李建平，海气耦合涛动与中国气候变化，中国气候与环境演变（上卷）（秦大河主编），北京：气象出版社，2005，324-333.

6.2　海气耦合涛动与中国气候变化

6.2.1 北大西洋涛动

北大西洋涛动（NAO）是北大西洋地区副热带高压（亚速尔高压）和副极地低压（冰岛低压）之间大气质量变化的一种大尺度跷跷板结构（Walker，1924；Wallace and Gutzler，1981）。它是北大西洋地区大尺度大气环流变化的一个主要模态。图 6.4 给出近 130 年来年平均、冬季和夏季的 NAO 指数的变化序列（Li and Wang，2003a），这个 NAO 指数定义为两个代表纬度 35°N 和 65°N 上 80°W～30°E 范围内区域纬向平均的标准化海平面气压差。这两个代表纬度上 80°W～30°E 范围内区域纬向平均的海平面气压分别代表了亚速尔高压和冰岛低压的强度，研究比较表明这是一个最优的 NAO 指数（Li and Wang，2003a），可以很好地反映与 NAO 有关的大气环流变率。这个 NAO 指数实质上是北大西洋地区的一个区域环流指数，它度量了通过中北大西洋上空的平均西风强度。在 NAO 指数处于正位相时，亚速尔高压加强，冰岛低压加深，南北气压差增加，结果北大西洋上空的西风增强，在冬季，这种情况可以导致加拿大东北部和格林兰地区气候冷而干，西欧地区暖而湿，以及美国东部暖和湿。在 NAO 指数处于负位相时，正好相反。NAO 全年都存在，不过，冬季最强，夏季最弱；而且，不同季节的年际

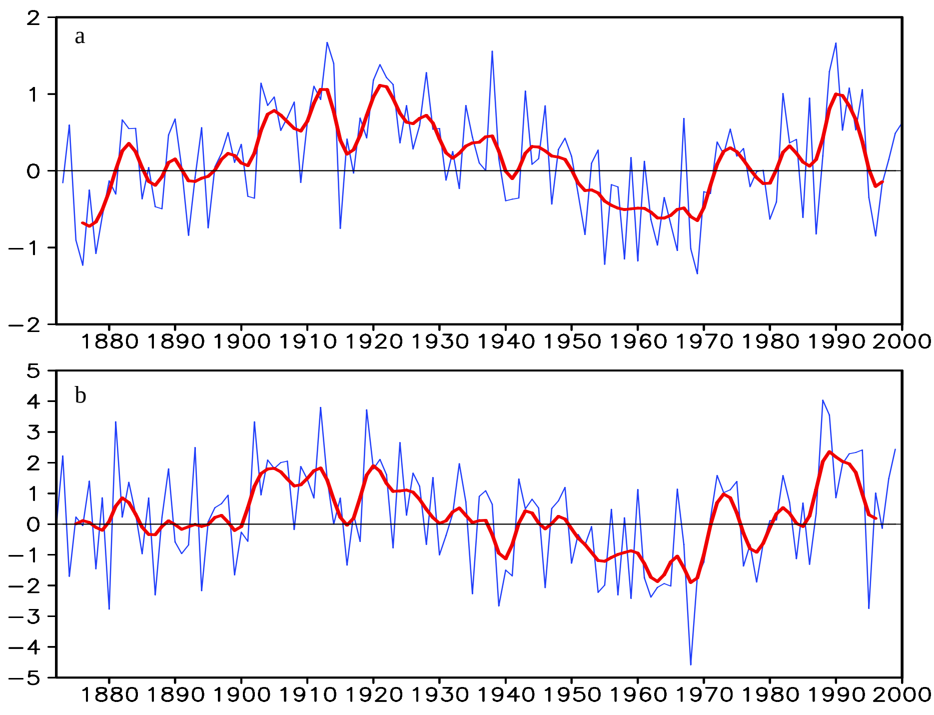


图 6.4　NAO 指数序列（Li and Wang, 2003a）

a. 年平均（1873～2000）；b. 冬季（12～3 月）（1872～1999）。图中的红线是 7 年高斯型滤波曲线

变化也是如此（Li and Wang，2003a）。

从图 6.4 可以看出，除了有明显的年际变化外，NAO 指数还表现出显著的年代际变化特征。冬季 NAO 指数和年的 NAO 指数的变化有很好的一致性，无论是冬季还是年平均，1900 年以前 NAO 指数为相对弱期，1900～1930 年为强的正位相期，1930～1970 年为持续减弱期，20 世纪 60 年代 NAO 指数为近一个多世纪以来的最低值。近 30 年来 NAO 指数的一个突出特征是呈现一个强的上升趋势，且近 20 多年来处于强的正位相时期。这表明在最近 20 多年来，亚速尔高压和冰岛低压异常加强，北大西洋上空的西风增强，西欧地区及美国东部呈暖湿冬季，加拿大东北部和格林兰地区为冷干冬季。

