

1998 年东亚夏季风降水的模拟

王世玉, 钱永甫

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘要: 利用改进后的 $p-9$ 层混合坐标系模式, 采用不同的土壤温度与太阳短波辐射参数化方案, 对 1998 年夏季风降水进行模拟, 发现改进的土壤温度计算法和改进的 Lacis 和 Hansen (NEW) 短波辐射参数化方法相结合能较好地模拟降水。利用不同的统计方法对模拟结果进行统计检验发现, 土壤温度对降水的显著性影响主要体现在降水场的空间分布。通过与实测降水的比较, 发现该模式对有些时段的降水模拟得较好, 对有些时段的降水特别是对强降水过程模拟较差, 降水量普遍偏小。

关键词: $p-9$ 层混合坐标系模式, 统计检验, 短波辐射

中图分类号: P435 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-2022(2001)02-0258-07

为了能够更客观、真实地模拟东亚地区复杂的气候, 在钱永甫等 5 层 $p-$ 模式基础上发展了一个 9 层模式。通过模拟检验, 发现该模式的模拟效果有一定的改善, 但仍有较多需改进的地方, 特别是降水的模拟。在前面工作的基础上, 本文通过改进土壤温度计算方案及太阳短波辐射的参数化方法, 来检验其对降水模拟效果的影响。

土壤温度在不同的气候地带和气候季节具有一定的分布, 它作为陆气相互作用的一个重要参数, 对气候具有显著的反馈作用。因为土壤的热容量比空气大得多, 土壤的热状况及其变化对大气的陆面下边界起重要作用, 直接影响地气间的感热和潜热的交换量, 从而影响大气环流和区域气候模式模拟天气气候的能力。虽然通过引进陆面过程模式可以改进下垫面通量的计算, 但因为 $p-$ 模式本身的边界层处理较简单, 引入多层陆面过程模式的效果反而不一定好。如何采用合理的地温计算方法, 既能达到较好的模拟效果, 又不用增加较大的计算量, 正是我们进行此研究的目的。

太阳短波辐射的参数化是大气模式中非绝热加热过程的一个重要物理过程, 太阳短波辐射的吸收与伴随热力和动力过程的水份循环密切相关, 约有一半的太阳能被地球所吸收, 用来蒸发生成水汽, 形成云, 进而释放潜热, 成为驱动大气的主要能量。这种能量通过模式本身的反馈作用, 必将影响到降水的模拟。因此, 采用何种短波辐射计算方案才能对降水场有较好的模拟, 有待于进一步的检验。

本文采用不同的土壤温度计算方法和短波辐射参数化方案, 对 1998 年的东亚夏季风降水进行了模拟, 以检验不同的参数化方案及其组合方式对降水模拟的影响。

收稿日期: 2000-05-18; 修订日期: 2000-12-09

基金项目: 国家自然科学基金重点项目“中国区域气候变化分析和机理研究”(49735170)

作者简介: 王世玉, 男, 1973 年 3 月生, 博士生

1 试验方案的设计

为了能够比较客观地检验各种参数化方法对降水模拟的影响,我们对所采用的土壤温度计算方案和太阳短波辐射参数化方法进行了不同的组合,并做了各种敏感性试验。土壤温度计算方法为钱永甫等提出的热量平衡法^[1],该方法与土壤模式法相类似,只不过土壤中所取的层数较少而已。在9层模式中,我们对该方案做了适当的改进,新旧方案的主要差异在于第1、2层土壤模式层之间的热量通量 h^* 算法的不同。由热量传导原理,

$$h^* = e_c k_e \left(\frac{T_c}{Z} \right) Z^* \quad (1)$$

设 $(T_c/Z)_1$ 和 $(T_c/Z)_2$ 分别为第1、2层土壤层温度在第1、2层交界处的梯度,则在原方案中,计算上式时采用梯度的线性拟合,即

$$h^* = e_c k_e \frac{[(\frac{T_c}{Z})_1 \frac{1}{2} Z_2 + (\frac{T_c}{Z})_2 \frac{1}{2} Z^*]}{\frac{1}{2}(Z^* + Z_2)} = e_c k_e \frac{2(T_{G_1} - T_2) Z_2}{(Z^* + Z_2) Z^*} \quad (2)$$

而在新方案中,采用了第1、2层的平均梯度,即

$$h^* = e_c k_e \frac{1}{2} [(\frac{T_c}{Z})_1 + (\frac{T_c}{Z})_2] = e_c k_e \frac{T_s - T_2}{2Z^*} \quad (3)$$

