中尺度山脉对流群的动力和微物理数值模拟*

刘玉宝 胡志晋 何观芳 周秀骥 葛润生

(中国气象科学研究院,北京,100081)

摘 要

大山脉春夏季受太阳加热和地形抬升作用易于形成对流过程。为研究这类对流特点,在沙特阿拉伯ASIR山区组织了一个SACPEX实验计划。本文应用中国强风暴实验室MBG(MESO－Beta & Gamma)非静力模式,选取适当模拟通道模拟了该计划中1990年5月3日一次对流降水过程。模拟结果揭示了大山脉气流强迫与对流环流相互作用的一些基本特点,展示了大山脉对流过程多种复杂的宏微观特征及其生消演变。包括山坡激发对流,大对流对小对流的抑制,云自然引晶效应等,并指出在这类对流系统中CCN浓度对其降水类型的重要影响。此外,本文还进行了采取细致的雹云微物理参数化和采用简单的暖云微物理参数化的对比试验,结果表明两者模拟的动力场差别甚小,而云形态和降水发展有明显差异。上述结果总体上与该个例外场观测一致。

关键词:非静力模式,中尺度,山脉对流,云微物理结构。

1 引 言

大量观测发现地形对降水有很大的影响[1,2]。许多气象学者对地形作用的机制和效应进行了研究[3,4]。地形强迫气流和地形引起的日间下垫面不均匀加热经常为中纬度山区对流活动创造有利条件而形成大量降水。河南75.8大暴雨的重灾区,地形起到了关键作用[5],江淮91.5—7大暴雨中地形作用也很明显[6]。北京地区夏季雷雨风暴往往初生于西部山区,然后东移发展[7]。

复杂的地形往往在较大程度上限制了雷达、地面站等的观测能力。综合的外场试验较难开展。况且,山区降水发展机制比平原地区要复杂得多。因此至今人们对地形降水作用的细节认识很不充分。进行与观测相结合的高分辨山地降水数值模拟研究可以帮助我们从理论上细致地了解地形降水过程的机理。

本文采用中国气象科学研究院最近建立的非静力平衡中尺度MBG(Beta－Gamma)大气模式,对第三次国际云模式会议提供的在沙特阿拉伯ASIR山区开展的SACPEX计划中1990年5月3日混合相对流降水个例进行了模拟试验。观测资料由该计划的主持人Vali提供[8]。

* 1993年5月15日收到原稿,1993年7月21日收到修改稿。本文得到自然科学基金49175244项目资助。

2 个例情况和模拟方法

MBG 模式为完全弹性套网格非静力平衡模式。该模式的完整介绍和实例检验请参阅文献[9,10]。模式采用弹性原始方程作为动力框架。方程中的准弹性系数取为 1 时即为完全弹性模式，取其它适当值可以在一定精度上大大减少模式计算量[11]。用时间分裂法分别计算弹性适应和其它过程。为精确地考虑下垫面强迫，模式采用 Gal-Chen and Summer ville(1975)地形跟踪坐标系和 NCAR/PSU MM4 的整体边界层参数化。模式湿过程计算包括三类双参数微物理参数化，分别可用于模拟雹云、暖云和降雪云系统。模式设计双向套网格连接中-β 和中-γ 模式区，使其能用于模拟数百公里范围内各种各样的气象系统。

