

下边界条件对北极涛动影响的数值模拟研究^{* 1}

李 艳¹ 赵 南¹ 董 敏²

LI Yan¹ ZHAO Nan¹ DONG Min²

1. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

2. 国家气候中心, 北京, 100081

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081, China*

2. *National Climate Center, Beijing 100081, China*

2007-10-23 收稿, 2008-03-14 改回.

Li Yan, Zhao Nan, Dong Min. 2009. A numerical simulation study of the influence of the low boundary condition on the Arctic Oscillation. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(3):388–396

Abstract The Arctic Oscillation (AO) or the Northern Hemisphere annular mode (NAM) is the leading mode of the winter-time variability of sea level pressure over the Northern Hemisphere. The studies on the AO are receiving more and more attention because of its important role in the world's weather and climate. In this paper, the influences of topography and land-sea contrast on the AO or the NAM were examined by use of the NCAR GCM CAM3.0, and the interaction between the wave-mean flow associated with the AO in the stratosphere and that in the troposphere were explored preliminarily. A comparison between the control simulation results and the NCEP/NCAR reanalysis data indicates that CAM3.0 is able to simulate to a great extent the horizontal annular structure and vertical barotropic structure of the AO. Two sensitive experiments were carried out. In the first experiment the topography was removed, and in the second experiment the globe was covered fully by water (an aqua-planet experiment). The first experiment shows that mountains can influence the intensity, range and position of the Pacific and the Atlantic action centers of the AO. The second experiment reveals that the two action centers would disappear and instead a ring structure was found surrounding the Arctic action center, should the globe be covered by water. Both experiments indicate that the existence of the AO is basically independent of the low boundary condition, i. e., the AO is probably the result of some internal processes in the atmosphere, however, the spatial structure of the AO does depend on it. The influences of quasi-stationary waves in the stratosphere and transient waves in the troposphere on the AO were also examined by the comparison between the control and sensitive experiments. The maximum zonal wind speed center in the stratosphere associated with the AO index disappears when the quasi-stationary waves forced by the topography and land-sea contrast are absent, indicating that the AO activities are related to the interaction between the quasi-stationary wave and the zonal flow in the stratosphere. The fact that the AO still exists under only the transient waves in the troposphere indicates that quasi-stationary waves in the stratosphere are not necessary for the existence of the AO. The relationship between the quasi-stationary/transient wave and the mean flow in the stratosphere/troposphere and the origin of the AO may be obtained through an E-P flux diagnosis in the future.

Key words Arctic Oscillation, Annular mode, Low boundary condition, Wave and mean flow interaction, Numerical simulation

摘 要 利用 NCAR 大气模式 CAM3.0 探讨了包括山脉和海陆分布等下边界条件对北极涛动(AO)或北半球环状模(NAM)形成的影响。主要进行了控制试验和两个地形敏感性数值试验,对比了控制试验结果与资料分析结果。控制试验和 NCEP/NCAR 资料分析结果对比指出,CAM3.0 模式能够较好地模拟出 AO 的水平环状结构和垂直相当正压结构。在去除山脉的敏感性试验中发现,AO 中纬度北太平洋和北大西洋两个活动中心的强度、范围和位置发生变化。在水球敏感性试验中发现,

^{*} 资助课题:国家攀登 A 计划-南海季风试验项目(SCSMEX),中国气象局新技术推广项目(CMATG2006M07)。

作者简介:李艳,从事气候模拟方面的研究。Email:liyan800520@tom.com

AO 两个大洋上的活动中心被环绕极地主活动中心的环状结构代替。两个敏感性试验共同表明,AO 是大气内部某种过程作用的结果,它的存在本身不取决于下边界条件的改变。山脉和海陆分布主要影响的是 AO 的具体形态。通过控制试验和两个敏感性试验对比,又分析了准定常波和瞬变波对 AO 的影响。去除山脉和海陆分布热力差异共同强迫的准定常波,AO 纬向平均纬向风高纬地区平流层异常最大值活动中心消失,这表明在平流层准定常波和纬向平均流的相互作用与 AO 活动关系密切。在只有对流层瞬变波作用时,AO 仍然存在,表明准定常波不是 AO 存在的必要条件。平流层准定常波与平均流的相互作用和对流层瞬变波与平均流的相互作用与 AO 形成之间的具体关系有待通过 E-P 通量诊断进一步确定。

关键词 北极涛动/环状模,下边界条件,波-流相互作用,数值模拟

中图法分类号 P435⁺.2

1 引言

20 世纪末,Thompson 等(1998)发现北半球热带外(20°N 以北)冬季月平均海平面气压场(SLP)的变率中最突出的模态与北大西洋涛动(NAO)相似,但是其纬向对称特征更加突出。这种模态沿纬圈基本上呈环状结构,沿经向中高纬气压变化呈相反变化的偶极型分布,在垂直方向从近地面到平流层低层此模态均存在,接近正压结构。Thompson 等(1998)首次引入北极涛动(AO)来描述这种北半球气候变率的主要模态。同时将 AO 指数定义为北半球热带外地区海平面气压距平经验正交函数分析 EOF 的第一时间系数。他们指出,AO 在 SLP 场、500 hPa、50 hPa 高度层都有很强的表现,其特征为一个位于极地的主要活动中心和—个相应的围绕极地,以 45°—50°N 为中心,呈环状分布,与极地变化呈反位相的活动区域,因此又称其为北半球环状模(NAM)。