采用这种改进的方案时,地面气温也包含在内,较原方案更合理些。式中 e_c 、 c_e 、 k_e 分别表示土壤密度、比热和导温系数; Z^* 是日变化所能达到的土壤深度,也是第1土壤模式层的厚度; Z_2 是土壤温度年变化所能达到的土壤层的厚度,也即第2模式层厚度; T_{G_1} 、 T_2 分别是 Z^* 和 Z_2 层中的土壤平均温度; T_s 是地面气温。

在土壤模式中,已假定土壤温度在第1层中随土壤深度 Z 变化,而在第2层中 T_2 不随深度变化,因此 $(\frac{T_c}{Z})_2 = 0$ 。两种方案的不同之处还表现在预报方程的差分化中,如原方案 $\frac{T_G}{t} = \frac{h_s - h^*}{e_c Z^*}$ 中, h_s 和 h^* 均用 $\frac{1}{2}(h_s^{n+1} + h_s^n)$ 、 $\frac{1}{2}(h^{*(n+1)} + h^{*n})$,而在新方案中用 h_s^{n+1} 和 $h^{*(n+1)}$,故表达式反而较原方案简单些。

对于短波辐射的参数化计算,本试验中采用了3种方案。第一种方案(KQ方案)是把经验公式与分波段方法结合起来计算太阳辐射的吸收和散射,这种方法把太阳能谱分成三部分,逐段考虑,在不同的波段采用不同的方案,计算臭氧和短波辐射的加热率及水汽的吸收和散射作用^[2]。第二种方案(LH方案)根据Lacis和Hansen^[3]提出的短波辐射计算方案设计,主要适用于平流层、对流层和地面辐射的吸收过程,是水汽分布、云量与云状、太阳天顶角、地球表面的反照率和臭氧的函数。该方案采用多次散射的方法,在假定水平平行的模式大气中计算太阳辐射的吸收;它允许大气垂直不均匀分层,并且分成较多的层数,使每一层都被认为近似垂直均匀。每一均匀层的单色散射特性是由光学厚度、单散射点的反射率和相函数来决定。对整个气柱采用经典的累加方法。第三种方案(NEW方案)在第二种方案的基础上考虑了液滴水的吸收与散射作用^[4]。

利用上述方案,总共进行了两组、每组3个敏感性试验,其中CON1试验是运用未改进的土壤温度计算方法,再分别运用3种不同的短波辐射参数化方法进行模拟;CON2试验则采用改进过的土壤温度计算方法,重新利用上述3种短波辐射方案进行模拟。所用的资料均为从1998年5月1日到8月31日共123d的南海季风试验的NCEP再分析资料,每天嵌套一次,

输出每一天的平均结果。

2 模拟结果的分析

2.1 不同方案对 7 月份降水的模拟

为了分析简单,下面仅讨论了 7 月份的模拟降水(图 1)。首先看控制试验 CON 1 所模拟的 1998 年 7 月份的降水。图 1a 是利用 KQ 方案模拟的降水,与实测降水(图 2)相比,位于长江流域的降水带基本上没能模拟出来;华南地区、雷州半岛地区的降水中心模拟值与观测场相符较好,但降水范围较观测场小,且降水中心的位置稍偏东,位于 110°E 以东;位于长江以北的黄河河套地区的降水模拟较好。总之,该方案对于长江流域的降水模拟得不是很好。LH 方案模拟的降水(图 1b)与 KQ 方案模拟降水的最大差别是长江流域出现了一条降水带,但雨带的分布形势与观测降水(图 2)的分布正好相反,其他地区的模拟降水与图 1a KQ 方案相比变化不

