

# 欧亚冬季雪盖对北半球夏季大气环流的影响 及其与东亚太平洋型遥相关的可能联系\*

谭言科\*\* 何金海 祝从文

(南京气象学院, 南京 210044)

**摘要** 利用 NOAA 的欧亚大陆冬季月平均雪盖面积资料和中国气象局的北半球夏季 500 hPa 高度场资料进行统计分析, 发现欧亚大陆冬季雪盖面积异常可以激发北半球夏季积雪强迫型遥相关, 它具有显著的准 4 年周期。在准 4 年时间尺度上, 建立了积雪强迫型遥相关和东亚太平洋型遥相关的可能联系, 推测了准 4 年循环中的可能作用过程。

**关键词** 欧亚冬季雪盖 大气遥相关 准四年循环

## 1 引言

雪盖和气候系统的关系主要基于如下两个物理过程: 一是对反照率的影响。雪盖以其高反照率反射掉了大部分入射的短波辐射, 降低了对太阳辐射的净收入, 削弱了春季大陆的地表加热作用; 二是积雪-水分效应。Yeh 等<sup>[1]</sup>用一个简化的天气模式首次对这种效应加以研究。积雪不仅在融化时要消耗能量, 而且由于积雪融化, 导致土壤湿度加大, 从而减小了地表的加热。Yasunari<sup>[2]</sup>的研究结果表明, 春季在低纬地区尤其是青藏高原, 反照率的影响是主要的; 相对而言, 夏季中纬度地区积雪-水分效应是主要的。此外, 它还是地表和大气间热量交换的绝热体。因此, 雪盖对大气总是起冷却作用, 延缓季节转换过程。

自 Blanford<sup>[3]</sup>认为喜马拉雅山冬春积雪范围和厚度的变化对印度的季风雨量有影响以来, 人们发现欧亚冬季雪盖不仅与夏季风量有关<sup>[4,5]</sup>, 而且还与局地温度的改变有关<sup>[6]</sup>。郭其蕙等<sup>[7]</sup>分析了青藏高原的积雪及其对东亚环流的影响, 在冬季积雪日数多年, 同期 500 hPa 副热带超长波 1 波振幅增加; 少年, 1 波振幅减小; 冬季积雪日数多年, 初夏海平面大陆低压弱, 500 hPa 西太平洋副热带高压弱, 100 hPa 热带东风亦弱。黄荣辉<sup>[8]</sup>模拟了夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流的作用, 结果表明, 若夏季青藏高原热源增强, 则青藏高压就增强, 我国北方的槽要加深, 鄂霍次克海上空的高压要加强, 阿拉斯加的槽要加深, 北美地区的脊要加强。这个结果表明似乎存在一个源于青藏高原的夏季遥相关波列。自 Wallace 等<sup>[9]</sup>发现北半球冬季的几种遥相关型以来, 关于大气环流遥相关的研究已取得了不少重要成果。近年来, 在夏季大气环流的研究领域, Nitta<sup>[10]</sup>和黄荣辉<sup>[11]</sup>发现夏季北半球存在东亚太平洋型(后文简称 EAP 型)遥

1997-05-12 收到, 1998-01-19 收到再改稿

\* 国家自然科学基金资助项目 49575261

\*\* 南京气象学院 1997 届硕士毕业生, 现在中国人民解放军空军气象学院工作

相关波列 (Nitta 称它为 PJ 型), 并认为这个波列的出现同赤道西太平洋地区的对流活动有关。黄荣辉等<sup>[12]</sup>又通过资料分析和数值模拟试验进一步讨论了夏季大气环流中的 EAP 型遥相关波列, 认为 EAP 型具有显著的年际变化。

既然青藏高原的热源异常能在夏季大气环流中产生一个波列, 那么欧亚大陆冬季雪盖 (后文简称 EWSC) 面积异常所引起的夏季异常冷却作用会不会在欧亚大陆中高纬地区形成一个大气遥相关波列, 它和 EAP 型遥相关有何联系呢? 本文将讨论这些问题。

