

太阳辐射日变化对夏季风模拟特征的影响

王谦谦

钱永甫

(南京气象学院气象系, 南京, 210044) (南京大学大气科学系, 南京, 210008)

摘 要

利用60 S- 60 N 范围, 有海气耦合但无海流的七层原始方程模式, 做了有无太阳辐射日变化的对比试验。结果表明: 准定常的平均季风系统的形势受太阳辐射日变化的影响不明显, 其主要的影晌可能来自海陆和地形分布。但是模式中包含太阳辐射日变化后, 大气上下层季风系统强度的模拟得到了改善。太阳辐射日变化在很大程度上影响降水的分布形势, 在没有太阳辐射日变化的试验中, 大陆内部的降水大大减少, 而沿海地区的降水增加。土壤温度和湿度的变化与降水变化对应良好。降水增加和减少的地区呈波状分布。至于对季风发展的影响, 结果表明在季风发展的初期, 太阳辐射日变化可加快其发展。因此, 太阳辐射日变化的引入, 可使平衡态较早达到。

关键词: 太阳辐射日变化, 夏季风, 数值模拟。

1 引 言

众所周知, 太阳辐射能是驱动大气运动的唯一能源。对流层大气获得的辐射能主要来自水汽对红外光的吸收作用。但是, 大气中垂直气柱内的水汽含量并不大, 直接由水汽吸收太阳能所引起的加热作用是有限的。相反, 作为下垫面的水体和土壤却对太阳辐射有很强的吸收作用。因此, 大气运动的主要能源来自与下垫面的能量交换, 即下垫面通过感热和潜热的涡动输送以及向上的长波辐射, 将吸收的太阳辐射能传输给大气。因此, 下垫面的非均匀性可以将纬向均匀的太阳辐射能变为纬向非均匀的加热场形式加热大气, 引起大气运动的纬向差异。

太阳辐射能的纬向分布平均来说是均匀的, 但太阳辐射包含着日变化, 由于地球的自转, 同一纬度上不同经度的两个地方, 在同一时刻获得的太阳能是不同的。例如, 在极端的情况下, 两个相差180°经度的地方, 一个是正午, 而另一个是子夜。这种经度的差异同样可以引起太阳辐射加热的纬向非均匀性。因此, 就这个意义上来说, 太阳辐射日变化与下垫面的纬向非均匀性在驱动大气运动方面具有类似的作用。但两者的相对重要性如何, 是值得研究的一个问题。

有关太阳辐射日变化作用重要性的研究不多。作者等在研究夏季风发展的作用因子时, 曾指出太阳辐射日变化对夏季风的发展速度有影响^[1], 但未作更深入的讨论。在研究

地形对气象场日变化的影响时,发现地形高度可以增强日变化的幅度^[2]。卢理和曾庆存讨论了太阳辐射日变化对气候模拟的影响^[3],指出在夏半年中纬度地带,有日变化时,陆地降水量明显增大。

本文利用一个球带范围的 P- 原始方程模式系统,着重研究太阳辐射日变化对夏季风模拟特征的影响。为了突出比较下垫面海陆分布的纬向非均一性和太阳辐射日变化对大气作用的相对重要性,文中所用下垫面简化为海洋和陆地两种。陆地上的土壤种类取作粘土牧草地。在青藏高原和落基山地区,地表反照率取作地形高度的函数:1500m 处取0.2,3000m 以上取0.4,其间则取线性变化。在1500m 以下的陆地上,地表反照率还与土壤湿度有关,当土壤湿度为零时,取0.4,而当土壤湿度大于0.15时取0.1,其间呈线性变化。土壤湿度在时间积分中的变化由土壤模式确定。

2 模式和试验方案

2.1 模式

本文所用模式是一个地气和海气相耦合的耦合模式系统。其中的大气模式是一个 P- 混合坐标系初始方程模式。模式中包含了各种绝热和非绝热物理过程。太阳辐射可包含日变化。有关大气模式的详情可参见文献[4]。

为较好地计算地气和海气之间的动量、水气和热量的通量,模式系统中还有与大气模式相耦合的土壤和海洋混合层模式。土壤模式有两层,第1层较薄,反映土壤温度和水分的日变化,第2层较厚,反映年变化。层的厚度取决于下垫面物理性质,可有地区差异。模式中将大陆区分为五类下垫面。本文中只取了一种下垫面。有关土壤模式的细节可参阅文献[5,6]。海洋混合层模式也有两层,厚度分别为50m 和250m,但暂未考虑海流的作用^[7]。

模式系统采用球面网格,水平范围为60 S- 60 N 间的球带。格距为5°×5°;时间步长15min。模式中所包含的海陆分布及地形与实况接近。

2.2 太阳辐射日变化的计算方法

太阳辐射日变化由太阳的天顶角余弦 $\cos(Z)$ 表示, Z 为天顶角, $\cos(Z)$ 可表示为

$$\cos(Z) = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos(t) \quad (1)$$

