

期中考试答疑

第六届全国中尺度气象论坛



各有关单位、各位专家：

为进一步加强我国中尺度气象学研究成果的交流与研讨，持续推动我国中尺度气象学的发展，“第六届全国中尺度气象学论坛”将于2024年11月7日-10日在中山大学珠海校区召开。适逢中山大学百年华诞，诚邀各位教学科研业务专家学者及研究生参加。相关事宜通知如下：

一 论坛议题

本次论坛主要交流研讨中尺度气象学的最新观测、理论和预报技术研究成果，研讨的主题包括（但不限于）：

1. 中小尺度灾害性天气的新型观测技术

召集人：徐伟新、赵传峰、汤杰、戚友存

2. 对流的多尺度结构及演变机制

召集人：杜宇、郑永光、徐昕、杨邱、傅慎明

3. 灾害性天气发生发展及致灾机制

召集人：陈桂兴、黄小刚、李青青、胡胜、吴乃庚

4. 高分辨率数值天气预报中的参数化、集合预报、资料同化和可预报性

召集人：卫俊宏、雷荔傑、陈耀登、尹金方、王金成

5. 人工智能在灾害天气资料分析和预报预警中的应用

召集人：闵敏、罗京佳、黄小猛、盛杰

6. 气候变暖背景下的极端天气事件

召集人：陈庭辉、周文、宋丰飞、李熠、张丽霞

7. 航空气象和低空经济的前沿技术

召集人：杭建、张中锋、杨政、郭建平

8. 极端天气与水文气象灾害（注：投稿时请选择主题6）

召集人：吴欢、汤秋鸿、袁慧玲、包红军、梅逸文

第六届全国中尺度气象学论坛

2024年11月7-10日 中山大学·珠海校区





3. 云动力过程

中小尺度对流的动力、热力、云微物理机制
核心：垂直速度倾向

11:43

$$\frac{dw}{dt} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'_d}{\partial z} + \left(\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'_h}{\partial z} + B \right) + Turb$$

$$B \approx g \left[\frac{\theta'}{\bar{\theta}} + 0.608(q_s - \bar{q}_s) - a_s \right]$$

$$\nabla^2 p'_h = \frac{\partial(\rho_0 B)}{\partial z}$$

$$\nabla^2 p'_d = -\rho_0 \left[\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial z} - w^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} (\ln \rho_0) \right]$$

$$-2\rho_0 \left[\frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right]$$

迭代求解以上泊松方程，参考态满足准静力平衡，得到各热力因子及云微物理过程对W的定量贡献。

台风路径预报技术

正在共享屏幕 杨培高

中央气象台 NATIONAL METEOROLOGICAL CENTER 正在讲：杨培高

2024年全部台风路径预报误差 (截止2024年11月6日, 单位: km)

发布机构/模式/AI大模型		24h	48h	72h	96h	120h
官方主观预报	BAB-J 中央气象台	70	107	160	275	470
	JMA 日本气象厅	77	107	155	266	504
	JTWC 美国联合台风警报中心	74	112	181	308	539
	KMA 韩国气象厅	83	114	160	276	511
全球确定性模式	CMA-GFS CMA-GFS (CMA全球同化预报系统)	107	164	246	394	534
	EC EC全球确定性预报	78	120	187	282	535
	UK UK (英国全球确定性预报)	92	126	187	321	611
	NCEP NCEP确定性预报	99	145	237	356	593
区域确定性模式	CMA-TYM CMA-TYM (CMA区域台风模式)	102	161	276	472	-
	CMA-TRAMS CMA-TRAMS (广州南海台风模式)	92	151	243	468	-
	SHTM SHIM (上海台风模式)	76	120	221	364	-
全球集合预报系统	CMA-GEPS CMA-GEPS (CMA全球集合预报平均)	106	152	265	504	-
	EC-EPS EC-EPS (EC全球集合预报平均)	77	122	199	321	575
	NCEP-EPS NCEP-EPS (NCEP全球集合预报平均)	90	153	263	435	723
AI大模型	PanGu 盘古	86	121	180	298	505
	FengWu 风鸟	70	111	204	417	813
	FuXi 伏羲	80	94	144	235	455
	GraphCast GraphCast	76	113	165	283	593
	FengQing 风清	78	129	198	361	689
	FourcastNet FourcastNet	119	214	368	557	715
	AIFS AIFS (EC-AI大模型)	78	113	182	264	374
TYTEC-AI 基于深度学习的台风路径集合预报订正方法	72	108	172	311	526	



第三章 对流的组织

3.1 对流的分类

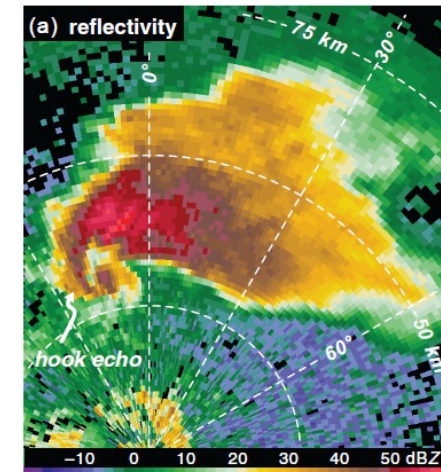
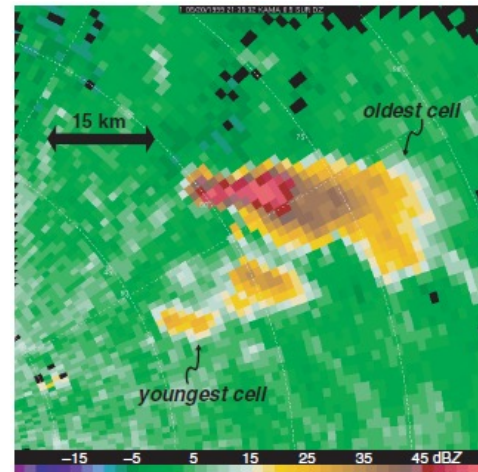
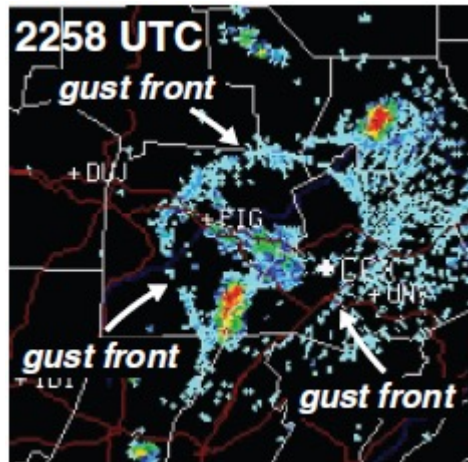
(1) 对流单体



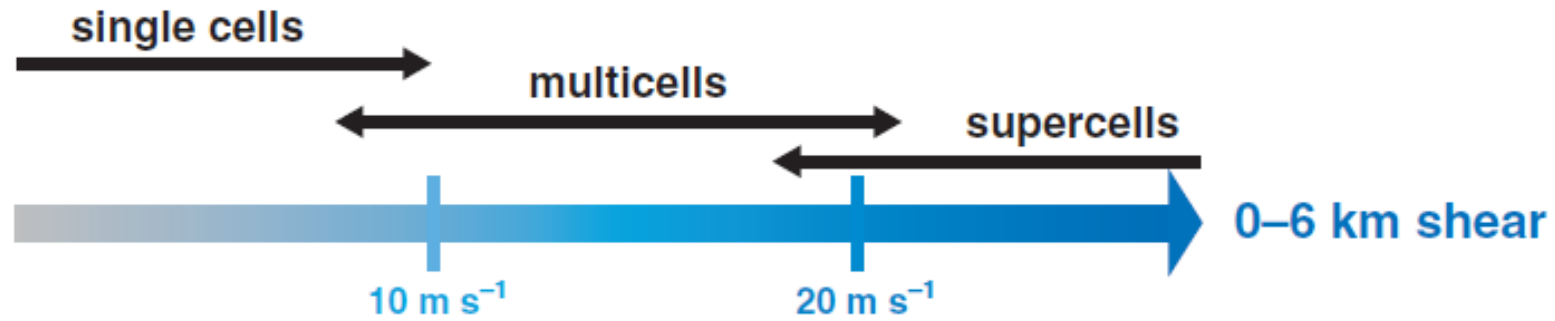
(2) 多单体



(3) 超级对流单体



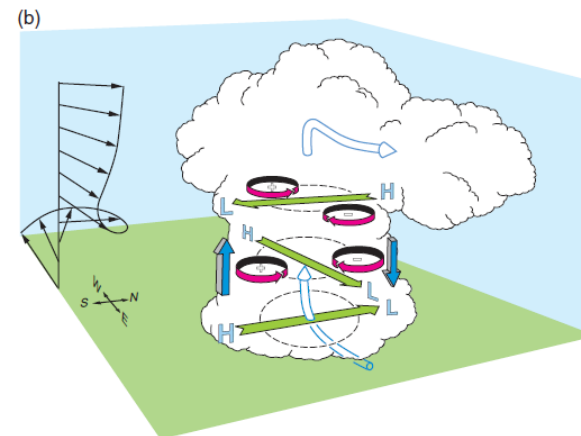
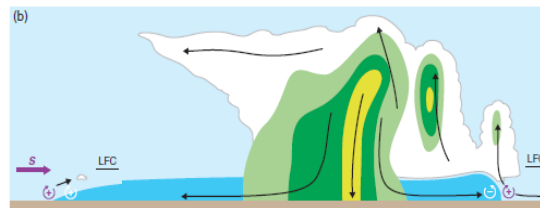
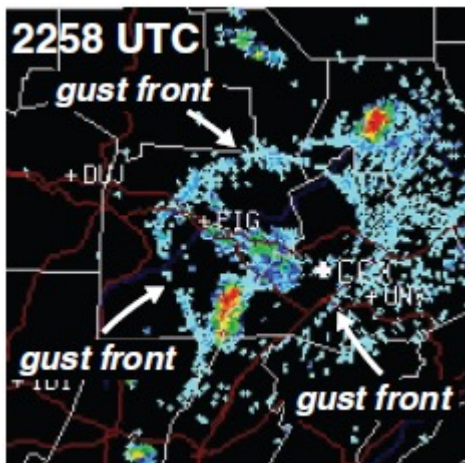
对流的类别与低层垂直风切变



gust front is unable to initiate new cells, at least in any organized way: convection is short-lived

