

东亚北部地区气温的冬季-冬季再现特征研究

王晓娟 乔少博 沈柏竹 封国林

Characteristics of winter-to-winter recurrence of atmospheric temperature in the northern area of East Asia

Wang Xiao-Juan Qiao Shao-Bo Shen Bai-Zhu Feng Guo-Lin

引用信息 Citation: *Acta Physica Sinica*, 63, 239202 (2014) DOI: 10.7498/aps.63.239202

在线阅读 View online: <http://dx.doi.org/10.7498/aps.63.239202>

当期内容 View table of contents: <http://wulixb.iphys.ac.cn/CN/volumn/home.shtml>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

[基于长程相关性特征的北京气候中心气候系统模式对中国气温的模拟性能评估](#)

赵珊珊, 何文平

2014, 63(20): 209201. 全文: [PDF](#) (1069KB)

[中国东北区域盛夏雨季的客观识别](#)

房一禾, 龚志强, 赵连伟, 赵春雨, 李清泉

2014, 63(20): 209202. 全文: [PDF](#) (938KB)

[20世纪90年代末东亚夏季降水年代际变化及其成因初探](#)

胡泊, 乔少博, 封国林

2014, 63(20): 209204. 全文: [PDF](#) (1807KB)

[2013年长江下游降水低频分量延伸期预报的扩展复数自回归模型](#)

杨秋明

2014, 63(19): 199202. 全文: [PDF](#) (1270KB)

[全球风场构建涡度、散度的新方法](#)

关吉平, 黄思训, 张立凤

2014, 63(17): 179201. 全文: [PDF](#) (1235KB)

东亚北部地区气温的冬季-冬季再现特征研究*

王晓娟¹⁾²⁾ 乔少博¹⁾ 沈柏竹³⁾ 封国林^{1)†}

1)(兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

2)(常熟理工学院物理与电子工程学院, 常熟 215500)

3)(吉林省气象科学研究所, 长春 130061)

(2014年4月26日收到; 2014年7月11日收到修改稿)

对东亚北部(40—50°N, 100—130°E)区域1953—2012年大气温度的冬季-夏季-次年冬季(简称冬季-冬季)的季节变化特征进行了初步研究. 结果表明: 2008年以来, 该区域的气温从低层至高层(1000—400 hPa)连续三年出现冬季偏冷-夏季偏暖-次年冬季偏冷的典型特征, 20世纪50—60年代亦有类似情况; 而20世纪90年代则出现了与此相反的冬季偏暖-夏季偏冷-次年冬季偏暖的变化特征. 将这种典型的气温季节变化特征定义为一种新的变化机理: 冬季-冬季再现(WWR). 根据1953—2012年的历年变化情况将这60年划分为四种不同的类型: 负(正)冬季-冬季再现(negative/positive WWR)型和负(正)冬季-冬季非再现(negative/positive non-WWR)型. 其中, 气温表现为WWR型的年份共计23年, 出现概率近40%, 并且该WWR特征是相对独立于El Niño-南方涛动指数的变化而存在的. 对不同类型年份的位势高度场、垂直速度场及其850 hPa风场进行的合成分析表明: 对于WWR型, 高层(500 hPa)至低层(1000 hPa)的大气内部动力过程具有与气温相匹配的冬季-冬季的再现特征; 而non-WWR型则没有出现类似的特征, 从而在一定程度上验证了WWR存在的可能性. WWR的提出为进一步开展当前全球增暖背景下冬季低温事件的频发提供了一个新的思路.

关键词: 区域性低温事件, 相关系数, 空间分布, 再现

PACS: 92.60.Wc

DOI: 10.7498/aps.63.239202

1 引言

全球增暖的背景下, 北半球范围频繁发生持续时间长、空间范围广的冬季低温事件. 就东亚地区而言, 2007/2008年冬季中国南方发生持续性的大范围低温雨雪天气, 对经济和社会造成了重大影响^[1,2]. 此外, 2010/2011年冬季、2011/2012年冬季、2012/2013年冬季, 东亚范围连续三年均发生了持续时间长、覆盖范围广、损失大的低温事件, 造成东亚气温异常偏低的情况频繁发生^[3-5].

同时, 东亚地区冬季气温异常偏低主要是由空间影响范围广、持续时间长、强度大的区域(持

续)性低温事件(regional low temperature events, RLTE)引起的. RLTE与冷空气或寒潮不同, 寒潮爆发明显表现为1—2 d尺度的强冷空气降温过程, 其后气温又会逐渐上升. RLTE的发生可能会经历不同的降温过程, 如一开始低温事件可能由寒潮降温引发, 并不断有冷空气补充而来, 或缓慢降温达到RLTE标准, 故很多时候会造成季节尺度的影响^[3,6-8]. 此外, 2008年以来中国RLTE的频繁发生主要出现在冬季, 而夏季则并不存在RLTE频发情况. 相反, 东亚地区夏季还出现气温异常偏高的现象, 如: 2013年夏季中国南方的持续性高温等. 但值得指出的是, 东亚冬季的平均气温在1950s末出现了由暖变冷的位相调整、1980s中期则对应有

* 国家自然科学基金(批准号: 41305075)、国家重点基础研究发展计划(批准号: 2012CB955203, 2012CB955902)和公益性行业科研专项(批准号: GYHY201106016)资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: gzc0929@126.com

一次由冷变暖的转变^[9];而在暖背景下,2008年以来东亚冬季低温频繁出现^[10,11],同时在夏季又出现截然相反的高温事件.东亚地区大气气温所表现出的这种冬季冷-夏季暖-次年冬季冷的现象是否对应新的动力学形成机理,必然是值得深入探讨的科学问题.

东亚地区气温表现出的冬季-夏季-次年冬季(简称为冬季-冬季)的变化特征,其直接成因虽然是大气的内动力的作用结果,但这种温度的异常主要表现为季节尺度的变化,而大气本身的记忆性则一般不超过2周.因此,海温等外部强迫作用可能在这种冬季-冬季的温度变化中起到更本质的作用.已有的研究也表明,北太平洋的海温信号有可能是触发全球大气状态的一个重要因素,从而进一步影响冬季东亚地区的局地气候^[12-16].据建华和任菊章^[17]揭示了北太平洋年代际涛荡的年代际变化对亚洲地表大气温度(SAT)的增暖有显著的影响,这种影响主要是通过海气间的相互作用间接对亚洲SAT产生作用.李崇银等^[18]则指出,北太平洋海温变化除年代际时间尺度外,年际变化也是极其显著的,其是造成东亚冬季风和东亚冬季气候变化的重要原因.此外,文献^[19,20]通过研究北太平洋海温的季节滞后相关发现北太平洋海温异常存在连续两个冬季同位相,而两个冬季间的夏季则为反位相的现象,即冬季-冬季重现(winter to winter recurrence, WWR)特征;Alexander和Deser^[21]则进一步解释为再度出现机理(reemergence mechanism).此后许多研究进一步验证了北太平洋海温异常的WWR机理的可能性^[22-24].Zhao和Li^[25]的研究则进一步表明不仅北太平洋的海温异常存在WWR现象,北太平洋的大气异常同样存在类似的WWR现象,并且证明了大气中的WWR并非是由热带地区El Niño-南方涛动(ENSO)的准两年振荡引起的.值得指出的是:2008年以来东亚地区的温度异常表现出来的冬季-冬季变化特征恰好与北太平洋海温异常的WWR类似.那么东亚地区的温度变化是否也会存在类似的WWR变化机制?相关的研究将有助于我们更系统地理解全球当前冬季低温频发而夏季高温突出的可能成因.

因此,本文尝试围绕2008年以来中国冬季RLTE频繁发生的异常现象,研究近60年来东亚地区的温度变化是否也存在类似的WWR特征,并从大气内动力过程的角度给出可能的解释.本文第

二部分主要介绍了本文研究所用的资料和方法;第三部分介绍了气温变化对应的WWR的定义;第四部分则探讨了东亚北部地区大气温度WWR对应的大气内动力过程;第五部分给出了结论.

2 资料和方法

2.1 资料

本文研究所用的资料包括:1)1948—2012年的逐日大气气温,来自于美国国家环境预报中心/美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)的日平均再分析资料,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,垂直分辨率为17层;2)1953—2012年的逐月大气气温、位势高度、垂直速度以及风场资料,均来自于NCEP/NCAR的月平均再分析资料,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,垂直分辨率为17层;3)赤道(EQ)中东太平洋海温(NINO3.4)指数,采用NCEP网站的逐月资料.

