

文章编号: 1004-4965 (2002) 02-0104-07

冬季西风环流指数的变率及其与北半球 温度变化的关系研究

龚道溢¹, 王绍武²

(1. 北京师范大学资源科学研究所环境演变与自然灾害教育部重点实验室, 北京 100875;
2. 北京大学大气科学系, 北京 100871)

摘 要

用 $H_{40^{\circ}\text{N}} - H_{65^{\circ}\text{N}}$, 即 40°N 和 65°N 纬圈平均位势高度的差来定义西风指数, 可以很好地反映温带地区西风的强弱。西风环流强的年份, 北半球气温通常偏高, 主要是中纬度大陆变暖明显, 这可能与中高纬度西风强时, 向北的经向热量输送也加强有关。在长期变化的趋势上, 1950 年代以前北半球偏暖时期的指数偏低, 而偏冷时期的指数偏高。但近 30 多年来, 伴随全球加速变暖, 西风指数也持续加强, 这是否与温室效应的加强有关还有待深入研究。

关 键 词: 西风指数; 变率; 温度

中图分类号: P423

文献标识码: A

1 引 言

1930 年代后期 Rossby 最早提出西风指数(zonal index)的概念, 并用 35°N 和 55°N 纬圈平均海平面气压差代表北半球温带地区($35\sim 55^{\circ}\text{N}$)西风的强弱。Namias 后来进一步提出指数循环的概念, 温带西风强时称为“高指数”环流, 弱时则称“低指数”环流。早期人们主要是从天气学的角度来研究西风指数的变化的, 由于指数循环的时间尺度约 4~6 周, 所以月平均西风强度的变化所反映的是时间尺度更长的西风变率。不过, 从 1970 年代到 1980 年代初, 人们更多注重研究赤道海洋及大气的影 响, 对中纬度大气环流有所忽略, 西风指数的研究一度受到冷落。但近来大家逐渐认识到, 西风环流指数的强弱, 反映了中高纬大气环流的基本状态, 这种状态对高纬与中低纬之间大气质量、动

收稿时间: 2000-11-16; 修订时间: 2001-02-20

基金项目: 国家自然科学基金(40105007); 国家重点基础研究发展规划首批项目(G1998040900)资助

作者简介: 龚道溢(1969-), 男(土家族), 湖南石门人, 博士, 主要从事气候诊断分析的研究。

量及热量的交换, 及与半球及全球气候异常均有密切的联系。如 Thompson 等(1998)^[1] 基于北半球大气环流的分析, 提出了北极涛动的概念, 实际上也是反映中纬度地区的西风变化, 他们的研究表明北极涛动与北半球温度变化之间有密切关系^[2]。其他一些反映中纬度区域尺度纬向风的环流系统, 如北大西洋涛动等与北半球气候的关系也引起重视^[3,4]。本文将利用再分析资料, 分析北半球冬季西风环流指数与海平面气压及 500 hPa 位势高度的联系, 并讨论其变率与北半球温度变化之间的关系。

2 西风环流指数与 500 hPa 位势高度及海平面气压的关系

自 Rossby 的工作之后, 人们提出过多种西风环流指数的定义形式。如 Lorenz(1951)^[5] 指出的: 由于大气质量在不同纬度带间交换造成的气压变化, 在 65 °N 和 35 °N 这两个地区有最好的一致性, 建议用这两个纬度的气压差代表西风。后来也有用 40 °N 与 60 °N 来代表。此外, 一些作者更是直接使用纬向风。纬向风(u)的变化在中纬度和高纬度表现出反号的特征^[6,7]。丁敏芳等^[8]曾用 35 °N 和 55 °N 上纬向风的差值来代表西风指数(即 $U_{35^{\circ}\text{N}} - U_{55^{\circ}\text{N}}$)。虽然这些西风指数形式上有变化, 但并无本质上差别。大尺度的纬向风基本上是地转风, 与高度场之间关系密切。图 1 是北半球冬季纬圈平均 500 hPa 位势高度与纬向风的奇异值分解(SVD)的第一对模态, 可见西风指数的强弱用位势高度($H_{40^{\circ}\text{N}} - H_{65^{\circ}\text{N}}$)或纬向风($U_{35^{\circ}\text{N}} - U_{55^{\circ}\text{N}}$)都能较好表示, 500 hPa 位势高度上的这两种西风指数相关达 -0.90。55 °N 西风与($H_{40^{\circ}\text{N}} - H_{65^{\circ}\text{N}}$)相关系数达 0.96。因此, 本文分析中选择用 $H_{40^{\circ}\text{N}} - H_{65^{\circ}\text{N}}$ 代表西风环流指数。

