

大气环流模式的完全控制试验与模式大气的年际异常研究

张顺利 王盘兴 管兆勇

(南京气象学院气象学系, 南京 210044)

摘要 对大气环流模式提出了完全控制试验(FC)的概念,对包括陆面下垫面在内的整个地球表面的热力强迫作了控制。在FC中,可以更好地分离出大气内动力过程对于模式大气短期气候异常的影响。利用 IAP 2-L AGCM(中国科学院大气物理所二层大气环流模式)实施了完全控制试验。结果表明,北半球夏半年FC的月平均海平面气压(SLP)年际异常较C的小,而全球或南半球FC与C的SLP无明显差别。东亚-西太平洋区域夏半年FC的月平均SLP年际异常甚至高于C的,意味着该区域模式大气环流短期气候异常中大气内动力过程的作用不可忽视。

关键词 完全控制试验,年际异常,模式大气

分类号 P435

在大气环流模式(AGCM)连续多年的控制试验(C)结果中,月、季平均环流可存在年际差异,其形成可理解为:(1)初始场的年际差异;(2)下边界热力强迫的年际差异,尤其是未予控制的陆地部分的热力强迫的年际差异;(3)大气内部水汽、云等吸收辐射的物质场的年际差异引起太阳对大气直接加热的年际异常。由于模式大气是一个强迫耗散的非线性动力系统,C结果中平均环流的年际差异可以比较大。

使用一个AGCM作敏感性试验,原则上应当对该AGCM的连续多年的C结果作气候学分析。并且这种分析的重点应当放在C结果的年际差异上。对于中国科学院大气物理所的AGCM(IAP2-L AGCM),文献[1~3]可认为是这种性质的工作。

本文对AGCM提出了完全控制试验(FC)的概念。与通常的控制试验(C)的差异在于,设法控制了包括陆地下界面在内的整个地球表面对模式大气的热力强迫。由于在GCM中到达模式大气上界的太阳辐射及其季节变化本来就无年际差异,故FC已完全控制了来自模式大气上下边界的热力强迫的年际差异,试验结果的年际差异应与大气内动力过程的关系更为密切。同时,考察C与FC试验结果的差异,可估计GCM的陆面过程对模式大气环流异常的影响程度。需要指出,本文所作的完全控制试验只是这个概念下总体工作的第一步,即地表面通量控制。有关仅控制陆海表面状况而不对大气内部作任何人为控制的研究,我们将另文阐述。利用IAP 2-L AGCM作了一组FC试验,并与IAP 2-L AGCM 25年C试验结果作了对比试验,得到了一些有意义的结果。

1 模式和试验方案

选择 IAP 2-L AGCM (参看文献 [4]), 给出模式大气非绝热加热率(a) 和水汽收支(b) (图 1), 以理解试验方案是怎样控制来自整个地球表面的热力强迫的。 \bar{R}_4 是地面区域平均净向上长波辐射散通量; \bar{S}_4 是地面区域平均净向下长波辐射通量; H_s 是地面感热通量; E_s 是地面水汽通量; $\frac{\pi}{2g}C_3 = \frac{q_3}{t}L_s$ 是第 3 层上的大尺度凝结(假定自第一层降下的水全部蒸发进入第 3 层)。模式预报量主要有: 风、温、湿等 7 个量。

