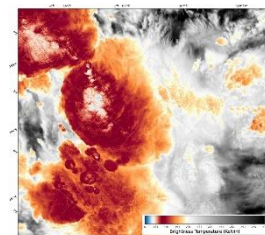


第七章 深对流的形成及其引起的气象灾害



一次热带深对流

7.1 深对流及其形成的条件

7.1.1 深对流

定义 一般是指垂直尺度接近或超过10 km的对流活动，如发展旺盛的浓积云（Cu cong），以及积雨云（Cb）
深对流系统指发展深厚的对流云，多发生在热带、副热带地区，能够将大气边界层的水汽及污染物等物质快速地垂直输送到对流层上层，甚至突破对流层顶直接进入平流层，从而影响平流层水汽及污染物的含量。

重要性 对全球局地降水、能量平衡起到了关键作用。它也是冰雹、雷电等中小尺度气象灾害的主要原因。

同一积雨云不同位置亮度不同(能量和动力的不均匀分布),多层云(上白下灰,散射吸收)

① 对流云的分布控制全球高云分布(深对流与卷云形成密切相关，主要发生于热带、副热带地区)

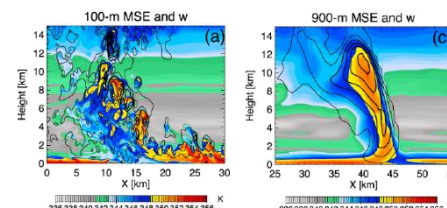
② 对流云分布主要全球降水分布（但对流云的降水模拟有很大误差,热带地区误差最大）

③ 对流云对全球和局地能量平衡和水循环起到了重要作用

7.1.2 深对流的复杂性

复杂性 1. 对流云中耦合着很多不同尺度的动力和微物理过程
2. 在模式中，需要对很多小尺度的物理过程进行参数化，
比如垂直运动、夹卷、粒子的生成和相互作用等

主要问题 深对流能否发展，在哪里发展，发展后能维持多长时间



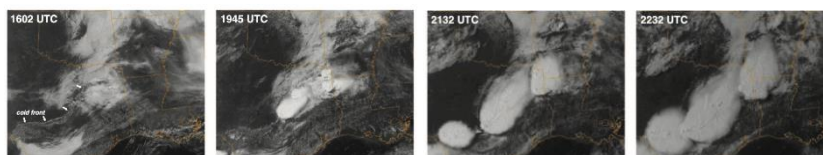
左侧分辨率高，右侧分辨率低，可见降水中心不一致
左图含有大量微过程

7.1.3 深对流的形成

基本条件 ① 深对流的形成要求气块抬升达到饱和，并产生向上的净浮力，即要求气块达到自由对流高度 LFC，并且能够垂直发展到较高的高度。因此，对流有效势能（CAPE）是必不可少的。
② CAPE 并不是唯一条件，深对流的形成还需要考虑风切变，降水，夹卷混合等因素
③ 深对流是十分复杂的系统，不仅仅关系到大气热力环境，还关系到动力和云降水物理
④ 通常，若 CAPE 较大，大气的垂直减温率需要较大（大于湿绝热减温率），也需要较大的近地湿度
⑤ 气块的抬升需要克服 CIN

形成背景 ① 深对流常发生在两股气流的交界面，如锋面、干线、海风等过程中。
② 深对流也可以通过局地加热和地形强迫抬升形成
③ 大尺度的天气系统常常主导了中尺度的热力环境。在大尺度的抬升运动中，近地面的水汽层会变厚，CIN 会下降。而大尺度的下沉运动，会抑制深对流的形成

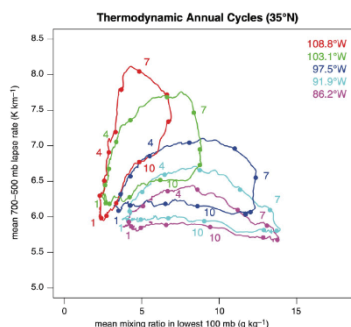
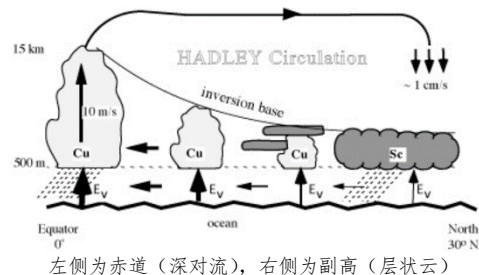
目前现状 目前的数值模式仍然无法准确地模拟初生对流。
大尺度的天气系统的准确观测，不能确保初生对流的准确预报，因为深对流的形成是一个中小尺度的过程，与局地的热力、动力环境，以及云物理过程息息相关。而这些中小尺度过程的观测和模拟仍然有很多不确定性