行星尺度的 AO,对北半球乃至全球的天气和气候变化有显著影响,被认为是北半球中高纬气候变化的主要原动力(Kerr, 1999)。AO 的强弱直接导致北半球极地与中纬度地区之间气压和大气质量呈反向特征的涛动。由地转风平衡关系可知,它实质上反映了中纬度西风强度的变化。当 AO 处于正异常时,极地地区气压降低,中纬度地区气压升高,这使得冷空气被限制在极地,中纬度地区西风增强,欧亚大陆和东亚地区气温升高(Cutlip, 2000),反之情况相反。北冰洋及临近地区的温度变化很大一部分由 AO 控制(Rigor, et al, 2000),北冰洋及副极地地区的海冰同样受到 AO 的显著影响(Wang, et al, 2000)。Thompson 等(2000b)发现最近 30 年,

AO 指数呈上升趋势。北半球冬季的一些气象要素一部分趋势是线性叠加在 AO 指数的变化趋势上的,在 AO 指数呈上升趋势背景下,地表气温、降水、大气臭氧含量、对流层顶气压以及纬向平均环流等均有改变。Wallace^①通过 1958—1997 年阻高发生次数与 AO 指数间变化情况的统计得出,AO 通过对北半球阻高形势的控制影响着北半球大部分地区的极端天气事件。当 AO 处于低指数时,阿拉斯加、北大西洋和俄罗斯地区阻高发生频繁。龚道溢等(2003)研究了近百年北极涛动对中国冬季气候的影响,研究表明 AO 指数偏强时,中国大部分地区冬季气温偏高降水偏多。何春等(2003)研究了 AO 与华北冬季气温的关系,发现 AO 通过影响西伯利亚高压和东亚大槽影响华北地区气温。

到目前为止,关于北极涛动的形成机制科学界还没有达成一致,但基本上可以将其归结为大气的某种内部过程。很多人倾向于用波-流相互作用解释 AO 的形成机理,尽管有些专家对此仍存在不同的看法。DeWeaver 等(2000)分析了北大西洋涛动中准定常行星波对纬向平均风异常的作用机制,发现准定常波产生的动量通量是激发北大西洋涛动纬向平均风异常的主要来源,而纬向平均风异常又产生异常涡动从而使两者间形成正反馈来维持北大西洋涛动纬向平均风异常。Eichelberger 等(2002)利用位势涡度控制方程模式研究了温室效应导致的气候变暖与 NAM 近几十年指数增高发展趋势的关系,认为模式中行星波的经向传播产生的动量通量对于获得接近真实的 NAM 是必要的,并且模式结果显示增加辐射强迫可以得到 NAM 指数的增高趋势,也就是说温室气体浓度的变化对行星波的影响

① Wallace J. M. 2000. On the Arctic and Antarctic Oscillations. Lecture by J M Wallace at the 2000 NCAR Advanced Studies Program Summer Colloquium on the Dynamics of Decadal to Centennial Climate Variability

是造成近几十年 NAM 指数发展趋势的一方面因素。Lorenz 等(2000)通过动量分析发现中纬度纬向平均风和涡动动量通量间的正反馈极其显著。在西风增强的区域产生斜压波活动,波的传播增强涡动动量通量来维持西风异常。在南半球斜压波增强纬向风异常,在北半球准定常波也起作用。Thompson 等(2002)认为 AO 与平流层和对流层现象间的耦合密切相关,AO 现象在冬季尤其显著,这与冬季行星波可以从低层上传到平流层并与纬向西风发生作用有密切关系。Christiansen(2001)认为中高纬冬半年平流层变化主要是纬向平均纬向风异常的向下传播,异常强度向下逐渐衰减并能到达地面,平流层这种变化及其向下传播主要是由产生于对流层的波动 E-P 通量的垂直分量所驱动的。陈文等(2005)从冬季准定常行星波的 E-P 通量辐散辐合的年际变化与 AO 的年际变化比较,发现准定常行星波两支波导的变化直接影响北极涛动。在国外,不乏用模式对 AO 的研究。Limpasuvan 等(2000)利用 GCM 模式积分 100 a 得到了南北半球的环状模结构,并提出南半球维持环状模结构的强迫主要来源于瞬变波,北半球维持纬向环状结构的强迫来源于定常波,他们认为海陆分布和热力差异是造成南北半球维持环状模结构不同波强迫的原因。Kornich 等(2003)使用 GCM 模式探讨了地形和海陆分布热力差异对 300 hPa 和 10 hPa 北半球环状模的影响。在 300 hPa 每种试验方案下能模拟出不同强度的环状模。只有在地形影响和海陆分布热力差异均存在的方案中,10 hPa 高度的环状模才存在。

分析前人工作得知,AO 的形成与大气中的波动是分不开的,而地形和海陆分布等下边界条件是强迫准定常行星波的主要来源,下边界条件通过强迫不同的准定常波动对 AO 产生影响。因此通过数值模式研究下边界条件在 AO 形成中的作用是研究 AO 机理的一个重要方面。本文利用 NCAR 大气模式 CAM3.0 展开对 AO 的数值模拟,研究不同下边界条件对 AO 的影响,并初步探讨 AO 的形成机理问题。