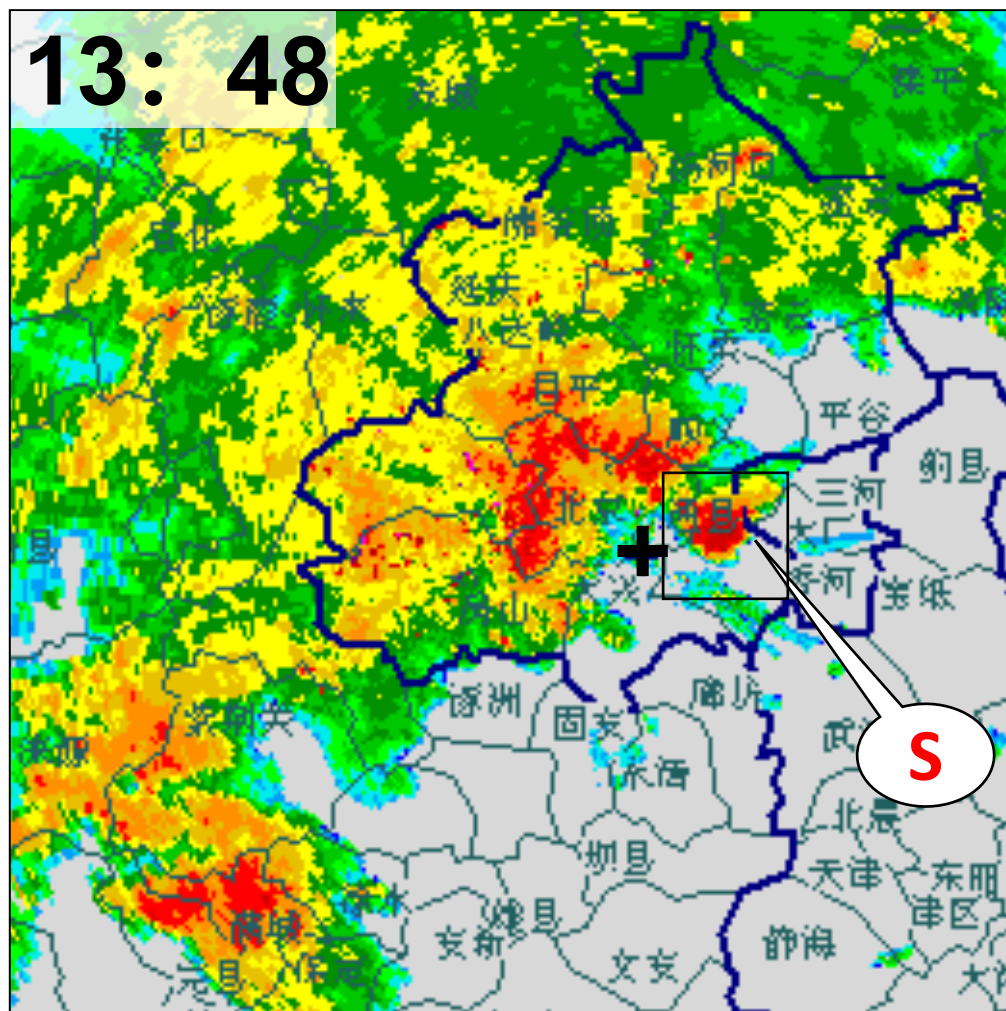
gust front initiates new cells repeatedly (downshear flank is preferred in a homogeneous environment with a roughly straight hodograph); system propagation is driven by gust-front lifting

updrafts can be quasi-steady; propagation governed by vertical pressure gradients extending over a deep layer rather than by gust-front lifting



实际情况很复杂

- 有些对流可能介于类别之间
- 有些中尺度系统可能同时具有各类对流形式
- 有些系统在生命期中发生不同类型的对流的演变



3.2 对流单体 (对流系统的基本单元)

(1) 基本特征

- 1) 只有一支上升气流, 没有有组织的后继对流
- 2) 生命期

$$\tau \approx \frac{H}{w_0} + \frac{H}{v_t}$$

H: surface – EL, ~ 10 km

w_0 : 平均上升速度, $\sim 5-10$ m/s

v_t : 降水粒子的平均下降速度, $\sim 5 - 10$ m/s

τ : $\sim 30 - 60$ 分钟

3.2 对流单体 (对流系统的基本单元)



3) 生成环境

- 环境垂直风切变很弱，上升气流主要由浮力引起，没有明显的天气尺度强迫，比如锋面抬升、温度和湿度平流等。
- 主要由边界层日变化引起，往往午后发展。
- CAPE: 几百–2000 J/kg.
- w : 5–40 m/s

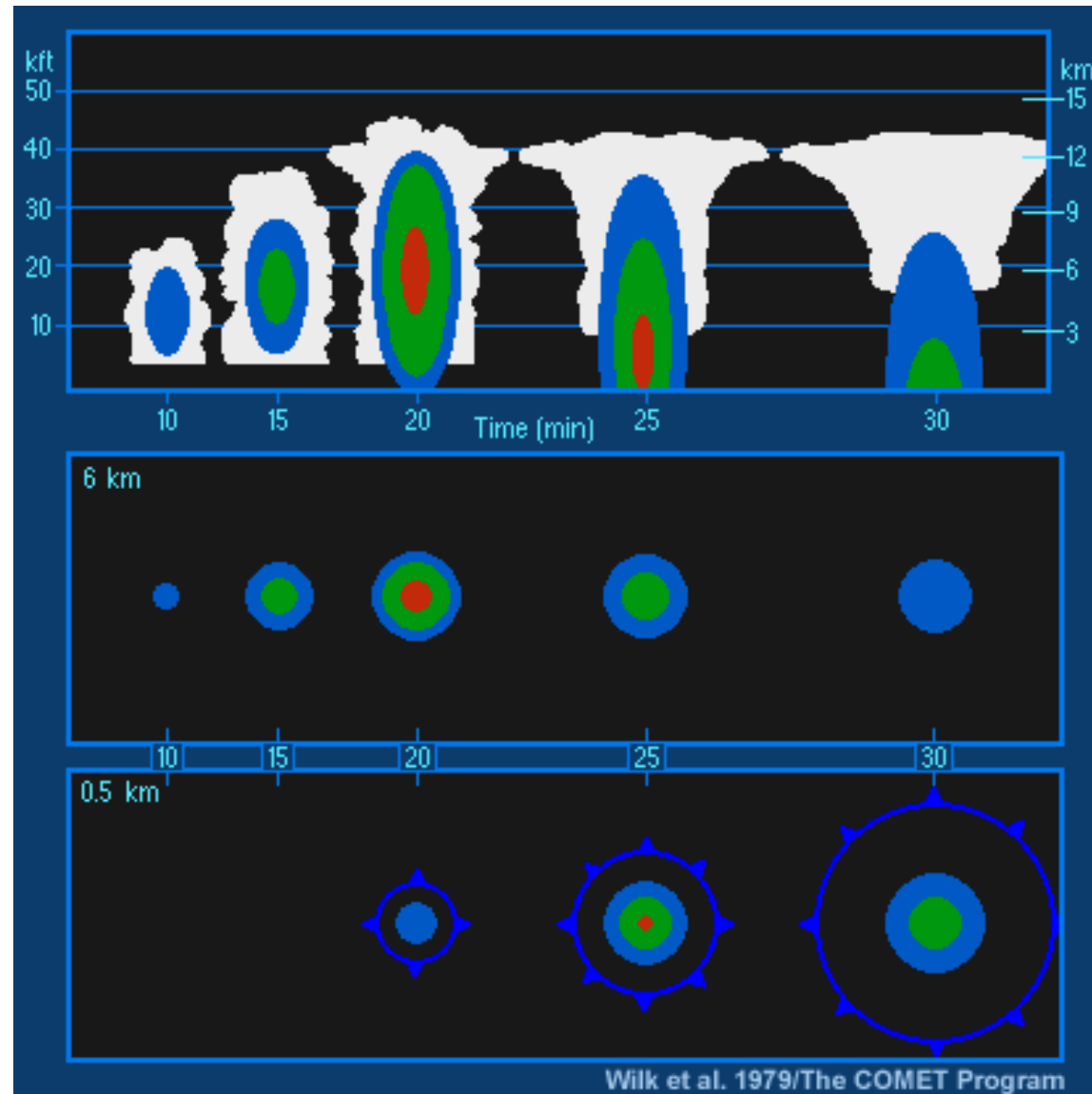
4) 天气

偶尔有冰雹、Gust wind，持续时间很短。

5) 移动: 随环境风 (0–6km 平均风) 移动

3.2 对流单体 (对流系统的基本单元)

