

南京信息工程大学

博士学位论文

南北半球际大气涛动及其与中国气候异常的联系

姓名：卢楚翰

申请学位级别：博士

专业：气象学

指导教师：管兆勇

20090501

摘 要

利用 NCEP/NCAR 再分析资料,对南北半球际大气涛动(IHO)季节、年际及趋势变化的时空特征及其与夏季风异常、我国春季气候异常的联系进行了诊断研究,并且使用 AMIP II 模式资料进行验证。主要采用相关分析、差值合成和自然正交函数分析等诊断方法,得到以下主要结论:

1) IHO 季节循环明显,其季节变化与全球范围大气质量的重新分布相关,其中对 IHO 贡献最大的地表气压扰动出现在中纬度地区。半球水汽质量及越赤道质量流在南北半球亦表现出反相变化的季节循环特征,它们是影响 IHO 季节循环的两个主要分量。由半球内水汽的质量变化,引起两半球间空气密度的差异,可产生越赤道质量流 I_1 ,且 I_1 与半球空气质量变化位相一致。辐射加热为季节 IHO 的主要外强迫因子。

2) 冬、春、秋季的南北涛动年际变化特征主要表现为两半球中高纬地区大气异常质量的“翘翘板”特征;而夏季 IHO 的水平分布及垂直结构均与其它三个季节有着较大差别,其地表气压正的大值区主要集中于东半球的 30°S - 60°N 区域。IHO 指数与大气质量异常分布联系密切,其与四季地表气压的相关系数在全球大部分区域均出现高值区,南(北)半球以负(正)相关为主。同时,IHO 与地面气温、低层风场均有着较好的相关关系。

3) 由 E、N 两种再分析资料分析的 IHO 指数总体均呈上升趋势,N 资料的上升趋势更为明显。两种再分析资料的地表气压均在两半球中高纬度呈明显的下降趋势,且南半球中高纬度比北半球中高纬度下降更明显,地面气温的趋势变化是造成地表气压趋势变化的主要原因。

4) 夏季 IHO 与 30°S - 60°N 纬带及南极地区的低层大气环流有着显著联系,其所对应风场在北半球西非、里海及蒙古区域出现三个闭合气旋,IHO 指数正位相对东亚夏季风和西非夏季风具有推进作用,其与夏季风关系密切。IHO 相应的半球局地异常非绝热加热的遥相关分布是 IHO 联系低层大气环流变化,对夏季风产生作用的可能机制。

5) 春季 IHO 与我国同期气候异常联系密切,表现为我国站点地面气压、地面温度以及相对湿度均与 I_{IHO} 有较好相关,春季 IHO 与我国春季西北地区沙尘

暴的发生频数相联系。正位相春季 IHO 有利于西伯利亚高压的加强,且 60°E 至 150°W 纬向风存在着由北极延伸至南极的经向遥相关结构,在亚洲地区表现为正西风异常,对我国地区冷空气活动产生影响。

6) 大气模式对比计划中 (AMIP II) 的 12 个模式均能模拟出两半球平均大气质量的反位相变化,但是各模式的年变程以及变化位相有着明显差异,其中 gfdl_cm2_1、miroc3_2_medres 和 ukmo_hadgem1 对于 IHO 的季节变化模拟能力最好,三者与 NCEP 和 ERA40 这两种再分析资料结果相一致。各模式 1、7 月份纬向平均的地表气压在 40°S - 40°N 区间内与再分析资料接近,而在中高纬度则存在较大差异,其中 1、7 月份模拟效果最好的模式分别为 gfdl_cm2_1 与 iap_fgoals1_0_g。

关键词 南北半球际大气涛动 (IHO), 中高纬度环流异常, 夏季风, 中国春季气候异常, AMIPII

Abstract

In the context of 1958-2006 NCEP/NCAR reanalysis along with AMIP model outputs, a diagnosis is undertaken of the spatio-temporal distributions of the seasonal, interannual variations and trends of inter-hemispheric oscillations (IHO) in the air mass field and their relationships with anomalies of summer monsoon and spring climate in China. By employing correlation analysis, compositing difference method and EOF decomposition in the main, we arrive at the following conclusions.

1) IHO experiences a pronounced seasonal cycle that is related to the redistribution of global atmospheric mass, and the greatest contribution to IHO is made by midlatitude surface pressure disturbances. The hemispheric vapor mass and cross-equatorial mass flow display their seasonal cycles in an opposite way between the hemispheres, acting as the primary components influencing IHO seasonal cycle. Change in hemispheric vapor mass is responsible for the difference in air density between the hemispheres, thereby causing cross-equatorial mass flow I_1 , which changes in the same phase as hemispheric air mass. Radiative heating is the main external forcing factor for IHO seasonal cycle.

2) The interannual IHO variability in winter, spring and autumn is exhibited chiefly as a see-saw of air mass anomaly at extratropics of both hemispheres, but the summer IHO variation differs distinctly from the counterparts in the other seasons in horizontal and vertical structures, with positive-value zones of surface pressure distributed largely at $30^{\circ}\text{S} - 60^{\circ}\text{N}$ of the eastern hemisphere. The IHO indices bear a close relation to the anomaly of air mass in all the four seasons, with their correlativity with surface pressures showing significant coefficients in much of the globe, dominated by negative (positive) values in the southern (northern) hemisphere. In addition, IHO is in good correlation with surface temperature and low-level winds.

3) The IHO index sequences analyzed by ERA40 and NCEP reanalysis data display a rising trend, on the whole, particularly by the NCEP data. The surface pressures dealt with by these two datas display noticeable decreasing trends at hemispheric mid-high latitudes, with the greater drop at southern than the northern extratropics. The change in surface temperature is the primary cause for the trends of surface pressure variation.

4) In summer, IHO bears a close relation to low-level circulations in $30^{\circ}\text{S}-60^{\circ}\text{N}$ of the eastern hemisphere as well as Antarctic latitudes, with the winds-associated three closed cyclones in the North Hemisphere seen in West Africa, the Caspian and Republic of Mongolia. And the situation favors the advance of summer monsoon in

East Asia and West Africa when IHO index is positive. The teleconnection pattern of IHO-associated local anomalous non-adiabatic heating in a hemispheric is the result in the change in IHO-related atmospheric circulations at low levels, which may act as the candidate mechanism for summer monsoon.

5) In spring, IHO index (I_{IHO}) is intimately related to the climate anomaly in China on a synchronous basis, as shown in station surface pressure, temperature and relative humidity in China as well as the annual frequency of sandstorms in its northwestern portion in the this season. The positive phase I_{IHO} in spring leads to an intensified Siberian high, and a meridionally teleconnection structure of zonal winds in 60°E - 150°W extending from the North to South Pole, with the winds shown as positive departure of westerlies over Asia, exerting impacts on cold air activities in China.

6) 12 models of AMIP II are utilized for comparison on seasonality of IHO. They succeed in imitating the see-saw characteristic of hemispheric mean air mass, differing vastly in yearly range and phase among them, whereof `gfdl_cm2_1`, `miroc3_2_medres` and `ukmo_hadgem1` give the best modelings of IHO seasonal variations and their simulations agree with NCEP and ERA40 reanalysis Data. Besides, for all the 12 models their zonally averaged surface pressures in January and July are close to those of the reanalysis data in 40°S – 40°N , differing distinctly at mid – higher latitudes. Models that give the optimal modelings of surface pressure for January and July are `gfdl_cm2_1` and `iap_fgoals1_0_g`.

Key words: Interhemispheric Oscillation(IHO) , anomalous circulations at extratropics, summer monsoon, climate anomaly of spring climate in China, AMIP II

独创性声明

本人声明所呈交的论文是我个人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。本论文除了文中特别加以标注和致谢的内容外，不包含其他人或其他机构已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得南京信息工程大学或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

学位论文作者签名：_____ 签字日期：_____

关于论文使用授权的说明

南京信息工程大学、国家图书馆、中国学术期刊（光盘版）杂志社、中国科学技术信息研究所的《中国学位论文全文数据库》有权保留本人所送交学位论文的复印件和电子文档，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存论文，并通过网络向社会提供信息服务。本人电子文档的内容和纸质论文的内容相一致。除在保密期内的保密论文外，允许论文被查阅和借阅，可以公布（包括刊登）论文的全部或部分内容。论文的公布（包括刊登）授权南京信息工程大学研究生部办理。

☐ 公开 ☐ 保密（____年____月）（保密的学位论文在解密后应遵守此协议）

学位论文作者签名：_____ 签字日期：_____

第一章 绪论

1 研究背景及重要性

我国幅员辽阔,气候复杂,气象灾害种类多,频数高。南方时有严重旱涝、北方时有沙尘暴等恶劣天气,频发多样的气象灾害给人民生命财产及社会可持续发展带来了严重影响。例如,2008年初发生在我国南方大部分地区的持续性大范围低温雨雪冰冻灾害事件;2006年夏季出现在四川、重庆地区的持续性高温天气等等,均对社会经济及人民群众生活造成严重影响和损失。此外,随着社会发展及城市化进程的加快,某些气象事件虽然并不极端,但其造成的损失及影响越来越大,如降雪对机场航班及高速公路、城市交通安全等方面都造成重大影响(张庆云,陶诗言等 2008)。因此,研究复杂的天气气候形成机理和变化规律,提高预测水平,服务于防灾减灾,是我国气象学家的长期而艰巨的任务。

灾害性天气气候的发生与气候系统的低频变率有关。近几十年来,气候系统低频变率受到越来越广泛的重视(叶笃正,黄荣辉等 1996;李崇银 2000;王绍武 2001)。在热带地区,对流层大气变化主要受到季节内振荡(MJO; Madden and Julian 1994)以及厄尔尼诺和南方涛动(ENSO)的影响(陈隆勋等 1991; 叶笃正,黄荣辉等 1996; Mcphaden, Busalacchi et al. 1998; 李崇银 2000; 王绍武 2001; 张人禾,周广平等 2003);而在中高纬地区,北大西洋涛动(NAO)以及北太平洋涛动(NPO)是与不同时间尺度的大气活动中心变化相联系的两个主要模态(Hurrell 1995; Minobe 1999);太平洋-北美遥相关型(PNA)以及太平洋年代际涛动(PDO)被认为是北半球气候系统中的强信号(Wallace and Gutzler 1981; Mantua, Hare et al. 1997);北极涛动(AO)和南极涛动(AAO)现象亦颇受关注(Thompson and Wallace 1998; Gong and Wang 1999; Kidson 1999; Deser 2000; Kodera and Kuroda 2000; Wallace 2000),我国学者在此方面也做了大量杰出研究。但是除了ENSO外,这些低频现象多数发生在半球范围内。

然而,南北半球之间存在着相互作用,如ENSO、越赤道气流(Findlater 1969; 钱永甫,王谦谦等 1987; 管兆勇,林春育 1989; 陈隆勋等 1991)以及与之相关的

Hadley环流季节调整带来的跨半球交换(Bowman and Cohen 1997)等等。由于全球大气质量基本守恒,赤道可被看成特殊边界,大气质量在南北半球间重新分布将具有重要意义。Guan和Yamagata (2001)分析发现,南北半球间可以存在全球空间尺度的大气质量重新分布[简称“南北涛动”(IHO)],这种扰动的强信号主要集中在南半球和北半球的中高纬度。我国地处东亚季风区,受到低纬和中高纬环流的共同影响。研究中高纬度气候变率,以IHO的现象和机制研究为基础,进一步探讨其与AO、AAO、ENSO、东亚季风等现象之间的联系,将对认识我国乃至全球气候变化规律并提高预测水平具有重要科学意义及应用参考价值。

2 国内外研究现状

2.1 大气质量研究回顾

2.1.1 地表气压的研究意义

地表气压(P_s)是气象学家监测及研究的重要气象要素,是描述气候变化的重要参数(Toumi, Hartell et al. 1999),其自身演变反映着大气质量的分布以及大气环流的变化。在重力加速度随高度及纬度改变引起的变化相对较小前提下, P_s 正比于大气质量。在目前基于大气质量守恒框架下的数值模拟及再分析资料同化中,地表气压是一个敏感的积分值(Hoinka 1998),其模拟效果是评价模式的一个重要参数。早期学者常使用海平面气压(SLP)估算大气质量及其变化(杨鑑初 1956; Trenberth 1981),由于SLP已被人为地订正至海平面,在有地形的区域不能代表大气质量,而且早期的观测资料也不如现在的资料覆盖面大且可靠性好。近年来,得益于全球资料的累积和多种全球格点再分析资料的获得[NCEP(Kalnay, Kanamitsu et al. 1996)、ERA40(Uppala, Kallberg et al. 2005)、JRA25(Onogi, Tsuyuki et al. 2007)等],众多学者开始使用 P_s 以及水汽压研究全球及半球间大气质量变化。

P_s 体现了地球表面地形的高低,其所决定的大气质量分布,描述了大尺度大气环流。由于 P_s 本质上是一个垂直积分量,它受到来自地面以上的各种物理过程的影响。例如,相对低的 P_s 通常意味着正的加热异常,而相对高的 P_s 则与冷却及下沉运动相关。这点在比较时间平均的大气质量场与垂直积分的非绝热

加热率时得以验证。大气冷却通常对应高 P_s 区域如海洋高压区和冬季大陆，而加热则对应低 P_s 区域如夏季大陆和热带地区(Boer and Sargent 1985; van den Dool and Saha 1993; Chen, Chen et al. 1997)。

大气质量的季节性重新分布与季风的季节变化是密切联系的。 P_s 场的变化将引起垂直积分的大气质量通量的变化(van den Dool and Saha 1993)，且 P_s 场很大程度上决定着近地表的风场，即使是在低纬度地区(Murphree and Van den Dool 1988)。

大气质量的分布能对行星角动量平衡产生着影响(Peixoto 和 Oort 1992)，同时由于角动量的守恒性，大气质量分布的改变将引起其它地球物理成分动量的变化，将导致地球不规则的转动，并将影响行星内部的结构(Barnes, Hide et al. 1983)。极移是学者们研究地球与大气间角动量交换所关注的现象，大气质量经向上的重新分布对激发高频振动的极移——“快速极移”(Salstein and Rosen 1989; Nastula and Salstein 1999)起着关键作用。如在 1999 年，Nastula 和 Salstein 发现欧亚地区的大气质量显著振荡引起了快速极移(Nastula and Salstein 1999)。

大气与地球物理系统中其它成分的相互动力作用可通过大气边界层的垂直压力发生。例如，海平面高度变率高度依赖于 P_s ：数天以上时间尺度的海洋类似于一个相反的气压计，即当 P_s 增加 1hPa 时，海洋表面将大约下降 1cm；而陆地上也承载着大气压力，它将导致地表不同程度的压缩(vanDam, Blewitt et al. 1994)。此外，大洋的水压叠加着表面的大气压，两者的混合效应随之改变，使得其它信号如后冰回弹现象得以模拟(Spada, Antonioli et al. 2004)。

2.1.2 大气质量的季节变化

1981 年，Trenberth 利用 SLP 估算 P_s ，并给出了全球及半球大气质量的基本季节变化特征(Trenberth 1981)。他估算的全球平均 P_s 为 984.68hPa，存在年变程为 0.5hPa 的季节变化，其数值在北半球夏季达到最大，冬季降至最小；全球平均水汽质量季节变化的年变程及季节变化位相都与大气质量的变化相对应，水汽质量的季节变化是大气质量变化的主要分量，由此验证了全球平均干空气质量基本守恒。半球大气质量在冬季最大，夏季最小；半球间质量交换在转换季节（春、秋两季）达到最大值。值得注意的是，利用 SLP 或位势高度资料估算

P_s , 会存在一定的不确定性(Trenberth 1981; Trenberth, Christy et al. 1987)。之后, 学者们利用各种再分析资料中的 P_s 研究大气质量的季节变化(Chen, Chen et al. 1997; Hoinka 1998; Trenberth and Smith 2005), 所得结果与 Trenberth (1981) 基本一致。

大气质量的季节性分布调整影响着大气质量辐散通量, 根据 van den Dool (1993), 在不考虑水汽变化条件下, P_s 的局地变化 ($\partial p_s / \partial t$) 正比于大气质量辐散通量, 由后者可以清楚看出全球范围内大气质量的传输方向及大小的季节变化。Gordon 在 1953 年提出了利用 P_s 推算质量辐散通量的假设(Gordan 1953), 此后, Oort 首先计算了赤道处纬向平均的经向质量通量(Oort 1983), Trenberth 计算了各纬度上的纬向平均的经向质量通量(Trenberth, Christy et al. 1987), 均证实半球间大气质量交换在转换季节(春、秋两季)达到最大值。利用气候模式的模拟结果, van den Dool (1993) 由 $\partial p_s / \partial t$ 推算出全球 2 维的大气质量通量, 在 3、4 月大气质量主要堆积于亚洲中南部, 主要输送来自北半球太平洋, 南半球主要表现为自中纬度区域向副热带区域经向输送的质量流; 10、11 月与之相反。1997 年, Chen 引入水汽源汇的季节变化, 指出 P_s 与水汽压 (P_w) 的季节变化相反, 它们分别由大气质量输送及水汽质量输送所维持, 而由积云对流形成水汽汇, 导致了潜热的释放, 是驱动全球质量辐散环流的机制(Chen, Chen et al. 1997)。

2.1.3 大气质量的季节内变化

1988 年, Holl(Holl, Wolff et al. 1988)利用 SLP 计算了半球间的大气质量交换, 发现存在时间尺度为数天至一周, 量值达数百帕的半球际大气质量交换, 且交换在北半球冬季较为明显。Christy 等(Christy, Trenberth et al. 1989)研究逐日 ECMWF 全球地表气压, 发现北半球平均大气质量值在季节内尺度上存在显著的方差振荡, 并由功率谱分析得到峰值为 40 及 64 天的显著周期, 且在小于 20 天尺度上亦较为显著。Carrera 和 Gyakum (2003)利用 NCEP 资料研究发现 1968-1997 年内存在 25 次, 时间尺度为 9 天的北半球干空气质量显著降低事件, 并指出这些事件的发生伴随着半球际的大气质量交换, 将引起全球范围内的大

气质量分布。

观测表明,区域的大气质量异常伴随着半球际大气质量的交换(Trenberth 1986)。Trenberth (1986)发现在1979年6-8月的南太平洋以东新西兰区域附近出现了两次阻塞事件,而在该年的同期南半球的平均SLP距平由-0.55上升至0.62hPa。Christy等(Christy, Trenberth et al. 1989)发现当半球平均大气质量异常事件发生时,将导致局部区域的大气异常质量重新分布;他们指出越赤道质量流对局部地区大气质量异常的维持起着重要作用。Carrera和Gyakum (2003)指出当北半球平均干空气质量持续减少事件发生时,将伴随阿拉斯加湾气旋生成,以及南亚及北美的气压涌升。

2.2 南北半球间大气相互作用研究回顾

2.2.1 南北半球间大气相互作用国内外研究进展

早在20世纪30年代李宪之(气象学编委会 1955)突破了“赤道无风带”这一传统的地理气候概念,指出南北两半球间大气有相互作用,北半球冬季寒潮可以越过赤道侵入南半球澳大利亚北端;而南半球冬季寒潮也可引起北太平洋台风发生发展。五十年代,杨鑑初在利用SLP计算北半球大气质量和估算南北半球大气质量交换时,推测出太阳辐射对半球的加热造成了南北半球间的输送(杨鑑初 1956)。陶诗言等指出南北半球间环流关系密切,尤其在东亚低纬度经向环流期间,南半球(特别在澳洲)也盛行经向环流,并且在澳洲附近从南半球向北半球的质量输送也最强烈(陶诗言,徐淑英等 1962)。随着气象观测站的增多,尤其是高空测风站网的建立和通过气象卫星云图得到的观测图像,南北两半球间大气存在相互作用得以完全证实。从气候学上看,在低空,南亚夏季风以及部分东亚夏季风的源头,证实来自南半球热带印度洋的越赤道气流,而东亚夏季风的另一源头则是在印度尼西亚从苏门答腊到苏拉威西的越赤道气流;在高空,则有近于反方向的越赤道气流(Chang and Krishnamurti 1987; Ding 1994; Zeng, Zhand et al. 1994; Krishnamurti 1996; Lau, Ding et al. 2000)。

近年来,曾庆存和李建平(2002)就南北半球相互作用和热带季风及越赤道气流的本质开展研究,分析认为:大气环流的季节变化和越赤道气流及两半球的

相互作用首先是由于赤道面与黄道面有交角而使太阳辐射有年变化所致,行星热对流环流是热带季风的“第一推动力”,而地表面特性差异(海陆热力特性差异以及地形高度等)所导致的准定常行星波为“第二推动力”,“第一、二推动力”合拍是亚澳季风较强的主要原因。

南北半球的相互作用已有许多研究,如越赤道气流、ENSO现象以及存在争论的热带大西洋海温的半球际涛动现象等。其中,越赤道气流是两半球大气相互作用的重要纽带。上世纪20年代,Simpson(1921)在研究印度地区西南季风时,首先注意到印度洋低空越赤道气流的存在,并把它与亚洲大陆的低压和南印度洋上高压的存在相联系。李宪之(1955)在30年代就指出南半球冷空气爆发对西太平洋热带气旋形成起到重要作用。60年代末Findlater(1969)发现索马里低空急流以来,许多学者对越赤道气流进行了大量的研究。在整个赤道上空,位于 40°E 附近的越赤道气流最强,且对亚洲夏季风有显著影响。Ji和Ribaldi (1984)用数值试验研究了来自南半球的越赤道气流与东亚地区风场和降水之间的关系,指出东非地区的越赤道气流变化会在一候以后影响到东亚地区。李崇银和吴静波 (2002)的研究认为,索马里跨赤道南风气流的稳定建立导致赤道印度洋地区西风的持续加强和向东扩展,并最终导致南海夏季风的爆发。王会军和薛峰 (2003)分析了索马里急流影响东亚气候的可能物理机制,指出索马里急流强度的变化首先会直接影响越赤道向南亚季风区和东亚季风区的水汽输送量,从而影响那里的水汽供应和降水量变化;其次,索马里急流的变化可以直接影响西南季风,进而影响东亚气候;再次,索马里低空急流的变化会同时导致高空经向气流的变化,它的变化会与南亚高压相联系,再配合低层西南季风气流的变化引起高低层辐合辐散的变化,从而影响东亚气候。澳洲越赤道气流也是亚洲季风的重要组成部分,是动量和水汽输送的重要通道,其与亚洲季风、夏季降水以及台风等重要天气关系密切(Xie, Seung et al. 1998)。梁必骥等(1983)指出, 105°E 越赤道气流的加强,有利于中南半岛、南海和西太平洋低纬地区热带西南季风的发展。陶诗言等(陶诗言, 何诗秀 et al. 1983)指出,在华南前汛期,影响华南降水的切变线南侧的西南气流,部分来源于 80°E - 90°E 附近的越赤道偏南气流;入梅时首先是该支越赤道气流影响南海ITCZ建立,而梅雨期间也对南海ITCZ的发展和维持有重要作用。卢春成等(卢春成, 罗会凯等 1990)分析了1978年夏季

850hPa环流变化,指出盛夏季节东南亚地区存在三条明显的越赤道气流通道,分别位于 105°E 、 125°E 、 145°E 附近,三条越赤道气流最大频率中心线正好与辐合带中的多台风的平均位置相对应。近年来,美洲越赤道气流的重要性也引起关注。Wang和Fu (2002)指出美洲越赤道气流强度和南美降水的月内、季内、年际变化都存有较好的相关。

南北半球的相互作用主要是冬半球影响夏半球为主,其中尤以越赤道气流及季风最为典型,必然对夏半球大气环流及区域气候产生影响。例如,王凤娥(王凤娥 1991)指出冬季有四支白北半球越过赤道直接进入南印度洋的越赤道气流,其中以 45°E 和 105°E 处为最强。冬季风期间两半球之间动量与质量相互交换,主要集中在 80°E - 120°E (李曾中,杨麟美等 1994)。学者们认为东南亚向南的大气质量涌升伴随中国区域对流层低层温度下降(Slingo 1998; Compo, Kiladis et al. 1999),将直接或间接的增强半球际相互作用,导致南半球热带及副热带的响应(Williams 1981; Davidson, McBride et al. 1984; Kiladis, Meehl et al. 1994; Suppiah and Wu 1998)。最近, Carrera,和Gyakum (2003, 2007)研究了当北半球干空气质量持续下降的显著事件发生时,南亚气压涌升对南半球热带及副热带区域的直接和间接影响;指出当事件发生时,在西伯利亚高压强度达到最大的4天后,澳大利亚北部季风槽区对流显著增强,纬向气压梯度加强,使得低层西风爆发增强,对澳大利亚夏季风爆发产生影响(Carrera and Gyakum 2007)。在北半球夏季,对应着澳大利亚冬季风活跃期、马斯克林高压和澳大利亚高压发展强大,同期南极涛动(AAO)亦最为强盛,它们均对北半球的东亚夏季风及东亚地区降水产生显著影响(施宁,施丹平 et al. 2001; 薛峰,王会军等 2003; Qin, Wang et al. 2005)。此外,范可和王会军 (2006)研究了南极涛动的年际变化及其对冬春两季东亚气候的影响,发现南极涛动强年不利于东亚冬春两季冷空气的活动;通过平均经圈环流分析发现,在南极涛动异常年有从南极到北极分布的经向遥相关,并且该遥相关具有正压的结构。因此,他们提出局地经向遥相关是冬、春两季中南北半球中高纬大气环流相互作用的一个可能途径。

由于地球热赤道地理位置的季节变更,冬夏季节两半球间大气质量输送呈相反方向,将导致全球范围内大气的重新分布,大气成分(臭氧、温室气体、大气污染源等)分布亦可随之改变。Staudt等(Staudt, Jacob et al. 2001)利用模式同化

PEM-Tropics B观测资料,研究了半球际大气成分交换的机制,指出东太平洋对流层上层的西风管道为半球际气体交换的主要贡献因子,在PEM-Tropics B观测期间,40%的北半球燃料生成CO由该管道输送至南半球;且在北半球冬季及La Nina背景下,能使经该管道的Rossby波动自北半球中纬度向热带传播,最终影响南半球(Tomas and Webster 1994)。

2.2.2 南北半球际大气涛动 (IHO)

对两半球相互作用的研究多集中于半球间热带至中纬度区域间的半球际相互作用,所得研究结果尚不足以充分反映南半球中高纬度和北半球中高纬度之间的大气质量涛动或大气质量交换的活跃程度。2001年,Guan和Yamagata (2001)通过分析地表气压场时间序列(图 1.1),揭示了南北半球之间存在因大气质量重新分布而形成的振荡,简称为“南北涛动”(IHO);IHO作为地表气压场 EOF分析的第三模态,其方差贡献达到14.5%,仅次于第一模态(南极涛动,AAO)和第二模态(北极涛动,AO),其指数序列存在几个月至年代际的多时间尺度变化。IHO反映了由半球际大气质量交换导致的大气质量重新分布,其异常质量大值区主要集中于两半球的中高纬度(图 1.2),它将引起全球范围内的大气环流变化。实际上,在季节变化进程中,冬半球受到冷却,半球平均气压增高,而夏半球受到加热,平均气压变低,这一现象正好体现了半球际大气质量的变动。这种信号甚至在地球形变的探测信号中都能侦测到(Blewitt and Lavallée 2001)。而南北极海冰面积变动之间也存在某种“涛动”联系(解思梅和包澄澜 1995)。

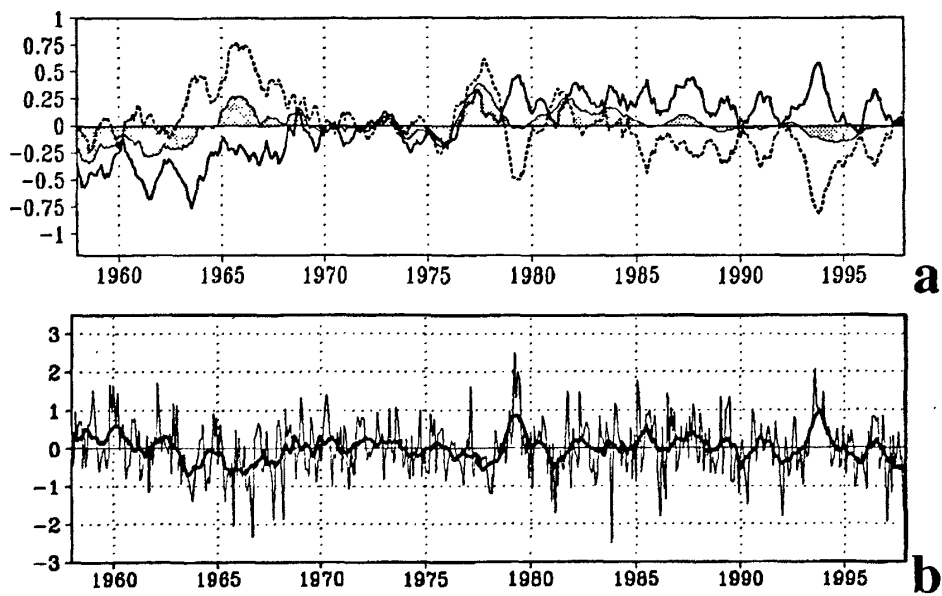


图 1.1 (a)北半球(实线)、南半球(虚线)及全球(阴影)面积权重平均的 P_s 时间演变(已做 11 个月滑动平均)。(b)IHO 指数时间演变(细实线)及经 11 滑动平均后的 IHO 指数(粗实线)。(源自, Guan and Yamagata 2001 图 1)

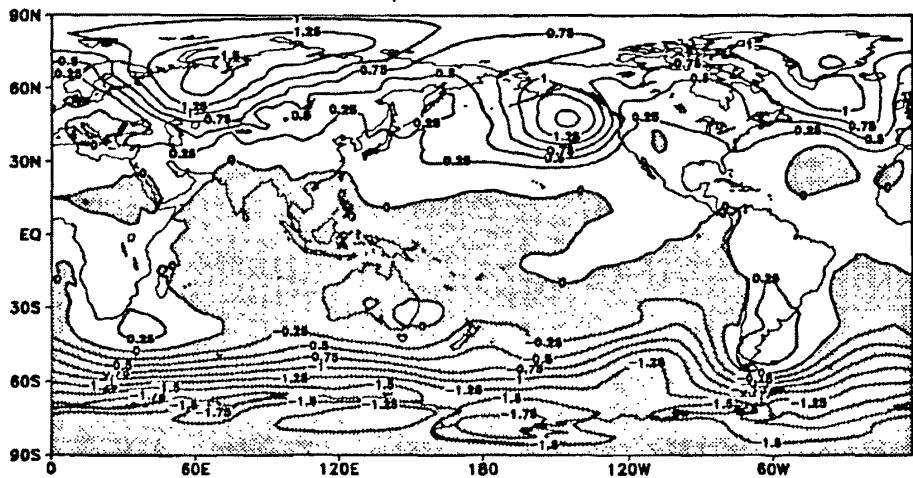


图 1.2 正 IHO 指数的异常 P_s (去趋势)合成。等值线间隔: 0.25hPa。(源自, Guan and Yamagata 2001 图 2)

2.3 北极涛动 (AO) 及南极涛动 (AAO)

Guan 和 Yamagata 研究发现年际尺度 IHO 主要表现为两半球中高纬度地区

间的大气异常质量交换(Guan and Yamagata 2001), 这里不能不涉及到主要存在于半球极地和中纬度地区的重要气候低频信号--北极涛动 AO 和南极涛动 AAO, 它们都与发生在中高纬地区的环状模有关(Thompson and Wallace 2000)。文献(Guan and Yamagata 2001)已发现 IHO 与 AO 及 AAO 存在一定的联系, 因此有必要对 AO 及 AAO 的研究进展进行回顾。

2.3.1 AO 的研究回顾

2.3.1.1 AO 的介绍及其基本特征

早在1970年Kutzbach分析北半球冬季海平面气压 (SLP) 时发现, 北半球极区与中纬度区域存在纬向对称的“跷跷板”特征(Kutzbach 1970), 此后该结论分别在文献(Trenberth and Paolino 1980)和(Wallace and Gutzler 1981)研究中得以验证。1998年, Thompson和Wallace明确将这一现象称为北极涛动 (AO) (Thompson and Wallace 1998), 或称之为北半球环状模 (NAM)。北极涛动是 20°N 以北SLP的主要模态, 它的主要特征是北极极区与中纬度区域 (中心约在 $37\text{--}45^{\circ}\text{N}$) 的反位相气压异常分布(Thompson and Wallace 1998), 且其它要素如风场、位势高度场同样具有这种“跷跷板”特征(Thompson and Wallace 2000)。Wallace指出, AO与北大西洋涛动 (NAO) 反映的都是中纬度西风的强弱, 只不过AO尺度更大, 而NAO是其在北大西洋区域的表现。AO与NAO二者本质上是一致的, 是同一事物在不同侧面的两种表现(Wallace 2000), 计算1900-1995年11-4月的AO和NAO相关达0.69。AO对北半球天气气候有很大的影响(Thompson and Wallace 1998), AO 的引入“导致一个新研究方向的形成, 其潜在的气候影响与ENSO一样重要”(Baldwin 2003)。当AO处于“暖位相”的时候, 北大西洋地表风场得以加强, 北欧地区具有较平常更为暖湿的气候特征; 而AO处于“冷位相”的时候, 北欧及亚洲地区更易受到北极冷空气的入侵(Hodges 2000)。Thompson和Wallace研究发现, 在过去的几十年里, 北半球热带外大气环流存在向AO正位相发展的趋势(Thompson, Wallace et al. 2000)。

2.3.1.2 AO 对天气及气候的影响

AO 的重要性在于它对全球天气气候变化诸方面的影响, 如气候月平均变化、阻塞、极端天气事件及 20 世纪 70 年代以来的全球气候变化趋势都与之有

密切相关。Vautard(1990)注意到格陵兰上空的阻塞与 AO/NAO 有关(Vautard 1990)。Hurrell (1995) 指出 AO/NAO 对地面气候要素的影响引起了很大的关注,特别是最近 30 多年来全球温度与 AO/NAO 都呈显著的上升趋势,北大西洋及邻近的北美东部,北非和欧洲地区的气温降水与 AO/NAO 的年际尺度及年代际尺度上的变化也是非常显著的。Hurrell(1996)还注意到 1960 年代 AO/NAO 指数偏低,冬季北大西洋上的阻塞频率较高。AO 为正异常时,中纬度气压上升而极地下降, AO 为负异常时,环流形势则与此相反。所以行星尺度的 AO 变化,对近地面气候有显著影响。AO 指数与欧亚大陆冬季气温有更好的相关, AO 能解释冬季北半球 20N 以北 SLP 的 22% 方差, AO 比 NAO 能更好地代表北半球大气变率的主模态 (Thompson and Wallace 1998)。Shabbar 等 (Shabbar, Huang et al. 2001)的研究表明北大西洋上的阻塞事件的频率和持续时间与 NAO 的位相有关,当 NAO 指数偏低时阻塞频率高持续时间长。NAO 能够解释 30% 的北大西洋阻塞事件的变化。

AO 是北半球中高纬度的大气环流的特征模态,毫无疑问,其对包括我国在内的亚洲大部分地区的天气及气候有着显著的影响。西伯利亚高压作为我国冬半年的主要影响系统,它的变化与 AO 有关,龚道溢指出 AO 与东亚冬季风有显著的反位相关关系,认为 AO 通过西伯利亚高压的作用来影响东亚冬季风(Gong, Wang et al. 2001)。AO 与东亚夏季风也有一定的关系,龚道溢等(2002)分析了春季 AO 指数的变化对梅雨降水年际变化的影响,在年际尺度上,近百年的 5 月北极涛动指数与夏季降水相关最高达 -0.39, 超过 99% 信度水平。降水的这种变化与对流层东亚急流的变化密切相关,如果春季北极涛动强,随后夏季急流位置偏北,雨带位置也北移,从而造成长江中、下游地区降水的减少和北方降水的增加,反之亦然。文献(任菊章, 琚建华等 2003; 琚建华, 任菊章等 2004)指出北极涛动的年代际变化的大气环流背景是造成亚洲地表气温的年代际变化的一个重要因素。龚道溢研究了近百年北极涛动对中国冬季气候的影响, AO 指数偏强时,中国大部分地区冬季气温偏高,同时降水也偏多。AO 和西伯利亚高压对中国冬季气候的影响在年际和年代际尺度上有不同的特征:年际尺度上西伯利亚高压对我国气温的影响要强于 AO,而 AO 对我国降水的影响比西伯利亚高压的影响更显著;在年代际尺度上, AO 对气温和降水都有显著的影响; AO 和西伯利亚高压一起能

解释近百年我国冬季温度和降水方差的35%和11%。武炳义等(2004)解释了AO影响东亚冬季风的主要机制,当AO为正位相时,极涡的面积指数偏小,极涡的强度指数偏大。中纬度西风带加强并且位置偏北,冷空气被限制在极地,欧亚大陆以及东亚地区冬季风偏弱,容易出现暖冬,反之亦然。最近,李崇银等(2008)研究发现,中国的梅雨异常可能受到平流层大气环流异常的影响,而这种影响是通过北极涛动(AO)的变化来实现的。前期平流层的环流异常产生显著下传异常波作用量,对三月份AO形势的形成有明显的贡献,而AO则会通过影响东亚地区夏季对流层大气的冷暖状况和环流,在长江中下游地区导致异常垂直运动和辐合辐散形势,从而影响夏季的梅雨降水。

2.3.2 AAO 的研究回顾

2.3.2.1 AAO 的介绍及基本特征

对于 AAO 的描述可以追溯到 1928 年, Wakler 指出在海平面气压场上穿过智利、阿根廷的气旋变化与威德尔海和别林斯高普海的气压变化呈跷跷板形式(Walker 1928)。之后,随着观测积累及再分析资料的出现,众多学者利用不同的方法,均发现以 50°S 为界,南半球中纬度与南极大陆之间气压变化的反相关关系(Kidson 1975; Roger, van Loon 1982; Mo, White 1985; Mo 1986; Shiotani 1990; Mo 2000),这种反相关关系在风场上亦有所体现(Kidson and Watterson 1999; Limpasuvan and Hartmann 1999)。1999 年, Gong 和 Wang(1999)通过南半球 SLP 的经验正交分析亦得到了这种反相关关系,并明确提出了南极涛动(AAO)这一概念,或称为南半球环状模(SAM)。与北极涛动类似,南极涛动(AAO)也是南半球极区(约 65°S 以南)与中纬度地区上空气压呈反相关的特征模态,有着相当正压的垂直分布,其垂直影响范围由对流层一直延伸至平流层(Gong and Wang 1999; Thompson and Wallace 2000)。在全球变暖的背景下,近几十年南极涛动也呈向正位相发展的趋势(Thompson, Wallace et al. 2000),而臭氧在过去几十年的显著减少,是已知引起 AAO 向正位相变化的主要原因(胡永云 2006)。