功率谱分析的结果表明（图略），冬季 NAO 指数有一个显著的 10 年左右的周期振荡，此外，在 50～70 年的尺度上也存在一个谱峰。而 50～70 年的周期在年的 NAO 指数是最显著的。这个周期在春季、秋季、夏季的 NAO 指数中也同样存在（图略），表明 50～70 年的周期是不同季节 NAO 指数所共有的一个特征。这些都是 NAO 指数存在明显年代际变化的证据。此外，50～70 年的周期可能是全球气候系统变化的一个普遍现象，因为在其它许多气候要素中也同样存在（Schlesinger and Ramankutty, 1994；Mann et al., 1995；Enfield et al., 2001；龚道溢，2001）。NAO 指数的高频变化，在冬季集中在 2～3 年的周期，在年 NAO 指数上集中在 2～5 年的周期上。

NAO 的年代际变化对中国气候有重要的影响。东亚冬季风的年际和年代际变化与冬季 NAO 有密切关系（Li, Li, 2000；武炳义，黄荣辉，1999；李崇银等，2002）。冬季 NAO 可以通过影响冬季西伯利亚冷高压和东亚大槽来影响东亚冬季风，从而对中国冬季气候发生作用。图 6.5a 和 b 给出了冬季 NAO 指数与北半球海平面气压场和地面气温的相关分布，由图 6.5a 可见，相关场除了在北大西洋地区所反映出的与 NAO 相关联的

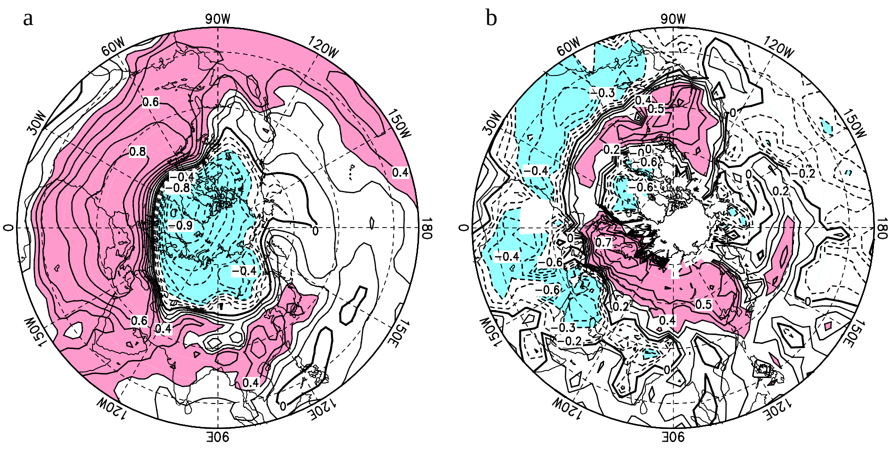


图 6.5　冬季（12～3 月）NAO 指数与北半球海平面气压场（a）和地面气温场（b）的相关分布（1958～2000）。图中阴影区达到 95%的显著性水平

固有结构外，NAO 指数与东亚地区是显著的正相关，与贝加尔湖附近及以北是显著的负相关。这表明当强的 NAO 冬季，西伯利亚冷高压偏弱，东亚大槽也偏弱，因此，其在东亚地区的气压南北梯度减弱，东亚冬季风偏弱，中国北方冬季气温偏高（图 6.5b）。夏季的 NAO 似乎与东亚气候的关系不很明显，只是夏季 NAO 指数与江淮流域气温呈正相关，与华北地区气温呈负相关（图略）。此外，冬季的 NAO 似乎与夏季的中国气候也有一定的关系（王永波、施能，2001），但并不很显著且其中的影响机理也不清楚。

6.2.2 北极涛动

北极涛动（AO）是北半球中纬度和高纬度大气质量变化的一种全球尺度的跷跷板结构。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 AO 的，由于 EOF 方法本身的缺陷，国际上对此存在很大争议，认为它是由 EOF 这种数学方法认为构造出来的，而不是真实存在的现象，因此，北极涛动的真实性被置疑（Ambaum and Hoskins，2001；Dommenget and Latif, 2002；Kerr，1999）。Li 和 Wang（2003b）对 AO 的真实性及其物理本质进行了研究，通过分析他们提出大气环状活动带的概念，这是大气活动中心概念的推广。北半球热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，这两个环状活动带的中心分别位于 35°N 和 65°N。研究表明：这两个环状活动带之间的海平面气压变化存在“跷跷板”结构，这种结构正是 AO 现象。由此，利用这两个环状活动带中心纬度 35°N 和 65°N 上的标准化纬向平均海平面气压差来构造一个新的 AO 指数，其物理意义十分清楚，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。通过与由 EOF 方法定义的旧指数的比较表明（图 6.6），新指数在表征北极涛动的时空特征方面显著地好于旧指数，而且新指数从根本不依赖于 EOF 方法，所以也避免了来自这种数学方法地混淆和争议。