## 2 资料和计算方法

本文利用了 NOAA 的 1967/1968~1987/1988 年冬季 (12 月~次年 2 月) 欧亚大陆月平均雪盖面积资料和中国气象局的 1951~1993 年夏季 (6~8 月) 北半球 10°~85°N, 10°E~180°~0°W 范围内 500 hPa 高度场 5°×10° 网格点资料, 共有 16×36 个网格点。

文中将上述资料处理成季节平均后, 利用单点相关确定了积雪强迫型遥相关波列, 并采用功率谱分析方法对时间序列进行周期分析。此外, 在讨论准周期振荡各位相的特征时还运用了位相合成方法。其中, 对标准化后的原始资料求单点相关的计算公式为

$$R_{SH}(i, j) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N S^*(t) \times H^*(i, j, t), \quad (1)$$

式中带 \* 的表示标准化后的资料,  $S(t)$  代表  $t$  时刻的 EWSC,  $H(i, j, t)$  代表  $t$  时刻  $(i, j)$  网格点上的 500 hPa 位势高度,  $t=1, 2, \dots, 21$ ,  $i=1, 2, \dots, 36$ ,  $j=1, 2, \dots, 16$ ,  $N=21$ 。功率谱估计公式为<sup>[13]</sup>

$$P(l) = \frac{B_l}{m} \left[ r(0) + \sum_{t=1}^{m-1} r(t) \left( 1 + \cos \frac{\pi t}{m} \right) \cos \frac{l\pi t}{m} \right]. \quad (2)$$

式中  $P(l)$  代表功率谱,  $l=1, 2, \dots, m$ ,  $m=14$  为最大滞后时间长度,  $r(t)$  为样本落后自相关系数,

$$B_l = \begin{cases} 1, & (l \neq 0, m) \\ \frac{1}{2}, & (l=0, m) \end{cases}$$

对准周期分量进行位相合成时, 取峰值为第一位相, 谷值为第五位相, 第一位相和第五位相的中间时刻为第三位相, 第五位相和下一周期的第一位相的中间时刻为第七位相。

## 3 EWSC 对北半球夏季大气环流的影响

图 1 给出 EWSC 面积距平随时间的变化曲线, 由图可见, EWSC 距平具有十分明显的年际变化, 从 60 年代末到 80 年代初, EWSC 距平年际起伏较大, 80 年代后变小。但从这 21 年的分布来看, EWSC 距平共有 5 个峰值 (1967/1968, 1971/1972,

1977/1978、1982/1983、1986/1987) 和 5 个谷值 (1969/1970、1974/1975、1980/1981、1983/1984、1987/1988)，最明显的两个峰值出现在 1971/1972 和 1977/1978 年冬季，而最显著的两个谷值出现在 1969/1970 和 1980/1981 年冬季。因此，EWSC 距平具有约 3~6 年的优势周期。为下文讨论方便，我们选取 1972、1973、1978、1979 年为重 EWSC 年；1969、1970、1975、1981、1984 年为轻 EWSC 年。