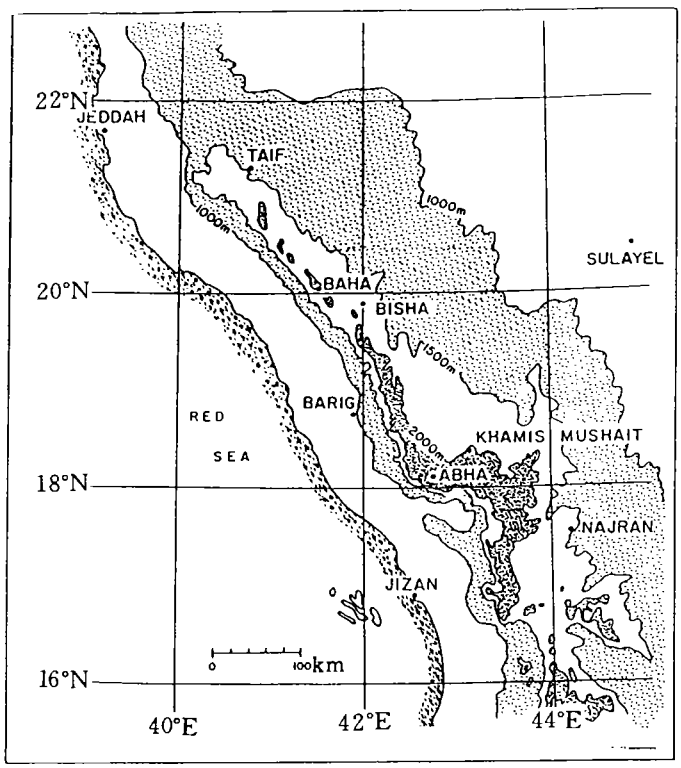


图 1 阿拉伯半岛西部和西南部地形分布
(山脉东侧为 Rhub-al-khali 沙漠)

ASIR 山脉位于红海东侧，山高 2.4km。西坡较陡，东坡较缓，山宽约 250km。西山脚与红海相连，东山脚与大沙漠相接(图 1)。从初春到初夏，该山区日间对流降水非常频繁，5 月份对流降水日占总月份 75%以上。1990 年 5 月 3 日个例具有这一降水天气的典型特征。该日上午对流群沿山脊走向排列，引起山区降小雹和阵雨(图 2)。系统性天气强迫对对流发展影响较小，对流层内垂直风切变和风速均较小，山顶以上到 7km 处为偏东风，再

高为西风，对流层顶处有较强西风。山两侧近地层风速非常弱，且变化无规律。

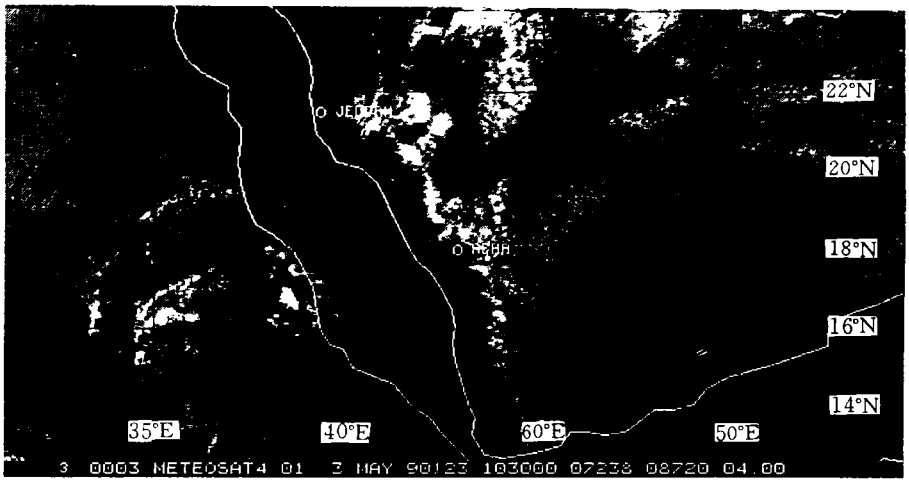


图 2　　1990 年 5 月 3 日 METEOSAT 10 时 30 分(地方时 13 时 30 分)云图

由图 1 和图 2 可以看出，该地引起对流发展的强迫地形的尺度为数百公里，而单个对流单体的水平尺度仅约 10km。为研究这一积云场发展过程，我们不仅需要较大的模式区来考虑地形强迫效应，而且还需要较细的网格距显式分辨对流过程。限于现有的计算能力，我们选用 MBG 模式的二维版本进行模拟研究。为突出地形强迫的细节，模式关闭了套网格功能，采用均匀的水平和垂直网格距，格距尺度分别为 2.0km 和 609m。模式区取 180×25 个格点，相应于水平范围 360km，垂直高度 14.6km。模式构造一钟形山代替真实山脊，山半宽为 50km，山高为 2.4km，山脊位于模式区中心。模式平面相应于过 Khamis 的东西截面。

为综合考虑山顶的不稳定层结和山西坡上较丰富的水汽作用，模式采用山顶(Khamis)、山腰(Barig)和山脚(Jizan)三站 09 时（地方时 12 时）探空构造一个合成层结作为模式水平均匀的初值。虽然我们设置的模式区西达红海东至沙漠，但由于缺少计算边界层过程的地面和土壤特性资料，暂时尚没有起动模式的边界层参数化计算地面加热引起的山谷风和海陆风效应。据观测(Vali，1992)[12]，在对流发展前，太阳加热作用已经形成了山峰两侧的爬坡气流。本文中我们利用中小尺度模式中一般采用的湿热泡来启动对流过程。该泡中心在山顶处，中心最大增湿为 1.5℃，最大相对湿度为 100%，向四周减弱到背景值。

