

三维中- β 尺度模式研究: 一次气旋暖区锋 生活的中尺度结构的数值模拟试验*

许焕斌

王思微

(北京应用气象研究所, 北京, 100029) (中国气象科学研究院, 北京, 100081)

提 要

设计了一个中- β 尺度数值模式, 并用来试验模拟一次京津地区暖区锋生降水过程。其结果不仅给出了暖锋式锋面垂直环流(热力直接环流), 而且还给出了叠加在其上的次级中尺度环流结构。这说明该模式具有研究中- β 特征运动的能力。

关键词: 中- β 尺度模式, 模拟试验, 锋面垂直环流, 次级中尺度环流。

1 引言

观测事实表明, 灾害性天气过程, 常常具有中- β 尺度结构, 因而探讨中- β 尺度结构的形成有助于抓住灾害性天气过程。直观地看, 比中- β 尺度大的系统, 由于质量连续性的约束, 整体垂直运动很难达到 1m/s 的量级, 天气过程一般不甚强烈; 而尺度比中- β 小的中- γ 尺度系统, 垂直运动虽可以很强, 但特征时间短, 特征尺度小, 单个的中- γ 系统, 难以造成大面积灾害。而对中- β 系统, 垂直运动可以相当强, 尺度也足够大, 维持时间也较长, 能够造成大范围恶劣天气。特别是中- α 尺度系统中有中- β 结构; 或由中- γ 尺度活动组织成中- β 系统, 更是造成大面积灾害的原因。因此, 中- β 尺度结构的形成已成为大气科学的前沿研究问题之一。

在中- β 系统的研究中, 探测研究要先行, 同时需用动力学方法去探索中- β 的动力特征和形成条件, 还需要用计算物理方法, 去建立数值模式, 进行数值模拟, 这不仅可以补充观测信息中的不完整和不确定性以及避免理论研究中的分析求解的困难, 还可以包容观测和理论研究的成果, 成为一个更为完整的物理数学体系, 可以用之去模拟, 也可以去作数值试验。因而建立和运用中- β 模式就很有必要了。

中- β 模式, 由于其尺度达到百公里量级, 其活动范围可达到千公里量级, 因而已不能像中- γ 模式那样, 在控制方程中略去科氏力; 且不能认为环境场是水平均匀的; 也不能像大尺度模式那样, 采用准静力假定, 认为运动是准水平的。所以中- β 模式的控制方程, 应尽可能力求用最完整的; 应当包括地形、地表状态、近地层过程、湍流混合过程、辐射加热以及云物理过程等, 作为第一步, 起码要有地形作用和云物理过程。另外, 中- β 系统的产生, 呈现出多种机理, 如中- β 尺度特征运动; 中- γ 系统的 β 尺度组合(组织机制); 波与波之

* 1991 年 11 月 8 日收到原稿, 1992 年 9 月 10 日收到最后修改稿。本文得到国家自然科学基金资助。

间的相互作用;中- β 尺度的外力强迫等等。近来的研究发现⁽¹⁾,中- β 结构可以在比它大的运动尺度中产生,即降尺度现象;也可以由比它小的尺度运动来诱发,即升尺度现象。为了使模式能对上述种种机制有一定的描述能力,计算方法上要注意保留各种尺度波动的信息。由于考虑到在对流强烈的天气系统中,所激发的小尺度波动太强,以致于有可能淹没我们所关心的中- β 结构,为此,模拟了一个对流不强但降了大到暴雨的1990年4月30日的个例,作为考查模式对中- β 结构模拟功能的尝试。

2 模式

模式方程组使用了全弹性原始方程⁽²⁾,并加入了地形^(3,4),还考虑了大尺度背景场的不均匀性,并把气压场分解为两部分,即静压力场 \bar{p} 和扰动压力场 p' 。鉴于 \bar{p} 的水平梯度远小于垂直梯度,除在水平运动方程中予以考虑外,其他方程中均可略去,这种省略经个例试验比较并未引起明显差别。