式中 δ 为太阳赤纬, ϕ 为纬度, t 为时角。在数值模式中,太阳辐射的加热作用每隔一定时间计算一次,设加热场的计算间隔为 Δt ,且 Δt 在一天内不变,则在该时段中的平均天顶角余弦应为:

$$\overline{\cos(Z)} = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_1 - \frac{\Delta t}{2}}^{t_1 + \frac{\Delta t}{2}} \cos(Z) dt \quad (2)$$

将式(1)代入(2),积分后得出

$$\overline{\cos(Z)} = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos(t_1) \frac{\sin(\frac{\Delta t}{2})}{\frac{\Delta t}{2}} \quad (3)$$

式中 t_1 为计算加热场时的时角,随经度是不同的。由式(3)可见,当 $\Delta t \rightarrow 0$ 时,式(3)即变为式(1)。为了较好地反映日变化,显然 Δt 应取得足够小。本文取 $\Delta t = 1h$,用弧度表示。

当 $\overline{\cos(Z)}$ 为 0 时, 取为 0。

在不考虑日变化时, 可取一天内的平均天顶角余弦 $\overline{\cos(Z)^d}$, 此时有

$$\overline{\cos(Z)^d} = \frac{1}{t_0} \int_{-t_0}^{t_0} \cos(Z) dt / 2 \quad (4)$$

式中 t_0 是日落时的时角。将式 (1) 代入得

$$\overline{\cos(Z)^d} = [t_0 \sin \sin + \cos \cos \sin(t_0)] / \quad (5)$$

式中 t_0 和 分别由以下两式计算:

$$t_0 = \arccos(\sin \sin) / 2 + \arcsin(\tan \tan) \quad (6)$$

$$= 0.41 \sin[2(T - 81.5) / 365] \quad (7)$$

式中 T 为从 1 月 1 日算起的日数, $1a$ 以 365d 计算。

由以上公式可以看出, 本文在不考虑日变化的试验中, 仍然包含有季节变化, 即 是每天都变化的。

2.3 试验方案

本文作了两个数值试验, 将有太阳辐射日变化的称作 CNL 试验, 无日变化的称作 NDL 试验。

两个试验的初值处理详见文献[4]。初始海温场采用 7 月多年平均实况海温场, 初始时刻设为 6 月 26 日世界时 12 时, 共积分 35d。积分过程中, 太阳赤纬随时间积分每日变化一次, 太阳天顶角则每 1h 变化一次, 这样做已足可反映太阳日变化的作用。

正如文献[8]所指出的, 20 个模式日的时间积分已可达准定常态, 因此取第 6—35 天每 h 累加结果的平均值作为模式的平均场, 前 5d 的模拟结果不包含在平均场中, 而将其作为从纬向平均初始场向非纬向均匀环流过渡的状态。

3 试验结果讨论

图 1a, b, c 分别给出实测 7 月、CNL 和 NDL 试验的低层夏季风场, 从它们之间的对比可见, 夏季风流场的主要特征, 在两个试验中均得到较好的反映, 比如亚欧大陆为一强大的气旋性环流所控制, 其南部为著名的西南季风气流, 它们源自南半球的东南气流, 并分别在非洲东海岸、印度洋及南海上空形成强的越赤道气流。在北半球的两大洋为反气旋环流, 与实况相比, 其南部的东北信风偏弱。

众所周知, 夏季风环流系统中的主要成员包括: 低空的越赤道气流, 高空位于高原南部 20°N 附近的东风急流以及高原附近的经向季风环流。以下侧重分析这 3 个成员在两种不同方案中的模拟特征。

3.1 CNL 试验的模拟结果

下面首先分析越赤道气流的模拟特征。由 CNL 试验低层的风矢量图(图 1c)可见, 在赤道上均为南风或偏南风气流。在大陆和海洋内部地区, 风速都较小, 强大的气流均出现在海陆的交界处, 并环绕大陆做气旋式旋转。在欧亚非大陆由于存在着高大的青藏高原,

