

区域气候模拟中 Betts-Miller 对流参数化方案的敏感性试验^{*}

翟国庆¹⁾ 高 坤¹⁾ 潘劲松²⁾

1) (浙江大学地球科学系, 杭州 310028)

2) (浙江省气象台, 杭州 310021)

摘 要 利用 NCAR RegCM2 气候模式, 对 Betts-Miller 对流参数化方案中影响参考态的几个关键性参数: 稳定度参数 α 、云底和冻结层参考态的饱和气压 Δp^* 和对流调整时间 τ 进行了敏感性试验, 分析这些参数的不同取值对区域气候模拟的影响及意义, 并由此提出适合我国东部地区汛期区域气候模拟的 Betts-Miller 对流参数化方案中较优的关键性参数取值。

关键词: Betts-Miller 对流参数化方案; 区域气候模拟; 洪涝

1 引言

气候异常严重影响人类社会、经济的发展, 引起了世界各国政府和气候学家的的高度重视, 全球气候模式因此得以迅速发展。尽管模式获得较大进展, 并对有些季节也有较好的模拟效果, 但仍存在比较大的不确定性^[1,2], 特别由于全球气候模式的分辨率过低, 只能反映较大时空尺度的变化, 难以细致地模拟出区域气候的一些具体特点。近十年来随着计算机技术和中尺度气象模式的迅速发展, 各国气候学家将中尺度气象模式与气候模式相结合, 开始致力于区域气候模拟的研究, 在区域气候模式中除提高分辨率外, 并考虑更为复杂和细致的物理过程, 取得了较大的进展。赵宗慈等^[3]就 20 世纪 90 年代区域气候模拟研究进展作了较详细的阐述。经实况检验, 一些区域气候模拟的试验较为成功, 但也表现出部分地区或季节的缺陷^[4,5]。符淙斌等^[6]对我国东部季风雨带演变作了模拟试验后指出, 区域气候模式基本上能抓住夏季雨带的主要位置和它的演变特征, 与实况相比明显优于全球模式的结果, 同时也指出, 模拟与观测之间的关系还很不稳定。存在的问题之一是区域气候模式中所采用的积云对流参数化方案还不能真实地刻画实际大气的状态。积云对流与大尺度环流通过网格尺度和次网格运动的相互作用, 是直接影响大气能量、质量的输送和分布以及降水过程的重要物理过程, 它对大气环流与气候变化起到十分重要的作用, 是数值预报模式中十分重要的非绝热加热物理过程之一。Giorgi 等^[7~9]指出, 不同的对流参数化方案在气候模拟中所得结果有较大差别。成安宁等^[10]比较了 Manabe、Kuo、Arakawa-Schubert 方案, 认为降水的模拟差别较大, 特别是夏季, Kuo 方案对东亚季风降水结果相对较好。

2001-08-08 收到, 2002-01-09 收到修改稿

^{*} 国家九五重中之重项目 96-908-02-04 资助

美国国家大气研究中心 (NCAR) 的区域气候模式 RegCM2 目前被较广泛地应用^[7~9], RegCM2 中原只包括 Kuo-Anthes 和 Grell 两种积云对流参数化方案, 而在气象模拟中表现不错的 Betts-Miller 方案^[11, 12] (简称 BM 方案) 分别考虑了深对流和浅对流过程的作用, 并采用虚湿绝热线, 即根据观测试验修正的湿绝热线作为对流调整温、湿场的参考廓线, 该积云对流方案确保了模式中受到对流强烈影响的局地垂直温湿结构是逼真的。为此, 我们在 RegCM2 区域气候模式中加入了 BM 积云对流参数化方案, 并采用以上三种积云参数化方案, 分别对我国东部地区的汛期季风雨带进行了气候模拟试验, 着重分析比较了三种参数方案对降水分布、主要降水时段、雨带南北变动和基本气象要素的模拟能力。对比试验表明^[13], 虽然三种方案都能模拟出主要降水的时段、范围和主要强度, 但以 BM 方案表现最优, 其汛期总雨量、主要降水的出现时段以及雨带的南北变动等都比另两方案更接近于实况, 特别是对于较大强度降水, BM 方案的 TS 和 BIAS 评分优于 Kuo 和 Grell 方案, 在强降水时段, 这种优越性更加明显, 体现了 BM 方案对于对流活跃的强降水小概率事件有更好的预报技巧, 这为进一步改进适合于东亚季风降水区区域气候模拟的积云对流参数化方案提供了基础。

BM 方案的一个优点是通过同观测数据的比较, 它的参数可在保持其他参数不变的情况下分别独立进行调试, 这为调试该方案提供了方便。本文首先简要介绍 BM 对流参数化方案中的 3 项关键性可调试参数, 然后对 1991 年江淮地区的暴雨过程进行参数不同取值的敏感性试验, 分析讨论参数的不同取值对降水分布和强降水区温、湿廓线模拟的影响。由此, 确定 BM 对流参数化方案中的关键性参数的较优取值, 最后进行 1991 和 1994 年汛期的季节模拟试验, 以进一步探讨上述主要关键性参数在汛期季节气候模拟中的影响, 为改进我国东部汛期区域气候模式的降水预报提供参考依据。

2 Betts-Miller 方案主要参数简介

积云对流参数化方案在近 30 年来迅速发展, 陈伯民和钱正安^[14]、程麟生^[15]、廖洞贤^[16]、刘一鸣^[17]等都对积云对流参数化作了许多研究和分析, 而 BM 积云对流参数化方案的主要思想是引入在云场和大尺度迫动之间准平衡的概念, 这意味着对流区所具有的特征性温湿结构是可以由观测来确定的, 并可用作对流调整步骤的基础, 将对流区温湿结构及时地向由实测归纳出的准平衡结构张弛逼近, 这就保证了模式在对流存在时, 格点尺度上总是维持接近真实的温湿结构。

积云对流是在条件不稳定层结下发生的, BM 方案本质上属于对流调整方案, 对流调整方案采用的是瞬时平衡假设, 调整过程包含了对流凝结的产生和潜热感热的垂直输送, 但这些过程并不以显式方式详细表示, 而是隐式地给出调整后的最后状态, 调整方案根据大气湿度状况分为干湿调整, 由于积云对流的存在, 局地热力结构受到对流强迫, 将在一段时间内向一个准平衡热力结构张弛, 不同的对流调整方案采用不同的热力学参考态, 如基于理论考虑提出的“干绝热线”、“平均湿静力能线”或“湿绝热线”等, 而 BM 方案则是基于大量观测事实提出其参考态, 由假相当位温和饱和气压差的垂直分布廓线决定。由于 BM 方案有观测事实作依据, 物理图像较清楚, 计算上也不复杂, 已得到较广泛的应用, BM 方案中确定参考态的几个关键参数可以独立进

行调试并与实况进行比较, 因此, 我们将对影响参考态的几个关键参数进行敏感性试验, 即稳定度参数 α 、对流调整时间尺度 τ 和饱和气压差 Δp^* , 下面对这些参数作一简单介绍。

