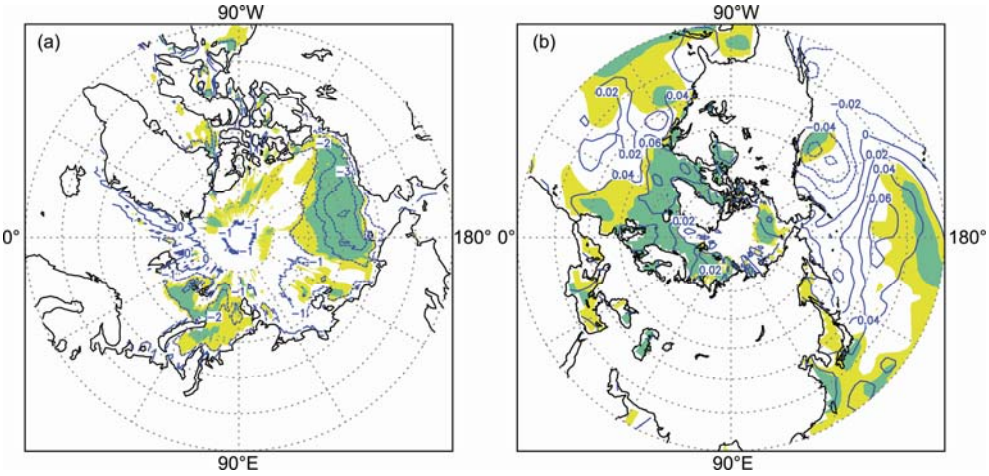


图 8 秋季(a) SIC 和(b) SST 在 1990~2009 年间变化趋势的空间分布

黄色和绿色阴影区表示趋势超过 95%和 99%信度水平

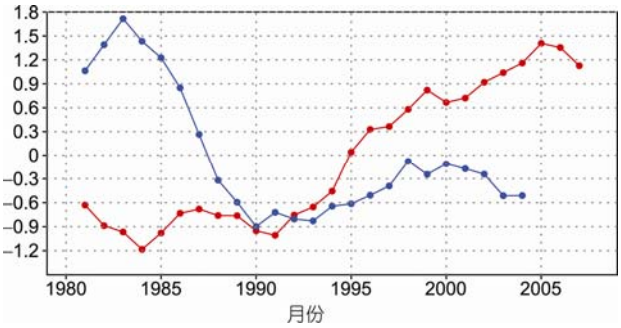


图 9 秋季北大西洋区域平均 SST 和欧亚大陆区域平均 SWE 的标准化时间序列的 5 a 滑动平均曲线

秋季区域(48°~66°N, 30°~60°W)平均 SST(红线)和秋季区域(40°~60°N, 60°~140°E)平均 SWE(蓝线)

方面, 北极和北大西洋的大气-海洋-海冰系统的低频变化(或多年代际变率)要求海冰异常对大气环流起到重要影响[28,29]. 关于北极海冰下降趋势对大气环流变化趋势(或多年代际变率)的影响已超出了本文范围.

通过数值模拟试验, Deser 等人[5]已经提出了大气环流对北极海冰/北大西洋 SST 强迫的响应过程: 大气环流对它们强迫的初始响应是斜压的, 随后响应逐渐倾向于正压, 并在空间范围和振幅上得到加强; 在 2~2.5 个月后大气环流调整达到准平衡态, 与本文结果是一致. 当然, 秋季 SIC 和 SST 影响冬季西伯利亚高压和 SAT 的精确机制, 以及它们的相对贡献仍需要利用观测和模拟试验进一步研究.

5 结论

通过对观测(再分析资料)资料的分析和数值模拟试验, 本文研究了北极 SIC 对冬季西伯利亚高压和欧亚大陆冬季 SAT 的影响. 基于区域平均 SLP 定义的冬季西伯利亚高压强度指数与秋冬季北冰洋东部以及欧亚大陆边缘海域的 SIC 存在显著的负相关关系. SIC 在秋季至冬季的一致性变化为冬季西伯利亚高压和东亚冬季风的季节预测提供了可能性. 秋冬季北极 SIC 和 SST 异常的综合影响是导致冬季西伯利亚高压和欧亚大陆中高纬度及东亚出现 SAT 异常的原因. 数值试验结果也进一步证实上述结论, 并且数值模拟结果一致地显示, SIC 偏少导致欧亚大陆中高纬度出现 SAT 负异常. 9 月北极 SIC 为冬季西伯利亚高压预测提供了一个前期因子, 而单纯用热带 SST 则无法预测冬季西伯利亚高压. 近 20 年来(1990~2009 年), 冬季西伯利亚高压呈现出增强的变化趋势, 而亚洲大陆中高纬度地区 SAT 出现下降趋势, 这都有助于近期东亚严冬频发. 这种短期气候趋势是由年代际(或多年代际)变率引起的, 其中秋冬季北极 SIC 和 SST 起到重要作用.