2 试验方案设计

2.1 基本思路

大气中的波动主要分为准定常波和瞬变波,准定常波的形成主要是地形和非绝热加热分布不均匀性强迫的结果。瞬变波则来自斜压不稳定。下边界

条件通过对准定常波的强迫作用并通过波-流相互作用机制对 AO 产生影响。为了确定不同波动在 AO 形成中的作用,有必要首先研究不同下边界条件下 AO 以及与 AO 相关的纬向平均流的变化,从而建立波动与 AO、纬向平均流异常之间的联系。为此,可以设计 3 组试验方案。首先确定真实下边界条件下的 AO,这时大气中的准定常波和瞬变波对 AO 均有作用,这是确立模式性能和为其他 2 组试验提供参考必需的。其次去掉山脉,即去除山脉强迫的准定常波部分,与第 1 组实验对比可以得到山脉对环状模的影响,同时可以发现山脉强迫的准定常波部分对 AO 纬向平均流的影响。最后是去除下边界所有纬向不对称地形,把下边界变为水球,即去除山脉和海陆分布热力差异强迫准定常波的机制,这时可以得到没有地形作用的环状模和 AO 纬向流异常,与第 2 组试验对比可以得到海陆分布热力差异对环状模的影响以及它强迫的准定常波对 AO 纬向流的影响。

2.2 模式简介

CAM3.0 (NCAR Community Atmosphere Model v3.0) 模式是美国国家大气研究中心(NCAR)研制的全球大气环流谱模式。它从 20 世纪 80 年代的 CCM0A 版本开始,几经修改完善发展完成。模式采用三角形谱截断,水平分辨率为 T42,纬向为均匀分布的 128 个格点,经向有 64 个高斯格点,垂直方向采用混合 η 坐标。模式大气分为 26 层,用 27 层来分界。坐标层顶在 2.917 hPa,坐标面与地表面重合。其时间积分采用半隐式方案,步长为 20 min。

CAM3.0 模式包括了辐射(长、短波辐射输送)、云、对流、陆面(植被、冰雪、土壤水分)及边界层(垂直扩散、重力波拖曳)等物理过程,考虑了大气水汽、二氧化碳含量对辐射的影响。它包含了大气模式和一个完整的陆面模式以及可供选择的海洋模式。

模式提供了 3 种运行方式:以多年月平均海温(或其他给定的海温)和海冰作为下边界场驱动模式大气运行,简称 DOM(Data Ocean Model)方式;与包括热动力海冰部分的简单海洋模式耦合运行,称混合层海洋耦合方式,简称 SOM(slab ocean model)方式;与海洋、陆面、冰雪模式耦合运行,称为公共气候系统模式 CCSM(climate system model)。3 种运行方式均包括陆面过程。这样就构成了一个由海、陆、气组成的完整地气系统的物理模型。在此基

础上 CAM3.0 在给定初始场和边界场的情况下,通过时间积分来模拟下一时刻的大气状态和相关物理因子的变化响应情况。

2.3 试验方案

本文利用模式提供的大气初始场开始积分,共进行了 3 个试验。试验 1 为控制试验,不改变初始场任何参数,在 DOM 方式下以模式提供的气候平均海温场作为外强迫对模式积分 59 a。取后 50 年结果作为控制试验的结果。试验 2 为无山脉试验,是在 DOM 方式下以模式提供的气候平均海温场作外强迫,对地形高度参数进行修改,去掉山脉的条件下积分 79 a,取后 50 年作为试验结果。试验 3 为水球试验,将地球表面全部设为海洋,为了缩短适应时间对大气初始场各变量进行纬向平均得到沿纬圈带状分布的初始场,积分 59 a 取后 50 年的结果。

3 控制试验结果及分析

本文模式模拟的结果分析中所用的 AO 指数为模式各试验 50 年冬季月平均海平面气压距平场 EOF 分析的标准化的第一时间系数。

对控制试验结果(20° — 90° N)50 a 冬半年月平均(11 月—翌年 4 月)SLP 场、700、500 和 50 hPa 高度场取距平值后进行 EOF 分析,得到各层物理量距平场的环状模态(图 1、图 2a—2c)。其中 SLP 场分辨率处理为 $5.6^{\circ} \times 5.6^{\circ}$,其他各层高度场分辨率为 $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$ 。

从控制试验 SLP 距平场 EOF 主模态(图 1)可以看到,在 50° N 以北极地地区明显存在一个极值活动中心,并且围绕极地中纬度有两个与极地主活动中心呈反位相变化的强活动中心,分别位于北太平洋和北大西洋。北极地区中心变化强度比中纬度活动中心强,在陆地的影响范围比在海洋上大。控制试验 SLP 距平场 EOF 分析主模态所占方差贡献为 38.0%,高于 Thompson 和 Wallace 利用 NCEP/NCAR 资料得到的 22.0%。这是因为试验中使用的海洋模式是气候平均的海温场,没有实现地球系统所有圈层的充分耦合,因而难以描述大气中的所有的气候变率模态,使得模拟的北半球环状模所占方差贡献增大。与 NCEP 资料分析结果(见 Thompson 等的文献中图 1, 1998)比较,CAM3.0 控制试验得到的 NAM 形式与其有非常强的相似性。但是也存在一些差异:(1)图中控制试验距平值的量级

