

# 冬季北大西洋涛动与中国西南地区降水的不对称关系<sup>\*1</sup>

徐寒列<sup>1,2</sup> 李建平<sup>1</sup> 冯娟<sup>1</sup> 毛江玉<sup>1</sup>  
XU Hanlie<sup>1,2</sup> LI Jianping<sup>1</sup> FENG Juan<sup>1</sup> MAO Jiangyu<sup>1</sup>

1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室,北京,100029

2. 中国科学院大学,北京,100049

1. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

2011-11-28 收稿,2012-06-06 改回.

**Xu Hanlie, Li Jianping, Feng Juan, Mao Jiangyu. 2012. The asymmetric relationship between the winter NAO and the precipitation in Southwest China. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(6): 1276-1291**

**Abstract** The simultaneous relationship between the North Atlantic Oscillations (NAO) and the precipitation over Southwest China in boreal winter is investigated using the NCEP/NCAR reanalysis data and 160 Chinese stations monthly rainfall datasets during 1951–2010. The results show that there is a significant positive correlation between the boreal winter NAO index ( $I_{NAO}$ ) and the winter precipitation in Southwest China. Moreover, the positive correlation is asymmetric. During the winter of weak NAO years, the circulation pattern in East Asia is not favorable for precipitation in Southwest China. Contrastingly, during the winter of strong NAO years, the relationship between them is not significant. Further analysis shows that the main circulation pattern which influences the precipitation in Southwest China is a teleconnection pattern existed in the Caspian Sea and Middle East-Arabian Sea-Tibetan Plateau and the downstream area (CAT teleconnection). It is found that the CAT teleconnection pattern has an asymmetric relationship with the winter NAO, and the relationship is significant only in the winter when the NAO is in its negative phase. The results from the composite of the wave ray and the wave-activity flux during strong and weak winter NAO years show that in weak winter NAO years the wave rays which were aroused by the wave sources in the Mediterranean could be consistent with the route of the CAT teleconnection pattern, and the wave-activity flux shows that the stationary wave could spread to the downstream along the Caspian Sea and Middle East-Arabian Sea-Tibetan Plateau. On the other hand, in strong winter NAO years, the wave rays are to the north of the CAT teleconnection and the stationary wave could spread only to Indian Peninsular. These results indicate that the asymmetric relationship between the winter NAO and the winter rainfall over Southwest China is determined by the asymmetric influence of NAO on the CAT teleconnection.

**Key words** North Atlantic Oscillation (NAO), Southwest China winter rainfall, Caspian Sea and Middle East-Arabian Sea-Tibetan Plateau (CAT) teleconnection, Asymmetry

**摘要** 利用 1951—2010 年 NCEP/NCAR 再分析资料和中国 160 个站逐月降水资料,探讨了冬季北大西洋涛动(NAO)与同期中国西南地区降水的关系。结果表明,冬季北大西洋涛动与西南地区降水存在显著的正相关关系,并且,正相关具有不对称性,

\* 资助课题:国家重点基础研究发展规划项目(2010CB950400)、国家自然科学基金重点项目(41030961)、国家自然科学基金项目(41205046)。

作者简介:徐寒列,主要从事北大西洋涛动与东亚气候相关研究。E-mail: xuhanlie@mail.iap.ac.cn

通讯作者:李建平,主要从事非线性气候动力学及可预报性季风和海气的相互作用,环状模动力学及其影响等方面研究。E-mail: ljpl@lasg.iap.ac.cn

即当冬季北大西洋涛动处于负位相时,东亚地区环流形势不利于中国西南地区降水的形成,对应着中国西南地区冬季降水的显著减少。而当冬季北大西洋涛动处于正位相时,北大西洋涛动与中国西南地区降水的正相关关系并不显著。进一步的分析表明,与中国西南冬季降水变化密切相关的主要环流结构是里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游的遥相关型(CAT 遥相关型)。北大西洋涛动与里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游的遥相关结构存在不对称关系,两者的关系仅在北大西洋涛动负位相时显著。冬季北大西洋涛动高、低指数年分别合成的波射线和波作用通量的结果表明,当冬季北大西洋涛动为负位相时,冬季地中海地区的扰动源会形成与里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游的遥相关路径一致的波射线,同时波作用通量的结果表明,定常波由里海和 中东、阿拉伯海一直传播到青藏高原及下游地区,而冬季北大西洋涛动高指数年,地中海地区的扰动源所形成的波射线偏北,波动传播到达印度半岛地区之后不再向下游传播。冬季北大西洋涛动对里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游的遥相关波列的不对称影响决定了北大西洋涛动与西南冬季降水的不对称关系。

**关键词** 北大西洋涛动(NAO), 西南冬季降水, 里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游(CAT)遥相关型, 不对称性

**中图法分类号** P434<sup>+</sup>.4

## 1 引言

北大西洋涛动(NAO)是北大西洋地区副极地低压(冰岛低压)和副热带高压(亚速尔高压)大气质量变化的一种大尺度跷跷板结构。它是北大西洋地区大尺度大气变化的一个主要模态,也是北半球大气低频变化中最重要的模态之一(Bjerknes, 1964; van Loon, et al, 1978; Wallace, et al, 1981; Barnston, et al, 1987; 龚道溢等, 2001; Li, et al, 2003)。北大西洋涛动不仅直接影响北大西洋及附近地区的气候,甚至对整个北半球的天气、气候都有重要影响。因此,气候变化及可预报性研究计划(CLIVAR)中,专门将对北大西洋涛动的研究列为年代-世纪尺度变率 5 个研究重点中的第一个。鉴于此,北大西洋涛动本身特征及其对天气、气候,特别是北半球的天气、气候的影响研究受到了广泛关注(Hurrell, 1995; Osborn, et al, 1999)。已有研究(Marshall, et al, 2001)指出,北大西洋涛动对北半球的温度、降水和生态系统都有一定程度的影响。

中国气象学者从不同方面研究了北大西洋涛动对中国气候的影响(李建平, 2005)。北大西洋涛动与同期东亚地区气候有密切关系。东亚冬季风的年际及年代际变率以及亚洲大陆北部气温异常变化与冬季北大西洋涛动活动有密切关系(武炳义等, 1999; Li, et al, 2000; 李崇银等, 2002);王永波等(2001a, 2001b)分析了冬季和夏季北大西洋涛动与中国同期温度、降水及季风的关系;杨莲梅等(2008)分析了夏季北大西洋涛动对新疆夏季降水的影响。另外,一些研究表明,前期北大西洋涛动可能对后期东亚气候存在一定的影响。Yang 等(2004)研究表明,冬季北大西洋涛动可以通过加强 200 hPa 急流

从而对东亚夏季风产生影响;符淙斌等(2005)分析了最近 530 a 冬季北大西洋涛动与中国东部夏季旱涝的关系;沈学顺等(2007)指出,春季欧亚大陆地表气温年际变化呈现出大陆尺度的南、北跷跷板式的空间分布特征,这种分布与前期冬季北大西洋涛动有着显著的正相关;Wu 等(2009)分析发现,春季北大西洋涛动可以通过影响北大西洋海温三极子结构影响东亚夏季风进而影响东亚夏季降水。Gu 等(2009)研究发现,前期北大西洋涛动与中国夏季降水存在年代际的不稳定关系,3 月北大西洋涛动与中国夏季降水第一模态紧密相关,而 1 月北大西洋涛动与中国夏季降水第三模态密切相关,并且,这两种相关关系都存在明显的年代际变化。

综观已有对北大西洋涛动与中国气候异常关系的研究可以发现,尽管有一些研究讨论了冬季北大西洋涛动对东亚冬季风和东亚地区温度的影响,但是,冬季北大西洋涛动对中国冬季降水影响方面的研究则相对较少。随着经济的发展,冬季气候及其对中国农业生产和人民生活等方面的影响越来越引起人们的关注。冬季异常多的降水可能会引起冬汛和雪灾,而异常少的降水则会导致干旱。特别是 2009 年入冬以后,中国西南地区出现了罕见的极端干旱事件,此次干旱时间长、范围广,对农业生产和人民生活造成了严重影响。中国学者对此次干旱事件从不同的角度进行了分析(宋洁等, 2011; 黄荣辉等, 2012; 杨辉等, 2012)。回顾之前与冬季降水的相关研究可以发现,这些研究主要关注来自赤道低纬度地区的信号,如 ENSO(Zhou, et al, 2010; 金祖辉等, 1999; 何溪澄等, 2006)和南海海温(Zhou, et al, 2010)等的影响,并没有考虑中、高纬度气候模态的可能影响。事实上,北大西洋涛动在 2009 年冬季处

于近 60 a 以来的极端负位相结构(孙诚等,2012)。这似乎暗示着北大西洋涛动的变化可能与中国西南地区冬季降水存在某种对应关系。宋洁等(2011)研究表明,冬季北大西洋涛动对云南省冬季降水有一定影响,并指出冬季 ENSO 事件对北大西洋涛动与云南省冬季降水的关系有一定的调制作用,当 ENSO 为暖位相时,北大西洋涛动与云南地区降水关系明显。然而通过对历史资料的分析可以发现,1954、1955 和 1984 年冬季均为明显的 ENSO 冷位相事件,同时冬季北大西洋涛动处于负位相,但相对应的中国西南地区的冬季降水却为偏少。由此可见,冬季北大西洋涛动与中国西南地区降水的关系并不完全受 ENSO 事件的调制。那么北大西洋涛动本身与西南地区降水的关系是否稳定呢?并且,西南干旱强度大的事件,影响范围较广,如 2009—2010 年的干旱事件遍及云南、贵州、广西、四川和重庆 5 个省(区、市)。那么北大西洋涛动对西南地区大范围的干旱事件的影响是否同样存在呢?其物理机制又是怎样的?本文主要针对以上问题,讨论冬季北大西洋涛动与中国西南地区降水的关系,进一步阐述北大西洋涛动对中国西南地区降水的不对称影响,并揭示其可能的物理机制。