致谢 感谢刘舸博士提供了 3 个中国台站的 SLP 数据.

参考文献

1 Screen J A, Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 2010, 464: 1334–1337
2 Kumar A, Perlwitz J, Eischeid J, et al. Contribution of sea ice loss to Arctic amplification. Geophys Res Lett, 2010, 37: L21701
3 Alexander M A, Bhatt U S, Walsh J E. The atmospheric response to realistic sea ice anomalies in an AGCM during winter. J Clim, 2004, 17: 890–905
4 Deser C, Magnusdottir G, Saravanan R. The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: Direct and indirect components of the response. J Clim, 2004, 17: 877–889
5 Deser C, Tomas R A, Peng S. The transient atmospheric circulation response to North Atlantic SST and sea ice anomalies. J Clim, 2007, 20: 4751–4767
6 Magnusdottir G, Derser C, Saravanan R. The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies in the winter circulation in CCM3. Part I: Main features and storm track characteristics of the response. J Clim, 2004, 17: 857–876
7 Honda M, Yamazaki K, Nakamura H, et al. Dynamic and thermodynamic characteristics of atmospheric response to anomalous sea-ice extent in the Sea of Okhotsk. J Clim, 1999, 12: 3347–3358
8 Honda M, Inous J, Yamane S. Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. Geophys Res Lett, 2009, 36: L08707
9 Wu B Y, Huang R H, Gao D Y. Effects of variation of winter sea-ice area in Kara and Barents seas on East Asian winter monsoon. Acta Meteor Sin, 1999, 13: 141–153

10 Petoukhov V, Semenov V A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. J Geophys Res, 2010, 115: D21111
11 Francis J A, Chan W, Leathers D J, et al. Winter north hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent. Geophys Res Lett, 2009, 36: L07503
12 Ding Y H, Krishnamurti T N. Heat budget of Siberian High and winter monsoon. Mon Weather Rev, 1987, 115: 2428–2449
13 Ding Y H. Build-up, air mass transformation and propagation of Siberian High and its relation to cold surge in east Asia. Meteorol Atmos Phys, 1990, 44: 281–292
14 Wu B Y, Zhang R H, D'Arrigo R. Distinct modes of the East Asian winter monsoon. Mon Weather Rev, 2006, 134: 2165–2179
15 Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. Geophys Res Lett, 2001, 28, 10: 2073–2076
16 Wu B Y, Wang J. Winter Arctic Oscillation, Siberian High and East Asian winter monsoon. Geophys Res Lett, 2002, 29, 19: 1897
17 Balmaseda M, Ferrantic L, Molteni F, et al. Impact of 2007 and 2008 Arctic ice anomalies on the atmospheric circulation: Implications for long-range predictions. Quart J Roy Meteor Soc, 2010, 136: 1655–1664
18 Onogi K, Tsutsui J, Koide H, et al. The JRA-25 reanalysis. J Meteor Soc Jpn, 2007, 85: 369–432
19 Smith T, Reynolds R. Extended reconstruction of global sea surface temperature based on COADS data (1854–1997). J Clim, 2003, 16: 1495–1510
20 Armstrong R L, Brodzik M J, Knowles K, et al. Global monthly EASE-Grid snow water equivalent climatology. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center, 2007
21 Roeckner E, Bäuml G, Bonaventura L, et al. The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model Description, Rep. 349, Max Planck Inst. For Meteorol., Hamburg, Germany, 2003
22 Deser C, Phillips A S. Atmospheric circulation trends, 1950–2000: The relative roles of sea surface temperature forcing and direct atmospheric radiative forcing. J Clim, 2009, 22: 396–413
23 Li S. Impact of Northwest Atlantic SST anomalies on the circulation over the Ural Mountains during early winter. J Meteor Soc Jpn, 2004, 82: 971–988
24 Takaya K, Nakamuta H. Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian High. J Atmos Sci, 2005, 62: 4423–4439
25 Cohen J, Entekhabi D. Eurasian snow cover variability and northern hemisphere climate predictability. Geophys Res Lett, 1999, 26: 345–348
26 Polyakov I, Johnson M. Arctic decadal and interdecadal variability. Geophys Res Lett, 2000, 27: 4097–4100
27 Polyakov I, Alekseev G, Timokhov L, et al. Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years. J Clim, 2004, 17: 4485–4497
28 Mysak L A, Manak D K, Marsden R F. Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle. Clim Dyn, 1990, 5: 111–133
29 Mysak L A, Venegas S A. Decadal climate oscillation in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions. Geophys Res Lett, 1998, 25: 3607–3610