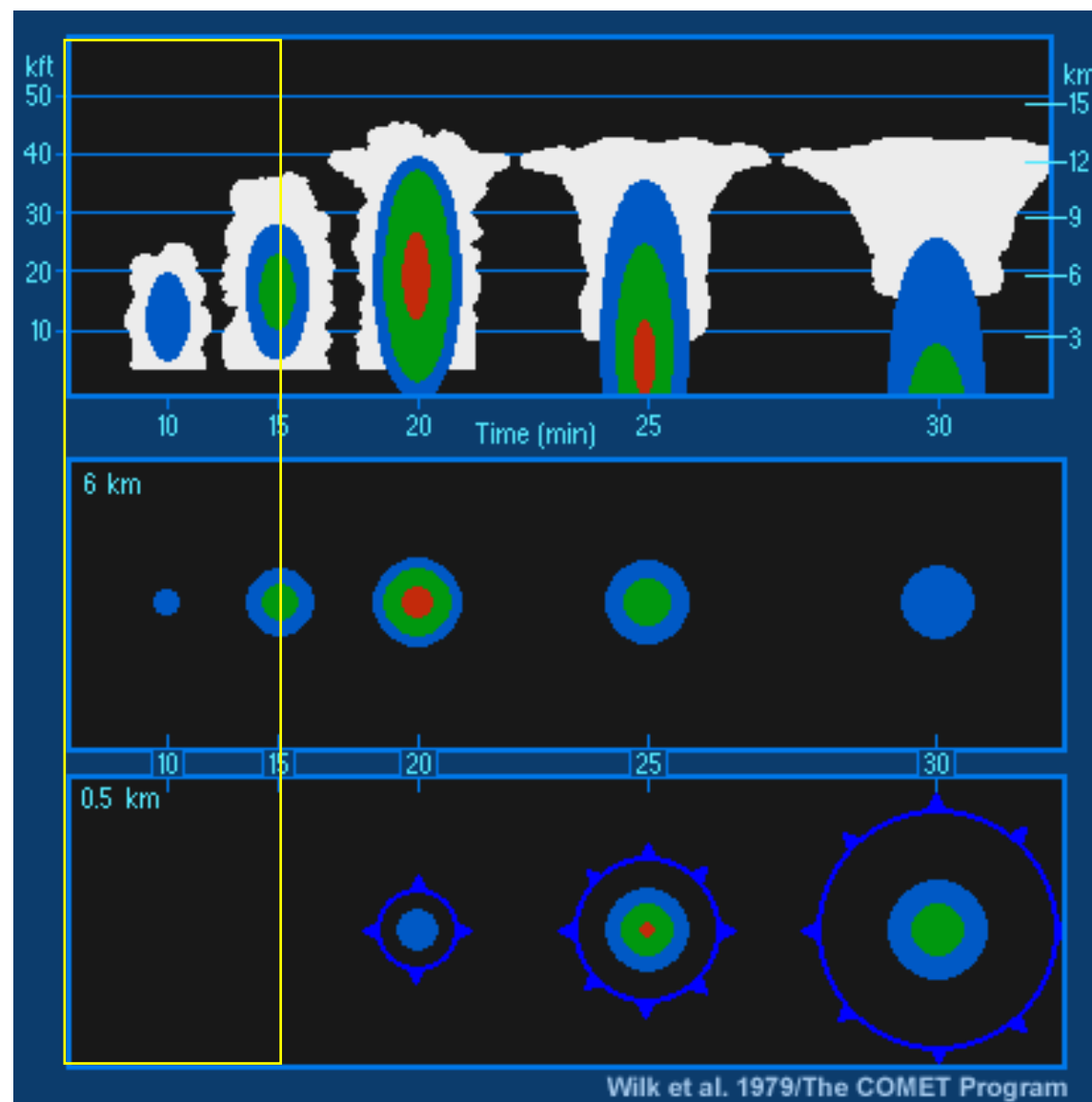
(2) 生命史



颜色代表雷达回波

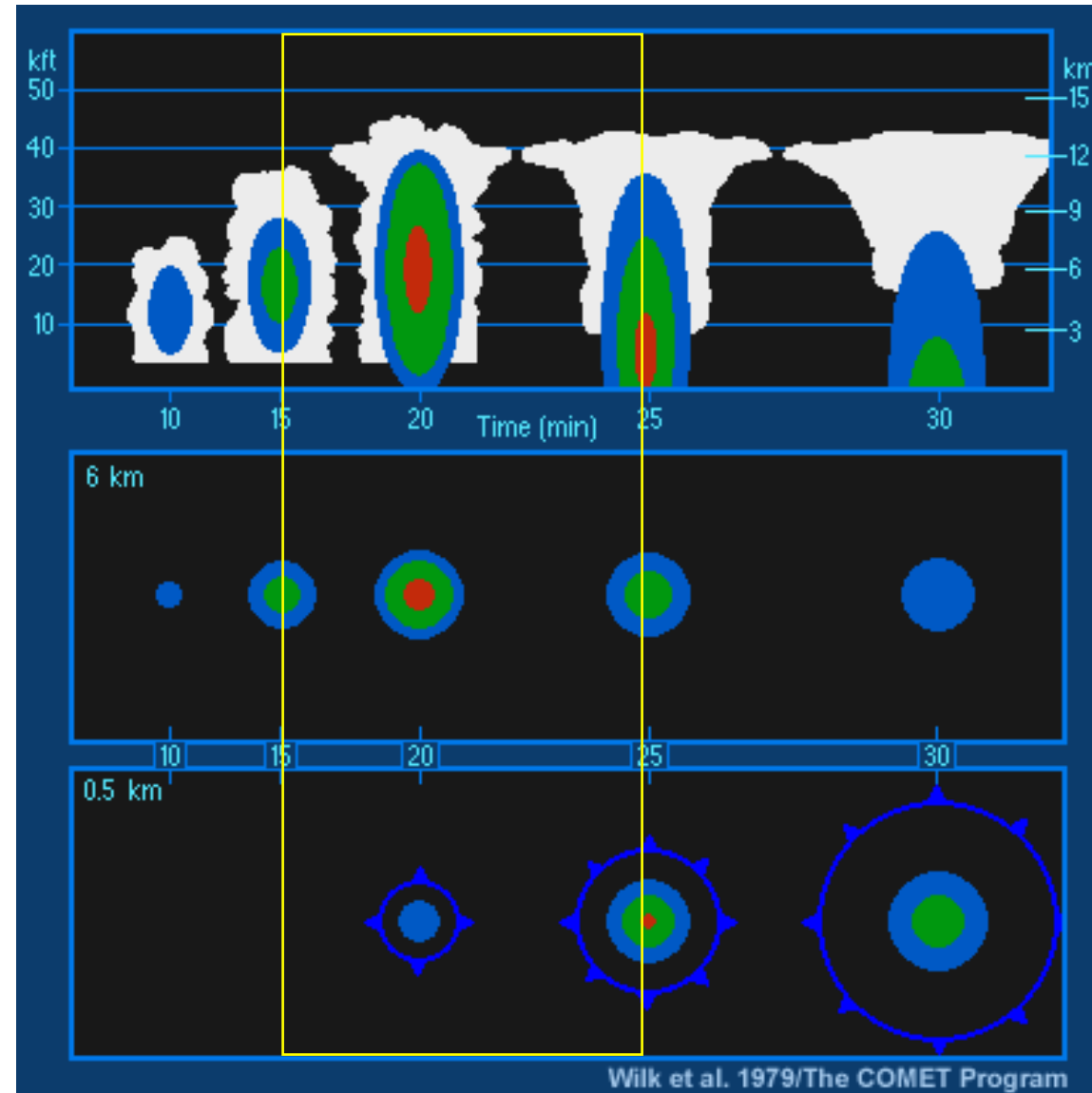
1) 发展阶段 (0–15 min)

- 云首先出现，接着出现雷达回波；
- 对流由上升气流主导；
- 回波全在空中，地面无降水；
- 由于风垂直切变很小，降水回波直立，处在上升气流之上。



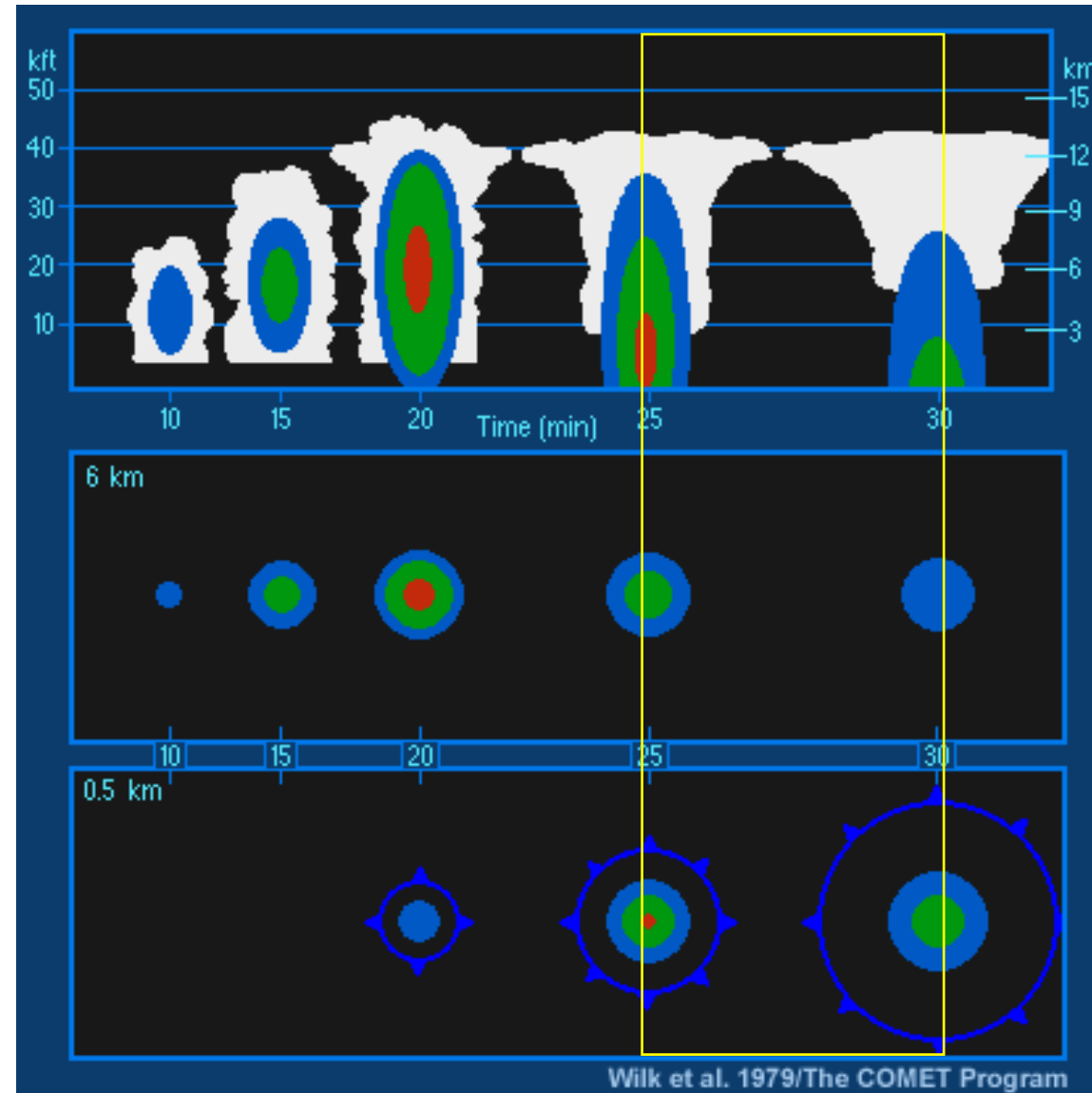
2) 成熟阶段 (15–25 min)

- 气块到达EL，开始出现云砧；
- 开始出现降水和下沉气流；
- 下沉气流和上升气流相撞；
- 中层干空气混合蒸发冷却使下沉气流变冷，地面开始出现冷池；
- 开始出现强天气。



3) 消亡阶段 (25–30 min)

- 下沉气流主导;
- 冷池扩大, 切断上升气流;
- 层云降水;
- 基本无强天气。



(3) 冷池触发对流的物理机制

1) 涡度倾向方程

由中尺度方程组，Boussinesq近似 ($\nabla \cdot \vec{v} = 0$)

针对对流尺度，忽略摩擦和科氏力项

$\bar{\rho}$ 为常数

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x} \\ \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial y} \\ \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\bar{\rho}} g = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} + B \end{array} \right.$$

写成矢量形式, $\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \nabla p' + B\vec{k}$