2.3.2.2 AAO 对天气及气候的影响

作为南半球大气环流变化的特征模态, 南极涛动与南半球的其他环流特征有着密切联系, 从而对南半球的天气及气候有着明显影响。Kidson 和 Sinclair (1995) 指出南极涛动的位相变化与南半球气旋路径的南北偏移相对应。而 Simmonds 和 Keay (2000) 发现年平均及季节平均的气旋分布密度的变化则与 AAO 有着相类似的经向结构。Bals-Elsholz 等 (2001) 发现南半球冬季澳大利亚以东南太平洋上的急流经常分裂为两支, 向赤道的一支和向极地的一支, 向赤道的一支是定常的, 分裂产生了向极地的一支。急流的分裂与不分裂与 AAO 有联系。南太平洋相对较暖的时候急流容易分裂。AAO 偏强的时候, 南太平洋较暖, 南极地区冷空气堆积, 斜压性加强, 急流容易分支。他们进一步推测南极地区的冷空气频繁进入南太平洋与急流不分裂有关系。Kushner 等 (2001) 发现纬向风场对南半球由温室气体所致的增暖响应可以很好地投影于 AAO/SAM。观测表明, 南极东部低层风场、温度与南极极涡变化密切相关, 而用 RACMO/ANT1 区域气候模式模拟发现冬季极涡的加强减弱了南极大陆东部对流层底层东风的强度, 极涡槽以南东风减弱, 以北西风加强, 冰盖因极涡加强时经向环流减弱气温降低 13K, 并且东风减弱阻止了上下层空气的混合, 地面温度降低 1.5K (Van Den Broeke and Van Lipzig 2002)。Schneider 等利用卫星和微波资料也进一步证实了南极地表温度的变化主要受 SAM 的影响, 地表温度的主要模态与由位势高度场所得的 SAM 密切相关 (Schneider, Steig et al. 2004)。Genthon 等 (2003) 指出南极大陆两个显著的降水模态与南半球对流层大气环流的关系密切。南方涛动, SAM 与南极降水的关系有年代际变化。1990 年代南方涛动解释南极降水的方差比较大, 而在 1980 年代 SAM 解释的方差比较大。这就是 ENSO 与南极降水有关系但是关系并不明确的原因。Belinda 等 (2006) 指出, AAO 与澳大利亚南部降水有着明显的反相关, 而与澳大利亚北部降水为显著正相关。AAO 能解释近来澳大利亚部分地区的冬季降水减少。Hendon 等 (2007) 研究了逐日澳大利亚降水与 AAO 的关系, 也发现在冬季当 AAO 指数为高值时, 对应着南半球中纬度西风带的向极收缩, 澳大利亚东南沿海降水增加, 而塔西马尼亚西部降水减少。Fauchereau 等 (2003) 指出与南半球夏季南非降水密切相关的副热带和中纬度大西洋和印度洋西南区域的同时变暖与大气环流有联系, 主要表现为两区域的副

热带高压带的加强和南移,说明AAO的加强对南非夏季降水也有一定影响。由于AAO引起副热带急流位置、南大西洋的水汽输送变化,对应着该区域低层的辐合,它与南非西部冬、春季旱涝相关密切(Reason and Rouault 2005)。

AAO对大气环流的影响并不局限于南半球,其对我国气候也有着紧密联系。范可等曾指出南极涛动与东亚春季气候以及我国沙尘暴发生频数有着密切联系,由AAO指数合成的500hPa纬向风场存在由南极延伸至北极的局地经向遥相关分布,是冬、春两季中南北半球中高纬大气环流相互作用的一个可能途径(范可和王会军 2006)。高辉等指出当春季尤其是5月南极涛动异常强时,常常对应于夏季江淮流域降水的偏多,梅雨出梅偏晚,梅期长度偏长;反之,当前期南极涛动异常弱时,江淮流域降水易偏少,梅雨出梅偏早,梅期长度偏短。南极涛动的异常使得影响我国东部夏季降水的环流系统的强度和位置发生改变,形成导致江淮流域降水偏多或偏少的形势(高辉,薛峰等 2003)。Qin等(2005)通过研究了AAO对全球水汽输送的影响,发现AAO影响了夏季副高的位置及强度的变化,进而影响我国东部夏季降水异常。鲍学俊等(2006)分析了4-5月南极涛动(AAO)的变化对后期中国东部夏季降水的影响,发现年际时间尺度上,4-5月平均的AAO指数与6-7月长江流域降水的相关系数为0.31,达到95%的置信水平。最近,Nan等(2009)研究发现,春季AAO/SAM与印度洋海表温度存在显著正相关关系,且可以持续至夏季,AAO通过印度洋“海洋桥”影响着东亚夏季季风的变化,从而与我国夏季降水相关。

2.3.3 AO及AAO的不对称性

AO及AAO同为北南半球中高纬度大气环流的特征模态,两者拥有着许多的共同特征,如均表现出中高纬度间SLP及位势高度的“跷跷板”现象,具有着深厚的准相当正压结构等。然而,由于ENSO影响作用的差异,两者的纬向对称性有所不同。Fan(2007)指出AAO的纬向不对称性和ENSO循环有关,如果把与ENSO线性相关的部分扣除,AAO的纬向对称性将加强,且与东亚地区降水有着更明显的联系。杨小怡等(2005)指出AO在水平方向上主要呈纬向对称的环形模态,且这种结构在冬季北极涛动的活跃期表现更为显著;而夏季纬向对称型随季节风带的北移和极涡的减弱,其节点也相应向极地移动。王会军等(2008)

最近结合再分析资料及耦合气候模式模拟发现, AO的纬向对称性比AAO更好, 并指出AO的纬向不对称性受南方涛动的影响不显著。

3 问题提出

Guan 和 Yamagata (2001)指出, 南北涛动(IHO)指数的功率谱分析显示出几个月至几十年不等的周期。现有研究只分析了逐月 IHO 的年际分布及演变特征, 给出了近 50 年内 IHO 的总体情况。由于地球热赤道地理位置的季节变更, 冬夏季节两半球间大气质量输送呈相反方向, 造成 IHO 的季节变化, 究竟气候平均的季节 IHO, 其体现的半球际大气质量的具体分布特征和差异如何, 以及其的内部及强迫影响因子是什么? 另外, 就各个季节而言(Seasonally stratified), 不同季节 IHO 的年际变化特征, IHO 的具体分布特征及其对应的环流特征, 不同季节间 IHO 的差异, 均有待进一步探讨。

实际上, 在纬向平均的 P_s 场中, 第一和第二主分量主要表示 AAO 和 AO, 而第三分量的主要部分与 IHO 有关(Guan and Yamagata 2001)。AO/AAO 所表现的极地气压正(负)异常相应的质量堆积(减少)不能平衡内极地及外地区的质量减少(堆积)。分析逐日 P_s 可以知道, 大气质量的补偿的确不局限于半球内, 大气质量的交换确实一直可以延伸至另外的半球(Baldwin 2001)。另外, 由于 ENSO 是发生在热带地区的现象, 其主要部分关于赤道对称, 而 IHO 关于赤道主要呈反位相变化, 看起来 ENSO 与 IHO 无关。但是, 由于南北半球的季节不同, 地形不对称和 ENSO 强度及热源分布在不同半球的差别, IHO 与 ENSO 的关联可以存在。Chen 研究南方涛动(SO)与大气质量的年际变化关系, 发现当 SO 为正(负)位相时, 大气质量相应增加(减少)(Chen, Chen et al. 1997)。因此, 研究 IHO 与 AO/AAO 和 ENSO 的关系非常必要。

两半球间大气质量相互交换必然通过风场输送。同时, 大气质量的重新分布使得不同区域地表气压发生改变, 亚洲大陆在冬季为大陆高压控制, 而在夏季则为低压系统控制, 且地表气压场很大程度上决定了近地表风场(Murphree and Van den Dool 1988), 因而 IHO 必然与季风变化相联系, 明确这种关系非常必要。

IHO 指数还显示出多年代长期趋势(Guan and Yamagata 2001), 而台站观测资料研究证明, 中国在过去的几十年中, 地表气压经历着长期趋势性的增加(叶笃正, 黄荣辉等 1996; Kaiser 2000), 表明大气质量在中国尤其是中国北方地区持久地异常堆积, 云量减少, 干旱严重。该异常堆积的大气质量来自何处? 是否与不均匀的全球增暖有关? 这也是要进一步明确的问题。

4 论文拟解决的关键问题及主要内容

本文要解决的关键科学问题是: 揭示 IHO 的结构特征、形成机制, 研究与 IHO 相应的大气异常质量分布, 及其与全球及区域气候尤其是我国气候异常的联系, 为此主要研究内容如下:

(1) IHO 多时间尺度的时空变化特征

- IHO 及其影响因子的季节变化
- IHO 年际变化的季节性差异及其与大气环流异常的联系
- IHO 趋势变化

(2) IHO 与季风及我国气候异常的联系

- 夏季 IHO 与全球风场尤其与季风的联系
- 春季 IHO 与我国气候异常的联系及其相应的环流背景

(3) AMIP II 模式对 IHO 季节变化的模拟

- 各模式对季节 IHO 的模拟能力
- 模式中季节 IHO 主要影响因子的季节变化

5 论文安排

本文将紧密围绕以上几个方面, 全面而详细研究这些问题, 文章的章节安排如下:

第一章 回顾相关动态并提出要研究的关键问题。

第二章 研究气候平均的南北涛动的季节变化, 及其主要影响因子的变化特征。

第三章 研究不同季节的南北涛动年际变化特征, 对比 NCEP 及 ERA40 两

种再分析资料中 IHO 的趋势变化, 分析不同季节南北涛动的季节性差异。

第四章 分析南北涛动与全球低层大气环流, 尤其是冬夏季风的联系。

第五章 分析南北涛动与我国气候变化的可能联系, 进一步探讨其可能形成机制。

第六章 利用 AMIP 中模式的结果, 评估各模式对季节南北涛动的模拟能力。

第七章 即本文的最后一部分, 为本文的总结。

参考文献

- Baldwin M. P. 2001: Annular modes in global daily surface pressure. *Geophysical Research Letters* **28**(21): 4115-4118.
- Baldwin M. P. 2003: Weather from the stratosphere? *Science* **301**: 317-319.
- Bals-Elsholz T. M., Atallah E. H., Bosart L. F., et al. 2001: The Wintertime Southern Hemisphere Split Jet: Structure, Variability, and Evolution. *J. Clim.* **14**(31): 4191-4215.
- Barnes R. T. H., Hide R., White A. A., et al. 1983: Atmospheric angular momentum fluctuations, length-of-day changes and polar motion. *Proc. R. Soc. London, Ser. A* **387**(1792): 31-73.
- Belinda M., Simmonds I., Smith I. N. 2006: Association between Australian rainfall and the Southern Annular Mode. *International Journal of Climatology* **21**(1): 109 - 121.
- Blewitt G., Lavallée D. 2001: A New Global Mode of Earth Deformation: Seasonal Cycle Detected. *Science* **294**(5550): 2342-2345.
- Boer G. J., Sargent N. E. 1985: Vertically integrated budgets of mass and energy for the globe. *Journal of the Atmospheric Sciences* **42**(15): 1592-1613.
- Bowman K. P., Cohen P. J. 1997: Interhemispheric exchange by seasonal modulation of the Hadley circulation. *J. Atmos. Sci.* **54**(16): 2045-2059.
- Carrera M. L., Gyakum J. R. 2003: Significant Events of Interhemispheric Atmospheric Mass Exchange: Composite Structure and Evolution. *Journal of Climate* **16**(24): 4061-4078.
- Carrera M. L., Gyakum J. R. 2007: Southeast Asian Pressure Surges and Significant Events of Atmospheric Mass Loss from the Northern Hemisphere, and a Case Study Analysis. *Journal of Climate* **20**(18): 4678-4701.
- Chang C. P., Krishnamurti T. N. 1987: *Monsoon Meteorology*. New York, Oxford University

Press: 560pp

- Chen T.-C., Chen J.-M., Schubert S. 1997: Interannual variation of atmospheric mass and the Southern Oscillation. *Tellus. Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* **49A**(5): 544-558.
- Chen T. C., Chen J. M., Schubert S., et al. 1997: Seasonal variation of global surface pressure and water vapor. *Tellus. Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* **49A**(5): 613-621.
- Christy J. R., Trenberth K. E., Anderson J. R. 1989: Large-scale redistributions of atmospheric mass. *Journal of Climate* **2**(2): 137-148.
- Compo G. P., Kiladis G. N., Webster P. J. 1999: The horizontal and vertical structure of East Asian winter monsoon pressure surges. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **125**: 29-54.
- Davidson N. E., McBride J. L., McAvaney B. J. 1984: Divergent circulations during the onset of the 1978-79 Australian monsoon. *Mon. Wea. Rev.* **112**: 1684-1696.
- Deser C. 2000: on the teleconnectivity of the "Arctic Oscillation". *Geophysical Research Letters* **27**(6): 779-782.
- Ding Y. 1994: *Monsoons over China*, Kluwer academic Publisher: 419pp.
- Fan K. 2007: Zonal asymmetry of the Antarctic Oscillation. *Geophys Res Lett* **34**: L02706.
- Fauchereau N., Trzaska S., Richard Y., et al. 2003: Sea-surface temperature co-variability in the Southern Atlantic and Indian Oceans and its connections with the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. *International Journal of Climatology* **23**(6): 663-677.
- Findlater J. 1969: Interhemispheric transport of air in the lower troposphere over the western Indian ocean. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **95**(404): 400-403.
- Genthon C., Krinner G., Sacchettini M. 2003: Interannual Antarctic tropospheric circulation and precipitation variability *Climate Dynamics* **21**: 289-307.
- Gong D.-Y., Wang S.-W., Zhu J.-H. 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters* **28**(10): 2073-2076.
- Gong D., Wang S. 1999: Definition of Antarctic Oscillation Index. *Geophysical Research Letters* **26**(4): 459-462.
- Gordan A. H. 1953: seasonal changes in the mean pressure distribution over the world and some inferences about the general circulation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **34**: 357-367.
- Guan Z., Yamagata T. 2001: Interhemispheric oscillations in the surface air pressure field.

- Geophysical Research Letters **28**(2): 263-266.
- Hendon H. H., Thompson D. W. J., Wheeler M. C. 2007: Australian Rainfall and Surface Temperature Variations Associated with the Southern Hemisphere Annular Mode. *J. Clim.* **20**(11): 2452-2467.
- Hodges G. 2000: The new cold war. Stalking arctic climate change by submarine. *National Geographic*: 30-41.
- Hoinka K. P. 1998: Mean global surface pressure series evaluated from ECMWF reanalysis data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **124**(551): 2291-2297.
- Holl M. M., Wolff P. M., Bush Y. A. 1988: Cross-equatorial air mass exchanges. *Geophysical Research Letters* **15**(12): 1377-1380.
- Hurrell J. W. 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *science* **269**: 676-679.
- Hurrell J. W. 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. *Science* **269**: 676-679.
- Hurrell J. W. 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys Res Lett* **23**: 665-668.
- Ji L., Ribaldi S. 1984: Numerical experiment on the seasonal transition of general circulation over Asia-Part 1. *Advances in atmospheric science* **1**(1): 128-139.
- Kaiser D. P. 2000: Decreasing cloudiness over China: An updated analysis examining additional variables. *Geophysical Research Letters* **28**(2): 263-266.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., et al. 1996: The NCEP-NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**(3): 437-471.
- Kidson J. W. 1975: Eigenvector analysis of monthly mean surface data. *Mon Wea Rev* **103**: 182-186.
- Kidson J. W., Sinclair M. R. 1995: The influence of persistent anomalies on Southern Hemisphere storm tracks. *J. Climate* **8**: 1938-1950.
- Kidson J. W. 1999: Principal modes of southern hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses. *J. Climate* **12**(9): 2808-2830.
- Kidson J. W., Watterson I. G. 1999: The structure and predictability of the "High-latitude Mode" in the CSIRO9 general circulation model. *J. Atmos. Sci* **56**: 3859-3873.
- Kiladis G. N., Meehl G. A., Weickmann K. M. 1994: Large-scale circulation associated with westerly wind bursts and deep convection over the western equatorial Pacific. *J.*

- Geophys. Res. **99**: 18527-18544.
- Kodera K., Kuroda Y. 2000: Tropospheric and stratospheric aspects of the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters* **27**(20): 3340-3352.
- Krishnamurti T. N. 1996: monsoons. *Encyclopedia of climate and weather*. S. H. Schneider. New York, Oxford University Press: 512-515.
- Kushner P. J., Held I. M., Delworth T. L. 2001: Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. *J. Climate* **14**: 2238-2249.
- Kutzbach J. E. 1970: Large-scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev* **98**: 708-716.
- Lau K. M., Ding Y., Wang J. T., et al. 2000 A report of the field operations and early results of the South China Sea Monsoon Experiment(SCSMEX). *Bull Amer. Meteor. Soc.* **81**: 1261-1270.
- Limpasuvan V., Hartmann D. L. 1999: Eddies and annular modes of climate variability. *Geophys Res Lett* **26**: 3133-3136.
- Madden, R. A., Julian P. R. 1994: Observations of the 40-50 day tropical oscillation – A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.
- Mantua N. J., Hare S. R., Zhang Y., et al. 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation With Impacts on Salmon Production *Bulletin of the American Meteorological Society* **78**(6): 1069-1079.
- McPhaden M. J., BUSALACCHI A. J., CHENEY R. 1998: The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research* **103**(C7): 14169-14240.
- Minobe S. 1999: Resonance of bi-decadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophys Res Lett*, **26**, 855-858.
- Mo K. C., White G. N. 1985: Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev* **113**: 23-27.
- Mo K. C. 1986: Quasi-stationary states in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev* **114**: 808-823.
- Mo K. C. 2000: Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Clim.* **13**: 3599-3610.
- Murphree T., Van den Dool H. 1988: Calculating tropical winds from time mean sea level pressure fields. *Journal of the Atmospheric Sciences* **45**(21): 3269-3282.

- Nan S., Li J., Yuan X., et al. 2009: Boreal spring Southern Hemisphere Annular Mode, Indian Ocean sea surface temperature, and East Asian summer monsoon. *Journal of Geophysical Research. D. Atmospheres* [J. Geophys. Res. (D Atmos.)]. Vol. 114 114(D2): [np].
- Nastula J., Salstein D. 1999: Regional atmospheric angular momentum contributions to polar motion excitation. *Journal of Geophysical Research* 104(B4): 7347-7358.
- Onogi K., Tsutsui J., Koide H., et al. 2007: The JRA-25 Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 85(3): 369-432.
- Oort A. H. 1983: Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973. *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. N. J., Princeton. NOAA Prof. Pap.* 14.
- Peixoto J. P., Oort A. H. 1992: *Physics of Climate*, Amer. Inst. Phys.: 520pp.
- Qin J., Wang P., Gong Y. 2005: Impacts of Antarctic Oscillation on Summer Moisture Transport and Precipitation in Eastern China. *Chinese Geographical Science* 15(1): 22-28.
- Reason C. J. C., Rouault M. 2005: Links between the Antarctic Oscillation and winter rainfall over western South Africa. *Geophys. Res. Lett.* 32: L07705.
- Roger J. R., van Loon H. 1982: spatial variability of sea level pressure and 500 mb height anomalies over the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev* 110: 1375-1392.
- Salstein D. A., Rosen R. D. 1989: Regional contributions to the atmospheric excitation of rapid polar motions. *Journal of Geophysical Research* 94(D7): 9971-9978.
- Schneider D. P., Steig E. J., Comiso J. C. 2004: Recent Climate Variability in Antarctica from Satellite-Derived Temperature Data. *J. Clim.* 17(7): 1969-1583.
- Shabbar A., Huang J., Higuchi K. 2001: The relationship between the wintertime North Atlantic Oscillation and blocking episodes in the North Atlantic. *International Journal of Climatology* 21(3): 355-369.
- Shiotani M. 1990: Low-frequency variations of the zonal mean state of the Southern Hemisphere troposphere. *J. Meteorol. Soc. Japan* 68: 461-471.
- Simmonds I., Keay K. 2000: Variability of Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior, 1958-97. *J. Climate* 13: 550-561.
- Simpson G. 1921: The Southwest Monsoon. *Q. J. R. Met. Soc.* 47: 157-172.
- Slingo J. M. 1998: Extratropical forcing of tropical convection in a northern winter simulation with the UGAMP GCM. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 124: 27-51.
- Spada G., Antonioli A., Boschi L., et al. 2004: *Geodesy: Modeling Earth's Post-Glacial Rebound*.

- EOS, TRANSACTIONS AMERICAN GEOPHYSICAL UNION **85**(6): 62-64.
- Staudt A. C., Jacob D. J., Logan J. A. 2001: Continetal sources, transoceanic transport, and interhemispheric exchange of carbon monoxide over the Pacific. *J. Geophys. Res.* **106**(D23): 32571-32589.
- Suppiah R., Wu X. 1998: Surges, cross-equatorial flows and their links with the Australian summer monsoon circulation and rainfall. *Aust. Meteor. Mag.* **47**: 113-130.
- Thompson D., Wallace J., M., Hegerl G. C. 2000: Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends. *Journal of Climate* **13**(5): 1018-1036.
- Thompson D. W. J., Wallace J. M. 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* **25**(9): 1297-1300.
- Thompson D. W. J., Wallace J. M. 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate* **13**(5): 1000-1016.
- Tomas R. W., Webster P. J. 1994: Horizontal and vertical structure of cross-equatorial wave propagation. *J. Atmos. Sci.* **51**: 1417-1430.
- Toumi R., Hartell N., Bignell K. 1999: Mountain station pressure as an indicator of climate change. *Geophysical Research Letters* **26**(12): 1751-1754.
- Trenberth K. E., Paolino D. A. 1980: The Northern Hemisphere sea level pressure data set: Trends, errors and discontinuities. *Mon. Wea. Rev.*, **108**: 855-872.
- Trenberth K. E. 1981: Seasonal variations in global sea level pressure and the total mass of the atmosphere. *Journal of Geophysical Research* **86**(C6): 5238-5246.
- Trenberth K. E. 1986: The Signature of a Blocking Episode on the General Circulation in the Southern Hemisphere. *Journal of Atmospheric Sciences* **43**(19): 2061-2069.
- Trenberth K. E., Christy J. R., Olson J. G. 1987: Global atmospheric mass, surface pressure, and water vapor variations. *Journal of Geophysical Research* **92**(D12): 14815-14826.
- Uppala S. M., Kallberg P. W., Simmons A. J., et al. 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131**(612): 2961-3012.
- Van Den Broeke M. R., Van Lipzig N. P. M. 2002: Impact of polar vortex variability on the wintertime low-level climate of east Antarctica: results of a regional climate model. *Tellus A* **54**(5): 485 - 496.
- Van Den Dool H. M., Saha S. 1993: Seasonal redistribution and conservation of atmospheric mass in a general circulation model. *Journal of Climate* **6**(1): 22-30.

- vanDam T. M., Blewitt G., Heflin M. B. 1994: Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations. *Journal of Geophysical Research* **99**(B12): 23939-23950.
- Vautard R. 1990: Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review* **118**(10): 2056-2081.
- Walker G. T. 1928: world weaher. *Quart. J Royal Met. Soc* **54**: 79-87.
- Wallace J. M., Gutzler D. S. 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.* **109**: 784-812.
- Wallace J. M. 2000: North Atlantic Oscillation/Annular Mode: two paradigms-one phenomenon. *Quart. J Royal Meteorol. Soc* **126**(564): 791-805.
- Wang, H., Fu R. 2002: Cross-equatorial flow and season cycle of precipitation over South America. *J. Climate* **15**: 1591-1608.
- Williams M. 1981: Early Results of FGGE and Large-Scale Aspects of its Monsoon Experiment. Tallahassee, World Meteorological Organization.
- Xie A., Seung Y., Liu X., et al. 1998: The inter-annual variations of the Summer Monsoon Onset over the South China Sea. *Theoretical and APPLIED Climatology* **59**(4): 201-213.
- Zeng Q., Zhand B., Liang Y., et al. 1994: The Asian summer monsoon – a case study. *Proceedings of the Indian Science Academy* **81**: 81-96.
- 王会军, 薛峰. 2003: 索马里急流的年际变化及其对半球间水汽输送和东亚夏季降水的影响. *地球物理学报* **46**: 18-25.
- 王会军, 孙建奇, 苏京. 2008: 北极涛动比南极涛动纬向对称性更好. *科学通报* **53**(2): 247-250.
- 王凤娥. 1991: 冬季流入南印度洋的低空越赤道气流分析. *应用气象学报* **2**(4): 416-422.
- 王绍武. 2001: 现代气候研究进展. 北京, 气象出版社: 458pp.
- 气象学编委会. 1955: 中国近代科学论著丛刊《气象学 1919—1949》. 北京, 科学出版社.
- 任菊章, 踞建华, 赵刚. 2003: 亚洲冬季地表温度与北半球海平面气压场的关系. *气候与环境研究* **8**(4): 436-442.
- 李崇银. 2000: 气候动力学引论 (第二版). 北京, 气象出版社: 515pp.
- 李崇银, 吴静波. 2002: 索马里跨赤道气流对南海夏季风爆发的重要作用. *大气科学* **26**(2): 185-192.

- 李崇银, 顾薇, 潘静. 2008: 梅雨与北极涛动及平流层环流异常的关联. 地球物理学报 **51**(6): 1632-1641.
- 李曾中, 杨麟美, 周江兴. 1994: 北半球冬季风时期越赤道气流的初步分析. 应用气象学报 **5**(2): 190-195.
- 武炳义, 卞林根, 张人禾. 2004: 冬季北极涛动和北极海冰变化对东亚气候变化的影响. 极地研究 **16**(3): 211-220.
- 施宁, 施丹平, 严明良. 2001: 夏季越赤道气流对南海季风及华东旱涝的影响. 热带气象学报 **17**(4): 405-414.
- 胡永云. 2006: 平流层极地臭氧耗损影响对流层气候的研究进展. 北京大学学报(自然科学版) **42**(9): 561-568.
- 范可, 王会军. 2006: 南极涛动的年际变化及其对东亚冬春季气候的影响. 中国科学(D 辑: 地球科学) **36**(4): 385-391.
- 高辉, 薛峰, 王会军. 2003: 南极涛动年际变化对江淮梅雨的影响及预报意义. 科学通报 **48**(增刊 II): 87-92.
- 管兆勇, 林春育. 1989: 梅雨异常年份的东半球中低纬环流特征. 气象科学, **9**(1): 80-85.
- 梁必骥等. 1983: 全国热带夏季风学术会议文集(1981), 云南人民出版社.
- 陶诗言, 徐淑英, 郭其蕴. 1962: 夏季东亚热带和副热带地区经向和纬向环流型的特征. 气象学报 **32**(2): 91-103.
- 陶诗言, 何诗秀, 杨祖芳. 1983: 1979 年夏季风试验期间东亚地区夏季风爆发时期的观测研究. 大气科学 **7**: 347-355.
- 曾庆存, 李建平. 2002: 南北两半球大气的相互作用和季风的本质. 大气科学 **26**(4): 433-448.
- 据建华, 任菊章, 吕俊梅. 2004: 北极涛动年代际变化对东亚北部冬季气温增暖的影响. 高原气象 **23**(4): 429-434.
- 解思梅, 包澄澜. 1995: 南北两极海冰的相互关系. 科学通报 **40**(7): 632-635.
- 薛峰, 王会军, 何金海. 2003: 马克斯林高压和澳大利亚高压的年际变化及其对东亚夏季风降水的影响. 科学通报 **48**(3): 287-291.
- 卢春成, 罗会凯, 邓跃辉等. 1990: 越赤道气流通道上的经向垂直环流结构. 气象科学 **10**(4): 394-399.
- 叶笃正, 黄荣辉等. 1996: 长江黄河旱涝规律和成因研究. 山东, 山东科学技术出版社.
- 张人禾, 周广平, 巢纪平. 2003: ENSO 动力学与预测. 大气科学 **27**(4): 674-688.

张庆云,陶诗言,彭京备.2008: 我国灾害性天气气候事件成因机理的研究进展.大气科学 32

(4): 815-825.

杨小怡, 郭品文,胡跃文. 2005: 北极涛动的纬向对称结构. 高原气象 24(3): 404-409.

杨鑑初. 1956: 北半球大气质量的平均月际变化. 气象学报 27(1): 37-59.

钱永甫,王谦谦等. 1987: 索马里低空气流的数值模拟. 大气科学 11: 176-184.

陈隆勋等. 1991: 东亚季风. 北京, 气象出版社: 362pp.

鲍学俊, 王盘兴,覃军. 2006: 南极涛动与江淮梅雨异常的时滞相关分析 南京气象学院学报 29(3): 348-352.

龚道溢, 朱锦红,王绍武. 2002: 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关. 科学通报 47(7): 546-549.

第二章 南北半球际大气涛动的季节循环

引言

Guan 和 Yamagata(2001)从年际变化的角度定义并分析了 IHO。为了完整地认识半球际大气质量的重新分布,有必要分析气候态的半球际大气质量交换的季节变化。由于地球热赤道地理位置的季节变更,冬夏季节两半球间大气质量输送呈相反方向,造成 IHO 的季节变化,该变化将导致全球范围内大气的重新分布,大气成分(臭氧、温室气体、大气污染源等)分布亦可随之改变。同时,地表气压场很大程度上决定了近地表风场(Murphree, Van den Dool 1988),因而 IHO 的季节变化必然与季风变化联系密切。本章使用 NCEP/NCAR 再分析资料研究 IHO 季节变化,讨论半球际大气质量的具体分布特征和差异,以及季节 IHO 的主要内部因子包括半球水汽质量、越赤道质量流,及强迫因子如地表辐射加热的季节变化特征,最后讨论 IHO 季节变化引起的全球范围大气质量的空间分布情况。

1 资料

本章所用资料取自 NCEP/NCAR 再分析数据集(Kalnay, Kanamitsu et al. 1996),所用变量为日平均地表气压(P_s)、地表净短(长波)波辐射、整层大气可降水量(P_w),月平均地表气压、降水率(P)、蒸发率(E)、地表和高空风场(v 、 v_s),格点分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,覆盖时段为 1979.1.1~2006.12.31。另取 JRA25(Onogi, Tsutsui et al. 2007)及 ERA40(Uppala, Kallberg et al. 2005)资料用于对比 NCEP/NCAR 资料计算结果,同时用模式资料(CAM3(Collins, Coauthors 2004)和 FrAM1.0(Guan, Iizuka et al. 2000))验证 IHO 季节循环的存在。

2 IHO 季节演变规律

季节 IHO,即指南北半球大气质量随季节的反相变化。根据 Guan 和 Yamagata(2001),可利用地表气压计算全球的大气总质量,其表达式为

$$m = \frac{2\pi a^2 f_D}{g_0} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} p_s(\phi) \cos \phi d\phi, \quad (2.1)$$

其中 $f_D = 1.0020$ 为地球形变参数, ϕ 为纬度。由(2.1)式可推出半球大气总质量表达式为

$$m_H = \frac{2\pi a^2 f_D}{g_0} \int_0^{\pi/2} p_s(\phi) \cos \phi d\phi, \quad (2.2)$$

毫无疑问, 早期利用海平面气压 SLP 的天气图估算北半球大气质量及其变化是有局限性的, 而早期的观测资料也不如现在的资料覆盖面大且可靠性好, 因此利用 SLP 估算半球际质量输送将有比较大的偏差(杨鑑初 1956)。这里使用公式(2.2)及逐日多年的 P_s , 分别计算了南、北半球大气总质量值(图 2.1(a), (b)), 可以看出两半球的大气质量季节变化主要为一波型, 且位相相反, 年变程相当(约为 4×10^{15} kg), 呈现明显的 IHO 特征。北半球的大气质量在冬季(DJF)达到最大, 夏季(JJA)最小, 波谷在 7, 8 月份较为明显, 而波峰几乎持续于冬半年(DJFMA)。南半球情况相反。因为半球间非绝热加热不均, 致使暖半球大气气压(质量)低于冷半球, 这与“气压改变的热力原理”相符合(Austin 1951)。另外, 南半球大气质量明显大于北半球(Zhao, Li 2006), 两半球大气质量的最大月差值达 18×10^{15} kg。这是因为南半球平均地表温度以及海拔高度均低于北半球(平均海拔高度相差 92 m, 7 月气候地表平均温度相差 10.8°C), 使得整层大气质量比北半球大而造成。值得注意的是, 半球大气质量 4×10^{15} kg 的季节变化, 相当于 2 hPa 的半球平均 P_s 变化, 由地转风关系 $u_g = -\Delta p / (f \rho \Delta y)$, Δy 取半球纬向平均 P_s 的峰值与谷值所在纬度距离之差, 参考纬度为 $\pi/4$), 可近似引起 $u = 0.34 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的纬向风速变化, 因而大气质量异常的经向分布能影响纬向基流。

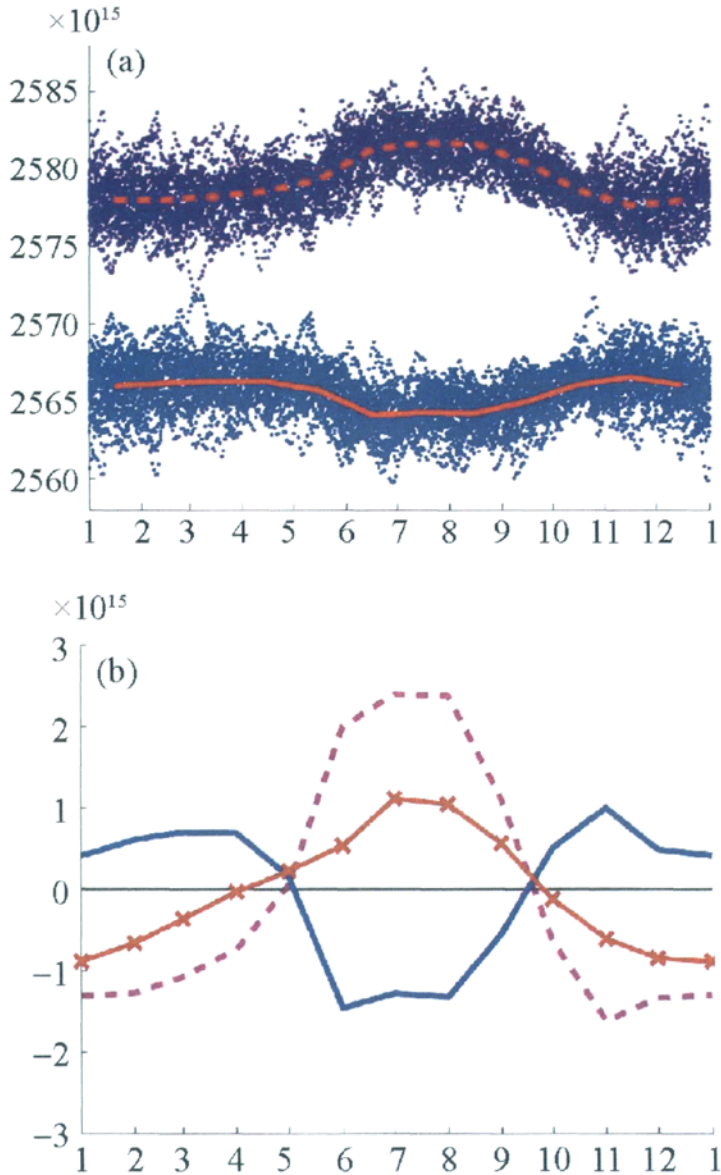


图 2.1 (a) 逐日多年的南半球(浅灰)、北半球(深灰)大气总质量, 虚线、实线分别为南、北半球多年月平均值; (b) 逐月南半球(虚线)、北半球(实线)及全球(乘号线)大气总质量气候平均值, 大气质量年平均值已扣除。单位: 10^{15}kg 。

3 IHO 内部因子的季节变化特征

半球大气质量变化包括半球内部变化及半球际的传输。内部变化可分为干空气及水汽质量的变化。目前尚没有证据表明季节变化过程中半球内影响干空

气质量变化的足够大的源汇, 因此水汽质量变化及越赤道质量流是季节 IHO 的两个重要的内部因子。本节主要讨论这两个因子的季节变化特征及它们与 IHO 的相互关系。

3.1 水汽质量

水汽是大气质量季节变化的重要组成部分, 也是太阳短波和地表长波辐射的主要吸收气体, 其含量影响着地表及大气自身的加热状况, 从而直接和间接地影响着 IHO。为研究其在 IHO 季节变化中所占比重, 计算了大气中水汽压强 P_w , 参照文献(Chen, Chen et al. 1997), 将 P_w 表示为

$$P_w = \int_0^{P_s} q dp = g w \quad (2.3)$$

式中 w 为整层大气的可降水量。结合 (2.1) - (2.3) 式, 可得全 (半) 球水汽质量表达式:

$$\begin{cases} mw = \frac{2\pi a^2 f_D}{g_0} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} P_w(\phi) \cos \phi d\phi, \\ mw_H = \frac{2\pi a^2 f_D}{g_0} \int_0^{\pi/2} P_w(\phi) \cos \phi d\phi. \end{cases} \quad (2.4)$$

图 2.2(a), (b)给出了逐日多年南、北半球的水汽总质量及两半球逐月的水汽和干空气质量变化, 对比图 2.1 可看出: (1) 南、北半球水汽质量比大气质量的年变程(约 3×10^{15} kg)略小(图 2.1(b), 2(b)), 但位相相反(位相相差半年), 说明水汽的季节变化是季节 IHO 的重要部分。(2) 与大气(湿空气)及水汽相比, 两半球干空气质量的季节反相变化更为明显, 其变程达到 7×10^{15} kg (图 2.2(b))。这是因为水汽(分子量 18)的增加意味着空气密度减小, 迫使半球干空气质量经由越赤道气流向另一半球输送而造成。(3) 北半球平均 P_w 季节变化峰值高于南半球, 这是由于年平均热赤道偏于北半球, 北半球大陆面积较南半球大, 太阳短波辐射对北半球加热比南半球强, 由克劳修斯-克拉伯龙方程知暖(冷)的大气伴随着地表的低(高)压系统, 可形成更多(少)的水汽含量, 同时引起水汽由冬半球向夏半球的输送(Chen, Yen et al. 1996)(低层越赤道气流), 使得北半球夏季水汽比南半球夏季更充足。由于年平均水汽以南半球输出为主(Chen, Yen et al. 1996), 尽管南半球洋面比北半球宽阔, 但北半球年平均水汽质量高于南半球, 差值为

$2.5 \times 10^{14} \text{ kg}$ 。

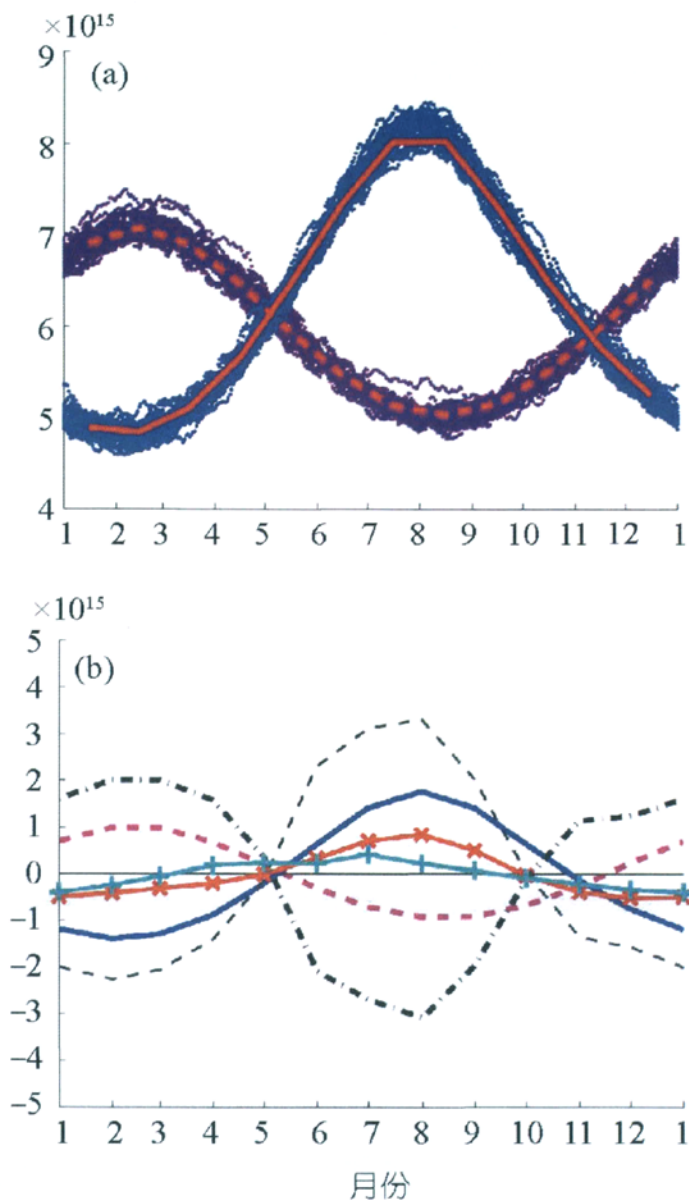


图 2.2(a) 逐日多年的南半球(浅灰)、北半球(深灰)水汽质量, 虚线、实线分别为南、北半球多年月平均值; (b) 逐月南半球水汽总质量(虚线)、北半球水汽总质量(实线)、南半球干空气总质量(细虚线)、北半球干空气总质量(点虚线)气候值以及全球水汽(乘号线)和干空气(+号线)质量变化, 水汽和干空气质量年平均值已扣除。单位: 10^{15} kg 。