2.2 东亚北部表面大气气温距平(SATA)的WWR的定义

在东亚北部选取了三个不同的格点:(110°E , 40°N), (110°E , 45°N), (115°E , 45°N),分别计算了1948—2012年这三个格点2月份的SATA(2 m)与其他月份(当年2月—次年2月)的SATA的相关系数,结果如图1所示.从图1所示的相关系数曲线可以看出:三条曲线的变化趋势较为相似,均表现出自2月份开始相关系数值急剧下降,至6—8月份相关系数值最小,呈显著的负相关;之后相关系数又逐渐增加,到12月—次年2月,相关系数达到最大正相关.也就是说我们选择的这三个空间位置在

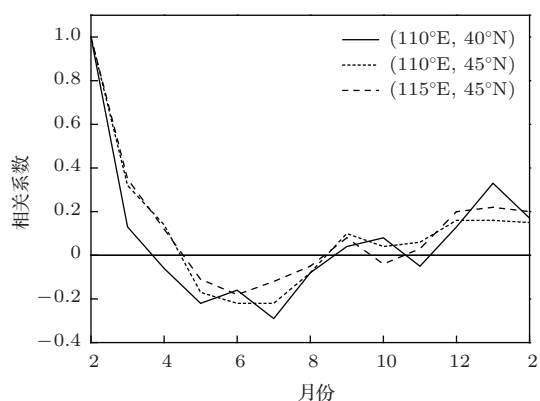


图1 1948—2012年,三个不同空间格点2月份的SATA与其他月份(当年2月—次年2月)的SATA的相关系数

不同程度上均存在一个明显的特征: 前一个冬季与随后的相邻冬季气温呈正相关, 而与中间的夏季气温呈显著负相关. 这种异常的特征被称之为冬季-冬季的再现 [19,20,25].

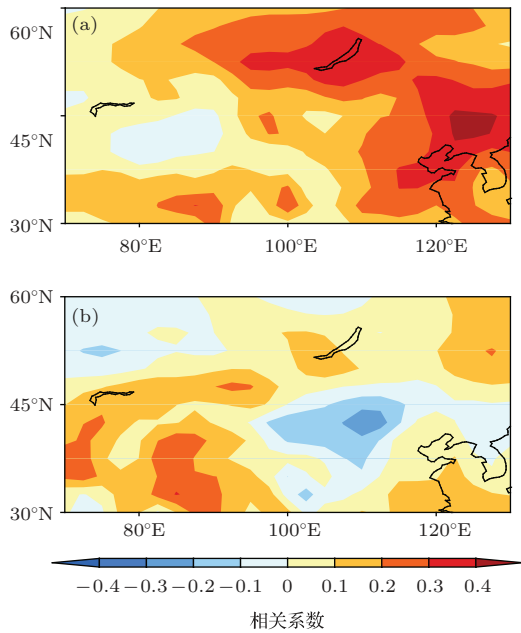


图2 (网刊彩色) 1948—2012年, 2月份的SATA与下一个冬季(当年12月—次年2月)和夏季(当年6月—8月)的SATA的相关系数的空间分布 (a) 下一个冬季; (b) 夏季

下面进一步分析具有类似再现特征的主要区域分布. 图2给出了1948—2012年, 2月份的SATA与下一个冬季(当年12月—次年2月)以及夏季(当年6月—8月)的SATA的相关系数的空间分布. 从图2(a)可以看出, 2月份的SATA与次年冬季的SATA呈正相关的区域分布较广, 显著正相关区主要位于亚洲的东北部以及45°N以北的贝加尔湖附近区域. 而与当年夏季的SATA显著负相关的区域主要分布于45°N左右的东亚中部及东北部区域, 另外亚洲西北部的西伯利亚附近区域也有显著的负相关区域. 因此, 结合上述相关性空间分布, 对于这种WWR特征较为明显的区域, 应该同时分析上述两个季节的相关显著区. 由此, 我们确定了(40—50°N, 100—130°E)的东亚北部区域, 同时包含了冬季的正相关区和夏季的负相关区, 并将此区

域作为本文关于大气气温的WWR特征研究的核心区域.

通过上述相关性分析可知, 对于东亚北部SATA相关系数的逐月变化具有以下两个显著的特点: 一是相关系数在当年的夏季下降至负相关; 二是在次年的冬季又转为为正相关. 为区分各个年份是否出现了WWR特征, 我们按照如下的标准来具体定义WWR年和冬季-冬季非再现(non-WWR)年: 1) 前一个冬季的SATA为正(负)值, 并且相邻的下一个冬季的SATA同为正(负)值; 2) 相邻两个冬季之间的夏季SATA则与冬季相反. 同时满足以上两个条件的年份定义为正(负)WWR年. 不满足以上条件之一的即定义为non-WWR年, 且其中若前一个冬季的SATA为正值的定义为正non-WWR年, SATA为负值则定义为负non-WWR年, 具体的划分标准如表1所列.

我们计算了选定区域范围(40—50°N, 100—130°E)内, 1953—2012年冬季和夏季的SATA, 并按照表1中的定义标准将这60年划分为四种不同的类型, 具体划分情况如表2所列. 在这60年中, 典型的WWR年份共计23年, 出现概率接近40%. 其中负WWR年份为17年, 分别是1953, 1954, 1955, 1956, 1963, 1964, 1965, 1966, 1967, 1968, 1970, 1977, 2000, 2005, 2010, 2011, 2012年; 正WWR年份为6年, 分别是1989, 1990, 1992, 1993, 1997, 2003年. 还有37个non-WWR年份分别是1957, 1958, 1960, 1961, 1962, 1969, 1971, 1972, 1974, 1978, 1980, 1981, 1984, 1985, 1986, 1988, 1996, 2001, 2006年(负non-WWR年); 1959, 1973, 1975, 1976, 1979, 1982, 1983, 1987, 1991, 1994, 1995, 1998, 1999, 2002, 2004, 2007, 2008, 2009年(正non-WWR年). 两类non-WWR年份出现的概率相当, 分别为31.6%和30.0%. 值得注意的是: 负WWR出现的年份主要集中在20世纪50—60年代以及2010年至今这两个时段; 正WWR年份相对较少, 并且主要出现于20世纪90年代; 两种类型的non-WWR年份则在各个时段均有出现.

表1 不同类型年份的冬季-冬季的SATA符号

	负 WWR	正 WWR	负 non-WWR	正 non-WWR
前一冬季 (去年12月—当年2月)	负	正	负	正
中间夏季 (当年6月—当年8月)	正	负	正、负、负	正、正、负
下一冬季 (当年12月—次年2月)	负	正	正、正、负	正、负、负

表2 不同类型年份的划分情况

类型	年份	概率/%
负 WWR	1953, 1954, 1955, 1956, 1963, 1964, 1965, 1966, 1967, 1968, 1970, 1977, 2000, 2005, 2010, 2011, 2012	28.3
正 WWR	1989, 1990, 1992, 1993, 1997, 2003	10.0
负 non-WWR	1957, 1958, 1960, 1961, 1962, 1969, 1971, 1972, 1974, 1978, 1980, 1981, 1984, 1985, 1986, 1988, 1996, 2001, 2006	31.6
正 non-WWR	1959, 1973, 1975, 1976, 1979, 1982, 1983, 1987, 1991, 1994, 1995, 1998, 1999, 2002, 2004, 2007, 2008, 2009	30.0

3 东亚北部气温的 WWR 特征分析

图3给出了四种不同类型年份的大气气温距平的时间-高度剖面合成图。采用的资料是逐日的大气气温，垂直高度范围为1000—400 hPa。对于负 WWR 型(图3(a))，整体的季节变化趋势表现为：存在两次明显的距平符号反转。从细节上看，前一个冬季，气温距平值为负，最大的负距平值大致出现在1, 2月份；经春季过渡至夏季，气温距平逐渐由负值转变为正值，最大的正距平值大致出现在7, 8月份；至下一个冬季，气温距平又出现了一次明显的反转，由正值转变为负值。从不同的垂直高度来看，冬季低层的气温负距平持续时间较长，大致可以持续至春季的4, 5月份，随着高度的增加，负距平的持续时间逐渐变短；而夏季，在不同的高度上正距平的持续时间差异不大。对于正 WWR

的年份(图3(b))，其季节变化特征与负 WWR 型一样，也出现了两次气温距平符号的反转；不同的是距平的符号与前者是完全相反的。在垂直高度上，低层与高层的冬季正距平持续时间是基本一致的，并没有出现类似于图3(a)的情况。而对于 non-WWR 类型，它们的季节变化趋势与 WWR 年份是明显不同的，气温距平符号或者没有出现冬季-冬季的两次反转(图3(c))或者反转的频率达两次以上(图3(d))，即这两种类型的年份不具有典型的 WWR 特征。