2.1 稳定度参数 α

确定对流调整温湿场的参考廓线是 BM 方案对流调整的重要内容, 根据云顶高度区分为深对流或浅对流而采用不同的参考廓线。BM 方案选择了经修正的虚湿绝热线作为深对流调整参考廓线, 以“混合线”作为浅对流调整参考廓线。

观测分析表明, 在深对流区冻结高度 (约 600 hPa) 以下, 相当位温随高度减小, 偏离于湿绝热线, 接近于虚湿绝热线, 所以, 对于深对流情况, 在冻结层及冻结层以下, 位温的参考线为

$$\theta_a(p) = \theta_a(p_b) + \alpha \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right)_m (p - p_b),$$

式中 α 为稳定度权重系数, m 表示虚湿绝热线, $\bar{\theta}$ 表示对流调整前, 下标 a 表示对流调整后, b 表示云底。稳定度权重系数 α 确定了位温参考廓线相对于虚湿绝热线的斜率, 改变该参数可调整参考态中对流层中低层冻结层以下的温度递减率, 随着 α 的增大, 参考态的中低层趋于不稳定。

冻结层以上的位温的参考线为

$$\theta_a(p) = \theta_a(p_f) + \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right)_f (p - p_f),$$

式中,

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right)_f = \frac{\theta_m(p_t) - \theta_m(p_f)}{p_t - p_f},$$

下标 f 表示冻结, t 表示云顶。

对稳定度权重系数 α 试验的目的是希望了解该参数确定冻结层以下温度参考廓线相对于虚湿绝热线的斜率, 期望通过改变该斜率来调整参考态中冻结层以下的温度递减率。

2.2 对流调整时间

BM 方案的另一个特点是张弛时间尺度 τ 。 τ 是对于对流或中尺度过程具有代表性的调整时间或张弛时间, 表示了对流反应对于大尺度迫动的滞后。对流调整前后的温度和比湿分别为 $\bar{T}$ 、 $\bar{Q}$ 和 T_a 、 Q_a , 对流调整特征时间为 τ , 那么, 对流调整引起的温度、湿度变化率为

$$\begin{aligned} Q_1 &= (T_a - \bar{T})/\tau, \\ -Q_2 &= (Q_a - \bar{Q})/\tau. \end{aligned}$$

在模式中, 对流参数化的作用是在格点尺度达到饱和之前产生降水, 既模拟了大气对流的真实表现, 又避免了与饱和的条件不稳定大气相联系的格点尺度不稳定性, 假如对流方案要避免格点尺度饱和, 就对 τ 有一制约, 因此 τ 取多大时间要具体研究。

对流总的趋势是使大气增暖减湿, 对该参数试验的目的是期望通过改变对流调整时间尺度, 来调整不稳定能量释放的速度, 以影响对流区大气增温减湿的速度。

2.3 饱和气压差 Δp^*

饱和气压差的定义为 $\Delta p^* = p^* - p$, 式中 p^* 表示气块沿湿绝热线上升达饱和所在

高度的气压, 参数 Δp^* 表示饱和程度。

BM 方案中, 对流参考态的湿度廓线是通过给定云底、冻结层和云顶三层的饱和气压差, 其间为线性变化来确定的, 所以云底和冻结层参考态的饱和气压差是确定湿度参考廓线的重要可调参数。

冻结高度以下和冻结高度以上的饱和气压差分别为

$$\Delta p^* = \frac{\Delta p^*(p_f)(p_b - p) + \Delta p^*(p_b)(p - p_f)}{p_b - p_f},$$
$$\Delta p^* = \frac{\Delta p^*(p_t)(p_f - p) + \Delta p^*(p_f)(p - p_t)}{p_f - p_t},$$

其中, p_b 、 p_f 和 p_t 分别表示云底、冻结高度和云顶的气压。一旦确定了 p^* 后, 就可求出湿度参考廓线。

因此, 该参数决定平衡参考态云底和冻结层的相对湿度, 对该参数试验的目的就是期望通过改变该参数值来影响中低层相对湿度。

3 BM 方案中关键参数的敏感性试验

BM 方案认为对流区温湿结构受到对流迫动, 将在一个时段内向一个准平衡热力参考态张弛逼近。为了试验 BM 方案对我国东部降水的影响, 我们针对影响参考态和对流调整时间的上述三个关键参数划分了三组敏感性试验, 第一组是进行稳定度参数的敏感性试验, 第二组是对流调整时间敏感性试验, 第三组是云底和冻结层高度饱和气压差敏感性试验。由于计算条件所限, 我们先选取 1991 年 6 月 25 日至 7 月 15 日 20 天时段进行试验, 试验设计见表 1。

为了了解参数的调整对大气温湿层结和降水模拟的影响, 比较了大别山附近暴雨

表 1 对 BM 方案中影响参考态和对流调整时间的三个关键参数的敏感性试验设计

序号	试验名	试验参数			
		稳定度参数 α	对流调整时间尺度 τ/min	云底饱和气压差/ hPa	冻结层饱和气压差/ hPa
1	B80	0.80	50	-3875	-5875
2	B85	0.85	50	-3875	-5875
3	B90	0.90	50	-3875	-5875
4	B95	0.95	50	-3875	-5875
5	B10	1.00	50	-3875	-5875
6	B11	1.10	50	-3875	-5875
7	U40	0.90	40	-3875	-5875
8	U50	0.90	50	-3875	-5875
9	U60	0.90	60	-3875	-5875
10	U75	0.90	75	-3875	-5875
11	U90	0.90	90	-3875	-5875
12	U120	0.90	120	-3875	-5875
13	P35	0.90	50	-3875	-5875
14	P33	0.90	50	-3875	-5375
15	P25	0.90	50	-2875	-5875
16	P24	0.90	50	-2875	-4875

区上空各试验与实况的比湿、位温和相当位温的差值时高剖面图和过程总雨量的模拟图；试验表明，大别山的暴雨区上空低层预报偏暖偏湿，中层预报偏冷偏干，相当位温的比较表明主要差别发生在低层 950 hPa ($\sigma=0.945$) 附近和中层 500 hPa ($\sigma=0.45$) 附近，以下的分析集中于这两层。

3.1 稳定度参数 (α) 的敏感性试验

当稳定度参数由 0.8 逐步增大到 1.1 时 (表 1 中试验名为 B80、B85、B90、B95、B10、B11)，暴雨区上空低层相当位温由明显偏高逐渐减小至偏低 (图 1)，即由偏暖湿渐转为偏干冷 (表 2)，而中层相当位温则由明显偏低逐渐增大至略偏高，即由偏干冷渐转为略偏暖湿，这一明显的变化趋势是由于随稳定度参数的增大，冻结层以下的参考态层结趋于不稳定，这就减小了对流调整的强度，对流雨趋于减小 (表 2，由 B80 的 308 mm 减小到 B11 的 151 mm)，非对流雨则增强 (由 B80 的 53 mm 增到 B11 的 126 mm)，这导致对流雨引起的中层减湿的减小和非对流雨引起的中层增暖的加强。显然，对流和非对流降水的分配及层结的气候模拟对于稳定度参数 α 变化的敏感性很高。

