

下垫面非均匀性的模拟

魏和林 符淙斌

(中国科学院大气物理研究所全球变化东亚区域研究中心, 北京 100029)

摘 要 用美国大气科学中心 GENESIS 模式中的陆面过程方案, 我们在一个全球大气模式网格尺度范围内, 研究了来自非均匀下垫面的水汽, 能量等通量。基于 3 种不同的模拟下垫面非均匀性的方法, 即马赛克法、混合法以及显式次网格法, 我们设计了 4 种不同的试验。模拟结果表明, 3 种方法计算出的结果有很大的不同: 地面吸收的太阳辐射差异达 4%; 感热通量达 12%; 潜热通量达 66%; 土壤水分可达 30%。这一结果说明有必要用实测数据来检验不同的模拟下垫面非均匀性的方法以及用区域气候模式来模拟下垫面的非均匀性。

关键词 非均匀性 马赛克 混合 显式次网格

1 引言

由于下垫面的非均匀性, 在把生态模式耦合到大气模式中会遇到不同尺度相互作用这一重要问题。目前的全球气候模式大都只有几百公里量级的分辨率, 虽然这一分辨率能较好地代表天气尺度的温度和气压场, 但是对诸如对流降水, 下垫面不同的植被、土壤及地形等一些次网格尺度过程不能作很好地描述。Koster 和 Suarez^[1]及 Seth 等^[2]较详细地讨论了目前用于模拟下垫面非均匀性的几种方法。

过去的研究发现下垫面的非均匀性会对地表的能量平衡、地表水文过程及局地环流产生一定的影响。例如, Anthes^[3]提出以适当的方向和面积排列的植被会引发出导致对流降水增加的环流。2 维的中尺度大气模式进一步证明了这一观点^[4,5]。因地形倾斜方向不同引起的地面热力异常也会影响湍流热通量及局地环流^[6]。Famiglietti 和 Wood^[7]也指出陆面水文模式要能够得到更真实的模拟结果, 必须能够较详细地刻画地表土壤特征和地形倾斜变化。总之, 下垫面的非均匀性在大气和生态交换过程中起着很重要的作用。当然, 我们也不应该忽视对这一交换过程起着更重要的作用的一些次网格的大气过程, 如云和降水。

目前, 大气环流模式有 2 种模拟陆面过程的方法, 一种是采取比较详细的 1 维植被和土壤模式, 并且在每一网格点上指定一种植被类型, 如 NCAR GCM2^[8]; 一种是采用简单的水桶型水文模式^[9], 通过指定一些整个网格上平均的参数来刻画陆面特征^[10]。在把这些陆面过程方案耦合到大气模式过程中, 必然会遇到如何处理下垫面非均匀性的问题。近年来, 越来越多的方法被发展用于处理和模拟这一问题。Koster 和 Suarez^[11]概括了 2 种主要模拟次网格变率的方法, 并对它们进行了解析比较。一种是混合型法 (Mixture), 另一种叫马赛克法 (Mosaic)。Dickinson 等^[12]的 BATS 模式和 Sellers

等^[13]的 Sib 模型, 都是采纳混合型方法。这一方法假定每个大气环流模式的网格都是由一种均匀的、充分混合的、能量平衡的地表覆盖着, 它能够描述较小尺度的地面垂直结构及非均匀性, 但是无法考虑较大尺度地面覆盖的非均匀性。相反, 马赛克法忽略了小尺度的非均匀, 它假定大气环流模式的网格被一些不同的植被覆盖, 这些植被分别单独地和同一网格上的混合大气相互作用。这种方法把每一网格内不同的植被类型重新组合成几块, 每一块上都是假设被一种单一的植被完全覆盖着, 然后利用网格上平均的大气条件, 分别单独计算每一块植被上的能量平衡以及和大气边界层相交换的面积加权平均的热量、水汽、动量通量。Avissar 和 Pielke^[14]最早提出了这一方法并把它用于中尺度大气模式中, Koster 和 Suarez^[1]也把这一方法用到简单版本的 Sib 模式里。