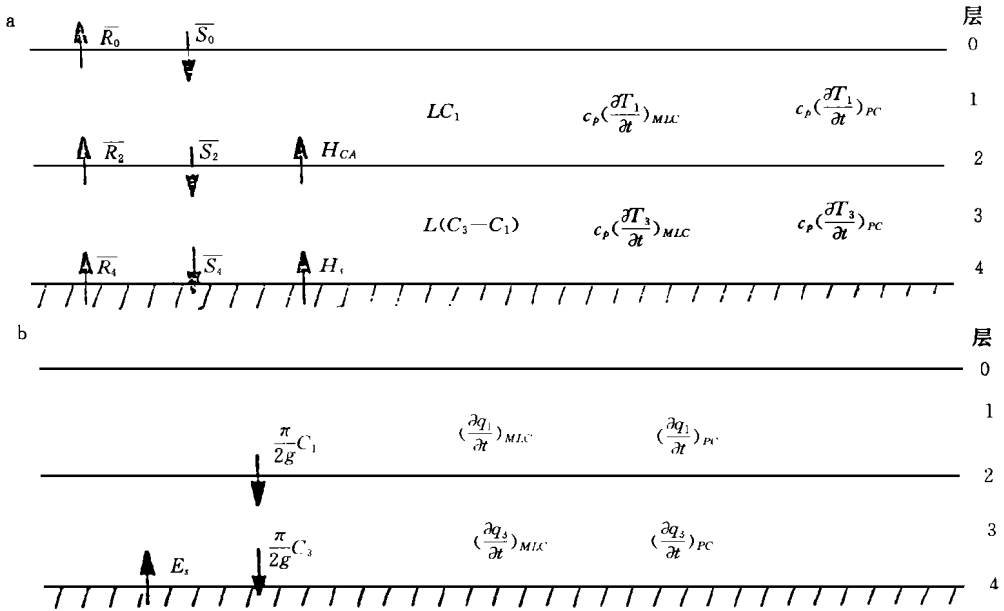


图 1 IAP 2-L AGCM 非绝热加热分量 H (a) 和水汽源分量 (b)

Fig. 1 Non-adiabatic heating component H (a) and vapor source (b) in the AGCM

对 IAP 2-L AGCM, FC 方案是使不同年份的模式大气在完全相同的外强迫下运动。“完全相同的外强迫”是指: (1) 到达大气顶的太阳短波辐射及其季节变化; (2) 由海表温度和海冰决定的海洋区域下垫面对模式大气的热力强迫(包括感热、潜热及长波辐射)及其季节变化; (3) 陆表状况(温度、土壤湿度、积雪等)决定的陆地区域下垫面对模式大气的热力强迫(包括感热、潜热及长波辐射)。

实际的控制办法是, 对海洋区域, FC 采用了 C 的控制办法, 即将逐月气候海表温度(SST) 及气候海冰内插成逐日场。对大陆区域, 则借助于 C 试验模式积分自然产生的陆面对模式大气的热力强迫。即记录了 C 试验的一个完整年份逐时(共 8 760 h) 全球表面上的场(Level 4) 如图 1 所示, 然后将其重复使用于不同的试验年(共 3 年), 以达到完全控制外强迫的目的。

为判断试验中下垫面热力强迫是否已被完全控制, 在相同的初始条件下, 作一个长达 3 个月的并行试验, 并将记录的下垫面值逐时输入模式, 然后进行模式大气积分, 如模式大气已被复制, 则证实下垫面热力强迫已被完全控制。

正式试验共积分 3 年两个月, 从第一年的 1 月 1 日 00 时开始, 经过 2 个月(1, 2 月) 的积分, 模式大气及下边界状况已经适应。再从第 1 年的 3 月 1 日 00 时开始, 每小时记录发生在在整

个下垫面上的热力强迫状况,直至第2年的2月28日24时(称为FC1)。从第2年的3月1日00时开始至第3年2月28日24时(称为FC2),从第3年3月1日00时开始至第4年2月28日24时(称为FC3)。后两年的积分,均使用第1年的下垫面状况逐时资料,把相应3年的模式大气状况处理成逐候、旬、月平均场供分析使用。

2 模式月降雪量及地面向大气的热量输送

把FC1中记录用于FC2、FC3中的模式大气降雪量及地面(指整个地球表面)向大气的热量输送,作一气候状况分析(只涉及月平均量)。

2.1 雪量

模式大气月平均雪量与积雪有密切关系。而雪面具有最大的反照率($\alpha = 0.8$),对地气相互作用有重要影响,其异常度认为是可以引起短期气候异常的外强迫之一。图2a、b给出了第一模式年的1月和7月平均雪盖分布(春、秋季的图略),反映了各季中月雪盖的明显变化区。由图2a看出,1月份模式产生的降雪覆盖了欧亚、北美大陆寒带、温带区域:其中亚欧大陆在青藏高原和北美大陆落基山地区积雪可达 30°N 以南,海洋部分雪覆盖仅限于高纬冰盖区域,平均约在 60°N 以北。故中高纬($30^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$)模式大气下垫面热力强迫沿纬线的差别是十分明显的。图2b显示夏季北半球陆地大尺度雪盖仅存在于青藏高原及格陵兰岛,海洋雪盖区仅限于北极点附近的较小范围。与图2a相比,雪盖的季节变化十分明显。

春秋季的积雪分布情况相似。与冬季相比,海洋部分相差甚小,陆地部分变化较大。其中,陆地雪盖区最明显的变化发生在欧洲、北美东南部(雪界线退至 50°N 或以北),其次是我国东部(雪界线退至 40°N 附近)。陆地的青藏高原及落基山附近4、10月仍为雪覆盖。查看雪盖的逐月变化可知:5月前积雪面积迅速缩小,9月~10月积雪面积迅速扩大,时间变化剧烈。较模式大气环流的突变⁶⁾约早一个月。

