

张东凌, 卢炯, 张铭. 2017. 印度洋冬季风异常海气环流耦合模态分析 [J]. 大气科学, 41 (5): 975–987. Zhang Dongling, Lu Xu, Zhang Ming. 2017. Analysis of abnormal air–sea coupled Mode and the Indian Winter Monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (5): 975–987, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1701.16225.

印度洋冬季风异常海气环流耦合模态分析

张东凌¹ 卢炯^{2,3} 张铭³

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国人民解放军 61741 部队, 北京 100094

3 解放军理工大学气象海洋学院大气环流与短期气候预测实验室, 南京 211101

摘 要 本文对印度洋冬季风异常海气环流耦合主要模态做了分析和讨论, 得到以下结果: 第一模态海面 and 低空大气环流的异常主要发生在东印度洋海域上空, 而上层大洋环流的异常则主要反映了印度洋冬季风环流的异常, 并主要体现在西向赤道暖流和东向赤道逆流上。第二模态的大气环流相应异常主要发生在孟加拉湾、阿拉伯海和赤道印度洋上空, 而上层大洋环流异常除与第一模态类似外, 还包括索马里暖流的明显异常。第一、二模态分别是印度洋冬季风的偏东、偏西模态, 也是其主、次模态; 均有约 4 年的年际变化, 还分别有约 18、22 年的年代际变化; 该主、次模态分别在 1976 年及 1976、1986 年有突变发生; 这样印度洋冬季风有约 4 年的年际变化, 并在 1976 年出现明显突变。该主、次模态的年代际变化周期也是冬季北太平洋海气联合复 EOF 分解第二、第一模态的年代际变化周期, 这反映两大洋之间有密切联系, 这是因冬季蒙古西伯利亚高压是南亚、东亚冬季风的共同源头, 对两大洋的大气环流异常都有明显影响。南亚冬季风偏强时印度洋的 Hadley 环流和赤道辐合带上的对流均偏强, 反之亦然; 且该冬季风的主、次模态都如此; 这也反映了南亚冬季风大气环流异常与冬季热带大气环流异常之间的耦合关系。当该主、次模态发生正、负异常变化时, 近表层热带印度洋海温异常分别呈现横贯大洋的南北向跷跷板变化以及大洋东、西向的跷跷板变化; 但前者是主要的。印度洋冬季风对印度洋偶极子起着抑制作用, 这是该偶极子在冬季最弱的原因。在热带印度洋, 大气低空垂直运动下沉、上升区域都分别大致位于该大洋近表层的下沉、上升运动区域之上, 这构成了海气相互作用的负反馈机制, 并有助于南亚冬季风、Hadley 环流、赤道辐合带以及印度洋中冬季风环流的维持和稳定。

关键词 印度洋 冬季风异常 海气环流耦合 复 EOF 分解

文章编号 1006-9895(2017)05-0975-13

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1701.16225

Analysis of Abnormal Air–Sea Coupled Mode and the Indian Winter Monsoon

ZHANG Dongling¹, LU Xu^{2,3}, and ZHANG Ming³

1 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Unit 61741, PLA, Beijing 100094

3 Laboratory of Atmospheric Circulation and Short-range Climate Forecast, College of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract This paper analyzes and discusses the abnormal air–sea coupled mode and the Indian winter monsoon. Main

收稿日期 2016-09-05; 网络预出版日期 2017-01-13

作者简介 张东凌, 男, 1974 年出生, 博士, 主要从事气候学的研究。E-mail: zdl@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2013CB956203

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2013CB956203)

conclusions are as follows. In the first leading mode, sea surface and low level atmospheric circulation anomalies mainly occur over the eastern India Ocean, while upper ocean circulation anomalies, which embody in the westward equatorial warm current and eastward equatorial counter current, mainly reflect the winter monsoon circulation anomaly over the India Ocean. In the second leading mode, atmospheric circulation anomalies mainly occur over the Bay of Bengal, the Arabian Sea and the equatorial India Ocean; the upper ocean circulation anomalies are similar to that in the first leading mode, except that they also embody the abnormal Somali warm current. The first and second leading modes correspond to east and west modes of the Indian winter monsoon, which are also the primary and secondary modes of the Indian winter monsoon. The period of their inter-annual variation is about 4 years. The main periods of their inter-decadal variation are about 18 and 22 years respectively. The primary and secondary modes underwent mutation in 1976, and 1976 and 1978 respectively. The Indian winter monsoon has a 4-year period of inter-annual variation and underwent an obvious mutation in 1976. The inter-decadal variations of the primary and secondary modes correspond to those of the second and first modes of the winter North Pacific Air-sea combination revealed by the Complex EOF (CEOF), which reflects the close relationship of the two oceans. This is because the Mongolia-Siberian high is a common source of the South Asian and the East Asian winter monsoon, and has significant influences on atmospheric circulation anomalies over the two oceans. The South Asian winter monsoon is stronger when the Hadley circulation over the Indian Ocean and convection on the equatorial convergence belt are stronger, and vice versa. The primary and secondary modes of the winter monsoon have the similar situation. In addition, this reflects the coupling relationship between anomalies of the South Asian winter monsoon circulation and tropical circulation in the winter. When the primary and secondary modes turn to positive or negative, SST anomalies of the near-surface tropical Indian Ocean demonstrate a north-south seesaw pattern and a west-east seesaw pattern, and the former is the primary one. The Indian winter monsoon prohibits the formation of the Indian dipole, and this explains why this dipole is the weakest in the winter. In the tropical Indian Ocean, the areas of atmospheric descending and ascending motions in low levels correspond to the areas of ocean descending and ascending motions near the sea surface, which constitutes the negative feedback mechanism for the air-sea interaction. In addition, it contributes to maintenance and stability of the South Asian winter monsoon, the Hadley circulation, the equatorial convergence belt and the Indian winter monsoon circulation.

Keywords Indian Ocean, Abnormal winter monsoon, Air-sea coupled circulation, Complex EOF decomposition

1 引言

季风及其异常是气候异常和全球变化的重要组成部分, 东亚和南亚地区是明显的亚洲季风区, 以往对夏季风研究较多 (涂长望和黄士松, 1944; 曾庆存等, 2005), 但近年来对冬季风的研究在增加 (黄荣辉等, 2008; Dimri, 2014)。亚洲冬季风影响范围大, 持续时间长, 是亚洲冬季最活跃的系统。

南亚冬季风影响南亚地区和印度洋, 其异常不但会造成以上区域大气和大洋环流的异常, 形成自然灾害, 而且对我国西南地区的天气、气候也会带来影响, 并已引起学者关注 (Zachariasse et al., 2000; 彭京备, 2012)。冬季蒙古西伯利亚高压是重要的冬季风系统, 其与东亚冬季风强度与中国寒潮频次呈现显著正相关 (王遵娅和丁一汇, 2006; Ha et al., 2012; 刘舸等, 2013)。该高压也对南亚和印度洋中的冬季风环流产生明显影响 (Lee et al., 2013)。北印度洋上的冬季风在风场上表现为, 在海面和低空吹北风和东北风, 当其越过赤道后, 受地转偏向

力影响, 转为偏西风和西北风, 故其异常也应表现在此。在大洋环流上, 此时北印度洋因受东北季风影响, 孟加拉湾的海水流向西南, 在绕过斯里兰卡岛后, 与阿拉伯海流向西南的海水一道, 在北印度洋形成东北季风大洋环流; 以后其沿索马里半岛沿岸南流, 形成索马里暖流, 并汇合西向流动的北赤道暖流, 在西印度洋西岸外转向后, 在赤道以南向东流至苏门答腊岛, 形成赤道逆流; 以上逆时针旋转的大洋环流称为印度洋冬季风环流, 南亚冬季风异常造成印度洋大洋环流的异常也体现在该环流的异常上; 而三大洋中存在季风大洋环流的唯有印度洋。印度洋冬季风环流异常是南亚冬季风异常在大洋上层的反映, 体现了大气环流对大洋环流的强迫。另一方面, 赤道和北印度洋的 SSTA (海面温度异常), 又会影响海面气压, 这使得冬季蒙古西伯利亚高压中心与北印度洋间的气压梯度有所改变, 从而又会影响南亚冬季风的强度, 这是大洋对大气的影 响。以上的强迫和影响构成了南亚冬季风期间的海气相互作用, 而印度洋正是该作用最主要和最明显的海域。由于海气环流耦合在海气相

