

夏季季风区气候的模拟特征^①

钱永甫

王谦谦

(南京大学大气科学系, 南京, 210008) (南京气象学院)

提 要

用一个由大气模式、土壤模式和水域模式三个子模式组成的模式模拟了夏季季风区的气候特征。模拟得到的平均气候特征, 如温度场、风场、降水和蒸发场均与实际观测场接近; 模式模拟出季风区的地面气候特征, 表明其与大气状态和下垫面性质关系密切; 对加热场的模拟则表明, 积云对流凝结潜热加热对总加热率的贡献最大。

关键词 季风气候 数值模拟 地形和下垫面作用 加热场

1 引 言

关于夏季风的形成机制及各种因子对夏季风形成的相对重要性, 作者与 Kuo 曾作过较系统的模拟^[1]。但所用模式中下垫面只有海陆两大类, 积分时间也只有8天。本文在原模式的基础上, 着重改进下垫面物理过程参数化的方法, 在陆地上引进5类下垫面, 建立了土壤和水中的温度和湿度预报模式, 使地气和水气之间的相互作用得到较好的描述。然后使用这套模式进一步模拟夏季季风区的气候特征。

2 模 式

本文所用模式由三个子模式组成, 即大气模式、土壤模式和水域模式。大气模式是作者等使用多年的5层 $p-\sigma$ 混合坐标系原始方程模式^[2-4]。土壤模式和水域模式均取两层, 可参阅文献 [5, 6]。

模式的积分区间为 5°E 向东至 175°E , 25°S 至 55°N , 包括了整个季风明显区。水平网格采用球面网格, 格距为 5° 经度 $\times 5^{\circ}$ 纬度, 时间积分步长15分钟。大气中初始场取多年6月纬向平均场的100、300、500和700hPa 高度和海平面气压场。模式层上的高度、温度和风场则由它们求出。初始湿度场为500、700和850hPa 上的露点场, 经插值求得模式层上的比湿分布。模式初始时刻取为6月15日世界时12时。土壤初始温度取垂直均匀分布, 其值由大气边界层温度确定。海温初值是纬向平均, 其值由观测资料拟合而得。模式边界上的物理量取固定值。

模式中的地形最高为5000米, 与实际地形相似。下垫面共有6类, 基本上反映了现有下垫面分布, 下垫面的物理参数见文献 [5] 中表1。

3 模拟结果

图1a、b 是积分至第10和20天时的海平面气压场。从图可见, 两个时刻的形势已无本质差别, 其亚欧非大陆上的低压和西太平洋上的高压都彼此很相似。这说明气象场已趋于平衡态。因此本文采用第11至20天共10天的平均结果作为模拟得到的气候状态。本次模拟结果(图略)表明, 海平面气压场及对流层高层的温压场仍体现出季风气候的主要特点。与过去的结果没有本质的差异, 故不赘述。