全球平均的干空气质量变化较少,而全球平均的大气质量及水汽质量两者的变化位相及年变程(约 0.8×10^{15} kg)一致(图 2.1(b), 2.2(b)),说明全球大气质量季节变化主要来自水汽质量变化分量,验证了全球干空气质量在季节变化过程中基本守恒这一观点(Trenberth 1981; van den Dool, Saha 1993; Chen, Chen et al. 1997; Trenberth, Smith 2005)。需要注意,半球水汽质量变化包括局地水汽变化和来自另一半球的水汽质量输送,具体讨论将在下一部分给出。

3.2 越赤道质量流

赤道是两半球的地理边界,是柯氏参数 f 改变符号的纬度。两个半球之间的大气质量交换使全球大气质量在两半球间重新分布,导致半球内地表气压发生变化,形成 IHO 季节循环。根据质量守恒原理,假设半球内其他气体成分季节变化相对较小,即半球内干空气质量源汇引起的干空气总质量无显著变化,半球大气质量月变化值 Δm 可表示为

$$\Delta m = E - P + I_1,$$

式中半球逐月蒸发量(E)与逐月降水量(P)之差表示半球内水汽质量月变化值, I_1 为逐月越赤道质量流(包括干空气及水汽越赤道输送)。由此可得逐月越赤道质量流 I_1 为

$$I_1 = \Delta m - (E - P), \quad (2.5)$$

依据上式,针对单一半球所求得的 I_1 实质相同,且实际计算结果基本一致。这里给出北半球的 Δm , $E - P$ 及由它们计算的 I_1 (图 2.3(a), (b))。由图 2.3(a)看出,季节变化过程中,半球大气质量的逐月变化量 Δm 的南北涛动仍然明显,两半球呈反位相变化,年变程量值约为 m 的 1/2 (约 2×10^{15} kg)。同时,南北半球大气质量变化均在 6 月及 1 月出现符号变化,表明半球于夏秋或冬春两季大气质量持续增加或减少,这与图 2.1 中 m 的变化对应。

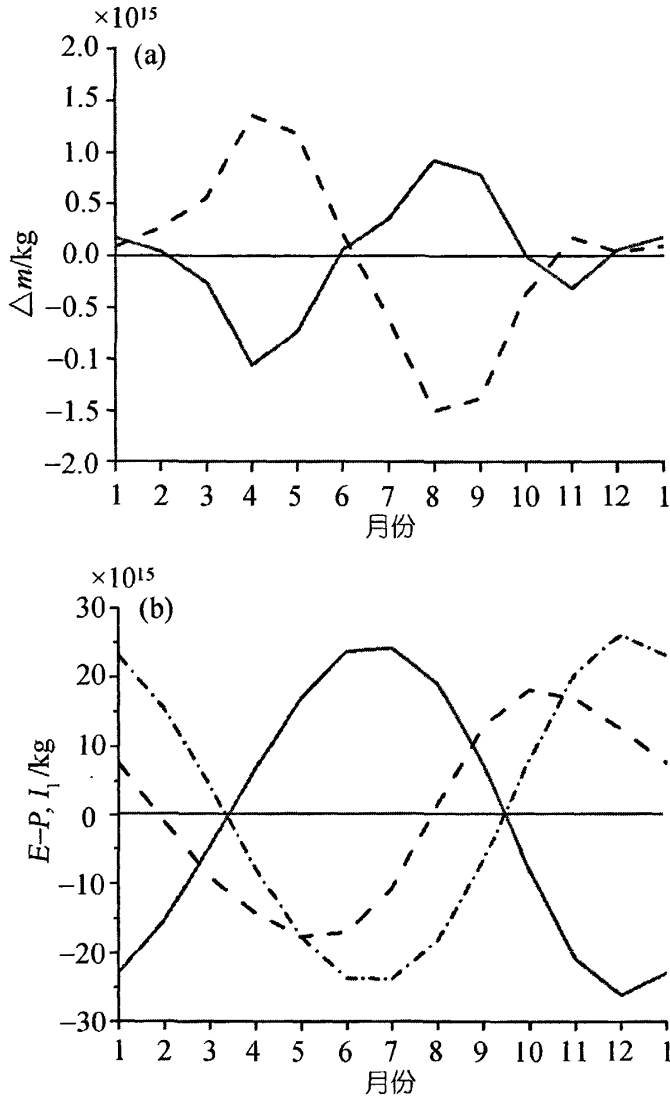


图 2.3(a) 气候平均的北半球(实线)、南半球(虚线)大气质量变化; (b) $E-P$ (北半球为实线, 南半球为虚线)及 I_1 (点虚线)

由蒸发与降水之差 $E-P$ 计算半球内水汽变化量(图 2.3(b)), 可看出 $E-P$ 的总体变化与 Δm 显著不同, 呈一波形态, 且数值较 Δm 大 10。 I_1 季节变化曲线形状与图 2.3(b)中北半球的 $E-P$ 相反, 年变程则与北半球 $E-P$ 相当, 这说明: (1)季节变化过程中, 半球内大气质量的变化与水汽含量变化密切相关; (2)半球间的质量交换是半球内大气质量变化的另一重要分量, 且春、秋两季为半球际大气质量交换的活跃季节(Trenberth, Christy et al. 1987; Chen, Chen et al. 1997)。由 Δm

和 $E-P$ 计算的 I_1 与 $E-P$ 量级相当, 这表明由半球内蒸发与降水引起的水汽变化导致了越赤道大气质量净输送的产生。这是因为 H_2O 的分子量为 18, 半球内水汽质量的增加或减少可导致半球内空气密度的减小或增大, 从而迫使空气质量排入另一半球, 形成越赤道质量流, 实现半球际大气质量交换。这一机制与早期学者考虑半球际大气质量输送仅由加热驱动的机制(杨鑑初 1956)显著不同。当然, I_1 中除了含有因水汽变化带来的分量之外, 还有因为南北半球大气在不同月份所受不同的加热导致的气柱膨胀或收缩而引起的越赤道输送分量, 只不过后者看起来要小得多。

4 辐射的季节变化特征

太阳辐射是大气质量输送的直接驱动力。太阳辐射的季节变化造成两半球的加热不均, 影响着两半球大气的相互作用(包括大气环流的季节变化和越赤道气流(曾庆存, 李建平 2002), 以及水份总量的变化), 因而是 IHO 季节变化的主要外强迫因子。20 世纪 50 年代, 杨鑑初先生(杨鑑初 1956)在利用海平面气压 SLP 计算北半球大气质量和估算南北半球际大气质量交换时, 推测出太阳辐射对半球的加热造成了南北半球间的输送。图 2.4(a), (b)分别给出了两半球平均的逐月地表净短波及净长波辐射, 其中净辐射(短、长波)指向外输出与向内输入辐射之差。图 2.4(a)可以清楚地显示半球太阳短波辐射夏高冬低季节变化特征, 其变化位相与水汽压(图 2.2)吻合, 表明地表净短波加热对地面水份蒸发起着重要作用。北半球平均地表净短波辐射年变程以及峰值均比南半球略小, 这是因为北半球空气中平均水汽含量比南半球高, 水汽是大气中吸收短波辐射的主要成分。长波辐射能量是大气能量的主要来源, 大气受到长波辐射加热(冷却)膨胀(收缩), 从而产生质量传输。图 2.4(b)给出半球地表净长波辐射变化, 看出其变化与 Δm 基本相对应, 即长波辐射在北半球春季加热达最大, 驱动北半球大气往南半球输送, 使北半球 Δm 达负值最大, 秋季情况相反。

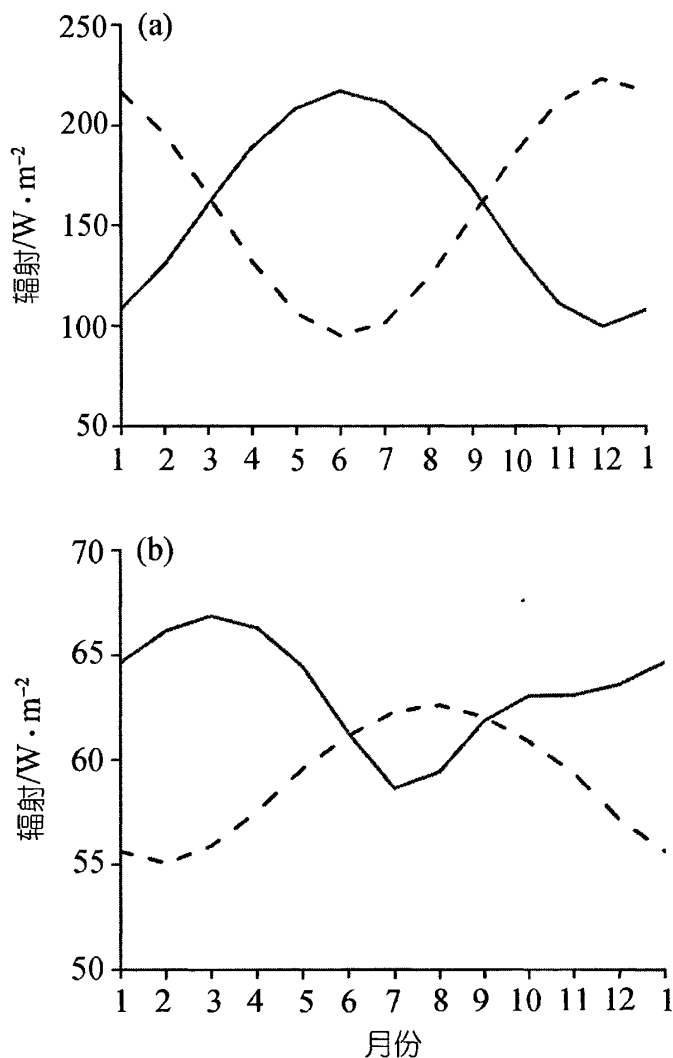


图 2.4 气候平均的的北半球(实线)及南半球(虚线)平均地面净短波辐射 (a)、净长波辐射(b)

半球密度和面积权重的平均温度的季节变化反映了太阳辐射加热状况的改变。这里的计算结果表明(图 2.5a, b), 去除年平均值后的半球平均温度在夏季达到最大, 在冬季达最小, 北(南)半球的年变程约为 8 K(5 K); 而与半球质量变化相对应, 北(南)半球的温度变化值(ΔT)则在春(秋)季达最大(小), 北(南)半球的温度变化值的年变程约为 4 K(2 K)。静态地考虑这种半球平均的温度变化量引起的气柱高度的改变(达到 40~60 位势米), 可导致两半球间气压梯

度力的改变, 虽然风场向压力场适应, 但仍可引起南北半球间大气质量输送的发生。

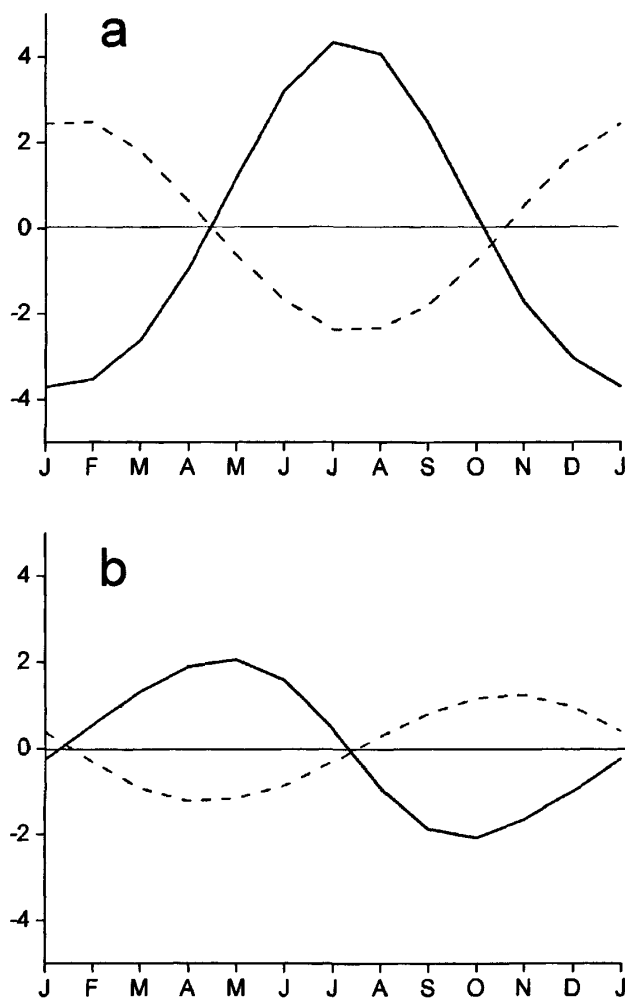


图 2.5 气候平均的的北半球(实线)及南半球(虚线)垂直平均温度 (a)、垂直平均温度变化(b). 单位: K

5 半球冬夏大气质量差异

由于地球热赤道地理位置的季节变更, 冬夏季节两半球间大气质量输送呈相反方向, 这必将导致全球范围内大气质量及成份的重新分布。图 2.6(a), (b) 首先给出了冬夏两季南北半球纬向平均位势高度场($[h]$)的垂直结构, 可看出 $[h]$ 具有明显的 IHO 特征。 $[h]$ 大值区主要集中于中高纬地区。北半球夏季大气得到加

热, 垂直平均的温度变化值达 4 K, 且水汽含量增加, 空气密度变小, 气柱伸长, 导致各等压面上位势高度平均升高约十几位势米, 而冷却的南半球情况相反, 但变化范围比北半球略小。另外, 北半球[h]大值区分布区域较南半球更为宽广及深厚, 这可能与两半球海陆分布差异有关。

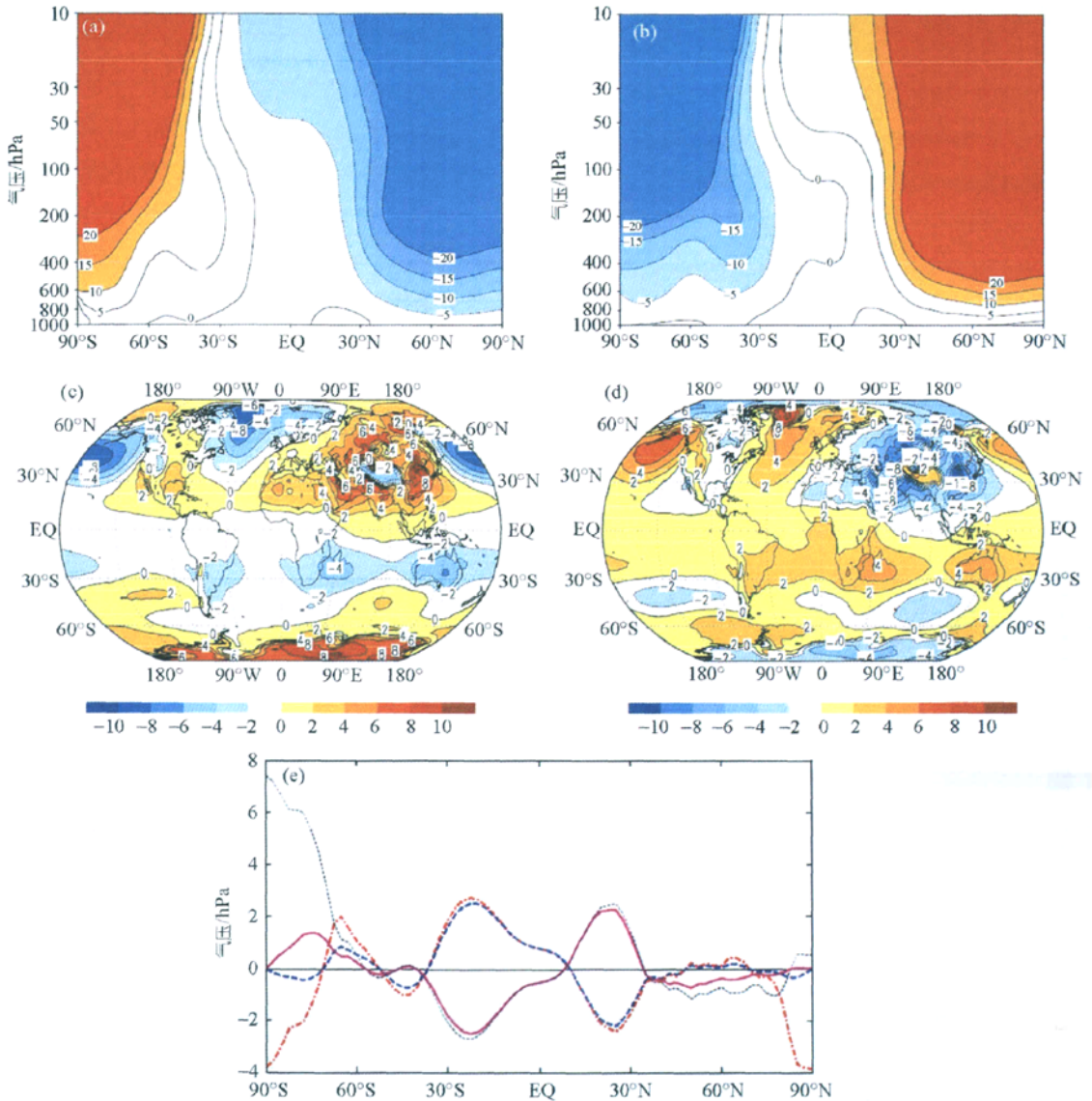


图 2.6 多年平均的冬季(DJF)、夏季(JJA)位势高度(a), (b)和 P_s (c), (d), 纬向平均季节异常 P_s (e)其中, 位势高度和 P_s 的年平均值已扣除; (a), (b)图等值线间隔为 5 gpm; (c), (d)为 2 hPa, (e)图细虚(点虚)线表示冬(DJF)(夏 JJA)季, 实(虚)线为经面积权重后的冬(夏)季 P_s 。纵坐标单位: hPa

为直观表示大气质量分布的季节差异, 还给出了冬、夏季(DJF, JJA) P_s 气候图(图 2.6(c)~(e)), 由于单纯 P_s 气候图基本只反映出地形空间分布(Oort 1983), 图中 P_s 值已减去其相应格点上的年平均值。图 2.6(c), (d) 上显示两个主要特征: (1) 北半球 15°N 以北区域冬、夏两季的质量分布显现出海陆分布显著差异, 即冬季质量正异常主要堆积于亚洲大陆(青藏高原除外(Saha, van den Dool et al. 1994)) 以及北美大陆的中东部, 中国的江淮及华北地区存在一正中心, 负异常出现于 30°N 以北的中太平洋及大西洋面, 此由大气质量由洋面输送至大陆造成(Oort 1983)。夏季情形相反。大气质量分布纬向差异明显, 表现为一振幅约 20 hPa 的东西振荡型“翘翘板”, 其中以类似于中纬度亚洲-北太平洋遥相关型(APO)尤为典型(Zhao, Zhu et al. 2007)。海陆热力差异产生的温度梯度方向及大小的季节转变, 导致如亚澳区热带季风(曾庆存, 李建平 2002)、亚洲副热带季风(Zhao, Zhang et al. 2007)等季风的产生及强度的改变。(2) 热带以及南半球中高纬主要为带状的正负异常分布, 其大气质量分布差异主要为经向型。低(高)气压对应着暖(冷)地表面, 地表非绝热加热效应明显(Chen, Baker 1986), 它是导致质量异常分布的主要原因。对应图 2.6(c), (d), (e) 显示冬夏两季的纬向平均异常质量随纬度呈反相变化, 其中副热带及两极极区的振幅较大, 说明冬夏两季的经向异常质量主要分布于副热带及两极极区。(3) 面积权重的 P_s 变化表明, 对 IHO 季节循环贡献较大的区域出现在副热带地区。

6 小结及讨论

利用 1979~2006 年 NCEP/NCAR 逐日、月平均地表气压、经向风、辐射及水汽再分析资料, 对 IHO 季节特征进行分析, 结果表明:

(1) 大气质量 IHO 季节循环明显, 表现为两半球大气质量的反位相变化。IHO 季节变化与全球范围大气质量的重新分布相关, 其中对 IHO 贡献最大的地表气压扰动出现在中纬度地区。

(2) 与大气质量变化相对应, 半球水汽质量及越赤道质量流是 IHO 季节循环的两个内部因子。这两个内部因子在南北半球亦表现出反相变化的季节循环特征。半球水汽质量变化与大气质量变化的年变程相当, 但位相相反; 由半球内

水汽的质量变化,引起两半球间空气密度的差异,可产生越赤道质量流 I_1 ,且 I_1 与半球空气质量变化位相一致。

(3) 半球地表净短波和净长波辐射,分别与水汽质量及越赤道质量流季节变化相对应,说明辐射加热为 IHO 的主要外强迫因子。

(4) 全球平均大气质量季节循环明显,其值在夏季达到最大,冬季为最小,年变程为 10^{15} kg,它主要由全球水汽变化引起,这从另一侧面支持全球干空气质量守恒这一假设。

另外,不同季节间大气异常质量的海陆分布差别明显,在北半球主要表现为纬向型分布,而南半球则以经向型分布为主。利用 JRA25, ERA40 再分析资料以及 CAM3、FrAM1.0 模式资料进行验证,结果支持 IHO 的季节循环,与上述结论基本一致。

要说明的是,估算越赤道大气质量输送有两种方法。前文中用半球空气及水汽质量变化反算了越赤道质量流 I_1 。这里提供由赤道面上 v 场的垂直积分获得的质量输送 I_2 。根据文献(Guan, Yamagata 2001),赤道垂直面内单位时间内通过单位长度的大气质量流可表示为

$$\begin{aligned}\eta &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{z_2}^{z_1} (\rho v | \varphi = 0) dz d\lambda \\ &= \frac{1}{2\pi g} \int_0^{2\pi} \int_0^{p_s} (v | \varphi = 0) dp d\lambda,\end{aligned}\quad (2.6)$$

该式是对大气质量流的整层积分, g , λ , φ 分别表示地球重力加速度、经度及纬度,实际计算中 v 从地表积分至资料顶层(10 hPa)。由 η 又可求得各月通过整个赤道垂直面的大气质量流 I_2 , 其表达式为

$$I_2 = \int_0^{ts} 2\pi a \eta dt, \quad (2.7)$$

式中 a 为地球半径, ts 为该月总时间长度。同理,可由赤道面上各层比湿 q 与经向风 v 乘积的垂直积分获得越赤道水汽输送质量(I_w),此处垂直积分顶层取 q 资料顶层(300 hPa)。

图 2.7(a), (b)分别给出了气候平均的 I_2 及 I_w 的季节变化。由图 2.7(a)可知,4~11 月间,大气质量由北向南输送,而 1~3 月及 12 月由南向北输送(其强度小于 4~10 月),体现了半球大气受热膨胀并向外输出的热力性质。图 2.7(b)中,与 I_2

相比,集中于低层的 I_w 所占比例较小,年变程少一个量级以上;两者位相相反,即水汽由冬半球往夏半球输送,与前面半球水汽质量变化讨论相一致。

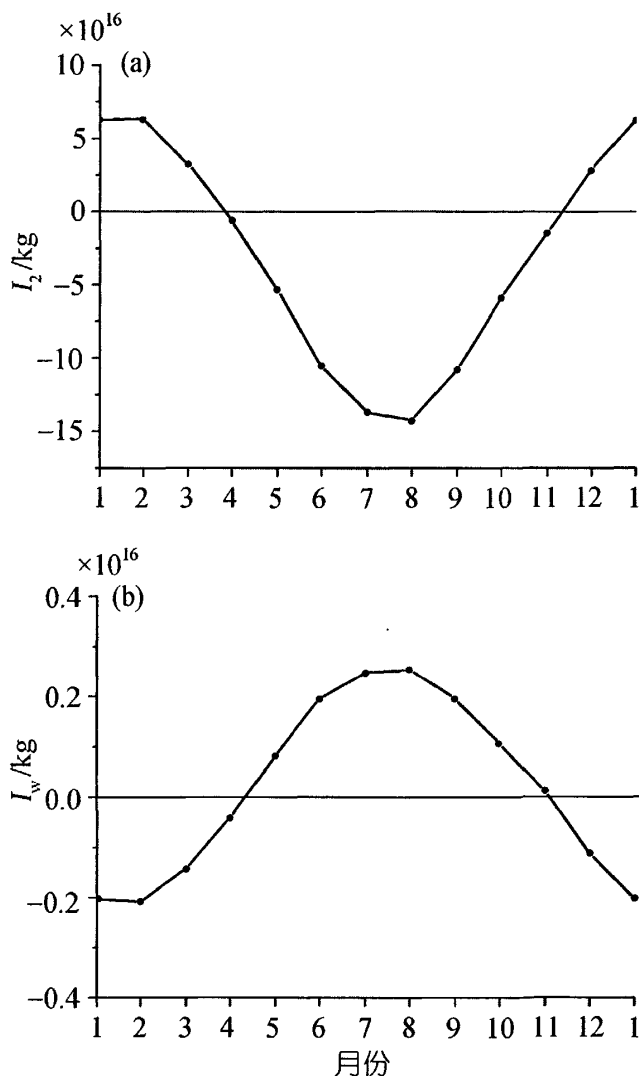


图 2.7 多年平均的逐月越赤道大气质量流 I_2 (a)及水汽质量流 I_w (b)

在图 2.7 中水汽与总体大气质量流输送的方向相反,在此以水汽顶层(300hPa)为分界,将 I_1 分解为上下两层(图 2.8),发现下层的质量输送季节变化与水汽输送一致,但量级与图 2.7a 相当,说明下层气体传输方向的一致性;上层大气质量输送变化则与 I_1 相似,且其振幅比 I_1 及下层质量输送都大,使得整层大气质量输送 I_1 的位相变化主要体现上层变化特征。赤道上下两层大气质

量传输方向相反,这恰好反映了 Hadley 环流对大气质量输送的重要性, Oort 在 1971 年已经指出 Hadley 环流对半球际的质量交换起着很大作用,其中低层大气质量由冬半球向夏半球输送,高层相反。由于水汽主要集中于低层,所以其年变化与 I_1 相反。年变程大接近 1 个量级,同时两者变化位相也差异明显。

2007 年, Graversen 等人(Graversen, Kaellen et al. 2007)利用 ERA40 相应资料进行计算,指出了全球空气质量变化与由风场计算所得的经向空气质量流之间存在很大差异。如果不考虑半球局地质量变化,越赤道质量流应该与半球大气质量变化量相对应,即与半球大气的膨胀率有关。由图 2.1 知,在春、秋两季,半球的大气质量变化量(绝对值)较大,而 I_2 季节变化却对应着图 2.1 中半球大气质量冬高夏低的位相变化;同时,全年 I_2 总和为 $14.66 \times 10^{16} \text{ kg}$,由 I_2 所得的两半球间全年大气输送并不平衡,这可能由于赤道 v 场资料同化存在误差所致。

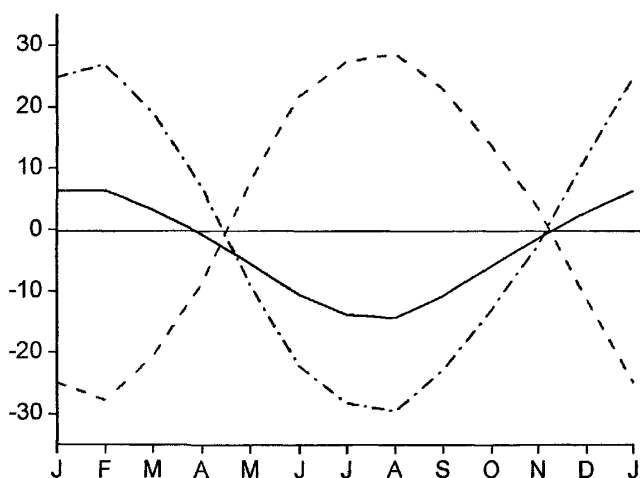


图 2.8 多年平均的逐月越赤道大气质量流 I_1 (实线)、地面-300hPa 越赤道质量流(虚线)及 300hPa-10hPa 越赤道质量流(点虚线)。单位: 10^{16} kg

最后要说明的是,这里只涉及了气候态的大气南北涛动(IHO)的季节变化特征,由图 2.2 和 2.1 看出,作为影响大气质量变化的主要分量,半球平均的 P_w 年际变率要比大气质量(P_s)小得多,同时,文献(Guan, Yamagata 2001)已经说明水汽年际变化对南北半球大气自身质量年际异常变化影响甚小,这些将在第三章分析南北涛动年际变化的季节差异时进一步明确。

参考文献

- Austin J. M. 1951: Mechanism of pressure change. *Compendium of Meteorology*. Boston, American Meteorological Society.
- Chen T.-C., Yen M.-C., Pfaendner J., et al. 1996: Annual variation of the global precipitable water and its maintenance: observation and climate-simulation. *Tellus. Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 48A(1): 1-16.
- Chen T. C., Baker W. E. 1986: Global diabatic heating during FGGE SOP-1 and SOP-2. *Mon Weather Rev* 114(12): 2578—2589.
- Chen T. C., Chen J. M., Schubert S., et al. 1997: Seasonal variation of global surface pressure and water vapor. *Tellus. Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 49A(5): 613-621.
- Collins, Coauthors. 2004: Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3). Technical Report NCAR/TN- 464_STR.
- Graversen R. G., Kaellen E., Tjernstroem M., et al. 2007: Atmospheric mass-transport inconsistencies in the ERA-40 reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 133(624): 673-680.
- Guan Z., Yamagata T. 2001: Interhemispheric oscillations in the surface air pressure field. *Geophysical Research Letters* 28(2): 263-266.
- Guan Z. Y., Iizuka S., M. C. 2000: Frontier Atmospheric General Circulation Model Version 1.0 (FrAM1.0): Model Climatology. Technical Report FTR-1.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., et al. 1996: The NCEP-NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(3): 437-471.
- Murphree T., Van den Dool H. 1988: Calculating tropical winds from time mean sea level pressure fields. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45(21): 3269-3282.
- Onogi K., Tsutsui J., Koide H., et al. 2007: The JRA-25 Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 85(3): 369-432.
- Oort A. H. 1983: Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973. *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*. N. J., Princeton. NOAA Prof. Pap. 14.
- Saha K., van den Dool H., Saha S. 1994: On the annual cycle in surface pressure on the Tibetan Plateau compared to its surroundings. *Journal of Climate* 7(12): 2014-2019.
- Trenberth K. E. 1981: Seasonal variations in global sea level pressure and the total mass of the atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 86(C6): 5238-5246.

- Trenberth K. E., Christy J. R., Olson J. G. 1987: Global atmospheric mass, surface pressure, and water vapor variations. *Journal of Geophysical Research* 92(D12): 14815-14826.
- Trenberth K. E., Smith L. 2005: The Mass of the Atmosphere: A Constraint on Global Analyses. *Journal of Climate* 18(6): 864-875.
- Uppala S. M., Kallberg P. W., Simmons A. J., et al. 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131(612): 2961-3012.
- van den Dool H. M., Saha S. 1993: Seasonal redistribution and conservation of atmospheric mass in a general circulation model. *Journal of Climate* 6(1): 22-30.
- Zhao P., Zhang R. H., Liu J. P., et al. 2007: Onset of southwesterly wind over eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall. *Clim Dyn* 28: 797—811.
- Zhao P., Zhu Y. N., Zhang R. H. 2007: An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. *Clim Dyn* 29: 293—303.
- Zhao Y., Li J. P. 2006: Discrepancy of mass transport between the northern and southern hemispheres among the ERA-40, NCEP/NCAR, NCEP-DOE AMIP-2, and JRA-25 reanalysis. *Geophys Res Lett* 33(20): L20817.
- 曾庆存, 李建平. 2002: 南北两半球大气的相互作用和季风的本质. *大气科学* 26(4): 433-448.
- 杨鑑初. 1956: 北半球大气质量的平均月际变化. *气象学报* 27(1): 37-59.

第三章 南北涛动年际及趋势变化的季节性差异

引言

南北半球平均大气总质量的反位相变化现象不仅存在于季节变化尺度上,同样其年际异常值也同样存在着显著的此消彼长特征(图 3.1)。Guan 和 Yamagata(2001)利用半球平均地表气压差构造 IHO 指数,通过功率谱分析发现该指数分析存在几个月至年代际的多时间尺度变化。Guan 和 Yamagata(2001)分析涉及月-月 IHO 的年际分布及演变特征,对其季节差异还未作分析。月-月 IHO 的年际变化主要表现为南北半球中高纬度间的反相异常地表气压分布形态,那么不同季节南北涛动年际特征是否具有一致性,其空间分布形态及垂直环流特征如何, IHO 的长期趋势如何,是值得进一步探讨的问题。本章将通过研究不同季节 IHO 的年际变化特征,探讨 IHO 的具体分布特征及其对应的环流特征,分析不同季节间 IHO 的差异。此外,还将使用两种 NCEP 和 ERA40 再分析资料,研究 IHO 的长期趋势特征。

1 资料

本章年际异常部分将采用 NCEP/NCAR 再分析月平均资料数据集,所取变量包括,地表气压(p_s)、位势高度(H)(1000~10hPa,共 17 层),网格点分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,覆盖时段为 1958.1~2006.12 共 588 个月。另取 ERA40(Uppala, Kallberg et al. 2005)及 JRA25(Onogi, Tsutsui et al. 2007)再分析资料用以对比 NCEP/NCAR 资料计算结果。而在趋势部分,则是取 NCEP 和 ERA40 两种再分析资料(简称 N、E 资料)做对比,时段取为 1958.1~2001.12。由第二章结果可知,全球平均水汽气压分量的年际变率远小于 p_s 自身,计算多年全球平均的地表水汽异常压强总方差,它只占到全球平均地表气压(图 2.1)方差的 5%,因而图 3.1 中全球大气质量出现不守恒现象可能是由资料同化误差所致(Guan, Yamagata 2001)。本章年际部分首先去除了各要素场的逐月多年长期变化趋势(detrend),并按北半球四季(3~5 月—春,6~8 月—夏,9~11 月—秋,12~

次年 2 月—冬), 将要素的年际异常场进行 3 个月的季节平均, 以下简称春、夏、秋、冬。

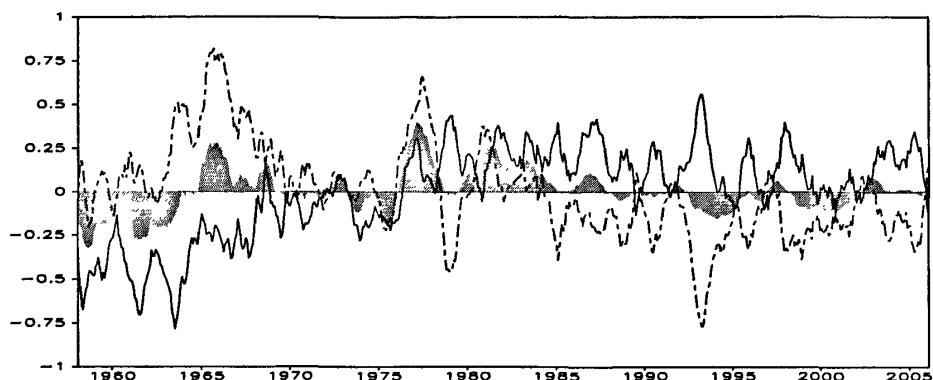


图 3.1 全球 (阴影)、北半球 (实线) 及南半球 (曲线) 面积权重平均的地表气压演变.

