

李建平, 北极涛动的物理意义及其与东亚大气环流的关系, 海-气相互作用对我国气候变化的影响 (俞永强、陈文等著), 北京: 气象出版社, 2005, 169-176.

3.2 北极涛动的物理意义及其与东亚大气环流的关系

3.2.1 大气环状活动带的概念和北极涛动的定义

北极涛动 (AO), 又称北半球环状模 (NAM), 是北半球中纬度和高纬度大气质量变化的一种带状跷跷板结构。Lorenz (1951) 最早指出北半球纬向平均海平面气压变化存在这样一种涛动, 但 Thompson 和 Wallace (1998) 重新进行了研究并命名它为北极涛动。目前 AO 已成为国际上大气科学领域中的一个前沿热点问题。但是, Thompson 和 Wallace (1998) 是用自然正交函数分解 (EOF) 方法提出北极涛动的, 由于 EOF 方法本身的缺陷, 国际上对此定义存在很大争议, 认为这种模态是由 EOF 这种数学方法人为构造出来的, 而不是真实大气环流中存在的现象, 因此, 北极涛动的真实性被置疑 (Ambaum and Hoskins, 2001; Dommenges and Latif, 2002; Kerr, 1999)。

Li 和 Wang (2003) 对 AO 的真实性及其物理本质进行了研究, 通过对观测资料的分析, 他们提出了大气环状活动带的新概念, 这是大气活动中心概念的推广。中高纬大气环流中具有相似变动性的状态在空间上呈现出纬圈带状分布, 称为大气环状活动带。图 3.2.1 给出北半球年平均纬向平均海平面气压异常序列的交叉相关分布, 其中的一个显著的特征是中纬度和高纬度之间存在显著的负相关, 表明在中纬度和包括北极区的高纬度之间的大气质量变化存在一种纬向对称的、半球尺度的南北“跷跷板”结构。很明显, 这个跷跷板结构由两个纬向均匀带所组成, 在各自均匀带中的海平面气压的变动都呈现显著的同位相, 而不同均匀带中的海平面气压之间呈现显著反位相的特征。这两个纬向均匀带就是大气环状活动带, 即北半球热

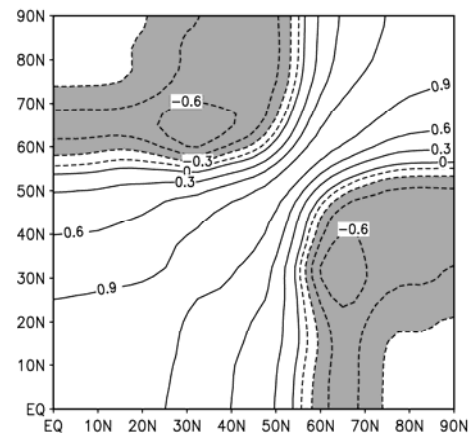


图 3.2.1 北半球年平均纬向平均海平面气压异常序列的交叉相关图(1958-2000)。阴影区为达到 99.9% 置信水平的负相关区域。负相关的等值线间隔为 0.15。

带外大气环流存在两个环状活动带，一个位于副热带和中纬度地区，一个位于高纬度地区，它们的中心分别位于 35°N 和 65°N ，这两个纬度上的纬向平均海平面气压具有最强的负相关。在两个环状活动带之间存在一个过渡带，位于 $50\text{--}55^{\circ}\text{N}$ ，在过渡带中的海平面气压与上述两个环状活动带中的海平面气压之间呈现出不相关。图 3.2.2 给出北半球中高纬大气环流环状活动带分布示意图。Li 和 Wang (2003) 指出，上述两个环状活动带之间的海平面气压变化所存在的“跷跷板”结构正是 AO 现象，由此，利用这两个环状活动带的中心纬度 35°N 和 65°N 上的标准化纬向平均海平面气压差可构造一个新的 AO 指数，

$$\text{AOI} = \hat{P}_{35^{\circ}\text{N}} - \hat{P}_{65^{\circ}\text{N}}$$

其中 $\hat{P}_{35^{\circ}\text{N}}$, $\hat{P}_{65^{\circ}\text{N}}$ 分别为 35°N 和 65°N 上纬向平均海平面气压的全年标准化序列。这个指数的物理意义是十分清楚的，它是发生在北半球中、高纬度环状活动带之间大气质量变化的半球范围涛动的一种度量。