① 1992-04-16收到初稿, 1992-07-16收到修改稿。

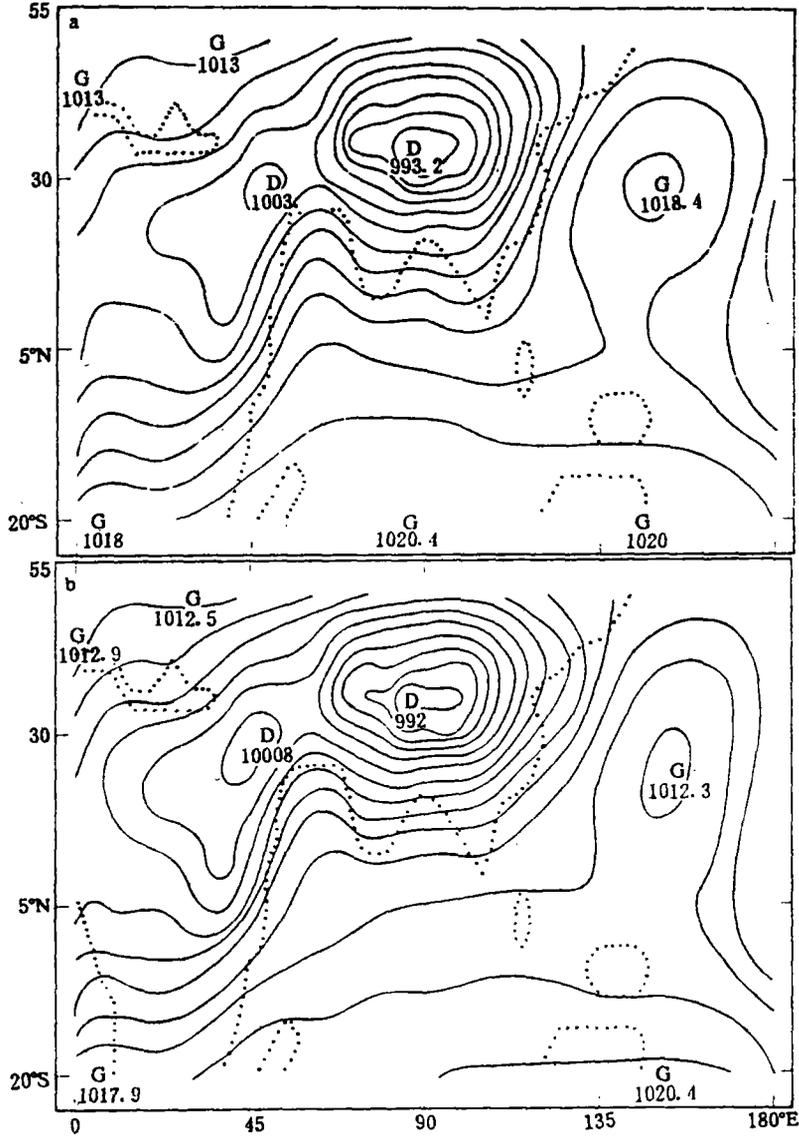


图 1 第 10 模式日 (a) 和第 20 模式日 (b) 的海平面气压分布 单位: hPa, 等值线间隔 2hPa.

Fig. 1 Simulated sea-level pressure distributions on day 10 (a) and day 20 (b). Unit: hPa, Interval: 2hPa.

3.1 流场的模拟特征

流场和气压场之间关系密切。由模拟得的边界层平均流场(图略)可见,在非洲东海岸是著名的索马里越赤道气流。我国东部沿岸的偏南气流很强,它是西南季风和西太平洋副高南侧的东南季风汇合的结果。青藏高原地区是气旋性环流,并有地形动力作用引起的绕流现象。在非洲大陆,20°N 附近有明显的南北气流辐合带,即北赤道槽。这些特征与观测场相符很好。为了分析越赤道气流的区域分布,我们给出沿5°N的 v 分量垂直剖面图(见图2a)。由图2a可见,低层最强的越赤道气流在50°E附近,在85°E和105°E,还有相对的南风高值中心。在赤道剖面(图略)上,情况类似。从图2a还可以看到,低层越赤道南风气流的垂直伸展十分有限,到3km以上,就出现了北风气流,并且有几个大值中心,它们

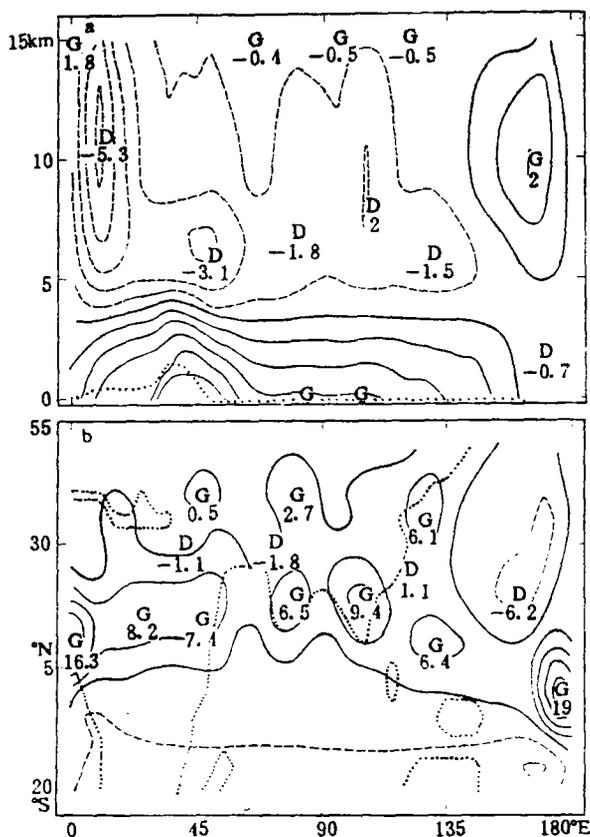


图2 沿5°N的v分量垂直剖面(a)和300hPa垂直速度(b)

Fig. 2 Vertical profile of v-components along 5°N (a) and Vertical motions at 300hPa (b).

