

# 梅雨湿度锋上中尺度对流云团生成和发展的波捕获机制\*

许小峰<sup>1</sup> 高丽<sup>2,3\*\*</sup> Fei-Fei Jin<sup>3</sup>

1. 中国气象局, 北京 100081; 2. 国家气象中心, 北京 100081; 3. Department of Meteorology, University of Hawaii, HI, USA 96822

**摘要** 提出了一个适用于梅雨湿度锋上中尺度对流系统(MCS)生成和维持的惯性重力波捕获和增长机制, 并通过对一个梅雨湿度锋上的含有线性波动-CISK(第二类条件不稳定)过程的惯性重力波系统进行数值模拟加以验证. 结果显示: 在梅雨锋湿度锋区上引入波动-CISK机制, 在弱稳定条件和弱不稳定条件下, 随机扰动可以触发中尺度对流系统生成和发展; 随机扰动中的小尺度波动随时间衰减, 中尺度波动则在湿锋区中被捕获, 并得以维持和发展, 从而解释了在梅雨湿度锋区上常见的中尺度对流系统发生、发展的一个重要原因.

**关键词** 梅雨 湿度锋 中尺度对流系统 波捕获

在东亚副热带地区广泛存在着梅雨锋现象, 其中以江淮流域夏季梅雨锋最为著名和典型. 研究<sup>[1-6]</sup>表明, 梅雨锋伴随着大量强降水, 结构特征在东西方向上差别明显, 雨带常出现在梅雨锋偏南一侧, 且雨带内降水分布不均, 常伴有一系列中尺度暴雨雨团出现并缓慢向东移动. 这种具有类似尺度和特征的天气现象一般被称为中尺度对流系统(MCS). 每年汛期, 常有涡街式排列的 MCS 在梅雨锋上生成和维持, 并伴有一系列灾害性暴雨过程<sup>[7,8]</sup>.

随着各种高精度分析资料和高分辨率模式的不断发展, 国内外开展了大量有关 MCS 的研究工作<sup>[9,10]</sup>. 但总体来看, 研究仍以观测和模拟试验为主<sup>[11-23]</sup>, 基础理论工作相对较少<sup>[24-27]</sup>, 并且多侧重于梅雨锋—江淮切变线不稳定机制研究<sup>[24,25]</sup>. 对于梅雨锋上 MCS 如何形成和发展的机制问题, 早期倾向于从西风带扰动的触发考虑, 后来发展到基于惯性重力波传播的 MCS 触发机制, 并用以解释 MCS 中类似“上、下游效应”的“云团波串”现

象<sup>[28-30]</sup>. 但这些理论对于一种广泛存在的暖切变型梅雨锋仍有很大局限性. 在这种典型梅雨环流形势中, 伸展轴基本沿长江流域的变形场作用下低层首先形成一条明显的强湿度梯度带(称为“湿度锋”), 此时处在强降水出现的初阶段, 低空急流和切变线都还比较弱<sup>[31]</sup>.

为此, 胡伯威<sup>[26]</sup>引入了梅雨湿度锋上的 CISK, 初步分析了积云对流加热在 MCS 发展和传播中的作用, 水平风场切变不均匀性的影响也被考虑<sup>[27]</sup>. 本文将在此基础上提出一种 MCS 生成和发展的波捕获机制, 即考虑梅雨低层湿度锋上对流潜热释放所形成的一个惯性重力波的自然限制性波导, 并通过波动-CISK 机制生成发展了一组新的 MCS 波动.

## 1 一个梅雨湿度锋上的惯性重力波系统

针对所研究的基本问题, 我们首先引入文献<sup>[26]</sup>中的方程组如下:

2009-03-27 收稿, 2009-07-08 收修改稿

\* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 40575029 和 40705021)

\*\* 通信作者, E-mail: gaol@cma.gov.cn

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu = \frac{\partial \phi}{\partial y}, \\ \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + C_0^2 w = Q, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} - w = 0. \end{cases} \quad (1)$$

