

冷暖事件对大气能量循环和纬向平均环流影响的模拟研究

张 韬 吴国雄 郭裕福

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

摘 要

利用中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室新发展的 GOALS-5 全球海-陆-气耦合模式研究了暖事件(El Nino)和冷事件(La Nina)对大气能量循环和纬向平均环流的影响,并用观测资料进行了对比分析。结果表明:对于纬向平均资料来说,冷、暖事件在热带和副热带地区的大气环流相关量的反相变化特征非常清晰,中高纬度地区并不明显。此外,还发现,暖事件时定常涡动的经向热通量的变化是北半球对流层热带外地区温度异常的主要原因,而瞬变波的影响则起抵消作用。冷事件时定常波和瞬变波相互抵消的局地特征也依然存在,但瞬变波的影响有所增强。

关键词: El Nino 和 La Nina, 耦合模式, 能量循环, 纬向平均环流。

1 引 言

自从 Bjerknes^[1,2]在观测研究中发现了赤道地区海温异常对大气环流的影响以来,有越来越多的大气模式被用来研究 El Nino 和气候异常的关系^[3~9]。这些研究虽然涵盖了海温对大气环流影响的各个方面,但海温异常对与大气能量贮存和能量转换过程相关的纬向平均量的影响却阐述不多。有的研究虽然利用单独大气环流模式的敏感性试验对纬向平均大气环流进行了探讨^[10,11],但仅局限于暖事件(El Nino)的影响,而冷事件(La Nina)的影响并没有谈到。而且从单独的大气环流模式来讨论 ENSO 的影响,在一定程度上具有局限性。众所周知,大气主要是通过表面风异常来影响海洋,而海洋则是通过海表水温及其相关的感热和潜热通量异常来影响大气^[12]。ENSO 现象是热带海洋大气耦合系统的一类自由振荡,它是由海洋和大气本身的物理特性所决定的。因此,从海-陆-气多圈层耦合系统模式来研究海温异常对大气能量循环的影响更有意义。

文中利用中国科学院大气物理研究所大气科学

与地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)最新发展的全球海-陆-气耦合系统模式 GOALS-5^[13]的 30 a 积分结果来探讨冷暖事件对大气能量贮存和能量转换过程的影响,并同观测结果进行对比分析:进行此研究的目的主要基于两个方面的考虑。首先,可以较好地了解冷、暖事件中大气物理过程的变化,大气定常波和瞬变波的影响也可区分开;其次,对新发展的 GOALS-5 模式的模拟性能有一个更全面的认识。

2 模式和观测资料

2.1 模式资料

最新全球海-陆-气耦合系统模式(GOALS-5)的海洋分量基于第三代 OGCM^[14]。同原有的海洋环流模式 ML20^[15]相比,新的 OGCM 最主要的改进之处在于以下两个方面:第一,垂直和水平分辨率有了显著提高,模式水平方向采用了与纬向波数为 63 波的三角谱截断(T63)相应的格点系统,网格约为 1.875°×1.875°,垂直方向为 30 层;第二,引入了一些相当成熟的参数化方案,包括太阳辐射的穿透作用^[16]、与赤道海洋混合过程有关的理查逊(Richard-

son) 数、高纬水道(leads)区海-气热交换更详细的参数化方案、Gent 和 MacWilliams(也叫 GM 90)^[17] 的等密度和等密度厚度混合方案。

GOALS 模式新版本的大气模式分量是一个在引进基础上改进的谱模式, 水平方向为菱形 15 波截断, 其水平分辨率相当于 7.5 (经度) 4.5 (纬度); 在垂直方向上采用 σ 坐标, 分为不等间距的 9 层, 有 3 层位于行星边界层。主要的物理过程包括: 引入了新的 K-分布辐射方案来取代旧的辐射方案^[18], 将简化的生物圈(SSiB)陆面过程模式^[19] 并入大气模式中, 用诊断的云^[20] 来取代给定的 ISCCP 的云^[21], 并引入了太阳辐射日变化^[22]。

这里所用的耦合方案不同于 GOALS 模式较早几个版本(GOALS-1.1, GOALS-2 和 GOALS-3) 采用的修正的月通量距平耦合方案, 而是采用逐日通量距平耦合方案^[23]。但耦合区域只限于开洋面, 而且只考虑了热通量交换和动量交换。在新版本 GOALS-5 模式控制试验的长期积分中, 去掉了模式刚开始积分几年的结果以便于消除耦合模式调整时期所造成的系统误差。本文选取 GOALS-5 模式后 30 a 积分结果进行讨论。

图 1 表示的是 GOALS-5 30 a 积分在太平洋

45 S~45 N 范围的月平均海温距平场经验正交函数(EOF)分析第一特征空间场及其时间系数。它解释了大约 24% 的方差。对海温距平的第一个特征场(图 1a)分析可以发现, 这个模态呈现出极其典型的厄尔尼诺变化的特征型, 这与 Weare 等^[24] 的观测结果基本是一致的。北美西部沿海及热带中东太平洋海温距平表现出同符号变化特征, 而北太平洋中高纬度海域、西太平洋暖池区以及南太平洋副热带海域的海温变化与之相反, 海温变化幅度较大的区域主要位于近赤道中东太平洋。对应第一特征场的时间系数(图 1b)反映了该海温特征分布的时间演变。可以发现, 时间系数的正负变化明显表现出年际振荡, 30 个模式年中产生了大约 7~8 个冷暖事件, 周期是 2~7 a, Nino 变率非常一致。关于模式中冷暖事件的确定, 本文把时间系数超过一个正的标准偏差(图 1b 中虚线所示)的模式年作为暖事件年, 时间系数小于一个负的标准偏差的模式年作为冷事件年, 而且冷暖事件的持续时间在 6 个月以上。因此, 文中将第 7, 22, 25 和 27 模式年作为暖事件年, 将 9, 17, 20 和 24 模式年作为冷事件年。需要说明的是, 这里讨论冷暖事件对大气能量循环影响时主要是考虑北半球冬季 1 月份的情况。

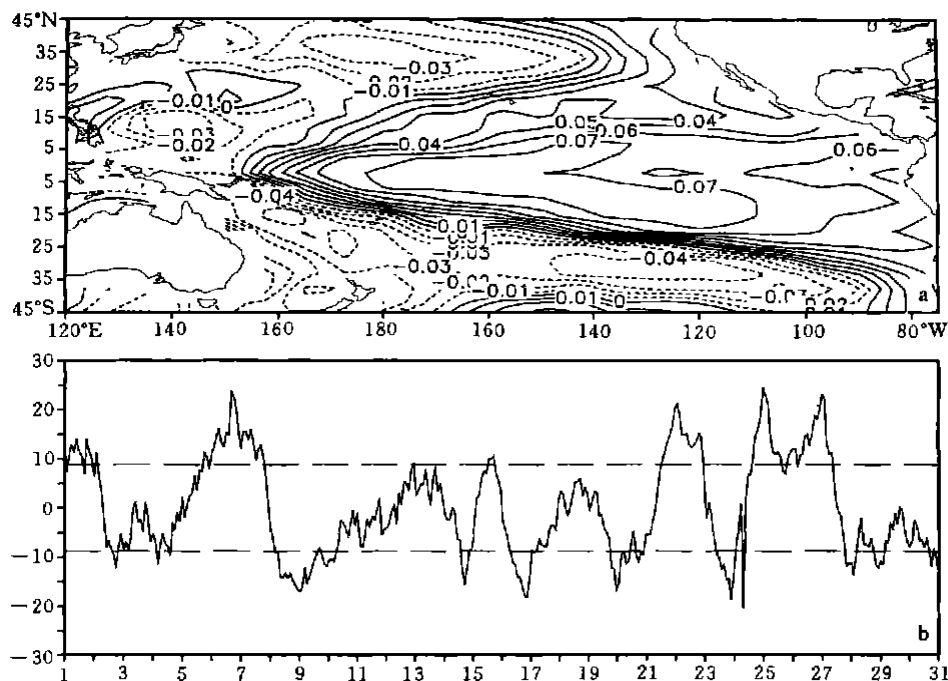


图 1 GOALS-5 模拟的 45 S~45 N 太平洋 SST 距平 EOF 分析

(a. 第一模态, b. 对应的时间系数)