## 2 资料和方法

使用的资料主要有:(1)美国国家环境预测中心/国家大气研究中心(NCEP/NCAR)再分析资料(Kalnay, et al, 1996),时段为 1951—2010 年,水平分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ;(2)中国气象局提供的中国 160 个站降水数据集(1951—2010 年);(3)欧洲中期天气预报中心 ECMWF 提供的流函数月平均资料,全球共  $320 \times 160$  个格点,东西方向格距  $1.125^\circ$ ,南北方向为高斯格点分布,时间范围为 45 a 的冬季(1957/1958—2001/2002 年);(4)北大西洋涛动指数( $I_{NAO}$ )取北大西洋地区( $80^\circ W-30^\circ E$ )标准化纬向平均的  $35^\circ N$  和  $65^\circ N$  海平面气压场之差(Li, et al, 2003),这个北大西洋涛动指数能够很好地反映北大西洋涛动的大尺度环流特征,并且,能够解释北大西洋地区海平面气压场在所有时间尺度上的大部分方差,尤其对  $35^\circ N$  和  $65^\circ N$  的穿越大西洋地区的纬向风强度有较好表现。文中的冬季是指北半球冬季,即 12 月一次年 2 月。

本文主要用到的方法为相关分析、合成分析、回

归分析、波射线方法以及波作用通量。波射线是研究大气中波动传播的一种方法。波射线上处处与群速度相切,代表了波动的传播能量。所用的波射线的计算方法为李艳杰等(2012)所提出的计算方法,讨论水平非均匀基流中准定常罗斯贝波的传播。

Plumb 三维波作用通量  $F$ (Plumb, 1985)的纬向和经向分量分别为

$$F_\lambda = \frac{p}{2000a^2 \cos\phi} \left[ \left( \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right]$$

$$F_\phi = \frac{p}{2000a^2} \left[ \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right]$$

其中, $\psi'$ 为扰动流函数, $p$ 为气压, $\lambda$ 为经度, $\phi$ 为纬度, $a$ 为地球半径。

## 3 冬季北大西洋涛动与中国西南地区冬季降水的不对称关系

图 1 给出了冬季北大西洋涛动指数与同期中国 160 个站降水的相关系数分布。由图可见,中国西南地区表现为显著的正相关。同时考虑到 2009 年冬季中国西南地区为极端干旱年,而北大西洋涛动指数处于近 60 a 以来的最小值,为了排除极端事件对相关结果的影响(Feng, et al, 2010),对两者

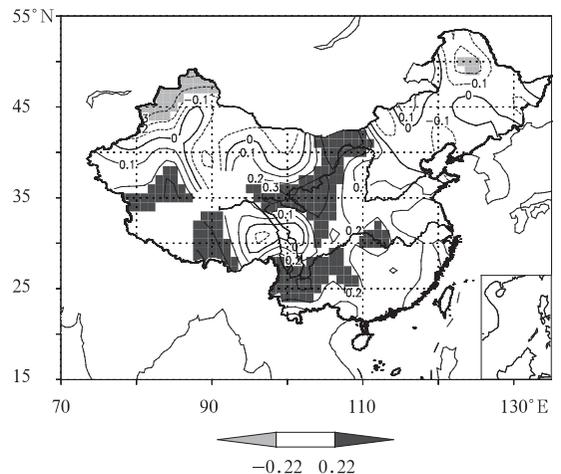


图 1 1951—2009 年冬季(12 月一次年 2 月)北大西洋涛动指数与中国同期降水的相关系数分布(等值线间隔为 0.1;阴影表示通过 90%置信度水平)

Fig. 1 Correlation distribution between the winter (December - February)  $I_{NAO}$  and the winter precipitation in China for 1951 - 2009 (the shaded areas indicate that it is significant at the 0.1 confidence level, respectively; the contour interval is 0.1)

之间的关系做了进一步检验,发现在扣除了极端事件影响之后,冬季北大西洋涛动与中国西南地区的降水同样表现出显著的正相关关系(图略)。这表明冬季北大西洋涛动与中国西南地区冬季降水存在显著相关。

进一步选取冬季中国西南地区(22.5°—30°N, 97.5°—110°E)降水与北大西洋涛动指数的相关系数通过90%置信度水平的12个站的平均冬季降水作为反映中国西南地区冬季降水的一个指标,即中国西南降水指数( $I_{SWR}$ )。冬季北大西洋涛动与中国西南地区降水的显著关系可以从两者所对应的时间序列进一步得到验证(图2),它们间的相关系数为0.43,通过了0.01的显著性检验。如果去掉2009

年,两者的相关系数为0.38,同样通过了0.01的显著性检验。

另外,从图2还可以发现,冬季北大西洋涛动指数与同期中国西南地区降水指数的关系似乎存在着不对称性,冬季北大西洋涛动指数为负值年时,两者的对应关系要好于北大西洋涛动指数为正值年的情况。为了进一步论证这种不对称关系,图3给出了冬季北大西洋涛动指数与同期中国西南地区降水指数的散点分布。由图可见,北大西洋涛动正、负位相与西南地区降水的关系确实存在不对称性。当冬季北大西洋涛动为负位相时,北大西洋涛动指数与西南降水指数表现出显著的正相关,30a的相关系数为0.62,远超过99%置信度水平检验。即使去掉

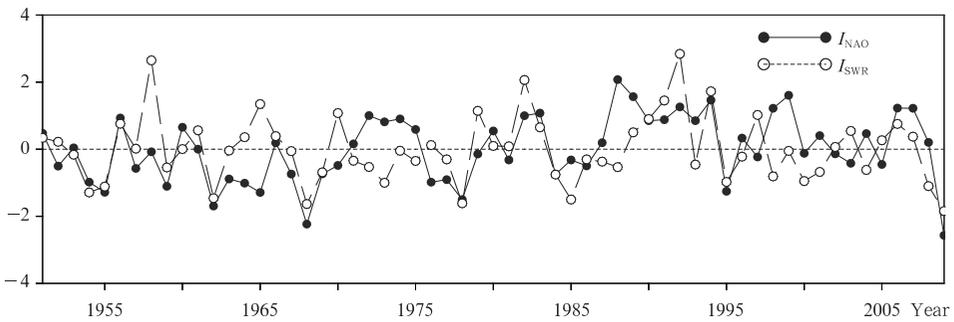


图2 冬季北大西洋涛动指数(实线)与冬季西南降水指数(虚线)的标准化时间序列  
Fig. 2 Normalized time series of the winter  $I_{NAO}$  (solid line) and the winter  $I_{SWR}$  (dashed line) for 1951-2009

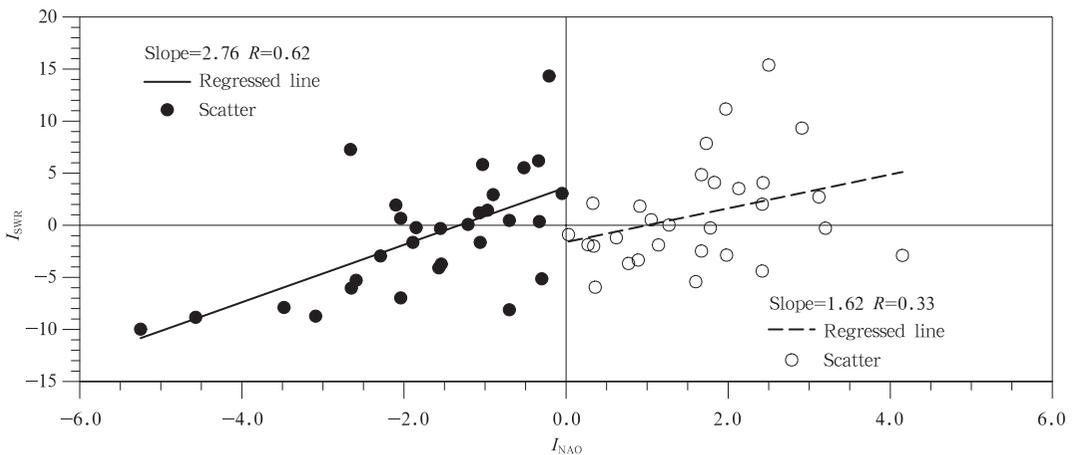


图3 冬季北大西洋涛动指数与冬季西南降水指数的散点分布  
(实线、虚线分别为利用最小二乘拟合的负、正北大西洋涛动位相时,北大西洋涛动指数与西南降水指数的线性关系, $R$ 和Slope分别表示相关系数和回归系数)

Fig. 3 Scatter plot of the winter  $I_{NAO}$  against the winter  $I_{SWR}$   
(Solid and dashed lines are linear fittings for the data of negative and positive winter NAO phases, respectively, with the correlation and regression coefficients shown as  $R$  and Slope, respectively)

2009年,29 a的相关系数也达到了0.57。而当北大西洋涛动处于正位相时,两者的相关关系要远弱于北大西洋涛动为负位相的时期,相关系数仅为0.33,未通过95%的置信度水平检验。

将冬季北大西洋涛动正、负位相年分别与同期中国160个站降水求相关(图4)。由图4可见,冬季北大西洋涛动与中国冬季降水在西南地区存在显著的不对称特征。当冬季北大西洋涛动处于负位相时,中国西南地区为显著的正相关区,在30°N以南,115°E以西地区,相关系数均超过了90%的置信度水平检验。而当冬季北大西洋涛动处于正位相

时,显著相关区域发生了很大变化,处于西南地区的显著相关区域基本消失。排除2009年极端事件的影响,冬季北大西洋涛动与冬季降水的正相关关系在西南地区的不对称性仍然显著存在(图略)。这进一步说明,冬季北大西洋涛动与中国西南地区冬季降水的相关仅在北大西洋涛动为负位相时期显著,即冬季北大西洋涛动与中国西南地区降水的关系是不对称的:冬季北大西洋涛动负位相对应着西南地区冬季降水的显著减少,而当冬季北大西洋涛动处于正位相时期,两者的关系则不明显。