当 AO 处于正位相时，副热带高压带异常加强，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（图 6.7，Li and Wang，2003）。当 AO 负位相时环流状态相反。AO 有明显的季节变化，冬季强，夏季弱（范丽军等，2003）。

图 6.8 给出冬季、夏季和年平均的 AO 指数的变化序列（Li and Wang，2003b）。可见，AO 指数既有明显的年际变化也有显著的低频变化特征。近 130 年来的冬季 AO 指数（图 6.8a）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 6.8b）表现出一个大的低频变化特征，在过

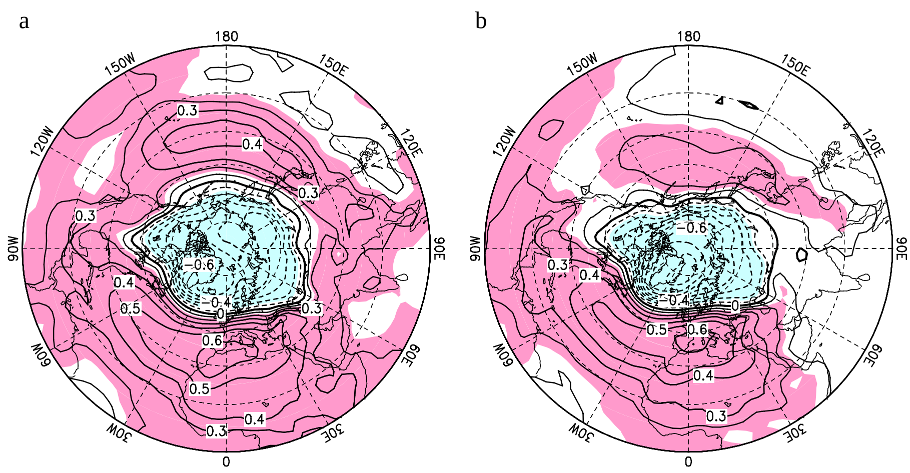


图 6.6　北半球逐月海平面气压场与（a）新 AO 指数（Li and Wang，2003b）和（b）来自 EOF 的旧 AO 指数（Thompson and Wallace, 1998）的相关分布（1958～2000）。图中阴影区达到 95%的显著性水平