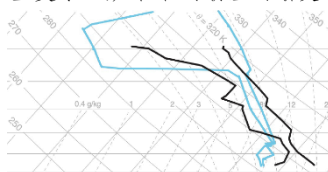
冷锋过程中的深对流发展，各处CAPE均大，但北方先出现。需要精细解析每个点的动力热力结构，需要时空高密集资料(雷达观测现阶段最好(但雷达探测的是已经形成的云,我们想要未卜先知))

形成区域 **热带地区**：由于太阳辐射的加热作用，导致深对流的形成
亚热带地区：存在大尺度下沉运动，深对流难以形成

重要条件 ① **减温率** 减温率越高，包含的CPAE更大
 ② **湿度** 让露点温度更靠近温度线，LCL更低，LFC更易到达，CAPE更大



(左图)横坐标比湿，纵坐标为减温率，每条线上有月份。红色(美国西部)对流形成减温率敏感，主要发生于夏季；紫色(美国东部)对流水汽敏感，主发生于夏季。从干旱到潮湿的渐变过程。



(上图)蓝色晚上，黑色白天，白天减温率增加，CAPE更大

7.1.4 减温率条件

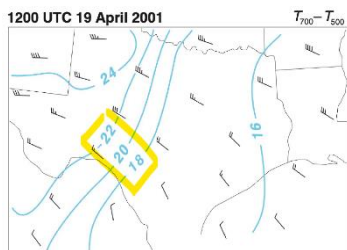
推导 根据热力学第一定律： $\frac{dq}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dp}{dt}$ (q 是热交换, p 是气压, T 是温度, α 是单位质量气块的体积)

假设静力平衡： $q = C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h T + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) + gw$

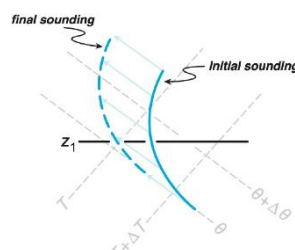
对 q 在 z 方向进行微分： $-\frac{\partial q}{\partial z} = C_p \left[\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right) + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h \left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right) + w \frac{\partial}{\partial z} \left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial z} \cdot \nabla_h T - \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} \right] - g \frac{\partial w}{\partial z}$

方程 $\frac{\partial \gamma}{\partial t} = -\mathbf{v}_h \cdot \nabla_h \gamma - w \frac{\partial \gamma}{\partial z} + \frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial z} \cdot \nabla_h T + \frac{\partial w}{\partial z} (\Gamma_d - \gamma) - \frac{1}{C_p} \frac{\partial q}{\partial z}$

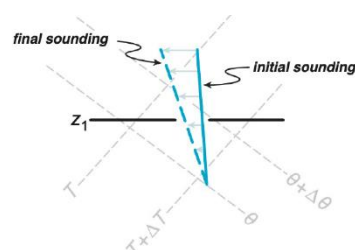
- ① **水平风：水平流动** ② **减温率垂流动** ③ **温度水平平流的垂直变化**
- ④ **减温率的垂直拉伸(垂流动的垂直变化)** ⑤ **热的垂直变化(不同高度热交换不同)**



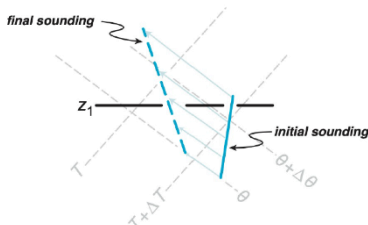
平流作用导致某一特定位置的减温率变化(18→22)



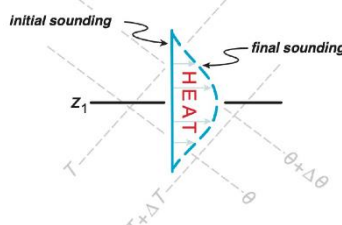
气层上升位温不变，下表面、上表面各自沿干绝热线上升，其减温率改变



第一项与第三项的结合，底层水平风速小，高层水平风速大，上部减温快，下部减温慢



上表面垂直上升速度快，下表面速度慢，气块整体拉长，上部减温更多，减温率变化



中间某层热交换大，温度变化

- 典型值** ① **减温率水平流动**: $\sim 10^{-7} \text{Km}^{-1} \text{s}^{-1}$ ② **减温率垂流动**: $\sim 10^{-8} \text{Km}^{-1} \text{s}^{-1}$
- ③ ①②结合，温度水平平流的垂直变化: $\sim 10^{-8} \text{Km}^{-1} \text{s}^{-1}$
- ④ **减温率的垂直拉伸**: $\sim 10^{-8} \text{Km}^{-1} \text{s}^{-1}$ ⑤ **热的垂直变化**: $\sim 10^{-9} \text{Km}^{-1} \text{s}^{-1}$