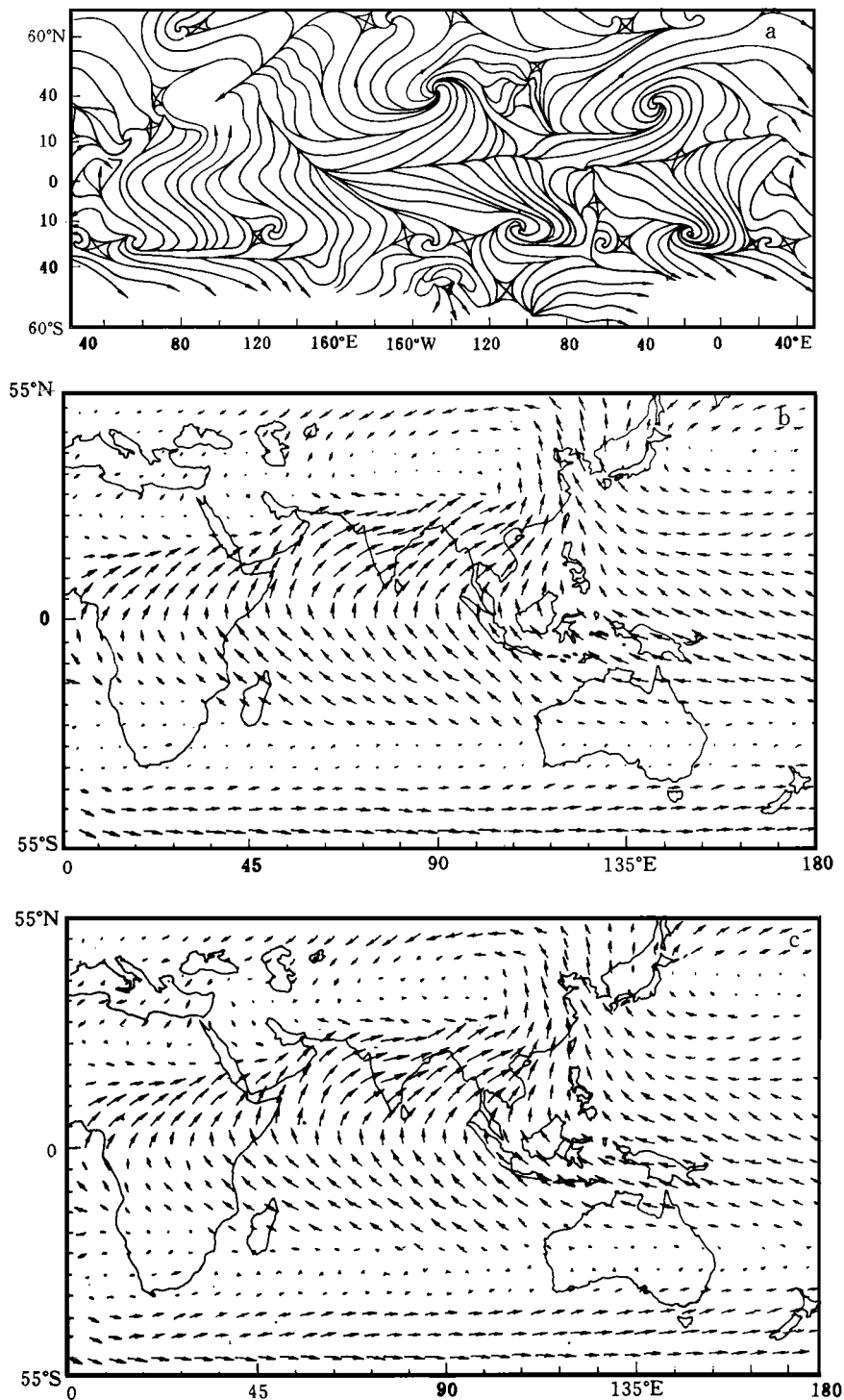
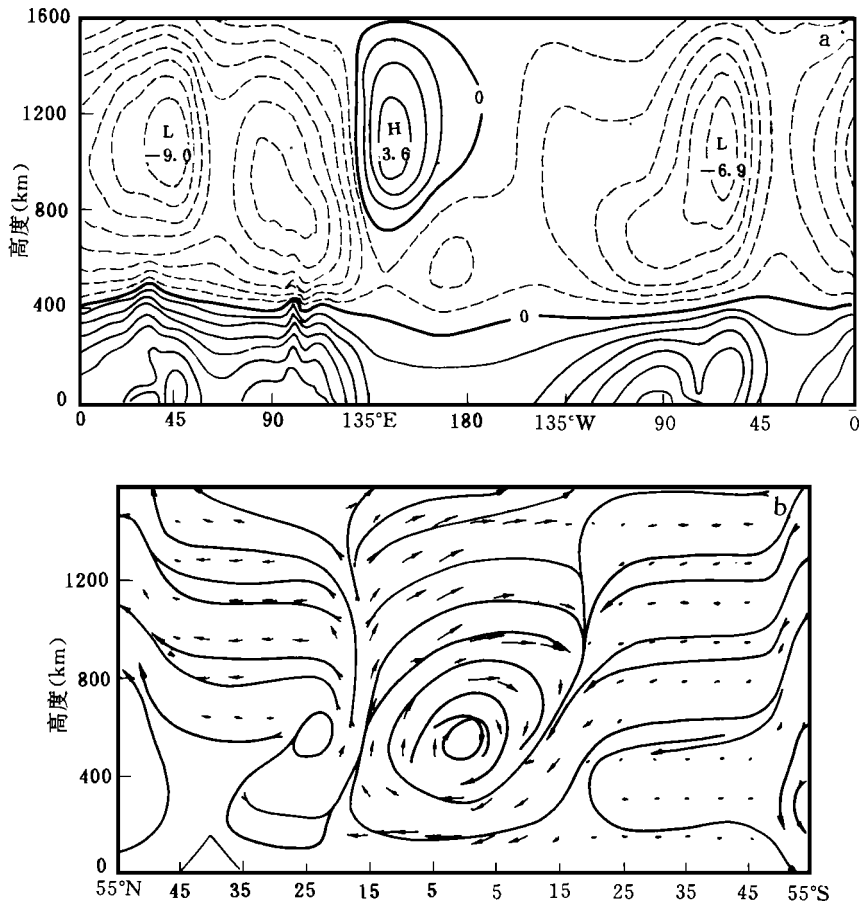


