

土壤温湿异常对短期气候影响的 数值模拟试验*

王万秋

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文介绍了用 IAP 气候模式进行关于土壤温度异常和土壤湿度异常的敏感性试验研究,异常区域都取在中国范围内。其中关于土壤温度异常的影响,我们进行了初值异常和固定异常两种试验,而对土壤湿度异常的影响则进行了初始异常的试验。结果表明,土壤温度的初始异常一天以后基本消失,而固定的土壤温度异常和土壤湿度的初始异常对短期(一个月左右)气候有明显影响。土壤温度的影响主要在异常区内及其南部相邻区域,土壤湿度异常的影响则可以以长波波列形式向外传播到很远距离处。

关键词: 土壤温度; 土壤湿度; 数值模拟; 气候模式。

一、引 言

在气候变化物理机制的研究领域,关于陆气相互作用问题的研究越来越受到人们的重视。Mintz 曾详细评述了土壤湿度和地表反照率的影响^[1],汤懋苍等则致力于研究土壤温度异常的作用^[2]。这些工作都表明陆地过程在气候系统中的重要作用。然而陆气之间相互影响是一个极为复杂的过程,就目前所具有的水平来看,用大气环流模式进行模拟试验来研究陆地边界与大气相互作用是一种方便而有用的方法。

现有的大气环流模式中所包含的陆地边界条件有土壤温度、土壤湿度和地表反照率。用数值模拟的方法研究地面状况对大气影响就是对不同的陆面初边值条件做敏感性试验。用这种方法做关于土壤温度的试验以前没有进行过。关于土壤湿度已有许多试验结果,这些结果指出:干土壤异常使异常区降水大大减小,地面空气温度升高,气压下降,气旋性环流加强;对土壤湿度异常的响应的空间尺度随异常区域增大而增大;大气对初始土壤湿度异常响应的的时间尺度则视模式而异,而且异常区域位置不同以及大气初始条件不同,得到的结果也不同,最长可达5个月^[3],最短则只有20天^[4]。但这些试验中,由于或者模式中的缺陷(如这些模式中云量固定不变或令其按历史气候值变化),或者试验所选取的异常区域过大,与实际的土壤湿度异常相差甚远,因此,有必要用具有完整物理过程方案的大气环流模式来研究不过份大范围的土壤湿度异常的影响。

中国科学院大气物理研究所数值气候模拟研究小组近年来共同努力,研制出了性能

1988年4月25日收到,1991年1月12日收到再改稿。

* 国家自然科学基金资助项目。

良好的 IAP 气候模式。本工作采用此模式做土壤温度、土壤湿度的敏感性试验,研究陆地边界异常对短期气候的影响。

二、IAP 模式简介

由于本试验依赖于所采用的模式中的陆面过程,而它们和大气过程有很强的相互作用,为了更好地分析和理解本实验的结果,有必要先介绍一下我们所采用的 IAP 模式。

IAP 模式有两层模式,九层模式两个版本,由于条件所限,我们只能用两层模式进行试验。曾庆存和张学洪详细介绍过模式的动力框架部分^[5]。两层模式采用 σ 垂直坐标,模式层顶取 200 hPa。其最主要特点在于:引入合适的“标准大气”,自动消去高峻崎岖地形区域的截断误差;计算格式保证在标准层结近似下自由大气总的“有效能量”守恒。物理过程方案由梁信忠配制,特点在于:非线性侧向扩散的引入进一步保证长期积分的稳定;水汽预报方程计算中注意到平流项的输送物理特性,又注意到水汽质量的守恒性,避免了别的模式中出现负密度或分布过于均匀的问题。模式中考虑了太阳辐射的日变化和季节变化,云量由预报场量按诊断方程求得;陆地过程用一层模式,考虑了土壤温度、土壤湿度和积雪量的变化;地表状况分为九种类型,同 OSU 模式取法一样;行星边界层处理用总体空气动力学方法及 k 理论。

土壤温度 T_g 由地表热量收支方程确定,热量收支分量包括土壤的能量贮存(假定热容量为 Γ),地面辐射收支(短波吸收减去净长波辐射, $S_4 - R_4$),潜热通量 (LE_g),向上感热通量 (H_g),向下热传导通量 ($-Q_d$),即有

$$\Gamma \frac{\partial T_g}{\partial t} = S_4 - R_4 - LE_g - H_g + Q_d, \quad (1)$$