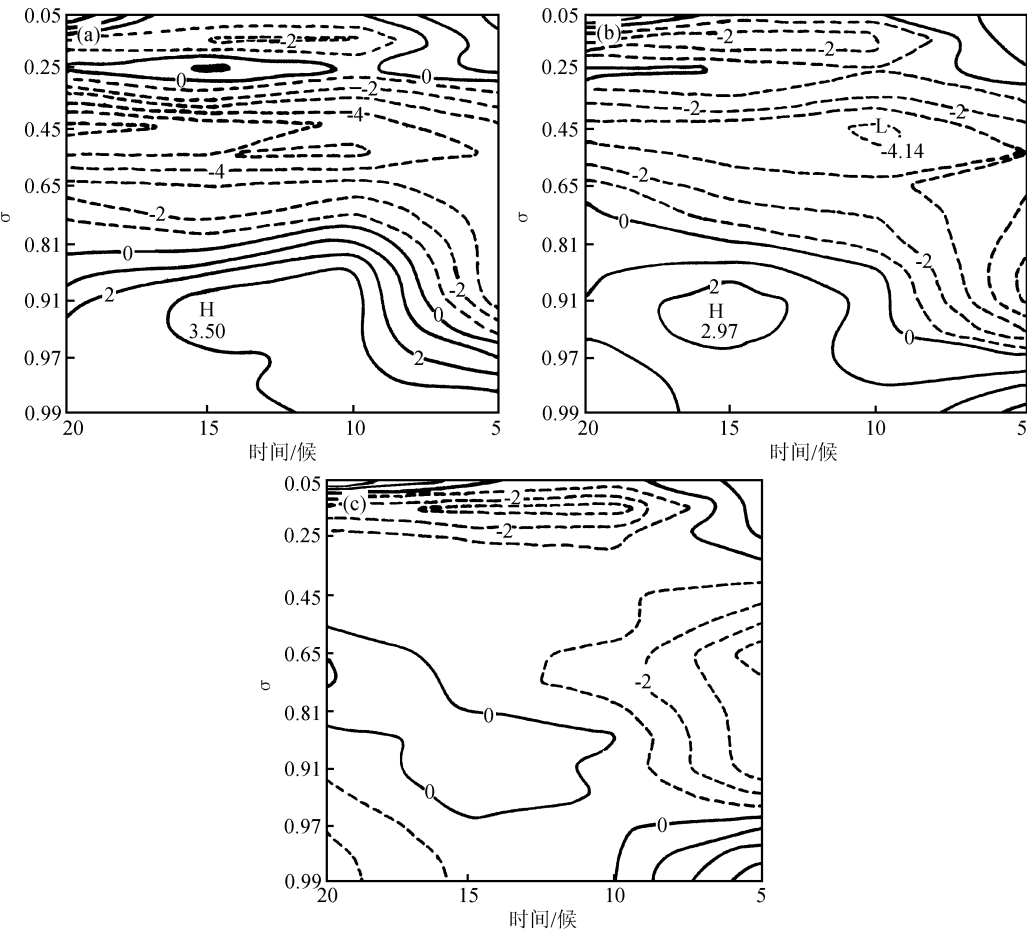


图 1 稳定度参数敏感性试验中大别山地区候平均相当位温模拟与实况差值时高剖面
(a) $\alpha=0.8$; (b) $\alpha=0.9$; (c) $\alpha=1.0$

表 2 大别山暴雨区低层和中层位温、比湿和相当位温的差值（模拟与实况之差）和过程总雨量

试验参数	试验名	低层 ($\sigma=0.945$)			中层 ($\sigma=0.45$)			20 天总雨量		
		位温/ K	比湿/ g kg^{-1}	相当位温/ K	位温/ K	比湿/ g kg^{-1}	相当位温/ K	对流雨/ mm	非对流雨/ mm	总雨量/ mm
稳定度参数试验 α	B80	2.4	0.2	3.5	-2.4	-1.0	-6.1	308	53	361
	B85	2.0	0.0	2.6	-1.6	-1.0	-5.0	300	53	353
	B90	1.7	0.3	3.0	-1.1	-0.8	-4.1	294	66	360
	B95	1.3	0.1	1.1	-0.5	-0.6	-2.1	287	81	368
	B10	0.7	0.0	0.2	-0.3	-0.3	-0.5	256	105	361
	B11	-0.8	-1.1	-4.0	1.2	-0.2	1.2	151	126	277
对流调整时间尺度 τ	U40	1.5	-0.2	1.0	-1.1	-0.8	-3.9	297	71	368
	U50	1.7	0.3	3.0	-1.1	-0.8	-3.5	294	66	360
	U60	1.6	0.1	2.3	-1.0	-0.8	-3.3	300	58	358
	U75	1.5	0.2	2.4	-1.1	-0.8	-3.5	265	67	332
	U90	1.3	0.7	3.3	-1.5	-0.6	-3.5	266	78	344
	U120	1.1	0.6	3.0	-1.4	-0.6	-3.2	231	84	315
云底和冻结层处的饱和气压差 Δp^*	P35	1.7	0.3	3.0	-1.1	-0.8	-3.5	294	66	360
	P33	1.4	0.2	2.1	-1.4	-0.7	-3.1	266	63	329
	P25	1.6	0.2	2.8	-1.5	-0.9	-4.6	304	52	356
	P24	1.7	0.9	5.0	-2.5	-1.0	-5.7	224	71	295

在 1991 年 6 月 25 日~7 月 15 日的过程总降水量的分布中，当稳定度参数在 0.90 时（图 2c），与实况（图 2a）对应的三个强降水中心区模拟较好，模拟的主要几个暴雨中心分别出现在苏北、大别山和宜昌南侧地区，与实况暴雨中心位置基本相同且强降水的雨带分布也与实况十分相似；当稳定度参数超过 0.95 后（如 α 为 1.0 时的图 2d），强降水趋于集中，强降水中心个数减少，这与对流强度的改变是有关的。当稳定度参数在 1.10 时，降水量明显减小（图略）。综合温湿层结和降水的模拟结果比较，稳定度参数在 0.90 附近时模拟较逼真，由于模拟对该参数的变化相当敏感，有必要在这一较优范围内进一步作微调对比。

3.1.1 稳定度参数微调试验的降水比较

表 3 为稳定度参数微调试验的设计， α 从 0.86 至 0.94 每间隔 0.01 为 1 个敏感性试验。比较稳定度参数变化的每一试验降水分布表明（见图 3）， α 值取在 0.90 与 0.91 附近时与实况较为相近，可以看到，尽管 α 改变很小，但降水分布仍有所不同。如 α 为 0.89 时（图 3a），主要暴雨中心位于大别山东侧；当 α 增加 0.01，主要暴雨中心明显出现了 3 个（参阅图 2c），并分别与实况中心对应； α 改变为 0.91 时，主要暴雨中心仍是 3 个，且中心总雨量有所减小，但暴雨区特别是 400 mm 的暴雨区有所扩大，与实况更趋接近，尤其是苏北地区的暴雨中心（图 3b）；如果 α 再增大 0.01，则暴雨中心雨量进一步减小，中心也减至两个（图 3c）。

