

王岑, 任保华, 郑建秋, 等. 2017. 2015 年 12 月 29 日北极地面爆发性增温的成因分析 [J]. 大气科学, 41 (6): 1343–1351. Wang Cen, Ren Baohua, Zheng Jianqiu, et al. 2017. Mechanism analysis of the sudden Arctic surface warming on 29 December 2015 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (6): 1343–1351, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16287.

2015 年 12 月 29 日北极地面爆发性增温的成因分析

王岑^{1,2} 任保华¹ 郑建秋^{1,3} 潘云峰¹ 单永强¹

1 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

2 中国卫星海上测控部, 江苏江阴 214431

3 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

摘 要 利用 2015 年 NCEP/NCAR 再分析一日四时次资料和日资料, 应用区域平均、热流量方程估算等方法对 2015 年 12 月 29 日北极爆发性增温的原因进行研究。结果表明, 2015 年 12 月 29 日北极出现爆发性增温, 日增温幅度最高达到 25°C 以上。增温期间, 受到强盛温带气旋系统和反气旋系统的共同作用, 增温区域出现强盛的南风, 风速最大值达到 20 m s⁻¹ 以上, 位置不断北进达到北极点。强盛的南风为北极地区带来强盛的暖平流, 同时暖湿空气进入北极后, 增温区上空云量明显增加。12 月 28 日至 12 月 29 日温度平流由冷平流转变为暖平流, 暖平流的中心区域与温度爆发性增长的区域有很好的对应关系, 暖平流是北极爆发性增温的重要原因。对于一直处于极夜的北极地区, 由于云量的增加, 大气项向上长波辐射减少, 加剧了温度的上升。温度平流增温贡献率为 20.4%, 垂直项的贡献率为 -9.9%, 非绝热作用贡献率为 89.5%, 温度平流和非绝热作用共同导致了本次北极地区的爆发性增温, 非绝热作用是本次爆发性增温最重要的增温因素。

关键词 北极爆发性增温 暖平流 非绝热作用

文章编号 1006-9895(2017)06-1343-09

中图分类号 P458

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16287

Mechanism Analysis of the Sudden Arctic Surface Warming On 29 December 2015

WANG Cen^{1,2}, REN Baohua¹, ZHENG Jianqiu^{1,3}, PAN Yunfeng¹, and SHAN Yongqiang¹

1 School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026

2 China Satellite Maritime Tracking and Control Department, Jiangyin, Jiangsu Province 214431

3 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract With 6-h and daily reanalysis data from NCEP/NCAR, we studied the mechanisms for the sudden Arctic warming on 29 December 2015. The signal area average method and heat flow equation for temperature estimation were used in this study. It revealed that there was a sudden warming in the Arctic on 29 December 2015 and the maximum temperature increase was over 25°C or more. There existed strong southerly winds with speeds larger than 20 m s⁻¹ over the warming area during the same period, which was driven by the combined effects of a strong cyclone and anti-cyclone. The strong moist southerly winds brought warm temperature to the Arctic region and enhanced cloud cover over the

收稿日期 2016-12-18; 网络预出版日期 2017-05-26

作者简介 王岑, 男, 1991 年出生, 硕士研究生, 主要从事全球气候变化和海气相互作用研究。E-mail: cenwang@mail.ustc.edu.cn

通讯作者 任保华, E-mail: ren@ustc.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41675066, 气象灾害教育部重点实验室(南京信息工程大学)开放课题 KLME1401

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41675066), the Opening Project of Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education of Nanjing University of Information Science and Technology (Grant KLME1401)

sudden warming area. The temperature advection turned from cold pattern to warm pattern from 28 December to 29 December, which corresponded to the rapid increase in temperature and indicated that warm temperature advection played a vital role in the sudden Arctic warming. The enhanced cloud cover led to decreases in the upward long-wave radiation flux in the dark night, contributing to the temperature rise. For the sudden warming, the contributions of temperature advection, vertical term, and non-adiabatic effect were 20.4%, -9.9%, and 89.5%, respectively. Therefore, the temperature advection and non-adiabatic effect were responsible for the sudden Arctic warming, and the non-adiabatic effect was a more important factor.

Keywords Arctic sudden warming, Warm temperature advection, Non-adiabatic effect

1 引言

整个地气系统的能量来源于太阳的短波辐射,同时又以长波辐射的形式向太空释放能量,其中能量收支基本平衡,但是不同纬度的能量收支情况不同。北极有着自身的特殊性,低纬度地区的能量通过大气和海洋的环流系统输送到北极地区,北极地区在能量收支中起到热量汇聚的作用。由于北极在全球能量平衡中起到重要的作用,当北极气候环境迅速变化时,能够引起人们极大的关注 (Johannessen et al., 1996; Thompson and Wallace, 1998)。在全球气候变化的背景下,研究发现不论是在白垩纪温度增长时期 (Barron, 1983) 还是小冰川纪时期 (1300~1850 年; Dahl-Jensen et al., 1998), 北极能够放大这种气候变化。北极地区的近地面的增温几乎是近几十年全球平均增暖的两倍 (Rigor et al., 2000; Polyakov et al., 2002; Johannessen et al., 2004; Serreze and Francis, 2006), 称之为北极的放大效应。在模拟中发现,对于北极这种自身放大效应贡献最大的是温度自身的反馈,当地面的温度上升时,相比北极地区,低纬地区将向太空辐射更多的能量,这种影响可以归结为高低纬不同的变暖垂直结构和当黑体辐射增加很小的量,在低温度下会上升更多的温度 (Pithan and Mauritsen, 2014)。海洋和大气环流的改变,以及云的变化都是导致这种放大效应的原因 (Thompson and Wallace, 2001; Moritz et al., 2002; Quadrelli and Wallace, 2004; Wu and Straus, 2004; Alexeev et al., 2005; Wang and Key, 2005)。来自大气中的热传输也是北极放大效应的重要因素 (Graversen et al., 2008)。北极海冰在秋季和夏季的减少范围明显大于冬季和春季,而北极地表升温却在秋季和冬季最显著,夏季最为微弱,海水对大气的延迟放热机制是北极低空在夏季增温不显著而在秋冬季增温显著的主要原因 (武丰民等, 2014a, 2014b)。目前,北极增温以及放大效应的研究主要