模式中冷暖事件年份的选取,主要是考虑了第一特征向量及时间系数。这是因为第二特征向量所占方差(8%)比重较小,而且时间系数振幅也相对较弱的缘故。Peixoto 和 Oort^[12]指出:赤道东太平洋平均 SST 异常的序列^[25]与太平洋海温距平 EOF 第一模态的时间序列^[24]几乎是完全一致的,这清楚地表明了 ENSO 现象在海表水温序列中的显著性。因此,文中对模式中冷暖事件的选取是合理的。为了更加

证实的想法,给出了所选取的冷暖事件年在太平洋区域的 1 月份海温距平分布合成图(图 2)。可以看到,暖事件时 SST 距平分布形式(图 2a)与 EOF 分析第一模态(图 1a)非常相似,冷事件时 SST 距平分布(图 2b)与之相反,而且超过 1.5 的正、负距平中心位于中、东太平洋,这与一些典型的 El Nino 和 La Nina 年海温距平合成图(图略)很相近,这 Nino 事件有较好的模拟能力。

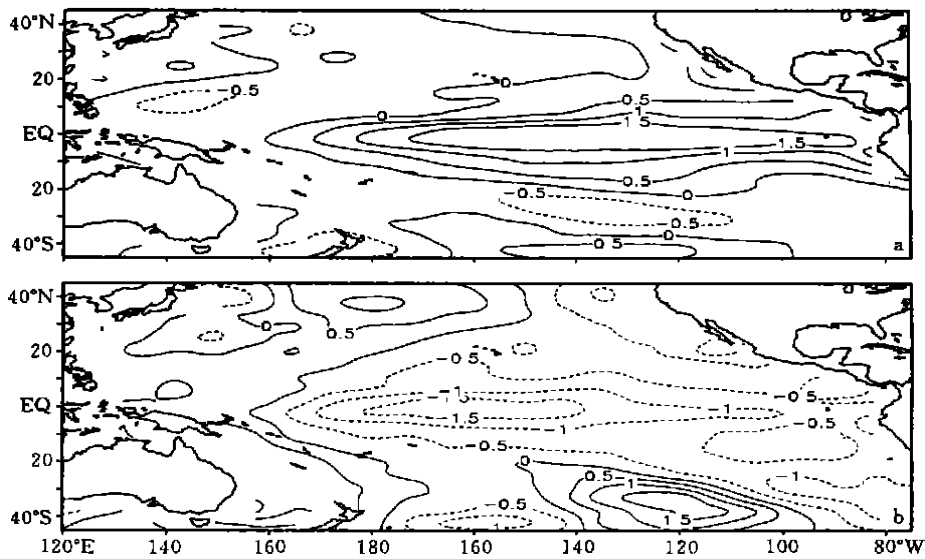


图2 GOALS-5 模拟的太平洋区域 SST 异常
(a. 暖事件 b. 冷事件;单位:)

2.2 观测资料

文中模式所模拟的能量循环各参数的距平结果将同 NCEP/NCAR 再分析资料进行对比分析。El Nino 年份(1983, 1987, 1992, 1995 年)的 1 月和 La Nina 年份(1971, 1974, 1989, 1996 年)的 1 月各能量参数与观测的正常情况年份(1988, 1990, 1991, 1993, 1994 年)的 1 月的差作为实际大气中暖、冷事件影响的估计值。关于这些年份的选取,具体可参见文献[26]。

3 模拟结果

3.1 全球平均能量循环

各种量的全球平均能量循环结果如表 1 所示。表中的符号^[13,27]分别表示: K_Z 纬向平均流的动能, A_Z 纬向平均有效位能, C_Z 由平均经圈环流引起的 A_Z 向 K_Z 的转换, K_{SE} 定常涡动动能, A_{SE} 定常涡动有效位能, C_{AS} 由 A_Z

向 A_{SE} 的斜压转换, C_{ES} 由定常涡动引起的 A_{SE} 向 K_{SE} 的斜压转换, C_{KS} 从 K_Z 向 K_{SE} 的正压转换(总体说来为负号), K_{TE} 瞬变涡动动能, A_{TE} 瞬变涡动有效位能, C_{AT} 由 A_Z 向 A_{TE} 的斜压转换, C_{ET} 由瞬变涡动引起的 A_{TE} 向 K_{TE} 的斜压转换, C_{KT} 从 K_Z 向 K_{TE} 的正压转换。

在详细讨论不同强迫(冷暖事件)的异常之前,必须考虑模式的基本态和观测相比是否合乎实际。可以看到,再分析资料的全球能量循环估计值和模式的平均态模拟值相当一致(表 1 中第 1 列和第 2 列)。GOALS-5 模拟的平均态中较明显的偏差是 C_Z 项与观测符号相反,它主要是由于高纬地区的误差造成的,但中低纬的模拟基本与观测一致^[13]。

NCEP 再分析资料估算的暖异常和冷异常结果分别位于表 1 中的第 3 列和第 5 列,对应的模拟结

表 1 1 月份全球平均大气能量循环*

	观测的正常年份	模拟的平均状态	观测的暖异常	模拟的暖异常	观测的冷异常	模拟的冷异常
K_Z	9.02	9.55	0.12	0.28	-0.48	-0.14
A_Z	43.56	47.75	-1.44	1.05	-0.65	1.62
C_Z	0.14	-0.29	0.04	0.03	-0.13	-0.08
K_{SE}	2.53	2.22	0.22	0.09	0.37	0.05
A_{SE}	2.72	2.63	0.11	0.45	0.28	0.48
C_{KS}	-0.25	-0.27	0.09	-0.04	0.02	-0.01
C_{ES}	0.74	1.07	-0.02	0.07	0.07	-0.01
C_{AS}	0.76	0.68	-0.02	-0.03	0.14	0.29
K_{TE}	4.98	4.15	0.16	0.04	-0.15	-0.02
A_{TE}	2.83	2.63	0.15	0.28	0.18	0.31
C_{KT}	-0.49	-0.28	0.08	-0.01	0.03	0.00
C_{ET}	1.41	1.51	0.07	0.08	0.04	0.03
C_{AT}	1.21	1.33	0.03	0.14	0.08	0.18

* NCEP 再分析资料正常年份的平均值(第 1 列), 模式平均态(第 2 列), El Nino 年的平均值与第 1 列值的差(第 3 列), 模式中暖事件年的平均值与第 2 列数值的差(第 4 列), La Ninoa 年的平均值与第 1 列数值的差(第 5 列), 模式中冷事件年的平均值与第 2 列数值的差(最后 1 列)。能量贮蓄项单位为 $J/(m^2 \cdot Pa)$, 能量转换项单位为 W/m^2 。

果分别位于第 4 列和第 6 列。可以看到大多数能量循环参数相对于正常或模拟平均态的差异并不显著, 而且并非所有的参数都是暖事件时增大, 冷事件时减小。有些参数(如 K_{SE} , A_{SE} , A_{TE} , C_{ET} , C_{AT})冷暖事件时都增大, 观测和模拟结果都如此。有些参数(如 C_{AS})暖事件时减小, 冷事件时反而增大。另外一些参数(如 A_Z , C_{ES})的观测和模拟结果相反。Ulbrich 等^[11]利用 ECHAM 2 大气环流模式进行研究时也发现暖事件时观测的 A_Z 和 C_{ES} 值都减小, 模拟值却增大, 这与我们的结果基本一致, 但他没有讨论冷事件时的情况。通过比较模式和观测结果发现, 总体来说, 不同参数的全球能量循环值在冷暖事件中的变化无法用共同的特征进行简单的概括。在下面的讨论中将会看到, 这种结果仅仅是对全球积分值而言, 接下来对纬向平均贡献的分析可以更深入地理解冷暖异常时大气中物理过程的变化。

3.2 纬度-高度距平分布

3.2.1 纬向平均动能

图 3 给出了观测和模拟的纬向平均动能 K_Z 在冷暖事件中的距平分布。可以看到, 暖事件时 GOALS-5 模拟的两半球副热带急流在向赤道一侧增强, 而在向极地一侧则有相同程度的减弱(图 3b), 这表明暖事件时急流轴向赤道方向移动。同时 60°N 附近的极地西风急流也有较弱的增强。副热带急流的这种向赤道方向移动和极地急流的增强在

