

# 包络地形和重力波拖曳对区域气候 模拟效果的影响<sup>\*</sup>

刘华强<sup>\*\*</sup> 钱永甫

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

**摘要** 用 NCAR 区域气候模式 (RegCM2) 的数值试验, 研究了包络地形和地形重力波拖曳作用对 1991 年 5、6 月份中国区域内气候模拟效果的影响。通过试验结果的对比分析发现, 在模式中引入地形重力波拖曳作用可在一定程度上改善模式对气候系统和要素的模拟效果, 使模拟结果更符合气候实况。包络地形对模拟结果也有一定的改善, 但对于细网格的区域气候模式 (RCM) 来说, 其效果不如重力波拖曳明显。不论是地形重力波拖曳还是包络地形, 在模式积分的初期, 它们的作用并不明显, 随着积分时间的增长, 它们对模拟结果的影响程度增大。

**关键词:** 区域气候模拟; 包络地形; 地形重力波拖曳

## 1 引言

80 年代以来, 人们对中期数值预报和气候模拟中的系统性误差 (气候漂移) 的成因进行了多方面的研究, 认识到小尺度地形的作用描述得不好, 可能是其重要原因。要考虑小尺度地形对大尺度气候的效应, 可通过次网格地形的参数化, 近年来, 人们提出了两种参数化方案。第一种方案是 Wallace 等提出的, 建议采用“包络地形”来改善模式的地形结构<sup>[1]</sup>, 此后, 有关包络地形对气候模拟和中期数值预报效果的影响又有不少的研究。我国在这方面的研究较少, 只有李龙和朱抱真研究了修正的包络地形对地形绕流和爬坡流的影响<sup>[2]</sup>, 钱永甫等研究了包络地形对气候模拟特征的影响<sup>[3]</sup>。研究结果表明, 模式采用包络地形后可在一定程度上改善气候模拟效果, 尤其是在冬季。第二种参数化方案是地形重力波拖曳, 该方案的理论基础是, 当稳定层结的盛行气流经过复杂的小尺度山地时, 可能激发向上传播的重力波, 在地形重力波未被截获吸收前, 在垂直传播中产生垂直的动量输送。在气候模式中, 如果不能很好地描述这种由小尺度地形造成的动量输送过程, 就会使水平风场的模拟出现误差。Palmer 等首先试图用地形重力波拖曳所产生的附加动量交换效应, 来减弱模式高空西风过强现象<sup>[4]</sup>, Helfand 等和 McFarlane 等也做了一些预报试验<sup>[5,6]</sup>, 证明引入地形重力波拖曳作用可在一定程度上改进预报和模拟效果。

上述研究均是基于水平分辨率较低的大气环流模式 (GCM) 所做的试验, 而关于

1999-03-29 收到, 1999-11-22 收到再改稿

<sup>\*</sup> 国家“九五”攻关项目 96-908-02-04-04 和国家自然科学基金资助项目 49735170 共同资助

<sup>\*\*</sup> 现在通讯地址: 南京气象学院气象灾害与环境变化开放实验室, 南京 210044

包络地形和重力波拖曳对水平分辨率较高的区域气候模式 (RCM) 模拟效果的影响如何, 以及它们在 RCM 中的作用与在 GCM 中有何不同等问题尚未做过认真的研究。另一方面, 由于气候模拟需做长时间的数值积分, 随着积分时间的增长, 包络地形和重力波拖曳的“气候效应”是否更为明显也有待证实。基于上述目的, 本文将包络地形和地形重力波拖曳引入 NCAR 的区域气候模式 (RegCM2), 以讨论上述问题并检验它们对区域气候模式模拟效果的影响。

## 2 包络地形

包络地形  $Z_e$  的定义如下:

$$Z_e = Z_m + \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (Z_i - Z_m)^2} = Z_m + \sigma_{zm}, \quad (1)$$

式中  $Z_m = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Z_i$  为模式格点上的平均地形高度,  $Z_i$  为格点周围的次网格尺度地形高度,  $\sigma_{zm}$  为格点所在处次网格尺度地形高度的标准差,  $N$  为求  $Z_m$  时所用的  $Z_i$  个数。本文利用  $5' \times 5'$  的地形资料, 由于 RegCM2 采用正方形网格, 因此首先通过双线性内插得到模式格点周围 10 km 分辨率的地形高度, 然后求得模式 100 km 网格距上的  $Z_m$  和  $\sigma_{zm}$ , 故  $N=121$ 。为了保证海陆分布不被歪曲, 当模式格点落在海洋上时, 均设  $Z_m$  和  $\sigma_{zm}$  为零。另外, 由于 RegCM2 采用“Arakawa B”型网格, 应对质量点和动量点分别求  $Z_m$  和  $\sigma_{zm}$ , 两者的包络地形  $Z_e$  有细微的差别。动量点上的  $\sigma_{zm}$  同时用在后面的重力波拖曳试验中, 它的空间分布如图 1 所示, 可以看出,  $\sigma_{zm}$  的大值区主要位于青藏高原南

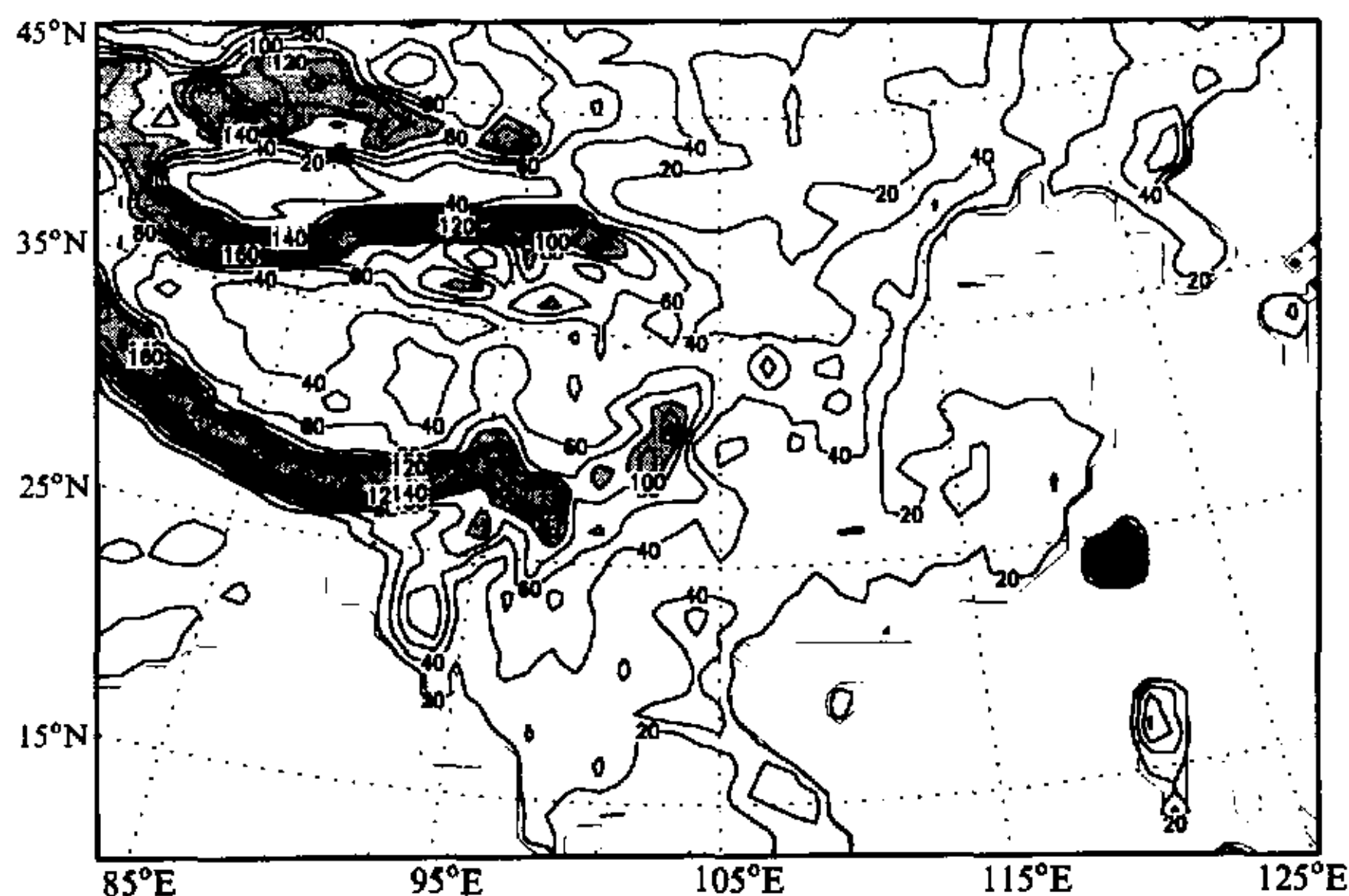


图 1 次网格尺度地形标准差 ( $\sigma_{zm}$ ) 的空间分布 (单位: m)  
等值线间隔为 20 m, 阴影表示  $\sigma_{zm} \geq 100$  m