集中在北极温度的长期以及季节变化上,而对于北极地区短时的增温研究很少,本文在对于北极短时增温的研究中发现,2015 年 12 月底北极的温度不断上升,在 12 月 29 日,温度的零度线 (图 1 中的黑线为温度的零度线) 不断地向北极点靠近,并在接下来几天温度零度的区域在北极不断扩大。北极温度突破零度带来诸多后续影响,北极涛动指数降低,极涡发生不稳定。北极涛动与极涡对我国天气与气候有着密切的联系。前人研究表明,北极涛动与冬季风的年代际变化有关联 (李勇等, 2007); 当北极涛动指数较低,我国大部分地区冬季气温偏低,降水偏少 (龚道溢和王绍武, 2003); 而极涡与我国的同期以及后期气温有着密切的联系,极涡面积大小与我国多数站点的气温呈负相关 (张恒德等, 2006)。所以研究北极地区的快速增温对全球能量的收支,以及对研究我国冬季气温状况具有重要的意义。

本文利用 2015 年 NCEP/NCAR 再分析一日四时次资料和日资料,对温度场、温度平流场、云量等物理量做区域平均,利用热流量方程进行估算以及利用晴空向上长波辐射与实际大气顶向上长波辐射的差值估算云的辐射强迫作用等方法,对 2015 年 12 月 29 日北极地区爆发性增温导致北极温度突破零度的过程和原因进行研究和讨论。

2 资料和方法

本文所用资料为 2015 年 NCEP/NCAR 的再分析位势高度场、温度场、水平风场、垂直速度 ω 场、潜热通量、感热通量、云量、晴空向上长波辐射以及实际大气顶向上长波辐射等物理量的一日四时次资料和日资料。其中位势高度场、温度场、风场和垂直速度场为 1000 hPa 资料。文中所指的北极地区为北极圈 (66.5°N) 以北的地区,根据增温最明显的区域,本文主要对 (75°N~90°N, 90°W~90°E) 区域进行研究,并记为区域 A。

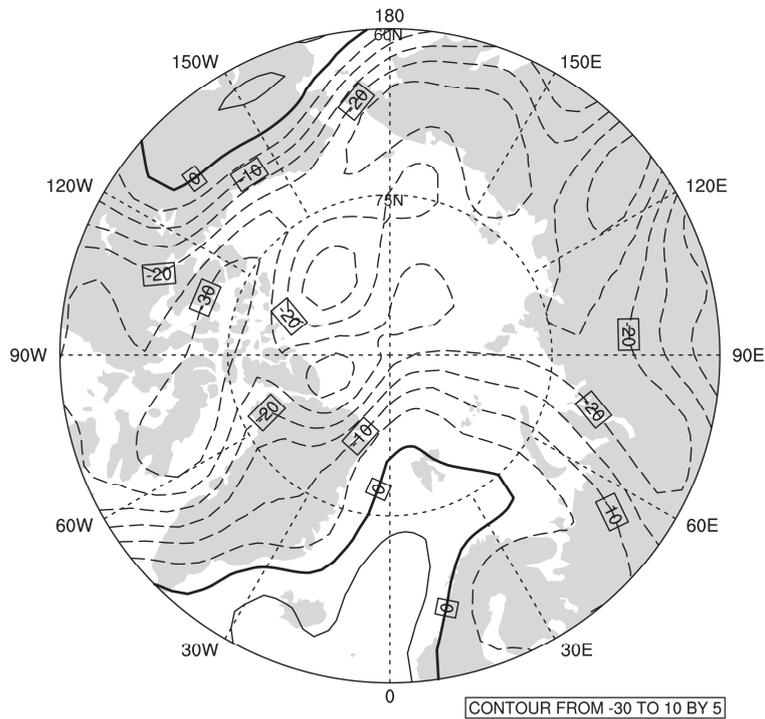


图1 2015 年 12 月 29 日温度分布 (等值线间隔: 5°C; 粗线为零线, 下同)

Fig. 1 Temperature distribution on 29 December 2015 (contour interval: 5°C; the thick line is zero isotherm), the same below

研究过程中, 根据温度场、风场和垂直速度场计算温度梯度场、温度平流场以及垂直项, 并计算区域 A 的温度、温度平流、垂直项、潜热通量、感热通量、云量和晴空向上长波辐射与实际大气项向上长波辐射差值的区域平均值, 利用热流量方程估算温度平流项、垂直项和非绝热作用项的增温贡献, 以及利用晴空向上长波辐射与实际情况向上长波辐射估算地气温度等方法。

3 北极温度异常升高

为了确定本次北极爆发性增温最明显的时间段, 对所选的区域 A 做温度的区域平均随时间的变化, 结果如图 2a, 从图中可以看出, 所选取的北极区域 A 在 2015 年 12 月 29 日增温最为明显, 区域平均温度增加了 12.5°C, 即本次北极地区的爆发性增温过程, 12 月 30 日以后温度有所下降。为了清楚的显示此次北极地区爆发性增温的区域, 做 12 月 29 日 24:00 与 12 月 29 日 00:00 (协调世界时, 下同) 温度场的差值, 结果如图 2b, 从图中可以看出, 在 (75°N~90°N, 90°W~90°E) 区域内, 12 月 29 日的温度有明显的增加, 尤其是在格陵兰岛的东北侧, 增温最为明显, 增温中心达到 25°C 以

上。正是由于本次的爆发性增温过程, 使得 12 月 29 日北极的温度零度以上区域进一步向北极点扩大, 在 12 月 30 日达到最高值。

4 北极温度异常升高原因

某地的温度变化可以用热流量方程表示为

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -v \cdot \nabla T - (\gamma_d - \gamma) \cdot w + \frac{\gamma_d}{\rho \cdot g} \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial t} + v \cdot \nabla p \right) + \frac{1}{c_p} \cdot \frac{dQ}{dt}, \quad (1)$$

其中, 等式左边为温度的局地变化项, 等式右边依次为温度平流项、垂直运动项、气压变化项以及非绝热作用项, 温度的局地变化是由等式右边几项共同作用的结果。气压的变化导致局地温度改变的尺度最小, 因而该项可以忽略, 那么大尺度系统中的温度局地变化是由温度平流、垂直运动、非绝热作用造成的 (朱乾根等, 1992)。