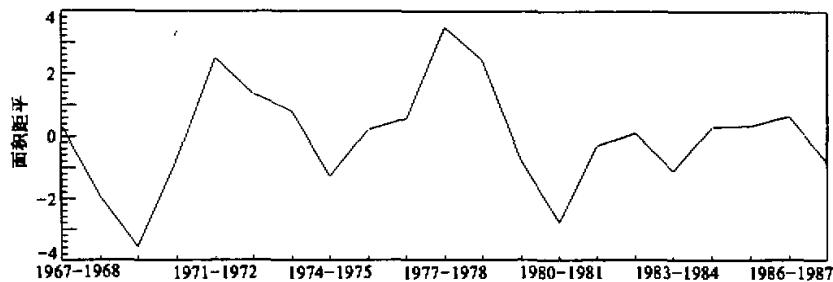


图 1 EWSC 面积距平的年际变化

单位:  $10^6 \text{ km}^2$

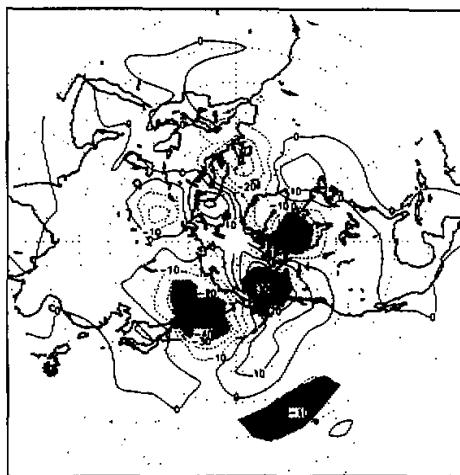


图 2 重 EWSC 年和轻 EWSC 年夏季 500 hPa 高度场的差值分布  
等值线间隔: 10 gpm。实线表示正值, 虚线表示负值,  
阴影区表示信度大于 0.05 地区

将重 EWSC 年和轻 EWSC 年夏季 500 hPa 位势高度场相减就得到合成差值分布图 (图 2)。该图中较强的正、负中心都出现在中高纬地区，最强的负中心位于鄂霍次克海上空，次强的负中心位于福克斯湾上空。此外，北大西洋和乌拉尔东部以及中太平洋上空也各存在一个负中心；最强的正中心位于阿拉斯加上空，并由此向西南伸向北太平洋，东亚-西北太平洋为一弱正中心。差值图上正负中心的这种分布意味着在重 EWSC 年夏季，鄂霍次克海、福克斯湾以及其他负值区上空的高度场将降低，阿拉斯加上空的高度场将升高，而轻 EWSC 年这些变化均相反。为了确定这几个异常的高低中心在统计

上的显著性，利用(1)式计算 EWSC 和夏季 500 hPa 位势高度场共 576 个网格点的单点相关。结果表明鄂霍次克海、阿拉斯加、福克斯湾以及中太平洋上空的高度场与前冬 EWSC 的相关系数均达到 0.05 信度 (图 2 中用阴影区标出)，这就是说，EWSC 面积异常显著影响了北半球夏季中高纬地区的环流分布，即 EWSC 面积的正异常 (负异

常)有利于夏季鄂霍次克海和福克斯湾上空的高度场降低(升高),阿拉斯加上空的高度场升高(降低)。值得一提的是,图2中从鄂霍次克海附近的最强负中心出发,由此向东经阿拉斯加到福克斯湾低、高、低中心的交替出现,宛如一个球面上2维Rossby波波列。是不是EWSC面积异常激发了夏季的这种波列?众所周知,EWSC异常将直接导致热源异常进而影响环流分布。在重EWSC年,根据Yasunari的研究,夏季积雪-水分效应将起主要作用,所以中高纬地区的冷却作用增强,导致该地区的高度场降低;而且,由于西风带的平流作用,这个低中心将位于冷源的下游。因此,从这个意义上讲,夏季鄂霍次克海上空的异常低中心正是积雪的冷却作用和西风带的平流作用造成的。该低中心形成后,根据球面上2维Rossby波的传播理论,阿拉斯加上空的高度场将升高,福克斯湾上空的高度场将降低。对于轻EWSC年夏季,则应有相反的波列出现。由于这个波列与冬季欧亚大陆雪盖面积异常密切相关,也为了区别后文引用的EAP型遥相关,我们称它为积雪强迫型(snow-forced pattern,后文简称SFP型)遥相关。

#### 4 北半球夏季SFP型大气遥相关的时变特征

为了定量地描述EWSC面积异常激发的北半球夏季SFP型大气遥相关的强度,我们仿照Wallace和Gutzler的做法,选取相关信度较大的三个点,令

$$I_{\text{SFP}} = \frac{1}{4}[-H^*(160^\circ \text{E}, 550^\circ \text{N}) + 2H^*(140^\circ \text{W}, 70^\circ \text{N}) - H^*(80^\circ \text{W}, 65^\circ \text{N})],$$