其中,  $u, v, \phi$  分别表示风速的  $x, y$  分量和位势高度;  $f$  是 Coriolis 参数;  $z = -\ln\left(\frac{p}{p_0}\right)$  为无因次虚拟高度;  $C_0^2$  是扰动垂直尺度为“均质大气高度”的重力波波速, 在整个对流层中近似为常数, 这里取为  $2500 \text{ m}^2/\text{s}^2$ .  $Q$  代表了对应于梅雨湿度锋中对流潜热加热的贡献项, 以此用来替代原方程组中的  $\mu w$  项 ( $\mu$  表示与湿度锋相联系的重力波波速). 为简化讨论, 我们在这里略去 Doppler 平流项, 垂直方向上采取第一斜压模结构, 可有

$$\begin{cases} u = u^*(x, y, t)\Phi(z), \\ v = v^*(x, y, t)\Phi(z), \\ \phi = \phi^*(x, y, t)\Phi(z), \\ w = w^*(x, y, t)W(z), \\ Q = Q^*(x, y, t)\lambda W(z). \end{cases} \quad (2)$$

将  $\phi$  和  $w$  代入(1)式中, 为削去垂直项, 需有  $\frac{\partial W}{\partial z} = W = \lambda\Phi$  和  $\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \lambda W$ , 这里  $\lambda$  为特征值. 于是得到

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} - \frac{\partial W}{\partial z} - \lambda^2 W = 0. \quad (3)$$

令  $W = e^{\frac{z}{2}} \sin\left(\frac{\pi}{H}z\right)$  为第一斜压模结构对应的垂直廓线函数, 将其代入(3)式, 可得  $\lambda = \sqrt{\frac{1}{4} + \left(\frac{\pi}{H}\right)^2}$ ,  $H$  代表无因次对流层顶高度常数, 这里取对流层顶为 150 hPa, 即由  $z$  的定义可知  $H \approx 1.9$ . 从而能够确定函数  $\Phi$  为

$$\begin{aligned} \Phi(z) = e^{\frac{z}{2}} & \left[ \frac{\pi}{H} \cos\left(\frac{\pi}{H}z\right) - \frac{1}{2} \sin\left(\frac{\pi}{H}z\right) \right] \\ & \left[ \frac{1}{4} + \left(\frac{\pi}{H}\right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}}. \end{aligned}$$

于是可整理得到如下方程组:

$$\begin{cases} \frac{\partial u^*}{\partial t} + \frac{\partial \phi^*}{\partial x} - fv^* = 0, \\ \frac{\partial v^*}{\partial t} + \frac{\partial \phi^*}{\partial y} + fu^* = 0, \\ \frac{\partial \phi^*}{\partial t} + C_1^2 \left( \frac{\partial u^*}{\partial x} + \frac{\partial v^*}{\partial y} \right) = Q^*, \end{cases} \quad (4)$$

其中,  $C_1^2 = \frac{C_0^2}{\lambda^2}$ , 表示对应于第一斜压模结构的重力波波速度.

通过上述垂直结构分解, 我们得到了第一斜压模结构的惯性重力波的水平和时间演变方程组, 这与我们所熟知的经典浅水波方程在形式上完全一致, 差别仅在于  $Q^*$ , 这里它代表了与梅雨低层湿度锋相联系的对流潜热释放. 在此基础上, 我们进一步引入一种时滞的波动 CISK 机制<sup>[32]</sup>, 即取

$$Q^* = -\Delta C^2 \int_{-\infty}^t \alpha(t-\tau) D(\tau) d\tau, \quad (5)$$

其中,  $\Delta C^2$  表示由梅雨湿度锋所引起的重力波波速变化;  $D$  表示风场散度;

$$\alpha = \frac{1}{A_a} (e^{-\sigma_2 t} - e^{-\sigma_1 t}),$$

$$A_a = \int_{-\infty}^t (e^{-\sigma_2 \tau} - e^{-\sigma_1 \tau}) d\tau.$$

其中,  $\sigma_1$  和  $\sigma_2$  是给定参量, 有  $\sigma_1 > \sigma_2 > 0$ ,  $1/\sigma_1$  代表小尺度对流云的生命周期, 典型值为 15—30 min;  $1/\sigma_2$  代表云质量通量对于触发中尺度质量通量脉冲的初始调整时间, 一般取为 2 min. 为了形象地描述波动对 CISK 的时滞触发机制, 图 1 给出了惯性重力波与 CISK 作用触发 MCS 波动的示意图.