北两侧陡坡处和天山山脉一带。

### 3 地形重力波拖曳在 RegCM2 中的表述

根据 Palmer 等人的参数化方案, 在模式  $u$ 、 $v$  格点处, 首先根据  $\sigma_{zm}$  以及地面大气稳定度情况计算地面向上的动量通量密度  $\tau_s$ , 即

$$\tau_s = \rho_s K N V_s \sigma_{zm}^2, \quad (2)$$

式中  $\rho_s$  和  $V_s$  分别为地面附近空气密度和风矢, 本文取  $V_s$  为最低模式层 ( $\sigma=0.995$ ) 上的风矢;  $N$  为 Brunt-Vaisala 频率, 当  $N^2 \leq 0$  时, 大气层结不稳定, 无重力波或重力波完全破碎, 故  $\tau_s = 0$ ;  $K$  是激发重力波的地形特征参数, Palmer 等人取  $K=2.5 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ , 与此值相当的次网格地形的特征尺度约为 250 km, 在二维线性理论中,  $K$  值与次网格地形的尺度成反比, 因此, 当用于细网格模式中时,  $K$  值应取大些, 在本文中取  $K=5.0 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ 。

在用 (2) 式算出  $\tau_s$  后, 再自下向上计算每一模式层上部界面的动量通量  $\tau_k$ ,  $k$  为模式层编号。在计算  $\tau_k$  时, 有几个约束条件, 即  $N_k^2 > 0$ 、Richardson 数  $Ri_k \geq 0.25$ 、 $V_k \cdot V_s > 0$ 。若上述 3 个条件中有一个不满足, 则  $\tau_k = 0$ , 若 3 个条件同时满足, 则可由不同方案计算  $\tau_k$ , 本文采用 McFarlane 方案。

McFarlane 方案建立在 Palmer 方案基础上, 根据该方案, 先设  $\tau_k$  与  $\tau_{k+1}$  相等, 则可求得与  $\tau_k$  相应的重力波位移  $\delta_k$ , 即

$$\delta_k^2 = \tau_{k+1} / \rho_k K N_k V_k, \quad (3)$$

此处带下标  $k$  的量, 均为第  $k$  和  $k-1$  模式层相应量的平均值。计算出  $\delta_k^2$  后, 再与  $(Fr_c \cdot u_k / N_k)^2$  比较, 取小者为新的  $\delta_k^2$ , 然后将其代入  $\tau_k$  的计算式, 即

$$\tau_k = \rho_k K N_k V_k \delta_k^2, \quad (4)$$

这里  $Fr_c$  是临界 Froude 数, 为了方便,  $Fr_c$  取固定值 0.7。对于 RegCM2, 计算中所需的  $p$ 、 $T$ 、 $z$  值需由  $u$ 、 $v$  格点周围四个质量点上相应量的平均值得到。

在计算时, 将  $V_k$  分解成  $u_k$  和  $v_k$  后分别进行计算, 根据  $\tau_k$  的垂直差分, 可得出地形重力波拖曳对各模式层  $u$ 、 $v$  倾向的贡献, 将其乘以  $P^*$  后并入模式  $P^* u$  和  $P^* v$  的总倾向中。以上  $p$ 、 $T$ 、 $z$ 、 $u$ 、 $v$  及  $P^*$  的意义与常用的相同, 不再赘述。

### 4 试验方案

试验所用模式为 NCAR 的区域气候模式 (RegCM2), 垂直方向采用 10 个非均匀层, 模式层界面为 11 个, 相应的  $\sigma$  值为 0.0、0.15、0.30、0.45、0.60、0.75、0.85、0.93、0.97、0.99 和 1.0, 模式顶取在 100 hPa。模式区域包含了青藏高原大部分地区, 区域中心位于 (105°E, 31°N), 共有  $55 \times 45$  个格点, 水平格距为 100 km, 时间积分采用分离方案, 最大时间步长为 300 s。采用指数型松弛侧边界, 其中, 变量  $P^*$ 、 $T$ 、 $q$  的缓冲区为 7 圈,  $u$ 、 $v$  的为 8 圈。下垫面特征按照 BATS 的 18 种进行分

类, 初始的表层土壤温度取为最低模式层的初始场温度, 由于缺少积雪资料, 初始的高原积雪分布依雪线为 5100 m 来确定, 积雪深度取为 10 mm 水当量。模拟中采用高分辨 (Blackadar) PBL 参数化方案和 Anthes-Kuo 型积云参数化方案。

选取 1991 年夏季江淮流域特大暴雨过程作为数值试验的例子, 用 ECMWF 每天 08 和 20 时 (BST) 的 T42 分析场作为模式的初值和边界强迫, 从 1991 年 5 月 1 日 20 时开始积分至 6 月 30 日。海温采用 1991 年的月平均 SST, 通过线性内插得出每天的 SST 并提供给模式。

下文中, 以 OBS 代表地面观测场、ANA 代表 T42 分析场, 将用平均地形做的控制试验记为 CON、包络地形和重力波拖曳试验分别记为 EVE 和 GRW。

## 5 误差检验

对于短期气候模拟, 应着重分析月平均场的统计误差。Anthes 等对区域模式的天气和气候预报技巧作过较深入的分析<sup>[7]</sup>, 本文选取均方根误差 (RMSE) 作为检验工具。对任一变量  $F$ , 首先定义  $t$  时刻, 第  $k$  个  $\sigma$  模式面上空间平均的均方根误差为

$$R_k(t) = \frac{\{\sum_i \sum_j [F_{i,j,k}^M(t) - F_{i,j,k}^A(t)]^2\}^{1/2}}{\sqrt{N_r}}, \quad (5)$$

式中,  $N_r$  为格点数, 上标  $M$  和  $A$  分别代表模拟场和 T42 分析场。仅在模式区域内部计算  $R_k(t)$ , 而把侧边界内的格点排除在外。与 T42 分析场相对应, 每 12 h 计算一次瞬时的  $R_k(t)$ , 然后对其求时间平均, 可得到  $\sigma$  面上月平均的均方根误差。应当注意的是, 对于包络地形试验, 在通过垂直插值求模式  $\sigma$  面上的  $F_{i,j,k}^A(t)$  时, 也应采用包络地形, 以保持公式 (5) 中模拟场和 T42 分析场  $\sigma$  面的一致。

## 6 月平均场的模拟结果及其检验

本节就不同试验方案的月平均的模拟结果进行比较, 并着重讨论 6 月份的模拟结果。在进行比较时, 先是将 T42 分析场经客观分析和垂直插值内插到模式的  $\sigma$  面上, 然后再回插到各等压面上, 将此作为实际场和内插到等压面上的模拟场进行比较。为与 ANA 一致, 月平均的模拟场由各模拟日中 08 和 20 时的瞬时场累加后求平均得到。

### 6.1 500 hPa 温度场和流场

图 2a、b、c 分别是 CON 和 ANA、EVE 和 CON、GRW 和 CON 的 6 月份 500 hPa 月平均温度场的差值分布。由图 2a 可见, CON 的误差主要表现为我国大部分地区的温度较 ANA 偏低。图 2b 表明, 在 EVE 试验中, 我国大部分地区的 500 hPa 月平均温度较 CON 有所提高, 说明模式采用包络地形后, 温度场的模拟效果得到一定的改善。由图 2c 可见, GRW 对 CON 中 500 hPa 月平均温度的低估有明显的纠正, 说明地形重力波拖曳的引入改善了模拟的效果, 且从温度差值的大小来看, 重力波拖曳的作用比包络地形更为明显。