互作用中起着重要动力作用，故揭示冬季风异常时该耦合的形态和机理不仅具有气候动力学的理论意义，而且也有助于减灾防灾工作。

对印度洋海域冬季风的大气和海洋环流异常进行统计动力分析，是揭示印度洋海气环流耦合形态和机理的重要工作。而对于流场进行复 EOF 分解是统计动力分析中的重要手段之一，其思想首先由曾庆存提出（张东凌和曾庆存，2007），目前除我们外，国内外在这方面的工作很少。我们曾采用海气联合复 EOF 分解，做过冬季北太平洋海气环流年代际异常的研究（张东凌等，2015），发现其第一、二模态分别有显著的 21~22、11~12 年的年代际变化，这分别与 SSTA 的 PDO（太平洋年代际振荡）、NPGO（北太平洋环流振荡）模态的年代际变化相同。采用该分解，还做过黑潮末端与黑潮延伸体的流场异常模态分析（卢炯等，2016），发现各季该海域上层流场的明显异常主要发生在黑潮末端和黑潮延伸体上，其异常的第一、二模态均表现为一条由中尺度涡旋组成的涡旋带。我们还分别做过 5、10 月份印度洋的统计动力诊断（张东凌和曾庆存，2007；卢炯和张东凌，2010），以讨论夏季风爆发时南海和印度洋的海气环流耦合异常以及有关印度洋偶极子（IOD）的情况。然而目前分析印度洋冬季风海气环流耦合异常的工作则尚不多见，为此本文在这方面做了冬季风海气环流异常的联合复 EOF 分解，给出了该分解的主要模态及其年际、年代际变化，并做了相应的分析和讨论。

2 资料和方法

本文分析的时段为 1950~2001 年共 52 年的 1 月份平均资料，范围如图 1 所示，分析的层次是大洋中水深 112.5、97.5、82.5、67.5、52.5、37.5、22.5、7.5 m 共 8 层，采用各年 1 月份平均的 Carton 洋流资料；以及大气中 1000、850、700、500、300、200、50 hPa 等压面共 7 层，采用各年 1 月份的 NCAR/NCEP 的月平均风场资料和温度资料。这样本文进行海气联合复 EOF 分解的海洋和大气的层数总共有 15 层。以下为方便分别称大气 1000、850、500、200 hPa 为海面、低空、中空、高空，大洋水深 7.5、22.5、112.5 m 的层次为表层、近表层、次表层。受文章篇幅限制，对本文研究的问题，以下给出上述 7 层的分析结果并进行讨论，而其他层次的结果则可用于别的问题（如海洋跃层深度等）。本文除用 1

月份的资料代表冬季风的大气风场和大洋流场外，所用资料的来源和处理（含得到偏差场，即异常的方法）、复 EOF 分解、统计检验、小波分析以及分析的范围和层次等全同文献（张东凌和曾庆存，2007；卢炯和张东凌，2010），对复时间系数转换为实时间系数的方法则同文献（张东凌等，2015），这里均不再赘述。虽然海洋和大气相同的几何尺度可对应于不同的物理尺度。但是就本文所研究问题的几何尺度而言，大气和海洋的物理尺度均相同，均属气候尺度。

本文联合复 EOF 分解得到的前两个模态均通过了显著性检验。第一、二模态的方差贡献分别为 20.15%，11.88%，前两个模态累积方差贡献达 32.03%。该累积方差贡献虽然不能全面概括印度洋冬季风异常时的海气环流耦合状态，但本文是考察印度洋冬季风异常时各个海气环流耦合模态的性质和形态，因各模态是正交的，即相互独立的，而第一、二模态（主要模态）是对该海气环流耦合影响最大和次大的模态，故对其分析已能够抓住问题的本质。因该复 EOF 分解的各模态都反映了流场异常的状况，以下为方便，在不会误解时则略去“异常”两字。

3 冬季风异常主要模态分析

3.1 空间场

各模态的空间场反映了冬季风异常在各层大气和大洋上的空间分布，以下给出了该海气联合复 EOF 分解的主要模态，即方差贡献最大和次大的第一、二模态的结果。

3.1.1 第一模态

图 1 给出了该第一模态空间场，并可知：海面（图 1d）在南海有偏北风异常；在孟加拉湾南侧赤道以北的东印度洋有一支很强的北风、东北风异常，其中印度洋穿过赤道，转为西北风，并在苏门答腊岛西侧形成逆时针涡旋环流圈，最终一直继续南下至澳洲北部。低空（图 1c），其风场异常也大体如此。以上反映了南海、中印半岛是造成东印度洋冬季风冷涌的一个源地，南亚冬季风最远可直接影响到赤道以南的澳洲北部。中空（图 1b），风场异常主要体现在位于 10°S 和 10°N 附近的两条西风异常带上。高空（图 1a），风场异常形势与海面和低空的形势大致相反，这是季风特有的大气环流形式（李琳等，2013），其反映了 Hadley 环流异常，

并可知印度洋季东风异常会影响到 Hadley 环流异常。因高空与海面和低空有相同时间变化（时间系数），故表明印度洋季东风异常和高空大气环流异常具有相互影响的密切关系。总体上中、高空的风向风速异常与海面和低空的不同，这体现了该模态大气异常的斜压性。

从第一模态表层大洋环流异常看，最主要的印度洋季风环流异常表现在：孟加拉湾南部的西南

流、西向的北赤道暖流和其西印度洋的转向流、以及赤道以南东向的赤道逆流上；在 3°S~3°N 的赤道上有非常明显的西向北赤道暖流异常，其呈赤道俘获形式；而阿拉伯海的西南流和索马里暖流的异常则不明显。次表层的大洋环流异常与表层十分相似，印度洋季风环流的异常也与表层类同，这种相似性表明，该模态大洋上层环流异常具有正压性。

