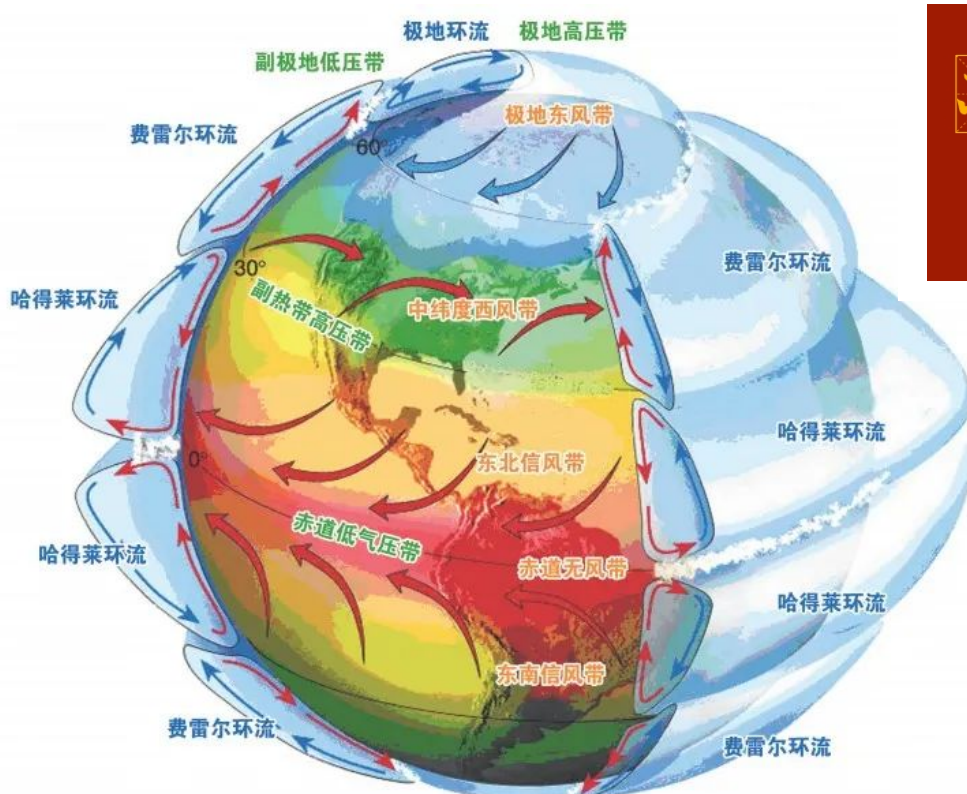
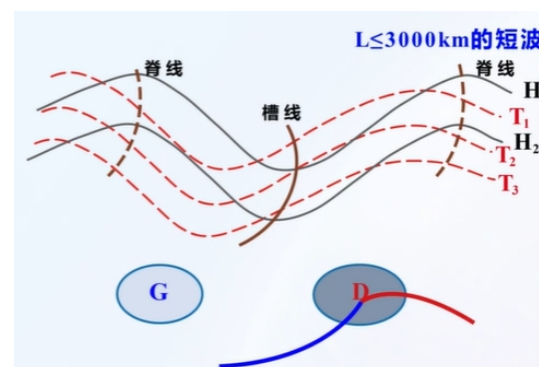


天气学原理和方法

Synoptic Principles and Methods



冷暖两议旋机
槽脊气压高低



中国海洋大学 海洋气象学系

蒋斌 整编(2023)

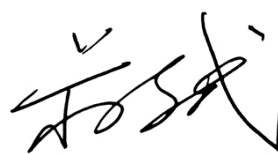
前言

《天气学原理》资料自 2021 年秋季学期开始整理，在自己学习的过程中，由于还有其他专业课程的学习压力，所以最开始只整理了大气运动的基本特征、气团和锋、气旋和反气旋和大气环流四章内容。在结束课程后的一年——2022 年秋季学期，随着 2020 级的同学再次旁听了课程，对这份资料再次进行了完善，将形势预报、季风、寒潮、大型降水以及热带气旋这些内容添加了进来。

我们当时的培养方案，将《动力气象学》放在了《天气学原理》之后学习，所以很多结论，只能直接记住后去实践，然后反过来加深对一些结论的记忆。我本人喜欢公式推导，通过公式推导得出的结论会令我的印象比较深刻，所以在资料中，我也把一些方程的得出给出了详细的推导过程，喜欢公式推导的读者可作为参考，不喜欢公式的读者可直接看后面的结论。

本资料主要结合老师的课件和课本进行整理，此外，还参考了南京信息工程大学、国防科技大学分别在 MOOC 上开设的《天气学原理》课程。整理的内容，主要要是一些比较基本的概念，就好比功夫中的“基本功”，把这些基础知识学习明白了，后面如何发挥，便看个人道行与经验了。

最后，资料内容过多，难免存在一些错误之处(例如常见的敲错字等等)，恳请各位读者朋友批评指正，我的个人邮箱: lesnow_bin@163.com。希望这份资料能给初学《天气学原理》的朋友带来不少帮助!



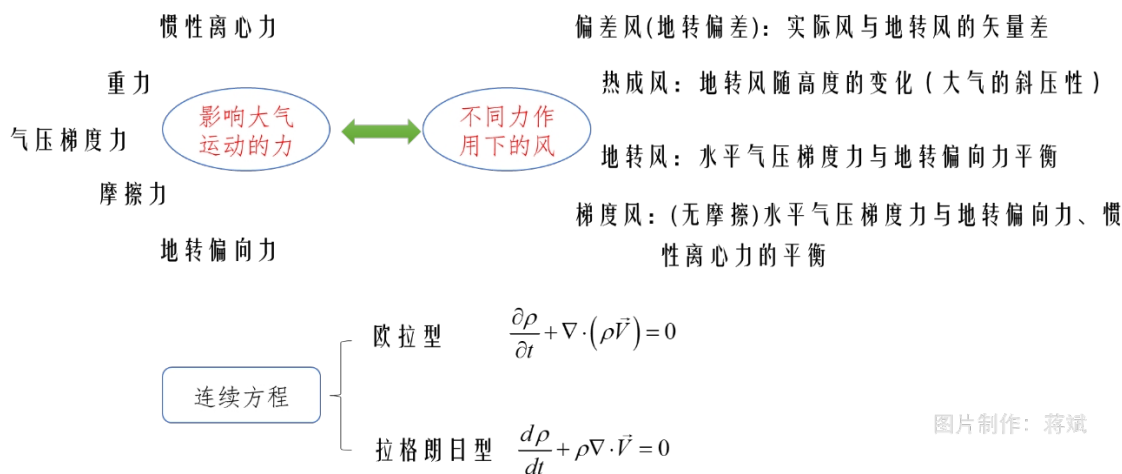
2023 年 3 月 4 日
于中国海洋大学东海苑

目录

第一章 大气运动的基本特征	3
第二章 气团和锋	25
第三章 气旋与反气旋	39
第四章 大气环流	66
第五章 形势预报	87
第六章 季风	111
第七章 寒潮天气过程	129
第八章 大型降水过程	138
第九章 热带天气系统	186
思考题	199
附录 常用的天气网址汇总	202

第一章 大气运动的基本特征

➤ 章节思维导图



1. 影响大气运动的力

(1) 气压梯度力: 作用于单位质量气块上的净压力 由于气压分布不均匀而产生。

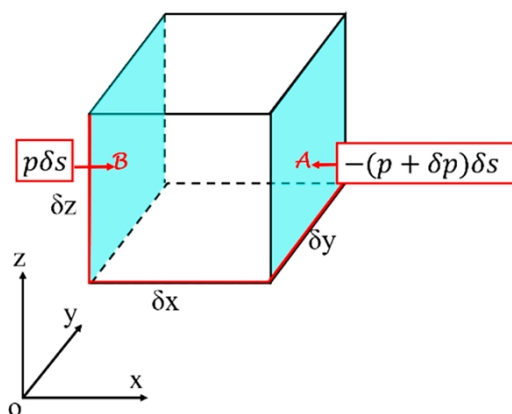


图 1 气块受力分析

如图 1 所示为一个气块, 下面就 x 方向上进行分析。 x 方向上, A,B 面受到的压力分别为 $(p + \delta p)\delta s$ 和 $p\delta s$, 设 x 方向的气压变化率为 $\frac{\partial p}{\partial x}$, 那么该方向的净合力可以表示为

$$p\delta s - (p + \delta p)\delta s = -\delta p\delta s = -\frac{\partial p}{\partial x}\delta x\delta s = -\frac{\partial p}{\partial x}\delta x\delta y\delta z$$

同理可得 y, z 方向上的净合力分别为 $-\frac{\partial p}{\partial y}\delta x\delta y\delta z$, $-\frac{\partial p}{\partial z}\delta x\delta y\delta z$ 。于是, 这个小

气块受到的净合力为:

$$-\left(\frac{\partial p}{\partial x}\vec{i} + \frac{\partial p}{\partial y}\vec{j} + \frac{\partial p}{\partial z}\vec{k}\right)\delta x\delta y\delta z = -\nabla p\delta\tau$$

又因为气块的质量 $m = \rho\delta\tau$ ，则单位质量空气受到的净压力为 $\vec{G} = -\frac{\nabla p}{\rho}$ ，这就是

我们所说的气压梯度力(Pressure Gradient Force, PGF)。气压梯度力有以下性质：

- ① 大小与气压梯度成正比，与空气密度成反比；
- ② 与等压线垂直，指向 $-\nabla p$ 方向，由高压指向低压；
- ③ 水平分量远小于垂直分量。因为气压在垂直方向上的变化远远大于水平方向，在垂直方向，从地表面到对流层顶，气压从 1000hPa 迅速减小到 200hPa 左右，这段距离仅仅是十几公里，而在水平方向，1000 公里左右的距离内，气压变化仅仅在 10hPa 左右，即使是台风或者龙卷风，也只是几十百帕，可见气压在水平方向的梯度是远远小于垂直方向的梯度的，因此气压梯度力的水平分量远小于垂直分量。

(2) 地转偏向力：气块相对地球运动时，使气块运动方向发生改变的一种惯性力

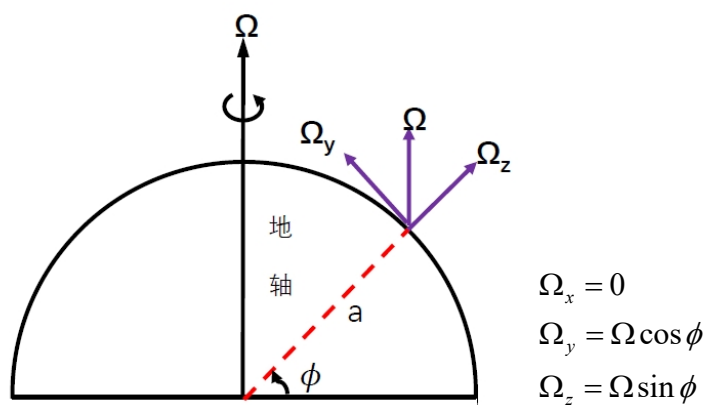
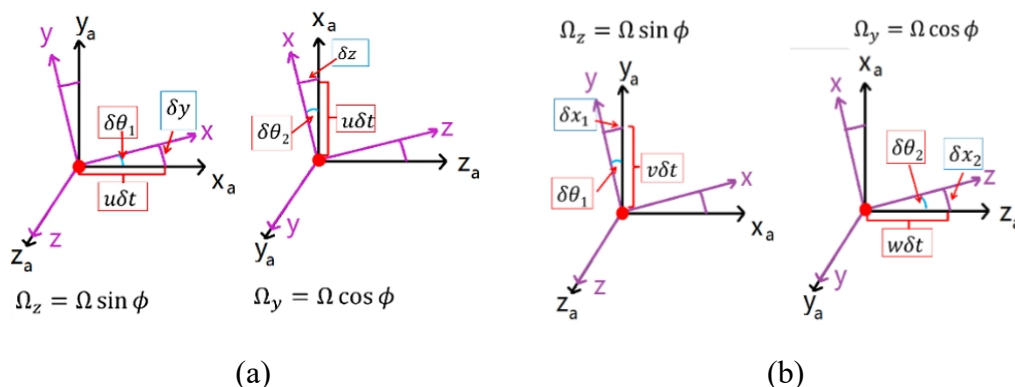


图 2 地球自转角速度的分解

将地轴的自转角速度分解到空间直角坐标系中（某一点的切线，自西向东为 x 轴；由南向北为 y 轴；由地球半径的矢径方向为 z 轴）如上图 2 所示。可以理解为： yOz 平面不绕着 x 轴旋转； xOz 平面绕着 y 轴以角速度 Ω_y 旋转； xOy 平面绕着 z 轴以角速度 Ω_z 旋转。

图 3 坐标平面旋转关系 ($O-x_a y_a z_a$ 为绝对坐标系)

分别假设 $u>0, v>0, w>0$ ，在初始时刻绝对坐标系的 $x_a O y_a$ 平面与旋转坐标系的 $x O y$ 平面重合， $x O y$ 平面绕着 z 轴旋转。空气质点以 $u>0$ 的速度沿着 x_a 轴做直线运动(图 3 (a)左图)。在 δt 时间内该空气质点在 x_a 方向的位移为 $u\delta t$ 。同时 Ω_z 使得 $x O y$ 平面绕着 z 轴逆时针旋转了一个角度 $\delta\theta_1$ ， x 轴向 x_a 轴的左侧发生偏转，也就是空气块的位置相对 x 轴向右偏离了 δy 的距离：

$$\delta y = u\delta t\delta\theta_1 = u\Omega \sin\phi (\delta t)^2$$

又根据 $\delta y = \frac{1}{2}\left(-\frac{dv}{dt}\right)(\delta t)^2$ ，可得 $\frac{dv}{dt} = -2\Omega \sin\phi u = -fu$ 。同样采用上述的思维，

结合图 3 其它的图。可以得到 x, z 方向上的加速度为：

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} &= 2\Omega \sin\phi v - 2\Omega \cos\phi w = fv - \tilde{f}w \\ \frac{dw}{dt} &= 2\Omega \cos\phi u = \tilde{f}u\end{aligned}$$

写成矢量的形式，地转偏向力可写为（对单位质量） $\vec{A} = -2\vec{\Omega} \times \vec{V}$

根据地转偏向力的表达式，可以得到其特点如下：

- ① 地转偏向力 $\vec{A}$ 与 $\vec{\Omega}$ 相垂直，而 $\vec{\Omega}$ 与赤道平面相垂直，因此 $\vec{A}$ 在纬圈平面内；
- ② 地转偏向力 $\vec{A}$ 与风速 $\vec{V}$ 垂直，因此地转偏向力对气块不做功，只改变气

块运动方向，不改变其速度大小；

- ③ A_z 一般比较小一般比较小，气块的运动特征主要受 A_x 和 A_y 的影响，此外 w 比较小；

- ④ 地转偏向力的大小与相对速度的大小成比例，当 $\vec{V} = 0$ 时，地转偏向力消失。即空气块相对地球没有运动就没有地转偏向力。（还要注意是叉乘）

(3) **重力** 旋转坐标系中指单位质量大气所受到的地心引力与惯性离心力的合力。

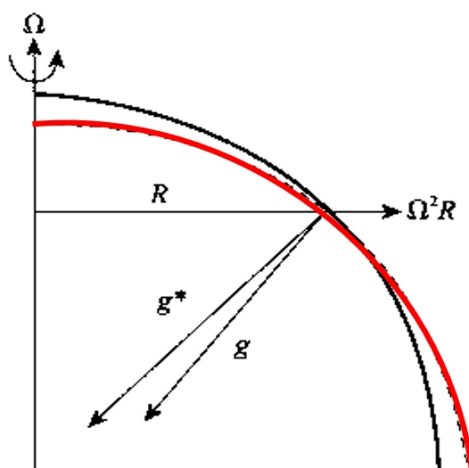


图 4 旋转坐标系下的重力

重力不指向球心，对正球体，重力可分解为指向球心和沿着经圈的切线方向指向赤道的两个分量，在后者的作用下地球变为一个椭球体，极半径短，赤道半径长（红线所示）。重力与地球椭球体的表面垂直，在地表面，重力没有分量，即在水平面上运动，重力是不做功的。重力随着纬度的增加而增加 在赤道最小 极地最大； 随着高度 z 的增加而减小。

(4) 大气的动量守恒方程组

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{G} + \vec{F} + \vec{g}^* - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \Omega^2 \vec{R}$$

即单位质量的空气受到的力为气压梯度力、摩擦力、重力、地转偏向力、和惯性离心力的合力，写成分量形式如下：

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv - \tilde{f}w + F_x \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_y \quad (f = 2\Omega \sin \phi, \tilde{f} = 2\Omega \cos \phi) \\ \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \tilde{f}u - g + F_z\end{aligned}$$

2. 连续方程（本质：质量守恒定律）

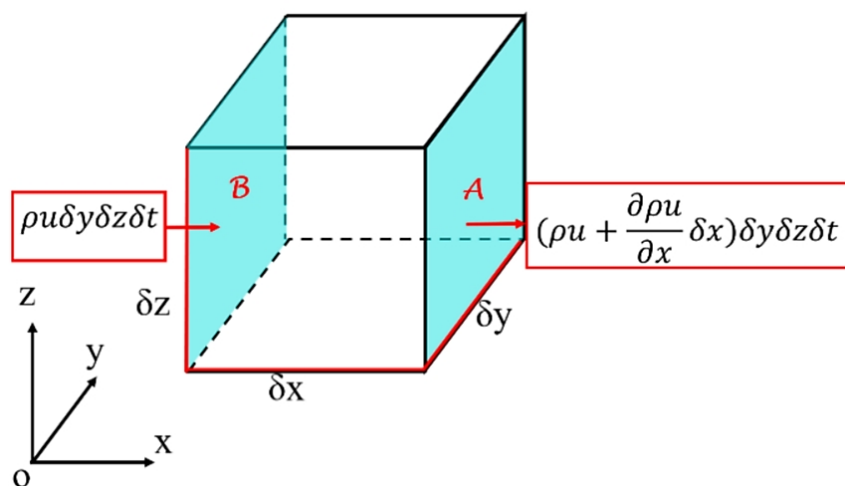


图 5 x 方向小六面体内的净流入量分析

根据图 5，可以写出净流入量的表达式为：

$$\rho u \delta y \delta z \delta t - \left(\rho u + \frac{\partial \rho u}{\partial x} \delta x \right) \delta y \delta z \delta t = -\frac{\partial \rho u}{\partial x} \delta x \delta y \delta z \delta t$$

同理可以写出其它两个方向的净流入量的表达式，从而得到总流入量的表达式为：

$$-\left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) \delta x \delta y \delta z \delta t$$

设初始时刻六面体中流体质量为 $\rho_0 \delta x \delta y \delta z$ ，经过 δt 时间后六面体中流体质量变

为 $\left(\rho_0 + \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta t \right) \delta x \delta y \delta z$ ，于是六面体内的流体质量变化为 $\frac{\partial \rho}{\partial t} \delta x \delta y \delta z \delta t$ ，根据质

量守恒，可以得到 $\frac{\partial \rho}{\partial t} \delta x \delta y \delta z \delta t = -\left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) \delta x \delta y \delta z \delta t$ ，对比得到连

续方程的表达式为：

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0$$

上述方程可分写成欧拉型和拉格朗日型。欧拉描述以相对于坐标固定的流场内的任一空间点为研究对象，研究流体流经每一空间点的力学性质，也就是说，在采用欧拉的观点进行微分运算时，空间点的位置和体积元都是固定的，其变量为该流过体积元内的质量；而拉格朗日描述着眼于流体运动的质点或微团，研究每个流体质点自始至终的运动过程，在微分核算中，选取运动的流体中任一质量固定的流体微元，而其位置和体积是变化的。

根据上述的讨论，欧拉型连续方程表示为：

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{V}) = 0$$

其中 $\nabla \cdot (\rho \vec{V}) = -\frac{\partial \rho}{\partial t}$ 表示**质量散度**，它表示固定在空间的单位体积内流体的净流出量等于该单位体积内流体质量的减少。速度场与密度场是相互制约的。

$$\nabla \cdot (\rho \vec{V}) \begin{cases} > 0 & \text{质量净流出, 密度要减小} \\ < 0 & \text{质量净流入, 密度要增大} \end{cases}$$

对初始的连续方程做进一步展开，有：

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \Leftrightarrow \frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \vec{V} = 0$$

其中 $\nabla \cdot \vec{V}$ 表示**速度散度**，密度与比容的关系为： $\rho\alpha=1$ ，对时间求导数可得

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = -\frac{1}{\alpha} \frac{d\alpha}{dt}, \text{ 代入上式可得 } \nabla \cdot \vec{V} = \frac{1}{\alpha} \frac{d\alpha}{dt}, \text{ 于是速度散度的意义为：流体在}$$

单位时间内体积的相对膨胀率或者说在单位时间内单位体积在膨胀时所增加的部分。

$$\nabla \cdot \vec{V} \begin{cases} > 0 & \text{体积增大 辐散, 其密度要减小} \\ < 0 & \text{体积缩小 辐合, 其密度要增大} \end{cases}$$

▲ 当流体不可压，即密度为常数时，有 $\frac{d\rho}{dt} = 0$ ，于是可得 $\nabla \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$ ，

即不可压缩流体的速度散度为零。将 $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ 记为 $\nabla_h \cdot \vec{V}$ ，称为水平散度，它

将水平风场和垂直运动联系了起来（因为在大气中进行垂直运动的观测是很难的，因此可以用水平风速分布来推断垂直运动）

▲ 注意区别 $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$ & $\frac{d\rho}{dt} = 0$

- (1) $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$ 表示是定常流 密度的局地变化为零(也就是质量散度为 0)，它表示单位时间内流出和流入固定控制体的质量是相等的；
- (2) $\frac{d\rho}{dt} = 0$ 则是不可压缩流体， $\rho = \text{const}$ ，它表示流体在流动过程中流点的密度始终保持不变。

3. 地转风(Geostrophic Wind)

- (1) **概念：**在大气运动的水平方向上，水平气压梯度力和水平地转偏向力相平衡下的大气风场。
- (2) **公式：**对大气运动方程进行 0 级简化，即只保留每项中数量级最大的项，有：

$$\begin{cases} 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v \\ 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u \end{cases} \Leftrightarrow \vec{V}_g = -\frac{1}{f\rho} \nabla_h p \times \vec{k}$$

(3) 地转风的特点

- ① 忽略了加速度、摩擦力项以及垂直速度引起的水平地转偏向力项，适用于中高纬自由大气大尺度运动；
- ② 南北纬 5° 以内不可能建立地转平衡关系，因为在赤道处 $\phi=0^\circ$ ，科氏力参数为 0，而在 5° 以内， $\sin \phi$ 又很小，地转偏向力也比较小；
- ③ 地转风的大小正比于气压梯度力，反比于纬度。同一纬度上，气压梯度力越大，意味着地转偏向力也要越大，而较大的地转偏向力必然需要较大的地转风速；在水平气压梯度力相同时，纬度越高，科氏力参数越小，对应的地转风也越大。

④ 由地转风可以得到著名的白贝罗定律：在北半球，背风而立，高压在右，低压在左，南半球则相反。

⑤ 地转风的散度为 0。

$$\begin{cases} u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} \\ v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x} \end{cases}$$

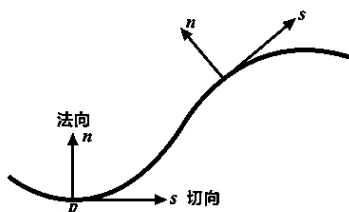
$$\nabla_p \cdot \vec{V}_g = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \right) + \frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \right) = 0$$

▲ 利用“ p ”坐标系的求散度

4. 梯度风(Gradient Wind)

(1) 概念：在没有或不考虑摩擦力时，气压梯度力、地转偏向力和惯性离心力三力平衡称为梯度风平衡。此时的风称为梯度风。

(2) 梯度风平衡的导出



▲ 利用自然坐标研究梯度风

已知空气质点受到了三力，只需要将三力的各自投影到 $\vec{n}, \vec{s}$ 方向上（如下表格所示）

	气压梯度力 $\vec{G}$	地转偏向力 $\vec{A}$	惯性离心力 $\vec{C}$
切向 $\vec{s}$	$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s}$	无	$\frac{dV}{dt}$
法向 $\vec{n}$	$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$	$-fV$	$\frac{V^2}{R_T}$

因此根据上表我们可以写出自然坐标系的运动方程为：

$$\begin{cases} \frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} \\ \frac{V^2}{R_T} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} - fV \end{cases}$$

假设等压线与流线重合，那么有 $\frac{\partial p}{\partial s} = 0$ ，于是有 $\frac{dV}{dt} = 0$ ，即此时没有切向加速度，但是有法向加速度。将法向方程进行改写，可以得到方程：

$$-\frac{V^2}{R_T} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} - fV = 0$$

方程的右端为 0，表明这是一个平衡方程，而方程的左端三项代表的含义正是惯性离心力、气压梯度力和地转偏向力，也就是我们说的梯度风平衡。梯度风用符号 V_f 表示。

- ▲ **梯度风高度**：梯度风是在不考虑摩擦的情况下，气压梯度力，地转偏向力和惯性离心力平衡时的风场。但在实际大气中，由于受到地表摩擦的作用，只有离地面 300-500 米以上的地方，风才不受地表的影响，能够在气压梯度力的作用下自由流动，达到所谓梯度风速度，而将出现这种速度的高度称之为**梯度风高度**。地面粗糙程度不同，近地面风速变化的快慢不同。地面越粗糙，能量损失多，风速变化越快，梯度风高度将越高；反之，地面越平坦，能量损失少，风速变化将越慢，梯度风高度将越小。

(3) 关于梯度风的讨论

从梯度风平衡方程可以看出，方程是一个关于 V_f 的一元二次方程，根据求根

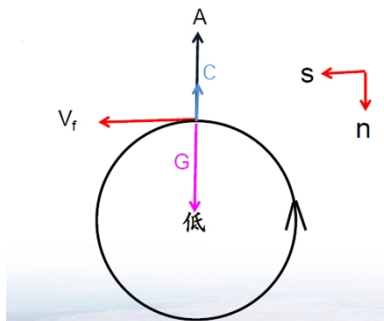
公式，可以求出数值解为 $V_f = -\frac{R_T}{2} f \pm \frac{R_T}{2} \sqrt{f^2 - \frac{4}{R_T \rho} \frac{\partial p}{\partial n}}$ 。对于选取那个解，需

要进一步讨论，但是，有几点是可以明确的：第一，在自然坐标系下， $V_f > 0$ ；

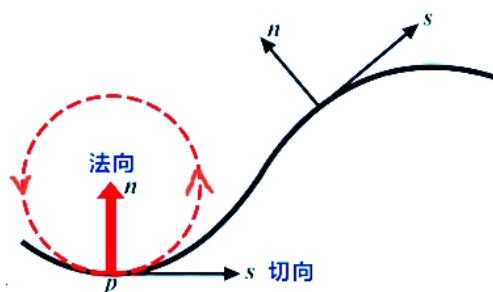
第二，根据风压定律，有 $\frac{\partial p}{\partial n} < 0$ （梯度方向为小值指向大值方向）；第三，

$f^2 - \frac{4}{R_T \rho} \frac{\partial p}{\partial n} > 0$; 第四, $R_T > 0$ 为气旋, $R_T < 0$ 为反气旋。

① 气旋式环流（逆时针）



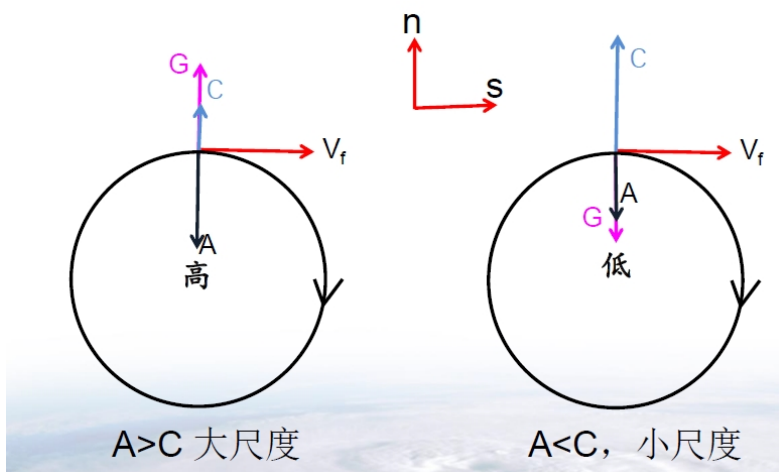
▲ 低压常与气旋式环流结合



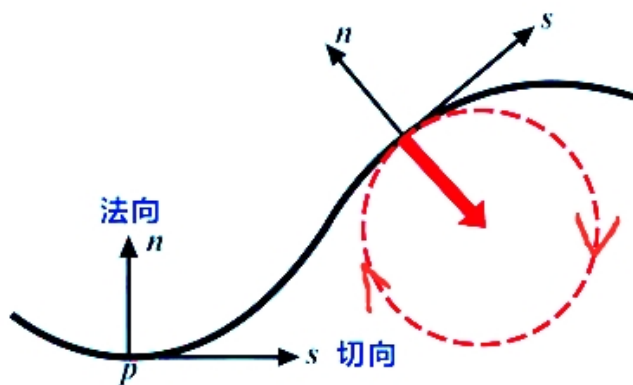
在气旋式环流中, $R_T > 0$, 若取“-”号, 则 $V_f < 0$, 这与我们的自然坐标取法是相矛盾的, 因此只能取“+”号, 即在气旋中, 梯度风速率应该为:

$$V_f = -\frac{R_T}{2} f + \frac{R_T}{2} \sqrt{f^2 - \frac{4}{R_T \rho} \frac{\partial p}{\partial n}}$$

② 反气旋式环流



▲ 反气旋式环流与天气系统尺度有关



在反气旋式环流（大尺度系统）中， $R_T < 0$ ，而且 $\frac{\partial p}{\partial n} < 0$ ，也就是说 f^2 要减去一个正值，如果取“-”号，即 $V_f = -\frac{R_T}{2} \left(f + \sqrt{f^2 - \frac{4}{R_T \rho} \frac{\partial p}{\partial n}} \right)$ ，这意味着着气压梯度力越大的时候， V_f 越小，这与我们所说的“气压梯度力越大，风速越快”是相违背的，因此，在反气旋中也只能取“+”号

通过以上的讨论，我们可以知道，对于气旋和反气旋，梯度风的速率都为

$$V_f = -\frac{R_T}{2} f + \frac{R_T}{2} \sqrt{f^2 - \frac{4}{R_T \rho} \frac{\partial p}{\partial n}}, \text{ 不难看出，梯度风的大小与曲率半径，地转参}$$

数，以及气压梯度密切相关。对于气旋环流，当 $\left| \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \right| \rightarrow 0$ 时， $V_f \rightarrow 0$ ；当

$\left| \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \right| \rightarrow \infty$ 时， $V_f \rightarrow \infty$ ，也就是说，气旋式环流的风速和气压梯度可以无限增

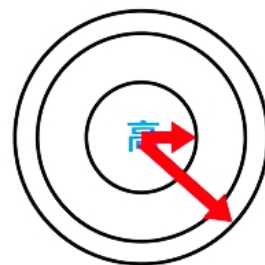
大，没有上限。而对于反气旋环流，因为 $R_T < 0$ ， $\frac{\partial p}{\partial n} < 0$ ，需

要满足 $f^2 - \frac{4}{R_T \rho} \frac{\partial p}{\partial n} > 0$ ，由此有 $\left| \frac{\partial p}{\partial n} \right| \leq \left| \frac{\rho f^2 R_T}{4} \right|$ ，这就意味着