其中 $I_{\text{SFP}}$ 代表积雪强迫型遥相关强度指数, $H^*$ 代表标准化后的北半球500 hPa高度场。 $I_{\text{SFP}}$ 随时间的变化由图3给出(实线),该图还给出了EWSC面积距平的变化曲线(带点虚线)。比较图3中的两条曲线就可以发现,夏季 $I_{\text{SFP}}$ 遥相关强度指数和前冬EWSC面积异常具有很好的关系,两者的年际变化趋势近乎相同,相关系数高达0.76,超过0.001信度(样本长度为21),但在个别年份峰值或谷值的出现与前冬EWSC存在偏差(如1969、1973、1979、1982)。这意味着夏季大气环流的变化是极其复杂的,EWSC面积的变化是影响后期夏季中高纬地区大气环流的一个重要因子,它可以对夏季大气环流异常给出部分解释。因此,我们就可以在一定程度上利用夏季 $I_{\text{SFP}}$

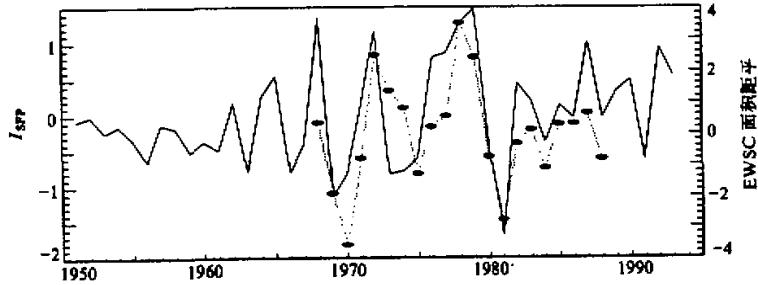


图3  $I_{\text{SFP}}$ 的时间变化曲线(实线表示 $I_{\text{SFP}}$ 、点线表示前冬EWSC面积距平)

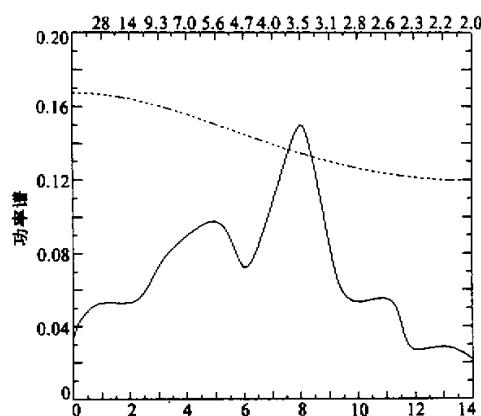


图 4  $I_{SFP}$  功率谱分析  
图中横轴下方表示分析波数，上方表示周期，虚线为信度  
0.05 的红色噪声检验曲线

3.5 年。后文为讨论方便，称作准 4 年。

## 5 SFP 型大气遥相关的准 4 年周期振荡及其与 EAP 型的可能联系

由于  $I_{SFP}$  指数具有显著的准 4 年周期，根据准周期分量的位相合成方法，我们就可以利用带通滤波后的夏季 500 hPa 高度场资料来分析夏季 SFP 型大气遥相关准 4 年周期分量各位相的合成分布特征。500 hPa 高度场准 4 年周期分量均方差贡献的大值区（大于 30%）出现在东亚-西北太平洋、中东地区、北美、北大西洋以及北非（图略）。表 1 给出 SFP 型大气遥相关准 4 年周期分量各位相的时间分布，其中第一位相共 13 年，第三位相共 11 年，第五位相共 12 年，第七位相共 7 年，这表明，SFP 型大气遥相关强度指数经过带通滤波后的准 4 年周期分量各个位相的样本数不同。这个准 4 年循环若用 EWSC 来表示，则第一位相是重雪年、第三位相是重雪年向轻雪年的过渡年，第五位相是轻雪年，第七位相是轻雪年向重雪年的过渡年，其中第三位相和第七位相是欧亚大陆冬季雪盖面积的正常年。虽然这里选择重雪年和轻雪年的标准与第 3 节不同（第 3 节中利用 EWSC 面积距平绝对值的大小来选择重雪年和轻雪年），但是图 1 中峰值（谷值）附近的年份大部分存在于第一位相（第五位相）。