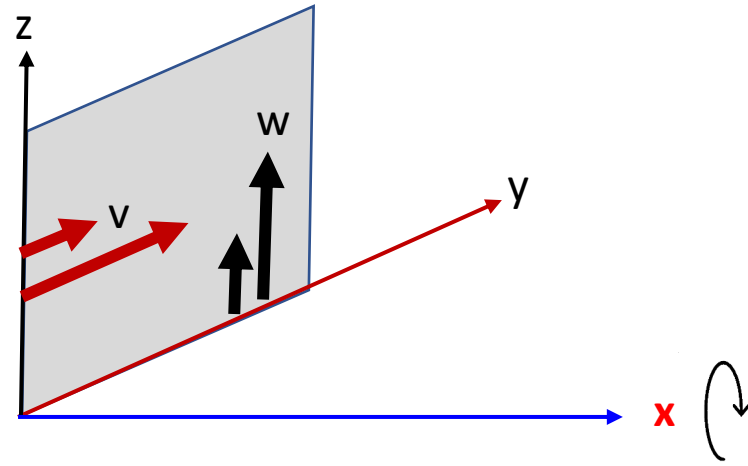
$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla \vec{v} - \frac{1}{\bar{\rho}} \nabla p' + B\vec{k}$$

$$\vec{v} \cdot \nabla \vec{v} = \nabla \left(\frac{\vec{v} \cdot \vec{v}}{2} \right) - \vec{v} \times (\nabla \times \vec{v})$$

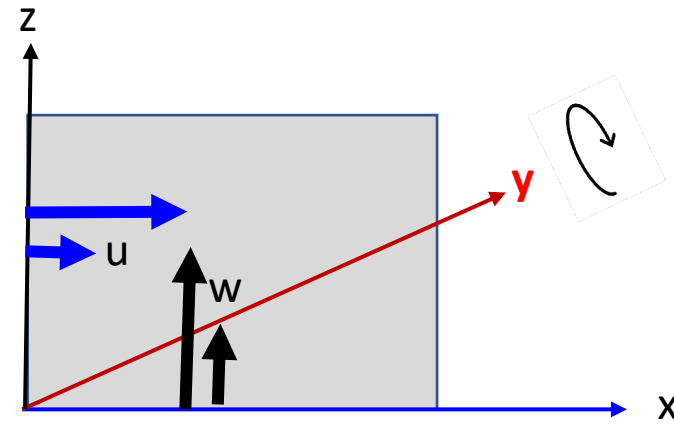
$$\vec{\omega} = \nabla \times \vec{v} = \begin{vmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ u & v & w \end{vmatrix} = \xi \vec{i} + \eta \vec{j} + \zeta \vec{k}$$

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = -\nabla \left(\frac{\vec{v} \cdot \vec{v}}{2} \right) - \frac{1}{\bar{\rho}} \nabla p' + \vec{v} \times \vec{\omega} + B\vec{k}$$

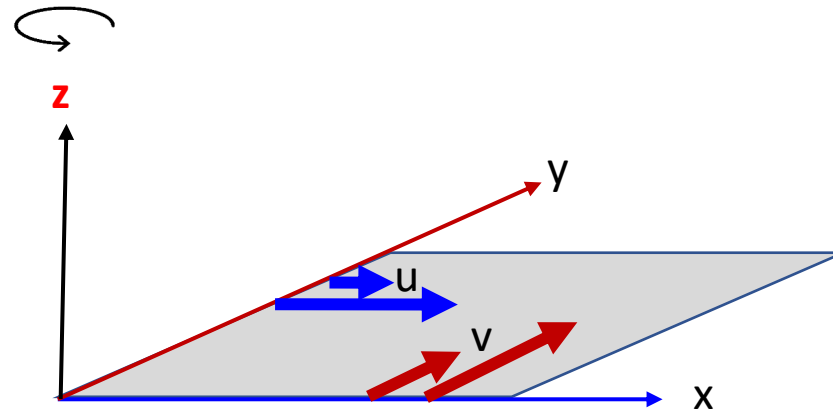
xi $\xi = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}$



eta $\eta = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}$



zeta $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$



psai ψ

fai φ

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = -\nabla \left(\frac{\vec{v} \cdot \vec{v}}{2} \right) - \frac{1}{\bar{\rho}} \nabla p' + \vec{v} \times \bar{\omega} + B\vec{k}$$

$$\nabla \times \text{上式} \quad \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} = -\nabla \times \left(\frac{1}{\bar{\rho}} \nabla p' \right) - \nabla \times (\bar{\omega} \times \vec{v}) + \nabla \times (B\vec{k})$$

$$\nabla \times (\bar{\omega} \times \vec{v}) = \bar{\omega}(\nabla \cdot \vec{v}) + (\vec{v} \cdot \nabla)\bar{\omega} - \vec{v}(\nabla \cdot \bar{\omega}) - (\bar{\omega} \cdot \nabla)\vec{v}$$

利用 $\nabla \cdot \vec{v} = 0$, $\bar{\rho}$ 为常数, $\nabla \cdot \bar{\omega} = 0$, 得到涡度倾向方程

$$\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} = \nabla \times (B\vec{k}) - (\vec{v} \cdot \nabla)\bar{\omega} + (\bar{\omega} \cdot \nabla)\vec{v}$$

$$\frac{\partial \vec{\omega}}{\partial t} = \nabla \times (B \vec{k}) - (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{\omega} + (\vec{\omega} \cdot \nabla) \vec{v}$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} + w \frac{\partial \xi}{\partial z} = \frac{\partial B}{\partial y} + \xi \frac{\partial u}{\partial x} + \eta \frac{\partial u}{\partial y} + \zeta \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{d\xi}{dt} = \frac{\partial B}{\partial y} + \xi \frac{\partial u}{\partial x} + \eta \frac{\partial u}{\partial y} + \zeta \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{d\eta}{dt} = -\frac{\partial B}{\partial x} + \xi \frac{\partial v}{\partial x} + \eta \frac{\partial v}{\partial y} + \zeta \frac{\partial v}{\partial z} \\ \frac{d\zeta}{dt} = \xi \frac{\partial w}{\partial x} + \eta \frac{\partial w}{\partial y} + \zeta \frac{\partial w}{\partial z} \end{array} \right.$$

2) 对于飚线，可以作准二维假定

$$\xi = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \quad \eta = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \quad \zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

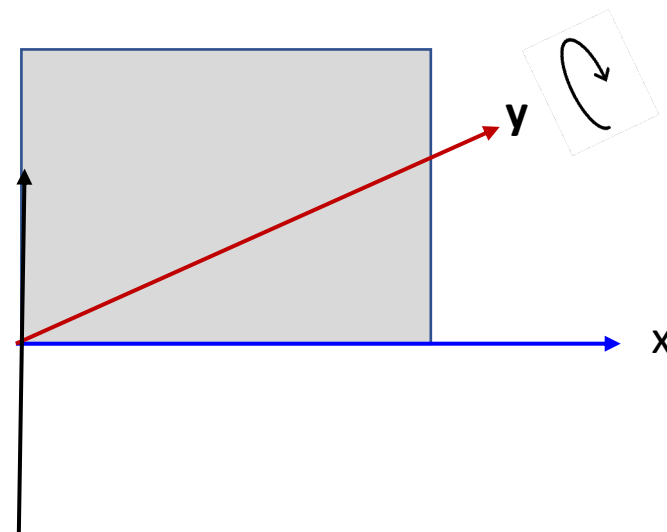
对x-z平面， $v = 0$, $\frac{\partial}{\partial y} = 0$, $\xi = 0$, $\zeta = 0$

于是，

$$\frac{d\eta}{dt} = -\frac{\partial B}{\partial x} + \cancel{\xi \frac{\partial v}{\partial x}} + \cancel{\eta \frac{\partial v}{\partial y}} + \cancel{\zeta \frac{\partial v}{\partial z}}$$

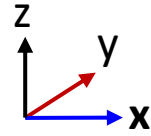
$$\frac{d\eta}{dt} = -\frac{\partial B}{\partial x}$$

z



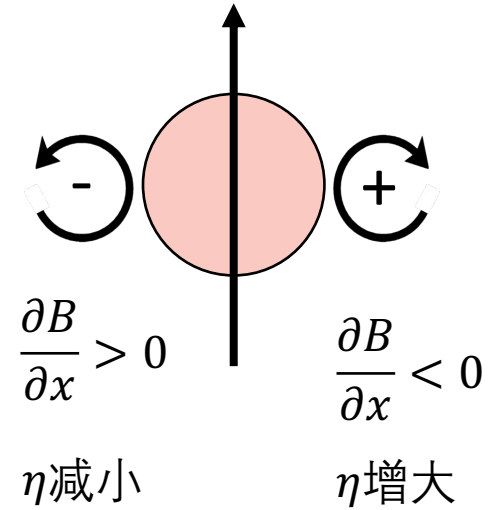
因此，斜压制造项是 η 的唯一来源。

$$\frac{d\eta}{dt} = -\frac{\partial B}{\partial x}$$

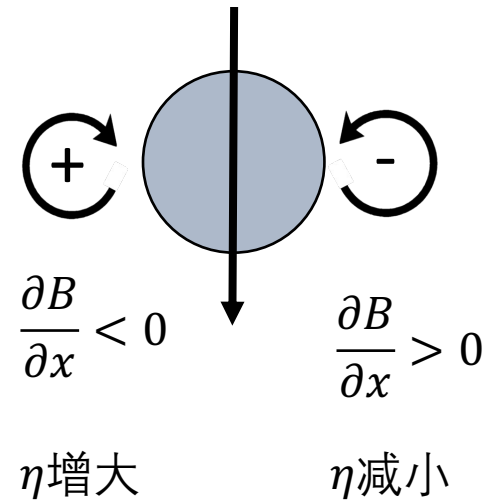


纸面向里为+, 向外为-

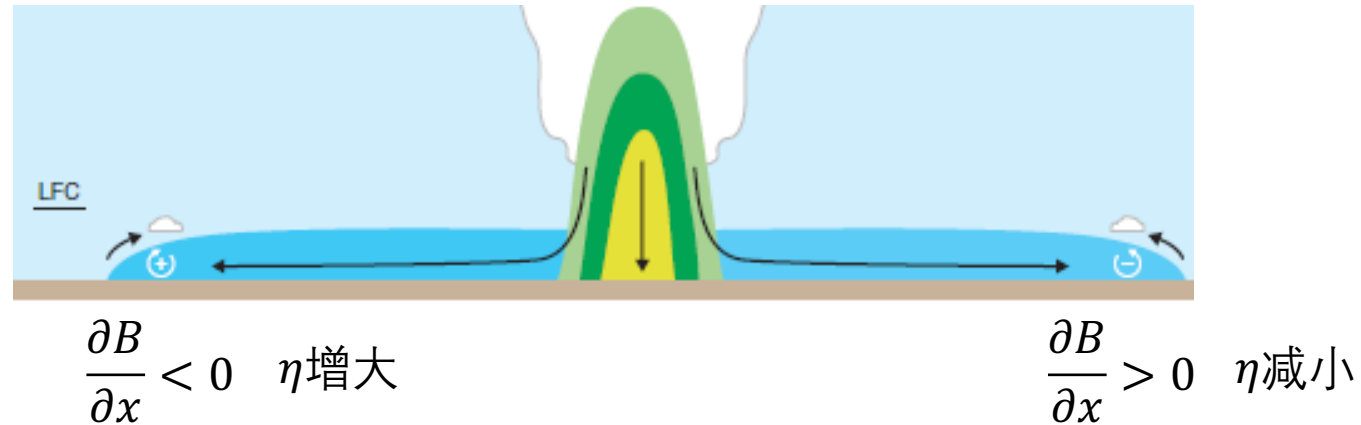
a. Updraft, 水汽凝结, B极大



b. Downdraft, 水汽蒸发, B极小



c. Gust front, B极小



Gust front 有可能使空气块抬升到LFC产生对流

(4) 单纯冷池抬升不会有持续性的对流发展

- 冷池一般低于LFC，气块被冷池抬升后向冷池后部运动，难以达到LFC。
- 偶尔在局部CIN较小的Gust Front 处有可能达到LFC，但没有组织性，难以发展。