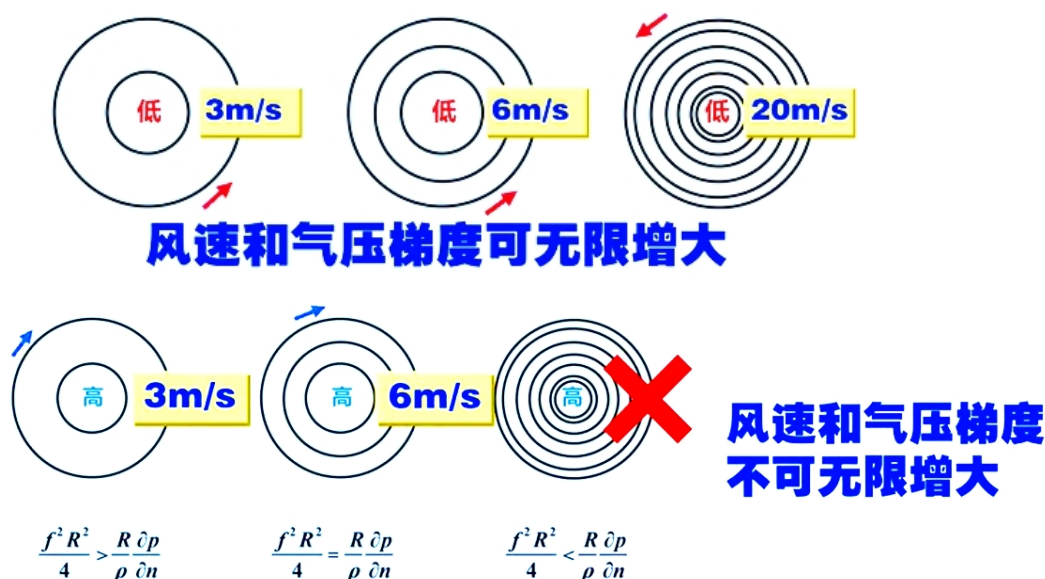
在反气旋式环流中风速和气压梯度不能无限增大，可以求出

$(V_f)_{\max} = -\frac{R_T}{2} f$ 。在高压的外围，因为曲率半径较大，可以

有较大的气压梯度；而在高压的内部，由于曲率半径较小，气压梯度必须较小才行。



在天气图上，对于低压，越向中心，风越大，气旋中心等压线密集；对于高压，越向边缘，风越大，高压中心等压线稀疏。



▲ 关于梯度风和地转风的比较

$$-\frac{V_f^2}{R_T} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} - fV_f = 0$$

$$V_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$$

$$\frac{V_g}{V_f} = 1 + \frac{V_f}{fR_T}$$

(注意：都是在自然坐标系下)

由上式可以知道，在气旋式环流中($R_T > 0$)， $\frac{V_g}{V_f} > 1$ ，即地转风比梯度风大；

而在反气旋中恰好相反，再根据 $(V_f)_{\max} = -\frac{R_T}{2} f$ ，可以得到在反气旋环流中的最大梯度风与地转风的关系： $(V_f)_{\max} = 2V_g$

5. 热成风

(1) 概念：地转风随高度的改变量称热成风(用 V_T 表示)，即上下两层地转风之差。

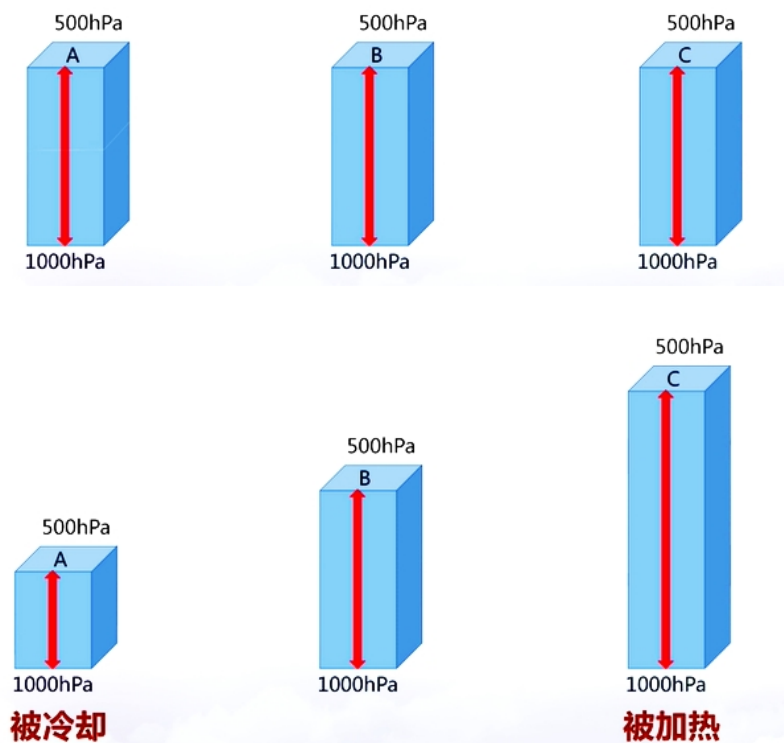
▲ 如何理解？

在“p”坐标中，地转风的表达式为
$$\begin{cases} u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial y} \\ v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x} \end{cases}$$
，这表明地转风的大小

与等压面的坡度是有关的，即**坡度越大，地转风的速率越大**。

根据静力学方程，有 $z_1 - z_0 = \frac{RT}{g} \ln \frac{p_0}{p_1}$ ，由此可知，在给定等压面上，其

与基准参考平面 p_0 之间的距离取决于气柱的温度 (如下图所示)。因此，当温度引起等压面之间的坡度不一致是，地转风随高度就发生了变化，而这个变化量，就是热成风。

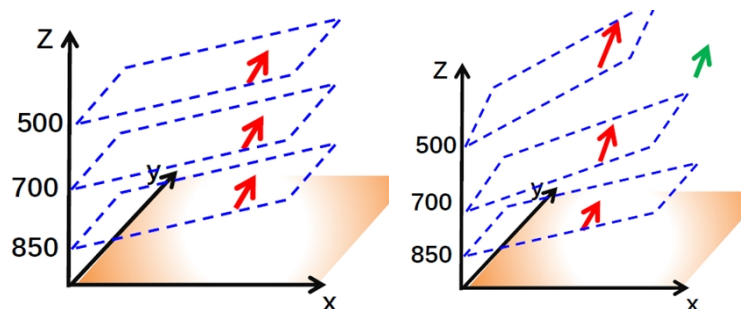


▲ 温度不均匀导致的等压面倾斜

▲ 正压大气与斜压大气

正压大气：地转风不随高度变化，温度均匀的大气。

斜压大气：地转风随高度变化，温度分布不均匀。



▲ 等压面间的平行(左)与不平行(右)

(2) 热成风的表达式

$$\vec{V}_T = \vec{V}_{g1} - \vec{V}_{g0} \xrightarrow{\text{写成分量形式}} \begin{cases} u_T = -\frac{g}{f} \frac{\partial(z_1 - z_0)}{\partial y} \\ v_T = \frac{g}{f} \frac{\partial(z_1 - z_0)}{\partial x} \end{cases} \xrightarrow{\text{令 } h = z_1 - z_0} \vec{V}_T = \frac{g}{f} \vec{k} \times \nabla h$$

h越厚表示温度越高
h越薄表示温度越低

以上是热成风最基本的表达式。而根据静力学方程，有

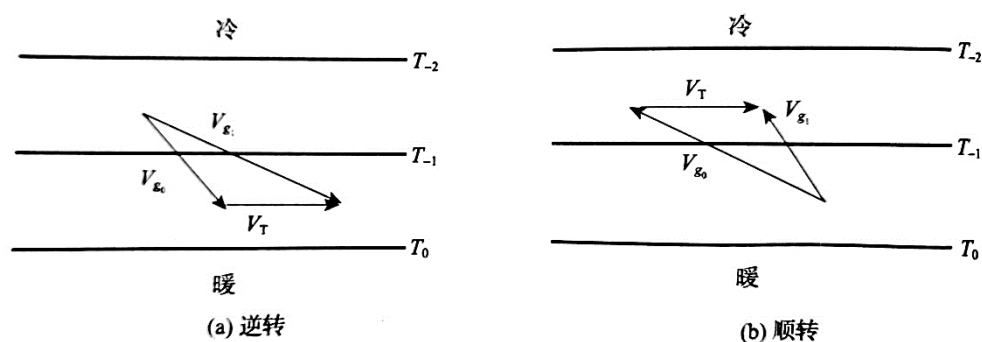
$$h = z_1 - z_0 = \frac{RT}{g} \ln \frac{p_0}{p_1}, \text{ 因此, 热成风的表达式又可以改写为:}$$

$$\vec{V}_T = \frac{R}{f} \ln \frac{p_0}{p_1} \vec{k} \times \nabla T, \text{ 它更加直接的体现出“热”字的来源。}$$

(3) 热成风的特点 ★

- ① 热成风与等平均温度线平行，北半球背热成风而立，低温在左，高温在右；
- ② 热成风风速大小与平均温度梯度或厚度梯度成正比，与纬度成反比，等温线越密集热成风越大。

(4) 热成风的重要应用——温度平流



▲ 地转风随高度变化与冷暖平流

如上图，根据温度的分布，可以判断出热成风的风向。对于(a)的逆转，可以看出地转风具有由北向南的分量，风从冷区吹向暖区，即气层中有冷平流；对于(b)的顺转，可以看出地转风具有由南向北的分量，风从暖区吹向冷区，即气层中有暖平流。

热成风可以用来判断不稳定度。例如根据某单站高空风图判断出热成风先顺转，后逆转——也就是说下层越来越热，上层越来越冷，此时的大气显然是不稳定的。

除此之外，利用热成风可以判断不稳定度的方位。如下图为某地的高空风图，我们发现 925~850hPa 之间与 850~700hPa 之间形成的热成风方向变化较大，可以把它们拿出来单独分析（如下图）



▲ 某地的高空风站图（不同高度之间的连线即为热成风）



▲ 利用热成风判断不稳定度的方位

6. 地转偏差(Geostrophic Departure)

(1) 概念: 实际风与地转风之差 $D = V - V_g$ 称为地转偏差, 或偏差风。

(2) 边界层中的地转偏差

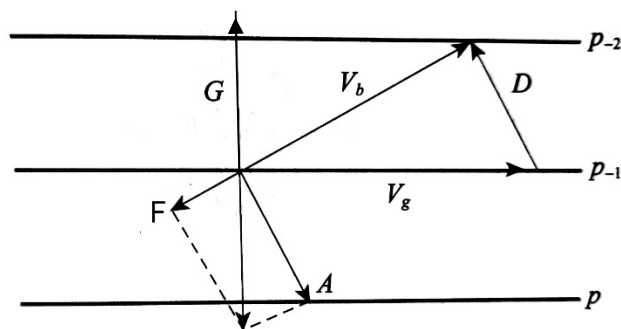
在边界层的大气中, 下垫面与空气的湍流交换比剧烈, 由此产生了较大的摩擦(下垫面越粗糙, 摩擦作用越大)。在边界层中, 主要是摩擦力、气压梯度力和地转偏向力三力的平衡, 即平衡方程为:

$$\begin{cases} 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f\bar{v} + F_x \\ 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f\bar{u} + F_y \end{cases} \quad (\text{矢量式为: } 0 = -\frac{1}{\rho} \nabla_h p - f\mathbf{k} \times \mathbf{V} + \mathbf{F})$$

又根据公式 $V_g = \frac{1}{f\rho} \mathbf{k} \times \nabla_h p$, 代入上述矢量平衡方程, 有

$0 = f\mathbf{k} \times V_g - f\mathbf{k} \times V + \mathbf{F}$, 亦即 $D = V - V_g = -\frac{1}{f} \mathbf{k} \times \mathbf{F}$, 所以地转偏差指向摩擦力的

右侧, 且与其垂直。下图表示了 D 与 F 的关系。正是因为有地转偏差的存在, 实际风打破了与等压线的平行, 使得空气在水平面内有辐合和辐散现象, 并由此产生大气垂直方向的运动。



▲ 边界层中力的平衡

(3) 自由大气中的地转偏差(没有摩擦力)

在自由大气中, 当地转偏向力和水平气压梯度力不平衡时就会产生加速度,

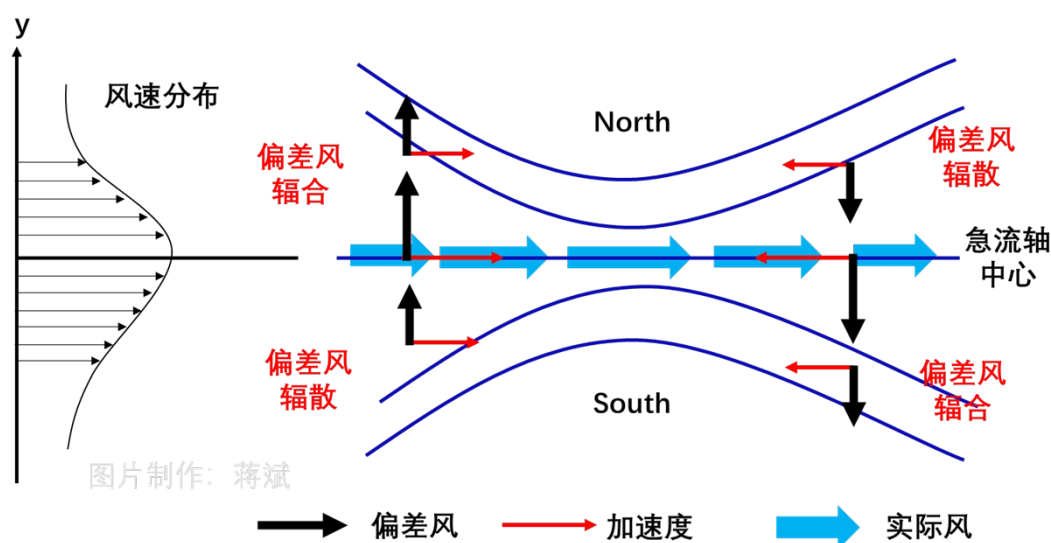
根据水平运动方程，有：

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} = f(v - v_g) \\ \frac{dv}{dt} = -f(u - u_g) \end{cases}$$
 ，矢量形式为 $\frac{d\mathbf{V}}{dt} = f(\mathbf{V} - \mathbf{V}_g) \times \mathbf{k}$ ，由

此可以解得地转偏差 $\mathbf{D} = \mathbf{V} - \mathbf{V}_g = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \frac{d\mathbf{V}}{dt}$ ，也就是说，地转偏差与加速度方向

垂直，且指向加速度方向的左侧。

【注】利用自由大气地转偏差的特点，可以分析高空急流的入口与出口区的辐合辐散情况。



急流轴中心，有风速的辐合辐散。在急流入口区，风速辐散，相当于有一个向东的加速度；在急流出口区，风速辐合，相当于有一个向西的加速度。由此可以得到偏差风的分布（黑色粗箭头），于是可以得到图中入口、出口两侧的辐合辐散情况。

对 $\frac{d\mathbf{V}}{dt}$ 展开（在自然坐标系下），有：

$$\mathbf{D} = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \left(\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + V \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial s} + w \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right) = \mathbf{D}_1 + \mathbf{D}_2 + \mathbf{D}_3$$

下面将对 $\mathbf{D}_1, \mathbf{D}_2, \mathbf{D}_3$ 分别做一个简单的讨论。

① $\mathbf{D}_1 = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t}$

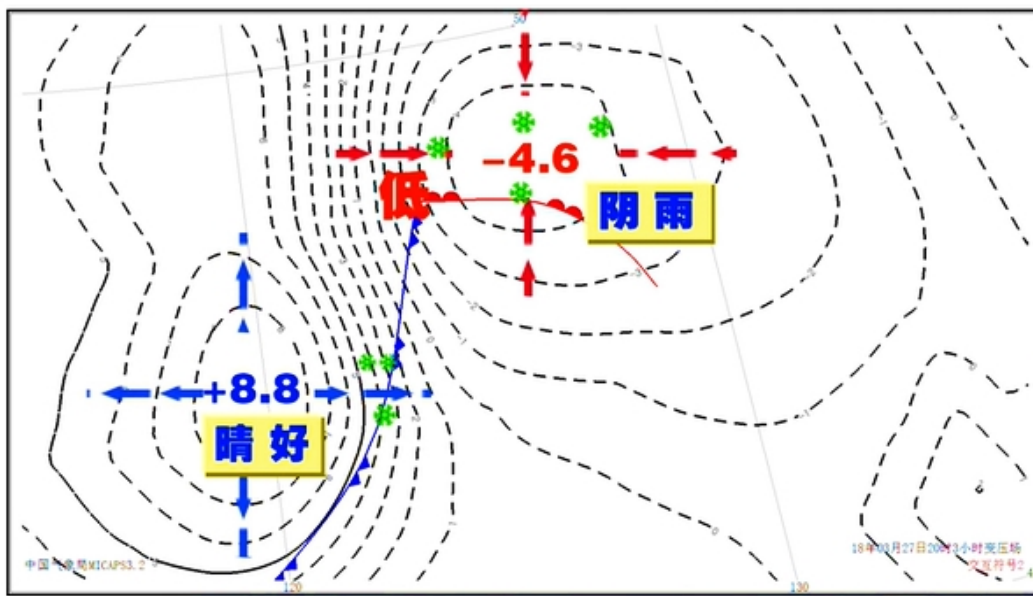
这一项表示局地加速度，它是由气压梯度力的局地变化造成气压梯度力和地

转偏向力的不平衡。

地转风近似代替实际风

$$\left. \begin{aligned} V_g &= -\frac{1}{f\rho} \nabla_h p \times \mathbf{k} \\ V_g &= -\frac{1}{f} \nabla_p \phi \times \mathbf{k} \\ D_1 &= \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} \end{aligned} \right\} \longrightarrow D_1 = \begin{cases} -\frac{1}{f^2 \rho} \nabla_h \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) \\ -\frac{g_0}{f^2} \nabla_p \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right) \end{cases}$$

由上可知， D_1 与变压梯度或者变高梯度的大小成正比，且与变压梯度或者变高梯度的方向一致（即由大值指向小值）。这种由变压梯度或者变高梯度表示的地转偏差，称为**变压风**。在地面天气图上可以通过3h变压线来定性变压风的强弱和方向。。一般来说，负变压中心位于暖锋的前方，对应变压风的辐合，正变压中心位于冷锋的后方，对应变压风的辐散。



▲ 正变压中心辐散，负变压中心辐合

▲ $\nabla \mathbf{V} = \nabla (\mathbf{V}_g + \mathbf{D}) = \nabla \mathbf{D}$ ，实际风的散度取决于地转偏差的散度。

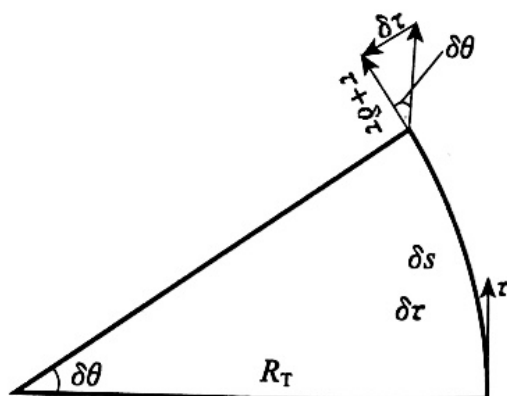
$$\textcircled{2} \quad D_2 = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \mathbf{V} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial s}$$

在自然坐标系中，以 s_0, n_0 分别表示流线切向和法向方向的单位向量， k 为垂直方向的单位向量，则实际风 V 可以写成 Vs_0 ，于是 D_2 可以进一步展开为：

$$\begin{aligned} D_2 &= \frac{1}{f} k \times V \frac{\partial V s_0}{\partial s} = \frac{1}{f} k \times \left(V \frac{\partial V}{\partial s} s_0 + V^2 \frac{\partial s_0}{\partial s} \right) = \frac{1}{f} k \times \left(V \frac{\partial V}{\partial s} s_0 + \frac{V^2}{R_s} n_0 \right) \\ &= \frac{1}{f} V \frac{\partial V}{\partial s} n_0 - \frac{1}{f} \frac{V^2}{R_s} s_0 \end{aligned}$$

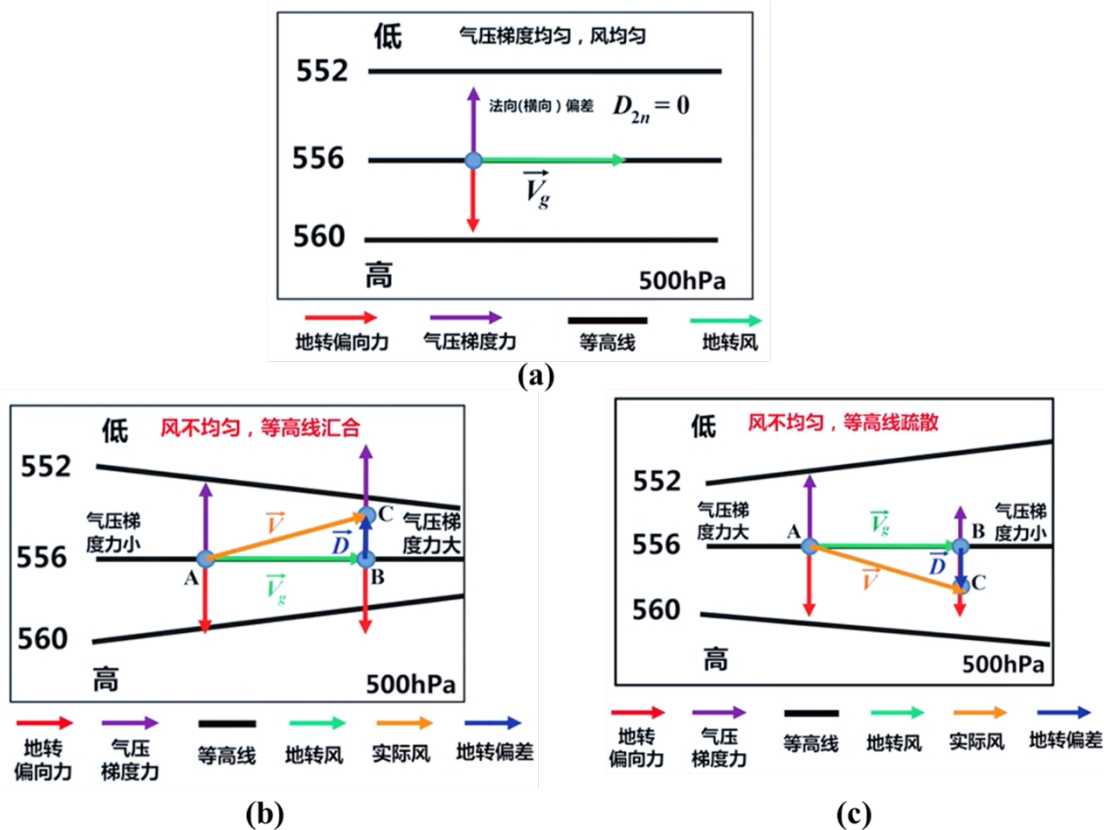
其中，称 $D_{2n} = \frac{1}{f} V \frac{\partial V}{\partial s} n_0$ 为法向偏差，称 $D_{2s} = -\frac{1}{f} \frac{V^2}{R_s} s_0$ 为切向偏差，下面进一步分别讨论这二者的影响。

▲ 请读者自行推导 $\frac{\partial s_0}{\partial s} = \frac{1}{R_T} n_0$ （提示： $\frac{\partial s_0}{\partial s}$ 表示方向的改变量，可反映轨迹的弯曲程度）

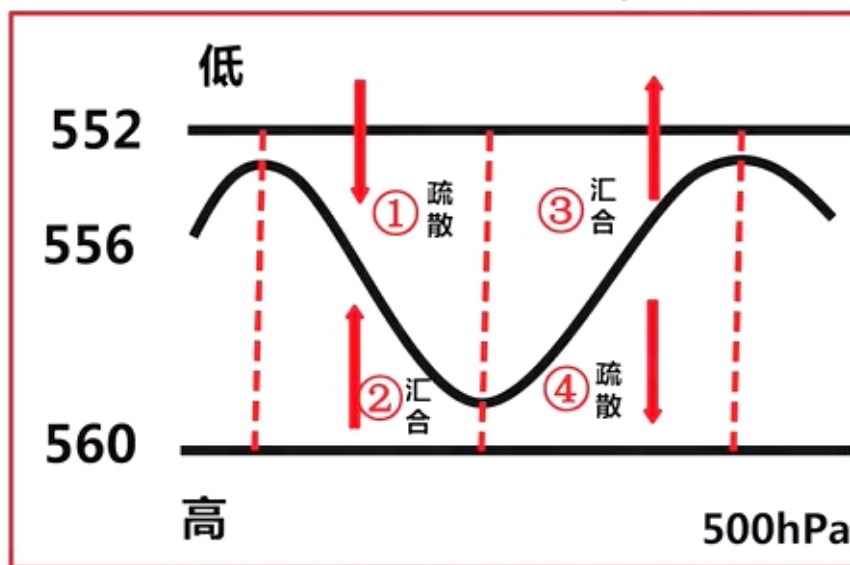


➤ 法向（横向）地转偏差的分析

如下图所示，在地转平衡下，风沿着等高线吹，那么此时 $D_{2n} = 0$ （图(a)）；当等高线出现辐合、辐散的时候（也就是等压线不平行，有交汇或者发散，图(b)、(c)），等高线密集的地方气压梯度力大，稀疏的地方气压梯度力小，于是引起了实际风与等高线的交汇。从下图可以知道，等高线汇合，法向地转偏差指向低压；等高线疏散，法向地转偏差指向高压。



▲ 讨论法向偏差的影响



▲ 利用等高线的辐合辐散，可以判断法向地转偏差

(图中左区域有偏差风辐合，右侧有偏差风辐散)

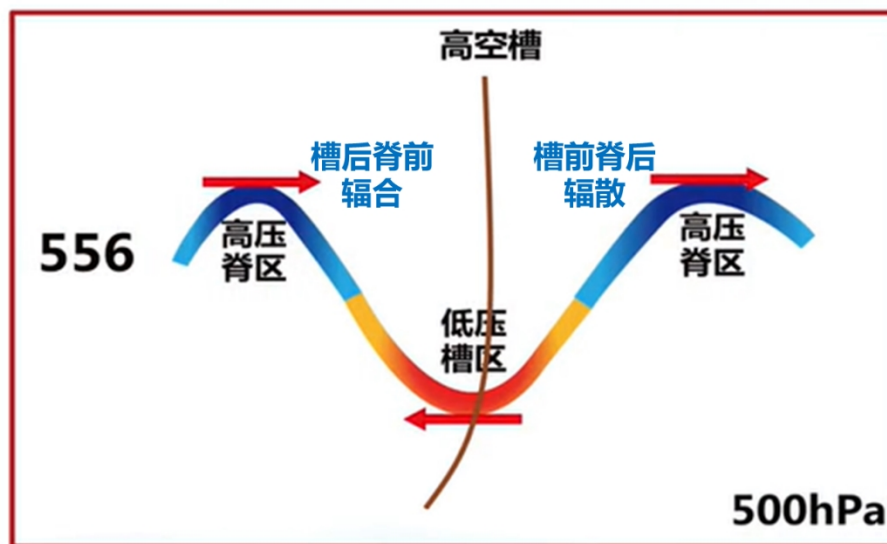
➤ 切向(纵向)地转偏差的分析

它表示流线曲率不等于零的情况下，由于气压梯度力和地转偏向力不平衡时所产生的法向(向心)加速度所对应的切向地转偏差。结合切向偏差的公式

$D_{2s} = -\frac{1}{f} \frac{V^2}{R_s} s_0$ ，当等高（压）线呈反气旋式弯曲时（ $R_s < 0, D_{2n} > 0$ ），就有指

向流线方向的地转偏差；当等高（压）线呈气旋式弯曲时（ $R_s > 0, D_{2n} < 0$ ），就

有指向流线相反方向的地转偏差。由此可以判断辐合辐散情况（如下图）。



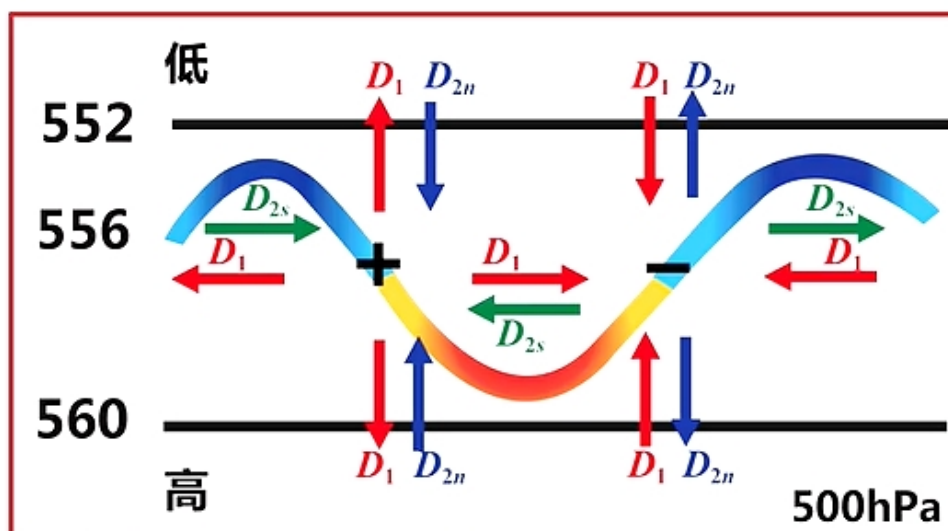
▲ 利用曲率来判断切向偏差

③ $D_3 = \frac{w}{f} \mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p}$ —— 对流加速度引起的地转偏差

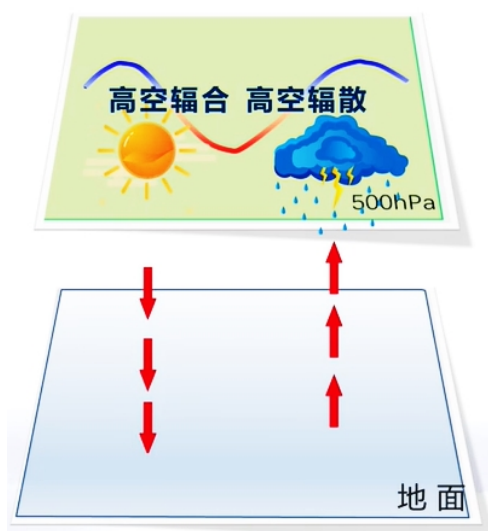
▲ 下面针对水平地转偏差做一个小结

在水平运动中，地转偏差可以分为三项来进行表示：

- (1) 变压风（ D_1 ）——利用三小时变压来判断；
- (2) 法向（横向）地转偏差（ D_{2n} ）——利用等高（压）线辐合辐散判断；
- (3) 切向（纵向）地转偏差（ D_{2s} ）——利用等高（压）线的曲率判断。



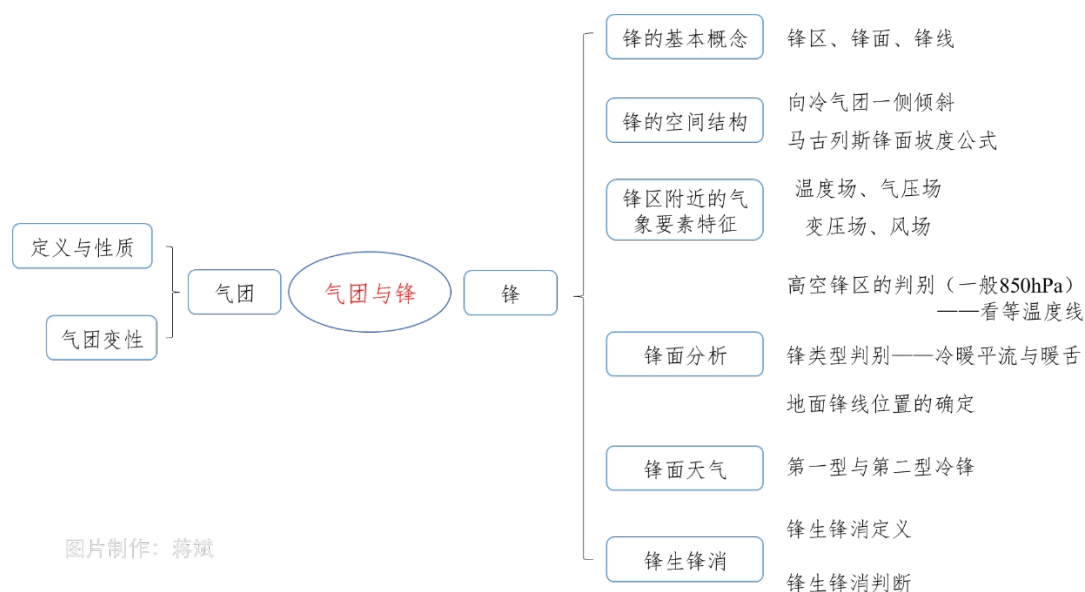
那么，如果把上述三项综合判断，那么效果如何呢？结论是：高层以纵向、横向辐散辐合（ D_{2n} ， D_{2s} ）为主；低层以变压风 D_1 辐散辐合为主，同时近地层考虑摩擦。因此，在高空的槽前，偏差风辐散；在高空槽后，偏差风辐合。于是，在高空槽前必然有大气的上升运动，经常出现降水等天气；而在高空槽后，相应的有大气的下沉运动，对应的天气通常晴好，并且由于静稳，冬天常常出现雾霾天气。



▲ 由高空辐合辐散引起的对流

第二章 气团和锋

➤ 章节思维导图



1. 气团

(1) 气团的概念

气象要素（主要指温度和湿度）**水平分布**比较均匀的大范围的空气团。

(2) 气团的形成

大气热量最终来源于太阳，而直接来源于地面的长波辐射。通过大气中各种尺度的运动（湍流、蒸发、辐射等），经过足够的时间，大气取得和下垫面类似的物理属性，从而形成气团。