表 3 稳定度参数敏感性试验微调设计

试验名	B86	B87	B88	B89	B90	B91	B92	B93	B94
稳定度参数值	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.93	0.94

3.1.2 稳定度参微调试验的垂直廓线比较

为分析强降水时段暴雨区上空模拟的温湿廓线与观测廓线的偏差，取表 3 中的

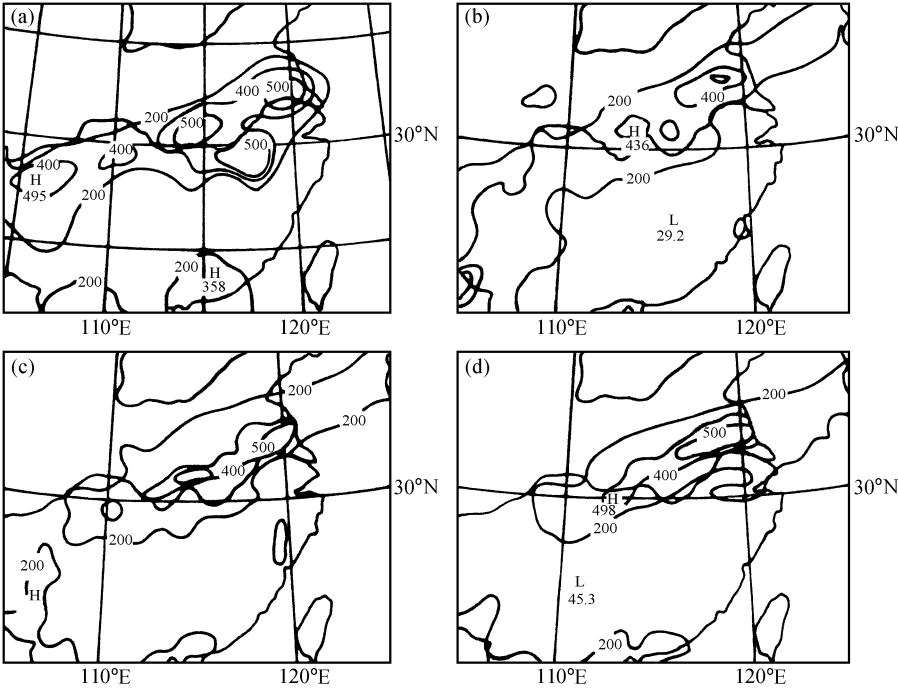


图 2 稳定度参数的敏感性试验 20 天总降水量与实际比较
(a) 实况; (b) $\alpha=0.80$; (c) $\alpha=0.90$; (d) $\alpha=1.0$

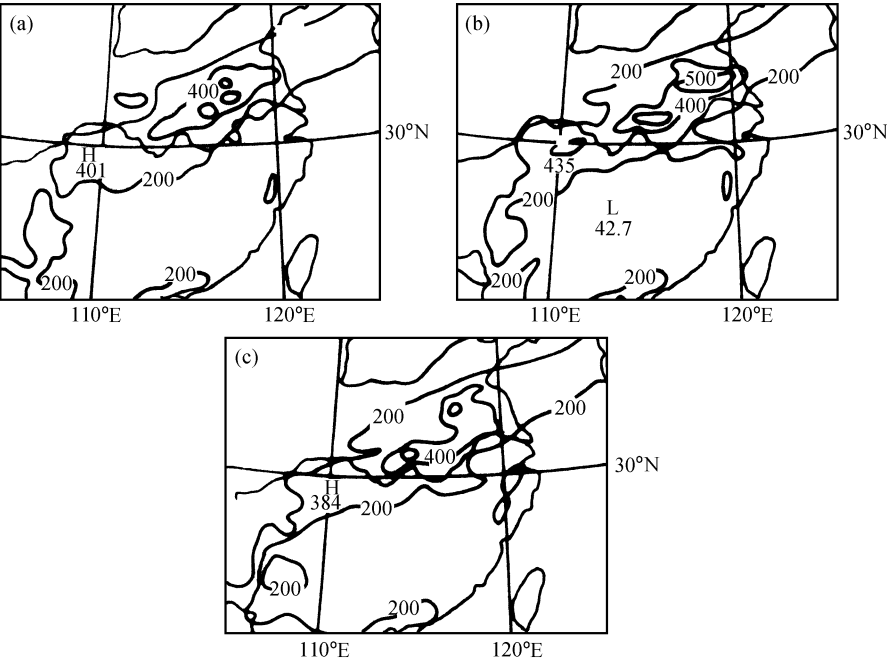


图 3 稳定度参数微调的敏感性试验 20 天总降水分布
(a) $\alpha=0.89$; (b) $\alpha=0.91$; (c) $\alpha=0.92$

B88、B91 和 B93 试验为例，对大别山强暴雨中心地区 10 天平均的差值垂直廓线进行比较，以进一步揭示 BM 方案中稳定度参数变化对温湿层结的影响。

由大别山地区的差值廓线表明（图 4），中低层模拟廓线偏暖 2°C 以内（图 4a），偏差相对较小的是 B91（实线）和 B93（点线）；湿度廓线上（图 4b），在边界层内露点偏差约在 0.5°C 以内，各试验之间的差别主要反映在对流层中层（800~500 hPa），明显偏干，可在 $-1.5\sim-3.5^{\circ}\text{C}$ ，B91 试验（实线）比其他试验偏干略小，在 700 hPa 附近偏差 -1.5°C 左右。由于中层偏干影响超过偏暖的影响，导致相当位温在对流层中低层偏低 $2\sim5^{\circ}\text{C}$ （图 4c），以 B91 偏差最小；另一方面，边界层内的偏暖湿使得各试验相当位温值偏高，各试验之间的差别很小。