图4给出了逐月资料合成的不同类型年份的大气气温距平的时间-高度剖面图。从图4可以看出，整体的变化特征与图3基本相似，特别是两类 WWR 年份，这种冬季-冬季的再现特征是非常明显的。因此，我们在下面的分析中均利用逐月资料展开。

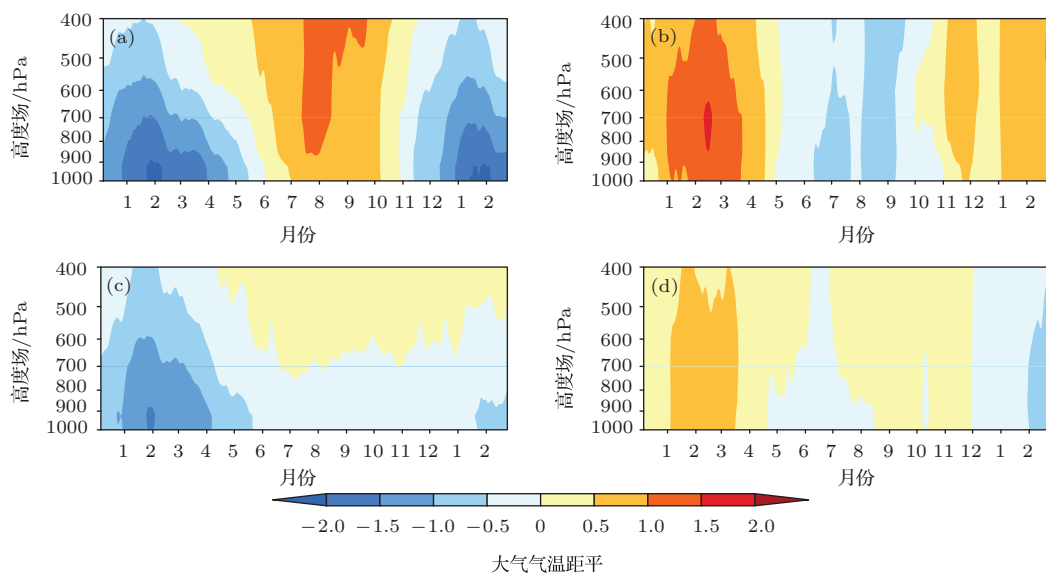


图3 (网刊彩色) 四种不同类型年份的逐日大气气温距平的时间-高度剖面合成图 (a) 负 WWR 型; (b) 正 WWR 型; (c) 负 non-WWR 型; (d) 正 non-WWR 型

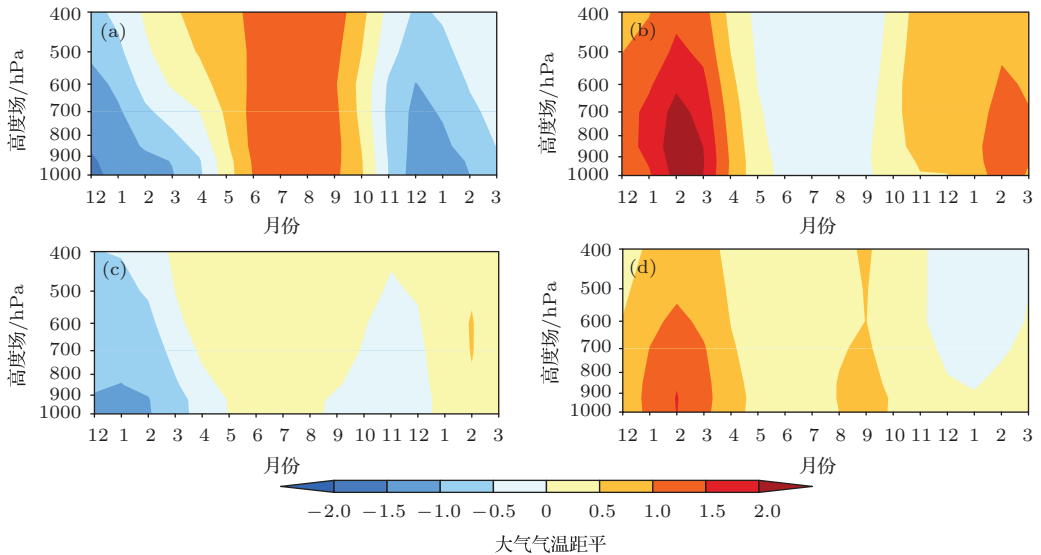


图4 (网刊彩色) 四种不同类型年份的逐月大气气温距平的时间-高度剖面合成图 (a) 负 WWR 型; (b) 正 WWR 型; (c) 负 non-WWR 型; (d) 正 non-WWR 型

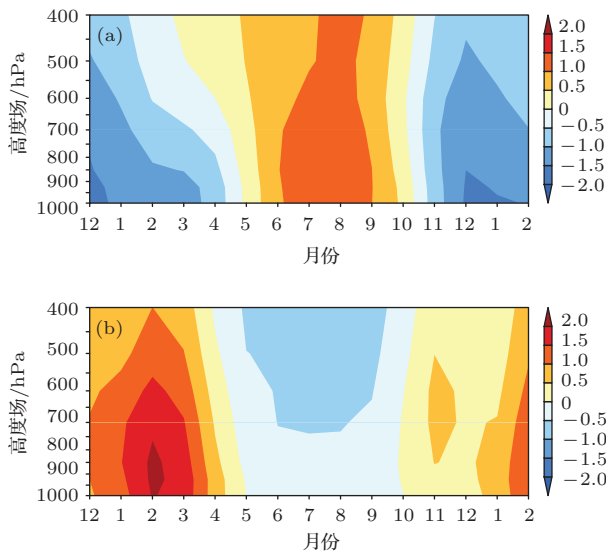


图5 (网刊彩色) 滤除 ENSO 信号的大气气温距平的时间-高度剖面合成图 (a) 负 WWR 型; (b) 正 WWR 型

众所周知, ENSO 是气候系统年际变化的一个主要模态, 对全球尤其是东亚地区的季节气候变迁具有重要的影响 [26,27]. 东亚北部大气气温距平所表现出的 WWR 特征是不是由 ENSO 信号的准两年振荡引起的呢? 我们采用了滤除 Nino3.4 指数对大气气温距平的一元线性回归分量方法, 分析大气气温距平所表现出的 WWR 特征与 ENSO 准两年振荡之间的关系. 首先, 由 Nino3.4 指数对研究区域格点的气温距平序列进行一元线性回归, 得到回归分量, 并在原气温距平序列中将该回归分量扣除, 即得到了滤除 Nino3.4 信号之后的大气气温距平序列. 图 5 给出了回归得到的正和负 WWR 年份对应的时-高剖面合成图. 从图 5 可以看到, 滤

除 ENSO 信号之后, 气温的 WWR 特征依然存在, 并且其时空分布特征与原始数据是非常相似的, 这说明东亚北部地区大气气温距平出现的 WWR 特征是相对独立于 ENSO 而存在的, 因此具有进一步深入研究的价值和必要性.

4 东亚北部大气气温中 WWR 形成的大气内动力过程

本节进一步分析东亚北部大气气温中 WWR 形成所对应的大气内部的主要环流形势. 文献 [28, 29] 指出, 冬季冷空气向南传播的主要路径和强度等与中纬度地区 500 hPa 高度场异常有很强的关联. 同时, 文献 [1, 30] 对 2008 年 1, 2 月中国南方低温雨雪冰冻灾害的分析中, 指出 500 hPa 高度场中乌拉尔山地区阻塞异常向北伸展和持续, 使得冷空气主要从西伯利亚地区连续不断地自偏北方流向中亚的稳定低槽中, 然后沿河西走廊南下. 此外, Bueh 等 [31] 也揭示了造成中国冬季低温的典型大尺度环流异常是位于 500 hPa 的欧亚大陆的一对沿东北-西南方向倾斜的槽-脊模态. 因此, 我们首先考虑欧亚中高纬度 500 hPa 高度场的环流配置. 图 6 给出了负 WWR 和正 WWR 型 500 hPa 位势高度距平场的冬季-冬季的演变情况. 就负 WWR 型而言, 前一个冬季 500 hPa 位势高度距平场的分布特征主要表现为: 乌拉尔山地区是异常强大的正距平区, 而东亚东北部为负距平中心区, 这种典型的北正南负、西高东低的模态分布有利于高纬度地

区的冷空气沿着西北-东南方向倾斜的东亚大槽南下, 易造成东北亚地区冬季温度的偏低(图6(a)). 夏季, 高度场距平的分布与冬季是完全相反的, 乌拉尔山地区是以负距平为主, 而东亚东北部是正距平控制区, 北低南高的模态分布不利于冷空气的南下, 对应了负WWR型年份中夏季气温的偏高(图6(b)). 次年冬季, 500 hPa高度场距平分布再现了前一冬季的相似特征(图6(c)). 正WWR年份冬季和夏季的距平场与负WWR型是恰好相反的, 但是同样也出现了下一个冬季再现前冬这一最基

本的特征. 具体表现为: 前一冬季, 乌拉尔山及其北部高纬度地区都是强大的负距平区, 东亚东北部及其西北太平洋地区为正距平控制, 这种北负南正的分布模态不利于北方冷空气向中低纬地区的输送, 与正WWR型对应的20世纪90年代冬季气温的偏高是相对应的(图6(d)). 夏季, 这种北负南正的模态明显减弱了, 乌山地区以正距平为主(图6(e)). 次年冬季与前一冬季的分布情况及其相似(图6(f)). 综上可知, 对于WWR型, 500 hPa位势高度场上存在与之相匹配的环流特征.

