

过去 60 年中 3—5 年时间尺度的强 ENSO 过程 与平流层环流异常的滞后耦合及其机理^{* 1}

任荣彩

REN Rongcai

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
LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China
2010-09-25 收稿,2011-09-05 改回.

Ren Rongcai. 2012. Study of the lag-coupling between the 3—5 year timescale ENSO events and the stratospheric circulation in the past 60 years and its mechanism. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(3):520-535

Abstract By applying the monthly Niño3 index and the NCEP/NCAR re-analysis data covering 60 years from 1950 to 2009, with focusing on the coupling relationship between the 3—5 year timescale stronger ENSO events and the inter-annual variability of the stratospheric circulation, the diagnosis on the 11 ENSO events belonged to 3 stronger ENSO periods are made and the results show that, the winter polar jet tends to anomalously weaken/strengthen after warm/cold ENSO events, and the maximum anomalies appear in the next winter after the ENSO peak; this delayed coupling relationship in the timescale of 3—5 year is particularly consistent during the 3 stronger ENSO periods, and the stronger the ENSO peak, the stronger the stratospheric polar jet anomalies that appear about 1/4 period later. On average, this inter-annual timescale response of the stratospheric circulation to ENSO has significant effect on the intensity or polarity of the seasonal timescale Polar Vortex Oscillation. Further diagnosis on the anomalous planetary wave activity in the inter-annual timescale shows that, in the concurrent winter of ENSO peak, an inter-annual timescale PNA (Pacific-North America) pattern is excited, while the anomalous PNA excited by cold ENSO is with opposite polarity to that by warm ENSO. The PNA pattern is related to the increasing in the planetary wave-number one in the extra-tropical stratosphere in the concurrent winter. In the next winter, the PNA decays and stronger anomalies exist largely in the mid-high latitudes in the upper troposphere. Meanwhile, the planetary wave-number two in the stratosphere is significantly intensified, corresponding to the strongest anomalies of the polar vortex then. However, the contribution of the anomalous convergence of the meridional eddy heat-flux and the momentum-flux exhibits quite distinct difference among the different periods. The two factors may contribute either jointly in some periods or separately in other periods.

Key words 3—5 year timescale, Stronger ENSO events, Stratospheric anomalous circulation

摘要 基于 1950—2009 年 60 a 月平均 Niño3 指数和 NCEP/NCAR 第一套等压面再分析资料,关注 3—5 a 时间尺度的强 ENSO 过程与平流层环流年际异常的时空联系及其机理,通过对此期间出现在 3 次持续强 ENSO 阶段中的 11 次 3—5 a 时间尺度的强 ENSO 过程的诊断表明,平流层环流的年际尺度异常与 3—5 a 时间尺度的强 ENSO 循环过程密切耦合。极夜急流强度趋于在 ENSO 暖/冷峰值之后减弱/加强,最大异常值多滞后 ENSO 峰值约 1/4 周期(接近 1 a),出现在 ENSO 峰值之后的下一年冬季;且 3—5 a 时间尺度的 ENSO 峰值愈强,滞后约 1/4 周期出现的热带外平流层纬向风的年际异常也愈强;平均而言,这种年际时间尺度的耦合关系,也对实际的季节尺度平流层极涡振荡的强度和性质有显著的调制作用。进一步研究这种滞后耦合关系与年际时间尺度的行星波活动异常的联系发现,在暖 ENSO 峰值所在的当年冬季,对流层高层被强迫出年际时间尺度的太平洋-北美(PNA)型异常环流,而与冷 ENSO 峰值相对应的是相反的太平洋-北美异常型;这种太平洋-北美型与

* 资助项目:国家 973 项目(2010CB428603,2010CB950400)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-BR-14)。

作者简介:任荣彩,主要从事气候动力学研究。E-mail: rrc@lasg.iap.ac.cn

平流层热带外地区的行星波 1 波的发展相联系;在 ENSO 峰值之后的下一年冬季,太平洋-北美型环流减弱但对流层高层的主要异常分布在中高纬度,多对应着平流层行星波 2 波的显著增强,与平流层极区最强的高度异常相联系。行星波活动所引起的经向动量通量和经向热量通量的辐合、辐散异常对平流层滞后异常响应的贡献,存在显著的阶段性差异,在不同的阶段两者可以共同起作用,也可以分别起作用。

关键词 3—5 a 时间尺度,强 ENSO 过程,平流层环流异常

中图法分类号 P434

1 引言

北半球平流层的极涡振荡过程是冬季中高纬度环流变化的主要模态,表现为平流层极涡的强(冷)、弱(暖)以及极夜急流的强、弱之间的振荡(Thompson, et al, 2000; Cai, et al, 2007)。平流层环流的振荡通过平流层-对流层耦合过程与北半球环状模(NAM)事件、北极涛动(AO)和北大西洋涛动(NAO)以及北半球中高纬度的气候异常相联系(Baldwin, et al, 1999, 2001; Cai, et al, 2007; Ren, et al, 2007; Li, et al, 2003)。尽管平流层环流振荡的主导时间尺度为季节-季节内尺度(Ren, et al, 2006; Cai, et al, 2007),许多研究(Garfinkel, et al, 2007, 2008; Camp, et al, 2007; 任荣彩等, 2010; Ren, et al, 2012)也表明,平流层环流振荡受热带 ENSO 等年际时间尺度事件的影响,还具有明显的年际变化特征。具体地,在 ENSO 暖事件的冬季,平流层极区趋于偏暖,极涡偏弱(Garfinkel, et al, 2007, 2008; Camp, et al, 2007);平流层极涡振荡负事件发生的频率高于正事件发生的频率,反之亦然(Taguchi, et al, 2006)。分析认为,极涡强度与 ENSO 的这种负相关关系,是由于暖 ENSO 事件可增强来自对流层的行星波上传,从而使极涡减弱(Manzini, et al, 2006)。然而,也有研究(Garcia-Herrera, et al, 2006)发现,平流层环流对 ENSO 强迫的最强响应并非出现在 Nino3.4 指数峰值的月份,而是滞后几个月;平流层波通量异常与 ENSO 存在约 3 个季节的滞后关系(Chen, et al, 2003)。任荣彩等(2010)利用近 30 a 的月平均再分析资料,并基于一个可有效表征平流层极涡振荡的极涡振荡指数(Ren, et al, 2006)的研究也发现, ENSO 异常与平流层极涡强度的最大负相关,并不是同时的相关,而是一种超前滞后相关,即当极涡振荡指数滞后 Nino3 指数约 9—11 个月时,两者的负相关达到最强。而且,这种相关关系主要发生在 3—5 a 的时间

尺度上。重要的是,基于 3—5 a 尺度的 Nino3 指数回归的滞后 ENSO 事件 9—11 个月后的平流层环流,呈典型的极涡振荡空间分布型;同时,基于极涡振荡指数回归的超前极涡振荡指数 9—11 个月的热带海温,则呈现典型的 ENSO 型海温分布。两者之间空间分布型的这种相互重现,进一步验证了两者之间的滞后负相关关系。此外,任荣彩等(2010)还统计了滞后 ENSO 事件 9—11 个月时,极涡振荡正负事件发生的频率、强度以及持续时间。结果表明,当 9—11 个月前为暖 ENSO 背景时,极涡振荡负事件发生的次数多于正事件,负事件的平均持续时间比正事件长,且负事件强度也明显大于正事件的强度,反之亦然。

进一步关注 ENSO 峰值前后的冬季平流层环流异常发现,伴随 ENSO 暖/冷事件,平流层极涡在当年冬季和第二年冬季都趋于偏弱/偏强,但这种异常响应在 ENSO 峰值之后的下一年冬季最强,在垂直方向上也具有最为深厚的垂直结构(Ren, et al, 2012)。研究其中的动力和热力过程还发现,伴随暖/冷 ENSO 事件,平流层正/负的温度和质量异常存在同时向极地和向下的传播,对应着全球质量环流暖支的年际尺度增强/减弱,并与下一年冬季(约 11 个月后)最强的平流层极涡振荡异常相联系(任荣彩等, 2010; Ren, et al, 2012)。回归统计分析的结果还表明,与冬季经向质量环流的加强/减弱相联系,在 ENSO 峰值的当年冬季,平流层行星波为 1 波异常占主导,主要造成极涡偏离极区;而在 ENSO 峰值的下一年冬季,平流层行星波 1 波异常减弱而 2 波异常发展,因而对应最强的极涡强度异常。行星波活动异常的效应,是通过引起波动向极热通量的年际尺度增强/减弱,从而导致 ENSO 峰值之后的极涡强度和极区温度的最大异常。

上述研究给出了 ENSO 影响平流层环流异常的总体图像,但 ENSO 与平流层环流异常的滞后耦合关系,可能因 ENSO 类型、强弱以及 ENSO 峰值

所在季节等的不同而有所不同。本文基于近 60 a 的逐月 Nino3 海温指数和 NCEP/NCAR 第一套等压面再分析资料,关注此期间 ENSO 与平流层环流异常滞后耦合关系较为清楚的 3 次强 ENSO 阶段,通过对 3—5 a 时间尺度的强冷、暖 ENSO 峰值过程的诊断,试图揭示不同类型 ENSO 事件之间平流层环流响应的时空差异及其原因。本文针对 ENSO 个例过程的诊断分析,不仅可以依据 ENSO 峰值所出现的月份,捕捉最强的响应信号,还可以补偿因个例之间差异使合成结果中某些事实被掩盖的问题。因而将有助于深化对 ENSO 影响热带外环流异常的过程和机理的理解和认识。

2 资料和方法

2.1 资料

采用 <http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/> 的月平均 Nino3 海温指数表示 ENSO 的时间变化;所用的月平均物理量场为 NCEP/NCAR 的第一套再分析资料(Kalnay, et al, 1996),包括温度、位势高度、纬向风场和经向风场,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,垂直方向从 1000 hPa 到 10 hPa 共 17 层。两套资料的时间范围均为 1950 年 1 月至 2009 年 12 月。