其中 $E_g = \rho_s C_D |\vec{V}_s| \beta (q_s^* - q_s)$, 为地表蒸发量; $\Gamma = \left(\frac{2kc}{\Omega} \right)^{1/2}$;

$H_g = \rho_s C_D c_p |\vec{V}_s| (T_g - T_s)$; 当下垫面是海冰时, $Q_d = \frac{k}{3} (271.5 - T_g)$; 否则 $Q_d = 0$ 。

这些公式中的 ρ_s 、 q_s 、 T_s 和 $|\vec{V}_s|$ 分别为地表空气的密度、比湿和风速, C_D 为地表拖曳系数; β 是蒸发效率, $\Omega = 7.29 \times 10^{-5}/s$, k 和 c 分别是热传导率和热容量。

土壤湿度的预报方程为

$$\frac{\partial S_M}{\partial t} = P_r + S_m - E_s - R, \quad (2)$$

其中 S_M 定义为单位面积上的土壤柱中贮存的总液态水厚度, P_r 为降雨量, S_m 为雪溶量, R 为地面径流, $R = (P_r + S_m) \cdot S_M / 15$ 。

IAP 模式中热传导系数 k 和蒸发效率 β 都是 S_M 的函数,取自 OSU 模式版本。虽然是通过各种参数化过程进入到地面过程和自由大气的相互作用中,但它在整个水文过程和热力学过程中起很大作用。而 T_g 则直接影响着地面向上的感热输送、长波辐射以及地面水分蒸发,因此也就影响着整个陆气相互作用过程,所以 S_M 和 T_g 在气候模拟中都有着重要作用。

三、数值模拟试验及结果分析

IAP 两层模式已积分了5年, 得到较好的结果. 本工作关于土壤温度的试验的积分中, 初值取为第3年7月1日的场, 关于土壤湿度的试验初值取为第3年6月1日的场. 积分时间都是30天.

1. 关于土壤温度 T_s 的敏感性试验

现有 IAP 模式中土壤温度方程只描写 6 cm 左右厚度土壤温度的变化. 试验结果表

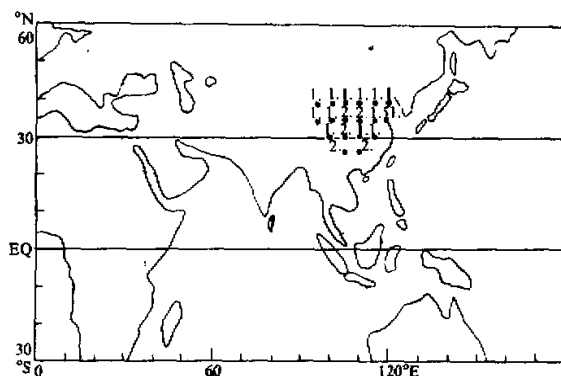


图1 土壤温度异常值的分布(°C)

明, 初始 T_s 异常在模拟中能维持一天左右, 以后基本消失. 所以我们又作了另一种试验, 取 T_s 在异常区内是固定的, 不随时间而变. 图1给出两次积分过程中保持 T_s 值不变的水平范围及扰动值大小. 在第一次积分中, 保持这个区域的 T_s 为 IAP 模式积分的第3年7月份平均值, 并把这次积分记为 CR; 第二次积分中, 保持这一区域中的 T_s 为 CR 中的值加上图1中给出的异常值, 并把这次积分记为 DR. 对比 CR 与 DR 积分30天的结果, 我们发现前10天两者差别不大, 因此我们取后20天的平均来讨论.

(1) 降水量的变化

图2a是两次积分后20天降水量之差(DR-CR). 可以看成土壤温度的增加使 DR 的异常区降水明显增大, 最大增值为 3 mm/d, 而这一区域的模式气候值只是 5—7 mm/d; 此外, 降水的增加向西南方向延伸到异常区之外, 同时在异常区南部则出现一降水减小的区域, 区域大小和异常区域相当. 这些结果实际上是模式中动力、热力及水分过程的综合效应, 后面我们还将细致分析.