综上可知，第一模态海面和低空季东风大气环

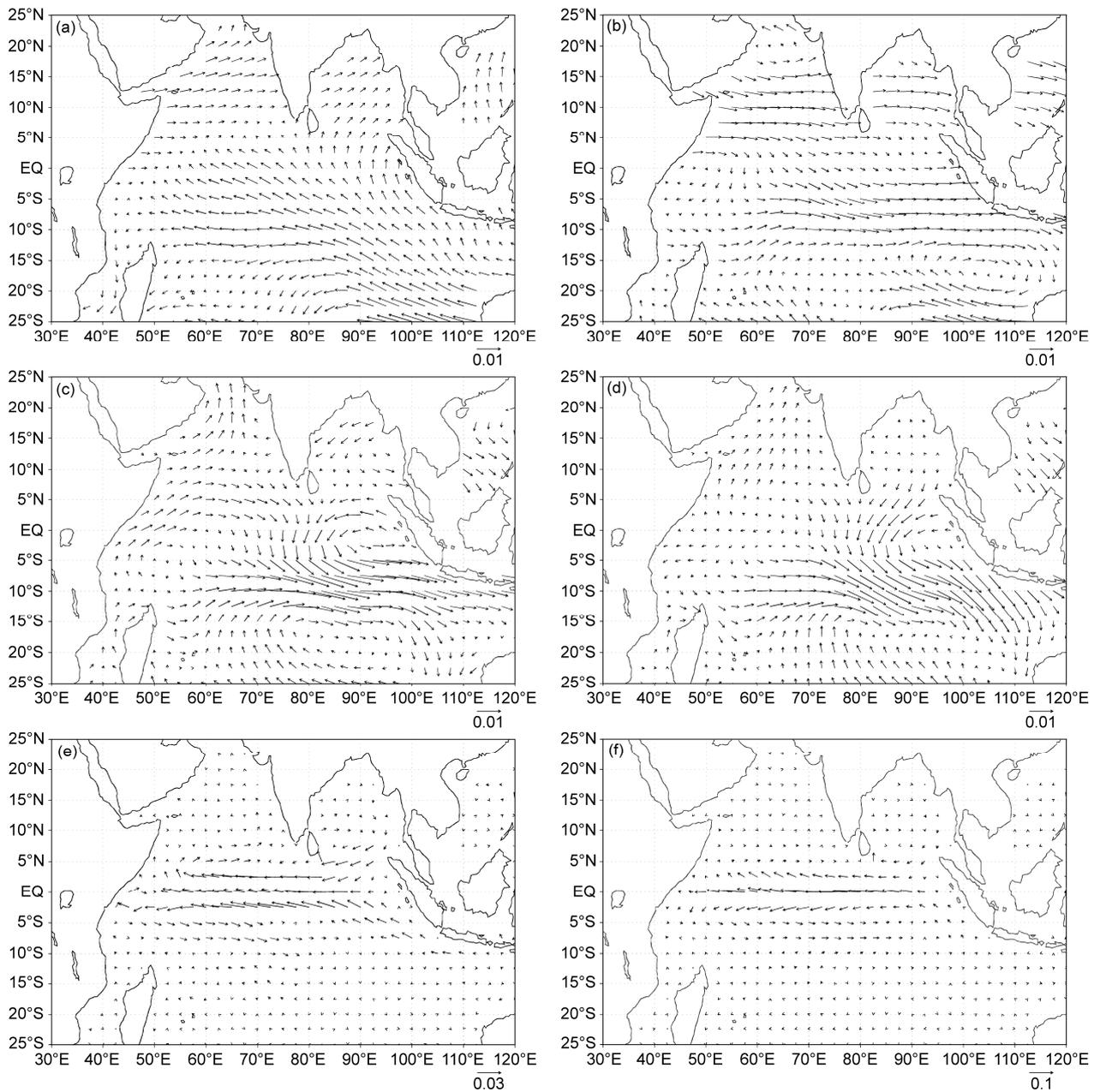


图1 环流场第1模态空间场的分布（单位： m s^{-1} ）：(a) 200 hPa；(b) 500 hPa；(c) 850 hPa；(d) 1000 hPa；(e) 海洋表层 7.5 m 深度；(f) 海洋次表层 112.5 m 深度

Fig. 1 The first EOF eigenvector pattern for circulation (units: m s^{-1}): (a) 200 hPa; (b) 500 hPa; (c) 850 hPa; (d) 1000 hPa; (e) ocean surface layer at 7.5 m depth; (f) ocean sub-surface layer at 112.5 m depth

流的异常主要发生在东印度洋海域上空，而大洋环流的异常主要体现在西向的北赤道暖流和东向的赤道逆流上。

3.1.2 第二模态

图 2 给出了海气联合复 EOF 分析得到的第二模态空间场，从该模态大气的空间场可知：海面（图 2d），在孟加拉湾和阿拉伯海有很强的东北风、北风异常，至 5°N 以南转为西北风并越过赤道，在 5°S

以南与南半球的偏北风辐合，并转为偏西风移至苏门答腊岛以南，再转为西北风移至澳洲西北海域。低空（图 2c），除了孟加拉湾风场异常不明显外，其他与海面类似。中空（图 1b），其异常与低空也大体类似，这说明该模态印度洋季风的异常伸展得较第一模态高。高空（图 2a），主要表现为偏东风的异常，这同样表明，印度洋冬季风异常和高空大气环流具有相互影响的密切关系。与第一模态

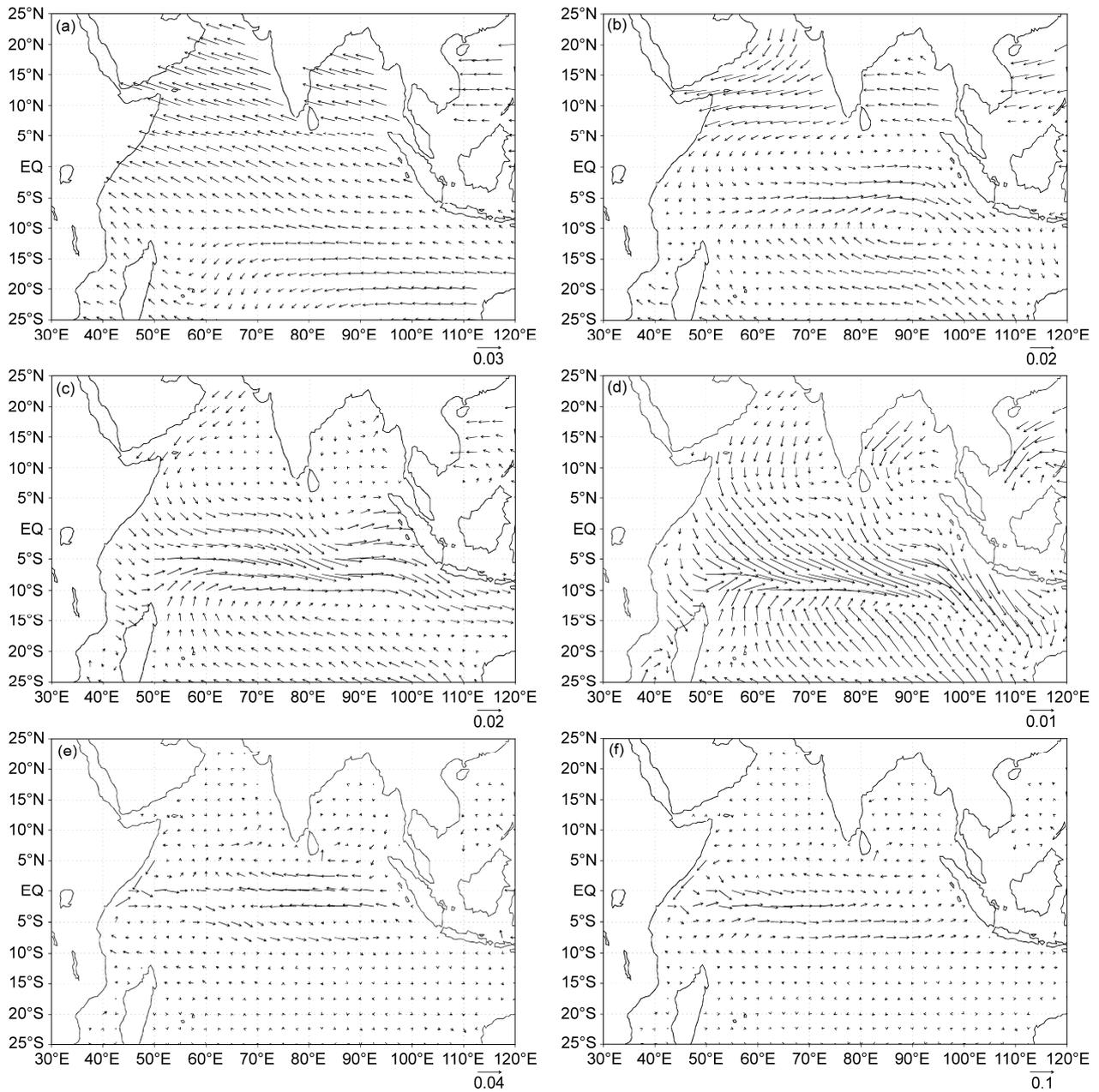


图 2 环流场第 2 模态空间场的分布（单位： m s^{-1} ）：(a) 200 hPa；(b) 500 hPa；(c) 850 hPa；(d) 1000 hPa；(e) 海洋表层 7.5 m 深度；(f) 海洋次表层 112.5 m 深度