比资料分析图中距平值偏小;(2)北太平洋和北大西洋两个主要活动中心与极地之间的反向变化比 NCEP 资料分析结果更明显。产生以上差异的原因可能是:(1)数值模式对于气候现象的模拟本身的局限性。(2)本文仅利用模式结果 SLP 场距平值进行 EOF 分析,Thompson 和 Wallace(1998)却是利用近似公式 $Z_{1000} = 8(P - 1000)$,将 SLP 转换成 1000 hPa 高度场再进行 EOF 分析。这样在将距平值进行 EOF 分析时,强度扩大了 8 倍,在此基础上又将其用 AO 指数回归,又一次扩大了量级。(3)所用 SLP 场的时间范围和分辨率不同。本文所用时间范围为模式年 1958—2007 年冬半年,分辨率为 $5.6^{\circ} \times 5.6^{\circ}$,NCEP 资料分析的时间范围为 1947—1997 年冬半年,分辨率为 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 。尽管存在上述差异,但总体来看,CAM3.0 大气模式能清楚地模拟出极地和中纬度地区气压呈“翘翘板”型的反位相变化特征,也能清楚地模拟出中纬度太平洋和北大西洋两个主要活动中心,因此利用 CAM3.0 模式能较好地模拟出 NAM 结构。

从模拟的 700 hPa 高度距平场主模态来看(图 2a),与 SLP 场的主模态极其相似。极地主活动中心在 50° N 以北极地附近,范围与 SLP 距平场的极地活动中心相差不多。中纬度相反变化中心在中纬度的北大西洋、北太平洋地区,其中北太平洋地区变化强度较 SLP 场分析结果减弱,影响范围扩展到东

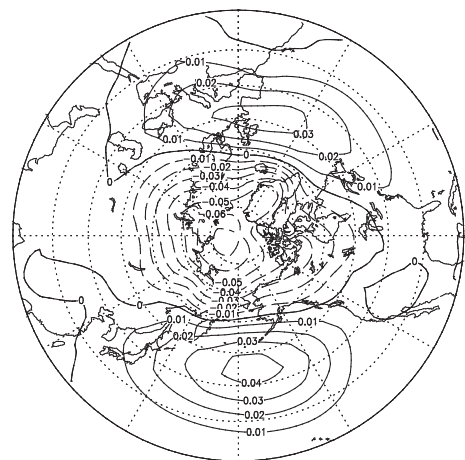


图 1 控制试验 SLP 距平场 EOF 分析主模态对 AO 指数的回归

Fig. 1 Regression maps based on the EOF1 of the SLP anomalies from the control experiment

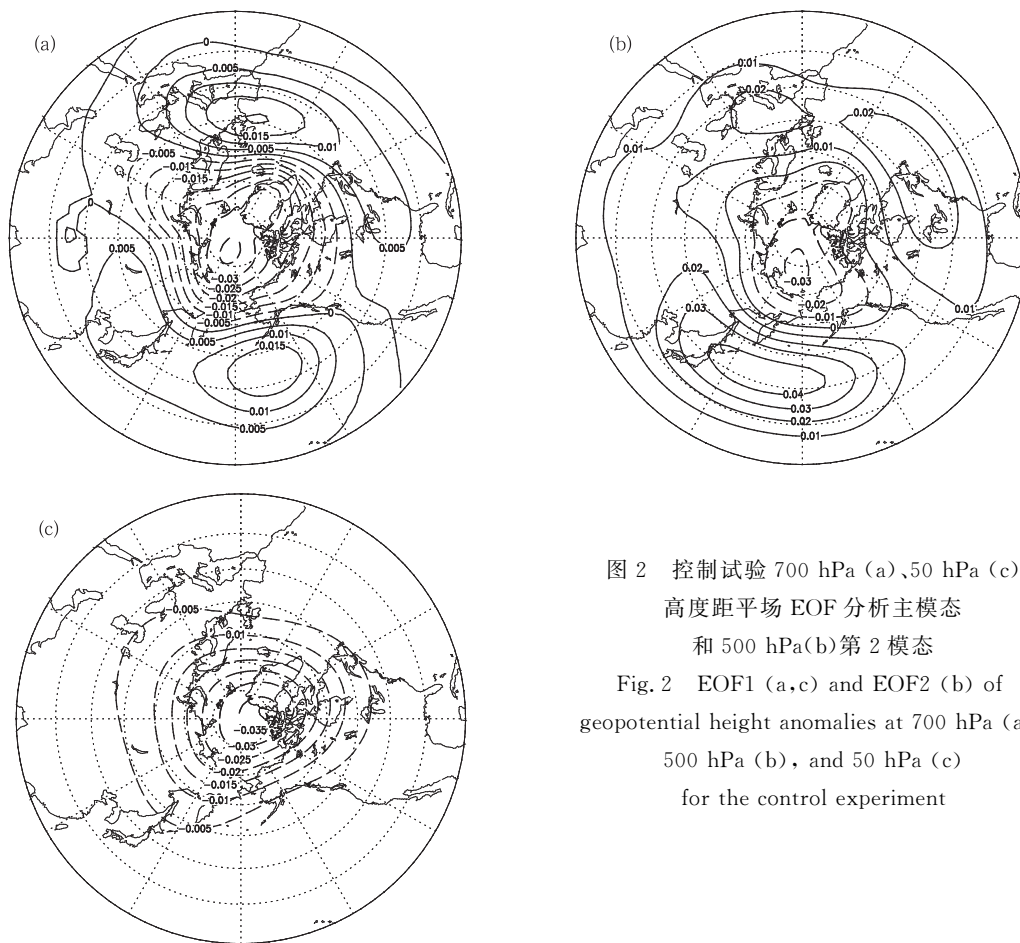


图2 控制试验 700 hPa (a), 50 hPa (c) 高度距平场 EOF 分析主模态和 500 hPa (b) 第 2 模态

Fig. 2 EOF1 (a, c) and EOF2 (b) of geopotential height anomalies at 700 hPa (a), 500 hPa (b), and 50 hPa (c) for the control experiment