(2) 大气温湿变化

事实上, 云量的增减、地面蒸发的增减同降水的变化完全一致, 限于篇幅, 我们不一一给出图来. T_s 在异常区域内及其南部(降水减少的区域)都是增加的: 异常区域内的 T_s 增加是预先给定和固定的, 而其南部则是由于地面向大气的潜热输送减少、云量减少、接收了较多的太阳辐射之故. 图2b是地表空气比湿 q_s 的变化, 它与降水相对应, 但实际上是由于地面蒸发的增减所致: 异常区内增湿, 异常区南部减湿. 地表气温 T_s

(图 2c)则是在异常区及其南部都增加,这是因为这一范围内土壤温度都增高,从而向上感热输送增加,因此下层大气得到较多的热量,大气上层温湿变化都不大.

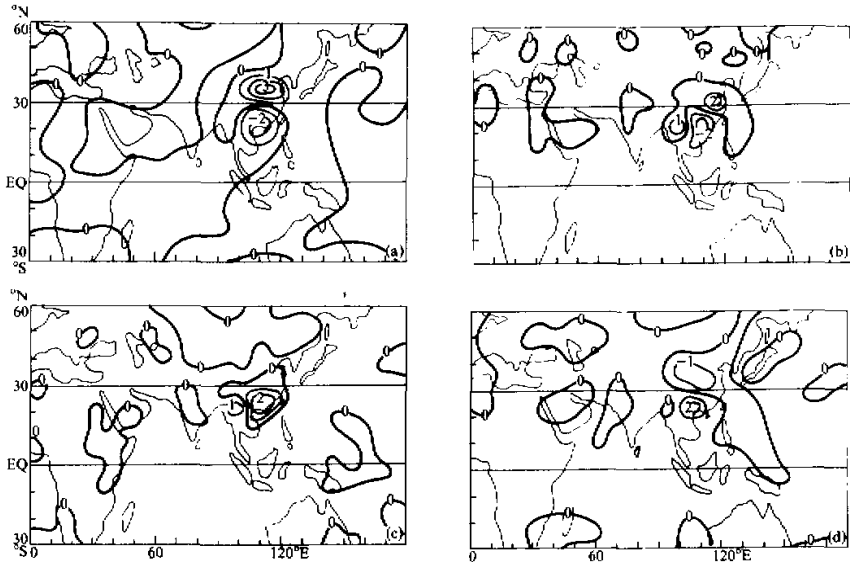


图2 DR 和 CR 的差异 ($DR - CR$)

(a) 降水 (mm/d); (b) 地表空气比湿 (g/kg); (c) 地表气温 ($^{\circ}\text{C}$); (d) 850 hPa 散度 ($10^{-6}/\text{s}$)

(3) 水平散度场的变化

海平面气压场基本上对应于下层温度 (以 T_g 代表) 的变化, 即下层温度增加 (减小) 的区域与海平面气压的下降 (升高) 一致, 不过海平面气压变化值不大 (最大为 2 hPa). 图 2d 是 850 hPa 等压面的水平散度场, 在此图上我们看到异常区内是水平辐合的, 而异常区南部是辐散的. 相对应的垂直运动是: 在异常区内上升, 其南部则下沉 (图略).

下面, 我们细致分析异常区内外各个物理量的变化. 在 T_g 异常区, 由于地面向上感热输送增加, 使下层大气增温, 因而地面气压下降, 下层辐合加强, 在其南部则诱导出一个下层辐散加强的区域, 在垂直剖面上形成一个次级环流, 异常区内的大尺度辐合既使该区域内水汽增加, 又加强上升运动, 这使得降水增大, 而异常区南部水平辐散及下沉运动加强使该区域水汽减少, 降水减少, 而土壤温度和地表气温则增加. Chervin 曾做过关于撒哈拉地区不同反照率对气候变化影响的试验, 其试验结果同我们这里关于土壤温度异常的试验结果相似, 反照率的减小使下垫面接收的太阳辐射增多, 因而 T_g 增加, 于是反照率减小的区域内蒸发、降水加大, 下层辐合及上升运动加强, 而在其南部则有一个辐散、下沉运动加强的区域, 对应着蒸发、降水的减少, 虽然撒哈拉位于低纬, 但基本机理是相同的.