观测结果中(图 3a)也得到证实。但模拟的北半球副热带急流(增强或减弱)的强度都明显偏低, 大约为观测值的 1/2。南半球的副热带急流正距平偏强, 位置也比观测值偏向极地 15°左右。与此相同, 许多模式(包括 ECMWF 模式)模拟的副热带急流也都太偏向极地^[28,29]。Wu 和 Cubasch^[10]指出急流的这种向极移动的原因之一可能是模拟的 Hadley 环流太弱或驱动 Hadley 环流的强迫因子偏低。

冷事件时, GOALS-5 基本上也能模拟出观测到的副热带急流向赤道一侧减弱以及冬半球的极夜急流和夏半球的高空东风急流增强等特征(对比图 3c 和 3d)。但北半球向赤道一侧的副热带急流减弱程度偏低, 而南半球向极一侧的副热带急流则增强过高, 赤道上方 250 hPa 左右也出现了不合实际的高值中心。我们还注意到, 北半球急流加强的位置比观测偏向赤道 10°左右, 在暖事件时也有类似的误差(图 3b)。

比较冷暖事件对 K_Z 的影响, 发现冷事件时冬半球的极夜急流和夏半球的高空东风急流增强在暖事件中并不明显。观测到的冷事件时副热带急流向赤道一侧减弱的特征在南半球模拟相对较好而北半球较差, 暖事件时副热带急流向赤道一侧增强的特征在南半球模拟较差而北半球稍好, 但副热带急流的反向移动特征使我们能更清楚地区分冷暖事件。

3.2.2 纬向平均温度

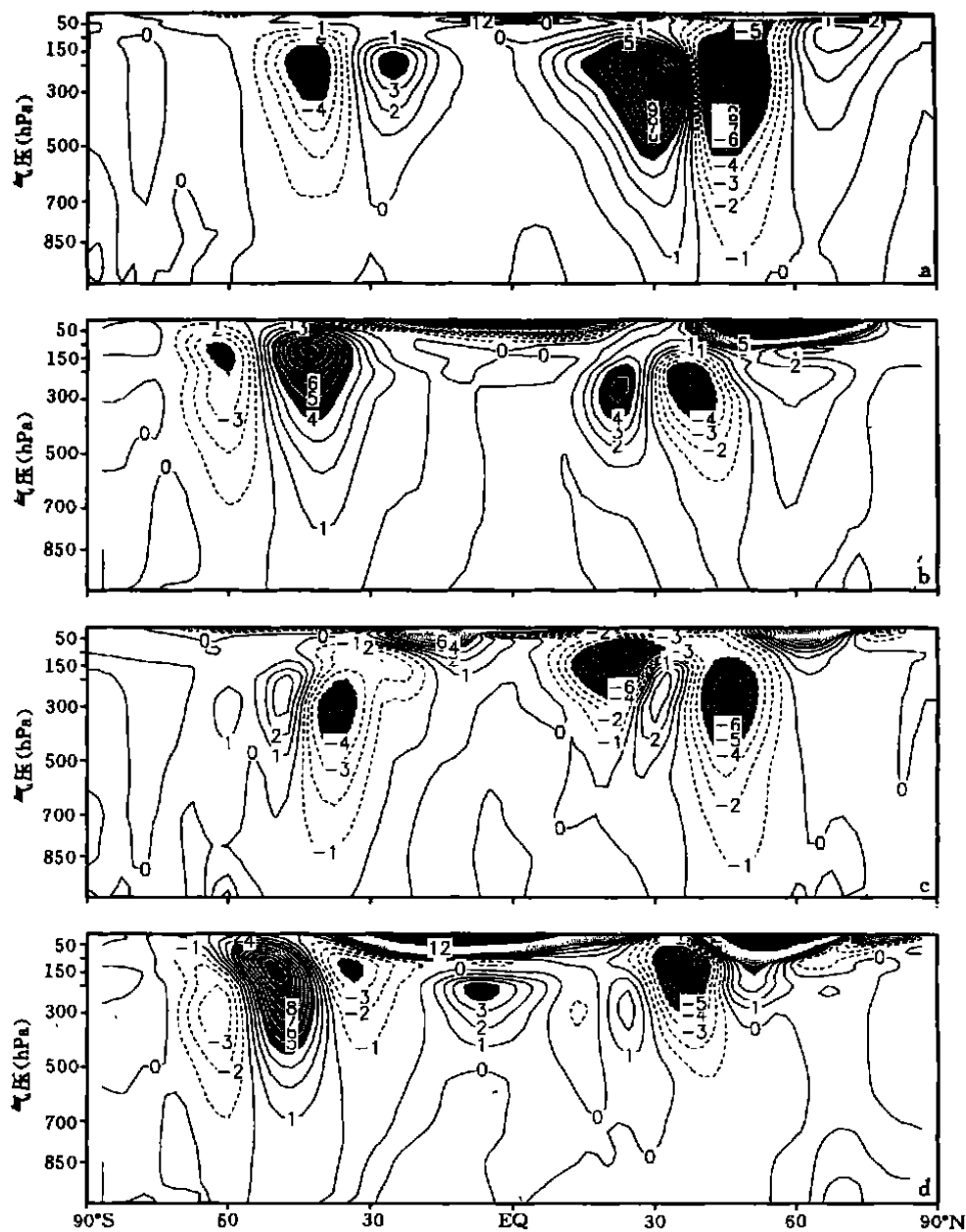


图 3 1 月份观测和模拟的 K_z 的异常
(a. 暖事件, NCEP 资料, b. 暖事件, GOALS-5, c. 冷事件, NCEP 资料,
d. 冷事件, GOALS-5; 单位: $J/(m^2 Pa)$)

局地的动能变化可能是由于大气其他区域的温度变化所引起的, 因此对温度距平场的分析有助于理解冷暖事件中 K_z 的变化。图 4 给出了冷暖事件时观测和模拟的温度场的距平分布。从暖事件的影响来看, GOALS-5 基本能模拟出低纬对流层温度升高和副热带地区温度降低的特征(图 4b), 这与观测结果(图 4a)合理地一致。虽然 NCEP 再分析资料显示最大的低纬对流层增温中心位于低层 850 hPa

以及高层 300 hPa 以上(图 4a), 而 GOALS-5 模拟结果却是在对流层中层 500 hPa 左右, 但 ECMWF 再分析资料表明暖事件时低纬最大增温区是位于对流层中层^[11], 这与文中的模式结果基本一致。Wu 和 Cubasch^[10] 利用欧洲中心高分辨率谱模式的数值模拟结果也发现了温度距平有类似的分布特征。他们还发现了暖事件时北半球副热带地区的大气冷却特征, 但南半球副热带地区的对流层冷却现象在他们

的单独大气模式中却没能反映出来。GOALS-5 模式显然克服了单独大气模式的缺点,但南半球副热带地区模拟的温度负距平偏强且中心位置偏向极地过多,而北半球副热带地区的温度负距平偏弱(对比图 4a 和 4b),这种局地误差造成了北半球副热带地区经向温度梯度模拟偏弱,南半球副热带地区模拟偏强,它与前面讨论的模式中北半球副热带急流能量值增强幅度偏小以及南半球副热带急流能量值增

强幅度偏大(图 3b)是相一致的。观测到的中高纬地区的对流层升温(图 4a)在 GOALS-5 中也能合理地再现(图 4b)。副热带急流向极一侧的风速减小(图 3a 和 3b)是与中高纬增温引起温度梯度的减弱相对应的。

冷事件时,GOALS-5 模拟的低纬 30°S~30°N 对流层的冷却效应与观测资料也基本一致(对比图 4c 和 4d),但观测到的赤道上方 250 hPa 的负温度