亚地区。总体上 700 hPa 高度距平场结果与 SLP 距平场主模态特征相似, 中纬度环绕极地范围扩展, 纬向对称结构更加明显。500 hPa 高度距平场主模态环状结构不明显(略), AO 主要表现在第 2 模态(图 2b)。极地主活动中心向北收缩到 60°N 以内。中纬度相反变化区域环绕整个欧亚大陆, 与 SLP 距平场、700 hPa 高度距平场相比环状结构更加对称。北太平洋活动中心变化不大, 北大西洋活动中心强度减弱, 并在西欧地区有一弱的变化中心。50 hPa 高度距平场主模态(图 2c)与对流层各层差别较大, 较 500 hPa 环状模态相比, 中纬度围绕极地的反位相变化区域消失, 整个北半球只在高纬靠近极地呈单一的变化特征。平流层这种极地单一变化现象是与极地相比中纬度气压变化反位相特征较弱的原因。综合模式模拟的各层环状模态分析, 从对流层低层到平流层, AO 在各个高度层均有表现。这表明在垂直方向 AO 具有非常深厚的结构。

Thompson 等(2000)还指出冬季北极涛动呈相

当正压的结构。我们从与 AO 相关的平均纬向风方面, 分析模拟的 AO 垂直结构, 并与 Thompson 等得到的结果进行比较。

利用控制试验模式年(1958—2007 年)冬半年月平均结果得到的平均纬向风对 AO 指数的回归分析(图 3a, 以下简称 AO 平均纬向风回归图)表明, 以 43°N 左右为分界线, 43° — 90°N 左右靠近极地地区盛行西风异常, 中纬度 15° — 43°N 从对流层到平流层盛行东风异常。在高纬度地区, 异常最大值活动中心位于平流层, 异常值逐渐衰减至对流层底。在中低纬度地区, 异常值活动中心位于 300—100 hPa, 逐渐衰减到对流层底。可以看出, 控制试验模拟的北半球中高纬度地区冬半年与 AO 相关的平均纬向风分布呈东西风异常偶极型, 并且这种偶极型高低层位相一致, 呈相当正压的结构。

Thompson 等利用 NCEP (1958—1997 年 1—12 月)月平均资料得到的 AO 平均纬向风回归分析(图 3b)显示, 以 45°N 为分界, 45°N 以北靠近极地

为西风异常, 20° — 45° N 为东风异常。中高纬与 AO 相关的平均纬向风的分布, 从低层到高层呈明显的偶极型, 并呈现相当正压结构。可以看出, 模拟与分析的主要特征极其相似, 差异较小。控制试验模拟结果东西风异常分界线比资料分析结果略偏南 1° — 2° N。

综合分析表明, 模式基本模拟出了北半球冬半年中高纬地区与 AO 相关的平均纬向风异常以 45° N 左右为分界呈偶极型的分布特征, 并且从高层到低层位相一致, 也模拟出了高纬平流层和中纬对流层上部的两个异常值活动中心, 即基本模拟出了 AO 垂直方向上相当正压结构。

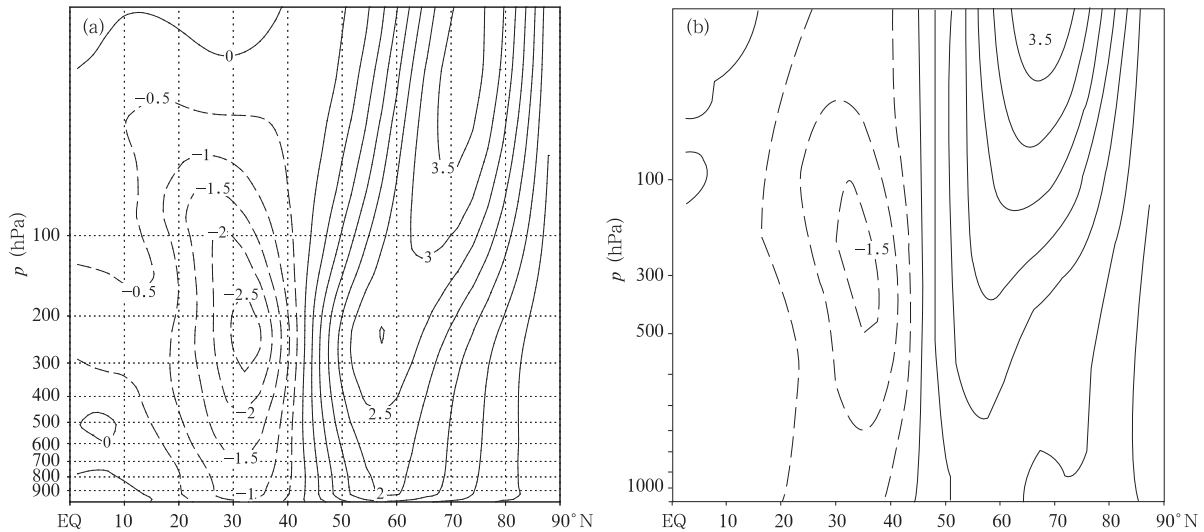


图3 纬向平均纬向风对 AO 指数的回归

(a. 控制试验, b. NCEP 资料 (Thompson, et al, 2000))

Fig. 3 Latitude-height regression maps for zonal-mean wind based on the AO index for (a) the control experiment and (b) the NCEP reanalysis data (Thompson, et al, 2000)

(solid lines: westerly anomalies; dashed lines: easterly anomalies)