2. 关于土壤湿度 S_M 异常的敏感性试验

在我们做的关于土壤湿度的敏感性试验中, 在初始时刻给一个土壤湿度异常场, 然后作时间积分. 初始异常区取在图 3 中的细实线框内, 这个区域同由 1951 — 1960

10年资料统计出来的中国冬春连旱带相似. 从 IAP 模式前三年积分结果看到, 中高纬陆地的土壤湿度 S_M 极少超过 7.5 cm. 在我们进行的两次积分中, 第一次将异常区内初始 S_M 取为 7.5 cm, 并记这次积分为 W 型(湿土壤情况); 第二次积分则取 0.0 cm 作为异常区内的 S_M 初始值, 并记这次积分为 D 型(干土壤情况). 下面我们就两次积分结果的差别(W-D)来讨论土壤湿度异常的影响.

(1) 前 10 天的结果

两次积分中前 10 天的差异主要在异常区内. 异常区内 S_M 的差别仍有 5 cm 左右. 图 3 是前 10 天降水量的差别, 在异常区内降水差别很明显(最大为 6 mm/d), 这说明由于土壤湿度的增大, 地面蒸发增多, 大气下层水汽增加, 从而增加对流降水所需的水汽源.

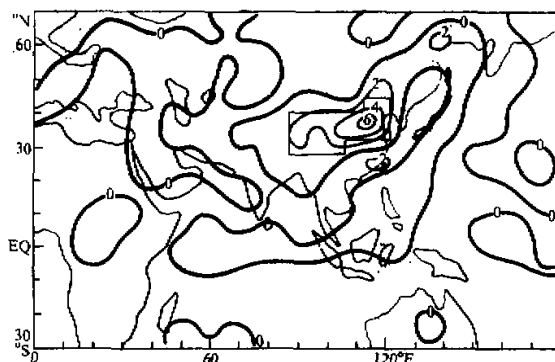


图3 W型与D型前10天降水差异(mm/d)

其他物理量也有相应的改变(图略). 由于土壤湿度增大而导致地面潜热输送增大, 土壤温度降低, 地表感热输送减少, 下层大气增湿减温, 同时云量增多, 地面接收太阳辐射减少, 因此 T_g 进一步降低. 此外, 异常区内海平面气压升高, 下层水平辐散加强.

(2) 后 20 天的差异

i) 降水量的差异

后 20 天 W 型和 D 型的差异反映在图 4 和图 5 中. 图 4a 是降水量的差异, 在异常区内大部分地区降水是增加的, 异常区东南角出现了一块降水减少的区域, 这是因为这一区域内 D 型中西南暖湿气流辐合程度远大于 W 型(图 4d), 从而 D 型中这个区域的降水超过 W 型. 还应看到在异常区之外也有降水增减的区域, 大致以异常区为中心向外传播, 其中东南方向受到的影响最为突出, 赤道西太平洋区域有长波形式的降水量异常分布.

ii) 大气温湿差异

后 20 天土壤湿度 S_M 的变化基本上与降水一致, 降水的增减对应 S_M 的增减, 不过 S_M 的差别最大只有 4 cm. 图 4b、4c 分别是后 20 天地表上空气比湿 q_s 和温度 T_s 的差异. q_s 变化的分布形势与降水也是一致的, 而 T_s 的降(升)与 q_s 的增(减)相对应. 因此可以认为: 由于降水增加将使得土壤湿度增大, 因而潜热输送增加, T_g 降低, 感热输送减少, 使 q_s 增加而 T_s 降低. 上层大气温湿度场有一定变化(图略), 但湿度变化不大.

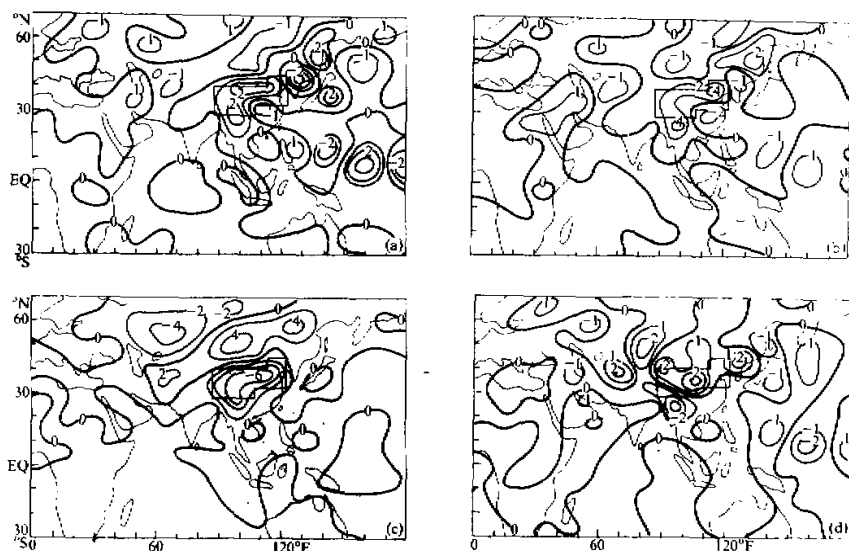


图4 W型与D型后20天的差异(W-D)