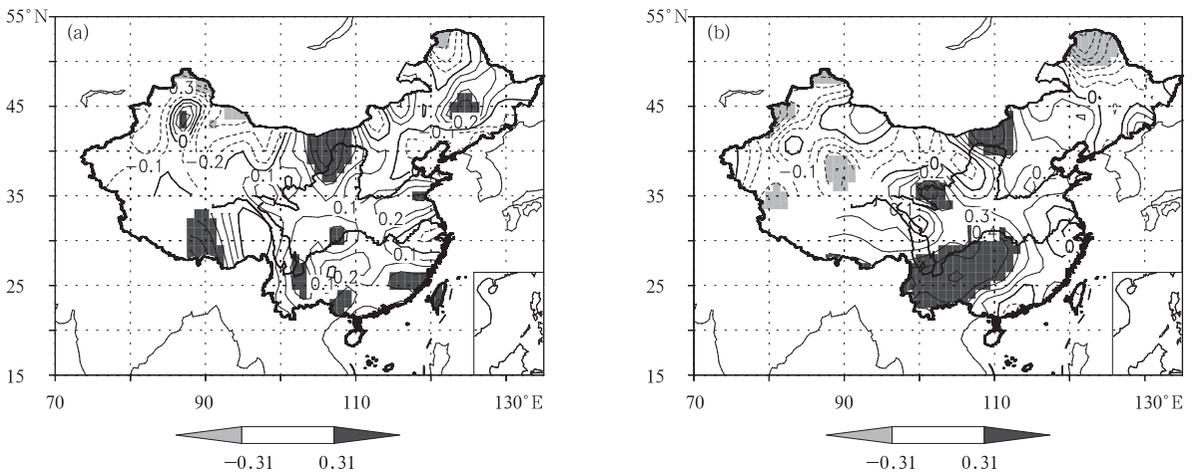


图4 冬季北大西洋涛动指数正位相(a)和负位相(b)分别与中国同期冬季降水的相关系数分布  
(等值线间隔为0.1;阴影区域通过90%置信度水平)

Fig. 4 Spatial distribution of the correlation coefficients between the  $I_{NAO}$  and the winter rainfall for the positive (a) and negative (b) phases

(The shaded areas indicate that it is significant at the 0.1 confidence level, the contour interval is 0.1)

为了进一步分析冬季北大西洋涛动与西南地区冬季降水的不对称关系,将中国西南地区降水指数序列标准化,大于1个标准差的年定义为冬季中国西南降水指数高年,小于1个标准差的年定义为冬季西南降水指数低年,从西南降水指数高、低年合成的对流层各层的位势高度场异常和风场异常分布可以看到,在西南降水指数低年,也即中国西南地区冬季降水偏少时,北大西洋地区表现为显著的偶极子结构:北极地区为显著的位势高度正异常,相应的在风场上为反气旋性环流异常,而副热带地区则为显著的位势高度负异常和风场的气旋性环流异常,对应着北大西洋涛动的负位相结构,并且,北大西洋涛动结构在对流层低、中、高层均存在(图5b、d、f)。对比西南降水指数

高年所对应的环流异常分布可以发现,在北大西洋地区,位势高度场上表现出北大西洋涛动的正位相结构,即北极地区为负的位势高度场异常,相对应的风场为气旋性环流异常,副热带北大西洋地区为正的位势高度异常及反气旋性环流异常。尽管从对流层低层到高层在北大西洋出现了类似北大西洋涛动正位相的环流异常结构,但此异常结构并不明显(图5a、c、e)。北大西洋涛动结构的范围和强度在西南降水指数高、低年的不对称特征在对流层整层均存在。这表明,中国西南地区冬季降水的多寡所对应的环流结构在北大西洋地区并不是反对称的,当降水偏少时,北大西洋对应着显著的北大西洋涛动结构,但降水偏多的时候,北大西洋涛动信号并不显著。

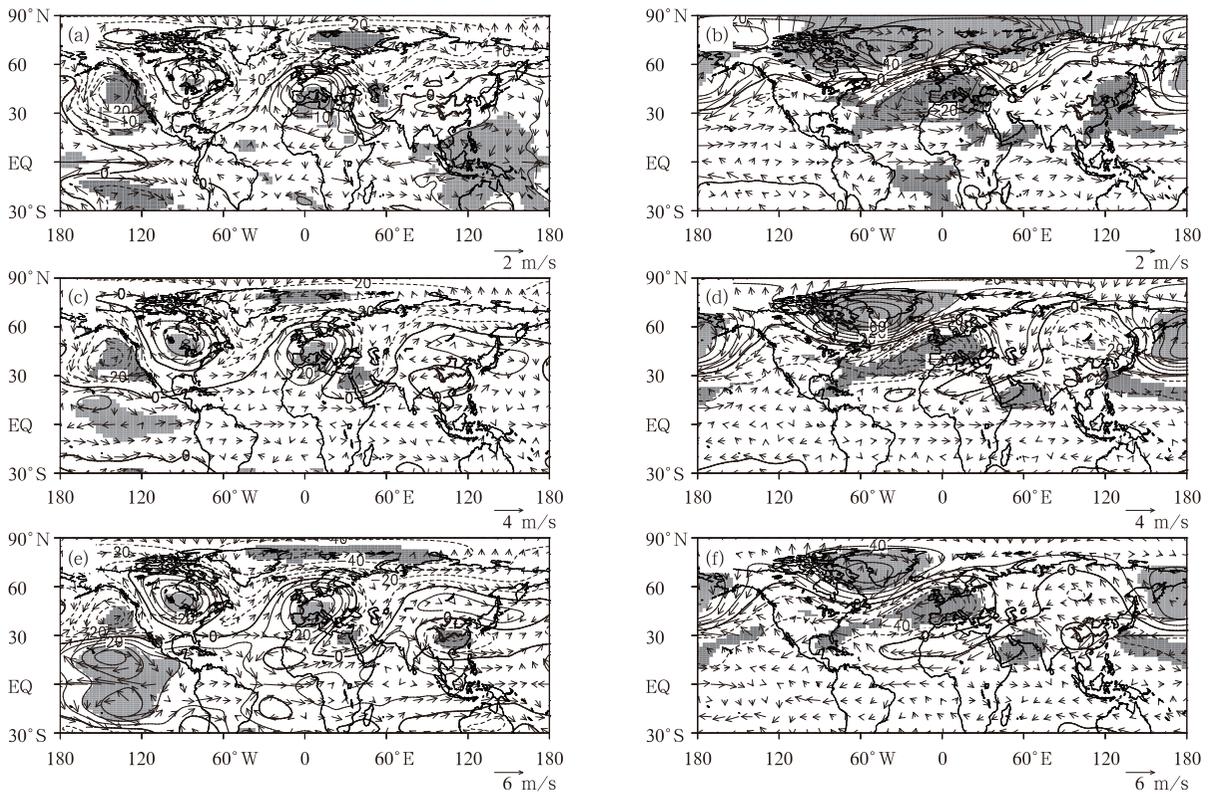


图5 冬季西南降水指数高年(a,c,e)和低年(b,d,f)合成的位势高度场(等值线,单位:gpm,阴影区域为通过90%置信度水平的区域)和风向(矢量)的水平分布(a, b, 850 hPa;c, d, 500 hPa;e, f, 200 hPa)

Fig. 5 Composite anomalies of the geopotential height (contour, unit: gpm) and the winds (vector) for the high (a,c,e) and low (b,d,f)  $I_{\text{SWR}}$  years (a,b: 850 hPa, c,d: 500 hPa, and e,f: 200 hPa; areas with the correlations significant at the 0.1 confidence level are shaded)

由于水汽输送是影响降水的主要因素之一,那么冬季北大西洋涛动高、低指数年对应的西南地区水汽输送特征如何呢?之前的研究表明,冬季中国南方地区的水汽输送较少,主要来自南支西风带低槽前部的西南气流和南海—中南半岛上空的转向气流(何溪澄等,2006;张自银等,2008),并且,冬季的水汽通道随高度有明显变化,700 hPa以上主要是南支西风带将水汽向东输送(何溪澄等,2006)。基于此,分析了冬季北大西洋涛动高、低指数年分别对应的西南地区西边界和南边界的纬向和经向水汽输送及异常随高度的垂直分布(图6,考虑到西南地区的平均海拔在2000 m左右,故只给出了850 hPa以上的结果)。由图6可见,冬季西南地区的水汽输入在850 hPa附近以偏南气流的水汽输送为主,700—600 hPa为纬向水汽输送的最大值高度,而经向水汽输送在600 hPa及以上几乎为0。因此,西南地

区的水汽输送在700 hPa以上以西边界上的向东输送为主(图6a,c)。在西边界的纬向水汽输送异常上,冬季北大西洋涛动指数高、低值年表现出不对称的特点。在700—500 hPa,北大西洋涛动高指数年表现为较小的正异常,与气候态相差不多,冬季北大西洋涛动低指数年则表现为较大的负异常,北大西洋涛动低指数年的纬向水汽输送负异常要明显大于北大西洋涛动高指数年纬向水汽输送的正异常。而经向水汽输送在对流层为比较对称的结构。

若从整层积分的水汽输送来看,冬季西南地区的水汽输送以纬向水汽输送为主,气候平均的西边界平均纬向水汽输送达到了 $60.58 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ,而来自南边界的经向水汽输送为 $31.16 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ,纬向水汽输送约为经向水汽输送的2倍。西边界的整层积分的纬向水汽输送也表现出比较明显的不对称性。北大西洋涛动高指数年,西边界的纬向水汽

输送为  $60.80 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ , 比气候态仅大  $0.22 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ , 而北大西洋涛动指数低值年为  $56.41 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ , 比气候态少了  $4.17 \text{ kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ , 异常值占气候态的  $6.9\%$ 。由此可见, 无论是从水平输送的垂直结构还是整层水汽输送来看, 中国西南地区以