图 2(图 3)是标准化的西风指数与 500 hPa 位势高度(海平面气压)间的回归系数, 即当西风指数增加一个标准差时, 对应的各格点高度(气压)变化。西风环流强的时候, 极地及相邻的高纬度地区 500 hPa 位势高度和海平面气压都下降, 中纬度地区则上升。不过中纬度变化最突出的地区是北太平洋及北大西洋和邻近的部分大陆地区。由于西风指数强调的是纬圈平均状况, 因此很容易认为它与槽脊的变化没有关系。但从最初定义西风指数时就发现, 西风基本气流的强弱与大气环流的定常波有密切联系。图 2 和图 3 就可以清楚地说明这一点。在西风增强的情况下, 东亚大槽变弱、高度增加 10~20 gpm, 北美大槽也存在同样量级的减弱, 因此, 在高空西风气流更为平直。Wallace 等^[9]曾对比西风指数强弱状况下的高空与地面环流差异指出: 强西风时地面大气涛动(如北大西洋涛动)增强, 同时在高空一些大气遥相关也增强(如东大西洋型、西大西洋型、西太平洋型)。这些特点在图 2 中也有体现, 同时在图 3 海平面气压与西风指数的关系中可

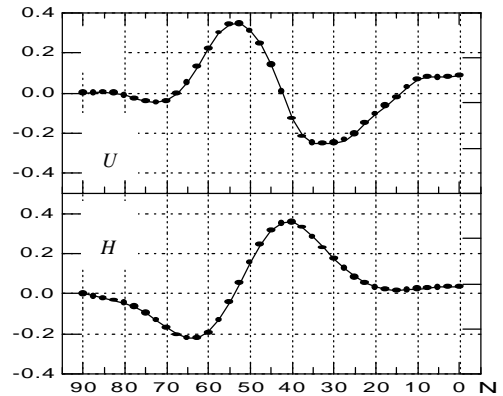


图 1 500 hPa 纬圈平均冬季纬向风(U)与位势高度(H)奇异值分解(SVD)的第一对模态 纵坐标为无量纲值。

Fig.1 Predominant mode in covariability between the zonal-mean 500 hPa height (H) and wind (U), shown as SVD#1.

以看到,除北大西洋涛动加强外,在亚洲大陆中高纬西伯利亚高压的强度减弱,中心区域的强度减弱 $1\sim 2$ hPa。此外,图2和图3进一步说明西风环流在地面与高空都有大体相似的结构,这反映了大尺度大气运动的正压性。不过,高空环流的纬向特征更为明显,而海平面气压的变化受下垫面差异的影响和限制,区域性更明显。

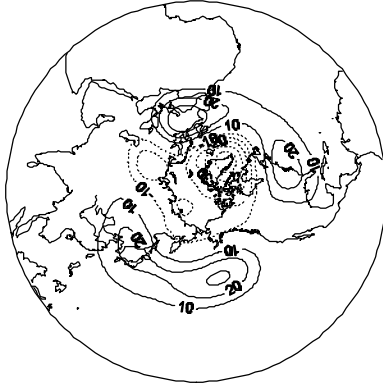


图2 500 hPa高度与西风指数间的回归系数,即当西风指数加强一个标准差单位时相应的位势高度的变化量(gpm)(1958~1998年)

Fig. 2 Regression coefficients between 500 hPa height and westerly index in association with zonal index changes by unit standard deviations in gpm(1958~1998).

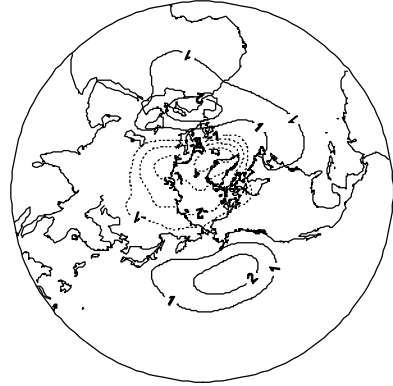


图3 海平面气压(SLP)与西风指数间的回归系数,即当西风指数增加一个标准差单位时相应的海平面气压的变化量(hPa)(1958~1998年)

Fig.3 Same as Fig.2 but for sea level pressure and in unit of hPa.