4.1 温度平流

图 3a 为 2015 年 12 月 25 日至 12 月 31 日区域 A 温度平流区域平均值变化图, 从图中的温度平流的区域平均值可以看出, 温度平流从 12 月 28 日至 12 月 29 日开始由冷平流转变为暖平流, 在 12 月

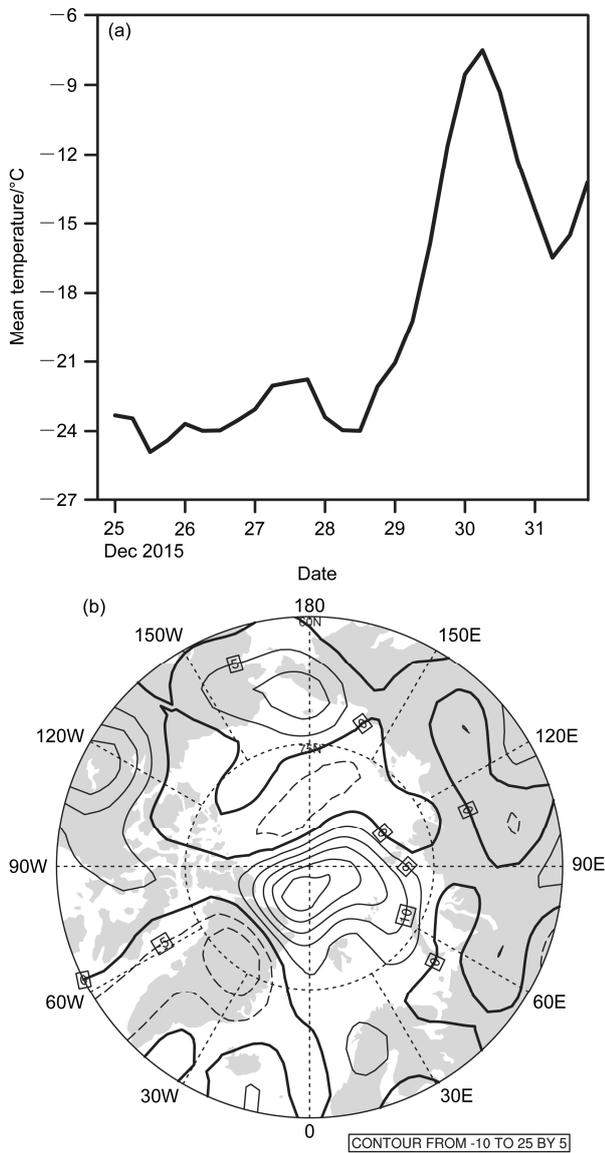


图2 (a) 2015年12月25日至12月31日区域A(75°N~90°N, 90°W~90°E)温度的区域平均值随时间变化; (b) 2015年12月29日的增温分布。等值线间隔: 5°C
Fig. 2 (a) Temporal variation of mean temperature from 25 December to 31 December, 2015 for area A (75°N~90°N, 90°W~90°E); (b) temperature increase distribution on 29 December 2015. Contour interval: 5°C

29日区域平均值达到最大, 最大值超过+3.1°C d⁻¹, 温度平流数值是正值即暖平流的时间段对应着12月29日北极地区的爆发性增温过程, 所以在时间上, 区域A温度平流的冷暖与此次北极地区的爆发性增温过程在时间上有很好的对应关系。

为了研究温度冷暖平流在位置上与增温区域的关系, 做2015年12月29日的温度平流, 图3b可以看出在格陵兰岛的东北侧有很强的温度暖平

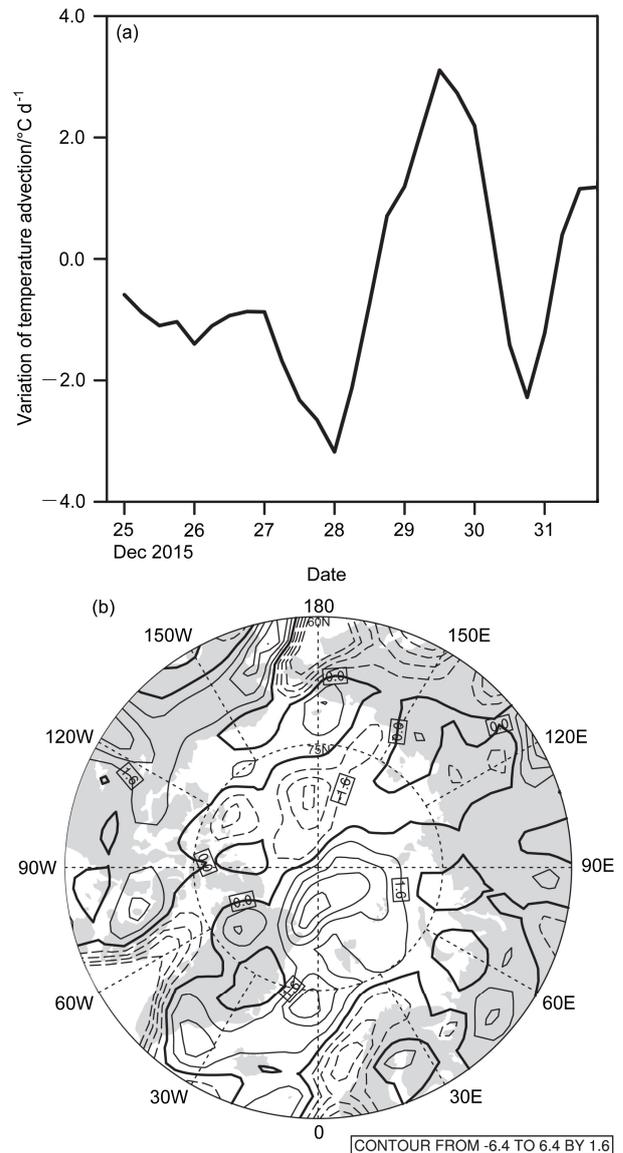


图3 (a) 2015年12月25日至12月31日区域A温度平流区域平均值变化; (b) 2015年12月29日温度平流。等值线间隔: 1.6°C d⁻¹
Fig. 3 (a) Mean variation of temperature advection from 25 December to 31 December 2015 for area A; (b) temperature advection distribution on 29 December 2015. Contour interval: 1.6°C d⁻¹