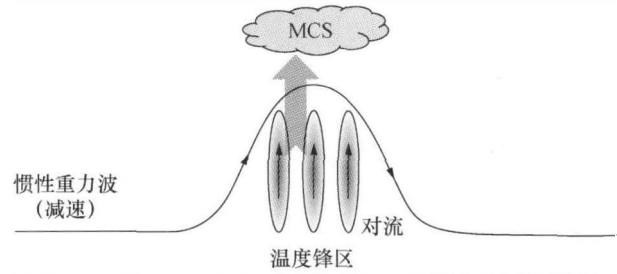


图 1 惯性重力波与 CISK 作用触发 MCS 示意图

如图1所示,考虑在某个区域中存在大量浅对流,传播过来的惯性重力波可能触发上升运动,并在一定的环境背景条件下发展成为MCS尺度波.需要指出的是,这里所谓的“一定环境背景条件”即是由梅雨湿度锋所引发的重力波波速变小情形.研究表明<sup>[26]</sup>,在湿区重力波波速会显著减速,可近似与低层湿度呈线性反比关系,而湿度梯度则会略微增大波速,因此,波速最小值应位于梅雨湿度锋区的偏南地带.另一方面,我们在这里考虑了有限的积云尺度,即在给定对流云的生命期和尺度下限(即最小为格点尺度)之后,波动-CISK机制将衰减掉小尺度的惯性重力波,仅仅具有一定尺度的MCS波动得到保持和发展.

将(5)式代入方程组(4),并将模式变量写成涡度和散度形式,从而得到一个具有波动-CISK和梅雨湿度锋联合机制的线性惯性重力波模式,方程组如下:

$$\begin{cases} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + fD = 0, \\ \frac{\partial D}{\partial t} - f\zeta = -\nabla^2 \phi, \\ \frac{\partial \phi}{\partial t} + C_1^2 D + \Delta C^2 \int_{-\infty}^t \alpha(t-\tau) D(\tau) d\tau = 0. \end{cases} \quad (6)$$

其中,  $\zeta$  和  $D$  分别代表涡度和散度.

设  $C^2(y) = C_1^2 + \Delta C^2(y)$  代表重力波波速,这里考虑理想湿度锋情况,即  $C^2$  仅在  $y$  方向发生变化,并有  $\Delta C^2 < 0$ . 实际上,  $\Delta C^2$  与低层湿度密切相关,在湿度极大值区域  $\Delta C^2$  达到最小,从而使重力波波速趋向于0. 为了简化问题并不失代表性,本文将设计使用一个理想化的  $C^2$  廓线,定义如下

$$C^2 = C_1^2 \left( 1 - \frac{1+e}{1+(y/l_y)^4} \right). \quad (7)$$

其中,  $l_y$  表示  $y$  方向尺度,即湿度锋宽度;  $e$  是常数,不同取值决定了系统的稳定性:当  $e > 0$  时,在  $y=0$  附近开始出现  $C^2 < 0$ , 系统(6)存在不稳定解;当  $e < 0$  时,有  $C^2 > 0$ , 此时系统(6)只存在稳定解.

## 2 数值模拟试验

对于(6)式所描述的系统,因(5)式积分项的存

在,使我们难以直接对方程组的解进行理论分析.作为一种选择,下面我们将基于方程组(6),按照  $C^2$  所定义的不稳定和稳定两种情形,对上述发展的惯性重力波模式进行时间积分数值试验,目的是检验其能否产生MCS解.

采用局地直角坐标系  $(x, y)$ . 积分区域取为  $2000 \text{ km} \times 2000 \text{ km}$  的矩形区域,为了便于表达,其中心纬度设为  $32^\circ \text{N}$  ( $f$  随之确定),起始经度设为  $110^\circ \text{E}$ ,地理上近似代表江淮流域,这种设置并不影响最终结论.正方形网格的分辨率取为  $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ ,使之能反映积云对流尺度运动.此外,时间积分采用蛙跳格式,  $x$  方向取周期边界条件,  $y$  方向设为固定边界,空间导数采取中央差分格式.