总之, 不论是混合法还是马赛克法都要求网格上通常是地面层的大气充分混合, 这样, 每一个次网格的大气强迫就可认为是相同的。但是, 对于 Mosaic 法来说, 当总体动力学阻抗很小, 每块蒸腾阻抗很不一样时, 这一假设就有问题。在这一假定下, 每一个 Mosaic 块的地表通量极有可能穿过和影响地面层以上的大气。这 2 种方法的另外一个局限就是它们关于地面上大气强迫的描述, 它们定义这一强迫在每个大气环流模式网格上是相同的即为每一个网格点上的总体平均值, 没有考虑大气强迫的非均匀性, 但实际上可采用一个分布函数考虑大气强迫的非均匀性, 把这一强迫分布到同一网格上的不同块上。当然, 这一分布函数必须具有物理意义。基于以上这些缺陷, 其它一些方法也应运而生, 如 Leung 和 Gahn^[15]提出, 在地形复杂地区, 把陆面过程、降水及云等物理过程和地面地形特征的次网格性联系起来, 也就是在每一个大气环流模式网格内按照次网格地形分成不同的种类, 每一种类给定不同的植被和地面参数, 在不考虑不同的种类之间水平相互作用的情况下, 分别按每一种类计算降水、云和地面各种通量, 然后根据每一种类所占的网格面积加权平均得到一个大气环流模式网格上的值。虽然这一方法包括了大气强迫场的非均匀性, 但它也有其局限性, 一则它假设只要地形高度一样, 不管其在网格中所处的位置如何都将有相同的降水, 二则它没有区分地形对气流不同方向的作用。但不管怎样都说明在考虑地面非均匀性时必须考虑地形的次网格效应。

最近, Seth 等^[2]总结了以上 3 种不同的方法, 发展了一种所谓的显式次网格法 (Explicit Sugrid Method)。象 Mosaic 法一样, 它假定在一个大气环流模式的网格中包含不同地点的不同植被类型, 虽然这些不同的植被之间没有相互作用, 但它们在垂直方向都直接和覆盖在上面的大气相互作用。这一方法没有把相同的植被类型重新组合成一块, 而是在大气环流模式的每一个网格上定义了一个更高分辨的次网格, 每一个次网格都是一种植被和裸土的混合, 通过直接对大气环流模式的网格划分, 把每一个次网格的地理位置表示出来, 这样, 可把大气强迫场, 特别是降水和云按照某个有物理意义的函数分布到次网格中。这一方法的基本假设是次网格尺度的大气强迫场对陆气之间的热量、水汽、动量交换具有重要意义。当然, 这一方法也有缺陷, 一是计算量比前面几种方法加大, 二是目前没有一种较好的函数能把大气强迫的次网格效应描述出来, 并且这种方法没有考虑到与地面非均匀性相联系的次网格动力效应。但是我们可以看到如果使用分辨率较高的区域气候模式来研究下垫面的次网格效应, 这些缺陷就可迎刃而解了。

本文利用 GENESIS 全球大气模式^[16]中的陆面过程方案 LSX, 根据上述所提到的 3 种模拟地面非均匀性的方法, 设计了 4 个不同的试验方案来分别讨论是否考虑大气强迫

场及地面的非均匀性对模拟陆气相互作用的影响。所用的大气强迫场为人为给定的理想场,今后,我们将会用实测资料来对这一方面的工作做进一步的研究。

2 模式简介

LSX 所代表的植被效应是在 BATS^[17]和 Sib^[13]的基础上发展得到的,它的复杂性介于两者之间。LSX 包括 2 层植被层及 4 层土壤层,上层植被层称为“trees”层,下层为“grass”层。植被层之间的辐射是用双流近似来计算,分别在 2 个波段 (0.4~0.7 mm 和 0.7~4.0 mm) 计算了直接和漫射辐射。在计算热辐射时,每层都被当作辐射灰体;对于湍流通量的计算,上层植被层以及 2 层植被层之间是利用混合长理论,而在每层植被层里则用动量扩散原理;在 LSX 中,雨和雪可被植被截载,然后被风吹干或滴落到地面。

启动 LSX,除了需要给定一些地面上的大气强迫场,如空气温度、降水和到达地面的太阳辐射外,还要给不同的植被种类指定一些参数,如粗糙度、最大及最小叶面积指数、根面积指数、不同波段的植被反照率、最小的气孔阻抗系数及最大植被覆盖率。表 1 列出了我们研究所用到的 3 种植被类型的参数。

表 1 3 种植被类型的参数

植被类型	落叶林	针叶林	副热带森林
图 1 中的编号	4	5	12
最小阻抗系数/(s/m)	200	200	150
叶面积指数(最大/最小)	6.0/1.0	6.0/5.0	6.0/5.0
根面积指数	2.0	2.0	2.0
粗糙度/m	0.8	1.0	2.0
反照率(可见/红外)	0.08/0.28	0.05/0.23	0.04/0.20