遥相关强度指数来间接地反映前冬 EWSC 面积的年际变化。 $I_{SFP}$  指数在整个 50 年代振幅变化很小，而在 60 年代以后具有较大的振动，到了 80 年代，振幅又减小。

利用(2)式的功率谱估计方法对 SFP 型夏季遥相关强度指数进行周期分析，其中，时间样本长度为 43，取最大滞后时间长度为 14。功率谱分析的结果给出在周期为 3.5 年处出现一功率谱峰值，该峰值超过信度为 0.05 的红色噪声检验谱值（图 4），这表明  $I_{SFP}$  具有显著的准 3.5 年周期分量。由前面的讨论可知，这个准 3.5 年周期分量反应出 EWSC 年际变化的主周期也应为准

表 1 夏季 SFP 型遥相关准 4 年周期分量各位相出现年

位相	出 现 年	合计
1	1951, 1954, 1958, 1961, 1965, 1968, 1972, 1975, 1979, 1982, 1986, 1989, 1993	13
3	1952, 1955, 1959, 1962, 1969, 1973, 1976, 1980, 1983, 1987, 1990	11
5	1953, 1956, 1960, 1963, 1966, 1970, 1974, 1977, 1981, 1984, 1988, 1991	12
7	1957, 1964, 1967, 1971, 1978, 1985, 1992	7

第一位相(图5a)的特征是: 东北亚和西北太平洋上空为负距平, 阿拉斯加上空为正距平, 而福克斯湾上空是负距平, 这正是前面提及的夏季中高纬地区的SFP型遥相关波列。此外, 青藏高原上空还有一负中心, 贝加尔湖上空也存在一正中心。如果将这两个中心和前文的SFP型遥相关波列的3个中心联系起来考虑, 那么这张图还体现了青藏高原的热力状况对夏季大气环流的影响。这样分析的原因不仅仅是由于青藏高原冬季积雪覆盖面积的年际变化趋势和EWSC面积的年际变化相同<sup>1)</sup>, 而且黄荣辉已经模拟出了青藏高原热力状况的异常也会造成与该波列类似的500 hPa高度场的异常分布, 即若夏季青藏高原热源增强, 则青藏高压就增强, 我国北方的槽要加深, 鄂霍次克海上空的高压要加强, 阿拉斯加的槽要加深, 北美地区的脊要加强, 而第一位相的特征则正好与他的结果相反, 这意味着重EWSC年夏季青藏高原热源减弱。由此可知, 青藏高