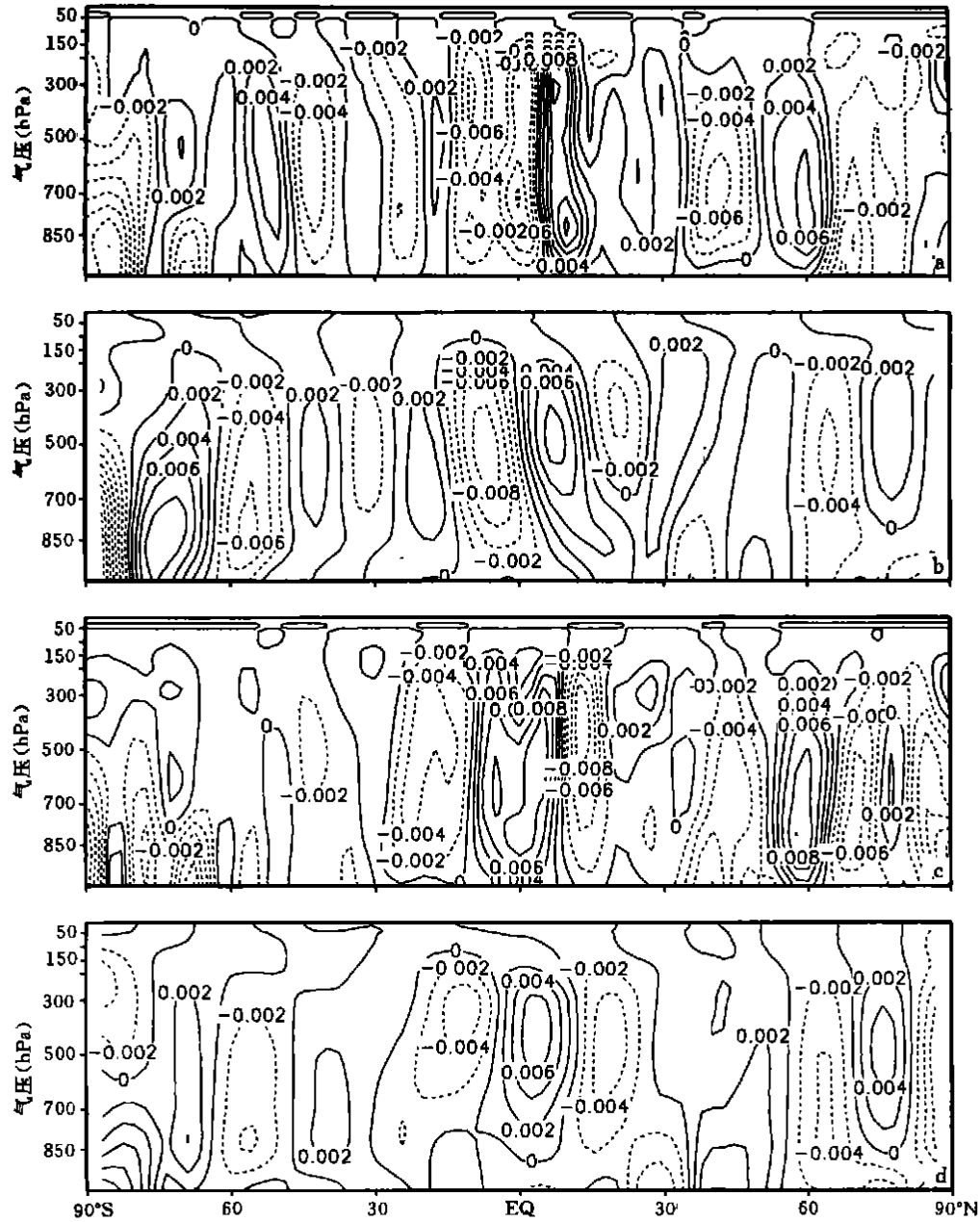


图 4 同图 3, 但为温度场的异常(单位: K)

距平(图 4c) 在模式中模拟为正温度距平(图 4d), 它使模式中该处的温度梯度偏强, 这与前面讨论的冷事件时模式中赤道上方不合实际的 K_z 正距平中心(图 3d) 是一致的。南半球较明显的误差是模式中有一个较大的正温度距平中心(图 4d), 而观测中仅在对流层中层有一个小的正中心(图 4c), 冷事件时模式中南半球中纬度 K_z 正距平偏强(图 3d) 就是该处温度正距平模拟偏强(图 4d) 造成的。

对比冷暖事件时温度距平的分布, 发现北半球副热带地区对流层的冷却和中高纬的升温在冷暖事

件中都存在, 而热带对流层的温度距平在冷暖事件中的反向变化特征则较为清晰, GOALS-5 基本上能模拟出冷暖事件在热带地区的温度距平反向变化特征。

3. 2. 3 Hadley 环流的异常

冷暖事件对热带地区纬向平均温度距平的影响很大程度上可以用 Hadley 环流和湿度场的相应变化来解释。暖事件时, 模式(包括观测) 中的湿度和向上垂直风速 ($dp/dt < 0$) 在 SST 局地增强的赤道地区宽为 20 的纬度带上增强(图 5a 和 5b)。因此,

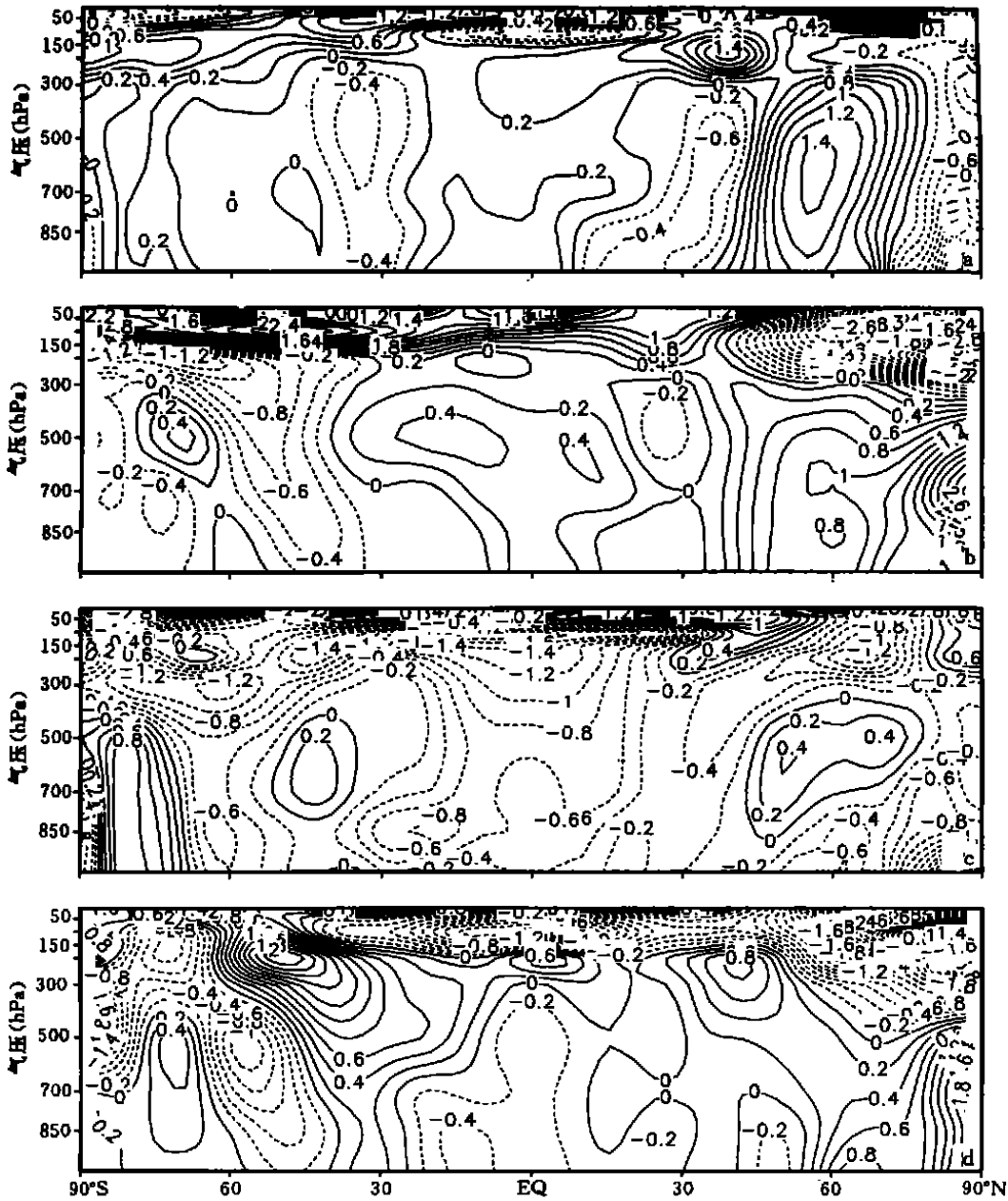


图 5 同图 3, 但为 p 坐标中垂直速度(dp/dt) 的异常(单位: Pa/s)