3　模拟结果

为减少地形引起的模式初始场不平衡引起的扰动，模式先进行 20min 动力初始化[9]，山顶以下各高度上风场在前 10min 逐渐引入，然后再积分 10min 作自身调整。在 20min 时加入前述的初始扰动(水汽和位温)，开始模式预报，共计算 130min。模拟时间粗略地相应于 09—11 时。

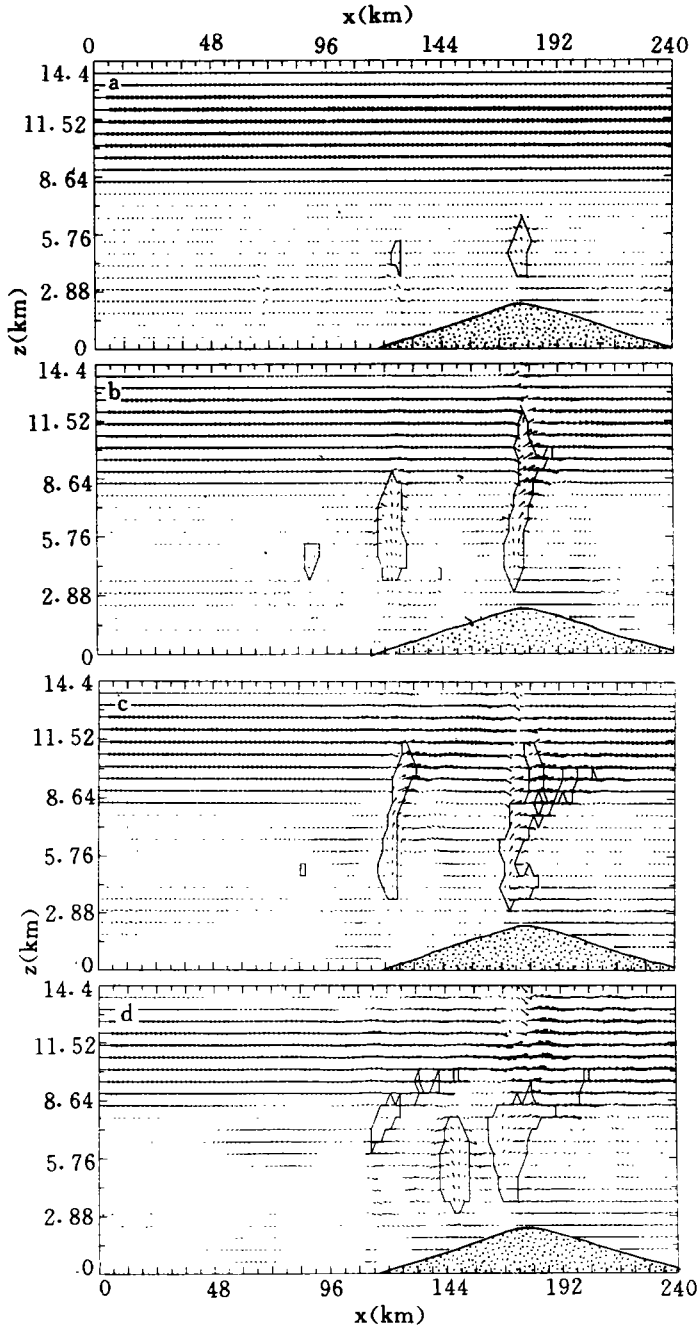


图 3 东西截面二维模拟山上对流的环流和云场结构

(a. 40min, b. 70min, c. 90min, d. 120min. 水平向右为东；等值线为云水区外廓线)

3.1 模拟云场的气流特征

模拟结果揭示了山脉上空积云对流此生彼消的演变现象。模拟云场和风场的时间序

列演变示于图 3。可以看出，引入扰动泡后，山顶处很快有对流发展并形成一积云。该积云的入流气流主要源于东坡爬坡风。随这一云体发展，东西两坡爬坡风均得到加强。40min 时(09：20Z，图 3a)，山顶处积云厚度达 3km，云底高度为 3.6km ASL(1.2km AGL)。由图 3a 可以看出此时在西坡上空 2－5km ASL 高度上形成了较明显的背风坡波，波长为 26km。正是在这一波动和西坡爬坡湿空气共同作用下，激发了西坡低坡上空又一对流云发展。这一阶段，这两个积云均较弱，较强的一个(山顶处)最大上升气流速度(参见图 7)仅 $7m \cdot s^{-1}$。