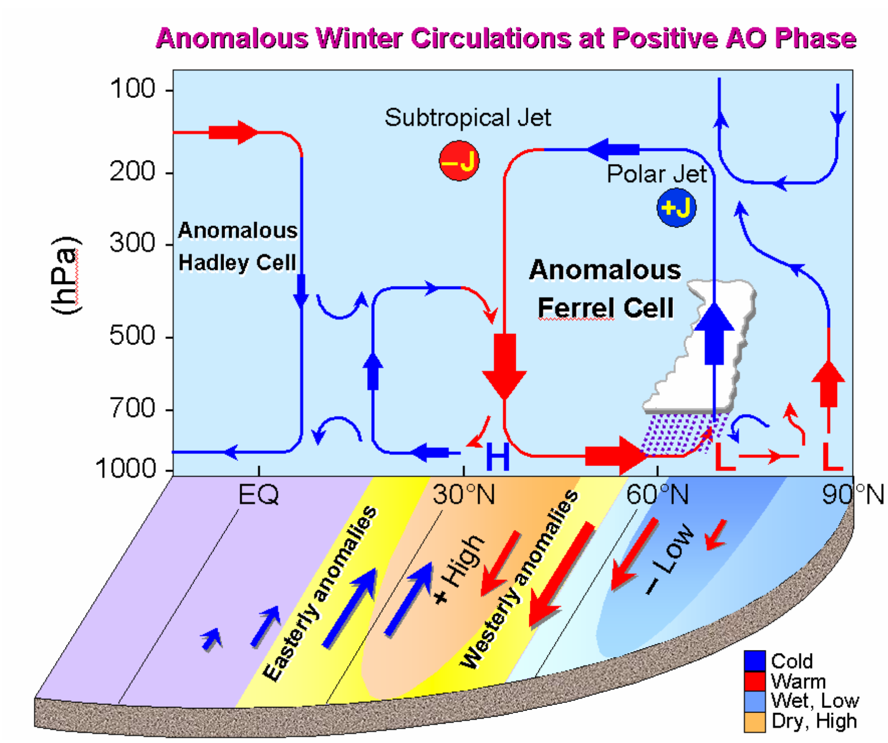


图 6.7　当冬季 AO 正位相时北半球垂直、水平异常环流型概念图（Li and Wang，2003b）

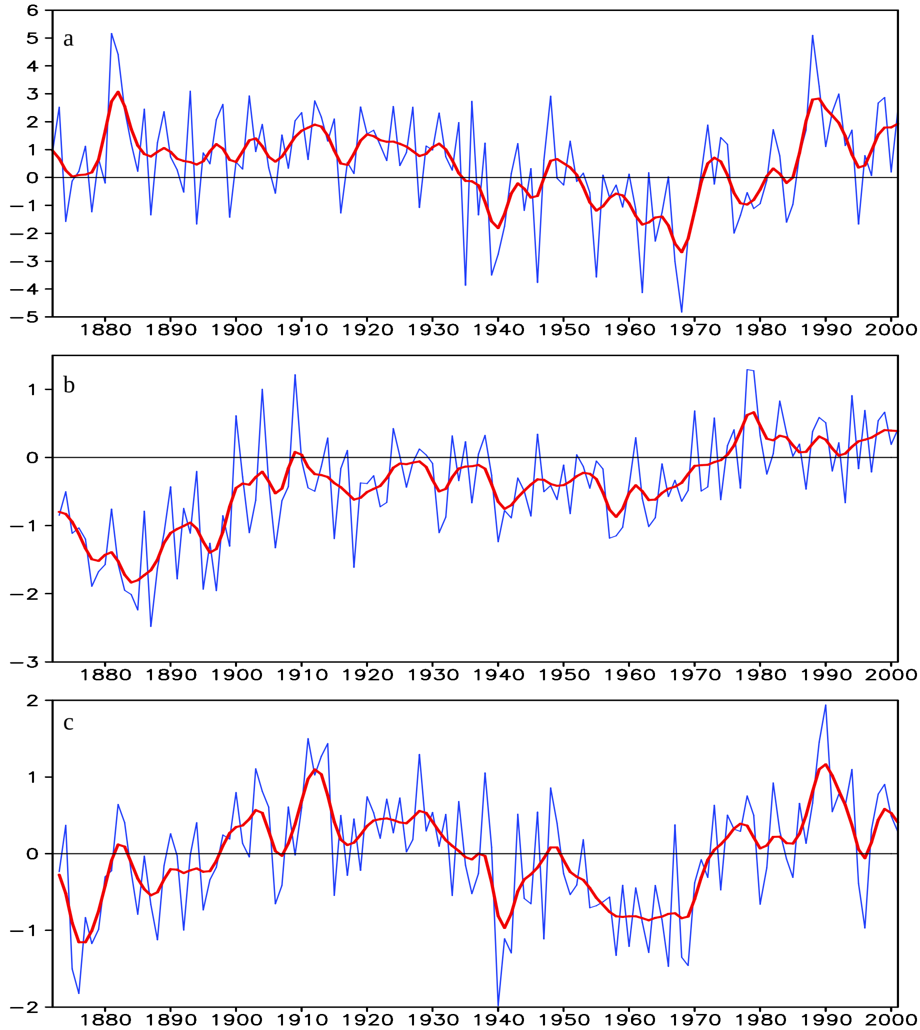


图 6.8　AO 指数序列（Li and Wang, 2003b）

（a）冬季（12～2 月）(1872～2001)；（b）夏季（6～8 月）(1873～2001)；（c）全年（1873～2001)。图中的红线是 7 年高斯型滤波曲线

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。

冬季、夏季和年的 AO 指数的功率谱分析表明（图略），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。年的 AO 指数在 50～70 年尺度上的周期是显著的。这个周期在春季和秋季的 AO 指数中也是显著的，看来与 NAO 指数一样（见上节），50～70 年的周期也是不同季节 AO 指数所具有的一个共同特征。所不同的是，在年的 AO 指数中还存在一个 20 年左右的周期（图略），这是其它季节所不具有的。此外，AO 指数的高频变化，在冬季和年的 AO 指数上集中在 2～3 年以及 4 年左右的振荡，在夏季除了在 2～3 年外，4～5 年的周期是显著的。

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。彩图 26 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，在夏季 AO 指数与中国气温的相关较弱。与 NAO 类似，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关系关系（龚道溢、王绍武，2003）。

虽然夏季 AO 与中国气温的关系不紧密，但是 AO 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。

6.4.3　南极涛动

与北极涛动（AO）类似，南极涛动（AAO）是南半球中纬度和高纬度大气质量变化的一种全球尺度的跷跷板结构。早在 1920 年代末期，Walker（1928）就根据当时为数不多的观测资料指出在横穿智利与阿根廷的海平面高压带和南极威德尔海与别林斯高晋海的低压区之间的气压变化呈现一种跷跷板结构，这可以说是与 AAO 相关联的最早的研究成果。首先正式提出南极涛动这个名词的应当是中国气象学家龚道溢和王绍武（1998），他们定义的 AAO 指数为 40°S 和 65°S 上标准化纬向平均海平面气压差。之后，Nan 和 Li（2003）通过研究使用 40°S 和 70°S 上标准化纬向平均海平面气压差作为 AAO 指数，原因是这两个纬度上的纬向平均海平面气压异常的负相关性强于前者定义中两个纬度上的情况，因此，后者的定义可能更合理些。上述两个纬度是南半球副热带、中纬度地区和高纬度地区的两个大气环流活动带的中心纬度，因此，AAO 指数反映了位于南半球中纬度和高纬度的两个环状活动带之间大气质量变化的涛动强度。当 AAO 正位相和负位相时，在南半球的垂直和水平异常环流会出现与 AO 正、负位相时在北半球出现的异常环流（见上节）的相似情况，只不过是对南半球而已。与 AO 不同的是，AAO 全年各个季节都较强，季节变化不很明显，比 AO 弱（范丽军等，2003）。这可能是由于南半球海陆分布比北半球均匀所致。