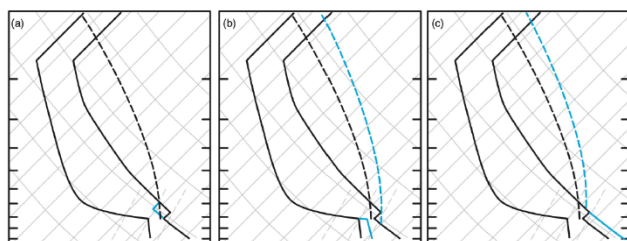
上述内容为**天气尺度**的，其中①**水平流动**最为主要（且目前预报较好），垂直方向变化比水平弱一个数量级，热交换要小两个数量级。

但是在**中小尺度**，后者量级常常大于①，导致夏日局地小对流无法预报

7.1.5 湿度条件

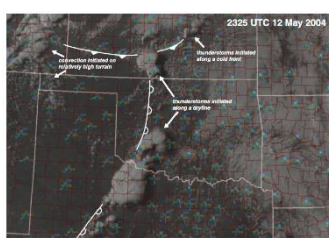
原理 在不改变平均减温率的情况下，通过CIN的减小，可以增加深对流形成的可能性，有时可以显著增加CAPE

方法 (a) 大尺度抬升运动 (b) 低层水汽增加 (c) 低层大气加热。

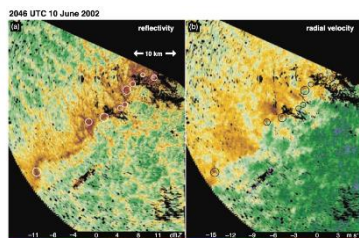


7.2 深对流形成的复杂性

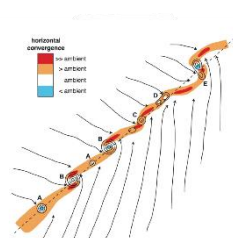
7.2.1 动力的不均匀性



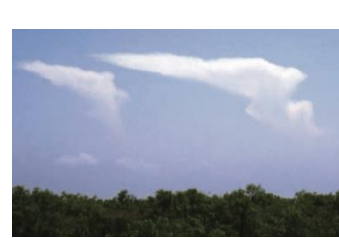
整个锋面



雷达精细图，颜色表示不同方向



由于涡旋形成对流



对流云的底部消散

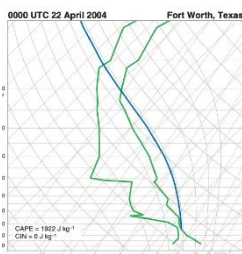
深对流只在局部形成(不是沿着整个锋面或干线): 由雷达精细图可见，发展旺盛区与切变有关，形成小涡旋(不稳定能量的表现形式)，对流更可能发生。

同时，即便对流形成，也不一定能维持：如果下部没有足够水汽和能量提供，其会很快消散。

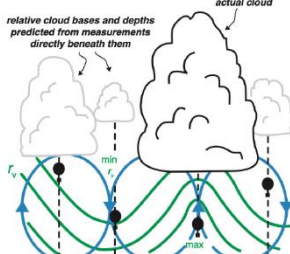
7.2.2 $CIN = 0$ 不代表深对流能形成



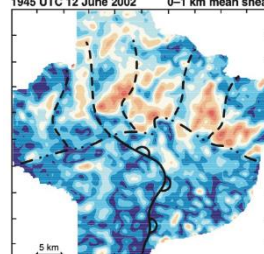
白色五角星



$CIN = 0$



低层涡旋运动



切变强区易发生

情况 上方热力图中CAPE很大， $CIN = 0$ ，理想情况对流发展应该很旺盛，但始终没有对流发生，实际发生于北边(说明北边热力环境更有利于对流发展)。假设整个区域CAPE都很大，但对流会选择在最有利于其发生的位置发生，由于低层小尺度涡流或下沉等。空间变化极端不均匀，对流可能发生于切变大的位置。

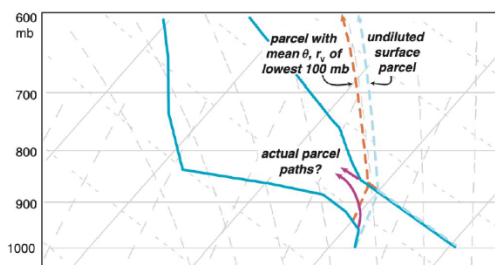
解释 1. 在计算CAPE和CIN的时候，常常假设地面气块的垂直抬升到LCL和LFC，但这种假设并不一定成立