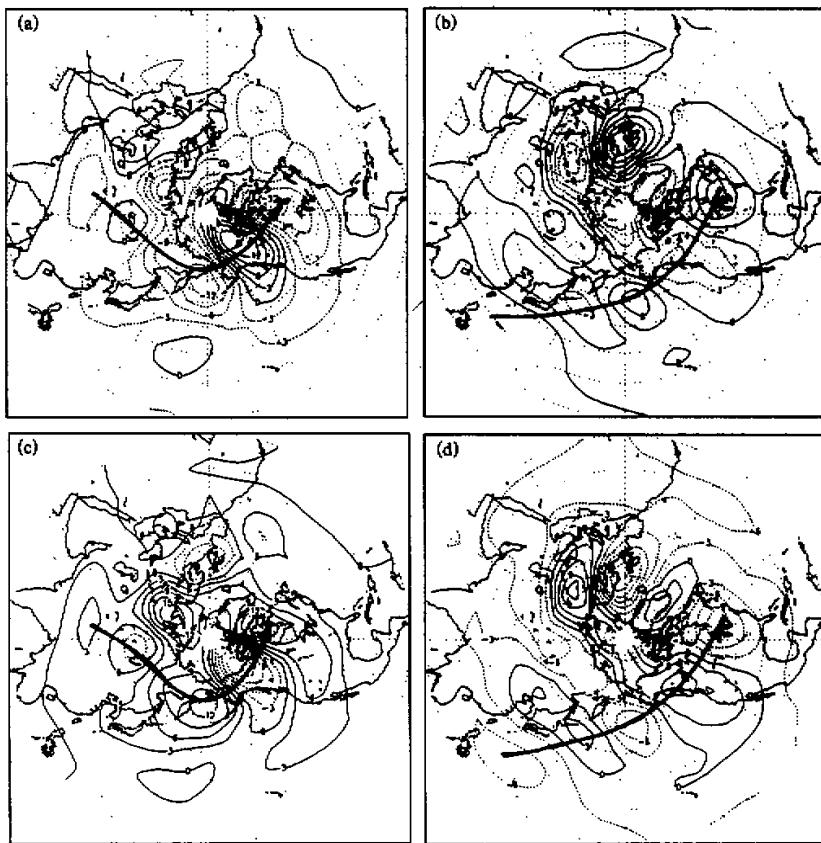


图5 SFP型夏季遥相关第1(a)、3(b)、5(c)、7(d)位相500 hPa的合成分布特征  
图中等值线间隔: 3 gpm, 实线表示正值, 虚线表示负值, 带箭头的粗实线表示波列传播方向

1) Chen Longxun, Miao Qun, Niu Tao, 1997. The impact and the mechanism of Tibetan Plateau snow cover in winter and spring on the climate of China.

原冬季积雪覆盖面积是影响夏季青藏高原热源异常的一个重要因子，热源异常激发的遥相关波列不但在北传的过程中要增幅，而且由于中高纬地区更强的热力因子——EWSC 面积异常的作用，将使波列的振幅变得更大。

第三位相（图 5b），菲律宾东部上空是正距平，我国华北至日本为负距平，阿留申海上空是正距平，到了东部，即北美西海岸又是一负距平，北美东部是正距平——这就是著名的负 EAP 型夏季遥相关波列。根据黄荣辉等的研究，这个遥相关型与菲律宾上空的对流活动及西太平洋暖池活动有关，当西太平洋 SSTA 偏低时，菲律宾上空对流活动减弱，该地区 500 hPa 高度场则为正距平；反之，则为负距平。所以菲律宾上空高度场正距平是由西太平洋低的 SSTA 和菲律宾上空弱的对流活动造成的，从东亚往东至北美，环流的特征主要是对热带低纬地区热源异常的响应。此外，北大西洋上空也有一个正中心，欧洲上空有负中心出现。

第五位相（图 5c）和第一位相相反，青藏高原西北、东北亚和西北太平洋、福克斯湾上空为正距平，贝加尔湖、阿拉斯加为负距平，这是反 SFP 型。第七位相（图 5d）和第三位相相反，菲律宾、阿留申海和北美东部为负距平，我国华北至日本、北美西海岸为正距平，这对应菲律宾上空对流活动增强的正 EAP 型。

因此，看起来夏季 SFP 型和 EAP 型遥相关波列很可能分别是大气在不同阶段对不同热源强迫的不同响应，在准 4 年时间尺度上，我们就可以建立起它们之间的可能联系。这种联系可以大致描述如下：在重 EWSC 年（轻 EWSC 年）夏季，由于青藏高原的热源减弱（增强）和中高纬地区积雪面积异常所产生的异常冷却（加热）作用，波列源于青藏高原上空，在东北亚至西北太平洋上空得到加强，夏季遥相关表现出第一位相（第五位相）的特征，即正（负）SFP 型；而在西太平洋 SSTA 偏低（偏高）时，菲律宾上空的对流活动弱（强），波列源于菲律宾上空，夏季遥相关表现出第三位相（第七位相）即负（正）EAP 型的特征。而且，将这两个波列的传播路径和黄荣辉等的理论分析结果相对照，发现，如果扰源位于青藏高原，则 SFP 型颇有些类似夏季纬向 2~4 波的传播路径，而 EAP 型则类似扰源位于菲律宾东部的 4~6 波的传播路径。因此，中高纬地区和热带地区热源异常对夏季大气环流的影响是不同的，环流的演变则体现了热带和中高纬异常热力因子之间可能的相互作用和转换过程。