\bar{p} 的给定及 \bar{p} 的变化用了类似于周晓平在暴雨模式(AMHR)⁽⁵⁾中所使用的方法。

方程表达式如下:

坐标系: $X = X^*, Y = Y^*, Z = Z^* = H(Z - Z_s)/(H - Z_s)$

H 为模式顶高, Z_s 为地形高度,在 X, Y, Z^* 坐标下的方程组为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w^* \frac{\partial u}{\partial z^*} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{1}{\rho} G^{13} \frac{\partial p'}{\partial z^*} \\ & - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - \frac{1}{\rho} G^{13} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z^*} + fv + Du \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w^* \frac{\partial v}{\partial z^*} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{1}{\rho} G^{23} \frac{\partial p'}{\partial z^*} \\ & - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - \frac{1}{\rho} G^{23} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z^*} - fu + Dv \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w^* \frac{\partial w}{\partial z^*} - \frac{1}{\rho} G^{-\frac{1}{2}} \frac{\partial p'}{\partial z^*} + g \left(\frac{T_v}{T_w} - \frac{p'}{p} - \tau \right) + D_w \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p'}{\partial t} = & - \left(u \frac{\partial p'}{\partial x} + v \frac{\partial p'}{\partial y} + w^* \frac{\partial p'}{\partial z^*} \right) - \bar{p} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + G^{13} \frac{\partial u}{\partial z^*} \right. \\ & + G^{23} \frac{\partial v}{\partial z^*} + G^{-\frac{1}{2}} \frac{\partial w}{\partial z^*} \left. \right) + \frac{\bar{p}}{T_w} \left(\frac{\partial T_v}{\partial t} + u \frac{\partial T_v}{\partial x} + v \frac{\partial T_v}{\partial y} \right. \\ & \left. + w^* \frac{\partial T_v}{\partial z^*} \right) - w G^{-\frac{1}{2}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z^*} + Dp' \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w^* \frac{\partial \rho}{\partial z^*} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + G^{13} \frac{\partial u}{\partial z^*} \right. \\ \left. + G^{23} \frac{\partial v}{\partial z^*} + G^{-\frac{1}{2}} \frac{\partial w}{\partial z^*} \right) = 0 \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w^* \frac{\partial T}{\partial z^*} \right) - r_a w + \frac{P_r}{\rho} \\ & + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + u \frac{\partial p'}{\partial x} + v \frac{\partial p'}{\partial y} + w^* \frac{\partial p'}{\partial z^*} \right) + D_T \end{aligned} \quad (6)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -u \frac{\partial Q}{\partial x} - v \frac{\partial Q}{\partial y} - w^* \frac{\partial Q}{\partial z^*} + P_Q + D_Q \quad (7)$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} = -u \frac{\partial \tau}{\partial x} - v \frac{\partial \tau}{\partial y} - w^* \frac{\partial \tau}{\partial z^*} + P_\tau + D_\tau \quad (8)$$

$$w^* = uG^{13} + vG^{23} + wG^{-\frac{1}{2}} \quad (9)$$

$$\tau = w_C + w_R + w_I + w_S + w_F + \dots \quad (10)$$

$$D_\alpha = K_M \left\{ \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + [(G^{13})^2 + (G^{23})^2 + (G^{-\frac{1}{2}})^2] \frac{\partial^2}{\partial z^{*2}} \right\} \quad (11)$$

$$G^{13} = \frac{\partial z^*}{\partial x} = \frac{H}{H - z_i} \left(\frac{z^*}{H} - 1 \right) \frac{\partial z_i}{\partial x} \quad (12)$$

$$G^{23} = \frac{\partial z^*}{\partial y} = \frac{H}{H - z_i} \left(\frac{z^*}{H} - 1 \right) \frac{\partial z_i}{\partial y} \quad (13)$$

$$G^{-\frac{1}{2}} = \frac{\partial z^*}{\partial z} \quad (14)$$

其中 r_d 为干绝热递减率, T_v 为相当于环境的扰动虚温, P_α 为发生率, $\alpha = (T, Q, \tau)$ 。

计算方案和积分步骤见文献[2], 地形可用真实的或给定的, 本文用了真实的。

云的微物理过程, 可根据不同要求调用不同的子程序来实现不同的方案, 这些方案可参见文献[6—8]。本算例使用简化了的文献[8]中所述的方案, P_α 在调用该子程序中给出。