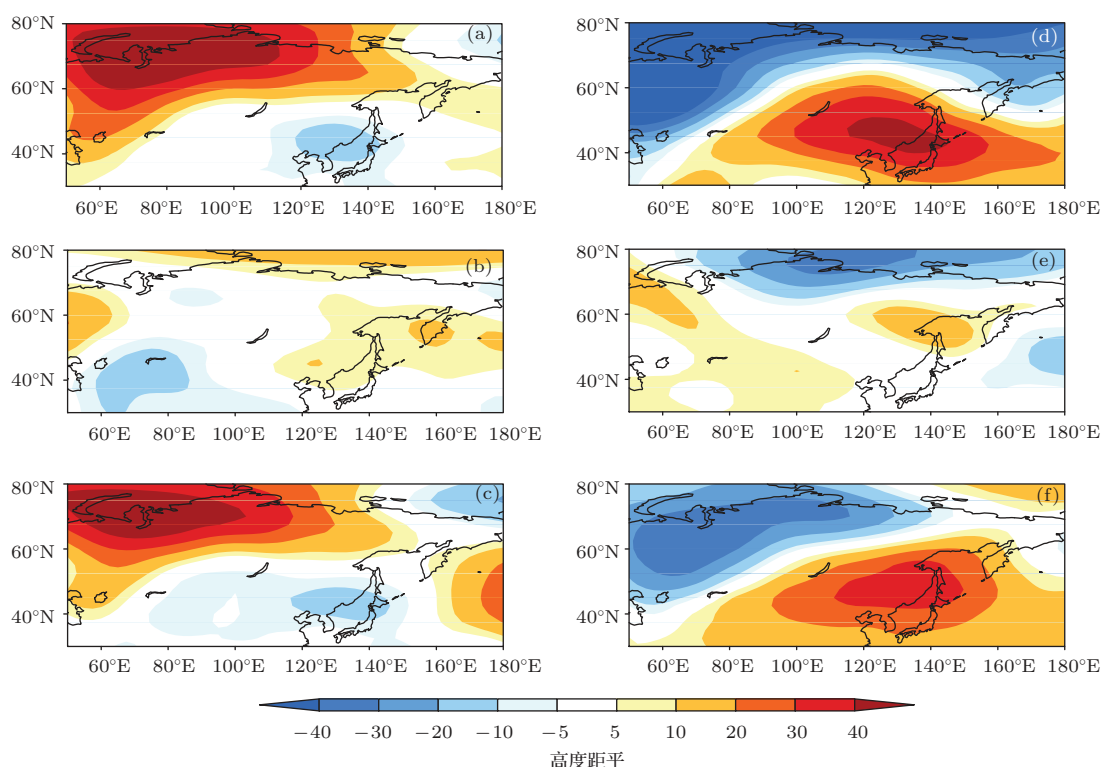


图6 (网刊彩色) WWR型, 500 hPa位势高度距平场冬季-冬季的演化 (a)负WWR型, 冬季; (b)负WWR型, 夏季; (c)负WWR型, 次年冬季; (d)正WWR型, 冬季; (e)正WWR型, 夏季; (f)正WWR型, 次年冬季

下面我们对负WWR和正WWR两种类型的500 hPa垂直速度 ω 的距平场(图7), 以分析大气的垂直运动情况, 这里距平场为历年 ω 与1981—2012年 ω 平均的差值. 对于负WWR型的前一个冬季, 乌山地区的500 hPa ω 场以正距平为主, 说明该处大气的垂直运动以异常的下沉支为主, 易于低层1000 hPa位势出现异常偏强的正距平场, 西伯利亚高压偏强, 这种大气垂直运动形势有利于下游地区冬季气温的偏低; 同时, WWR特征最为显著的区域(40—50°N, 100—130°E)也以下沉运动为主, 也对应冬季大气气温偏低(图7(a), 图8(a)). 夏季, 乌山地区的 ω 正距平明显减弱, 对

应该地区存在异常上升运动, 低层1000 hPa高度距平场为负位相; 东亚东北部相关区域的 ω 场为负距平, 即垂直方向以异常的上升运动为主, 有利于该地区夏季气温偏高(图7(b), 图8(b)). 从图7(c)和图8(c)可以看到: 次年冬季的大气垂直运动和低层1000 hPa位势高度距平场与前一冬季的特征是非常相似的. 同样, 正WWR的年份与负WWR年份是类似的, 后一冬季都再现了前冬的基本特征, 只是 ω 场的距平分布是完全相反的(图7(d)—(f), 图8(d)—(f)). 与此同时, 从整体的情况来看, 负WWR年份对应的低层1000 hPa位势高度距平的强度总体高于正WWR的年份.

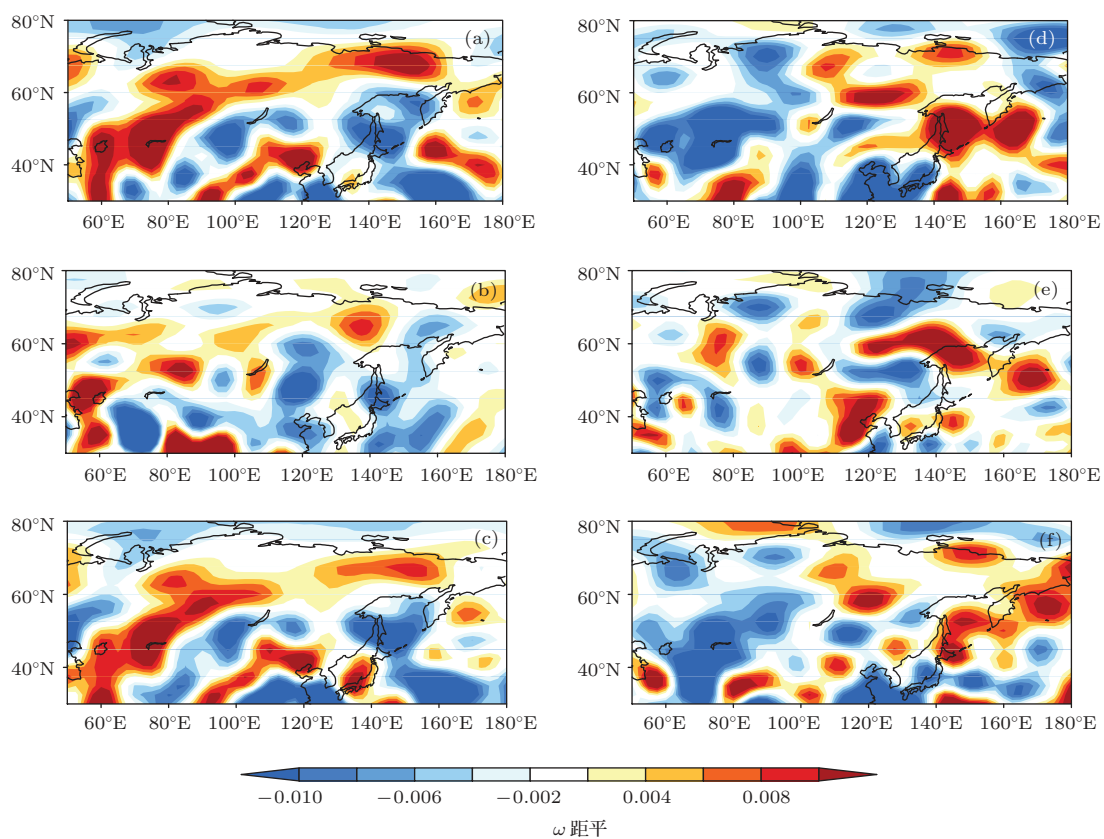


图7 (网刊彩色) WWR型, 500 hPa ω 距平场冬季-冬季的演化 (a) 负 WWR 型, 冬季; (b) 负 WWR 型, 夏季; (c) 负 WWR 型, 次年冬季; (d) 正 WWR 型, 冬季; (e) 正 WWR 型, 夏季; (f) 正 WWR 型, 次年冬季