2.2 方法

根据 60 a 的月平均资料,求得逐月的气候平均场,从原始资料中减去相应的气候场,得到 Nino3 指数以及各物理量的气候异常场。尽管 Camp 等(2007)曾指出,热带外平流层对 ENSO 的响应与对平流层准两年振荡(QBO)的响应在空间上是相互正交的(相互影响小),本文还是利用线性回归方式,对平流层环流中可能存在的准两年振荡信号进行了过滤。即用赤道地区纬向平均的物理量场代表准两年振荡的时间演变(为显著的准两年振荡,图略),通过一系列回归计算,得到由准两年振荡时间序列回归的物理量异常场,然后从原始异常场中将准两年振荡回归的物理量场去除。对平流层(100 hPa 以上)各层、各物理量异常场分别进行上述过滤准两年振荡的过程。

ENSO 与平流层环流振荡的显著相关主要出现在 3—5 a 的时间周期上,与 ENSO 的主导时间周期相关联,平流层环流对 ENSO 强迫的响应,反映了 ENSO 影响下的平流层环流振荡的年际变化。然

而,由于平流层环流振荡是季节尺度的现象,其年际尺度变率相对较小(大约 30%,图略),尽管统计结果已经表明其发生频率、强度等因冷、暖 ENSO 背景的不同而有明显差异(任荣彩等,2010),但在个例分析中,占主导地位的季节尺度信号很容易使较弱的年际尺度异常信号被掩盖。因此,本文采用 Lancos 数字滤波器(Duchon,1979),分离得到 3—5 a 时间尺度的海温指数和物理量异常场,用于个例以及对比分析,以有效揭示平流层环流对 ENSO 冷、暖事件响应的时空特征。

为了最大限度地捕捉 ENSO 影响平流层环流异常的年际尺度信号,本文所定义的强 ENSO 事件也是基于 3—5 a 时间尺度的 Nino3 指数序列,以大于单位标准差作为强 ENSO 事件的最低标准。如后所述,3—5 a 时间尺度的强 ENSO 事件,基本代表了多数实际的强 ENSO 事件。更主要的是,ENSO 事件与平流层环流异常的滞后耦合关系,在 3—5 a 时间尺度上最为清楚。尽管在过去 60 a 中,也存在强度较强但周期较短(3 a 以下)的 ENSO 事件,但由于其与平流层环流异常的联系并不清楚,本文并未涉及这类 ENSO 事件。

3 ENSO 与热带外平流层环流异常的滞后耦合

3.1 3—5 a 时间尺度上热带外平流层纬向风异常与 ENSO 的滞后耦合特征

图 1 为 1950—2009 年 3—5 a 时间尺度的热带外地区(45°N 以北)平流层(70—10 hPa)纬向平均纬向风异常(图 1a)与 Nino3 指数(图 1b)的逐月分布。对比图 1b 中的原始 Nino3 指数(细廓线)与 3—5 a 时间尺度的 Nino3 指数异常(粗廓线)可见,3—5 a 时间尺度的 Nino3 指数异常基本代表了 ENSO 的主导变化特征,尤其是在 ENSO 持续偏强的几个时间段(例如:1967—1976、1984—1990 和 1995—2001 年),3—5 a 周期的信号也较强,且多与原始 ENSO 变化趋于一致。实际上,3—5 a 时间尺度的信号可以代表大于 70% 以上的 Nino3 总方差。对比 Nino3 指数(图 1b)和纬向风异常(图 1a)的时间演变不难发现,与回归分析所揭示的平流层极涡振荡与 ENSO 存在 11 个月左右的滞后相关关系一致,3—5 a 时间尺度的热带外平流层纬向风异常,在多数年中也滞后相应的 Nino3 指数约 1/4 周期,且

两者呈负相关的趋势。即多在暖 ENSO 峰值之后约 1/4 周期,平流层的纬向风负异常达到最强。重要的是,在 ENSO 信号特别是 3—5 a 时间尺度的 ENSO 信号较强的阶段(1967—1976、1984—1990 和 1995—2001 年),其所对应的热带外地区纬向风异常的振幅也基本上相对较大,两者之间的滞后负相关关系也最为清楚,反之亦然。两者之间强度和位相变化的这种对应关系再次表明在 3—5 a 的时间尺度上,热带外平流层环流异常与热带 ENSO 之间所存在的滞后耦合关系。

然而,在同样 ENSO 比较强的 1982—1984 年,两者滞后负相关的对应关系却不明显。尽管造成这种关系不明显的因素可能很复杂,但发现 1982—1984 年正好对应着历史上 3 次重要火山爆发事件之一的 1982 年 Elchichon 火山事件。研究表明,火山灰所造成的辐射效应可造成平流层低层持续增暖(肖栋等, 2011);也有研究表明,火山效应是使得冬季平流层极

涡在火山爆发后至少 2 a 内有增强趋势(Kodera, 1995)。关于火山效应及其对 ENSO 效应的影响问题,已经超出本文的范畴。因此,参照 Garfinkel 等(2007,2008)的做法,在后述的合成和个例分析中,将 1982—1984 年的 ENSO 事件排除。历史上的另外两次重大火山爆发事件(1963 年的 Mt. Agung 和 1991 年的 Pinatabo),均发生在 ENSO 事件较弱的阶段,不影响本文对 3—5 a 尺度强 ENSO 个例过程的研究。排除与火山有关的 ENSO 事件后,在过去 60 a 中强度大于 1.2 倍标准差的 3—5 a 时间尺度的强 ENSO 峰值过程共有 11 次,包括 4 次暖(1968—1969、1972—1973、1986—1987 和 1997—1998 年)和 7 次冷(1966—1967、1970—1971、1974—1975、1984—1985、1988—1989、1995—1996 和 1999—2000 年)事件过程(见图 1b 中阴影)。后面的个例分析将主要针对这些 ENSO 过程。

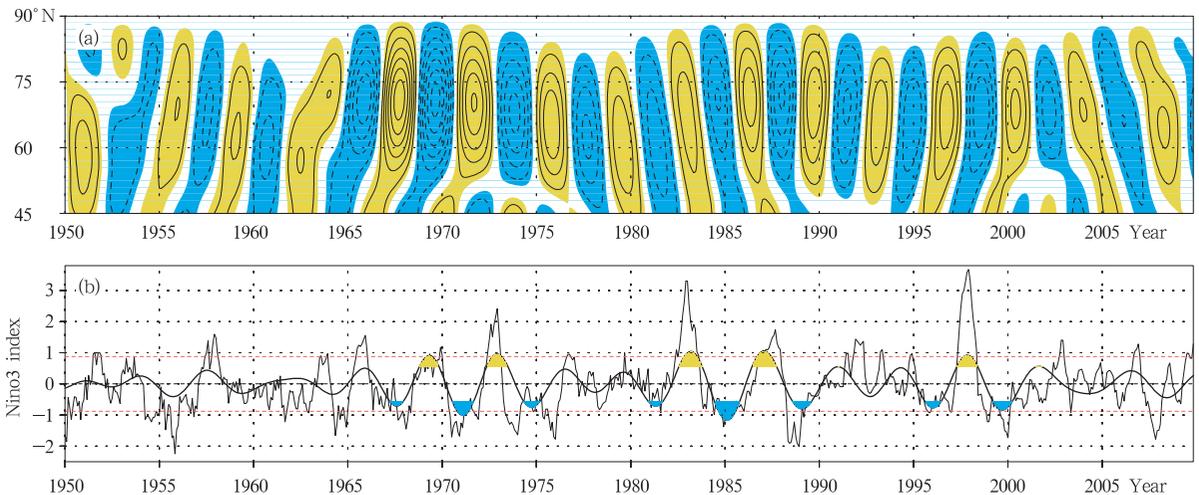


图 1 1950—2009 年逐月热带外地区 3—5 a 时间尺度的平流层(70—10 hPa 平均)纬向平均纬向风异常(a, 等值线间隔:0.3 m/s,阴影:±0.2 m/s,省略了等值线零线)和逐月 Nino3 指数异常(b, 细廓线:原始逐月,粗廓线:3—5 a 时间尺度)

(图 b 中的虚线为原始逐月 Nino3 指数异常的单位标准差,阴影为 3—5 a 时间尺度的 Nino3 指数异常大于 1.2 倍标准差的强 ENSO 事件)

Fig. 1 Monthly zonal-mean zonal wind anomalies in the timescale of 3—5 years (a, unit: m/s, interval: 0.3, shading is for the area where the values are out of ± 0.2 with the zero line omitted) and Nino3 anomalies (b, thin line: the original monthly, thick line: for the 3—5 year timescale) from 1950 to 2009

(Dash curves in (b) marks the unit standard deviation of the original Nino3 and the shadings mark the 3—5 year timescale stronger ENSO events with the Nino3 anomaly values exceeding its unit standard deviation)

3.2 3—5 a 时间尺度强 ENSO 过程对热带外平流层纬向风异常的平均效应

为了说明强 ENSO 事件在 3—5 a 时间尺度上

对热带外平流层纬向风异常的平均效应,图 2a 给出了关于强 ENSO 峰值(3—5 a 尺度 Nino3 大于单位标准差,图 1b 中阴影)超前/滞后合成的平流层纬向

风异常在暖、冷 ENSO 强迫背景下的差异分布。由图可见,相对于冷 ENSO 过程平均而言,在暖 ENSO 强迫背景下,从当年冬季(滞后 0 月前后)开始,在随后的一年左右时间内,热带外平流层纬向平均纬向风表现为持续的负(东风)异常,异常中心的经向位置在 70°N 附近(亦即极夜急流中心附近),反映了 ENSO 与平流层极涡强度的负的相关关系。重要的是,与图 1 中所显示的滞后耦合关系一致,最强的纬向风异常响应并不是出现在 ENSO 峰值所在的当年冬季,而是出现在 ENSO 峰值之后的第 2