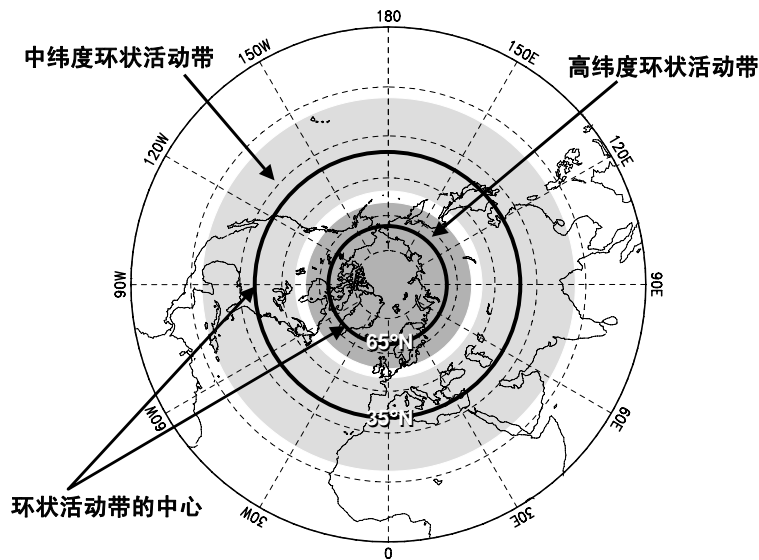


图 3.2.2 北半球中高纬大气环流环状活动带示意图。图中两个环状活动带之间的空白窄带为过渡带。

彩图 3.2.3a (见彩版) 是逐月 AO 指数与异常海平面气压场的相关分布，它表明了由上述 AO 指数所代表的北极涛动在海平面气压场上的空间特征。图中的一个最显著的特征就是纬向对称结构。AO 指数与副热带和中纬度海平面气压异常是显著的正相关，与高纬度和极区的海平面异常是强的负相关，即中、高纬两个环状活动带之间的大气质量异常的负位相关关系。与由 EOF 方法所定义的老 AO 指数 (Thompson 和 Wallace, 1998) 的结果 (见彩版图 3.2.3c) 相比，新的 AO 指数在表征北极涛动的空间特征方面显著地好于旧的指数，旧的 AO 指数所反映出的环状结构在亚洲大陆和北美大陆的中纬度地区是缺失的，这与 Kerr (1999) 所指出的相类似；相反，新 AO 指数则构成一个完整的环。而且，在环绕 $30^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ 纬带之间，旧的 AO 指数远远比新的 AO 指数表现出不对称的结构，最大的差别在北太平洋地区。而且，新指数根本不依赖于 EOF 方法，物理意义清晰，形式表达简捷，所以自然避免了来自这种数学方

法所造成的混淆和争议。

从上述AO指数的定义可以看出,它实质上反映的是中纬度西风强度的大小。这与60年前Rossby等(1939)提出的纬向环流指数类似,但Rossby是用 35°N 和 55°N 上纬向平均海平面气压差来定义纬向环流指数(记为 ZI_R)。这种定义是不合适的,因为这两个纬度上的纬向平均海平面气压的逐月、季序列和年序列的相关系数非常小,分别为 -0.13 , -0.10 和 -0.03 (用1958—2000年的NCEP资料计算),表明它们有线性独立性的倾向。同时, 55°N 正好位于上述所说的过渡带中。因此,选择这两个纬度的海平面气压差来反映中纬度西风强度的大小是不适当的。这也可从 ZI_R 指数与异常海平面气压场的相关分布(见彩版图3.2.3b)上看出,由图可见, ZI_R 与 75°N 以北的极区以及位于中纬度内的北美大陆和亚洲大陆上的海平面气压的相关是很弱的。

北极涛动是全球尺度的一种现象,它与北大西洋涛动(NAO)是不同的。因为它们之间的相关较高,所以,目前国际上有很多学者认为它们是同一个东西。但事实上,并非如此。从图3.2.3a和d的比较可以很清楚的看到,北大西洋涛动所反映的空间特征只是北大西洋地区的一个区域尺度的现象,而并非是全球尺度的。

3.2.2 与北极涛动相联系的基本环流特征

为了确定与北极涛动相联系环流型的水平和垂直结构,利用AO指数进行合成和相关分析是必要的。图3.2.4给出了1958~2000年间高AO指数年与低AO指数年冬季、夏季和年平均的北半球海平面气压场合成差分布图。这里所谓高(低)AO指数年的定义是AO指数大于(小于)一个标准差(负标准差)的年份。在1958~2000年间满足这个定义的高、低AO指数年均共有6个。从图中可以看到,无论是冬季、夏季还是年平均,当北极涛动正位相时,北半球中纬度环状活动带内的海平面气压显著增加,高纬度环状活动带内的海平面气压显著减少。此外,从图中还可看到在显著的带状涛动结构上还叠加了三个较强的区域中心,它们分别在北大西洋、北太平洋和亚洲大陆上,前两者对应于通常所说的北大西洋涛动(NAO)和北太平洋涛动(NPO),而第三个则是一个新的,即亚洲大陆一极地涛动(ANPO)。这三者在北极涛动中扮演的角色是值得深入研究的。

彩图3.2.5a是冬季高AO指数年与低AO指数年的纬向平均纬向风、气温及垂直环流的合成差图,高(低)AO指数年的定义如前所述。彩图3.2.5b是冬季AO指数与有关的纬向平均环流变量的相关分布(图中的矢量是一个相关矢量,其两个分量分别是AO指数与异常的纬向平均经向风和其与垂直速度的相关系数;图中的+和-号指出了AO指数与纬向平均异常气温的正、负相关的中心)。从图中可以看出,当冬季北极涛动处于正位相时经向垂直环流结构有如下一些主要特征:

(1) 强的西风异常在对流层位于 $45^{\circ}-75^{\circ}\text{N}$ 之间,在平流层低层位于 45°N 以北,强的东风异常位于 $15^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ 的副热带地区,即一个弱的副热带急流、一个强的极夜急流和一个增强的极涡(彩图3.2.5a)。AO指数与纬向平均西风异常的最强的正相关位于 55°N (彩图3.2.5b),最高的正相关系数达到0.9以上。而且,与AO指数正相关达到95%置信水平的地面西风位于 $45^{\circ}-65^{\circ}\text{N}$ 之间,这表明,AO指数确实反映了这个纬带内西风强度的大小。