45min 以后，随潜热释放这两个积云发展很快。到 70min(09：50Z)，整体流场产生较大变化，两个发展旺盛的积雨云环流占主导地位。两积云内全部为上升运动，云下形成强辐合区。在它们腰部均发展出强的向西出流。然而，尽管此时积雨云强迫环流已经掩盖了地形强迫气流，但在原山背风坡波波峰附近又发展出两个新的小积云。这表明山地强迫在此时刻仍然起着一定的作用。

从 70min 至 90min(10：10Z)，最先发展的两强积云维持较强的上升运动(图 7)，而新发展的两个积云受强积云的外部补偿气流抑制，趋于消散。特别是位于两强积云之间的弱对流，由于受到两侧积云的共同压制，在 90min 前就已完全消失(图 3c)。在中对流层，因山顶处积云腰部(向西)出流与山腰上强积云的顶部(向东)出流相遇，在这两积云间形成一明显的环流圈，并在山腰积云东侧形成阻塞下沉。由于山脉上空积云(主要是两个强积云)引起较强的向上质量输送，在 3.5km ASL 以下，西山脚(低坡)和山东高坡上分别形成了两支较强的爬坡气流。西侧的一支含有充沛的水汽，东坡的强爬升气流越山后易于加速下沉，因此利于激发新对流发展。从 120min(10：40Z)云场分布(图 3d)可以看出，一新对流在西坡高坡生成。其云底较低，上升区较宽(云水平尺度大)。原两强积云中只有山顶处的一个继续维持发展，另一个主要受下沉气流控制，趋于消散。

由模拟的各个积云演变过程可知，由于对流层中下层风速和垂直风切变较小，各对流云块均直立发展，移动极小。

3.2　云微物理结构及其演变

地形强迫环流和积云热力环流相互作用不仅控制着山地云场的整体结构和演变，还在很大程度上影响积云内部降水发展的微物理过程。图 4 为相应于图 3 各时刻的积云微结构。可以看出，40min 前云体内只有云滴(图 4a)，至 70min(图 4b)，山顶处的积云趋于发展成熟，云顶已进入对流层顶。云中雨水一部分由暖雨过程(云水自动转化)形成，另一部分源于冷雨过程(雹和霰的融化)。云顶部因对流层顶处强西风作用形成深厚云砧。云砧上部以冰晶为主，下部以霰粒为主。云中主要降水粒子(雹和雨)主要集中在云上升轴上，即云水存在区。值得提出的是，与高层云砧中霰粒分布对应，雹粒中心明显偏离云水中心，位于其东。此外，许多有雹的区域没有云水。这表明该积云不会形成大雹块。此时山腰上另一强积云尚处在发展阶段，其内雨水也初生于暖雨过程，云顶已经开始冰晶化。另外两个弱积云仅凝结出少量的云滴。

90min 时(图 4c)，山腰处积云的微物理结构与 20min 前山顶处积云非常相似，仅降水区稍宽一些。这表明该云块降水发展的微物理过程与山顶处积云也较为接近。此时山顶处积云较为强大，云砧、降水区和云水区均明显拓宽。云中雨水仅依赖于冷雨过程增长，且