图1 实测7月(a)、NDL(b)、CNL(c)的低层风场

气流比较复杂,除亚洲东海岸气流与海岸线平行外,南亚地区的气流基本上垂直于海岸线。由此可见,低层气流的分布形式主要取决于海陆分布,地形则在一定程度上改变气流的流向。在穿越赤道的南风气流中,风速的分布是不均匀的。为了更清楚地讨论越赤道气流的纬向分布不均匀特征,给出了沿赤道的 v 分量垂直剖面图2a,由图可见,低层越赤道气流确实是纬向不均匀的。在45°E, 80°–105°E, 90°W和65°W都有较强的越赤道气流,45°E处的最强,这就是著名的索马里低空急流, v 分量超过7m/s。其次是90°W和80°–105°E的越赤道气流,强度均在6m/s以上,65°W的最弱。从图2a还可见,低层的南风越赤道气流的垂直伸展都不高,大约在5km以下,在5km以上存在着3个北风气流中心,与低层的越赤道气流相匹配。在45°E处的北风气流最强,中心值可达9m/s,其次是65°W处,中心值可达7m/s,80°–105°E处的最弱,但强度也在6m/s以上。这3支北风气流分别与相应地区的低层南风气流构成垂直环流圈,即为季风经圈环流。可见,穿越赤道的季风环流圈主要有3个,两个在欧亚非大陆,一个在美洲。为了分析这3个环流圈的经向分布情况,沿45°E(图2b)、90°E(图2c)和65°W(图2d)作了3个经向垂直剖面。结果表明,最明显的季风环流圈出现在90°E,其次是在45°E。在这两个经度上,北半球大陆的上升气流均很强,南半球海洋上和大陆的下沉运动也很明显,其中90°E处的季风环流要比45°E处的范围大很多。在65°W处,北半球大陆上的上升气流不明显,而南半球大陆上的下沉运动则较强,它实际



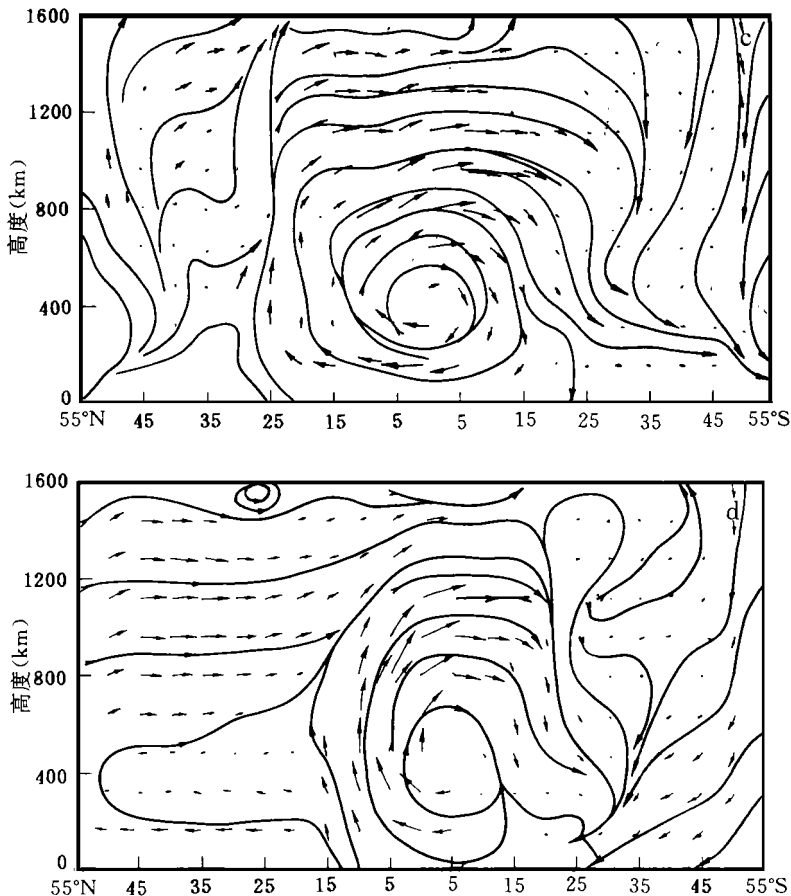


图2 CNL 试验沿赤道的 v 分量垂直剖面(a), 沿45 E(b)、90 E(c)和65 W(d)的经圈环流(a 图中实线为南风, 虚线为北风)