2.2 陆面向大气的热量输送

模式大气下垫面向大气总的热量输送 Q 由3部分组成: $Q = R_4 + L_E + H_s$ (即净的向上长波辐射 R_4 ,潜热输送 L_E 和感热通量 H_s)。现仅分析FC1中的 Q 、 R_4 、 L_E 和 H_s 情况。就 Q 而言,1月份高值区主要出现在南半球的3个主要大陆上,北半球则主要在热带太平洋、大西洋上。7月份除大洋洲外的主要大陆作为热源非常突出,而海洋部分除热带太平洋外,无强热源存在。因此,从全球 Q 的分布及季节变化看,至少在7月份,陆地对大气的加热强度不亚于海洋。若将GCM的控制试验理解为对大气外热力强迫的控制,则仅仅控制海洋部分(如GCM的C试验)可能是不够的。

分析1、7月份模式大气从下垫面获得的热量的3个分量可发现:无论冬夏,长波净辐射加热对于陆面强热源的形成为有决定意义;在海洋上,感热和潜热对大气的作用也具有重要意义。

3 完全控制试验中月平均环流的季节变化与年际异常

选用月平均海平面气压场(SLP),研究FC试验的季节变化及年际异常与通常控制试验C的异同。

FC1中第1年1、7月份海平面气压场实际上是在同样初始条件下,C试验的第一个适应了1、7月海平面气压场。就北半球而言,1月欧亚、北美大陆均为冷高压控制,而北太平洋、北大西洋上的主要系统是阿留申低压和冰岛低压,7月大陆均为低压控制,两大洋上副高强盛,与观测到的SLP是一致的,故IAP AGCM具有较好的模拟气候状况的能力。

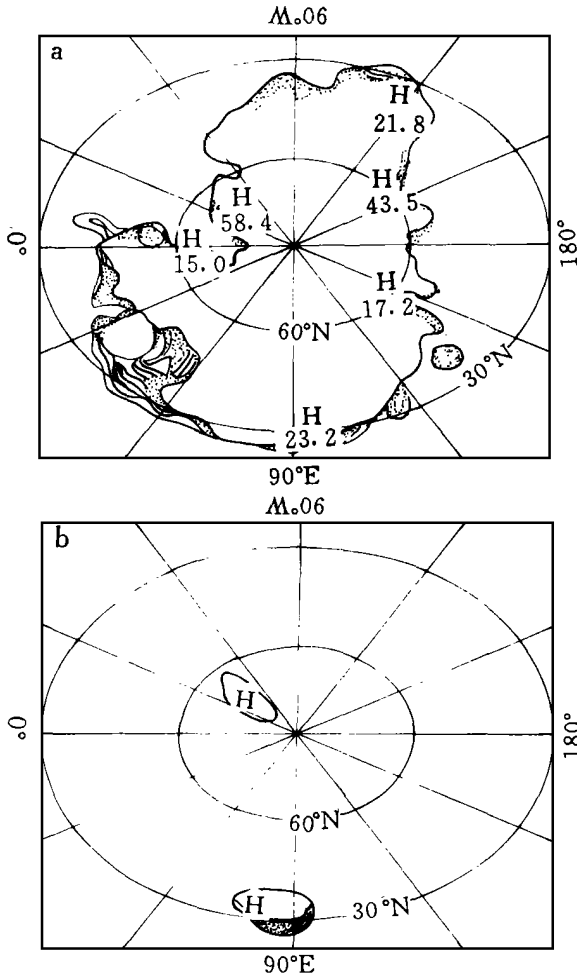


图 2 模式大气下垫面雪量 1 月(a)和 7 月(b)的分布(单位: $g \cdot cm^{-3}$)

粗线表示雪量零线

Fig. 2 Distribution of snow ($g \cdot cm^{-3}$) in the experiment for January (a) and July (b)