图 6.9 给出北半球冬季（12～2 月）、夏季（6～8 月）和年平均的 AAO 指数的变化序列（Nan and Li，2003）。在过去的 50 年间，AAO 指数有明显的持续上升趋势，并发生了一次年代际负、正位相的转换。负、正位相转换时间在北半球冬季、夏季和年平均的 AAO 指数上分别为 1980 年代末期、1970 年代末期和 1980 年代初期。近期，AAO 指数仍有增强的趋势，说明南半球中纬度地区西风环流异常是持续加强的，异常 Ferrel 环流增强，中高纬地区气候以暖湿为主。

对 AAO 指数的功率谱分析指出（图略），在低频变化上，北半球冬季、夏季和年平均的 AAO 指数均有 30 年左右的谱峰，在北半球春季和秋季时的 AAO 指数中也存在（图略），看来这是不同季节 AAO 指数所具有的一个普遍特征。AAO 指数的高频变化，在北半球冬季和年的 AAO 指数上集中在 2～3 年以及 4 年左右的振荡（这与 AO 指数的情

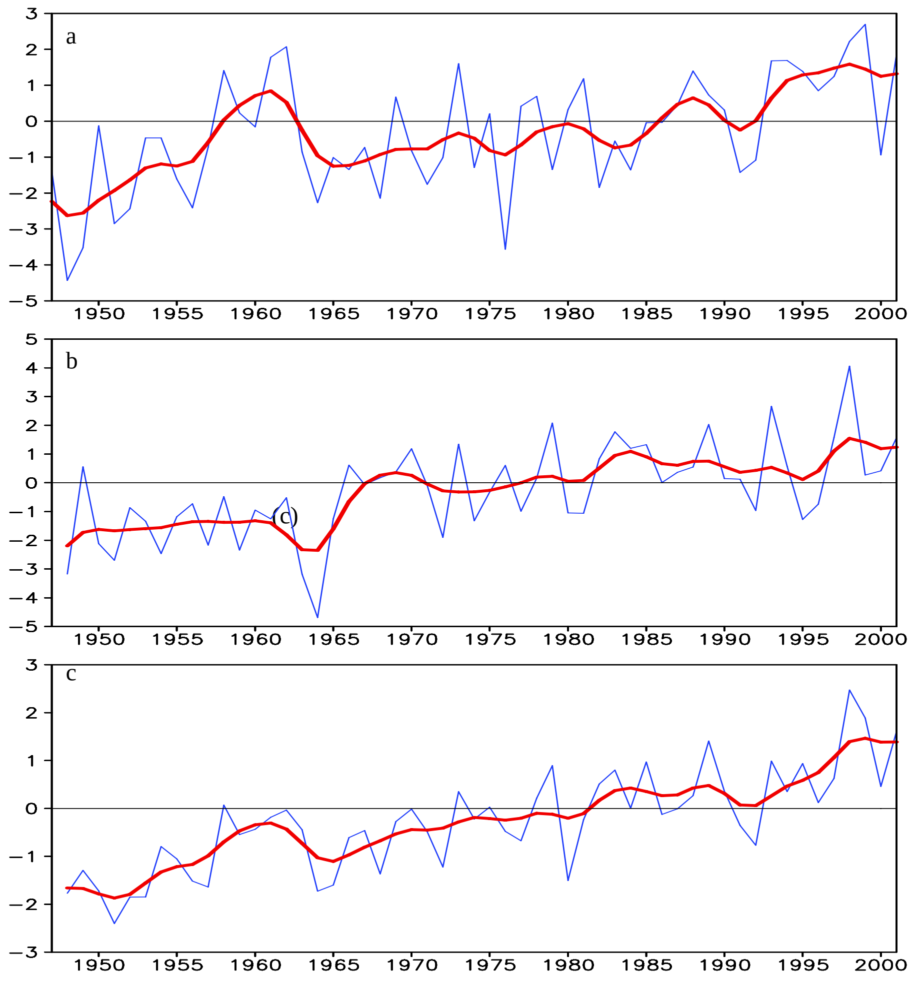


图 6.9　AAO 指数（Nan and Li, 2004）

a. 北半球冬季（12～2 月）（1947～2001 年）；b. 北半球夏季（6～8 月）（1948～2001 年）。

c. 年平均（1948～2001 年）。图中的红线是 7 年高斯型滤波曲线

形相似），在夏季除了在 2～3 年外，还有 7 年左右振荡。