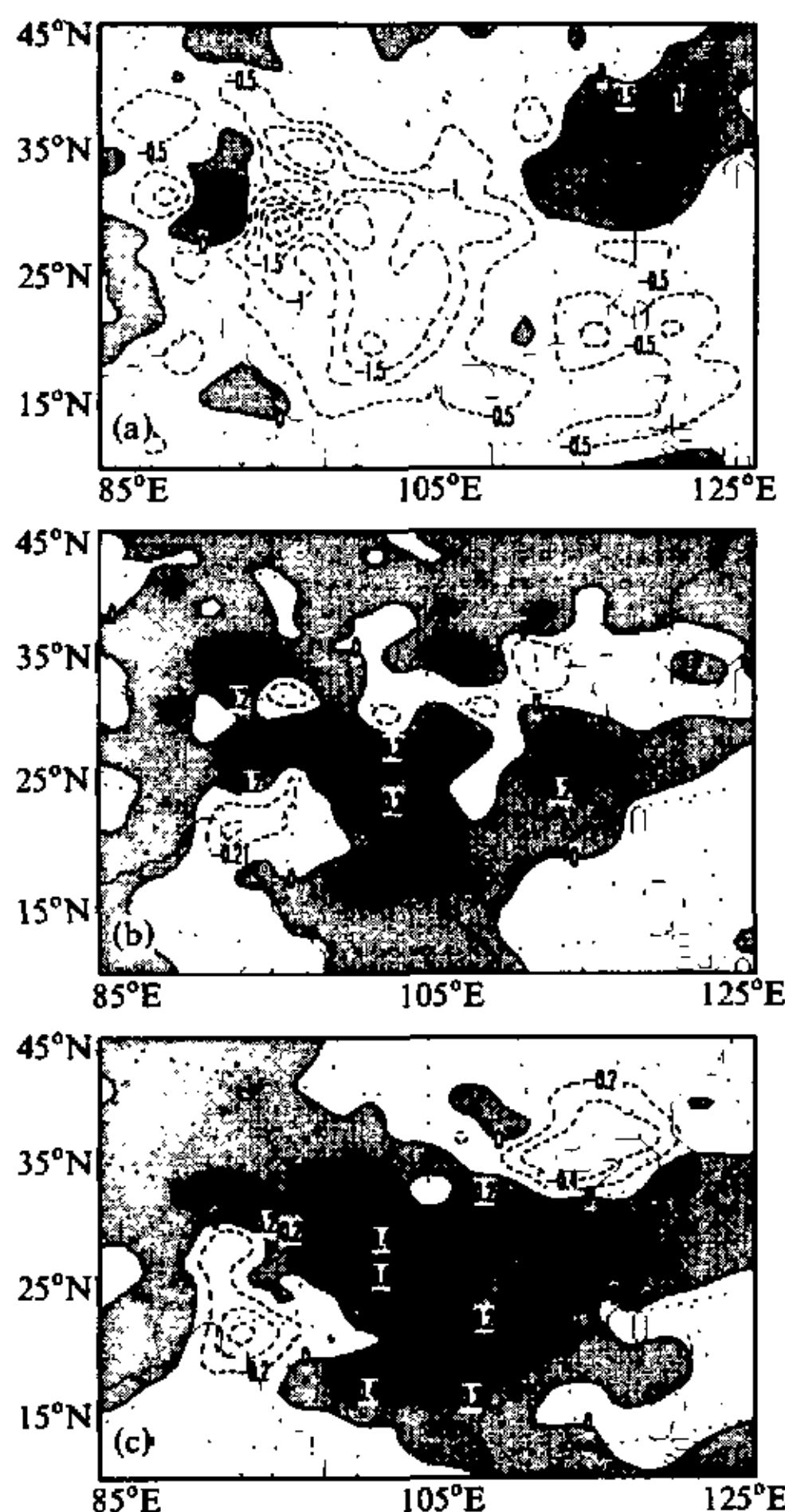


图2 6月份500 hPa温度差值分布(单位: K)  
(a) CON-ANA; (b) EVE-CON; (c) GRW-CON

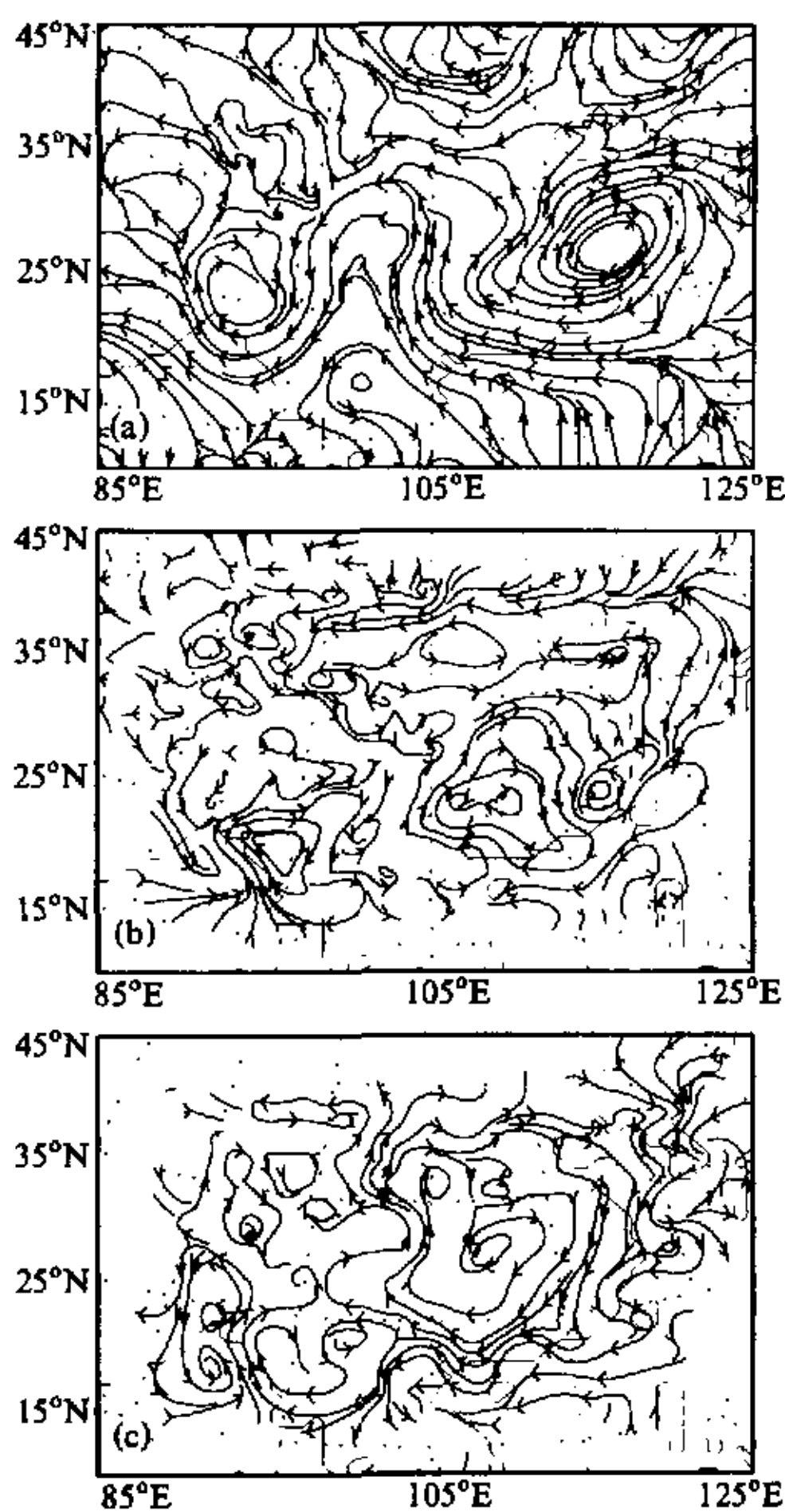


图3 同图2, 但为500 hPa差值流场

从图2中还可看出, 对于区域气候模式, 由于采用嵌套边界, EVE和GRW与CON的差值主要存在于模式区域内部, 愈靠近边界差值愈小。

图3a、b、c与图2a、b、c相同, 但为500 hPa的差值流线图。在图3a中, CON和ANA的差值流场表明在控制试验中, 我国东部及西太平洋上的副热带高压环流偏强, 其西侧的西南季风气流相应偏强, 西南向的差值气流到达35°N。与此相对应, 在后文中将会看到, CON模拟的梅雨带位置偏北, 华南地区降水较实况明显偏少, 华北地区降水则偏多。另外, 在图3a中, 高原上存在反气旋性的差值流场。与图3a相比, 从图3b中可以看出, 在包络地形(EVE)试验中, 副热带高压环流外围偏强的西南和东南气流并未减弱, 但在我国东南部出现了西北向的差值气流。对于重力波拖曳试验(GRW), 如图3c所示, 差值流场与图3b有所不同, 在我国中、东部呈较为完整的反气旋性环流, 我国东部出现了偏北向的差值气流, 表明在模式中引入地形重力波拖曳后, 可在一定程度上削弱CON模拟过强的副热带高压环流和相应的西南季风气流。