上是南半球的哈得莱环流圈, 上升支出现在降水丰富的赤道辐合带内。由以上分析可见, 虽然在90 E 处的越赤道气流不是最强, 但由于该处北为大陆且有青藏高原, 南为海洋, 海陆和地形差异最明显, 因而整个季风环流反而最强。在45 E 处, 赤道两侧下垫面性质类似, 海陆差异小, 季风环流圈就比较小。而在65 W 处, 北面是海洋, 南面是陆地, 海陆差异与90 E 处反向, 季风环流就更弱了。

为了分析高空东风气流的模拟特征, 给出沿20 N 的 u 分量垂直剖面图(图3a), 与文献[9]所指出的温压场相类似, u 分量在高空和低空均呈纬向两波型分布, 它与北半球该纬度处海陆分布的二波型相吻合。说明纬向风的纬向不均匀主要也是由于海陆分布所致。图3a 上最明显的特征是欧亚非大陆上空的东风气流, 极值可达11m/s, 极大值恰好出现在高原上空200hPa 附近, 美洲上空的东风气流相对弱一些, 位于墨西哥高原上空, 在相应的海洋上空却为西风气流。而在5km 以下的低空与高空呈反位相分布。这些均与实况相符颇好。众所周知, 位于青藏高原南坡的高空东风急流, 是对流层上部夏季风系统的重要成员, 为分析其经向分布特征, 给出90 E 的 u 分量经向垂直剖面图(图3b), 可见, 北半球东

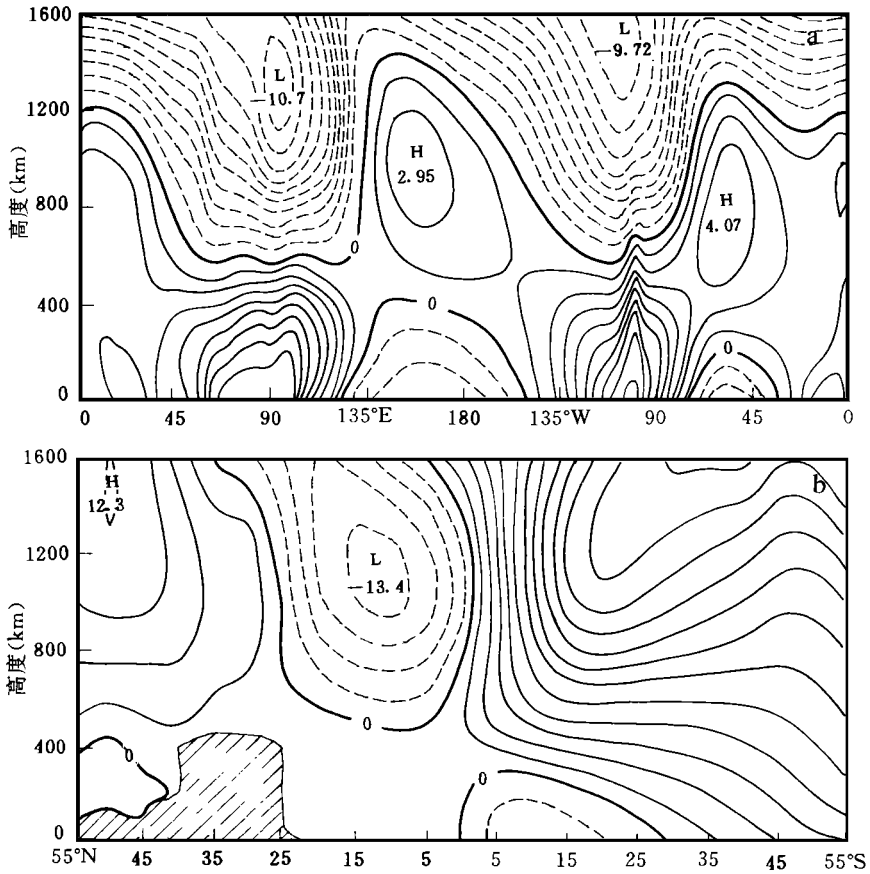


图3 CNL 试验沿 20°N (a)和 90°E (b) u 分量垂直剖面图
(实线为西风,虚线为东风)

风气流的北界可达 27.5°N 附近,东西风零线从低空到高空略向北倾。东风气流的南界可达赤道,极值达 13.4m/s ,中心位于 11km 高空的 15°N 附近,在其下部为西(南)气流。

从以上模拟结果的分析中,不难看出,CNL 试验所得的模拟结果与实况基本一致,海陆分布是形成夏季风系统的最主要原因,地形在很大程度上增强了海陆的热力差异,使欧亚非大陆的季风现象特别明显。

3.2 NDL 与 CNL 试验模拟结果的差异

在 NDL 中,太阳辐射没有日变化,其模拟结果从总体上看与 CNL 试验十分相似,说明太阳辐射日变化并不改变夏季风气候的基本特征,在数值模式中采用日平均太阳辐射加热率是允许的。但是,从模拟场的细节看,两者仍有值得注意的差异。