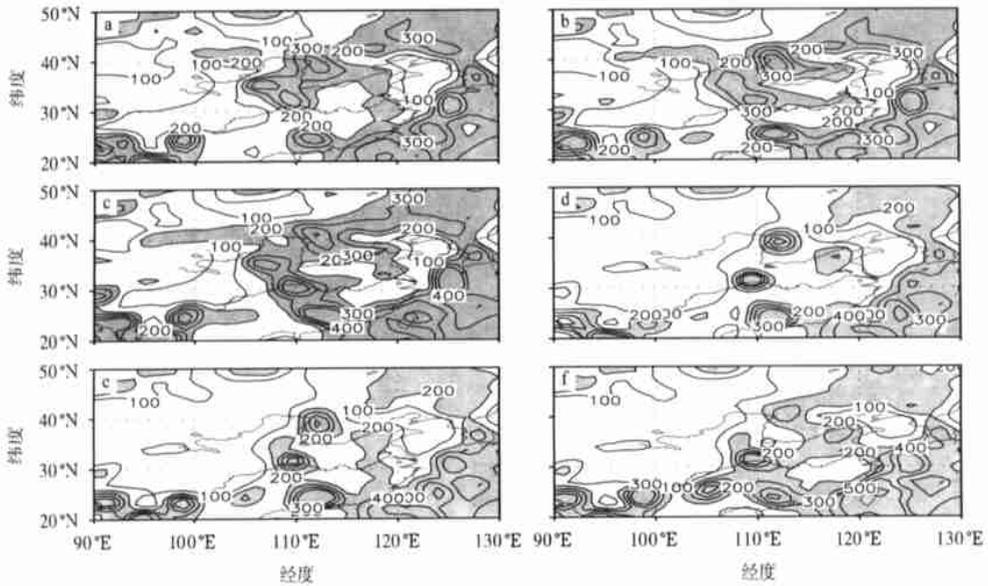


图 1 各方案模拟的 7 月份降水(单位: mm)

a. CON1(KQ); b. CON1(LH); c. CON1(NEW); d. CON2(KQ); e. CON2(LH); f. CON2(NEW)

Fig. 1 The simulated July precipitation by KQ, LH and NEW parameterization in CON1 (a, b, c) and CON 2 (d, e, f) experiments, respectively (unit: mm)

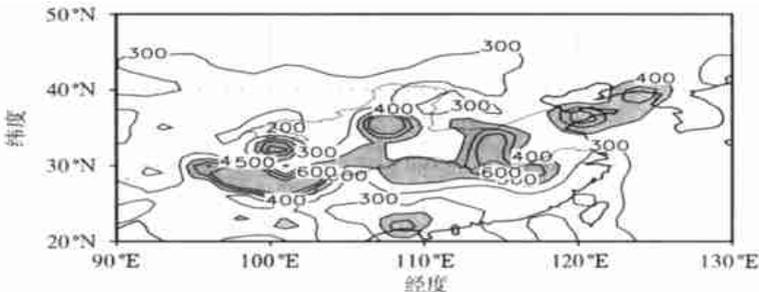


图 2 1998 年 7 月份实测降水(单位: mm)

Fig. 2 The observed July station precipitation in 1998 (unit: mm)

大。可以发现, LH 方案对降水模拟的最大改善是对长江流域降水的模拟。图 1c 是利用改进的 LH 方案(即 NEW 方案)模拟的降水, 与图 1b 相比, 长江流域降水模拟的改善不大, 但黄河流域、河套以南及其东北方的降水中心与观测值(图 2)符合得较好。可见, 在采用同样的土壤参数化方案的情况下, 通过改进太阳短波辐射的参数化方案, 可以较大改善对降水的模拟, 以 LH 方案和 NEW 方案模拟的降水较好。

CON2 试验采用新的土壤温度计算方法, 分别与 3 种太阳短波辐射参数化方案相组合进行降水的模拟。KQ 方案采用新的土壤温度计算方案后, 降水主要分布在几个主要的点(图 1d)。LH 方案(图 1e), 黄河流域的降水范围已变小, 降水量变化不大, 长江流域东西向的雨带没有模拟出来, 只模拟出了一个降水中心, 降水区的模拟较原方案(图 1b)要差。模拟效果最好的为 NEW 方案(图 1f), 在长江流域出现了一条雨带, 但其西部的降水中心偏南, 就长江流域的降水模拟而言, 较老方案(图 1c)有所改进, 但黄河流域的降水模拟得有些偏小。总的来讲, 在所有的方案组合中, 以 CON2 试验的 NEW 方案对降水的模拟效果最好。

中国东部特别是长江中下游地区的降水对我国的气候具有重要影响。为了进一步分析不同方案对 1998 年夏季 7 月份降水的影响, 图 3 给出了不同方案模拟的 7 月份降水率在 $100 \sim 125^\circ \text{E}$ 之间平均纬向分布。由图可以看出, 雨带的纬向分布可分为两种情况, CON1 模拟的降水明显多于 CON2 试验, 与前面的分析也正好吻合。由图还可以发现, 6 种组合方案对降水的模拟, 虽然有雨量大小的不同, 但其南北方向的分布趋势大体相同。在 $33 \sim 40^\circ \text{N}$ 之间, CON2 的 NEW 方案明显有别于其他方案模拟的降水起伏较大的特点, 模拟的降水自南向北线性下降, 使得该方案模拟的长江与黄河之间的降水分布更符合实际。