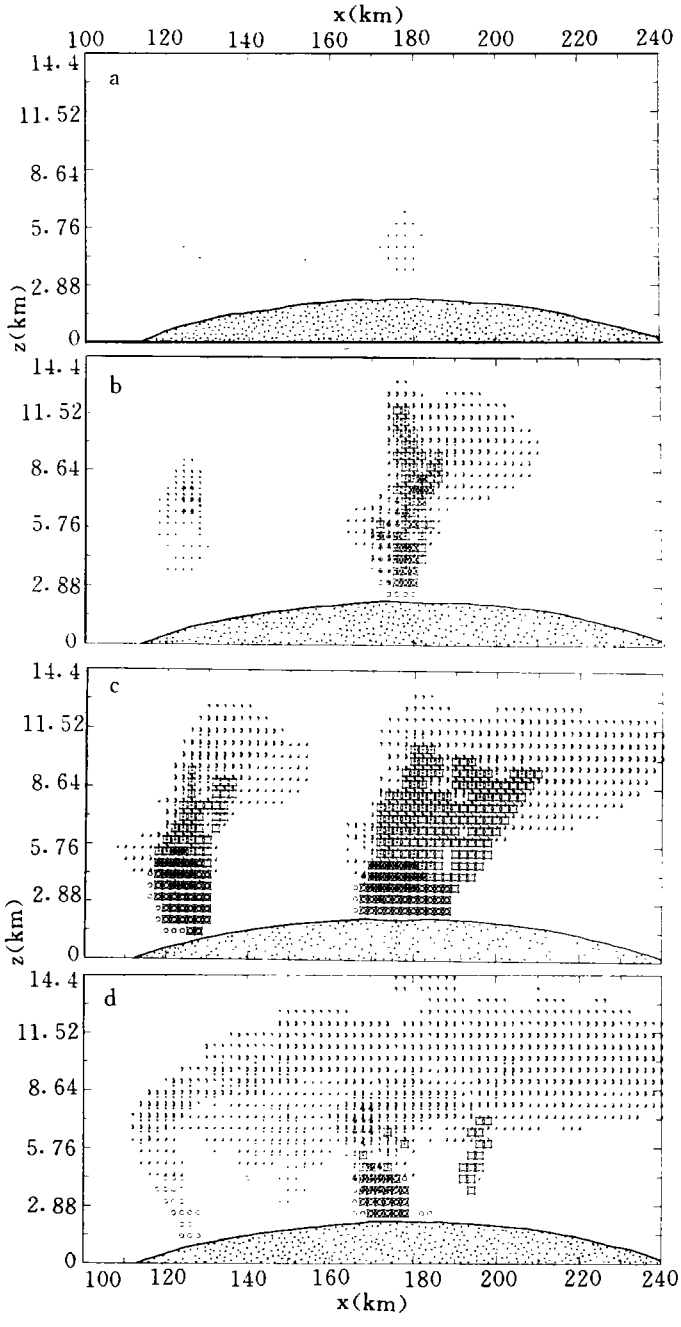


图 4 东西截面二维模拟山上对流的云微物理结构

(a. 40min, b. 70min, c. 90min, d. 120min. 实心点表示云水，空心圈表示雨水，单引号表示霰，逗号表示冰晶，四角形表示雹)

有两个雹块增长源地。其一位于云中心轴区，另一个在云砧内霰和云水共存区。从山腰处的积云中雹分布能更明显看出云砧内霰粒增长成雹的特点。这一机制导致地面降水区较

宽而降雹尺度较小。

到120min，山腰处积云已停止生长，仅上层存在少量云水。但其云砧已经与山顶处积云相结合。由此时的云微物理结构(图 4d)能看到山地积云间许多云微物理相互作用现象。首先，在云砧中霰粒增长，山顶处积云云砧下部发展出一个新雹区；其次，由于山腰处积云云砧内大量霰粒落入山高坡上新生积云中，对其产生较强的自然引晶效应。该新生云块正处在旺盛发展期，云内液水丰富，云底较低。其内雨水(虽然区域很小)明显是由"SEEDER－FEEDER"机制形成。可以预测，这种引晶作用对该新生积云未来发展一定有较大影响；再者，由于山顶处积云内仍维持较强的上升运动，山腰处积云云砧也会对其降水发展产生一定的影响。