南极涛动对中国夏季气候有显著影响。特别是，北半球春季（4～5 月）时的 AAO 指数与我国长江中下游地区夏季（6～8 月）降水存在超前一个季度的显著正相关关系（Nan and Li，2003）。从春季 AAO 指数与夏季中国降水的相关图上（图 6.10a）可见，长江中下游地区为显著相关区。图 6.10b 表明，北半球春季（4～5 月）时 AAO 指数序列与夏季长江中、下游地区降水序列存在很好同步关系，其中夏季长江中下游地区降水序列是根据图 6.10a 中长江中下游地区的显著相关区中的台站降水的平均得到的。说明春季 AO 偏强（弱）时，夏季长江流域降水偏多（偏少）。而且，在 9 个强的春季 AAO 指数事件（即超过一个标准差的年份），有 8 年长江中下游地区夏季降水偏多；在 9 个弱的春季 AAO 指数事件（即低于负的一个标准差的年份），长江中下游地区夏季降水均偏少。

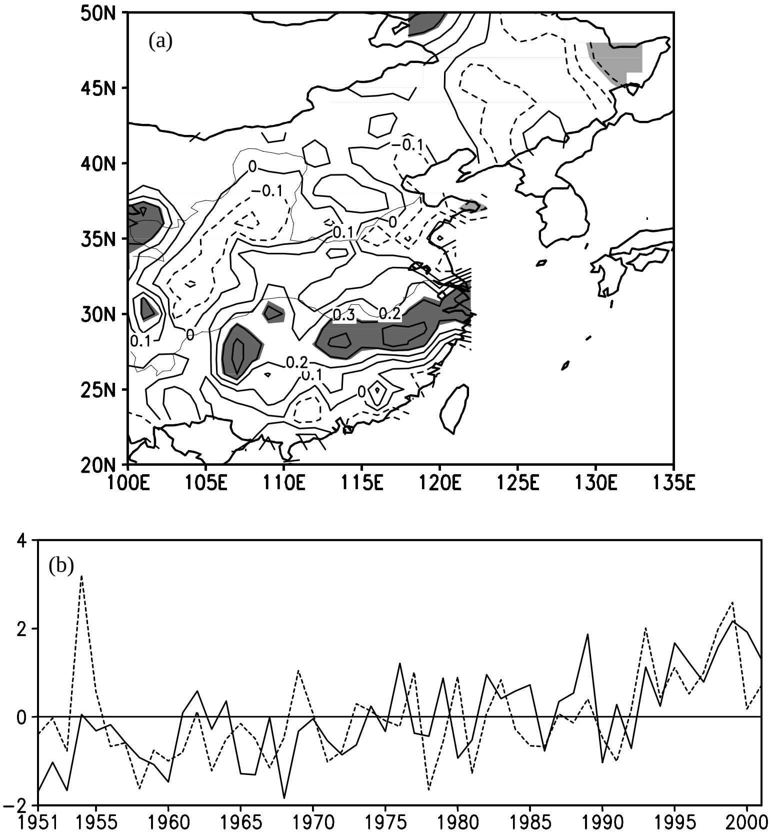


图 6.10　（a）春季（4～5 月）AAO 指数与中国夏季（6～8 月）降水的相关分布（1951～2001）。图中阴影区达到 95%的显著性水平；（b）标准化的春季（4～5 月）AAO 指数（实线）和夏季长江中下游地区降水（虚线）序列（Nan and Li, 2004）

另外，对春季南半球热带外地区海平面气压异常与夏季中国地区降水异常的奇异向量（SVD）分析的第一模态（图 6.11）也表明两者之间有很好的耦合关系：春季南半球热带外地区海平面气压呈现出南极涛动的正（负）位相特征时，对应夏季长江中下游地区降水偏多（偏少）的特征。