Heavy line indicates the zero isopleth

3.1 月平均海平面气压场的年际差异

为了分析年际差异,定义第 i 年(FC i)等要素场 $Y(x, y)$ 与第 1 年(FC1)该要素场 $Y_1(x, y)$ 之差为

$$D_i(x, y) = Y_i(x, y) - Y_1(x, y), \quad i = 2, 3$$

并定义其区域空间均方差为

$$Y_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{S} \int D_i^2(x, y) dx dy - \left(\frac{1}{S} \int D_i(x, y) dx dy \right)^2} \quad (1)$$

$$S = \int dx dy$$

这里 \int 为积分区域; S 为区域面积。

图 3 给出 FC2、FC3 中的 SLP 与 FC1 中的 SLP 在 1 月份(a、b)和 7 月份(c、d)的差。可以

看出, 年际差异的特点有(1) 异常扰动中心分布在两个半球的中高纬度地区; (2) 冬半球的扰动强度大于夏半球; (3) 北半球东亚和西太平洋地区($90^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}\text{E}, 0^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$) 是年际差异较小的区域, 这些特点为 IAP AGCM 在东亚、西太平洋环流的数值研究提供了基本保证。

在完全控制试验 FC 中年际差异的存在, 表明了初始条件的异常(每年 3 月 1 日 00 时物理量场的不同, 即 FC1、FC2 和 FC3 的起始时刻) 及在该异常条件下大气内动力过程的作用所带来的影响。若模式是干的, 水汽相变将不考虑, 我们可以弄清楚初始状态异常带来的影响, 这一点我们将另作研究, 我们使用的模式包含降水, FC 试验仍具有重要的价值。一方面由图 3 看到了年际异常的存在, 另一方面, 若想弄清某种外强迫对大气的影晌(如赤道东太平洋海温异常), 只要输入某一局域或某一时段的异常场而控制其他地区的海、陆与气的界面上的交换而进行数值试验研究即可。

3.2 完全控制对环流异常的影响

为了考察完全控制对环流异常的影响, 需要比较 FC 试验与 C 试验的差别, 为此, 绘制了 FC 与 C 中不同区域的 RMS 曲线(即依公式(1) 算出的时间曲线)。本文选用北半球、南半球全球和东亚-西太平洋地区仅给出东亚-西太平洋地区的图(图 4), 针对 FC2、FC3 与 FC1 的差, 将两条逐月变化曲线予以平均得出 FC 的 RMS 曲线, 而 C 试验的 RMS 曲线是取自大气物理所 25 年 C 试验的第 5 年~13 年、第 16 年~24 年资料(其余资料因有损坏而不用) 分作 6 组, 每组连续 3 年, 采用相同的方法得到 6 条 C 中的 RMS 曲线(图 4 中虚线)。

因为 FC 试验的地面(陆面和海面) 对大气的热力强迫不存在年际差异, 而 C 试验的这种强迫在陆地部分存在着年际差异。假如外强迫对模式大气平均环流的控制较强(与内动力过程比较), 则应能看到 FC 的 RMS 曲线低于 C 的 RMS 曲线, 反之, 则两者应有明显的差异。

但分析看出, (1) 在全球和南半球, 大多数月份的 FC、C 结果无显著差异; (2) 北半球夏、秋季(6 月~10 月), FC 的 RMS 曲线低于 C 的 RMS 曲线, 而南半球(C) 相应季节(12 月~4 月), FC 的 RMS 曲线无明显偏低现象; (3) 对东亚-西太平洋区域, 夏秋季 FC 的 RMS 曲线均高于 C 的 RMS 曲线。表明因陆面比例较小(约为全球的 29%), 陆面热力强迫的年际异常对全球平均环流的影响也较小。但由于南北半球的陆面比例相差较大, 夏季陆面热力强迫比较明显, 故夏半年半球尺度月平均环流的年际异常受到陆面热力强迫年际差异的影响。而次行星尺度环流年际异常(东亚-西太平洋区域) 又呈现出与线性强迫理论结果相反的现象, 也就是 FC 中年际异常的程度较 C 试验是季节依赖、尺度依赖和初始场依赖的。

研究表明, IAP AGCM 所作的一些数值试验中, C 实验的环流年际异常可以达到 SSTA 异常试验的强度, 这一现象归结为模式大气的非线性、强迫、耗散。表现为 C 试验结果对初始场的较强的依赖性。文献(6) 在用 IAP AGCM 研究东亚地区降水距平的跨季度预测时发现, 在某些情况下, 初始场扰动和 SSTA 异常具有同等重要的意义。Palmer 等¹⁾ 在利用欧洲数值预报中心 T₄₂ 谱模式研究夏季季风的年际变化时也发现, 异常的外强迫(SSTA) 对于造成大尺度环流异常要较初始场重要; 对于局地降水来说, 二者的作用可能相当(对南亚和印度降水), 甚至相反(对撒哈拉沙漠区)。