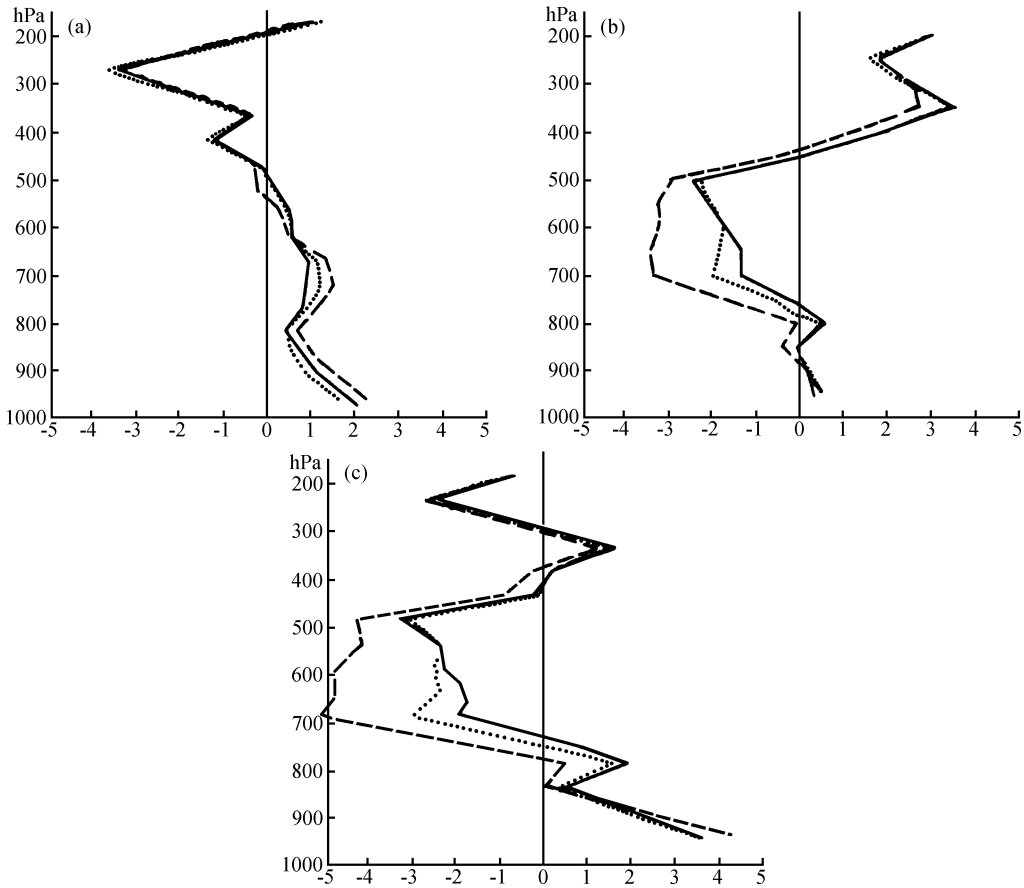


图 4 大别山暴雨区 B88、B91、B93 试验与观测值的 10 天平均差值廓线图
实线：B91；虚线：B88；点线：B93。(a) 位温；(b) 露点；(c) 相当位温

以上可以看出，稳定度参数即使微调 0.01，其对温、湿垂直廓线的影响仍是非常显著的，在强暴雨中心及附近地区，B90 和 B91 试验与实况的偏差相对较小，是较好的两个试验，由此，我们给出以上两试验及实况的大别山和苏北两地区区域平均的 10 天平均廓线（图 5），在以对流性降水为主的暴雨区强降水时段（图 5a），实况相当位温廓线在中低层，以中性层结为主，在边界层和对流层低层有两个稳定层；微调试验中，

虽然 B91 试验（点线）的相当位温廓线斜率较接近于实况，但仍不能表示出实际大气这种复杂多变的层结状况特征。苏北混合性强降水区（图 5b）中，试验的 10 天平均相当位温垂直廓线分布与实况较为相似，相当位温值随高度递减，在 600 hPa 附近达最小值，在对流层的低层，B91 试验接近于实况，而对流层的中层，B90 试验接近于实况。

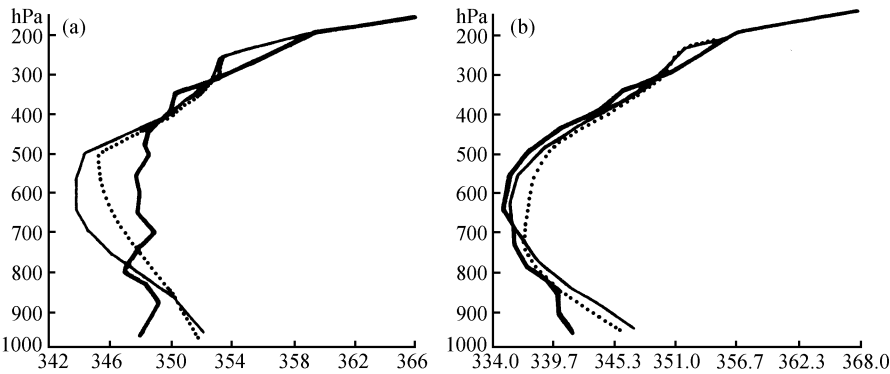


图 5 暴雨区区域 10 天平均相当位温垂直廓线分布
粗实线：实况；实线：B90.；点线：B91。（a）大别山暴雨区；（b）苏北暴雨区

3.2 对流调整时间尺度 τ 的敏感性试验

将对流调整时间尺度从 40 min 增加到 60 min 时（表 1 试验 U40~U60），对流雨强度改变不大（见表 2，297~300 mm），而非对流雨则有所减小（从 71 mm 减小到 58 mm）；当对流调整时间尺度进一步增加到 120 min 时，对流雨则明显减小（从 300 mm 减小到 231 mm），而非对流雨则从 58 mm 增大到 84 mm，总降水也减小（358~315 mm），在该时间尺度时段，暴雨区上空中低层（特别是低层）温湿层结出现一定程度的变凉增湿，这可能与总降水量的减小有关。从总降水的分布看，对流调整时间尺度的变化，对降水的分布有明显的影响，当对流调整时间尺度取 40 min 时（图 6a），与图 2c 比较，江淮流域的苏北暴雨明显减小，大别山暴雨区西移至汉口北部，雨强也加大；当对流调整时间为 50 min 时（见图 2c，在 B90 试验中，对流调整时间尺度取 50 min），三个强降水区的预报最好；当时间尺度进一步延长时，对流强度减弱，强降水中心个数减少，强降水区趋于集中成块状（见图 6b）。

江淮地区平均最大降水量逐日廓线的比较表明（图略），时间尺度在 50~60 min 时，对流雨最大，非对流雨最小，而时间尺度在 2 小时左右时，对流雨最小，非对流雨增强。总的看来，对流调整特征时间的取值对于暴雨区温湿层结的影响甚小。就所采用的 60 km 格距看，对流调整时间取 50 min 左右是较优的。

3.3 云底和冻结层参考态饱和气压差参数的敏感性试验

参考态中云底和冻结层的饱和气压差参数是影响湿度调整的一个重要方面。该敏感性试验表明，当云底和冻结层参考态饱和度同时提高时（试验 P24，即饱和气压差取较低值：云底取-2 875 和冻结层取-4 875），总降水和对流雨最弱（分别为 295 mm、224 mm），非对流雨最强（71 mm），由图 7a 看江淮总降水明显减少，原大别山地区的强暴雨中心已减弱，在江淮流域只有一个降水中心，其中心值为 498 mm，模拟强降水区低层的暖湿和中层的干冷最为明显，与实况偏差最大；当云底参考态饱和度高而冻