(2) 大的气温正异常在对流层位于副热带和中纬度,一直延伸到热带平流层低层,而气

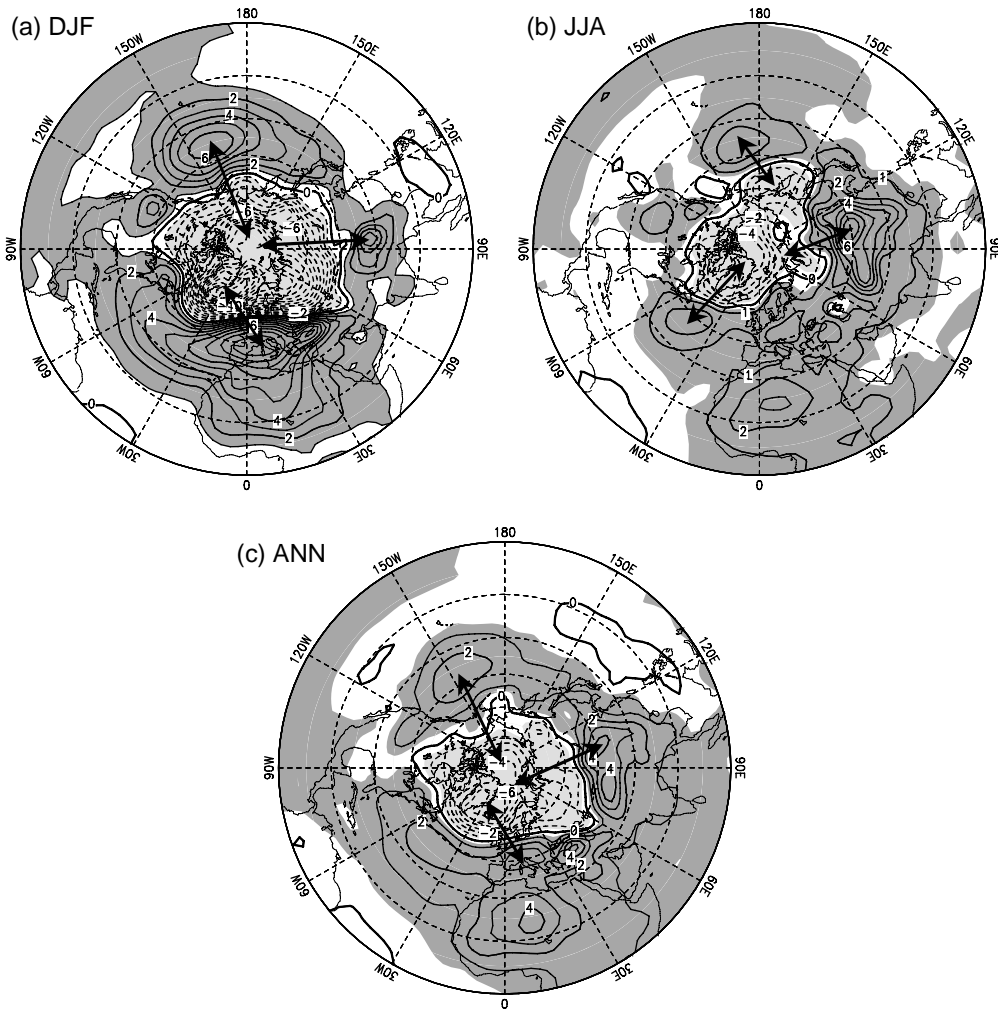


图 3.2.4 高 AO 指数年与低 AO 指数年北半球海平面气压场合成差分布图 (1958~2000)。(a) 冬季, (b) 夏季, (c) 年平均。图中等值线间隔为 1hPa, 阴影区达到 95% 的显著性水平, 箭头指出了强的区域中心。

温负异常位于从对流层中层到平流层低层的 55°N 以北的中高纬度地区 (彩图 3.2.5a)。此外, 在 500hPa 以下, 80°N 以北的极区有一个弱的暖异常, 伴随着在极区有异常上升运动, 因此, 极区存在一个减弱的极地环流。从彩图 3.2.5b 的相关图上, 在纬向平均气温场上似乎存在一个从高纬对流层上层到中纬度对流层中层再到较低纬度对流层低层的垂直传播波, 这种现象是值得进一步研究的。

(3) 在异常经圈环流上的一个最显著的特征是 Ferrel 环流的异常增强 (彩图 3.2.5a)。这个异常环流的上升支位于 55°N 以北, 大约在 65°N 达到最大的异常上升运动, 并且在最强的上升运动处气流可以从对流层进入到平流层; 下沉支位于 $35^{\circ}\text{--}55^{\circ}\text{N}$ 的中纬度地区, 最大下沉在 $35^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ 的近地面处。在对流层上层 $35^{\circ}\text{--}70^{\circ}\text{N}$ 之间是向南的气流, 在近地面 $40^{\circ}\text{--}80^{\circ}\text{N}$ 之间是强的向北气流, 这个强大的近地面向北气流把热量从低纬度输送到高纬度地区, 导致

了高纬度和极地地区地面气温的上升和极地环流的减弱（彩图 3.2.5a, b）。这个 Ferrel 异常环流的上升支和下沉支在整个北半球垂直环流中都是最为强大的，它们分别与中、高纬环状活动带内的异常低压和高压中心相对应。而且，AO 指数与纬向平均的异常垂直速度的最强的相关正位于 65°N 附近（彩图 3.2.5b）。此外，在 $15^{\circ}-35^{\circ}\text{N}$ 之间存在一个 Hadley 环流分裂出来的浅的次级环流。在异常经圈环流中 Ferrel 异常环流的主导地位表明它是理解与北极涛动相关联的物理动力学的一个主要线索。在异常 Ferrel 环流的强度及经向位移上的变化都直接反映了北半球广大范围内气压、气温以及降水异常的变化。