(a)降水(mm/d); (b)地表空气比湿(g/kg); (c)地表气温(°C); (d)850 hPa散度($10^{-6}/s$)

iii) 海平面气压、850 hPa等压面散度的差异

图5a、5b分别是D型和W型后20天的平均海平面气压场。两者差别最明显之处在于南亚热低压区域。在W型中,995 hPa线几乎被压成纬向带状,热低压的强度也比D型弱。W型中西南气流减弱使异常区东南角及其以外的区域降水减少。

图4d是后20天850 hPa散度差异,与图4a比较可以看出,散度场的差异与降水量的差异对应很好。异常区及其东北是辐散加强,由此向外便是辐合辐散的波列,这样就会影响水汽的水平输送及垂直运动,从而带来降水及其他物理量的变化。特别是东南方向辐合辐散的变化与降水变化的对应关系尤为明显。

(3) 异常区内地表热量、水分支支

图6是两次积分在异常区内平均地表热量收支分量、水分收支分量、土壤温度以及土壤湿度的差异(W-D)随时间的变化(每5天取一个平均值),其中图6a是热量收支分量及土壤温度差异的变化,图6b是水分收支分量及土壤湿度差异的变化。图示中我们用“Δ”表示W与D的差。

从图6我们看到W型与D型的差异前15天以后最明显,后15天缓慢减小。潜热能 LEs 的增加主要由感热 Hs 和长波辐射 R_4 的减少来补偿,太阳辐射差别较小,特别是第15天以后几乎为零。同时还可以注意到,蒸发量 E_s 的差异大于降水量 P_s 的差异,这说明外界的大尺度辐散使得降水减少,径流的量是很可观的,它也使 SM 减小, SM 本身从开始起一直在减小,到最后5天,两次积分结果只差1.7 cm。

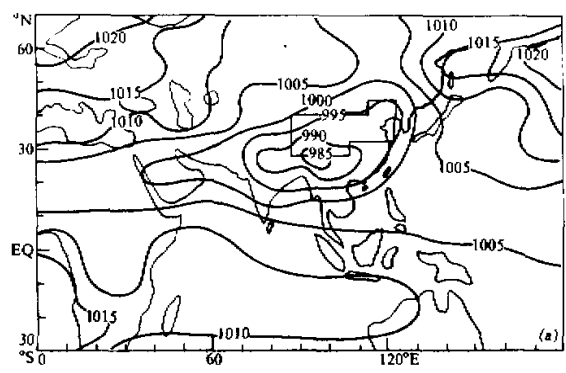


图 5a D 型后 20 天平均海平面气压 (hPa)

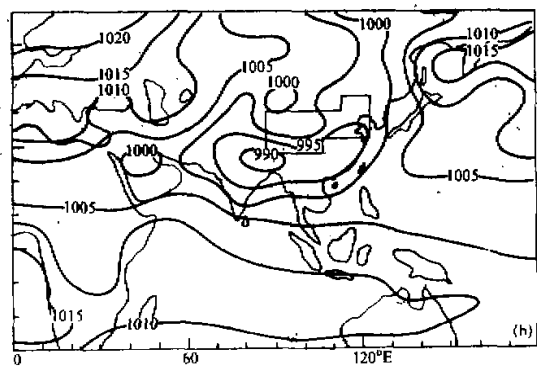


图 5b W 型后 20 天平均海平面气压 (hPa)