通过上述讨论可见, 在 RegCM2 中采用包络地形和引入地形重力波拖曳后, 模拟结果均发生了一定程度的变化。对于包络地形, 其机制在于提高了地形的坡度, 从而增强了地形坡的屏障作用。地形重力波拖曳的机制在于, 次网格地形激发的向上传播的重力波能把水平动量传播到波动被吸收或耗散的区域, 与波的耗散或吸收相联系的波动量通量的辐合或辐散可引起大尺度流场的改变。

## 6.2 误差检验

按照第 5 节的计算方案, 分别对  $T$ 、 $u$  和  $v$  的模拟结果进行均方根误差检验, 图 4 和图 5 分别是 5 月和 6 月  $\sigma$  面上月平均的 RMSE。首先来看 5 月份的情况, 对于温度场 (图 4a), 在各  $\sigma$  面上, CON、EVE 和 GRW 的 RMSE 非常接近, 反映出在第一个模式积分月, 包络地形和地形重力波拖曳对温度场积分结果的影响并不明显。对于  $u$  和  $v$  场 (图 4b、c), GRW 与 CON 的误差基本相同, EVE 的 RMSE 反而大于 CON, 说明在模式积分的初期, 包络地形和地形重力波拖曳的引入并没有改善区域气候模式对风场的模拟效果。再来看 6 月份的情况, 对于温度场 (图 5a), 在对流层中低层, EVE 及 GRW 的 RMSE 均小于 CON, 尤其 GRW, 在对流层高层, 三者的 RMSE 相近; 对于  $u$  场 (图 5b), GRW 的 RMSE 最小, 其次是 EVE, 两者均小于 CON; 对于  $v$  场 (图 5c), 在对流层中低层, GRW 的 RMSE 小于 CON, EVE 的 RMSE 与 CON 相当。由此可见, 在第二个模式积分月, 除 EVE 试验中的  $v$  场外, 引

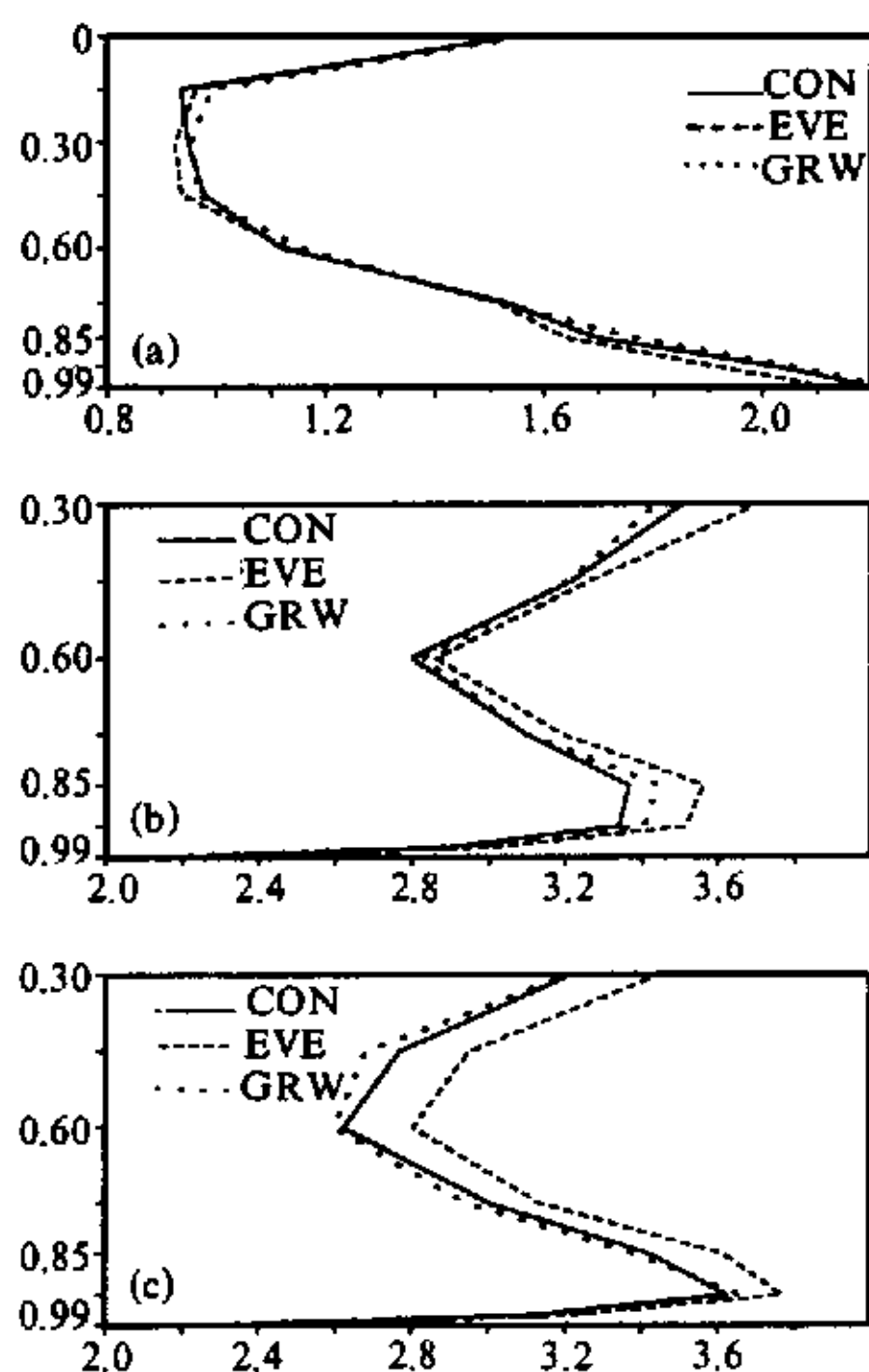


图 4 模式各  $\sigma$  面上 5 月份平均的 RMSE  
(纵坐标为  $\sigma$  面)

(a) 温度场 ( $K$ ); (b)  $u$  场 ( $ms^{-1}$ );  
(c)  $v$  场 ( $ms^{-1}$ )