按照(7)式对  $C^2$  廓线的定义,取  $l_y = 400 \text{ km}$ ,图2给出了当  $e = -0.01$  和  $e = 0.1$  时  $C^2$  在纬度方向上的廓线.

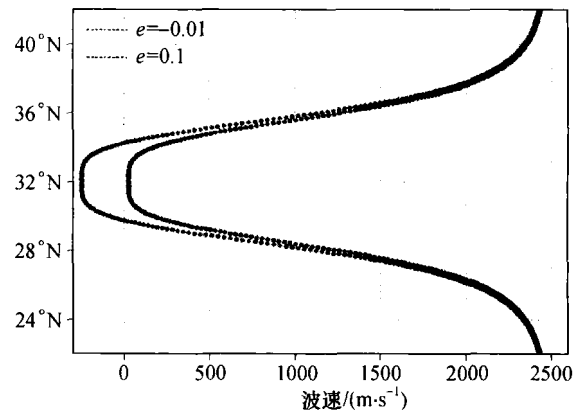


图2  $C^2$  的理想化廓线

可以看到,理想化的重力波波速廓线在梅雨锋低层湿度极大值区域接近于0(弱稳定)、甚至小于0(弱不稳定),我们认为在这一区域可形成波动的“陷阱”,中尺度波动将被限制在这里,从而为MCS波动在弱稳定条件和弱不稳定条件下的生成和发展提供了背景条件.

对于湿度锋上大量存在的对流运动,为了检验其能否在系统(6)作用下产生有组织发展的中尺度波动.我们设计了有针对性的数值试验方案:随机产生扰动场,将其作为初值放入模式中进行时间积分,考察在不同稳定性条件下系统数值解的形态.为此,初始随机扰动场定义如下:

$$\delta P_0^R(x, y) = P_c \sum_{\substack{k=-k_m \\ k \neq 0}}^{k_m} \sum_{\substack{l=-l_m \\ l \neq 0}}^{l_m} \cos\left(\frac{2\pi k}{L_x}x + \frac{2\pi l}{L_y}y + \text{ran}(k, l)\right).$$

它表示了含有各种空间尺度的波动以一种随机白噪声方式叠加在一起. 其中,  $P_c$  为量纲常数, 这里简单取为 1;  $L_x$  和  $L_y$  为  $x$  和  $y$  方向区域长度和宽度, 即 2000 km; 函数  $\text{ran}(k, l)$  为对应于某一尺度的位相随机发生器, 取值区间为  $[0, 2\pi]$ ,  $k$  和  $l$ 、 $k_m$  和  $l_m$  分别为  $x$  和  $y$  方向上的波数、最大波数; 初始扰动场的南北宽度取为 200 km, 所包含的最大波数均为 200, 即格点所能分辨的最小尺度. 图 3 给出了初始时刻积分区域的散度场扰动分布情况.

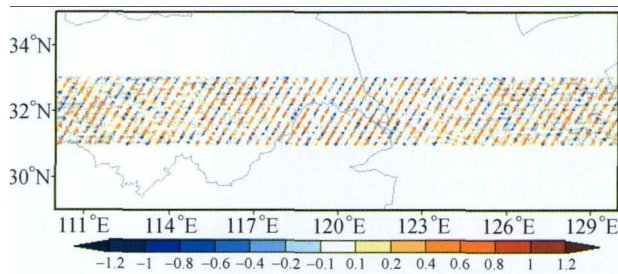


图 3 初始时刻散度的扰动场 ( $\times 10^3$ )

可见, 在初始扰动场中, 最小到最大空间尺度具有随机性的等权重分布. 这里将分别考虑弱稳定条件下和弱不稳定参数条件两种试验方案. 初始时刻, 将图 3 中扰动场作为散度初值, 而涡度和位势场均设为 0. 每次模拟试验积分时间为 24 h, 去掉前面 3 h 调整时间. 此外, 在模式积分过程中加入了线性阻尼项, 阻尼系数取为  $1/(2d)$ .