年冬季(滞后约 9 个月)。与纬向风的滞后响应一致,相对于冷 ENSO 事件,从暖 ENSO 峰值出现的当年冬季到下一年的冬季,平流层(100—20 hPa)极区温度异常则趋于为一致的暖异常,且最强暖异常也并非在当年冬季,而是在下一年的冬季(图 2b)。由此可见,尽管与其季节变率相比,平流层环流的年际时间尺度变率相对较小,但平均而言,ENSO 与平流层环流异常在 3—5 a 时间尺度上的滞后耦合,依然可显著地影响实际的月平均平流层环流异常。

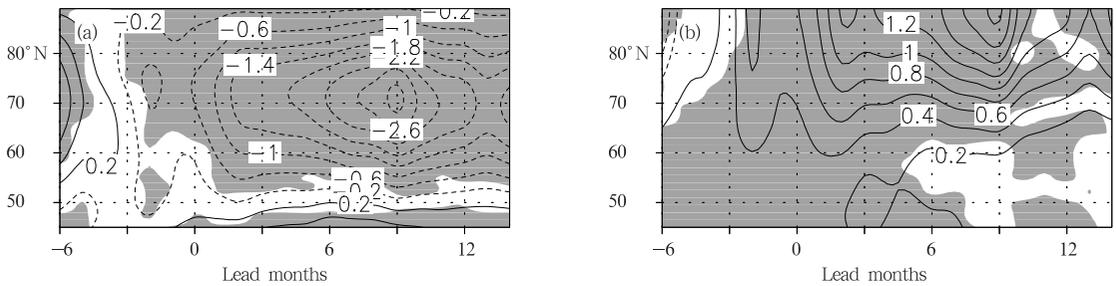


图 2 基于 3—5 a 时间尺度的强 ENSO 事件(Nino3 指数异常值大于单位标准差)超前/滞后合成的平流层纬向平均纬向风异常(a, 70—10 hPa 平均, 单位:m/s)和温度异常(b, 100—20 hPa 平均, 单位:K)对暖 ENSO 与冷 ENSO 事件的差异(省略了 0 等值线;阴影为大于 95% 信度水平区域)

Fig. 2 Lead/lag composite of the difference of the monthly zonal-mean zonal wind (a, averaged over 70–10 hPa, unit:m/s) and temperature (b, averaged over 100–20 hPa, unit:K) anomalies in the stratosphere between the warm and cold ENSO events with its anomalous index larger than the unit standard deviation of the 3–5 year timescale Nino3 (Shadings mark the 95% confidence level for the composite)

3.3 3—5 a 时间尺度的强冷、暖 ENSO 过程中的平流层纬向风异常

从图 3 给出的 4 次强暖 ENSO 过程(1968—1969、1972—1973、1986—1987 和 1997—1998 年) Nino3 指数(图 3a—d)和纬向风异常(图 3e—h)的时间演变可以看出,逐次 3—5 a 时间尺度的强 ENSO 过程(图 1, 阴影)的热带外平流层(70—10 hPa 平均)纬向风的异常特征。无论 3—5 a 尺度的 ENSO 峰值(图 3a—d, 点线)发生在冬季(图 3b—d)还是春季(图 3a), 3—5 a 时间尺度的热带外平流层纬向风异常中心(图 3e—h, 阴影)均滞后于暖 ENSO 峰值数月(6—12 个月)出现,并趋于在下一年的冬季达到最强(图 3e—h)。与图 2 所示的平均效应一

致,从 ENSO 峰值出现的当年冬季到下一年的冬季,原始月平均的纬向风异常(图 3e—h, 等值线)也多为负的(东风)异常所主导(仅 1973—1974 年纬向风接近零),且在其中的两次事件(1968—1969、1997—1998 年)中,月平均纬向风负异常在 ENSO 峰值之后的下一年冬季也相对更强,反映了暖 ENSO 的年际尺度效应对季节尺度的极涡振荡过程的调制作用。

图 4 给出了 7 次强冷 ENSO 过程(1966—1967、1970—1971、1974—1975、1984—1985、1988—1989、1995—1996 和 1999—2000 年) Nino3 指数(图 4a—g)和纬向风异常(图 4h—n)的时间演变。由图可见,3—5 a 时间尺度的纬向风正(西风)异常

(图 4h—n, 阴影), 也多滞后于 3—5 a 尺度的冷 ENSO 峰值(图 4a—g, 点线)数月, 趋于在第 2 年的冬季达到最强; 同时, 在该冷 ENSO 峰值之后, 月平均的纬向风异常(等值线)也多以正的西风异常为主; 尤其是在第 2 年的冬季, 正的西风(负的东风)异常较 ENSO 峰值的当年冬季更强(变弱)(图 4i—m), 反映了冷 ENSO 强迫的年际尺度效应对季节尺度的纬向风异常的调制作用。值得注意的是, 与其他几次事件不同, 1966—1967 年和 1999—2000 年两次冷 ENSO 事件的 3—5 a 时间尺度峰值并不出现在冬季(10 月至次年 4 月), 而是出现在夏秋季(5—9 月)(图 4a, g)。1967 年夏季的冷 ENSO 峰值与当年秋冬季的 3—5 a 尺度的西风异常中心(图 4h)相对应; 1999 年秋季的冷 ENSO 峰值则与随后的当年冬春季节的 3—5 a 尺度西风异常相对应。

亦即, 当 3—5 a 时间尺度的 ENSO 峰值出现在夏秋时, 滞后 ENSO 峰值的年际尺度纬向风异常发生在随后的当年冬季。

总之, 伴随 3—5 a 时间尺度的强 ENSO 过程, 平流层环流的 3—5 a 时间尺度变化, 与 ENSO 循环密切耦合, 且滞后于 ENSO 峰值约 1/4 周期发生。3—5 a 时间尺度的 ENSO 效应对月平均环流异常有显著的调制作用。平均而言, 伴随暖/冷 ENSO 峰值, 月平均的热带外平流层环流异常也趋于在 ENSO 峰值之后的半年至一年最强, 即发生在冬春季的 ENSO 峰值, 多与下一年冬季最强的平流层环流异常响应相对应, 而当 3—5 a 时间尺度的 ENSO 峰值出现在夏秋季时, 最强的平流层环流异常响应则出现在随后的当年冬春季。

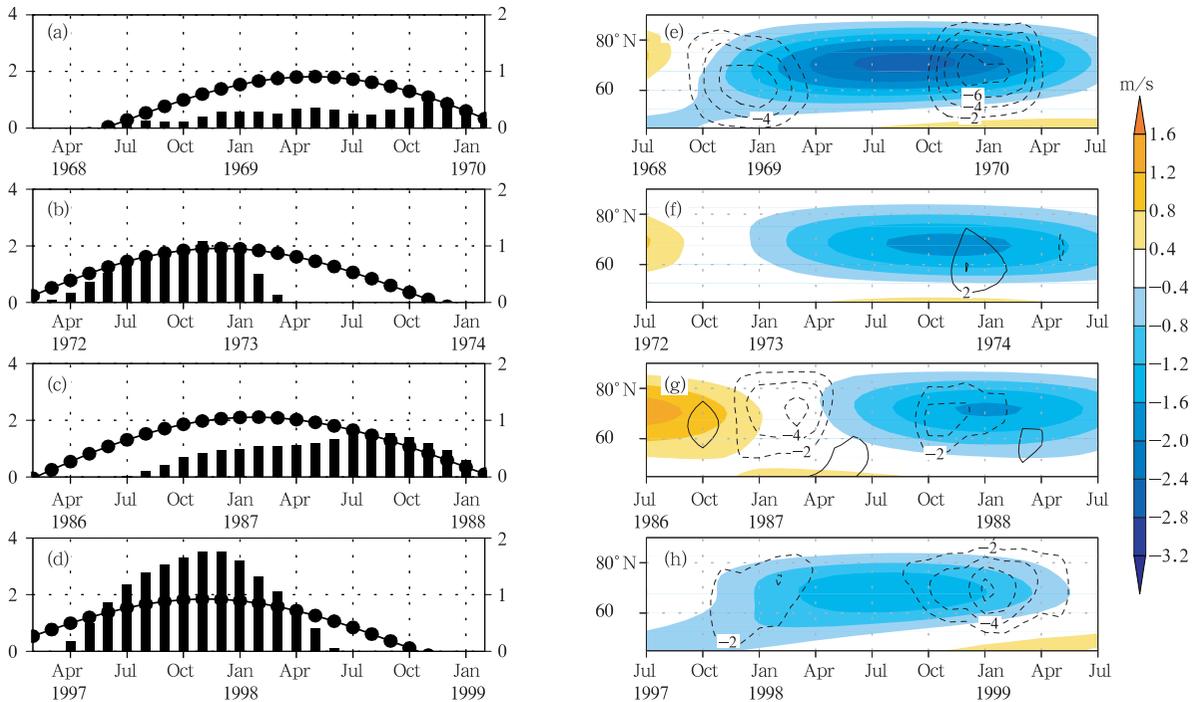


图 3 4 次强暖 ENSO 过程(3—5 a 时间尺度的 Nino3 峰值大于 1.2 倍标准差)中 Nino3 指数异常(a—d. 直方: 月平均, 左纵轴; 带点线: 3—5 a 尺度, 右纵轴)