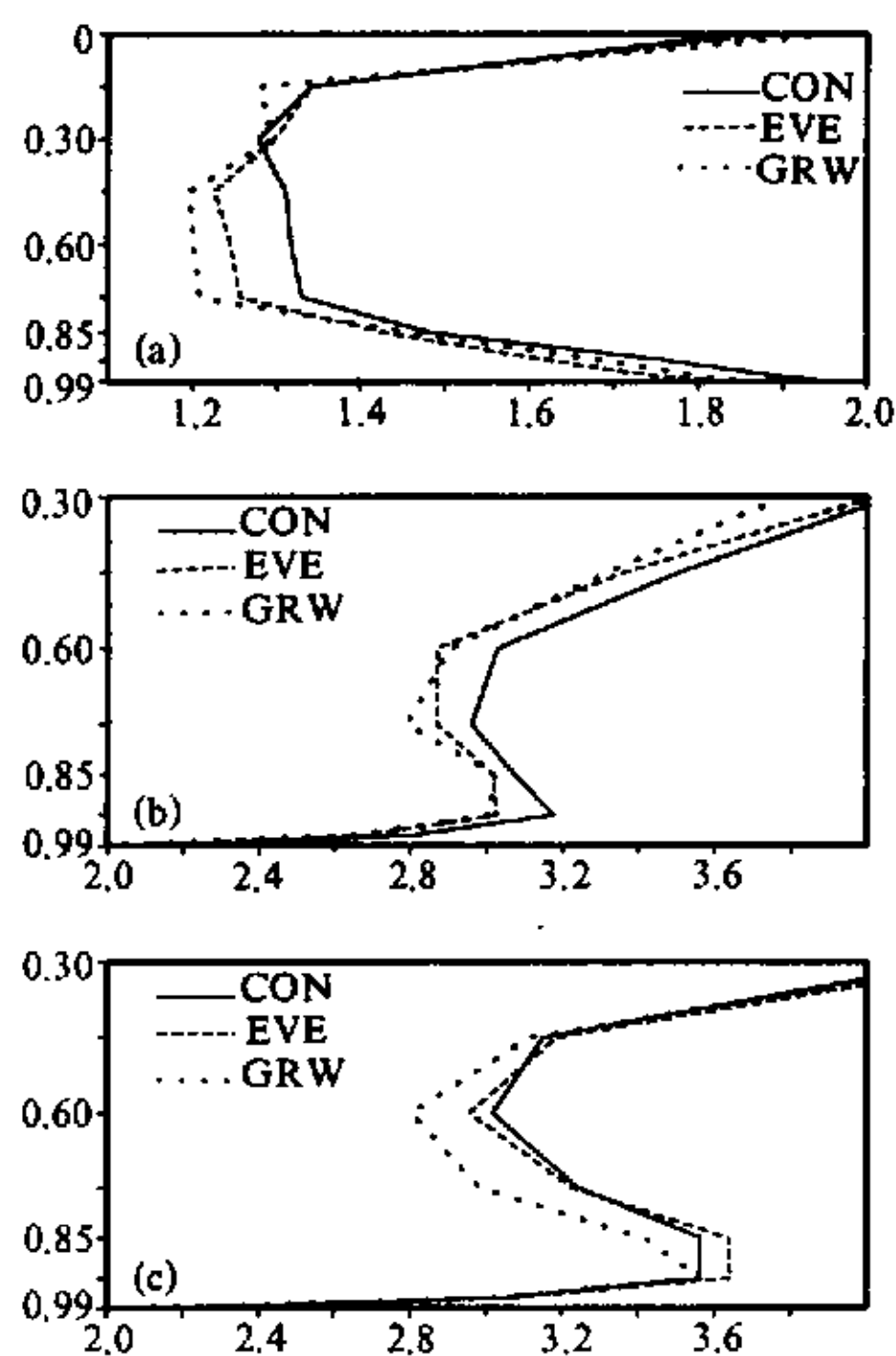


图 5 同图 4, 但为 6 月份的 RMSE

入包络地形和地形重力波拖曳后, 模式对温度场和风场的模拟质量得以提高, 其中, 地形重力波拖曳的作用更为明显。比较 5 月和 6 月的情况, 可以认为, 在模式积分的初期, 包络地形和地形重力波拖曳对区域气候模式模拟效果的改善并不明显, 但随着积分时间的增长, 它们的作用显现出来并在一定程度上提高了模拟的质量。

### 6.3 降水场

以 6 月份为例, 图 6a 是 1991 年 6 月份中国区域内月降水率的实况分布, 所用资料为我国 160 个地面测站的月降水记录。由图 6a 可见, 6 月份我国主要存在两个降水区, 一个位于江淮之间, 该降水带与 6 月 2 日至 17 日梅雨的第二次强降水过程相对应, 降水量可达到 300 mm 以上; 另一个降水区位于我国华南沿海地区, 该降水区是由于 6 月 18 日至 29 日梅雨中断, 雨带南压至我国华南沿海而形成的, 降水量亦达到 300 mm 左右。图 6b 是控制试验模拟的 6 月份降水率的分布图, 由图中可见, 在江淮地区模拟出了一条降雨带, 这与实况中 6 月份江淮流域的雨带位置是一致的, 降水率也是与实况基本相当的。但从图 6b 中可以看出, 控制试验模拟的华南沿海地区的降水明显偏少, 表明模拟的 6 月份总的降水区位置较实况偏北, 这是控制试验的不足之处。另外可以看出, 在 RegCM2 的模拟试验中, 在青藏高原南侧和东侧边界附近存在过强的虚假降水。对于青藏高原南侧的虚假降水, 郑维忠等指出<sup>[8]</sup>, 主要是由于在陡峭地形区, RegCM2 的气压梯度力计算存在较大误差所造成的; 而东侧边界附近的虚假降水则显然与出流边界处的“边界效应”有关。