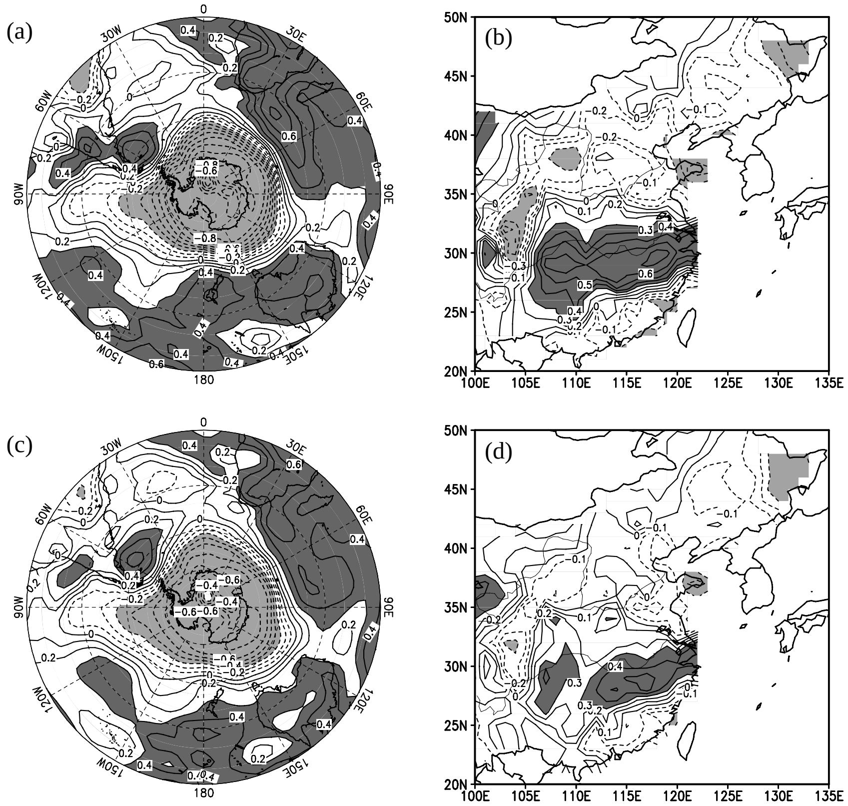


图 6.11　春季（4～5 月）南半球 10°S 以南的海平面气压和中国夏季（6～8 月）降水的 SVD 第一模态。（a）（b）是同质模态，（c）（d）是异质模态。图中阴影区达到 95%的显著性水平。第一模态对应展开系数的时间关系数是 0.81，超过 95%显著性水平（Nan and Li, 2004）。

春季 AAO 的异常可引起夏季东亚地区的环流和水汽条件的异常，从而导致夏季长江流域降水变化（Nan and Li，2003）。当春季 AAO 指数偏强的年份，夏季 850hPa 风场上蒙古高原附近出现一反气旋性异常，黄海附近出现一气旋性异常，在这种配置下在东亚大陆东岸有异常东北气流一直延伸到长江流域，副热带夏季风减弱（图略）。热带地区从 180°E 到中国南海地区存在异常偏东风，到索马里地区转成异常东北风，

热带季风也减弱。并且 AAO 指数与南海季风指数的相关也表明 AAO 加强（减弱）南海季风减弱（加强）。500hPa 上西太平洋副热带高压强度加强，西伸脊点比正常年份偏西 10 个经度（图略）。这些都为长江中下游地区夏季降水偏多提供了有利环流条件。另外，春季 AAO 指数偏强的年份长江中下游地区对流层中低层水汽含量增大，向上的垂直运动加强，水汽通量辐合加强（图略），这些都是有利于长江中下游降水偏多的水汽条件。春季 AAO 指数偏低的年份在东亚地区的环流和水汽条件同上面正好相反。上述结论说明春季 AAO 的变化和夏季长江中下游的降水确实存在很好的正相关关系，当前期春季南极涛动处于正位相时，东亚夏季风偏弱，西太副高偏强偏西，长江中下游地区夏季降水偏多；反之亦然。因此，这一发现为长江中、下游地区夏季降水的预报提供了一个新的非常有价值的预测信号。不过，春季 AAO 的变化如何影响夏季长江中下游地区降水的深层次的途径和机理仍需要进一步深入研究的。

参考文献

Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins, and D. B. Stephenson, 2001: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate*, **14**, 3495-3507.

Dommenget, D., and M. Latif, 2002: A cautionary note on the interpretation of EOFs. *J. Climate*, **15**, 216-225.

Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nuñez, and P. J. Trimble, 2001: The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(10), 2077-2080.

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.

Kerr, R. A., 1999: A new force in high-latitude climate. *Science*, **284**, 241-242.

Li Chongyin and Li Guilong, 2000: The NAO/NPO and interdecadal climate variation in China. *Adv. Atmos. Sci.*, 17, 555-561.

Li Jianping and J. Wang, 2003: A new North Atlantic Oscillation index and its variability, *Adv. Atmos. Sci.*, **20**(5), 661-676.

Li Jianping, and Julian 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.

Mann, M. E., J. Park, and R. S. Bradley, 1995: Global interdecadal and century-scale climate oscillations during the past five centuries. *Nature*, **378**, 266-270.

Nan Sulan and Li Jianping, 2003: The relationship between summer precipitation in the Yangtze River valley and the previous Southern Hemisphere Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24), 2266, 10.1029/2003GL018381.

Schlesinger, M. E., and N. Ramankutty, 1994: An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. *Nature*, **367**, 723-726.

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.

Walker, G. T., 1924: Correlations in seasonal variations of weather IX. *Mem. Indian Meteor. Dept.*, **24**, 275-332.