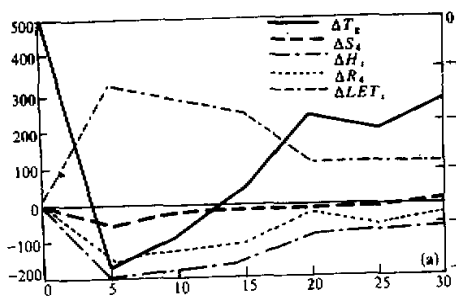


图 6(a) 异常区内地表热量收支和土壤温度差异随时间的变化

左边纵标单位: W/m^2 ; 右边纵标单位: $^{\circ}\text{C}$;
横标单位: d

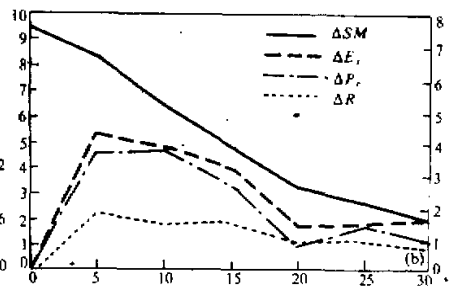


图 6(b) 异常区内地表水分收支和土壤湿度差异随时间的变化

左边纵标单位: mm/d ; 右边纵标单位: cm ;
横标单位: d

四、小 结

在本工作中,我们做了土壤温度 T_g 和土壤湿度 S_M 异常的敏感性试验,发现大气对这两种异常的响应都是明显的。

首先我们做了固定土壤温度异常(最大 2°C)的试验,积分 30 天,结果是:在异常区内土壤温度正异常使得降水增加,大气下层温度升高,湿度加大,海平面气压下降,下层辐合加强并因此加强上升运动;在异常南侧则出现一个降水和蒸发减小、下层气温升高、湿度减小的区域,这个区域下层辐散加强并对应着下沉运动加强,然后我们做了土壤湿度初始异常的敏感性试验,积分 30 天,前 10 天的差异主要在异常区内:土壤湿度正异常使得降水加大,地面空气增湿降温,海平面气压升高,在后 20 天内,异常区内主要部分仍有同前 10 天一致的结果,但差异程度减小;土壤湿度的影响可以形成波列向外传播,使得异常区以外区域的降水、温湿、海平面气压、散度等都有变化;异常区内地表热量收支及水分收支分析表明:土壤湿度影响在前 15 天影响最明显,后 15 天则逐渐减小,到 25—30 天时,土壤湿度差异只有初始时的五分之一左右。

最后我们还要指出,对下垫面的敏感性试验受到所取的异常区域大小,地理位置以及大气初始状态的影响,我们揭示了土壤温湿在气候模拟中的重要作用,但是陆气相互作用是十分复杂的问题,目前每一个大气环流模式中的参数化方案都很粗糙且有很大的人为性,因此建立一个良好的陆地过程模式,并认真研究陆气之间的耦合过程,对气候模拟及气候预测无疑是一个十分关键的问题。

致谢: 本工作得到曾庆存导师耐心指导,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Mintz, Y., 1984, The sensitivity of numerically simulated climates to land surface boundary conditions. "The global climate," John T. Houghton ed., 79—105.
- [2] 汤懋苍等, 1982, 下垫面能量储存与天气变化, 高原气象, 1, No. 1, 24—33.
- [3] Yeh, T.C., R.T. Weatherald & S. Manabe, 1984, The effect of soil moisture on short-term climate and hydrology change—a numerical experiment, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 474—490.
- [4] Rowntree, P.R. & J. A. Bolton, 1983, Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe, *Quart. J. R.Met. Soc.*, 109, 501—526.
- [5] 曾庆存、张学洪, 1987, 球面上斜压原始方程组保持总有效能量守恒的差分格式, 大气科学, 11, No. 2, 113—127.

NUMERICAL EXPERIMENTS OF THE SOIL TEMPERATURE AND MOISTURE ANOMALIES' EFFECTS ON THE SHORT TERM CLIMATE

Wang Wanqiu

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

Sensitivity experiments of soil temperature and soil moisture were carried out with IAP GCM. The anomaly domain was selected in the region of China. For soil temperature, cases with initial anomalies and fixed anomalies were studied, respectively; for soil moisture, only the initial anomalies were used. The results show that the initial soil temperature anomalies' effects disappear after 24 hours but the fixed soil temperature anomalies and the initial soil moisture anomalies have important effects on the short term climate. The influence of soil temperature anomalies is restricted mainly within the anomaly area and the southern adjacent region; the soil moisture anomalies' influence may propagate very far away from the anomaly region after ten days.

Key words: Soil temperature; Soil moisture; Numerical simulation; Climate model.