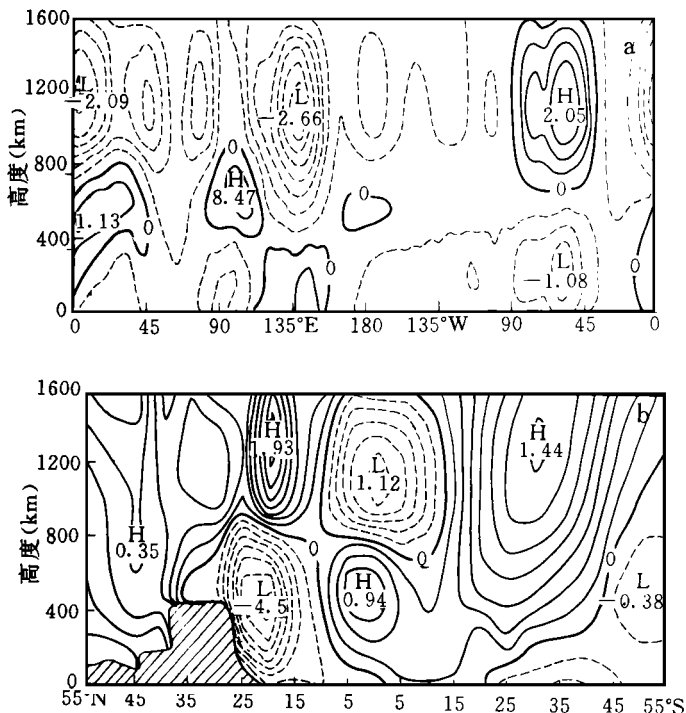
图4a 给出了 NDL 减 CNL 试验的 v 分量差值在赤道上空的垂直剖面图,由图可见,在 4km 以下的全球范围内,除了在 110°E – 155°E 有弱的正差值出现外,其余广大地区均为负差值,大于 1m/s 的负中心位于 60°W 。这说明,如果不考虑日变化,低空的越赤道气流均有一定程度的削弱。仔细分析不难发现,在 0° – 45°E , 90°E 和 65°W 的中高空出现正差值中

心, 它们与低空的负差值中心正好构成一对偶极子, 它正好说明这些地区的季风环流遭到了削弱。从相应的季风环流差值图上也确实证明了这一点(图略)。从两种方案沿 20°N 的 u 分量差值图(图略)上可以看出, 欧亚非大陆上空的东风气流控制区, 出现了正差值区, 在高原邻近地区呈现正负相间的波状分布, 这说明不考虑日变化时, 高空的东风气流在大部分地区被削弱了, 可是在高原附近出现较复杂的情况。同样, 低空的西风气流也在较大范围内被削弱了。图4b给出了两种方案沿 90°E 的 u 分量差值剖面图, 将它与图3b相比较不难发现, 在高原南部的低空出现中心达 -1.5m/s 的负差值, 高空正差值中心达 1.5m/s , 说明此处高低空的东风均被削弱。分析NDL减CNL的降水量差值图可见(图略), 在阿拉伯半岛和非洲东部沿海地区, 印度半岛以及亚洲东海岸附近, 降水是增加的, 赤道西太平洋降水也是增加的, 海洋上其它地方降水变化不大。相反, 在大陆内部, 如欧亚大陆、北美以及南美的北部, 降水是减少的。在高原南部地区, 增雨和减雨区呈正负相间的波状分布。降水增加和减少的量值均较大, 中心值达 $1-5\text{mm/d}$ 。降水变化必将引起土壤温湿的变化。图4c和4d是两个试验第一土壤层的温度($^{\circ}\text{C}$)和湿度($\%$)的差值分布。由图可见, 在降水减少的地方, 土壤温度上升而湿度下降, 反之亦然。

综上所述, 季风现象主要是源于海陆分布的纬向不均匀。虽然不考虑日变化并不改变季风系统总的模拟特征, 特别对于平均环流形势的影响并不大, 但它可以通过改变流场的强度, 特别在低纬及有地形地区, 从而影响辐散辐合, 最终会影响降水量场, 也就是说太阳辐射的日变化对季风降水的作用是值得重视的。