控制试验分析结果表明, CAM3.0 模式能够较好地模拟出 AO 的水平环状结构特征, 也能较好地模拟出 700、500 和 50 hPa 高度场的环状模态以及 AO 的相当正压垂直结构特征。

4 敏感性试验结果分析和讨论

在控制试验和资料分析结果对比结论的基础上, 进行了无山脉和水球两个敏感性试验, 目的是分析山脉和海陆分布热力差异对 AO 环状模的影响以及它们强迫的准定常波对与 AO 相关的纬向平均流 (以下简称 AO 纬向流) 的影响。

图 4a 为无山脉试验 50 年冬季 SLP 距平场 EOF 分析主模态空间分布型。在冬季 SLP 距平场 EOF 主模态中, 中纬度地区北大西洋、加拿大西海岸有弱的活动中心与极地地区呈现相反位相变化特征。由图可知, 在去掉山脉的情况下, 北半球冬季中纬度和靠近极地高纬度地区气压变化仍然呈现弱的

反位相变化特征, 此模态可认为是无山脉时北极涛动的形式。与控制试验 SLP 距平场 EOF 主模态相比, 极地主活动中心影响范围略有缩小, 相应的绕极中纬度北大西洋活动中心向北移动, 北太平洋活动中心北移且东移到加拿大西海岸地区, 两个活动中心的强度明显减弱, 区域明显减小。这表明山脉作用主要影响 AO 中纬度两个大洋上活动中心的强度、范围和位置, 但它对于环状模的存在不起决定性作用。

无山脉试验结果保留了海陆分布热力差异的影响。在试验 3 中, 去除海陆分布热力差异因素, 得到水球下边界时 50 年冬季 SLP 距平场主模态空间分布型 (图 4b)。在 50° N 以北, 靠近极地地区有呈圆状分布的主活动中心, 中纬度反位相变化区域沿纬圈呈环状均匀分布。与无山脉试验对比, 极地主活动中心范围变化不大, 中纬度两个主要活动中心消失, 取而代之的是沿整个纬圈均匀分布的弱环状结

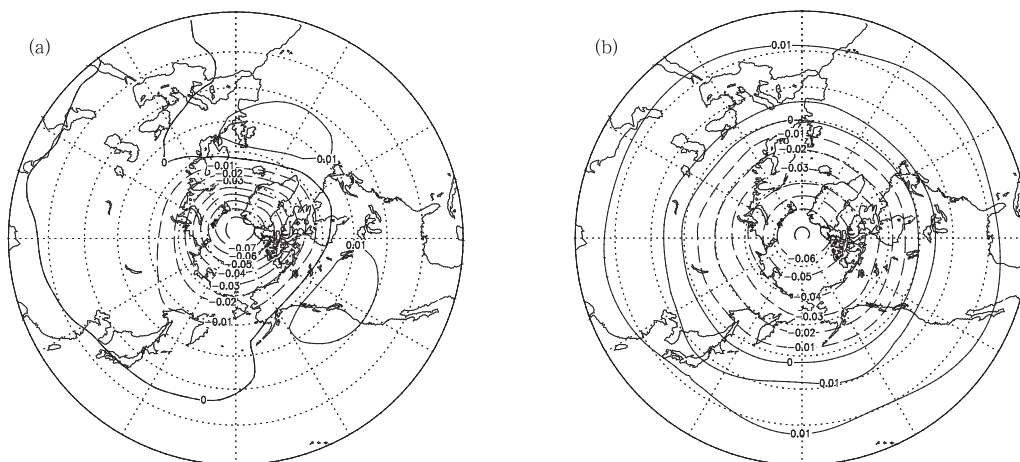


图4 SLP距平场 EOF 分析主模态 (a. 无山脉试验, b. 水球试验)

Fig. 4 EOF1 of SLP anomalies for (a) the experiment with the topography removed and (b) the aqua-planet experiment

构。去掉所有地形因素的 AO 具有极其对称的纬向结构。中纬度两个活动中心的消失,表明海陆分布热力差异是导致 AO 中纬度两个活动中心存在的原因,尽管活动中心的强度主要是由山脉影响决定的。山脉和海陆分布热力差异可以共同解释 AO 的不对称结构。此试验结果也可以说明, AO 是大气内部某种过程的结果,它的存在不取决于下边界条件的变化。

两个敏感性试验得到的 SLP 距平场 EOF 分析主模态本质特征与控制试验得到的北半球环状模没有本质区别。它们的方差贡献与 NCEP/NCAR 资料分析、控制试验方差贡献对比在表 1 中给出。表 1 还给出了控制试验和两个敏感性试验 700、500、50 hPa 高度距平场与 NAM 对应的 EOF 分析的特征向量所占的方差贡献,其中方差贡献低于 30.0% 的为第 2 模态,其他均为主模态。从 SLP 距平场 EOF 分析可以看出,资料分析北半球环状模所占方差贡献最低。水球试验北半球环状模所占方差贡献在 3 个模拟试验中最高。这表明,去除山脉或海陆分布,北半球环状模所占方差贡献都会增大。下边界条件越简单,北半球环状模在 SLP 距平场 EOF 分析中所占方差贡献越大。这是因为当减少下边界强迫时,大气中非纬向对称模态相应减少,从而使作为纬向对称模态的北半球环状模方差贡献增加,因此得到上述结论是自然的。

从无山脉试验得到的 AO 纬向平均纬向风的回归结果(图 5a)可以看到,以 50°N 为分界线,中纬度

表 1 不同下边界试验各个高度距平场与 NAM 对应的 EOF 特征向量方差贡献

Table 1 Contributions of the EOF corresponding to the Northern Annual Mode to the total variance at four levels in the experiments with different underlying surfaces