综合以上，可以给出一个与北极涛动相联系的环流概念示意图，如彩图 3.2.5c 所示。其中几个关键的环流特征如下：当 AO 处于正位相时，中纬度环状活动带内的气压（即副热带高压带）异常加强，高纬度环状活动带的气压（即副极地低压带）异常也加强，从而在中纬度地区产生强的西风异常，即盛行纬向环流；副热带急流异常减弱，极地急流异常加强；副热带和中纬度地区的大气环流活动带为异常下沉气流控制，高纬度地区的大气环流活动带为异常上升气流，Ferrel 环流异常增强，使得在对流层低层产生强的南风异常，将暖空气从较低的纬度输送到较高的纬度，导致中高纬度地面气温升高；此外，极锋活动加强，因此，在高纬地区是温暖湿润多雨（Li and Wang, 2003）。当 AO 负位相时环流状态相反。异常 Ferrel 环流在与北极涛动有关的垂直环流中扮演着关键角色的结果表明北极涛动是大气环流内部强的动力性质所致，换句话说，北极涛动是动力起源的，这与热带大气中主要是热力起源的涛动有本质区别。

3.2.3 北极涛动的季节、年际和年代际变化

从图 3.2.4 中已经看到，北极涛动是全年都存在的模态。不过，它仍有较强的季节变化。北极涛动在冬季时比较明显，在夏季其强度与冬季相比要弱得多。其两个中心所在纬度在冬半年位置都偏南，在夏半年位置都偏北。涛动中心的这种季节性南北移动似乎与太阳辐射分布的季节变动有关（范丽军等，2003）。

图 3.2.6 给出自 1872 年以来的冬季（12~2 月）、夏季（6~8 月）和年平均的 AO 指数的变化序列（Li and Wang, 2003）。由图可见，AO 指数既有明显的年际变化也有显著的低频变化（如年代际变化）特征。近 130 年来的冬季 AO 指数（图 3.2.6a）表明，1880~1930 年是强的冬季 AO 正位相时期，持续时间长达 50 余年，是一个突出的特征；1935~1980 年是强的冬季 AO 负位相时期；自 1970 年以来冬季 AO 指数一直呈现持续增长趋势，且近 20 多年来处于强的冬季 AO 正位相期，这也是一个显著特点。夏季 AO 指数（图 3.2.6b）表现出一个大的低频变化特征，在过去一个多世纪以来呈现出一个长期上升趋势，这种上升趋势可能与全球变暖有一定的联系；在 1975 年以前的一百多年里，夏季 AO 指数基本上处于负位相时期，在 1880 年~1890 年间达到最低值。近 30 年来夏季 AO 指数处于持续的正位相期，且是过去一百多年来最强的时期。年的 AO 指数的年代际变化似乎比冬、夏 AO 指数的更清楚（这一点也可从下面的功率谱分析中看到），从 1870 年代到 1910 年年的 AO 指数表现为持续上升，1910 年到 1970 年持续下降，之后至今又持续上升，呈现一个 50~70 年的振荡周期。年的 AO 指数（图 3.2.6c）在 1900 年以前和 1930 年代末期~1970 年代中期为负位相期，1900 年~1930 年代初期和最近 30 年是正位相期。无论是冬季、夏季还是年平均的 AO 指数，一个共同的特征是在最近 20 多

年里均处于强的正位相时期,表明北半球中纬度地区西风环流异常是加强的,异常 Ferrel 环流增强,中高纬地区呈现暖湿气候。

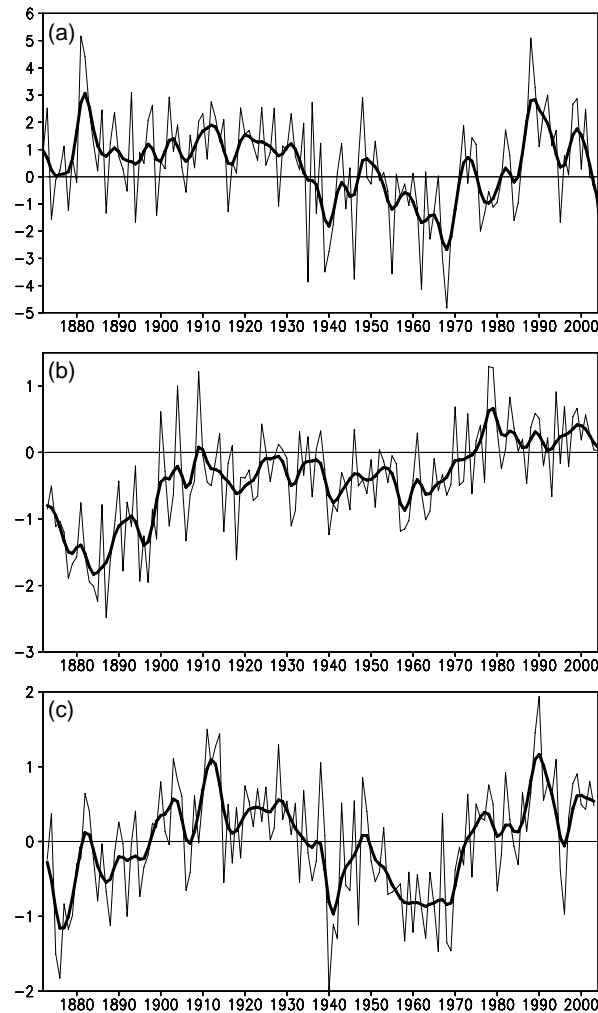


图 3.2.6 AO 指数序列 (a) 冬季 (12~2 月) (1872~2003); (b) 夏季 (6~8 月) (1873~2004); (c) 全年 (1873~2003)。图中的粗线是 7 年高斯型滤波曲线 (引自 Li and Wang, 2003)。