3.3 太阳辐射日变化对夏季风发展的影响

由文献[8]可知, 5个模式日的积分时间, 就足以使初始时刻的纬向平均场转变



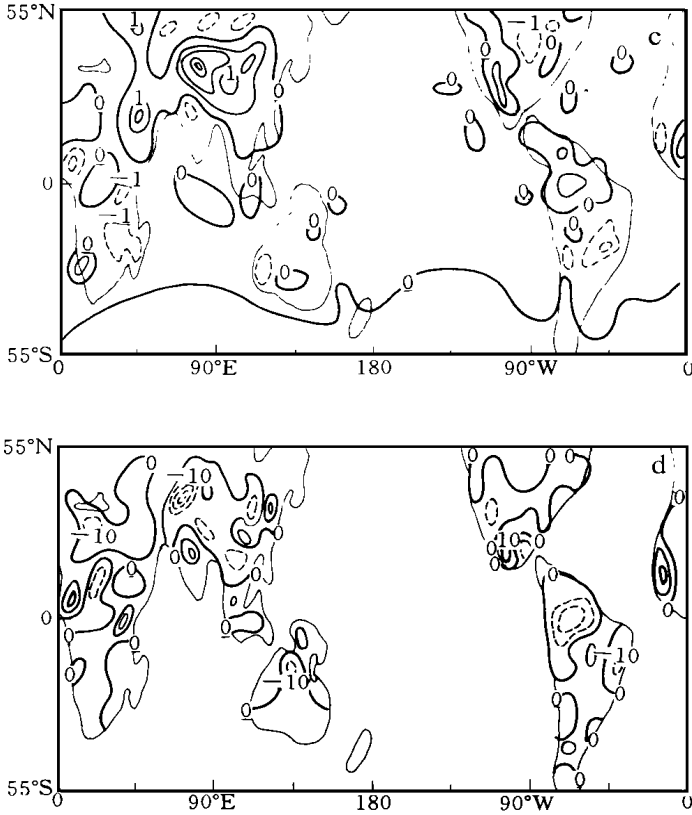


图4 NDL 试验减 CNL 的沿赤道 v 分量差值(a)、沿90°E u 分量差值(b)、第一土壤层温度差(c)和湿度差(d)的分布
(实线为正差值, 虚线为负差值)

为具有季节特征的非纬向均匀的准定常环流场。为了讨论日变化对夏季风发展的影响, 选择两个试验第6个模式日的日平均结果进行对比分析, 该阶段可看作夏季风发展的早期阶段。

以下仍然着重分析低空的越赤道气流及高空的东风气流的发展情况。图5a, b, c 分别是两个试验第六模式日沿90°E 的差值经圈环流、沿赤道的 v 分量和沿20°N 的 u 分量差值垂直剖面图。由图5a 可见, 在高原南部出现了差值反季风环流。而由图5b 可见, 在6km 以下赤道处45–90°E 及115–135°E 均出现负差值, 前者的极值可达 -2.3m/s , 由观测可知, 此两处是东半球两个重要的越赤道气流通道。这说明不考虑日变化时, 索马里和澳大利亚附近的低空越赤道气流发展迟缓。而在索马里地区上空, 出现了正差值中心, 说明北风气流的发展也较迟缓。由此可见, 不考虑日变化时, 越赤道气流造成的南北半球间的重要通道及90°E 的季风环流都要减弱。图5c 指出, 正好在70–110°E 的5km 以上的高空出现了正差值中心, 中心值可达 1.4m/s , 说明不考虑日变化, 高原南部东风急流的强度要弱些。综上所述, 如果不考虑太阳辐射日变化, 季风环流的一些重要特征的发展速度要慢些。