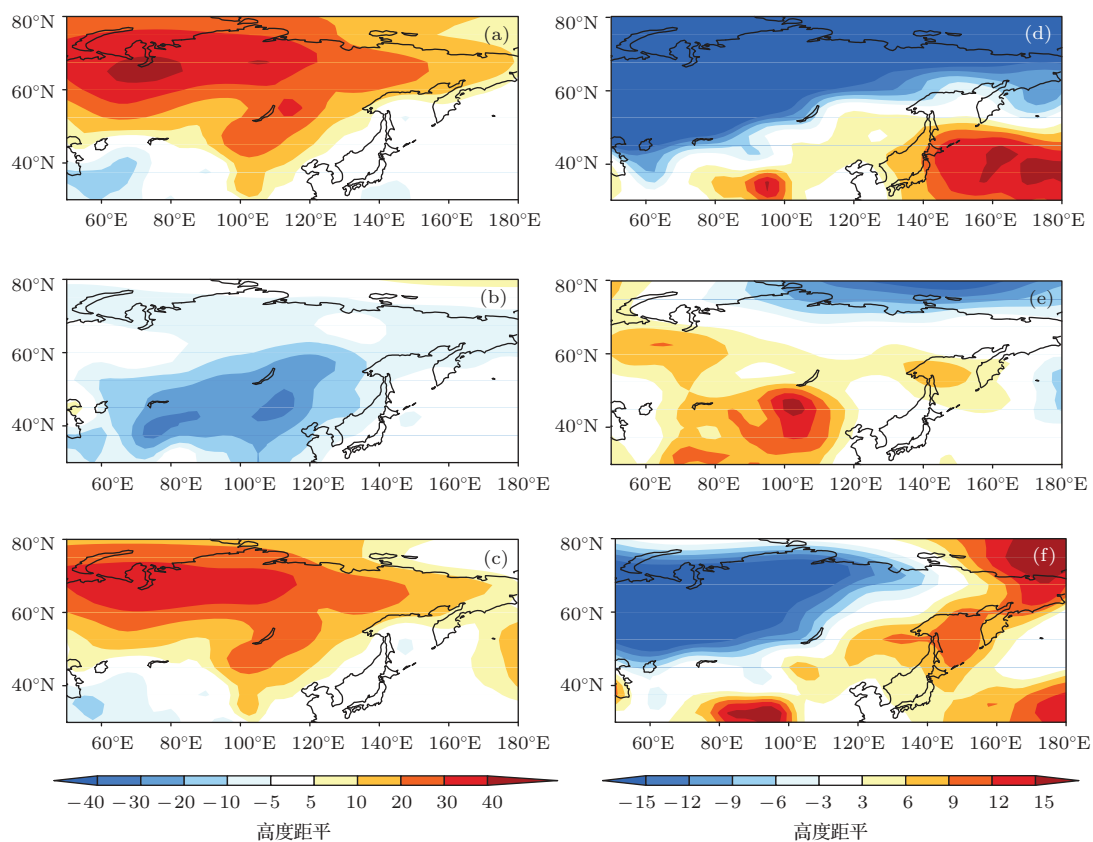


图8 (网刊彩色) WWR型, 低沉1000 hPa位势高度距平场冬季-冬季的演化 (a) 负 WWR 型, 冬季; (b) 负 WWR 型, 夏季; (c) 负 WWR 型, 次年冬季; (d) 正 WWR 型, 冬季; (e) 正 WWR 型, 夏季; (f) 正 WWR 型, 次年冬季

对另外两种类型负 non-WWR 和正 non-WWR 年份, 我们进行了同样的合成分析. 不管是 500 hPa 和 1000 hPa 的位势高度距平场还是 500 hPa 垂直速度场, 都不存在下一个冬季再现前

一冬季的特征(图 9, 图 10, 图 11). 也就是说从大气的内动力形成过程来看, WWR 和 non-WWR 是具有显著差异的.

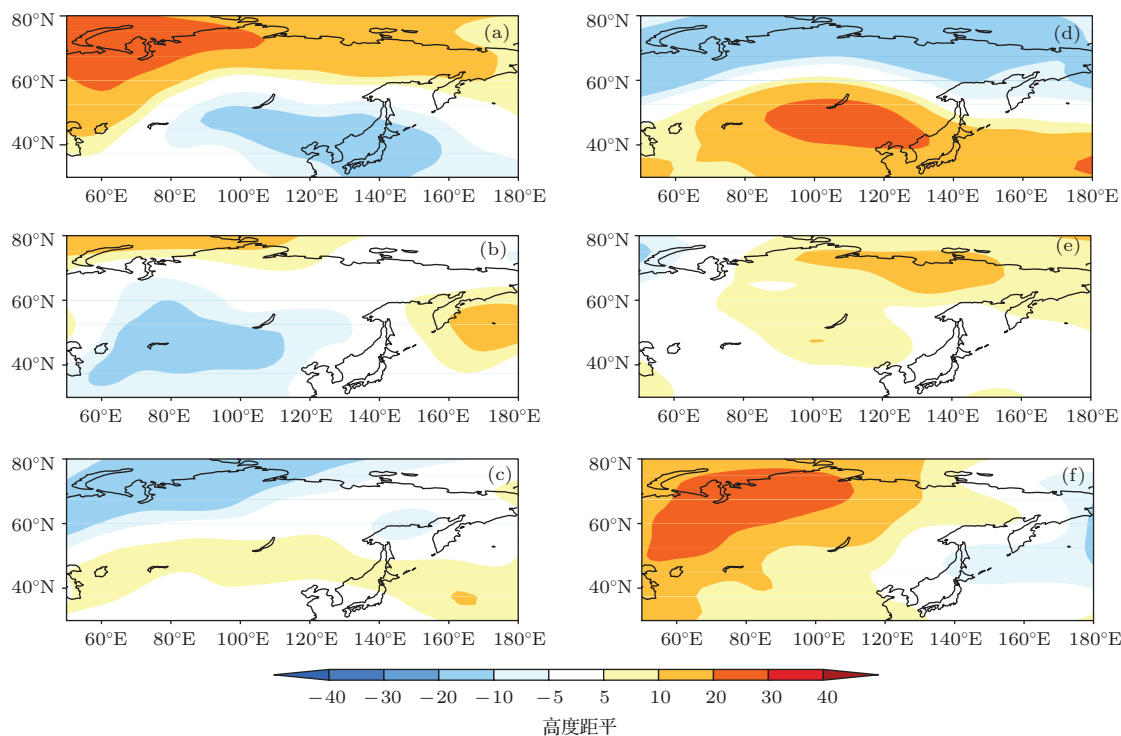


图 9 (网刊彩色) non-WWR 型, 500 hPa 位势高度距平场冬季-冬季的演化 (a) 负 non-WWR 型, 冬季; (b) 负 non-WWR 型, 夏季; (c) 负 non-WWR 型, 次年冬季; (d) 正 non-WWR 型, 冬季; (e) 正 non-WWR 型, 夏季; (f) 正 non-WWR 型, 次年冬季