3 西风环流与北半球温度变化的关系

很早人们就发现,高指数环流盛行的年份北半球地面气温通常偏高。图4是西风指数与北半球地面气温或海面温度的回归系数。当西风指数增加一个标准差时,欧亚大陆的大部分地区气温都偏高 $0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,而大陆腹地则高达 $0.75\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上。北美大陆的东南部,也偏高 $0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上。负的区域主要在北美东北部及格陵兰,温度下降幅度超过 $0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,但温度偏低的区域范围远比偏高的范围小。因此,总的来看当西风环流强时,北半球地面气温偏高。

Namias 曾经认为,当西风指数高时,中纬加强的西风环流将会阻止高纬度和低纬度地区之间的热量交换,在极地及副极地由于辐射冷却,温度将会变得更低,而中纬度地区温度会升高。但后来人们认识到情况没有这么简单。实际上在南北向的热量输送过程中,包括较大尺度的定常波及天气尺度的瞬变波,都起着十分重要的作用^[10,11]。而这些涡旋的活动与西风气流间也存在紧密的联系。Limpasuvan 等^[10]最近的模拟研究发现:与西风环流有关的涡旋活动在北半球主要是定常波,在南半球主要是天气尺度的瞬变波。Robinson(1994)^[11]在简单的两层大气环流模式中,人为地将西风指数加强或减弱,结果发现涡旋活动的动量输送与西风指数的强弱之间,是一个正反馈关系。据计算,

当西风指数强时, 由定常波造成的向高纬度地区的热量输送也加强, 中心在 $40\sim 50^{\circ}\text{N}$ 。因此, 当西风指数加强时, 与之相伴随的经向热量输送也加强, 由于输送的极大值在 $40\sim 50^{\circ}\text{N}$, 很显然由此必然造成相邻的 $50\sim 60^{\circ}\text{N}$ 地区的气温比其它纬度升高更显著。因此, 高纬与中低纬度间的温度距平梯度会加大。统计表明, 高纬 ($50\sim 60^{\circ}\text{N}$) 与中纬度 ($30\sim 40^{\circ}\text{N}$) 间温度距平的梯度与北半球平均温度距平的相关系数达 0.69, 这相当于温度距平梯度变化 1 个标准差时, 与之相应的北半球平均温度的变化可达 0.12°C , 即当温度距平梯度增加 1°C 时, 北半球平均温度偏高 0.17°C , 反之亦然。

温度与西风环流的上述关系在更长时间尺度上是否也存在呢? 通常人们认为在气候偏暖时期赤道与极地之间的温差变小, 那么中、高纬地区对流层西风会减弱。近一个世纪以来, 北半球及全球温度除有线性的变暖趋势外, 还有显著的年代际的波动。北半球在 1940~1950 年代是一个比较温暖的时期, 从 1980~1990 年代更是加速变暖; 而在 1920 年代及以前、1960~1970 年代则是较偏冷的时期。与温度的这种低频冷暖波动相对应, 实际观测的纬向环流的变化是怎样的呢?

1950 年代以前因为缺乏高空资料考虑用近地面气压来代替。分析表明 1000 hPa 纬向环流的变化与高空的变化有很好的一致性, 40°N 与 65°N 海平面气压的差, 与 500 hPa 西风指数的相关达到 0.88 (41 年资料)。所以用 40°N 与 65°N 海平面气压的差序列能较好反映近百年来近地面西风指数的变化。

所用海平面气压资料 (1873~1995 年, 北半球 5° 纬度 $\times 10^{\circ}$ 经度) 由英国东英吉利大学气候研究组 (UEA/CRU) 提供, 1995 年以后由再分析资料续补。图 5 (实线) 是其 21 年滑动平均序列, 显然 20 世纪以来西风指数的低频特征具有非常明显的阶段性, 在 1930 年代初以前是一个较强的时期, 而从 1930 年代中期开始到 1960 年代是较弱的时期, 从 1970 年代开始则是强烈的增强阶段。比较一下西风指数的长期变化与北半球温度的低频变化, 可以很清楚发现二者之间的关系也可以分为两个阶段。在 1950 年代以前, 二者的低频变化基本上是反位相的, 即气温偏冷的阶段, 西风环流偏强, 而气温偏暖的时期, 西风环流则偏弱。在 1950 年代以后二者的低频变化有很好的一致性, 尤其是 1970 年代以来, 二者都有强烈的上升趋势 (图 5)。这说明温度与西风环流在年代际尺度上的关系发生了变化。