3 试验设计

3.1 平均网格的大气强迫场

假定参考高度 (70 m) 上的空气温度在 20~30°C 之间按正弦曲线变化,在当地时间 02:00 和 14:00 分别达最小和最大值。风速和相对湿度分别为 7 m/s 和 80%。太阳高度角也按正弦曲线变化,其中在正中午位于头顶,此时到达植被层顶的太阳辐射为 850 W·m⁻²,假设其中 70%为直接辐射,30%为漫射辐射并且平分到 LSX 的 2 个波段上。大气强迫场中没有考虑降水。

3.2 大气强迫场的非均匀性

为简单起见,我们只考虑了大气强迫场中相对湿度的非均匀性,根据公式

$$Q(r) = Q_{\max} \exp(-r/r_{\max}), \quad (1)$$

把相对湿度按指数形式分布到每个次网格中,其中, $r_{\max}$ 是离中心点最远的次网格的距离, r 是次网格离中心点的距离。

3.3 试验设计

我们从全球植被覆盖图中任意选择了一个典型大气环流模式网格大小的区域 (300 km × 300 km)，如图 1。如果使用水平分辨率为 60 km 的区域气候模式，这一网格可被分成 25 个小的次大气环流模式网格，其中有 10 个网格上的植被为落叶林，9 个为针叶林，6 个为副热带森林。由于大气环流模式的分辨率较粗，无法分辨出这一次网格尺度的植被分布，而是用占最多部分的植被种类即针叶林来代表这一网格植被种类。根据本文第 1 部分所提出的 3 种方法，我们设计了如图 2 的 4 种试验方案。试验 1 相当于使用混合法；试验 2 相当于使用马赛克法；试验 3 只考虑大气强迫场的非均匀性；试验 4 相当于使用显式次网格法。试验设计的目的是为了讨论下垫面及大气强迫场次网格的非均匀性会对陆气相互作用带来多大的影响。