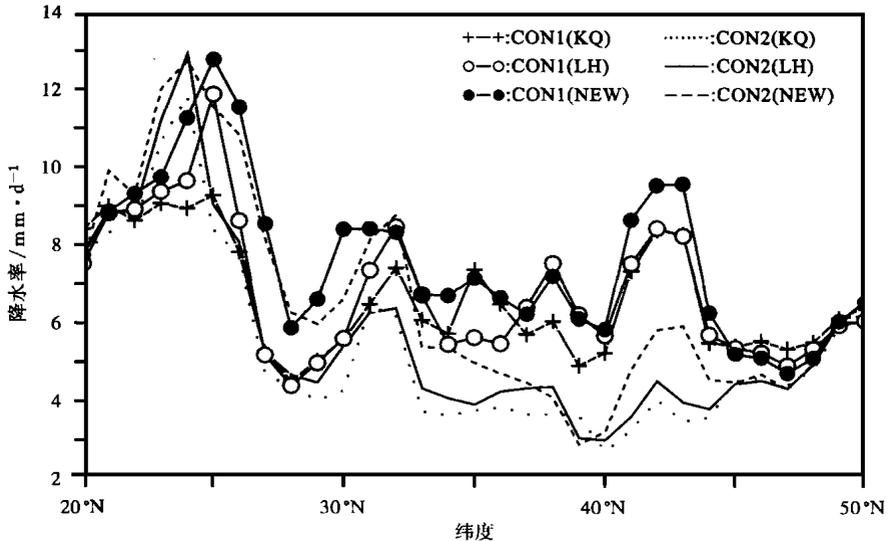


图 3 不同方案模拟的降水率在 $100 \sim 125^\circ \text{E}$ 之间的平均纬向分布

Fig. 3 The variation of simulated precipitation rate with latitudes averaged over $100 \sim 125^\circ \text{E}$ in different schemes

2.2 7 月份模拟降水的统计检验

为了更好地分析不同方案对降水模拟效果的显著性影响, 运用不同的检验方法对模拟结果进行了统计检验。传统的 t 检验和 F 检验是常用的平均值和方差显著性检验方法, 但都是在各个格点独立抽样的前提下进行的, 得到的结果仅代表单点的局地显著性, 不能代表场的差异是否显著。因此我们使用统计变量 $P = n_s / n_x$, 经序列重组统计检验(简称 PP 法), 判定两个场

差异的显著性。式中 n_s 为具有显著差异的格点数, n_x 为总格点数, 由此可知 P 值代表了显著单点构成的显著域占全域的比例。 t 或 F 检验的场显著水平由 PP 方法利用统计变量 P 估计, 具体做法参见文献[5, 6]。因为 t 检验、 F 检验为参数检验, 侧重于比较空间分布上的差异, 所以结果直观, 便于比较, 但要求两个场相互独立, 有一定的局限性。为此 Preisendorfer 和 Barnett 提出了用 $SITES$ 和 $SPRED$ 统计量来衡量两样本场的平均值和方差的差异^[7], 并用类似的 PP 检验方法进行场显著性检验。为了能够较为全面、准确地评价各种参数化方案对降水的显著性影响, 同时采用上述两种检验方法。表 1 给出了 3 种短波辐射参数化方案在采用不同的温度计算方法后对降水模拟影响的显著性统计检验结果(显著水平为 5%)。

表 1 不同短波辐射参数化方案下土壤温度计算方法对降水模拟效果影响的统计检验结果

Table 1 Statistical test of precipitation using different soil temperature methods under three short wave radiation parameterization schemes.
The P , $SITES$ and $SPRED$ indicate the test statistic values, respectively.
The Sig (%) indicates the field significance level of the test