3.3 多单体对流

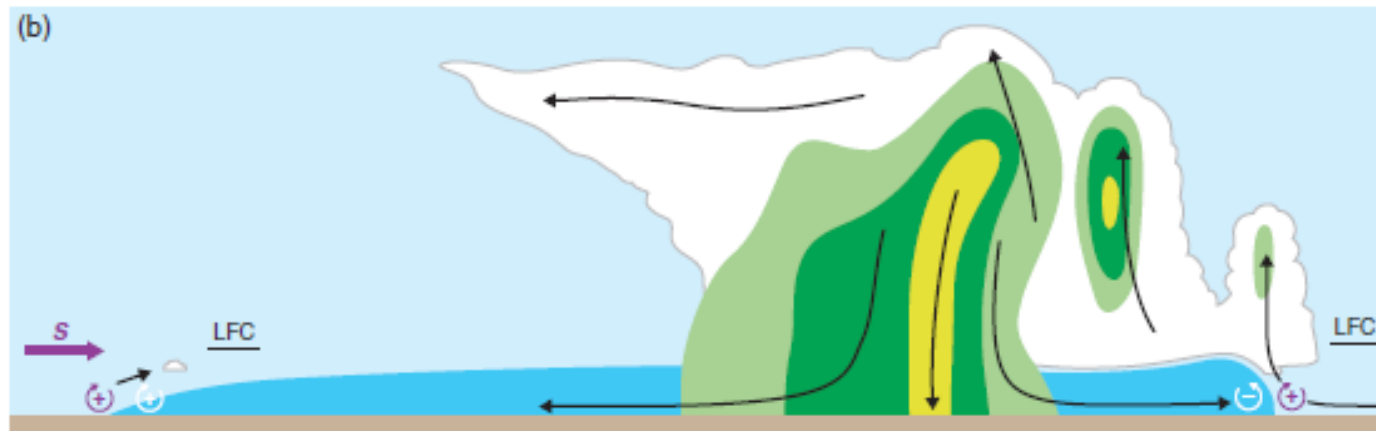


处于不同发展阶段的对流单体的组合，伴有新单体不断地有规律地被阵风锋触发。



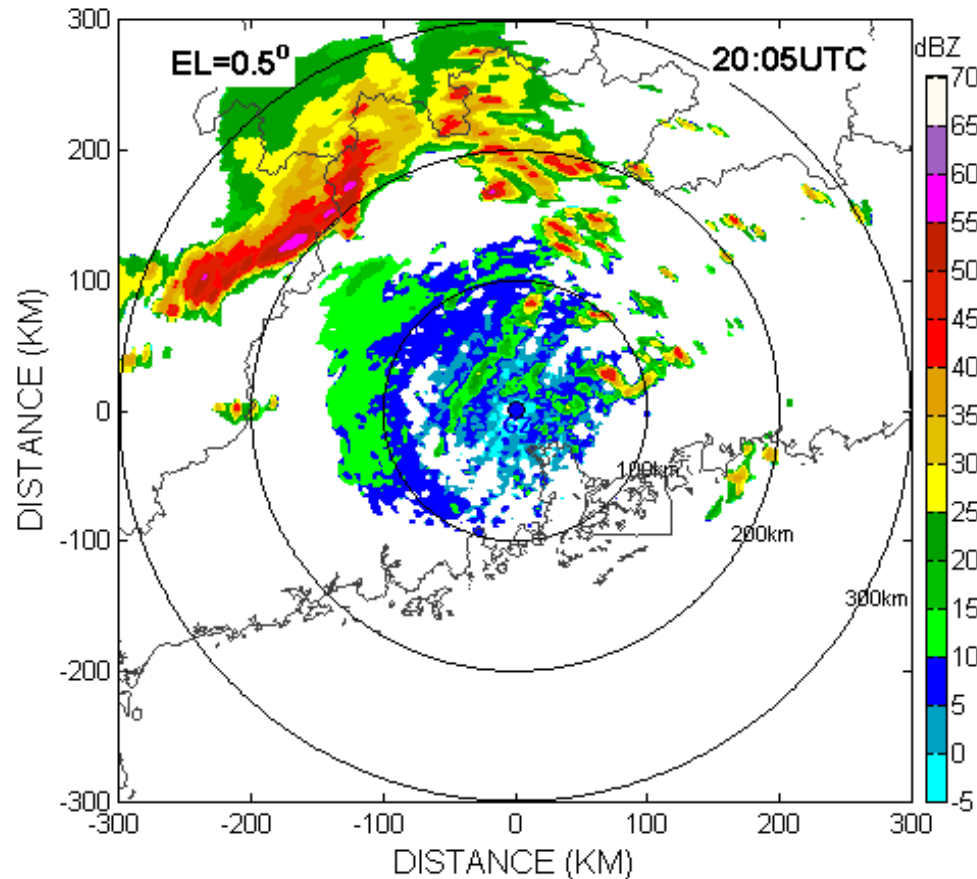
(1) 基本特征

- 1) 尺度 可持续几个小时 (1-3h), 水平范围可达到中 β 、中 α 尺度 (100 - 400 km)
- 2) 天气 强天气: 闪电, 强直线大风, 可能会有大冰雹, 短时强降水和龙卷。
- 3) 系统的运动
 - 单体沿着0-6km的平均风移动
 - 风暴系统的传播 (新单体的生成方向) 一般位于阵风锋的下切变方向。



An example of squall line

GZ Radar Reflectivity at 0.5 Elevation

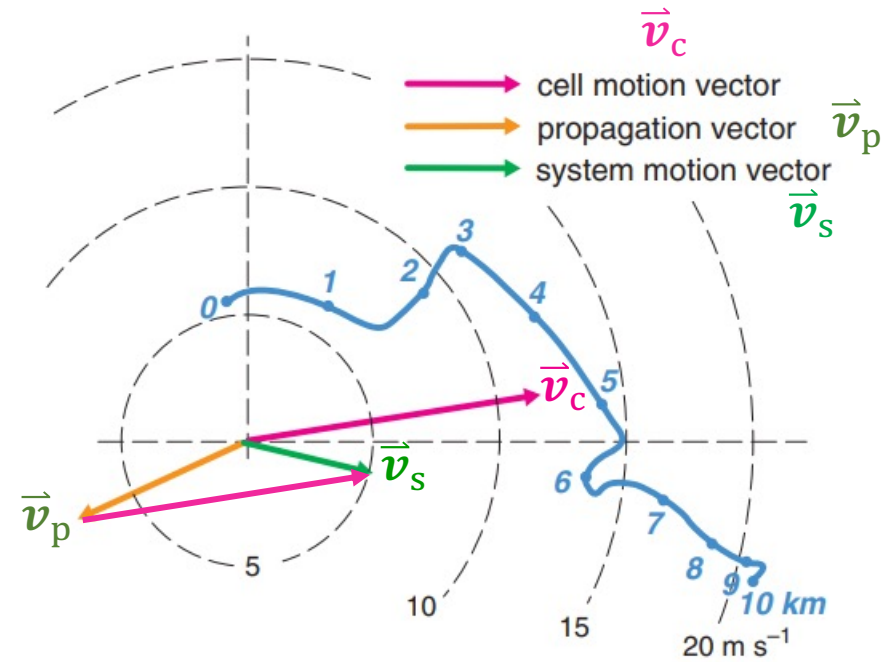
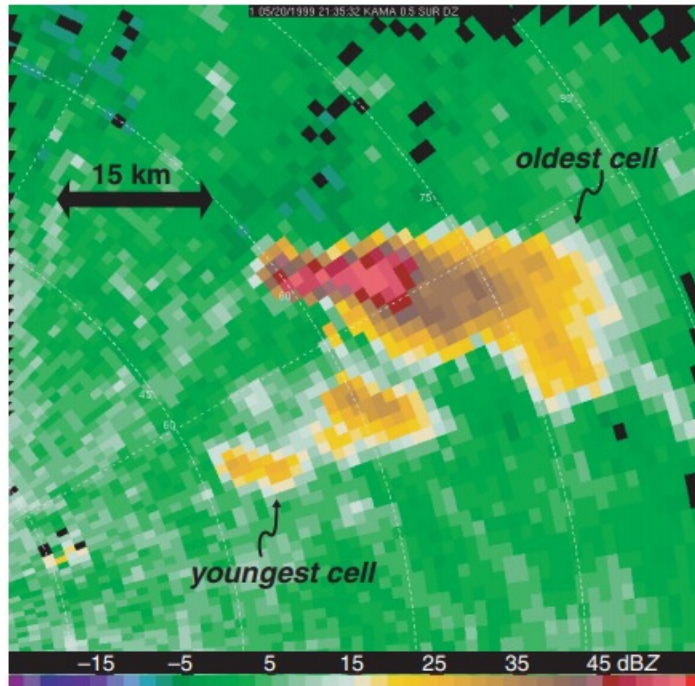


特点: 移速快, 45 km / h,
持续时间长, 约 11 h,
范围广, 横跨广东全省.