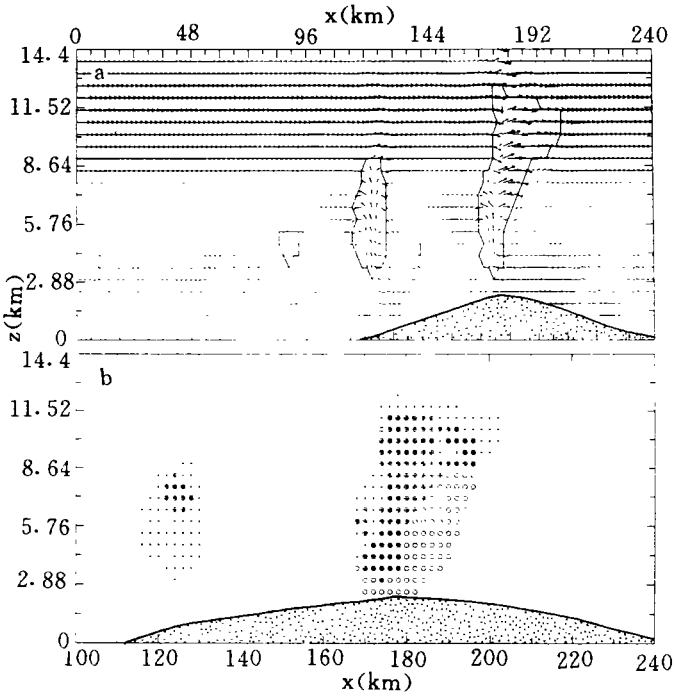


图 5　　WCP 模拟至 70min(09:50Z)时环流和云微物理场

3.3　模式微物理参数化效应

在前面的模拟中，我们采用了 MBG 模式的雹云微物理参数化(HCP)湿过程处理方案。该方案考虑水汽、云水、雨水、冰晶、霰粒和雹块 6 种水元间 27 个微物理转化过程，对降雹强对流等过程有较细致的模拟能力。但该方案计算复杂，计算消耗也较大。作为一个敏感性试验，我们用仅考虑水汽、云水和雨水三种水元暖雨过程的计算简便的暖云微物理参数化(WCP)对该例进行模拟，并以此探索冰相过程对 ASIR 山区降水发展的作用。模式的其它设置与前相同。

比较模拟结果，我们发现在相应模拟时段，WCP 模拟的环流结构、积云场及其演变与 HCP 模拟非常相似。图 5 为 WCP 模拟至 70min(09:50Z)时环流场和云微物理场，与图 3b 比较，很难分辨出两者风场的差异。此时两者的云场和云垂直尺度也较接近。这些特征一直保持到模拟结束。因此，可以说冰相效应(潜热和拖曳力)没有产生明显的有组织的动力响应。究其原因可能是由于云中只有小雹生成，其降水拖曳作用与雨水相近。然而，值得指出，冰相过程潜热释放对积云发展强度有一定促进作用，从图 7 可知，采用 HCP 模拟积云的最大上升气流比采用 WCP 模拟的大 2—5m·s^{-1}。

采用不同湿过程参数化模拟的积云降水增长过程差异较大。WCP 方案模拟云中只有液相存在，降水发展主要依赖于雨滴扫并云水。因此，在无云水的饱和区，当云滴谱拓宽度不足以启动云水自动转化时，则云水无汇，仅随气流平流和随湍流扩散。这一现象在模拟积云中广泛存在，导致 WCP 模拟云的水平尺度(云宽)比 HCP 模拟的相应积云明显高估，且有更多的云水被输送到云砧里。比较图 5b 和图 4b 能清晰地看出这一特点。WCP 方案的这一缺陷对模拟云的降水增长和降水效率以及地面降水类型也有显著的影响。因此为较准确地研究这类山区降水特点和作定量降水预报，尤其是对 ASIR 山区春夏季人工降水潜力(SACPEX 计划的主要目的)作出评估，采用 HCP 方案是很必要的。

3.4 CCN 浓度和地形方案的影响

Vali[12]观测表明，在 ASIR 山区对流云中，云凝结核(CCN)浓度比其它地区高得多。在前边的模拟中，我们采用了中国北京地区观测的 CCN 浓度。该浓度值约相应于云滴滴谱拓宽系数

$$F_C = \frac{(\rho^2 Q_C)^2}{120\rho Q_C + 1.6 D_n b}$$

中的 $D_n b = 1200$。前面的模拟分析指出，模拟云中暖雨过程(云水自动转化为雨)对降水有一定贡献。这与观测不一致。飞机外场观测表明该区春夏季对流过程中暖雨过程很少发生。为了探讨这一问题和研究该区 CCN 浓度在降水发展过程中的作用，我们取沿山脊走向(南北方向)的截面，用山顶探空(Khamis)作模式水平均匀初值，进行两个二维模拟试验。其一仍取 $D_n b = 1200$，并简记为 B12；另一个取 $D_n b = 3000$，记为 B30。

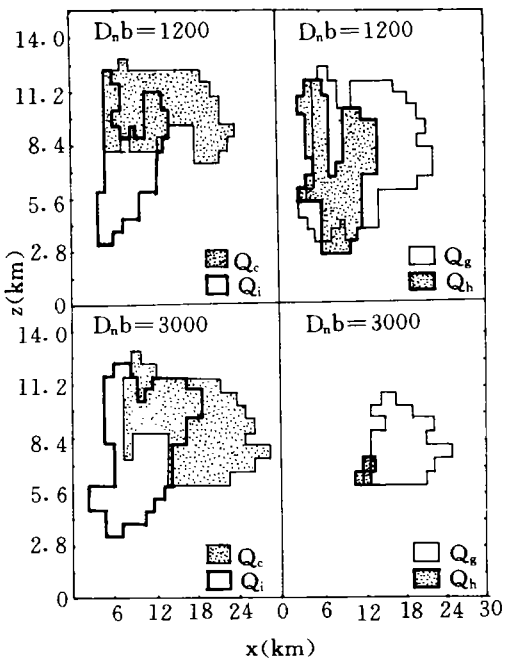


图 6 采用不同的 CCN 浓度南北方向截面二维模拟至 36min 时的微物理结构
(Q_c：云底比水量，Q_h：冰雹比水量，Q_g：霰比水量，Q_i：冰晶比水量)