(3) 气团的分类

地理分类法：北极气团、极地气团、热带气团、赤道气团；

热力分类法：可分为**暖气团**、**冷气团**

(4) 气团变性

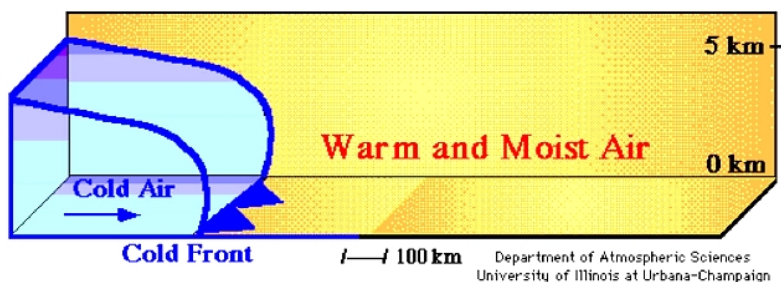
气团形成之后，当它移动到另一个新的下垫面的时候，由于下垫面的性质和物理属性都发生了改变，所以，气团的属性也随之发生相应的变化。**气团属性的变化称之为气团的变性。**

(5) 气团源地特点

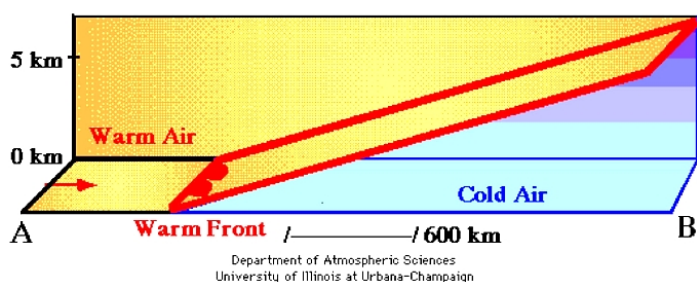
面积足够大、下垫面热力性质比较均匀、受高气压控制的时间多

2. 锋的基本概念

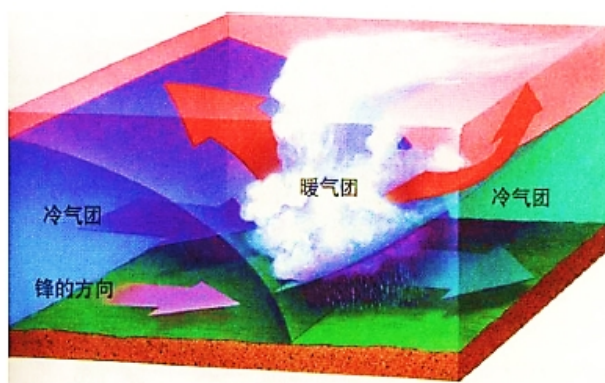
- (1) **锋区**：冷暖气团相遇时的狭窄过渡带。锋区与暖气团的界面为**暖界面或上界面**，与冷气团的界面为**冷界面或下界面**。
- (2) **冷锋**：锋面在移动的过程中，冷气团起主导作用，推动锋面向暖气团一侧移动，形成冷锋。



- (3) **暖锋**：锋面在移动的过程中，暖气团起主导的作用，推动冷面向暖气团一侧移动，形成暖锋。



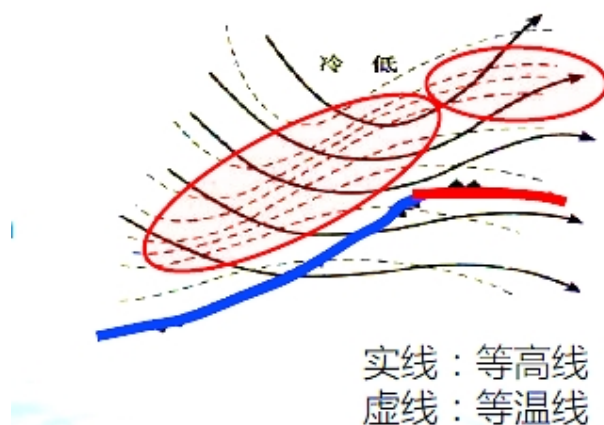
- (4) **准静止锋**：冷暖气团势力相当，锋面移动很慢，形成准静止锋。
- (5) **锢囚锋**：暖气团、冷气团、更冷气团（即三种性质不同的气团）相遇时，先构成两个锋面，当其中一个追上另一个时，就形成了锢囚锋。（这里的锢囚，指的是暖气团被锢囚，如下图，暖气团被抬离地面，被两个冷气团所夹）

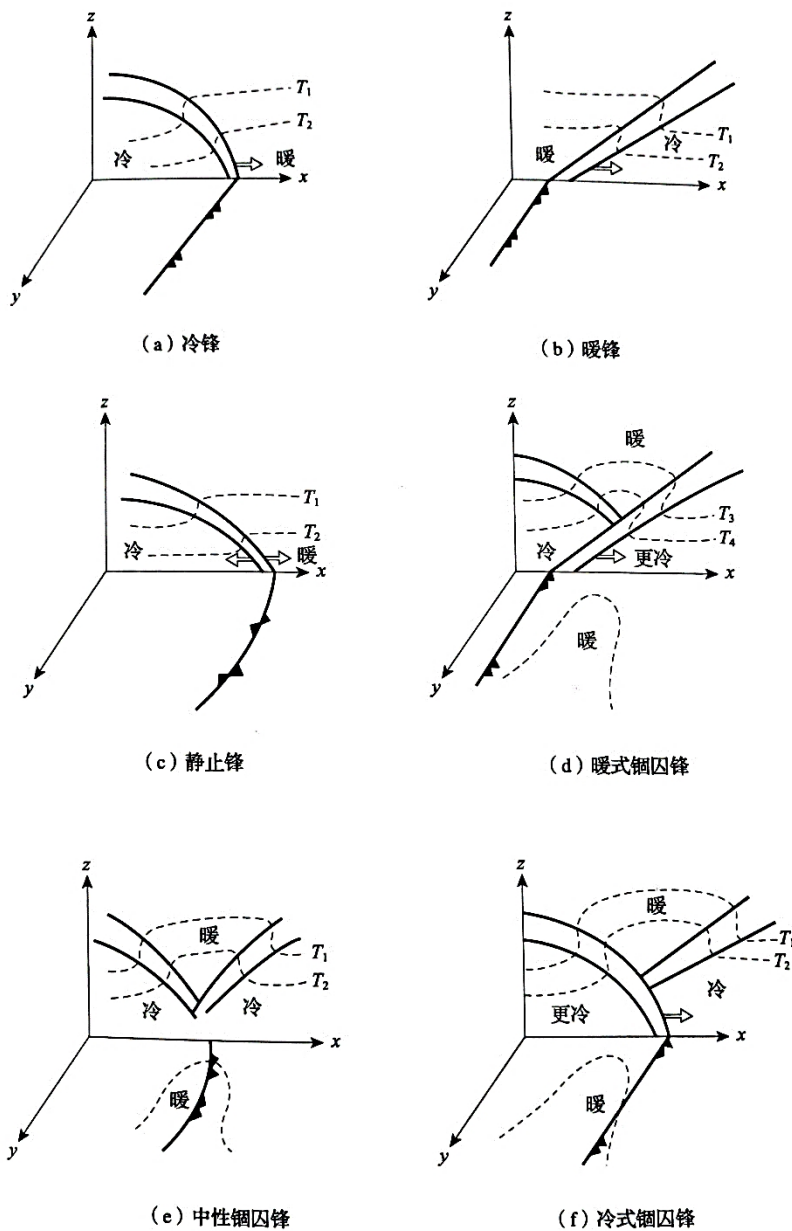


▲ 为什么锋面总是向冷区一侧倾斜？

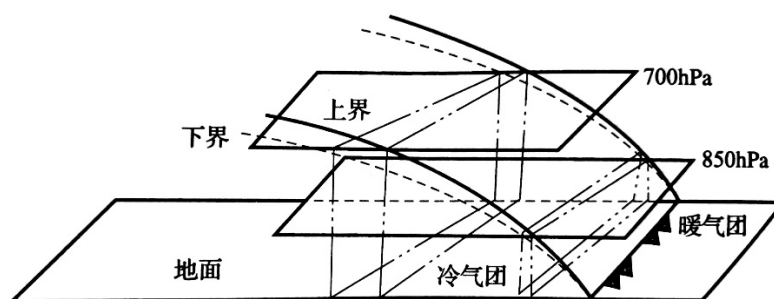
一种理解是：冷区密度大，暖区密度小，在低层，形成由冷区指向暖区的气压梯度力。而根据静力平衡关系，温度低的一侧，气压随高度递减较快，温度高的一侧，气压随高度递减较慢，在高层形成由暖区指向冷区的气压梯度力。高低层的力矩使得锋面向冷区倾斜。

另一种理解是：锋面坡度的形成和维持是地转偏向力作用的结果。锋的一侧是冷气团，另一侧是暖气团，由于冷暖气团密度不同，在两气团间便产生了一个由冷气团指向暖气团的水平气压梯度力，这个力迫使冷气团呈楔形伸向暖气团下方，并力图把暖气团抬挤到它的上方，使两者分界面趋于水平。然而，当水平气压梯度力开始作用时，地转偏向力就随之起作用，并不断地改变着冷空气的运动方向，使其逐渐同锋线趋于平行。当地转偏向力和锋面气压梯度力达到平衡时，气流平行于锋面作地转运动，这时冷、暖气团的分界面就不再向水平方向过渡而呈现为倾斜状态。由于锋面在空间呈倾斜状态，使得各等压面上的等温线密集区位置随高度升高不断向冷区一侧偏移。因而，高空锋区位于地面锋的冷空气一侧，锋伸展得高度越高，锋区偏离地面锋线越远。





▲ 不同锋的空间结构以及温度分布情况



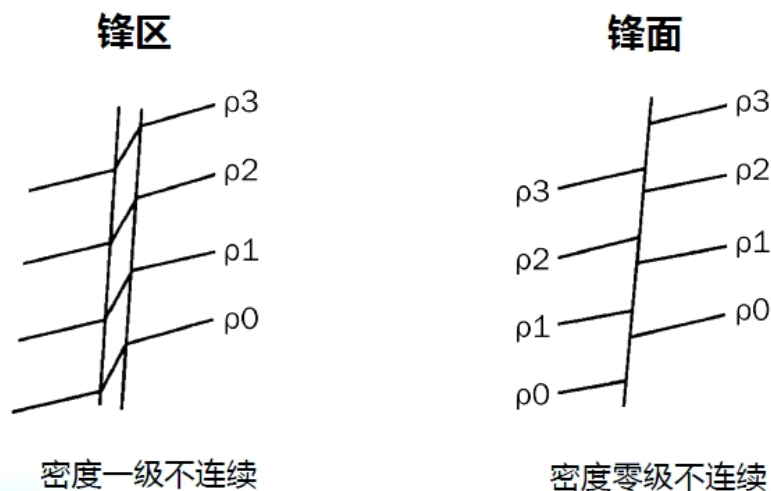
▲ 锋的空间结构模型

3. 锋面的空间结构——锋面坡度（马古列斯公式）

(1) **物质面**：由相同的空气质点组成的不连续面。

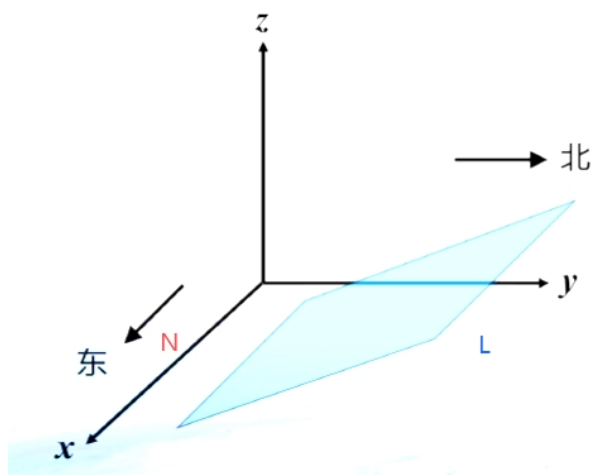
(2) **零级不连续**：气象要素本身不连续；

一级不连续：气象要素本身连续，而它的一阶空间导数不连续。



(3) 马古列斯公式的推导

锋面运动的边界条件和动力学条件： $V_L = V_N, P_L = P_N$ （锋面两侧气压必须连续，否则锋面附近气压梯度会无穷大，风会很大）



设 y 轴由暖气团指向冷气团， x 轴平行地面锋线，根据动力学条件，对两边做全微分，整理可得以下的式子：

$$dP_L - dP_N = \left(\frac{\partial P_L}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x} \right) dx + \left(\frac{\partial P_L}{\partial y} - \frac{\partial P_N}{\partial y} \right) dy + \left(\frac{\partial P_L}{\partial z} - \frac{\partial P_N}{\partial z} \right) dz = 0$$

因为所取的 x 轴平行地面锋线，所以 $\frac{\partial P_L}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x} = 0$ ，根据上图可以得到坡度的表

达式为 $\tan \alpha = \frac{dz}{dy}$ ，因此可得锋面坡度的表达式为：

$$\tan \alpha = \frac{dz}{dy} = - \frac{\frac{\partial P_L}{\partial y} - \frac{\partial P_N}{\partial y}}{\frac{\partial P_L}{\partial z} - \frac{\partial P_N}{\partial z}}$$

再将水平零级简化方程 ($-fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = 0$, y 方向上)、静力学方程 ($\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$)

和状态方程 ($p = \rho RT$)，上式又可以化为：

$$\tan \alpha = - \frac{f(\rho_L u_{gL} - \rho_N u_{gN})}{g(\rho_L - \rho_N)} = - \frac{f(T_N u_{gN} - T_L u_{gL})}{g(T_N - T_L)}$$

令 $\Delta T = T_N - T_L$, $\Delta u_g = u_{gL} - u_{gN}$, $T_m = \frac{T_L + T_N}{2}$, $\Delta u_{gm} = \frac{u_{gL} + u_{gN}}{2}$ ，上式可写成：

$$\tan \alpha = - \frac{f}{g} \left(T_m \frac{\Delta u_g}{\Delta T} + u_{gm} \right)$$

由于 u_{gm} 在实际中很小(量级在 10，而 T_m 的量级为 10^2)，因此可以忽略，所以

锋面坡度公式近似为： $\tan \alpha = - \frac{f}{g} T_m \frac{\Delta u_g}{\Delta T}$ ，根据该表达式，我们有以下结论：

- ① 其他条件不变，锋面坡度随纬度增高而增大，随纬度的减小而减小，赤道上 $f=0$ ，无锋面存在。
 - ② 锋面坡度与锋两侧的温差成反比。温差为零，无锋面存在。
 - ③ 锋面坡度与锋两侧的风速差（风切变）、平均温度(反应季节因子)成正比。
- ▲ 实际上，温差增大时，风速差也增大，二者相互抵消，总的来说对锋面坡度影响不大。
- ④ 为满足 $\tan \alpha > 0$ ，冷侧沿锋面地转风必须小于暖侧沿锋面地转风锋面两侧的风，因此具有气旋式切变。

4. 锋面简单分析

(1) 高空锋区的判别方法

① **分析高度**: 一般分析 $850hPa$ 。分析哪个高度, 主要考虑是否受下垫面的影响。

比如对于海拔较高的下垫面, $850hPa$ 可能还会受到下垫面的影响, 此时, 可以分析 $700hPa$ 、 $500hPa$ 的等压面场。

② **分析依据**: 在 $850hPa$ 等压面图上, 找等温线比较密集——即温度梯度比较密集的地方, 一般是从北边到南边温度呈减小趋势。再结合风场, 如果有风从冷区吹向暖区, 则称为冷平流; 如果风从暖区吹向冷区, 称为暖平流, 冷、暖平流对应于冷锋与暖锋。如果风向与等温线平行, 可能是准静止锋; 如果出现了向北凸起的暖舌, 则为锢囚锋。

(2) 地面锋线的位置

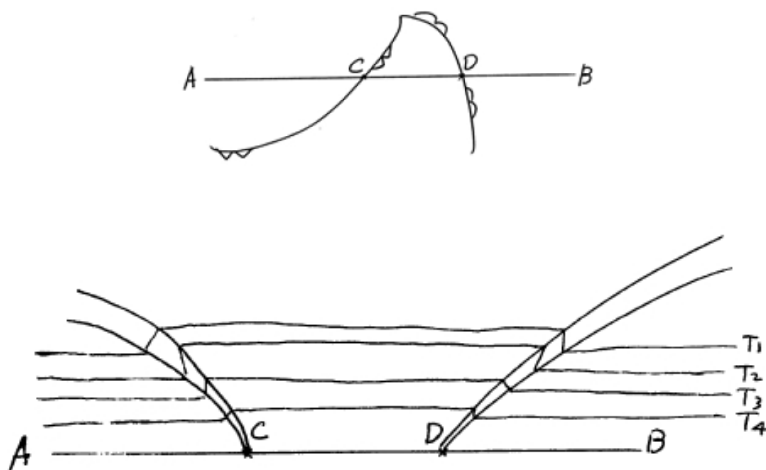
锋面总是向冷气团一侧倾斜, 加上大气的斜压性, 越往高空锋区越滞后, 所以地面锋线一般在高空锋区的南侧 (即暖气团所在位置的海平面)

5. 锋面附近气象要素场特征

(1) 温度场

水平温度梯度大 (等温线密集); 垂直温度梯度小; 等位温线密集 (锋区内, 特别大, 强稳定层)

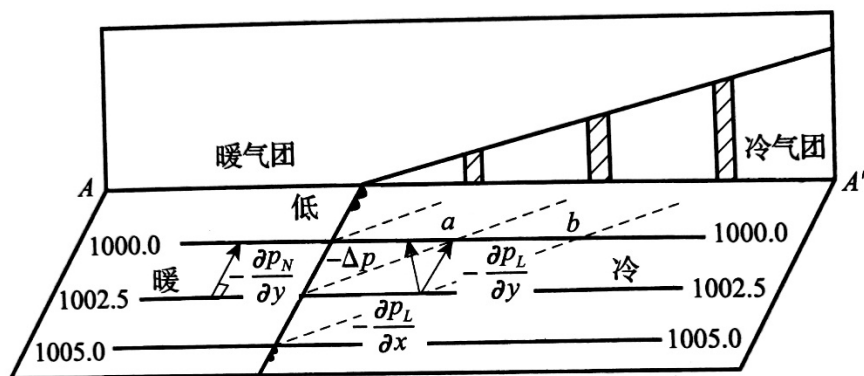
下图为地面天气图上的冷暖锋的分布, 试沿 AB 线作一空间垂直剖面图, 请画出垂直剖面图上锋附近及其周围等温线的分布示意图。



(2) 气压场

如下图所示, 假设没有冷锋, 那么等压线就是平行的实线, 由于冷锋的到来,

使得对应位置的空气密度加大，压强也相应增大，于是等压线整体就要发生虚线形式的弯折，所以等压线通过锋面时呈气旋式弯折，且折角指向高压，且锋线一般位于地面气压槽内。



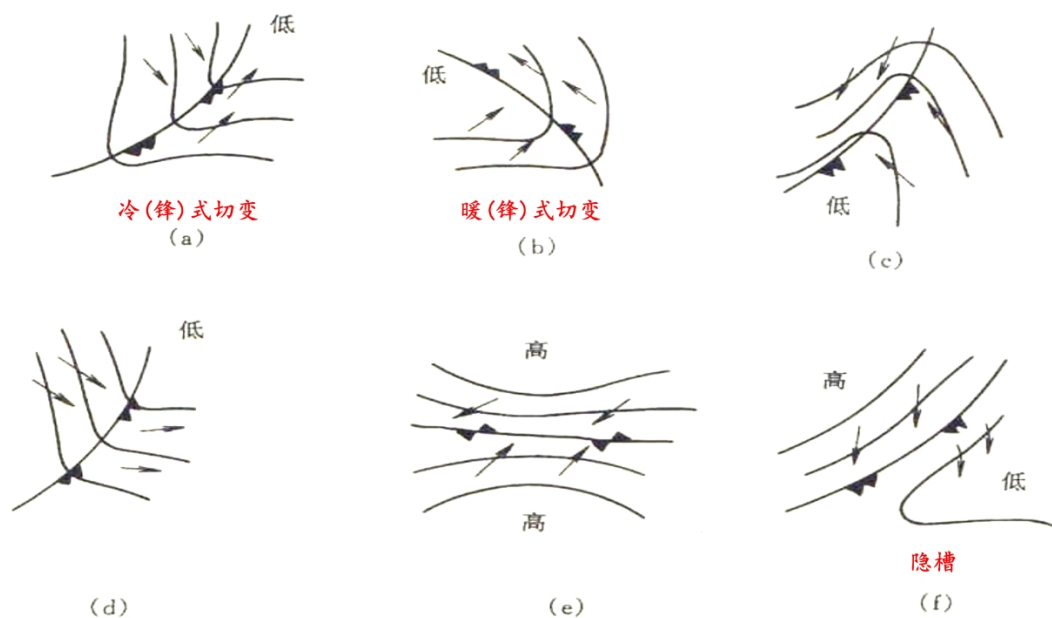
▲ 锋面附近气压场的特征

(3) 变压场

暖锋前负变压明显，对应变压风辐合；冷锋后正变压明显，对应变压风辐散。

(4) 风场——气旋式切变（结合气压场特征）

隐槽：等压线相互平行（风向大体一致），仅是梯度不同（等压线密集程度不一样，也就是风速不一样）引起气旋式切变的气压场型。



▲ 锋面附近不同的气压场和风场的配置

▲ 需要注意的是，锋面气旋位于气旋性曲率最大的地方，但是有气旋性切变的地方不一定有锋。

6. 锋面天气（重点掌握理解两种类型的冷锋天气模式）

(1) 影响锋面天气的主要因素

• 锋附近的垂直运动

摩擦辐合上升；

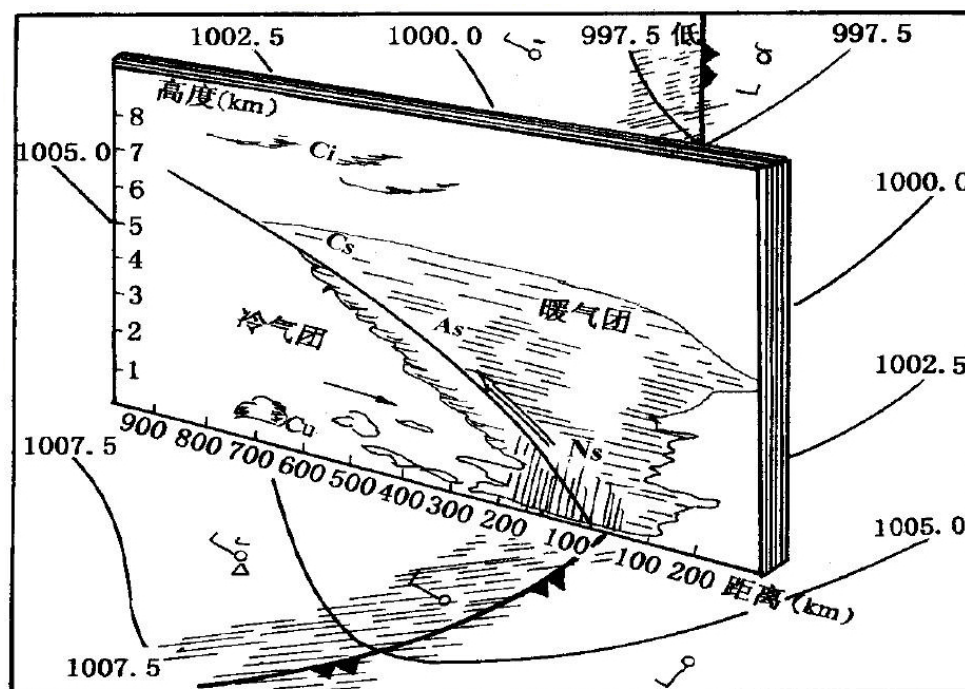
“爬坡”条件：垂直于锋线的风速分量大于锋的移动速度；

高空槽作用：槽前辐散，槽后辐合；

温度平流

• 大气层结的稳定度

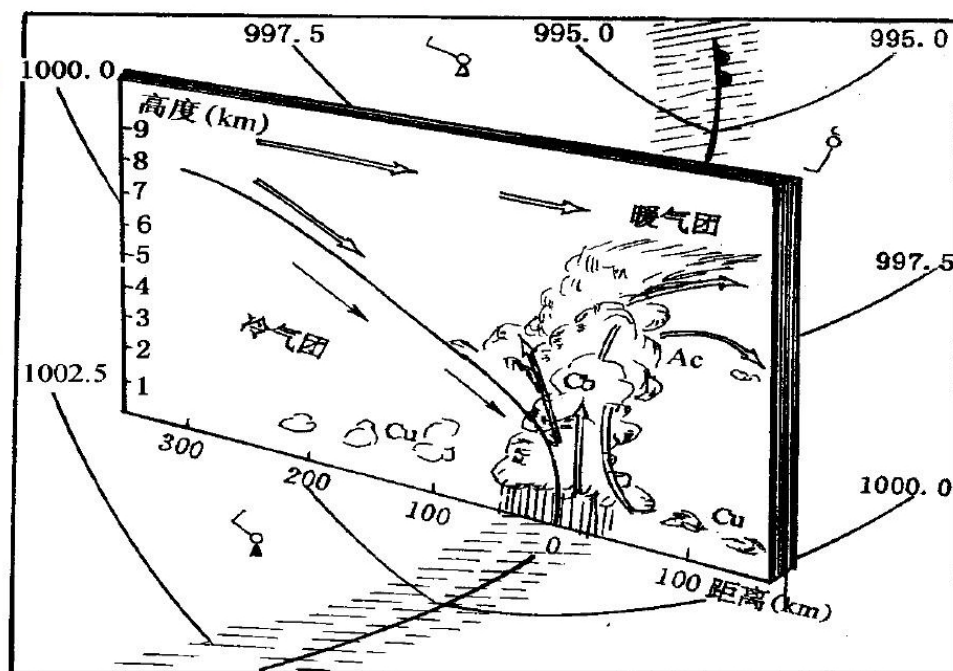
(2) 第一型冷锋天气（缓行冷锋）



➤ 第一型冷锋示意图

这种锋面处于高空槽前，多稳定性天气。这种锋移动缓慢，锋面坡度不大（约 1/100），锋后的冷气团像楔子一样插在暖气团下面推进，暖气团一方面后退，一方面被迫沿锋面平稳滑升。第一型冷锋天气模式降水主要出现于锋线后，多为连续性降水。锋线过境时，风速增强，风向转变。锋线过境后，气压升高，温度下降，风力减弱。夏季在我国北方，冬季在我国南方，所见到的冷锋，多半属于缓行冷锋。

(3) 第二型冷锋天气（急行冷锋）



➤ 第二型冷锋示意图

这种类型的冷锋**移动快、坡度大**(1/40-1/80)。锋后的冷空气移动速度远较暖气团为快，它冲击暖气团并迫使产生强烈上升。而在高层，因暖气团移速大于冷空气，出现暖空气沿锋面下滑现象，由于这种锋面处于**高空槽后或槽线附近**，更加强了锋线附近的上升运动和高空锋区上的下沉运动。

7. 锋生与锋消

(1) **概念**：锋生包括锋的生成和加强，锋消包括锋的减弱和消失

(2) **个别锋生函数**

$$F = \frac{d}{dt}(T_n) = -T_n \frac{\partial v}{\partial n} + \frac{1}{\rho g}(\gamma_d - \Gamma) \frac{\partial \omega}{\partial n} + \frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{dQ}{dt} \right) \left(T_n = \frac{\partial T}{\partial n} \right)$$

【附注】推导过程如下。首先在自然坐标系下进行展开：

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right) = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right) + u \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right) + v \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right) + \omega \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)$$

由于气象要素是连续的，所以上式二阶偏导可以交换位置，故

$$\begin{aligned}
\frac{d}{dt}\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right) &= \frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right) + u\frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{\partial T}{\partial s}\right) + v\frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right) + \omega\frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{\partial T}{\partial p}\right) \\
&= \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right) + \frac{\partial}{\partial n}\left(u\frac{\partial T}{\partial s}\right) - \frac{\partial T}{\partial s}\frac{\partial u}{\partial n} + \frac{\partial}{\partial n}\left(v\frac{\partial T}{\partial n}\right) - \frac{\partial T}{\partial n}\frac{\partial v}{\partial n} + \frac{\partial}{\partial n}\left(\omega\frac{\partial T}{\partial p}\right) - \frac{\partial T}{\partial p}\frac{\partial \omega}{\partial n} \quad (\text{复合函数求导法则}) \\
&= \frac{\partial}{\partial n}\left[\frac{\partial T}{\partial t} + u\frac{\partial T}{\partial s} + v\frac{\partial T}{\partial n} + w\frac{\partial T}{\partial z}\right] - \frac{\partial T}{\partial s}\frac{\partial u}{\partial n} - \frac{\partial T}{\partial n}\frac{\partial v}{\partial n} - \frac{\partial T}{\partial p}\frac{\partial \omega}{\partial n} \quad (s\text{方向与等温线平行}) \\
&= \frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{dT}{dt}\right) - \frac{\partial T}{\partial n}\frac{\partial v}{\partial n} - \frac{\partial T}{\partial p}\frac{\partial \omega}{\partial n}
\end{aligned}$$

根据 $\delta\dot{Q} = cm\delta T$ ，一般考虑单位质量的空气团，对于定压过程有 $\frac{d\dot{Q}}{dt} = c_p \frac{dT}{dt}$ ，在

大气物理中，位温关系 $\theta = T\left(\frac{p_{00}}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}}$ ，从而得到 $\frac{\partial \ln \theta}{\partial z} = \frac{1}{T}(\gamma_d - \Gamma)$ ，将其转换到 p

坐标系下有 $-\frac{\partial \ln \theta}{\partial p} = \frac{1}{\rho g T}(\gamma_d - \Gamma)$ 。而在 p 坐标系下，有 $\left(\frac{\partial \ln \theta}{\partial p}\right)_p = \left(\frac{\partial \ln T}{\partial p}\right)_p$ ，

于是得到 $-\frac{\partial T}{\partial p} = \frac{1}{\rho g}(\gamma_d - \Gamma)$ ，最终的锋生函数形式为

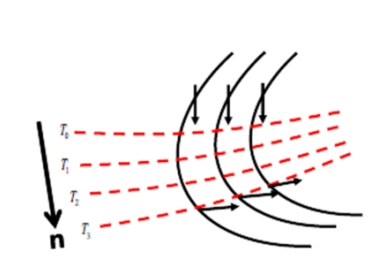
$$F = \frac{d}{dt}(T_n) = -T_n \frac{\partial v}{\partial n} + \frac{1}{\rho g}(\gamma_d - \Gamma) \frac{\partial \omega}{\partial n} + \frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{d\dot{Q}}{dt} \right) \left(T_n = \frac{\partial T}{\partial n} \right)$$

注意，这里的 n 正方向应理解为某物理量(例如温度)增大的方向。

$F > 0$ 表示有锋生作用，温度水平梯度加大； $F < 0$ 表示有锋消作用，温度水平梯度减小。下面简单的讨论锋生函数的各组成部分。

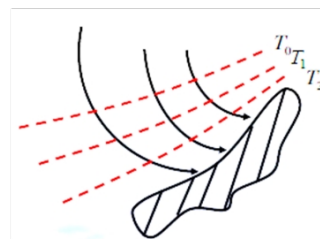
① $F_1 = -T_n \frac{\partial v}{\partial n}$ (水平运动项)

若 $\frac{\partial v}{\partial n} < 0$ ，即沿温度梯度方向水平气流**辐合**，而 $T_n > 0$ ，故 $F_1 > 0$ ，有锋生作用；若 $\frac{\partial v}{\partial n} > 0$ ，即沿温度梯度方向水平气流**辐散**，而 $T_n > 0$ ，故 $F_1 < 0$ ，有锋消作用。常见的 $\frac{\partial v}{\partial n} < 0$ 的形势有：**横槽、倒槽、变形场、地形阻挡**。