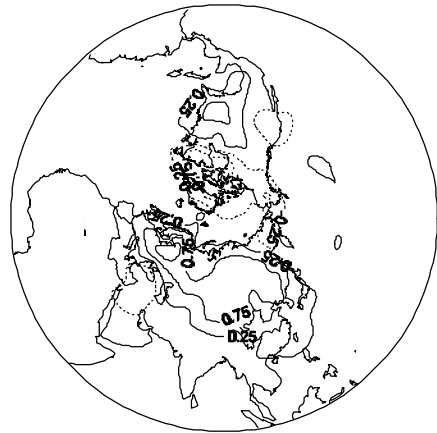


图 4 地面气温或海面温度与西风指数间的回归系数, 即当西风指数增加一个标准差单位时相应温度的变化量 ($^{\circ}\text{C}$) (1958~1998 年)

Fig.4 Same as Fig.2 but for surface temperature in unit of $^{\circ}\text{C}$.

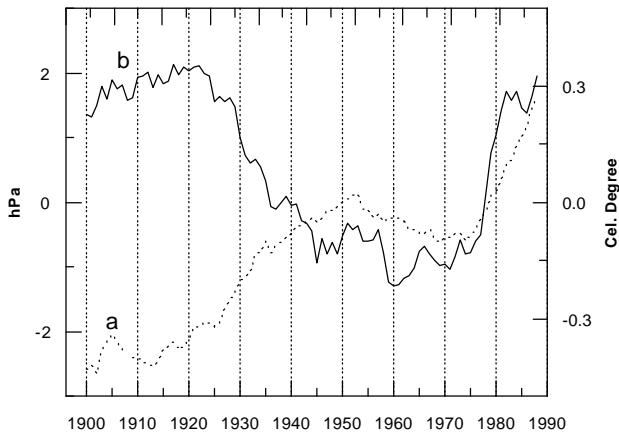


图5 北半球冬季地面气温(虚线)及 40 °N 与 65 °N 海平面气压差(实线)的 21 年滑动平均序列

Fig.5 Temperature(a) and SLP(b) difference between 40 °N and 65 °N, shown as the results of 21-year running average.

因此,有理由把关注的重点放在温室效应的加强方面。图6是冬季纬圈平均高度与纬向风在最近的暖期(1980/1981~1998/1999共19年平均)与冷期(1960/1961~1979/1980共20年平均)间的差异,可见1980年代以来温带地区与高纬高度场之间的梯度加大,与此对应的是50~60°N地区纬向西风的增强。Fyfe等^[14]利用加拿大气候模拟与分析中心的耦合环流模式(CCCma)进行了全球变暖的瞬变模拟,结果发现在全球变暖的情况下,北极涛动和南极涛动更多出现正的位相,这意味着中、高纬西风也将随之增强。虽然目前并不能完全排除其它因素对西风环流的影响,但有的研究表明,温室效应很可能是导致近30年来西风指数持续加强的一个主要因子。

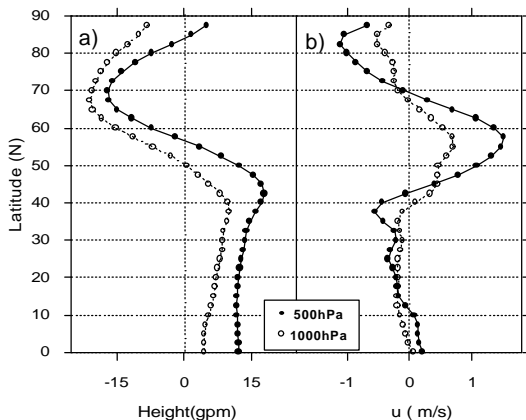


图6 冬季纬圈平均高度(a)与纬向风(b)在暖年期与冷期间的差异,暖年期取1980~1998年共19个冬季平均,冷年期取1960~1979年20个冬季平均

Fig.6 Difference of geopotential height (a) and zonal wind (b) between the warm and the cold period. Warm period is 1980~1998, and the cold period is 1960~1979.