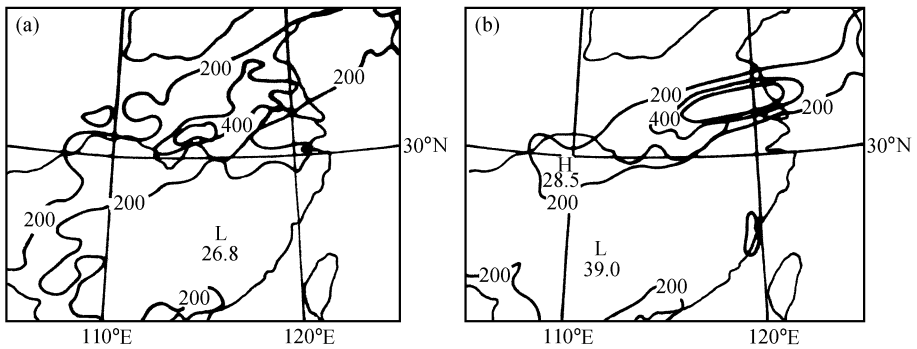


图 6 对流调整时间尺度敏感性试验的模拟降水量
(a) U40 ($\tau=40$ min); (b) U90 ($\tau=90$ min)

结层参考态饱和度低（试验 P25，即云底取 $-2\ 875$ ，冻结层取 $-5\ 875$ ）时，对流雨最强（ 304 mm ），非对流雨最弱（ 52 mm ），大别山两侧的暴雨区范围扩大，但苏北暴雨中心明显减弱，偏离实况（图 7b）；从降水和温湿模拟情况看，当云底和冻结层参考态饱和度较低，即云底取 $-3\ 875$ 和冻结层取 $-5\ 875$ 时，降水模拟较好，江淮地区的总降水量和强降水分布与实况较为一致（见图 2c），总的来说，参考态饱和气压差的不同取值对温湿层结影响不大且较为复杂。

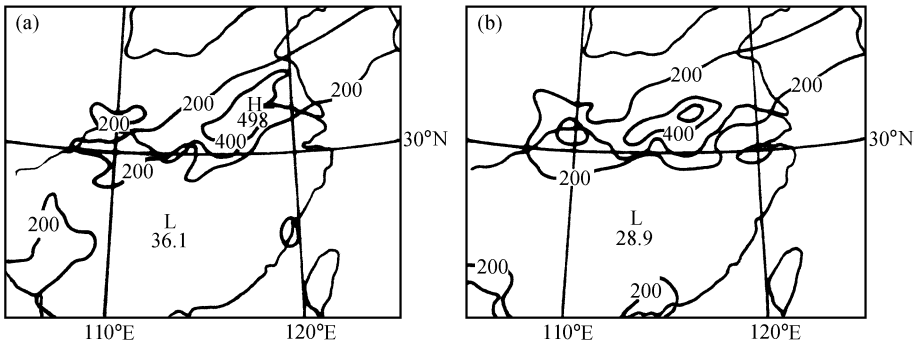


图 7 云底和冻结层的饱和气压差敏感性试验的模拟降水量
(a) P24 试验; (b) P25 试验

由以上三组参数化敏感性试验可知，对流调整时间尺度为 50 min 、云底和冻结层参考饱和度分别以取 $-3\ 875$ 和 $-5\ 875$ 、稳定度参数在 0.90 和 0.91 ，为一组较优的 BM 方案参数，适用于我国东部地区汛期降水的区域气候模拟。

以上是在 20 天的敏感性试验中得到的初步结论，这些结论对于季节长度的区域气候模拟是否有效呢？我们对 1991 年和 1994 年的汛期进行了 3 个月左右的试验比较。

4 我国长江流域汛期的降水模拟比较

通过以上三组 20 天的敏感性参数试验，我们发现稳定度参数是最为敏感和复杂的，因此，在 3 个月左右的汛期模拟试验中，我们主要进行稳定度参数微调试验，即

取较优的 α 值附近的若干值；其他参数采用 20 天敏感性试验中被确定为较优的参数值 (表 4)。

表 4 季节模拟的敏感性试验设计

组别	试验名	试验年月	试验参数			
			α	τ/min	云底 Δp^*	冻结层 Δp^*
较优参数取值组	B89	1991-05-07	0.89	50	-38	-58
	B90		0.90			
	B91	1994-05-07	0.91			
	B92		0.92			
较差参数取值组	BBN			120	-28	-48

此外，为了将在 20 天的敏感性试验中反映较差的一些关键参数值在季度预报中能与相应较优的参数值进行比较，我们同时选取了三个较差参数进行了试验 (BBN)，以便二组试验对比。

4.1 月季预报中稳定度参数的敏感性试验

1991 和 1994 年长江流域汛期雨带的分布、位置和强度各不相同，1991 年的汛期强降水主要集中在江淮流域，暴雨呈明显的带状分布，而 1994 年汛期的主要降水发生在长江流域以南，雨带南北范围较宽，暴雨带不集中。以上两例是长江流域有代表性的汛期暴雨过程。

在较优方案的一组敏感性季节模拟试验中 (图 8、9) 可以看出，当稳定度参数微调时，雨量中心的强度和位置在月季预报中有所不同。 α 在 0.90 以下时 (图略)，1991

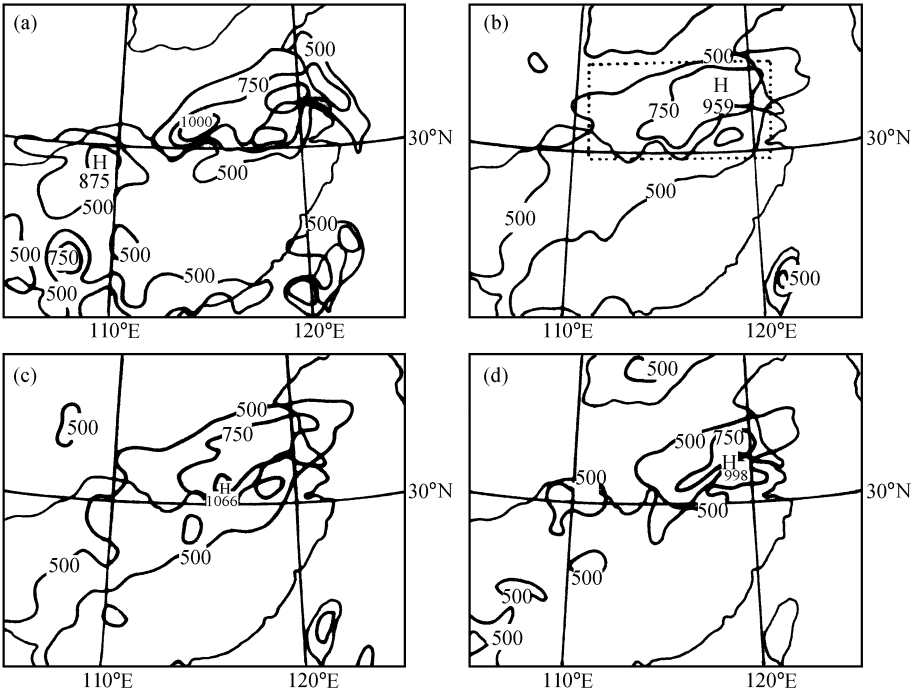


图 8 1991 年 5 月~7 月 15 日汛期总降水量的实况和模拟
(a) 实况降水；(b) $\alpha=0.90$ ；(c) $\alpha=0.91$ ；(d) BBN 试验