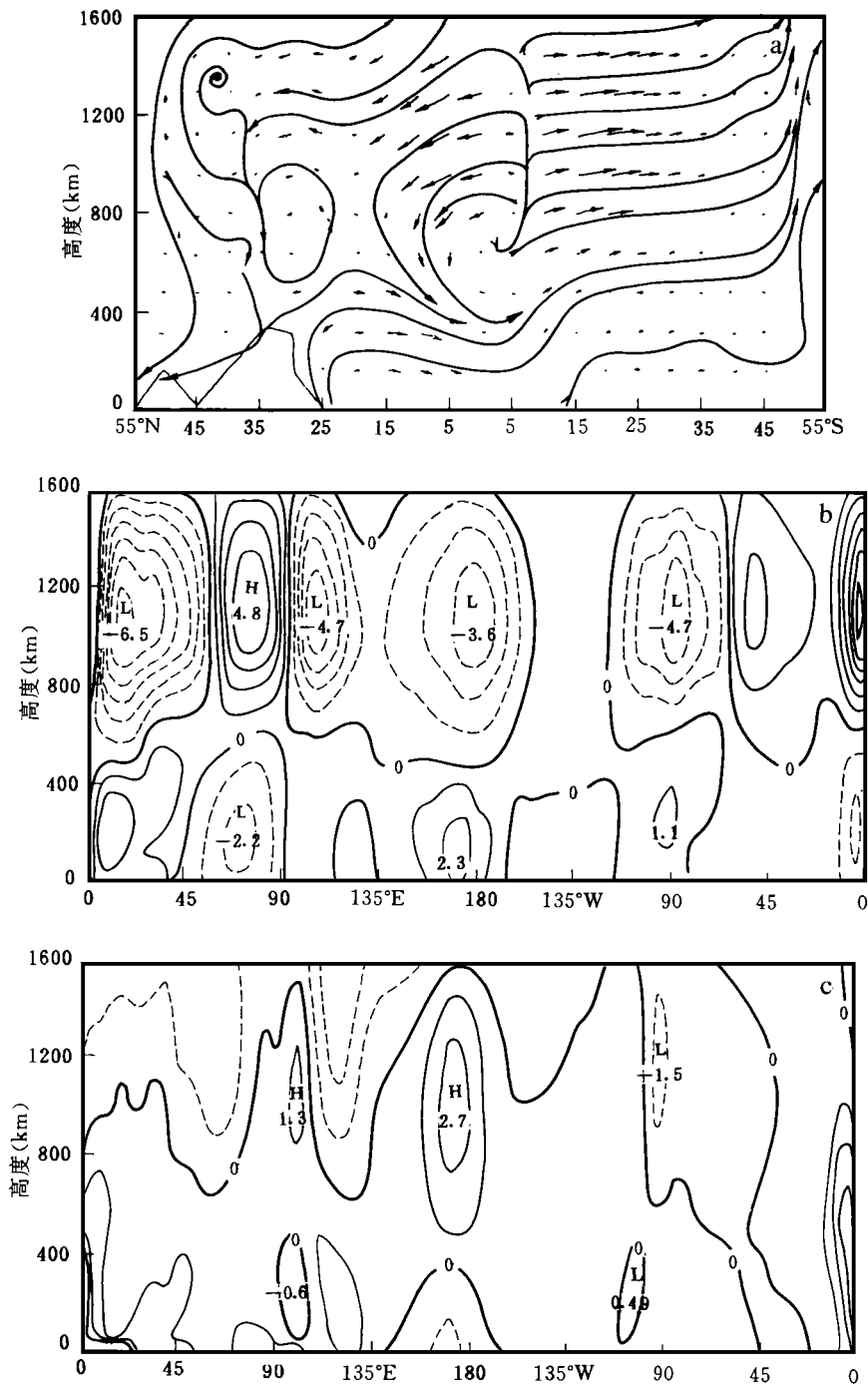


图5 第6模式日NDL减CNL试验沿90°E的差值垂直环流(a)、沿赤道的 v 分量(b)和沿20°N的 u 分量(c)差值分布
(b,c图例说明同图3)

4 结论和讨论

从以上分析可知,太阳辐射日变化对于模拟的夏季风准平衡态平均环流形势影响不大。因此,对平均夏季风形势的影响主要来自海陆和地形分布。但模式中包含太阳辐射日变化后,对大气高低层季风系统的模拟强度有所改善。日变化对模拟的降水场影响较大,没有太阳辐射日变化时,大陆降水大大减少,而沿岸地区的降水则增多,增雨区和减雨区呈波状分布。因此,为了较好地模拟降水以及由其引起的土壤温湿场的变化,模式中最好能包含太阳辐射的日变化。

至于对夏季风发展的影响来说,在季风发展的早期,太阳辐射日变化可加速其发展,从而使季风气候的准平衡态较早达到。

参考文献

- [1] Kuo H L and Qian Y F. Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July. *Mon Wea Rev*, 1982, 110 (12): 1879– 1897.
- [2] Qian Y F and Wang Q Q. A numerical simulation of diurnal variations of meteorological field in summer. *Adv Atmos Sci*, 1984, 1 (1): 40– 52.
- [3] 卢理, 曾庆存. 太阳辐射日变化对气候模拟的影响. *大气科学*, 1987, 11 (4): 351– 358.
- [4] 钱永甫. A Five layer primitive equation model with topography. *高原气象*, 1985, 4 (2) (增刊): 1– 28.
- [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 (4): 538– 547.
- [7] Qian Y F. Effects of different sea surface temperature over the Western Pacific on summer monsoon properties. *Acta Oceanologica Sinica*, 1993, 12 (4): 535– 547.
- [8] Qian Y F, Qian Y and Wang Q Q. Numerical modellings of properties of the summer quasi-stationary circulation systems and their monthly variations. *Adv Atmos Sci*, 1994, 11 (4): 399– 407.
- [9] 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 (2): 151– 159.

EFFECTS OF DIURNAL VARIATION OF SOLAR RADIATION ON THE SIMULATED PROPERTIES OF THE SUMMER MONSOON

Wang Qianqian

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing, 210044*)

Qian Yongfu

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210008*)

Abstract

In this paper, comparative experiments with and without diurnal variation of the solar radiation are made by use of a 5 layer primitive equation air-sea coupled model system without oceanic currents in a zonal domain between 60 S and 60 N. The results show that the diurnal variation of the solar radiation does not have very large influence on the mean monsoon system in the quasi-equilibrium state, the main influences may come from the land-sea and the topography distributions. However, its inclusion into the model does improve the simulations of the monsoon systems at the upper and the lower levels. The diurnal variation of the solar radiation influences the simulated precipitation pattern quite a lot. In the experiment without the diurnal variation of the solar radiation, the precipitation amount over the land areas is greatly reduced while it is increased over the areas along the coasts. The changes of the soil temperature and moisture fields are well corresponding to the changes of precipitation. The areas with increased precipitation and the areas with decreased precipitation are distributed in a wavelike form. As the monsoon development is concerned it is shown that the diurnal variation of the solar radiation can speed up the development at the early stage. Therefore, the inclusion of the diurnal variation of the solar radiation can make the summer monsoon reach the quasi-equilibrium state earlier.

Key words: Diurnal variation of solar radiation, Summer monsoon, Numerical simulations.