图 3.2.7 给出了冬、春、夏、秋和年的 AO 指数的功率谱图。由图可知,冬季和夏季的 AO 指数的谱结构比较相似,它们在年代际尺度上均有两个谱峰,分别是 10 年左右和 50~70 年 (图 3.2.7a, c)。春季、秋季和年的 AO 指数在 50~70 年尺度上也有一个显著的周期 (图 3.2.7b, d, e),且这三者在这个尺度上的周期比在冬、夏季更为显著,看来 50~70 年的周期是不同季节 AO 指数所具有的一个共同特征。此外,在年的 AO 指数中还存在一个 20 年左右的周期 (图 3.2.7e),而在春季和秋季则在 10 年左右及 20 年左右的周期均没有较显著的谱峰存在。除了有显著的低频变化外, AO 指数的还有一些高频变化,主要是在不同季节和年的 AO 指数上都有 2~3 年的振荡,在冬季和年的 AO 指数还有 4 年左右的振荡,在夏季和秋季还有 4~5 年的周期,在春季还有 5~6 年的振荡。

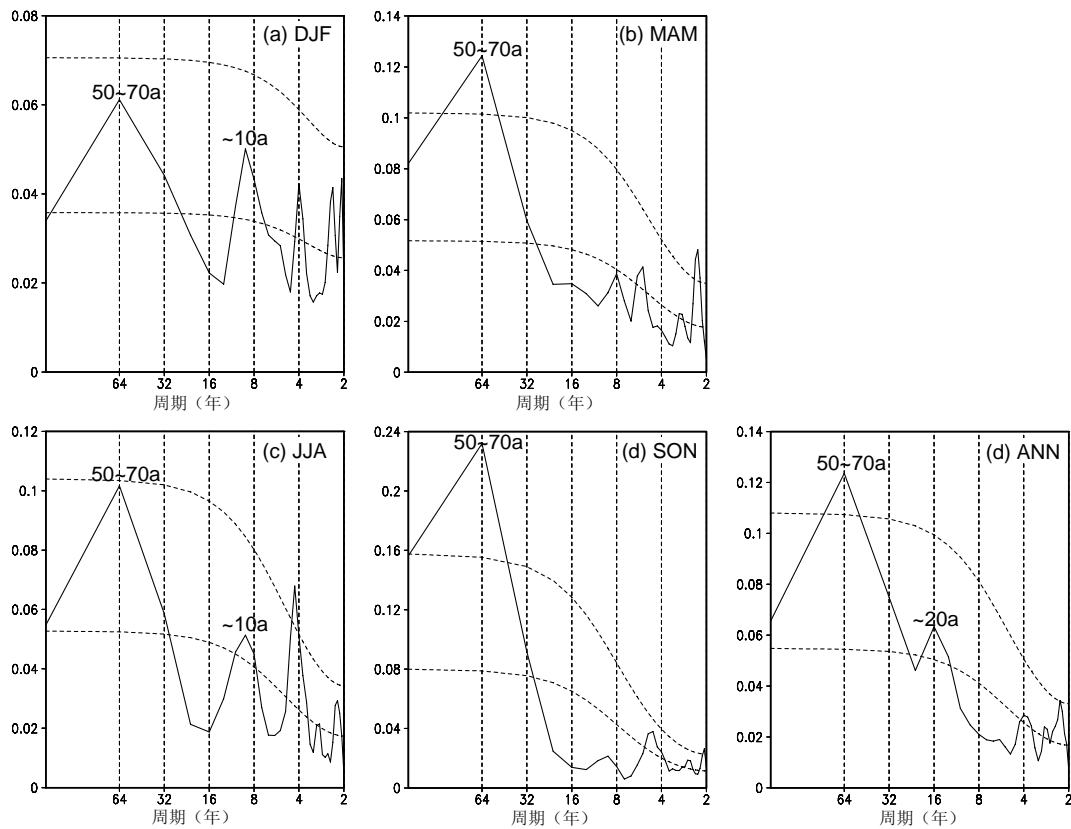


图 3.2.7 AO 指数的功率谱分析。(a) 冬季 (12~2 月); (b) 夏季 (6~8 月); (c) 全年。

图中上、下两条虚曲线分别是红噪声谱的 95% 置信限上界及红噪声谱曲线。

3.2.4 北极涛动与中国气候的联系

北极涛动对中国气候的年际和年代际变化都有非常重要的影响。图3.2.8给出了四个季节 AO 指数与北半球地面气温场的相关分布,可见,冬、春、秋三季 AO 指数与中国大部分地区气温呈正相关关系,其中冬季最为显著,而春、秋季 AO 指数与中国北方气温相关是显著的,这些显著的相关区是北极涛动与欧亚大陆中高纬地区地面气温之间存在的广阔显著正相关区域的一部分。在夏季 AO 指数与中国气温的相关较弱。冬季 AO 主要是通过影响西伯利亚高压和东亚大槽来影响东亚冬季风,进而对中国冬季气候产生影响。冬季 AO 与西伯利亚高压强度、东亚大槽强度呈反相关关系 (Gong et al., 2001),而后两者与东亚冬季风是正相关,因此,当冬季 AO 正位相时,东亚冬季风偏弱,东亚寒潮活动较弱,我国平均气温偏高。同时,研究表明,当冬季 AO 正位相时我国日气温方差偏小 (龚道溢等, 2004)。此外,冬季 AO 与中国降水也有一定的正相关关系 (龚道溢、王绍武, 2003)。