Walker, G. T., 1928: World weather, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 54*, 79-87.

Wallace, J. M., and D. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.

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，1998：南极涛动，科学通报，**43**(3)：296-301.

龚道溢，2001：大气环流的长期变化，现代气候学研究进展（王绍武主编），北京：气象出版社，329～342.

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.

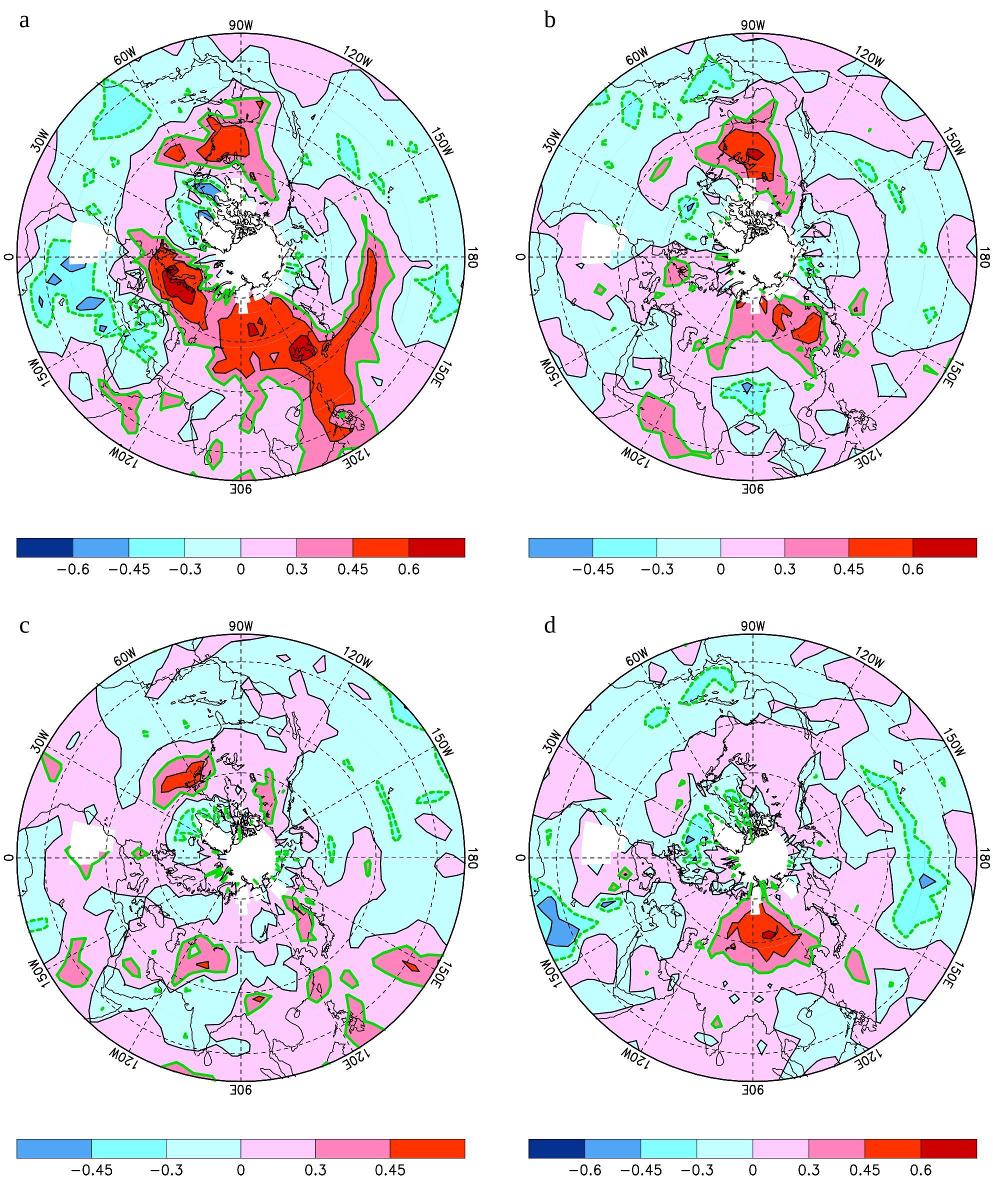
龚道溢，王绍武，2003：近百年北极涛动对中国冬季气候的影响，地理学报，**58**(4), 559-568.

龚道溢、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（接受待刊）

李崇银、朱锦红、孙照渤，2002：年代际气候变化研究，气候与环境研究，7（2），209～219.

王永波、施能，2001：近 45a 冬季北大西洋涛动与我国气候的关系，南京气象学院学报，**24**，313～322.

武炳义、黄荣辉，1999：冬季北大西洋涛动极端异常与东亚冬季风，大气科学，**23**，641～651.



彩图 26　AO 指数与地面北半球地面气温场的相关分布（1958～2000 年）
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