方案	t 检验		$SITES$ 检验		F 检验		$SPRED$ 检验	
	P	Sig (%)	$SITES$	Sig (%)	P	Sig (%)	$SPRED$	Sig (%)
KQ	0.192 0	< 0.5	0.145 7	6.8	0.204 9	2.8	0.002 0	39.4
LH	0.187 1	< 0.5	0.145 0	7.2	0.193 2	4.0	0.001 1	55.4
NEW	0.206 2	< 0.5	0.196 8	< 0.5	0.207 5	2.8	0.000 5	68.8

由表可以看出, 两组控制试验所模拟的 7 月份月平均降水均有较显著差异, 但 KQ 和 LH 方案的显著水平分别为 6.8% 和 7.2%, 远远小于 NEW 方案的显著水平, 显著域也以 NEW 方案为最大; 在方差场检验中, 3 种方案的检验结果均不一致, F 检验均有显著差异, 但 $SPRED$ 检验显著性较差, 这可能是因为不同的土壤温度计算方法对降水的影响主要表现在空间场的分布上, 随时间变化的方差差异并不明显, 而 F 检验侧重于逐点检验, $SPRED$ 检验则侧重于整体方差的差异。由图 3 也可以看出, 不同的方案对中国东部降水模拟的影响主要体现在空间分布, 而随时间演变的趋势并没有很明显的差异, 与统计检验的结果也正好相吻合。通过分析平均场检验的显著域分布图(图略)发现, 土壤温度对降水模拟有显著影响的区域主要位于华南地区和黄河中上游地区, 正是由于土壤温度计算方法的影响, 使得上述显著区的模拟降水明显小于 CON1 试验的模拟结果。由前面的统计结果可以看出, 新的土壤温度计算方案与新的辐射方案相结合时降水的模拟效果较好。

2.3 CON2 试验 NEW 方案模拟降水的时间演变

由前面讨论的 2 个模拟方案 6 个敏感性试验对 1998 年 7 月降水模拟的比较及其统计检验结果发现, 采用新短波辐射参数化法和土壤温度计算方法时降水的模拟效果较好。为了进一步检验该区域气候模式对 1998 年季风雨带的演变过程及其北跳特征的模拟能力, 利用 CON2 试验 NEW 方案的模拟结果对 1998 年 5 月到 8 月共 12 个旬的降水量的模拟结果与观测场进行了对比分析(图略)。通过对 12 个旬的降水量的分析发现, 在 5 月初, 由于模式积分处于调整期, 模拟的降水较观测场偏南; 5 月中旬, 位于(120°E, 25°N)附近的降水中心没能模拟出来; 5 月下旬, 位于雷州半岛的强降水中心也没能模拟出来。6 月份, 模拟降水与观测降水符合较好。7 月份, 雨带开始由南向北推进, 但与观测场相比, 7 月上旬黄河流域的降水没能模拟出来, 7 月中下旬长江流域的降水带没有能模拟出来。到了 8 月份上、中旬, 模拟降水带较观测场偏

南。8月下旬,副高开始南退,季风进入减弱期,降水带分为两条,一条从四川盆地向东北延伸到华北地区,中心降水达到 50 mm/d ,另一条雨带位于华南沿海地区,中心降水量达到 40 mm/d 。而模拟结果仅华南地区的降水中心较好,模拟的四川盆地降水中心明显偏南,中心值也较低。由分析可以看出,对于雨带的季节性移动,5、6月份模拟效果较好,7、8月份模拟效果较差。总的来讲,该方案对强降水过程模拟得不好,这可能涉及到积云参数化的问题,具体原因还有待于进一步的分析。

图4是模拟的和观测的中国东部地区 $110\sim 120\text{ E}$ 平均降水的时间-纬度演变图。由图可以看出,在6月底以前,模拟的雨带进退与观测场符合得较好,但降水量明显较观测场要小。而到了7月份,降水带的北跳及南退没能模拟出来,且7、8月份的模拟降水较观测场要偏南约5个纬度。这说明,对较长期的气候模拟而言,该模式所产生的气候漂移现象还是较明显的,与前面的分析结果是一致的,具体原因还要进一步分析。