图中, 地表气压已做 11 月平滑. (单位: hPa)

2 方法

2.1 IHO 指数构造方法

由于南、北两半球大气总质量的年际异常值呈现反位相的演变规律(图 3.1), 参照 Guan 和 Yamagata(2001), 构造南北涛动指数:

$$\begin{aligned} I_{IHO} &= p_{sNH} - p_{sSH} \\ p_{sNH} &= \int_0^{\pi/2} p_s \cos \varphi d\varphi \end{aligned} \quad (3.1)$$

式中 p_{NH} 、 p_{SH} 分别表示南、北半球表面异常气压的权重面积平均值。

2.2 向量相关系数的计算与检验

本章计算 IHO 与风场的相关关系时, 涉及向量相关系数的计算与检验, 下面根据周晓霞等(2004), 给出其具体的计算方法。

1) 向量相关系数的定义

分析某标量要素时间序列 T 与矢量要素 (如风场 $\vec{V}$ 、水汽通量 $\vec{Q}$) 时间序列时, 涉及向量与标量间相关系数的计算及显著性检验, 其方法如下:

记向量序列 $\vec{V}$: $\vec{V} = u(t)\vec{i} + v(t)\vec{j}$

和标量序列 $T: T(t) \quad t=1-n$

其向量形式的相关系数定义为:

$$\bar{r} = \frac{(\bar{V}', T')}{\|\bar{V}'\| \|T'\|} = \left(\frac{\bar{V}'}{\|\bar{V}'\|}, \frac{T'}{\|T'\|} \right) = (\tilde{\bar{V}}', \tilde{T}') \quad (3.2)$$

式中, 距平向量

$$\bar{V}': \bar{V}' = \bar{V} - \bar{\bar{V}}, \quad t=1-n;$$

$$\bar{\bar{V}} = \sum_{t=1}^n \bar{V}(t) / n = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n u(t) \bar{i} + \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n v(t) \bar{j}$$

$$T': T' = T(t) - \bar{T}, \quad t=1-n;$$

$$\bar{T} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n T(t)$$

距平序列的模 (方差的 n 倍) 分别为

$$\begin{cases} \|\bar{V}'\| = \left\{ \sum_{t=1}^n [u'^2(t) + v'^2(t)] \right\}^{\frac{1}{2}} \\ \|\bar{T}'\| = \left\{ \sum_{t=1}^n T'^2(t) \right\}^{\frac{1}{2}} \end{cases} \quad (3.3)$$

两标准化距平序列为

$$\begin{aligned} \tilde{\bar{V}}': \tilde{\bar{V}}' &= \bar{V}'(t) / \|\bar{V}'\| \\ \tilde{T}': \tilde{T}' &= T'(t) / \|T'\| \end{aligned} \quad , t=1-n \quad (3.4)$$

故向量形式的相关系数算式为:

$$\bar{r} = (\tilde{\bar{V}}', \tilde{T}') = (\tilde{u}', \tilde{T}')\bar{i} + (\tilde{v}', \tilde{T}')\bar{j} \quad (3.5)$$

而其在 $\bar{i}$ 、 $\bar{j}$ 方向上的分量定义为

$$r_x = (\tilde{u}', \tilde{T}'), \quad r_y = (\tilde{v}', \tilde{T}') \quad (3.6)$$

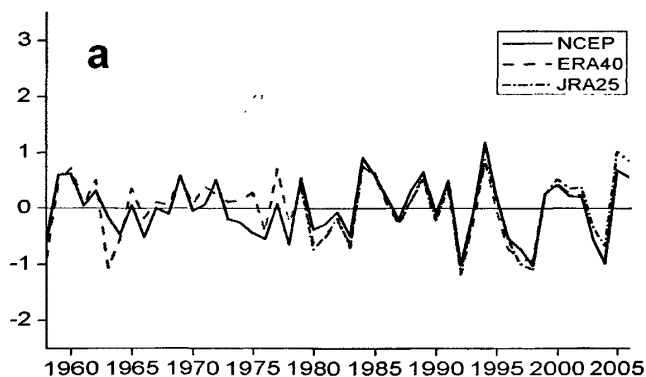
2) $\bar{r}$ 的显著性检验

假设检验对 $|r| = (r_x^2 + r_y^2)^{\frac{1}{2}}$ 进行。可使用 Monte Carlo 模拟和 t (学生氏) 检验。

3 IHO 年际变化的季节性差异

3.1 不同季节的南北涛动指数及其方差

图 3.2 给出了由 NCEP、ERA40 及 JRA25 三种再分析资料计算所得的四季 IHO 指数的时间变化曲线,可以看出三种资料在描述 IHO 的时间演变上具有很好的一致性,三种资料 IHO 指数的年际变化以及振幅基本吻合,特别是 80 年代后。其中 NCEP 与 ERA40 IHO 指数在资料的重合时段(1958-2001 年)保持着显著相关,相对而言,夏季的相关系数略低,但仍高达 0.685,通过 0.01 的相关显著性检验(表 3.1),表明三种再分析资料均能反映 IHO 的年际变化特征。此外,由表 3.1 还可看出,四个季节的 IHO 指数方差基本相当,其中冬季最大,夏季最小,但两者差值仅为 0.04,说明在年际尺度上,四个季节的 IHO 活跃程度相同。



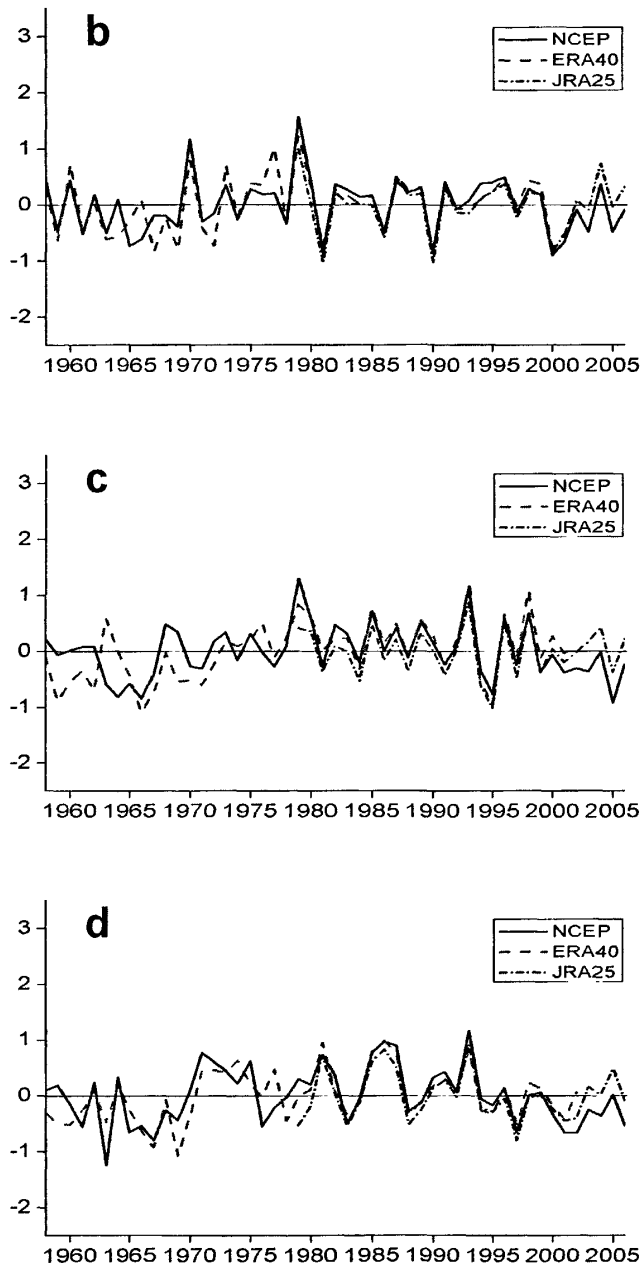


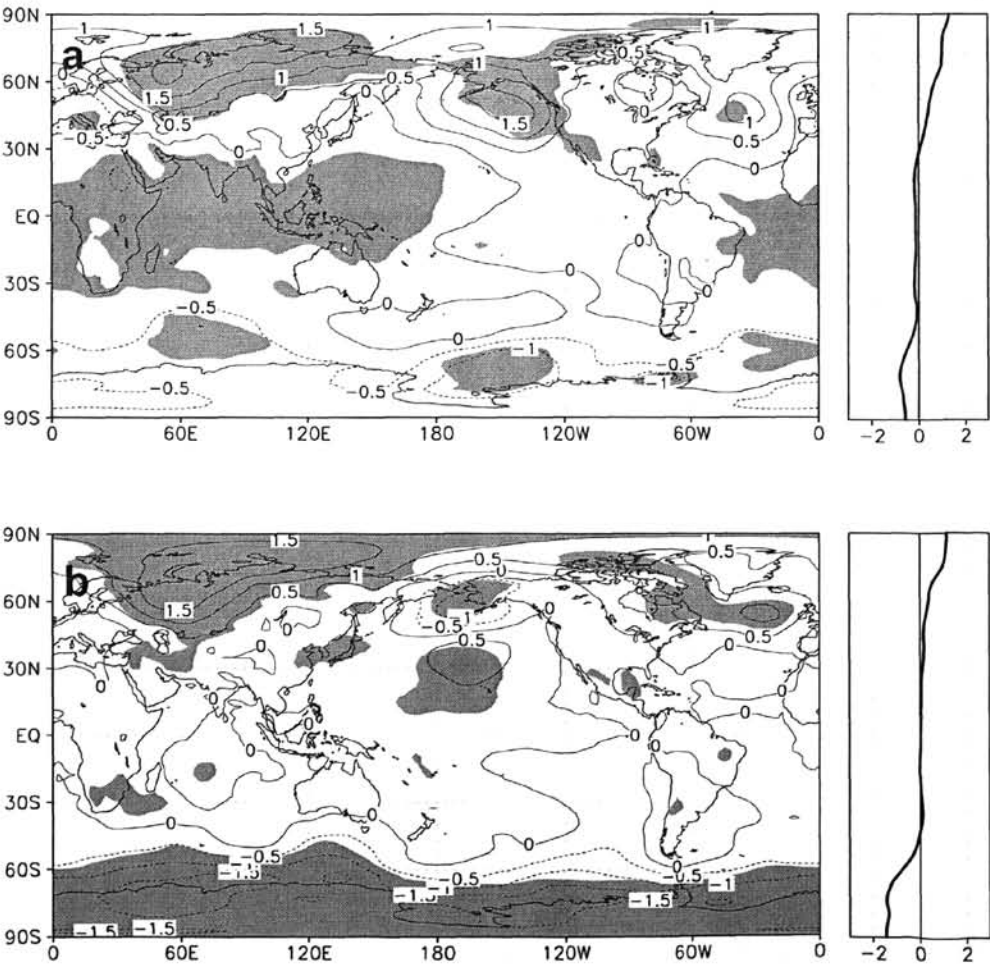
图 3.2 由三种再分析资料构造的 I_{HO} 指数, NCEP (实线), ERA40 (虚线), JRA25 (点虚线). a) 冬; b) 春; c) 夏; d) 秋.

表 3.1 四季 IHO 指数的方差以及与 1958-2001 年 ERA40 IHO 指数的相关系数

	冬	春	夏	秋
方差	0.271	0.246	0.229	0.264
相关系数	0.857	0.844	0.685	0.808

3.2 南北涛动的空间分布特征

为分析四个季节南北涛动的空间分布特征，分别对季节 I_{IHO} 为正位相时的地表气压异常场进行合成分析（图 3.3）。与 Guan 和 Yamagata (2001) 结果相似，四季全球大气的质量异常大值区主要集中在两半球的中高纬地区，以亚欧大陆、阿留申地区及南极地区尤为明显，且符号相反，北半球以正异常为主，南半球反之；IHO 为负时情况相反。这体现了 IHO 的基本特征。



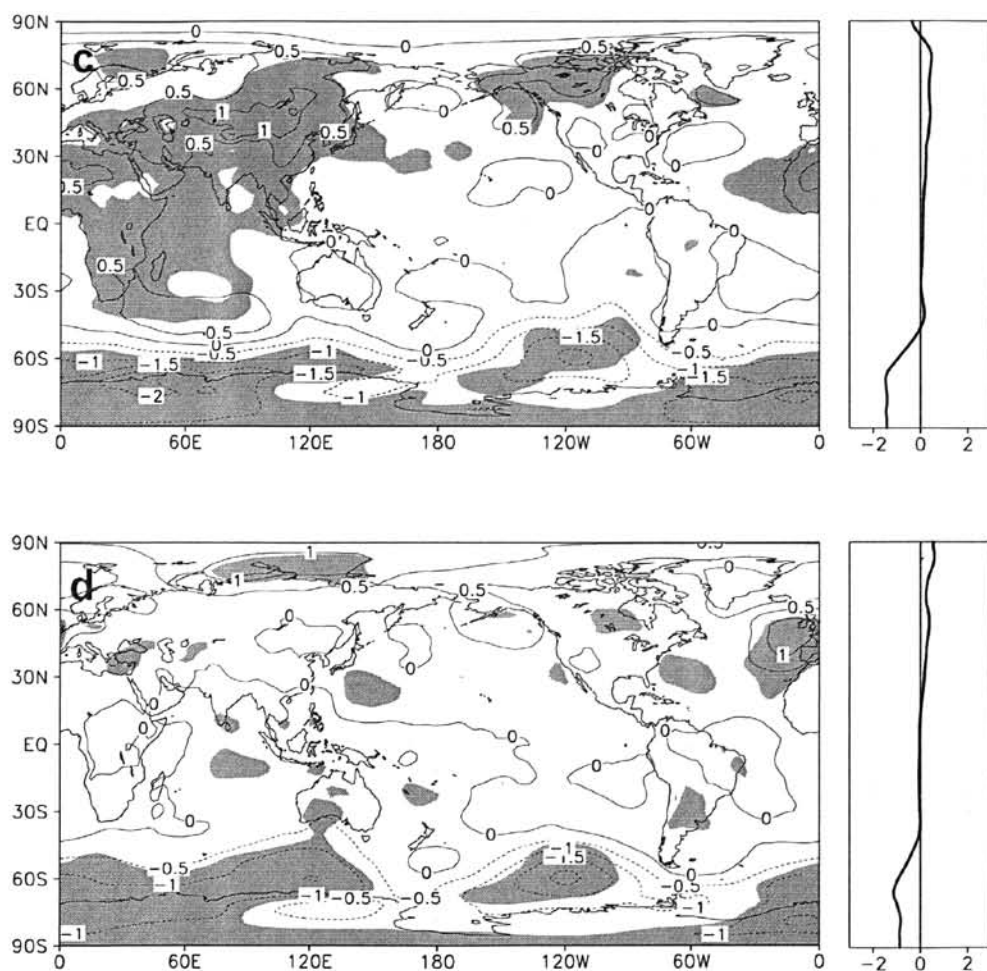


图 3.3 对正 I_{IHO} 指数的合成全球(左), 纬向平均(右)地表异常气压合成, 等值线间隔

0.5hPa, 阴影区表示通过 0.05 信度以上 t 检验.

a) 冬; b) 春; c) 夏; d) 秋.

由四季质量异常分布区域及量值看出, 年际 IHO 的季节差异明显, 表现为北半球大气质量异常分布范围、区域及两半球中高纬量值均存在季节变化。冬春秋三季南、北半球中高纬出现大范围的质量异常大值区 (图 3.3a、b、d), 说明这三个季节南北涛动的关键区集中于两半球中高纬。然而, 夏季北半球的大值区位置有所改变, 面积及强度均明显减弱, 而南半球大值区依然存在, 且其

强度达到最大,因而南北涛动不再局限于两半球的中高纬地区(图 3.3c)。夏季地表气压正的大值区主要集中于东半球的 30°S-60°N 纬带,由于地表气压的变化很大程度上决定了地表风场(Murphree, Van den Dool 1988),且季风活动主要集中于东半球,因此这种异常分布将与季风活动异常密切相关。

值得注意的是,南半球中高纬四季始终有较大的质量负异常,尤其是夏季;而北半球则是冬季的质量堆积最为明显,这可能是冬半球中高纬异常冷却更明显所致。

3.3 纬向平均大气异常质量及高度场分布的南北涛动特征

为进一步分析四季全球大气质量异常的主要分布及其演变特征,分别对四季纬向平均的地表异常气压 ($\overline{p_s}$) 进行 EOF 分解。令 $h_n(t)$ 、 $R_n(\varphi)$ 、 $\mu = (\cos \varphi)$ 分别为第 n 个特征向量的时间系数、特征向量及面积权重因子, $\overline{p_s}$ 可表示为:

$$\overline{p_s} = \sum_{n=1}^{\infty} h_n(t) R_n(\varphi) / \mu \quad (3.7)$$

联系 (3.1)、(3.8) 式,可重新定义 I_{IHO} 如下:

$$I_{IHO} = \sum_{n=1}^{\infty} h_n(t) (R_{nNH}^* - R_{nSH}^*) \quad (3.8)$$

由表 3.2 可知,四季 EOF 分解的第一特征向量方差贡献均较大,因此图 3.4 只给出了第一特征向量及其相应的时间系数。结合表 3.2 与图 3.4,四季大气质量异常主要空间分布形态有较大差别,其中春、夏两季(特别是夏季)与相应季节 I_{IHO} 的相关系数(0.49、0.70),且这两季南北半球质量差异较大($R_{1NH}^* - R_{1SH}^*$, R_{1H}^* 为相应半球的平均异常质量),呈现出明显的 IHO 特征。但它们的形式却有较大差异:春季大气质量异常的分布主要集中于中高纬,与 Guan 和 Yamagata(2001)描述的特征较为相似,而夏季大气质量异常的分布则以南半球的南极涛动(AAO)及 30°S-60°N 的低值分布为主,与前面合成分析结果相对应(图 3.3b, c)。

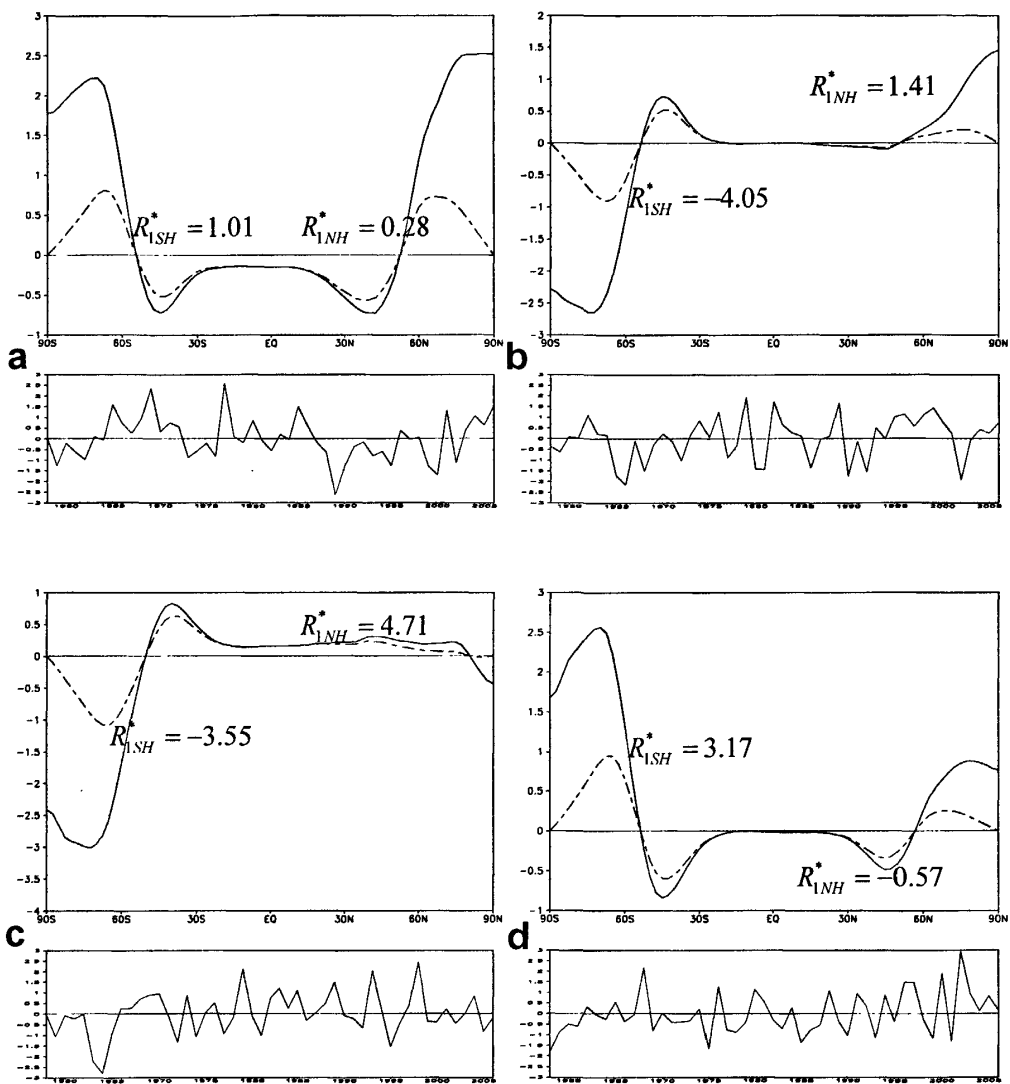


图 3.4 R_1 (EOF 的第一特征向量, 虚线, 上部), R_1/μ (实线, 上部), 相应时间系数 (下部); 冬;b) 春; c) 夏; d) 秋.

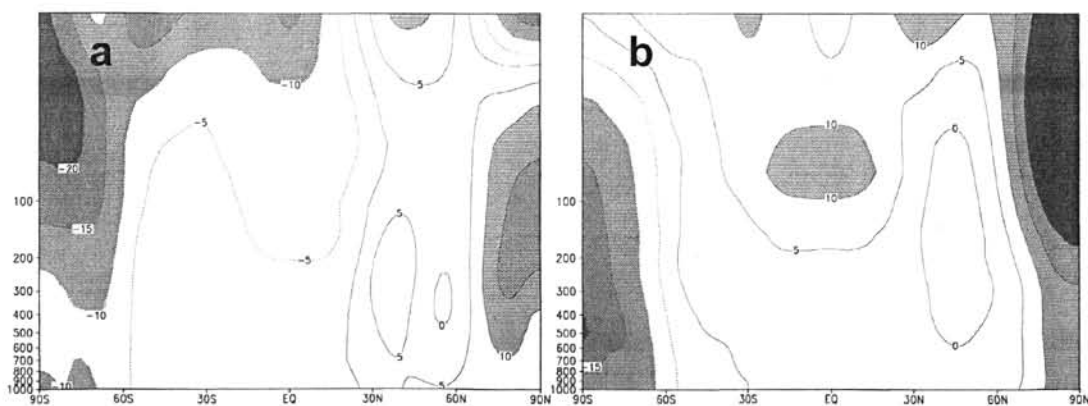
表 3.2 四季 $\overline{p'_s}$ EOF 第一特征向量的方差贡献率及与 IHO 的联系

	春	夏	秋	冬
方差贡献率	0.39	0.56	0.42	0.37
相关系数	0.49*	0.70*	0.32*	0.06

注: *表示通过 95%以上 t 检验.

秋、冬两季质量异常分布主要以两极涛动(AO、AAO)为主,它们与相应季节 I_{HO} 的相关系数降低至0.32、0.06,且冬季南北半球相应平均质量异常(R_{1NH}^* 、 R_{1SH}^*)同为正号,并未体现南北涛动特征。

大气质量的异常堆积可表现为相应的高度场变化,因而我们利用标准化 I_{HO} 对纬向平均的季节高度异常场(H')进行回归分析,以研究HO相应的高度场扰动的垂直结构(图3.5)。由于经过标准化后的 I_{HO} 无量纲,回归系数图上高度场单位(gpm)与原高度场一致。分析各季节高度异常场对相应季节 I_{HO} 指数的投影分量,看出高度异常的大值区均出现于中高纬地区。与前面合成及EOF分析的结果基本一致,春、冬两季南北中高纬地区均出现深厚的高值(南负北正),表现出较强的正压特点,“翘翘板”特征明显;而夏、秋两季高度异常高值区只集中于南半球中高纬,其主要特征为南极负值由对流层伸展至平流层中上部,正值中心则由平流层顶向下向北伸展,高值中心集中于 $80^{\circ}S \sim 60^{\circ}S$ 的平流层顶,高值区以北为广阔的正值区(北半球中高纬存在一个负的低值区)。



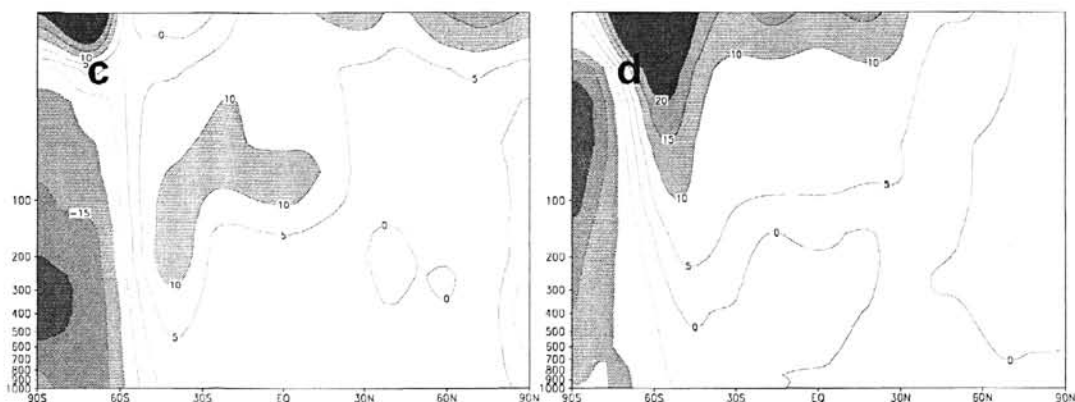


图 3.5 高度场对 I_{HO} 指数的回归系数图. 等值线间隔: 5m.

a) 冬; b) 春; c) 夏; d) 秋.

3.4 IHO 指数与地面气象要素的关系

大气质量的异常分布关系着各类定常及非定常大气环流系统的演变, 为分析 IHO 与各个季节大气异常质量的关系, 图 3.6 给出了各季节 I_{HO} 指数与地表气压的相关系数。可看出 I_{HO} 指数与全球大部分区域存在显著相关, 北半球主要以正相关为主, 南半球反之, 且南极区域四季均为显著负相关。其中, 冬季正的高相关区主要出现在欧洲及北太平洋东部及阿拉斯加区域, 除南极区域外, 显著负相关区还出现于热带印度洋, 东南亚地区及热带西太平洋, 这可能与冬季东南亚气压涌升引起的两半球间大气质量相互交换事件有关(Carrera, Gyakum 2003; Carrera, Gyakum 2007)。春季正高相关区变化较为明显, 位置主要出现于亚欧大陆, 加拿大东部及北大西洋的中高纬部分, 值得注意的是, 中国江淮区域亦出现了高相关的正值区。夏季显著相关区域达到最大, 正相关高值区扩大至几乎整个亚非欧大陆, 印度洋区, 北美西部及热带大西洋区, 而南半球的显著负相关区则由南极区域扩大至 55°S 以北洋区。秋季高相关区面积降至最小, 正相关高值区主要集中于 $30^{\circ} \text{N} \sim 60^{\circ} \text{N}$ 纬带 (中东北太平洋区域除外)。

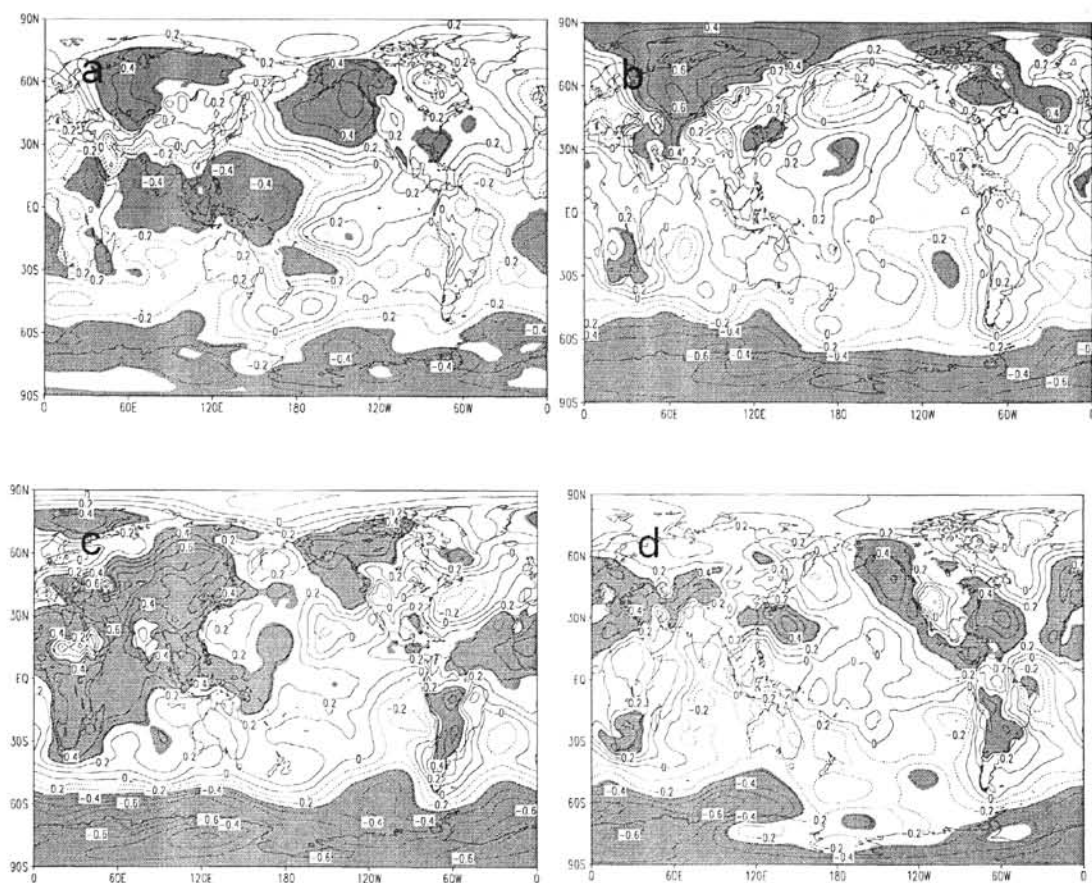


图 3.6 I_{HO} 指数¹与地表气压的相关系数. 阴影区通过 0.05 信度以上的 t 检验.a) 冬;

b) 春; c) 夏; d) 秋.

由气体状态方程可知, 地表气压的变化跟温度变化相联系, 图 3.7 (a-d) 给出了 IHO 指数与地表气温的相关关系。在冬季 (图 3.7a), 显著相关区域主要集中于赤道中东太平洋及南太平洋, 呈 -+ 分布, 说明冬季 IHO 可能与 ENSO 事件有联系。在春季 (图 3.7b), 显著相关区域主要出现在北半球中高纬度地区, 且均为负相关, 显著区域包括西欧、中亚及东亚 (蒙古及我国大部分地区) 和俄罗斯西北部, 在后面第五章分析中也证实了春季 IHO 与我国大部分站点温度均呈显著负相关 (图 5.7b)。在夏季 (图 3.7c), 北半球的显著相关区有所减少, 负的显著相关区有蒙古, 北太平洋中部及美国 40°N 附近纬带, 而南印度洋及南大西洋均出现显著的正相关, 此正相关区域可一直持续至秋季。另外在秋季

(图 3.7d), 30°N - 60°N 纬带上存在广阔的负相关区域, 包括北美及西欧大部分地区, 以及太平洋东部。总体来说, IHO 指数与地面温度的显著相关具有较强的局地性, 北半球中高纬度陆地主要以负相关为主, 而 60°S 以南地区也为负相关, 说明地面气温的变化与中高纬度异常大气质量堆积有着密切的联系。

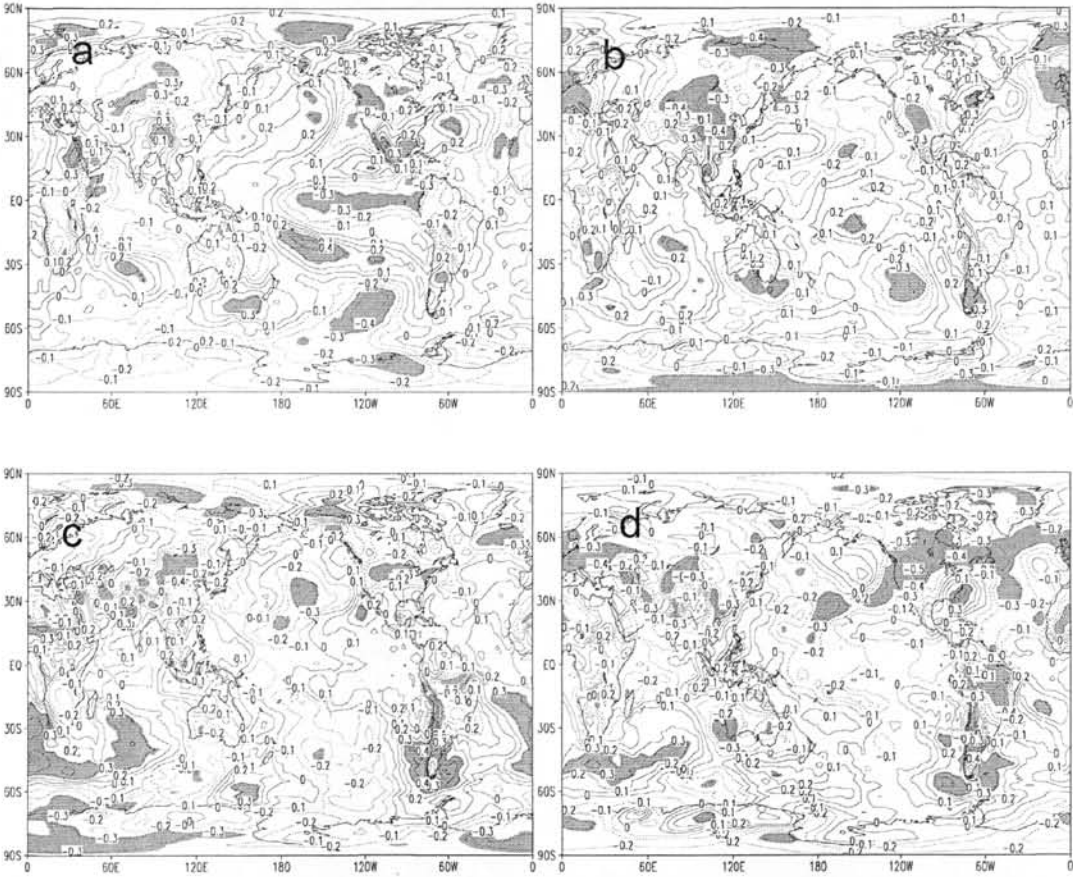


图 3.7 I_{HO} 指数与地表气温的相关系数. 阴影区通过 0.05 信度以上的 t 检验. a) 冬; b) 春; c) 夏; d) 秋.

IHO 与地表气压的变化相联系, 在大尺度气流运动中, 气压场与风场按地转平衡方向相互适应, 由于地表气压场的改变, 使得地表风场发生改变以适应地表气压场。因此, 还计算了 IHO 指数与地表风场 (图 3.8a-d) 及 850hPa (图 3.9a-d) 的相关系数。图 3.8a 可以看出, 冬季 IHO 与太平洋风场呈偶极型显著相关分布, 在阿留申低压区域表现为反气旋式的相关风场分布, 而在热带及南

太平洋中低纬以气旋式相关风场分布为主，此外在北大西洋及欧洲西北部亦存在反气旋式的显著相关风场分布，这与图 3.6aSLP 的相关系数分布相对应。图 3.8b 看出，相比冬季情况，春季欧洲西北部反气旋显著相关风场分布明显扩大，一直延伸至俄罗斯西北地区，而原阿留申区域显著相关风场变为气旋式，且范

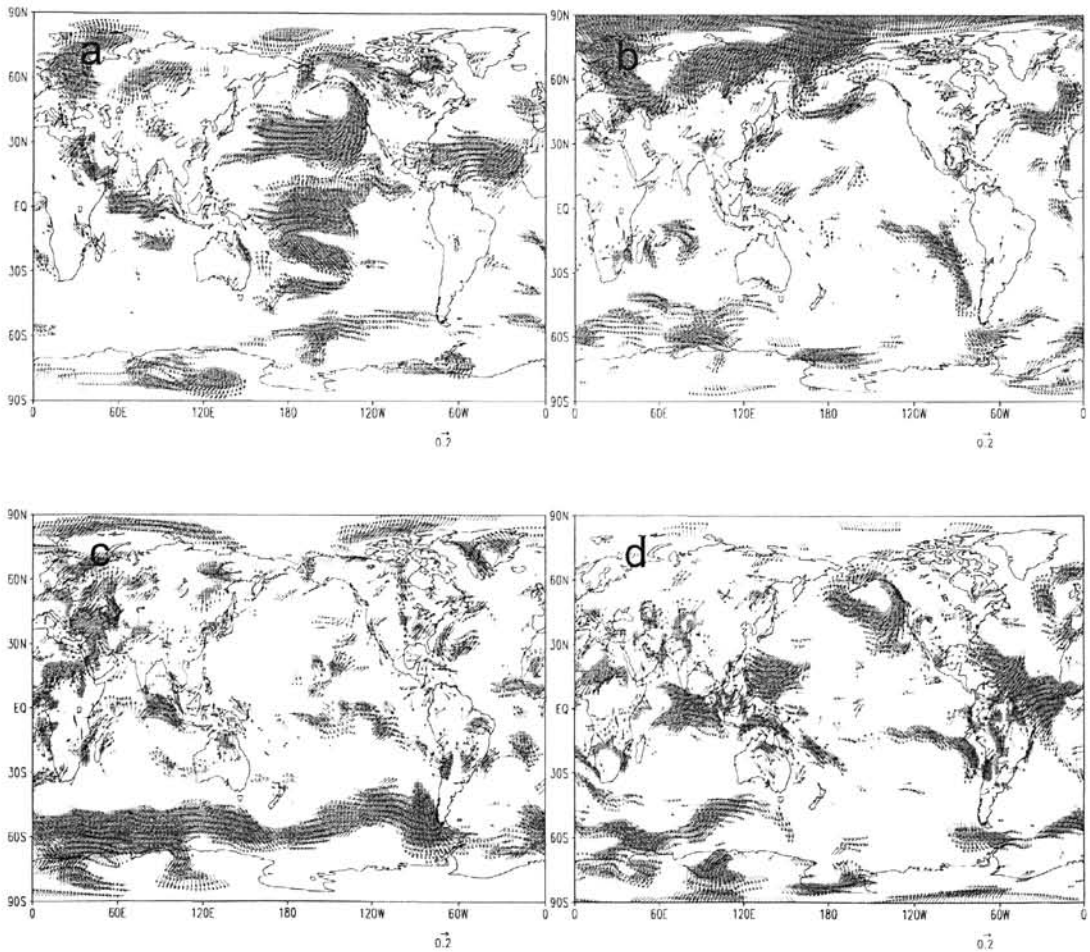


图 3.8 I_{HO} 指数与地表风场的相关系数. 阴影区通过 0.1 信度以上的 t 检验. a) 冬; b) 春; c) 夏; d) 秋.

围有所减小，而在北大西洋及北美西部存在反气旋式风场分布，此外，显著风场还出现在南美沿岸和南半球中纬度的南印度洋及南大西洋区域。在夏季（图 3.8c），南半球 60°S 附近整个纬带呈明显西风相关，由西亚至西非存在显著东北方向的相关风场，而热带印度洋西部为偏西北相关风场，上述区域均为夏季风活跃区域，因此，夏季 IHO 与季风联系密切。在秋季（图 3.8d），显著相关风场分布与阿留申、热带印度洋中东部、热带大西洋及北大西洋东部。而 850hPa 的相关风场基本与地表风场相关分布相吻合，总的来说，四个季节的 IHO 指数确实跟全球大范围的低层风场存在联系。

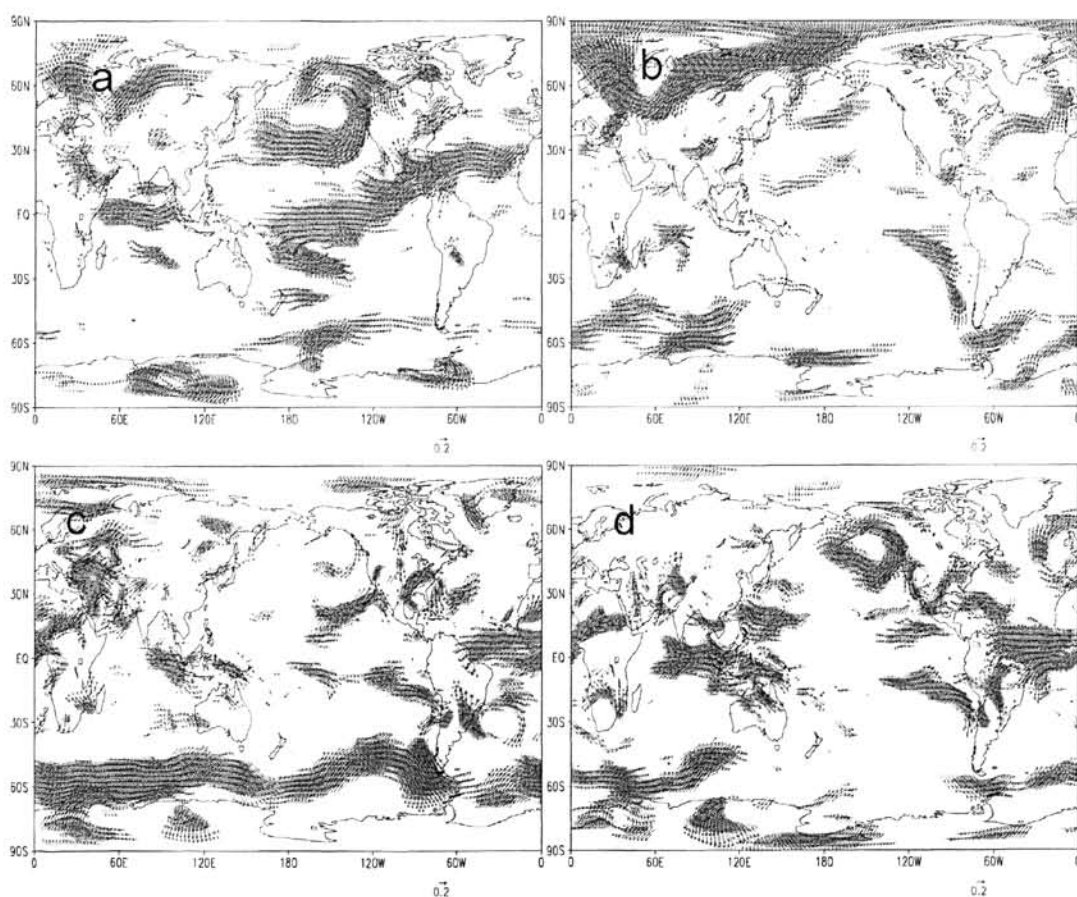


图 3.9 I_{HO} 指数与 850hPa 风场的相关系数. 阴影区通过 0.1 信度以上的 t 检验. a) 冬; b)

春; c) 夏; d) 秋.