基本上与低层的南风中心相匹配,构成了各自独立的垂直环流圈。值得注意的是,在140°E以东地区,v分量的高低空配置恰恰相反,高空是南风,低空是北风,垂直环流圈发生了逆转。这正是季风明显区与不明显区的主要差异。

分析沿90°E的u分量垂直剖面和经圈环流(图略)可见,4km以下南半球有东风带,北半球有西风带。4km以上,风带变为三条,即赤道上空与北半球低纬地区的东风带及其两侧的西风带。南北半球西风极值中心都在10km高度上,而东风极值在15km以上。这种东西风带的分布特征与实际观测的[1]颇为一致。在经圈环流图上,模拟出典型的季风环流圈,它与青藏高原地区的加热作用分不开。

垂直速度场与降水分布关系密切。图2b是模拟出的300hPa上平均垂直速度分布(单位:1mm/s)。

由图可见,大陆基本上是上升运动区,海洋基本上为下沉运动区,但西太平洋热带区域和西边界有上升运动带。值得注意的是南部非洲地区,边界层内的上升运动出现在东海岸,而下沉运动出现在西海岸,构成了纬向的热力环流圈(图略)。

3.2 降水和蒸发的模拟特征

夏季(6—8月)平均降水分布特征在文献[1]中已给出,而青藏高原及其周围地区

更为详细的降水分布见于文献[2],此处不再给出。图3a是本文模拟得的日平均降水量(mm/天),其基本特征与实况是接近的,与图2b相比可见,降水场与垂直运动关系密切,降水大区与上升运动区基本重合。但从降水量值看,5°N、180°E处,渤海湾以及非洲西海岸降水偏多,而孟加拉湾则偏少。其原因可能是受侧边界条件的影响和海温初值不够符合实际。图3b是模式模拟出的蒸发量(cm/天)。由图可见,降水量大区(图3a),往往也是蒸发量大区,反之亦然。在海洋上蒸发量一般大于陆地上。蒸发量一方面受下垫面温度和湿度的影响,另一方面又受边界层内风速的影响。

3.3 地面气候的模拟特征

此处地面气候是指地表温度和湿度的平均分布特征。图4是模拟得的平均地表温度(a)和湿度(b)的分布。由图4a可见,模式模拟出撒哈拉及青藏高原四周沙漠区内的高地温。青藏高原上的低温区是地形高度所致。海洋上温度分布均匀,但海温普遍偏高。原因有两方面:一是在给定初始海温时,海温南北向梯度不够大,造成热带海洋区初始海温偏低而高纬海温偏高,二是海温计算模式中海洋层取得太薄,通过海水表面进入水中的热通量完全用来加热两米厚的海水,因而海温升高太多。尤其是在西太平洋副高控制区,由于天气晴好,海面接受太阳辐射能多,形成了暖池。这一点有待进一步改进。

大陆上地表湿度(图4b)主要由初始湿度和模式产生的降水与蒸发的差额所决定。降水多于蒸发的

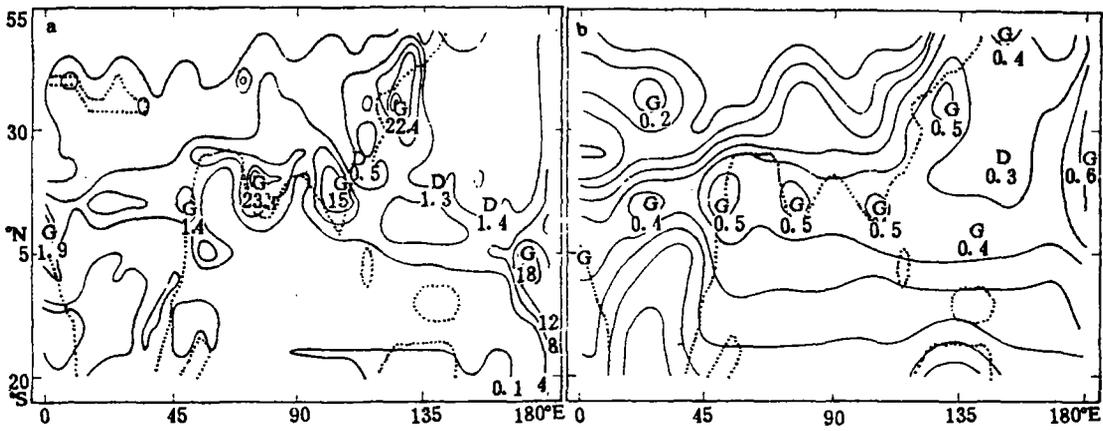


图3 模拟的平均降水量 (a) 和蒸发量 (b) 分布
 Fig. 3 Simulated mean precipitation (a) and evaporation (b).