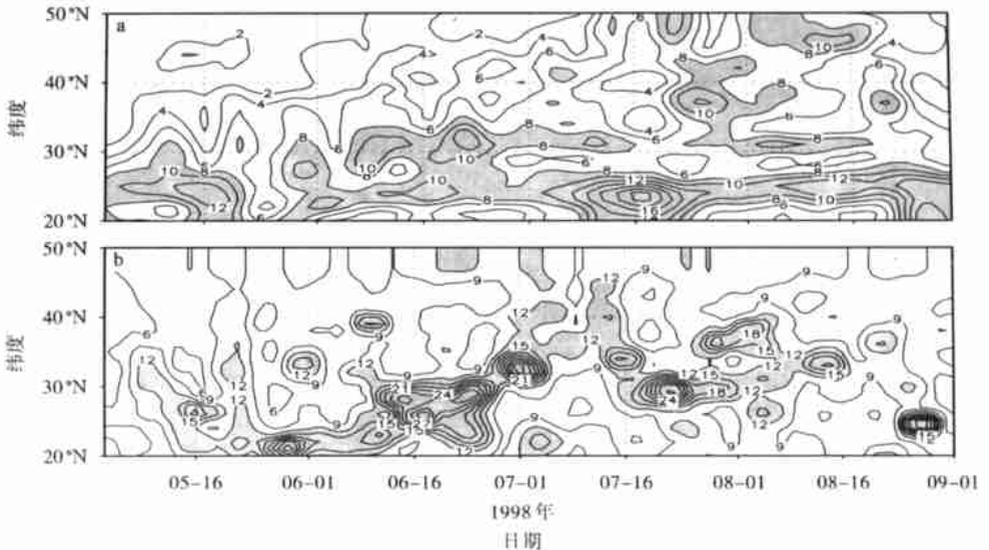


图4 CON2试验NEW方案模拟(a)和观测(b)的 $110\sim 120\text{ E}$ 之间平均的1998年5月至8月的逐日平均降水量时间-纬度剖面图(单位: mm/d)

Fig. 4 Time-latitude sections of daily precipitation along $110\sim 120\text{ E}$ from May to August, 1998 (unit: mm/d)
a. simulated by NEW scheme in CON2; b. observed

3 结论

(1) 新的土壤温度参数化方案与NEW方案的太阳短波辐射参数化方案相组合时降水的模拟效果最好。

(2) 采用同样的短波辐射方案的情况下,不同的土壤温度计算方案对降水模拟的影响较显著。由统计检验发现,不同的方案对降水模拟的影响主要体现在空间场的分布,而随时间变化的方差序列的显著性不是很明显,特别是体现整体场方差性能的SPRED检验。

(3) 虽然能够较好地模拟出降水的大体趋势,但降水量、雨带分布等细节性问题的模拟还不是很好,特别是对强降水过程的模拟不是很好,降水量普遍偏小。分析中国东部雨带的持续性纬向-时间演变发现,能较好地模拟5、6月份的降水,对长期气候的模拟则气候漂移较明显。

参考文献:

- [1] 钱永甫. 地表热平衡温度的一种计算方法[J]. 气象科学, 1988, 8(4): 14 ~ 27
- [2] 钱永甫, 颜 宏, 王谦谦, 等. 行星大气中地形效应的数值研究[M]. 北京: 气象出版社, 1988
- [3] LACIS A A, HANSEN J E. A Parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere[J]. J A S, 1974, 31(1): 118 ~ 133
- [4] QIAN Yongfu. Numerical simulations of the effects of aerosols in the atmospheric boundary layer on the climate[J]. A M S, 1993, 7(3): 303 ~ 315
- [5] ZWIERS F W, BOER G J. A comparison of climates simulated by a general circulation model when run in the annual circle and perpetual modes[J]. Mon Wea Rev, 1987, 115(11): 2626 ~ 2644
- [6] WIGLEY T M L, SANTER B D. Statistical comparison of spatial fields in model validation perturbation and predictability experiments[J]. J G R, 1990, 95(D1): 851 ~ 865
- [7] PREISENDORFER R W, BARNETT T P. Numerical model-reality intercomparison tests using small sample statistics [J]. J A S, 1983, 40(8): 1884 ~ 1896

Simulation to the east Asian summer monsoon precipitation in 1998

WANG Shi-yu, QIAN Yong-fu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract: Summer monsoon precipitation in 1998 is simulated with different soil temperature and solar short wave radiation parameterization schemes using the improved p - nine level hybrid coordinate model. It is found that the improved soil temperature calculation method together with Lacis and Hansen short wave radiation parameterization has a good simulation for precipitation. Statistical test is also made, indicating that the soil temperature has great impact on the precipitation distribution. Compared with the observed field, this model simulated the precipitation better in some periods, while worse in other periods, such as for the strong precipitation process.

Keywords: p - nine level hybrid coordinate model, statistical test, short wave radiation