和热带外平流层 70—10 hPa 平均的纬向平均纬向风异常

(e—h. 阴影: 3—5 a 时间尺度; 等值线: 月平均, 省略了 0 等值线)分布

Fig. 3 Nino3 indices (a—d; bar: monthly; dotted: 3—5 year filtered)

and the 10—70 hPa zonal-mean zonal wind anomalies in the extratropics

(e—h; shaded: 3—5 year timescale Nino3 above 1.2 times of its standard deviation

with the 3—5 year timescale Nino3 above 1.2 times of its standard deviation

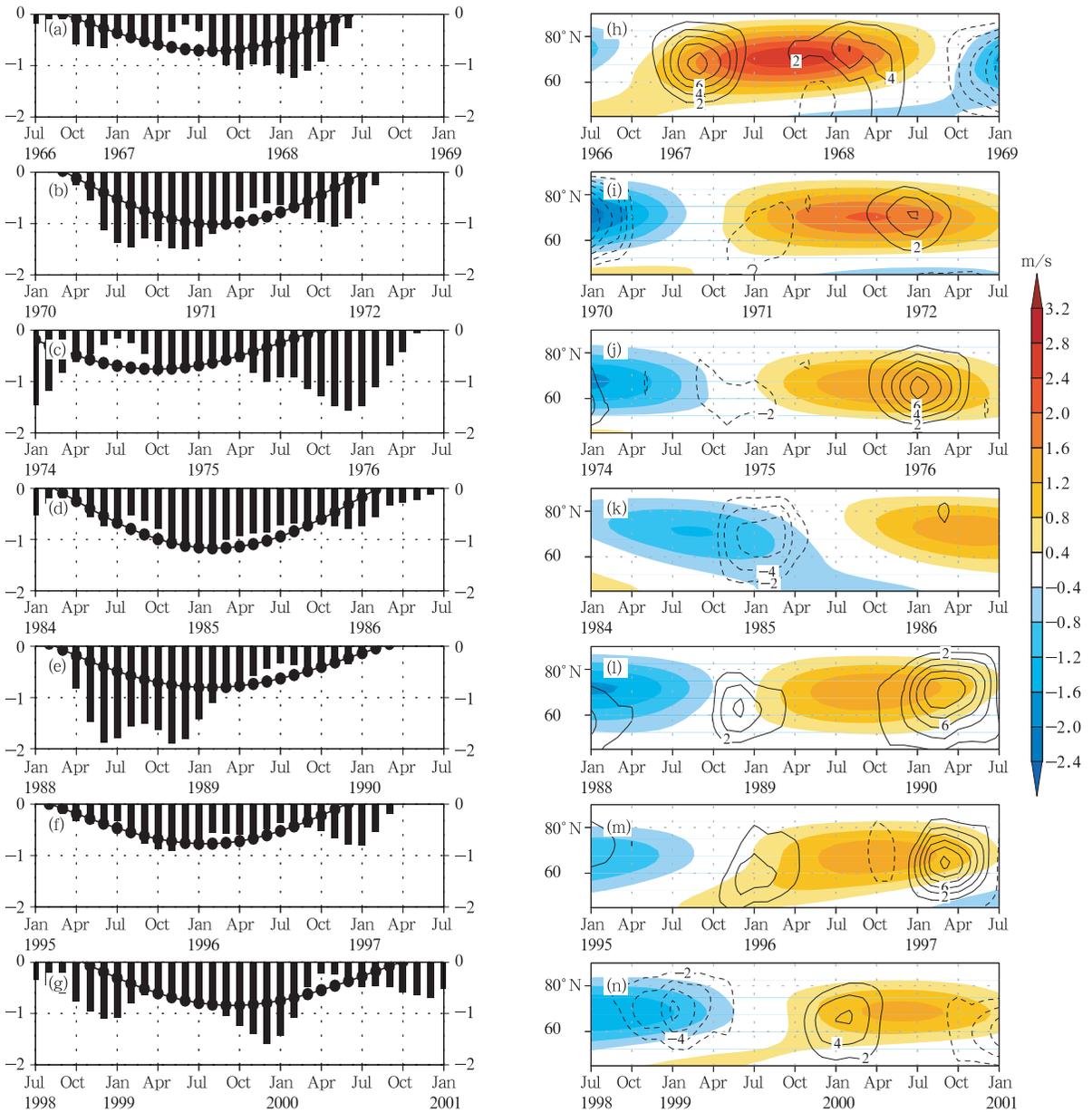


图4 7次强冷 ENSO 过程(3—5 a 时间尺度的 Nino3 峰值大于 1.2 倍标准差)中 Nino3 指数异常 (a—g. 直方:月平均;带点线:3—5 a 尺度)和热带外平流层 70—10 hPa 平均的纬向平均纬向风异常(h—n. 阴影:3—5 a 时间尺度;等值线:月平均,其中省略了 0 等值线)分布

Fig. 4 Nino3 indices (a—g, bar: monthly; dotted: 3—5 year filtered) and the 70—10 hPa zonal-mean zonal wind anomalies in the extratropics (h—n, shaded: 3—5 year filtered; contour: monthly) during the 7 cold ENSO events with the 3—5 year timescale Nino3 above 1.2 times of its standard deviation (The zero contours are omitted in (h)–(n))

4 各例 3—5 a 时间尺度强 ENSO 过程中热带外行星波活动异常特征

热带外平流层对 ENSO 强迫的滞后响应与经

向质量环流的年际尺度异常相联系,因此,与热带外平流层的行星波活动异常有重要关系(Ren, et al, 2012),关注不同类型的强 ENSO 事件中,3—5 a 时间尺度的行星波动异常特征,有助于进一步探讨

ENSO 与平流层环流异常的耦合过程和机理。

4.1 与冷、暖 ENSO 相联系的对流层高层高度异常

ENSO 海温暖异常可引起对流层高层副热带急流的加强和北移(Chen, et al, 1997), 北移的西风急流与定常波相互作用, 再加上天气波的强迫, 会在急流两侧强迫出一个北低-南高的偶极型高度异常(Luo, et al, 2008); 在太平洋地区较强的纬向气流背景下, 波动能量易于向下游频散, 从而有利于形成太平洋-北美型环流(Luo, et al, 2010)。对流层高层的太平洋-北美环流型, 与平流层热带外地区的 1 波环流相联系(Itoh, et al, 2004)。通过分析多年的模式资料, Manzini 等(2006)曾指出 ENSO 强迫会在其峰值所在的当年冬季的对流层高层, 产生太平洋-北美型环流异常, 在平流层对应着 1 波的异常增强。Ren 等(2012) 还发现, 与平流层环流异常在下一年

冬季的最强的滞后响应相联系, 在 ENSO 峰值之后的下一年冬季, 平流层的 2 波异常趋于增强而 1 波趋于减弱。

图 5 给出了图 3 所示的 4 次暖 ENSO 峰值过程的当年冬季(图 5a—d)和下一年冬季(图 5e—h) 200 hPa 高度异常的分布。由图可见, 在每次 ENSO 暖事件峰值所在的当年冬季, 从热带太平洋到北美大陆地区, 3—5 a 时间尺度的对流层高度异常, 均存在明显的太平洋-北美环流型(图 5a—d)。在暖 ENSO 事件峰值的下一年冬季, 随着 ENSO 事件的衰减, 太平洋-北美型环流减弱消失。但此时高度异常的主要活动中心在中高纬度地区, 且极区的高度异常均趋于为正的异常所主导。显然, 这种正的高度异常也是平流层极区变暖或平流层经向质量环流加强后的直接反映。

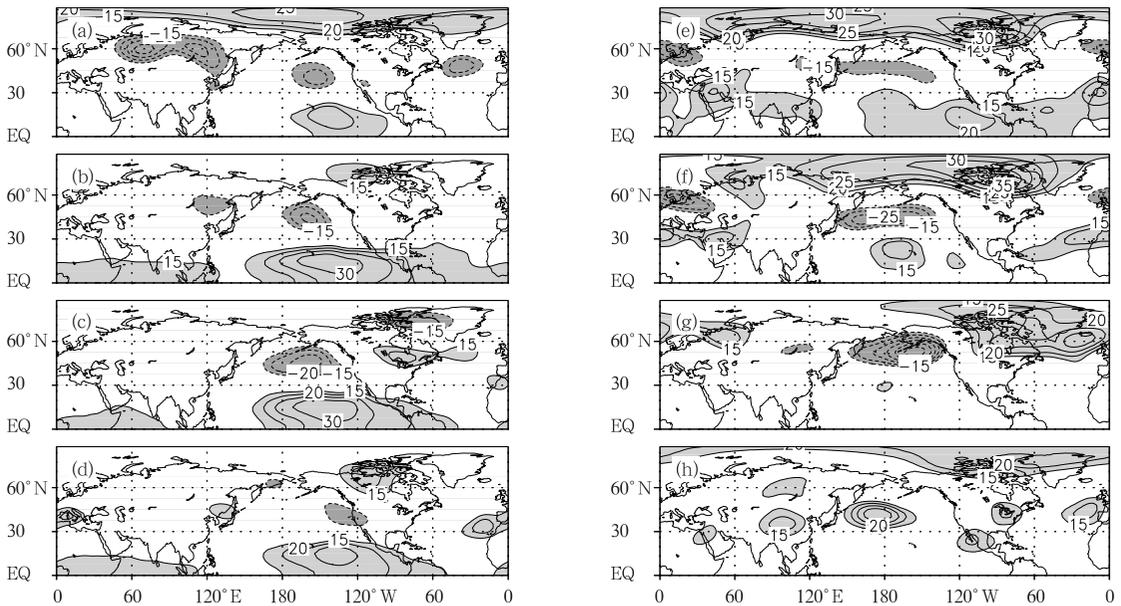


图 5 4 次强暖 ENSO 峰值(3—5 a 时间尺度的 Nino3 峰值大于 1.2 倍标准差)所在的当年冬季(a—d)和下一年冬季(e—h)3—5 a 时间尺度的 200 hPa 位势高度异常分布

(a. 1969 年 2 月, b. 1973 年 1 月, c. 1987 年 2 月, d. 1997 年 12 月, e. 1970 年 2 月,

f. 1973 年 12 月, g. 1988 年 1 月, h. 1998 年 12 月;单位:gpm;省略了绝对值小于 15 的等值线)

Fig. 5 3—5 year timescale height anomalies at 200 hPa in the concurrent winter (a—d) and the next winter (e—h) for the 4 warm ENSO events with the 3—5 year timescale Nino3 above 1.2 times of its standard deviation

(a. Feb 1969, b. Jan 1973, c. Feb 1987, d. Dec 1997, e. Feb 1970, f. Dec 1973, g. Jan 1988, h. Dec 1998; Contour values smaller than 15 gpm are omitted for clarity)

图 6 为峰值出现在冬季的 5 次冷 ENSO 事件 200 hPa 高度异常分布。由图可见, 与图 5 所示的暖 ENSO 峰值过程相反, 由于冷 ENSO 过程中的热

带海温降低、副热带急流减弱, 在 ENSO 峰值所在的当年冬季, 可强迫形成与图 5 中反位相的太平洋-北美型(图 6a—e); 在第 2 年的冬季, 高度异常中心