分析 RMS 曲线还可看出, 夏秋季 C 的均方差曲线较密集, 冬春季相对疏散, 说明 C 的冬季环流年际差异变化不大, 总的模拟效果夏季较冬季好。

1) Palmer T N, et al. Modelling interannual variations of summer monsoon (Personal communication), 1991

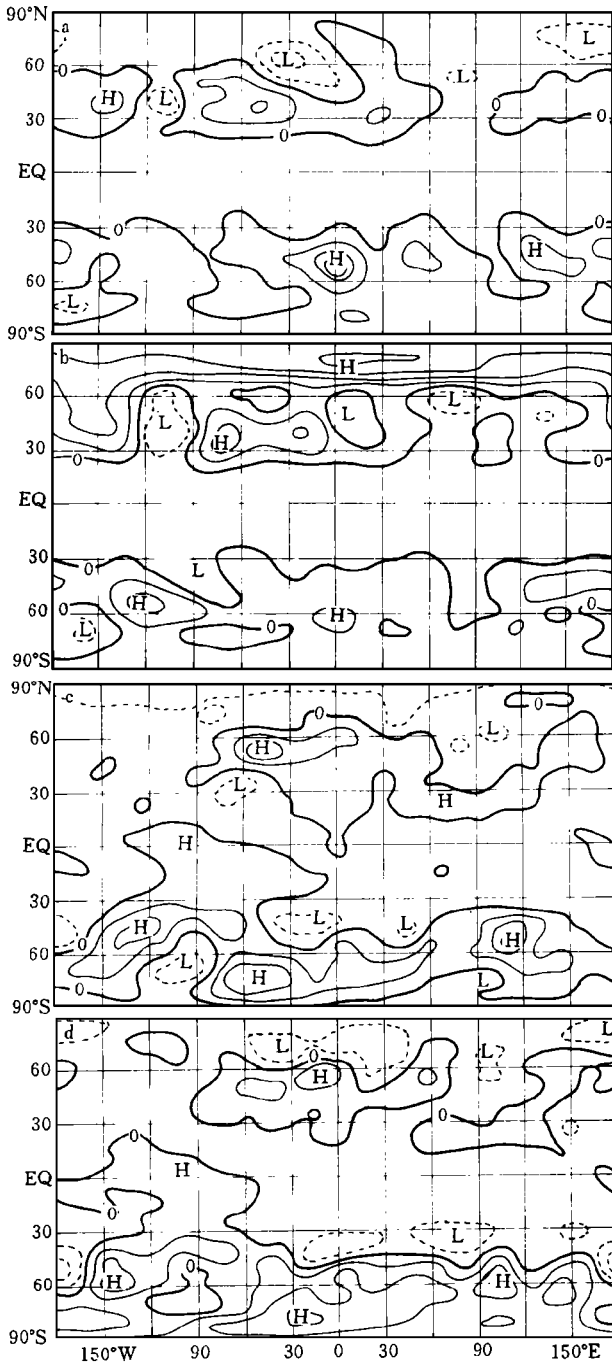


图3 1月与7月FC2、FC3与FC1的SLP之差

a. 1月份FC2与FC1之差D₂(下同); b. 1月份D₃; c. 7月份D₂; d. 7月份D₃
等值线间隔4hPa

Fig. 3 Difference (FC2- FC1; FC3- FC1) in SLP (sea level pressure) in January and July

a. D₂(denoting FC2 minus FC1, the same below) in January; b. D₃ in January; c. D₂ in July; d. D₃ in July

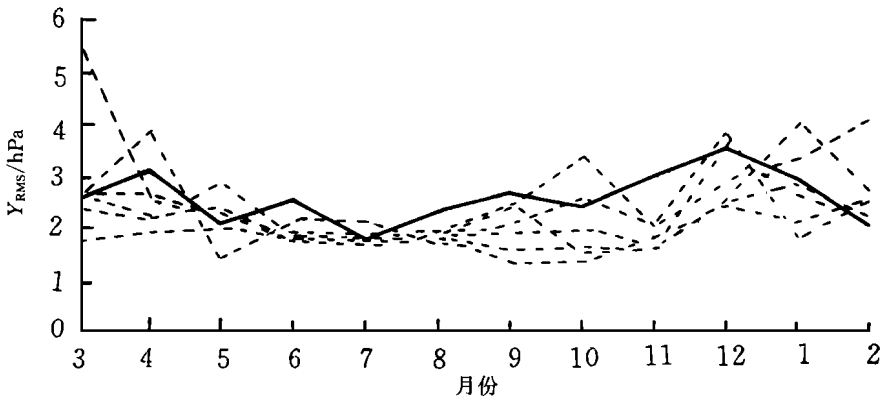


图4 FC、C东亚-西太平洋区月平均海平面气压的RMS曲线比较

Fig. 4 Comparison of monthly mean SLP RMS-curves over east Asia-western Pacific, from FC and C