由于没有考虑地形影响，且模式底边界为相应于山顶高度的光滑水平面，所以，在近山顶气层中的强不稳定能量易于集中释放。计算结果与前述东西截面不同，模拟时段内仅有一个积云发展，且其上升速度也比观测积云大许多(极大达 32m·s^{-1}，参见图 7)。这表明考虑地形作用的重要性。尽管如此，

我们认为进行 CCN 效应比较仍然是有价值的。

比较 B30 和 B12 两例的微物理结构，我们发现两个重要特点，即：a. 尽管模拟积云的上升气流高估，但在 B30 试验中一直没有发生暖雨过程。这是因为较高的 CCN 浓度导致云滴滴谱较难拓宽，从而云水自动转化未被激活，导致在冷雨过程发展前无大滴生成，云水只能通过冰相转化为降水。与之相反，B12 例在模拟到 20min 时，雨水就已经出现在冻结高度以上的云中，表明暖雨过程很活跃；b. 由于 B30 例中云水丰富，雹块数少，利于雹快速增长和迅速下落形成地面降雹。在模拟至 36min 时（图 6），B30 模拟云中仅剩余极少量的雹块和霰粒。而 B12 例中因暖雨起动导致大量雨滴冻结成霰，消耗较多云水，并形成浓度较高的雹胚。高浓度雹块互相竞食云水，均难以长大。这样，它们落速较小，在云中生存时间较长。因此，在 36min 时，B12 例中雹区和霰区均较大（图 6）。

4　与观测比较

总体上看，下述模拟结果与外场观测相当一致：

（1）地形强迫和积云对流环流复杂的相互作用形成了多变的山地积云场，并控制其演变。云场展示出 Vali 观测发现的“多泡”，“自然播撒”等特征。

（2）山顶处积云在山两侧爬坡气流共同作用下发展最旺盛，生命最长，并趋于维持。与卫星云图观测相同。

（3）模拟积云单体最大上升气流一般均小于 15m·s^{-1}，仅峰值上升速度在短时段内达 19m·s^{-1}（图 7）。

（4）降雹区较宽，但降雹尺度较小。

（5）发展较强的对流云表现为窄而高，顶部达对流层顶。云水平尺度一般为 10－15km。

由于未考虑山东坡沙漠地表的太阳加热作用，在模拟时段（即 09:00Z－10:40Z）模拟积云对流群仅出现在山脉西坡，没有模拟出积云群向东坡扩展的现象。

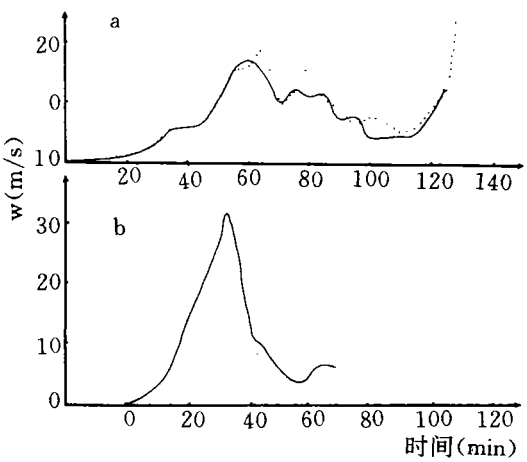


图 7　过 Khamis 的东西(a)和南北(b)截面二维模拟积云(群)内最大上升气流时间演变
(a 中，实线为采用 WCP 方案模拟结果，点线为采用 HCP 模拟结果)

5　结论

通过模拟 SACPEX 计划中 ASIR 山脉春夏季对流云个例和进行特定的模拟试验，得出如下结论：

（1）模拟检验了我们建立的 CAMS/PRC MBG 模式对大山脉上空积云场和强迫环流的较强模拟能力。

（2）模拟展示了地形强迫，对流及环境气流间相互作用的动力效应，揭示出其在 ASIR 山脉西山坡云场演变过程中对各对流单体激发、生命、强度、尺度和降水发展机制的各种作用特点。