2. 气块抬升中会和周边空气混合，尤其是在湍流较强的近地面，混合会导致气块在抬升中净浮力被消减

解法 经验做法：有时用从地面到50mb或100mb的平均温度和湿度计算CAPE和CIN，甚至直接考虑用整个边界层的平均温度和湿度计算，这样可以将边界层的混合作用考虑在内

这样往往与从地面出发相比CAPE更小，CIN更大(假设近地面气层充分混合，高空才沿着绝热线上升)

需要注意：在采用低层平均温度和湿度时，我们实际上并没有完全考虑混合的影响。混合的影响会随着垂直风切变的增强而增强，也会随着对流倾斜程度的增加而增强，也取决于环境大气的干湿程度。



(左图) 图中，无论是用近地面气块的热力学参数还是用低层100mb的平均热力学参数，计算的CIN都是0，只是在考虑混合后，得到的CAPE更小。即便这样，仍然没有对流。因为气块上升的真实路径并不是干绝热和湿绝热，由于混合的复杂性，气块上升的路径并不能准确知道，甚至可能没有CAPE，也没有达到饱和。

7.2.3 风切变

1. 在对流的初生阶段，当没有垂直风切变时，垂直上升气流可能更加强烈，气块到达的高度可能更高
2. 有垂直风切变时，垂直上升气流较小，湍流更为剧烈，气块的净浮力可能被混合消减，气块到达的高度可能更低
上部无风切变；下部有风切变，被吹散，无法发展。

在对流刚形成时，弱垂直风切变很强，气块内的净浮力会由于夹卷混合作用被消减，因此导致对流很快衰亡。如果对流可以在初生阶段存活下来，发展到成熟阶段，则垂直风切变可能起到维持甚至促进对流发展的作用。

7.2.4 总结

当 CIN 不为 0 时，**气块需要克服 CIN**，才可能发展成深对流。一般来说，克服 CIN 达到 LFC 所需要的最小的垂直上升速度为：

$$w_{min} = \sqrt{2CIN}$$

一次探空，如果距离对流发生的区域较远，则可能无法准确评估出 CIN 和 CAPE，给预报带来困难。

即便气块能够克服 CIN，达到 LFC，也需要**克服 LFC 之上的混合**，才能发展成深对流。

总之，深对流的形成是十分复杂的，目前在天气预报模式中也存在很大偏差，还需要更多的研究来理解其形成机制，并用于改进预报。**目前，我们还是主要通过 CAPE，CIN 和辐合等特征判断深对流。**高分辨率的卫星和云雷达也能帮助我们更好地监测初生对流。

7.3 水汽的辐合

具体推导等内容见 PPT 及有关材料(把 r 混合比水平计算)

局部的水汽高值区常常对应了边界层水汽的抬升和加厚。若水汽层抬升增厚了，近地面气块抬升后受到夹卷混合的影响就相对较小。因此，**深对流更容易在局部较为深厚的水汽层中形成**。若边界层水汽集中在近地面，则垂直混合会导致水汽的混合比快速减小。

7.4 高架对流

定义 高架对流不是由于近地面气块抬升形成的对流云，而是在**高空某层抬升形成的对流**，与地面没有耦合
发生情况 高架对流常常发生在**夜晚边界层和北向暖锋上**。常见于干旱地区。
这种情况下，近地面气块抬升没有 CAPE，但是边界层顶的气块若被抬升，则会形成深对流。

7.5 深对流引起的气象灾害

案例分析 一次失败的深对流初生过程：
1. 天气背景分析（南风西风气流交汇利于对流形成）2. 卫星观测、探空观测、雷达、云的照片、雷达反演精细化风场风切变等内容。3. 证明了动力结构的非均匀性尺度极小，无法预报

7.5.1 下击暴流

定义 下击暴流是一种深对流系统中形成的**强烈的下沉气流**，一般持续 10-60 分钟，**尺度一般小于 10km**。如果尺度小于 4km，也被称为微下击暴流。下击暴流在到达地面会形成**强烈的辐散强风**，不论是下沉气流还是它导致的辐散强风，都可能带来严重的气象灾害。 东方之星沉船事件
形成 降水过程的**雨水蒸发作用，大量吸热，局部冷值，空气加速下沉流动**，到地面往两边辐散，水平风速度极大。
热力因素在下击暴流中占主要作用。气压差由两个因素控制。
描述
$$\frac{\partial w}{\partial t} \text{ 下沉气流速度} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} \text{ 动力因素} + \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} + B \right) \text{ 热力因素}$$

DCAPE 就是 downCAPE，下沉时负能量变为正的帮助下沉的能量。

7.5.2 其他灾害

冰雹 冰雹是伴随深对流的一种自然灾害，其下降速度与大小成正相关。
山洪 天气本身利于强对流+地形条件