虽然夏季北极涛动与中国气温的关系不紧密,但是它与东亚夏季降水却有密切关系。这种关系主要表现在5月份的 AO 指数与夏季长江中下游到日本南部的降水在年际尺度上有很好

的负相关关系(龚道溢等, 2002), 说明在年际尺度上, 当5月AO指数偏高时, 随后的夏季长江中下游到日本南部的降水偏少, 反之, 夏季降水偏多。

冬季北极涛动与中国西北地区春季沙尘暴的发生频率有较好的关系。Ding和Li等(2005)指出中国西北地区春季沙尘暴的发生频率指数(DSFI, 它定义为中国西北地区48个测站的春季期间沙尘暴的总发生天数)在1980年代中期发生了一次年代际跃变, 与1960~1985年间相比, 1988~2003年间的中国西北地区春季沙尘暴频率显著地减少。研究表明发生在1980年代中期的这次年代际减少是与蒙古高原和中西伯利亚地区500hPa位势高度场的年代际增强以及欧亚大陆上空定常波位相和强度的年代际变化有密切关系。春季蒙古高原—中西伯利亚地区(85°-110°E, 40°-65°N)区域平均的500hPa位势高度场环流指数(ACI)与中国西北地区春季DSFI指数有显著的负相关, 相关系数达到-0.64(1960~2003年的资料), 表明当春季蒙古高原—中西伯利亚地区的500hPa位势高度场偏强时, 中国西北地区春季沙尘暴的发生频率偏少, 反之亦然(Ding和Li等, 2005)。而春季蒙古高原—中西伯利亚地区的500hPa位势高度场的变化与前冬北极涛动的变化有密切关系。冬季AO指数与中国西北地区春季DSFI指数之间存在很好的负相关, 相关系数达-0.5, 超过99.9%的置信水平; 冬季AO指数与春季蒙古高原—中西伯利亚地区ACI环流指数的相关为0.41, 超过99%的置信水平。这表明, 前冬北极涛动的变化对后春蒙古高原—中西伯利亚地区的500hPa环流场的变化有重要贡献。前冬北极涛动可以通过影响后春蒙古高原—中西伯利亚地区的500hPa环流场的变化来影响中国西北地区近地面的风速, 从而对中国西北地区春季沙尘暴的发生频率产生重要作用。

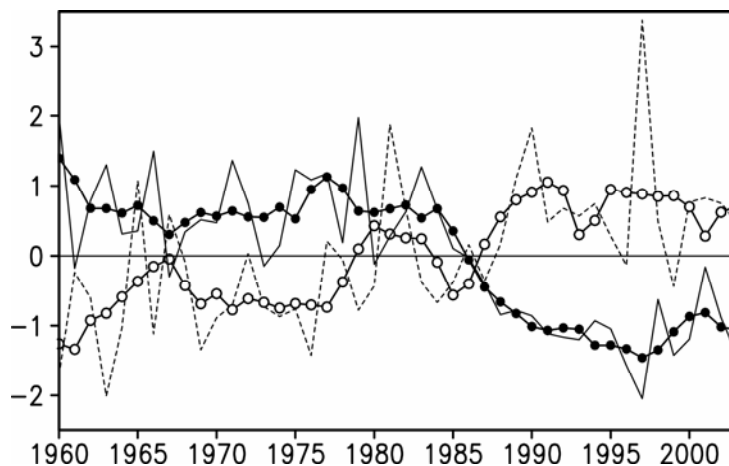
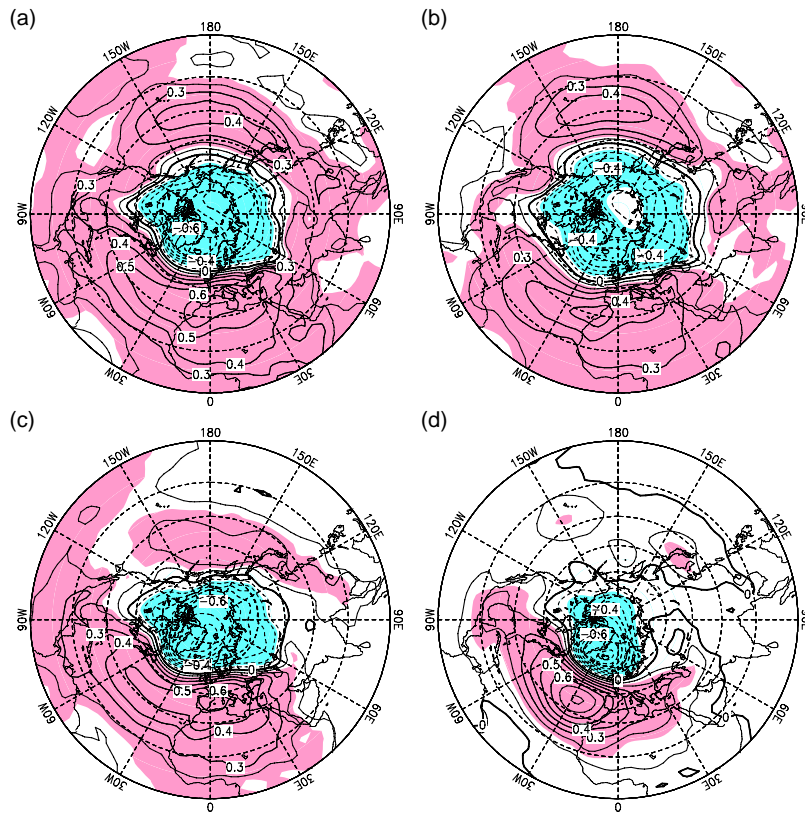