年汛期 75 天的预报雨量中心主要集中在苏北地区；当 α 在 0.90 时（图 8b），位于江淮和长江中游的模拟强降雨带和主要的两个强降水中心与实况（图 8a）相当接近；当 α 变化到 0.91 时，虽然强降雨带与 α 为 0.90 时一致，但苏北的强中心不能显示出来，主要中心则位于大别山东（图 8c），这一变化进一步说明了降水分布的气候模拟对于 α 参数的敏感性，当 α 为 0.92 时，75 天试验总降水量分布类似于 α 为 0.89，但无大别山的暴雨中心（图略）。

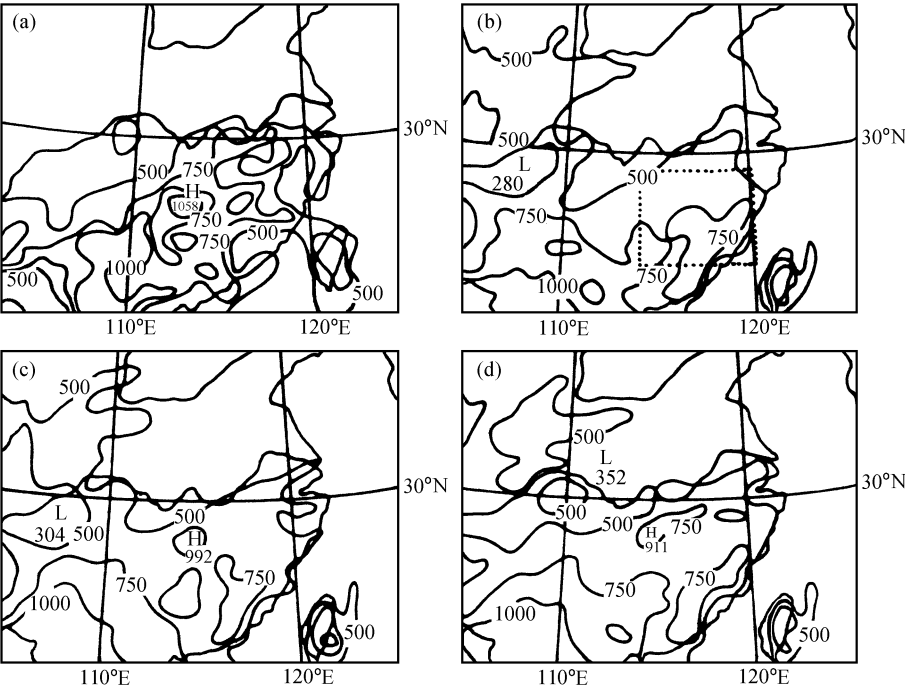


图 9 1994 年 5 月~7 月汛期总降水量的实况和模拟
(a) 实况降水；(b) $\alpha=0.90$ ；(c) $\alpha=0.91$ ；(d) $\alpha=0.92$

1994 年的汛期，从华南西部伸向江南东部为大范围强降水区（图 9a）。与实况总降水量比较，BM 方案的试验中，模拟出长江流域以南的大范围降水区，强暴雨轴线基本是近西南—东北走向，当 α 为 0.91 时的江南总降水量和强降水区分布最接近实况（图 9c），当 α 为 0.89（图略）和 0.92 时（图 9d），长江以南的强降水区明显减弱。

比较主要降水区域（图 8、图 9 中点线方框）的候平均最大雨量时间演变曲线（图 10），在 1991 年的汛期（图 10a），图中给出实况（点线）和 B90（实线）、B92（虚线）两试验的候平均最大降水廓线，但它代表了稳定度参数微调试验较好与较差的降水廓线，虽然各试验在总降水量和强降水区分布上有明显区别，但在候平均最大雨量的时间演变上差别不大，各试验出现的雨峰与实况的 3 个雨峰十分相似，并在雨量的变化上也是逐月增大，强降水时段分别出现在 5 月下旬、6 月中旬和 7 月上半月，说明稳定度参数微调在主要降水区的候平均雨量的时间演变上差别不明显，与实况的降水曲线演变十分相似。

1994 年(图 10b)，除 5 月份的各敏感性试验的区域候平均降水廓线与实况有所偏

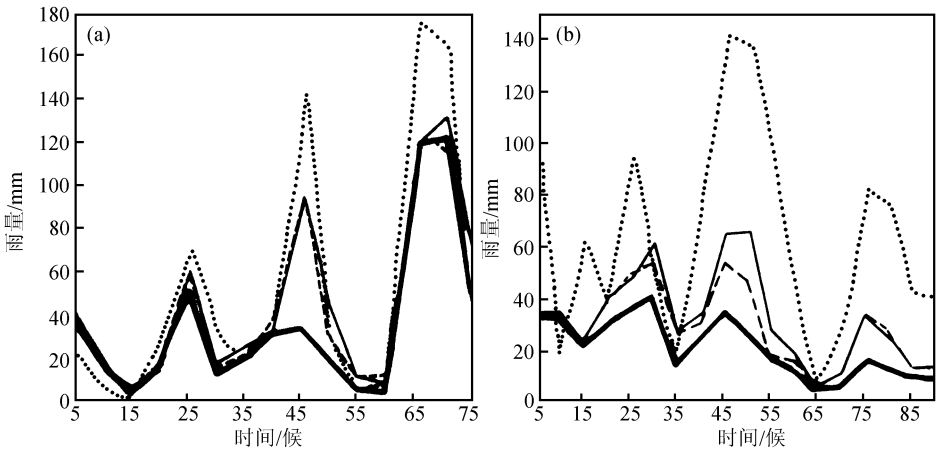


图 10 主要降水区域(图 8b、图 9b 中点线方框) 候平均最大雨量时间演变曲线

(a) 1991 年 5 月 1 日~7 月 15 日, 点线: 实况, 细实线: B90, 虚线: B92, 粗实线: BBN;
(b) 1994 年 5 月 1 日~7 月 31 日, 点线: 实况, 细实线: B91, 虚线: B89, 粗实线: BBN

差外, 6、7 月的雨量变化趋势与实况较为相似, 均出现在 6 月中、下旬和 7 月中旬, 虽然模拟的总降水值明显小于实况, 图中也只给出试验较好的 B91 (实线) 和较差的 B89 (虚线), 比较可见, 在 5~6 月份, B91 试验明显好于其他试验, 特别是 6 月份的模拟时段。

由上可见, 稳定度参数在季度模拟中的敏感性试验也同样表明, α 取 0.90~0.91 时较好。

4.2 较优与较差参数试验的比较

在一组较差参数的试验 (BBN 试验) 中, 取 α 为 0.80、对流调整时间尺度 120 min、云底和冻结层参考饱和度分别为 -2 875 和 -4 875 (见表 4), 如图 8d 所示的 1991 年 5 月至 7 月 BBN 试验降水结果, 其降水量明显减少, 而且强降水最小个数也减少, 主要中心南移至南京地区, 与实况偏离较大。1994 年 BBN 试验结果与 1991 年的比较结果相似, 降水量减小, 暴雨区也明显缩小。