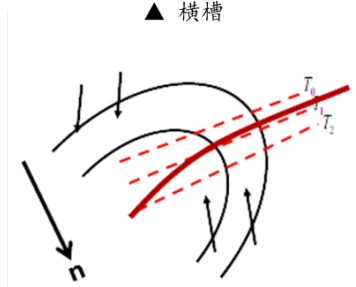
▲ 横槽

横槽前偏西风，槽后偏北风。
沿 $\vec{n}$ 方向， $\vec{V}$ 越来越小，
冷空气在槽内堆积，槽线处锋生。
以槽后强冷平流为主。



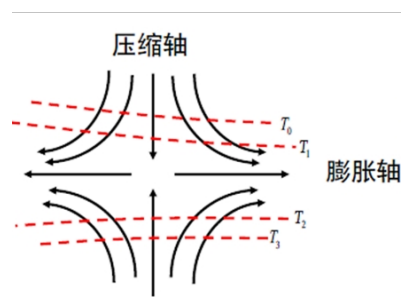
▲ 地形阻挡

地形阻挡造成空气辐合



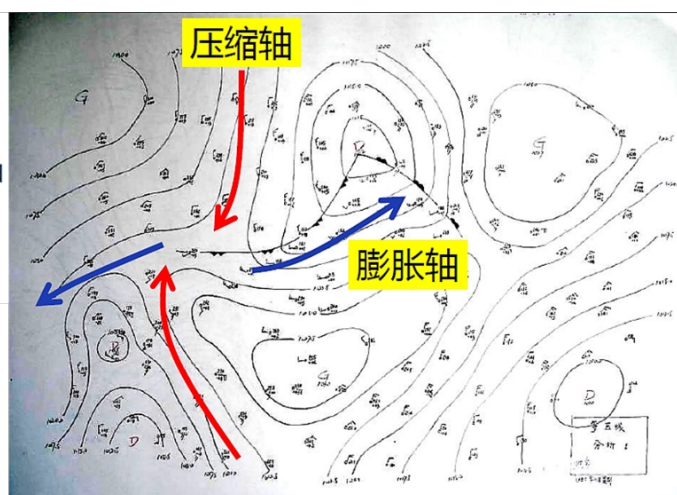
▲ 倒槽

右侧强偏南风，强暖平流；
左侧强偏北风，强冷平流；
槽线附近 $\frac{\partial v_n}{\partial n} < 0$ ，锋生。
以暖平流为主。



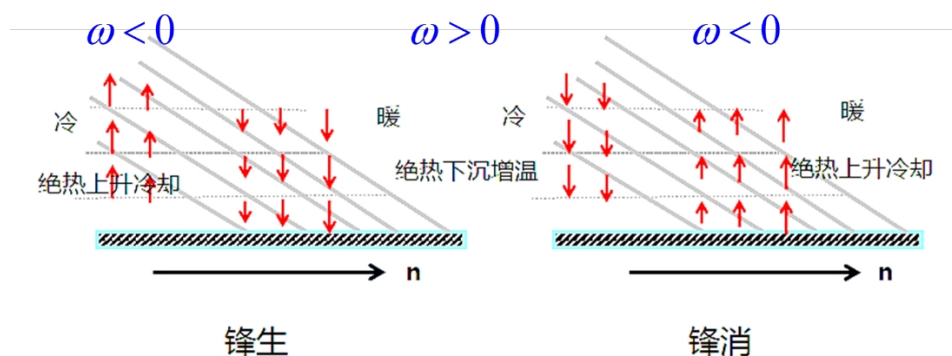
▲ 变形场

压缩轴与等温线交角很大，膨胀轴
附近等温线越来越密集，出现锋生，
这是锋生最有利的形势

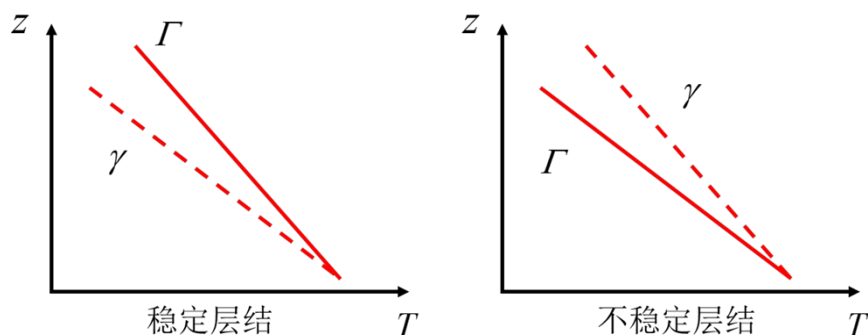


$$\textcircled{2} \quad F_2 = \frac{1}{\rho g} (\gamma_d - \Gamma) \frac{\partial w}{\partial n}$$

稳定层结下， $\gamma_d - \Gamma > 0$, $\gamma_s - \Gamma > 0$ ，如果 $\frac{\partial w}{\partial n} < 0$ (表示冷气团中有上升运动、暖气团中有下沉运动，也即 $\frac{\omega_L - \omega_N}{\Delta n} > 0$)，有锋生， $\frac{\partial w}{\partial n} > 0$ (与前面相反)，有锋消。



➤ 不同层结下冷锋上山、下山所产生额锋生锋消情况。



对层结稳定与不稳定的理解——可以从温度、密度的角度来理解。例如，对上述的稳定层结曲线，随着高度增加，气块温度和环境温度均减小，但是环境温度减小得更快，故气块从平衡位置被扰动上升到某一高度后，气块温度低于环境温度，也就是气块的密度比周围环境密度大，故会向下运动，往平衡位置运动，这种运动是振荡的，会形成大气波动。这种层结不会促进对流发展，我们说层结是稳定的。不稳定层结也类比上述来理解。

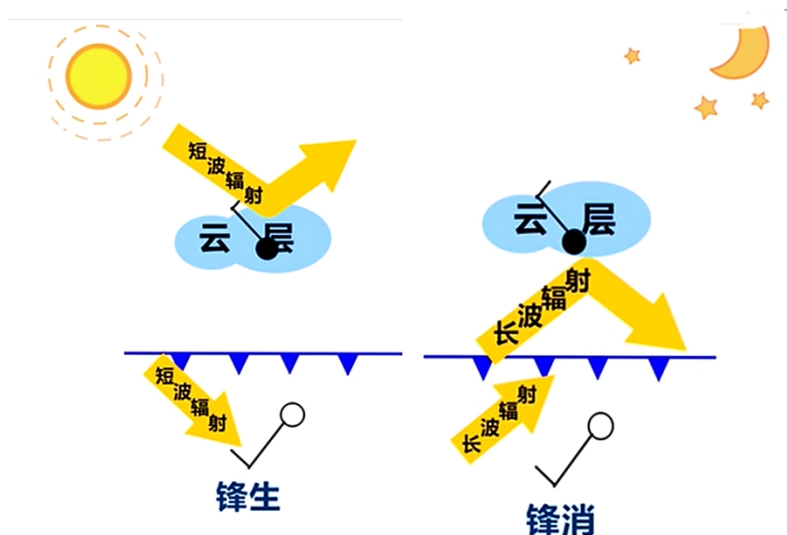
在**稳定层结**大气中，气块的温度递减率大于环境大气。当**冷锋上山**时，暖气团中的上升运动比气团更强，上升运动引起的绝热冷却在暖空气中比冷空气更甚。这样的话，温度梯度减小，引起**锋消**。当**冷锋下山**时，冷气团一侧的下沉运动比暖气团更强，下沉产生的绝热增温在冷气团中比暖气团中更甚，同样的，温度梯度减小，产生**锋消**。(这里气团上升、下沉的快慢可以从温度、密度的角度理解)

在**不稳定层结**大气情况下，气块的温度递减率小于环境大气。**冷锋上山**，气块的上升冷却速率小于环境大气，相对环境大气来说，气块增温(对于不稳定层结，暖气团可以按“干绝热——假绝热”过程来运动，这样就会使水汽凝结并脱离气团，从而使气团升温，抵消了动力抬升引起的降温)，那么，暖空气中的相

对增温比冷空气中更甚，锋面两侧温度梯度增大，产生**锋生**。此外，如果暖气团中有水汽凝结，释放潜热，这是非绝热作用，也会有利于**锋生**。**冷锋下山**，相对环境大气来说，气块降温。冷空气中的相对降温比暖空气中更甚，锋面两侧温度梯度增大，产生**锋生**。

$$\textcircled{3} \quad F_3 = \frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{dQ}{dt} \right)$$

$F_3 > 0$ ，暖区的非绝热加热强于冷区，锋生； $F_3 < 0$ 冷区的非绝热加热强于暖区，锋消。（非绝热加热包括：湍流，辐射，感热，潜热等）冷空气南下，锋消；暖空气北上，锋消（气团变性）。



➤ 辐射所引起的锋生锋消

(3) 小结

- 对流层低层：水平运动是锋生的主要因子,垂直运动较小；
- 对流层中层：水平汇合和垂直运动项同等重要；
- 对流层高层或对流层顶：水平汇合是重要因子；
- 自由大气：凝结潜热释放对锋生有重要作用。潜热释放主要集中在暖空气一侧，利于锋生。这种过程可以抵消暖空气绝热上升冷却造成的锋消作用。

动力因子：大尺度强迫、辐合辐散、垂直运动、地形作用

物理过程：摩擦耗散、凝结加热、感热加热

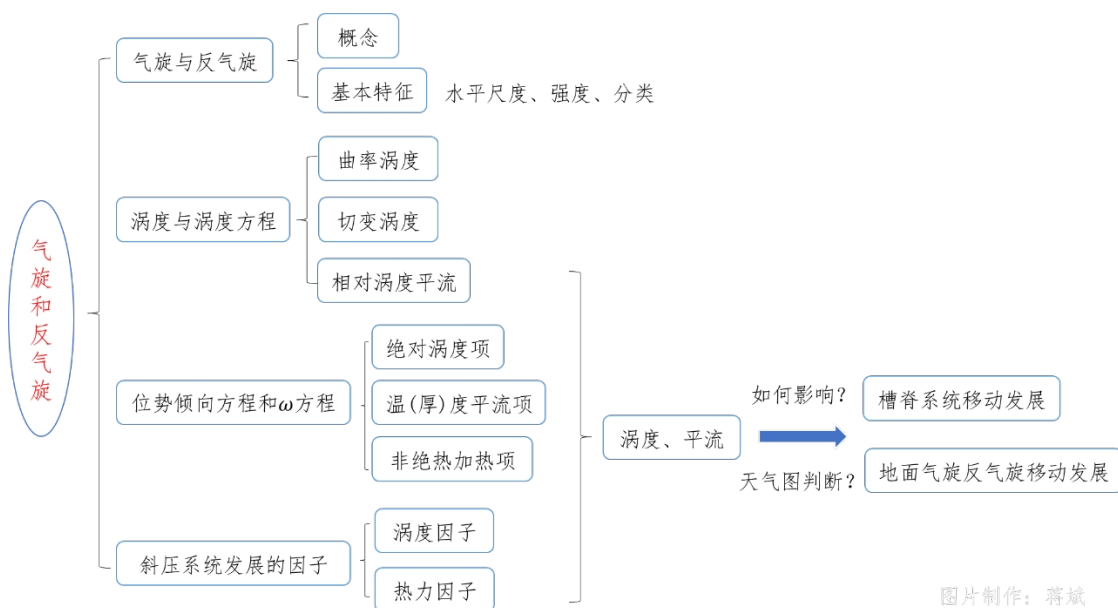
(4) 我国的主要锋消区

青藏高原以东($30^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$), 6~9 月锋消现象最常发生, 又以 7、8 月最多, 原因如下:

- 冷锋在高原东侧、东南侧进入盆地平原, 地形促使冷空气绝热下沉升温;
- 冬季冷锋处于东亚大槽后部(槽后下沉运动), 冷空气绝热下沉升温;
- 夏季冷锋东移, 但受副热带高压阻挡, 冷气团停留变性;

第三章 气旋与反气旋

➤ 章节思维导图



1. 气旋与反气旋的特征及分类

(1) 概念

把同一高度上中心气压低于四周的流场中的涡旋系统叫做气旋，气旋中的空气在北半球逆时针旋转，在南半球顺时针旋转。反气旋则是同一高度上中心气压高于四周的流场中的涡旋，反气旋周边的空气在北半球顺时针旋转，在南半球逆时针旋转。

➤ 注意区别气旋与低压、反气旋与高压

它们是同一现象的不同叫法，低压、高压是从气压场的角度出发，而气旋与反气旋是从大气的运动（即风场）的角度来看的。

(2) 分类

- 气旋：有锋面气旋（温带气旋）；无锋面气旋（热带气旋）
- 反气旋：冷性反气旋（极地反气旋）；暖性反气旋（温带反气旋、副热带反气旋）

(3) 水平尺度

一般以最外围的一条闭合等压线的平均直径为参考。气旋的平均直径为1000km，大的可达3000km，小的也有200-300km。反气旋的直径通常大于气旋。

的直径。

(4) 强度

➤ 气旋

中心气压：平均 970-1010hPa，气压越低，气旋越强；

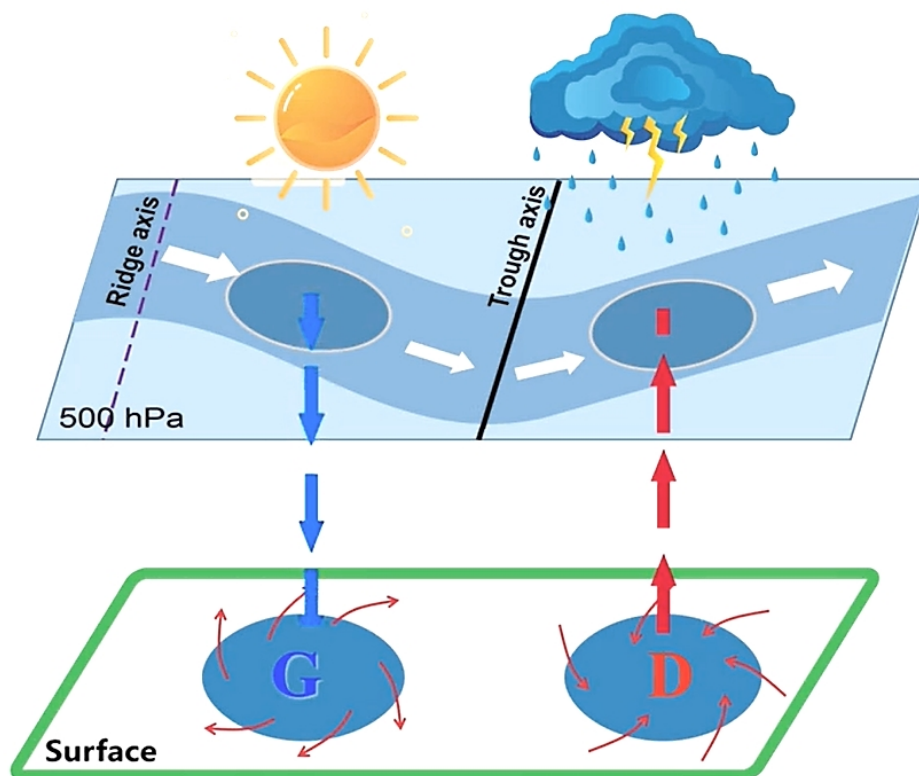
温带气旋：一般**冬季强于夏季**；冬季，海洋强于陆地。

➤ 反气旋

中心气压：平均 1020-1030hPa，气压越高，反气旋越强；

温带反气旋：一般**冬季强于夏季**；冬季，陆地强于海洋

（冬季冷暖气团之间的差异性更大，所以冬季气团的发展比夏季气团的发展更加强烈，所以无论是气旋还是反气旋，冬季都更为强烈）



▲ 高空与地面系统的配置

2. 涡度与涡度方程

(1) 涡度的定义：描述质点旋转程度和方向的物理量，即速度场的旋度： $\zeta = \nabla \times V$

➤ 相对涡度与绝对涡度

根据伽利略速度变换公式：绝对速度=相对速度+牵连速度。因此根据涡度的定义，有 $\zeta_a = \zeta + \zeta_e$ ζ_a 称为绝对涡度， ζ 称为相对涡度， ζ_e 称为行星涡度（地转涡度）

➤ 正涡度与负涡度

在北半球，北半球取逆时针旋转的涡度为正，从而**气旋为正涡度**；**反气旋为负涡度**。

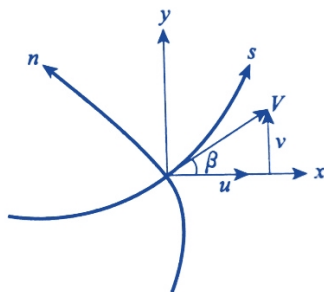
➤ 涡度的物理意义：流体微团自转角速度的 2 倍

(2) 涡度的表达式

在 z 坐标系下，涡度的表达式为：

$$\zeta = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \mathbf{i} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \mathbf{j} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \mathbf{k}, \text{ 由于大气基本做水平运动, 所以着重讨论水平方向上的旋转即垂直方向的涡度分量: } \zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \text{ 下面讨论在自然坐标系下的涡度表达式。}$$

重讨论水平方向上的旋转即垂直方向的涡度分量: $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ ，下面讨论在自然坐标系下的涡度表达式。



➤ 自然坐标系下的转换

由上图有 $u = V \cos \beta, v = V \sin \beta$ ，代入涡度表达式后，得到：

$$\zeta = \frac{\partial}{\partial x}(V \sin \beta) - \frac{\partial}{\partial y}(V \cos \beta) = \sin \beta \frac{\partial V}{\partial x} + V \cos \beta \frac{\partial \beta}{\partial x} - \cos \beta \frac{\partial V}{\partial y} - V \sin \beta \frac{\partial \beta}{\partial y}$$

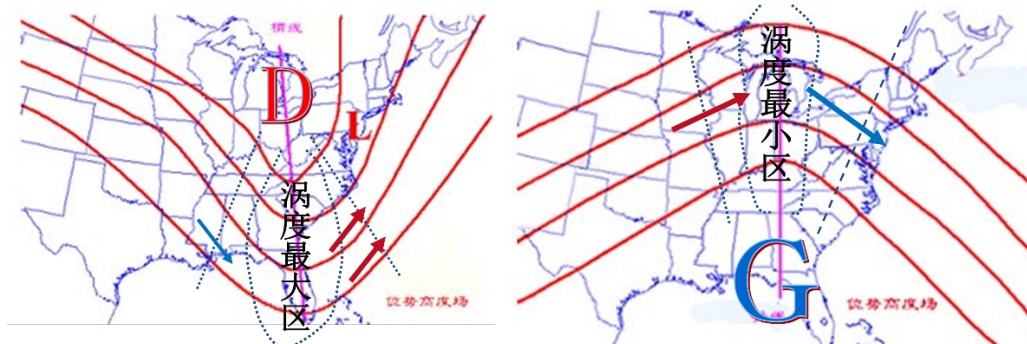
上式令 $\beta \rightarrow 0$ （也就是令 x 轴与 s 轴相切），代入上式，得到自然坐标系下的涡度方程表达式：

$$\zeta = V \frac{\partial \beta}{\partial s} - \frac{\partial V}{\partial n} = \frac{V}{R_s} - \frac{\partial V}{\partial n}$$

(3) 曲率涡度与切变涡度（由自然坐标系下的涡度的表达式得出）

➤ 曲率涡度 $\frac{V}{R_s}$

槽线、脊线、气旋、反气旋中心等区域或其附近地区，曲率涡度较大

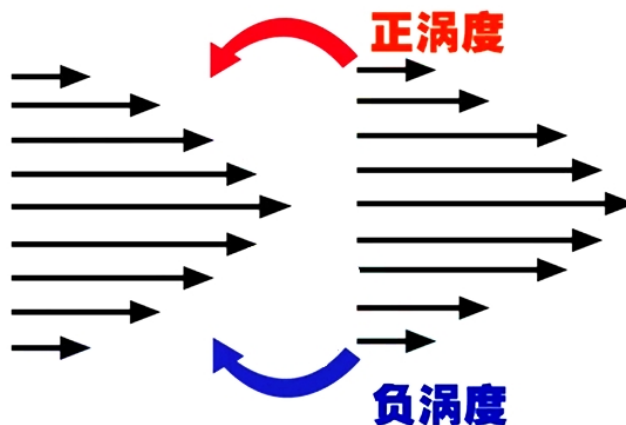


➤ 槽脊附近涡度平流示意图

如上图所示，槽线（左图）为气旋式弯曲，所以具有正涡度，在弯曲最大处曲率半径小，从而曲率涡度有最大值，并向两边递减至 0（图中两侧的虚线即为零涡度平流线）。于是，在槽后具有负涡度平流，在槽前有正涡度平流。用同样的方法分析，可以得到在脊后具有正涡度平流，在脊前具有负涡度平流。

➤ 切变涡度 $-\frac{\partial V}{\partial n}$

在锋区、急流区，切变涡度较大。气旋式切变涡度为正，反气旋式切变涡度为负。正涡度造成气流辐合；而负涡度造成气流辐散。



➤ 切变涡度示意图

3. 涡度方程

(1) 方程的导出

涡度方程的起源：大气的水平运动方程（ p 坐标系下）

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + fv & \text{(I)} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - fu & \text{(II)} \end{cases}$$

等式 I 对 y 求偏导以及等式 II 对 x 求偏导再作差 $(\frac{\partial(\text{II})}{\partial x} - \frac{\partial(\text{I})}{\partial y})$ ，联立涡度

方程 $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ ，最终得到涡度方程的表达式为：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - v \frac{\partial f}{\partial y} - u \frac{\partial f}{\partial x} - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) - (f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

因为 $\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{\partial f}{\partial p} = 0$ ($f = 2\Omega \sin \varphi$)，上述方程可以继续化简为：

$$\frac{d(f + \zeta)}{dt} = \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) - (f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

上式左端称为绝对涡度个别变化，右端第一项称为涡度倾侧项，第二项称为散度项。

附注：涡度方程的具体推到过程如下

$$\frac{\partial(\text{II})}{\partial x} = \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial x} + u \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} + v \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} + \omega \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial p} = -g \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} - f \frac{\partial u}{\partial x} - u \frac{\partial f}{\partial x}$$

$$\frac{\partial(\text{I})}{\partial y} = \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial t} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial x} + u \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial y} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial y} + v \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} + \omega \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial p} = -g \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} + f \frac{\partial v}{\partial y} + v \frac{\partial f}{\partial y}$$

上述两等式分别相减，等式右端为： $-f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - u \frac{\partial f}{\partial x} - v \frac{\partial f}{\partial y}$ ，主要来看等

式左边的计算化简。

$$\bullet \quad \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial t} - \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \frac{\partial \zeta}{\partial t}$$

$$\bullet \quad \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial u}{\partial x} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial v}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \zeta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$\bullet \quad u \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + v \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} - u \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial y} - v \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}$$

$$\bullet \quad \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} + \omega \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \omega \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial p} = \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}$$

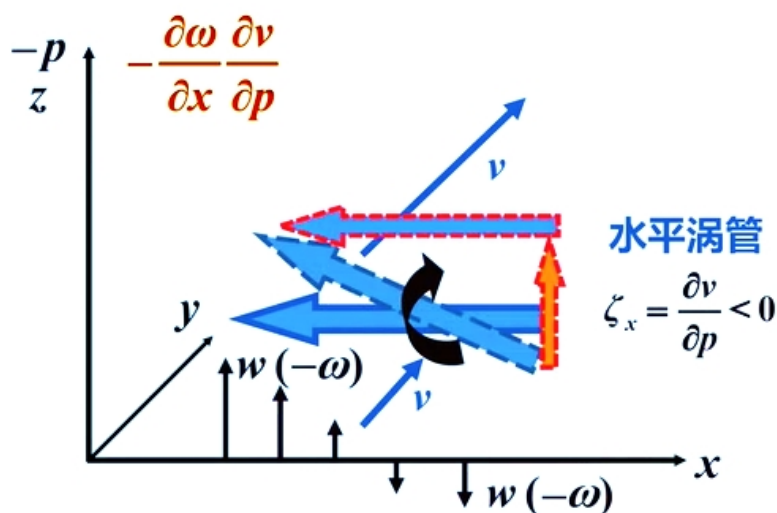
综上，等式左边的表达式为：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \zeta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}$$

(2) 方程各项的物理意义

① 涡度倾侧项

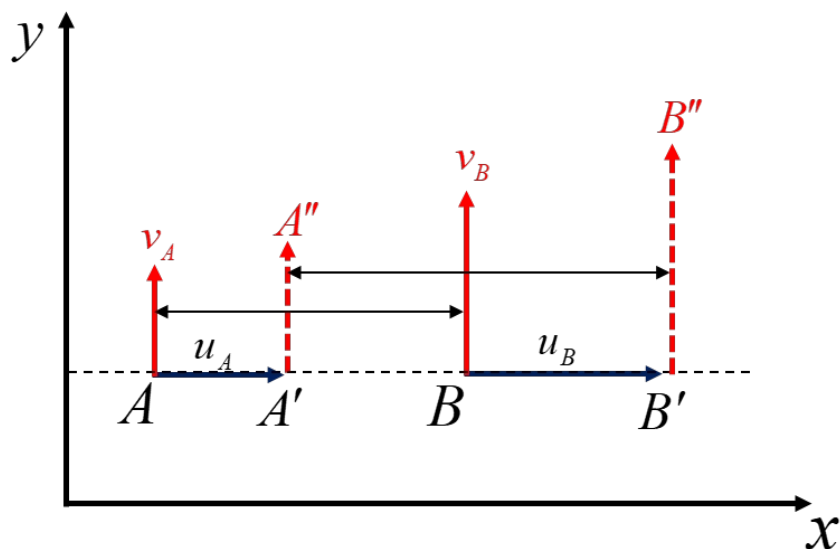
如下图所示，当风场在方向上存在切变时，产生了轴负方向的切变涡度（图中的水平涡管），假如在同一时刻，垂直速度的分布是随增大的，于是垂直运动有使水平涡管倾侧的趋势（图中的虚线箭头），从而使得原来的水平涡度有了垂直方向的涡分量。所以，当 $\frac{\partial \omega}{\partial x} > 0, \frac{\partial v}{\partial p} < 0$ 时将有垂直涡度增大。



② 散度项

散度项由两部分组成：相对涡度散度项和地转涡度散度项

➤ 相对涡度散度项 $-\zeta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$

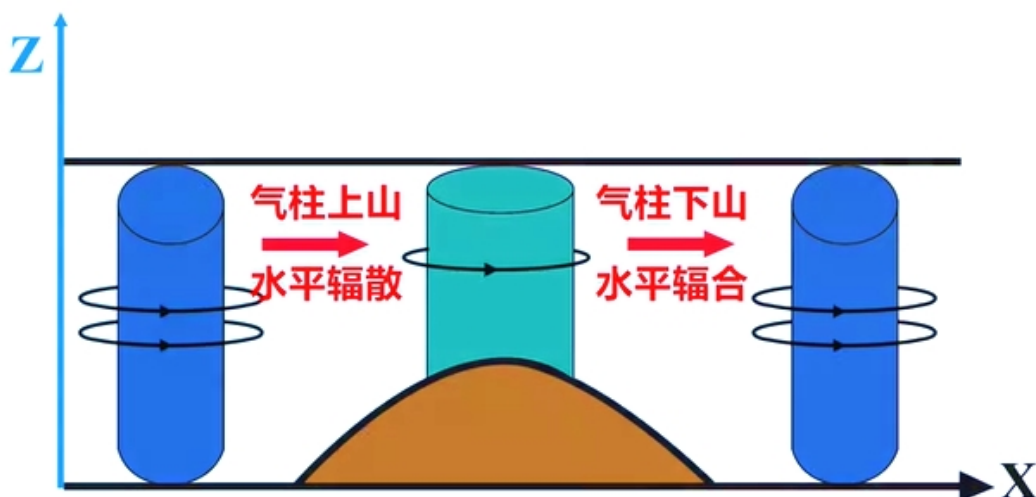


假设空气块沿着等压面运动，为了方便理解相对涡度散度，令 $\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial x} = 0$ ，同时令 $\frac{\partial u}{\partial x} > 0$ (辐散), $\frac{\partial v}{\partial y} > 0$ ($\zeta > 0$)，于是速度分布示意图如上。根据这样的速度分布，经过 δt 时间后， A 移动到 A' ， B 移动到 B' ，由于初始速度 $u_b > u_a$ ，所以 $A'B' > AB$ ，由此可知 $\frac{\partial v}{\partial x}$ 减小了。也就是水平辐散使得气旋性涡度减小，水平辐合使得气旋性涡度增加。

气旋系统	$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} < 0 \Leftrightarrow -\zeta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) > 0$ 辐合增强	$\zeta > 0$
	$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} > 0 \Leftrightarrow -\zeta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) < 0$ 辐散减弱	
反气旋系统	$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} < 0 \Leftrightarrow -\zeta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) < 0$ 辐合增强	$\zeta < 0$
	$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} > 0 \Leftrightarrow -\zeta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) > 0$ 辐散减弱	

记忆：无论是气旋还是反气旋，只要流场辐合，二者都得到加强，只要流场辐散，二者都得到减弱。

应用：气柱过山（过山气柱质量守恒，流体力学中的“涡管伸缩效应”）

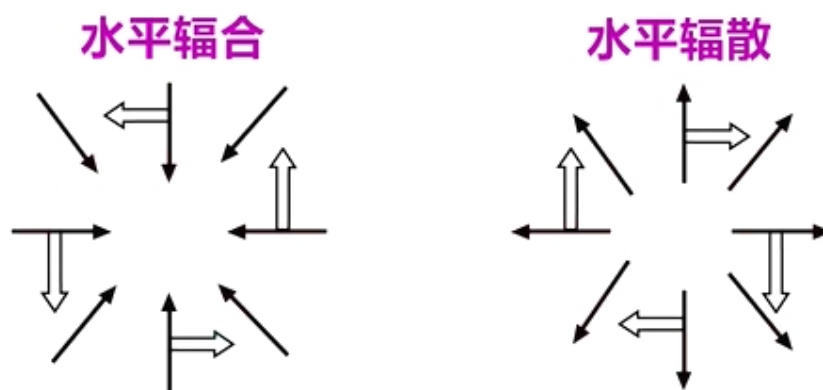


根据 $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z}$ ，气柱上山时，垂直方向有上升运动，所以 $\frac{\partial w}{\partial z} > 0$ ，从

而 $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} < 0$ ，故相对涡度散度 $-\zeta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$ 为正，即水平气流辐散，也就是气

旋要减弱；而气柱在下山时，相对涡度散度为负，即水平气流辐合，也就是气旋要加强。这也就解释了为什么在山的背风坡容易产生气旋。（更加简洁的解释为位涡守恒原理）

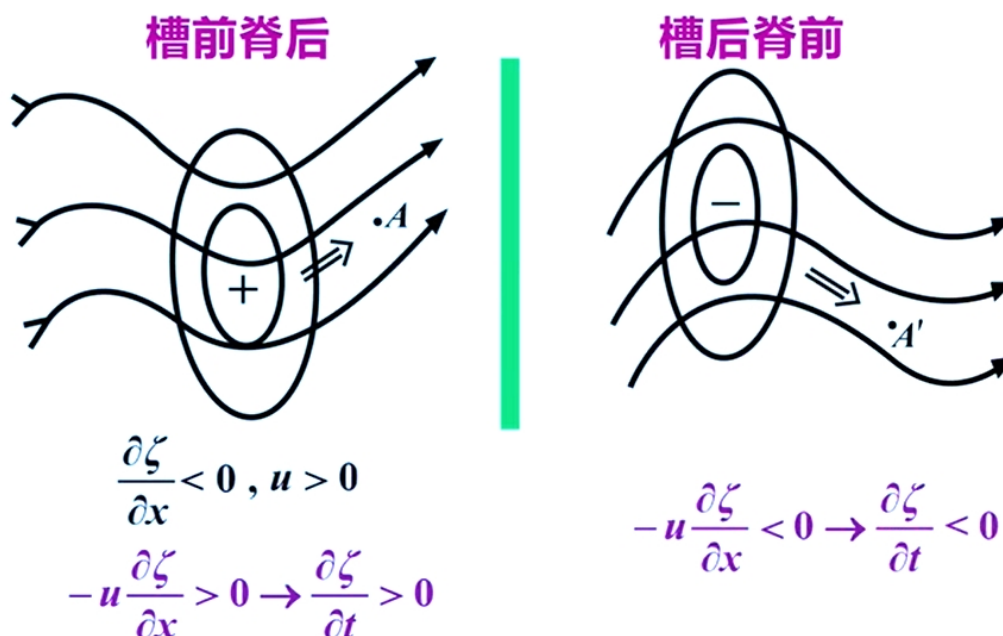
➤ 地转涡度散度项 $-f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$



(3) 局地涡度变化 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)$ 的主要影响因子

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) - v \frac{\partial f}{\partial y} - u \frac{\partial f}{\partial x} - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p}\right) - (f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)\right)$$

① 水平相对涡度平流 $-\left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) = -V_h \cdot \nabla_h \zeta$