Fig. 2 The second EOF eigenvector pattern for circulation (units: m s^{-1}): (a) 200 hPa; (b) 500 hPa; (c) 850 hPa; (d) 1000 hPa; (e) ocean surface at 7.5 m depth; (f) ocean sub-surface layer at 112.5 m depth

类似, 该模态也体现了大气的斜压性。

从第二模态空间场的表层(图 2e)和次表层(图 2f)的大洋环流异常看, 在 $3^{\circ}\text{S}\sim 3^{\circ}\text{N}$ 的赤道上也呈赤道俘获形式; 该模态最主要的大洋季风环流异常仍为第一模态中所述的那些洋流, 此外还要加上索马里暖流; 与第一模态的不同在于, 第二模态重点刻画了赤道以南东向的赤道逆流和索马里暖流的异常, 而第一模态则重点刻画了西向的北赤道暖流异常, 且第一模态对索马里暖流没有反映。注意到该模态在印度洋中部赤道附近海域表层是西向流, 次表层是东向流, 这表明该模态海洋上层的正压性已被破坏, 而这可能与冬季印度洋的主温跃层的深度有关。

综上所述, 第二模态海面和低空冬季风大气环流的异常主要发生在孟加拉湾和阿拉伯海以及印度洋赤道附近上空, 而大洋环流的异常除发生在与第一模态类似的海域外, 还明显体现在索马里暖流的异常上。

3.1.3 讨论

从以上空间场可见, 在大气的海面和低层, 第一模态主要反映了赤道东印度洋的冬季风异常, 而第二模态则反映了孟加拉湾、阿拉伯海和中、西印度洋的冬季风异常, 因这两个空间场是正交的, 故这两种冬季风异常是互相独立的, 造成这两种异常的原因是在不同的中、高空大气环流形式下, 中低空位于蒙古西伯利亚冷高压的冷空气南涌路径不同, 前者偏东, 后者偏西; 高空(200 hPa)空间场上在孟加拉湾和阿拉伯海, 前、后者分别呈偏西、偏东风的异常正可证实该点。虽然两者均能造成印度洋中冬季风环流的异常, 但正如以上所分析的, 两者侧重不同; 特别是索马里暖流异常, 仅能由后者得到。海面风场异常不同, 其强迫的表层洋流也不同。因海面风场所强迫的表层流场是该风场旋度的方向(Sverdrup 关系), 故该两模态空间场在赤道及附近都出现了逆风而动的表层洋流。中国科学院大气物理研究所的张学洪研究员对此专门有所解释, 见网址 <http://www.doc88.com/p-7106853522234.html>[2014-03-15]。

综上, 可分别称第一、二模态为印度洋冬季风偏东、偏西模态。从该两模态的方差贡献看, 第一模态较第二模态要大, 这说明印度洋冬季风偏东的路径是主要的, 这是由于受青藏高原阻挡, 冷空气从偏西路径南涌要较偏东路径困难的缘故; 为此第

一、二模态也可分别称为印度洋冬季风的主、次模态。

3.2 时间系数

因在此做的是海气联合复 EOF 分解, 故对每个模态, 大气和大洋各层上具有相同的复时间系数。第一、二模态复时间系数的辐角均位于 0 、 $\pm 180^{\circ}$ 附近, 故可方便地将复时间系数序列转换为等价的实时间序列(张东凌等, 2015), 以下仅给出实时间序列及其分析结果。

3.2.1 第一模态

图 3a 给出了第一模态的实时间序列, 并可见其有明显的年际和年代际变化。为了更准确地反映这些变化, 现对该模态的实时间序列做了小波分析。图 4a、b 分别给出了其小波全谱和局地功率谱, 从图 4a 上可见, 第一模态具有 $3\sim 4$ 年的年际变化和非常明显的约 18 年的年代际变化, 此外还有不很明显的约 13 年的年代际变化。从图 4b 上可见, $3\sim 4$ 年的年际变化最明显的时段出现在上世纪 60 年代初期至 70 年代中期以及 90 年代以后; 而约 18 年的年代际变化则贯穿在这整个 52 年始终。从图 3a 上还可见, 1976 年有一个突变, 其前后的实时间序列形态有明显不同, 这点在图 4b 上也有明显反映。

3.2.2 第二模态

图 3b 给出了第二模态的实时间序列。由该图可见, 其也有明显的年际和年代际变化。为此与第一模态一样, 对第二模态实时间序列也做了小波分析。图 5a、b 分别给出了其小波全谱和局地功率谱。从图 5a 上可见, 第二模态具有约 $4\sim 8$ 年的年际变化, 但峰值不明显; 而约 22 年的年代际变化其峰值非常明显突出, 此外仍有约 13 年的年代际变化。从图 5b 上可见, $4\sim 8$ 年的年际变化最明显的时段出现在上世纪 80 年代的前期和中期, 以及 90 年代后至本世纪初; 约 13 年的年代际变化则从 70 年代前期延伸至本世纪初, 而 $21\sim 22$ 年的最强年代际变化则贯穿在这整个 52 年中。从图 3b 上也可见, 1976 年有一个突变, 此外在 1986 年还有一次突变, 这两次突变前后的实时间序列形态有明显不同, 在图 5b 上反映都很明显。因 1976 年的突变在第一、二模态的实时间序列上都有反映, 该突变在实际中应表现得更明显。

3.2.3 讨论

当实时间序列值分别取正值时, 以上分析的第

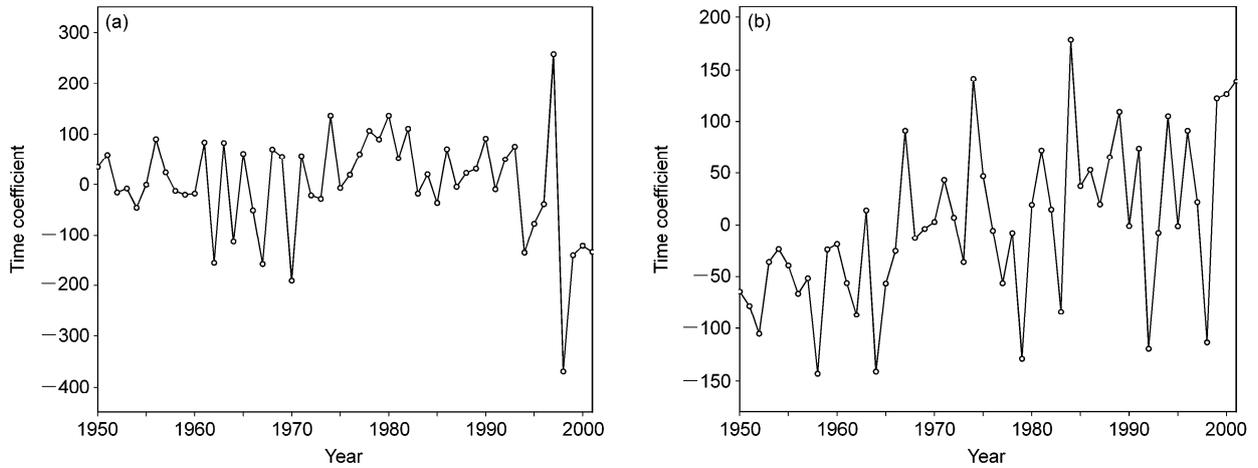


图3 环流场第一、二模态实时间系数图：(a) 第一模态；(b) 第二模态

Fig. 3 Time coefficients of the first and second leading modes: (a) The first EOF mode for circulation; (b) the second EOF mode for circulation