4 IHO 的长期趋势特征

Guan 和 Yamagata(2001)通过功率谱分析表明 IHO 具有包括多年代际在内的多时间尺度变化,在全球变暖背景下,全球地表温度有着显著变化,这可能会对地表气压(大气质量)的长期趋势产生影响。另外,NCEP I 及 ERA40(以下简称 N 和 E 资料)是目前广泛应用且较为可靠的再分析资料,它们对于 IHO 以及全球大气质量趋势变化的一致性需要进一步明确。为此,本节将通过对比 N 和 E 资料在最近 40 多年(1958-2001 年)的地表气压及地表温度的线性趋势,找出它们的共同特征及差异。

由图 3.10(a, b)看出,冬季两半球中高纬度地区地表气压呈降低趋势,而在中低纬度以正的上升趋势为主。两种再分析资料在分布区域及数值大小均较为接近,主要差别在于中纬度地区的南大西洋、南印度洋及北大西洋区域 N 资料的正中心值比小于 E 资料,此外中亚区域两种资料趋势相反。这种差异导致了, IHO 指数线性趋势的差异,在冬季 N 资料为 $0.11 \text{ hPa}/10\text{yr}$ 的上升趋势,而 E 资料则为 $-0.04 \text{ hPa}/10\text{yr}$ 的弱下降趋势,两者均未通过显著性检验(表 3.3)。而图 3.11(a, b)中亚非欧大陆、北美中西部的地表气温变化趋势大值区与地表气压呈反号分布,升温降压的关系得以体现,而在南半球中高纬度及北美东北部和格陵兰地区温度趋势变化的对应关系较差。

图 3.10(c, d)表明,春季两半球中高纬度地表气压仍为下降趋势,其中南极极区附近下降趋势较冬季增强。N 资料的中高纬度北半球阿留申地区具有下降趋势的区域有所南压,其它地方有下降趋势的区域则向北收缩,在蒙古和中国地区出现较大的上升趋势;而 E 资料则是弱的下降趋势,南极极区的长期趋势数值也比 N 资料小。两种资料在春季的 IHO 指数均为上升趋势,其中 N 资料上升更为显著(表 3.3)。由图 3.11(c, d)看出,两种资料春季的地面气温趋势变化大值区与地表气压对应关系较好,北太平洋区域除外。

在夏季(图 3.10e, f),北半球下降趋势区域继续向北收缩,南极极区情况则与夏季相似。两种资料的较大差异仍集中于亚欧大陆, N 资料的上升趋势有所增强,而 E 资料仍以下降趋势为主。夏季 IHO 指数的上升趋势更加明显, E 和 N 资料均通过显著性检验(表 3.3)。两种资料的地表温度趋势变化与地表气

压对应，以南极极区附近的对应关系最好（图 3.11e、f）。

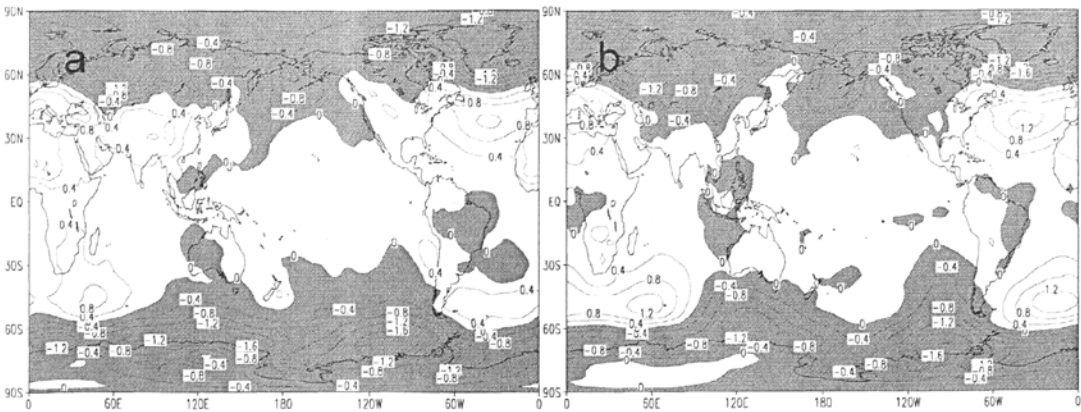
秋季两半球中高纬度下降趋势均较夏季减小，但下降趋势区域较夏季有所扩大，两种资料在蒙古及中国地区差异仍然明显（图 3.10g、h）。地表气温的趋势变化在全球大部分地区与地表气压变化趋势对应较好（图 3.11g、h），IHO 指数均呈上升趋势。

总的看来，两种再分析资料的地表气压在中高纬度主要以下降趋势为主，其中南半球中高纬度下降趋势值比北半球中高纬度大，这应该是造成 IHO 指数上升趋势的主要原因（N、E 总体上升趋势分别为 0.28hPa/10yr 和 0.07hPa/10yr），地面气温基本与地表气压呈相反的变化趋势，温度的上升（下降）导致了地表气压的降低（升高）。两种再分析资料趋势变化结果基本一致，其中 N 资料的 IHO 指数上升趋势要大于 E 资料，在冬季 E 资料 IHO 指数甚至出现了弱的下降趋势，另外两种资料在蒙古及中国地区的变化趋势有着较大差异，其原因有待进一步分析。

表 3.3 两种再分析资料 IHO 指数的线性趋势情况（单位：hPa/10yr）

	冬	春	夏	秋	总趋势
N	0.11	0.26*	0.44*	0.31*	0.28*
E	-0.04	0.05	0.17*	0.09	0.07*

注：*号表示通过信度为 0.05 的 F 检验



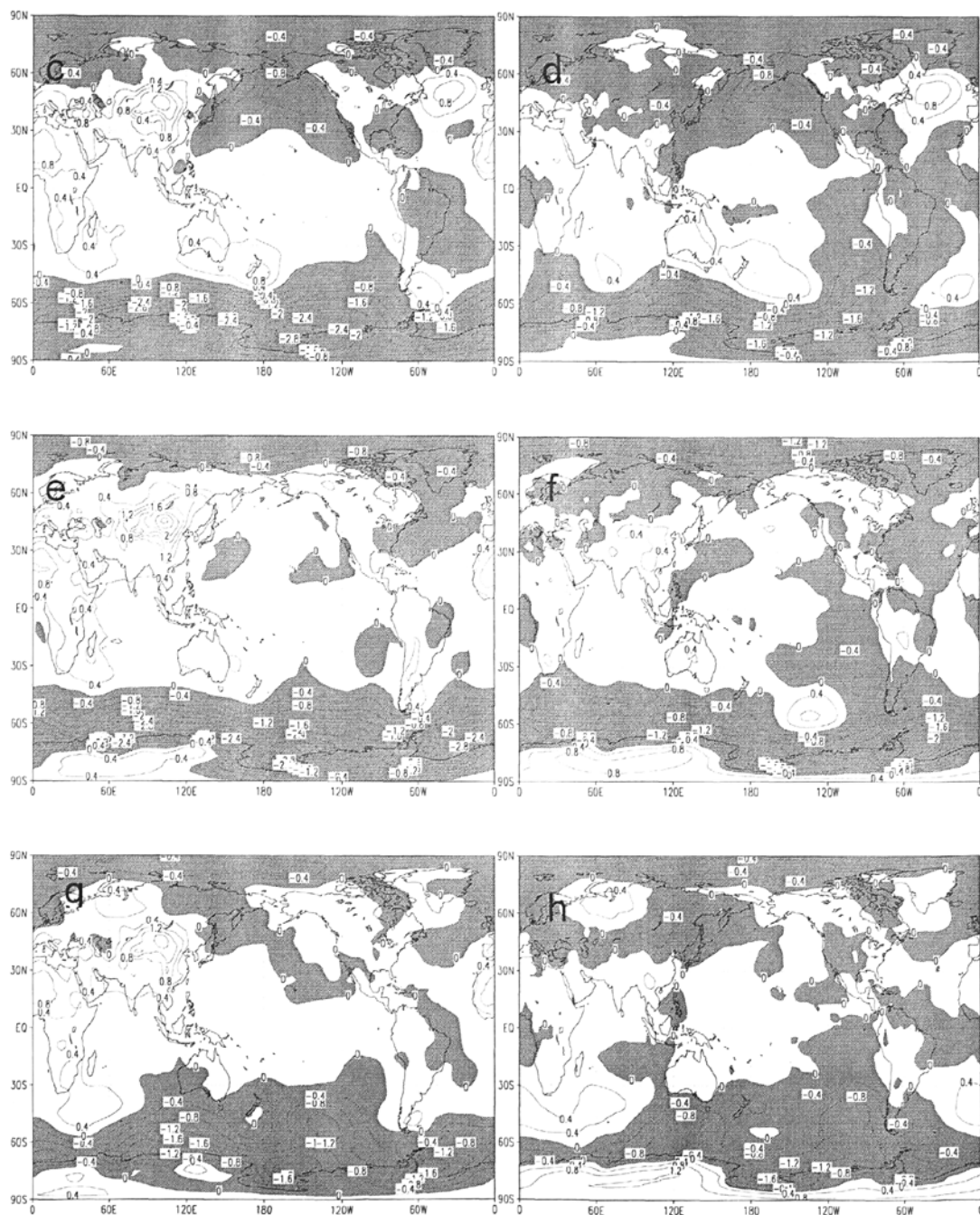
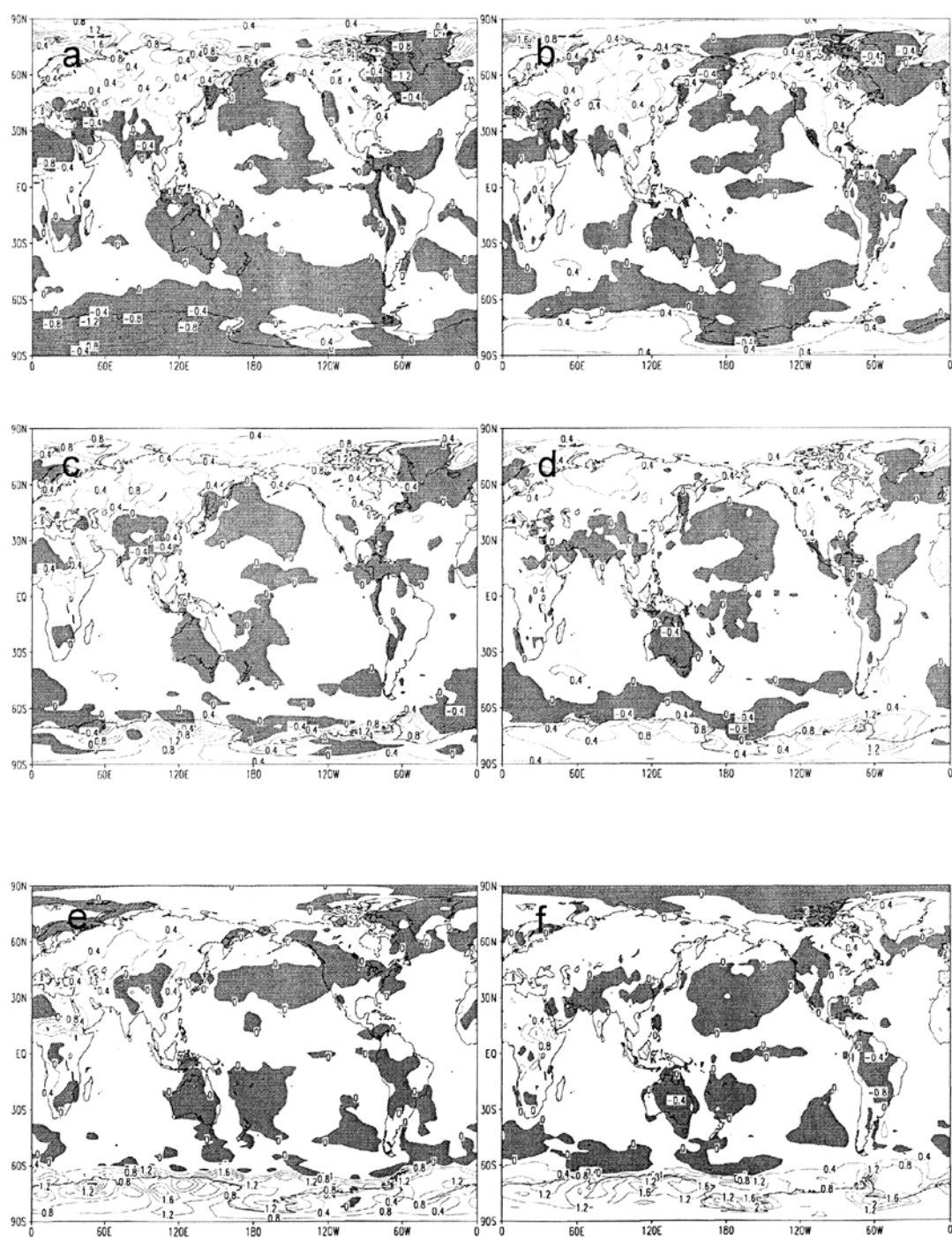


图 3.10 两种再分析资料地表气压的长期趋势。NCEP: a) 冬; c) 春; e) 夏; g) 秋。

ERA40: b) 冬; d) 春; f) 夏; h) 秋。单位: hPa/10yr



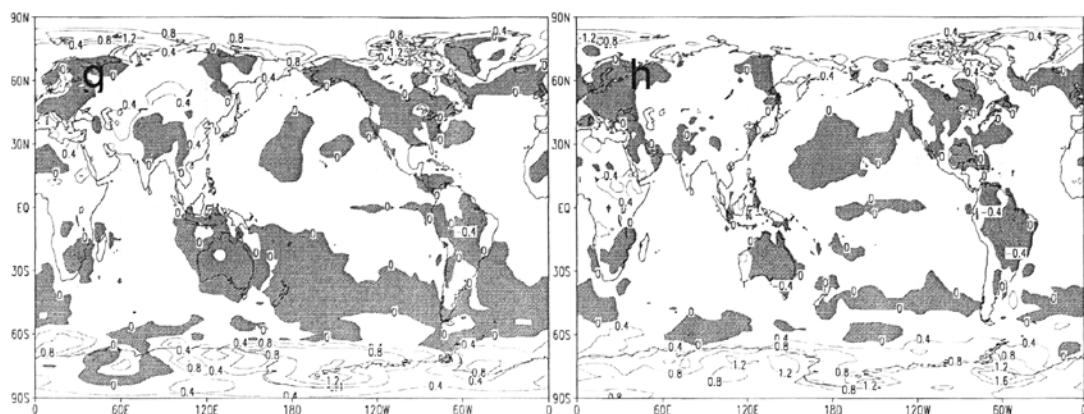


图 3.11 两种再分析资料地表气温的长期趋势。NCEP: a) 冬; c) 春; e) 夏; g) 秋。

ERA40: b) 冬; d) 春; f) 夏; h) 秋。单位: $^{\circ}\text{C}/10\text{yr}$

5 小结及讨论

本章利用 NCEP/NCAR 及 ERA40 再分析资料月平均地面气压及高度场,对四季的南北涛动(IHO)年际及趋势变化特征进行分析,结果表明:

(1)通过合成及 EOF 分析发现大气异常质量南北半球间的“翘翘板”(IHO)特征明显,冬、春、秋季的南北涛动主要集中于两半球的中高纬地区;而夏季北半球的大气质量异常则相对较为均匀,四季大气异常质量高值区分布变化较大。经 IHO 指数回归的位势高度场在不同高度上表现出与四季南北涛动相似的分佈。

(2) IHO 与大气质量异常分布联系密切,其与四季地表气压的相关系数在全球大部分区域均出现高值区,南(北)半球以负(正)相关为主。同时, IHO 与地面气温、风场均有着较好的相关关系。

(3) 夏季 IHO 的水平分布及垂直结构均与其它三个季节有着较大差别,其地表气压正的大值区主要集中于东半球的 30°S - 60°N 纬带,且该纬带中绝大部分区域的异常大气质量与 IHO 指数存在显著的正相关关系,这种季节差别将与季风活动异常密切相关。

(4) 由 E、N 两种再分析资料分析的 IHO 总体呈上升趋势,其中 N 资料的上升趋势更为明显。两种再分析资料的地表气压均在两半球中高纬度呈明显的下降趋势,且南半球中高纬度比北半球中高纬度下降要强,地面气温的长期

趋势与地表气压有着较好的相反趋势的对应关系,是产生地表气压长期趋势的主要原因。E、N 资料地表气压长期趋势的最大差异出现在蒙古及我国地区,此差异在四个季节都十分明显。

由于 IHO 的高方差区域基本位于中、高纬度(夏季北半球除外),这一现象在理论上可能与 Rossby 波动等(Holton 2004)有关。这涉及两个方面:一是纬向平均的纬向风的扰动可造成经向方向上的柯氏力的改变,从而改变压力梯度(图 3.5),产生大气质量重新分布;另外在纬向方向的气压分布并不均匀,呈现很强的局地性(图 3.3),与大气活动中心或准定常环流系统可能相关。尽管 Rossby 波动过程是相对较快的过程,但 IHO(年际)与 Rossby 波动过程关系的确立可联系于大气对异常热源强迫的响应,或联系于大气内动力过程的长期平均效应。

值得注意的是,与 IHO 相应的四季南半球大气异常质量高值区在中高纬始终存在,似乎与 AAO 关联。根据 Gong 和 Wang (1999)方法定义的 AAO 指数与四季 IHO 指数均显著相关,因而两半球的大气异常质量应与南极极涡及 AAO 密切联系。究竟 IHO 与 AAO 两者有何联系,又如何联系,这些将在以后分析南北涛动的年际变化的季节特征时进一步明确。

参考文献

- Carrera M. L., Gyakum J. R. 2003: Significant Events of Interhemispheric Atmospheric Mass Exchange: Composite Structure and Evolution. *Journal of Climate* **16**(24): 4061-4078.
- Carrera M. L., Gyakum J. R. 2007: Southeast Asian Pressure Surges and Significant Events of Atmospheric Mass Loss from the Northern Hemisphere, and a Case Study Analysis. *Journal of Climate* **20**(18): 4678-4701.
- Gong D., Wang S. 1999: Definition of Antarctic Oscillation Index. *Geophysical Research Letters* **26**(4): 459-462.
- Guan Z., Yamagata T. 2001: Interhemispheric oscillations in the surface air pressure field. *Geophysical Research Letters* **28**(2): 263-266.
- Holton J. R. 2004: An introduction to dynamic meteorology, academic press: 535pp.
- Murphree T., Van den Dool H. 1988: Calculating tropical winds from time mean sea level pressure fields. *Journal of the Atmospheric Sciences* **45**(21): 3269-3282.
- Onogi K., Tsutsui J., Koide H., et al. 2007: The JRA-25 Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan* **85**(3): 369-432.
- Uppala S. M., Kallberg P. W., Simmons A. J., et al. 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131**(612): 2961-3012.
- 周晓霞, 王盘兴, 周春华. 2004: 500hPa 球函数谱异常用于我国东部汛期降水预测的尝试. *气象科学* **24**(1): 88-93.

第四章 夏季南北涛动与低层大气环流及夏季风的联系

引言

IHO 作为全球地表气压场 EOF 分析的第三模态, 其方差贡献达到 14.5%, 仅次于第一模态 (南极涛动(Gong, Wang 1999), AAO) 和第二模态 (北极涛动(Thompson, Wallace 1998), AO), 其指数序列存在几个月至年代际的多时间尺度变化, 它反映了由半球际大气质量交换导致的大气质量重新分布, 从而引起全球范围内的大气环流变化。第三章分析发现, 由于年际 IHO 的季节性差异较大, 其中夏季 IHO 引起的大气异常质量分布主要集中于南极中高纬地区及北半球大范围地区, 这必将对北半球低层大气环流变化产生影响。

夏季为季风的活跃季节, 夏季风因其自身广阔的影响范围且伴随着水汽输送及降水的形成, 对其影响地区的人类生存和社会发展起着重要的作用(Ramage 1971)。由于夏季风自身时空变率较大(Webster, Magana et al. 1998), 因而对其变率的定量描述以及其形成机制的研究有重要意义。

两半球间大气质量相互交换必然通过风场输送。同时, 大气质量的重新分布使得不同区域地表气压发生改变, 且地表气压场很大程度上决定了近地表风场(Murphree, Van den Dool 1988), 因而夏季IHO的年际变化与夏季风变化相联系。本章将通过研究夏季IHO对全球大气质量分布的贡献以及与全球风场的联系, 尝试探讨IHO与夏季风的联系及可能机制, 进而找出其与我国夏季降水的联系。

1 资料与方法

1.1 资料

本章数据取自 NCEP/NCAR 再分析数据集(Kalnay, Kanamitsu et al. 1996), 所用变量为地表气压 (p_s)、海平面气压场 (SLP)、位势高度、比湿及高空风场 (u 、 v), 格点分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 覆盖时段为 1958-2006 年, 共 49 个夏季 (6、7、8 月平均)。尽管 p_s 在该套资料中被划分为 B 类资料 (高度地依赖于同化模式地形) (Kalnay, Kanamitsu et al. 1996), 但文献(Carrera, Gyakum 2003)及第

二章分析中通过干空气质量守恒性验证了该变量的可靠性。本章所取季风指数有 Webster 和 Yang(Webster, Yang 1992)提出的亚洲季风指数 (WYI)¹、Li 等 (Li, Zeng 2002)提出的东亚季风指数 (EASMI) 及西非季风指数 (WASMI)²。另取同时段我国 160 站月平均降水资料, 站点分布如图 4.1 实心点所示。

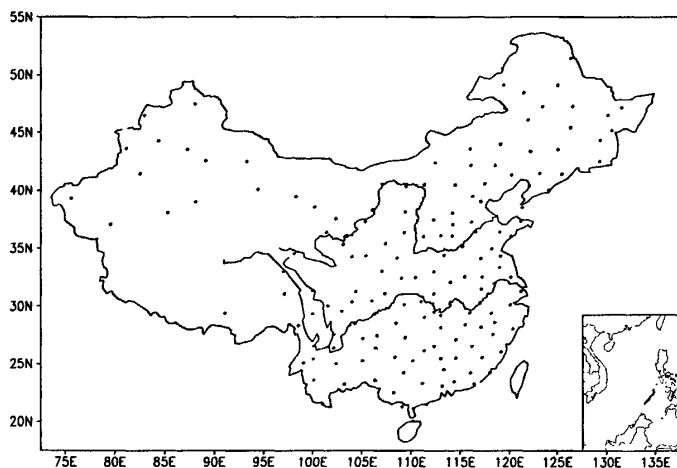


图 4.1 中国 160 站站点分布

1.2 方法

Guan 和 Yamagata (2001)利用地表气压场 p_s 构造夏季 IHO 指数, 其公式如下:

$$I_{IHO} = p_{sSH} - p_{sNH} \quad (4.1)$$

$$p_{sNH} = \int_0^{\pi/2} \overline{p_s} \cos \varphi d\varphi$$

式中 p_{sNH} 、 p_{sSH} 分别表示南、北半球表面异常气压的面积权重平均值, φ 为纬度。这里 I_{IHO} 取为南半球减北半球平均地表气压差, 与 Guan 和 Yamagata (2001) 指数符号相反, 因为在季节变化过程中, 北半球的夏季对应着南半球的冬季, 南半球平均 p_s 一般高于北半球, 以此构造夏季 IHO 指数更为直观 (夏季均对北半球而言)。

1 <http://iprc.soest.hawaii.edu/~ykaji/monsoon/wymidx/wymidx-jja.txt>

2 <http://www.lasg.ac.cn/staff/ljp/index.html>

2 夏季 IHO 与全球大气异常质量分布

大气异常质量分布对低层大气环流变化起着重要作用, 第三章指出在南半球中高纬区域, 四季 IHO 对应的年际异常大气质量均出现大值区, 而南极涛动 AAO 为影响该区域大气环流的主要大气涛动, 这说明 IHO 与 AAO 可能存在联系。采用文献(Li, Li et al. 2003)及文献(Gong, Wang 1999)的办法, 分别定义了南极涛动指数 I_{AAO} 及北极涛动指数 I_{AO} , 表达式如下:

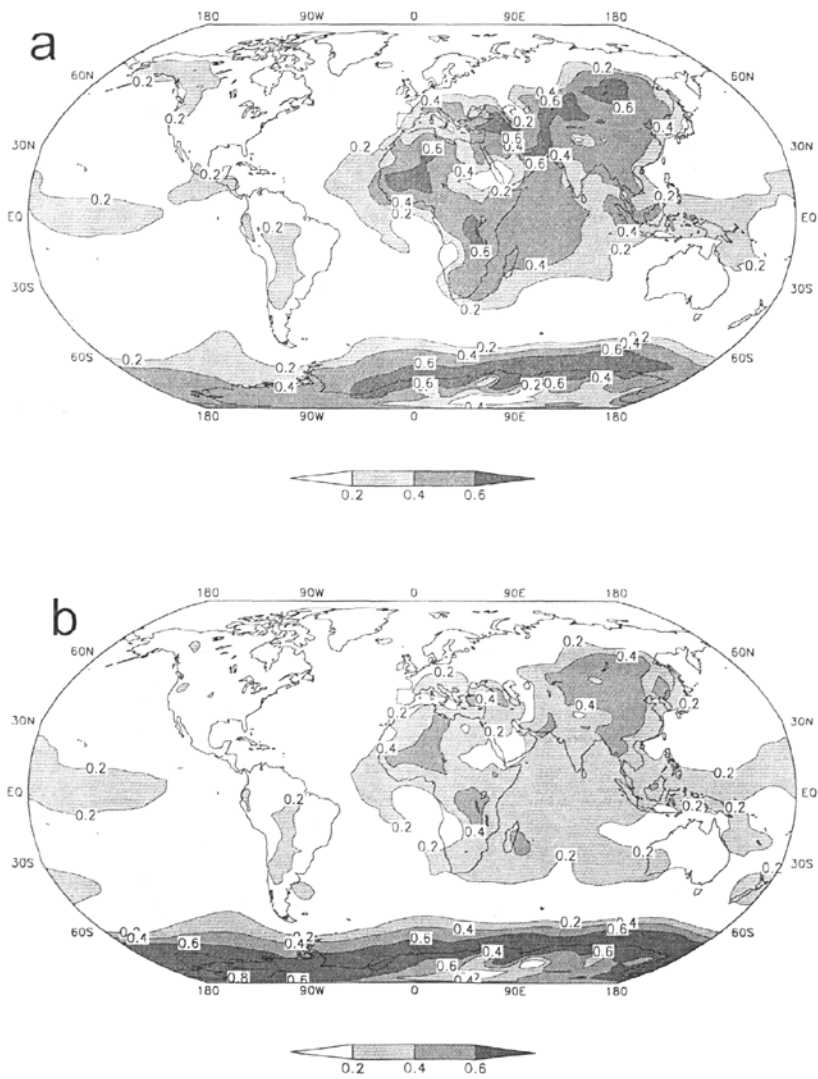
$$\begin{cases} I_{AAO} = \bar{P}_{40^{\circ}S} - \bar{P}_{65^{\circ}S} \\ I_{AO} = \bar{P}_{35^{\circ}N} - \bar{P}_{65^{\circ}N} \end{cases} \quad (4.2)$$

其中, $\bar{P}_{\varphi}$ 表示在纬度 φ 的纬向平均 SLP。计算了夏季 IHO 指数与 AAO 指数的相关系数, 其数值为-0.81, 通过 0.01 显著性水平的 t 检验, 证实了 IHO 与 AAO 的联系密切, 而 IHO 指数与 AO 指数相关系数仅有-0.20, 两者相关并不显著。然而, AO 及 AAO 对低层大气环流变化的贡献主要集中于其相关中心及附近(龚道溢, 王绍武 2000), IHO 则表现为半球际大气相互作用及全球范围内的大气质量重新分布, 它们对低层大气环流变化的贡献有所不同。

分析 IHO、AAO 及 AO 对各纬圈大气质量分布的平均方差贡献率(表 4.1)可知, 夏季 IHO 对全球范围内的大气质量分布贡献达到 20%, 除对南极 60°-90°S 范围贡献较高外, 对 30°S -60°N 区域的大气质量分布变化亦有较大影响, 而 AAO (AO) 贡献较大区域主要集中于南半球 60°-90°S (北半球 60°-90°N) 区域, 在其余各纬圈的贡献率均低于 IHO。由图 4.2 看出, IHO 方差贡献高值区主要集中在南极地区以及 30°S -60°N 东半球区域; 而 AAO 尽管在亚非地区也出现贡献大值区, 但方差贡献值小于 IHO; 由于夏季 AO 处于较弱位相有关, 其方差贡献大值区主要局限于加拿大东北部及格陵兰岛附近。

表4.1 夏季IHO、AAO及AO对各纬圈大气质量分布的平均贡献率(%，按面积加权平均)

	90°-60°N	60°-30°N	30°N-0°	0°-30°S	30°-60°S	60°-90°S	北半球	南半球	全球
IHO	6	20	24	19	11	48	20	19	20
AAO	4	14	20	17	13	59	15	21	18
AO	15	8	6	4	2	5	8	3	6



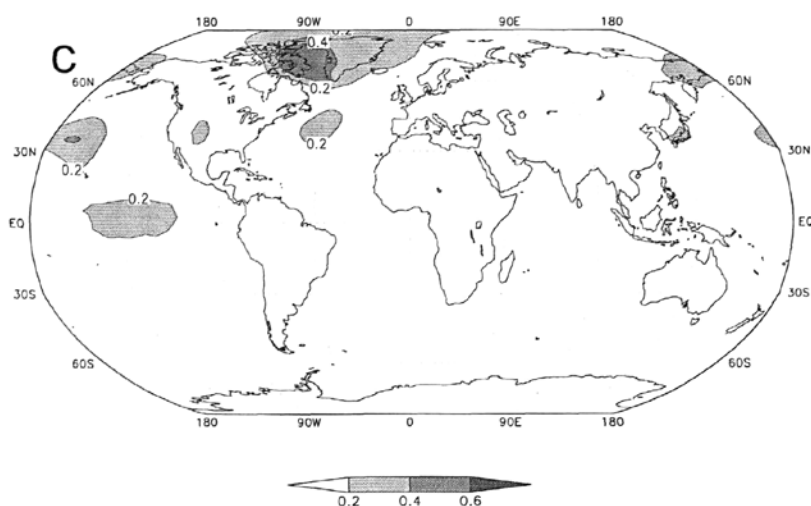


图 4.2 IHO (a), AAO (b), AO (c) 对夏季大气异常质量分布的方差贡献率。

由于采用 SLP 及 850hPa 位势高度场分析低层大气环流更为常用, 图 4.3(a, b) 还给出了 IHO 指数与它们的相关系数。由图 4.3a 可以看出, 夏季 IHO 与全球大部分区域 SLP 均存在显著相关, 其中正显著相关基本出现于南半球中高纬度区域, 而在 30°S -60°N 纬带出现大范围的负相关高值区, 除北美以外的世界著名季风区均在其中; 而夏季 IHO 与 850hPa 位势高度场的相关则更为显著, 除图 4.3a 中的显著相关区域外, 显著区域几乎扩展至整个南北半球的热带及副热带区域 (30°S -30°N), 另外其相关系数的数值也明显大于 SLP (图 4.3b), 可见 IHO 与全球尤其是 30°S -60°N 纬带及南极极区的低层大气环流变化有密切联系。值得注意的是, 近几十年来南极极区 6-8 月增温明显 (图略), 地表加热使得南极极区的地表气压降低, 且由于 IHO 对应了全球范围的大气异常质量重新分布, 这将导致东半球的 30°S -60°N 区域大气异常质量的堆积, 使得该区域 SLP 升高, 最终影响该区域夏季风的减弱。

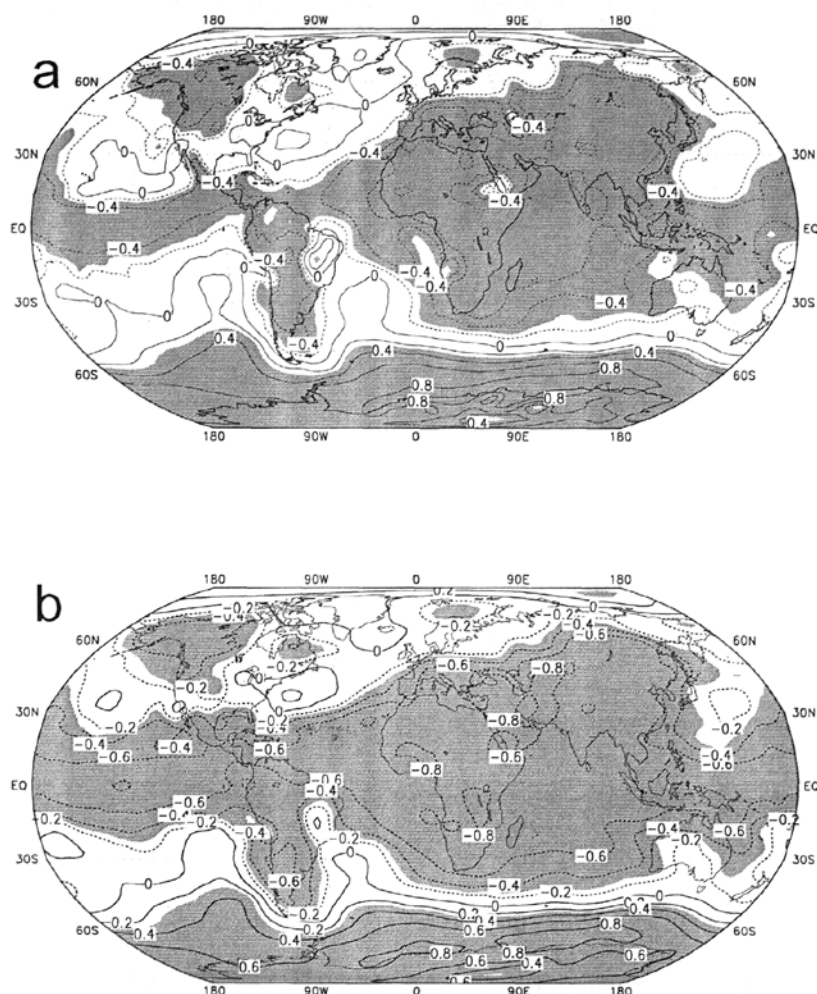
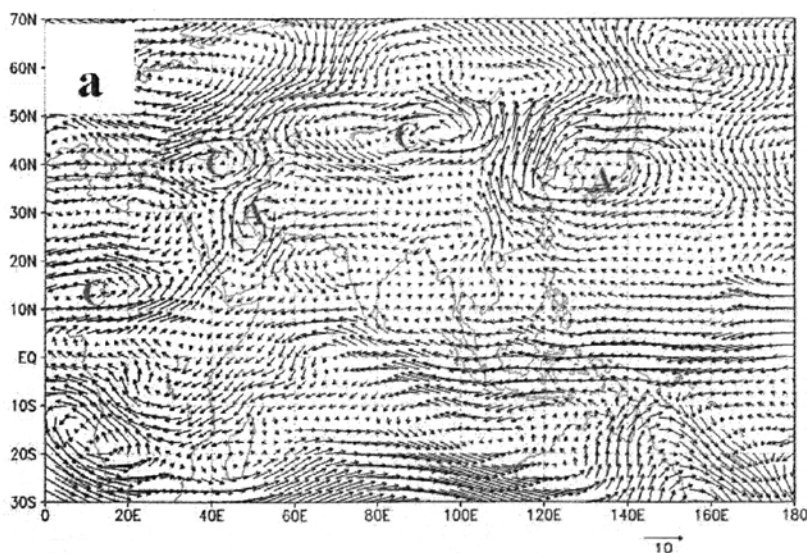


图 4.3 IHO 与 SLP (a)、850hPa 位势高度 (b) 的相关系数. 阴影通过 0.05 显著性水平的 t 检验.

值得注意的是, IHO 对 30°S - 60°N 纬带影响具有明显的不对称性, 其对东半球区域的影响更为明显, 这可能与该区域正好处于季风活跃区有关。由前面分析可知 IHO 与两半球的大范围经向质量输送相联系, 而大气质量经由风场输送, 因此 IHO 又与季风 (高、低层) 相联系。曾庆存和李建平 (2002) 曾指出, 在 30°E - 180°E 季风区域行星对流环流与地表面特性差异所导致的准定常行星波相合拍, 使得该区域的经向质量输送强度明显强于纬向平均。经向大气质量输送在此区域更为活跃, 由此形成了 IHO 对大气异常质量分布的不对称。

3 夏季 IHO 与夏季风

热带季风是半球际大气相互作用的表现形式(曾庆存,李建平 2002),两半球间大气质量的相互交换经由风场输送完成,从而夏季 IHO 可能对夏季风产生影响。由图 4.4a 看出,经夏季 IHO 指数回归的全球垂直积分风场在北半球西非、里海及蒙古区域出现闭合气旋,大气质量辐合区主要出现于大陆地区。此外,波斯湾附近和远东地区分别出现反气旋,远东地区的强大气旋配合其临近的蒙古气旋,使得我国华北及东北地区南风加强。与之对应,整层垂直积分的水汽通量在西非、印度、东南亚地区以及我国中部、华北、东北均出现水汽辐合带(图 4.4b),因而影响上述季风区域的降水。



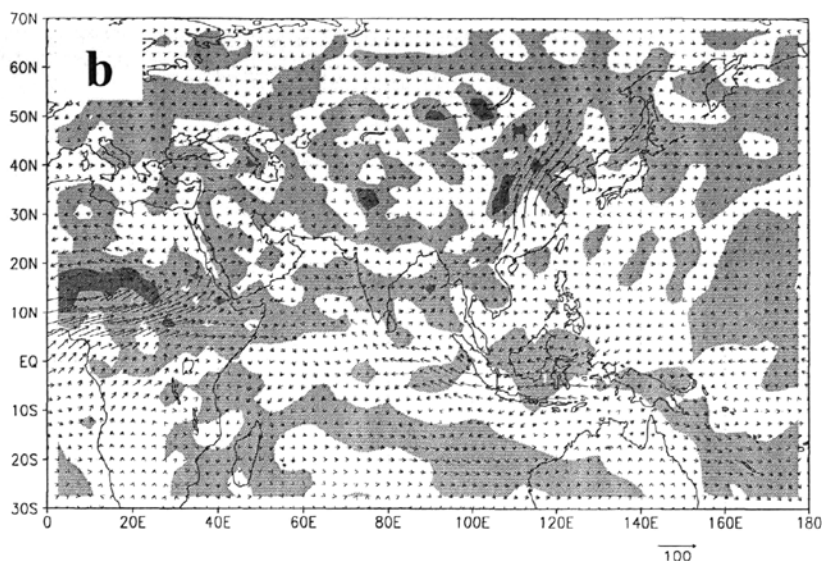


图 4.4 IHO 指数回归的夏季垂直积分风场(a)及整层水汽通量和水汽通量散度场(b).

阴影表示水汽散度<0.单位: (a) $10^3 \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; (c) $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$.

与垂直积分回归风场相类似, 850hPa u、v 回归风场(图 4.5a)在西非、里海仍为两闭合性气旋。而在 80°E 以东区域, 可以清楚看出风场由澳大利亚北面始向西北推进, 经孟加拉湾转向以西南风形式进入我国, 一直延伸至我国东北及蒙古地区, 这与典型的亚澳季风东亚分支十分接近。所不同的是进入我国区域内风速明显加强, 这可能与季风的“第二推动力”(曾庆存, 李建平 2002)—该区域海陆差异产生的推进作用有关。由风速大小及风向可判断 IHO 对西非及东亚夏季风的联系更为明显, 而对南亚季风影响较大的索马里急流以及印度季风槽并未出现。由图 4.5b 看出, 在经 IHO 指数回归的 850hPa 位势高度场上, 整个东半球 30°S 以北区域基本为负值, 其中在大陆上负值较大, 海洋尤其是太平洋区域负值较小, 这体现了夏季太阳辐射对海陆加热的差异。原闭合气旋处出现低压系统相匹配, 异常中心值达 -12hPa , 负值异常最大值出现于蒙古地区, 这增大了亚洲大陆与西北太平洋间的海陆气压差, 从而对东亚夏季风起加速作用。

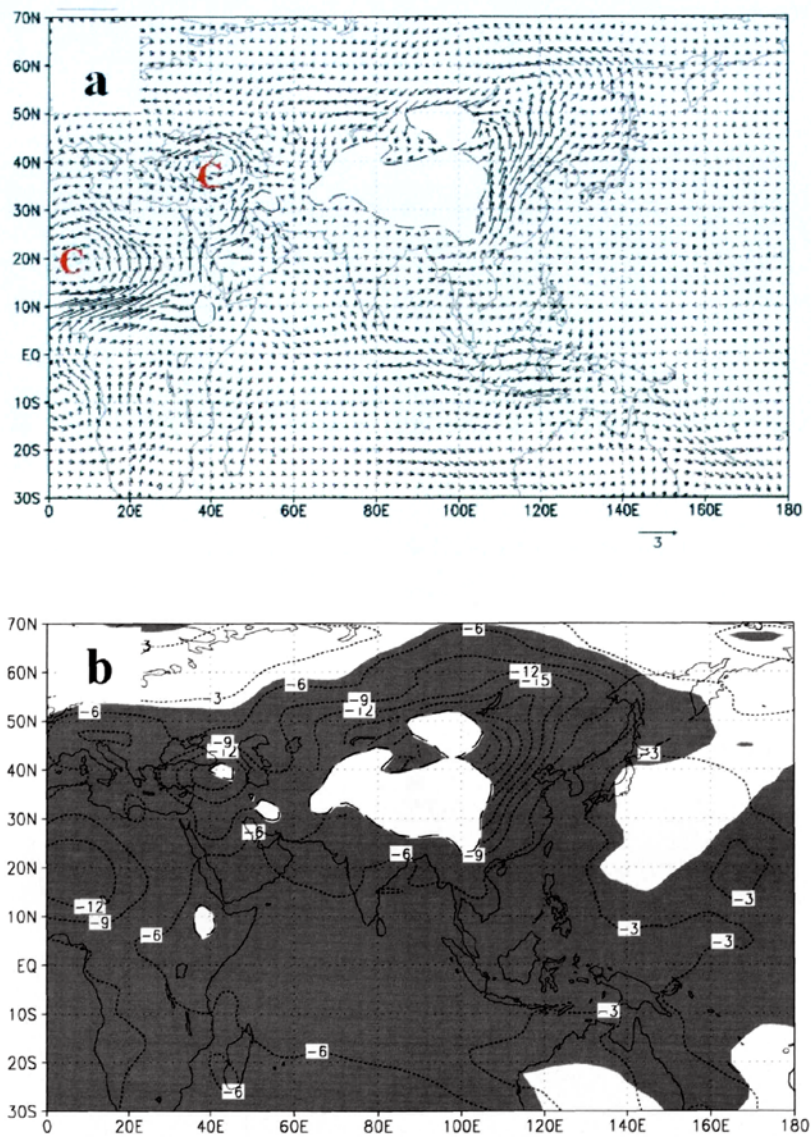


图 4.5 IHO 指数回归的 850hPa 风场 (a) 及位势高度场 (b). 阴影为通过 0.05 显著性水平的 F 检验. 单位: (a) $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (b) hPa.