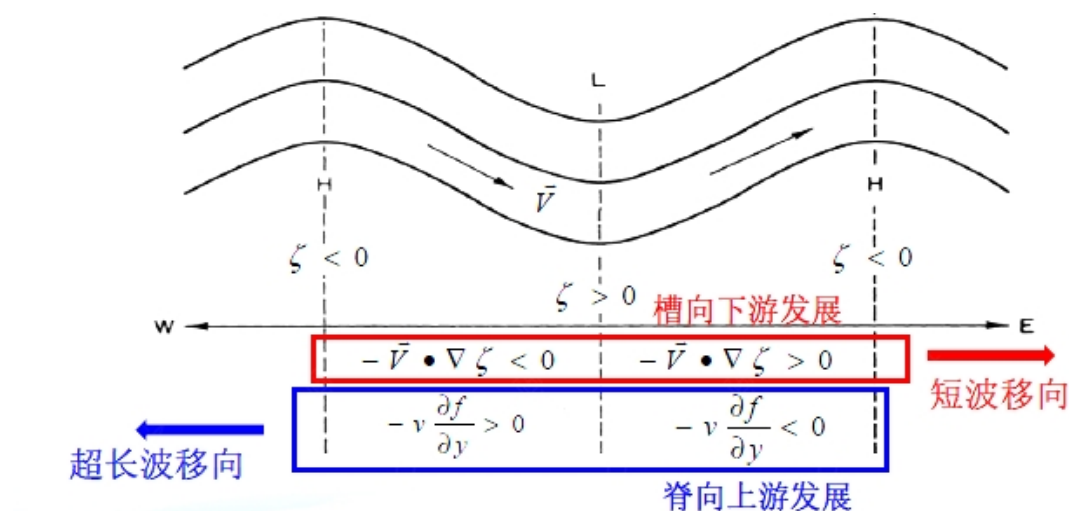


槽区为正涡度中心，脊区为负涡度中心，由此可知槽前有正的相对涡度平流，从而 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$ ，对应的地区的气旋要增强。

② 地转涡度平流 $-v \frac{\partial f}{\partial y}$

$\frac{\partial f}{\partial y} > 0$ ，因此该项的正负完全由风向确定。当吹北风时， $v < 0$ ，从而地转涡度平流为正，那么局地涡度要增大；当吹南风时， $v > 0$ ，地转涡度平流为负，那么局地涡度要减小。东西风对地转涡度平流没有影响，即 $\frac{\partial f}{\partial x} = 0$ （因为 f 是纬度的函数，所以 f 仅在 y 方向即经线方向有变化，而在 x 方向即纬圈方向是常数）

③ 槽脊系统间的地转涡度平流和相对涡度平流的分布及意义



对于短波系统，相对涡度平流作用更强，此区域局地涡度变大，使槽向下游发展；而对于超长波系统而言，地转涡度平流作用更强，此区域局地涡度变小，使脊向上游发展。槽后脊前两者正负相反，因此天气图上常常看到，短波东进，而超长波西退。

(4) 涡度方程的简化与绝对涡度守恒

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & -\left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) - \left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}\right) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} \\ & + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - (f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \end{aligned}$$

$\frac{V^2}{L^2} \quad \frac{V^2}{L^2} \quad V \cdot 10^{-11} \quad \frac{WV}{LH}$
 $10^{-10} \quad 10^{-10} \quad 10^{-10} \quad 10^{-11}$
 $\frac{WV}{LH} \quad (f_0 + \frac{V}{L}) \cdot \frac{W}{H}$
 $10^{-11} \quad (10^{-4} + 10^{-5}) \cdot 10^{-6}$

➤ 大尺度运动的尺度分析

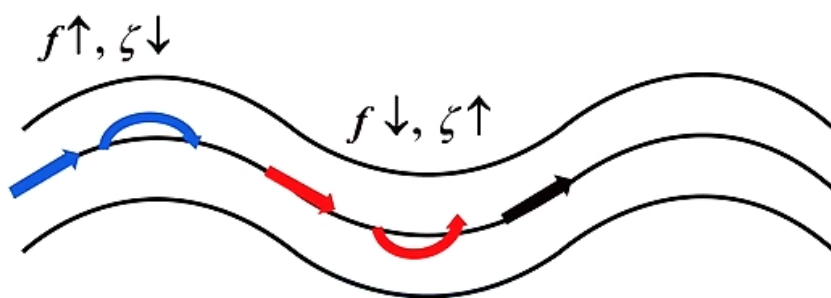
在大尺度运动中，涡度垂直输送项 $(-\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p})$ 、涡度倾侧项以及相对涡度散

度项可以忽略不计。由上图可知， f 比 ζ 大一个数量级，因此也可以忽略，从而

涡度方程简化为： $\frac{d(f + \zeta)}{dt} = -f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$ 。对于水平无辐散的大气，就有

$\frac{d(f+\zeta)}{dt}=0$ ，即绝对涡度守恒。当北半球西风气流受到扰动向北转向后，气块的

f 增大，为保持绝对涡度守恒，气块的相对涡度必减小，发生顺时针切变，气流向南转向；此后 f 减小，为保持绝对涡度守恒，气块的相对涡度要增大，发生逆时针切变，气流再次转向……因此西风带是大气波动，而非平直气流。



➤ 绝对涡度守恒与西风带的大气波动

4. 海平面气旋与反气旋发展方程

➤ 热成风公式： $V_T = V_H - V_0 \Leftrightarrow V_0 = V_H - V_T$ ；

➤ 两边同时取旋度，并对时间求偏导数：

$$\zeta_0 = \zeta_H - \zeta_T \text{ (热成风涡度)} \Rightarrow \frac{\partial \zeta_0}{\partial t} = \frac{\partial \zeta_H}{\partial t} - \frac{\partial \zeta_T}{\partial t}$$

即地面(反)气旋的发展，由高空等压面 p_H 上的相对涡度及两层等压面间的热成风涡度的局地变化来决定。

已知 p 坐标系下的地转关系为：

$$\begin{cases} u = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \\ v = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \end{cases}, \text{ 根据热成风的定义, 有}$$

$$\begin{cases} u_T = u_H - u_0 = -\frac{1}{f} \frac{\partial (\Phi_H - \Phi_0)}{\partial y} = -\frac{1}{f} \frac{\partial h}{\partial y} \\ v_T = v_H - v_0 = \frac{1}{f} \frac{\partial (\Phi_H - \Phi_0)}{\partial x} = \frac{1}{f} \frac{\partial h}{\partial x} \end{cases} \quad (h \text{ 表示两等压面间的位势高度差})$$

于是热成风涡度可以表示为 $\zeta_T = \frac{\partial v_T}{\partial x} - \frac{\partial u_T}{\partial y} = \frac{1}{f} \nabla^2 h$ ，从而 $\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} = \frac{1}{f} \nabla^2 \frac{\partial h}{\partial t}$ 。下面

推导 $\frac{\partial H}{\partial t}$ 的表达式。

首先计算等压面间的厚度：

$$H = \int_{\Phi_0}^{\Phi_H} d\Phi \quad (d\Phi = -\alpha dp) = - \int_{p_0}^{p_H} \alpha dp \quad (p\alpha = RT) = -R \int_{p_0}^{p_H} T d \ln p$$

注意到 T 是 p 的函数，所以不能从积分号中拿出来，从而得到

$$\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} = \frac{1}{f} \nabla^2 \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{R}{f} \nabla^2 \int_{p_H}^{p_0} \frac{\partial T}{\partial t} d \ln p$$

而 $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \mathbf{V}_h \cdot \nabla T - \omega \frac{\partial T}{\partial p}$ 。已知在 z 坐标系下，环境的温度直减率 $\frac{\partial T}{\partial z} = -\Gamma$ ，

转换到 p 坐标系下，有 $\frac{\partial T}{-\rho g \partial z} = \frac{\Gamma}{\rho g} \Rightarrow \frac{\partial T}{\partial p} = -\Gamma' \left(\Gamma' = -\frac{\Gamma}{\rho g} < 0 \right)$ (z 坐标系向 p 坐

标系转换的条件是： p 是 z 的单调函数，所以静力方程写成全导数或者偏导数的形式均可以)。而 $\frac{dT}{dt}$ 可以利用热力学第一定律来求解。

(本部分再复习一下热学的知识)已知热力学第一定律的表达式为 $U = Q + W$ ，即系统内能的增加，等于系统吸收的热量和外界对系统做的功。考虑单位质量的气块，写成微分形式，有 $c_v dT = dQ - p d\alpha$ ，对状态方程 $p\alpha = RT$ 求全微分有

$$p d\alpha + \alpha dp = R dT$$

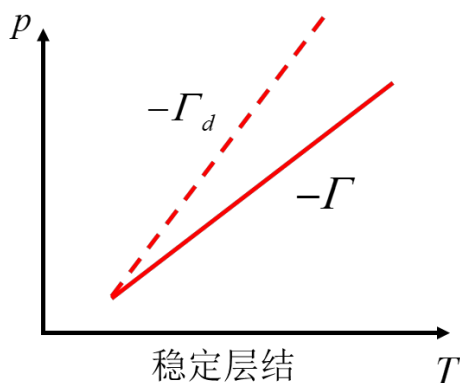
因此可以得到热力学第一定律的另一种微分形式： $dQ = c_p dT - \alpha dp$ ，对于干绝

热过程， $dQ = 0$ ，有 $\frac{dT}{dp} = \frac{\alpha}{c_p}$ 。我们知道， z 坐标系中干空气的温度直减率为

$\frac{dT}{dz} = -\gamma_d$ ，同样的，转换到 p 坐标系下有

$\frac{dT}{-\rho g dz} = \frac{\gamma_d}{\rho g} \Rightarrow \frac{dT}{dp} = -\Gamma_d \left(\Gamma_d = -\frac{\gamma_d}{\rho g} < 0 \right)$ 。这样，在 p 坐标系下， $\Gamma, \Gamma_d < 0$ ，

且 $-\Gamma_d > -\Gamma' \left(\Gamma_d - \Gamma' < 0 \right)$ 表示稳定层结情况。于是 $\frac{dT}{dp} = \frac{\alpha}{c_p} = -\Gamma_d$ 。



对微分形式的热力学第一定律求时间导数，得到 $\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} - \omega \Gamma_d$ ，于是，

我们得到温度局地变化的表达式：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla T - \omega(\Gamma_d - \Gamma) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt}$$

代入我们最开始的热成风涡度的局地表达式中，有

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta_T}{\partial t} &= \frac{R}{f} \nabla^2 \int_{p_H}^{p_0} \left[-\mathbf{V}_h \cdot \nabla T - \omega(\Gamma_d - \Gamma) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} \right] d \ln p \\ &= \frac{R}{f} \ln \frac{p_0}{p_H} \nabla^2 \left[-\mathbf{V}_h \cdot \nabla T - \omega(\Gamma_d - \Gamma) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} \right] \end{aligned}$$

一般来说，取 $p_H = 500 \text{ hPa}$ ——即对流层的中层，用来近似代替整层大气的平均层。此外，500hPa 可近似认为是无辐散的，因此满足绝对涡度守恒，故

$$\frac{\partial \zeta_H}{\partial t} \approx \frac{\partial \zeta_{500}}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla (\zeta + f)$$

从而得到海平面局地涡度变化率为

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla (\zeta + f) - \frac{R}{f} \ln \frac{p_0}{p_H} \nabla^2 \left[-\mathbf{V}_h \cdot \nabla T - \omega(\Gamma_d - \Gamma) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} \right]$$

一般认为大气是波动，设某要素满足波动表达式 $F = A \sin kx \sin ly \sin mz$ ，可

以求得 $\nabla^2 F = -(k^2 + l^2 + m^2)F \Rightarrow \nabla^2 F \propto -F$ ，所以上述可以写成定性关系：

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} \propto -\mathbf{V}_h \cdot \nabla (\zeta + f) + \frac{R}{f} \ln \frac{p_0}{p_H} \left[-\mathbf{V}_h \cdot \nabla T - \omega(\Gamma_d - \Gamma) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} \right]$$

因此，影响海平面气旋和反气旋发展的因子可归结为四类：

(1) 绝对涡度平流项 $A_\zeta = -V_h \cdot \nabla(\zeta + f)$

当高空有正涡度平流时(槽前脊后区域)， $A_\zeta > 0$ ， $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} > 0$ ，气旋性涡度增加，地面要减压(垂直方向上有上升运动)；当高空有负涡度平流时(脊前槽后区域)， $A_\zeta < 0$ ， $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} < 0$ ，反气旋性涡度增加，地面要增压(垂直方向上有下沉运动)。

(2) 温度(厚度)平流项 $A_T = -\frac{R}{f} \ln \frac{p_0}{p_H} V_h \cdot \nabla T$

有暖平流时， $A_T > 0$ ， $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} > 0$ ，气旋性涡度增加，有利于气旋发展。有冷平流时， $A_T < 0$ ， $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} < 0$ ，反气旋性涡度增加，有利于反气旋发展。我们可以从另一个角度来理解，我们选取的是对流层的平均层，可以认为它的高度近似不变，那么有暖平流时，气柱受热膨胀，必然引起 1000hPa 等压面下降(打个比方：平静的水面突然有一块水体下凹，那么必然会引起周围水体向这个凹下去凹的地方流动)，引起辐合，气旋性涡度增加。

那么，又是怎么体现厚度的呢？其实通过压高公式就可以转换：

$$dz = -\frac{1}{\rho g} dp \Rightarrow z_H - z_0 = -\frac{RT}{g} \int_{p_0}^{p_H} \frac{dp}{p} = \frac{RT}{g} \ln \frac{p_0}{p_H}$$

两边取 Nabla 算子，有 $\nabla h = \frac{R}{g} \ln \frac{p_0}{p_H} \nabla T$ ，从而 $A_T = -\frac{g}{f} V_h \cdot \nabla h$

(3) 稳定度项 $S = -\frac{R}{f} \ln \frac{p_0}{p_H} \omega(\Gamma_d - \Gamma)$

- 当层结为稳定层结时， $\Gamma_d - \Gamma < 0$ ，若有上升运动($\omega < 0$)，则 $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} < 0$ ，地面反气旋涡度增加，增压，有利于反气旋发展。若下沉运动($\omega > 0$)，即 $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} > 0$ ，地面气旋性涡度增加，减压，有利于气旋发展而抑制反气旋发展。
- 当层结为不稳定层结时 $\Gamma_d - \Gamma > 0$ ，上升运动有利于气旋的发展，下沉运动有利于反气旋的发展。

(4) 非绝热加热项 $H = \frac{R}{f} \ln \frac{p_0}{p_H} \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt}$

在加热区域 $\frac{dQ}{dt} > 0$ ，因此 $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} > 0$ ，有利于地面气旋发展。相反，在冷却区域， $\frac{dQ}{dt} < 0$ ，因此 $\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} < 0$ ，有利于地面反气旋发展。

大气中非绝热过程主要有：

- 下垫面冷、热源作用，通过辐射、传导、乱流上下交换过程使气柱受热或冷却。对于短期天气系统的发展来说，辐射、传导过程所起的作用是微小的；
- 饱和凝结潜热释放，使空气受热。

综上，海平面气旋与反气旋发展方程可以简写为

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} \propto A_\zeta + A_r + S + H$$

总结：

- 正涡度平流区、暖平流区，有利于地面气旋发展；负涡度平流区、冷平流区，有利于地面反气旋发展。
- 实际分析发现，在地面低压开始发展时，涡度平流的作用比较显著(使地面静止锋上出现波动)；
- 暖平流的作用使气旋前部正涡度增大，冷平流使气旋后部正涡度减小(这一点可以结合气旋东西两侧的风场来理解)，有利于地面气旋未来向减压区(暖平流区)移动，地面反气旋向加压区(冷平流区)移动。
- 在一般大气里，层结多为稳定，垂直运动不利于气旋、反气旋的发展，例如冷高压中的气流下沉增暖使高压减弱；当气旋，上空很潮湿或有暖湿空气向气旋上空输送(出现层结不稳定)，有利于气旋的发展。
- 加热有利于地面气旋发展；冷却有利于地面反气旋发展。地面气旋或反气旋移动到海洋上后是否发展，与季节和地理位置有密切的关系，如冬季海上爆发性气旋，应特别注意。

5. 位势倾向方程(具体推到参见《动力气象学》学习资料)

(1) 引入位势倾向方程的原因

在大尺度天气系统的演变过程中，大气基本上是作涡旋运动的，并且是准地转运动的，所以可以利用涡度变化来判断大尺度天气形势的改变。简化后的涡度

方程为 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla (\zeta + f) = -f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$ ，看似各项含义明确，但直接用于判断

天气形势的发展仍有困难，这是因为它右端的水平辐散不能直接从天气图上的位势高度进行判断，甚至用实测风也很难准确判断，因此必须将它变换为利用常规天气图容易判断形势发展的位势倾向方程。

(2) 位势倾向的含义

➤ 倾向：某地物理量随时间的变化，也就是通常所说的“物理量的局地变化”。

➤ 位势倾向：位势的局地变化，即 $\frac{\partial \phi}{\partial t}$

(3) 位势倾向方程（直接给出）

$$\left(\nabla^2 + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \frac{\partial \phi}{\partial t} = -f \mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) - \frac{f^2}{c_p} \frac{R}{p\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt}$$

上式中 $\sigma = -\frac{1}{\rho\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ 为静力稳定度。假设位势局地变化的分布是正负相间出现的

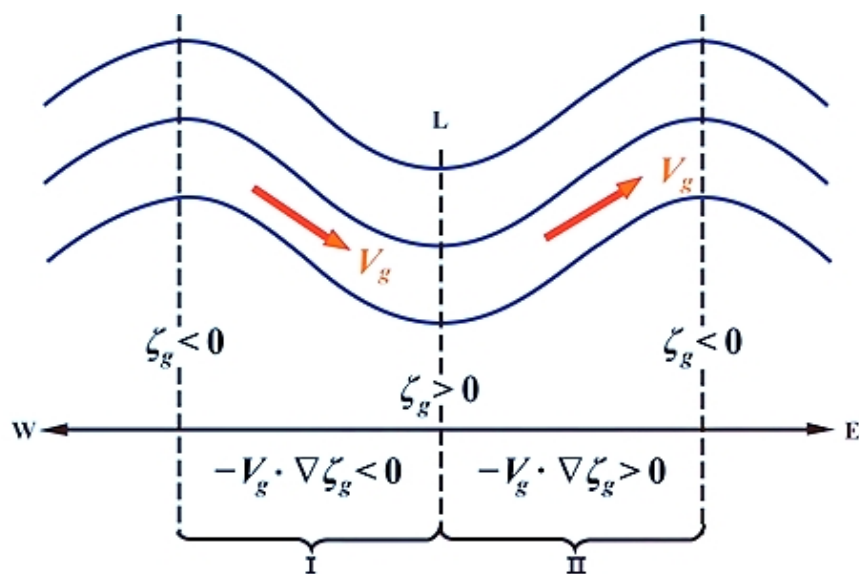
正弦波动： $\frac{\partial \phi}{\partial t} = \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_a \sin kx \sin ly \sin mp$ (k, l, m 为波数)，则在稳定大气 ($\sigma > 0$)

中，有 $\left(\nabla^2 + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \frac{\partial \phi}{\partial t} = - \left(k^2 + l^2 + \frac{f^2 m^2}{\sigma} \right) \frac{\partial \phi}{\partial t} \propto - \frac{\partial \phi}{\partial t}$ ，所以：

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} \propto -f \mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) - \frac{f^2}{c_p} \frac{R}{p\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt}$$

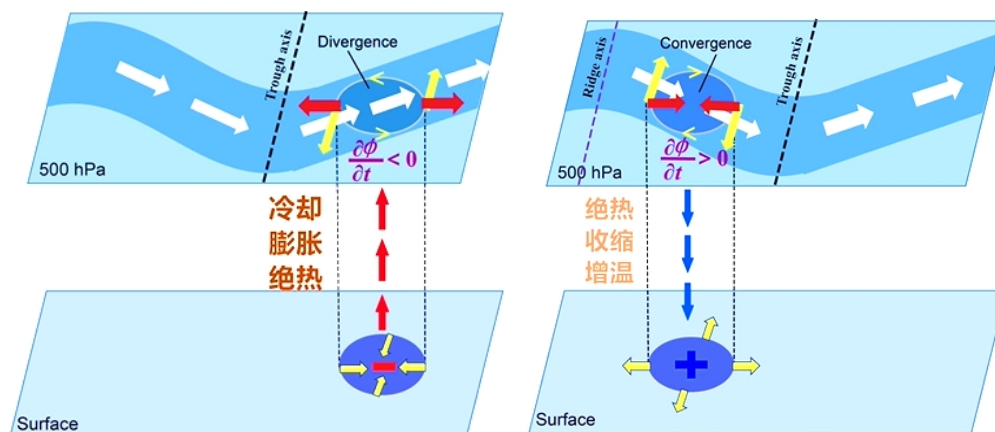
(4) 绝对涡度平流项 $-f \mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f)$

绝对涡度平流包括两项：相对涡度平流 $\mathbf{V}_g \cdot \nabla \zeta_g$ 和地转涡度平流 $\mathbf{V}_g \cdot \nabla f$ 。一般来说，对于波长 $< 3000\text{km}$ 的短波系统，绝对涡度平流的强弱主要取决于相对涡度平流。下面主要讨论一下相对涡度平流的作用。



➤ 短波槽脊的涡度及涡度平流分布

槽区为气旋性涡度最大的区域，脊区是反气旋性涡度最大的地方。槽前脊后为西南风，借助西南风将正相对涡度从大的往小的方向输送，槽前脊后有正的相对涡度平流，根据位势倾向方程有 $\frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$ ，会导致负变高（等压面要降低）。通过下图可以进一步了解相对涡度平流的影响。在**槽前脊后**，借助西南风将正相对涡度从大的往小的方向输送，使得槽前脊后固定点正相对涡度增加，也就是气旋性涡度增加，同时在水平地转偏向力作用下在这附加的气旋性流场中就有气流水平向外辐散，而辐散的结果，使得低层气柱质量减少、地面减压，出现负变压，在气压梯度力的作用下，就有气流向负变压区的辐合；按质量守恒原理，在高层有水平辐散，低层有水平辐合。必然伴有上升运动，而上升运动使得大气柱绝热膨胀冷却，导致等压面间厚度减小，气柱收缩，从而导致高层等压面高度降低，也就是负变高。槽后脊前也是采用一样的分析方法。



➤ 相对涡度平流的影响机制示意图

在槽脊线上，由于涡度平流没有梯度变化，从而 $\frac{\partial \phi}{\partial t} = 0$ ，即在槽脊线上变高为 0。通过上述的简单讨论，有以下的结论：

对于对称槽脊系统，槽前脊后负变高；槽后脊前正变高；槽脊线上变高为 0；由此形成的变高梯度会使得槽脊向前移动，但是槽脊不会发展（即槽脊的振幅不会改变）。

(5) 温（厚）度平流随高度变化项 $\frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(-V_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right)$

因为 $-V_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} = -V_g \cdot \nabla \left(-\frac{RT}{p} \right) = \frac{R}{p} V_g \cdot \nabla T \left(\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\frac{g \partial z}{\rho g \partial z} = -\frac{1}{\rho} \right)$ (在 p 坐标系

下 $\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\alpha \left(\alpha = \frac{1}{\rho} \right)$ ，所以 $\frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(-V_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \propto \frac{\partial}{\partial p} (V_g \cdot \nabla T)$ ，也即

$-\frac{\partial \phi}{\partial t} \propto \frac{\partial}{\partial z} (-V_g \cdot \nabla T)$ 。在对流层自由大气中，一般温度平流总是随高度减弱的，

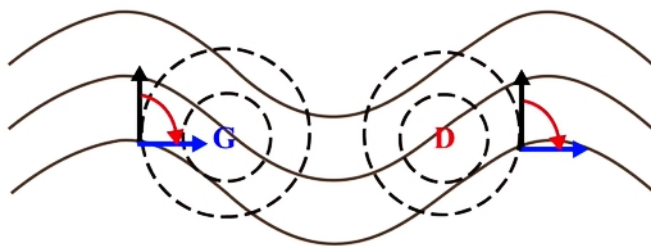
下面只讨论暖平流随高度减弱和冷平流随高度减弱的情况。

$$-\bar{V}_g \cdot \nabla T > 0 \quad \text{暖平流}$$

$$-\bar{V}_g \cdot \nabla T < 0 \quad \text{冷平流}$$

如果暖平流随高度减弱，则： $\frac{\partial}{\partial z} (-V_g \cdot \nabla T) < 0$ ，根据位势局地变化与温度平流随高度变化的关系，可以知道 $\frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$ 。如下图，低压中心前部与高压中心后部之间对应 500hPa 脊线处，风随高度顺转，此气层有暖平流，气柱增温（500hPa

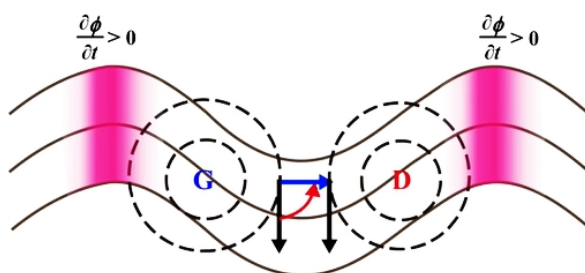
以下气柱明显增温) 膨胀, 500hPa 等压面脊线处位势高度增加, 即脊加强。



灰色实线表示500hPa图上等高线,
黑色虚线表示地面图上的等压线

➤ 天气图上存在暖平流随高度减弱的情况的位置

如果冷平流随高度减弱, 则: $\frac{\partial}{\partial z}(-V_g \cdot \nabla T) > 0$, 根据位势局地变化与温度平流随高度变化的关系, 可以知道 $\frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$ 。如下图, 地面低压中心后部与高压中心前部的区域, 对应 500hPa 槽线处, 风随高度逆转, 此气层有冷平流, 气柱降温收缩(500hPa 以下气柱明显降温), 500hPa 等压面槽线处位势高度降低, 槽加深。



灰色实线表示500hPa图上等高线,
黑色虚线表示地面图上的等压线

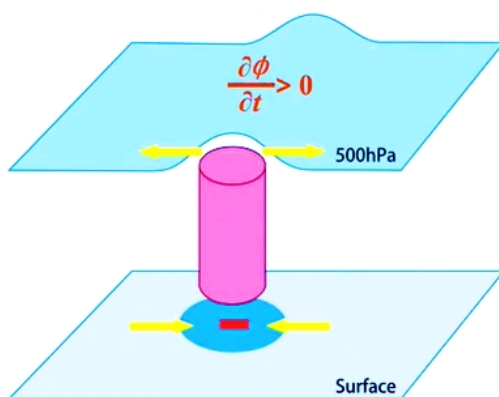
➤ 天气图上存在冷平流随高度减弱的情况的位置

小结: 与涡度平流相比, 温度平流使得槽脊强度(振幅)发生变化。暖平流随高度减弱使得脊加强, 冷平流随高度减弱使得槽加深。

(6) 非绝热加热随高度变化项 $-\frac{f^2}{c_p} \frac{R}{p\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt}$

根据 $-\frac{\partial \phi}{\partial t} = -\frac{f^2}{c_p} \frac{R}{p\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt} \Rightarrow -\frac{\partial \phi}{\partial t} \propto -\frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt} \propto \frac{\partial}{\partial z} \frac{dQ}{dt}$, 如果有非绝热加热随

高度减小（随气压增加），那么 $\frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$ 。如下图，对于对流中上层的等压面来说，在其下层的非绝热加热比其上层的非绝热加热强，将使其下层气柱受热膨胀，厚度增大，则该等压面必然升高，由此产生气压梯度力，导致高层气流水平辐散，使得地面减压。因此如果低压伴随强烈降水，释放大量凝结潜热，将使得对流中上层维持较强的辐散，低层减压增强，低压得以更快地发展。非绝热加热随高度增加的情形可类比得出结论。



➤ 非绝热加热随高度减小的情形

6. ω 方程（瞬时诊断方程）

(1) ω 方程的形式（直接给出）

$$\left(\nabla^2 \sigma + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = f \frac{\partial}{\partial p} \left[\mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) \right] - \nabla^2 \left(-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt}$$

同位势倾向方程一样，假设大气中 ω 是正负相间出现的正弦波动：

$\omega = \omega_a \sin kx \sin ly \sin mp$ (k, l, m 为波数)，于是在稳定大气中方程左端就可以简化

为如下形式： $\left(\sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -(\sigma k^2 + \sigma l^2 + f^2 m^2) \omega = -A^2 \omega \propto -\omega$ ，所以：

$$\omega \propto f \frac{\partial}{\partial p} \left[-\mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) \right] + \nabla^2 \left(-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt}$$

(2) 引入 ω 方程的好处

表达式只含有空间导数，它是一个用瞬时的位势高度场表示垂直运动场诊断方程。不像连续方程， ω 方程无需依赖风的精确观测值就能算出 ω 的大小。

(3) 绝对涡度随高度的变化项 $f \frac{\partial}{\partial p} [-V_g \cdot \nabla (\zeta_g + f)]$

$\omega \propto f \frac{\partial}{\partial p} [-V_g \cdot \nabla (\zeta_g + f)]$ 。在北半球, $f > 0$ 一般来说, 对于波长 $< 3000\text{km}$

的短波系统, 以相对涡度平流 $-V_g \cdot \nabla \zeta_g$ 为主。在中纬度地区, 高低压系统中心的相对涡度平流, 无论正负, 总是随高度增加 (随气压减小) 的。当有正相对涡度平流 ($-V_g \cdot \nabla \zeta_g > 0$) 时, 有 $\frac{\partial}{\partial p} (-V_g \cdot \nabla \zeta_g) < 0$, 从而 $\omega < 0$, 对应上升运动。

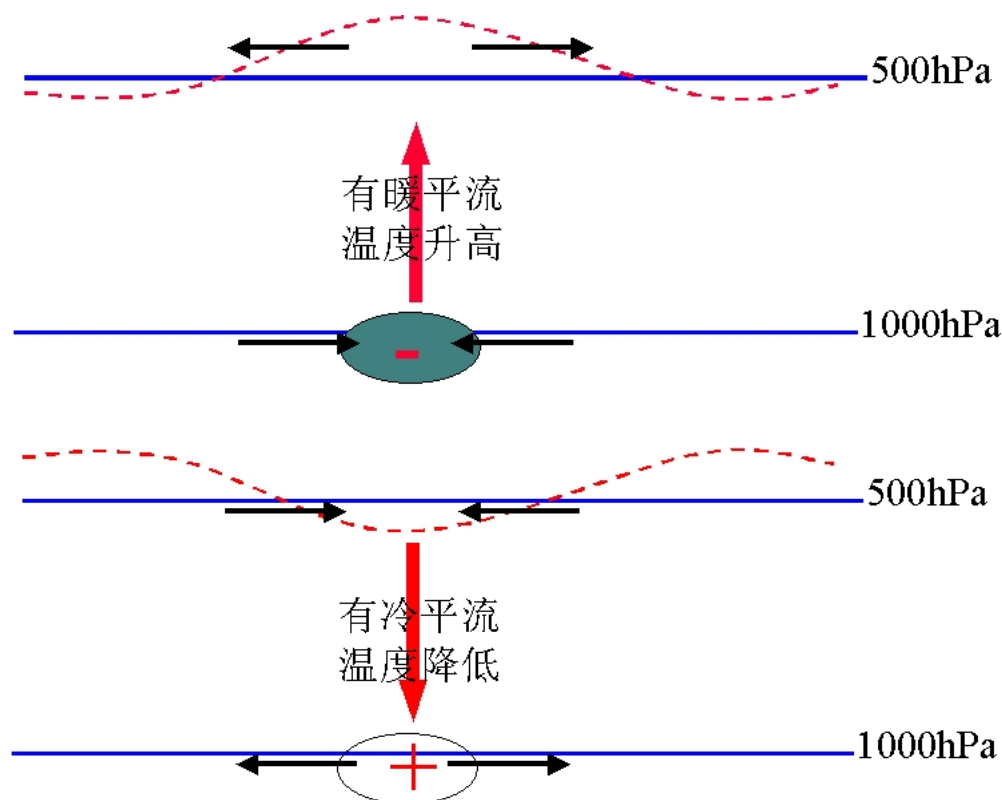
同理, 有负相对涡度平流时对应下沉运动, 其物理解释见位势倾向方程处的图解。

➤ 地面高低压中心附近的等涡度线和等压线基本上平行, 相对涡度平流很弱。

(4) 温度平流的 Laplace 项 $\nabla^2 \left(V_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right)$

$-\omega \propto \frac{R}{P} (-V_g \cdot \nabla T)$ (推到导见位势倾向方程处), 所以有暖平流时, $\omega < 0$,