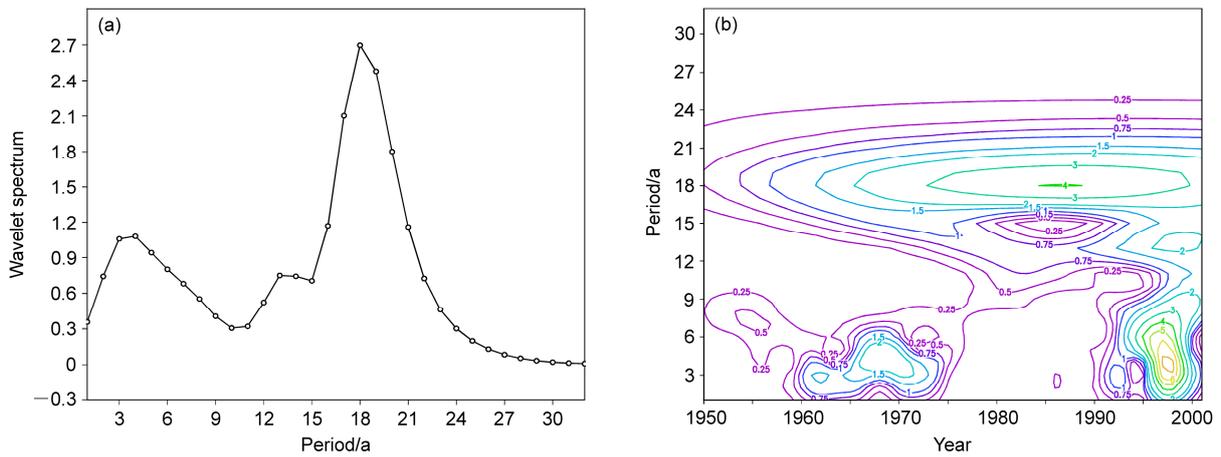


图4 环流场第一模态的 (a) 小波全谱和 (b) 局地功率谱

Fig. 4 (a) Wavelet full spectrum and (b) local power spectrum of time coefficients of the first leading mode for circulation

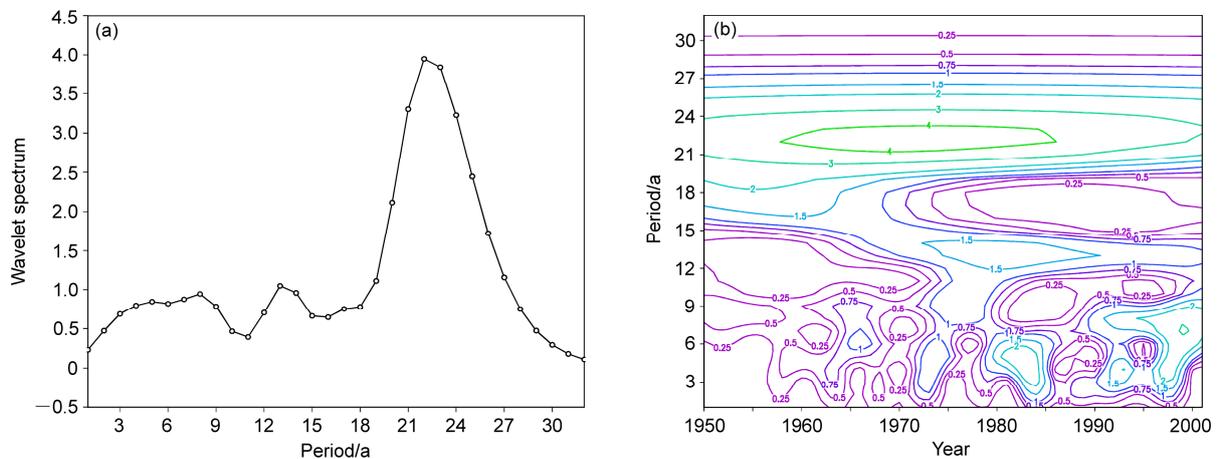


图5 环流场第二模态的 (a) 小波全谱和 (b) 局地功率谱

Fig. 5 (a) Wavelet full spectrum and (b) local power spectrum of time coefficients of the second EOF leading mode for circulation

一、二模态的空间场则分别代表偏东、西季风异常在各层上的流动分布态势,当取负值时,则其流向反转。实时间序列为正值(负值)且其绝对值越大时,这两类季风偏强(偏弱)的程度也越大。因这两类季风的大洋环流异常均被赤道所俘获,故它们大洋环流的异常都在赤道附近表现得特别明显,这也说明冬季印度洋中的季风环流异常除与这两类季风的偏北风异常对洋流的强迫有关外,还反映在不同的赤道俘获流场异常上。

从第一模态即印度洋季风偏东模态的年际变化看,其3~4年的年际变化较明显,冬季是IOD的衰亡期,该年际变化很难用IOD来解释,故其应是印度洋偏东季风的年际变化。而第二模态即印度洋季风偏西模态有4~8年的年际变化,其范围较大,这应是印度洋偏西季风的年际变化。这两种印度洋季风均有4年的年际变化,这说明印度洋季风4年左右的年际变化是明显的。

印度洋季风的主模态即偏东模态和次模态即偏西模态分别有非常显著18、22年的年代际变化,这说明印度洋季风的年代际变化是十分明显的。注意到PDO的年代际变化正是22年(杨修群等,2004),这也是冬季北太平洋海气联合复EOF分解第一模态的年代际变化(张东凌等,2015),而该冬季北太平洋的第二模态则有非常显著的约17年和约12年的年代际变化(张东凌等,2015),前者与印度洋季风主模态18年的年代际变化也十分接近,后者在印度洋季风主、次模态上也均有反映(参见图4a、图5a),此外北太平洋SSTA第一、二模态(PDO、NPGO模态)的年代际变化分别为22年和13年(杨修群等,2004;吕庆平等,2013)。以上这些冬季印度洋和冬季北太平洋年代际变化的周期两者相同和十分接近,应该不是偶然的,这是由于冬季蒙古西伯利亚高压以及与其有关的大气环流系统是亚洲最重要的气候活动中心,该高压正是南亚和东亚季风共同的源头,对印度洋和北太平洋的冬季大气环流异常都有明显影响,而海面风则会驱动上层大洋环流并引起海温的动力变化(见下节),从而构成海气环流耦合。

4 散度与垂直运动异常的诊断

散度和垂直运动是反映大气、大洋环流的重要物理量,由以上各模态空间场可分别求出各模态各层的散度,再利用该散度在垂直方向的积分则可得

到各模态各层的垂直运动(张东凌和曾庆存,2007;张东凌等,2015)。对于大洋,垂直运动还能反映海温的动力变化,这是由于上升运动会造成下层冷水的上翻而下沉运动则会造成上层暖水的下沉,这是近表层以下至次表层海温变化的主要因子,而此处辐射和感热的影响已不重要。对第一、二模态空间场,图6给出了得到的散度异常,正值为辐散,负值为辐合,图7给出了得到的垂直运动异常,大气正值为下沉,负值为上升,大洋则正值为上升,负值为下沉。

4.1 对大气的诊断

4.1.1 第一模态

从第一模态大气各层散度场异常知,从海面至中空,在赤道上横贯印度洋有一条辐散异常带,大值中心低层位于赤道东印度洋,在该带南边有一条辐合异常带与之配合(见图6a、b)。以上辐散、辐合异常带是海面到中空的最主要散度异常系统,而该辐合异常带则反映了赤道辐合带的异常;由此可见,南亚季风偏强时则印度洋赤道辐合带也偏强,反之亦然。