为定量描述 IHO 与夏季季风强度及变化的关系, 计算了 IHO 指数与各区域季风指数间的相关系数 (表 4.2)。为体现海陆热力差异对季风的影响, 除东亚季风指数 (EASMI) 外, 本章还参考施能等(1998)利用 110°E 与 160°E SLP 差值构造另一东亚季风指数 (MI), 该定义方法与郭其蕴(1983)方法实质一致, 但计算较简单, 它越小表示东亚夏季风越强。由表 4.2 看出, 夏季 IHO 指数与北

半球的东亚夏季风 (MI 和 EASMI)、南亚季风 (WYI)、西非季风 (WASMI) 均显著相关 (通过 0.05 显著性水平的 t 检验), 其中与 MI 及 WASMI 的相关尤为明显, 与 WYI 相关最小, 这与回归风场分析相吻合 (图 4.4a)。图 4.6 给出了以上各指数的时间变化曲线, 可看出除 EASMI 以外, 其它各季风强度均有明显的减弱趋势 (通过 0.1 显著性水平的 F 检验), 其年代际变化特征明显, 在 70 年代末以前, 主要以正位相为主 (MI 为负), 80 年代开始转为负位相, 季风强度有所减弱。近期研究亦表明东亚夏季风北边缘 (界) 的同样存在 70 年代末前偏北, 80 年代后偏南的显著的年代际变化 (胡豪然, 钱维宏 2007; 李春, 韩笑 2008), 这与前面分析相一致, 即强 IHO 指数时对东亚夏季风的向北推动作用明显。

表 4.2 夏季 IHO 与各季风指数的相关系数

	MI	EASMI	WYI	WASMI	APO
IHO	-0.482	0.299	0.283	0.640	0.594

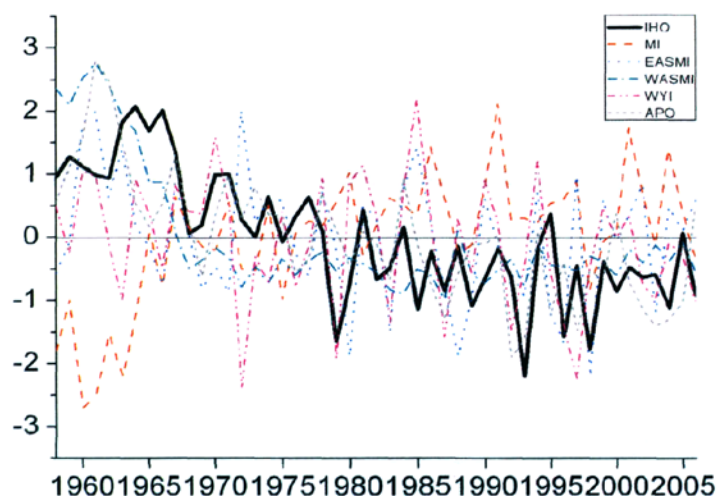


图 4.6 夏季 IHO (黑)、MI (红)、EASMI (蓝)、WASMI (绿)、WYI (粉) 及 APO (灰) 时间变化曲线。

4 夏季 IHO 与 APO 及中国夏季降水的关系

由前面分析可知,夏季 IHO 与东亚夏季风尤其是东亚副热带季风(Zhu, He et al. 1986)的推进联系密切,这可与该区域由海陆加热差异所致的亚洲-太平洋遥相关型 APO(Zhao, Zhu et al. 2007)相联系。由表 4.2 可知 IHO 与 APO 指数正相关显著,且图 4.6 中 APO 指数的显著减弱趋势与 IHO 指数相对应;而由 SLP 相关系数(图 4.3)及垂直积分的回归风场(图 4.4a)亦体现出与 APO 相似的遥相关形态,验证了夏季 IHO 与 APO 的相关。但是,在 850hPa 该区域上, IHO 主要表现为蒙古区域的低压系统控制,并无遥相关形态,与 APO 有区别。

IHO 联系着东亚夏季风的推进以及水汽的输送,为研究其与我国东部夏季降水的关系,分别将 IHO 指数大于 1 年份(1959, 1960, 1963, 1964, 1965, 1966, 1967, 1971)作为强指数年,而将小于 -1 年份(1979, 1985, 1989, 1993, 1996, 1998, 2004)作为弱指数年,分别对 850hPa 风场、500hPa 位势高度场

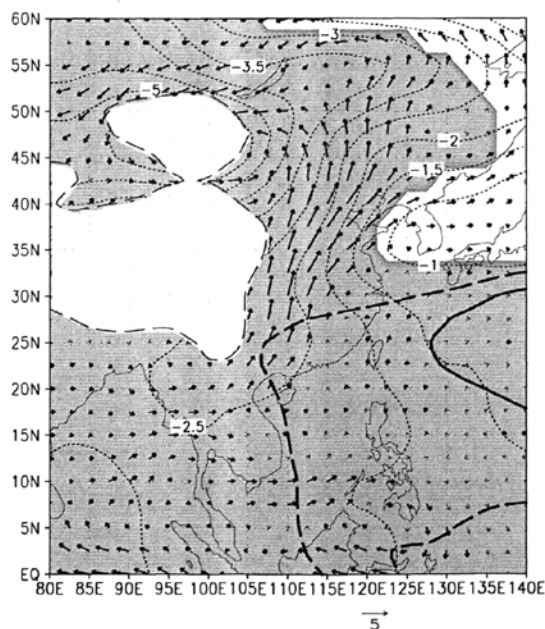
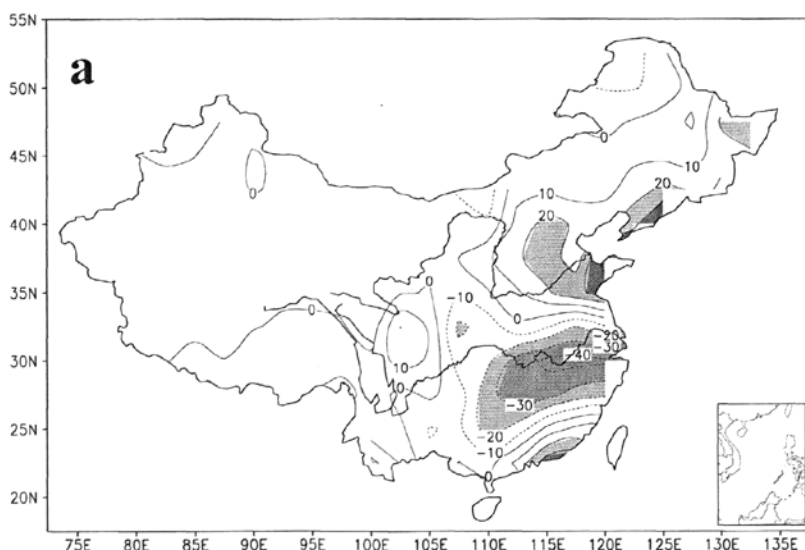


图 4.7 强、弱 IHO 指数年份 850hPa 风场及 500hPa 位势高度场合成差值。

粗箭头和阴影分别表示通过 0.05 显著性水平 t 检验的风场和位势高度场,

粗实(虚)线为强(弱) IHO 指数合成的 586dgpm 位势等高线.单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

(图 4.7) 及降水场 (图 4.8a、b) 进行合成。可以看出, 在强 IHO 年份, 500hPa 副高东撤, 有利于东亚夏季风向北推进, 其北界偏北, 造成我国华北及东北地区的降水偏多, 其正值中心降水为 30mm, 而长江中下游地区降水偏少, 降水比平均低 30mm; 而在弱 IHO 年份, 500hPa 副高西伸, 阻碍了东亚夏季风的向北推进, 使雨带南移, 正中心位于长江中游地区。此结果与前面分析相一致, 即当 IHO 增强时, 东亚夏季风偏强, 异常水汽输送至我国华北、东北地区产生辐合, 在该地区形成降水正异常中心; 而当 IHO 减弱时, 东亚夏季风偏弱, 其北界偏南, 降水正异常中心南移至长江中下游地区。



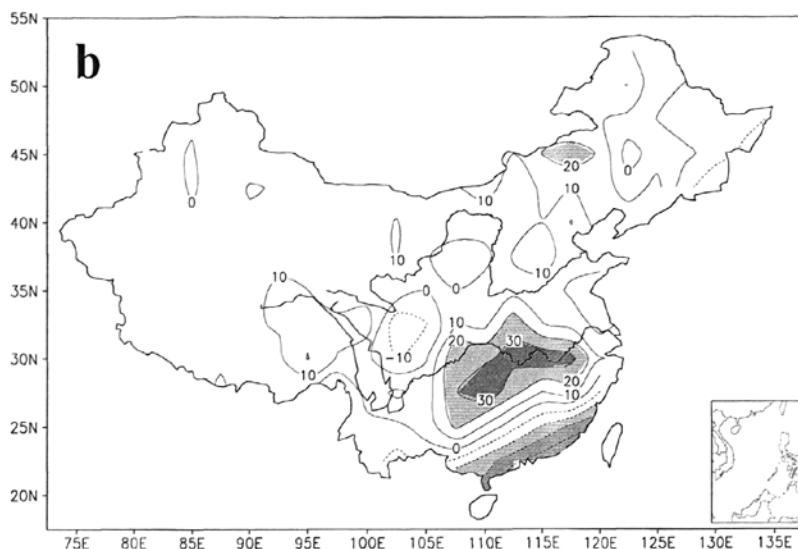


图 4.8 强 IHO 指数年份 (a) 及弱 IHO 指数年份 (b) 中国夏季降水合成. 单位: mm.

5 可能影响机制

由图 4.4a 看出, IHO 回归的质量输送风场由西非至远东地区范围内出现了两对气旋及反气旋系统, 体现出一定的遥相关关系。500hPa 回归风场较好地反映了该遥相关形态 (图 4.9a), 可见此遥相关形态存在于对流层中低层, 参考文献(Hoskins, James et al. 1983), 计算了扰源在(20°E, 15°N)的 6 波波射线, 发现 6 波能量传播路径穿过了上述两对气旋及反气旋中心。此传播路径部分地说明位于西非季风区域的扰源可将扰动能量输送到东亚地区, 从而使这两个区域的夏季风产生联系。此处的遥相关形态与 Enomoto 等(Enomoto, Hoskins et al. 2003)提出的丝路型 (Silk Road Pattern) 遥相关相似, 他们指出该遥相关型的形成机制是亚洲急流加强有利于对流层上层的定常罗斯贝波动生成, 而地中海与咸海的下沉运动为两个主要波源。所不同的是, 丝路型遥相关主要表现为亚欧大陆中纬度的纬向型遥相关, 而此处的遥相关则主要体现了西非季风与东亚季风区域间的相互作用。

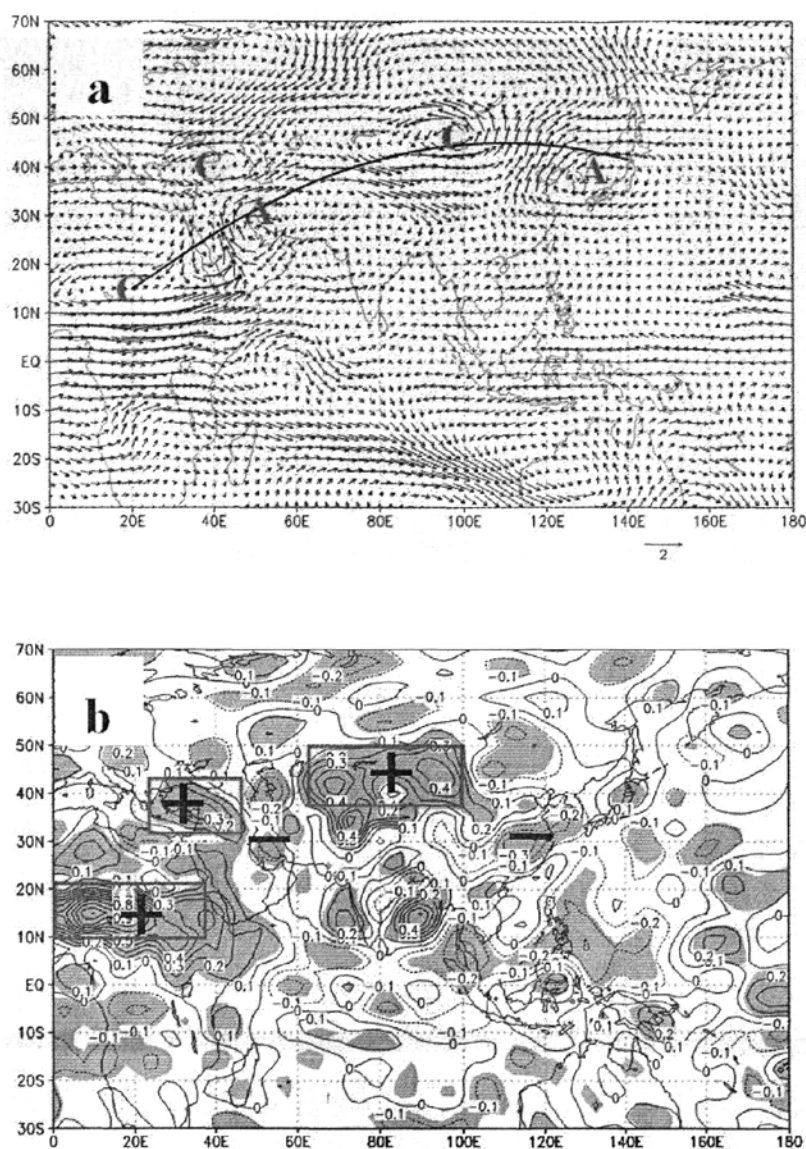


图 4.9 IHO 指数回归的夏季 500hPa 风场及 6 波波射线 (a)、垂直平均非绝热加热率 (b), (b) 中阴影表示通过 0.05 显著性水平的 F 检验. 单位: $^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}^{-1}$

大气环流的季节变化和越赤道气流即半球际大气的相互作用首先是由于赤道面与黄道面有交角而使太阳辐射有年变化所致, 行星热对流环流是热带季风的“第一推动力”(曾庆存, 李建平 2002)。由图 4.9b 看出, 非绝热加热的回归场与前面的遥相关分布型相对应, 当 IHO 为正位相时, 在北半球的东半球大陆上正的非绝热异常加热占主导, 其大值中心对应图 4.4a 中的三个闭合气旋处, 气柱

的加热抬升在低层形成气旋辐合, 风场随之改变。此外, 在波斯湾区域及中国东部出现加热负值区, 后者中心比图 4.4a 中反气旋的位置偏西。局地非绝热加热不均匀使得半球内部大气质量的分布呈较强的局地性, 而大气质量的异常分布与低层大气环流的异常变化相联系, 进而与夏季季风产生联系。

6 小结

本章利用 NCEP/NCAR 再分析资料及中国站点降水资料, 研究了夏季大气质量半球际涛动与全球低层大气环流以及夏季风的联系, 所得结论如下:

(1) 夏季 IHO 对 30°S - 60°N 纬带及南极地区的大气异常质量分布有着较大的方差贡献, 同时与这些区域 SLP 场的变化显著相关。

(2) 经回归分析发现, IHO 对 30°S - 60°N 区域大气质量输送及水汽通量有着显著影响, 所对应的风场在北半球西非、里海及蒙古区域出现三个闭合气旋, IHO 指数正位相时对东亚夏季风和西非夏季风具有推进作用。IHO 指数与 MI、EASMI、WASMI 及 WYI 季风指数均显著相关, IHO 指数以 70 年代末为分界, 其先强后弱的显著年代际变化亦与各季风指数相吻合, 说明 IHO 与夏季风的关系密切。

(3) 合成分析结果表明, 强 IHO 年份, 副高东撤, 东亚季风强度较大, 降水正异常中心出现于我国华北、东北地区, 我国长江中下游地区为负的降水异常; 而弱 IHO 年份, 副高西伸, 东亚季风强度较弱, 正异常中心南移至我国长江中下游地区。

(4) IHO 对应着西非季风区与东亚季风区域间整层质量输送以及对流层中下层风场的遥相关联系, 相应的半球局地异常非绝热加热的遥相关分布是 IHO 联系低层大气环流变化, 对夏季风产生作用的可能机制。

参考文献

- Carrera M. L., Gyakum J. R. 2003: Significant Events of Interhemispheric Atmospheric Mass Exchange: Composite Structure and Evolution. *Journal of Climate* **16**(24): 4061-4078.
- Enomoto T., Hoskins B. J., Matsuda Y. 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **129**(587): 157-178.
- Gong D., Wang S. 1999: Definition of Antarctic Oscillation Index. *Geophysical Research Letters* **26**(4): 459-462.
- Guan Z., Yamagata T. 2001: Interhemispheric oscillations in the surface air pressure field. *Geophysical Research Letters* **28**(2): 263-266.
- Hoskins B. J., James I. N., White G. H. 1983: The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *J. Atmos. Sci.* **40**(7): 1595-1612.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., et al. 1996: The NCEP-NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**(3): 437-471.
- Li J., Zeng Q. 2002: A unified monsoon index. *Geophysical Research Letters* **29**(8): 1274.
- Li J., Li J., Wang X. L. 2003: A modified zonal index and its physical sense. *Geophysical Research Letters* **30**(12): 1632.
- Murphree T., Van den Dool H. 1988: Calculating tropical winds from time mean sea level pressure fields. *Journal of the Atmospheric Sciences* **45**(21): 3269-3282.
- Ramage C. S. 1971: *Monsoon Meteorology*. New York, and London, Academic Press: 296pp.
- Thompson D. W. J., Wallace J. M. 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* **25**(9): 1297-1300.
- Webster P. J., Yang S. 1992: Monsoon and ENSO: selectively interactive systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **118**(507): 877-926.
- Webster P. J., Magana V. O., Palmer T. N., et al. 1998: Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research* **103**(C7): 14451-14510.
- Zhao P., Zhu Y., Zhang R. 2007: An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. *Climate Dynamics* **29**: 293-303.
- Zhu Q., He J., Wang P. 1986: A study of circulation difference between East-Asian and Indian summer monsoon with their interactions. *Advances in Atmospheric Sciences* **3**(4): 466-477.

- 李春,韩笑. 2008: 东亚夏季风北界与我国夏季降水关系的研究. 高原气象 27(2): 325-330.
- 施能,杨永胜. 1998: 1873—1996 年东亚冬,夏季风强度指数及其主要特征. 南京气象学院学报 21(2): 208-214.
- 胡豪然,钱维宏. 2007: 东亚夏季风北边缘的确认. 自然科学进展 17(1): 57-65.
- 郭其蕴. 1983: 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. 地理学报 38(3): 207-217.
- 曾庆存,李建平. 2002: 南北两半球大气的相互作用和季风的本质. 大气科学 26(4): 433-448.
- 龚道溢,王绍武. 2000: 大气涛动对全球低层大气环流的贡献. 高原气象 19(4): 427-434.

第五章 春季大气南北涛动特征及其与我国气候的联系

引言

由第三章分析 IHO 季节性差异时发现在春季 IHO 作为地表气压 EOF 分析的第一模态, 呈现出两半球中高纬度大气质量异常分布形态, 其信号强于北极涛动 (AO) 及南极涛动 (AAO)。但 AO、AAO 为中高纬度大气的较强低频信号, 文献(Guan, Yamagata 2001)亦指出 AAO 及 AO 对 IHO 指数方差贡献分别为 9.9% 及 3.1%, 它们对不同季节的 IHO 产生着不同的影响。因为春季是冬夏季风更替的季节, 同时又是大气质量变化和交换的活跃季节(Trenberth, Christy et al. 1987; Chen, Chen et al. 1997), 有必要研究春季大气质量的年际异常分布形态与 IHO 的关系。本章首先将对滤去 AAO 及 AO 信号的春季大气质量变化特征进行分析, 找出其中独立的 IHO 信号及相应的环流结构。

我国幅员辽阔, 受到低纬和中高纬乃至南半球环流的共同影响, 大气异常质量重新分布将对我国天气及气候变化产生影响。Carrera 等(Carrera, Gyakum 2003; Carrera, Gyakum 2007)曾经指出在北半球干空气质量持续损失事件中, 东南亚气压涌升是北半球干空气质量向南半球输送的重要起源。范可等(范可, 王会军 2006)曾指出南极涛动与东亚春季气候以及我国沙尘暴发生频数有着密切联系。作为大气质量交换的活跃季节, 春季 IHO 信号强于 AAO, 它引起的大气质量异常分布主要集中于中高纬地区, 是否会对我国气候变化产生影响? 为此, 本章后半部分将通过春季 IHO 与我国站点资料的相关分析, 尝试找出其与我国气候的联系。

1 资料和方法

1.1 资料

表 5.1 给出本章所用数据集来源及覆盖时段, 主要数据取自 NCEP/NCAR 再分析数据集, 所用变量为地表气压 (p_s)、位势高度及地表和高空风场 (u 、 v), 格点分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 覆盖时段为 1958-2006 年, 共 49 个春季 (3、4、

5 月平均)。尽管 p_s 在该套资料中被划分为了 B 类资料(高度地依赖于同化模式地形)(Kalnay, Kanamitsu et al. 1996), 但文献(Carrera and Gyakum 2003; Carrera and Gyakum 2007)以及第二章通过干空气质量守恒性验证了该变量的可靠性。站点观测资料取自 1961~2006 年中国 753 站地面站点气压、温度、相对湿度资料, 去除资料缺测站后共 507 个站点, 站点分布如图 5.1 实心点所示, 其中青藏高原大部分地区资料缺少, 给分析带来一定局限性。另取中国西北地区 94 站春季累计沙尘暴日数, 时段为 1960-2001 年。

表 5.1 所用资料集情况

变量	时段(资料长度)	资料来源
地表气压, 位势高度, 风场 (u, v)	1958-2006 (49 年)	NOAA CDC NCEP/NCAR reanalysis
本站气压, 地面相对湿度, 温度	1961-2005 (45 年)	中国气象局
沙尘暴日数	1960-2001 (42 年)	中国气象局

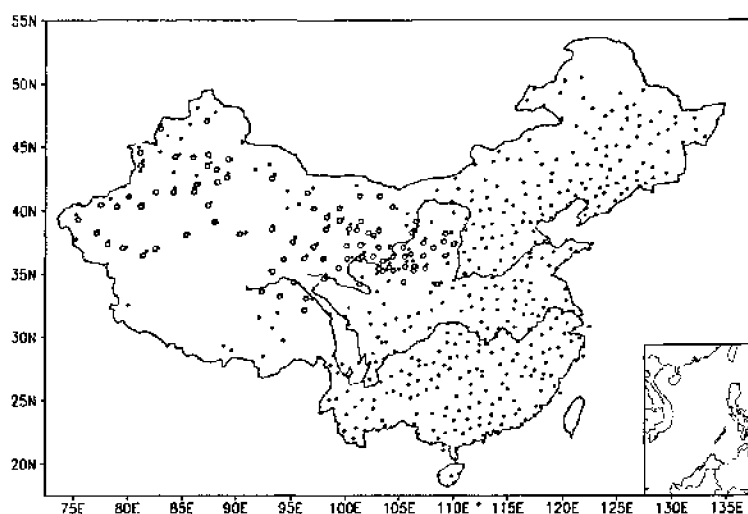


图 5.1 中国站点分布图. 实心点表示中国 507 站, 空心圈表示西北 94 站.

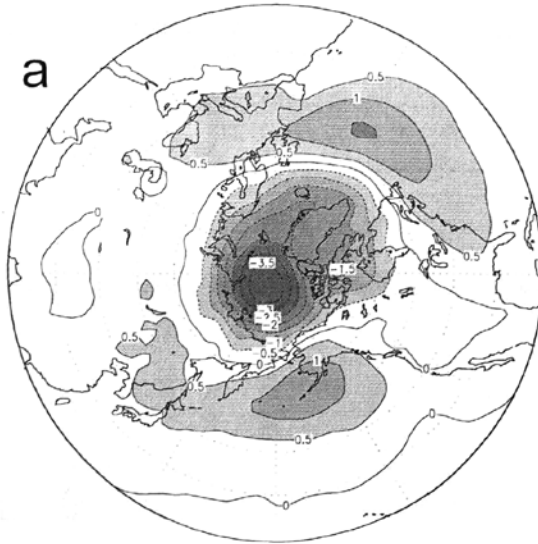
1.2 纯 IHO 指数构造

由于原 IHO 指数包含 AO 及 AAO 引起的半球际大气质量交换信息(对 IHO 方差贡献分别为 9.9%及 3.1%, Guan 和 Yamagata (2001)中表 1), 此处首先去除 IHO 影响所得 AO、AAO 作为纯的 AO 及 AAO 信号, 然后再由去除纯 AO

及 AAO 信号的地表气压场求出纯的 IHO 信号, 目的是得到与 AO 及 AAO 相互独立的 IHO 信号。其计算方法如下: 首先依据 Guan 和 Yamagata (2001) 对地表气压场 p_s 求春季 IHO 指数 (公式 3.1), 再由 (5.1) 式得到 p'_s 场,

$$p'_s = p_s - R(p_s) \quad (5.1)$$

式中, $R(p_s)$ 是 p_s 对 IHO 指数回归场。为提取 AO 及 AAO 信号, 分别对 20~90°N (S) 区域的 p'_s 作 EOF 分析。其相应的第一模态空间分布如图 5.2 (a, b), 可以看出它们的空间分布形态均为极区低值与中纬度高值相呼应的环状模形态, 即与 AO 及 AAO 相对应, 由此取其对应时间系数作为纯 AO (AAO) 指数 I_{AO} (I_{AAO}) 序列。纯 AO 及 AAO 指数与由 SLP 计算的 AO 及 AAO 指数 (公式 4.2) 的相关系数分别为 -0.55、-0.91 (通过信度为 0.01 的 t 检验), 其中 AO 的相关系数比 AAO 低, 可能由于春季 IHO 与 AO 的联系程度较 AAO 高所至。将 p_s 减南北半球 p_s 对 I_{AAO} 、 I_{AO} 的回归场, 最终得到去 AO、AAO 影响的 $\tilde{p}'_s$, 并由 $\tilde{p}'_s$ 通过 (3.1) 式求得春季纯 IHO 指数 I_{IHO} , 它与原 IHO 指数的相关系数高达 0.90。因此, 此方法可以独立地分离出 AO、AAO 及 IHO, 且保留了原指数的大部分信息。



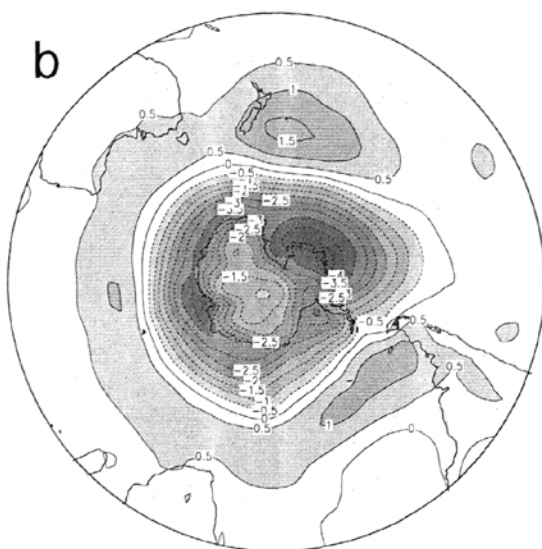


图 5.2 南北半球热带以外区域 p'_s 场 EOF 分析的第一模态。

a) $20\sim90^\circ\text{N}$; b) $20\sim90^\circ\text{S}$ 。

2 春季纯 IHO 的年际变化特征

依据前面定义, 通过 $\bar{p}'_s$ 计算了 58~06 年春季 I_{IHO} 时间序列 (图 5.3), 可看出该指数年际变化明显, 且具有每 10 年上升 0.3hPa 的显著趋势 (通过信度为 0.99 的 F 检验), 这与第三章中趋势分析结果基本一致 (0.26/10yr)。结合 IHO 指数的构造公式 (3.1), 该上升趋势说明由 $\bar{p}'_s$ 所得的大气质量呈自南向北的半球际输送趋势, 由于年际以上尺度全球大气质量基本守恒 (文献(Guan, Yamagata 2001)图 1a), 因而 $\bar{p}'_s$ 半球际不平衡质量可由纯两极涛动 (AO 及 AAO) 间相互作用补偿。

地面温度反映了地表的加热状况, 可造成地表气压的改变。图 5.3 还给出了北、南半球 $60\sim90$ 度区域平均温度异常的变化, 可以看出, 南半球极区温度上升较北半球极区明显。以 1980 年为界, 之前北极区域温度略有降低, 而南极区域温度有升高趋势, IHO 指数上升趋势明显; 之后, 北极区域温度略有升高, 而南极区域温度有升高趋势明显, IHO 指数上升趋势不如之前。因为南、北极区温度趋势的差异导致了南半球极区气压的降低较北半球明显, 由 IHO 指数构

造可知, 这导致了 IHO 指数的显著上升趋势。

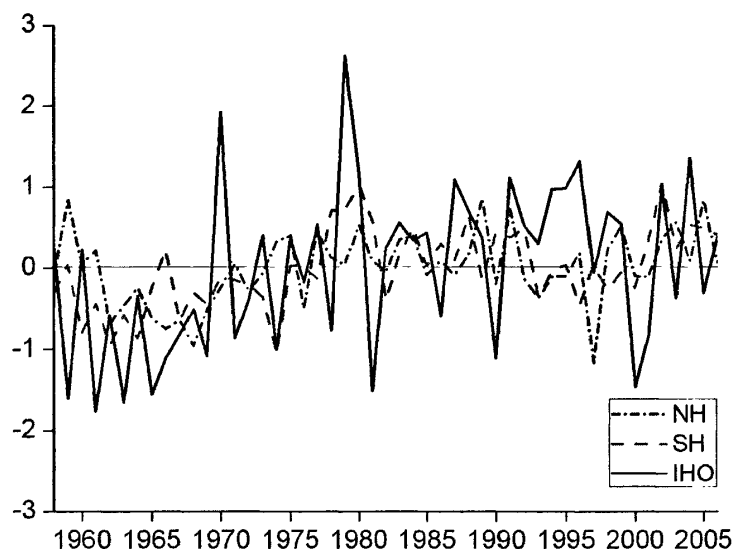


图 5.3 I_{IHO} (实线) 及南 (虚线)、北 (点划线) 极区平均的垂直平均温度异常年际变化曲线. 纵坐标单位: I_{IHO} /hPa; 温度/°C.

为研究与 I_{IHO} 相应的异常质量分布及垂直环流结构, 图 5.4 给出了正 I_{IHO} 指数的 p_s 合成场以及 I_{IHO} 回归的纬向平均位势高度场 ($\overline{hgt}$) 和纬向风场 ($\bar{u}$)。由图 5.4a 看出, 当 I_{IHO} 指数为正时, 大气异常质量纬向方向上的分布呈很强的局地性, 主要集中于两半球的中高纬地区, 其分布特征与逐月 I_{IHO} 正指数合成图相接近 Guan 和 Yamagata (2001), 正值大值区出现于北欧地区及 30°N 以北大西洋区, 而负值大值区则呈带状分布于 60°S 以南的南极区域, 这与类似于极涡等的大气活动中心或准定常环流系统可能相关。跨越赤道, 通过经圈环流及越赤道质量流的传输, 两半球大气质量最终堆积于半球的中高纬地区。由图 5.4b 看出, 经 I_{IHO} 回归后的 $\overline{hgt}$ 在两半球中高纬地区出现明显的正负异常大值中心, 这可能由于纬向平均的纬向风扰动造成了经向方向上的柯氏力改变, 从而改变压力梯度, 使 IHO 的高方差区域集中于中、高纬度。同时, 在北半球热带至南半

球 60°S 的 200hPa 以上区域出现另一面积较大的正异常区, 它可能与两半球间大气质量高层传输有关。与之对应, 纬向风回归场在两极中高纬平流层低层 $\overline{hgt}$ 梯度较大处均出现大值异常区, 且由于角动量守恒, 两半球中低纬则出现了相反的纬向风异常区。

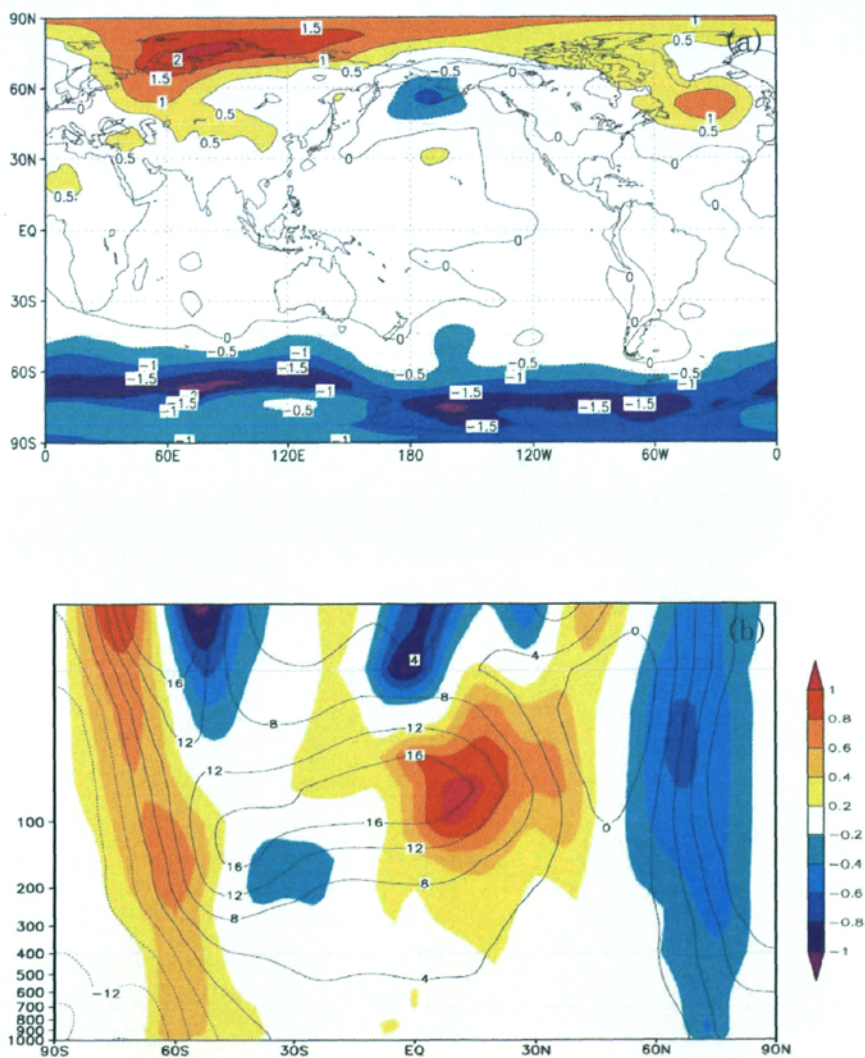


图 5.4 a, p_s 对正 I_{HO} 指数的合成场; b, $\overline{hgt}$ (实线), $\bar{u}$ (阴影) 对 I_{HO} 指数的线性回归场. 等值线间隔: a, 0.5hPa; b, 4 位势米.

为分析春季全球大气质量异常的主要分布及其演变特征，分别对春季纬向平均的 $\bar{p}'_s$ ($\bar{p}'_s$) 进行 EOF 分解。令 $h_n(t)$ 、 $R_n(\varphi)$ 、 $\mu = (\cos \varphi)$ 分别为第 n 个特征向量的时间系数、特征向量及面积权重因子， $\bar{p}'_s$ 可表示为：

$$\bar{p}'_s = \sum_{n=1}^{\infty} h_n(t) R_n(\varphi) / \mu \tag{5.2}$$

表 5.2 及图 5.5 给出了对 $\bar{p}'_s$ 作经验正交分解前三模态的相应结果，可看出第一模态 R_1 主要表现为 IHO 型，其时间系数与 I_{IHO} 的相关系数高达 0.93，且 R_1 占总方差贡献的 40%。与前面 p_s 合成场（图 5.4a）一致， R_1 所显示的纬向平均异常质量仍集中于两个半球的中高纬地区，涛动特征明显；其时间系数与 I_{IHO} 具有紧密联系，亦显示了显著的上升趋势，这比分析含两极涛动信号的 $\bar{p}_s$ 所得相关系数大，说明本章去除两极涛动信号的必要性。而 R_2 、 R_3 (图略) 与 R_1 相比所含 IHO 信息较少，表现为它们与 I_{IHO} 相关系数较低(均未能达到显著相关标准)，且其方差贡献率也远低于 R_1 。

表 5.2 $\bar{p}'_s$ EOF 的各模态方差贡献率及与 I_{IHO} 指数的相关

EOF	1	2	3	总和
方差贡献率 (%)	40	21	13	74
与 I_{IHO} 的相关	0.93	-0.18	0.19	

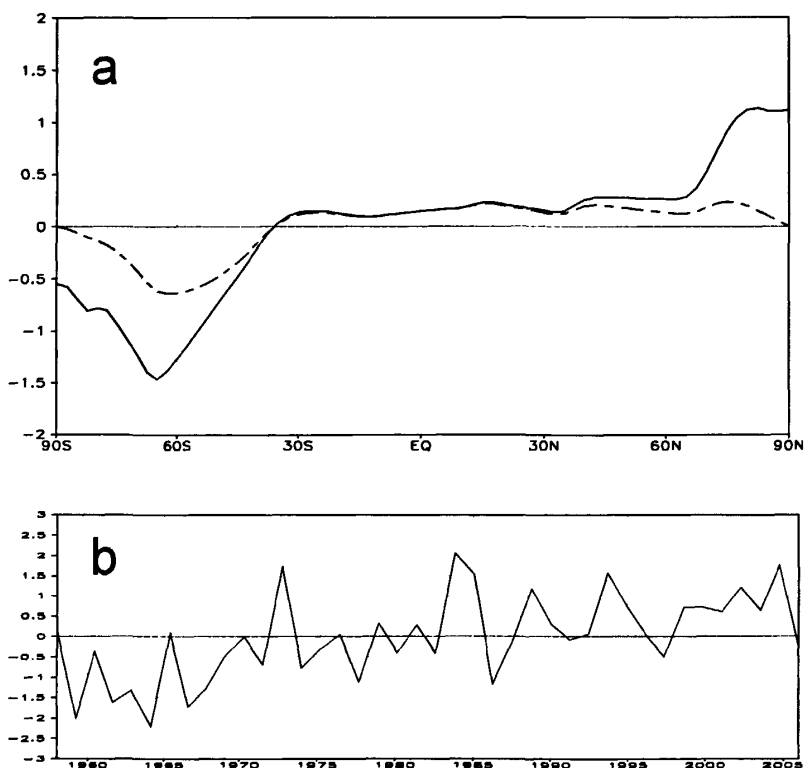


图 5.5 (a) $\tilde{p}'_s$ EOF 第一模态 R_1 (虚线), R_1/μ (实线); (b) 第一模态的时间系数.