流, 中心值最高超过+7.5°C d⁻¹, 位置与12月29日的增温区域有很好的对应关系。

总的来说, 温度平流不论在时间的变化还是暖平流的位置形状上与本次北极增温有很好的对应关系, 可以很好的解释本次北极爆发性增温过程。

下面具体分析导致本次强盛暖平流的原因。温度平流 $-v \cdot \nabla T$ 分别由风场 v 和温度梯度场 ∇T 两项矢量点乘得到, 下面分别对风场 v 和温度梯度场 ∇T

进行研究，以此来分析温度暖平流形成的原因。

图 4a 为 2015 年 12 月 29 日的温度梯度场，从图中可以看出在温度平流的高值区即格陵兰岛的东北侧，温度梯度场存在负的温度梯度，即表现出温度北低南高的分布，但是没有明显的高值区，所以温度梯度场为本次温度暖平流提供了合适的温度梯度场配置，但不是主要的原因。

图 4b 为 2015 年 12 月 29 日的风场，从图中可以看出在温度暖平流的高值区即格陵兰岛的东北

侧，风场表现出强盛的南风，平均数值达到 10 m s^{-1} 以上，最高值达到 20 m s^{-1} ，与温度暖平流的中心区域有很好的对应关系。通过分析 12 月 29 日 1000 hPa 位势高度场，如图 5a，可以发现爆发性增温时，南风的大风区西侧为一个强盛的低压系统，东侧为一个西伯利亚高压分裂出的一个高压系统，并且通过做 12 月 29 日和 12 月 28 日 1000 hPa 位势高度场的差值，如图 5b，可以看出在 12 月 29 日两个系统在靠近北极点的区域加强，导致在增温区的气压梯度增大，

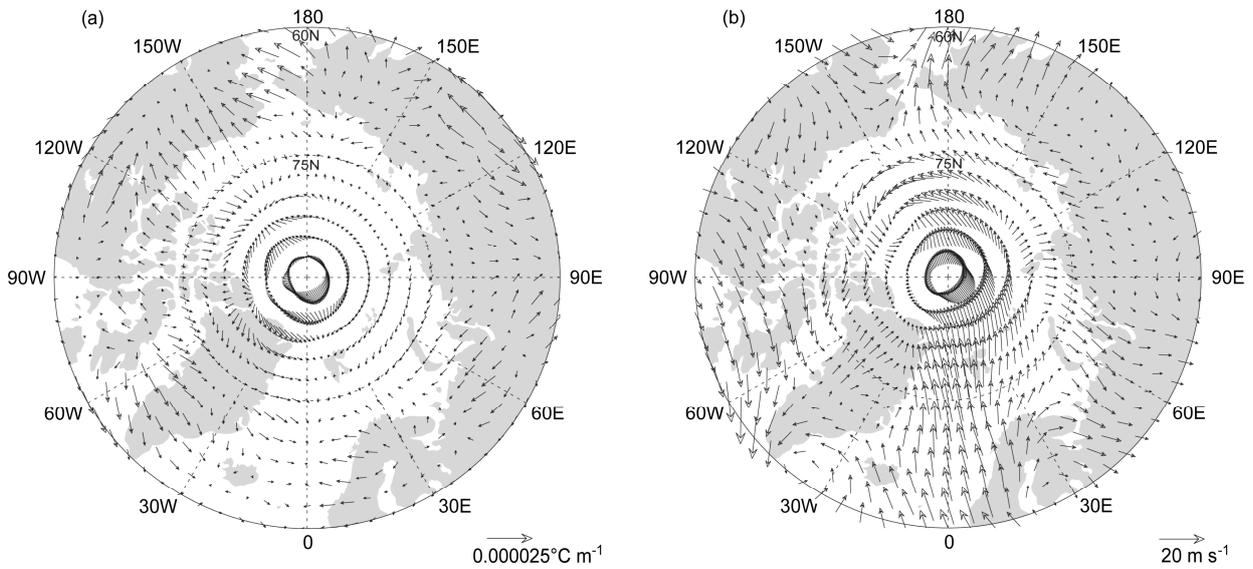


图 4 (a) 2015 年 12 月 29 日温度梯度场 (单位: $^{\circ}\text{C m}^{-1}$); (b) 2015 年 12 月 29 日风场 (单位: m s^{-1})
Fig. 4 (a) Temperature gradient on 29 December 2015 (units: $^{\circ}\text{C m}^{-1}$); (b) wind field on 29 December 2015 (units: m s^{-1})