3 个例的天气概况和计算区域

1990年4月30日到5月1日, 在中国东部出现一次大面积降水过程, 据分析南北各有一个系统。北部的降水主要是由于气旋暖区的锋生活动。京津地区日降水量达大到暴雨, 20时至次日02时的6h降雨达27mm。主要天气形势是: 在京津地区上空, 4月30日20时至5月1日08时(北京时间, 下同), 500hPa和700hPa等压面上有西风槽过境; 850hPa等压面上为一个倒槽。京津地区位于地面冷锋前暖区内。3000m以下, 从山东半岛到河北北部有强的东南风, 暖平流明显。在这种形势下, 诊断计算给出的锋生函数值的分布, 在京津地区低层和中层出现了正值中心, 在这里发生了一次暖区锋生降水过程。

计算区的选定, 主要是针对北部降水系统, 由于偏南暖湿气流对降水发展的重要性, 计算区的中心不在实况降水中心, 而是明显地向南移动了, 中心在37.5°N, 116.5°E, 水平格点数在南北和东西向皆为100个点, 格距为10km; 垂直向为30个点, 格距为0.5km。底层各格点的科氏力参数 f 、地图放大系数和地面海拔高度先用客观分析程序给出。空间各格点的温度、露点、气压、风向和风速, 在输入规定层和特性层资料后, 用客观分析程序给出, 作为输入模式的初值场。积分的大时间步长为20s。本算例由1990年4月30日20时积分到5月1日02时, 计6h。

4 模拟试验结果和讨论

(1) 从预报的6h降水结果与实况降水分布对比来看, 京津地区的降水区从中心到外沿两者都有大片的叠合, 但是, 模式降水区偏向西南, 且面积较小。偏南的主导原因可