灾害: 23日至24日, 广东遭遇
大范围暴雨和雷雨大风
天气, 全省大部分地区
普降强降水。47个市县
出现暴雨, 局部出现大
暴雨, 全省最大降雨量
186.3毫米。曲江的沙溪
镇出现了冰雹。出现了8
级至9级的大风, 花都大
风30米 / 秒 (11级)。

(Zhao kun 2007)

系统的移动速度 $\vec{v}_s = \vec{v}_c + \vec{v}_p$



4) 生命史

- 对流单体成熟，形成冷池；
- 旧的单体不断消亡，新的单体不断生成；
- 多个单体的冷池叠加，强度越来越强，最终切断暖湿气流，导致雷暴消亡。

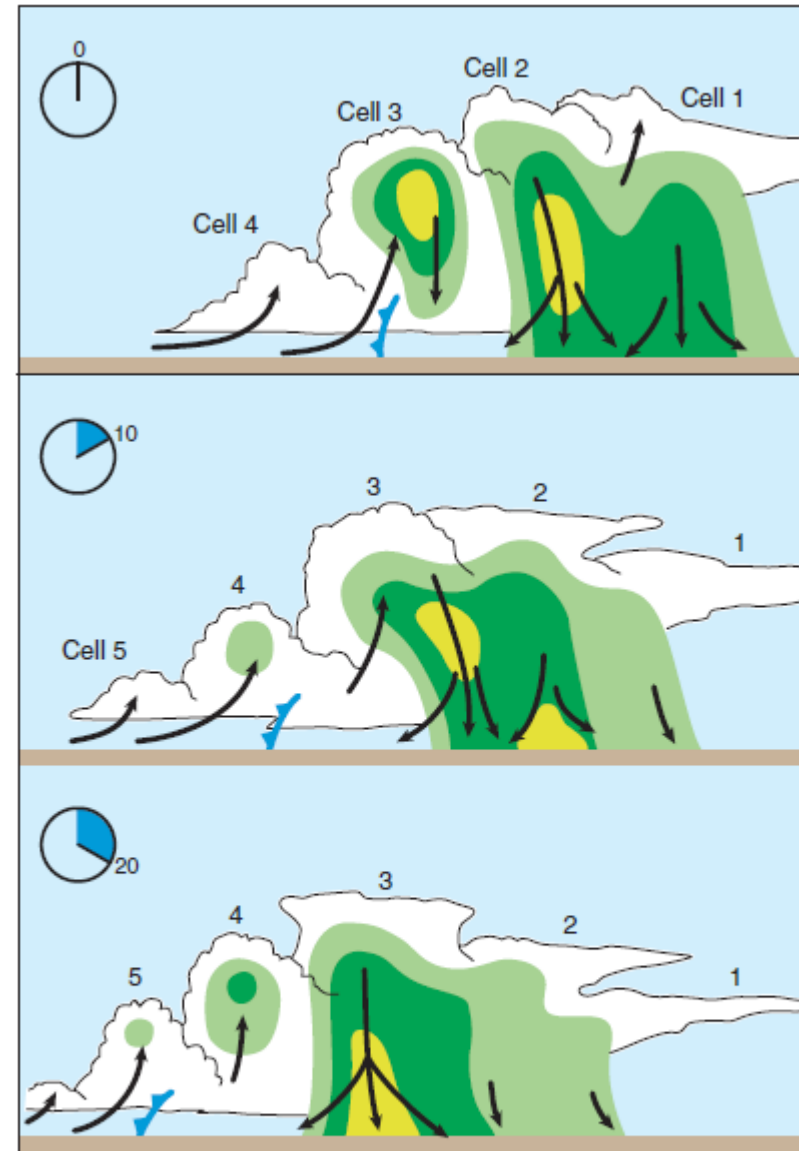


Figure 8.11 Schematic of the evolution of multicellular convection. Refer to the text for details. (Adapted from Doswell [1985].)

(2) 多单体的生成和维持机制

1) 对流风暴的类型（或组织形式）和强度与两个环境条件密切相关。

a. 热力不稳定（浮力，CAPE), 关系到强度；

b. 垂直风切变，关系到种类。

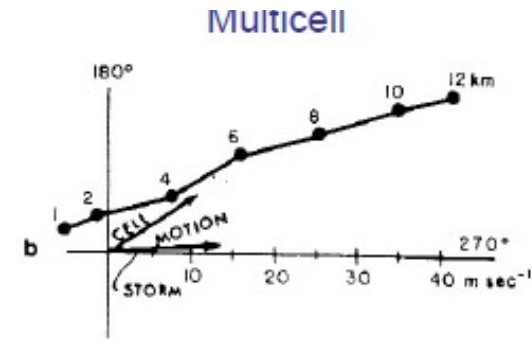
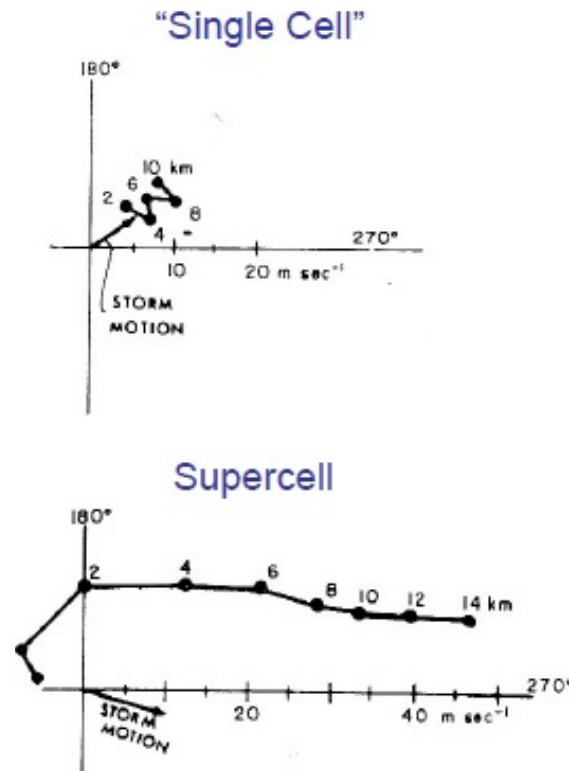
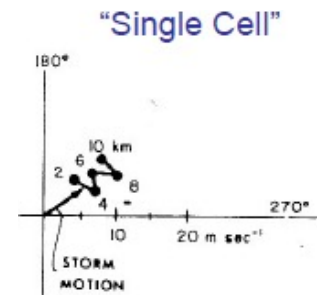
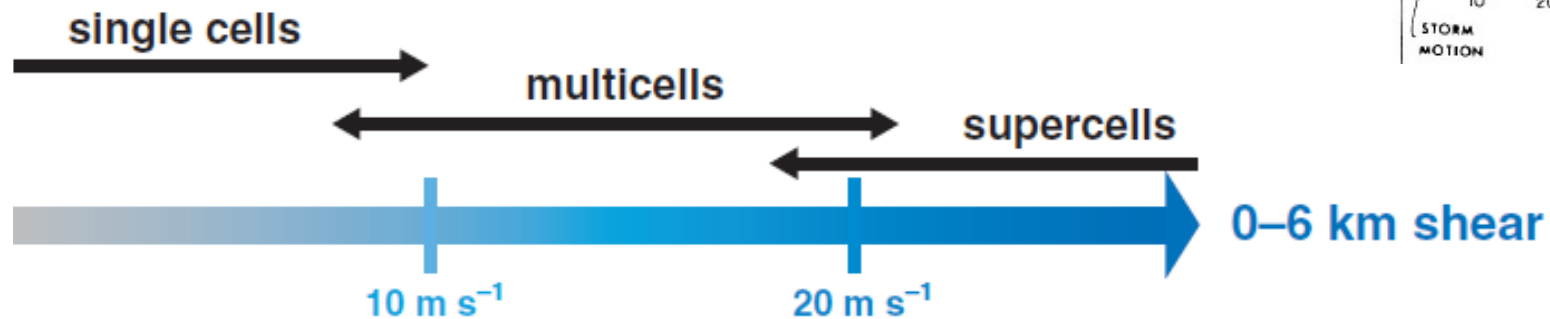


Figure 15.13. Typical wind hodographs for (a) single cell, (b) multicell, and (c) supercell storms observed during the Alberta Hail Studies project. (From Chisholm and Renick, 1972.)

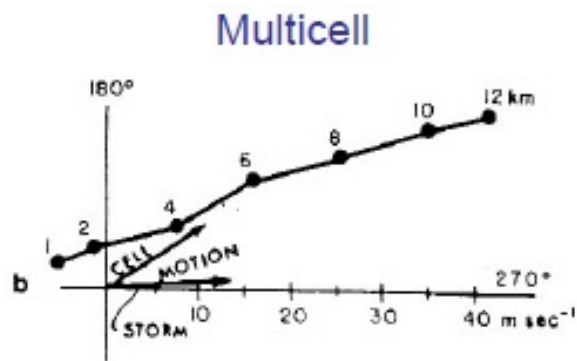
Weisman and Klemp (1986)

三种对流类型的Hodograph特点

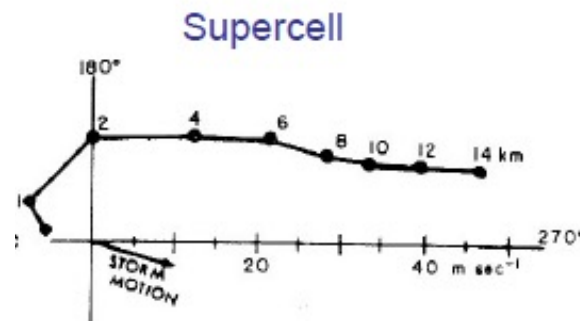
- 从单体到多单体再到超级单体0-6km 风切变增加



- 多单体环境垂直风切变一般呈直线型



- 超级单体0-2km 风垂直切变随高度顺转 (Veering)



2) 垂直风切变和对流组织化

a. 数值模拟结果

- $\Delta u_{0-2km} = 0 \text{ m/s}$
空气仅短时间被抬升即移向冷池后部，很少达到LFC。
- $\Delta u_{0-2km} = 20 \text{ m/s}$
空气上升运动加剧且时间加长，增大了气块到达LFC从而释放CAPE的可能性，多单体发展。
- $\Delta u_{0-2km} = 30 \text{ m/s}$
空气抬升强度变弱，时间缩短，达到LFC的几率变小。