从诊断得到的垂直运动场异常知,低空(图7b),在与散度场异常相应的辐合带上,为上升运动带,中、东印度洋分别有两个大值上升运动中心,这反映了赤道辐合带上的对流异常;在该带之北,与散度场异常的辐散带对应,有一条下沉运动带;该上升、下沉运动带分别反映了Hadley环流的上升支和下沉支的异常。中空(图7a)到高空(图略),垂直运动场异常仍然维持低空的态势,这表明热带的对流运动可伸展得很高。

4.1.2 第二模态

第二模态大气各层散度场异常表现为,从海面到中空(图6f、e),散度场异常与第一模态总体类似,在赤道附近横贯印度洋也分别有一条辐散和辐合异常带,仅其位置较第一模态稍微偏北,大值中心也有些差别;这同样反映了赤道辐合带和Hadley环流的异常。

从第二模态垂直运动场的异常看,低空(图7f)、中空(图7e)直至高空(图略),与散度场异常的辐合、辐散带相对应,分别存在一条上升运动和下沉运动带,这同样分别反映了赤道辐合带上的对流即Hadley环流的上升支,以及该环流的下沉支;与第一模态一样,这也反映热带海域上方的对流比较深厚。

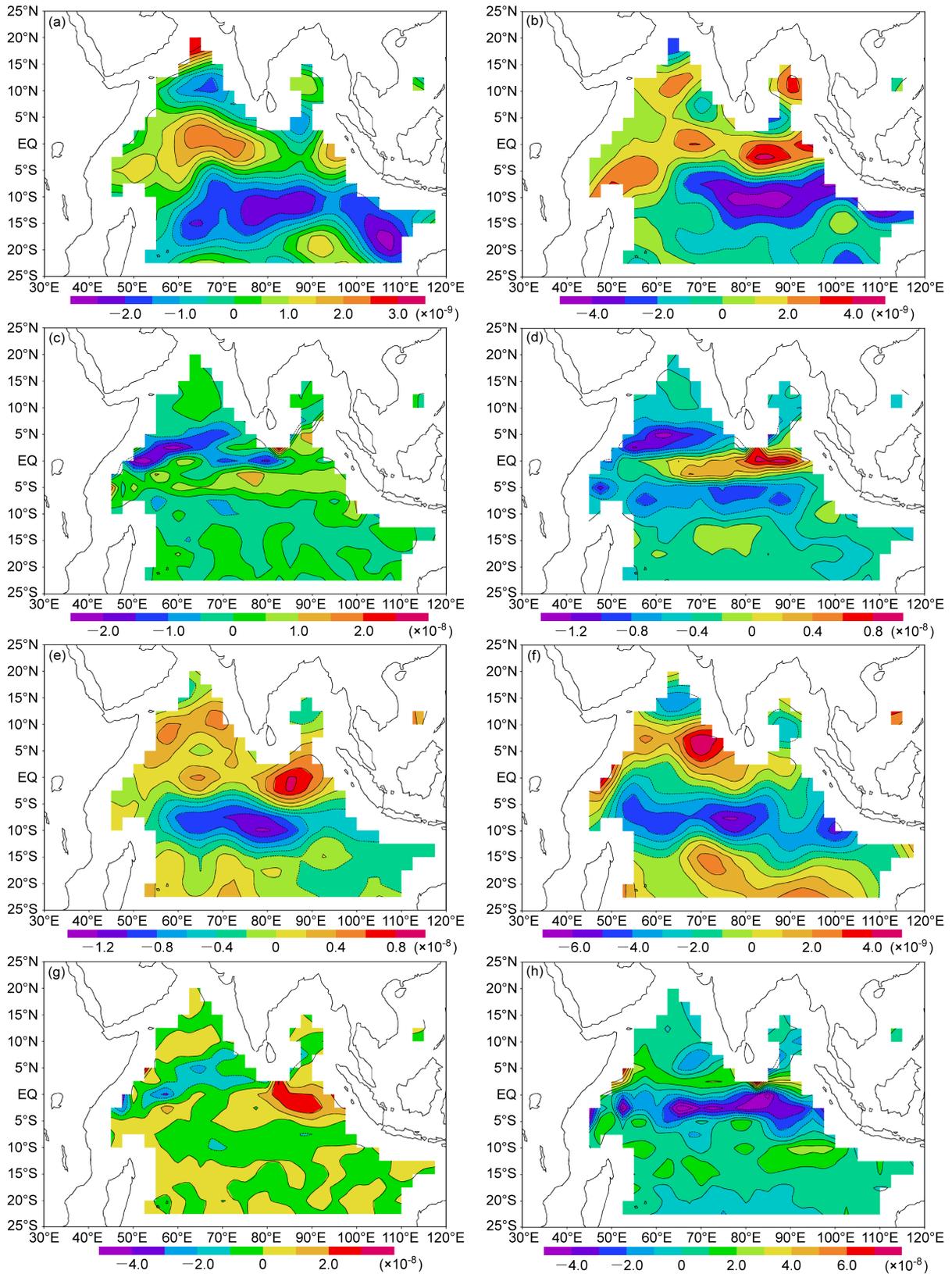


图 6 环流场第一模态散度场异常：(a) 500 hPa；(b) 850 hPa；(c) 海洋近表层 22.5 m 深度；(d) 海洋次表层 112.5 m 深度；(e-h) 同 (a-d)，但为第二模态。单位： s^{-1}

Fig. 6 Distributions of abnormal divergence fields corresponding to the first mode at (a) 500 hPa, (b) 850 hPa, (c) ocean surface at 22.5 m depth, and (d) ocean sub-surface at 112.5 m depth. (e-h) Same as (a-d), but corresponding to the second mode. Units: s^{-1}