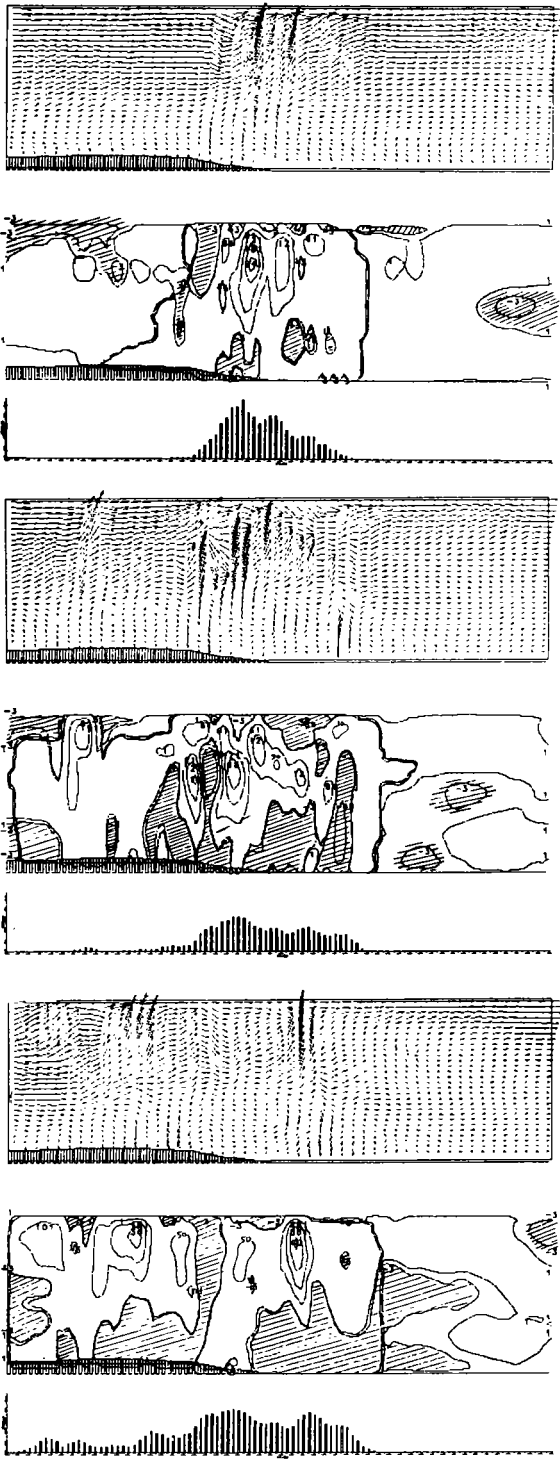


图1 沿东西 ($I=70$) 各要素垂直剖面结构图
(上 $t=2$ 小时, 中 $t=4$ 小时, 下 $t=6$ 小时)

以归因于北部边界的影响, 偏西则可以归因于固定边界的影响。对比来看, 南部的降水区比实况更偏北, 边界影响更明显, 因为南边界正处于切变线上, 使南部流场的辐合性质发生了变化。

(2) 天气结构的垂直剖面及分析。图1给出了不同时刻过北京的东西 ($I=70$) 向的垂直剖面, 各图的上栏为流场, 中栏为垂直速度、云和降水区外轮廓线, 下栏为降水分布直方图。图中, 影区为下沉气流区, 非影区是上升气流区, 实空相间线给出云雨外轮廓线; 风矢量中的垂直分量被放大了, 风矢起点间的距离是 20km , 上中两栏底层的柱状线区是地形。从图上可明显看到垂直气流场的中- β 结构, 例如在图1中, 可以看出在暖锋锋生地区, 有一个顺风斜升的上升区, 而在其下部有一个逆向的下沉区, 构成了锋区的热力直接环流; 在这个环流上, 叠加了比其尺度小的尺度为几十公里的次级环流。这种结构与 Bennetts 等人⁽⁹⁾给出的理论、观测和实例研究结果是相当一致的。而且可以看到, 对应着上升气流泡, 下面有较大的降水量, 有雨带状结构。这些上升泡虽然位置和强度随时间在变化着, 但集中在 $300\text{--}500\text{km}$ 的区域内, 这也是低层的辐合锋生区和高层的冷槽区, 有着产生这种结构的大气环境。

在过天津的南北 ($J=58$) 剖面上可以看出, 在北侧有着与图1相似的结构, 而且南北各有一个降水区。在 $t=1\text{--}3\text{h}$, 南风甚强, 而在后期南风减弱了。

(3) 为了分析上述流型的尺度特

征,图 2 给出了在模拟 2h 的东西剖面上第 20 层的垂直运动的波形图。从图上可以看到在水平波长为 150—300km 的基波上,叠加着多个 30—70km 的波动。有的明显地属于中-β 特征运动,有的则是属于重力波的尺度。游来光等^①多位作者对自由大气中波动观测的资料也支持图 2 中有两种尺度特征运动的看法。

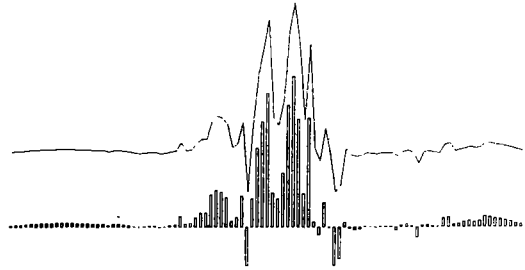


图 2 在东西剖面上, $L = 20$ 的垂直运动波形图
(上为曲线波形,下为直方图波形,直方向上为上升气流,直方向下为下沉气流,直方向距为 10km, $t = 2h$)