更多的感热和潜热向上输送,使热带对流层增温。为了保持质量守恒,异常的上升运动必定在其他纬度由下沉运动来补偿。值得注意的是,虽然模式平均态在 10~45°N 纬度带都是下沉运动区,但只有北半球 Hadley 环流下沉运动($dp/dt > 0$)支的一部分,即 15°N 以南的区域增强(图 5b),而较弱的南半球 Hadley 环流支在暖事件时影响很小,这与观测(图 5a)基本一致。

冷事件时,由于模式中热带地区上升运动减弱程度(绝对值)比观测偏小(对比图 5c 和 5d),因此模式中热带地区较小的温度负距平(绝对值)是可以理解的(图 4c 和 4d)。模拟的南半球 Hadley 环流支的上升运动在冷事件中增强(图 5d),这与观测(图 5c)合理地一致。模式中北半球 Hadley 环流下沉支的减弱也局限于 15°N 以南的区域,这和暖事件的情形是一样的。

对比冷暖事件对 Hadley 环流的影响,可以看出,暖事件时,北半球 Hadley 环流明显增强,南半球 Hadley 环流分支影响则很小。冷事件时,北半球 Hadley 环流明显减弱,南半球 Hadley 环流的上升支则有所增强。而且暖(冷)事件时北半球 Hadley 环流的下沉支增强(或减弱)仅限于 15°N 以南区域。虽然模式对中高纬地区的环流(Ferrel 环流,极地环流)模拟不好,甚至还相反,但观测(图 5a 和 5c)和模拟(图 5b 和 5d)结果都表明中高纬地区的环流在冷暖事件中没有明显的反相变化特征。

3.2.4 经向热输送的异常

暖事件时, SST 增强引起 Hadley 环流的变化看起来并不是直接对副热带和热带外的温度信号产生影响。例如,图 5a, b 表明对流层 30°N 处 Hadley 环流的下沉运动增强,这应该使局地的温度增强,而不是观测到的或模拟出的局地温度减小(图 4a 和 4b)。北半球副热带温度减小的真正原因或许是由于定常波感热向极热输送的局地变化造成的。从观测和模拟结果来看,定常波的异常热输送在温度降低区是辐散的(图 6a 和 6b),偏向极地一侧的地区(35~50°N)热通量是辐合的,局地温度也得到增强(图 4a 和 4b)。经向热输送的变化与 30°N 和 50°N 之间对流层定常波的振幅增强有关。应当指出观测和模拟的瞬变波热输送的局地异常较小或方向相反(图略),这证实了瞬变波减少中纬度的温度梯度^[11],显然定常波的影响较强。冷事件时,两种涡动的热输送异常相互补偿的局地特征也非常明显,

但瞬变波的影响似乎较强(如,观测的平流层和 30°N 附近的温度负距平)。

当然,北半球的这个结果很难解释南半球的温度变化,因为南半球波动产生的热输送局地异常非常弱。Kirchner 等^[30]的研究表明南半球非绝热温度强迫是影响局地热收支的主要因子,而北半球热距平的异常影响明显较弱。

模式中 50°N 以北极地平流层温度的减小(图 4b 和 4d)是定常涡动向极热输送减小的动力学影响的结果(图 6b 和 6d)。与观测相比,GOALS 模式的大气分量并没有很好地解决平流层和极区的问题,因此模式最上层和极区的结果应谨慎考虑。

3.2.5 正压能量转换

图 7 给出了冷暖事件时观测和模拟的正压转换项 C_{KS} 异常的地理分布。可以看到,暖事件时观测的 C_{KS} 显著信号是副热带急流向极一侧的区域(30~40°N)和 60°N 附近的正贡献增强(图 7a),而向赤道一侧的区域 C_{KS} 负贡献也增强(负距平)。GOALS-5 模拟结果(图 7b)也很相似,但 C_{KS} 正距平强度明显偏弱,这与全球积分值是一致的(表 1)。虽然 60°N 处模拟的 C_{KS} 距平位置较为合理,但只出现一个雏形,在冷事件时也有同样的问题(对比图 7c 和 d)。观测到的冷事件时 C_{KS} 在副热带急流轴向赤道一侧的负贡献减小(正距平)和向极一侧的正贡献减小(负距平)(图 7c)在模式中也能合理地再现(图 7d),但位置偏向对流层上层。暖事件时模拟的副热带急流向极一侧的 C_{KS} 正距平(图 7b)的位置比观测也偏向赤道 5 左右,另一个明显的误差是高层 C_{KS} 模拟出较大的负距平。为了解释 C_{KS} 变化及其观测和模拟差异的原因,文中考虑了主要决定正压转换项 C_{KS} 的两个因子,即(定常波)纬向动量的经向输送和局地纬向风梯度。前面提到,观测和模拟的副热带急流有较大的变化,因此纬向风的梯度也有变化。从图 3a, b 中可以明显地看出暖事件时北半球纬向风梯度的增长在观测中比模拟值大,而且模拟的位置(正负 K_z 距平交界处)比观测偏向赤道 5 左右,这是与 C_{KS} 的变化相对应的(图 7a 和 7b)。作为决定 C_{KS} 的第二个主要因子,即定常波纬向动量的经向输送在 30°N 左右 150 hPa 处都增强,但模拟结果比观测值偏大,特别是在副热带急流轴向极一侧的区域(图未给出),因此暖事件时该区域模拟的 C_{KS} 有较强的负距平(图 7b)是可以理解的。对于冷事件也可以进行类似的分