也主要分布在中高纬度,而且极区高度也相反地为负的高度异常所主导,反映了冷 ENSO 事件所对应的平流层极区变冷或经向质量环流减弱的结果。对于峰值出现在夏秋季的两次冷 ENSO 过程,与 ENSO 相联系的太平洋-北美环流型在 ENSO 峰值之

后的当年冬季依然清楚,同时中高纬度的高度异常响应也较强(图 7a—b),反映了此时已经出现的平流层经向质量环流的异常;而在下一年的冬季(图 7c—d),因 ENSO 的位相已发生转变,高度异常响应在 1968—1969 年的冬季已经反位相;虽然 2000—

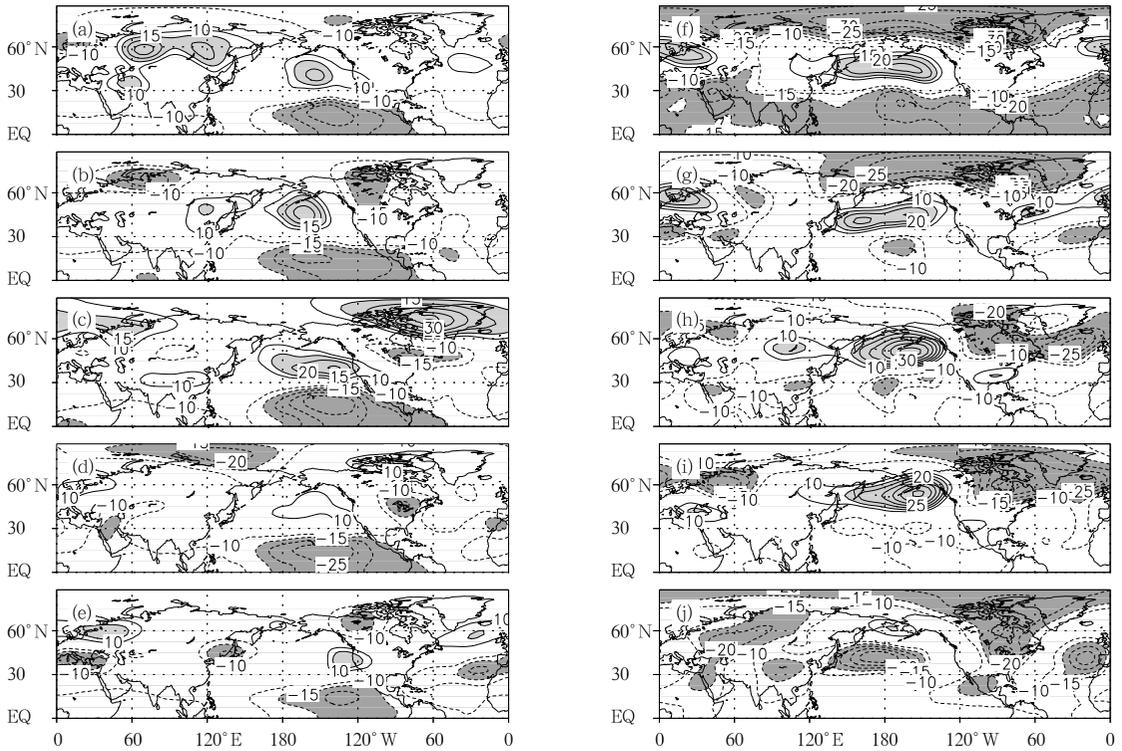


图 6 类似于图 5, 但为 5 次冷 ENSO 事件峰值所在的当年冬季(a—e)和其下一年冬季(f—j)3—5 a 尺度的 200 hPa 位势高度异常分布 (a. 1970 年 12 月, b. 1974 年 12 月, c. 1985 年 1 月, d. 1988 年 12 月, e. 1996 年 1 月, f. 1971 年 12 月, g. 1975 年 12 月, h. 1986 年 1 月, i. 1989 年 12 月, j. 1997 年 1 月)

Fig. 6 As in Fig. 5 but for the 5 cold ENSO events (a. Dec 1970, b. Dec 1974, c. Jan 1985, d. Dec 1988, e. Jan 1996, f. Dec 1971, g. Dec 1975, h. Jan 1986, i. Dec 1989, j. Jan 1997)

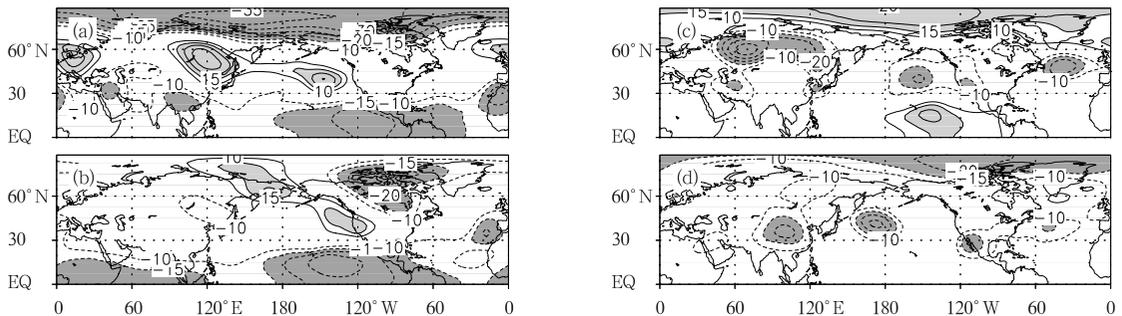


图 7 类似于图 6, 但为 2 次峰值发生在夏秋季的冷 ENSO 事件的当年冬季(a—b)和其下一年冬季(c—d)3—5 a 尺度的 200 hPa 位势高度异常分布 (a. 1968 年 1 月, b. 2000 年 1 月, c. 1969 年 1 月, d. 2001 年 1 月)

Fig. 7 As in Fig. 6 but for the 2 cold ENSO events peaked in summer-autumn (a. Jan 1968, b. Jan 2000, c. Jan 1969, d. Jan 2001)

2001 年冬季的高度异常依然为弱的负异常,但在后面的分析中将发现,平流层环流异常的响应还是在 1999—2000 年的冬季最强。

由此可见,每次 3—5 a 尺度的强 ENSO 事件,会在其峰值所在的当年冬季,在对流层高层强迫出一个 3—5 a 时间尺度的太平洋-北美异常环流型,下一年冬季太平洋-北美型环流减弱消失,但高纬度地区的高度异常明显。当 3—5 a 时间尺度的 ENSO 峰值出现在夏秋季时,与之相联系的太平洋-北美环流型在 ENSO 峰值之后的当年冬季出现,高纬度的异常响应也较强。

4.2 与冷、暖 ENSO 过程相联系的平流层行星波活动异常

与图 5 相对应,图 8 给出了 4 次暖 ENSO 过程峰值所在的当年冬季和峰值之后的下一年冬季平流层(70—10 hPa)位势高度异常的纬向平均、1 波分量和 2 波分量的分布。由图可见,对于所有的 4 次暖过程,无论是其 3—5 a 时间尺度的峰值所在的当年冬季还是下一年冬季,纬向平均的热带外高度异常均为以极区为中心的正值,而且,第 2 年冬季的正异常均明显强于当年冬季,再一次反映了极涡强度与 ENSO 之间的滞后负相关关系。对比 4 次过程中 1 波和 2 波分量的变化发现,除了 1987—1988 年的过程(图 8c)之外,其他 3 次过程中的 2 波分量均在第 2 年的冬季有显著增强;不同的是,仅有 1 次事件(1997—1998 年,图 8d)中 1 波分量在第 2 年冬季明显减弱,其他 3 次事件中,1 波分量在第 2 年的冬季都表现为持续加强。这一点,与线性回归的结果略有不同。回归结果指出,行星波 1 波在当年冬季最强,而在第 2 年冬季减弱。这可能反映了在强 ENSO 事件中,1 波分量作用相对更强。类似地,图 9 为对应图 6 中 5 次冬季峰值的冷 ENSO 过程中的波动分量分布。与图 8 中纬向平均分量的位相相反,在冷 ENSO 过程中,热带外平流层的纬向平均高度多为以极区为中心的负异常所主导,且负异常在 ENSO 峰值之后第 2 年冬季相对更强。与图 8 中暖事件类似,除了 1988—1989 年冷 ENSO 事件(图 9d)之外,其他 4 次事件中的 2 波分量均在第 2 年冬季显著加强;而多数事件中的 1 波均表现为在当年冬季到第 2 年冬季持续偏强。对于峰值出现在夏秋季的 2 次冷 ENSO 事件,热带外平流层纬向平均的高度负异常主要表现在跟随 ENSO 峰值的

当年冬季,对应的行星波 1 波和 2 波分量也在当年的冬季相对较强(图 10)。这与图 7 中当年冬季对流层存在的太平洋-北美异常型以及热带外地区的显著响应一致。

因为行星波 1 波的增强对应着极涡位置偏离极区的效应,而 2 波的增强则更反映极涡的分裂效应。因此,2 波在 ENSO 峰值之后的第 2 年冬季加强,自然有助于极涡强度变化的最强响应在第 2 年冬季出现。然而,无论是行星波 1 波还是 2 波,行星波活动对热带外平流层环流变化的效应,最终可以由波动所引起的热量和动量通量的分布来衡量。根据 Hu 等(2002)的研究,对月、季时间尺度以上的平流层低层环流,某纬度 φ 以北极区的平均温度的变化,可以近似用沿该纬圈纬向平均的向极热通量 $\langle v'T' \rangle_{\varphi}$ 来计量。即平流层极涡减弱或极区增暖,可以近似地由沿极涡边缘(60°N)的波动向极热通量的变化来衡量。