4	4	4	4	4
4	4	4	4	4
12	12	5	5	5
12	12	5	5	5
12	12	5	5	5

图 1 试验区域及植被覆盖情况
4: 落叶林 40%; 5: 针叶林 36%;
12: 副热带森林 24%

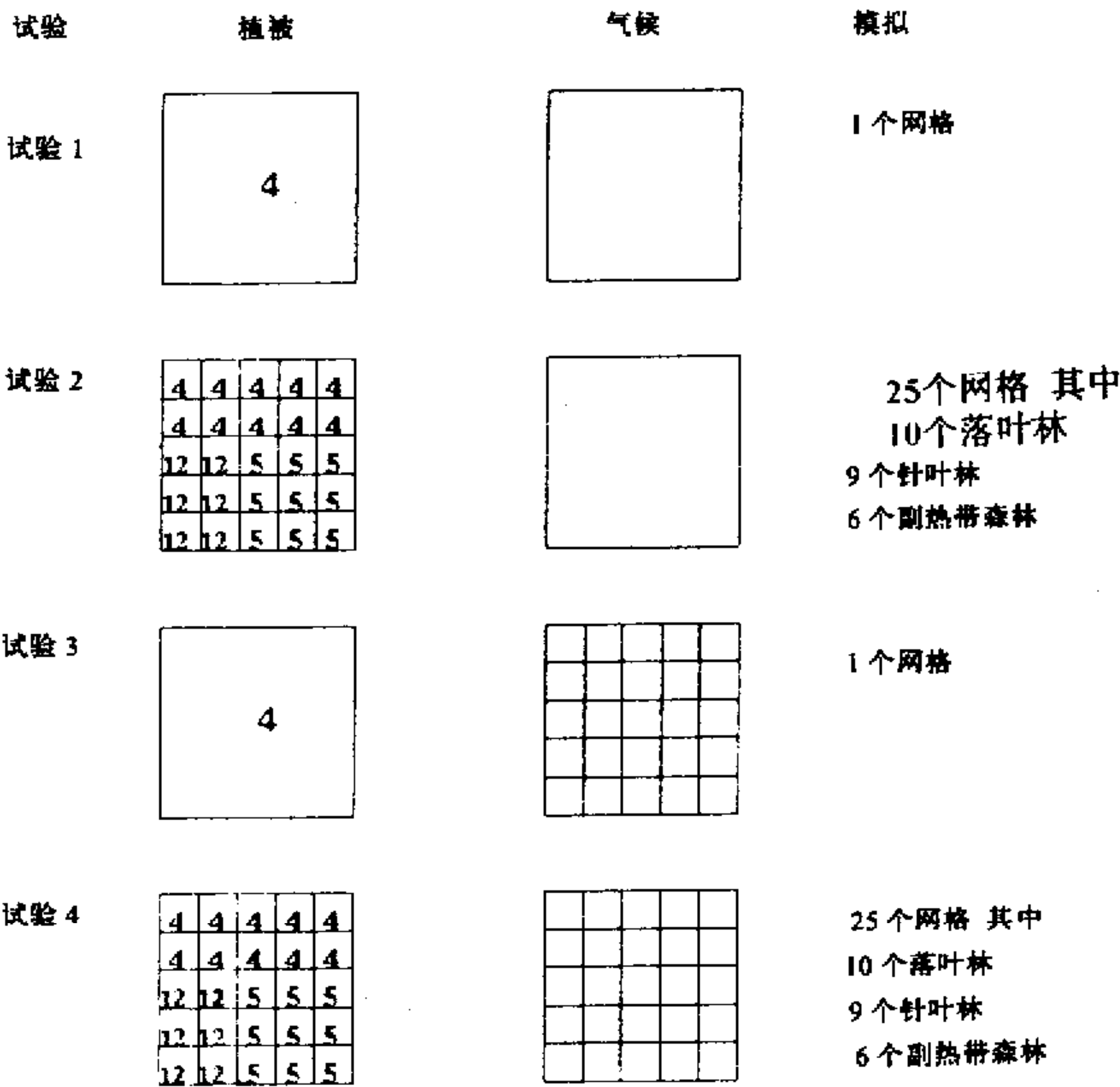


图 2 试验方案

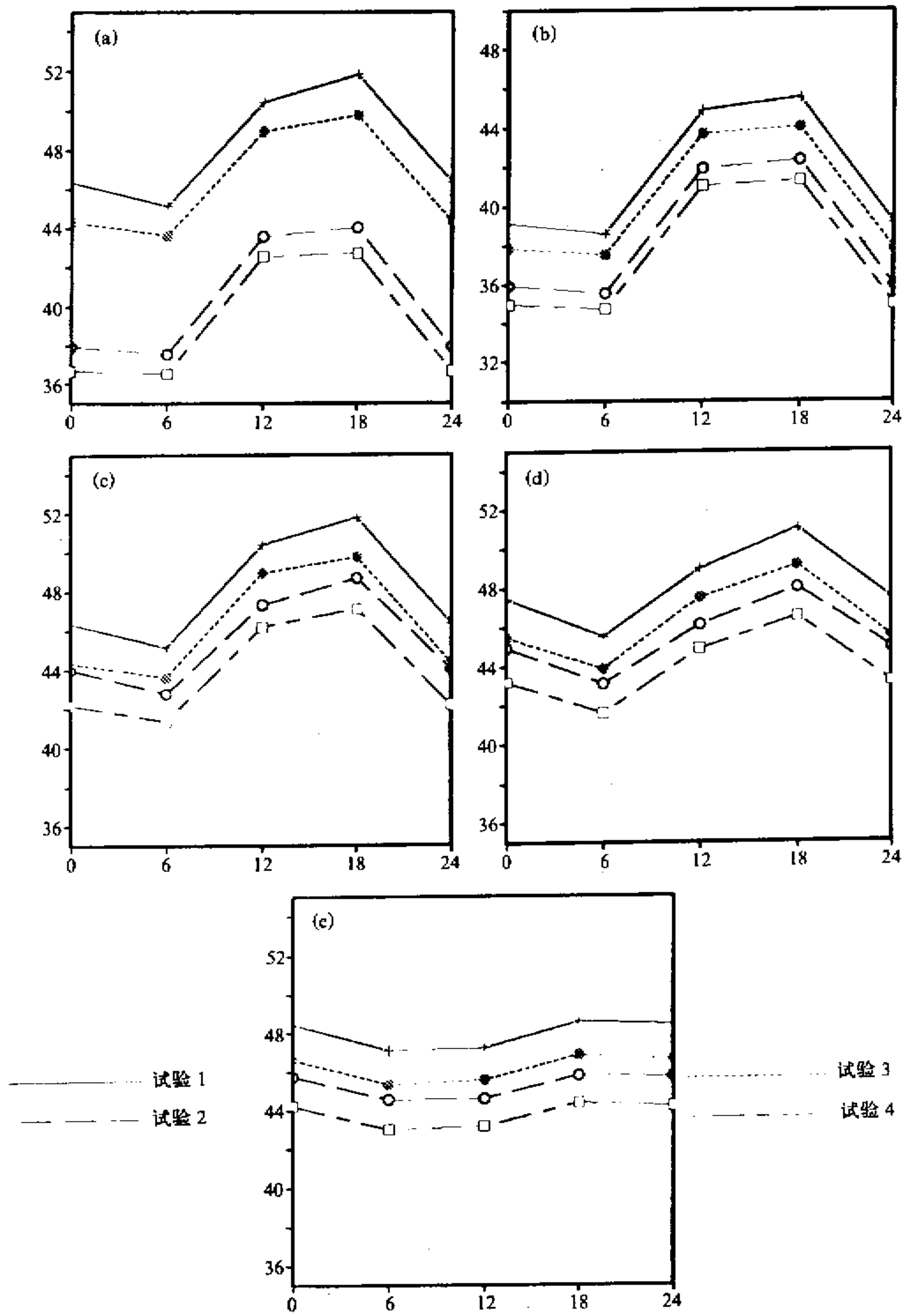


图 3 模拟的各层温度变化。单位: °C
 (a) 上层树叶; (b) 上层树茎; (c) 下层植被; (d) 表层土壤; (e) 次表层土壤

4 试验结果

由于 LSX 包括了几层土壤层, 我们先把 LSX 积分了 1 年, 使得土壤湿度和温度达到平衡。图 3~5 所显示的结果就是积分 1 年后第 1 天的变化情况。

首先, 我们来看各层温度模拟的情况 (图 3)。一个共同的特征是每个试验都能模拟出温度的日变化, 但试验 1 模拟的温度最高, 试验 3 次之, 试验 2 第 3, 试验 4 模拟的温度最低。最大的差别出现在模拟的植被上层树叶温度中, 达 10°C 左右, 其主要原因是, 当用真实的植被覆盖状况代替大气环流模式所描述的植被状况时, 由表 1 可看出, 由于叶面积指数的减小, 太阳辐射相同时, 单位叶面积吸收的热量就增加, 导致了叶面温度升高。