	SLP 场	700 hPa	500 hPa	50 hPa
资料分析 (Thompson, et al, 1998)	22.0%	—	—	—
控制试验	38.0%	31.5%	22.0%	67.1%
无山脉试验	42.6%	41.0%	12.0%	76.2%
水球试验	49.5%	44.0%	35.5%	35.7%

与高纬度 AO 纬向风依然呈东西风异常偶极型且正压型分布。西风异常最大值活动中心位于高纬度的平流层,中纬度东风异常最大值活动中心位于中纬度 300—100 hPa。去除山脉的影响, AO 纬向流偶极型正压的主要特征没有明显变化。与控制试验比较,高纬度平流层的西风最大值活动中心位置和强度变化不大,表明只去除山脉强迫的准定常波部分,对平流层 AO 纬向流的影响不显著。与控制试验相比无山脉试验下东西风异常位相转换位置偏北 5° 左右,这与其低层环状模极地活动中心缩小是一致的。从水球试验得到的 AO 纬向平均纬向风的回归结果(图 5b)可以看到,其主要特征仍然是中低纬度与高纬度的东西风异常偶极型分布,在 700 hPa 之上呈现相当正压结构,700 hPa 之下略有斜压性。中低纬西风异常最大值活动中心位于 20°—30°N 的 300—100 hPa。靠近极地一侧西风异常最大值中心位于 40°—50°N 间的 300—100 hPa。与控制试验和

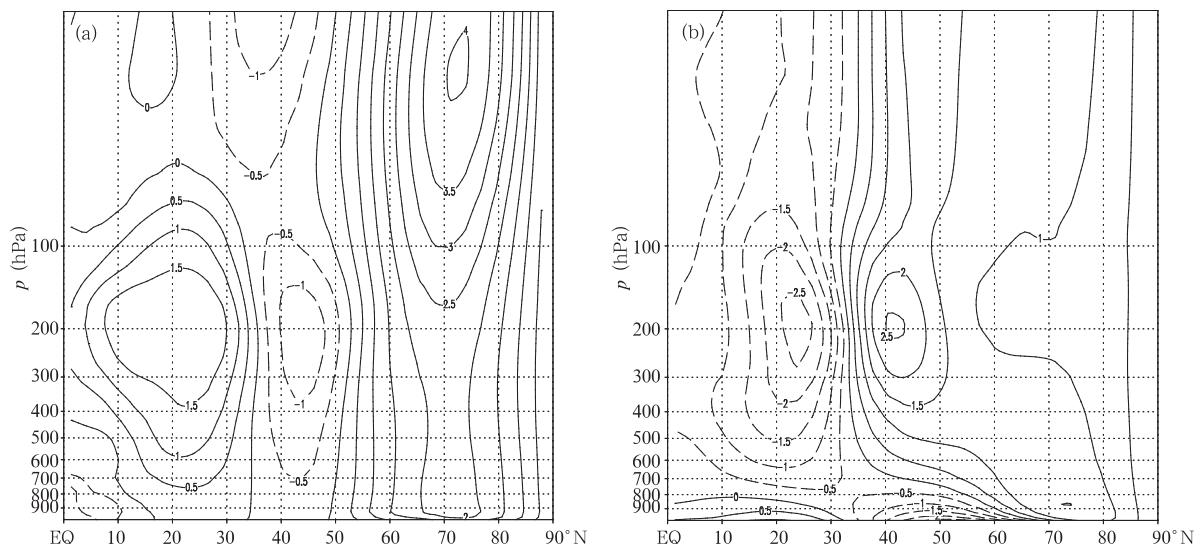


图 5 纬向平均纬向风对 AO 指数的回归 (a. 无山脉试验, b. 水球试验)

Fig. 5 Latitude-height regression maps for zonal-mean wind based on the AO index for (a) the experiment with the topography removed and (b) the aquaplanet experiment (solid lines: westerly anomalies; and dashed lines: easterly anomalies)

无山脉试验比较,明显的差异是平流层西风异常最大值活动中心消失,被 40° — 50° N 对流层上部强度减弱的西风异常中心代替。这充分表明去除山脉和海陆分布热力差异共同强迫的准定常波,平流层准定常波与平均流的相互作用对平流层 AO 纬向流异常加速的影响明显减弱。其可能的机制是上传到平流层的准定常波与平均流相互作用维持平流层 AO 纬向流异常加速,而去除山脉和海陆分布热力差异强迫的准定常波之后,没有足够强的准定常波上传到平流层所以达不到这样的显著效果,因而平流层的最大值活动中心消失。陈文等(2005)曾指出,显著的纬向风异常在中低纬度只能到达对流层顶附近,而在高纬度则可以一直伸展到高纬度平流层上层,很显然这与准定常波极地波导的传播有关。水球试验结果清楚地展现了沿极地波导上传的准定常波被削弱后平流层纬向风异常的变化,极为有力地证明了高纬度伸展到平流层上层的纬向风异常与沿极地波导上传的准定常波的紧密关系。从水球试验结果还可以得到,在水球下边界条件下,大气中的波动以对流层瞬变波为主,此时 AO 纬向流依然能维持偶极型正压分布特征,联系前面水球试验下的环状模结构,可以确定在只有瞬变波作用下 AO 依然存在,这说明准定常波不是 AO 存在的必要条件。在以瞬变波动与平均流的相互作用为主的情况下,依然有 AO 纬向流的偶极型正压分布,这种情况与