西边界的纬向水汽输送为主, 并且, 纬向水汽输送在北大西洋涛动强、弱年表现出不对称的特点, 这进一步证实了冬季北大西洋涛动与中国西南地区冬季降水的不对称关系。

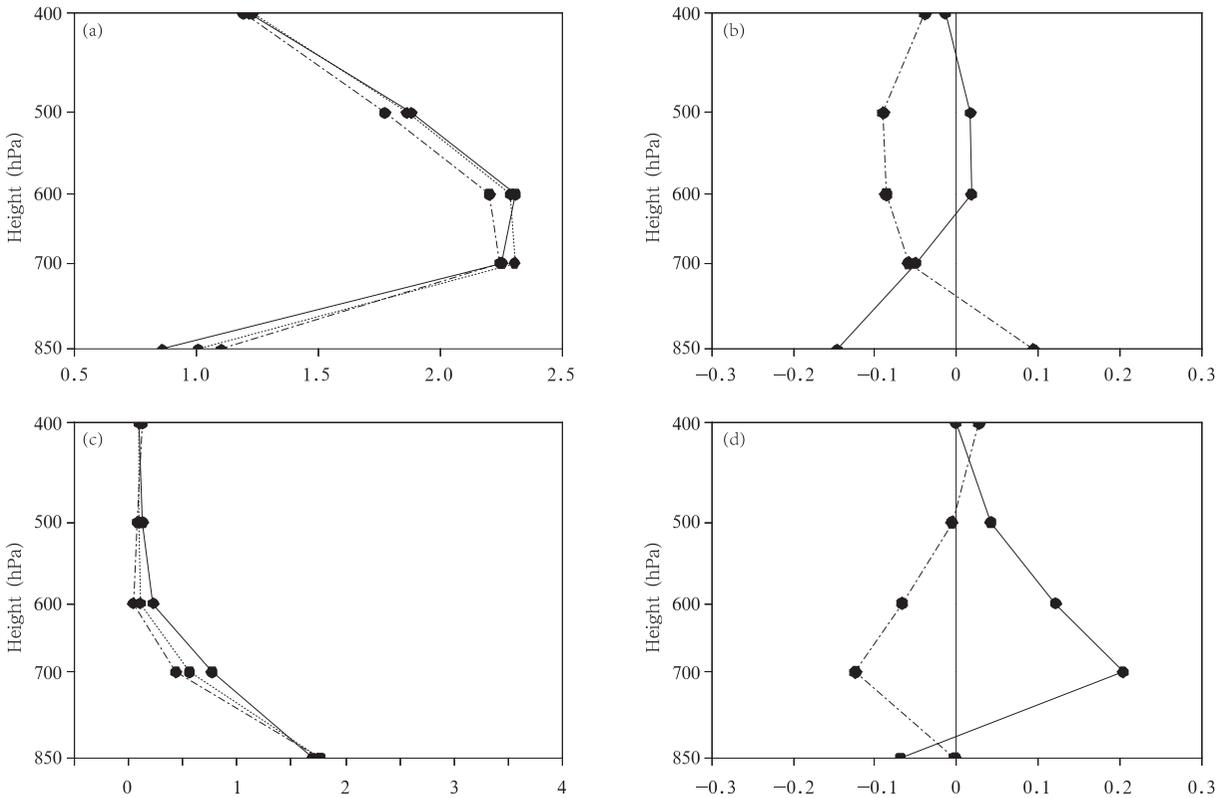


图6 北大西洋涛动高、低指数年合成的西南地区经向平均的西边界(a,b,  $97.5^{\circ}\text{E}$ ,  $22.5^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$ )和纬向平均的南边界(c,d,  $22.5^{\circ}\text{N}$ ,  $97.5^{\circ}-110^{\circ}\text{E}$ )的水汽输送随高度的变化(a,c)及异常(b,d)(单位:  $\text{g}/(\text{s} \cdot \text{m} \cdot \text{Pa})$ ) (实线为高指数年合成值, 点划线为低指数年合成值, 点线为气候态)

Fig. 6 Composite of the zonal (a, b) and meridional (c, d) vertical profiles of the water vapor transportation (averaged over the west ( $97.5^{\circ}\text{E}$ ,  $22.5^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$ ) and south ( $22.5^{\circ}\text{N}$ ,  $97.5^{\circ}-110^{\circ}\text{E}$ ) boundary, respectively) over the southwestern China (a, c) and their anomalies (b, d) in strong and weak winter NAO years (unit:  $\text{g}/(\text{s} \cdot \text{m} \cdot \text{Pa})$ ) (the solid, dash dot and dotted line correspond to high, low  $I_{NAO}$  years and the climatology, respectively)

由以上分析可知, 冬季北大西洋涛动负位相与中国西南地区降水存在显著的正相关。那么当冬季北大西洋涛动负位相时, 东亚地区对应着怎样的环流形势呢? 由冬季北大西洋涛动低指数年合成的  $700 \text{ hPa}$  风场和  $500 \text{ hPa}$  位势高度场(图7)可见, 在北大西洋涛动低指数年, 副热带高压位于西太平洋地区, 强度偏弱。由于副热带高压偏弱, 中国南方和中南半岛地区主要受副热带高压西北的偏东异常气流影响, 在青藏高原下游开始分成南北两支, 南支要

强于北支, 在孟加拉湾地区形成异常脊。因此, 在北大西洋涛动低值年, 南支槽活动减弱, 同时在中南半岛北部和中国西南地区为东风异常气流所控制, 冬季影响中国南方的两个主要水汽输送带都不利于水汽向西南地区的输送, 对应着此区域冬季降水偏少。在中高纬度地区, 东亚大陆主要为一个低压异常, 中心在贝加尔湖以北地区, 同时东亚大槽地区为正异常, 这种结构使得青藏高原北部、贝加尔湖地区的高压脊和东亚大槽减弱, 大气环流的经向度减弱, 南北

方向的大气质量输送减弱,不利于冷空气到达西南

地区,这样的形势也不利于降水的形成。

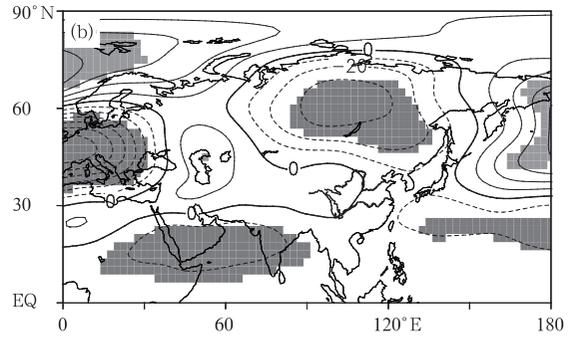
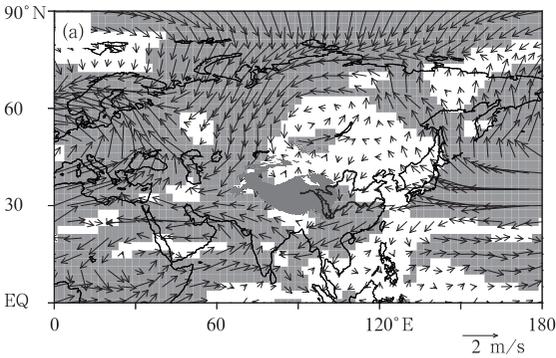


图 7 北大西洋涛动低指数年合成的 700 hPa 风场异常(a)和 500 hPa 位势高度场异常(b,单位:gpm)  
(阴影区域表示通过 90%的置信度水平)

Fig. 7 Composite anomalies of the 700 hPa wind (a) and the 500 hPa geopotential height (b, unit: gpm) in low  $I_{NAO}$  years (the shaded areas indicate that it is significant at the 0.1 confidence level)

#### 4 影响冬季西南降水的大气环流遥相关型及其与北大西洋涛动的不对称关系

##### 4.1 影响冬季西南降水的主要环流结构——里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游 (CAT)遥相关型

以上结果表明,冬季北大西洋涛动活动与中国西南地区冬季降水有明显的不对称关系。那么,与西南冬季降水相联系的环流特征怎样,这种环流结构与北大西洋涛动异常对应的环流结构存在怎样的联系呢?图 8 给出了西南降水指数与同期冬季 500 hPa 位势高度场的相关系数分布,矢量为西南降水指数回归的 850 hPa 风场。由图可见,在北大西洋地区存在显著的北大西洋涛动正位相结构,位势高度场在北极地区为显著的负相关,并且伴随着风场的气旋性异常;在副热带地区为正相关,伴随着风场的反气旋异常。同时,在里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游地区,位势高度场上也存在负—正—负的遥相关结构,并伴随着相应的风场异常,这种结构在对流层中、高层均存在,并随着高度增加逐渐增强(图略)。

图 9a、b 分别是由西南降水指数回归的冬季 250 hPa 位势高度场和经向风场的分布。由图 9a 可见,从北大西洋到印度洋和阿拉伯海地区,在位势高度场上存在一个自西北向东南的遥相关波列,并且可以一直延伸至孟加拉湾北部和青藏高原及其下

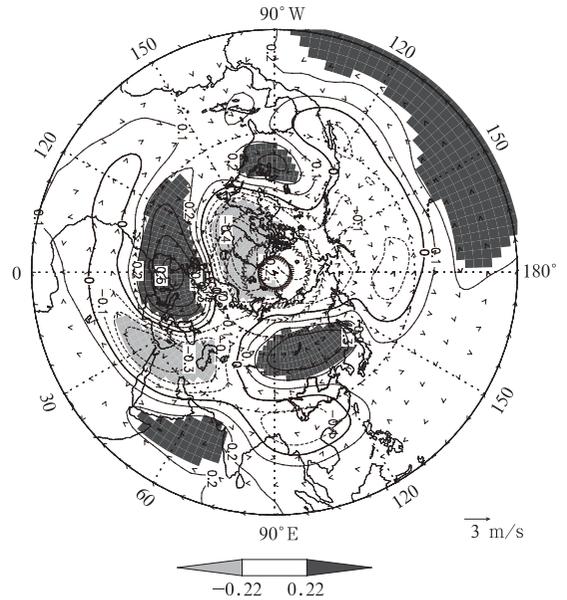


图 8 中国西南降水指数与同期 500 hPa 位势高度场的相关系数 (等值线,间隔为 0.1;阴影区域为通过 90%置信度水平)和西南降水指数回归的 850 hPa 风场(矢量)  
Fig. 8 Spatial distribution of the correlation between the  $I_{SWR}$  and 500 hPa geopotential height (contours). The vectors are for the regression of the 850 hPa wind with respect to the  $I_{SWR}$  (The shaded areas indicate that it is significant at the 0.1 confidence level; the contour interval is 0.1)