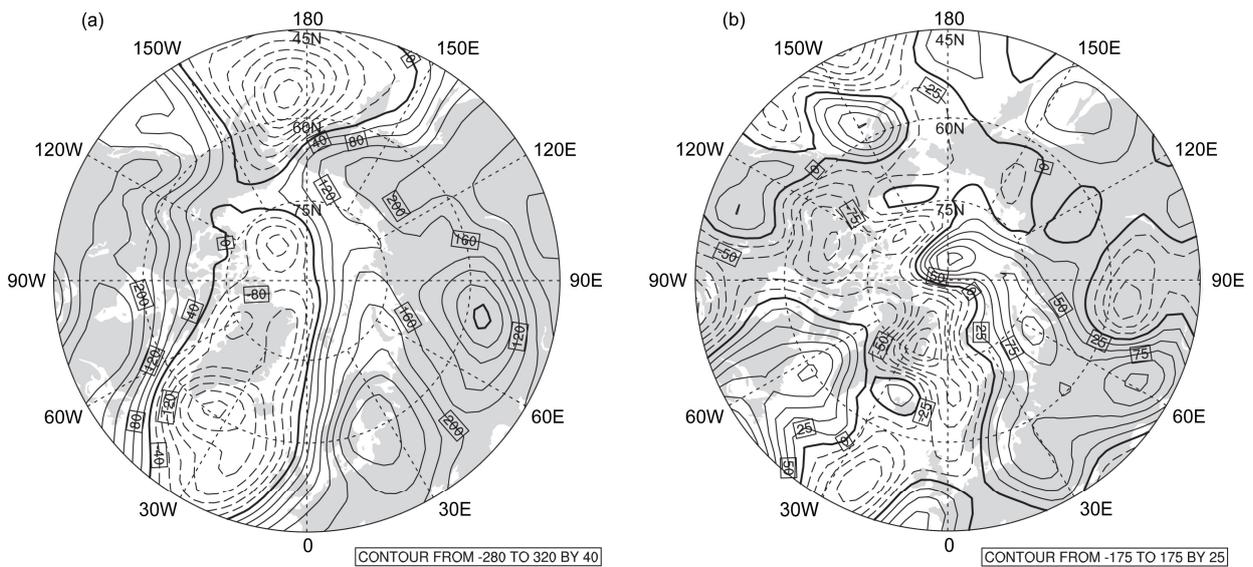


图 5 (a) 2015 年 12 月 29 日 1000 hPa 位势高度场 (等值线间隔: 40 m; 取 1000 hPa 为标准, 当低于 1000 hPa 显示为负值, 高于 1000 hPa 为正值); (b) 2015 年 12 月 29 日与 12 月 28 日 1000 hPa 位势高度差值场 (等值线间隔: 25 m)
Fig. 5 (a) Geopotential height at 1000 hPa on 29 December 2015 (contour interval: 40 m; take 1000 hPa as a standard, the value is negative when lower than 1000 hPa; on the contrary, positive); (b) geopotential height difference at 1000 hPa between 28 and 29 December 2015 (contour interval: 25 m)

在两个系统共同的作用下产生了强盛的南风。

对风场强盛南风出现的时间和区域与温度暖平流有很好的对应关系。北极地区在冬季作为一个冷源，盛行东北风，一般是向外输送冷空气，正是由于在格陵兰岛东侧强盛的南风，为北极地区在 2015 年 12 月 29 日，带来暖平流，同时由于南风风速很大，为北极地区带来的暖平流很强盛，为北极地区本次增温过程提供了能量。

4.2 垂直项

图 6a 为 2015 年 12 月 25 日至 12 月 31 日区域

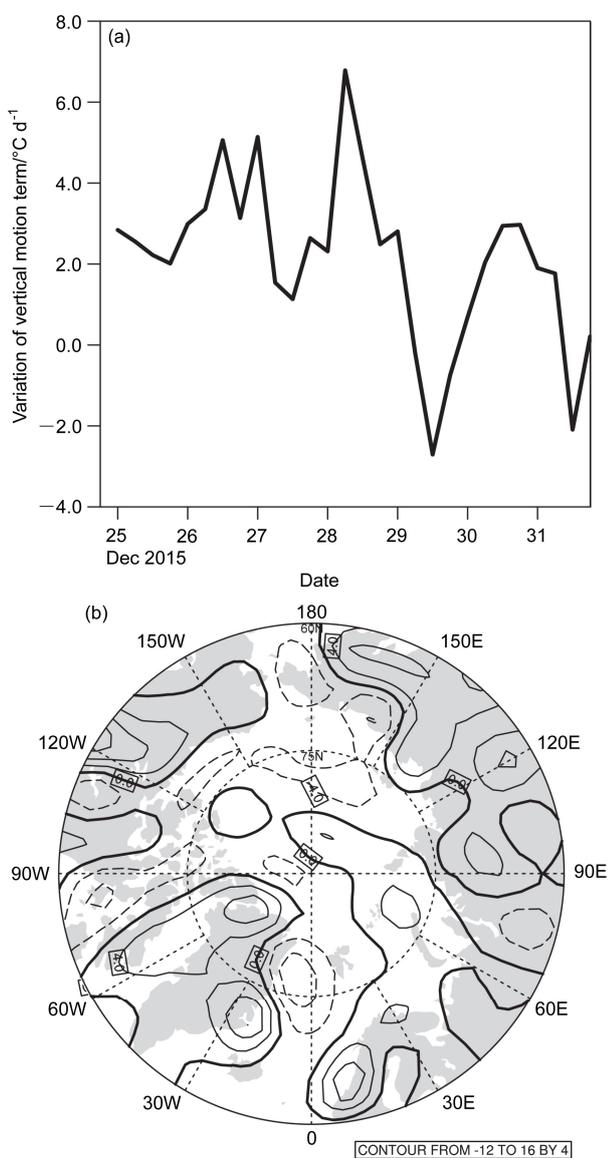


图 6 (a) 2015 年 12 月 25 日至 12 月 31 日区域 A 垂直运动项区域平均值变化; (b) 2015 年 12 月 29 日垂直运动项。等值线间隔: 4°C d^{-1}
Fig. 6 (a) Mean variation of vertical motion term from 25 December to 31 December 2015 for area A; (b) vertical motion term distribution on 29 December 2015. Contour interval: 4°C d^{-1}

A 垂直项区域平均值变化图，从图中可以看出，垂直运动带来的温度变化从 12 月 28 日开始由正值转为负值，在增温期间一直是负值，与 12 月 29 日北极地区的爆发性增温过程不相符，图 6b 中可以看出在增温最明显的区域，垂直运动带来的温度变化没有明显正的高值区。

总的来说，垂直运动对本次北极增温在时间变化和区域上没有增温的贡献，所以垂直运动不是本次北极增温的主要原因。

4.3 非绝热作用

非绝热作用包括太阳短波辐射、地面长波辐射、地面与大气之间的湍流热通量、水汽通量等等，计算非绝热作用难度比较大。通过对各个物理量的仔细研究发现，对于潜热通量和感热通量，潜热区域平均值为 4.0 W m^{-2} ，数值很小并且在增温最明显的区域潜热表现出有正有负，与增温区域没有很好的对应关系，感热区域平均值为 -36.8 W m^{-2} ，表现为大气失去能量，可以解释为北极大气温度快速增温突破零度，大气的温度比下垫面的温度高，大气向下垫面输送感热，潜热通量和感热通量在本次增温过程中没有表现出明显的积极作用（图略）。由于北极处于高纬度地区，独特的地理位置，导致北极在增温过程中一直处于极夜状态，没有短波辐射影响，作为地气系统只有向上的长波辐射，在辐射通量方面有明显的信号。强盛的南风为北极带来了水汽，在北极凝结形成云。从图 7a 和 b 中可以看出，在爆发性增温期间，区域 A 上空的云量突然增加，区域平均值接近 80%，由于云的辐射强迫作用，导致大气顶的向外长波辐射减少，云的长波逆辐射增加。通过做晴空向上长波辐射和实际大气顶向上长波辐射差值，可以反映实际情况由于云量的增加带来的辐射强迫作用，结果为向上的长波辐射减少，向下的长波逆辐射增加，表现为对地气系统的增温效果，如图 8a 所示，在爆发性增温期间，由于云的作用，地气系统的增温效果明显增强。下面利用斯蒂芬—玻尔兹曼定律估算由于云的辐射强迫作用而带来的增温效应。