### 3 结果分析

#### 3.1 弱稳定条件

这里参数  $e$  取为  $-0.01$ , 此时  $C^2$  在中心纬度附近极为接近于 0, 但仍大于 9, 为稳定状态. 图 4 给出了弱稳定条件下积分到 24 h 的散度、涡度和位势的模拟场.

可以看到, 初始随机分布的对流尺度扰动, 已经被系统性地组织形成了具有中尺度特征的对流云团, 小尺度的扰动几乎完全被衰减掉. 在散度和涡度场上, 纬度方向大约存在 10—12 个波动, 经向

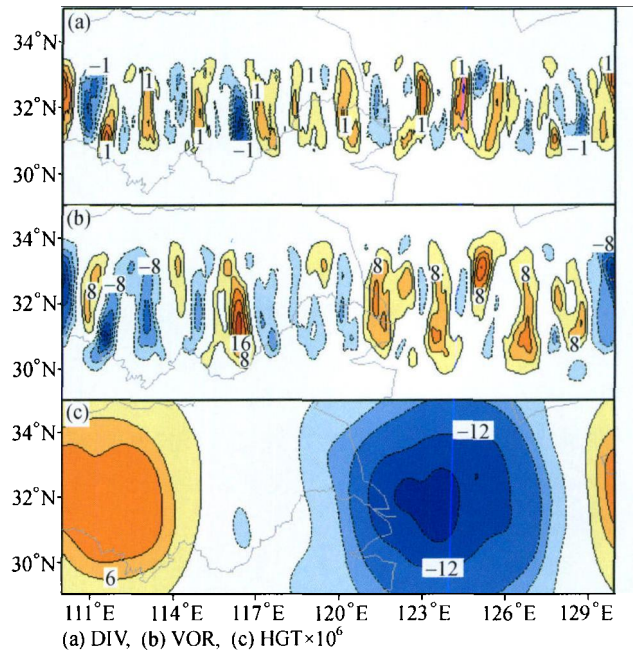


图 4 在  $e = -0.01$  弱稳定条件下模拟的 24 h

(a) 散度, (b) 涡度, (c) 位势场

波动被限制在梅雨湿度锋控制下的低重力波速区域内, 并已超出了初始扰动宽度, MCS 的空间尺度约为  $200 \text{ km} \times 200 \text{ km}$ . 而且, 不难看到, 散度场上辐合流对应着涡度场上的正值区, 而辐散流匹配着负涡度区. 位势场表现出 1 波的大尺度环流特征, 这在涡度场上也能分辨出来, 正涡度区倾向存在于低压区, 反之亦然.

#### 3.2 弱不稳定条件

这里参数  $e$  取为 0.1, 此时  $C^2$  在中心纬度附近小于 0, 会出现不稳定情形. 图 5 给出了弱不稳定条件下位势场、涡度和散度模拟场.

可以看到, 在弱不稳定条件下, 初始随机分布的小对流尺度扰动, 逐渐发展形成了具有 MCS 特征的对流云团. 散度和涡度场具有严格的反位相, 而位势与涡度场呈现反位相, 即低压对应于辐合流和正涡度区, 反之亦然. 发展起来的中尺度扰动在纬度方向大约存在 10—15 个波动, 经度方向波动也被限制在梅雨湿度锋的低重力波速区域内, MCS 的空间尺度约为 150—200 km. 相比于弱稳定条件下的结果, 这里呈现出经向波动分布的结构和更多空间尺度的对流性系统. 而且, 位势场表现出与涡度和散度一致的特征. 从强度上来看, 不稳定发展