3 春季纯 IHO 与我国同期气候的联系

大气质量南北涛动与不同时间尺度的大气质量重新分布相联系 (Guan, Yamagata 2001), 图 5.6a 给出了 I_{IHO} 指数与全球 p_s 场同时相关系数分布图, 可看出春季 IHO 影响的显著区域分布较广, 主要高值区出现于亚非欧大陆, 大西洋区, 以及 60°S 以南的极区。值得关注的是, 我国大部分地区均出现超过 99% 信度的显著相关区域, 说明与我国春季大气质量异常变化有密切联系。

由于海平面气压场 (SLP) 更能反映低层大气环流的变化, 图 5.6b 还计算了 I_{IHO} 与 SLP 的相关系数, 可以看出 I_{IHO} 与 SLP 相关系数分布与图 5.6a 十分一致, 极个别地方除外 (如青藏高原及南极地区)。在亚欧大陆上, I_{IHO} 与 SLP 再次出现大片显著的正相关区域, 其中包括了西伯利亚高压地区, 而西伯利亚高压是影响我国冬半年气候的主要气候系统, 因此春季 IHO 可以通过联系西伯

利亚高压变化，进而影响我国春季气候。

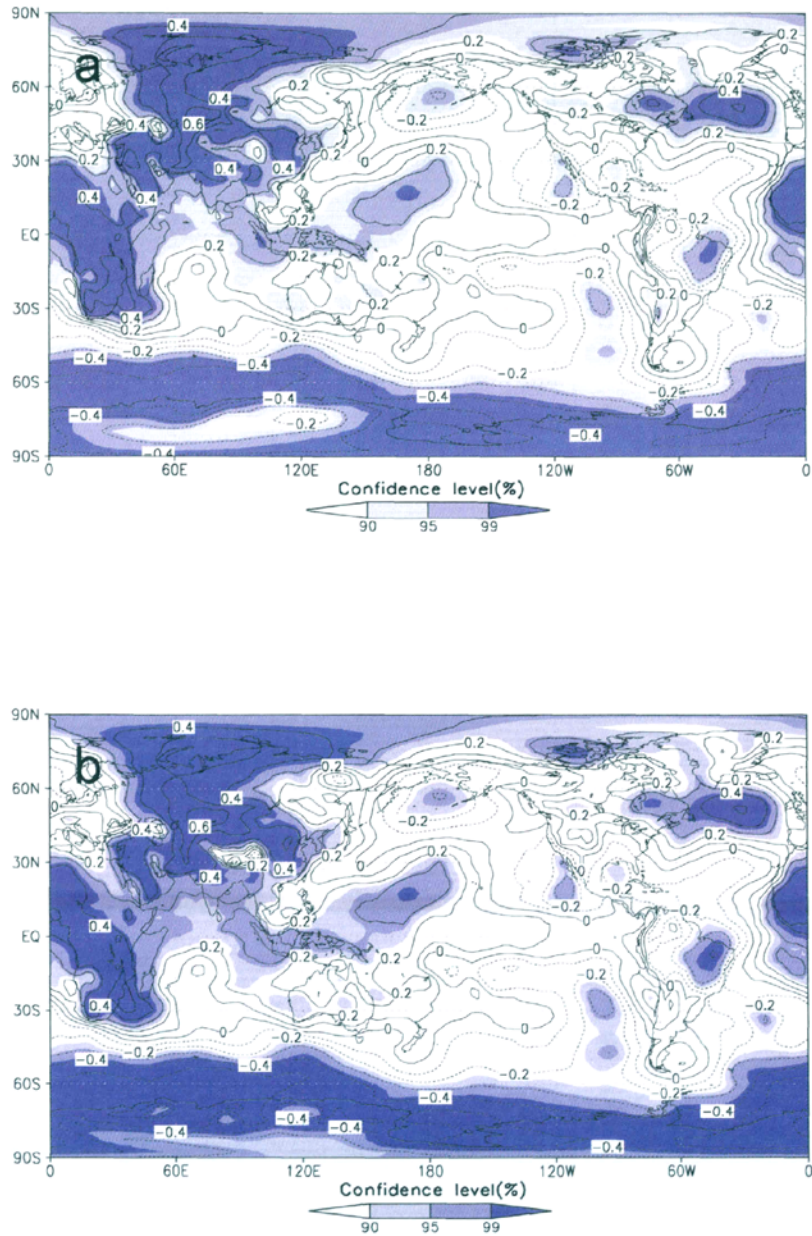
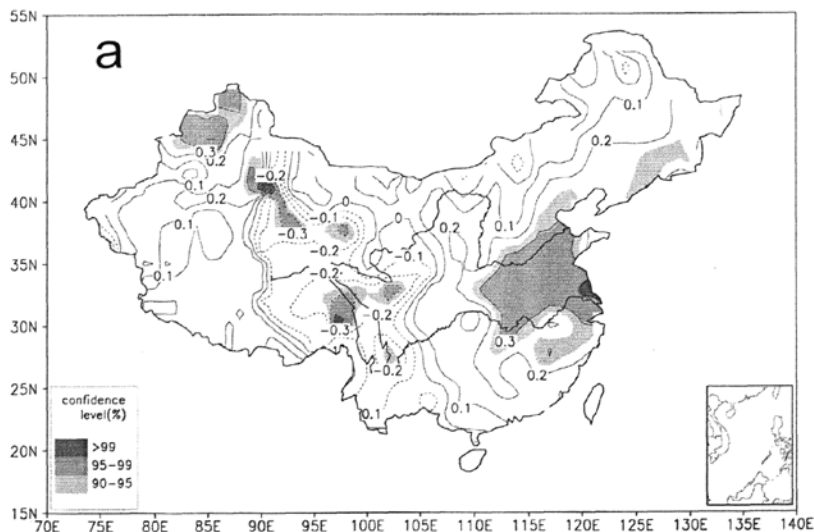


图 5.6 I_{HO} 与 p_s (a) 及 SLP (b) 的相关系数分布. 阴影区表示通过 90% 以上 t 检验.

图 5.7 给出了去线性趋势后的我国站点观测资料与 I_{IHO} 指数的相关系数分布图, 可以看出 I_{IHO} 与我国大部分地区的本站气压、相对湿度呈正相关关系, 而反相关区域则主要出现在青藏高原附近, 这体现了青藏高原地区与其周围气候的差异性(Saha, van den Dool et al. 1994), 而温度的相关分布情况则相反。由图 5.7a 看出, 站点气压与 IHO 显著正相关区域主要集中于我国东部地区, 这与图 5.6 大致相符, 但显著信度有所降低, 这是由于地表气压 (ground pressure) 和站点气压毕竟存在观测高度的差异, 同时亦有可能是资料同化的误差造成的。图 5.7b 则显示我国大部分地区地表温度与春季 IHO 存在显著负相关关系, 其总体相关系数达 -0.45 (通过 99% t 检验), 这说明春季地面热力强迫与 IHO 之间是紧密联系的; 同时温度的负相关区域与地面气压正相关区相对应, 这与“气压改变的热力原理”相符合(Austin 1951), 即温度低区域对应着地面气压高的区域, 反之亦然。此外, 春季 IHO 与我国长江中下游区域的地表湿度场存在显著正相关 (图 5.7c), 这可能与 IHO 导致该地区异常水汽输送有关, 但与我国同期降水关系不大。



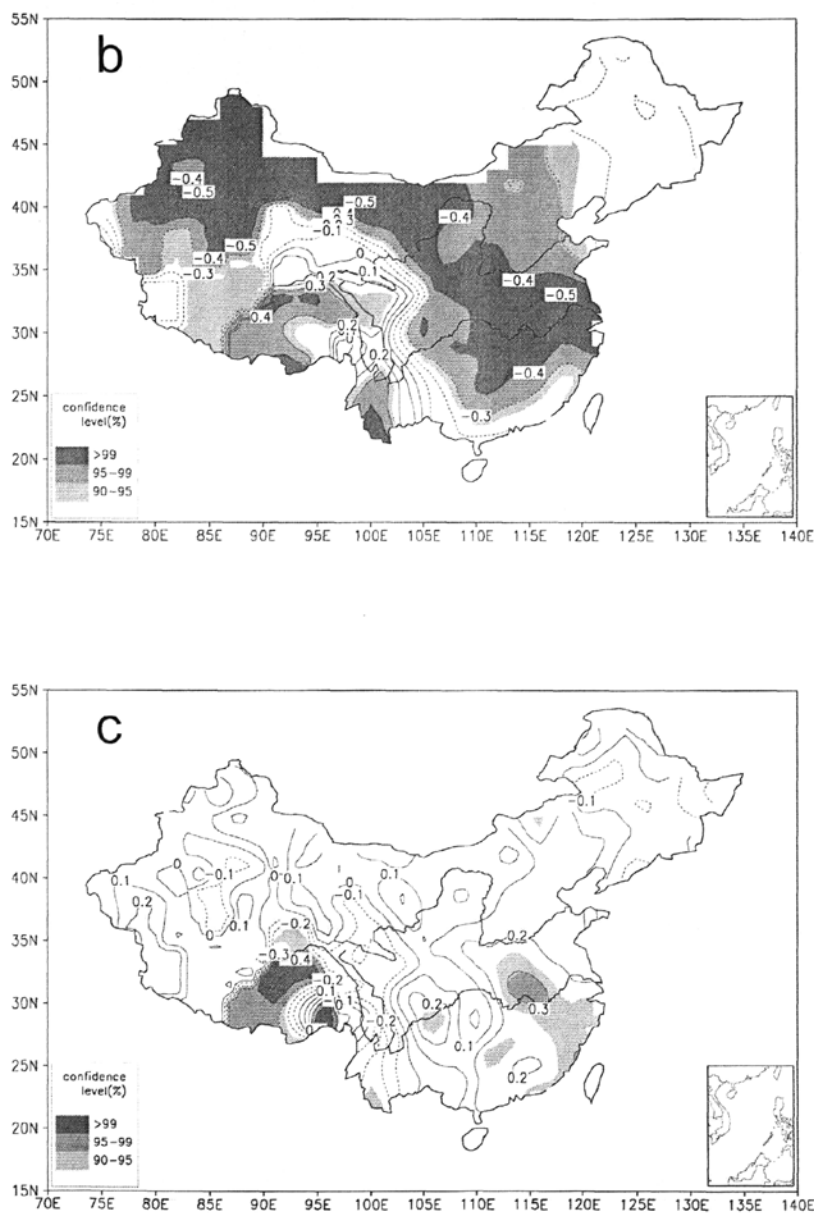
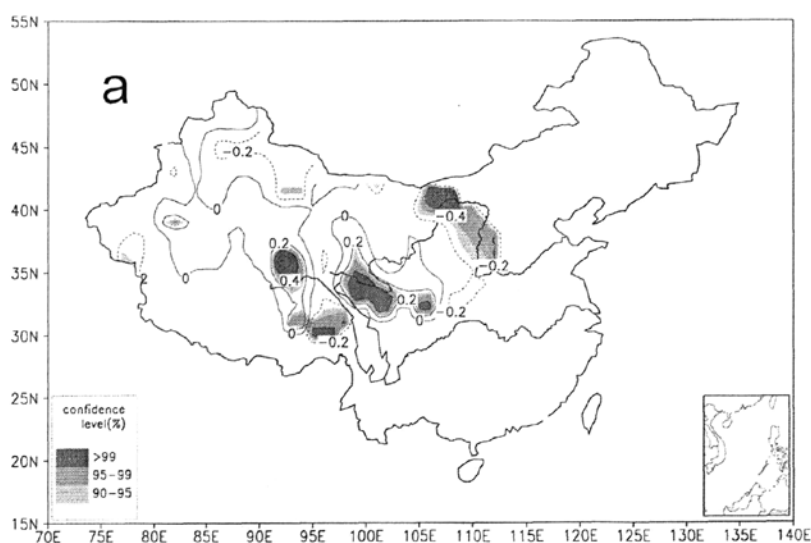


图 5.7 I_{HO} 与我国站点要素相关系数分布. a, 站点气压; b, 地表温度; c, 地表相对湿度. 阴影区表示同图 5.6

春季是沙尘暴的多发季节, 我国沙尘暴天气同时受到南北半球大气环流的共同影响(Qian, Quan et al. 2002; Fan, Wang 2004; 毛睿, 龚道溢 et al. 2005), 且多

发生于我国西北地区(周自江 2001)。图 5.8a 给出了我国西北地区 94 站春季沙尘暴累计日数与 I_{IHO} 相关分布图, 看出春季 IHO 与我国青海、甘肃、陕西及内蒙地区相关明显, 显著相关区呈+-分布, 与文献(Qian, Tang et al. 2004)分析结果相似。低层风速及风向对沙尘暴的产生起决定作用, 利用 NCEP 地表风场与 I_{IHO} 求相关(图 5.8b), 看出尽管没有通过显著性检验, 但在甘肃、陕西附近出现了偏西北方向的风场较大值, 而其两侧风向与之有较大差异, 这与图 5.8a 显著相关分布较为一致。IHO 改变着地表气压场, 同时地表气压场很大程度上决定了近地表风场(Murphree, Van den Dool 1988), 进而对我国西北地区沙尘暴天气产生影响。



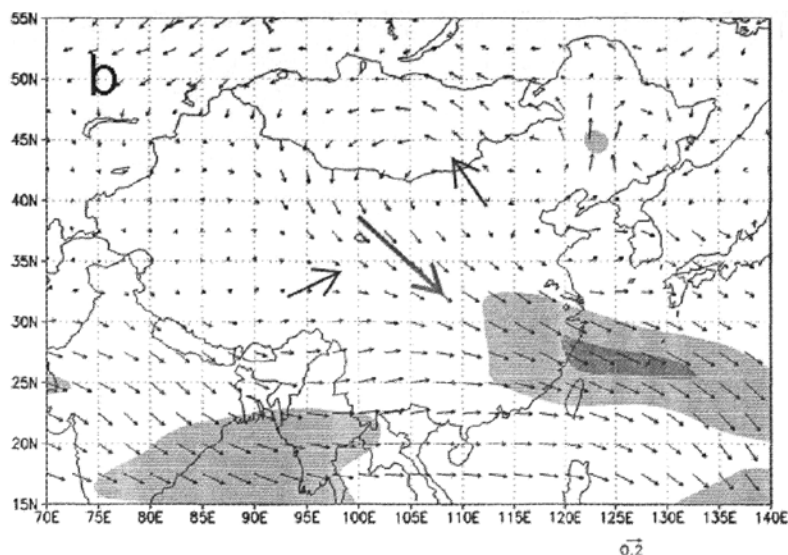


图 5.8 a, I_{HO} 与我国 94 站春季沙尘暴累计日数相关分布; b, I_{HO} 与 NCEP 地表风场相关分布, 箭头方向表示该区域风向主要方向. 阴影区表示同图 5.6.

4 环流背景

我国春季气候尤其是地面气温与同期 IHO 的显著联系, 其与 IHO 所表现的大尺度环流背景关系如何? 为此计算了正负 I_{HO} 指数相应的 500hPa 及 200hPa 位势高度场合成差值场 (图 5.9a, b), 总体看来其差值场分布类似于地表气压合成场 (图 5.4a), 正负异常大值区均集中两半球中高纬度。另外值得注意的是, 在 500hPa 层次上, 40°-70°N 亚洲延伸至阿留申区域主要为负的位势高度异常 (图 5.9a), 这有利于北极极涡在该地区的南压。200hPa 高度差值场分布与 500hPa 基本一致 (图 5.9b), 亚洲及阿留申区域负值异常区更为明显, 这说明 IHO 对该区域的对流层中上层的大气环流影响一致。同时 IHO 在纬向方向上的气压分布并不均匀, 呈现较强局地性, 结合图 5.6 (a, b) 地面气压以及 SLP, 可知春季 IHO 对应着西伯利亚高压的增强, 亦有利于地面冷空气的加强, 进而影响我国春季气候。

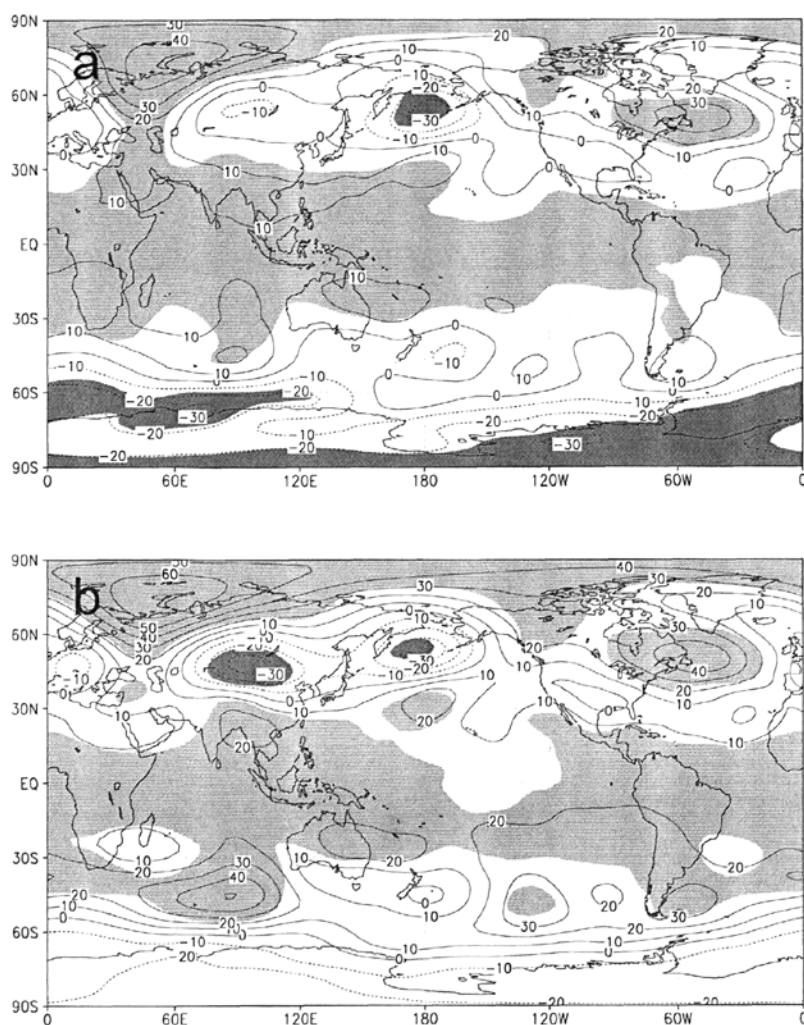


图 5.9 正负 I_{IHO} 指数对应的 500hPa (a)、200hPa (b) 位势高度合成差值场。阴影区表示通过 95% 以上 t 检验。

极涡南压影响中纬度西风带的偏移，为此还计算了正负 I_{IHO} 指数相应的 500hPa 及 200hPa 纬向风合成差值场（图 5.10a, b），可以看到前面提到的亚洲至阿留申区域确实对应了正的西风异常带，使得该区域极锋偏南，有利于同期北方冷空气向南推进，这与春季 I_{IHO} 指数与我国气温的负相关相对应（图 5.7b）。

另外， 60°E 至 150°W 纬向风存在着由北极延伸至南极的经向遥相关结构（图 5.10a），由于 IHO 导致两半球中高纬地区的异常质量堆积，产生经向气压梯度力，半球间异常大气质量以遥相关形式进行交换补偿，从而在此过程中形

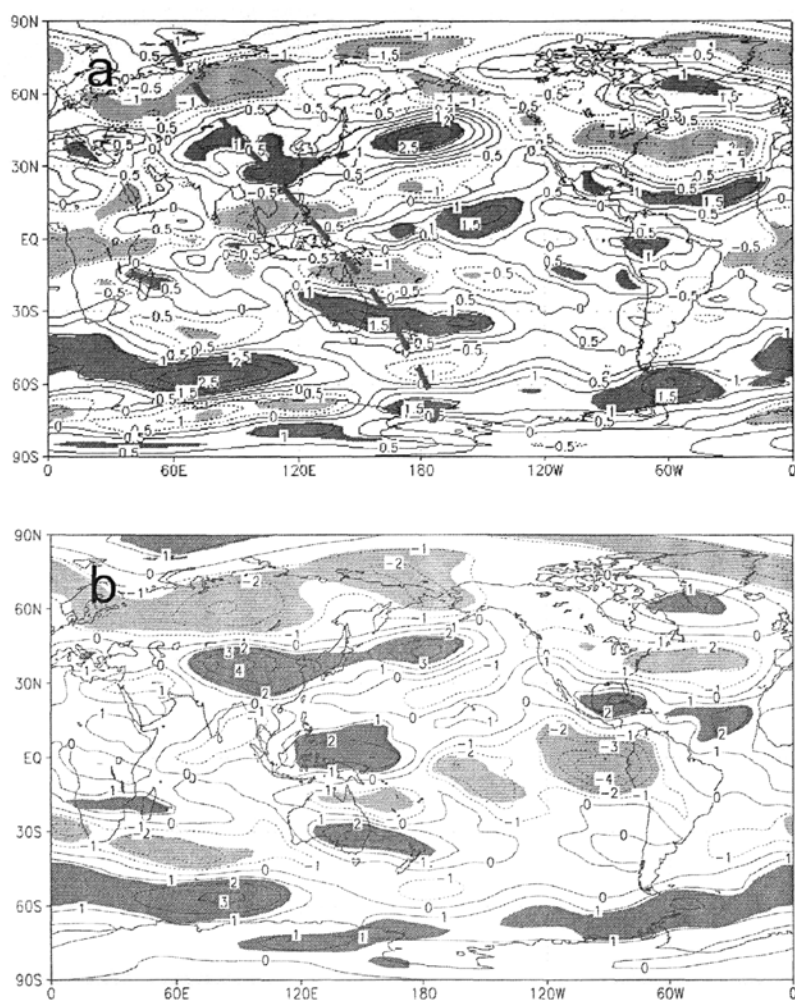


图 5.10 正负 I_{HO} 指数对应的 500hPa (a)、200hPa (b) 纬向风合成差值场。阴影区表示通过 95% 以上 t 检验。

成对区域气候的影响，这可能是春季 IHO 影响我国春季气候的物理机制，它与 AAO 对我国北方春季沙尘暴气候的影响形式相类似(Fan,Wang 2004)。此外，北大西洋到南大西洋和南极存在另外一条遥相关路径。

5 小结

结合 NCEP/NCAR 多年月平均再分析资料以及我国地面站点观测资料，分析了春季纯大气南北涛动 (IHO) 的年际变化特征及其与我国春季气候之间的

联系, 结果表明:

(1) 通过去除两极涛动信号 (AO、AAO), 构造纯 IHO 指数 (I_{IHO}), 该指数具有 0.3hPa/10yr 的显著上升趋势。

(2) 春季纯 IHO 表现为明显两半球中高纬地区大气质量间的“跷跷板”分布, 且与其垂直环流结构相一致。对纬向平均的地表气压 EOF 分析表明, 其第一特征向量 IHO 特征明显, 且其对应的时间系数与 I_{IHO} 相关系数高达 0.93。

(3) 春季 IHO 与我国同期气候联系密切, 表现为我国站点地面气压、地面温度以及相对湿度均与 I_{IHO} 有较好相关, 春季 IHO 与我国春季西北地区沙尘暴的发生频数相联系。

(4) 正位相春季 IHO 有利于西伯利亚高压的加强, 且 60° E 至 150° W 纬向风存在着由北极延伸至南极的经向遥相关结构, 在亚洲地区表现为正的西风异常, 对我国地区冷空气活动产生影响。

参考文献

- Austin J. M. 1951: Mechanism of pressure change. *Compendium of Meteorology*. Boston, American Meteorological Society.
- Carrera M. L., Gyakum J. R. 2003: Significant Events of Interhemispheric Atmospheric Mass Exchange: Composite Structure and Evolution. *Journal of Climate* 16(24): 4061-4078.
- Carrera M. L., Gyakum J. R. 2007: Southeast Asian Pressure Surges and Significant Events of Atmospheric Mass Loss from the Northern Hemisphere, and a Case Study Analysis. *Journal of Climate* 20(18): 4678-4701.
- Chen T. C., Chen J. M., Schubert S., et al. 1997: Seasonal variation of global surface pressure and water vapor. *Tellus. Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 49A(5): 613-621.
- Fan K., Wang H. 2004: Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China. *Geophysical Research Letters* 31(10): L10201.
- Guan Z., Yamagata T. 2001: Interhemispheric oscillations in the surface air pressure field. *Geophysical Research Letters* 28(2): 263-266.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., et al. 1996: The NCEP-NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(3): 437-471.
- Murphree T., Van den Dool H. 1988: Calculating tropical winds from time mean sea level pressure fields. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45(21): 3269-3282.
- Qian W., Quan L., Shi S. 2002: Variations of the Dust Storm in China and its Climatic Control. *Journal of Climate* 15(10): 1216-1229.
- Qian W. H., Tang X., Quan L. S. 2004: Regional characteristics of dust storms in China. *Atmospheric Environments* 38(29): 4895-4907.
- Saha K., van den Dool H., Saha S. 1994: On the annual cycle in surface pressure on the Tibetan Plateau compared to its surroundings. *Journal of Climate* 7(12): 2014-2019.
- Trenberth K. E., Christy J. R., Olson J. G. 1987: Global atmospheric mass, surface pressure, and water vapor variations. *Journal of Geophysical Research* 92(D12): 14815-14826.
- 毛睿, 龚道溢, 范一大. 2005: 春季天气变率对华北沙尘暴频次的影响. *地理学报* 60(1): 12-20.
- 周白江. 2001: 近 45 年中国扬沙和沙尘暴天气. *第四纪研究* 21(1): 9-16.
- 范可, 王会军. 2006: 南极涛动的年际变化及其对东亚冬春季气候的影响. *中国科学(D 辑: 地球科学)* 36(4): 385-391.

第六章 AMIP 模式对季节南北涛动的模拟

引言

由再分析资料的诊断结果分析表明,南北半球间大气质量在季节及年际尺度上均存在着此消彼长的“跷跷板”现象——南北涛动。第二章中提到,半球水汽质量变化是季节南北涛动的主要分量,同时驱动着南北半球间的大气质量输送。目前尚无利用气候模式对半球或全球大气质量(地表气压)变化模拟的研究,利用气候模式对南北半球大气质量及其影响因子的季节变化进行模拟,比较模式输出资料与再分析资料的差异,可以检验模式对地表气压以及水份循环的模拟能力,为进一步研究形成 IHO 的物理机制做准备。

大气模式比较计划(AMIP)为大气环流模式的模拟性能提供了全面的评估,它是评价以观测海表温度(SST)驱动的模式敏感性和可预报性的良好基准(Slingo, Sperber et al. 1996; Boyle 1998; Slingo 1998)。通过模式结果与观测结果及模式结果之间的比较,发现模拟误差并改进模式正是 AMIP 计划的科学意义所在(王会军 1997)。

本章将利用 AMIP II 计划中的 12 个 AGCM 模式资料³,计算南北半球及全球平均的大气质量、水汽质量及越赤道质量流,比较它们与 NCEP 及 ERA40 这两种再分析资料的差异,以此对这 12 个 AGCM 模式对季节南北涛动总体模拟能力进行评估。

1 AMIP 模式资料介绍

1.1 AMIP 计划背景与目的

在1989年初,世界气候研究计划(WCRP)联合科学委员会(JSC)就强调需要对大气气候模式进行系统性的、全面的对比。1989年8月在博尔德举行了模拟标准及对比特别专家会议,指定了一个初步计划。该计划于1989年9月在汉堡举行的会议上由WGNE进一步发展,并于1990年3月在JSC的认可下,正式成为

³ <ftp://ftp-esg.ucllnl.org/amip>

国际大气环流模式比较计划 (Atmospheric Model Intercomparison Project), 简称 AMIP。与此同时, 美国能源部环境科学署为了增加对气候模式之间差异的认识, 在劳伦斯、里弗莫尔国家实验室 (LLNL) 建立了气候模式诊断及对比计划 (PCMDI), 为 AMIP 的实施提供支持。从那时起, 美国能源部就一直提供物质资源 (包括在 LLNL 国家研究超级计算中心给参与 AMIP 的模拟组供应计算机资源), 用以支持 AMIP。而且, PCMDI 的工作要与美国能源部计算机硬件、高等数学及模式物理过程计划 (CHAMMP) 相协调。此后, 在美国加州的 Berkeley (1991, 1992), Livermore (1992) 及意大利的 Bologna (1993) 召开了一系列的工作会。并于 1995 年 5 月 15-19 日在加州 Monterey 召开了第一次 AMIP 国际科学讨论会。这次会议对 90 年代前半期 AMIP 的工作作了初步的总结。并提出了未来 AMIP2 计划的建议。该计划起始于 1991 年, 第 1 阶段 (AMIP2 I) 于 1996 年基本结束, 并开始第 2 阶段的工作 (AMIP2 II)。AMIP II 现已归为 CMIP (耦合模式比较计划) 其中的一部分。

AMIP 的基本目的是: 在尽可能真实的情况下, 系统地对比和证实季节、年际时间尺度的大气环流模式性能, 以及深入地诊断和解释模式结果。特别是, 平均²气候的模拟、较短期²气候状态的序列以及特定的大气过程和现象的模拟对气候预报团体和天气预报团体来说都感兴趣。这样的分析和对比要求所有的模式在类似的实验条件下模拟同时段的大气状况, 而且要求对所有的模式而言, 用同样的诊断方法计算模拟运行结果 (Gates 1992; 苗峻峰 1994; 王会军 1997; Gates, Boyle et al. 1998)。

1.2 各模式简介

AMIP 计划发展至今, 先后有美国、英国、日本等 10 个国家的 30 家研究组织和单位的模式加入, 其中, 以美国的研究单位和模式为最多, 包括著名的 GFDL (地球流体动力学实验室)、NCAR (美国国家大气研究中心)、NMC (国家气象中心)、GISS (戈达德空间科学研究院) 以及一些著名的大学。欧洲中期数值预报中心 (ECMWF) 也参加了该计划。我国仅有中国科学院大气物理研究所参加了此计划, 并有垂直 2 层和 9 层的 2 个模式参加比较研究。

本章中使用了 UCLLNL 的 FTP 服务器中提供的 12 个大气环流模式模拟结果资

料, 它们分别为CNRM_CM3(法国国家气象研究中心)、GISS_MODEL_E_R(美国戈达德空间科学研究所)、GFDL_CM2_1(美国地球流体动力实验室)、IAP_FGOAL_1_0_G(中国科学院大气物理研究所)、INMCM3_0(俄罗斯科学研究所)、IPSL_CM4(法国全球环境科学联合实验室)、MIROC3_2_MEDRES(日本东京大学)、MPI_ECHAM5(德国马普气象研究所) MRI_CGCM2_3_2a(日本气象研究所)、NCAR_PCM1(美国国家大气研究中心)、NCAR_CCSM3_0(美国国家大气研究中心)、和UKMO_HADGEMI(英国气象局)。详细信息参见表6.1。

由于各模式模拟时段不同, 选取了它们共同时段1980—1999年(NCAR_PCM1到1998年)的逐月经向风、降水、蒸发(由地表潜热估算)、地面气压、整层可降水量资料。其中经向风场包含的垂直压力层为1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20(MPI-ECHAM5中无此层)和10hPa(UKMO-HADGEM1中无此层)。

1.3 模式的边界场

比较研究首先规定了模式的标准参数和标准输出,CO₂含量、太阳常数取成统一值,模式的边界场、海冰及海表温度(SST)由计划组统一提供,其中海冰和SST是AMIP II计划中最为基础及重要的试验条件,它们由多种观测及再分析资料,资料质量要明显优于AMIP I(http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/AMIP2EXPDSN/BCS_OBS/amip2_bcs.htm)。详见表6.2

输出结果也都要求标准化模式积分时间从1979年开始,一直积分至最近(现存档资料中最长到2003年)。所有模式积分结果都要统一交到AMIP计划的执行总部(PCMDI, 即美国劳伦斯国家实验室气候模式诊断和比较研究组),并可向任何参加该计划的单位提供,还提供给专门设立的分析子计划供分析之用。此外,为了能有效地检验模式结果,AMIP计划还发展了一套气候观测分析资料集,并可提供AMIP成员使用。到目前为止,各种分析比较都在进行中,并取得了一些重要科学进展。

表6.1 12个AMIP模式概况

模式名称	国家	分辨率	水平格点	模拟时段	试验次数
CNRM_CM3	法国	T42L45	128×64	1979-2000	1
GISS_MODEL_E_R	美国	72×46L17	72×45	1979-2000	4
GFDL_CM2_1	美国	N45L42	144×90	1980-1999	4
IAP_FGOALS1_0_G	中国	R42L26	128×60	1978-1999	3
INMCM3_0	俄罗斯	4×5L7	72×45	1979-2003	1
IPSL_CM4	法国	3.6×5.6L11	96×72	1979-2002	6
MIROC3_2_MEDRES	日本	T42L20	128×64	1979-2002	3
MPI_EHCAM5	德国	T63L32	192×96	1978-1999	3
MRI_CGCM2_3_2a	日本	T42L30	128×64	1978-2002	1
NCAR_PCM1	美国	T42L26	128×64	1978-1997	1
NCAR_CCSM3_0	美国	T85gxlv3	256×128	1978-2000	1
UKMO_HADGEM1	英国	N96L38	192×144	1979-2000	1

表6.2 AMIP II边界场概况

	来源	时段	频率	
SST	GISS 2.2a	1978.12-1981.11	月	1x1deg
	(UKMO)			
	OISST (NCEP)	1981.12-present	周	
Sea Ice	Nomura (ECMWF)	1978.12-1991.11	周	1x1deg
	Grumbine (NCEP)	1991.11-1995.10	日	1x1deg
	Grumbine (NCEP)	1995.11-现今	日	0.5x0.5deg

2 模式对南北半球及全球平均大气质量季节变化的模式

根据公式 2.1, 计算了再分析资料和各个模式的南、北半球及全球平均大气质量的季节变化, 其结果和基本情况由图 6.1 (a-m) 及表 6.3 给出。可以看出, 各模式对于半球及全球大气质量季节变化的模拟结果差异明显, 下面将结合图 6.1 及表 6.3 对它们进行逐一讨论。

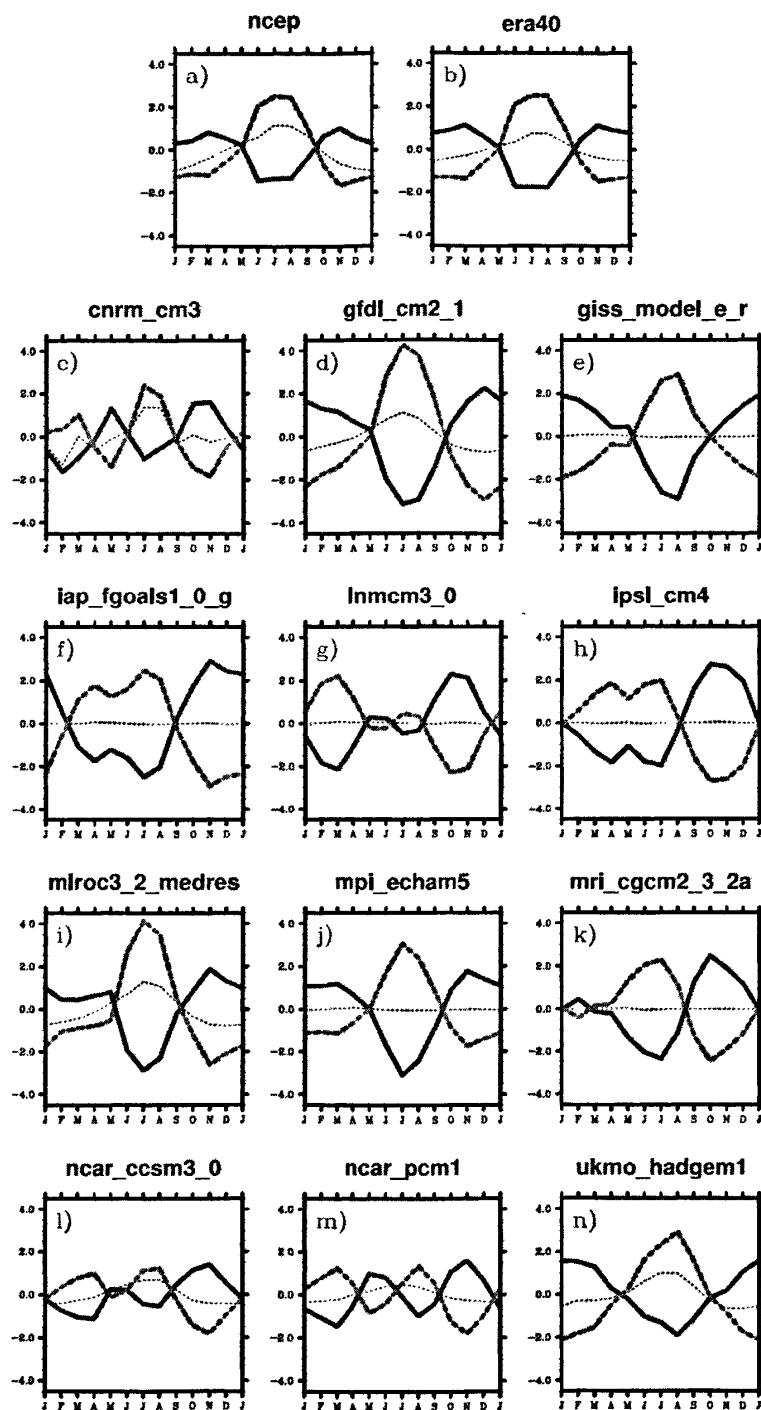


图 6.1 再分析资料 (a, b) 及各模式 (c-n) 的北 (粗虚线)、南半球 (粗实线) 及全球 (细点线) 平均大气质量季节变化, 其年平均值已扣除。单位: 10^{15}kg

表 6.3 各模式及再分析资料的半球及全球平均大气质量的基本情况分析

	年平均值 (10^{15}kg)			均方根偏差		
	北	南	全	北	南	全
NCEP	2566	2580	5147	—	—	—
ERA40	2568	2580	5147	—	—	—
cnrm_cm3	2573	2589	5162	1.22	1.28	0.48
gfdl_cm2_1	2568	2578	5146	0.90	0.91	0.17
giss_model_e_r	2561	2578	5140	0.77	0.47	0.61
iap_fgoals1_0_g	2566	5178	5143	1.43	1.32	0.59
inmcm3_0	2567	2577	5144	1.65	2.06	0.59
ipsl_cm4	2567	2580	5147	1.57	1.76	0.60
miroc3_2_medres	2565	2579	5144	0.62	0.76	0.17
mpi_echam5	2568	2579	5148	0.64	0.23	0.60
mri_cgcm2_3_2a	2565	2577	5142	1.06	1.21	0.59
ncar_ccsm3_0	2566	2577	5143	1.18	1.29	0.20
ncar_pcm1	2566	2577	5143	1.32	1.50	0.31
ukmo_hadgem1	2570	2580	5149	0.61	0.49	0.15