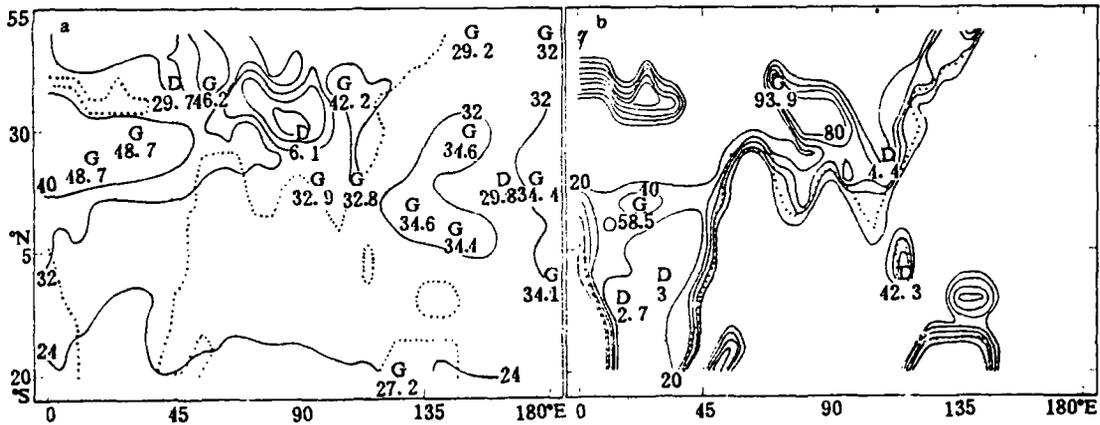


图4 模拟的平均地表温度 (a) 和湿度 (b) 的分布
 Fig. 4 Simulated mean surface temperature (a) and moisture (b).

地方, 地表湿度变大, 反之减小。撒哈拉沙漠以及欧亚大陆的大部分, 地表湿度都很小, 不足 20%; 南非减湿最多, 最小值约 3%。将图 3a、b 与图 4b 比较后易于发现, 地表湿度的大值区和小值区确由降水和蒸发间的不平衡所引起。将地表湿度的时间变化进行分析 (图略), 也证明了这一点。

3.4 加热场的模拟特征

关于加热场的模拟特征, 作者曾作过较详细的讨论^[8-11]。但原模式只包含一层土壤模式且下垫面只有海陆两类。本文讨论用改进了的模式得到的整层加热率的分布特征, 且重点讨论沿 90°E 的加热率剖面。

图 5a 是整层非绝热总加热率的分布。由图可见, 无论大陆或海洋, 赤道辐合带内整层总加热率都是正值。海洋上的其它地区, 加热率为负值, 但量值较小, 都在 1°C/天以下。大陆上除地中海以北和南非,