游地区。这个结果在图 8 中也有所体现。这种遥相关结构在对流层高层的经向风场中表现得更加明显(图 9b)。将此遥相关波列划分为两部分,西北段的北大西洋涛动结构和南段的里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游地区的负—正—负遥相关结构。在南段的遥相关结构中,青藏高原上空位势高度场与里海和中东地区位势高度场呈正相关关系,与阿拉伯海地区位势高度场呈负相关关系,这个结

果与索渺清等(2008)、宋洁等(2011)的结果相似。西南降水指数回归的对流层高层的涡度场上(图 9c),同样存在着里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关波列结构,且主要位于副热带西风急流中。根据图 9a 中遥相关中心的位置,做经向风场的剖面(图 9d)。由图 9d 可见,南段的遥相关结构相对于北段的北大西洋涛动结构较弱,并且,异常结构主要存在于对流层 850 hPa 以上,在对流层中

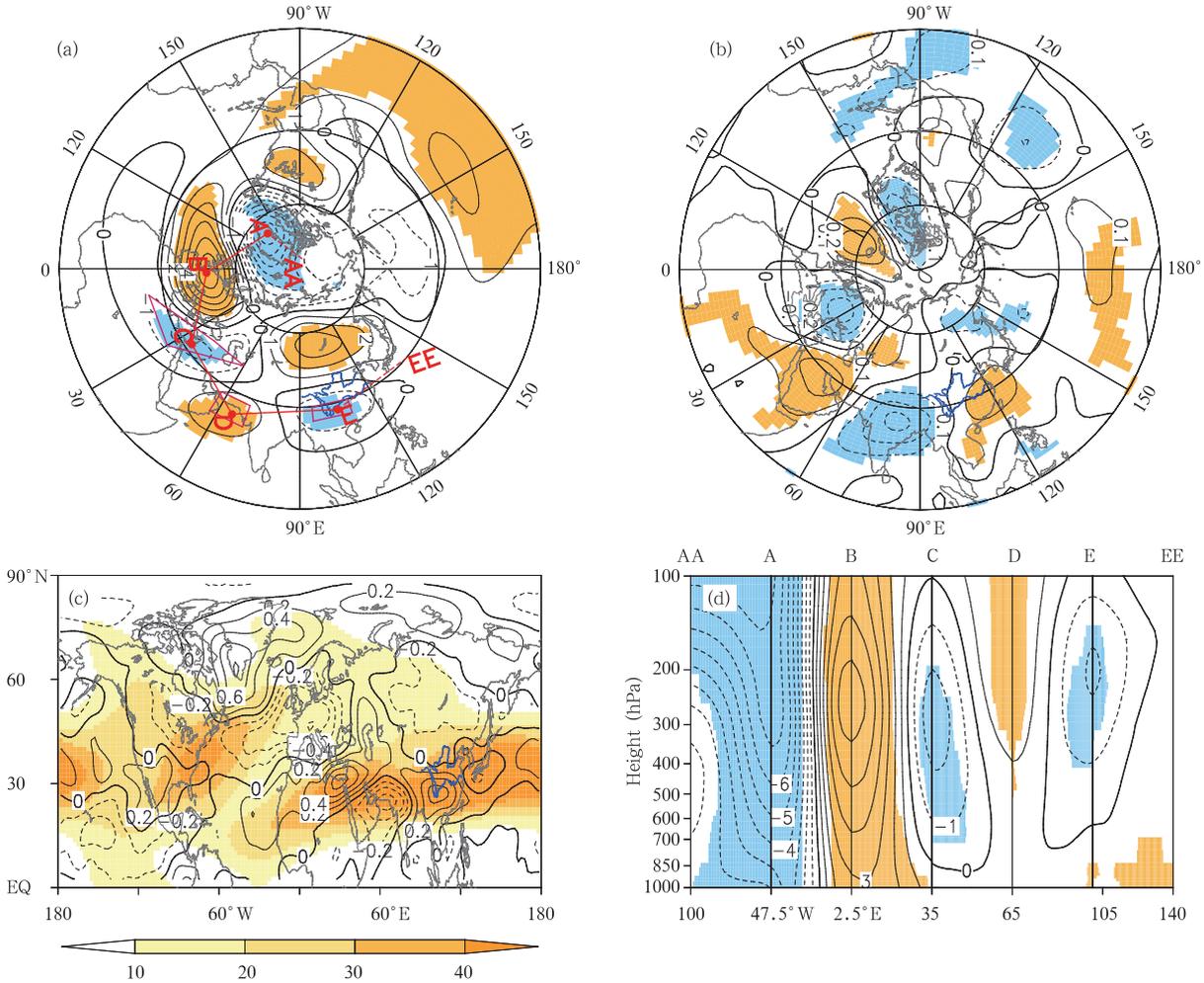


图 9 中国西南降水指数回归的 250 hPa

- (a) 位势高度场(红色方框为文中选取里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游指数的区域),
- (b) 经向风场, (c) 涡度场(等值线, 阴影区域为气候态西风急流位置)和(d) 经向风场沿
- (a) 中 AA-A-B-C-D-E-EE 的纬向-高度剖面(阴影区为通过 90% 置信度水平的区域)

Fig. 9 (a) Regression distribution of the 250 hPa geopotential height with respect to the  $I_{SWR}$  (the red boxes are the locations for defining the CAT index); (b) the same as in (a) but for the regression distribution of the meridional wind at 250 hPa, (c) the same as in (a) but for the regression distribution of the vorticity (contour) at 250 hPa (the shaded indicates the climatological westerly jet) and (d) the same as in (a) but for the vertical cross section of the meridional wind along the thick solid line labeled as AA-A-B-C-D-E-EE in (a) (the shaded areas in (a), (b) and (c) indicate that it is significant at the 0.1 confidence level)

高层达到最强,考虑到地形的高度,这种遥相关结构可以看作是相当正压结构。关于冬季西风波导内波动的传播及其与下游气候的关系,已有人做过一些研究。Ambrizzi 等(1995)发现冬季遥相关比夏季强,并沿急流波导呈纬向分布,其中 1 支位于北非—亚洲地区。Branstator (2002)、Ding 等(2005)研究指出,中纬度地区对流层上层的急流可以作为罗斯贝波传播的波导。Watanabe (2004)进一步指出,冬季 2 月北大西洋涛动与下游东亚地区气候的关系主要是通过以亚洲急流为波导的准定常罗斯贝波列的传播联系起来的。冬季北大西洋涛动会激发以亚洲

急流为波导的准定常罗斯贝波列,也是联系北大西洋涛动与东亚冬季气候的纽带。因此,可以认为,影响西南降水的里海和—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关型可能是联系冬季北大西洋涛动与西南地区降水的纽带,冬季北大西洋涛动正是通过引起里海和—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关型从而影响西南地区的降水。

为了进一步分析冬季北大西洋涛动与里海和—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关结构的关系,图 10 给出了冬季北大西洋涛动正、负位相分别回归的 250 hPa 位势高度场和经向风场。在北大西

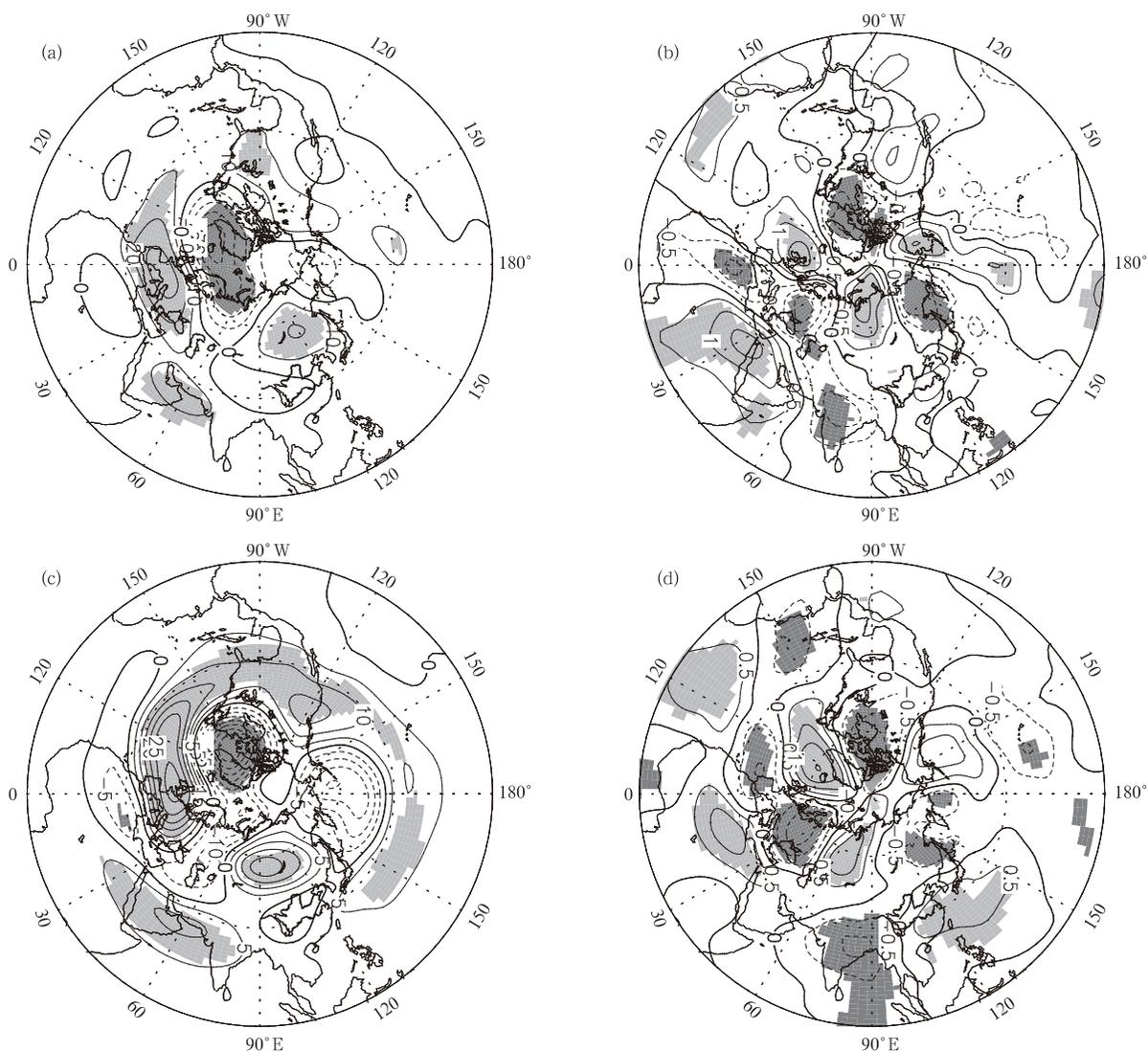


图 10 北大西洋涛动正(a、b)、负(c、d)位相回归的 250 hPa

(a、c)位势高度场和(b、d)经向风场(阴影区为通过 90%置信度水平的区域)