## 6 总结与讨论

本文对欧亚大陆冬季月平均雪盖面积资料和北半球夏季 500 hPa 高度场资料进行了统计分析，发现欧亚大陆冬季雪盖面积异常可以激发北半球夏季中高纬地区的 SFP 型遥相关波列，该波列具有很大的年际变化和显著的准 4 年周期分量。分析结果还揭示了 SFP 型和 EAP 型夏季遥相关波列在准 4 年时间尺度上存在的可能相互联系。

但是，为什么在准 4 年时间尺度上 SFP 型和 EAP 型遥相关会如此和谐？这里，我们试图从热力因子和大气环流相互作用的角度对这一过程作一推测。在重雪年，由于中高纬热力因子的冷却作用形成了一个正 SFP 型夏季遥相关，且多数情况下会发生 El Niño 现象<sup>[14,15]</sup>，这意味着正 SFP 型夏季遥相关有利于 El Niño 的发生。事实上，1951~1993 年共发生了 11 次 El Niño，其中有 6 次发生在表 1 中的第一位相（1951、

1965、1968、1972、1982、1986年)。同时,由于热带海气耦合系统中其他周期分量(如QBO、年循环等)对ENSO循环的基本周期——准4年周期分量的作用,实际发生的El Niño就有可能超前或滞后于准4年周期<sup>[16]</sup>,因此El Niño也可能在第三位相(1976年)或第七位相(1957年)爆发。1995年李崇银<sup>[17]</sup>在总结东亚冬季风异常与El Niño的相互作用时指出:在El Niño事件之前的冬半年,东亚地区有频繁而强烈的寒潮活动,这种强冷空气活动造成了持续的强东亚冬季风,并使赤道中西太平洋地区的信风减弱和对流活动增强。强的对流活动导致热带大气30~60天振荡异常加强,信风减弱引起赤道太平洋Kelvin波异常,通过海气相互作用激发产生El Niño事件。我们知道,EWSC面积正(负)异常是和当年冷空气活动强(弱)密切相关的,而且,重EWSC年之后发生El Niño,这和李崇银的结论是一致的。El Niño发生后,热带中东太平洋海温增加,而西太平洋SSTA偏低,削弱了次年夏季菲律宾东部的对流活动,有利于一个负EAP型遥相关的形成。EAP型遥相关影响了整个北半球的大气环流,它很可能造成了欧亚大陆冬季雪盖面积的减少。雪盖面积的减少又有利于次年夏季负SFP型波列的形成和La Niña的发生,从而改变了热带太平洋的海温分布,并有利于下一年正EAP型夏季遥相关波列的形成。整个准4年循环过程的示意由图6给出,它不但揭示了热力因子和大气环流间在准4年时间尺度上存在的可能相互联系,而且还揭示了热带和中高纬地区热力因子的准4年周期分量可能存在位相差。

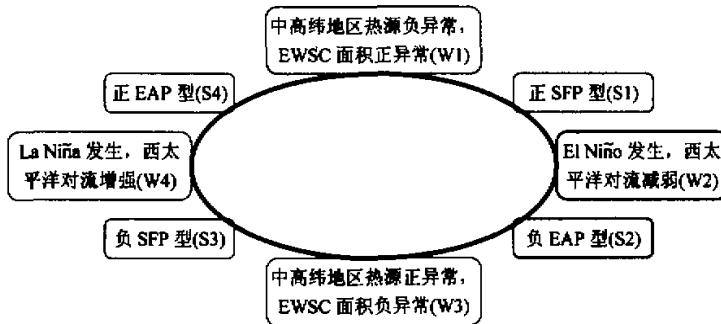


图6 热带地区和中高纬地区的热力因子与夏季大气环流相互作用示意图  
图中 W (S) 表示冬季 (夏季), 1、2、3、4 分别代表 4 年循环的第一、第二、第三、第四年