图 11 给出了 3 个强 ENSO 阶段(1967—1976、1984—1990 和 1995—2001 年)平流层沿 60°N 纬圈平均的波动向极热通量异常 $\langle v'T' \rangle_{60^{\circ}\text{N}}$ (图 11d—f),在 3—5 a 时间尺度的 ENSO 循环(图 11a—c)中的异常变化。为了区别年尺度以下的季节尺度瞬变波动的贡献与年尺度以上的定常波动的贡献,图中还同时给出了总的波动热通量(廓线)和瞬变波动热通量(直方图)的分布。由图 11 可见,瞬变波动热通量在大部分事件中都主导着总的波动热通量,两者具有相似的量级和时间演变趋势(图 11d—f),说明由 ENSO 引起的波动通量主要为年尺度以下的瞬变波动所主导。对比图 11 中的 Nino3 指数和波动热通量的时间演变可以发现,在第 1 次(图 11a、d)和第 3 次(图 11c、f)强 ENSO 阶段中,除 1968—1972 年以外,由瞬变波动热通量主导的总的波动向极热通量的正/负异常峰值,总是滞后 ENSO 暖/冷事件峰值约 1/4 周期出现,与极涡强度和极区温度的滞后异常响应一致。1968—1972 年,总的波动向极热通量(廓线)与瞬变波动向极热通量的演变不尽一致,可能体现了定常波动热通量的贡献在这几年中相对较强。但瞬变波动向极热通量的正/负异常峰值,依然总是在暖/冷 ENSO 峰值后的下一年冬季达到最强,不同的是总的波动向极热通量却在 ENSO 峰值的当年达到最大。对于发生在 1967 年秋季的冷事件,1968 年(当年)冬季的最大波

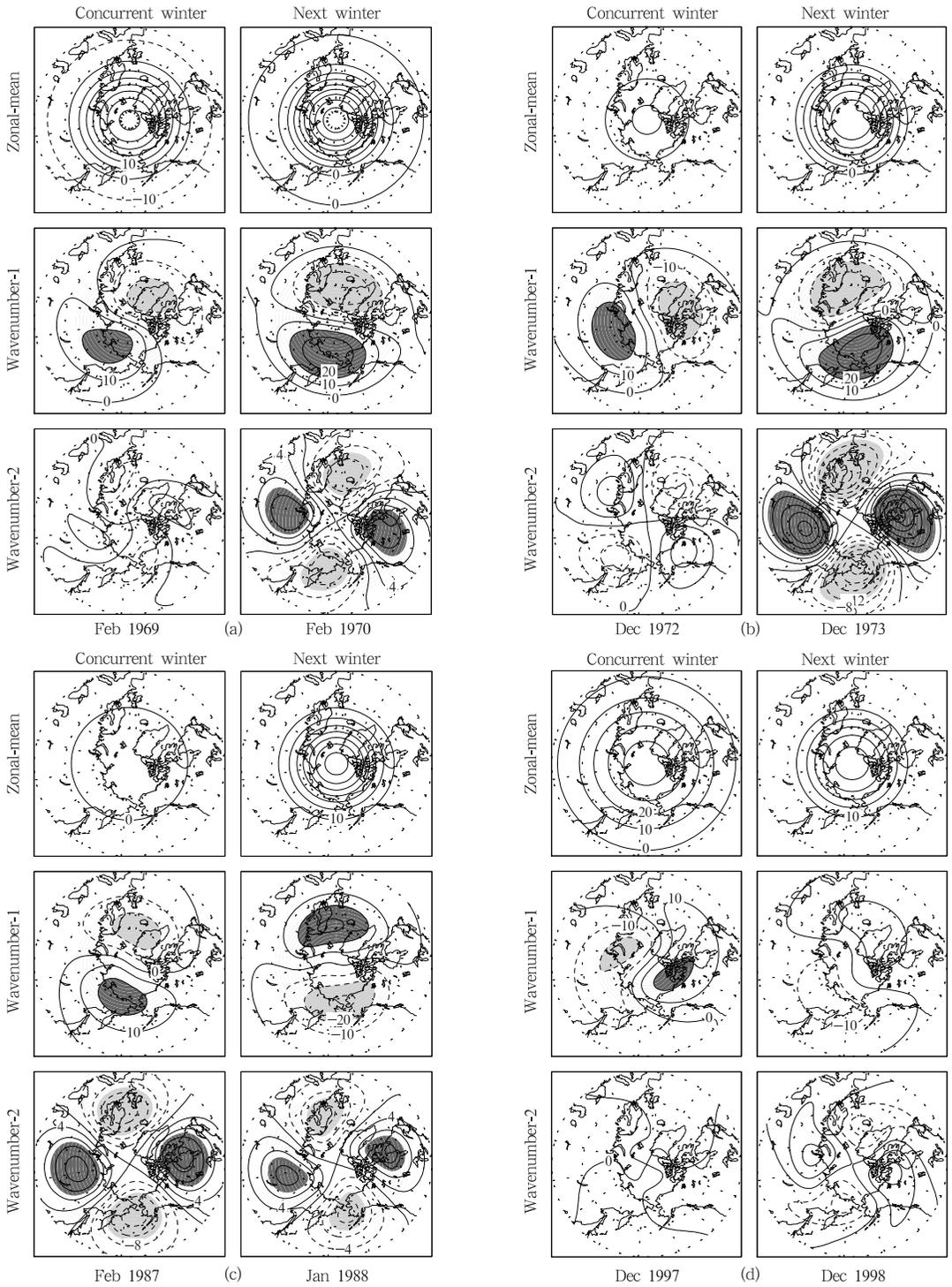


图 8 与图 5 对应的 4 次 暖 ENSO 过程(a—d)峰值所在的当年冬季和峰值后的下一年冬季

70—10 hPa 平均的位势高度异常(单位:gpm)的纬向平均、1 波
(阴影为大于 20)和 2 波(阴影为大于 10)分量分布

Fig. 8 Zonal-mean (upper), wavenumber-1 (middle) and wavenumber-2 (bottom) component (unit: gpm) of the geopotential anomalies averaged over 70 – 10 hPa in the concurrent winter and in the next winter for the 4 warm ENSO events (a – d) as shown in Fig. 3 and Fig. 5

动热通量负异常与极涡强度的最大响应是一致的；
而对于发生在 1969 年春季的暖 ENSO 和 1970—

1971 年冬季的冷 ENSO 峰值,总的波动向极热通量的
演变与极涡的最大响应有所不一,在后文中将进

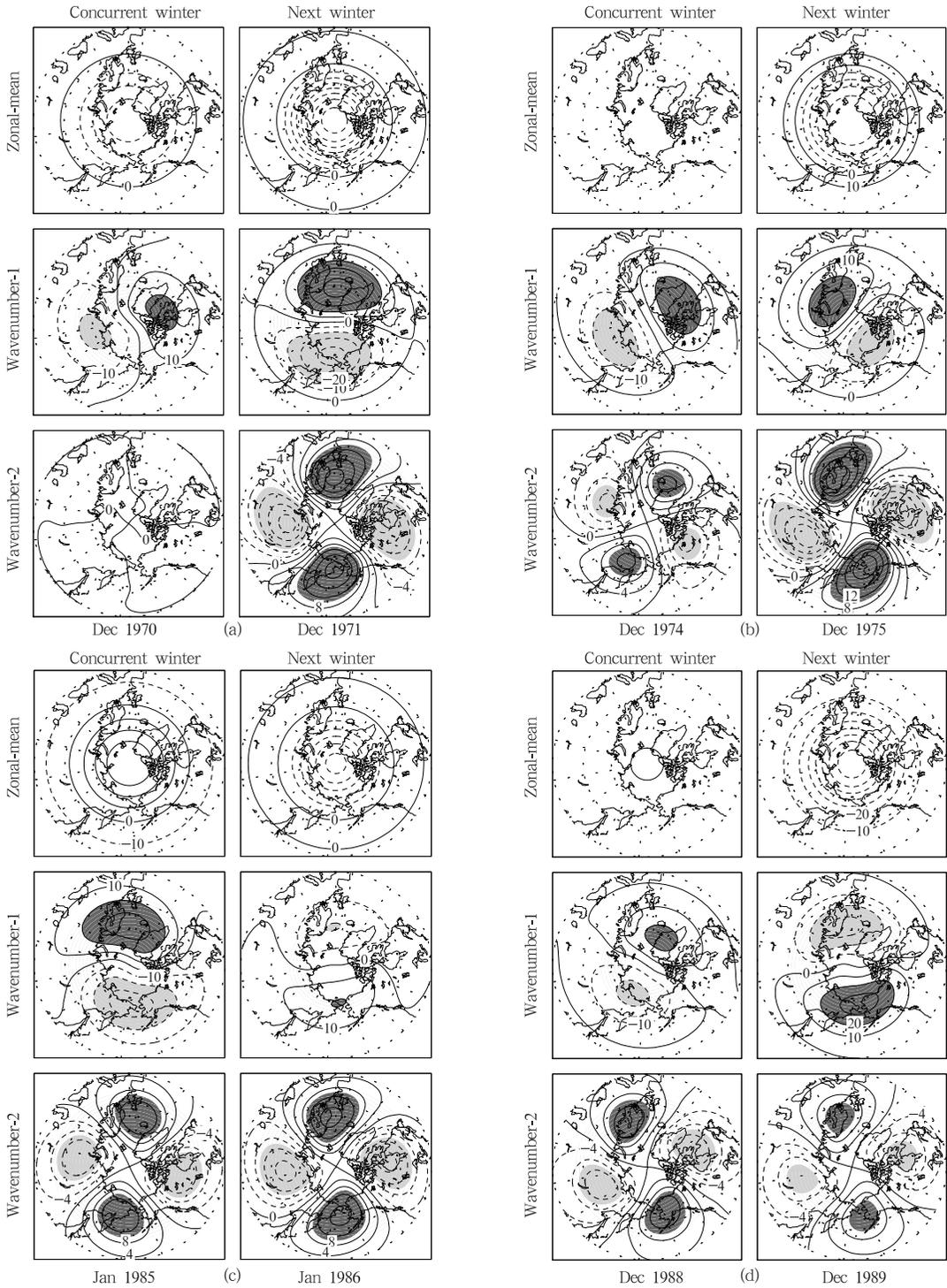
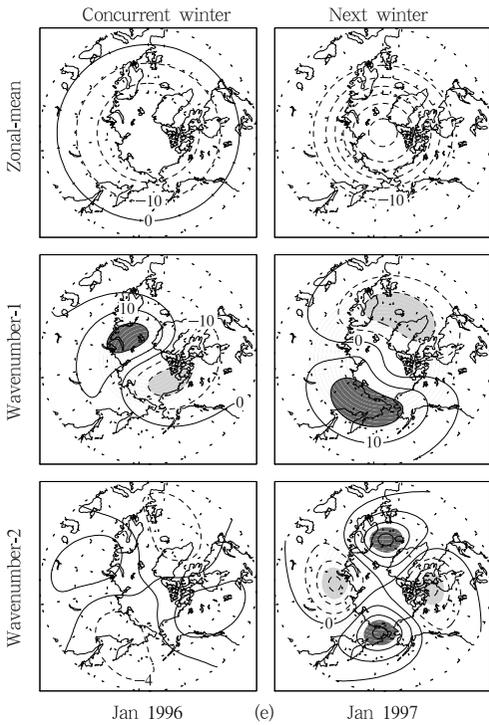