由于在增温之前温度基本无变化或者相比本次爆发性增温过程变化很小，假设北极地区的能量收支近似平衡，本文利用晴空向上长波辐射和实际大气顶向上长波辐射差值估算云的辐射强迫作用带来的增温。根据斯蒂芬—玻尔兹曼定律得：

$$\text{OLR} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4, \quad (2)$$

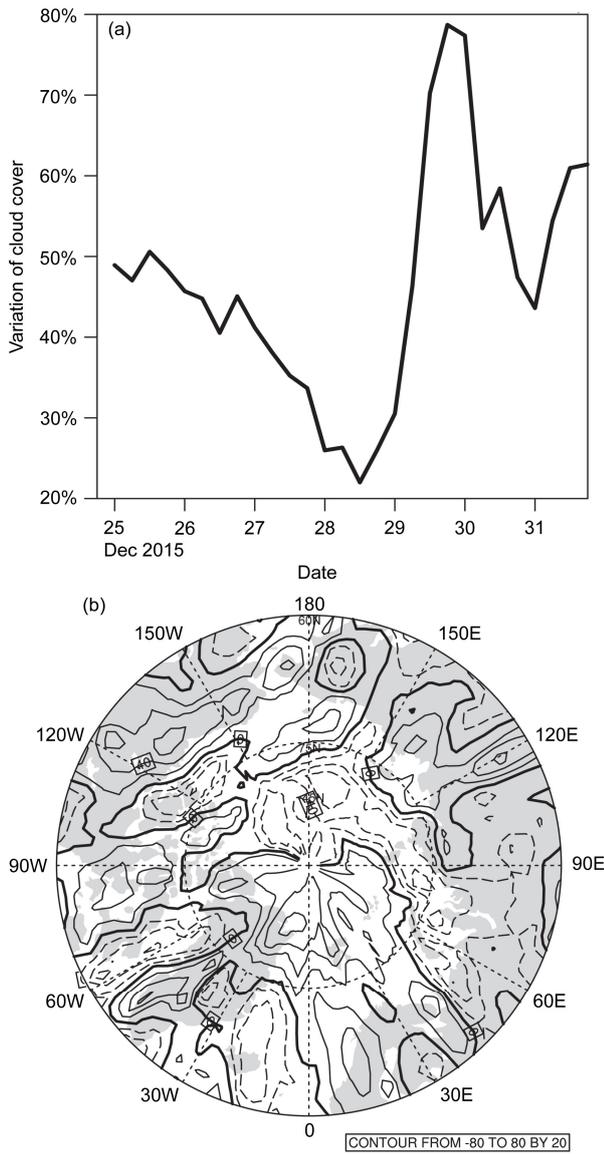


图 7 (a) 2015 年 12 月 25 日至 12 月 31 日区域 A 云量区域平均值变化; (b) 2015 年 12 月 29 日与 12 月 28 日云量差值。等值线间隔: 20%
Fig. 7 (a) Mean variation of cloud cover from 25 December to 31 December 2015 for area A; (b) cloud cover difference between 28 and 29 December 2015. Contour interval: 20%

其中, OLR 为地气系统射出长波辐射, ε 为比辐射率, σ 为斯蒂芬—玻尔兹曼常数, T 为地气系统等效温度。在研究北极地区增温被放大的因素中, 普朗克反馈一直被忽略(Planck, 1901), 根据公式(2), 在温度 30°C , 额外增加 1 W m^{-2} 的辐射量可以增温 0.16°C , 在 -30°C 温度下, 额外增加 1 W m^{-2} 的辐射量可以增温 0.31°C , 由于北极地区的温度较低, 温度自身的普朗克反馈导致了北极增温的放大(Pithan and Mauritsen, 2014)。用晴空向上长波

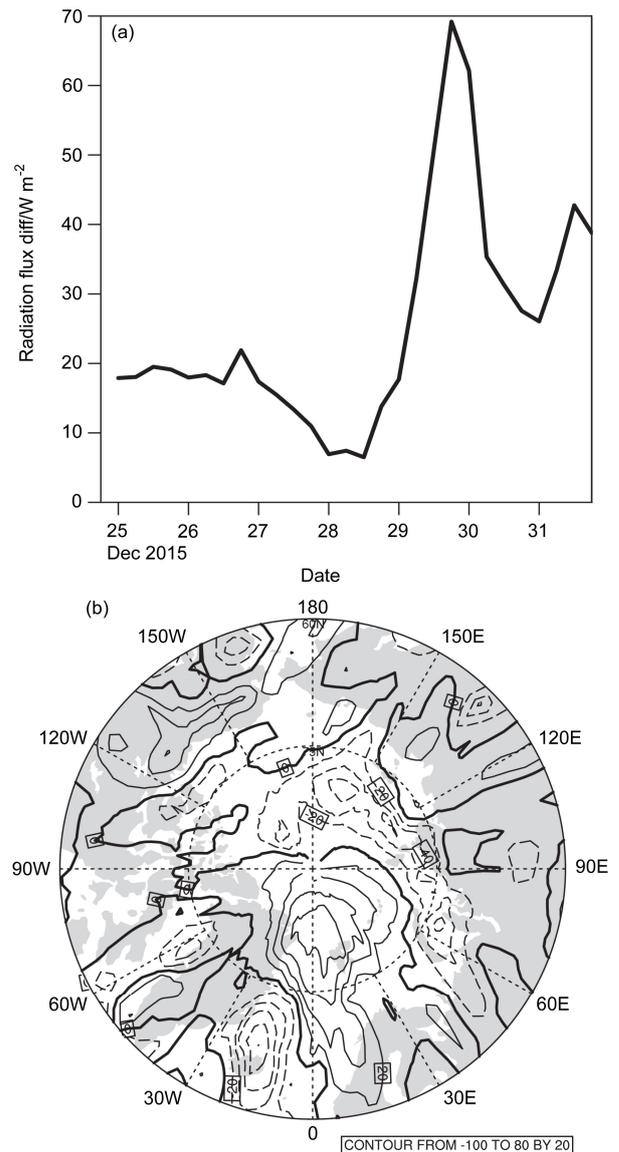


图 8 (a) 2015 年 12 月 25 日至 31 日区域 A 晴空向上长波辐射与实际大气项向上长波辐射差值区域平均值变化; (b) 2015 年 12 月 29 日与 12 月 28 日晴空向上长波辐射与实际大气项向上长波辐射差值的差值分布。等值线间隔: 20 W m^{-2}
Fig. 8 (a) Mean variation of the difference between clear sky upward long-wave radiation flux and upward long-wave radiation flux from 25 December to 31 December 2015 for area A; (b) difference between differences of clear sky upward long-wave radiation flux and upward long-wave radiation flux on 28 and 29 December 2015. Contour interval: 20 W m^{-2}