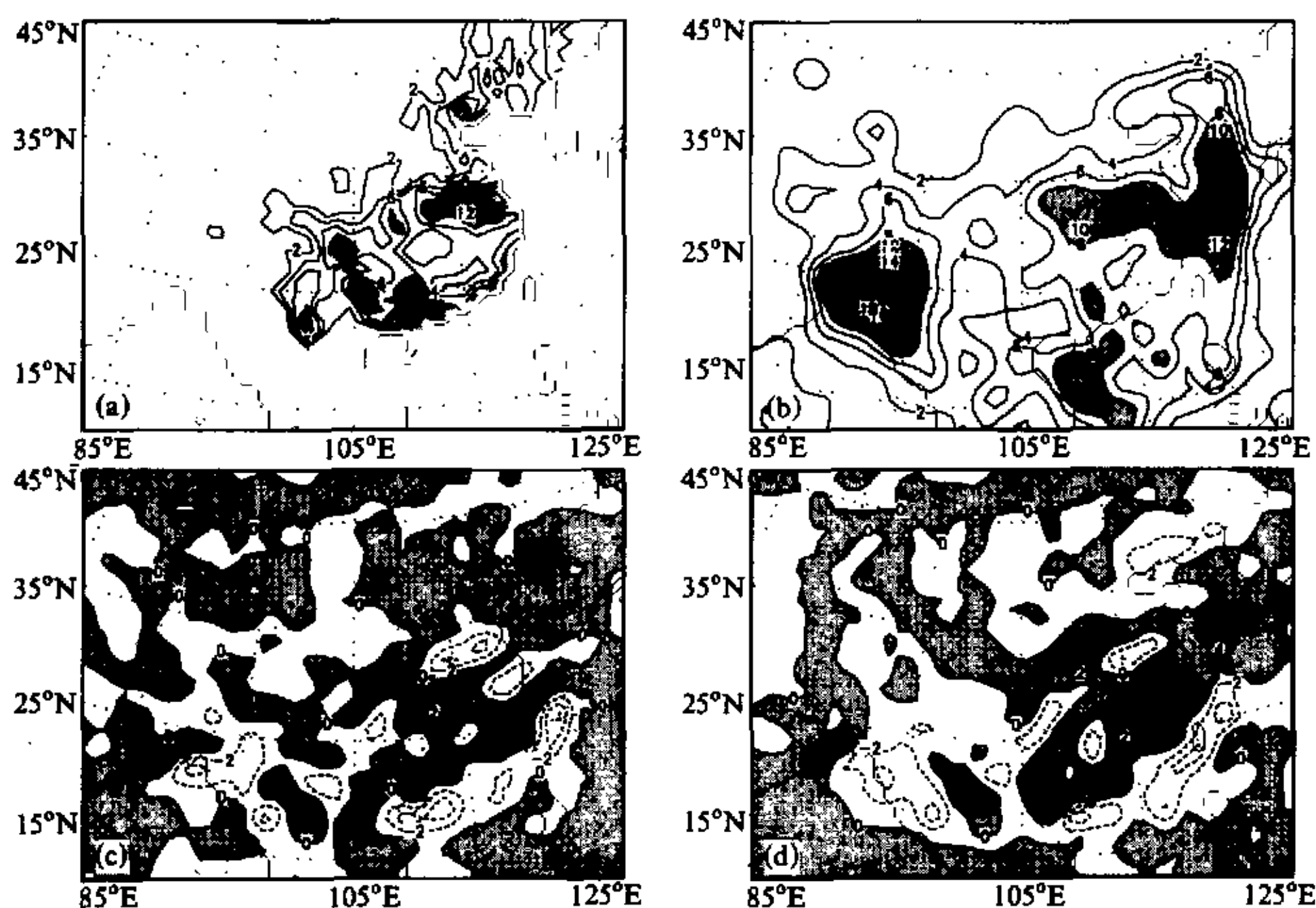


图 6 观测的和模拟的 6 月份降水率及降水率差值分布

(a) 观测; (b) CON; (c) EVE-CON; (d) GRW-CON

等值线间隔为  $2 \text{ mm d}^{-1}$ , (a) 和 (b) 中阴影表示降水率大于  $8 \text{ mm d}^{-1}$ ,

(c) 和 (d) 中重阴影表示降水率差值大于  $2 \text{ mm d}^{-1}$

图 6c 和图 6d 分别是 EVE 和 GRW 试验与 CON 试验的 6 月份月降水率差值分布图, 从图中可以看出, 在 EVE 和 GRW 试验中, 东南沿海地区的降水均较 CON 试验中有所增强, 其中以 GRW 试验最为明显。可见, EVE 和 GRW 试验对 6 月份降水场的模拟效果较 CON 试验有所改善, 其中 GRW 试验的效果最好。EVE 试验和 GRW 试验的模拟结果也有一些不同的地方, 例如, 在 EVE 试验中, 华北地区的降水是略有增加的, 而在 GRW 试验中却是减少的, 在后文的分区讨论中将指出, GRW 试验模拟的华北地区 6 月份的降水与实况更为接近。

## 7 我国不同气候区降水 and 气温的模拟结果的比较

降水和气温是描述某一地区气候最主要的两个要素, 本节就各试验中我国不同气候区降水和气温的模拟结果与实况的偏差进行对比。6 个气候区的划分如图 7 所示, 它们分别代表华北、华东、华南、西南、西北和高原东部地区, 分别标记为 NC、EC、SC、SWC、NWC 和 ETP, 地面测站分布如图中所示, 共计 135 个测站。根据地面观测记录, 可得到 1991 年 5 至 6 月各测站实测的旬平均气温 ( $^{\circ}\text{C}$ ) 和旬降水率 ( $\text{mm}/\text{d}$ )。对于模拟结果, 由于最低模式层 ( $\sigma=0.995$ ) 大约位于地面以上 40 m 高度处, 因此该层的温度并不能代表百叶箱高度 (1.5 m) 处的气温值。为了获得气温的模拟值  $T_a$ , 本文采用 Dickinson 等的近似公式<sup>[9]</sup>, 即

$$T_a = T_f + 0.55(T_m - T_f), \quad (6)$$

式中  $T_m$  为最低模式层上的温度,  $T_f$  为 BATS 中植被的冠层气温, 对于无植被覆盖的格

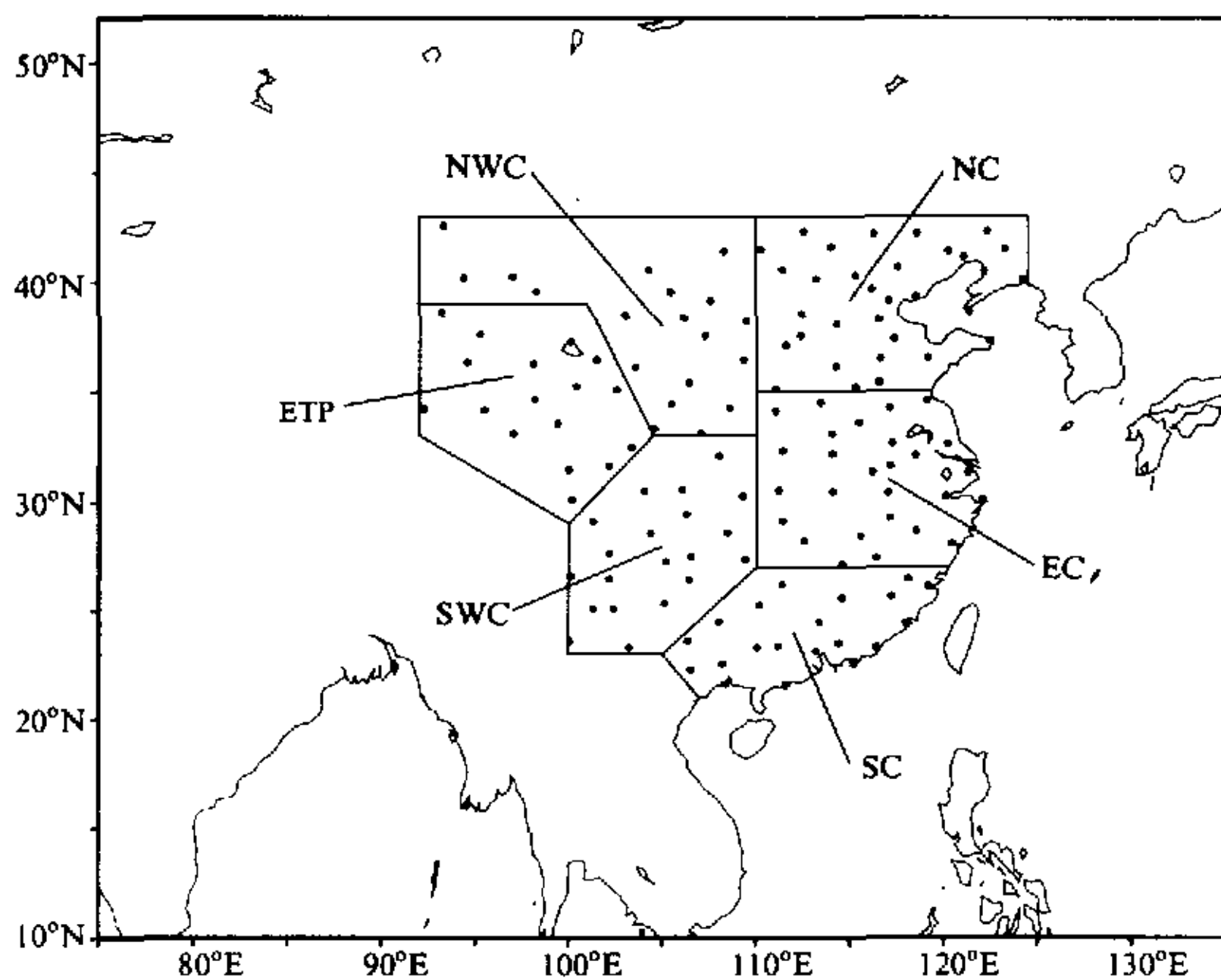


图 7 6 个子气候区的划分及用于模式检验的地面测站的分布

点,  $T_f$  为地表温度。在模拟中, 每 1 h 记录一次  $T_a$ 。根据地面观测站的经纬度位置, 由其所处格点单元的周围 4 个格点上的模式输出结果, 经双线性插值可得到该测站位置上旬平均气温和降水率的模拟值。本文所关心的并不是单站的气温和降水率值, 而是某一气候区内气温和降水率的平均值, 如下文所述。

### 7.1 降水

图 8a~f 给出了 1991 年 5 月上旬至 6 月下旬 6 个气候区内, CON、EVE 和 GRW 试验及 OBS 的旬降水率的变化曲线。可以看出, 在 5 月份 (1~3 旬), 除华东地区的 5 月第三旬外, 各气候区内 3 个数值试验的旬降水率的差别不大, 因此下面着重讨论 6 月份 (4~6 旬) 的情况。从图 8a、b、c 可以看出, 在 6 月份, CON 试验模拟的华东地区 (图 8b) 的总降水量较实测值偏大, 主要是由于 6 月上旬模拟的降水过强; 华北地区 (图 8a) 降水也被高估, 主要表现在 6 月中旬; 相反, 华南地区 (图 8c) 的降水则被低估, 尤其是在 6 月上旬, 与华东地区的情况正好相反。上述特征反映出, 在 CON 试验中, 6 月份梅雨带的位置偏北, 这可能与前述 CON 试验中 6 月份的副热带高压及西南季风气流偏强有关。对于 EVE 试验来说, 在 6 月份, 华东地区的降水有所减弱, 华南地区的降水则增加, 说明模式采用包络地形后可在一定程度上改善华东和华南地区降水的模拟效果, 但不足的是, 华北地区的降水仍然偏强。在 GRW 试验中, 与 CON 试验相比, 华北地区 6 月中旬的降水明显减弱, 与实测值基本一致, 华东地区