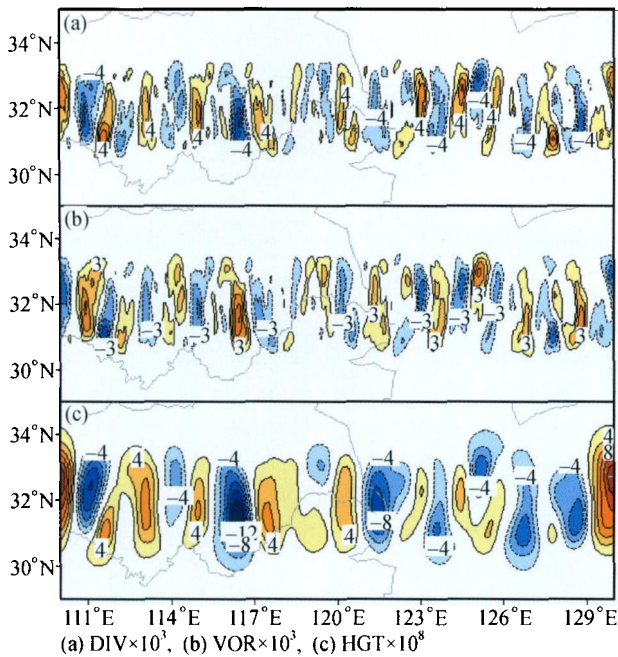


图5 在  $e=0.1$  弱不稳定条件下模拟的 24 h  
(a) 散度, (b) 涡度, (c) 位势场

的 MCS 具有比弱稳定条件下形成的 MCS 大得多的振幅。

总体来看, 无论是弱稳定条件还是弱不稳定条件下, MCS 波动都可以由综合考虑梅雨湿度锋和波动-CISK 机制模拟出来, 前者倾向于更快地衰减掉小尺度波动, 而后者倾向于促使中尺度波动更快地增长, 差别仅在于前者需要较大振幅初始扰动, 而后者可从小扰动发展而来, 从而初步证实了本文所提出 MCS 生成和发展机制的合理性, 解释了在梅雨湿度锋区上常见的中尺度对流系统发生、发展的一个重要原因。由于篇幅所限, 这里仅给出了特定  $e$  取值条件下的结果, 进一步的工作中将开展更为全面的模拟试验。

#### 4 结论

本文通过一个描述梅雨湿度锋上重力波“陷阱”的动力学系统, 来探讨考虑惯性重力波-CISK 框架下, 中尺度对流系统(MCS)解的存在性问题, 进而提出了一个 MCS 生成和发展的新机制: 在梅雨湿度锋背景下, 通过引入波动-CISK 机制, 随机初始扰动能够被系统性地重新组织, MCS 波动倾向于被捕获并得到发展。这一机制能够用来解释梅雨

湿度锋区常见 MCS 的发生和发展问题。

模拟研究表明, 在本文发展的第一斜压模浅水波模式中, 当系统处于弱稳定性或弱不稳定条件, 都可以产生 MCS 解。前者是通过衰减掉小尺度分量, 从而 MCS 波动得以保留下来; 而后者则是通过波动-CISK 机制的 MCS 尺度不稳定增长。MCS 的形态结构通过时间积分数值模拟得到, 虽然二者之间有一定差别, 但都具有小波数的 MCS 解特征, 只是在位相关系和发展强度等方面有所不同, 这与各自的尺度选择性机制密切相关。在本文所提出的新的 MCS 波形成和维持机制基础上, 进一步的理论和模拟试验工作很有必要深入展开。

#### 参 考 文 献

- 1 陶诗言著. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980, 225
- 2 Chen GTJ. Observational aspects of the Mei-yu phenomenon in subtropical China. *J Meteor Soc Japan*, 1983, 61: 306—312
- 3 Ding YH. Summer monsoon rainfall in China. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70: 373—396
- 4 Gao ST, Zhou YS, Lei T. Structural features of the Meiyu front system. *Acta Meteorol Sin*, 2002, 16(2): 195—204
- 5 丁一汇, 柳俊杰, 孙颖, 等. 东亚梅雨系统的天气—气候学研究. *大气科学*, 2007, 31(6): 1082—1101
- 6 郑永光, 陈炯, 葛国庆, 等. 梅雨锋的典型结构、多样性和多尺度特征. *气象学报*, 2007, 65(5): 760—772
- 7 Chen GTJ. Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-yu season. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70: 497—516
- 8 Chen SJ, Kuo YH, Wang W, et al. A modeling study of heavy rainstorm along the Meiyu front. *Mon Wea Rev*, 1998, 126: 2330—2351
- 9 Houze RA. Mesoscale convective systems. *Rev Geophys*, 2004, 42: RG4003, doi: 10.1029/2004RG000150
- 10 Zhou XP, Lu HC, Ni YQ, et al. A review of major progresses in mesoscale dynamic research in China since 1999. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21(3): 497—504
- 11 Zhang CZ, Uyeda H, Yamada H, et al. Characteristics of mesoscale convective systems over the east part of continental China during the Meiyu from 2001 to 2003. *J Meteor Soc Japan*, 2006, 84(4): 763—782
- 12 陶祖钰, 黄伟, 顾雷. 常规资料揭示的中尺度对流复合体的环境结构. *热带气象学报*, 1996, 12(4): 372—379
- 13 柳艳菊, 丁一汇, 赵南. 1998年南海季风爆发时期中尺度对流系统的研究: I 中尺度对流系统发生发展的大尺度条件. *气象学报*, 2005, 63(4): 431—442
- 14 柳艳菊, 丁一汇. 1998年南海季风爆发时期中尺度对流系统的研究: II 中尺度对流系统大尺度场的作用. *气象学报*, 2005,