辐射与实际大气项向上长波辐射的差值来表示云的辐射强迫作用, 其随时间的变化如图 8a 所示, 可以看出在 12 月 29 日云的辐射强迫作用突然增加, 并将其做 12 月 29 日和 12 月 28 日的差值, 如图 8b, 得到云的辐射强迫作用加强的高值区域与

爆发性增温的区域相一致, 位于格陵兰岛的东北侧。利用公式(2)进行估算, 12月29日比12月28日的晴空向上长波辐射与实际大气项向上长波辐射的差值多了 33.8125 W m^{-2} , 由于向外辐射能量减少, 大气长波逆辐射的增加, 取 T 为 250 K 进行估算这部分辐射通量带来的地气系统增温为 8.85°C 。

本文中利用晴空向上长波辐射与实际大气项向上长波辐射的差值得到的非绝热增温代表的是整个地气系统的增温, 虽然与大气本身的爆发性增温在数值上存在差异, 但是可以说明云的辐射强迫作用在本次北极爆发性增温的过程中起到很重要的作用。

5 讨论与分析

本文上述内容从定性的角度对本次北极爆发性增温的成因进行了分析, 下面利用公式(1)对区域 A 进行热流量方程各项的计算, 在计算的过程中, 对于方程各项的估算采用文献(周后福, 2006)的方法, 其中局地温度变化采用向后差分的办法, 如12月29日06:00的局地增温项为12月29日06:00温度减去12月29日00:00温度; 在对平流项和垂直项计算时间积分时, 采用梯形近似, 近似认为这两项是线性变化, 采用相邻时刻求平均值的办法, 例如, 12月29日06:00平流项的贡献为12月29日00:00平流数值与12月29日06:00平流数值求平均后乘以时间六小时; 对于非绝热作用, 由于计算非绝热作用难度比较大, 故采用局地温度变化减去平流项和垂直项的办法得到。2015年12月29日的局地变化项、平流项、垂直项和非绝热作用项的结果见表1。

从表1中可以看出在北极爆发性增温期间, 温度变化热流量方程各项的贡献, 温度暖平流对爆发性增温有积极的作用, 对增温的贡献率为 20.4% ; 垂直项对北极的此次爆发性增温是降温的贡献, 贡献率为 -9.9% ; 非绝热作用所占增温的比例最大,

表1 2015年12月29日温度的局地变化项以及温度平流项、垂直运动项、非绝热作用项及其所占比例

Table 1 Local temperature variation, advection term, vertical motion term, non-adiabatic effect and their percentages on 29 December 2015

	温度的局地变化/ $^\circ\text{C} (6 \text{ h})^{-1}$	温度平流		垂直运动		非绝热	
		变化值/ $^\circ\text{C} (6 \text{ h})^{-1}$	所占比例	变化值/ $^\circ\text{C} (6 \text{ h})^{-1}$	所占比例	变化值/ $^\circ\text{C} (6 \text{ h})^{-1}$	所占比例
12月29日06:00	1.83	0.54	29.5%	-0.30	-16.4%	1.59	86.9%
12月29日12:00	3.35	0.78	23.3%	-0.50	-14.9%	3.07	91.6%
12月29日18:00	4.25	0.69	16.2%	-0.04	-0.9%	3.60	84.7%
12月29日24:00	3.08	0.55	17.9%	-0.38	-12.3%	2.91	94.4%
12月29日	3.13	0.64	20.4%	-0.31	-9.9%	2.8	89.5%

贡献率为 89.5% 。总的来说, 在本次北极爆发性增温的过程中, 温度平流和北极地区的非绝热作用对爆发性增温起积极的作用, 其中非绝热作用在本次北极爆发性增温中起到最重要的作用。

6 结论

本文利用2015年NCEP/NCAR的再分析位势高度场、温度场、风场、垂直速度场、潜热通量、感热通量、云量、晴空向上长波辐射以及实际大气项向上长波辐射等物理量的一日四时次资料和日资料, 从北极地区的局地温度变化的热流量方程出发, 给出平流项、垂直项和非绝热作用项的计算, 并利用晴空向上长波辐射与实际大气项向上长波辐射的差值估算云的辐射强迫作用, 对2015年12月29日, 在($75^\circ\text{N} \sim 90^\circ\text{N}$, $90^\circ\text{W} \sim 90^\circ\text{E}$)的北极区域的爆发性增温进行研究, 主要结论如下:

(1) 2015年12月底北极的一次地面爆发性增温过程出现在12月29日, 增温最大值出现在格陵兰岛东北侧, 单日最高增温达到 25°C 以上。

(2) 北极地区在冬季作为一个冷源, 盛行东北风, 一般是向外输送冷空气, 由于冰岛附近的低压系统和高压系统的加强并向北移动, 在格陵兰岛东北侧气压梯度加强, 出现了强盛的南风, 为北极地区在2015年12月29日带来强盛的暖平流, 暖平流不仅在时间而且区域上与增温都有很好的对应关系, 温度平流提供了日区域平均 2.56°C 的增温, 增温贡献率为 20.4% , 强盛的南风带来的暖平流是本次北极爆发性增温的重要原因。

(3) 垂直项在时间变化上和区域上对爆发性增温表现出降温作用, 贡献率为 -9.9% , 所以垂直项不是本次北极增温的原因。

(4) 通过计算热流量方程各项, 可以看出, 在本次爆发性增温过程中非绝热作用日区域增温为 11.2°C , 贡献率为 89.5% , 是本次爆发性增温最重要的增温因素。在考虑非绝热作用贡献时发现, 在