从图中也可看出, 植被的次网格效应对于温度的影响大气强迫场的次网格效应更大。

图 4a、b 分别为模拟的土壤第 1 层和第 2 层的水分含量, 可以看到土壤中水汽含量主要是由大气中的水汽含量决定的。当按公式 (1) 把水汽分配到次网格时, 整个大气环流模式网格的水汽含量比未考虑大气水汽含量的非均匀性时减少, 所以, 考虑大气强迫的非均匀性后, 模拟的土壤水分含量比未考虑的小。另一方面, 土壤的空积率对土壤中水分含量的模拟也会有影响, 试验 1 和试验 2 相比, 试验 3 和试验 4 相比, 当我们考虑了次网格的植被效应, 即用 3 种植被代替原先的 1 种植被时, 整个网格总的空积率改变了, 使得第 1 层土壤的含水量增加。

图 5a 为模拟的参考高度上的净向下的太阳辐射, 当考虑次网格植被效应时, 整个网格总体平均的植被反照率减小, 使得净太阳辐射增加; 当考虑了大气强迫非均匀性时, 由于整个网格上水汽含量的减少, 吸收的太阳辐射减少, 也导致了净太阳辐射吸收的减少。图 5b 为模拟的参考高度上的净向下的长波辐射。从图中可看出, 当考虑了植