特别值得注意的是最近三十多年来的观测事实显示,随着全球气温加速变暖,北半球中、高纬冬季西风指数也同样呈显著增强趋势,从1958到1998年的41个冬季资料显示西风指数趋势为+4.3%/10a,信度水平达99%。当然可能是大气环流本身的年代际变化,也可能由于全球温室效应加强造成变暖引起,还可能与其它外部强迫如太阳活动的作用有关,也可能是这些因素共同作用的结果。但是考虑到大气环流的内部变率及太阳活动等,在20世纪中都是存在的,如果没有其它因子的话,西风指数与温度的这种关系应该仍然保持稳定才对。

当然,西风环流与温度的关系实际上是相互制约的,大尺度平均环流满足热成风关系,因此风的变化主要与温度的经向梯度有关。IPCC的报告(1995)^[15]中曾指出,全球纬圈平均看,温度的变暖在不同时段有明显不同的结构特征,1950年代以前中纬度地区温度变暖不明显,很多时候是负距平;但从1950年代开始中纬度明显增暖,而从1970年代后期,特别是1980年代以来,则是从高纬到低纬同时增暖。Gitelman等^[16]曾计算了50~55°N和30~35°N纬圈平均地面温度,发现

1950年代以前中纬度地区温度变暖不明显,很多时候是负距平;但从1950年代开始中纬度明显增暖,而从1970年代后期,特别是1980年代以来,则是从高纬到低纬同时增暖。Gitelman等^[16]曾计算了50~55°N和30~35°N纬圈平均地面温度,发现

虽然单独看这两个纬度带的温度都有很相似的变化特征,但二者的差表现出显著的趋势变化,从 20 世纪初到 1950 年代中期呈下降趋势,而从 1950 年代后期以来呈强烈的上升趋势。这种变化与西风指数的变化是一致的。因此,研究全球变暖等各种强迫下,热量在不同纬度间如何重新分配和改变,对于我们了解西风环流异常,进而了解相关的区域气候响应特征非常重要。

4 结论与讨论

用 NCEP/NCAR 再分析资料对 500 hPa 纬圈平均的纬向风(u)及位势高度进行的奇异值分解分析表明,用位势高度($H_{40^{\circ}\text{N}}-H_{65^{\circ}\text{N}}$)或纬向风($U_{35^{\circ}\text{N}}-U_{55^{\circ}\text{N}}$)都能较好表示西风指数的强弱。近来比较强调的北极涛动也能比较好地反映西风强度,1958 到 1998 年期间,西风指数与北极涛动指数间能相互解释 65.5% 的方差。不过,一些研究也指出,北极涛动可能最主要的还是反映北大西洋涛动的变化^[17]。因此,从物理意义上看,西风指数更清晰而且代表的空间尺度也更大。

西风指数与北半球温度的回归分析表明,当西风指数加强一个标准差时,欧亚大陆的大部分地区气温都要偏高 0.25 °C 以上,大陆腹地则高达 0.75 °C 以上。北美大陆的东南部也偏高 0.25 °C 以上。负的区域主要在北美东北部及格陵兰,温度下降幅度超过 0.25 °C 以上,但温度偏低的区域范围远比偏高的范围小。西风指数强的年份,北半球平均气温也偏高,主要是中纬度大陆变暖明显,这可能与中高纬度西风强时,向北的经向热量输送加强有关。

在 1950 年代以前,西风指数与北半球温度的低频变化基本上是反位相的,气温偏冷的阶段西风环流偏强,而气温偏暖的时期西风环流则偏弱。但近 30 多年来,伴随全球加速变暖,西风指数也持续加强,这是否与温室效应的加强有关还需更深入研究。