(4) 图 3 给出了东西剖面的初始场的 θ_w 和 M (绝对动量) 分布图,图中 θ_w 与 M 线近于平行的地方,存在着

条件对称不稳定。把图 1 与图 3 对比,可以看出,上升泡活跃的地区与条件对称不稳定区对应着,易于产生中-β 特征运动。从图 3 还可以看到,在中间部分,从 θ_w 的分布来看,自上而下,有着不稳定—稳定—中性层结的多次交替出现,总的平均层结是接近于中性或弱不稳定。在低层有辐合抬升时,易于发生深厚的上升泡,这种泡的尺度是比条件对称不稳定的特征运动要小。这些条件与图 1 出现的流型特征是相对应的,说明所模拟出的图象是可信的。

(5) 三维和二维模拟的比较

由于三维模式的计算量大,如果在主要降水区用二维模式来进行模拟计算,替代三维模式,看能否给出主要的环流特征是有意义的。为此,图 4 给出了在东西剖面上的二维模拟结果,与图 1 比较看出,暖锋上的热力直接环流相当明显,在其上叠加的波动也出现了,只在强度和分布上有些差异。这个例子说明,气流场具有二维特征的地方,用二维模式去了解天气系统的中尺度结构与三维模式的结果是相似的。

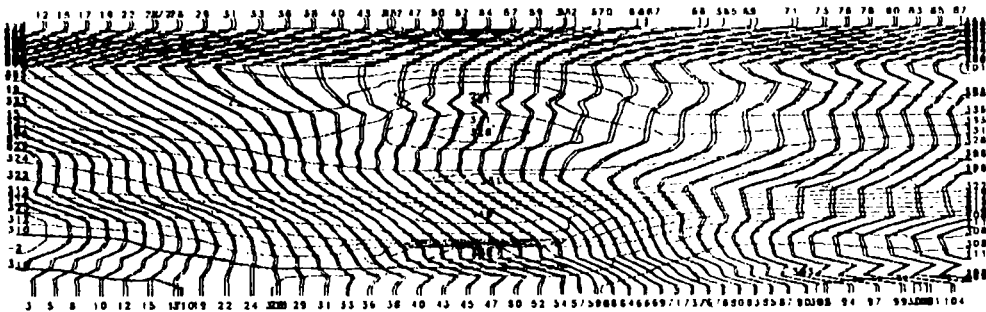


图 3 在沿 $I = 70$ 剖面的 θ_w (实线) 和 M (双实线) 的分布图

① 见游来光, 1990 年 Atkinson, Gedzelman 和 Rilling, 1981 年的资料。

5 结 语

通过这个例子的模拟试验来看,本文给出的中- β 尺度模式,在用常规天气资料作初始场的情况下,也能模拟出中尺度结构,说明该模式对中尺度特征环流有一定的模拟能力,给出的结果从动力学上来看也较合理,从北京气象台单站降水率随时间变化的波动尺度来看,有在6h的基波生叠有1—2.5h的次波,这与空间波动的尺度也是相当的。虽然没有找到其它实测资料来进一步佐证,但作为模式的第一次实例模拟试验,得到这个结果,也可以说是取得了有限的成功,值得以这个模式为基础,通过多个个例模拟试验,进一步考查模式的能力和缺陷,在克服缺陷中不断使模式获得改进和发展。就本算例来看,有两点需要考虑:

(1)虽然本例的计算区域有1000km,已几倍于中- β 的尺度,水平单向格点数也有100个,但背景天气尺度仍然大于或近于1000km,采用固定边界,使天气尺度的波动传播受到牵制,这一点在天气尺度的演变模拟中已表现出来。计算区域内大尺度形势的实况变化是:从4月30日20时到5月1日08时,850hPa天气图上由倒槽发展成一低压;700hPa天气图上,由槽内含一小低涡,发展成一低涡,涡南部是平直西风;系统在发展中向东南方移动。模式给出的流场变化趋势与实况变化是一致的,但移动偏慢约1/3;以3000m(约700hPa)流场为例,20—24时之间,流场与实况相似,北部发展成闭合气旋式流场,南部为平直西风;到5月1日02时,北部仍维持气旋式流场,但闭合中心已不明显,南部仍为平直西风。这些都说明在描述中- β 尺度天气系统中,要注意背景大尺度天气系统不被牵制变形,需要有一个中- α 尺度模式来提供合适的时变边界。