有上升运动, 有冷平流时, $\omega > 0$, 有下沉运动。

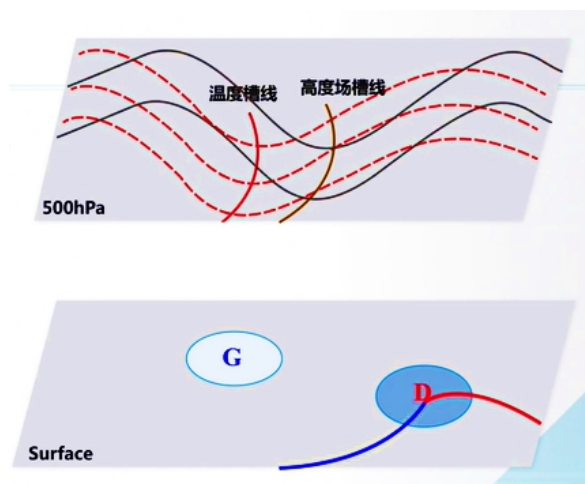


➤ 温度平流引起的上升下沉运动的机理示意图

(5) 非绝热加热项

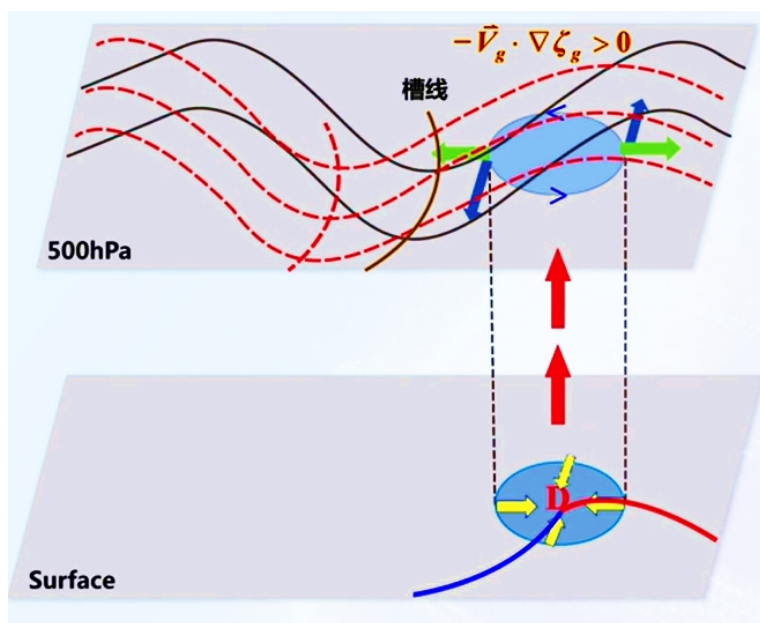
7. 斜压系统发展的物理过程及发展因子——涡度因子

因为温带气旋主要是在锋区上发展起来，有很大斜压性，在其发展过程中，**温度场位相落后于高度场**。在这种配置下，体现为槽前地面为气旋，槽后地面为反气旋。



➤ 温带气旋的温压场结构

(1) 槽前脊后的情况



槽前有正涡度平流 → 槽前的气旋性涡度增加 → 在地转偏向力的作用下，高层产生辐散 → 气柱质量减少，地面减压 → 在水平气压梯度力的作用下，减压区

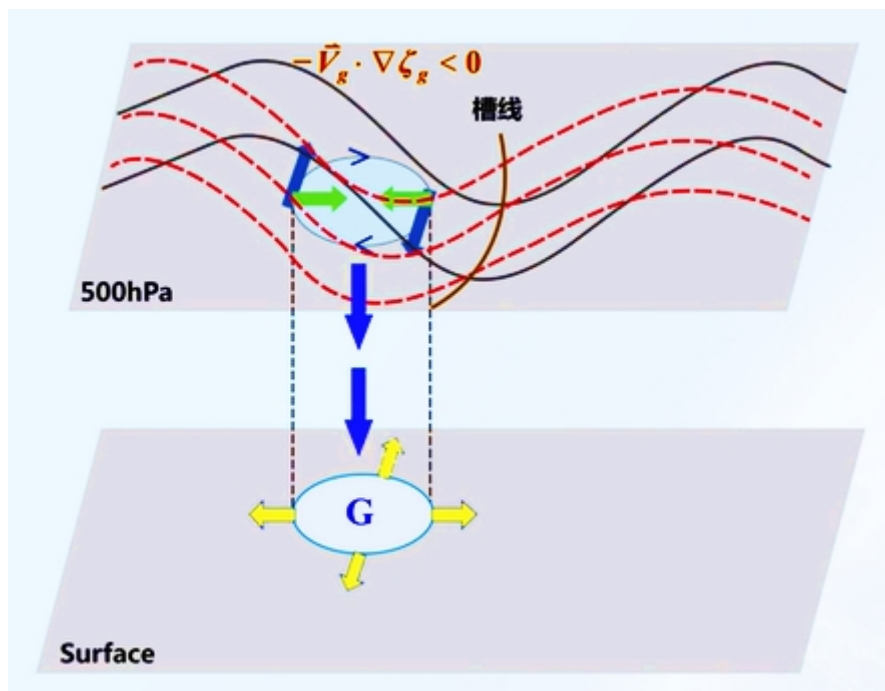
产生辐合 → 垂直方向产生上升运动。

$$\text{根据涡度方程: } \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla (\zeta + f) = -f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)。$$

在这个过程中，对于**高空场**来说，一方面**高层辐散**，根据涡度方程，必有**负涡度生成**以使得该处**气旋性涡度增加不至于太快** 另一方面**上升运动过程中**，**空气绝热膨胀冷却**，按静力学原理，空气柱厚度必减小，高空等压面下降，气压场改变，以适应改变了的流场。

对于**地面场**来说，**气流辐合**，一方面补偿了高层辐散，使地面**减压不至于太快** 另一方面根据涡度方程，**辐合必有气旋性涡度生成**，流场改变，以适应地面减压了的气压场。

(2) 槽后脊前的情况



槽后有负涡度平流 → 槽后的反气旋性涡度增加 → 在地转偏向力的作用下，高层产生**辐合** → 气柱质量增加，地面**加压** → 在水平气压梯度力的作用下，加压区产生**辐合** → 垂直方向产生**下沉运动**。

对于**高空**来说，一方面**高层辐合**，根据涡度方程，必有**正涡度产生**，以使得该处**反气旋性涡度增加不至于太快** 另一方面**下沉增温**又使气柱增厚，高层等压面**升高**，气压场改变，以适应改变了的流场。

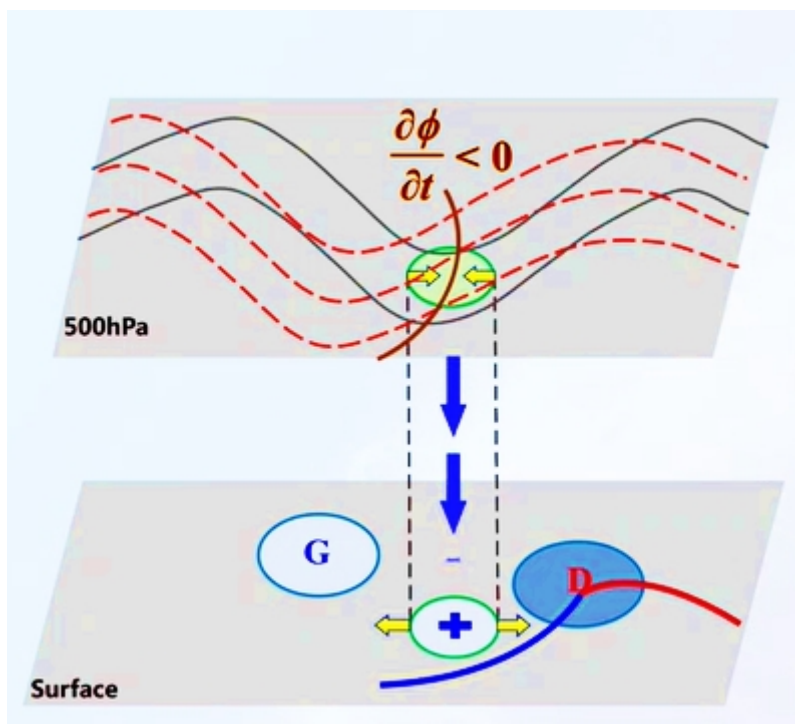
对于地面来说，气流辐散，一方面补偿了高层辐合使地面加压不至于太快。另一方面根据涡度方程，辐散必有反气旋性涡度生成，流场改变，以适应地面加压了的气压场。

➤ 小结

- (1) 对地面而言，槽前脊后正涡度平流使地面气旋发展，槽后脊前负涡度平流使地面反气旋发展；
 - (2) 对高空而言，正涡度平流使槽前有负变高，负涡度平流使槽后有正变高；槽、脊线处涡度平流很弱，槽脊强度无变化。
 - (3) 涡度因子使得槽（脊）向变高梯（升）度方向移动，也就是向前移动。
- 总而言之，涡度因子使得高空槽脊移动，地面气旋、反气旋加强发展。

8. 斜压系统发展的物理过程及发展因子——热力因子

(1) 槽区情况



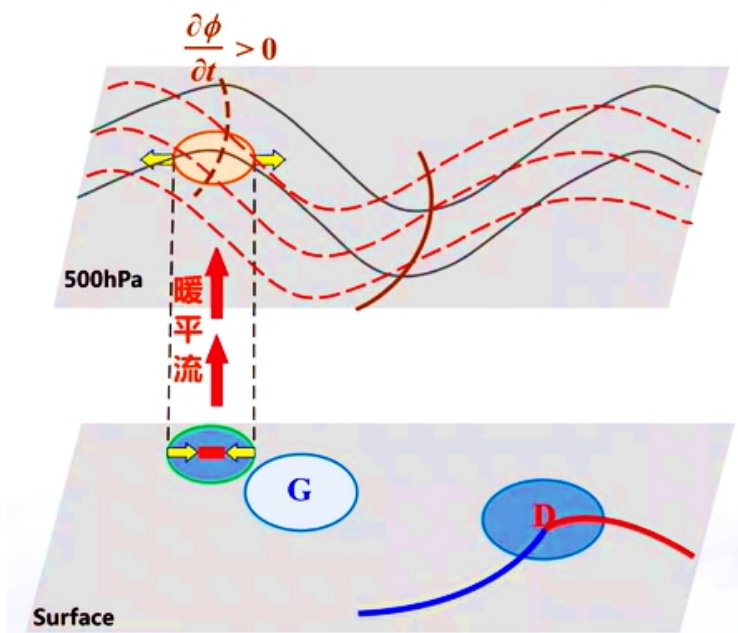
槽区为冷平流 → 空气减温，对应气柱厚度减小 → 产生负变高，槽加深 → 高层水平辐合 → 地面加压 → 地面水平辐散 → 产生下沉运动

一方面高层减压，在气压梯度力作用下气流辐合，根据涡度方程，必有气旋

性涡度生成，而在下沉运动过程中，空气绝热收缩增温，抵消部分冷平流作用，使得高层减压不至于太快。

从地面看，一方面低层加压，在气压梯度力作用下气流辐散，补偿了高层的辐合，而且下沉增温部分抵消了冷平流，使地面加压不至于太快；另一方面，根据涡度方程，低层辐散必然有反气旋性涡度生成。

(2) 脊区情况



脊区为暖平流 → 空气增温，对应气柱厚度增大 → 产生正变高，脊发展 → 高层水平辐散 → 地面减压 → 地面水平辐合 → 产生上升运动

一方面高层加压，在气压梯度力作用下气流辐散，根据涡度方程，必有反气旋性涡度生成，而在上升运动过程中，空气绝热膨胀冷却，抵消部分暖平流作用，使得高层加压不至于太快。

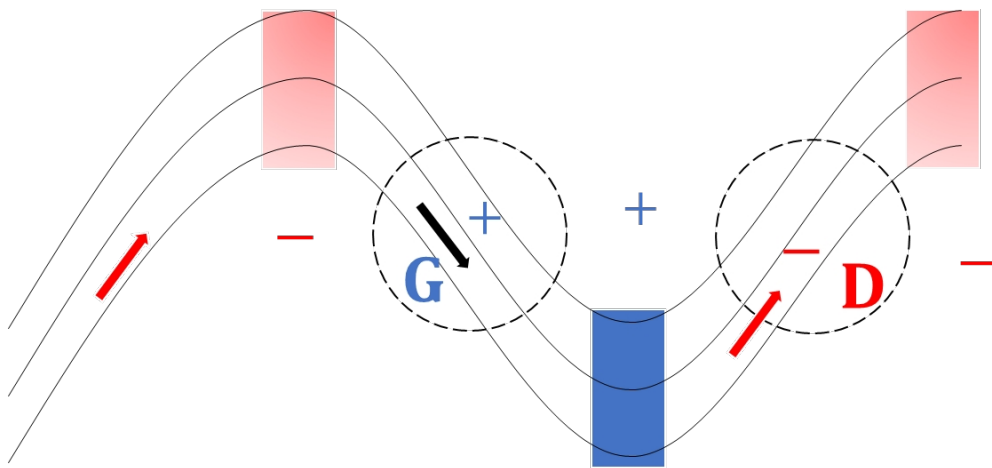
从地面看，一方面低层减压，在气压梯度力作用下气流辐合，补偿了高层的辐散，而且上升绝热膨胀冷却部分抵消了暖平流，使地面减压不至于太快；另一方面，根据涡度方程，低层辐合必然有气旋性涡度生成。

➤ 小结

- (1) 对于高层而言，槽区冷平流使槽加深，脊区暖平流使脊加强。
- (2) 对于地面而言，冷平流使得地面气旋后部出现正变压，暖平使得地面气旋前部出现负变压；在气旋和反气旋中心温度平流很弱。

(3) 热力因子使得地面气旋（反气旋）向变压梯（升）度方向移动，也就是向前移动。

总而言之，热力因子使得高空槽脊加深加强，地面温带气旋、反气旋移动。



■ 上图正负号表示正负变压中心；红色箭头代表正涡度平流，黑色代表负涡度平流；蓝色区域代表冷平流，红色区域代表暖平流；虚线圆圈代表地面系统在斜压扰动中

涡度因子主要使低层系统发展、高层系统移动；

热力因子主要高层系统发展，低层系统移动。 图片制作：蒋斌

9. 锋面气旋

(1) 概念 带有锋面的气旋。温带气旋大多是锋面气旋。其水平尺度大的可达 1000 ~ 2000 km，小的只有几百公里。

(2) 锋面气旋形成模式

① 静止锋上波动。形成于高空槽前的准静止锋上，中国江淮流域和东海地区经常出现。高空槽前的正涡度平流区叠加在准静止锋或缓慢移动的冷锋上而形成。（>70%）

② 冷锋进入热低压（热倒槽），暖锋锋生而成。（~19%）

③ 锢囚点上新生。（~5%）

(3) 锋面气旋的四个阶段：初生、青年、锢囚和消亡四个阶段

10. 爆发性气旋

(1) **概念:** 一般来说, 中高纬度地区气旋发展速度达到 24 小时降低 24hPa 或者 12 小时降低 12hPa, 就称之为爆发性气旋, 也称为“气象炸弹”。

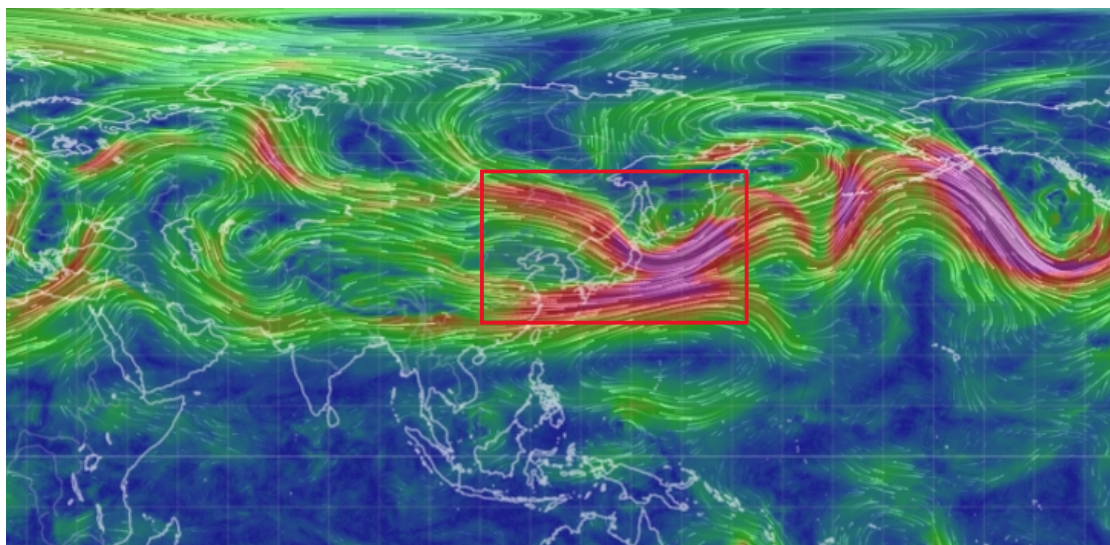
(2) **形成原因:**

爆发性气旋主要发生于**冬春季**, 多形成于海上, 东亚地区的爆发性气旋主要形成在日本以东的西北太平洋上。

因为 Hadley 环流季节性移动, 冬春季节, 高空西风急流偏南, 容易被青藏高原大地形阻挡分支, 分别在高原南北两侧绕过高原, 而后在高原东侧汇合, 汇合点一般位于东亚沿岸或者日本上空。南支气流上的低槽较浅, 移动缓慢, 北支气流上的低槽移动较快, 而且发展较深。当北支槽与南支脊在日本附近上空处于同一经度时, 就构成了典型的东亚急流。

急流中心主要位于日本附近上空, 日本以东的西北太平洋就位于高空急流出口区的左侧, 有强烈的辐散; 而且北支槽前为强的正涡度平流区, 涡度因子的作用有利于低层气旋和上升运动的强烈发展。

如果从气旋的西北侧有较强的冷空气入侵, 例如, 从东亚大陆到日本有较强的冷空气向东南移动, 与日本附近暖洋面的暖空气相遇, 有利于产生上升运动, 积云潜热释放, 也有利于气压下降, 气旋加强发展。



➤ 2021 年 12 月 13 日 500hPa 风场图

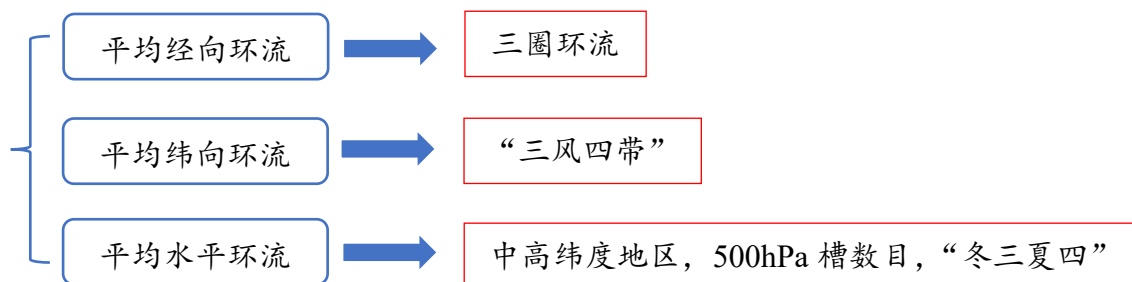
第四章 大气环流

➤ 章节思维导图

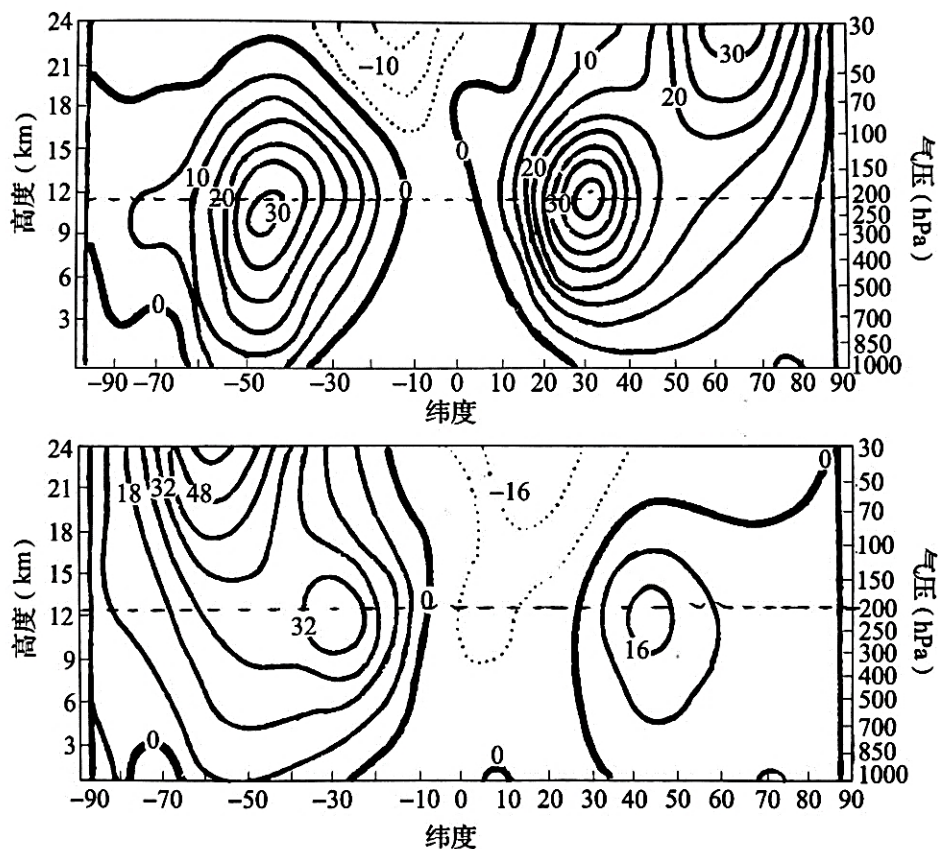


图片制作：蒋斌

1. 大气环流的平均特征



(1) 平均纬向环流——平均纬向风的经向分布



- 纬向风的平均风场分布(上图为 1 月份，下图为 7 月份)
(等值线正值表示西风；纬度正值为北纬)

从上图可以得出的结论为：

	夏季(7 月份)	冬季(1 月份)
低纬	低层小范围的西风；其他部分为东风；最大风速中心在平流层；东风带在下部各占南北约 30°	东风带迅速变窄(整个垂直方向上都相比夏季变窄)
中高纬	对流层中夏季西风较弱(与冬季比较而言)；北半球最大风速中心在(200hPa; 40°N)	中高纬度对流层中西风较强(北半球尤其明显)；最大风速中心在(200hPa; 30°N)
其他特点	北半球平流层为环极地的东风	北半球极区冬季从对流层到平流层均为西风

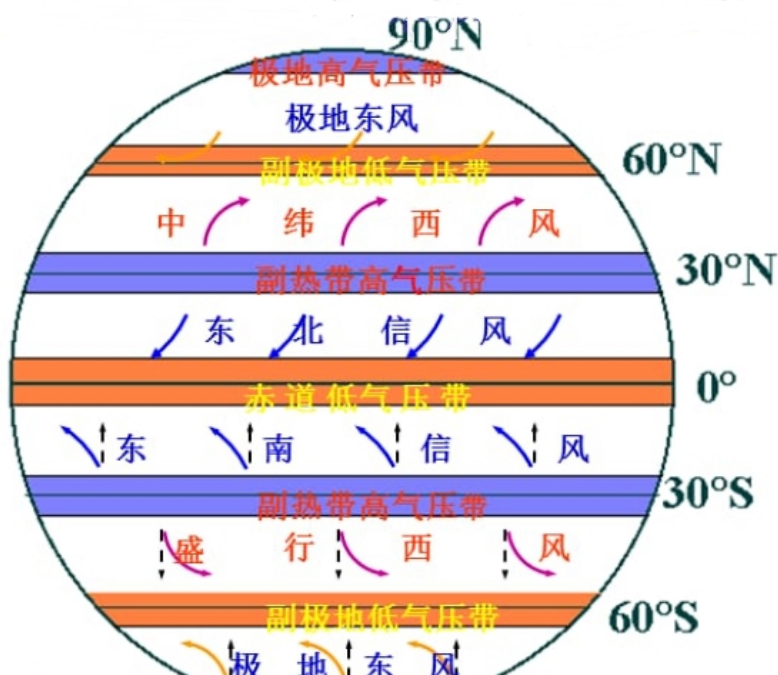
- 为什么冬季的西风比夏季的强？

西风带是极地气团和热带气团相交的过度区域，具有很强的斜压性，同时，

这也是存在锋生作用的区域。根据热成风原理，垂直方向上有水平温度梯度的增大时，西风随着高度是增强的。冬季南北两股气团的温差大，水平温度梯度比夏季要大，所以冬季的西风强度更强。

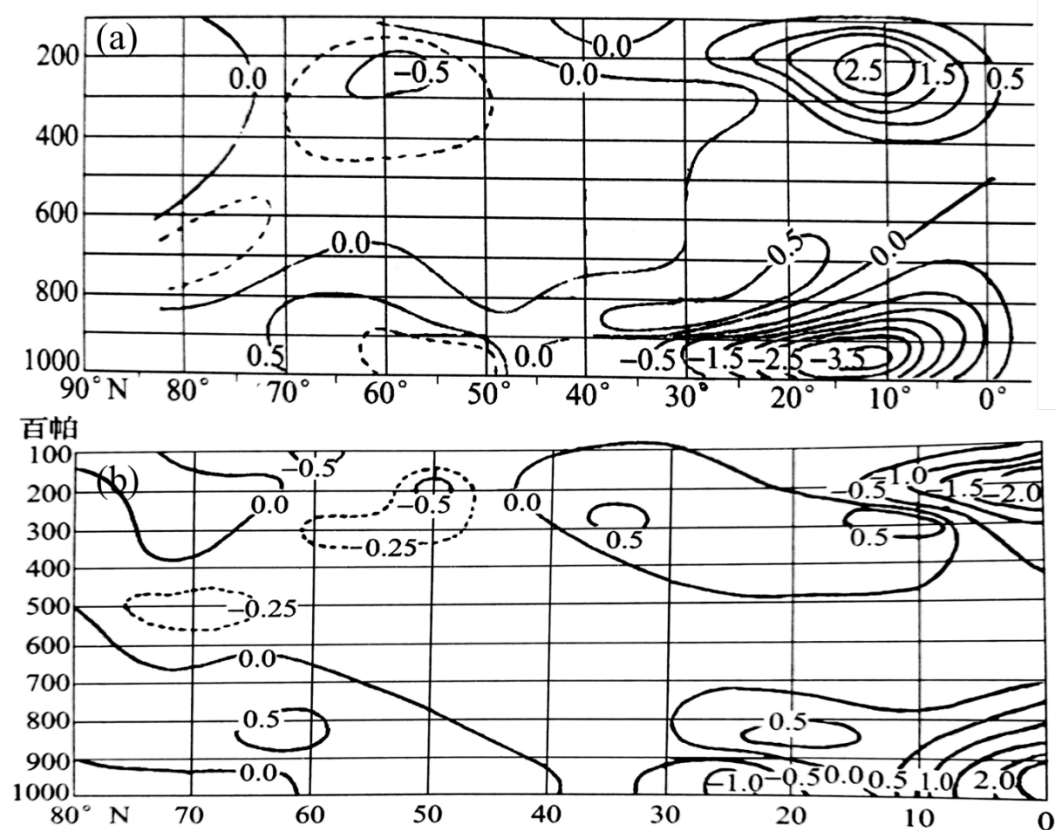
➤ 平均纬向风的分布如何体现“三风四带”？

“三风四带”反应的是近地面的一个流动情况。从纬向风的分布来看，在南北纬 $0^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 之间，地面的纬向风为东风，对应于南北半球的东南和东北信风带；在室在南北纬中纬度地区($30^{\circ}\sim 60^{\circ}$)之间，为盛行西风带；但是从纬向风分布图中不易看出极地东风带（特别是北半球），可能是极地东风的纬向分量较小，以及本身极地东风带的范围小的缘故。与风带对应的便是四个气压带（气流的辐合辐散）：极地高压带、副极地低压带、副热带高压带和赤道低压带。“三风四带”与太阳直射点的移动有关，存在季节性的移动。



➤ 近地面“三风四带”分布示意图

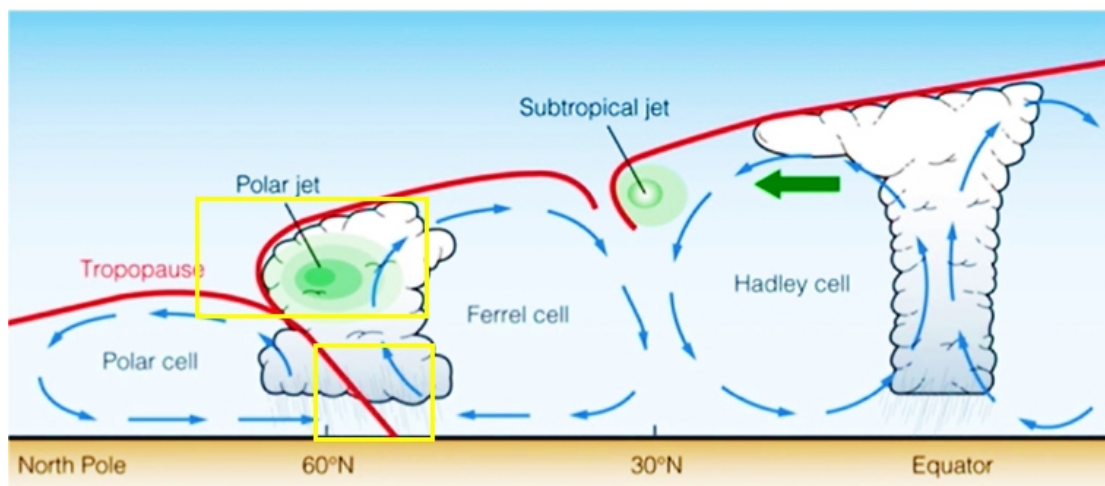
(2) 平均经向环流——平均经向风的经向分布



➤ 北半球经向风的平均分布((a)为冬季, (b)夏季, 南风为正值)

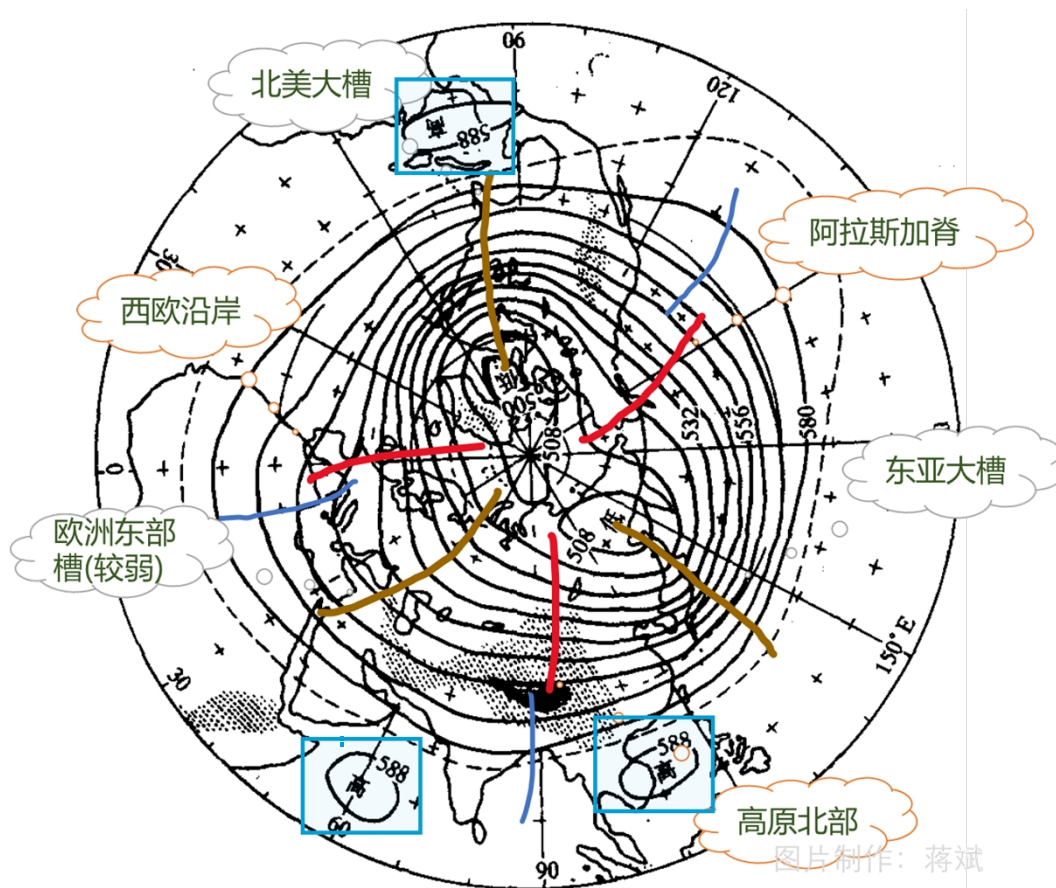
夏季	冬季
(1) 13°N-40°N 低层盛行 1m/s 以下的北风分量; (2) 高空为较弱的南风; (3) 近赤道地区; 低层南风达 2.5m/s; 高空为小于 2m/s 的北风;	(1) 30°N 以南对流层低层为较强的北风, 最大 3.5m/s, 其上空(200-300hPa)同时有明显的南风分量, 最大风速 2.5m/s, 中部风较弱(平直西风); (2) 40°N 以北低层平均为南风, 高层则平均为北风, 风速均不足 1m/s;