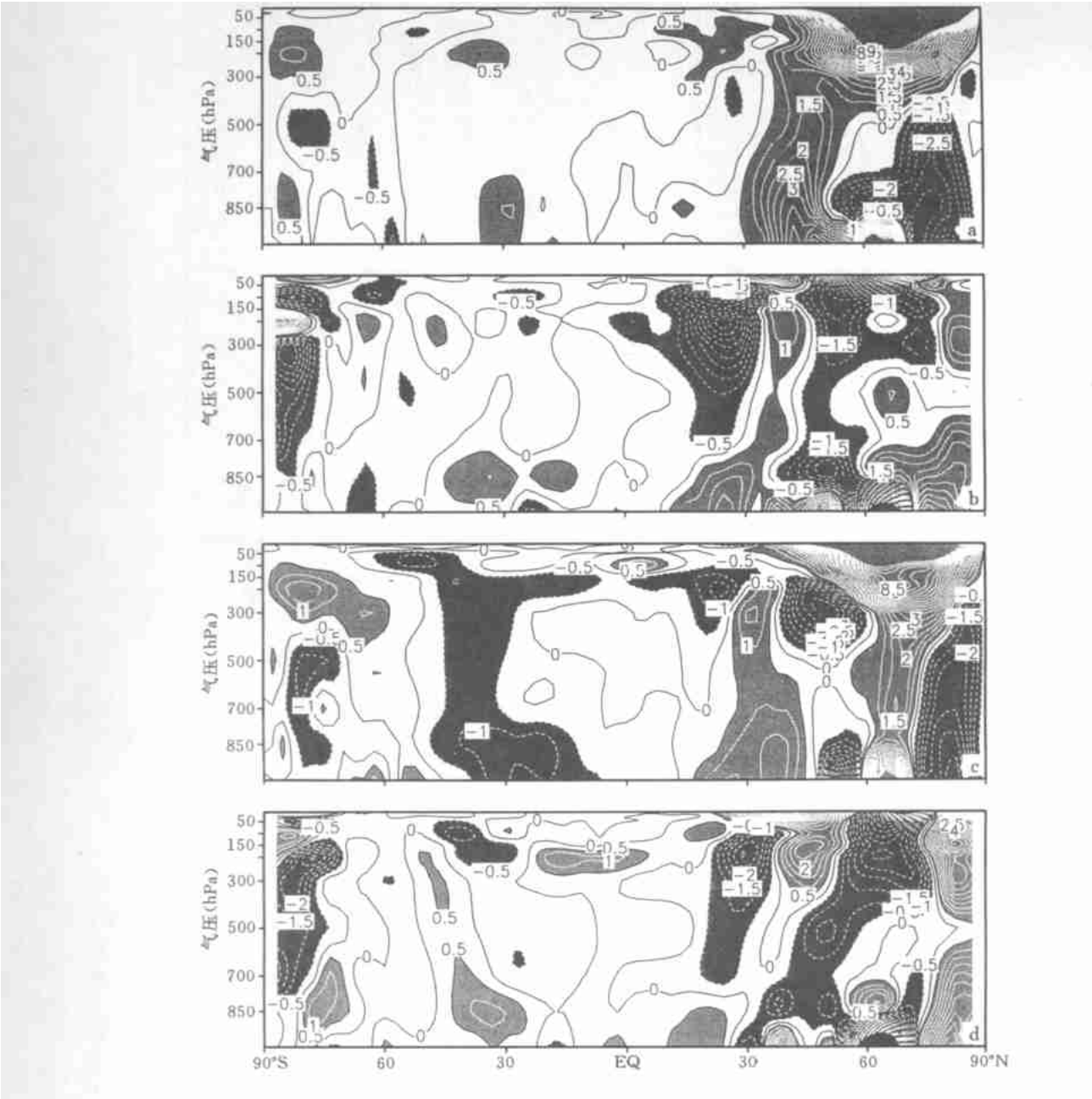


图 6 同图 3, 但为定常波经向热输送 $[T^*]$ 的异常(单位: K m/s)

析。瞬变波对应的正压转换项 C_{KT} 的局地距平比 C_{KS} 小得多, 虽然它们的全球积分值有着大致相同的大小(表 1)。这里除了指出 C_{KT} 的变化与纬向平均急流的相同距平和两半球瞬变波动量输送的变化有关外, 将不再详细讨论它们。

3.2.6 斜压能量转换

中纬度纬向平均温度场的变化影响了经向和垂直温度梯度, 因此影响了平均流的斜压性。瞬变波(例如移动性气旋)斜压能量转换项的局地变化应该

符合如下规律: 即能量转换项的增强与温度梯度的增强和静力稳定度的降低有关, 反过来也是如此。通过对比图 4 和图 8a, b, 发现斜压转换项 C_{ET} 在暖事件时的观测和模拟距平基本遵循这一规律。冷事件时观测资料表明北半球副热带急流近赤道一侧(30°N 附近)出现与暖事件相反的 C_{ET} 负距平(图 8c), 然而该处模拟的温度梯度偏强(对比图 4c 和 4d), 使 C_{ET} 仍出现正距平(图 8d), 但观测的 60°N 处 C_{ET} 正距平在模式中位置和强度都模拟得很好

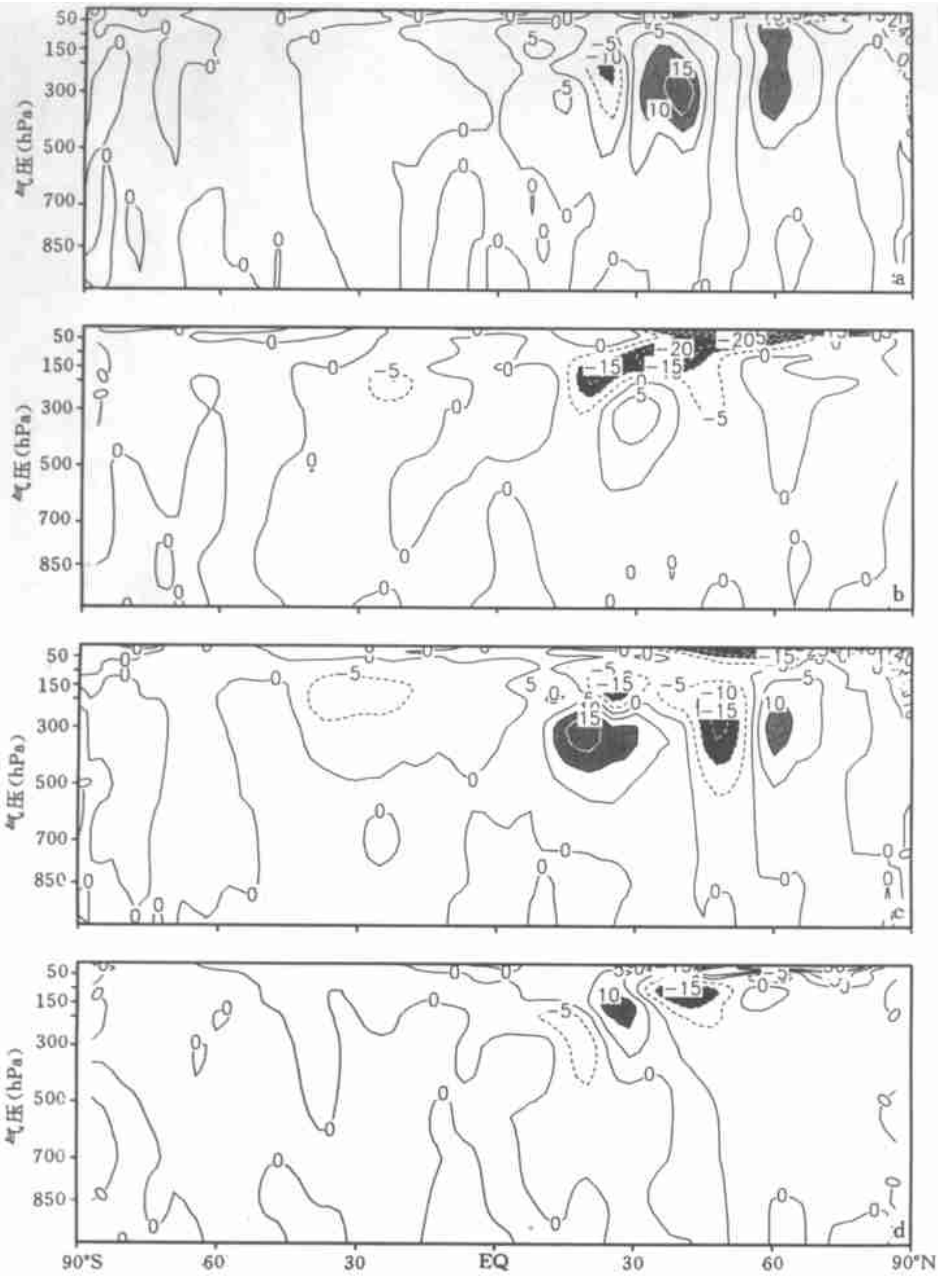


图 7 同图 3, 但为 $C_{KS}(K_Z - K_{SE})$ 转换项的异常(单位: $10^{-6} \text{W}/(\text{m}^2 \text{Pa})$)

(对比图 8c 和 8d)。不难发现, 模式平流层和高纬地区的温度误差(图 4)对斜压转换项 CE_T 的影响也很明显(图 8)。

考虑定常波的斜压转换项 C_{AS} 和 C_{ES} 时, 观测和模拟的结果均表明在 30°N 和 50°N 之间有局地正距平。它主要是由于与中纬度温度距平有关的定常波热通量增强的结果(见 3.2.4 节)。因此它的符号是与瞬变波对应部分的局地距平相反。

4 讨论

利用最新耦合成功的 GOALS-5 模式, 发现北半球冬天暖事件强迫和冷事件强迫产生相当惊人相似的中高纬地区的纬向平均距平, 然而热带和副热带地区的信号是不同的。在考虑所获得的结果之前, 应该把 El Nino 强迫的结果同其他的研究进行对照。这种比较利于了解的结果是不是特定模式版本的结果, 而且还会对信号的物理背景给予更深入