Fig. 10 Regression distributions of the 250 hPa (a, c) geopotential height and (b, d) the meridional wind with respect to the high (a, b) and low (b, d)  $I_{NAO}$  (the shaded areas indicate that it is significant at the 0.1 confidence level)

洋涛动负位相回归的 250 hPa 位势高度场和经向风场中,同样可以发现里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游的遥相关结构,并在经向风场上表现得更为明显(图 10c、d);而在冬季北大西洋涛动正位相的回归结果中,这种遥相关结构无论在位势高度场上还是经向风场上,表现的均不明显(图 10a、b)。为了研究里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关结构与降水的关系,选取冬季 250 hPa 位势高度场,根据图 9a 中 C、D、E 三点所在区域(红色框)的面积平均,定义了里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关指数:

$$I_{CAT} = H_D - 1/2 (H_C + H_E)$$

图 11a 为里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关指数与 250 hPa 位势高度场的相关系数分布。由图 11a 可见,此处定义的里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游的遥相关指数能够较好地反应里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关结构。当里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游为正(负)位相时,里海和 中东地区与青藏高原及其下游地区 250 hPa 位势高度场为负(正)异常,阿拉伯海地区位势高度场遥相关为正(负)异常,并且,对应着相应的风场结构。同时发现,里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关指数与西南降水指数的相关系数达到了 0.52,通过了 99% 的信度检验。里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关指数与北大西洋涛动指数的相关系数为 0.42,但是两者的正相关存在不对称性,当北大西洋涛动为负位相时,两者的相关系数达到了 0.52,但当北大西洋涛动为正位相时,两者的相关系数仅为 0.29,未通过 90% 的置信度水平(图 11b)。而里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关指数与西南降水指数的相关关系则是对称的,在里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关正、负位相与西南降水指数的相关系数分别为 0.40 和 0.34。

以上指出的冬季北大西洋涛动与里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关的不对称关系在冬季北大西洋涛动高、低指数年分别合成的冬季 200 hPa 位势高度场中也有所表现(图 12)。在北大西洋涛动指数高年,北大西洋地区亚速尔高压为正异常结构,东亚大陆地区的蒙古高压也为正异常,在里海中东地区和中高纬度的欧亚大陆中部也同样为正异常区,与亚速尔高压和蒙古高压连成带状正异

常结构;中低纬度地区,在阿拉伯海以及周围的阿拉伯半岛和南亚次大陆为显著的位势高度场正异常控

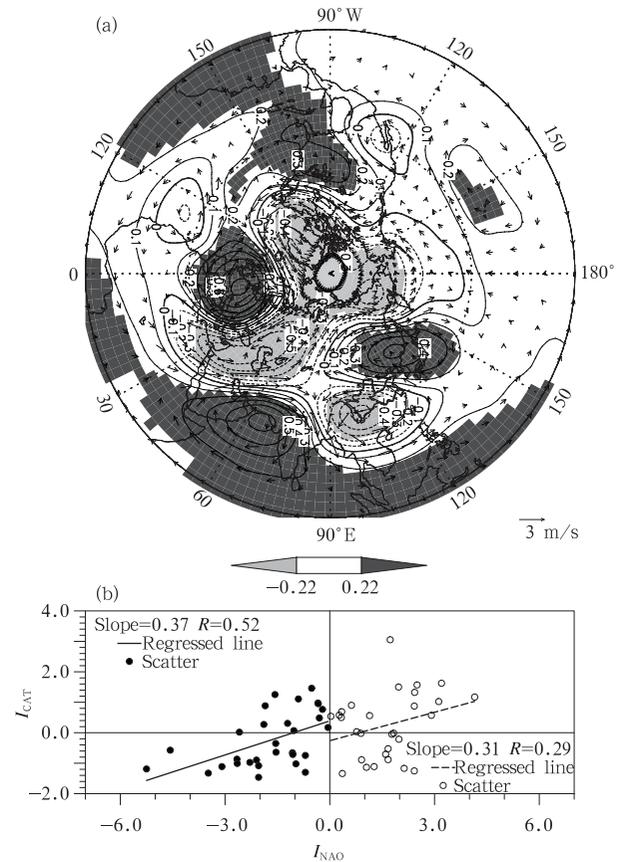


图 11 (a) 冬季里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关指数与同期 250 hPa 位势高度场的相关系数分布(等值线,间隔为 0.1;阴影区域为通过 90% 置信度水平)和冬季里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关指数回归的 250 hPa 风场,(b) 冬季北大西洋涛动指数与冬季里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关指数的散点图分布(虚线、实线分别为利用最小二乘拟合的正、负北大西洋涛动位相时北大西洋涛动指数与里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关指数指数的线性关系, $R$  和 Slope 分别表示相关系数和回归系数)

Fig. 11 (a) Spatial distribution of the correlations between the simultaneous 250 hPa geopotential height and the  $I_{CAT}$ . The vectors represent 250 hPa wind regressed with the  $I_{CAT}$  (the shaded areas indicate that it is significant at the 0.1 confidence level; the contour interval is 0.1) and (b) scatter plot of the winter  $I_{NAO}$  with respect to the winter  $I_{SWR}$  (dashed and solid line are the and linear fittings for negative and positive winter NAO phases, respectively, with the correlation and regression coefficients shown as  $R$  and Slope, respectively)

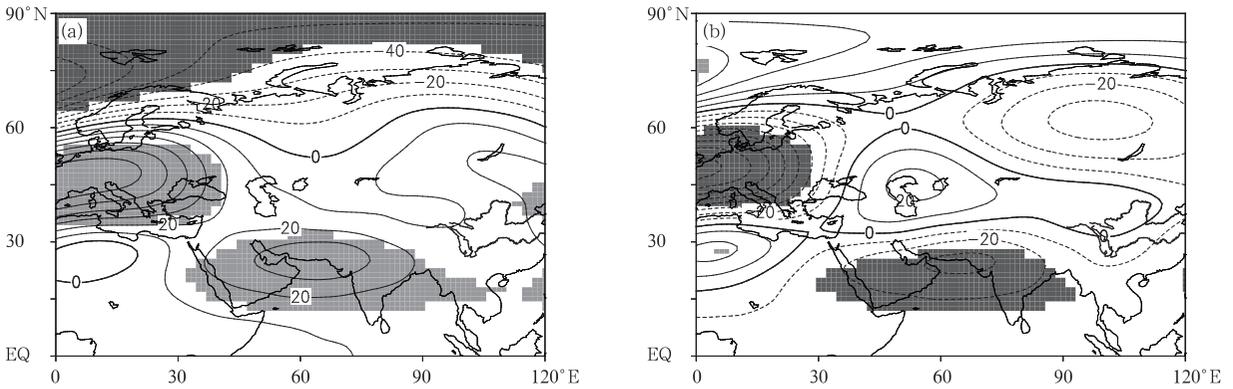


图 12 北大西洋涛动指数高(a)、低(b)年合成的 200 hPa 位势高度场异常  
(单位:gpm;阴影区域表示通过 90%的置信度水平)

Fig. 12 Composite anomalies of the 200 hPa geopotential height (unit: gpm) in high (a) and low (b)  $I_{NAO}$  years  
(shaded areas indicate that it is significant at the 0.1 confidence level)

制,青藏高原上空和中国西北地区同样为正的位势高度场异常(图 12a),中纬度欧亚大陆为正异常,并没有出现正异常遥相关波列结构。而在北大西洋涛动低指数年,亚速尔高压为负异常,东亚大陆地区的蒙古高压也为负异常,里海和中东地区为位势高度场的正异常结构,在中低纬度,阿拉伯海、阿拉伯半岛和南亚次大陆为显著的位势高度负异常控制,青藏高原上空和中国西北地区同样为负的位势高度场异常(图 12b)。由此可见,北大西洋涛动指数高、低年的不对称结构主要存在于两个区域,一个是里海—中东地区,另一个区域为青藏高原上空及其下游地区。而地中海和里海—中东地区正是沿西风波导向东传播的西风波动的源区(Watanabe, 2004; 索渺清等, 2008)。副热带西风槽沿着副热带西风向下游传播,影响下游的南支槽活动。青藏高原上空的位势高度场异常可能会对影响中国西南地区降水的南支槽的形成和强度提供背景场上的影响。以上结果进一步说明,北大西洋涛动与中国西南地区降水的正相关关系的不对称性现象,可能是由冬季北大西洋涛动与里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关的不对称关系导致的。

#### 4.2 北大西洋涛动对里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关波列的不对称影响

为了进一步讨论冬季北大西洋涛动与里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关波列的不对称关系,下面从波射线和波作用通量两个方面来分别进行分析。