在冷池的强度和厚度与垂直风切变之间存在促使对流持续发展的最佳平衡。

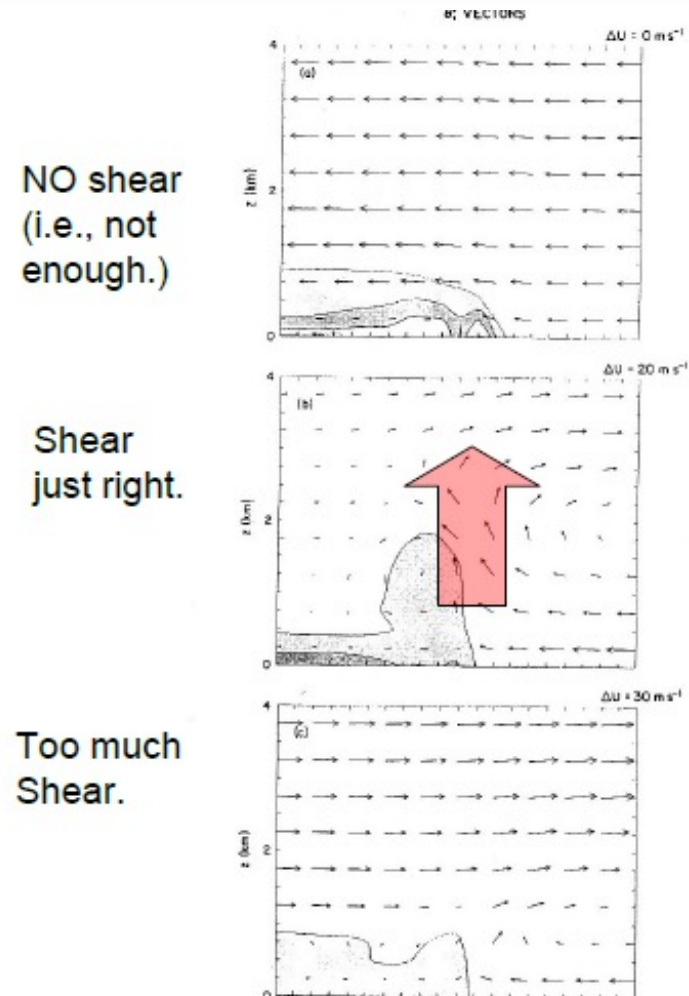


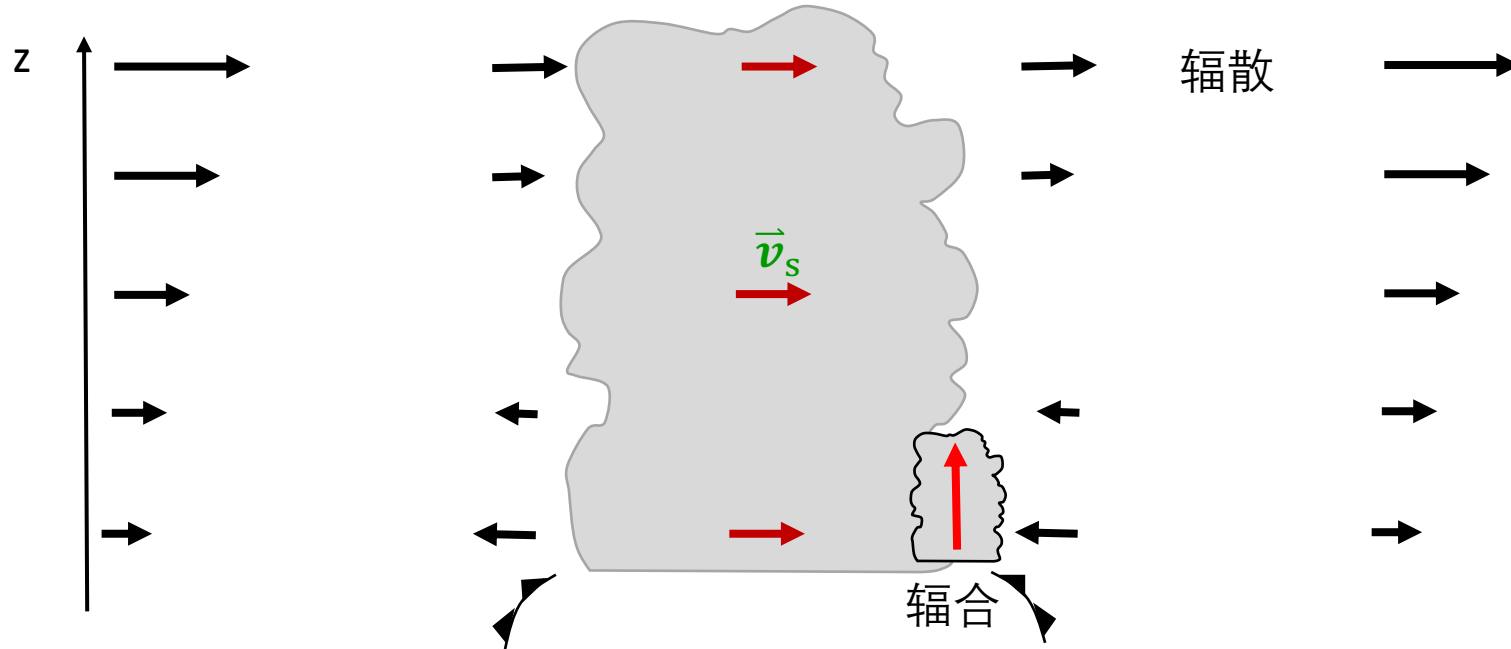
Figure 3.18 The behavior of a spreading cold pool at the ground in a numerically simulated thunderstorm for (a) no vertical shear in the lowest 2 km, (b) 20 m s^{-1} shear in the lowest 2 km, and (c) 30 m s^{-1} shear in the lowest 2 km. In (a)–(c) cold-pool-relative vectors plotted every other grid point (2 grid lengths represents 15 m s^{-1}). Negative potential temperature perturbations shaded at 2 K intervals, beginning at -1 K (from Rotunno et al., 1988). (Courtesy of the American Meteorological Society)

Bluestein (1993)

b. 新单体在阵风锋下切变一侧的发展机制

i) 深层垂直风切变

- 相对于阵风锋的低层气流与阵风锋的辐合在下切变一侧最强。



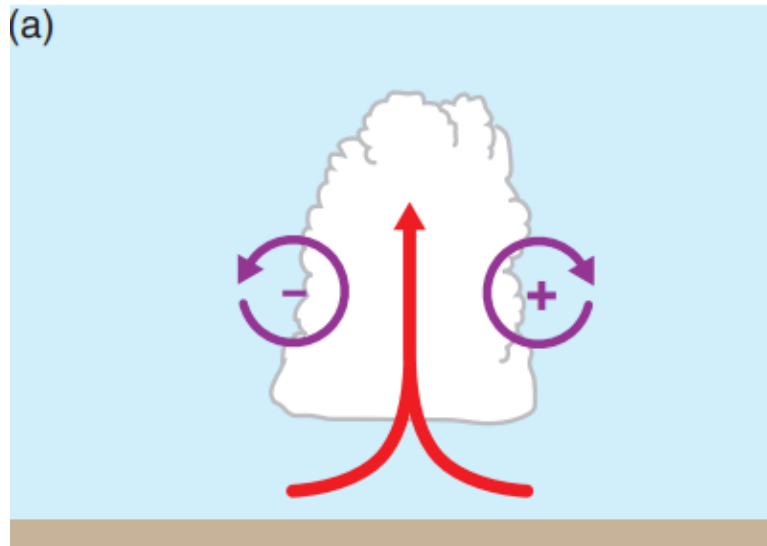
- 风暴相对低层入流使得阵风锋速度变慢，抬升时间加长，对流达到LFC几率加大，
- 深层切变可使上升气流倾斜，使得下沉气流和上升气流分离，减少拖曳对浮力的减小作用。