尽管仅基于较短时期资料的统计分析,且也可能是年际尺度全球气候变化的“局部”表现,但这有利于我们认识气候系统中大气圈、水圈和冰雪圈在年际尺度上存在的可能相互作用过程。这方面还有很多问题需要研究,例如,用面积来刻画雪盖异常是不全面的,而且大量的研究表明雪盖异常对大气环流低频振荡、季风以及ENSO等全球尺度的气候现象都有影响,但我们对这些关系中的作用过程和物理机制还缺乏深刻的认识,还有气候系统中慢变成员的变率及其相互关系等等,这些都是我们将要进一步研究的内容。

**致谢:** 王盘兴教授对本工作提出了诸多建议,罗坚为本文原稿的完成做了大量工作,在此一并表示衷心感谢!

### 参 考 文 献

- 1 Yeh, T. C., Wetherald, R. T., Manabe, S., 1983, A model study of the short-term climatic and hydrologic effects of sudden snow cover removal, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1013~1024.
- 2 Yasunari, T., Kitoh, A. and Tokioka, T., 1991, Local and remote response to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate — A study with the MRI-GCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 473~487.
- 3 Blanford, H. F., 1884, On the connexion of Himalayan snow fall and seasons of drought in India, *Proc. Roy. Soc.*, **37**, 3~22.
- 4 Hahn, D. J. and Shukla, J., 1976, An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2461~2462.
- 5 Yang Song and Xu Lizhang, 1994, Linkage between Eurasian winter snow cover and regional Chinese summer rainfall, *Int. J. Climatology*, **14**, 739~750.
- 6 李培基, 1990, 三十年来我国雪量变化的初步探讨, 气象学报, **48**, 433~437.
- 7 郭其蕴、王继翠, 1986, 青藏高原的积雪及其对东亚环流的影响, 高原气象, **5**, 116~123.
- 8 Huang Ronghui, 1985, The numerical simulation of the three-dimensional teleconnections in the summer circulation over the Northern Hemisphere, *Adv. Atmos. Sci.*, **2**, 81~92.
- 9 Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784~812.
- 10 Nitta, T., 1987, Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373~390.
- 11 黄荣辉、李维京, 1988, 夏季热带西太平洋上空的对流异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制, 大气科学(特刊), 107~116.
- 12 黄荣辉、孙凤英, 1992, 北半球夏季遥相关型的年际变化及其数值模拟, 大气科学, **16**, 52~61.
- 13 黄嘉佑, 1990, 气象统计分析与预报方法, 北京: 气象出版社, 304~317.
- 14 Barnett, T. P., Dumenil, L., Roeckner, E. and Latif, M., 1989, The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 661~685.
- 15 Kandekar, M. L., 1991, Eurasian snow cover, Indian monsoon and El Niño / Southern Oscillation — A synthesis, *Atmosphere—Ocean*, **29**, 636~647.
- 16 He Jinhai, Zhang Fengqi and Cheng Yanjie, 1996, Tropical Pacific multiple time scale air-sea coupling features and scale interactions with effect on ENSO cycles, in: International Workshop on the Climate System of Monsoon Asia, Kyoto: Japan, 267~270.
- 17 李崇银, 1995, 气候动力学引论, 北京: 气象出版社, 227~282.

### Impact of Eurasian Winter Snow Cover on the Northern Hemisphere Summer Circulation and Its Possible Relation to East Asia Pacific Teleconnection Pattern

Tan Yanke, He Jinhai and Zhu Congwen

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

**Abstract** Based on NOAA Eurasian winter monthly mean snow cover extent and the Northern Hemisphere summer 500 hPa height, a statistical analysis is performed, indicating that Eurasian winter snow cover extent anomaly may excites an abnormal Northern Hemisphere summer snow-forced pattern teleconnection, which is significantly of quasi-4-year period, and establishing a possible linkage between snow-forced pattern and East Asia Pacific teleconnection as well as deducing the possible action processes with quasi-four-year scale.

**Key words** Eurasian winter snow cover    summer atmospheric teleconnection    quasi-four-year cycle