图 3.2.9 中国西北地区春季沙尘暴发生频率指数(DSFI)(细实线)和蒙古高原—中西伯利亚地区(85°-110°E, 40°-65°N)区域平均的500hPa位势高度场(细虚线)的标准化序列。实心点线和空心点线分别给出它们的9年滑动平均序列分别。

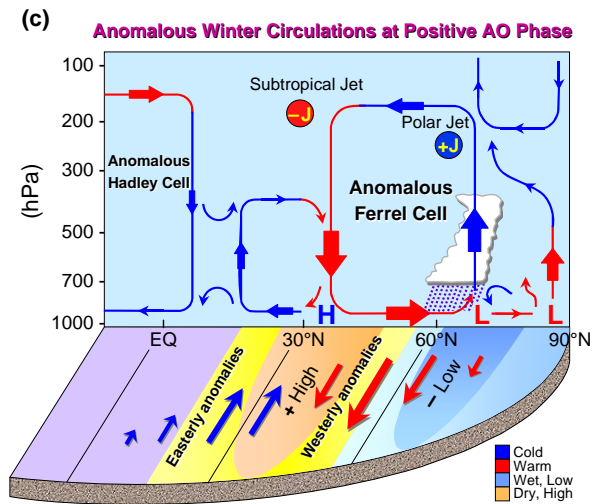
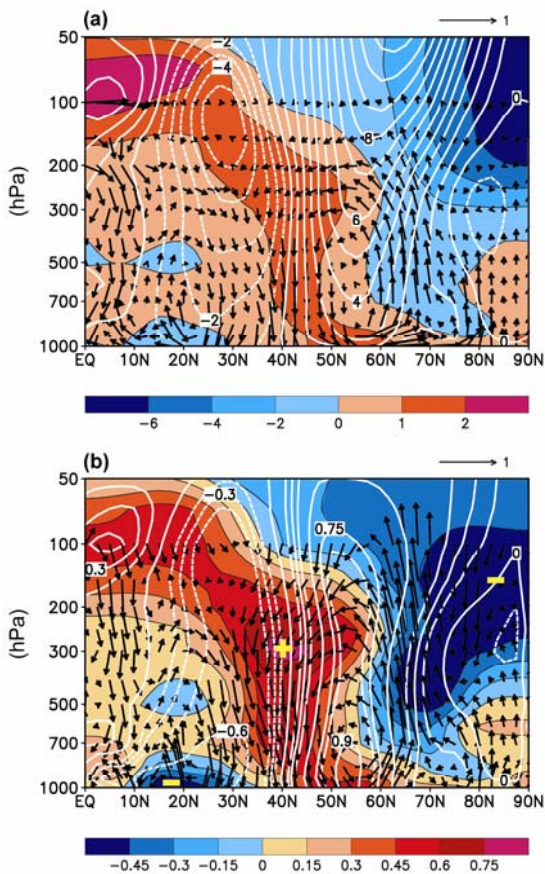
参考文献:

- 范丽军、李建平、韦志刚、董文杰、J. Wang, 2003: 北极涛动和南极涛动的年变化特征, 大气科学, **27**(3), 419-424.
 龚道溢, 王绍武, 2003: 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响, 地理学报, **58**(4), 559-568.
 龚道溢, 朱锦红, 王绍武, 2002: 长江流域夏季降水与前期AO的显著相关, 科学通报, **47**(7), 546-549.
 龚道溢、王绍武、朱锦红, 2004: 北极涛动显著影响我国日气温方差, 科学通报, **49**(5), 487-492.