➤ 比较而言, 平均纬向风大于经向风。大气运动基本上是纬向的, 但经向风不能忽略, 它引起高纬、中纬、低纬之间水汽、热量交换。经向交换冬强夏弱。



➤ 三圈环流示意图

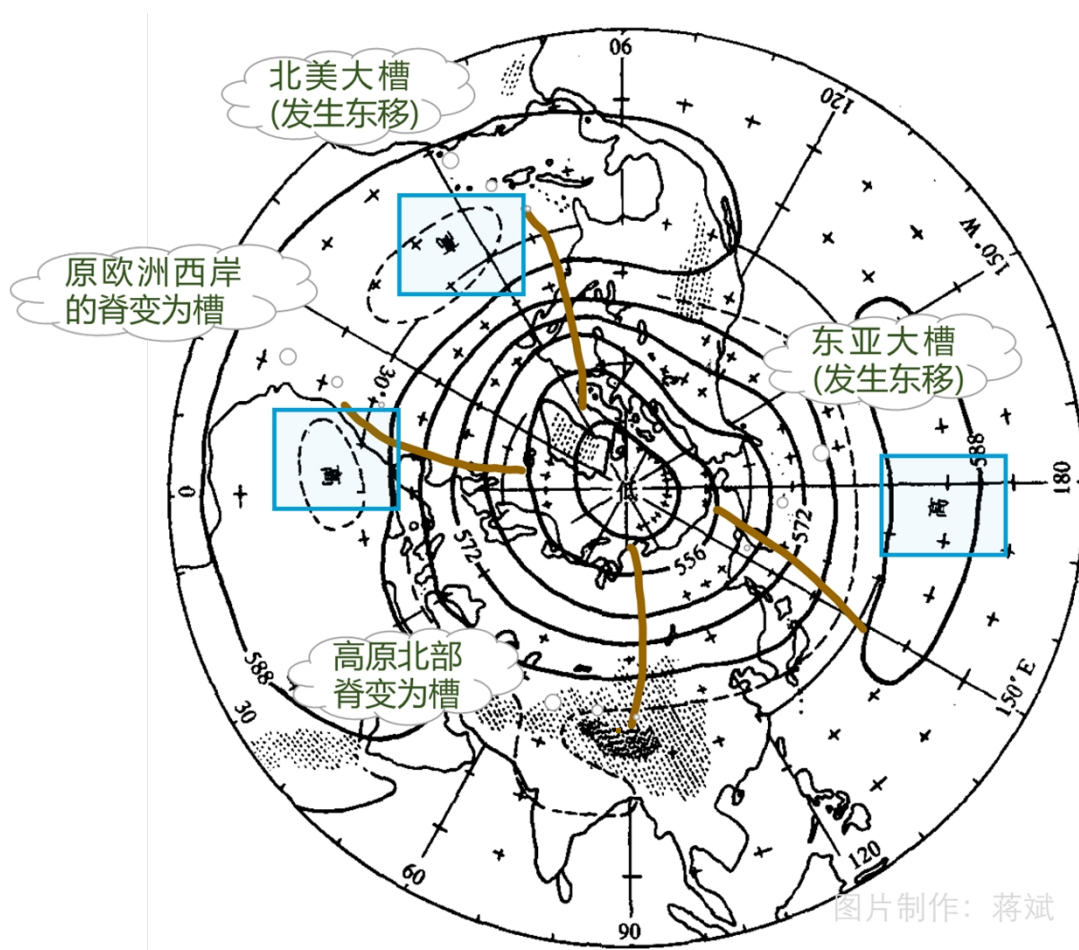
(3) 对流层中部平均水平环流(500hPa 平均位势高度场)



➤ 北半球冬季平均位势高度场分布情况

极涡分裂成2个中心；中高纬西风带中的大尺度平均槽脊三槽三脊（脊弱槽强，北美和东亚大槽伸向较低纬度）；在地中海、孟加拉湾和东太平洋都有比较

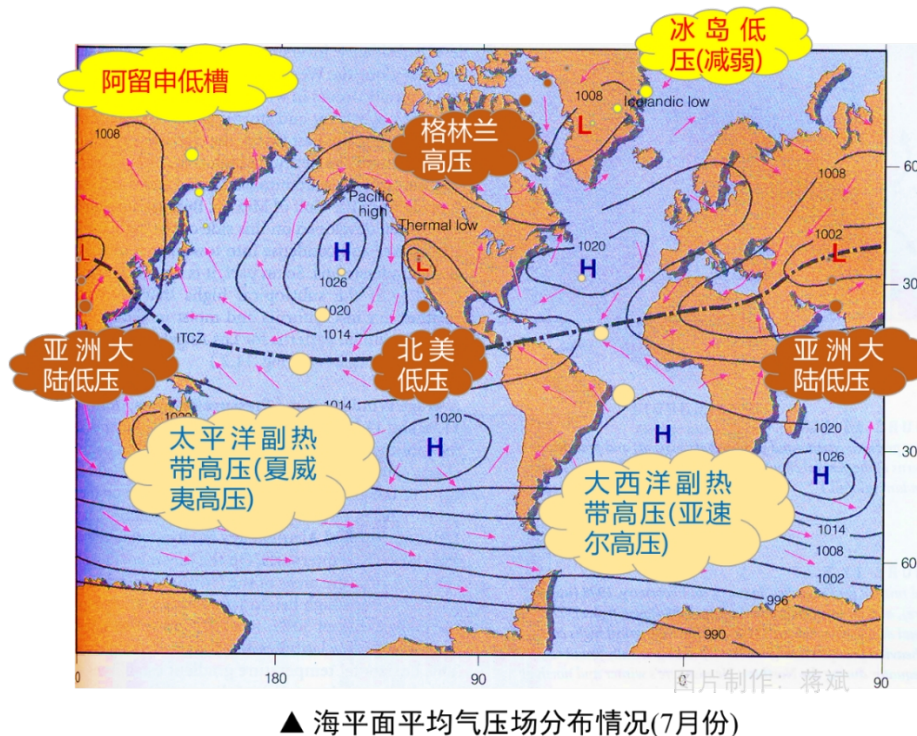
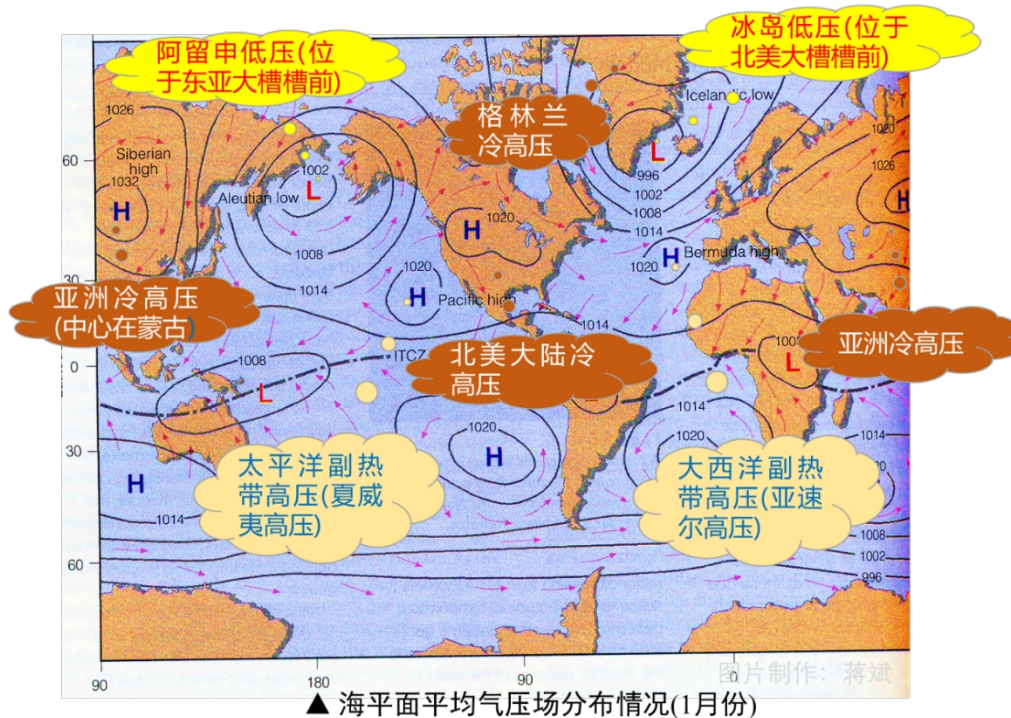
明显的槽。副高强度较小，中心都位于海上。



➤ 北半球夏季平均位势高度场分布情况

极涡合并为一个，而且等高线变稀；有四个槽（弱），其中北美东部的槽略微东移、东亚大槽东移，而且冬季欧洲西海岸脊变成了槽，青藏高原北部到贝湖的脊也变成了槽，脊不清楚。副热带高压大大加强并北移，有三个闭合中心，分别位于北太平洋，北大西洋，非洲大陆西部。

(4) 对流层低层的平均水平流场(海平面气压场)



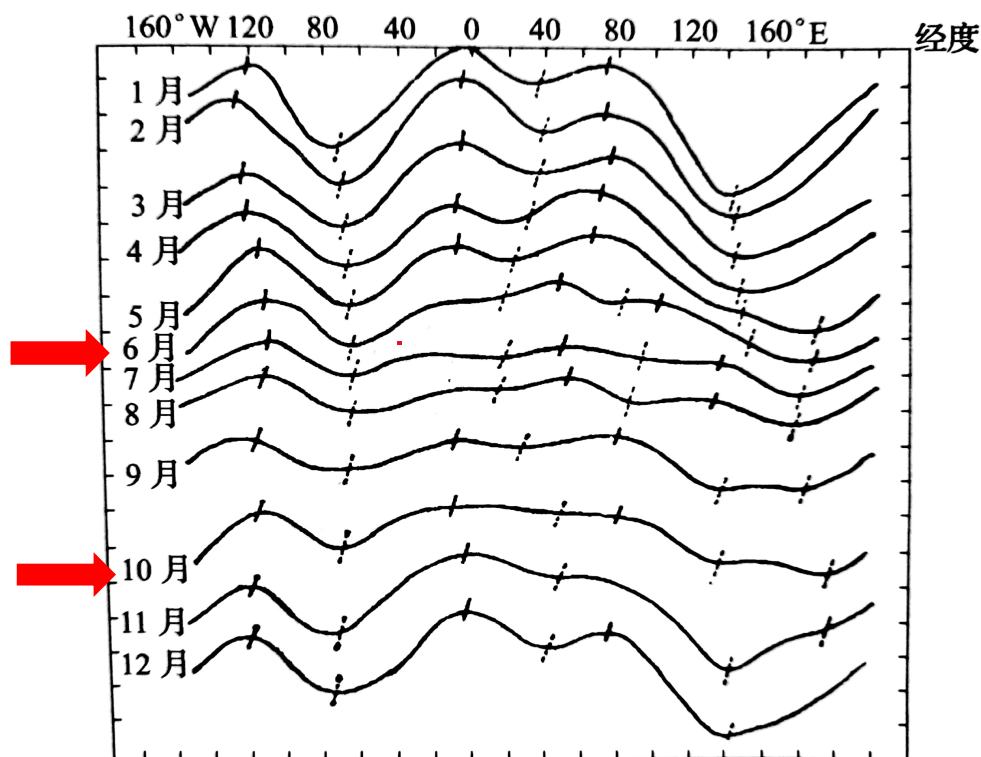
根据海平面的气压分布特点,我们引出半永久性活动中心和季节性活动中心两个概念: 半永久性大气活动中心 (又叫大气活动中心) 包括冰岛低压, 阿留申低压, 太平洋副高 (夏威夷高压), 大西洋副高 (亚速尔高压) 和格林兰高压。在北半球, 冬夏均存在的系统, 对广大地区的天气和气候有重大影响, 它们的变化可以体现大气环流的变化。半永久性大气活动中心除格林兰冰原上的冷高以外

均出现在海洋上。季节性大气活动中心包括亚洲高压（蒙古高压或西伯利亚高压），

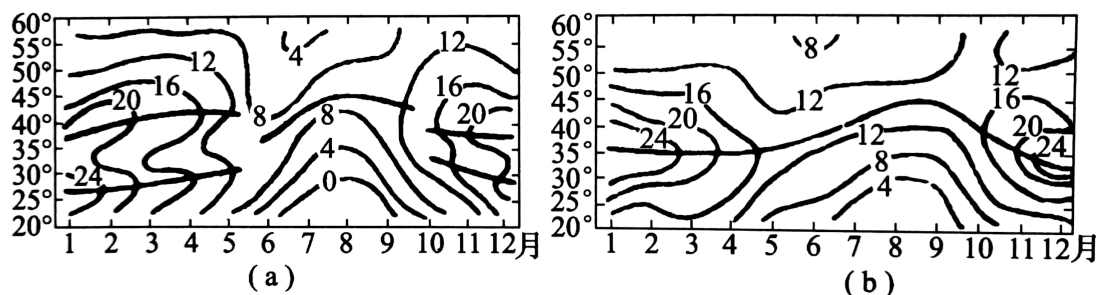
亚洲热低压，北美冷高压，北美热低压季节性系统，在一定季节中经常存在。季节性大气活动中心出现在陆地上。

2. 大气环流的季节转换——6月突变和10月突变

冬季和夏季的槽脊位置基本上是稳定或是渐变，它们占去全年相当长的时间，而两个过渡季节是短促的，在短促的时间中完成环流的季节转换常称为突变，一次发生在6月，另一次发生在10月，这种突变是半球范围乃至全球范围的现象。但以亚洲最为明显。下图更加清楚的表明了为什么会是6月突变和10月突变。1~5月份，中高纬度地区保持3个槽的数目，而到了6月，槽的数目由3个增加到了四个，表示环流形式由冬季转为夏季；这种形式一直持续到9月，10月份，槽的数目再次减为3个，实现了夏季环流向冬季环流的转换。需要指出的是，这种“冬三夏四”的规则并不是对所用纬度都适用，一般在北纬 45° ~ 55° 内结果是合理的。

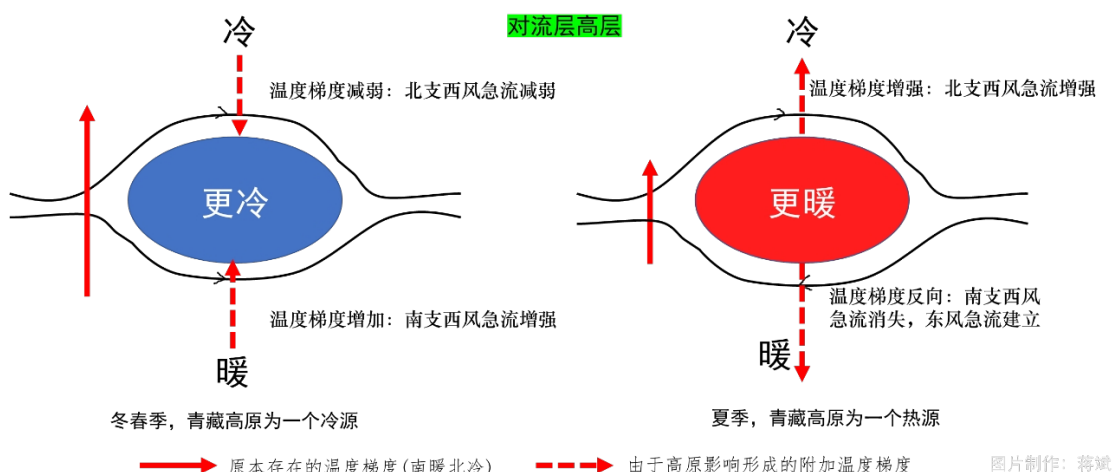


➤ 北纬 50° 500hPa 平均位势高度逐月演变情况(虚线表示槽)



➤ 500hPa 平均地转风西风风速的个月演变(等风速线单位: m/s, 粗实线为强风轴线)
(a)东亚(东经 100°~120°地区) (b)北美(西经 100°~120°)

上图表明,在东亚地区,冬季存在南北两支西风急流,而到了夏季,南支西风急流消失了;而在北美,这种急流的分支现象就不明显了,从冬季到夏季转换时,急流轴北抬,从夏季到冬季时,急流轴南退。那么造成这种不同原因何在?其中最主要的影响因素就是青藏高原的影响。其影响机制可用下图解释。



➤ 高原南支西风急流建立与消失的示意图

由于青藏高原大地形的阻挡,气流经过高原分成两支。在经向温度分布“南暖北冷”,所以温度梯度由南指向北。冬季,青藏高原是一个冷源,对于南支,冷的高原与其南侧的暖区之间又产生了一个温度梯度,叠加在原来的温度梯度上,使得温度梯度增大,所以对于南支,温度梯度加大,根据热成风原理,相应的西风强度也增强;对于北支,冷的高原与其北侧的冷区产生的温度梯度与原来存在温度梯度是相抵消的,因此北支的西风强度要减弱。夏季的情况亦可采用上述类似的分析方法(注意高原南侧形成的是东风急流)。总的来说,夏季的南北温度梯度大,即使在冬季建立了两支急流,其强度也还是比较大的。

(1) 夏季向冬季转换的季节特征(10 月突变)

十月中旬高空西风带明显向南扩展,东风带向南撤退,南支急流迅速建立并南移,基本稳定在北纬 30 度以南的平均位置上。北半球西风带由夏季的四槽脊型变成冬季的三槽脊型,东亚沿岸平均槽明显加强,整个东亚地区高空为西风带控制。副热带高压向南退出大陆,地表上蒙古冷高压和阿留低压大大加强。

(2) 冬季向夏季转换的季节特征(6 月突变)

高原南部的南支西风急流消失,南亚高压跃上高原,副高脊北跳到 25°N 附近,高原上空东风急流建立,平均槽脊由三变四个,静止锋位于江淮地区。

3. 地球表面分布不均(海陆热力性质差异)对大气环流的影响

(1) 对近地面的影响

海洋的比热容比陆地的大,因此海洋上空气的日变化与年变化比陆地小得多。在冬季,大陆冷却比海洋,因此在大陆上形成了一个冷性高压,如西伯利亚、格陵兰岛、北美大陆的冷高压;在相对陆地较为暖的洋面上,则形成了暖低压,如冰岛低压和阿留申低压,他们在冬季都十分强大。在夏季,大陆加热比海洋快,因此在陆地上是一个热低压;此时,在海面上的副热带高压也增强,在西北太平洋的阿留申低压,此时在夏季减弱为一个低槽;冰岛低压由于在墨西哥湾暖流和北美大槽的共同作用下,仍然维持一个低压,但是比冬季要减弱一些。

(2) 对对流层中部的影响

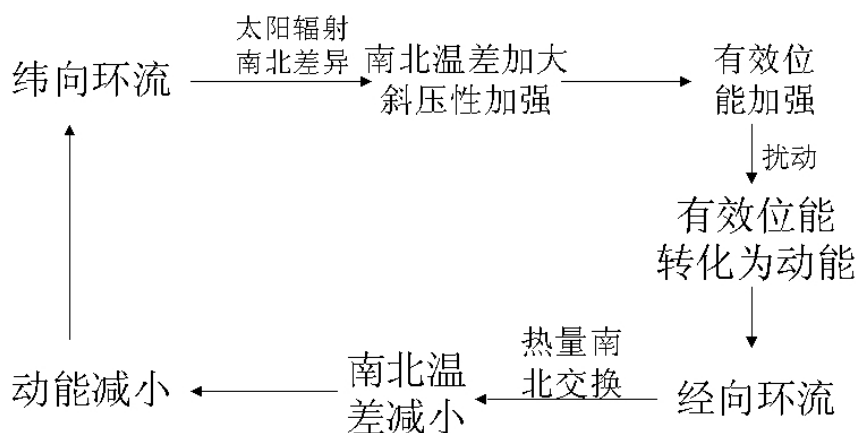
北半球大陆大部分都在西风带里。冬季,当空气自西向东流过大陆的过程中,由于冷大陆的影响,气温不断降低,当达到大陆东岸时气温就降到最低值,而气柱越冷,在同一等压面图上的位势高度越低,于是在大陆东岸处形成了槽。当空气继续向东流过暖洋面时,在暖洋面的影响下气温又不断升高,到达大陆西岸时气温达到最高,从而形成了高压脊。夏季理应相反,即在大陆上应该形成高压脊,在海洋上形成低槽,而实际观测并不是如此,因此,平均槽、脊的形成固然与海陆分布及热力性质有关,但并不是唯一的因素。

4. 西风带环流指数和指数循环

Rossby 把 $35^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 之间的平均地转西风定义为西风指数:

$$I = \bar{H}_{35^{\circ}} - \bar{H}_{55^{\circ}} = \frac{1}{36} \sum_{\lambda=1}^{36} H_{\lambda}(35^{\circ}) - \frac{1}{36} \sum_{\lambda=1}^{36} H_{\lambda}(55^{\circ})$$

其中 λ 为沿着纬圈每隔 10° 取得一个位势高度值。环流指数定量的描述了大气中西风分量的强弱。因此, 高指数循环表示西风强度大, 低指数表示西风强度小。西风较强时, 在天气图(500hPa)上表现为等高线与纬圈大致平行, 这种环流形式称为**纬向环流**(又可叫做平直西风环流); 西风较弱时, 在天气图上表现为有振幅较大的槽脊, 即南北向气流较强, 这种环流形式称为**经向环流**。其中, **高指数对应于纬向环流, 低指数对应于经向环流**。



西风带环流的中期变化主要表现为高低指数交替、循环的变化过程, 转换过程称为指数循环。与指数循环对应的环流变换便是经向环流和纬向环流的交替过程。

[注] 经向环流和纬向环流形势都是稳定的大气环流形势。

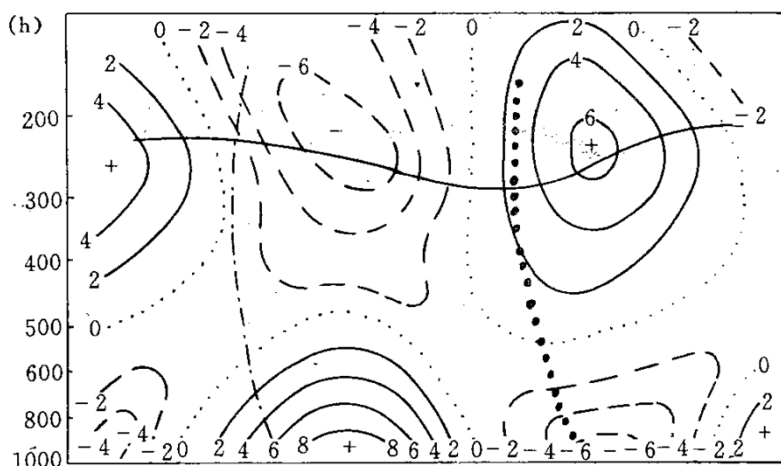
5. 西风带长波

(1) 长波的分类

- **超长波**: 波长在一万公里以上, 绕地球一圈可有 1~3 个波, 生命史 10 天以上, 属于中长期天气过程。
- **长波**: 也称罗斯贝波, 行星波。波长 3000~10000 公里, 全纬圈约为 4~6 个波, 振幅 10~20 纬距, 平均移速 10 个经距 / 日以下, 有时很慢, 呈准静止,

甚至向西倒退。一般来说，长波槽前对应着大范围的辐合上升运动和云雨天气区，槽后对应着大范围的辐散下沉运动和晴朗天气区。（在天气图上，可以通过 5 天滑动平均的方法，滤掉短波，得到长波的分布）

- **短波：**波长和振幅均较小，移动快，平均移速为 10~20 经度 / 日，生命史也短，多数仅出现在对流层的中下部，往往叠加在长波之上。



➤ 长波槽(粗点线)脊(点划线)与水平散度的关系

(2) 长波移动公式

$$c = \bar{u} - \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2 \left(\beta = \frac{2\Omega \cos \varphi}{R} \right)$$

长波公式推导方法为绝对涡度守恒和小扰动法，由此可以知道，此公式适用的前提是：假定大气运动是正压和水平无辐散的。500hPa 作为对流层的中层，可以认为是满足前述假设的，所以长波移动公式只在 500hPa 使用是比较准确地。

① 长波公式的简单讨论

- 长波移速与波长、纬度和平均西风强度有关；
- 当西风强度与波长达到一定数值时，可使 $c=0$ ，波动静止。静止波的波长为

$L_s = 2\pi \sqrt{\frac{\bar{u}}{\beta}}$ ，当 $L < L_s$ ，波动前进；当 $L > L_s$ 时，波动后退。（是前进还是

后退，代入公式判断即可： $c = \beta \left(\frac{L_s}{2\pi} \right)^2 - \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2 \sim L_s - L$ ）

- 波动的振幅越大，风的南北分量越大，西风分量越小，波动向东移速就越小，甚至呈静止或西退；反之，当波动振幅越小时，向东移速就越大。

② 预报长波移动的定性经验

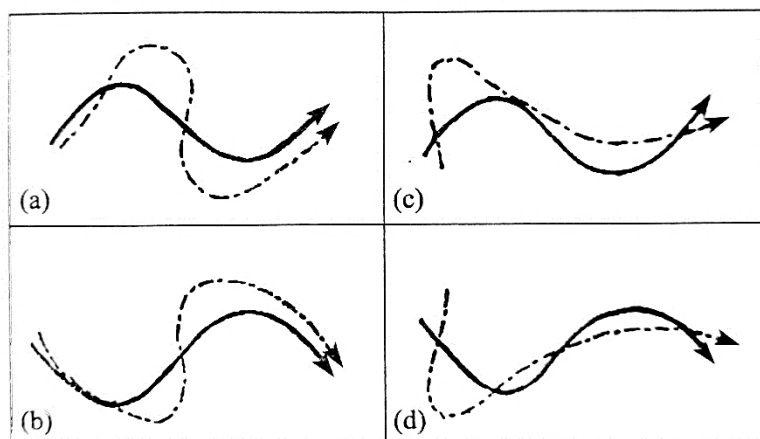
- 预报上游槽的移动时，要看它下游一个波长和两个波长处的两个槽的情况：如下游槽变慢，上游槽也将变慢；下游槽发展，上游槽也要变慢。
- 长波数目不变且比较稳定时，如上游长波槽突然移动，则下游长波槽也将依次移动。例如北美大槽移到北大西洋上空，乌拉尔山以东的大槽也东移，并有可能造成一次东亚寒潮天气。
- 当长波槽位于平均槽位置时（如冬半年我国东海岸上空），尽管上游槽移来，下游槽也将不动，只有当形势有大变动（长波调整）时，它才明显变化。

(3) 长波调整

① 长波调整的定义：长波波数的改变或者长波位置的更替

长波调整的过程是稳定环流形势被破坏和重建的过程

② 紧邻槽脊的相互影响



➤ 上游槽(脊)线转向引起紧接着的下游脊(槽)变化示意图
(实线为原来流型，虚线为变化后流型)

- 图(a)：上游脊线由南向北转为东北—西南向，脊的北伸有利于将高纬的冷空气输送到低纬度的槽区，因此下游槽发展；
- 图(b)：上游槽线由南向北转为西北—东南向(此时一般槽后要有比较强的西北风)，此时低纬的暖空气向北输送，有利于下游脊的发展；

- 图(c): 上游脊线由南向北转为西北—东南向时, 此时, 由于等高线与等温线相平行, 没有温度平流的输送, 所以下游的槽振幅有所减弱;
- 图(d): 上游槽线由南向北转为东北—西南向, 情况和图(c)一样。

③ 长波的上下游效应

- 上、下游长波系统之间的相互关系, 通常称为“上、下游效应”。
- 上游某地区长波系统发生某种显著变化后, 接着以相当快的速度(一般大于基本气流的速度, 也大于波动本身的移动速度)影响到下游地区长波系统的变化, 最后使广大范围内的环流形势发生变化, 叫做“上游效应”。就我国而言, 在西风带中的上游有乌拉尔山地区、欧洲北大西洋和北美东部这三个关键地区;
- 下游某地区长波系统的显著变化, 也会影响到上游, 使上游环流系统也随之发生转变, 则叫做“下游效应”。北太平洋就在我国的西风带下游;
- 在长波调整过程中, 以上游效应最为重要。

④ 预报长波调整的检验规则

- 如果在广大范围内(至少 120 个经度范围)环流变得相当平直, 则由于平直气流不能持久, 就可以预报 3-5 天内, 在某一地区一定会有长波槽脊形成和发展。形成的地区要看当地环流条件而定: 如果某一地区出现强暖平流或上游有槽强烈发展, 则该地区将有长波脊发展起来; 如果在平直气流上从较高纬度地区出现一个不稳定短波槽, 这个小槽将沿主要气流方向边移动边发展, 最后在有利的地形条件处形成长波槽。
- 在平直多波动的西风带上, 若上游有一个移速不太快的槽强烈加深时, 可以预期 48 小时后, 其下游一个波长处的槽也会加深。
- 如果上游地区的波长与静止波波长相近, 而槽脊发展完整, 且温压场配置是冷槽暖脊, 则此时系统比较稳定。这时可以预报未来长波调整将在下游开始。
- 北半球的长波调整往往先从关键地区开始, 然后向下游传播。根据经验, 太平洋和大西洋就是两个关键区。在日常工作中我们十分重视北美大槽、北大西洋暖脊及东亚大槽的变化。从美洲大槽加深到冷空气影响我国一般为 6-8 天; 从北美洲大槽减弱并东移到美洲东海岸去, 到冷空气影响我国, 一般为 4~5

天。这是冬季冷空气中期预报的一个很有用的统计指标。

6. 阻塞高压

(1) **阻塞高压**：在西风带长波槽脊的发展演变过程中，在脊不断北伸时，其南部与南方暖空气的联系会被冷空气所切断，在脊的北边出现闭合环流，形成**暖高压中心**，叫做阻塞高压。阻塞高压是高空深厚的暖性高压系统，在它的东西两侧盛行南北气流，南侧有明显的偏东风。在阻高建立之前，环流要从纬向变为经向。

(2) 具备以下几个特点的高空高压称为阻塞高压

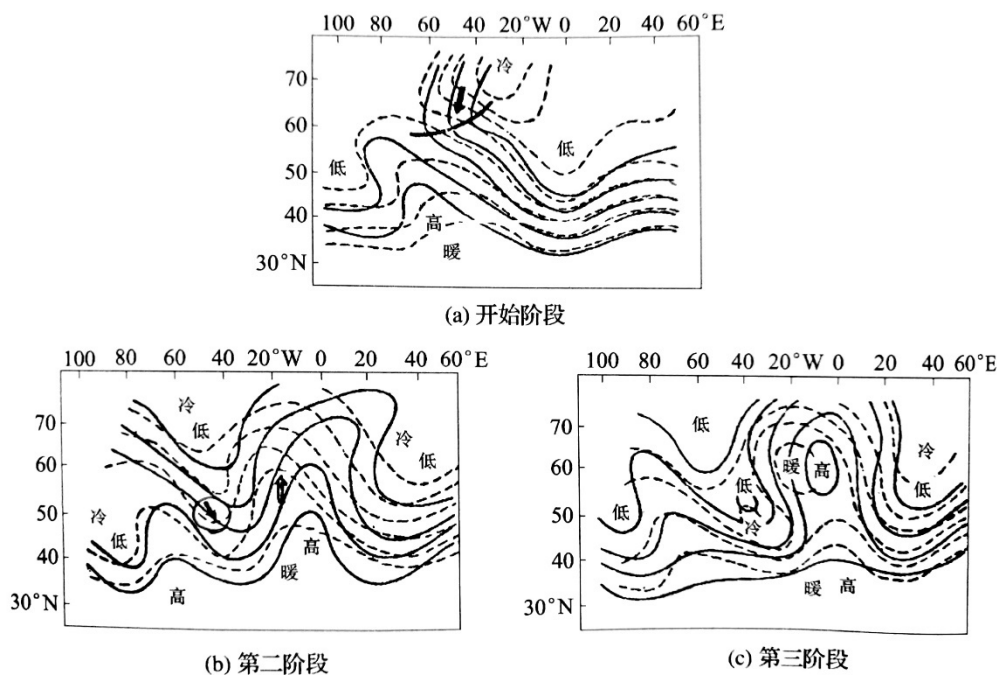
- ① 中高纬度(一般在 50°N 以北)高空有闭合暖高压中心存在，表明南来的强盛暖空气被孤立于北方高空；
- ② 暖高至少要维持三天以上，但它维持时期内，一般呈准静止状态，有时可以向西倒退，偶尔即使向东移动时，其速度也不超过 $7 \sim 8$ 经度 / 天；
- ③ 在阻塞高压区域内，西风急流主流显著减弱，同时急流自高压西侧分为南北两支，绕过高压后再会合起来，其分支点与会合点间的范围一般大于 $40 \sim 50$ 个经度。