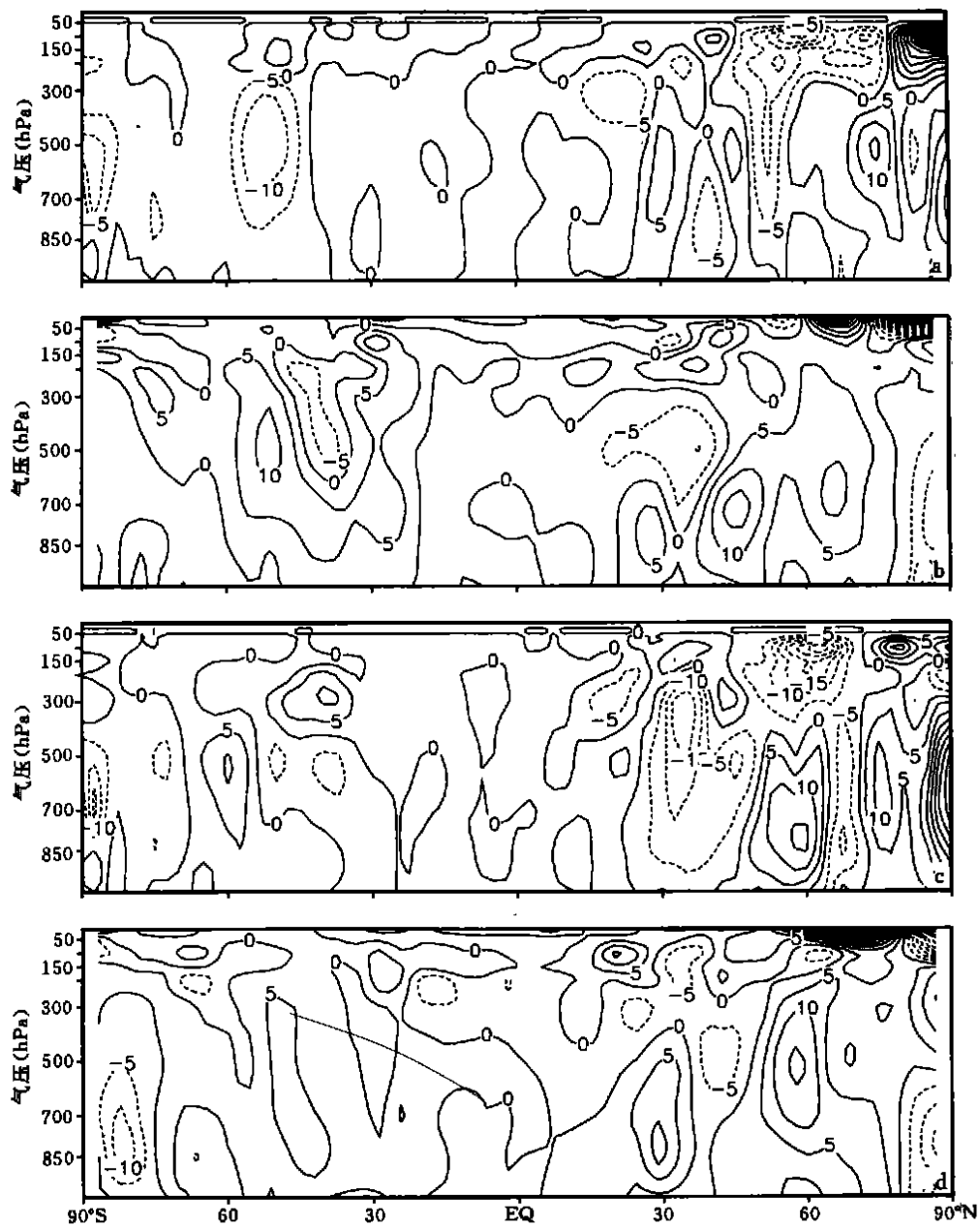


图 8 同图 3, 但为 $C_{ET}(A_{TE} - K_{TE})$ 转换项的异常(单位: $10^{-6} \text{W} / (\text{m}^2 \text{Pa})$)

的理解。

热带 SST 增强的影响已经被简单的和复杂的 GCM 广泛地研究过。作为低层边界条件的变化直接影响的结果, 对流层温度的局地正异常和副热带急流增强/ 向赤道方向移动在简单的两层准地转模式中已经模拟出来^[31,32]。温度信号的结构很容易理解为 Hadley 环流增强使表面感热和潜热输送增强的结果。它也与向上和向极空气质量输送有关, 也包括潜热在对流层上层的释放。这种机制明显是线性的, Rao 和 Franchito^[32]对 La Nina 模拟结果的

分析给出了相反的信号, 即温度的减小和副热带纬向平均动能的减弱/ 向极运动, 这与我们的耦合模式结果基本一致。

基于纬向平均的分析, 热带 SST 变化对热带以外气候的影响已经被 Wu 和 Cubasch^[10]和 Hou^[33]研究过。他们也发现涡动热输送对热带外温度距平非常重要。利用 T63 高分辨率 ECMWF 模式, Wu 和 Cubasch^[10]得到 30~ 70 N 涡动热通量的异常辐散, 靠近极区出现异常辐合的结果。除了辐合出现的纬度不同(大约 20 N 偏向极地), 他们的结论和

本文的基本一致: 即温度在涡动热输送的辐合区异常偏高, 而热通量的辐散导致中纬度对流层低层温度减小, 尽管此处 Hadley 环流的增强产生了附加热源作用, 但仍为温度负距平。根据本文的研究, 这是定常涡动的热通量产生的温度异常, 而瞬变涡动有相反的贡献。定常涡动对 El Nino 产生的中纬度温度变化的主要作用也被 Hou^[33] 提到过。他们的结果是在南半球冬天考虑了 15°N 左右的热带加热异常时得到的。

在 3.2.4 节提到南半球的波动热输送局地异常与北半球相比非常弱, 因此很难解释南半球的温度变化。根据 Kirchner 等^[30] 的研究, 南半球非绝热温度强迫是影响局地热收支的主要因子。海温异常时非绝热加热和有效位能制造的异常是大气能量循环变化的主要根源, 因此对这个问题的深入探讨有待进一步研究。

有趣的是, 本文注意到增强的定常涡动热输送与瞬变波的影响起抵消作用。这种影响在大气中明显很有代表性, 因为在以往的观测和数值模拟研究中都提到过^[11]。在本文的研究中, 它的物理背景是显而易见的。定常涡动输送改变了经向温度梯度, 因此也改变了平均流的斜压性。瞬变波输送的改变可以理解为这种直接影响的结果。

热输送的改变导致能量循环斜压转换率 (C_{AS} , C_{AT} , C_{ES} , C_{ET}) 的局地贡献发生变化, 虽然不是所有这些转换项的局地距平都较强, 但它们清楚地反映出对北半球副热带地区斜压转换率有着明显的影响。

关于涡动动量通量以及正压转换项, 没有发现更合适的参考文献, 因此本文的比较也仅限于 Wu 和 Cubasch^[10] 的 El Nino 强迫试验的结果。同本文的结果相比, 他们发现整个北半球对流层上层和平流层涡动动量增强, 而本文发现 40°N 左右有通量辐合。虽然他们使用了一个高分辨率模式, 但他们的结果不一定完全代表实际, 因为他们的模式版本^[34] 明显没有模拟出观测到的中纬度对流层的时间平均动量通量辐合。因此本工作中发现的副热带急流向向极一侧的区域正压转换项的局地正贡献增强以及向赤道一侧的区域负贡献增强可能是 El Nino 信号的一部分, La Nina 时则看到明显的相反变化特征。

虽然这里用的观测资料距平由于样本数较小, 很大程度上具有不确定性和非均匀性, 但模式距平和观测资料估计值的比较对大多数参数是一致的。模拟和观测距平的一致性可以被作为证据表明, 尽管样本数较小而缺少显著性, 这些观测距平非常接近真实的信号。同时我们还看到, GOALS 模式对平流层和极区的误差没有完全解决好, 这可能是模式今后发展的一个重要课题。

5 结 论

本文利用新发展的 GOALS-5 全球海-陆-气耦合模式的 30 a 积分结果, 通过 EOF 分析选取了冷、暖事件模式年, 研究了暖事件 (El Nino) 和冷事件 (La Nina) 发生时的影响, 并用观测资料进行了对比分析。文中主要考虑了大气基本场和能量循环有关量的纬向平均距平分布。