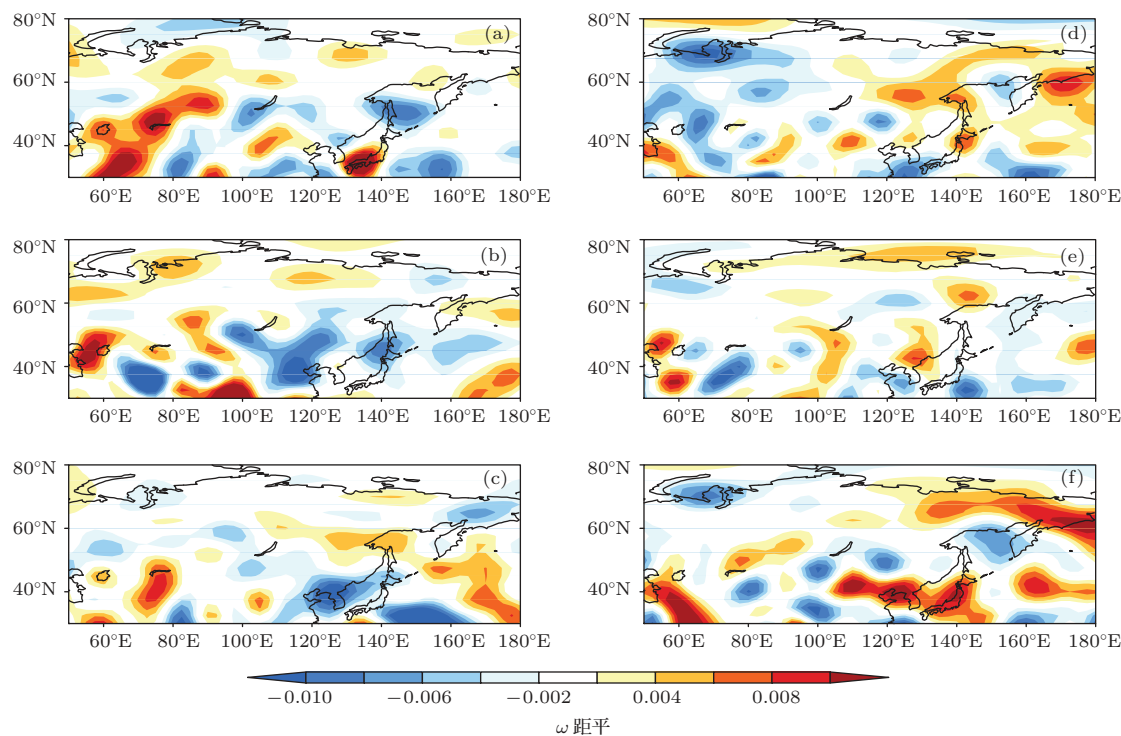


图 10 (网刊彩色) non-WWR 型, 500 hPa ω 距平场冬季-冬季的演化 (a) 负 non-WWR 型, 冬季; (b) 负 non-WWR 型, 夏季; (c) 负 non-WWR 型, 次年冬季; (d) 正 non-WWR 型, 冬季; (e) 正 non-WWR 型, 夏季; (f) 正 non-WWR 型, 次年冬季

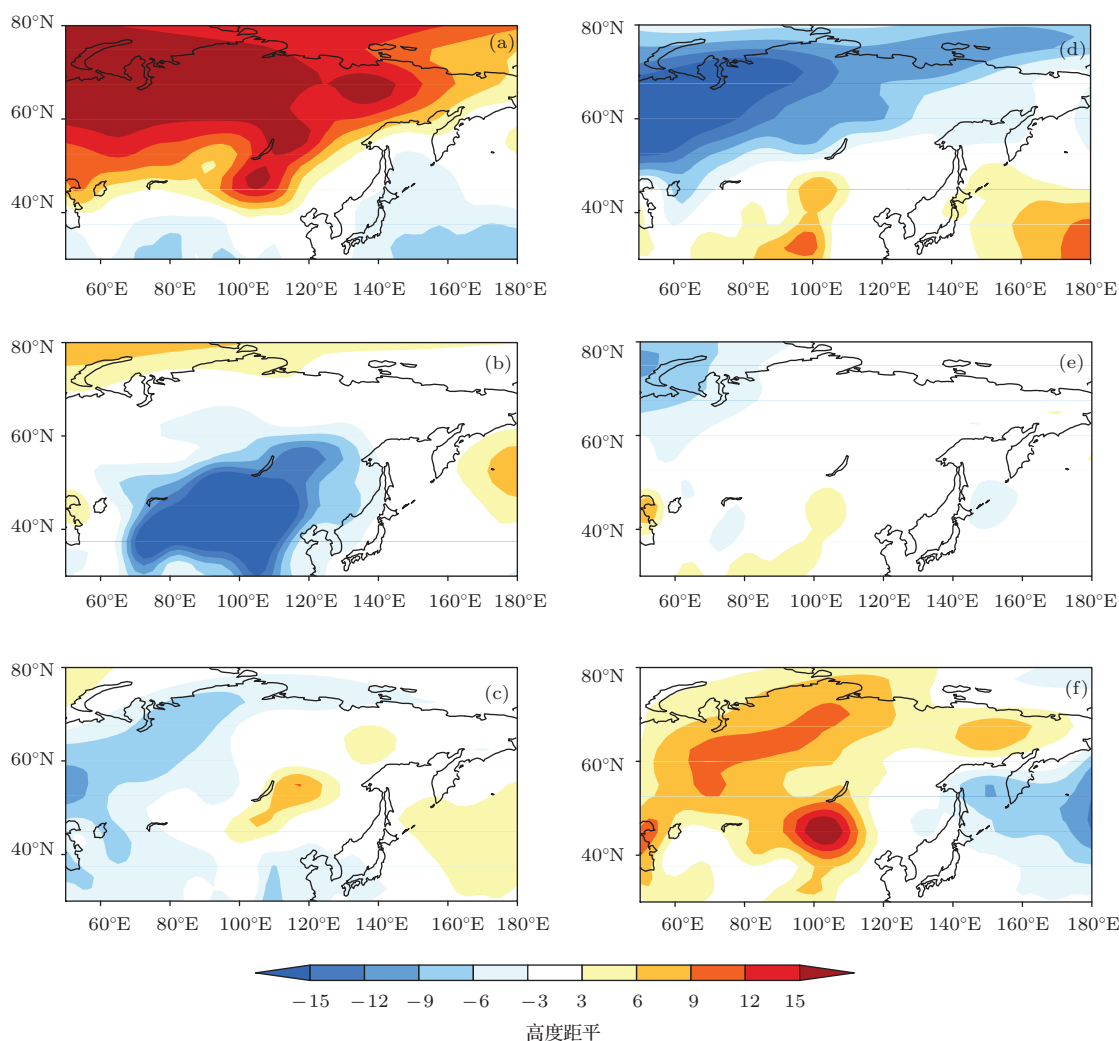


图 11 (网刊彩色) non-WWR 型, 低层 1000 hPa 位势高度距平场冬季-冬季的演化 (a) 负 non-WWR 型, 冬季; (b) 负 non-WWR 型, 夏季; (c) 负 non-WWR 型, 次年冬季; (d) 正 non-WWR 型, 冬季; (e) 正 non-WWR 型, 夏季; (f) 正 non-WWR 型, 次年冬季

下面进一步分析与各类型年份相匹配的风场。图 12 和图 13 给出了四种不同类型年份所对应的 850 hPa 距平风场的合成。首先, 对于负 WWR 型的冬季(图 12 (a) 和图 12 (c)), 其显著的特点在于东亚东北部区域主要受异常北风距平的控制。从整体的风场来看, 该区域的异常偏北风主要表现为: 一是西伯利亚地区都存在一个异常强大的反气旋环流, 有利于引导极地冷空气自西南向亚洲东北部的输送; 二是来自东北部鄂海区域的异常东北风距平; 三是西北太平洋以及日本海附近存在的受控于异常的气旋型环流, 这更加强了我国东北区域的北风距平。这三支异常的偏北风在我国东北部区域交汇, 风场在该地区辐合, 导致东北亚地区气温的降低 [32]。夏季, 来自西北太平洋和印度洋的暖湿气流在我国东部区域汇合并北上, 东北区域盛行异常偏南风, 造成夏季该区域温度偏高

(图 12 (b))。850 hPa 风场距平冬季-冬季的演化特征与负 WWR 型冬季温度偏低而夏季气温偏高的特征是相对应的。相反, 正 WWR 型风场的季节变化特征是: 冬季西伯利亚地区受控于气旋性环流, 西北太平洋为反气旋环流, 东北亚地区北风距平偏弱, 易造成气温偏高(图 12 (d) 和图 12 (f))。夏季的风场分布与图 12 (b) 完全相反, 本文研究区域主要受控于偏北风, 夏季气温易偏低。不管是哪种 WWR 型, 风场在季节演化上都具有下一个冬季再现前冬的基本特征。图 13 给出了两类 non-WWR 对应的冬季-冬季的 850 hPa 风场距平。从图 13 可以看出, 在这两类情况下均没有出现东亚北部地区异常偏北风控制的季节变迁特征, 从而导致了该区域在这样的风场控制下不会出现大气气温的 WWR 特征。