图 9 与图 8 类似,为峰值出现在冬季的 5 次冷 ENSO 过程(a—e)中,峰值所在的当年冬季和峰值之后的下一年冬季 70—10 hPa 平均的位势高度异常(单位:gpm)的纬向平均、1 波(阴影为大于 20)和 2 波(阴影为大于 10)分量分布

Fig. 9 As in Fig. 8 but for the 5 cold ENSO events peaked in winter season (a—e)



续图 9

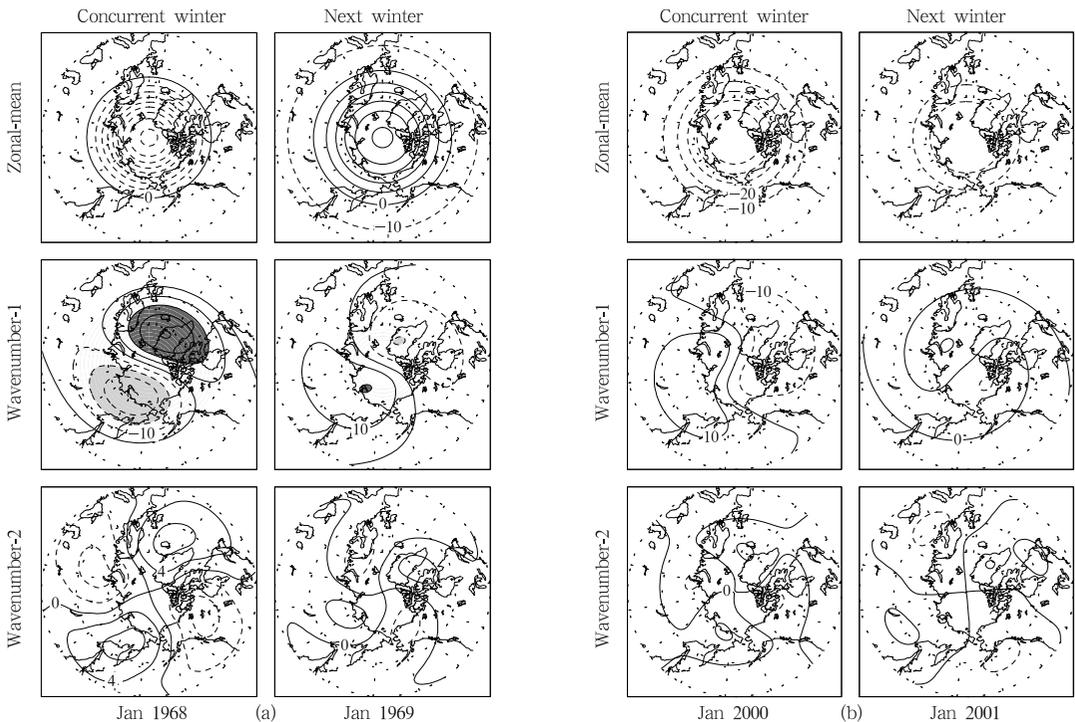


图 10 与图 8 类似,为峰值出现在夏秋季的 2 次冷 ENSO 过程(a,b)中,其峰值所在当年冬季和峰值之后下一年冬季 70—10 hPa 平均位势高度异常(单位:gpm)的纬向平均、

1 波(阴影为大于 20)和 2 波(阴影为大于 10)分量分布

Fig. 10 As in Fig. 8 but for the 2 cold ENSO events peaked in summer-autumn (a,b)

一步分析。

值得注意的是,在整个第 2 次强 ENSO 阶段(图 11b,e),波动引起的向极热通量演变与其他两个阶段不同,其与 ENSO 呈明显的负相关。如 1984—1985 和 1988—1989 年的冷 ENSO 对应正的向极热量通量异常,而 1986—1987 年的暖 ENSO 对应着负的向极热通量异常;在 ENSO 峰值之后的下一年冬季,当极涡强度最强响应出现时,波动向极热通量接近于零。说明在该阶段中,波动引起的向极热通量并不能揭示极涡的滞后异常响应。

平流层极涡强度和极夜急流强度的异常变化,是由波动所引起的热量通量的辐合辐散和动量通量的辐合辐散共同(即 Eliassen-Palm 通量的辐合辐散)决定的。为了揭示在强 ENSO 强迫背景下,波动异常效应与极涡异常响应的联系,计算了各阶段中沿 60°N 纬圈平均的波动向极动量通量与沿 80°N 纬圈平均的波动向极动量通量的差值,用以估计极夜急流附近纬度 60°—80°N 纬带内波动动量辐合的时间演变(图 12)。因为图 11 中热量通量异常和图 12

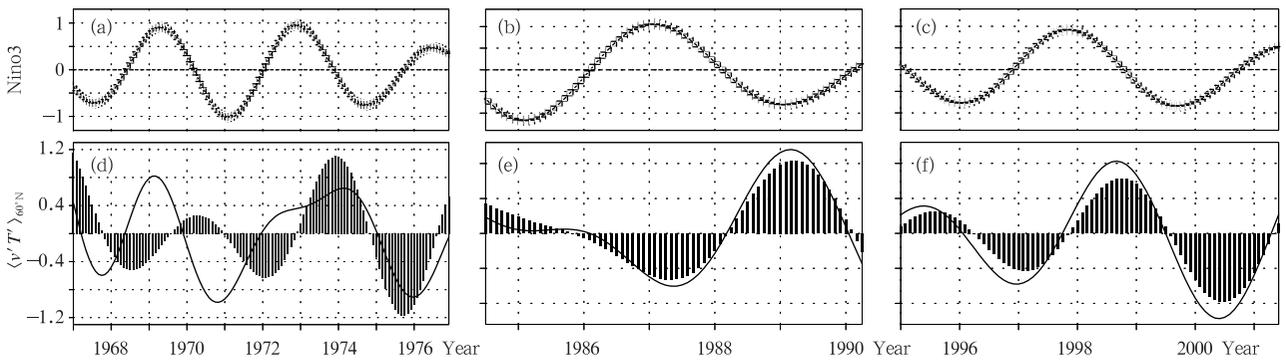


图 11 1967—1976(a,d)、1984—1990(b,e)和 1995—2001 年(c,f)3 次强 ENSO 阶段中, 3—5 a 时间尺度的 Nino3 指数(a—c)与平流层沿 60°N 纬圈平均的波动向极热通量的时间演变(d—f, 单位: $m \cdot K/s$)

(图 d—f 中的廓线代表总的波动向极热通量, 直方图代表年尺度以下瞬变波动所造成的热通量)

Fig. 11 Temporal evolution of the 3–5 year timescale Nino3 (upper) and the zonal-mean wave-driven heat-flux along 60°N averaged over the stratospheric layer (70–10 hPa) (bottom, unit: $m \cdot K/s$) in 1967–1976 (a,d), 1984–1990 (b,e) and 1995–2001 (c,f)

(Curve and bar in the bottom panel respectively denote the total and the component contributed by the transient waves shorter than one-year)

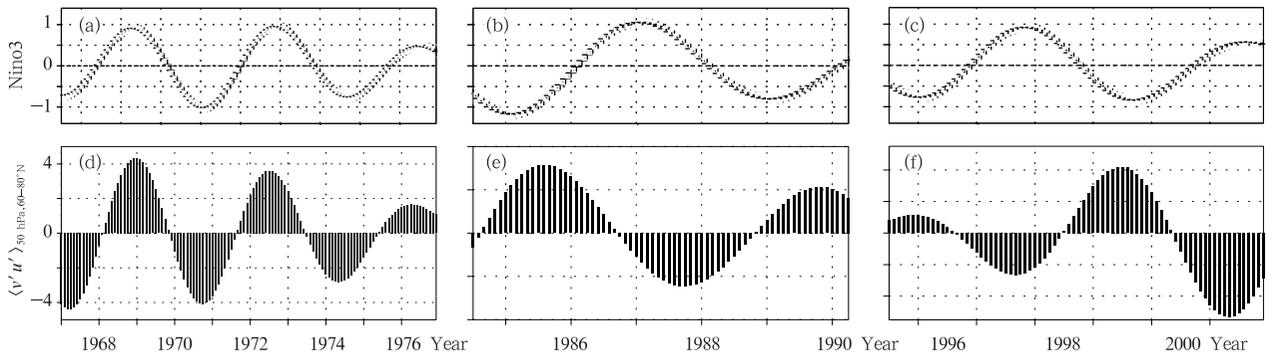


图 12 1967—1976 (a,d)、1984—1990 (b,e)和 1995—2001 年(c,f) 3 次强 ENSO 阶段中,3—5 a 时间尺度的 Nino3 指数(a—c)与平流层 50 hPa 沿 60°N 纬圈平均的波动向极动量通量与沿 80°N 纬圈平均的波动向极动量通量之差的时间演变(d—f, 单位: m^2/s^2)

Fig. 12 As in Fig. 11 but for the difference of the zonal-mean wave-driven momentum-flux at 50 hPa between 60°N and 80°N (bottom, unit: m^2/s^2)