比较冷、暖事件的不同影响, 文中发现距平的纬度-高度分布特征对多数参数来说在中高纬地区结构非常相似, 而在热带和副热带地区则有着相反的线性变化特征。这对试图区分 El Nino 和 La Nina 强迫的影响有着非常重要的结果。对于纬向平均资料来说, 冷、暖事件不同影响的区分必须依赖于热带和副热带地区的大气环流相关量的反相变化特征, 中高纬地区并不合适。这个结论仅对纬向平均量而言, 但不同强迫的各自水平分布型也许会不相同。

观测和模拟的纬向平均距平结构比较而言非常吻合, 而且这里计算观测距平所用的样本数很小, 因此模拟和观测距平的一致性说明 GOALS-5 模式能较好地再现观测距平反映的大气环流变化的真实信号, 但模式的极区和最上层结果应谨慎考虑。

本工作发现的观测和模拟相似的距平局地分布特征所反映的物理背景在文中也进行了部分解释。例如, 暖事件时定常涡动的经向热通量的变化被认为是北半球对流层热带外地区温度异常的主要原因, 而瞬变波的影响则起抵消作用。冷事件时定常波和瞬变波相互抵消的局地特征也依然存在, 但瞬变波的影响似乎增强。然而, 对南半球的温度信号很难用此进行解释, 因为南半球涡动的热输送明显比北半球弱得多。这可能与海温异常时非绝热加热的影响有关, 对冷、暖事件中非绝热加热及有效位能制造的影响这一问题将另文讨论。

参考文献

- 1 Bjerknæs J. A possible response of the atmospheric hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperatures. *Tellus*, 1966, 18(3): 820~ 829
- 2 Bjerknæs J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Wea Rev*, 1969, 97: 163~ 172
- 3 Shukla J, Wallace J M. Numerical simulation of the atmospheric responses to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J Atmos Sci*, 1983, 40: 1613~ 1630
- 4 Blackmon M L, Geisler J E, Pitcher E J. A general circulation model study of January climate anomaly patterns associated with interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperatures. *J Atmos Sci*, 1983, 40: 1410~ 1425
- 5 Geisler J E, Blackmon M L, Bates G T, et al. Sensitivity of January climate response to the magnitude and position of equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *J Atmos Sci*, 1985, 42: 1037~ 1049
- 6 Boer G J. Modelling the atmospheric response to Nino. *Proc 16th Int Liege Colloq on Ocean Hydrodynamics Chap 2*, Elsevier Oceanography Series, 1985, 767pp.
- 7 Lau N C. Modeling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed El Nino in 1962~ 76. *Mon Wea Rev*, 1985, 113: 1970~ 1996
- 8 Palmer T N, Mansfield D A. A study of wintertime circulation anomalies during past El Nino events using a high resolution general circulation model. I: Influence of model climatology. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1986, 112: 613~ 638
- 9 Shukla J, Fennessy M J. Numerical simulation of the atmospheric response to the time-varying El Nino SST anomalies during May 1982 through October 1983. *J Climate*, 1988, 1: 195~ 211
- 10 Wu G, Cubasch U. The impact of El Nino anomaly on mean meridional circulation and transfer properties of the atmosphere. *Scientia Sinica*, 1987, 30: 533~ 545
- 11 Ulbrich U, Graf H F, Kirchner I. The impact of El Nino and volcanic forcing on the atmospheric energy cycle and the zonal mean atmospheric circulation. *Beitr Phys Atmos*, 1995, 68(1): 59~ 74
- 12 Peixoto J P, Oort A H. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 1992. 520pp
- 13 张韬. 气候系统中大气能量学的研究: [学位论文] 北京: 中国科学院大气物理研究所. 2001. 200pp
- 14 Jin X Z, Zhang X, Zhou T. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model. *Adv Atmos Sci*, 1999, 16(2): 197~ 215
- 15 俞永强. 海-冰-气耦合方案的设计及年代际气候变化的数值模拟研究: [学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理研究所. 1997. 130pp
- 16 Rosati A, Miyakoda K. A general circulation model for upper ocean circulation. *J Phys Oceanogr*, 1988, 18: 1601~ 1626
- 17 Gent P R, MacWilliams J C. Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J Phys Oceanogr*, 1990, 20: 150~ 155
- 18 Wang B, Liu H, Shi G. Radiation and cloud schemes. In: Zhang X H, et al. eds. *IAP Global Ocean-Atmosphere-Land System Model*. Beijing: Science Press, 2000. 252pp
- 19 Xue Y K, Sellers P J, et al. A simplified biosphere model for use within general circulation models. *J Climate*, 1991, 4: 345~ 364
- 20 Liu H, Zhang X H, Wu G X. Cloud feedback on SST variability in western equatorial Pacific in a CGCM. *Adv Atmos Sci*, 1998, 15(3): 410~ 423
- 21 Rossow W B, Schiffer R A. ISCCP cloud data products. *Bull Amer Meteor Soc*, 1991, 72: 2~ 20
- 22 邵慧, 钱永甫, 王谦谦. 太阳辐射日变化对 R15L9 气候模拟效果的影响. *高原气象*, 1998, 17: 158~ 169
- 23 Yu Y Q, Zhang X H, Liu H, et al. Schemes for Coupling the AGCM and OGCM. In: Zhang X H, et al. ed. *IAP Global Ocean-Atmosphere-Land System Model*. Beijing: Science Press, 2000. 252pp
- 24 Weare B C, Navato A R, Newell R E. Empirical orthogonal analysis of Pacific sea surface temperatures. *J Phys Ocean*, 1976, 6: 671~ 678
- 25 Rasmusson E M, Carpenter T H. The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 517~ 528
- 26 徐建军. 亚澳季风及其与 ENSO 循环的相互联系. 中国科学院大气物理研究所博士后研究工作报告, 1999, 38~ 51
- 27 Ulbrich U, Speth P. The global energy cycle of stationary and transient atmospheric waves: Results from ECMWF analyses. *Meteor Atmos Phys*, 1991, 45: 125~ 138
- 28 Hollingsworth A, Arpe A, Tiedtke M, et al. The performance of a medium-range forecast model in winter: impact of physical parameterizations. *Mon Wea Rev*, 1980, 108: 1736~ 1773
- 29 Cubasch U. Intercomparison of large scale models used for extended range forecasts. ECMWF, Shinfield park, Reading, U K, 1982
- 30 Kirchner I, Graf H F. Volcanos and El Nino: Signal separation in northern hemisphere winter. *Climate Dyn*, 1995, 11: 341~ 358
- 31 Wiin-Nielsen A. On simple estimates of the impact of heating anomalies on the zonal atmospheric circulation. *Annales Geophysicae*. 1986, 4: 365~ 376

- 32 Rao V B, Franchito S H. The response of a simple climate model to the sea surface temperature anomalies. *Ann Geophys*, 1993, 11: 846~ 856
- 33 Hou A J. The influence of tropical heating displacement on the extratropical climate. *J Atmos Sci*, 1993, 50: 3553~ 3570
- 34 Trenberth K E, Olson J G. ECMWF global analyses 1979-1986, circulation statistics and data evaluation. NCAR technical note, NCAR/TN-300+ STR, 1988 94pp

SIMULATION OF THE IMPACT OF WARM AND COLD EVENTS ON ATMOSPHERIC ENERGY CYCLE AND ZONAL MEAN ATMOSPHERIC CIRCULATION

Zhang Tao Wu Guoxiong Guo Yufu

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

Abstract

The newly developed Global Ocean- Atmosphere- Land System model(GOALS- 5) is employed to investigate the impact of warm(El Nino) and cold(La Nina) events on the atmospheric energy cycle and zonal mean atmospheric circulation, compared to the results of real climate. The analyses show that for the zonally averaged data, most of zonal anomalies of basic atmospheric fields and quantities related to the energy cycle take on obviously opposite changes in the tropics and subtropics between warm and cold events, which does not happen in the mid- latitudes and high- latitudes regions. According to our investigation, during warm episode the change in meridional heat fluxes by the stationary eddies is identified to be the cause for the temperature anomalies in the extratropical Northern Hemisphere troposphere, while the transient eddies give an opposing contribution. During cold episode there is still some compensation of the stationary eddy heat transports by the transient eddy, while impacts of the transient eddy are somewhat enhanced.

Key words: El Nino and La Nina, Coupled model, Energy cycle, Zonal mean atmospheric circulation.