- 63(4): 443—454
- 15 郑永光, 陈炯, 朱佩君. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征. 科学通报, 2008, 53(4): 471—481
- 16 程麟生, Kuo YH, 彭新东, 等. 中国暴雨中尺度系统发生与发展的诊断分析与数值模拟 I 诊断分析. 应用气象学报, 1993, 4(3): 3—14
- 17 程麟生, Kuo YH, 彭新东. 中国暴雨中尺度系统发生与发展的诊断分析和数值模拟 II 数值模拟. 应用气象学报, 1993, 4(3): 15—23
- 18 张庆红, 刘启汉, 王洪庆, 等. 华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟. 科学通报, 2000, 45(18): 1988—1992
- 19 许小峰, 孙照渤. 非地转平衡流激发的重力惯性波对梅雨锋暴雨影响的动力学研究. 气象学报, 2003, 61(6): 655—660
- 20 孙建华, 赵思雄. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及环境场研究 I 引发暴雨的 $\beta$ 中尺度对流系统的数值模拟研究. 大气科学, 2002, 26(4): 541—557
- 21 孙建华, 赵思雄. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及环境场研究 II 物理过程, 环境场, 以及地形对中尺度对流系统的作用. 大气科学, 2002, 26(5): 603—612
- 22 Zhu GF, Chen SJ. Analysis and comparison of mesoscale convective systems over the Qinghai-Xizang(Tibetan)Plateau. Adv Atmos Sci, 2003, 20(3): 311—322
- 23 Zhu GF, Chen SJ. A numerical case study on a mesoscale convective system over the Qinghai-Xizang(Tibetan)Plateau. Adv Atmos Sci, 2003, 20(3): 385—397
- 24 Wu RS, Fang J. Mechanism of balanced flow and frontogenesis. Adv Atmos Sci, 2001, 18(3): 323—334
- 25 Gao ST, Lei T. Streamwise vorticity equation. Adv Atmos Sci, 2000, 17(3): 339—347
- 26 胡伯威. 梅雨锋上 MCS 的发展、传播以及与低层“湿度锋”相关联的 CISK 惯性重力波. 大气科学, 2005, 29(6): 845—853
- 27 王晓芳, 崔春光, 胡伯威. 水平风切变强度不均匀相联系的 CISK 惯性重力波. 应用气象学报, 2007, 18(6): 760—768
- 28 Eom JK. Analysis of the internal gravity wave occurrence of 19 April 1970 in the Midwest. Mon Wea Rev, 1975, 103: 217—226
- 29 Uccellini LW. A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms. Mon Wea Rev, 1975, 103: 497—513
- 30 胡伯威, 潘鄂芬. 梅雨期长江流域两类气旋性扰动和暴雨. 应用气象学报, 1996, 2: 138—144
- 31 胡伯威. 江淮流域典型梅雨锋结构及其形成和维持的机制. 见: 丁一汇编. 1991年江淮流域持续性大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1992, 69—83
- 32 Xu Q, Clark JH. Wave CISK and mesoscale convective systems. J Atmos Sci, 1984, 41(13): 2089—2107