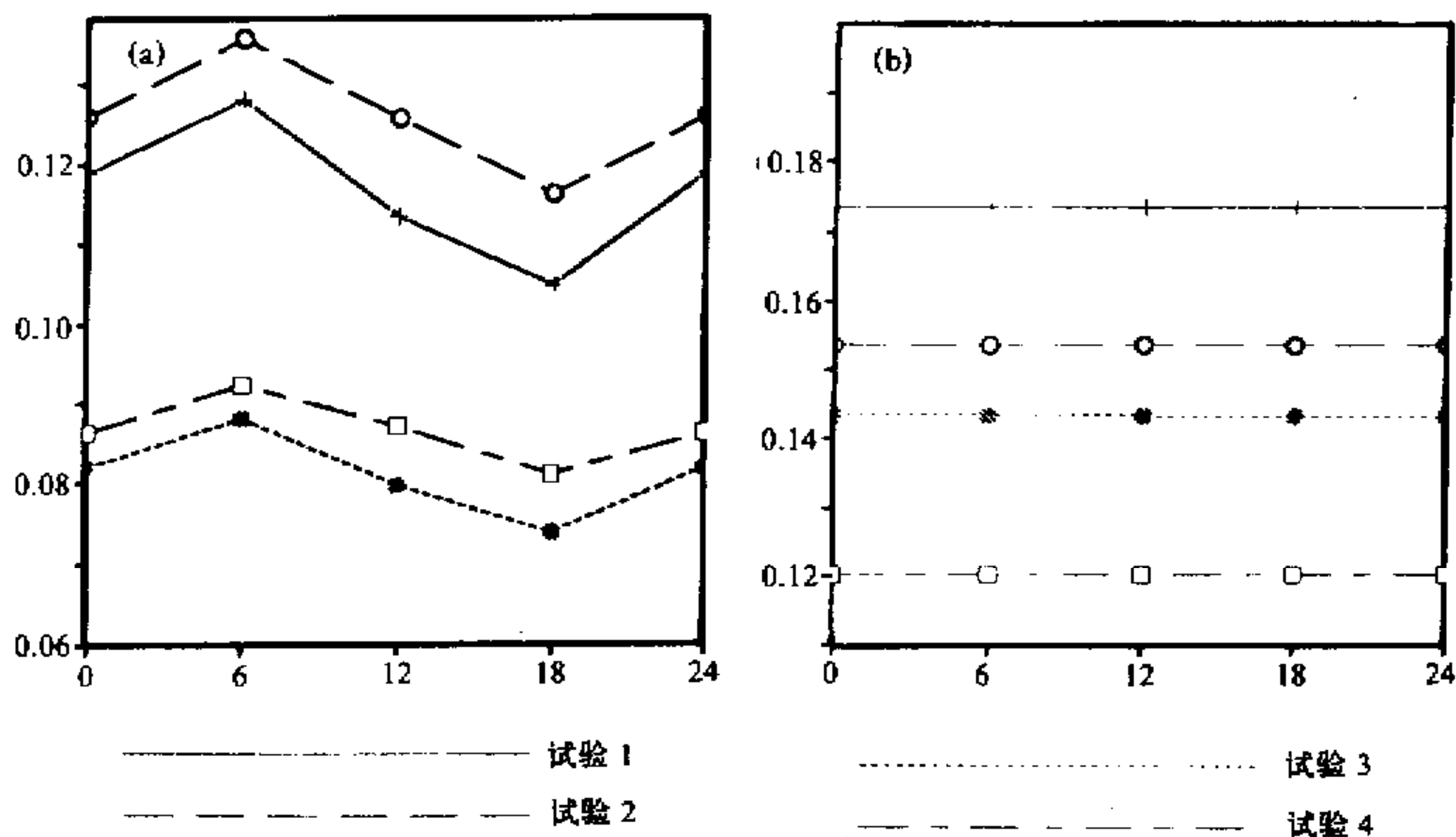


图 4 模拟的相对湿度 (0~1)。(a) 表层土壤; (b) 次表层土壤

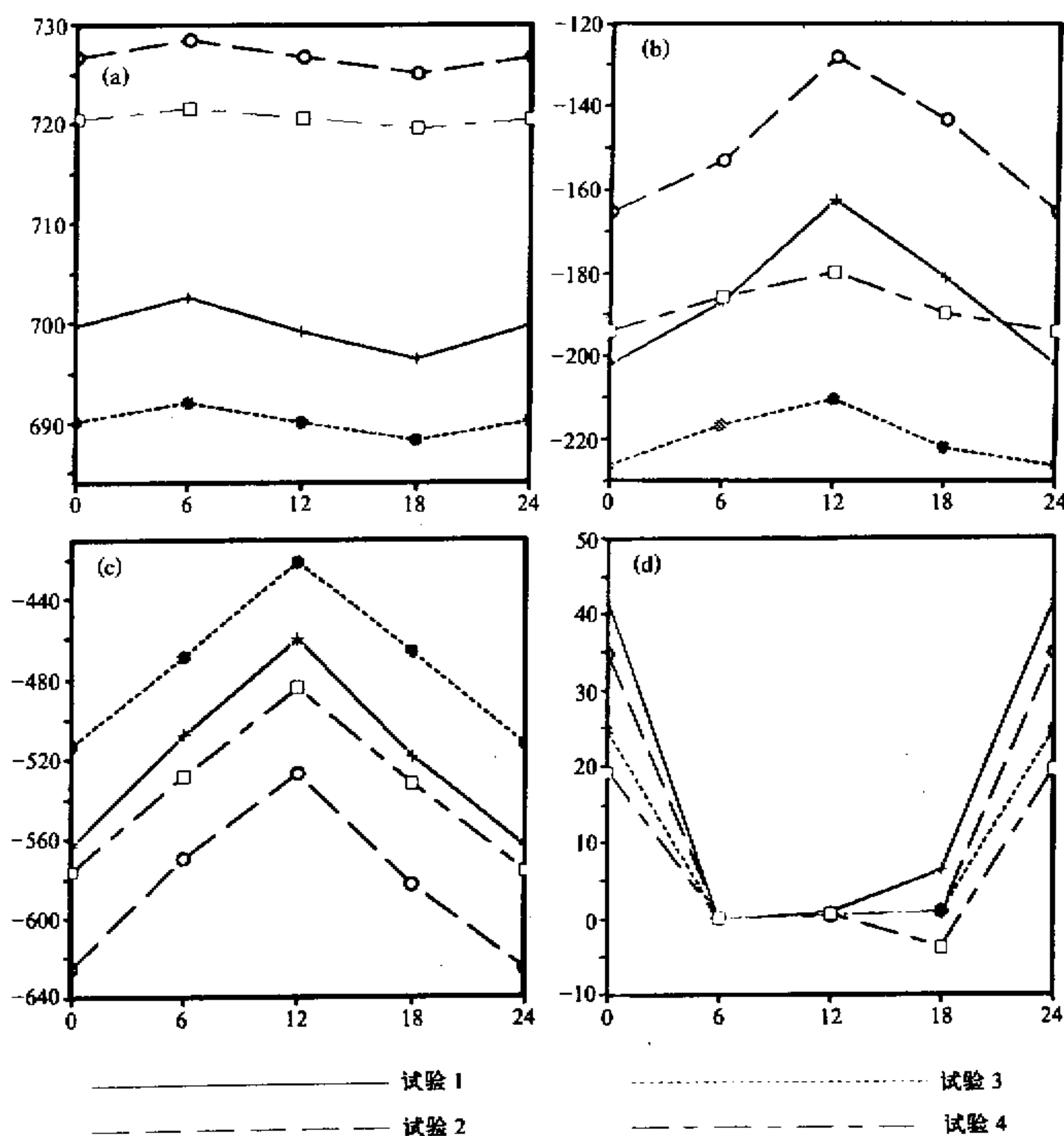


图 5 模拟的 70 m 高度上的 (a) 净向下的太阳辐射; (b) 净向下的长波辐射;
(c) 向下的感热通量; (d) 向下的潜热通量。单位: $W \cdot m^{-2}$

被的次网格效应时, 向上的净长波辐射是减小的, 这是因为此时植被的温度是减小的 (图 3)。

图 5c、d 分别为模拟的参考高度上的向下的感热通量和潜热通量。当考虑了植被次网格效应时, 由于大气环流模式网格上总体的粗糙度增加, 导致了感热通量的增加, 而潜热通量主要由土壤中水分含量的大小决定, 4 种试验模拟的潜热通量值与土壤中水分的模拟值 (图 4a) 大小顺序一致。

表 2 列出了 3 种敏感性试验模拟的短波辐射、感热、潜热通量、土壤水分值及其与控制试验差别的百分比 (所有值都是一天的平均值)。从表中可以看到其误差还是很大的。当考虑了下垫面及大气强迫的非均匀性时, 其模拟的潜热通量比没有考虑这两种效

应(即相当于大气环流模式模拟时的情况)小 66%。而当只考虑下垫面非均匀性, 其模拟出的感热通量比大气环流模式模拟的大 12%。

表 2 3 种试验模拟结果及其与试验 1 的相对误差

试验	短波辐射 / ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	感热通量 / ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	潜热通量 / ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	表层土壤水分(0~1)
试验 2	726.8(4%)	576.3(12%)	9.0(-26%)	0.1258(8%)
试验 3	690.2(-1%)	467.4(-9%)	6.5(-47%)	0.081(-30%)
试验 4	720.4(3%)	530.1(3%)	4.1(-66%)	0.087(-26%)