参 考 文 献

- [1] THOMPSON DW J, WALLACE J M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields[J]. *Geophysical Res Lett*, 1998, 25: 1297—1300.
- [2] THOMPSON DW J, WALLACE J M. Annular modes in the extratropical circulation, part I: month-to-month variability[J]. *J Climate*, 2000, 13: 1000—1016.
- [3] HURRELL J W. Decadal trends in the North atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation[J]. *Science*, 1995, 269: 676—679.
- [4] HURRELL J W. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on northern hemisphere[J]. *Geophys Res Lett*, 1996, 23: 665—668.
- [5] LORENZ E. Seasonal and irregular variations of the northern hemisphere sea-level pressure profile[J]. *J Meteorology*, 1951, 8: 52—59.
- [6] BRANSTATOR G. The relationship between zonal mean flow and quasi-stationary waves in the midtroposphere[J]. *J Atmos Sci*, 1984, 41: 2163—2178.
- [7] KIDSON J W. Index cycles in the northern hemisphere during the global weather experiment[J]. *Mon Wea Rev*, 1985, 113: 607—623.
- [8] TING M, HOERLING M P, XU T Y, et al. northern hemisphere teleconnection patterns during extreme phases of the zonal-mean circulation[J]. *J Climate*, 1996, 9: 2614—2633.
- [9] WALLACE J M, HSU H. Another look at the cycle index[J]. *Tellus*, 1985, 37A: 478—486.
- [10] LIMPASUVAN V, HARTMANN D L. Eddies and the annular modes of climate variability[J]. *Geophysics Res Lett*, 1999,

- 26 : 3133—3136.
- [11] ROBINSON W A. Eddy feed-backs on the zonal index and eddy-zonal flow interactions induced by zonal flow transience[J]. *J Atmos Sci*, 1994, 51 : 2553—2562.
- [12] WILLETT H C. Long-period fluctuations of the general circulation of the atmosphere[J]. *J Meteor*, 1949, 6 : 34—50.
- [13] SHINDILL D, RIND D, BALACHANDRAN N, ed al. Solar cycle variability, ozone and climate[J]. *Science*, 1999, 284 (5412): 305—308.
- [14] FYFE J C, BOER G J, FLATO G M. The arctic and antarctic oscillations and their projected changes under global warming[J]. *Geophysical Res Lett*, 1999, 26 : 1601—1604.
- [15] HOUGHTON J T, MEIRA F F G T, CALLANDER B A, et al. Climate change 1995: the science of climate change[M]. Cambridge Univ Press, Cambridge, U K, 1996. 146.
- [16] GITEMAN A I, RISBEY J S, KASS R E, eds. Trends in the surface meridional temperature gradient[J]. *Geophy Res Lett*, 1997, 24 : 1243—1246.
- [17] DESER C. On the teleconnectivity of the “Arctic oscillation”[J]. *Geophy Res Lett*, 2000, 27 , 779—782.

VARIABILITY OF THE WINTER ZONAL INDEX AND ITS ASSOCIATION WITH THE NORTHERN HEMISPHERIC TEMPERATURE CHANGES

GONG Dao-yi¹, WANG Shao-wu²

(1. Key Laboratory of Environmental Change and Natural Disaster, Beijing Normal University, Beijing 100875 China; 2. Department of Atmospheric Sciences, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract

The dominant modes of northern hemispheric zonally-mean wind (u) and 500 hPa geopotential height in winter demonstrate two centers with opposite sign. Thus the zonal index can be defined as $H_{40^{\circ}\text{N}} - H_{65^{\circ}\text{N}}$ or $U_{35^{\circ}\text{N}} - U_{55^{\circ}\text{N}}$, i.e., the difference in geopotential height (or zonal wind) between 40°N and 65°N (or between 35°N and 55°N). In this paper the zonal index of $H_{40^{\circ}\text{N}} - H_{65^{\circ}\text{N}}$ is applied. This kind of zonal index correlate with westerly of 55°N at 0.96. The anomalous variation of the westerly can impact the winter surface temperature significantly. During the high-index years, the northern continent becomes warmer and during the low-index years become colder. The changes in temperature are more significant over the middle-high latitudes. Correlation between the zonal index and the meridional heat flux show that there are more heat transporting to the higher latitudes through the intensified eddies activity with the stronger westerlies. On the interdecadal time scale, the temperature and zonal index vacillate out of phase before the 1950s, i.e., the low-index associate with warmer periods and high-index with colder periods. But during the last three decades, both the northern hemispheric mean temperature and zonal index demonstrate significant upward trends. Analysis indicates the increasing greenhouse effect may trigger the recent positive trend in zonal index.

Key words: zonal index; variability; temperature