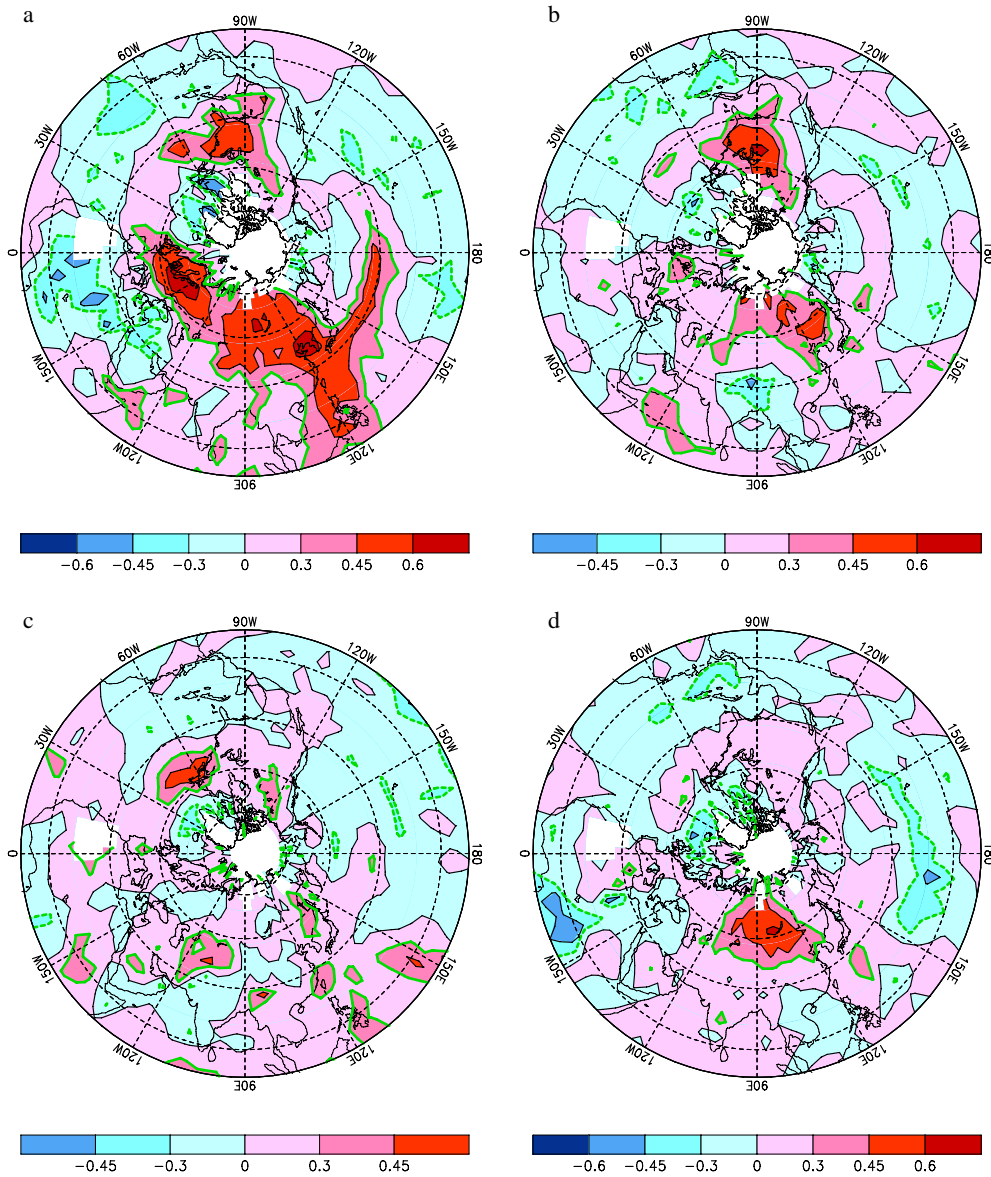
- Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins, and D. B. Stephenson, 2001: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate*, **14**, 3495-3507.
- Ding, R Q, J P Li, S G Wang, and F M Ren, 2005: Decadal Change of the Spring Dust Storm in Northwest China and the Associated Atmospheric Circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, in press.
- Dommenget, D., and M. Latif, 2002: A cautionary note on the interpretation of EOFs. *J. Climate*, **15**, 216-225.
- Gong, D. Y., S. W. Wang, and J. H., Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(10), 2073-2076.
- Kalnay, E. *et al*, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kerr, R. A., 1999: A new force in high-latitude climate. *Science*, **284**, 241-242.
- Li, J. P., and J. Wang, 2003: A modified zonal index and its physical sense. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(12), 1632, doi:10.1029/2003GL017441.
- Lorenz, E. N., 1951: Seasonal and irregular variations of the Northern Hemisphere sea-level pressure profile, *J. Meteorol.*, **8**, 52-59.
- Rossby, C. -G., and Collaborators, 1939: Relations between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and displacements of the semipermanent centers of action. *J. Mar. Res.*, **2**, 38-55.
- Rogers, J. C., 1984: The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1999-2015.
- Thompson, D. W. J, and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Thompson, D. W. J, and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *J. Climate*, **13**, 1000-1016.



彩图 3.2.3 北半球逐月海平面气压场与 (a) 新AO指数 (Li and Wang, 2003), (b) Rossby 纬向环流指数 ZI_R , (c) 来自 EOF 的旧 AO 指数 (Thompson and Wallace, 1998) 和 (d) NAO 指数 (Rogers, 1984) 的相关分布 (1958~2000)。图中阴影区达到 95% 的显著性水平。



彩图 3.2.5 (a) 冬季高 AO 指数年与低 AO 指数年的纬向平均纬向风 (白线)、气温 (彩色阴影) 及垂直环流 (矢量) 的合成差图。(b) AO 指数与的纬向平均纬向风 (白线)、气温 (彩色阴影) 及垂直环流 (矢量) 的相关图。矢量和十、一号的说明见正文。(c) AO 正位相时冬季北半球环流异常的概念示意图。资料年限为 1958~2000。



彩图 3.2.8 AO 指数与地面北半球地面气温场的相关分布 (1958~2000)。
 (a)、冬季 (12~2月); (b) 春季 (3~5月); (c) 夏季 (6~8月); (d) 秋季 (9~11月)。
 图中绿线包围的区域达到 95% 的显著性水平。