增温期间增温区域的晴空向上长波辐射与实际大气项向上长波辐射的差值明显增加,利用斯蒂芬—玻尔兹曼定律估算这部分辐射通量为地气系统带来的增温为 8.85°C,在非绝热作用中起一定的作用。从估算的结果可以看出,在爆发性增温过程中,强盛温暖湿润的南风到达寒冷的北极,增温区域被云层覆盖,云的辐射强迫作用为地气系统带来很强的增温。

本文利用估算的方法研究了本次北极地区地面爆发性增温的主要原因,揭示了在冰岛附近低压系统和高压系统加强并北移的共同作用下,格陵兰岛东北侧气压梯度加强,导致了强盛的南风,温暖湿润的南风带来强盛的暖平流并使得增温区上空云量增加,云的辐射强迫在本次爆发性增温中起到一定的作用,强盛的暖平流和非绝热作用共同导致了本次北极的爆发性增温。

参考文献 (References)

- Alexeev V A, Langen P L, Bates J R. 2005. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ghost forcing” experiments without sea ice feedbacks [J]. *Climate Dyn.*, 24 (7–8): 655–666, doi:10.1007/s00382-005-0018-3.
- Barron E J. 1983. A warm, equable Cretaceous: The nature of the problem [J]. *Earth-Science Reviews*, 19 (4): 305–338, doi:10.1016/0012-8252(83)90001-6.
- Dahl-Jensen D, Mosegaard K, Gundestrup N, et al. 1998. Past temperatures directly from the Greenland ice sheet [J]. *Science*, 282 (5387): 268–271, doi:10.1126/science.282.5387.268.
- 龚道溢, 王绍武. 2003. 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响 [J]. *地理学报*, 58 (4): 559–568. Gong Daoyi, Wang Shaowu. 2003. Influence of arctic oscillation on winter climate over China [J]. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 58 (4): 559–568, doi:10.11821/xb200304010.
- Graversen R G, Mauritsen T, Tjernström M, et al. 2008. Vertical structure of recent Arctic warming [J]. *Nature*, 451 (7174): 53–56, doi:10.1038/nature06502.
- Johannessen O M, Björge E, Miles M W. 1996. Global warming and the Arctic [J]. *Science*, 271 (5246): 129, doi:10.1126/science.271.5246.129a.
- Johannessen O M, Bengtsson L, Miles M W, et al. 2004. Arctic climate change: Observed and modelled temperature and sea-ice variability [J]. *Tellus A*, 56 (4): 328–341, doi:10.1111/j.1600-0870.2004.00060.x.
- 李勇, 陆日宇, 何金海. 2007. 影响我国冬季温度的若干气候因子 [J]. *大气科学*, 31 (3): 505–514. Li Yong, Lu Riyu, He Jinhai. 2007. Several climate factors influencing the winter temperature over China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (3): 505–514, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.03.14.
- Moritz R E, Bitz C M, Steig E J. 2002. Dynamics of recent climate change in the Arctic [J]. *Science*, 297 (5586): 1497–1502, doi:10.1126/science.1076522.
- Pithan F, Mauritsen T. 2014. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models [J]. *Nature Geoscience*, 7 (3): 181–184, doi:10.1038/ngeo2071.
- Planck M. 1901. Ueber das gesetz der energieverteilung im normalspectrum [J]. *Annalen der Physik*, 309 (3): 553–563, doi:10.1002/andp.19013090310.
- Polyakov I V, Alekseev G V, Bekryaev R V, et al. 2002. Observationally based assessment of polar amplification of global warming [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (18): 25-1–25-4, doi:10.1029/2001GL011111.
- Quadrelli R, Wallace J M. 2004. A simplified linear framework for interpreting patterns of Northern Hemisphere wintertime climate variability [J]. *J. Climate*, 17 (19): 3728–3744, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<3728:ASLFFI>2.0.CO;2.
- Rigor I G, Colony R L, Martin S. 2000. Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–97 [J]. *J. Climate*, 13 (5): 896–914, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<0896:VISATO>2.0.CO;2.
- Serreze M C, Francis J A. 2006. The Arctic amplification debate [J]. *Climatic Change*, 76 (3–4): 241–264, doi:10.1007/s10584-005-9017-y.
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (9): 1297–1300, doi:10.1029/98GL00950.
- Thompson D W J, Wallace J M. 2001. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode [J]. *Science*, 293 (5527): 85–89, doi:10.1126/science.1058958.
- Wang X J, Key J R. 2005. Arctic surface, cloud, and radiation properties based on the AVHRR polar pathfinder dataset. Part II: Recent trends [J]. *J. Climate*, 18 (14): 2575–2593, doi:10.1175/JCLI3439.1.
- 武丰民, 何金海, 祁莉, 等. 2014a. 海冰消融背景下北极增温的季节差异及其原因探讨 [J]. *海洋学报*, 36 (3): 39–47. Wu Fengmin, He Jinhai, Qi Li, et al. 2014a. The seasonal difference of Arctic warming and its mechanism under sea ice cover diminishing [J]. *Acta Oceanologica Sinica (in Chinese)*, 36 (3): 39–47, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.03.005.
- 武丰民, 何金海, 祁莉. 2014b. 北极海冰消融及其对欧亚冬季低温影响的研究进展 [J]. *地球科学进展*, 29 (8): 913–921. Wu Fengmin, He Jinhai, Qi Li. 2014b. Arctic Sea ice declining and its impact on the cold Eurasian winters: A review [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 29 (8): 913–921, doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2014.08.0913.
- Wu Q G, Straus D M. 2004. AO, COWL, and observed climate trends [J]. *J. Climate*, 17 (11): 2139–2156, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2139:ACAOCT>2.0.CO;2.
- 张恒德, 陆维松, 高守亭, 等. 2006. 北极涡活动对我国同期及后期气温的影响 [J]. *南京气象学院学报*, 29 (4): 507–516. Zhang Hengde, Lu Weisong, Gao Shouting, et al. 2006. Influence of the North Polar vortex activity on the contemporaneous and subsequent air temperature in China [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 29 (4): 507–516, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2006.04.011.
- 周后福. 2006. 局地温度变化中各项因子的定量估算 [J]. *气象*, 31 (10): 20–23. Zhou Houfu. 2006. Estimation of every element in local temperature variation [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 31 (10): 20–23, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2005.10.005.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 1992. 天气学原理和方法 [M]. 北京: 气象出版社, 40, 603, 886. Zhu Qiangan, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. 1992. *Principles and Methods of Synoptic Meteorology (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 40, 603, 886.