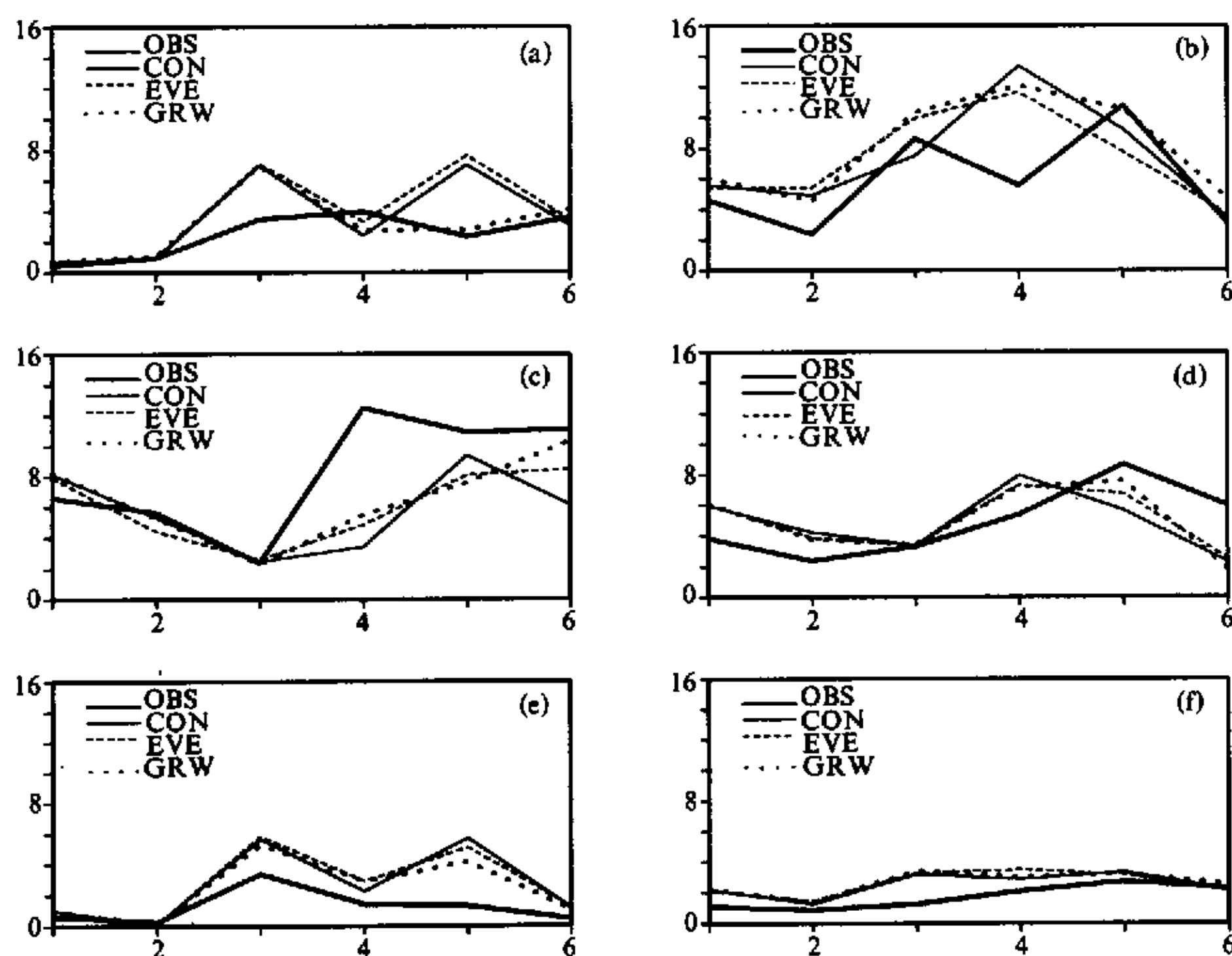


图 8 1991 年 5 月上旬至 6 月下旬各气候区旬降水率的模拟值和观测值的变化曲线

纵坐标为降水率 ( $\text{mm d}^{-1}$ ), 横坐标为旬数

(a) 华北; (b) 华东; (c) 华南; (d) 西南; (e) 西北; (f) 高原东部

的降水仍然偏强, 但华南地区的降水有比较显著的增加, 这与前述 GRW 试验中 6 月份的西南季风气流较 CON 试验有所减弱是相一致的, 可见重力波拖曳的引入改善了华北和华南地区降水的模拟效果。对于西南地区, 在 CON 试验中, 6 月份的降水偏弱, 在 EVE 和 GRW 试验中, 降水略有增强, 其中 GRW 与 OBS 最为接近。在西北地区, 3 个试验的降水均偏大, 其中 GRW 试验相对好一些。在青藏高原东部, 三者的差别很小, 降水普遍偏强。

表 1 给出了 6 个气候区中 5 月和 6 月 CON、EVE 和 GRW 的月降水率与 OBS 的偏差。从表中可以看出, 在 5 月份, 3 个试验的差别较小, 各气候区中降水率的模拟值均大于观测值。进入 6 月份后, 三者的差别加大, 其中, 对于华北、华南、西南和西北地区, GRW 试验的结果与实况最为接近, EVE 试验在华东地区相对较好, 在华南和西南地区也好于 CON 试验。

表 1 各气候区中 5 月和 6 月 CON、EVE 和 GRW 的月降水率 ( $\text{mm d}^{-1}$ ) 与 OBS 的偏差

|         | 5 月 |     |     |     |     |     | 6 月  |     |      |      |     |     |
|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|------|------|-----|-----|
|         | NC  | EC  | SC  | SWC | NWC | ETP | NC   | EC  | SC   | SWC  | NWC | ETP |
| CON-OBS | 1.2 | 0.9 | 0.4 | 1.4 | 0.8 | 1.1 | 0.9  | 2.2 | -5.2 | -1.4 | 2.0 | 0.4 |
| EVE-OBS | 1.3 | 1.7 | 0.1 | 1.3 | 0.9 | 1.2 | 1.5  | 1.2 | -4.3 | -1.2 | 2.0 | 0.6 |
| GRW-OBS | 1.3 | 1.8 | 0.4 | 1.3 | 0.7 | 1.3 | -0.1 | 2.6 | -3.6 | -1.0 | 1.6 | 0.6 |

## 7.2 气温

图 9a~f 给出了 5 月上旬至 6 月下旬 6 个气候区内, CON、EVE 和 GRW 试验及 OBS 的旬平均气温的变化曲线。首先可以看出, 在 EVE 试验中, 由于模式采用了包络地形, 地形高度相应增加, 除华东地区外, 其他气候区各旬的气温均低于 CON 试验。对于 GRW 试验, 从图 9 可以看出, 在 5 月份, 各气候区中 GRW 与 CON 的旬平均气温的偏差很小, 进入 6 月份, 两者的差值加大。总的来看, 在华北、华东、华南、西南和西北地区, GRW 试验的旬平均气温更接近于气候实况值, 表明地形重力波拖曳的引入对地面气温的模拟效果也有所改善。

## 8 讨论和主要结论

本文就包络地形和地形重力波拖曳作用对区域气候模拟效果的影响作了数值试验。通过模拟结果的对比分析, 可以发现, 在模式中引入地形重力波拖曳作用可在一定程度上改善模式对气候系统和要素的模拟效果。包络地形对模拟结果也有一定的影响, 但对模拟效果的改善不如重力波拖曳明显, 这一点与 Wallace 和 Palmer 等人用 GCM 所做试验的情况有所不同。

对于 GCM 来说, 由于网格距较大, 因而地形标准差  $\sigma_{zm}$  较大, 在 Wallace 等人的试验中,  $\sigma_{zm}$  可达 1000 m 以上, 在青藏高原南北两侧甚至可达 2 000 m, 这种包络地形很明显地提高了地形坡的陡度、增强了高原的屏障作用, 因而对模拟结果的影响较大。但对于细网格的区域气候模式来说, 由于网格距较小, 次网格尺度地形高度的标准差相应较小, 在本文中,  $\sigma_{zm}$  值不超过 200 m (如图 1 所示), 因而, 包络地形对模拟结果的