(3) 模拟云场及不同位置积云演变,云宏微观特征(如生命史、尺度、顶高、上升气流速度和降水型式等)与SACPEX 观测一致,与Vali 分析的基本机制相符。地面降水面积大但降雹尺度小。

(4) "SEEDER－FEEDER" 降水机制普遍存在于 ASIR 山脉对流降水过程中。它对后期新生对流和山脊处长生命对流降水发展有较大影响。

(5) 采用 HCP 湿过程方案模拟的积云群微物理发展比 WCP 模拟的更细致更合理,可用于预报降水类型和评估人工增水潜力,但其模拟的动力场特征与 WCP 模拟的极相似。冰相潜热仅使积云内部上升速度增长 2－5m·s^{-1},没有改变有组织的环流结构。

(6) ASIR 山区高浓度 CCN 使该区对流降水主要依赖于冷雨过程增长,导致地面降水常常以冰相为主。模拟表明积云中过冷水相对较为丰富,有一定增雨潜力。

最后,应该指出的是由 09Z 观测的山坡上水汽含量难以形成观测的积云场。起先我们认为在坡上施加的水汽扰动可能偏大,但计算表明这样模拟的积云云底比观测的仍高一些。这表明未来采取更细的模式分辨率,作细致的边界层水汽输送和地面加热的三维数值模拟是必要的。

参考文献

[1] Marwitz J D. The kinematics of orographic airflow during Sierra storms. J Atmos Sci. 1983. 40: 1218－1227.

[2] Fuller J G. Poison that fell from the sky. Randon House. New York. August 1977. 191－136.

[3] Sakakibara H. Heavy rainfall from very shallow convective clouds. J Meteor Soc. Jap. 1981. 59: 387－394.

[4] Smith R B and Lin Y L. The addition of heat to a stratified air stream with application to the dynamics of orographic rain. Quart J Roy Met Soc. 1982. 108: 353－378.

[5] 丁一汇, 蔡则怡, 李吉顺. 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨的研究. 大气科学. 1978. 2: 276－289.

[6] 俞章孝, 翟国庆. 1991 年 7 月 5 日黄山地区大暴雨的数值模拟. 国际暴雨洪涝学术讨论会. 1992. 中国. 安徽. 黄山.

[7] 葛润生. 强切变对流过程中风暴回波的特征. 强对流天气文集. 北京: 气象出版社. 1982. 12: 114－121.

[8] Vali G. Mixing phase convective clouds－－ASIR mountain case (CASE3. 2). A distribution for 3rd International Cloud/Mesoscale Modelling Workshop. 1992a.

[9] 刘玉宝, 周秀骥, 胡志晋. 三维弹性套网格中尺度(BETA-GAMMA)大气模式. 气象学报. 1993. 51 (3): 369－380.

[10] 刘玉宝, 周秀骥, 胡志晋. 三维弹性套网格中尺度(BETA-GAMMA)大气模式的检验和实例研究. 气象学报. 1993. 51 (4): 473－484.

[11] 胡志晋, 邹光源. 大气非静力平衡模式和弹性适应. 中国科学. B. 1991. 5: 550－560.

[12] Vali G. Precipitation processes in mountain cumulonimbus over the Asir region of Saudi Aribia. Preprints of the 11th Inter Conf on Cloud and Precip. Aug. 17－21. 1992. Montreal. Canada. Vol. 1: 256－257.

A NUMERICAL SIMULATION ON DYNAMICS AND MICROPHYSICS OF CONVECTIVE PRECIPITATION OVER MESO-SCALE MOUNTAIN

Liu Yubao　Hu Zhijin　He Guanfang　Zhou Xiuji　Ge Runsheng

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, SMA, Beijing, 100081)

Abstract

With certain channels of the non-hydrostatic MBG (Meso-Beta-Gamma) model of CAMS/PRC, the May 3, 1990 precipitation processes over Asir mountain was two－dimensionally simulated. The results showed complicated features and mechanisms of the convection development, involving the dynamic and microphysical interactions between the clouds and orographic forcing. The distribution, evolution, sizes, top heights, updrafts and precipitation growth etc. of the modelling cumulonimbus clouds were generally consistent with field observation of the SACPEX projects. In addition, certain sensitive experiments on microphysics were also taken.

Key words: Non-hydrostatic model, Meso-scale, Precipitaion, Microphysical structure of cloud.