(2)本算例表明,大尺度天气观测网的资料,可以提供中- β 或中- γ 尺度天气发生的背景,虽然这种资料不具备完善的中尺度天气信息,但只要模式可以容纳和描述所激发的中尺度特征运动,是能够迅速呈现中尺度结构场的。这启示我们,虽然目前获得中- β 尺度天气实况资料是比较困难的,但是,利用大尺度资料和合适的数值模式仍可用于研究中- β 天气结构的。这些可由图1、图2、图4所给出的运动尺度得到印证。从模拟雨量分布也能看到,在一大片降雨区中,存在着一些百公里级的降水中心。

致谢:在选取算例中,承蒙范永祥、任泽君高级工程师的指导;吴正华研究员对个例的分析,弥补了作者在天气学上的不足。在此致以深深的感谢。

参考文献

- [1] Qin Xu. Conditional symmetric instability and mesoscale rainbands. *Quart. J Roy Meteor Soc*, 1986, 112: 375—384.
- [2] 许焕斌, 王思微. 三维可压缩大气中的云尺度模式. *气象学报*, 1990, 48 (1): 80—90.

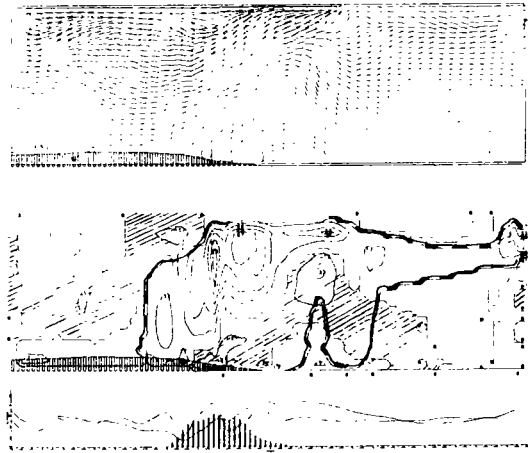


图4 沿 $I = 70$ 剖面的二维模拟结果分布图
(说明同图1见正文)

- [3] 许焕斌. 中- β 模式研究: 地形云的数值模拟. 计算物理, 1992, 9 (4): 731—734.
- [4] Durran D R, Klemp J B. A compressible model for the simulation of Moist mountain waves. Mon Wea Rew, 1983, 111: 2341—2361.
- [5] 周晓平. 有限区域四层原始方程模式试验 (摘要). 第二次全国数值天气预报会论文集, 科学出版社, 1980, 28—30.
- [6] 许焕斌, 王思微. 一维时变冰雹云模式 (一) —— 反映雨和冰雹谱双参数演变. 气象学报, 1985, 43 (1): 13—25.
- [7] 许焕斌, 王思微. 一维时变冰雹云模式 (二) —— 反映融化对雹谱双参数演变的影响. 气象学报, 1985, 43 (2): 162—171.
- [8] 许焕斌. 云中水凝物粒子体系的微结构及其演变的数值模式. 第二次全国计算物理会议论文, 湖南, 长沙, 1990, 8.
- [9] Bennets D A, Grant J R, McCallum E. Part I: Theory and observation, Part II: A case-study. Meteorol Mag, 1988/1989, 117: 357—370/118: 8—12.

A STUDY OF MESO- β SCALE MODEL: THE EXPERIMENTAL SIMULATION OF THE MESO-SCALE STRUCTURES GENERATING IN FRONTOGENESIS

Xu Huanbin

(*Beijing Institute of Applied Meteorology, Beijing, 100029*)

Wang Siwei

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

Abstract

A meso- β scale model has been designed through which a simulation test has been done for a frontogenesis. The frontal vertical circulation (thermal direct circulation) has been demonstrated and on which several subscale cells have superimposed. These characteristic motions are of meso-scale.

Key words: Meso- β scale model, Simulation test, Frontal vertical circulation, Sub-mesoscale cells.