对应图 8b 和图 9b 中点线方框内降水区域的候平均最大雨量时间演变曲线比较 (图 10a、b), BBN 试验的降水演变与实况的主要降水时段相似, 但降水的峰值强度上差别明显减小。

较优方案与较差方案试验的环流和物理场上也存在明显区别, 较差方案组中的低空辐合、西南低空气流要偏小。

5 小结与讨论

BM 积云对流参数化方案的关键问题是确定对流调整特征时间 τ 和影响对流参考态的几个关键参数, 如稳定度参数 α 和云底及冻结层处的饱和气压差 Δp^* 等。我们利用 1991 年 6 月 25 日至 7 月 15 日江淮地区的暴雨过程, 对这些参数采用不同的取值进行了敏感性试验, 与观测实况对比, 分析讨论参数的不同取值对降水分布和强降水区温

湿廓线模拟的影响, 由此确定在我国东部汛期区域气候模拟中 BM 对流参数化方案几个关键参数的较优取值, 最后以 1991 和 1994 年 5~7 月汛期个例的模拟试验来进一步验证上述主要关键性参数在降水气候模拟中的影响。通过对敏感性试验结果的分析, 初步得到以下几个方面的认识:

(1) 稳定度参数是 BM 方案中较为敏感的一个参数, 它对大气层结的温湿状态和对流与非对流降水的分配、落区及强度变化等均有明显的影响, 随稳定度参数的增大, 冻结层以下的参考态层结趋于不稳定, 这就减小了对流调整的强度, 对流雨趋于减小, 非对流雨增强, 导致对流雨引起的中层减湿的减小和非对流雨引起的中层增暖的加强, 当稳定度参数取 0.90~0.91 时, 过程降水的强度、强降水中心的落区和强降水区上空平均温湿层结的模拟最接近实况。

(2) 当对流调整时间从 40 min 增加到 60 min 时, 对流雨强度改变不大, 而非对流雨略有减小, 但当对流调整时间从 1 h 进一步增加到 2 h 时, 对流雨则明显减小, 而非对流雨趋于增大, 总降水也减小 (358~315 mm); 对流调整时间的变化, 对降水强中心区的分布也有明显影响, 当对流调整时间取 50 min 时多中心的强降水区分布预报最接近实况; 当时间尺度进一步延长时, 对流强度减弱, 强降水中心个数减少, 强降水区趋于集中成块状, 偏离实况。总的看来, 对流调整特征时间的取值对于暴雨区温湿层结的影响甚小。就所采用的 60 km 格距看, 对流调整时间取 50 min 左右, 模拟效果是较优的。

(3) 当云底和冻结层参考态饱和度同时提高时 (分别取 -2 875 和 -4 875), 总降水和对流雨最弱, 非对流雨最强, 模拟强降水区低层的暖湿和中层的干冷最为明显, 与实况偏差最大; 当云底参考态饱和度高而冻结层参考态饱和度低时 (分别取 -2 875 和 -5 875), 对流雨最强, 非对流雨最弱; 从降水和温湿模拟情况看, 当云底和冻结层参考态饱和度较低, 即云底取 -3 875 和冻结层取 -5 875 时, 降水模拟较好。总的来说, 参考态饱和气压差的不同取值对温湿层结影响不大且较为复杂。

(4) 适用于我国长江流域汛期降水区域气候模拟的 BM 对流参数化方案中关键参数的较优取值为: 稳定度参数取 0.90~0.91, 对流调整特征时间取 50 min、云底和冻结层参考饱和气压差分别取 -3 875 和 -5 875。

以上几个方面仅是两年试验的初步结果, 一些结论尚待进一步考证和试验。

参 考 文 献

1 IPCC, *Climate Change 1992, The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*, Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1992, 198pp.

2 IPCC, *Climate Change 1995, The Science of Climate Change*, Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1996, 572pp.

3 赵宗慈、罗勇, 二十世纪九十年代区域气候模拟研究进展, 气象学报, 1998, **56** (2), 225~246.

4 Giorgi, F., L. O. Mearns, C. Shields, and L. Mayer, A regional model study of the importance of local versus remote controls of the 1998 drought and the 1993 flood over the central United States, *J. Climate*, 1996, **9**, 1150~1162.

5 赵宗慈、罗勇, 东亚夏季风的模拟研究——3 个区域气候模式的对比, 应用气象学报, 1997, **8** (增刊), 116

- ~123.
- 6 符淙斌、魏和林、陈明等, 区域气候模式对中国东部季风雨带演变的模拟, *大气科学*, 1998, **22** (4), 522~534.
- 7 Giorgi, F., Sensitivity of simulated summertime precipitation over the western United States to different physics parameterizations, *Mon. Wea. Rev.*, 1991, **119**, 2870~2888.
- 8 Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. T. Bates, Development of a Second-generation regional climate model (REGCM2), Part I: Boundary-Layer and radiative transfer Processes, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**(10), 2794~2831.
- 9 Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. T. Bates, Development of a second-generation regional climate model (REGCM2), Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**(10), 2814~2832.
- 10 成安宁、陈文、黄荣辉, 积云对流参数化方案对气候数值模拟的影响, *大气科学*, 1998, **22** (6), 814~824.
- 11 Betts, A. K., A new convective adjustment scheme, Part 2: observational and theoretical basis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1986, **112**, 677-691.
- 12 Betts, A. K., and M. J. Miller, A new convective adjustment scheme, Part 2: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1986, **112**, 693~709.
- 13 潘劲松、翟国庆、高坤, 区域气候模拟中多种对流参数化方案的比较研究, *大气科学*, 2002, **26** (2), 206~220.
- 14 陈伯民、钱正安, 关于积云参数化问题, *高原气象*, 1992, **11** (2), 213~221.
- 15 程麟生, 中尺度大气模式和模拟, 北京: 气象出版社, 1994, 164~214.
- 16 廖洞贤、柳崇健, 数值天气预报中的若干新技术, 北京: 气象出版社, 1995, 231~261.
- 17 刘一鸣, 中国关于积云参数化方案的应用, *气象学报*, 1998, **56** (2), 247~255.

The Sensitivity Experiments of Betts-Miller Convective Parameterization Scheme in Regional Climate Simulation

Zhai Guoqing¹⁾, Gao Kun¹⁾, and Pan Jinsong²⁾

1) (Department of Geoscience, Zhejiang University, Hangzhou 310028)

2) (Zhejiang Meteorological Observatory, Hangzhou 310021)

Abstract By using NCAR regional climate model (REGCM2), the sensitivity tests of Betts-Miller (BM) convective parameterization scheme to the adjustable parameters, such as adjustment time scale τ , stability parameter α and saturation pressure departure Δp^* at cloud base and the freezing level were conducted. The influence and meanings of these parameters to the regional climate simulation during flood season in east China were discussed. Finally the optimum parameter set of BM scheme was presented, which improves significantly the climatic simulation of thermodynamics structure and precipitation in east China.

Key words: Betts-Miller convective parameterization scheme; regional climate modeling; floods