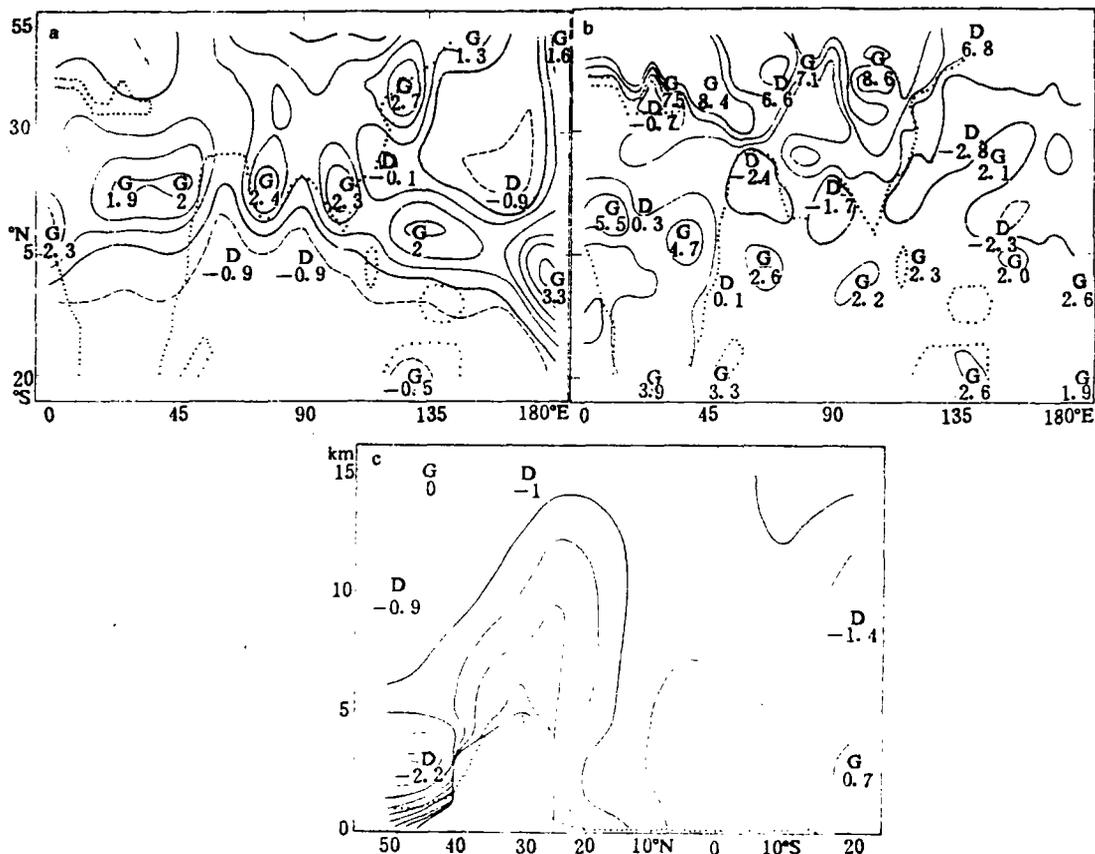


图5 模拟得的加热场 a. 整层总加热率 (单位: °C/天), b. 地面热通量差额分布 (单位: $41868 \text{ 瓦} \cdot \text{米}^{-2}$), c. 沿 90°E 总加热率垂直剖面 (单位: °C/天).

Fig. 5 Simulated heating fields. (a) heating rates for the whole atmosphere, (b) downward heat flux at the surface ($41868 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$), (c) vertical profile along 90°E of the total heating rates ($^\circ\text{C}/\text{day}$).

都是加热区。将该图与用 1979 年 FGGE 期间的观测资料计算得的夏季平均整层总加热率^[12]相比, 可以发现, 两者相符较好。特别是非洲北部, 过去有人认为是冷却区, 我们的结果却表明是加热区。与 [12] 中的计算一致。

分析各加热分量对总加热场的贡献发现 (图略), 在总加热率场中, 积云对流凝结加热率贡献最大。其它加热分量对总加热率的贡献依次为长波辐射、大尺度凝结、湍流扩散和太阳短波加热率。

图 5b 是地表面热通量的差额分布 ($41868 \text{ 瓦} \cdot \text{米}^{-2}$), 图中正值区表示地表热通量有余额, 因而有热量向地下或水下传送, 负值则相反。可见, 夏季大陆和大部分海洋都是正值区, 说明土壤和海水中净的热量贮存下来, 并使之升温。阿拉伯海、孟加拉湾海面、西北太平洋近岸区和日界线附近以及地中海部分海区则是负值, 下层海水向海表以上大气输送热量。尽管正或负的中心值不大, 但对地面热量平衡仍是重要的。

沿 90°E 总加热率的经向垂直剖面 (图 5c) 揭示了青藏高原上是一加热中心, 其值超过 $3^\circ\text{C}/\text{天}$ 。该加热中心可达 13km 高空, 其两侧则是弱冷却区。在 10°N 以南以及高原北侧 2—5km 高度上是冷却率大区。

这种加热场分布与该处的经向垂直环流完全匹配。

从沿 90°E 积云对流凝结加热率和长波辐射加热率的垂直分布(图略)可以看出,积云对流加热和长波辐射加热两个分量基本上决定了总加热率的特征。高原上是积云加热率的大区,最大加热率为 6.8°C/天,但也是长波辐射冷却中心,最大冷却率为 3°C/天。在高原以南 2—4km 高度上,有一个长波辐射加热区,最大加热率可达 3°C/天。但其上下大气中都是冷却区,最大冷却率超过 7°C/天。