南极涛动(AAO)或南半球环状模(SAM)情形类似。综合分析,单独去除山脉强迫的准定常波部分时,对 AO 纬向流的影响不显著。去除山脉和海陆分布热力差异共同强迫的准定常波时,上传到平流层的准定常波减弱,可能引起平流层波流相互作用减弱效果使 AO 纬向流异常最大值活动中心消失。但是更具体的波流相互作用怎么影响 AO 以及平流层准定常波与平均流的相互作用和对流层瞬变波与平均流的相互作用问题还需要通过 E-P 通量诊断来进一步确定。

5 结论和讨论

由以上数值模拟试验,可以得到以下结论:

(1) CAM3.0 模式能够清楚地模拟出 AO 的水平环状结构和垂直正压结构。

(2) 海陆分布不均匀是 AO 中纬度北大西洋和北太平洋两个活动中心存在的原因,而山脉主要影响中纬度两个活动中心的强度、范围和位置。下边界条件越简单,NAM 在海平面气压 EOF 分析中所占方差贡献越大。无论下边界条件如何改变,靠近北极地区的 AO 主活动中心变化不大。

(3) AO 是大气内部某种过程的结果,它的存在不取决于下边界条件的改变。

(4) 去除山脉和海陆分布热力差异共同强迫的准定常波,AO 纬向平均流平流层异常最大值活动

中心消失。平流层 AO 与上传的准定常波和纬向平均流的相互作用关系密切。只有瞬变波作用时, AO 仍然存在而且 AO 纬向流仍然呈偶极型正压分布。准定常波不是 AO 存在的必要条件。

利用不同的数值模拟试验, 本文对于山脉和大陆分布下边界条件对 AO 的影响已经得到清楚的结论。通过不同下边界条件下 AO 纬向平均纬向风异常分析也初步确定不同强迫机制的波动对于 AO 是有影响的。但是关于各种波动与基本流的相互作用尚没有进行深入的分析, 而这项工作对于分析 AO 究竟是波-流相互作用的结果还是大气内部动力性质的固有特征有着非常重大的意义, 因此期待进行更多的工作。

References

- Bai Yingying, Guan Zhaoyong. 2007. Principal modes of summertime zonal-mean flow and their relations with AO and ENSO. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 65(3):372-376
- Chen Wen, Huang Ronghui. 2005. The three-dimensional propagation of quasi-stationary planetary waves in the northern hemisphere winter and its interannual variations. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 29(1): 137-146
- Christiansen B. 2001. Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis. *J Geophys Res*, 106 (21):27307-27322
- Cutlip K. 2000. Northern influence. *Weatherwise*, 53(2):10-11
- DeWeaver E, Nigam S. 2000. Do stationary waves drive the zonal-mean jet anomalies of the Northern winter? *J Climate*, 13(13): 2160-2176
- Eichelberger S, Holton J R. 2002. A mechanistic model of the northern annular mode. *J Geophys Res*, 107(D19):4388, doi: 10.1029/2001JD001092
- Gong Daoyi, Wang Shaowu. 2003. Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 5(4):559-568
- He Chun, He Jinhai. 2003. Relation between Arctic Oscillation and north China air temperature in winter. *J Nanjing Inst Meteor* (in Chinese), 26(1):1-7
- Kerr R. 1999. A new force in high-latitude climate. *Science*, 284(5412):241-242
- Körnig H, Schmitz G, Becker E. 2003. Dependence of the annular mode in the troposphere and stratosphere on orography and land-sea heating contrasts. *Geophys Res Lett*, 30(5): 69-1-69-4
- Limpasuvan V, Hartmann D L. 2000. Wave-maintained annular modes of climate variability. *J Climate*, 13(24):4414-4429
- Lorenz D J, Hartmann D L. 2000. Eddy-zonal flow feedback in the northern hemisphere winter. *J Climate*, 16(8):1212-1227
- Rigor I G, Colony R L, Martin S. 2000. Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979-97. *J Climate*, 13(5):896-914
- Thompson D W, Wallace J M. 1998. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys Res Lett*, 25(9):1297-1300
- Thompson D W, Wallace J M. 2000a. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J Climate*, 13(5): 1000-1016
- Thompson D W, Wallace J M, Hegerl G C. 2000b. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J Climate*, 13(5):1018-1036
- Thompson D W J, Lee S, Baldwin M P. 2002. Atmospheric processes governing the northern hemisphere annular mode/north atlantic oscillation // Hurrell J W, Kushnir Y, Visbeck M. *The AGU Monograph on the NAO*
- Wang J, Ikeda M. 2000. Arctic oscillation and Arctic sea-ice oscillation. *Geophys Res Lett*, 27(9):1287-1290
- Zhao Nan. 2005. Zonally symmetric normal modes associated with the AO/NAM. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 63(6):857-863

附中文参考文献

- 白莹莹, 管兆勇. 2007. 夏季纬向平均气流变动的主要模态及其与 AO 和 ENSO 的联系. *气象学报*, 65(3):372-376
- 陈文, 黄荣辉. 2005. 北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年际变化. *大气科学*, 29(1): 137-146
- 龚道溢, 王绍武. 2003. 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响. *地理学报*, 5(4):559-568
- 何春, 何金海. 2003. 冬季北极涛动和华北气温变化的研究. *南京气象学院报*, 26(1):1-7
- 赵南. 2005. 与北极涛动或北半球环状模相关的纬向对称的正规模态. *气象学报*, 63(6):857-863