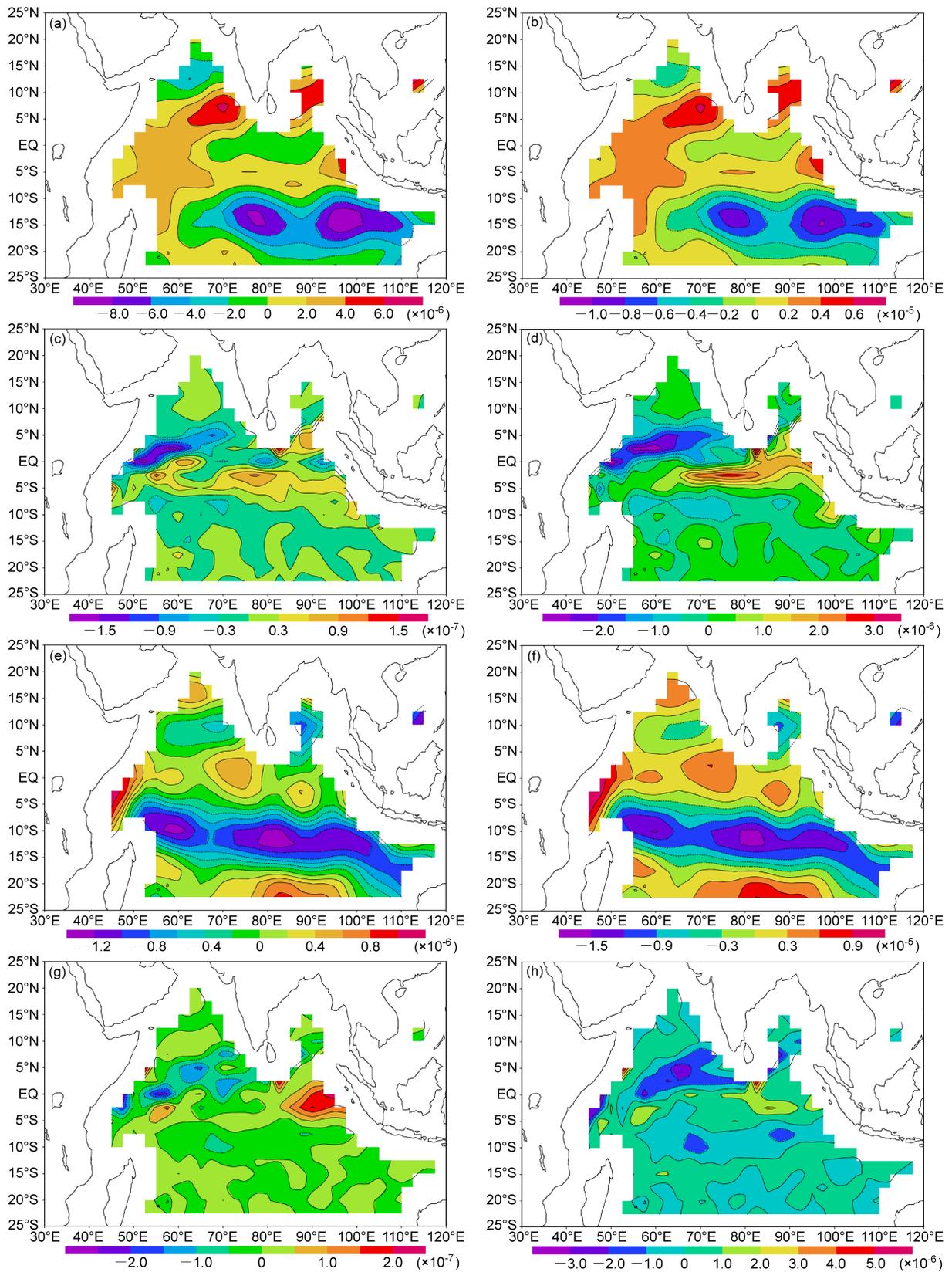


图7 第一模态垂直运动场异常: (a) 500 hPa; (b) 850 hPa; (c) 海洋近表层 22.5 m 深度; (d) 海洋次表层 112.5 m 深度; (e-h) 同(a-d), 但为第二模态。单位: m s^{-1}

Fig. 7 Distributions of abnormal vertical motion fields corresponding to the first mode at (a) 500 hPa, (b) 850 hPa, (c) ocean surface at 22.5 m depth, and (d) ocean sub-surface at 112.5 m depth. (e-h) Same as (a-d), but corresponding to the second mode. Units: m s^{-1}

4.2 对大洋的诊断

为揭示冬季风异常对海温的影响，在此垂直运动的诊断取近表层和次表层，并用近表层的垂直运动来讨论海洋表层海温的异常。

4.2.1 第一模态

从第一模态大洋各层的散度场异常可知（图 6c、d），在海洋上层赤道附近，横贯整个赤道印度洋有一条辐散异常带，其大值中心在热带东印度洋或中印度洋；在其南、北两侧各有一条辐合异常带，北侧的强度更大些，此带大值中心位于热带西印度洋。

从垂直运动异常可知（图 7c、d），近表层至次表层，对应于散度场的辐散、辐合异常带，分别有垂直运动异常的上升带和下沉带，其中北侧下沉带的强度也比南侧的大很多；上升带的大值中心在热带中印度洋，北侧下沉带的则在热带西印度洋。从近表层海温动力变化看，在以上的近表层上升运动带上应有海温的冷异常，下沉带上则有暖异常，这是指实时间序列为正值，即偏东冬季风模态偏强时的情况，当其偏弱时，则冷热异常的分布形态发生反转。

4.2.2 第二模态

从第二模态散度场异常可见，表层和近表层（图 6g），在赤道中、东印度洋为辐散异常区，在赤道东印度洋有一个强辐散中心，在赤道北侧的热带西印度洋为辐合区，其辐合中心在阿拉伯海以南，以上辐散、辐合中心构成偶极子分布；在次表层（图 6h），则散度场异常有所不同，在赤道横贯印度洋为一条强辐合异常带，中、东印度洋有强辐合中心，在该带的南北两侧分别有较弱的辐散带。

从近表层垂直运动异常看（图 7g），与此层的辐合、辐散中心相对应，该处分别有下沉、上升运动异常的中心，并分别会造成近表层该处海温的暖、冷异常。第二模态近表层海温异常与第一模态不同，其表现为东西偶极子形态。当偏西冬季风模态偏强时，在赤道东印度洋有冷异常中心，而在热带西印度洋有暖异常中心，当其偏弱时，情况发生反转。

4.3 讨论

从以上对大气诊断得到的散度和垂直运动异常看，此诊断结果反映了南亚冬季风偏强时印度洋的 Hadley 环流和赤道辐合带上的对流均偏强，反之亦然，且在冬季风的主模态即偏东模态和次模态即

偏西模态上都如此；这也反映了南亚冬季风环流异常与冬季热带大气环流异常之间的耦合关系。

从以上对大洋的诊断可知，在近表层印度洋季风主模态即偏东模态的垂直运动场异常呈现横贯印度洋的一致分布，其造成的近表层海温异常的分布也如此；当印度洋冬季风主模态偏强即实时间系数为正值时，在近表层的赤道偏南处有一条横贯印度洋的上升运动带，偏北则有下沉运动带相伴，并会造成赤道附近北正南负的近表层海温异常；当冬季风主模态偏弱即实时间系数为负值时，情况则发生反转；当该主模态在偏强、偏弱之间变化即实时间系数在正、负值之间变化时，赤道印度洋近表层海温异常则呈南北跷跷板变化。近表层印度洋季风次模态即偏西模态的垂直运动场异常与主模态不同，当印度洋冬季风次模态偏强即实时间系数为正值时，在热带东、西印度洋各有一个明显的下沉、上升运动中心，并会造成在该中心处近表层海温明显的暖、冷异常，并呈东西偶极子分布；当该模态偏弱即实时间系数为负值时，情况也发生反转；当该次模态在偏强、偏弱之间变化即实时间系数在正、负值之间变化时，赤道印度洋近表层海温则呈东西跷跷板变化。印度洋冬季风的次模态近表层海温虽呈东西偶极子分布，但该模态的方差贡献较主模态要小，冬季印度洋近表层海温变化还是以南北跷跷板变化为主，也即印度洋冬季风对 IOD 起着抑制作用，这是该偶极子在冬季最弱的原因。

从以上诊断的结果还可见，在印度洋冬季风的主、次模态上，热带大气低空垂直运动下沉、上升区都分别大致位于大洋近表层的下沉、上升运动区上（见图 7b、c、f、g），而后的下沉、上升带则造成近表层海温的正、负异常；注意到近表层海温的正异常有利于大气的对流，从而造成垂直运动的增强（正异常），而这样就会削弱原先低空的垂直运动下沉，这样就构成了海气相互作用的负反馈机制，对近表层海温的负异常，情况反之，同样有此负反馈机制；该负反馈机制则有助于南亚冬季风系统、Hadley 环流、赤道辐合带以及印度洋中冬季风环流的维持和稳定。

5 结论与讨论

本文对印度洋冬季风异常海气环流耦合主要模态做了分析和讨论，得到了以下结果：

(1) 第一模态海面和低空的冬季风大气环流异

常主要表现在东印度洋海域上空,而大洋环流异常则反映了印度洋冬季风环流的异常,并主要体现在西向的北赤道暖流和东向的赤道逆流上。(2)第二模态海面和低空的冬季风大气环流异常主要表现在孟加拉湾、阿拉伯海以及赤道印度洋上空,而大洋环流异常除与第一模态类似外,还包括索马里暖流异常。(3)第一、二模态分别是印度洋冬季风的偏东、偏西模态,也是印度洋冬季风的主、次模态;其均有约 4 年的年际变化,还分别有约 18、22 年的年代际变化;该两模态在 1976 年及 1976、1986 年分别有突变发生;故印度洋冬季风有约 4 年的年际变化,并在 1976 年出现明显突变。(4)印度洋冬季风主、次模态的年代际变化也是冬季北太平洋海气联合复 EOF 分解第二、第一模态的年代际变化,这反映两大洋之间存在密切关系,这是因冬季蒙古西伯利亚高压是南亚、东亚冬季风的共同源头,对两大洋的大气环流异常都有明显影响。(5)散度和垂直运动异常的诊断结果反映了南亚冬季风偏强时印度洋的 Hadley 环流和赤道辐合带上的对流均偏强,反之亦然;且冬季风的主、次模态均都如此;该关系也反映了南亚冬季风大气环流异常与冬季热带大气环流异常之间的耦合关系。(6)当印度洋冬季风的主、次模态发异常变化时,近表层热带印度洋海温异常分别呈现横贯大洋的南北向跷跷板变化以及在大洋东、西部的跷跷板变化,但前者的变化占优;印度洋冬季风对印度洋偶极子起着抑制作用,这是该偶极子在冬季最弱的原因。(7)印度洋冬季风的主、次模态均有,大气低空垂直运动下沉、上升区域都分别大致位于大洋近表层的下沉、上升运动区域之上,这构成了海气相互作用的负反馈系统,该负反馈有助于南亚冬季风、Hadley 环流、赤道辐合带以及印度洋中冬季风环流的维持和稳定。