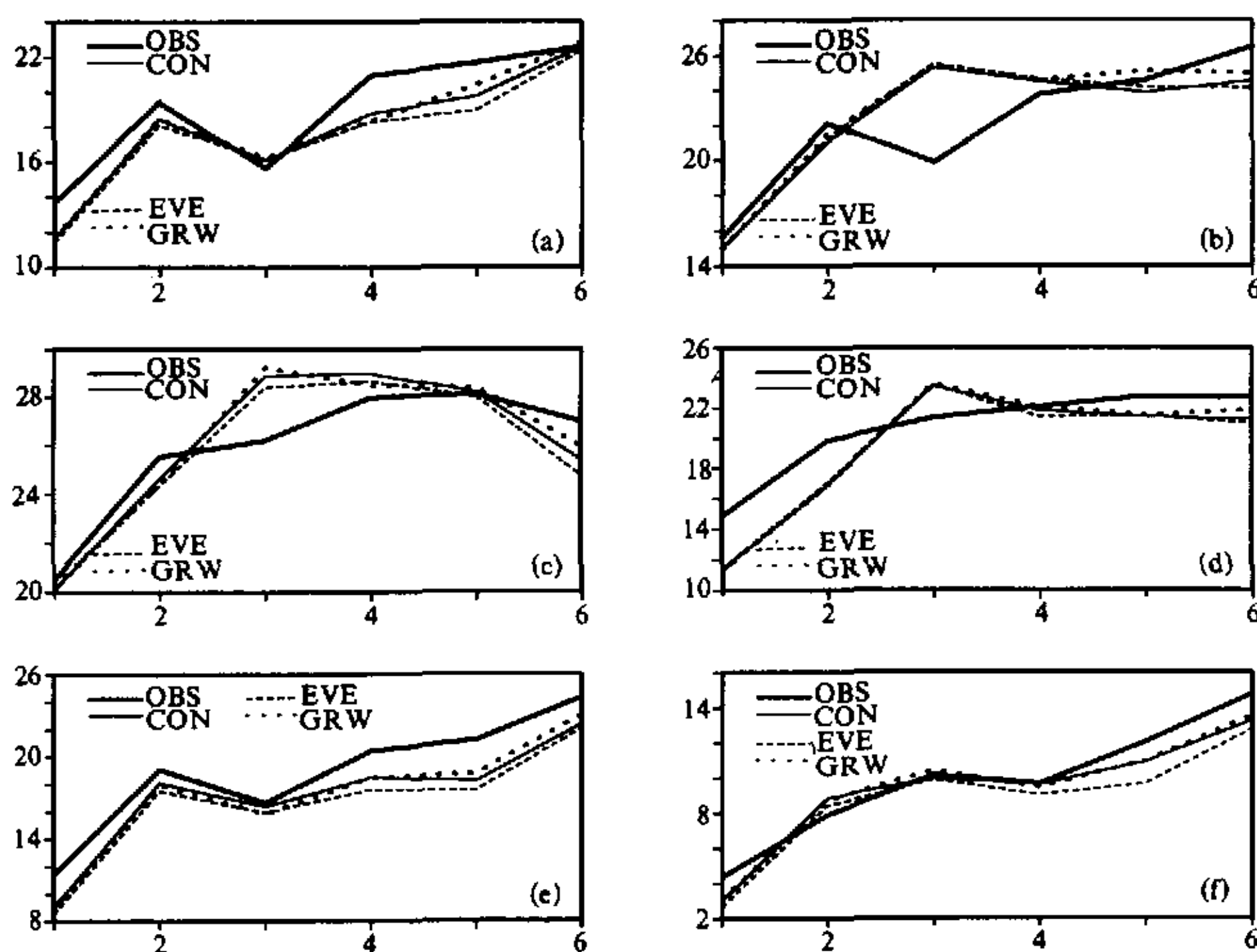


图9 1991年5月上旬至6月下旬各气候区中地面气温的模拟值和观测值的变化曲线  
纵坐标为气温(°C), 横坐标为旬数

(a) 华北; (b) 华东; (c) 华南; (d) 西南; (e) 西北; (f) 高原东部

影响不如在 GCM 中那么明显。可以想象, 细网格模式的水平格距愈小, 包络地形愈接近于平均地形, 包络地形对模拟结果的影响也就愈小。

对于地形重力波拖曳来说, 情况则有所不同。在 GCM 试验中, 对  $\sigma_{zm}$  的值要加以限制, 否则  $\tau_z$  过大, 例如 Palmer 等人取  $\sigma_{zm} \leq 400$  m。在本文的 RCM 试验中, 由于  $\sigma_{zm}$  值本身较小, 因此不用对其进行限制。由此可见, 对于地形重力波拖曳试验来说, RCM 中的  $\sigma_{zm}$  与 GCM 中有效的  $\sigma_{zm}$  之间的差距远比包络地形试验中两者之间的差距小。所以, 相对于 GCM 试验来说, 在 RCM 试验中, 地形重力波拖曳的作用更为明显。当然, 在本文的重力波拖曳试验中, 激发重力波的地形特征参数  $K$  和临界 Froude 数  $Fr_c$  均是可调节的参数, 需通过多次试验的对比, 才能得出最佳的  $K$  和  $Fr_c$  值。

主要结论如下:

(1) 地形重力波拖曳作用可在一定程度上改善区域气候模式 (RegCM2) 对气候系统和要素的模拟效果, 使模拟结果更符合气候实况。

(2) 包络地形对模拟结果也有一定的改善, 但对于细网格的 RCM 来说, 其效果不如重力波拖曳明显。

(3) 不论是地形重力波拖曳还是包络地形, 在模式积分的初期, 它们的作用并不明显, 随着积分时间的增长, 它们对模拟结果的影响程度增大。

(4) 对于区域气候模式来说, 由于采用嵌套侧边界, 地形重力波拖曳和包络地形对

模拟结果的影响主要体现在模式区域内部, 愈接近边界, 它们的影响愈小。

### 参 考 文 献

- 1 Wallace, J. M. et al., Reduction of systematic forecast errors in the ECMWF model through the introduction of an envelope orography, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1983, **109**, 683~718.
- 2 Li Long and Zhu Baozhen, The modified envelope orography and the air flow over and around mountains, *Adv. Atmos. Sci.*, 1990, **7**(3), 249~260.
- 3 钱永甫、董梁, 包络地形对气候模拟特征的影响, *高原气象*, 1995, **14**(2), 129~140.
- 4 Palmer, T. N. et al., Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parametrization, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1986, **112**, 1001~1039.
- 5 Helfand, H. M. et al., The effect of a gravity wave drag parameterization scheme on GLA fourth order GCM forecast, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1986, Special Volume, 729~742.
- 6 McFarlane, N. A., The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the stratosphere and troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**, 1775~1800.
- 7 Anthes, R. A. et al., Estimation of episodic and climatological skill and uncertainty in regional numerical models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1989, **115**, 763~806.
- 8 Zheng Weizhong and Qian Yongfu, Improvement of computing the horizontal pressure gradient force in the RegCM2, *Acta Meteor. Sin.*, 1999, **13**, 304~315.
- 9 Dickinson, R. E. et al., Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model, NCAR tech. note, NCAR / TN-275+STR, 1986, 69pp.

## Effects of Envelope Orography and Gravity Wave Drag Parameterization on Regional Climate Simulations

Liu Huaqiang and Qian Yongfu

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

**Abstract** The regional climate model (RegCM2) of NCAR is used to study the effects of envelope orography and gravity wave drag on the regional climate in China during May and June of 1991. Analysis and comparison of the model results show that the introducing of gravity wave drag to the model can improve the model performance to some extent and result in more realistic simulation, and the effect of envelope orography on regional climate simulation is less significant than that of gravity wave drag. The results also show that both gravity wave drag and envelope orography have smaller influence on model results in the beginning of simulation, but greater in the later stage.

**Key words:** regional climate simulation; envelope orography; gravity wave drag