5 讨论

从以上分析可知, 当几种植被被综合起来作为陆面次网格非均匀效应时, 其面积加权平均得到的大气环流模式网格上的值和大气环流模式模拟出来的值有很大的不同, 而且驱动陆面过程模式的大气强迫场的次网格特征对模拟结果也会造成很大的差异。正由于此, 一些大气环流模式为了模拟下垫面的非均匀性而改进了一些模拟技巧, 如 GENSIS 全球大气模式, 它的大气模式部分的分辨率是 $4^{\circ} \times 5^{\circ}$, 而陆面模式用的却是 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, 中间用一些插值联系起来。但我们看到, 目前很难找到一些合理的、有物理意义的公式把粗分辨率的大气强迫场插值到高分辨率的陆面模式中。然而, 区域气候模式正好可以改进这方面的不足, 它的陆面模式和大气模式部分的分辨率得到同步提高, 不再需要进行插值, 所以, 我们下一步的任务是研究用区域气候模式模拟大气环流模式的次网格效应, 探讨区域气候模式模拟下垫面非均匀性的优越性。

参 考 文 献

- 1 Koster, R. and M. Suarez, 1992, Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands, *J. Geophys. Res.*, **97**, 2697~2715.
- 2 Seth A., F. Giorgi and R. E. Dickinson, 1994, Simulating fluxes from heterogeneous land surface: Explicit subgrid method employing the biosphere-atmosphere scheme (BATS), *J. Geophys. Res.*, **99**, 18651~18667.
- 3 Anthes, R. A., 1984, Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative converging in semiarid region, *J. Climatol. Appl. Meteor.*, **23**, 541~554.
- 4 Yan, H., and R. Anthes, 1987, The effect of latitude on sea breeze, *Mon. Weather Rev.*, **115**, 936~956.
- 5 Giorgi, F., 1989, Two-dimensional simulations of possible mesoscale effects of nuclear war fire, 1. Model description, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1127~1144.
- 6 Pielke, R. and R. Avissar, 1990, Influence of landscape structure on local and regional climate, *Landscape Ecol.*, **4**, 133~155.
- 7 Famiglietti, J. and E. Wood, 1991, Evapotranspiration and runoff from large land areas: Land surface hydrology for atmospheric general circulation models, in: *Land Surface-Atmosphere Interaction for Climate Modeling*, edited by E. F. Wood, p.179~204, Kluwer Academic, Norwell, Mass.
- 8 Hack, J., B. Boville, B. Briegleb, J. Kiehl, P. Rasch and D. Williamson, 1993, Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2), NCAR Tech. Note, NCAR/TN-382+STR, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- 9 Budyko, M. I., 1956, *Heat Balance at the Earth's Surface*, Gridrometeoizdat 255p. (in Russian)
- 10 Abrampoulis, F., C. Rosenzweig and B. Choudhury, 1988, Improved ground hydrology calculation for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration, *J. Clim.*, **1**, 921~941.
- 11 Koster, R. and M. Suarez, 1992, A comparative analysis of two land surface heterogeneity representations, *J.*

- Clim.*, **5**, 1379~1390.
- 12 Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers and P. Kennedy, 1993, Biosphere atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to NCAR Community Climate Model, NCAR Tech. Note, NCAR / TN-387+STR, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
 - 13 Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Stouffer, A. Dalcher, 1986, A simple biosphere model (Sib) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505~531.
 - 14 Avissar, R., and R. Pielke, 1989, A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2113~2136.
 - 15 Leung, L. R. and S. J. Ghan, 1993, Representing the influence of sub-grid topography on precipitation, paper presented at 1993 Fall Meeting, American Geophysical Union, San Francisco, Calif.
 - 16 Thompson, S. L. and D. Pollard, 1995, A global climate model (GENESIS) with a land surface transfer scheme (LSX). Part 1: Present-day climate, *J. Climate*, **8**, 732~761.
 - 17 Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. Kennedy and M. F. Wilson, 1986, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note NCAR / TN-275+STR, Boulder, Colorado, 69p.

Simulating Fluxes from Heterogeneous Land Surface

Wei Helin and Fu Congbin

(START Regional Research Center for Temperature East Asia,

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The stand-alone land surface transfer scheme (LSX) of GENESIS is used to study moisture, energy and momentum flux from heterogeneous land surface at the scale of an atmospheric model grid cell. The experiments made in this study are designed upon three different strategies to represent subgrid variability, that is, mosaic, mixture and explicit subgrid method. It is found that difference for the three methods of solar flux absorbed at surface can be up to 4%, sensible heat flux to 12%, latent heat flux to 66% and soil moisture to 30%. These results emphasize the need to validate approaches which account for subgrid variability with observation data; and the necessity of using Regional Climate Model to simulate fluxes from heterogeneous land surfaces.

Key words heterogeneous mosaic mixture explicit subgrid