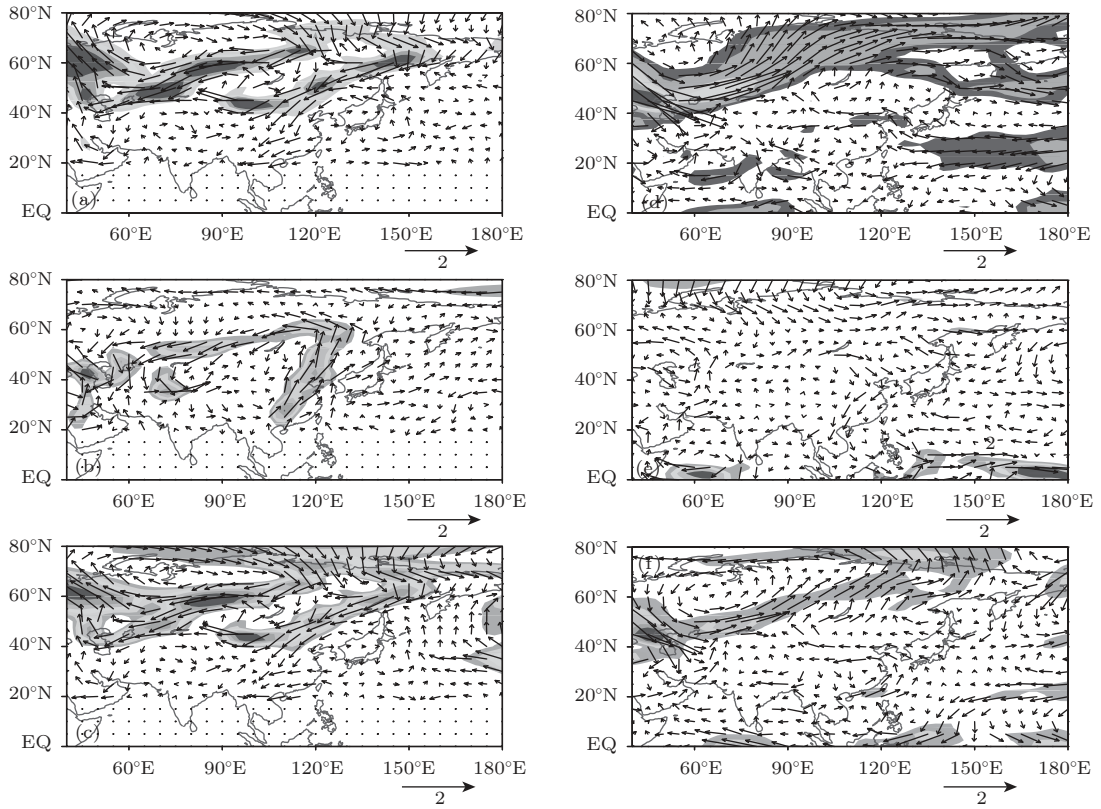


图 12 WWR 型, 850 hPa 距平风场冬季-冬季的演化 (a) 负 WWR 型, 冬季; (b) 负 WWR 型, 夏季; (c) 负 WWR 型, 次年冬季; (d) 正 WWR 型, 冬季; (e) 正 WWR 型, 夏季; (f) 正 WWR 型, 次年冬季

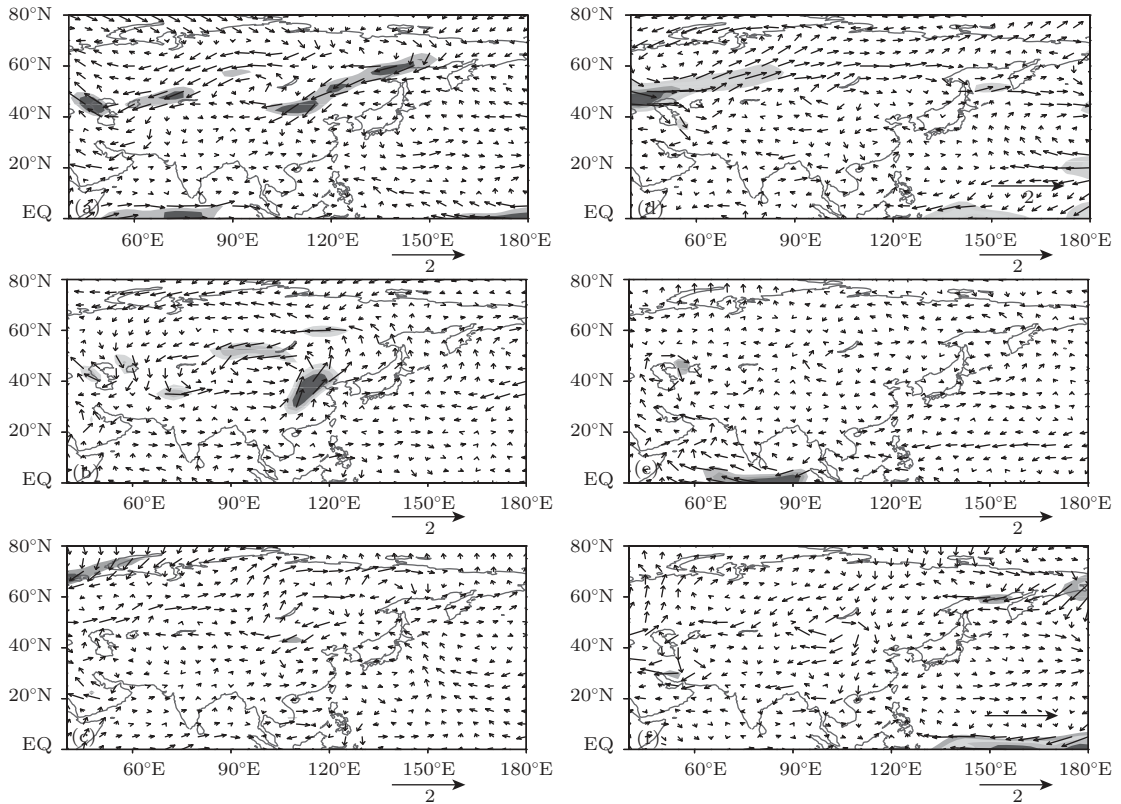


图 13 non-WWR 型, 850 hPa 距平风场冬季-冬季的演化 (a) 负 non-WWR 型, 冬季; (b) 负 non-WWR 型, 夏季; (c) 负 non-WWR 型, 次年冬季; (d) 正 non-WWR 型, 冬季; (e) 正 non-WWR 型, 夏季; (f) 正 non-WWR 型, 次年冬季

5 结 论

气候系统是一个复杂的巨系统,需要围绕气候系统的非线性和非平稳性特征^[33-35],应用多种方法、从多种角度探索一些新的可能的变化机理^[11,36-39].因此,本文利用来自NCEP/NCAR的逐日/逐月大气气温资料,研究了1953—2012年东亚北部区域(40—50°N, 100—130°E)气温的冬季-冬季的季节变化特征.揭示了一种新的气温季节变化机制:WWR机制,并在此基础上对近60年该区域的气温变化进行了类型的划分.通过不同类型年份的位势高度、垂直速度以及850 hPa风场距平的合成和比较,进一步揭示了与各个类型相匹配的大气内部动力过程.主要的研究结论如下.

1)从近60年的总体情况来看:自2010至2012年,该区域的气温在1000—400 hPa的垂直高度范围内已连续三年表现出冬季偏冷-夏季偏暖-次年冬季偏冷的典型特征.类似的气温距平符号为冬季负-夏季正-次年冬季负的情况在20世纪50和60年代也曾连续出现过;而20世纪90年代则出现了与上述情况相反的冬季偏暖-夏季偏冷-次年冬季偏暖的变化特征.

2)将这种后一个冬季再现前一冬季基本特征,而中间的夏季并没有表现出持续性的典型特征定义为一种新的机制:WWR.近60年中,气温表现为WWR型的年份共计23年,出现概率接近40%;并且该WWR特征是相对独立于ENSO指数的变化而存在的.

3)对四种不同类型年份的位势高度场、垂直速度场及其850 hPa风场进行的合成分析表明:对于负WWR型,主要表现为:前一冬季500 hPa位势高度距平场中乌山阻高异常偏强,气流以下沉运动为主,在低层1000 hPa西伯利亚高压的偏强,有利于东亚东北部区域主要受异常北风距平的控制;夏季的环流特征与冬季是基本相反的,东亚北部地区主要受异常的偏南风控制;下一个冬季,环流形势再现了前一冬季极其相似的特征.大气内部动力过程具有与气温相匹配的冬季-冬季的再现特征,从而保证了东亚东北部地区大气温度的WWR机理存在的可能性.同时,正WWR型的环流形式的模态分布与负WWR型刚好相反,但两者均表现出了WWR的典型特征.而对于non-WWR型,大气的

内部环流角度均不存在类似的再现特征.本文主要侧重揭示WWR这一新的大气温度的季节变化机制,至于这种变化机理对应的外部强迫等机理的分析,由于篇幅有限,将在下一篇文章中做详细的分析.