4 总 结

改进了的 $p-\sigma$ 混合坐标系原始方程 5 层模式在夏季季风区气候特征的模拟方面是成功的。新模式不仅延长了数值积分时效,在物理过程参数化方面也更为完善。模拟结果表明,气候模式中包含真实地形和海陆分布,以及复杂下垫面是非常重要的。

模式结果的时间演变表明,新模式对外强迫作用的响应较为迅速,一般在模式积分 5 天后,大气中的气象场的分布已逐渐趋近稳定态,但土壤湿度仍有变化。积分到 10 天以上,则大气和土壤气候状态基本建立。因此,用本模式进行敏感性数值试验时,必须积分至 10 天或更长的时间。

夏季季风区的气候特征被较好地模拟出来。夏季风的主要风系,尤其是低层的越赤道气流和西南季风,都得到了很好的反映。青藏高原所在经度上的季风环流圈模拟得颇好。模拟的垂直速度场反映出海陆以及高原和周围自由大气之间的热力差异,并且与降水有很好的相关。降水和蒸发量的模拟表明,蒸发量大区与降水量大区基本重合,中高纬海洋上和大陆干旱区,蒸发量均较小。模式还能较好地模拟出地面气候的基本特征;表明地面气候与大气状态和下垫面物理属性关系密切。沙漠区是高温区,湿润区是低温区。地面气候状态既影响大气状态,又受大气状态所控制,是一种相互作用的关系。

模拟的加热场的特征是:赤道辐合带内均为加热区,海洋上基本为冷却区,大陆上基本为加热区。对总加热率贡献最大的是积云对流凝结加热。

参 考 文 献

- 1 Kuo H L, Qian Y F. Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, 110, 1879—1897.
- 2 Kuo H L, Qian Y F. Influence of Tibetan plateau on cumulative and diurnal changes of weather and climate in summer. *Mon. Wea. Rev.*, 1981, 109, 2337—2356.
- 3 钱永甫. A 5-layer primitive equation model with topography. *高原气象*, 1985, 4 (增刊), 1—28.
- 4 钱永甫, 颜宏, 王谦谦等. 行星大气中地形效应的数值研究. 北京: 科学出版社, 1988. 217.
- 5 钱永甫. 地表热平衡温度的一种计算方法. *气象科学*, 1988, 8 (4), 14—27.
- 6 钱永甫. 地气耦合系统中温湿变化的数值模拟. *气象学报*, 1991, 49, 538—547.
- 7 吴国雄, 刘还珠. 全球大气环流时间平均统计图集. 北京: 气象出版社, 1987. 212.
- 8 钱永甫, 袁广进. 夏季东半球中低纬日平均加热场的模拟特征. *气象科学*, 1987, 7 (3), 29—40.
- 9 钱永甫. 夏季东半球中低纬加热场日变化的模拟特征. *气象科学*, 1988, 8 (1), 1—9.
- 10 王谦谦. 夏季东半球中低纬日平均气象场和非绝热场模拟特征的初步分析. *气象科学*, 1991, 11 (1), 77—87.
- 11 王谦谦, 葛朝霞. 七月中、低纬地区定常波动和加热场的模拟特征. *热带气象*, 1992, 8, 151—159.
- 12 Wei M Y, Johnson D R, Townsend R D. Seasonal distributions of diabatic heating during the FGGE. *Tellus*, 1983, 35A (4), 241—255.

SIMULATED PROPERTIES OF THE CLIMATE IN THE SUMMER MONSOON AREA

Qian Yongfu

Wang Qianqian

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing university, Nanjing, 210008*) (*Nanjing Meteorological Institute*)

Abstract

A modified and improved primitive equation model with p -sigma incorporated vertical coordinates is used to simulate the climate properties in the summer monsoon area. The model includes various diabatic physical processes and the effects of the large scale topography and 6 kinds of underlying surfaces. Detailed discussions are made on the simulated mean fields of pressure, flow, precipitation and evaporation, soil temperature and moisture, and the diabatic heating fields. The results show that the simulated mean climate properties in the summer monsoon area are quite similar to the observed ones. The model simulated the surface climate, too, and shows that the surface climate characteristics are closely related to the atmospheric states and the physical properties of the underlying surfaces. The simulated heating fields show that the heating due to the cumulus convective condensation has the most important contribution to the total heating field.

Keywords Monsoon climate, climate modelling, effects of topography and underlying surface, diabatic heating