给出的动量通量异常,并非严格意义上的 Eliassen-Palm 通量的垂直和水平分量(Hu, et al, 2002),因此不宜作为两者量级对比的依据,但可以定性地表明它们的时间演变与 ENSO 循环的关系。由图 12a,d 发现,在 1967—1976 年的强 ENSO 阶段,波动动量通量的辐合(图 12d—f, 正正常)总是滞后冷 ENSO 峰值(图 12a—c)约 1/4 周期出现,而动量通量的辐散(负异常)则滞后暖 ENSO 峰值约 1/4 周期,有利于纬向风异常在暖/冷 ENSO 之后减弱/增强。值得注意的是,当波动向极热通量在 1968—

1972 年不利于形成滞后的极涡强度异常响应时(图 11a,d),波动所引起的动量通量的辐合辐散演变却与极夜急流的年际尺度响应(图 1—2)相一致。这说明在不同的 ENSO 阶段,波动所造成的热量通量和动量通量可共同起作用,也可以分别起作用。类似地,1984—1990 年(图 12b,e),波动动量通量的辐合(正)和辐散(负)异常峰值也分别出现在冷 ENSO 和暖 ENSO 峰值之后数月,与极夜急流强度的滞后响应相一致,这说明与 1968—1972 年类似,此时段中平流层极涡强度的滞后异常响应也主要由波动动

量通量的辐合辐散起作用。与此时段不同,图 12c 和 12f 在 1995—2001 年的 ENSO 阶段中,波动动量通量的辐合、辐散均趋于与冷、暖 ENSO 峰值同时出现,在滞后 ENSO 峰值约 1/4 周期时,动量通量的辐合辐散接近于零,说明在此时段中,贡献于极涡强度滞后响应的波动异常效应主要来自波动所引起的向极热量通量的辐合辐散。

综上所述,在 3—5 a 时间尺度的强 ENSO 强迫背景下,与 ENSO 有关的行星波异常效应贡献于平流层极涡强度滞后异常响应的途径,具有显著的阶段性差异。在有些时段中是波动引起的经向热量通量辐合辐散更重要,在另外几个时段则是波动引起的经向动量通量的辐合辐散更重要。这可能与 ENSO 事件强度或空间型的差异有关,也可能与前期平流层季节尺度环流分布的差异有关。对该问题的回答还需更进一步的证据。

5 结论与讨论

基于对近 60 年与 ENSO 循环过程相联系的平流层异常环流的诊断,进一步揭示了在 3—5 a 时间尺度上,平流层环流异常与 ENSO 异常的滞后耦合关系。在强 ENSO 期,极夜急流强度最大异常滞后 ENSO 峰值约 1/4 周期(接近 1 a 时间)出现,暖/冷 ENSO 峰值与随后的极夜急流强度的负/正异常相对应;当 ENSO 事件特别是其 3—5 a 时间尺度的峰值较强时,平流层环流的异常响应也较强,反之亦然。与 3—5 a 时间尺度强 ENSO 峰值相联系的这种年际尺度的环流异常,对季节尺度的平流层环流振荡的性质或强度也有显著影响。亦即,相对于冷 ENSO 过程,暖 ENSO 强迫背景下的热带外平流层极夜急流平均持续偏弱,极区温度平均持续偏暖,且最大异常平均出现在 ENSO 峰值之后 9—11 个月。对比峰值在不同季节的 ENSO 过程发现,当 3—5 a 尺度的 ENSO 峰值出现在冬春季节时,最强的平流层环流异常响应发生在下一年的冬季;而当 3—5 a 时间尺度的 ENSO 峰值出现在夏秋季时,最强的平流层环流异常则会出现在随后的当年冬春季。

平流层环流的滞后异常响应与 ENSO 所引发的行星波活动异常有密切关系。对 3—5 a 尺度强 ENSO 事件中对流层-平流层波动异常特征的诊断发现,除了两次峰值出现在夏秋季的 ENSO 过程

之外,对于所有强冷/暖 ENSO 过程,在 ENSO 峰值出现的当年冬季和下一年冬季,平流层纬向平均高度场(0 波)都为以极区为中心的负/正的高度异常所主导,且在下一年的冬季高度异常相对更强,这与纬向平均纬向风和极区温度异常的滞后响应一致。在两次夏秋季 ENSO 峰值随后的当年冬春季,平流层纬向平均高度场(0 波)的异常响应最强。行星波 1 波代表了极涡的偏心效应,行星波 2 波反映的是极涡的分裂效应。在 ENSO 峰值所在的当年冬季,在对流层高层都会出现一年际时间尺度的太平洋-北美环流异常型,这一太平洋-北美环流型与当年冬季平流层出现的 1 波异常相对应;在大多数(9/11) ENSO 峰值之后的下一年冬季,伴随对流层太平洋-北美型环流减弱,平流层的行星波 2 波异常均会比上一年显著增强,对应着最强的极区高度和温度异常效应。

诊断强 ENSO 阶段平流层行星波异常的经向通量散度效应时间演变与 ENSO 循环的关系发现,行星波异常效应贡献于平流层极涡强度滞后异常响应的途径,具有显著的阶段性差异。在不同的强 ENSO 阶段,由行星波异常所引起的波动经向热量通量辐合或经向动量辐合可分别起作用。在一些阶段中是波动引起的经向热量通量辐合辐散更重要,而在另外一些阶段则可能是波动引起的经向动量通量的辐合辐散更重要。存在这种差异的原因可能与 ENSO 强度以及空间型有关,也可能与前期季节尺度的环流性质有关。对该问题的澄清,有待于进一步的工作。

本文针对过去 60 年中出现的 11 次 3—5 a 尺度的强 ENSO 过程,诊断分析了各个 ENSO 峰值过程中的平流层环流异常响应特征,不仅证实了 ENSO 与平流层环流异常在 3—5 a 时间尺度上的滞后耦合关系,说明了这种 3—5 a 时间尺度上的耦合联系对季节尺度平流层环流异常有重要的调制作用,而且还发现,上述耦合关系与 ENSO 峰值的强度及其峰值所出现的季节有重要关系;不同的 ENSO 阶段中所引发的行星波活动效应存在显著的阶段性差异。尽管这种差异的原因尚未揭示清楚,而且关于 ENSO 在热带外地区的效应等问题也远未定论,但无论如何,本文的研究为深入理解 ENSO 在热带

外地区的时空效应,认识 ENSO 对气候年际尺度异常的影响过程,提供了有效的证据。

参考文献

- 任荣彩, 向纯怡. 2010. 平流层极涡振荡与 ENSO 热带海温异常的时空联系. *气象学报*, 68(3): 285-295
- 肖栋, 李建平. 2011. 皮纳图博火山爆发对 20 世纪 90 年代初平流层年代际变冷突变的影响机理. *科学通报*, 56(4-5): 333-341
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J Geophys Res*, 104(D24): 30937-30946
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294: 581-584
- Cai M, Ren R C. 2007. Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part I: Northern hemisphere cold season variability. *J Atmos Sci*, 64(6): 1880-1901
- Camp C D, Tung K K. 2007. Stratospheric polar warming by ENSO in winter: A statistical study. *Geophys Res Lett*, 34: L04809, doi: 10.1029/2006GL028521
- Chen W, Takahashi M, Graf H F. 2003. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST. *J Geophys Res*, 108: 4797, doi: 10.1029/2003JD003834
- Chen W Y, van den Dool H M. 1997. Asymmetric impact of tropical SST anomalies on atmospheric internal variability over the North Pacific. *J Atmos Sci*, 54: 725-740
- Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions. *J Appl Meteor*, 18(8): 1016-1022
- García-Herrera R, Calvo N, García R R, et al. 2006. Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data. *J Geophys Res*, 111: D06101, doi: 10.1029/2005JD006061
- Garfinkel C I, Hartmann D L. 2007. Effects of the El Niño-Southern Oscillation and the Quasi-Biennial Oscillation on polar temperatures in the stratosphere. *J Geophys Res*, 112: D19112, doi: 10.1029/2007JD008481
- Garfinkel C I, Hartmann D L. 2008. Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex. *J Geophys Res*, 113: D18114, doi: 10.1029/2008JD009920
- Hu Y Y, Tung K K. 2002. Interannual and decadal variations of planetary wave activity, stratospheric cooling, and northern Hemisphere annular mode. *J Climate*, 15(13): 1659-1673
- Itoh H, Harada K I. 2004. Coupling between tropospheric and stratospheric leading modes. *J Climate*, 17(12): 320-336
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(3): 437-471
- Kodera K. 1995. On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern Hemisphere. *J Geophys Res*, 100(D7): 14077-14087
- Li J P, Wang J X L. 2003. A modified zonal index and its physical sense. *Geophys Res Lett*, 30(12): 1632, doi: 10.1029/2003GL017441
- Luo D H, Gong T T, Zhong L H. 2008. Dynamical relationship between the phase of North Atlantic Oscillations and the meridional excursion of a preexisting jet: An analytical study. *J Atmos Sci*, 65(6): 1838-1858
- Luo D H, Zhong L H, Ren R C, et al. 2010. Spatial pattern and zonal shift of the North Atlantic Oscillation. Part II: Numerical experiments. *J Atmos Sci*, 67(9): 2827-2854
- Manzini E, Giorgetta M A, Esch M, et al. 2006. The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model. *J Climate*, 19(16): 3863-3881
- Ren R C, Cai M. 2006. Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate. *Adv Atmos Sci*, 23(6): 884-900
- Ren R C, Cai M. 2007. Meridional and vertical out-of-phase relationship of temperature anomalies associated with the Northern Annular Mode variability. *Geophys Res Lett*, 34: L07704
- Ren R C, Cai M, Xiang C Y, et al. 2012. Observational evidence of the delayed response of stratospheric polar vortex variability to ENSO SST anomalies. *Climate Dyn*, 38(7-8): 1354-1358
- Taguchi M, Hartmann D L. 2006. Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as simulated by WACCM. *J Climate*, 19(3): 324-332
- Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J Climate*, 13(5): 1000-1016