由图 6.1 (a-b) 看出, 两种再分析资料 (NCEP、ERA40) 对于 IHO 季节变化的描述十分接近, 大气质量均在各自半球的冬季达到最大, 夏季降至最小, 南北半球平均的大气质量呈一波型反位相的变化特征。全球大气质量变化在夏季 (JJA) 升至最大, 冬季 (DJF) 变为最小, 仍以一波型变化为主, 结合第二章及图 6.2 (a-b) 全球水汽质量季节变化结果可知, 全球大气质量变化主要由水汽质量变化所至。另外, 两种再分析资料 (以下简称 N、E 资料) 的年平均值也基本相同, 只是北半球 N 资料略小于 E 资料。由此, 取这两种资料的平均值求出各个模式对其的均方根偏差, 作为评价它们对大气质量模拟能力的标准之一。

cnrm_cm3 模式能描述出半球冬高夏低的大气质量变化, 但其变化主要体现为二波型变化, 与再分析资料存在明显差异 (图 6.1c)。其中, 两半球总体反相

变化, 它们与再分析资料的均方根偏差分别为 1.22 和 1.28, 这在 12 个模式中属于偏差较低类; 另外, 全球平均大气质量的均方根偏差为 0.48, 结合图 6.1c, 可看出该模式是能够较好地反映出全球平均大气质量的年循环特征的模式之一。但在北半球在 3、7 月份出现两个峰值, 而谷值出现于 5 月及 11 月, 且该模式无论是全球或半球的平均值均明显高于再分析资料。

gfdl_cm2_1 模式较为出色地模拟出南北半球以及全球大气质量的季节变化 (图 6.1d)。首先, 半球大气质量呈反位相的一波型变化, 季节南北涛动特征明显, 其均方根偏差分别为 0.90 和 0.91, 这与再分析资料结果相接近, 尽管其年变程要稍大于再分析资料。另外, 该模式反映的全球平均大气质量季节变化与再分析资料相吻合, 其均方根偏差低至 0.17, 且全球以及半球年平均值均与再分析资料相接近。总的说来, gfdl_cm2_1 模式对大气质量的季节变化特征模拟能力较强。

giss_model_e_r 模式对季节南北涛动模拟较好, 但对全球平均大气质量季节变化模拟欠佳 (图 6.1e)。其中, 该模式能较好地模拟出两半球大气质量冬高夏低的一波型变化, 均方根偏差分别为 0.77 和 0.47, 偏差较小, 其年变程也与再分析资料相类似。但是, 对于全球平均大气质量的模拟能力却较差, 其年变程基本为零, 这与再分析资料中由水汽变化引起的大气质量季节变化结果不符。此外, 半球及全球平均的大气质量年平均值均低于再分析资料。

iap_fgoals1_0_g 模式能总体模拟出南北涛动的季节变化, 但全球平均大气质量季节变化模拟能力不足 (图 6.1f)。其中, 该模式能总体描述南北半球冬高夏低的反位相变化特征, 其均方根偏差分别为 1.43 和 1.32, 偏差程度属中等, 年平均值也与再分析资料相接近。但其季节变化仍与再分析资料存在较大差异, 如北半球谷值出现于 11 月, 且在 4 月有一小峰值; 另外, 该模式对全球平均大气质量季节变化的模拟欠佳, 年变程基本为零。总的说来, 此模式对大气质量季节变化模拟能力仍需提高。

inmcm3_0 模式对南北涛动季节变化以及全球平均大气质量季节变化模拟均较差 (图 6.1g)。其中, 此模式尽管能反映南北半球大气质量反相变化, 但是其波峰、波谷分别出现于半球的秋季和春季, 两半球均方根偏差分别为 1.65 和 2.06, 偏差较大, 并且全球平均大气质量年变程基本为零, 这都与再分析资料

存在着较明显差异。

ipsl_cm4 模式模拟情况与 inmcm3_0 模式相类似(图 6.1h)。尽管年平均值与再分析资料相近,但其波峰分别出现于半球的秋季,低值持续于春夏两季,南北半球均方根偏差也较大(1.57、1.76)。因此,该模式对大气质量季节变化模拟能力较差。

miroc3_2_medres 模式能较好地模拟南北涛动及全球大气质量的季节变化(图 6.1i)。首先,该模式能较好地反映出南北半球大气质量一波型的反位相变化特征,两者的变化位相与再分析资料相一致;两半球均方根偏差分别为 0.62 和 0.76,与再分析资料偏差较小。此外,全球平均大气质量的均方根偏差为 0.17,结合图 6.1i,看出其变化位相及年变程均与再分析资料相一致。与 gfdl_cm2_1 模式相类似,此模式半球大气质量的年变程稍大于再分析资料。

mpi_echam5 模式能较好地模拟出南北半球大气质量一波型的反位相变化特征(图 6.1j),其位相和年变程与再分析资料相一致,较小的均方根偏差(0.64、0.23),也验证了其再分析资料相接近。然而,该模式不足之处在于不能表现出全球平均大气质量的季节变化特征(年变程基本为零)。

mri_cgcm2_3_2a 模式对于北(南)半球的夏(冬)半年模拟较好(图 6.1k),但是到了北半球的冬半年,两半球的模拟情况则较差,北半球冬季(JJA)成为了两半球大气质量变化的转换季节,并且该模式全球平均大气质量季节变化的年变程也基本为零。从均方根偏差(1.06、1.21 和 0.59)以及年平均值也可以看出,该模式所得的半球及全球平均的大气质量季节变化与再分析资料差异明显。

ncar_ccsm3_0 与 ncar_pcm1 对季节南北涛动及全球大气质量模拟效果较为接近(图 6.1 l, m)。它们均能模拟出全球大气质量的季节变化(均方根偏差分别为 0.20 和 0.31)。但对季节南北涛动的模拟则一般,基本呈两波形的季节变化,两者的年平均值相同,其中南半球及全球的平均值均低于再分析资料。

ukmo_hadgem1 模式是模拟季节南北涛动及全球大气质量模拟效果最好的模式,它所模拟的半球及全球平均大气质量的季节变化位相以及年变程均与再分析资料相一致(图 6.1n),另外它们的均方根偏差(0.61、0.49 和 0.15)基本是各模式中最小的,验证了该模式对总体大气质量季节变化模拟的可靠性。

以下,对 AMIP 这 12 个模式的模拟情况做简单小结。分析表明,12 个各模式所计算的南北半球平均的大气质量季节变化基本呈反位相变化。但是与再分析资料比较发现,各个模式的南北涛动季节变化位相有着较大差别,其中 inmcm3_0、ipsi_cm4 这两个模式对南北涛动季节变化的位相模拟较差。另外,对全球大气质量季节变化模拟较好的是 gfdl_cm2_1、miroc3_2_medres 和 ukmo_hadgem1 这三个模式,其余模式年变程基本为零(ncar_ccsm3_0、ncar_pcm1 尽管年变程与再分析资料接近,但它们的位相模拟不好)。

3 半球及全球平均水汽质量季节变化的模拟

由再分析资料诊断结果分析可知,半球水汽质量的季节变化是南北涛动年循环的重要分量,其年变程与大气质量相当,但变化位相与大气质量变化相反。本节利用上述模式的可降水量,通过公式(2.4)估算了半球及全球平均的水汽质量(ukmo_hadgem1 水汽质量由比湿垂直质量积分求得),其主要结果由图 6.2 和表 6.4 给出。可以看出,12 个模式均能较好地模拟出半球水汽夏高冬低的一波型反位相变化特征,它们与再分析资料的均方根偏差显著减小,且它们的年平均值也基本与 E、N 资料相一致,各个模式对半球及全球水汽质量变化的模拟均较为出色。各模式计算的半球平均水汽质量年变程与大气质量年变程相当,这也反证了第二章所得出的水汽质量变化是南北涛动季节变化的重要分量的结论。

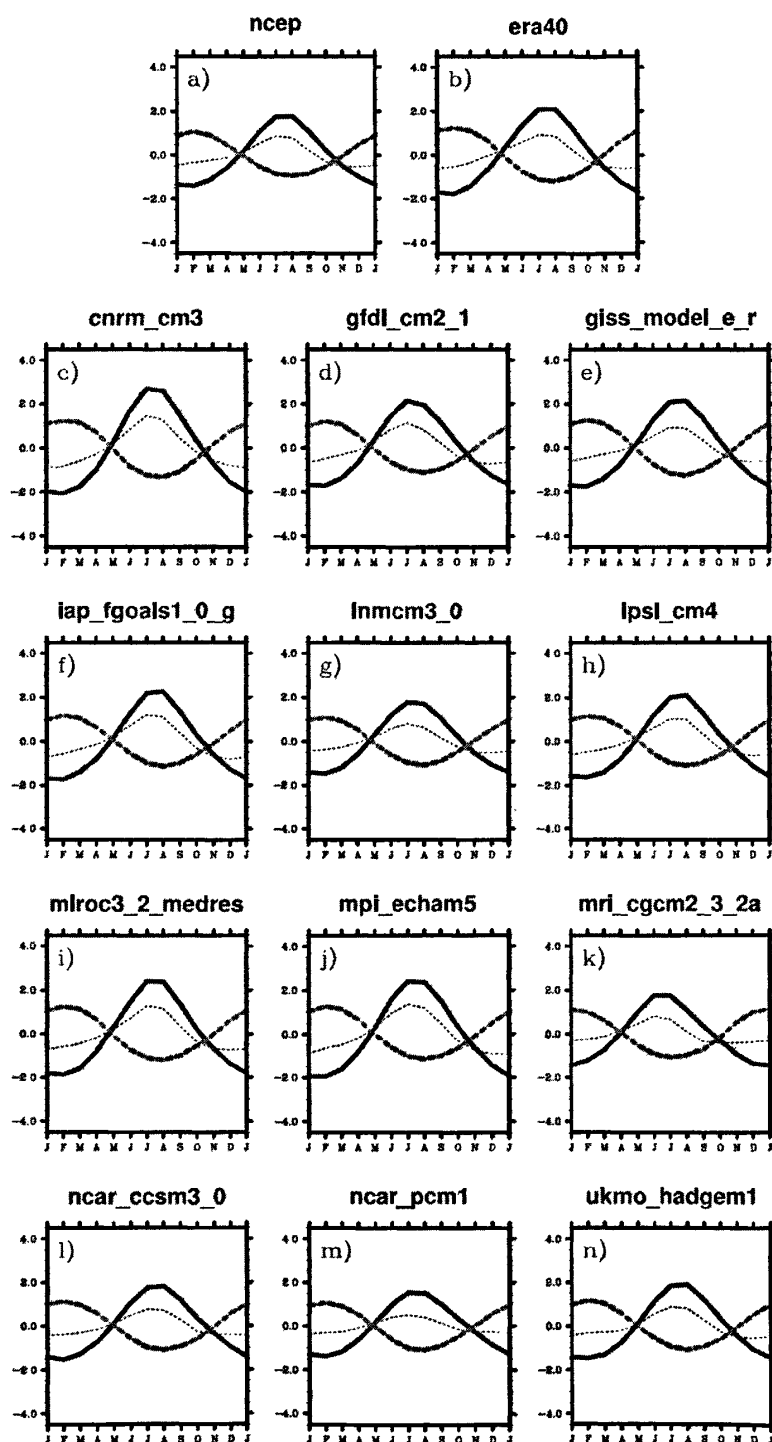


图 6.2 再分析资料 (a, b) 及各模式 (c-n) 的北 (粗虚线)、南半球 (粗实线) 及全球 (细点线) 平均水汽质量季节变化, 其年平均值已扣除。单位: 10^{15} kg

表 6.4 各模式及再分析资料的半球及全球平均水汽质量的基本情况分析

	年平均值 (10^{15}kg)			均方根偏差		
	北	南	全	北	南	全
NCEP	6.25	6.00	12.25	—	—	—
ERA40	6.66	6.11	12.77	—	—	—
cnrm_cm3	7.62	6.64	14.26	0.49	0.16	0.40
gfdl_cm2_1	6.40	5.85	12.25	0.23	0.07	0.29
giss_model_e_r	6.72	6.08	12.79	0.25	0.11	0.27
iap_fgoals1_0_g	6.60	6.01	12.61	0.26	0.09	0.31
inmcm3_0	6.25	5.74	11.99	0.23	0.07	0.27
ipsl_cm4	6.41	5.98	12.39	0.23	0.10	0.27
miroc3_2_medres	6.43	5.79	12.21	0.35	0.10	0.33
mpi_echam5	7.06	6.40	13.46	0.37	0.10	0.38
mri_cgcm2_3_2a	6.04	5.66	11.70	0.58	0.34	0.42
ncar_ccsm3_0	6.41	6.02	12.44	0.24	0.07	0.28
ncar_pcm1	6.13	5.88	12.01	0.31	0.08	0.34
ukmo_hadgem1	5.92	5.63	11.55	0.22	0.07	0.27

此外，各模式对全球水汽质量季节变化的模拟较强，全球平均的水汽质量在北半球夏季达到最大（JJA），冬季降至最小，其结果与再分析资料结果相吻合。假设全球干空气无明显的源、汇，即在全球干空气质量守恒前提下，全球平均大气质量的季节变化应该由水汽质量变化所引起，两者无论是位相还是年变程上都应相一致，这点在第二章由再分析资料分析中也得以验证。因此，还可以将模式对全球大气质量与水汽质量季节变化的一致性，作为评估模式对南北涛动和大气质量季节变化模拟能力的一个标准。结合上一节的分析结果，最终认为 gfdl_cm2_1、miroc3_2_medres 和 ukmo_hadgem1 这三个模式对季节南北涛动的模拟能力较好，据此下面将利用这三个模式输出结果研究南北涛动季节变化的另一因子——越赤道质量流的年循环特征。

4 越赤道质量流的模拟

除半球自身水汽变化外, 越赤道质量流是影响 IHO 季节变化的内部因子, 依据第二章, 有两种方法可以估算越赤道质量流, 一种是依据质量守恒原理 (公式 2.5), 另一种是通过赤道经向风垂直积分 (公式 2.7)。在此, 首先计算了 gfdl_cm2_1、miroc3_2_medres 和 ukmo_hadgem1 这三个模式的半球平均大气质量变化值 (Δm , 图 6.3 a, c, e) 以及半球平均的半球自身水汽质量变化 (用

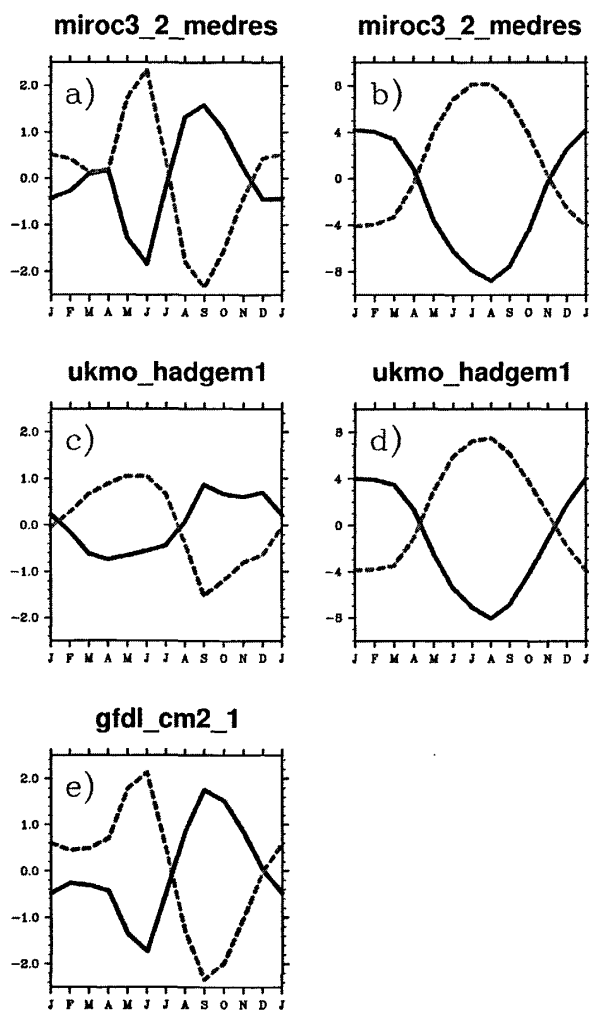


图 6.3 各模式的北、南半球平均的大气质量变化量 (a、c、e) 及 $E-P$ (b、d)。单位: 10^{15} kg

蒸发减降水代替, 图 6.3 b, d), 其中蒸发量通过地表潜热估算 (gfdl_cm2_1 缺该要素)。可以看出, 半球平均大气质量变化值呈反位相变化, 三个模式季节变化基本类似, 均在半球的秋季达到最大, 春季降至最小, 其中 gfdl_cm2_1 和 ukmo_hadgem1 模式的变化形态更为相近, 年变程约为 $4.5 \times 10^{15} \text{kg}$, 而 miroc3_2_medres 模式年变程略小于前两者。

由 miroc3_2_medres 和 ukmo_hadgem1 模式估算所得的半球内部水汽变化量 (E-P) 季节变化相一致, 它们的年变程约为 $12 \times 10^{15} \text{kg}$, 均明显大于 Δm 。由质量守恒原理所得的越赤道质量流 I_1 将与 E-P 变程相当, 这验证了半球内部水汽质量的变化驱动越赤道质量流的产生, 一个半球内部水汽质量的增加, 将引起该半球的大气穿越赤道排向另外一半球, 反之亦然。然而, 这两个模式所得的 E-P 却与再分析资料差异较大, 不仅变化位相完全相反, 其年变程也明显小于再分析资料 (图 2.3b)。

图 6.4 (a, b) 分别给出了各模式的 I_1 及 I_2 的季节变化特征, 可以看出 miroc3_2_medres 和 ukmo_hadgem1 模式所得的 I_1 基本一致, 它们均在北半球夏季 (JJA) 达到最大, 而在北半球冬季 (DJF) 降至最小, 年变程约为 $14 \times 10^{15} \text{kg}$ 。而对于 I_2 的模拟, 三个模式均在 JJA 为最小, DJF 为最大, 其结果与文献(赵煜飞 2008)相一致。其中 miroc3_2_medres 的 I_2 只有 3 个月为负值, 其年均值亦大于 0, 相比而言, gfdl_cm2_1 和 ukmo_hadgem1 的 I_2 季节变化要更为合理, 他们均有 7 个月为负值, 正负月份基本相当。

值得关注的是, 由 miroc3_2_medres 和 ukmo_hadgem1 所计算的 I_1 和 I_2 依然差异甚大, 两者的变化位相相反, 并且 I_2 的年变程也明显大于 I_1 。由于目前模式以及同化再分析资料中的局限性, I_1 和 I_2 的一致性没有得以解决, 究竟两者当中谁更为接近真实, 需要更为密集与可靠的观测资料以及模拟能力更强的模式加以验证。

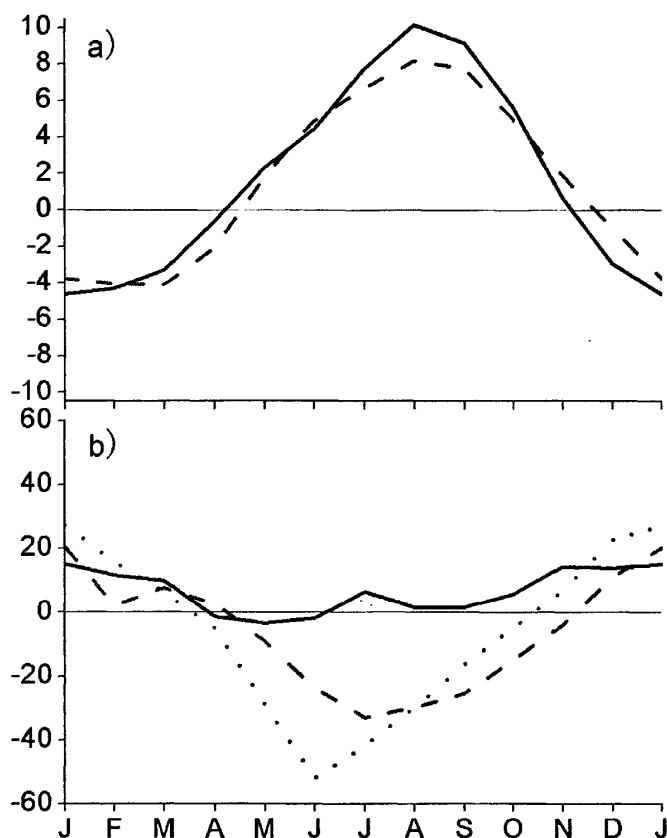


图 6.4 模式计算所得的 I_1 (a) 和 I_2 (b) 实线为 miroc3_2_medres, 虚线为 ukmo_hadgem1, 点线为 gfdl_cm2_1。单位: 10^{15}kg

5 1、7 月大气质量的差异

由本章第一节分析可知, AMIP II 模式对于大气质量的季节变化模拟存在较大差别, 为研究各模式在不同纬度的大气质量差异, 图 6.5 (a, b) 还分别计算了 1、7 月份各个模式纬向平均的地表气压差值。总体而言, 1、7 月份的纬向平均地表气压分布基本相反, 除了 NCAR 的两个模式外, 1、7 月份各模式在 40°S - 40°N 纬带内的地表气压均较为接近, 但对于区间外的地表气压值模拟则具有明显差异, 相对而言, 各模式南半球中高纬度区域地表气压偏差更大。由于两种再分析资料的吻合程度较高, 此处再次以两者的平均值为标准, 计算了各模式与它的均方根偏差 (表 6.5), 可以看出, 在 1 月份地表气压与再分析资料最接近的是 gfdl_cm2_1 (0.80), 其次是 mpi_echam5 和 ukmo_hadgem1, 而 giss_model_e_r 偏差最大。在 7 月份偏差最小的是 iap_fgoals1_0_g (0.64),

其次是 gfdl_cm2_1 和 ipsl_cm4，偏差较大的是 mri_cgcm2_3_2a 和 giss_model_e_r。总体看来，gfdl_cm2_1、miroc3_2_medres 和 ukmo_hadgem1 对纬向平均的地表气压的模拟偏差仍然较小，其模拟能力较为出色。

表 6.5 各模式与再分析资料纬向平均地表气压的均方根偏差

	cnrm	gfdl	giss	fgoals	inm	ipsl	miroc	echam	mri	ccsm	pcm	ukmo
1月	2.43	0.80	2.77	1.42	1.68	1.47	1.74	1.00	2.33	1.30	1.63	1.17
7月	2.04	0.94	2.25	0.64	2.42	1.44	1.41	1.88	1.66	2.14	2.21	1.21

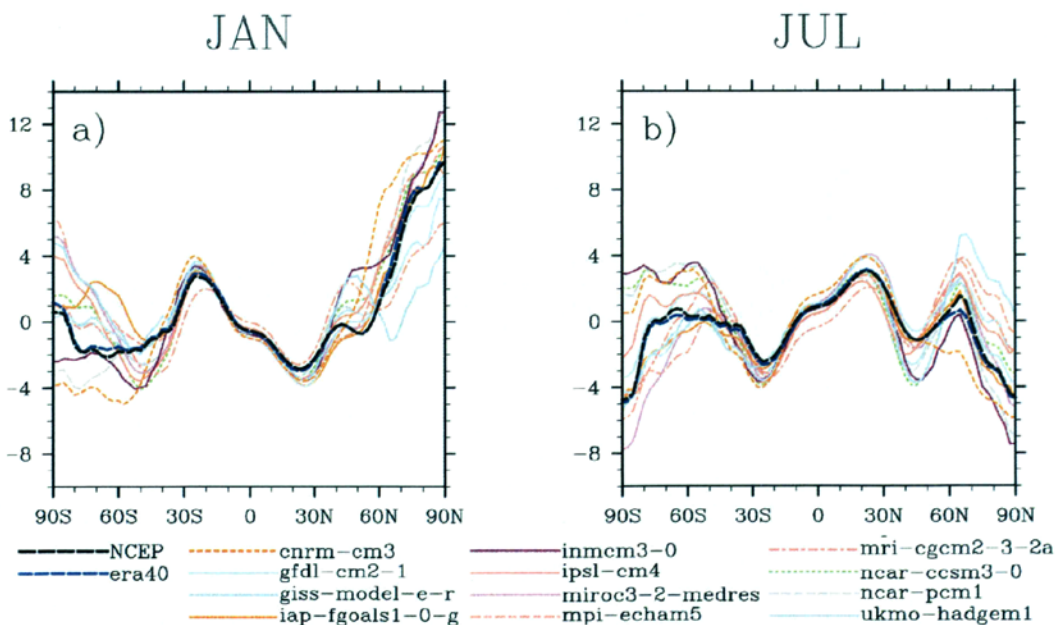


图 6.5 各模式及再分析资料的 1 月 (a)、7 月 (b) 纬向平均地表气压，其年平均值已扣除。
单位：hPa

6 结论

本章利用 AMIP II 计划中的 12 个模式资料，计算及评估了这些模式对 IHO 季节变化以及其内部变化因子的模拟能力，所得到的结论有以下几点：

(1) 12 个模式均能模拟出两半球平均大气质量的反位相变化，但是各模式

的年变程以及变化位相有着明显差异,其中 `gfdl_cm2_1`、`miroc3_2_medres` 和 `ukmo_hadgem1` 对于 IHO 的季节变化模拟能力最好,表现为这三个模式半球平均大气质量的季节变化与 NCEP 和 ERA40 再分析资料结果相一致,均为年变程相当但位相相反的一波型变化,在各自半球的冬季达到最大,夏季降至最小,另外它们所得到的全球平均大气质量的年循环也与两种再分析资料相接近。

(2) 各模式能模拟出南北半球平均水汽质量夏高冬低的年循环特征,且基本与两种再分析资料的结果相一致,他们与再分析资料的均方根偏差小于大气质量,说明其模拟能力较好。全球平均水汽质量的季节变化也与再分析资料类似,验证了 `gfdl_cm2_1`、`miroc3_2_medres` 和 `ukmo_hadgem1` 对全球大气质量的模拟能力较好。

(3) 南北半球大气质量变化值均在转换季节(春、秋)出现大值,而 E-P 的年变程明显大于大气质量变化值,半球内部水汽质量是驱动大气质量越赤道传输的主要机制。两种越赤道质量流(I_1 和 I_2) 在 `gfdl_cm2_1`、`miroc3_2_medres` 模式中仍然差异很大,两者位相相反,年变程 I_1 小于 I_2 。

(4) 各模式 1、7 月份纬向平均的地表气压在 40°S - 40°N 区间内与再分析资料接近,而在中高纬度则存在较大差异,其中 1、7 月份模拟效果最好的模式分别为 `gfdl_cm2_1` 与 `iap_fgoals1_0_g`。

参考文献

- Boyle J. S. 1998: Intercomparison of interannual variability of the global 200-hPa circulation for AMIP simulations. *Journal of Climate* **11**(10): 2505-2529.
- Gates W. L. 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *bull. Amer. Meteor. Soc.* **73**(12): 1962-1970.
- Gates W. L., Boyle J., Covey C., et al. 1998: An Overview of the Results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I),. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **73**(1962-1970).
- Slingo J. M., Sperber K. R., Boyle J. S., et al. 1996: Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: results from an AMIP diagnostic subproject. *Climate Dynamics* **12**(5): 325-357.
- Slingo J. M. 1998: Extratropical forcing of tropical convection in a northern winter simulation with the UGAMP GCM. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **124**: 27-51.
- 王会军. 1997: 国际大气环流模式比较计划(AMIP)进展. *大气科学* **21**(5): 633-637
- 苗峻峰. 1994: 大气模式对比计划 (AMIP) . *气象科技* **137**(1): 25-30.
- 赵煜 飞. 2008: 南、北半球大气的相互作用和越赤道气流的气候学研究[学位论文], 兰州大学:43-55.

第七章 总结与展望

本论文对南北半球际大气涛动(IHO)季节、年际及趋势变化的时空特征及其与夏季风异常、我国春季气候异常的同期关系进行了诊断研究,并且利用AMIP II模式资料进行验证。论文的主要结论、创新点及未来工作展望如下:

1 主要结论

1) 气候平均状态下,南北两半球的大气质量分布呈振幅相当的反位相季节变化,IHO季节循环明显,其中对IHO贡献最大的地表气压扰动出现在中纬度地区。半球水汽质量及越赤道质量流在南北半球亦表现出反相变化的季节循环特征,它们是影响IHO季节循环的两个主要分量。由半球内水汽的质量变化,引起两半球间空气密度的差异,可产生越赤道质量流 I_1 ,且 I_1 与半球空气质量变化位相一致。辐射加热为季节IHO的主要外强迫因子。

2) 年际IHO的季节性差异明显,冬、春、秋季的南北涛动年际变化特征主要表现为两半球中高纬地区的大气异常质量及位势高度场的“翘翘板”特征;而夏季IHO的水平分布与其它三个季节有着较大差别,其地表气压正的大值区主要集中于东半球的 30°S - 60°N 纬带。IHO指数与大气质量异常分布联系密切,其与四季地表气压的相关系数在全球大部分区域均出现高值区,南(北)半球以负(正)相关为主。同时,IHO与地面气温、风场均有着较好的相关关系。

3) 由E、N两种再分析资料分析的IHO总体均呈上升趋势,N资料的上升趋势更为明显。两种再分析资料的地表气压均在两半球中高纬度呈明显的下降趋势,且南半球中高纬度比北半球中高纬度下降趋势明显,地面气温的趋势变化与地表气压有着较好的相反趋势变化的对应关系,是造成地表气压趋势变化的主要原因。E、N资料地表气压趋势变化的最大差异出现在蒙古及我国地区,此差异在四个季节都十分明显。

4) 夏季IHO对 30°S - 60°N 纬带及南极地区的低层大气环流有着显著影响,其所对应风场在北半球西非、里海及蒙古区域出现三个闭合气旋,IHO指数正位相时对东亚夏季风和西非夏季风具有推进作用,其与夏季风关系密切。IHO引起了西非季风区与东亚季风区域间整层质量输送以及对流层中下层风场的遥

相关联系,对应的半球局地异常非绝热加热的遥相关分布是 IHO 导致低层大气环流变化,对夏季风产生影响的可能机制。

5) 春季 IHO 与我国同期气候异常联系密切,表现为我国站点地面气压、地面温度以及相对湿度均与 I_{IHO} 有较好相关,春季 IHO 与我国春季西北地区沙尘暴的发生频数相联系。正位相春季 IHO 有利于西伯利亚高压的加强,且 60°E 至 150°W 纬向风存在着由北极延伸至南极的经向遥相关结构,在亚洲地区表现为正的风异常,对我国地区冷空气活动产生影响。

6) 大气模式对比计划中的 12 个模式均能模拟出两半球平均大气质量的反位相变化,但是各模式的年变程以及变化位相有着明显差异,其中 gfdl_cm2_1、mirc3_2_medres 和 ukmo_hadgem1 对于 IHO 的季节变化模拟能力最好,三者与 NCEP 和 ERA40 这两种再分析资料结果相一致。除 ncar_ccsm3_0 和 ncar_pcm1 外,各模式 1、7 月份纬向平均的地表气压在 40°S – 40°N 区间内与再分析资料接近,而在中高纬度则存在较大差异,其中 1、7 月份模拟效果最好的模式分别为 gfdl_cm2_1 与 iap_fgoals1_0_g。

2 创新点

1) 拓展了两半球中高纬度间大气环流间相互作用的认识,发现季节及年际 IHO 与全球范围的地面大气质量重新分布以及低层大气环流异常存在密切的联系。

2) 揭示了 IHO 具有明显的季节变化特征,其中水汽质量及越赤道质量流是 IHO 季节变化的两个重要分量,并且提出半球内部水汽源汇的变化是驱动越赤道质量流产生的主要机制。

3) 揭示了夏季 IHO 与全球范围的风场尤其在东半球季风活跃区域的显著联系,提出西非季风与东亚副热带季风可以通过西非至蒙古地区的风场及非绝热加热遥相关型产生联系。

4) 发现春季 IHO 可以通过 60°E 至 150°W 纬向风存在着由北极延伸至南极的经向遥相关结构,以及联系西伯利亚高压的异常变化,与我国春季气候异常产生联系,其与我国大部分地区地面温度存在显著的负相关关系,对于研究

影响我国春季气候异常机理研究具有一定的指示作用。

3 展望

本文虽然对不同时间尺度的 IHO 时空特征及其与低层大气环流、夏季风和我国气候异常关系做出了探索,但仍有许多问题有待未来进行:

首先,本文着重研究了 IHO 对低层大气环流的影响,究竟 IHO 在对流层上层及平流层的具体时空变化特征如何,其与中高层大气环流联系程度及机理有待进一步研究。

其次,文中主要结论以再分析资料结合诊断方法得到,这对研究目标而言仍有不足。由模式资料对比发现 gfdl_cm2_1、miroc3_2_medres 和 ukmo_hadgem1 模拟的 IHO 的季节变化与再分析资料相近,模拟能力最好,在此基础上有必要利用较好的大气环流模式对 IHO 的年际及年代际变化,以及其对夏季风及我国气候异常的关系进行模拟,进一步弄清 IHO 的内在影响机制。

此外,文中主要研究了 IHO 与大气环流的同期关系,找出 IHO 与气候变化的超前及滞后关系,对于气候预测,尤其是揭示前期 IHO 与我国区域气候变率的内在联系将具有更好的实际应用意义。

致 谢

本论文是在我的导师管兆勇教授的悉心指导和严格要求下完成的。三年来，管老师为我提供一切可能学习和锻炼的机会，我的每一步成长，每一点进步都凝聚着导师的心血。管老师渊博的学识、严谨的治学态度以及勇于创新的工作作风使我在学业上受益匪浅，谦和、诚恳的为人使学生深受熏陶。在此真诚地感谢管老师几年来在生活、工作、学习、研究等各方面的指导和关心！

感谢我的硕士生导师王盘兴教授。多年来，王老师一直关心和支持学生的学习与生活，在此表示深深的谢意！

感谢张京波老师！一直以来，张老师都以极大的热情给了我很多有益的建议和启发。感谢朱云老师对我的学习与工作的关心与帮助。感谢大气科学学院每一位老师的辛勤劳动和无私奉献！感谢研究生部的各位老师在学习和生活方面的关心，感谢江苏省气象灾害重点实验室对论文所需的硬件设备提供了有力的支持和保障。

感谢王黎娟、李丽平、段明铿、高庆九、钟姗姗、蔡佳熙、何洁琳、智海、祁莉、郭栋、施宁、严厉、白莹莹等诸位同门师兄姐妹，同门之间的相互学习、交流、帮助，使我受益匪浅。还有李震坤、胡亮、李永华、王勇、徐菊燕、孙宁、赵东、史湘军、司东、赵海昆、朱素行、李莹等许多帮助、关心和鼓励我的同学和朋友，无法一一列举，在此向他们表示诚挚的谢意！

感谢我的母校——南京信息工程大学，在这里渡过了我的大学和研究生阶段九年的难忘时光，明年我的母校即将迎来她的五十周年华诞，在此送上我深深的祝福。

特别要感谢秦育婧同学。五年来，我们共同进步，经历过失败与挫折，分享了成功与喜悦，博士论文的完成离不开她深情的鼓励和支持。

最后还要特别感谢我至亲的父母。这么多年来，作为普通工人，父母含辛茹苦，尽他们最大能力给我以物质与精神支持，给我无尽的关怀与爱护。我身在南京，异地为学，父母的关爱从不间断。夜深人静，每当想起慈爱的父母，总觉得有股无形的动力使我勇往直前。此刻，我最想对他们说：“爸妈，你们辛

苦了!儿子今后一定更加发奋,好好报答你们!”

本工作得到国家自然科学基金(No: 40675025)、国家科技支撑计划(No: 2007BAC 29B02)及江苏省研究生培养创新工程(No: CX08B_017Z)的共同资助。论文资料来自国家自然科学基金委员会地球科学部南京大气资料服务中心。文中诸图采用了GRADS、NCL等画图软件绘制。一并致谢!

卢楚翰

2009年4月于南京

在读期间科研工作情况

发表论文情况:

- [1] Lu, C. H., Z. Guan, S. L. Mei, Y. J. Qin, 2008: Seasonal Cycle of Atmospheric Mass Interhemispheric Oscillation. Chinese Science Bulletin 53(20), 3226-3234.
卢楚翰, 管兆勇, 梅士龙, 秦育婧, 2008: 大气质量南北涛动的季节循环. 科学通报, 53 (21), 2638-2645
- [2] Lu, C. H., Z. Guan. On the interannual variation in spring atmospheric inter-hemispheric oscillation linked to simultaneous climate in China. Progress in Natural Science(In Press)
卢楚翰, 管兆勇, 2009: 春季大气南北涛动年际变化及其与中国气候的联系. 自然科学进展, 19(5), 513-519
- [3] Lu, C. H., Z. Guan, P. X. Wang, M. K. Duan, 2009: Detecting the Relationship between Summer Rainfall Anomalies in Eastern China and the SSTA in the Global Domain with a New Significance Test Method. J. Ocean Univ. China 8(1):15-22
- [4] 王盘兴, 卢楚翰, 管兆勇, 李尚锋, 姚菊香, 严厉, 2007: 闭合气压系统环流指数的定义及计算. 南京气象学院学报, 30 (6), 730-735
- [5] 江丽俐, 管兆勇, 卢楚翰, 钱代丽, 2009: 东亚夏季风年际变化与IOD、ENSO间联系的年代际特征. 南京气象学院学报, 32 (1), 32-44
- [6] 王盘兴, 陈延聪, 卢楚翰, 王蕊, 刘晴晴, 2008: 闭合气压系统中心分布特征量及应用, 南京气象学院学报, 31(6), 758-766
- [7] 杨晓苑, 王盘兴, 覃军, 卢楚翰, 2007: 大洋间SST遥联与亚太夏季风异常的关系. 南京气象学院学报, 30 (2), 194-200
- [8] 姚菊香, 王盘兴, 鲍学俊, 卢楚翰, 2007: 相关系数显著性检验的几何意义. 南京气象学院学报, 30 (4), 566-570
- [9] 梅士龙, 管兆勇, 卢楚翰: 1998 年长江流域暴雨期间对流层上层斜压波动的传播特征, 热带气象学报(出版中), 2009
- [10] 卢楚翰, 管兆勇, 蔡佳熙. 夏季半球际大气质量涛动及其与夏季风异常的联系(中国科学, 修改中), 2009
- [11] Guan Z., Lu C. H., Mei S. L., Cong J.. Seasonal diversity of interannual variation of Interhemispheric Oscillation. (已完成), 2009

出席学术会议情况:

- [1] 江苏省气象灾害重点实验室年会(口头报告: '一组相关系数图'显著性检验方法及其应用), 镇江, 2006 年 4 月.
- [2] The Tenth WMO Symposium on Education and Training(poster: Significance Testing for a Set of Correlation Coefficient Maps and Its Application),南京, 2006 年 9 月
- [3] 第四届世界华人海洋与气候大会 (COAA, Oral presentation: Detecting Relations of Summer Rainfall Anomalies in Eastern China with SSTa in Global Domain with a New Significance Test Method), 青岛, 2007 年 6 月
- [4] 中国气象局国家气候中心暨气候研究开放实验室 2007 年度学术年会 (口头报告: 大气质量南北涛动的季节循环), 北京, 2008 年 2 月
- [5] 2008 年江苏省“全球气候变化博士论坛”(口头报告: 7 月南半球 500hPa 极涡异常的度量及其与极区增暖的联系), 南京, 2008 年 4 月
- [6] International Workshop on Anthropogenic Impacts on Asian Monsoon(MAIRS, Poster: Seasonality of the Inter-hemispheric Exchanges of Air Mass),南京, 2008 年 4 月
- [7] AOGS 2008 - 5th Annual Meeting (Oral presentation: Seasonality of the Inter-hemispheric Exchanges of Air Mass),韩国釜山, 2008年6月
- [8] 南京信息工程大学与中国科学院大气物理研究所研究生学术交流会 (口头报告: 大气半球际涛动及其与我国气候异常的联系), 南京, 2009 年 3 月

参加科研项目情况:

- [1] 参加国家自然科学基金面上项目“南北半球际大气涛动及其与中国气候异常的联系”(40675025)
- [2] 主持江苏省研究生培养创新工程“南北半球际大气涛动年际变率及其区域气候影响”(CX08B_017Z)
- [3] 参加国家技术基础性工作专项资金项目“气象数据共享平台建设 气象科学数据共享平台科学教育分节点建设”(2005DKA31700-03-06) (已完成)
- [4] 参加国家技术基础性工作专项资金项目“气象数据共享平台建设 气象科学数据共享平台科学教育分节点续建”(2005DKA31700-03-07)