参考文献

- [1] Ding Y H, Wang Z Y, Song Y F, Zhang J 2008 *Acta Meteorol. Sin.* **66** 808 (in Chinese) [丁一汇, 王遵娅, 宋亚芳, 张锦 2008 气象学报 **66** 808]
- [2] Bueh C, Shi N, Xie Z H 2011 *Atmos. Sci. Lett.* **12** 273
- [3] Peng J B, Bueh C 2012 *Atmos. Ocean. Sci. Lett.* **5** 252
- [4] Shen B Z, Liu S, Lian Y, Feng G L, Li S F, Gong Z Q 2011 *Acta Meteorol. Sin.* **69** 320 (in Chinese) [沈柏竹, 刘实, 廉毅, 封国林, 李尚锋, 龚志强 2011 气象学报 **69** 320]
- [5] Wang X J, Gong Z Q, Ren F M, Feng G L 2012 *Adv. Climate Change Res.* **8** 8 (in Chinese) [王晓娟, 龚志强, 任福民, 封国林 2012 气候变化研究进展 **8** 8]
- [6] Shi N, Zhu Q G 1996 *J. Trop. Meteorol.* **12** 26 (in Chinese) [施能, 朱乾根 1996 热带气象学报 **12** 26]
- [7] Zhang Z J, Qian W H 2011 *Adv. Atmos. Sci.* **28** 338
- [8] Gong Z Q, Wang X J, Cui D L, Wang Y J, Ren F M, Feng G L, Zhang Q, Zou X K, Wang X L 2012 *J. Appl. Meteorol.* **23** 195 (in Chinese) [龚志强, 王晓娟, 崔冬林, 王艳皎, 任福民, 封国林, 张强, 邹旭凯, 王小玲 2012 应用气象学报 **23** 195]
- [9] Tang G L, Ding Y H, Wang S W, Ren G Y, Liu H B, Zhang L 2009 *Adv. Climate Change Res.* **5** 71 (in Chinese) [唐国利, 丁一汇, 王绍武, 任国玉, 刘洪滨, 张莉 2009 气候变化研究进展 **5** 71]
- [10] Shen B Z, Lian Y, Zhang S X, Li S F 2012 *Adv. Climate Change Res.* **8** 434 (in Chinese) [沈柏竹, 廉毅, 张世轩, 李尚锋 2012 气候变化研究进展 **8** 434]
- [11] He S H, Feng T C, Gong Z Q 2014 *Chin. Phys. B* **23** 059202
- [12] Chen W 2002 *Chin. J. Atmos. Sci.* **26** 595 (in Chinese) [陈文 2002 大气科学 **26** 595]
- [13] Wu L, Li C 2007 *J. Climate* **20** 2581
- [14] Liu Q, Wen N, Liu Z 2006 *Geophys. Res. Lett.* **33** L18611
- [15] Kim H J, Ahn J B 2012 *J. Geophys. Res.* **117** D12104
- [16] Huang J P, Yi Y H, Wang S W, Chou J F 1993 *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **119** 547
- [17] Ju J H, Ren J Z 2005 *Sci. Meteorol. Sci.* **25** 18 (in Chinese) [据建华, 任菊章 2005 气象科学 **25** 18]
- [18] Li C Y, Wang L Q, Gu W 2011 *J. Atmos. Sci.* **35** 193 (in Chinese) [李崇银, 王力群, 顾薇 2011 大气科学 **35** 193]
- [19] Namias J, Born R M 1970 *J. Geophys. Res.* **75** 5952
- [20] Gong Z Q, Wang X J, Feng G L 2014 *Theor. Appl. Climatol.* **117** 195
- [21] Alexander M A, Deser C 1995 *J. Phys. Oceanogr.* **25** 122
- [22] Alexander M A, Deser C, Timlin M S 1999 *J. Climate* **12** 2419

- [23] Deser C, Alexander M A, Timlin M S 2003 *J. Climate* **16** 57
- [24] Li J P, Zhao X 2010 *J. Climate* **23** 3835
- [25] Zhao X, Li J P 2012 *J. Geophys. Res.* **117** C12023
- [26] Alexander M A, Blade I, Newman M, Lanzante J R, Lau N C, Scott J D 2002 *J. Climate* **15** 2205
- [27] Huang J P, Higuchi K, Shabbar A 1998 *Geophys. Res. Lett.* **25** 2707
- [28] Ding Y H 1991 *Advanced Synoptic Meteorology* (Beijing: China Meteorological Press) pp305–316 (in Chinese) [丁一汇 1991 高等天气学 (北京: 气象出版社) 第 305—316 页]
- [29] Ma X Q, Ding Y H, Xu H M 2008 *Chin. J. Atmos. Sci.* **32** 380 (in Chinese) [马晓青, 丁一汇, 徐海明 2008 大气科学 **32** 380]
- [30] Wang D H, Liu C J, Liu Y, Wei F Y, Zhao N, Jiang Z N, Li Y, Chen J Y, Wang Y F, Shi X H, Xu X D 2008 *Acta Meteorol. Sin.* **66** 405 (in Chinese) [王东海, 柳崇健, 刘英, 魏凤英, 赵南, 姜智娜, 李英, 陈菊英, 王亚非, 施晓晖, 徐祥德 2008 气象学报 **66** 405]
- [31] Bueh C, Fu X Y, Xie Z W 2011 *Atmos. Ocean. Sci. Lett.* **4** 235
- [32] Jhun J G, Lee E J 2004 *J. Climate* **17** 711
- [33] Gong Z Q, Zhou L, Zhi R, Feng G L 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 5351 (in Chinese) [龚志强, 周磊, 支蓉, 封国林 2008 物理学报 **57** 5351]
- [34] Gong Z Q, Zhao J H, Feng G L 2014 *Sci. China D* **44** 17 (in Chinese) [龚志强, 赵俊虎, 封国林 2014 中国科学 D 辑 **44** 17]
- [35] Wang X J, Feng A X, Zhi R, Feng G L 2012 *Chin. Phys. B* **21** 029201
- [36] Gong Z Q, Zou M W, Gao X Q, Dong W J 2005 *Acta Phys. Sin.* **54** 3947 (in Chinese) [龚志强, 邹明玮, 高新全, 董文杰 2005 物理学报 **54** 3947]
- [37] He W P, Feng G L, Dong W J, Li J P 2005 *Chin. Phys. B* **14** 21
- [38] Gong Z Q, Feng G L 2007 *Acta Phys. Sin.* **56** 3619 (in Chinese) [龚志强, 封国林 2007 物理学报 **56** 3619]
- [39] Gong Z Q, Wang X J, Zhi R, Feng A X 2011 *Chin. Phys. B* **20** 079201

Characteristics of winter-to-winter recurrence of atmospheric temperature in the northern area of East Asia*

Wang Xiao-Juan¹⁾²⁾ Qiao Shao-Bo¹⁾ Shen Bai-Zhu³⁾ Feng Guo-Lin^{1)†}

1) (Department of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

2) (College of Physics and Electronic Engineering, Changshu Institute of Technology, Changshu 215500, China)

3) (Institute of Meteorological Science of Jilin Province, Changchun 130061, China)

(Received 26 April 2014; revised manuscript received 11 July 2014)

Abstract

Seasonal evolution of atmospheric temperature with winter-summer-the following winter (winter-to-winter) characteristics in the northern area of East Asia (40—50°N, 100—130°E) from 1953 to 2012 has been investigated in this paper. Results indicate that: from 2008 on, the atmospheric temperature in this area had a typical characteristic of cold winter-warm summer-the following cold winter for three consecutive years from the lower layer to the upper layer (1000—400 hPa), and the similar situation also appeared in the period from 1950s to 1960s; however, the opposite variation characteristics of warm winter-cool summer-the following warm winter happened in 1990s. This typical seasonal evolution of atmospheric temperature was defined as a new variation mechanism: winter-to-winter recurrence (WWR). The recent 60 years may be divided into four different types according to the variation of the years from 1953 to 2012: negative (positive) winter-to-winter recurrence (negative/positive WWR) and negative (positive) non winter-to-winter recurrence (negative/positive non-WWR). In the 23 WWR years the probability of occurrence was close to 40%. This WWR characteristic still exists and is independent of the variation of the El Niño southern oscillation index. The synthetic anomalies analysis of geopotential height, vertical speed, and the winter vector at 850 hPa indicates that as for the WWR pattern, the dynamic process of inner atmosphere also has WWR characteristics corresponding to the atmospheric temperature from the lower layer (1000 hPa) to the upper layer (500 hPa) while the non-WWR pattern does not have the similar characters. This study will provide a new idea to further investigate the frequent occurrence of the winter low temperature events on the background of global warming.

Keywords: regional low temperature events, correlation coefficient, spatial distribution, recurrence

PACS: 92.60.Wc

DOI: 10.7498/aps.63.239202

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 41305075), the National Basic Research Program of China (Grant Nos. 2012CB955203, 2012CB955902), and the Special Scientific Research Projects for Public Interest of China (Grant No. GYHY201106016).

† Corresponding author. E-mail: gzq0929@126.com