4 完全控制试验中西太平洋副高季节性北进的年际差异

对于东亚-西太平洋区域,完全控制试验(FC)夏半年环流异常超过了通常的控制试验(C)。在这个区域的6月前后,西太平洋副高的季节性北进是一个最主要的环流演变特征,对我国东部的天气过程有决定意义。为此,特考察FC中东亚-西太平洋区域环流年际异常的情形。

分析FC1、FC2、FC3试验中5月~9月逐候 $10^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 的时空剖面图(图略,副高脊线由850 hPa上风矢和海平面气压场定出)。表明5月~7月副高脊线在FC1和FC2中比较接近,6月前后出现明显的向北跃进,但FC3与FC1、FC2相比,差异很大,向北跃进的现象消失。用IAP AGCM 25年C试验资料作的类似的图^[2],其上个别年份副高脊线的时空变化与平均图的差异十分明显,甚至达到了El Niño年SST异常引起的副高脊线北进^[7]的异常。

5 结论与讨论

通过分析得到下列结论:(1)对全球月平均环流,完全控制试验并未明显减小环流的年际异常;(2)对北半球夏半年月平均环流,完全控制试验减小了环流的年际异常,而对南半球相应时期月平均环流并无这样的效果;(3)对东亚-西太平洋区域的夏半年环流,完全控制试验不能缩小环流的年际异常。(4)陆面热力强迫的重要性在夏季突出,冬季次要。

虽然模式大气仅是实际大气的某种近似,且其程度与模式本身的性能有关。但试验结果仍将益于对实际大气过程的认识,也将减小使用特定大气环流模式在研究工作中的盲目性。

本文的完全控制试验在海洋与陆面上的控制方式是不同的,在海面上控制了海温而陆面上控制了通量。这只是一个初步探索,至于控制方式相同的情况则有待进一步研究。

参 考 文 献

- 1 Wang Panxing, Lau K M, Shen S H. Anomalies of the background circulation of the IAP GCM model atmosphere in a El Niño year. *AMS*, 1991, 5(5): 608 ~ 616
- 2 Guan Zhaoyong, Wang Panxing, Zhang Shunli. An investigation of anomalies of general circulation in model atmosphere. *WMO/TD*, 1995, 652(1): 45 ~ 50
- 3 薛 峰. IAP AGCM 气候模拟的统计分析 with 模式效能研究 [学位论文]. 北京: 北京图书馆, 1992
- 4 Zeng Qingcun. Documentation of IAP two-level atmosphere general circulation model. DOE/ER/60314- , TR004,

prepared for United States Department of Energy, 1989, 383

- 5 Yuan Chongguang. A simulation of East Asian monsoon by using of IAP 2L GCM, Annual Report. LASG, 1987
- 6 杨芳林, 袁重光. 1985年夏季长江和黄河流域降水异常的数值分析. 大气科学, 1994, 18(6): 701 ~ 709
- 7 Wang Panxing. Some characteristics of anomdies in the western Pacific SST and associated circulation during the El Niño year. WM O/TD, 1990, 363

FCE-REVEALED INTERANNUAL ANOMALY IN MODEL ATMOSPHERE USING IAP AGCM

Zhang Shunli Wang Panxing Guan Zhaoyong

(Department of Meteorology, NIM, Nanjing 210044)

Abstract As a new concept for numerical study with the IAP 2-level AGCM, full control experiment (FC) is proposed that is different from commonly used concept of control experiment (C) in that it puts under control all surface thermal forcings over the globe including land. In the FC, effect of atmospheric internal dynamic processes on short-term climate anomaly in the model atmosphere can be better separated. The FC was performed with the aid of the AGCM. Results show that the interannual anomaly of FC-produced northern summer-half-year monthly mean sea-level pressure (SLP) is weaker than that from C (with no pronounced difference of this kind found for global and southern runs) whilst the FC-given East Asia-Western Pacific counterpart is stronger, suggesting that the role of processes internal to the atmosphere for short-range climate anomaly in the model atmosphere is innegligible in this region.

Keywords full control experiment (FC), interannual anomaly, model atmosphere