ii) 低层垂直风切变

No shear, No cold pool

Updraft, $B > 0$

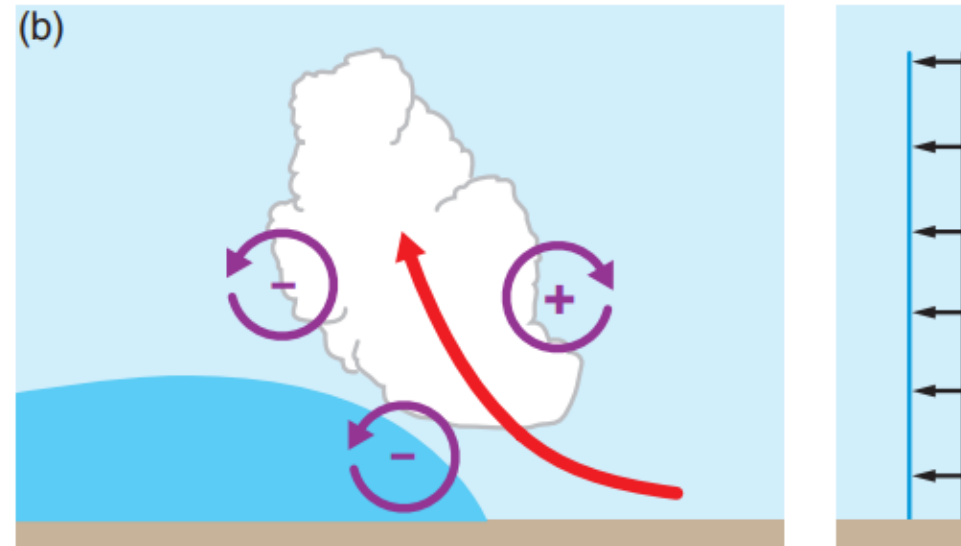
上升气流自己保持两边的涡度平衡



No shear, with cold pool

Updraft, $B > 0$, + 阵风锋, $B < 0$

涡度不平衡, 对流向上切变 (冷池后部) 倾斜

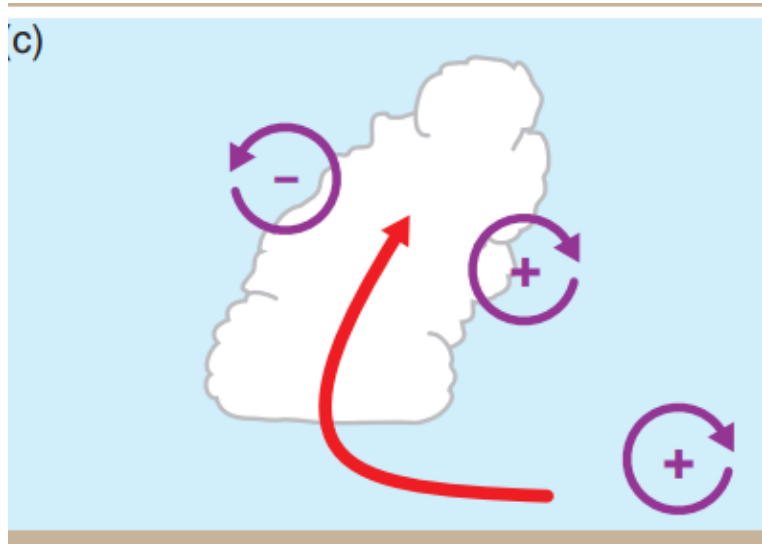


ii) 低层垂直风切变

With shear, No cold pool

Updraft, $B > 0$

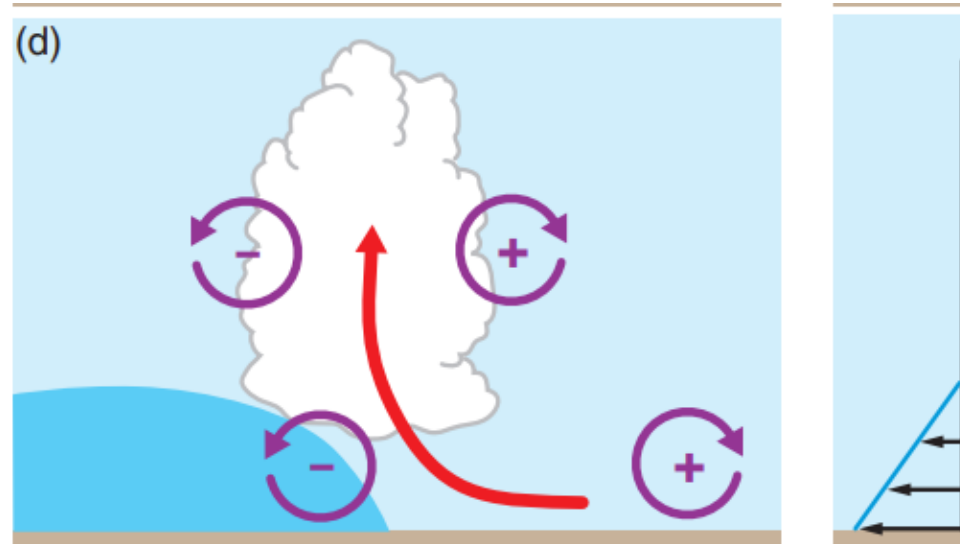
涡度不平衡，对流向下切变
倾斜



With shear and cold pool

Updraft, $B > 0$, + 阵风锋, $B < 0$

涡度平衡，上升气流较强，对流
垂直发展。



RKW理论

当垂直风切变有足够大的水平涡度和冷池产生的水平浮力梯度造成的反向水平涡度平衡，气块得到最大的抬升，最可能达到LFC。

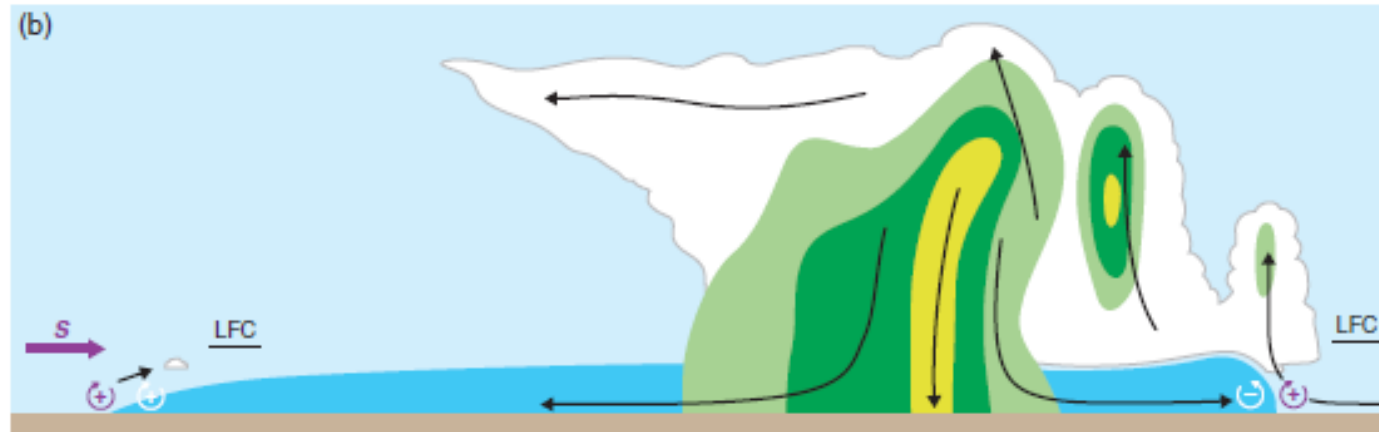
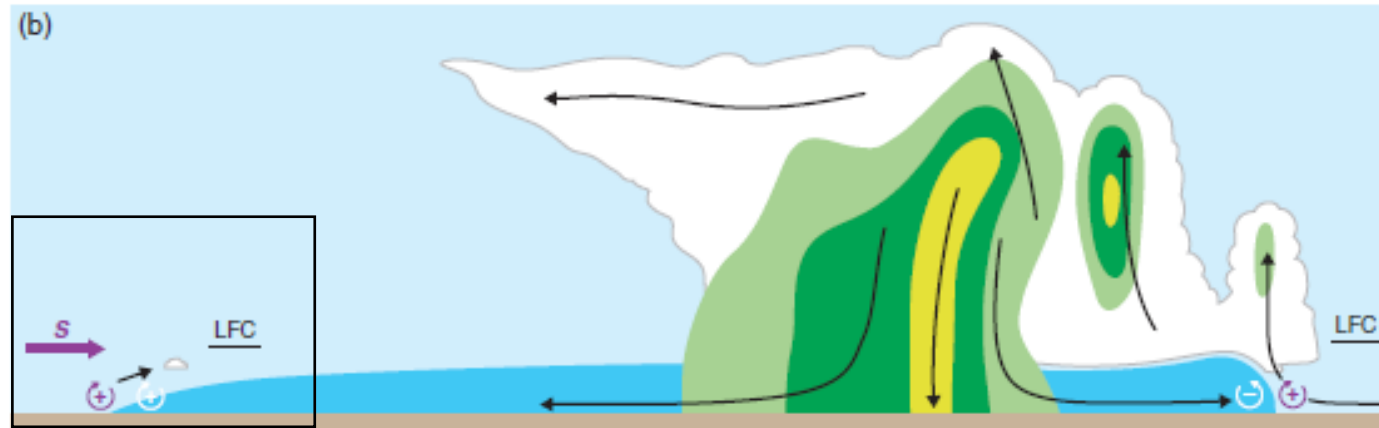


Figure 8.12 Comparison of lifting by the gust front in (a) a no-shear, single-cell environment and (b) a moderate-shear, multicell environment (the shear is westerly). Rain and hail are schematically indicated by the green and yellow shading. Evaporatively cooled outflow is shaded dark blue. Cloud is white. Some select storm-relative streamlines are shown as black arrows. The LFC is also indicated. The sense of the horizontal vorticity induced by the cold pools is indicated with white circular arrows. In (b), the sense of the horizontal vorticity associated with the environmental vertical wind shear is indicated with purple circular arrows. Moreover, the modification of the depth and slope of the leading portions of the cold pool by its interaction with the environmental shear, along with the effect on the nature of the lifting along the gust front, is also reflected in (b). Compare the depths of the western and eastern outflow heads in (b) to each other, as well as to those drawn in (a).

c. 冷池的上切变方向

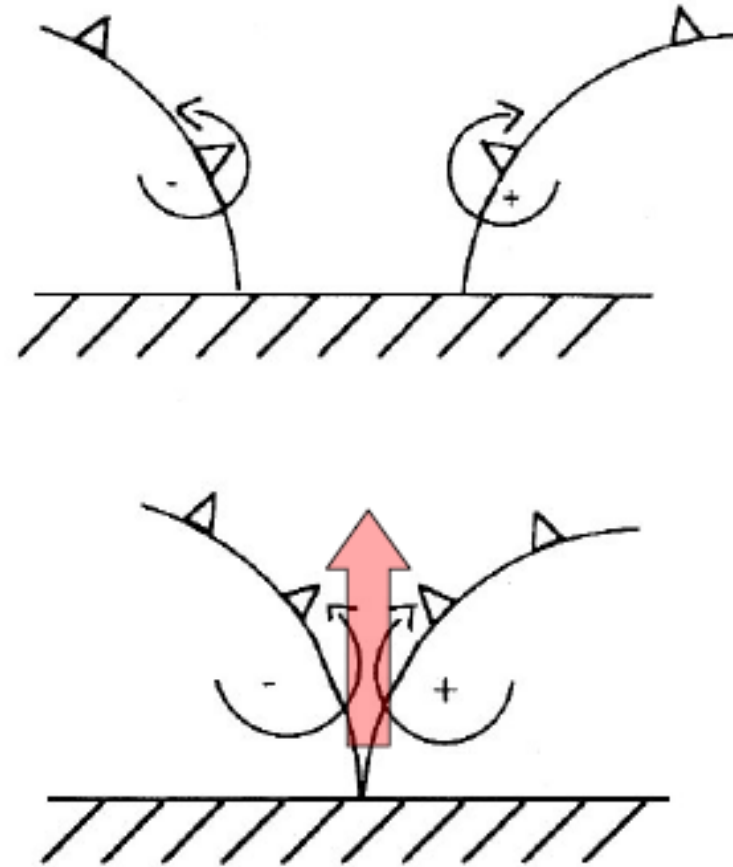


相同符号的涡度叠加，
对流向冷池方向倾斜，
因而难以发展。

Vorticity balance in the case of two colliding gust fronts without shear

两个反号的涡度叠加，气块向上抬升幅度比单一的阵风锋大。这是无切变环境下对流触发的一个可能机制。但是由于两边都是冷池，缺少暖湿气流补充，不利于对流持续发展。

Figure 3.20 Effect of two colliding outflow boundaries (underneath cold-front symbols) on horizontal vorticity (sense of rotation indicated by thin arrows and plusses and minuses). (top) Before collision, (bottom) after collision.



Bluestein (1993)

d. 几点注意

- 此为单一探空均匀背景理想模拟结果

非均匀下垫面
背景环境的变化 } 导致不同的对流形态和行为

- 不同对流形式之间的转换

理想试验表明，改变背景切变条件，超级单体很容易在垂直风切变变小后转为多单体，但多单体在切变增加后很难变为超级单体。这意味着冷池触发机制有一定的惰性。

- 对初始扰动方式的敏感性

warm bubble, cold pool, Line-shape disturbance

(3) 多单体的消亡



- **RKW失衡**
- **CAPE减少**
- **入流被切断**
- **缺少水汽供应**