给定初始位相波数为纬向 1 波,扰动源阵列位于地中海地区( $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$ N,  $10^{\circ}$ W— $27.5^{\circ}$ E),积分时间为 30 d。图 13 为每个扰动源所激发出的扰动能量频散路径,即波射线。为了更清晰地反映冬季北大西洋涛动对于里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关波列的可能影响,在计算波射线过程中,当经度位于  $180^{\circ}$  以东时,停止迭代。在计算波射线时,所用的方程为一个 3 次方程,3 次方程要么存在 1 个根,要么存在 3 个根(李艳杰等, 2012)。由于本文中只讨论了北大西洋涛动对中国西南地区降水的可能影响,因此,只选取了波动向西南方向传播的结果进行分析,取第 3 个根时,计算所得到的波射线传播方向无明显规律,故未给出。由图 13a、b 可见,当计算取第 1 个根时,冬季北大西洋涛动高指数年,波射线比较密集,主要位于  $35^{\circ}$ — $40^{\circ}$ N,北大西洋涛动低指数年,波射线似乎可以分为南北两支,南支在  $30^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N,北支位于  $40^{\circ}$ N 附近。由图 13c、d 可见,当计算取第 2 个根时,冬季北大西洋涛动高指数年,波射线位置与取第 1 个根时所得到的结果相差不大,同样是位于  $35^{\circ}$ N 附近。而北大西洋涛动低指数年的合成结果显示,波射线主要分成两支,北支位于  $35^{\circ}$ N 附近,南支在阿拉伯半岛开始向东南方向传播,在阿拉伯海地区发生转折之后,向东偏北方向传播,其路径与里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关的位置比较接近。由此可见,北大西洋涛动正位相时,由地中海地区所激发出的波列的传播主要是在  $35^{\circ}$ N 附近,沿西风急流北

侧传播到东亚地区。在北大西洋涛动负位相时,相同扰动源所激发出的波列,一部分传播主要位于35°N附近,另一部分传播路径与里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关一致。因此,地中

海地区的扰动源所激发出的准定常罗斯贝波列在北大西洋涛动负位相时,传播路径分为南、北两支,南支波列的传播会形成里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关型,进而对中国西南地区降水

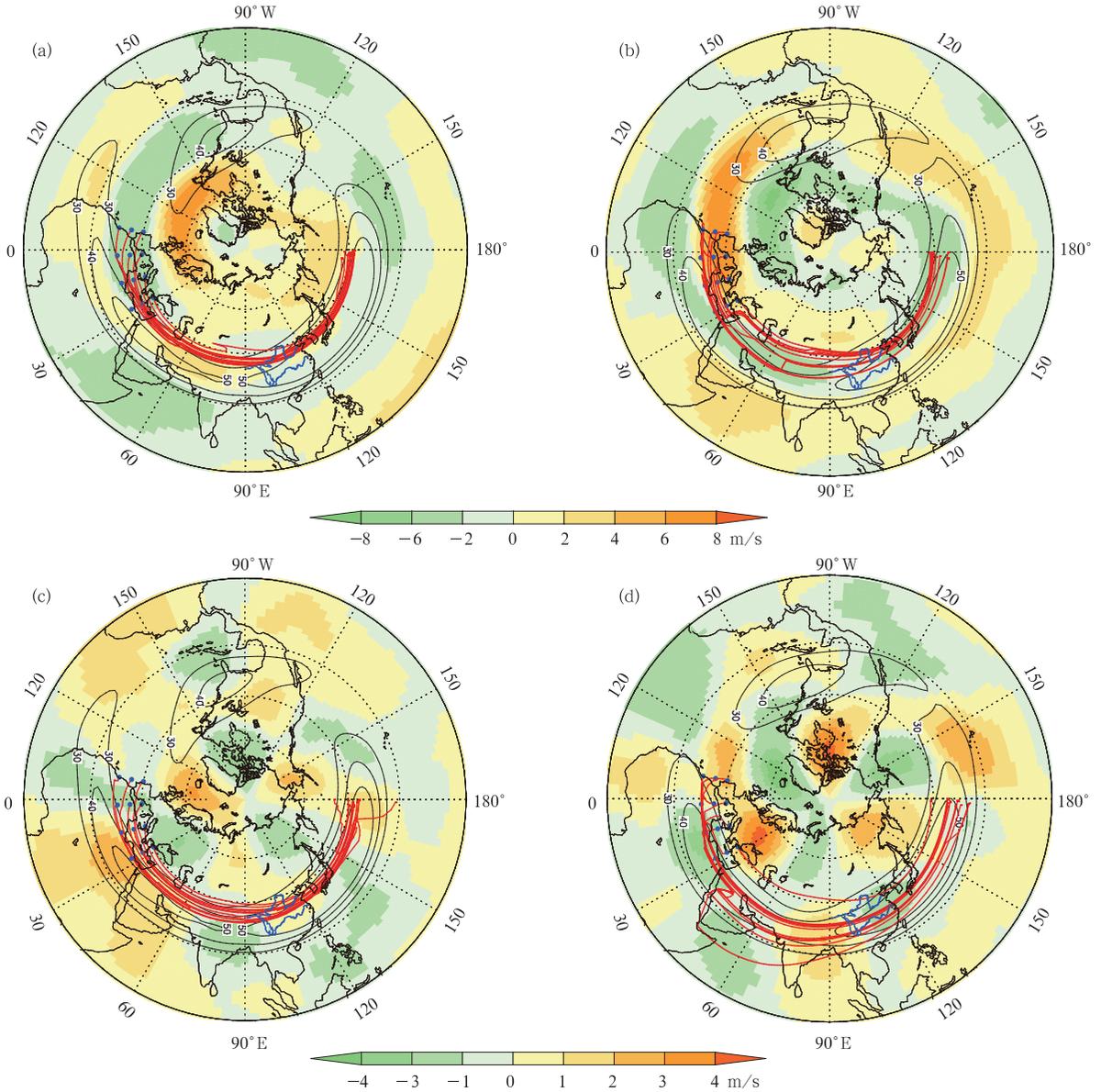


图 13 冬季北大西洋涛动高(a,c)、低(b,d)指数年分别合成的 250 hPa 定常波射线(红色实线)

(a,b. 第一个根的计算结果,c,d. 第二个根的计算结果;a,b. 阴影区域为对应的高低指数年的纬向风异常,c,d. 阴影区域为对应的高低指数年的经向风异常,蓝色圆点表示扰动源,黑色等值为合成的 250 hPa 纬向风场(大于 30 m/s))

Fig. 13 Composite anomalies of the stationary wave rays (red line) in the high (a, c) and low (b, d)  $I_{NAO}$  years. (a), (b) are the results based on the first root, and (c), (d) are the results based on the second root. The shaded in (a) and (b) is the composite anomalies of the meridional wind, and (c) and (d) are for the composite anomalies of the zonal wind. The blue dots present the wave source, and the black contours are the composite zonal wind with its values larger than 30 m/s

产生影响;而在北大西洋涛动处于正位相时,地中海地区的扰动源所激发的罗斯贝波列的传播主要位于 $35^{\circ}\text{N}$ 附近,与里海和中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关结构位置并不一致,因此表现为对降水的 insignificantly 影响。

图 14 为根据冬季北大西洋涛动高、低指数年合成的波作用通量异常。从波作用通量矢量分布来看,在冬季北大西洋涛动高指数年,地中海地区的波源向偏南方向传播的异常波动较弱,波动经阿拉伯半岛和阿拉伯海地区,传播至印度半岛。波作用通量在印度半岛辐合,因此,印度半岛为波动的汇区。而在冬季北大西洋涛动低指数年,地中海地区的波源向下游的传播分为两部分,北部一支在 $50^{\circ}$ —

$56^{\circ}\text{N}$ ,波动在欧亚大陆向东传播,南部一支,地中海地区的波动首先向偏南方向传播,在西亚地区转向东传,波动经阿拉伯半岛—阿拉伯海—印度半岛一直传播至东亚地区。因此,从波作用通量的合成结果可知,在冬季北大西洋涛动低指数年,地中海地区的波源向下游传播较强,沿着里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原向下游传播,其路径与里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关路径一致,而在冬季北大西洋涛动高指数年,波动的传播强度较弱,传播路径较短,只能到达印度半岛,不能向下游继续传播。这可能是冬季北大西洋涛动与里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关关系不对称的另一个原因。

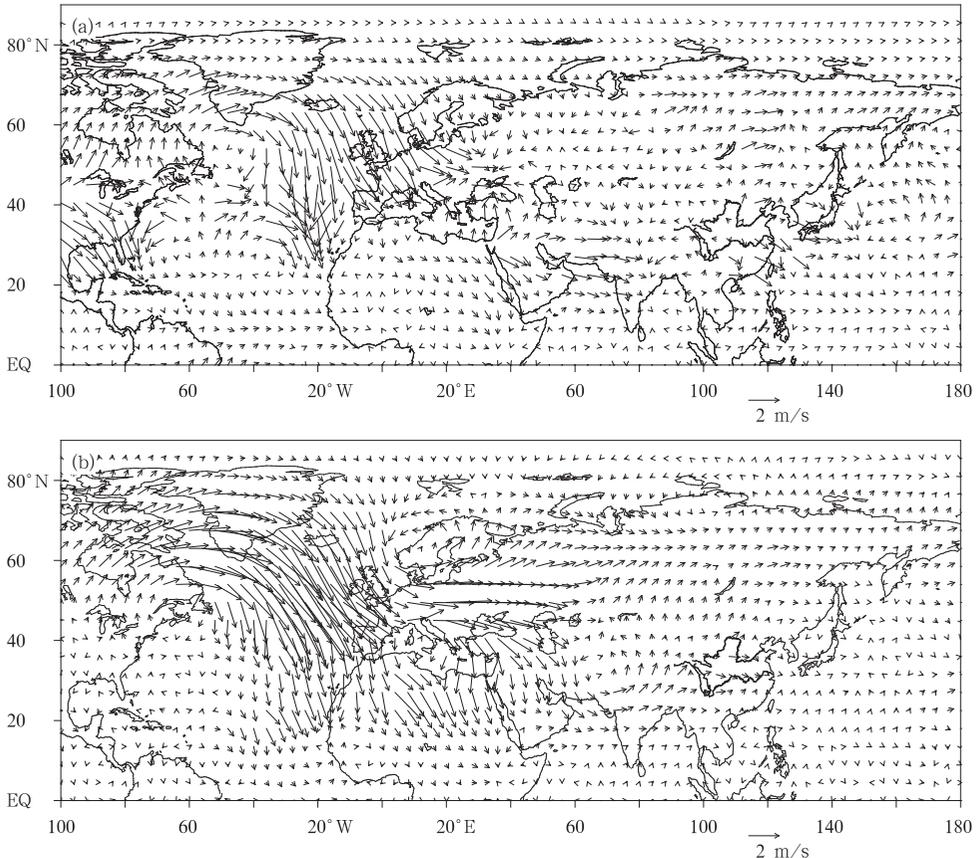


图 14 冬季北大西洋涛动高(a)、低(b)指数年分别合成的 250 hPa 定常波作用通量异常(单位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ )

Fig. 14 (a) Composite anomalies of the 250 hPa Plumb's stationary wave activity fluxes in high  $I_{\text{NAO}}$  years, and (b) the same as in (a) but for low  $I_{\text{NAO}}$  years (unit:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ )

## 5 结论和讨论

利用 NCEP/NCAR 再分析资料和中国台站观

测降水数据,分析了冬季北大西洋涛动与同期中国西南地区降水的关系,发现冬季北大西洋涛动对中国西南地区冬季降水存在显著影响,并且发现北大

西洋涛动自身的正、负位相对西南地区冬季降水的影响存在不对称性,进而讨论了其可能的物理过程,得到以下主要结论:

(1)冬季北大西洋涛动与中国西南地区冬季降水存在明显的正相关关系,并且这种正相关关系存在不对称性,即北大西洋涛动对于中国西南地区冬季降水的显著影响只存在于其负位相的时期;而当冬季北大西洋涛动处于正位相时,对于中国西南地区冬季降水并无显著影响,这与北大西洋涛动高、低指数年所引起的西南地区的水汽输送不对称结构有密切联系。当冬季北大西洋涛动为负位相时,中国南方地区对流层中、低层表现为东风异常,在孟加拉湾形成反气旋式风场异常,不利于南方的暖湿气流向中国西南地区输送;同时,中、高纬度对流层大气环流经向度减弱,不利于北方的冷空气向南输送,对应着中国西南地区冬季降水的显著减少;而北大西洋涛动处于正位相时,并无相反的环流异常结构,并且在纬向水汽输入上无显著变化。

(2)影响中国西南地区冬季降水的主要环流结构是以冬季副热带西风急流为波导的里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游地区为“- + -”遥相关结构——里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关型。冬季青藏高原上空及其下游的位势高度场与里海—中东地区的位势高度场呈正相关关系,与阿拉伯海地区的位势高度场呈负相关。分析结果表明,冬季北大西洋涛动与西南地区冬季降水的不对称关系,可能是由于冬季北大西洋涛动对里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游相关型结构的不对称影响造成的。当冬季北大西洋涛动处于负位相时,会在下游形成负的里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关型,阿拉伯海地区位势高度场负异常,青藏高原及其下游地区和里海—中东地区位势高度场为正异常,不利于南支槽的活动和降水的产生。当冬季北大西洋涛动为正位相时,里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关型并不显著,因此,对应着中国西南地区的降水并无显著变化。

(3)对于北大西洋涛动和里海及 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关波列的不对称关系,通过利用波射线和波作用通量两种方式进行了深入分析。结果表明,北大西洋涛动正位相时,由地中海地区所激发出的波列的传播主要是在  $35^{\circ}\text{N}$  附近的

西风急流北侧。在北大西洋涛动负位相时,一部分传播主要位于  $35^{\circ}\text{N}$  附近,另一部分,传播路径与里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关一致。说明北大西洋涛动负位相时期,地中海地区的扰动源有利于形成里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关型。这解释了冬季北大西洋涛动与里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关波列不对称关系的形成原因。另外,冬季北大西洋涛动高、低指数年合成的波作用通量则从另外一个角度说明当北大西洋涛动处于正、负位相,其波动传播的差异。当冬季北大西洋涛动为低指数年,波动到达地中海—里海—中东地区之后,沿着里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原向下游传播,其路径与里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关路径一致,而在冬季北大西洋涛动高指数年,波动向下游传播较弱,并且波动的传播只能到达印度半岛,并不会再向下游传播。这从另一侧面解释了冬季北大西洋涛动与里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关关系不对称的原因。

本文主要讨论了冬季北大西洋涛动对于同期中国西南降水的不对称影响及其可能机制,发现冬季北大西洋涛动对于与中国西南地区冬季降水密切相关的里海和 中东—阿拉伯海—青藏高原及其下游遥相关波列存在不对称的影响。然而,为何冬季北大西洋涛动正位相时期,遥相关波列向下游传播较弱?冬季北大西洋地区的扰动源是否会形成其他的遥相关波列?又会对气候产生怎样的影响?冬季北大西洋涛动对于环流的不对称影响在其他季节是否同样存在?这些都有待于进一步的分析。

**致谢:**感谢中国科学院大气物理研究所 LASG 实验室的宋洁博士和李艳杰博士为相关计算提供的帮助及有益讨论。感谢欧洲中期天气预报中心提供的资料。

## 参考文献

- 符滨斌, 曾昭美. 2005. 最近 530 年冬季北大西洋涛动指数与中国东部夏季旱涝指数之联系. 科学通报, 50(14): 1512-1522
- 龚道溢, 周天军, 王绍武. 2001. 北大西洋涛动变率研究进展. 地球科学进展, 16(3): 413-420
- 何溪澄, 丁一汇, 何金海等. 2006. 中国南方地区冬季降水异常的分析. 气象学报, 64(5): 594-604
- 黄荣辉, 刘永, 王林等. 2012. 2009 年秋至 2010 年春我国西南地区严重干旱的成因分析. 大气科学, 36(3): 443-457
- 金祖辉, 陶诗言. 1999. ENSO 循环与中国东部地区夏季和冬季降

- 水关系的研究. 大气科学, 23(6): 663-672
- 李崇银, 朱锦红, 孙照渤. 2002. 年代际气候变化研究. 气候与环境研究, 7(2): 209-219
- 李建平. 2005. 海气耦合涛动与中国气候变化//秦大河. 中国气候与环境演变(上卷). 北京: 气象出版社, 324-333
- 李艳杰, 李建平. 2012. 水平非均匀基流中行星波的传播. 地球物理学报, 55(2): 361-371
- 沈学顺, 木本昌秀. 2007. 春季欧亚大陆地表气温变化特征的气候意义. 大气科学, 31(1): 19-27
- 宋洁, 杨辉, 李崇银. 2011. 2009/2010年冬季云南严重干旱原因的进一步分析. 大气科学, 35(6): 1009-1019
- 孙诚, 李建平. 2012. 2009/2010年冬季北半球异常低温分析. 气候与环境研究, 17(3): 259-273
- 索渺清, 丁一汇, 王遵娅. 2008. 冬半年南支西风 Rossby 波传播及其与南支槽形成的关系. 应用气象学报, 19(6): 731-740
- 王永波, 施能. 2001a. 夏季北大西洋涛动与我国天气气候的关系. 气象科学, 21(3): 271-278
- 王永波, 施能. 2001b. 近 45 a 冬季北大西洋涛动异常与我国气候的关系. 南京气象学院学报, 24(3): 313-322
- 武炳义, 黄荣辉. 1999. 冬季北大西洋涛动极端异常变化与东亚冬季风. 大气科学, 23(6): 641-651
- 杨辉, 宋洁, 晏红明等. 2012. 2009/2010年冬季云南严重干旱的原因分析. 气候与环境研究, 17(3): 315-326
- 杨莲梅, 张庆云. 2008. 北大西洋涛动对新疆夏季降水异常的影响. 大气科学, 32(5): 1187-1196
- 张自银, 龚道溢, 郭栋等. 2008. 我国南方冬季异常低温和异常降水事件分析. 地理学报, 63(9): 899-912
- Ambrizzi T, Hoskins B J, Hsu H H. 1995. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. J Atmos Sci, 52: 3361-3672
- Barnston A G, Livezey R E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. Mon Wea Rev, 115: 1083-1126
- Bjerknes J. 1964. Atlantic air-sea interaction. Adv Geophys, 10(1): 1-82
- Branstator G. 2002. Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. J Climate, 15(14): 1893-1910
- Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the northern hemisphere summer. J Climate, 18(17): 3483-3505
- Feng J, Li J P, Li Y. 2010. Is there a relationship between the SAM and southwest western Australian winter rainfall? J Climate, 23(22): 6082-6089
- Gu W, Li C Y, Li W J, et al. 2009. Interdecadal unstationary relationship between NAO and East China's summer precipitation patterns. Geophys Res Lett, 36(13): L13702, doi: 10.1029/2009GL038843
- Hurrell J W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. Science, 269(5224): 676-679
- Kalnay E C, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(3): 437-471
- Li C Y, Li G L. 2000. The NAO/NPO and interdecadal climate variation in China. Adv Atmos Sci, 17(4): 555-561
- Li J P, Wang J X L. 2003. A new North Atlantic Oscillation index and its variability. Adv Atmos Sci, 20(5): 661-676
- Marshall J, Kushnir Y, Battisti D, et al. 2001. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. Int J Climatol, 21(15): 1863-1898
- Osborn T J, Briffa K R, Tett S F B, et al. 1999. Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. Climate Dyn, 15(9): 685-702
- Plumb R A. 1985. On the three-dimensional propagation of stationary waves. J Atmos Sci, 42(3): 217-229
- van Loon H, Rogers J C. 1978. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General description. Mon Wea Rev, 106(3): 296-310
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. Mon Wea Rev, 109(4): 784-812
- Watanabe M. 2004. Asian jet waveguide and a downstream extension of the North Atlantic Oscillation. J Climate, 17(24): 4674-4691
- Wu Z W, Wang B, Li J P, et al. 2009. An empirical seasonal prediction model of the east Asian summer monsoon ENSO and winter NAO. J Geophys Res, 114(D18): D18120, doi: 10.1029/2009JD011733
- Yang S, Lau K M, Yoo S H, et al. 2004. Upstream subtropical signals preceding the Asian summer monsoon circulation. J Climate, 17(21): 4213-4229
- Zhou L T, Tam C Y, Zhou W, et al. 2010. Influence of South China sea SST and the ENSO on winter rainfall over South China. Adv Atmos Sci, 27(4): 832-844