最后要指出的是,本文是诊断分析的结果,以揭露事实为主,虽然对一些机理做了讨论,但这仍然是不够的。从以上模态的时间系数中选取几个典型年份利用实际大洋、大气资料进行合成分析,并用合成分析的结果来探讨各模态大洋、大气环流的耦合关系等,这些均是今后进一步研究要做的工作;采用大气、大洋耦合气候数值模式进行数值模拟和实验,进而探讨印度洋冬季风异常海气环流耦合的机制和物理原因则更是今后必须要做的工作。

参考文献 (References)

- Dimri A P. 2014. Sub-seasonal interannual variability associated with the excess and deficit Indian winter monsoon over the western Himalayas [J]. *Climate Dyn.*, 42 (7–8): 1793–1805, doi:10.1007/s00382-013-1797-6.
- Ha K J, Heo K Y, Lee S S, et al. 2012. Variability in the East Asian monsoon: A review [J]. *Meteor. Appl.*, 19 (2): 200–215, doi:10.1002/met.1320.
- 黄荣辉, 顾雷, 陈际龙, 等. 2008. 东亚季风系统的时空变化及其对我国气候异常影响的最近研究进展 [J]. *大气科学*, 32 (4): 691–719.
- Huang Ronghui, Gu Lei, Chen Jilong, et al. 2008. Recent Progresses in studies of the temporal-spatial variations of the East Asian monsoon system and their impacts on climate anomalies in China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 32 (4): 691–719, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.04.02.
- Lee J Y, Lee S S, Wang B, et al. 2013. Seasonal prediction and predictability of the Asian winter temperature variability [J]. *Climate Dyn.*, 41 (3–4): 573–587, doi:10.1007/s00382-012-1588-5.
- 李琳, 李崇银, 阙志萍. 2013. 南亚季风区 TBO 机制的进一步研究 [J]. *热带气象学报*, 29 (1): 1–6. Li Lin, Li Chongyin, Que Zhiping. 2013. Further research on mechanism of TBO in South Asian monsoon region [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 29 (1): 1–6, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2013.01.001.
- 刘炯, 纪立人, 孙淑清, 等. 2013. 关于东亚冬季风指数的一个讨论——东亚中、低纬冬季风的差异 [J]. *大气科学*, 37 (3): 755–764. Liu Ge, Ji Liren, Sun Shuqing, et al. 2013. A discussion on the East Asian winter monsoon index—Differences between the East Asian winter monsoon at mid-high and low latitudes [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 37 (3): 755–764, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12054.
- 卢炯, 张东凌. 2010. 10 月份热带印度洋海气耦合的统计动力诊断 [J]. *大气科学*, 34 (2): 351–360. Lu Xu, Zhang Dongling. 2010. Dynamic statistic analysis of coupled circulation of atmosphere and ocean in the tropical Indian Ocean in October [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 34 (2): 351–360, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.02.09.
- 卢炯, 徐建, 卢艳, 等. 2016. 黑潮末端与黑潮延伸体的流场异常模态分析 [J]. *海洋科学进展*, 34 (1): 10–21. Lu Xu, Xu Jian, Lu Yan, et al. 2016. Analysis of abnormal current in Kuroshio end and Kuroshio extension [J]. *Adv. Mar. Sci.*, 2016, 34 (1): 10–21, doi:10.3969/j.issn.1671-6647.2016.01.002.
- 吕庆平, 路凯程, 张铭. 2013. 北太平洋冬季上层海温异常的 NPGO 模态 [J]. *气候与环境研究*, 18 (2): 210–220. Lü Qingping, Lu Kaicheng, Zhang Ming. 2013. NPGO mode of the upper sea temperature anomalies in the North Pacific during winter [J]. *Climatic Environ. Res. (in Chinese)*, 18 (2): 210–220, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11156.
- 彭京备. 2012. 东印度洋海温对中国南方冬季降水的影响 [J]. *气候与环境研究*, 17 (3): 327–338. Peng Jingbei. 2012. Influence of the sea surface temperature in the eastern Indian Ocean on the wintertime rainfall in the southern part of China [J]. *Climatic Environ. Res. (in Chinese)*, 17 (3): 327–338, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2011.10139.
- 涂长望, 黄士松. 1944. 中国夏季风之进退 [J]. *气象学报*, 18 (1): 81–92. Tu Changwang, Huang Shisong. 1944. The advance and retreat of the summer monsoon in China [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 18 (1): 81–92.
- 王遵娅, 丁一汇. 2006. 近 53 年中国寒潮的变化特征及其可能原因 [J].

- 大气科学, 30 (6): 1068–1076. Wang Zunya, Ding Yihui. 2006. Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and the possible reasons [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 30 (6): 1068–1076, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.06.02.
- 杨修群, 朱益民, 谢倩, 等. 2004. 太平洋年代际振荡的研究进展 [J]. 大气科学, 28 (6): 979–992. Yang Xiuqun, Zhu Yimin, Xie Qian, et al. 2004. Advances in studies of Pacific decadal oscillation [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 28 (6): 979–992, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.06.15.
- Zachariasse M, van Velthoven P F J, Smit H G J, et al. 2000. Influence of stratosphere-troposphere exchange on tropospheric ozone over the tropical Indian Ocean during the winter monsoon [J]. J. Geophys. Res., 105 (D12): 15403–15416, doi:10.1029/2000JD900082.
- 曾庆存, 张东凌, 张铭, 等. 2005. 大气环流的季节突变与季风的建立 (I): 基本理论方法和气候场分析 [J]. 气候与环境研究, 10 (3): 285–302. Zeng Qingcun, Zhang Dongling, Zhang Ming, et al. 2005. The abrupt seasonal transitions in the atmospheric general circulation and the onset of monsoons. Part I: Basic theoretical method and its application to the analysis of climatological mean observations [J]. Climatic Environ. Res. (in Chinese), 10 (3): 285–302, doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2005.03.003.
- 张东凌, 曾庆存. 2007. 5月热带印度洋大气大洋耦合环流的统计动力分析 [J]. 中国科学 (D 辑): 地球科学, 37 (12): 1693–1699. Zhang Dongling, Zeng Qingcun. 2007. Dynamic statistic analysis of coupled ocean-atmosphere circulation of tropical Indian Ocean in May [J]. Sci. China (Ser. D): Earth Sci. (in Chinese), 37 (12): 1693–1699.
- 张东凌, 吕庆平, 张立凤. 2015. 冬季北太平洋海气环流年代际异常的统计动力诊断 [J]. 大气科学, 39 (4): 692–704. Zhang Dongling, Lü Qingping, Zhang Lifeng. 2015. Dynamical statistic analysis for decadal anomalies of air-sea circulation in North Pacific during winter [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 39 (4): 692–704, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1501.14132.