(3) 阻塞高压建立过程中的特点

- ① 在阻塞高压形成的上游区域，有较强的冷空气向南爆发，与冷空气联系的低槽明显加深，致使槽前出现较强的暖平流与明显的暖舌。于是暖平流与负的热成风涡度平流输入前面的脊，使得脊不断发展。
- 热成风涡度平流的表达式为 $-\mathbf{V}_T \cdot \nabla_h \zeta_T$ ，它表示热成风涡度在热成风方向上的水平输送。可以类比地转风涡度，温度槽区的热成风涡度最大，温度脊区最小，所以在等温线的槽前脊后有正的热成风涡度平流(脊前槽后有负的热成风涡度平流)。一般情况下温度场落后于高度场，所以，在槽线处借助西南热成风将正热成风涡度从大往小的方向输送，使槽线上正热成风涡度增加，槽发展，从而槽前正相对涡度平流增加，引起槽前固定点正相对涡度更增大，于是在气压梯度力作用下伴随水平辐散更加大，引起低层地面质量减少更多，此气旋降压更厉害，气旋加深。正热成风涡度平流引起槽发展本质上是槽后

有冷平流，根据位势倾向方程，槽要加深。

- ② 脊的发展不一定能形成闭合的阻高中心，还需要与该脊相邻的上游槽的呈现出西北—东南倾斜，以及相邻的下游槽呈现东北—西南倾斜，这样，随着槽的发展(一般是槽后冷平流引起负变高)，才能将高压脊切断，称为阻塞中心。



➤ 阻高建立过程的示意图

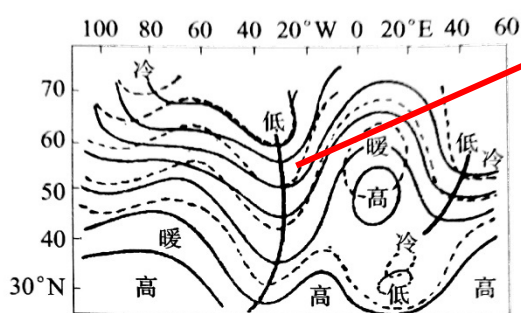
(4) 阻高的重建与后退

- **阻高重建：**新阻高在旧阻高的原地建立；
- **阻高的连续后退：**如果一个阻高的西侧有正变高(例如因暖平流作用)、东侧为负变高(例如有冷空气从北方南下)，那么阻高会西退(因为西边位势高度增加、东边位势高度减小，高压闭合曲线必然会向西边移动)，这种后退是连续的，称为连续后退。
- **阻高的不连续后退：**如果一个阻高区域消失，而在消失的阻高的西侧一段距离的地方又新生一阻高，看起来阻高好像也在西退，其实是一个生成、另一个消失的过程。这种阻高位置作大幅度后退的过程称为不连续过程。

【注意】阻高的重建和后退没有本质上的区别，二者的结果都是使中高纬度的经向环流维持。

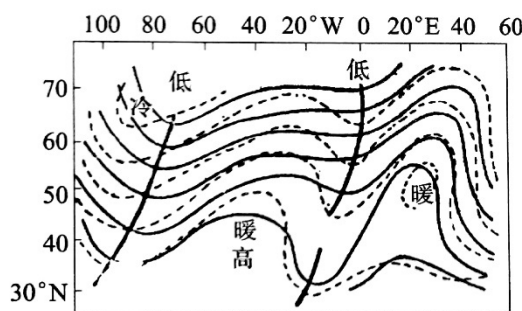
(5) 阻高崩溃

- **消弱型** 在阻塞高压上游各个系统的经向度逐渐减弱并变成移动系统(小槽一个个东移)，原先位于阻塞高压西面的冷槽侵入阻塞高压区域，槽前有明显冷平流和正涡度平流，遂使阻塞高压减弱。随着该冷槽的发展，阻塞高压范围内的暖平流也明显减弱。北支西风带急流逐渐南移与南支趋于合并，这时阻塞高压中心消失，变为一弱高脊东移，环流亦由经向变为纬向环流
- **长波调整型** 即在阻高的上游地区有大槽建立并东移，西风带长波发生调整。(冬季对应较强寒潮爆发)

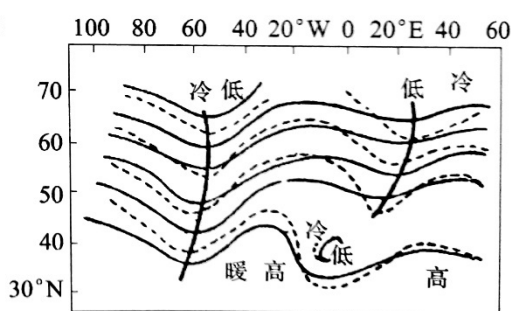


(a) 开始阶段

温度槽与高度槽的位相基本上一致，但是温度槽的振幅更大，槽前有明显的冷平流



(b) 第二阶段



(c) 第三阶段

7. 切断低压

- (1) **切断低压**: 在槽不断向南加深时，高空冷槽与北方冷空气的联系会被暖空气切断，在槽的南边形成一个孤立的闭合冷性低压中心，叫切断低压。它出现在对流层中上层，在 300 百帕上表现最清楚。在地面图上往往有一个冷性高压与它对应。切断低压出现后，一般可以维持两三天或更长一些时间。

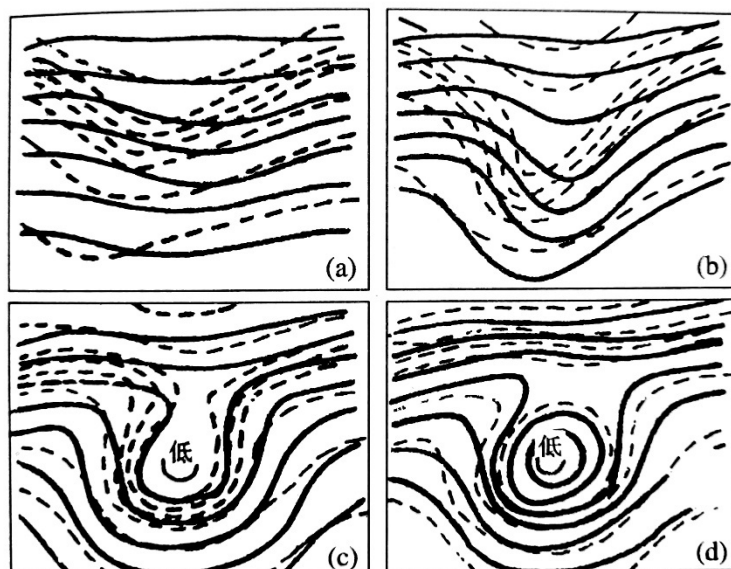
(2) 切断低压的一些特点

- ① 切断低压东南侧地面上可能有锋面气旋波动发生，因此一般说，切断低压的云雨天气区多出现在东南方；

- ② 我国最常见的切断低压是**东北冷涡**。它一年四季都可能出现，以**春末、夏初**活动最频繁。它的天气特点是**造成低温和不稳定性的雷阵雨天气**。在东北冷涡的西部，因为常常有冷空气不断补充南下，在地面图上表现为一条条副冷锋向南移动，有利于冷涡的西、西南、南至东南部发生雷阵雨天气，并且这种类似的天气可以连续几天重复出现。

(3) 切断低压的形成过程

切断低压的形成过程有两种情况，一种是与阻高相伴出现，另一种是西风槽切断单独出现，这里介绍第二种情况。



➤ 切断低压形成过程中温压场演变示意图

- 图(a): 切断低压形成之前等温线的位相落后于等高线，而且等温线振幅比等高线大，于是，**槽前和槽内都有很明显的冷平流，槽后有很强的暖平流**；
- 图(b): 图(a)的冷暖平流分布使得槽脊发展；
- 图(c): 槽加深以后，冷舌逐渐赶上气压槽，二者近于重合，并逐渐形成冷低中心；
- 图(d): 与此同时，槽后高压脊增强东伸，与槽东北侧的暖空气逐渐连接起来，使槽内冷空气与北方冷空气主体脱离而孤立起来，并继续发展加深为一个完全被暖空气包围的冷性大涡旋。

(4) 切断低压的消失

- 由于本身的摩擦作用，在向西南移动的过程中逐渐消失；
- 当北方有新的冷空气南下，促使它很快向东南移动，冷堆中空气迅速下沉，水平辐散使得气旋性涡度逐渐减弱，同时气柱下沉增温，使得切断低压消失。

8. 行星锋区与急流

(1) 行星锋区

对流层中上层等压面图上，宽度为几百公里、等温线最密集的带状区域，这就是所谓的高空锋区，也称为行星锋区。由于等高线密集区常与等温线密集区同时存在，且位置偏离不大，所以也将等高线密集带称为行星锋区。行星锋区实际上是中高纬度冷气团与较低纬度暖气团之间的过渡区域。

在北半球，行星锋区主要有两支，北支介于极地环流和费雷尔环流之间，称为**极锋**；南支介于费雷尔环流与哈德莱环流之间，称为**副热带锋**。行星锋区是三度空间的现象。极锋一般都可达到地面，但可以不伸展到对流层顶，在对流层中层表现最清楚。副热带锋则多自对流层顶延伸下来，但往往不到地面，在对流层中上层表现最清楚。

(2) (高空)急流

高空急流是一个强而窄的气流带，急流中心最大风速在对流层上部必须大于或等于 30 米/秒。采用在等压面图上分析等风速线的方法来表示急流的位置和强度。最大风速中心达到并超过标准值的地方称为急流中心。

① 急流的基本特点

- 急流区中风速最大点的连线，称为急流轴，一般位于急流区的中心部位，呈准水平。
- 沿急流轴方向上，风速大小存在着明显的差异。在急流轴上有一个或几个急流中心；
- 急流区两端，有气流的散合。在气流汇合的区域，等高线(或流线)呈辐合状，称为急流入口区；在气流散开的区域，等高线(或流线)呈辐散状，称为急流

出口区。

- 高空急流轴的南侧，风速具有反气旋式切变，相对涡度为负；高空急流的北侧，风速具有气旋式切变，相对涡度为正。

② 急流的分类(根据急流的形成区域和结构不同分类)

➤ 极锋急流(又叫温带急流、北支急流)

极锋急流与中、高纬度的高空行星锋区(极锋)相联系。位置极不稳定，冬季位于 $40\sim 60^{\circ}\text{N}$ 之间，夏季位于 70°N 附近。极锋急流的中心最大风速一般 $45\sim 55\text{m/s}$ ，甚至达 105m/s 。一般是冬季强、夏季弱。

➤ 副热带西风急流(南支急流)

副热带西风急流与中低纬度的高空行星锋区(副热带锋)相联系，形成于副热带高压的北部边缘，平均在 200hPa 副热带高压脊线以北 $1000\sim 1500\text{km}$ 处($20\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间)。冬季中心最大风速约 $50\sim 60\text{m/s}$ ，强中心风速可增至 $100\sim 150\text{m/s}$ ，甚至可达 200m/s 。夏季风速减半(也是冬强夏弱)。

➤ 热带东风急流

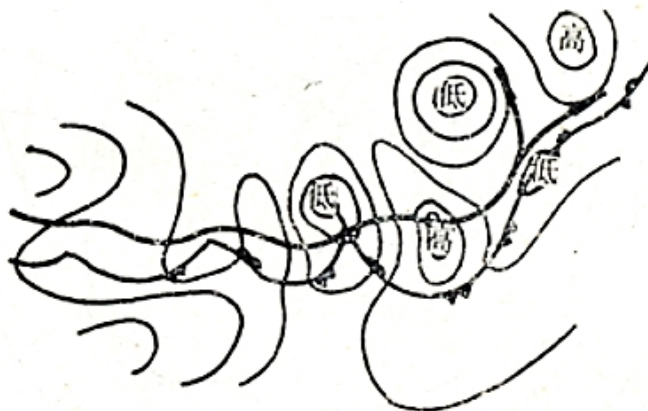
热带东风急流形成于低纬热带对流层顶附近或平流层中($100\sim 150\text{hPa}$)。盛夏最强的东风位于 $15\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间，平均风速为 35m/s 。

➤ 平流层极夜西风急流(简称极夜急流)

在冬半球的平流层里，由于极地长期处于黑夜，大气因辐射而冷却，但在中、低纬度地区平流层中的臭氧，却直接吸收太阳的紫外辐射而增温，形成了很强的温度梯度，从而形成极夜急流。

(3) 行星锋区、急流之间的关系、与其他天气系统的联系

- ① 急流轴中心一般在水平行星锋区之上，因为行星锋区的水平温度梯度很大，根据热成风关系可知，西风随高度迅速增强，从而在其上方形成风速最大值区域。
- ② 气旋的活动与行星锋区密切相关：地面锋线常常是行星锋区(一般指极锋，因为副热带锋在高空)在地面上的反映。气旋的发生、发展一般都是在锋区上进行的，其出现的最大频数以及主要路径和锋区的平均位置基本一致。



➤ 极锋急流轴与气旋族的配置

- ③ 在高空急流的南侧，强反气旋式切变涡度造成的气流辐散有利于地面气旋的发展，在高空急流的北侧，强气旋式涡度有利于地面反气旋发展。
- ④ 在高空急流出口区的左侧和入口区的右侧，气流辐散有利于急流下方垂直运动和地面气旋的发展。

➤ 为什么西风急流在对流层上部(200hPa)达到最大?

根据热成风原理，地转风随高度的改变为热成风，写成表达式有

$$\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial z} = \frac{g}{fT} \mathbf{k} \times \nabla T \Rightarrow \mathbf{V}_{g\max} = \mathbf{V}_{g0} + \frac{g}{f} \int_{H_0}^H \mathbf{k} \times \frac{\nabla T}{T} dz$$

其中 $\mathbf{V}_{g0}$ 表示低层的地转风风速，因此，急流中心位置主要决定于上式的积分项达到最大值的地区。由此可见，有锋区存在的地方也有急流，**急流是行星锋区在高层风场上的表现形式。**

一方面，行星锋区一般出现在对流层中上层，行星锋区的水平温度梯度很大，根据热成风原理，西风随高度快速增强。另一方面，在对流层，我们说南暖北冷，因此有由北指向南的温度梯度(梯度的方向为小值指向大值)，而平流层正好相反，这样对流层存在向东的热成风(方向可根据 $\mathbf{V}_T \propto \mathbf{k} \times \nabla T$ 进行判断)，西风随高度增加，平流层产生向西的热成风，西风随高度减小。综上可得，西风在对流层上部有极大值，产出西风急流。

第五章 形势预报

1. 天气预报的概念及分类

天气预报是根据气象观测资料,应用天气学、动力学、统计学的原理和方法,对某区域或某地点未来一定时段的天气状况做出定性或定量的预测。天气预报包括天气形势预报和气象要素预报。

- (1) 天气形势预报: 天气形势是指大范围流场、气压场、温度场三度空间的分布形势。它包含了大范围的环流及环流形势的各个天气系统。天气形势预报用以预报各种天气系统的生消、移动和强度变化。
- (2) 气象要素预报: 包括气压、气温、湿度、风、云量、降水量和能见度等气象要素的预报。

➤ **天气系统及天气形势预报是气象要素预报的基础。**

2. 天气系统的外推预报法

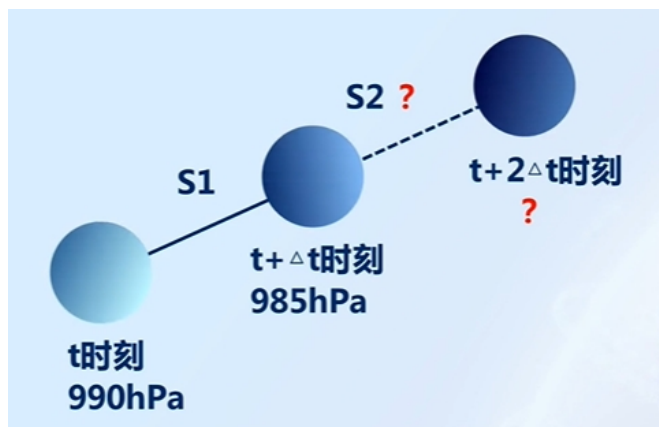
使用外推法的依据: 天气过程的发展在一定时间间隔内常常具有连续性。

外推预报法是根据最近一段时间内天气系统的移动速度和强度变化规律,顺时外延,预报出天气系统未来的移动速度和强度变化。外推预报法分为等速外推(直线外推)和加速外推(曲线外推)两类。

➤ 等速外推法

假定系统的移动速度和强度变化基本上不随时间改变,系统的移动距离或它的强度与时间成线性关系,外推依据这种线性关系进行。

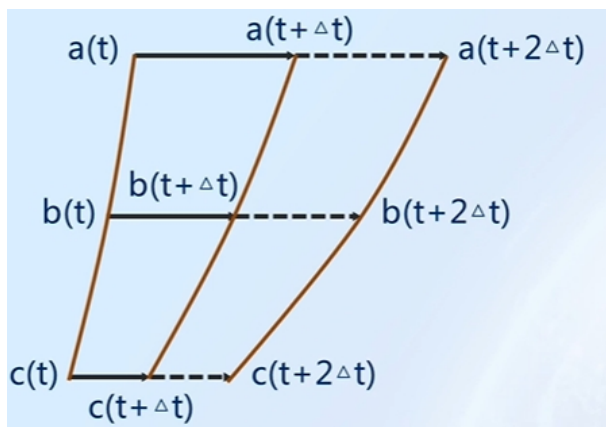
➤ 闭合系统



例如,假设北半球有一气旋,在 t 时刻,中心气压值为990hPa,经过 Δt ,即在 $t + \Delta t$ 时刻,气旋直线移动了 $S1$,中心气压值下降到了958hPa,问再经过 Δt 后,气旋的位置及强度如何变化?

我们根据等速外推的定义，可知气旋移动的方向不变，移动的路径 $S_2 = S_1$ ，强度变化保持每 Δt 下降 5hPa 不变，所以 $t + 2\Delta t$ 后气旋的中心气压值变为 980hPa。

➤ 高空槽脊



如左图，假设有一近于南北向的槽线向东移动，因为各段槽线的移动速度不同，可以在槽线上取几个具有代表性的点 $a(t), b(t), c(t)$ ，且各点移动速度不同，为 $V_a > V_b > V_c$ ，因为高空图等高线的移动本质上反映了波动的

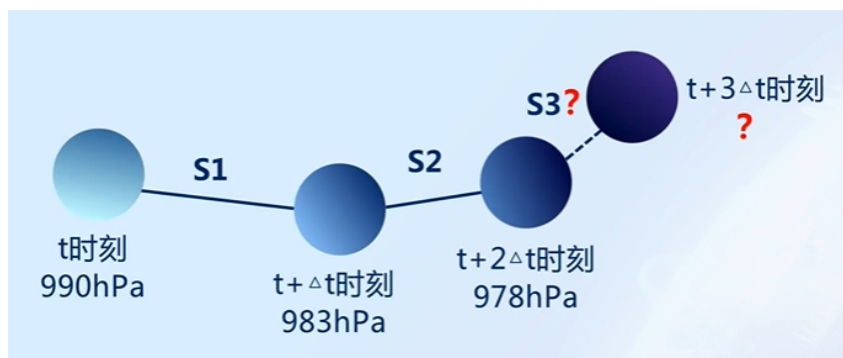
传播，所以我们可以从 Rossby 长波移动公式 ($c = \bar{u} - \frac{\beta}{k^2}$) 来理解。假设在高空具有相同的背景风场，在不同纬度上具有两列完全相同的波(即波数相同)，那么由于 β 随纬度减小，所以高纬度波动移动速度比低纬度高。所以我们的给定的速度分布合理。

经过 Δt 时间后，槽线发生了倾斜，那么再经过 Δt 时间后，根据等速外推法，槽线将变为东北-西南向倾斜。

➤ 加速外推法

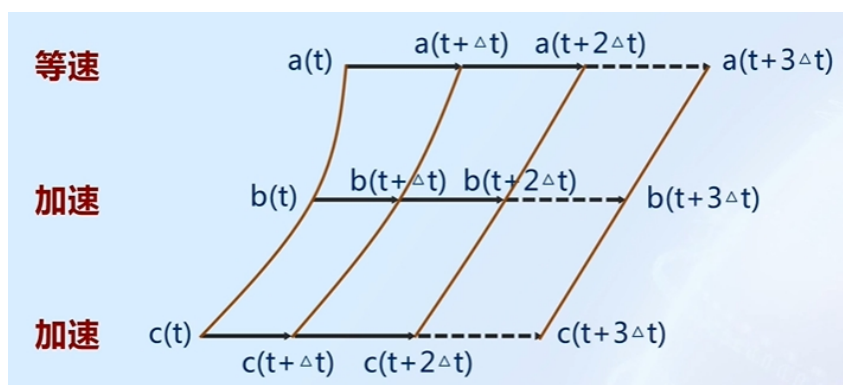
加速外推假定系统的移动速度和强度变化接近等加速状态。这时，系统的移动距离或它的强度与时间成曲线关系，外推时要考虑加速情况。

➤ 闭合系统



如上图，根据前三个时刻可知，气旋低压中心做减速运动，中心数值的加深也是“减速”的。根据加速外推原理，再经过 Δt ($t+3\Delta t$ 时刻)，气旋移动的距离为 $S_3 = S_2 - (S_1 - S_2)$ ，移动方向可以根据原来的改变情况进行外推。而气旋中心数值的减小在这个过程中表现为等差数列，依次减小 7hPa, 5hPa, 3hPa，所以 $t+3\Delta t$ 时刻的气压值变为 975hPa。

➤ 高空槽脊



(文字叙述略，请读者看图自行理解)

➤ 外推法小结

天气系统的外推预报法		
分类	等速外推(直线外推)	加速外推(曲线外推)
特点	至少需要两个时次的数据	至少需要三个时次的数据
适用条件	大气运动需处于相对稳定的状态，天气系统的运动速度和强度变化通常是渐进的，且具有连续性，此时运用外推法做预报比较有效	
适用时的注意事项	1. 系统位置和强度一定要定准确； 2. 已知数据各个时次的时间间隔不能过长； 3. 外推时间不能过长	

3. 天气系统的运动学预报法(变压法)

利用气压系统过去移动和变化所造成的变高(或变压)的分布特点,通过运动学公式,来预报系统未来的移动和变化的方法称为运动学方法。这种方法实质上也是外推法。它不是用过去的变高(变压)——而是用动力学方法分析所得的变高(变压)代入运动学公式中。

(1) 数学知识概述

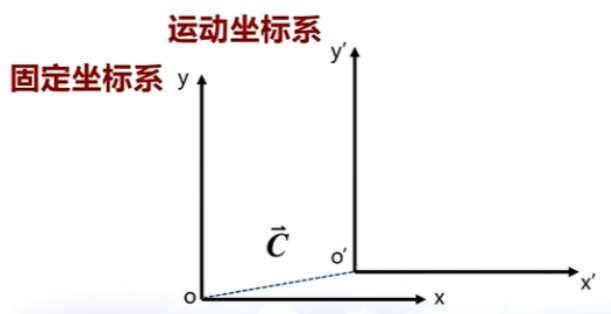
- 固定坐标系中的全导数:

$$\left(\frac{d}{dt}\right)_{\text{固}} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla_h$$

均不考虑大气的垂直运动

- 假设有一运动的坐标系,相对于固定坐标系以速度 $\mathbf{C}$ 运动,那么相对于运动参考系,质点的全导是可以写为

$$\left(\frac{d}{dt}\right)_{\text{动}} = \frac{\delta}{\delta t} + (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \cdot \nabla_h$$



注意尽管这里的 $\frac{\delta}{\delta t}$ 与 $\frac{\partial}{\partial t}$ 均表示局地变化,但还是有区别的。 $\frac{\partial}{\partial t}$ 是固定坐标系中的局地变化,而 $\frac{\delta}{\delta t}$ 是运动坐标系中的局地变化(这个局地相对运动坐标系是静止的)。

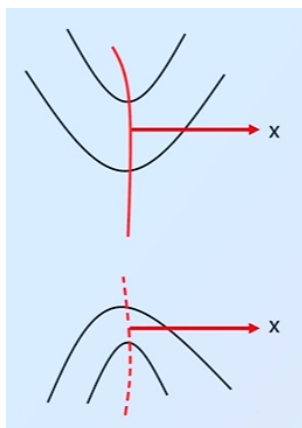
- 对于压强、温度等标量,根据标量的守恒定律,有 $\left(\frac{d}{dt}\right)_{\text{固}} = \left(\frac{d}{dt}\right)_{\text{动}}$, 即全导数与坐标系的选取无关,从而得到 $\frac{\delta}{\delta t} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{C} \cdot \nabla_h$ 。该式子可以理解为, $\frac{\delta}{\delta t}$ 对运动坐标系来说是局地变化,对于固定坐标系来说是以速度 $\mathbf{C}$ 运动的某个点的个别变化。这个个别变化由局地变化 $\frac{\partial}{\partial t}$ 和负的平流变化 $\mathbf{C} \cdot \nabla_h$ 构成。

为了简化运算,可以通过寻找系统中的一些特征点或特征线,使得 $\frac{\delta}{\delta t} = 0$ 。那么可不可以实现呢?当然可以!下表给出了槽脊线、高低压中心的一些特征,它们的一阶偏导数均为 0。

天气系统	基本特征	
槽线	$\frac{\partial H}{\partial x} = 0$	$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} > 0$
脊线	$\frac{\partial H}{\partial x} = 0$	$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} < 0$
低压中心	$\frac{\partial p}{\partial x} = 0, \frac{\partial p}{\partial y} = 0$	$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} > 0, \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} > 0$
高压中心	$\frac{\partial p}{\partial x} = 0, \frac{\partial p}{\partial y} = 0$	$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} < 0, \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} < 0$

气象要素是连续的，根据极值原理，取得极值时有一阶偏导数为 0。取极小值时，二阶偏导数大于 0；取极大值时，二阶偏导数小于 0。

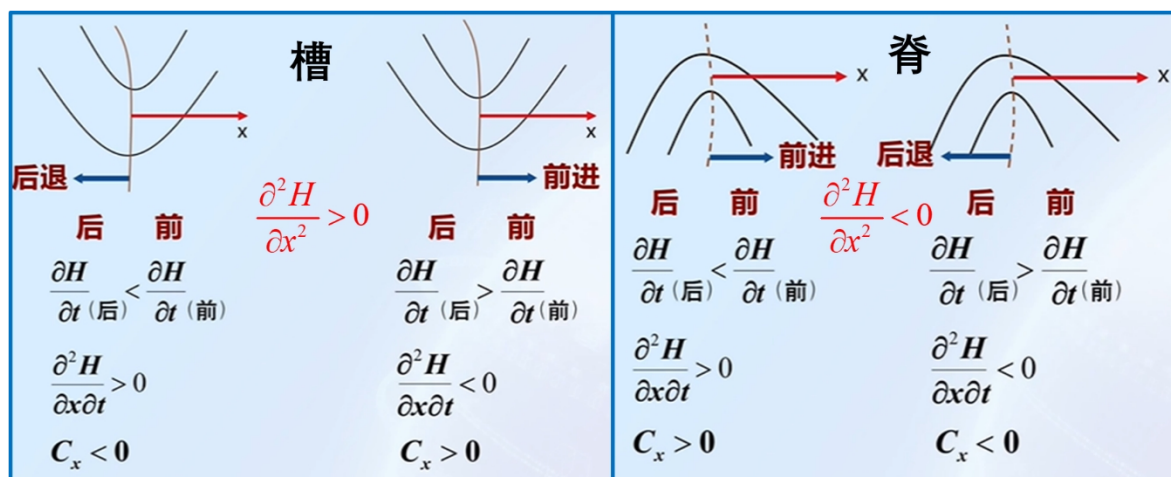
(2) 槽(脊)线的移动



将坐标系建立在运动的槽脊系统上，设 x 轴垂直于槽脊线，自西指向东，于是移速可表示为

$$C = C_x = -\frac{\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)}{\frac{\partial^2 H}{\partial x^2}} = -\frac{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)}{\frac{\partial^2 H}{\partial x^2}}$$

$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)$ 表示变高梯度； $\frac{\partial^2 H}{\partial x^2}$ 表示等高线的曲率(凹凸程度)。



➤ 槽线沿变高升度方向移动，脊线沿变高梯度方向移动；

➤ 当系统强度相同时，即 $\frac{\partial^2 H}{\partial x^2}$ 相同。对于槽而言 $\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} > 0$ ，有 $C_x \propto -\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)$ ，

即槽的移动速度与变高升度成正比；对于脊而言 $\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} < 0$ ，有 $C_x \propto \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)$ ，

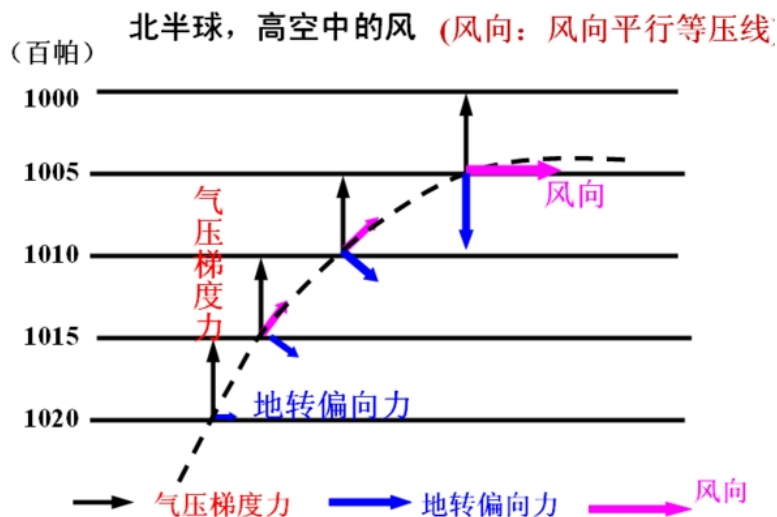
即槽的移动速度与变高梯度成正比；

➤ 而当变高升度或梯度——即 $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right)$ 相同时，槽、脊越强，则 $\left| \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \right|$ 越大，

那么 $|C_x|$ 就越小。因此强系统比弱系统移动慢。

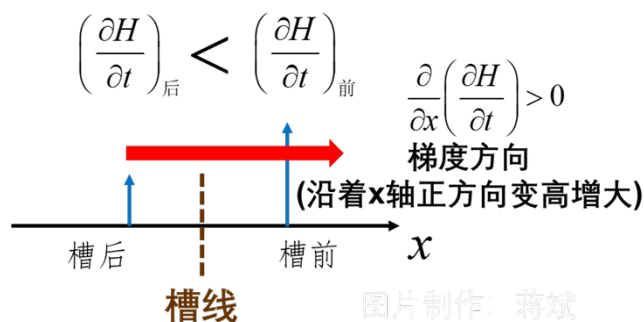
【注解】关于梯度与升度

在上面的表述中，提到了变高梯度和变高升度，二者实质上差了一个负号。梯度的本意是一个矢量，它表示某一函数在该点处的方向导数沿着该方向增加最快，因此方向为由小值指向大值。我们以气压梯度力来举例。

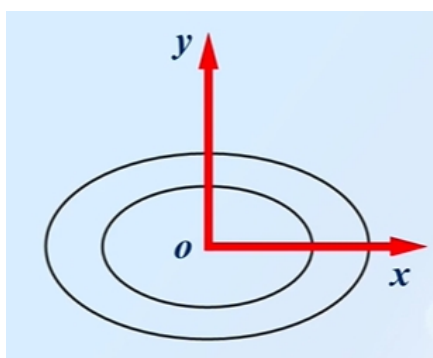


气压梯度力的表达式为 $-\frac{1}{\rho} \nabla p$ ，如上图所示，根据前面的论述，气压梯度 ∇p

应该指向南。气压梯度力的方向需要加个负号，即与气压梯度的方向相反，所以指向北方，气压梯度力的方向就是气压升度的方向，它由大值指向小值。同样的，前面的变高梯度理解的示意图如下。



(3) 气旋/反气旋中心的移动



如左图所示, 以地面闭合中心为坐标原点, 建立二维的 xOy 直角坐标系。则系统的移动速度为

$$\mathbf{C} = C_x \mathbf{i} + C_y \mathbf{j}$$

根据前面提到的特征点, 有

$$\frac{\delta}{\delta} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right) = 0, \frac{\delta}{\delta} \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right) = 0$$

将其展开后, 有

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right) + C_x \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + C_y \frac{\partial^2 P}{\partial y \partial x} &= 0 \\ \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right) + C_x \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial y} + C_y \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} &= 0 \end{aligned}$$

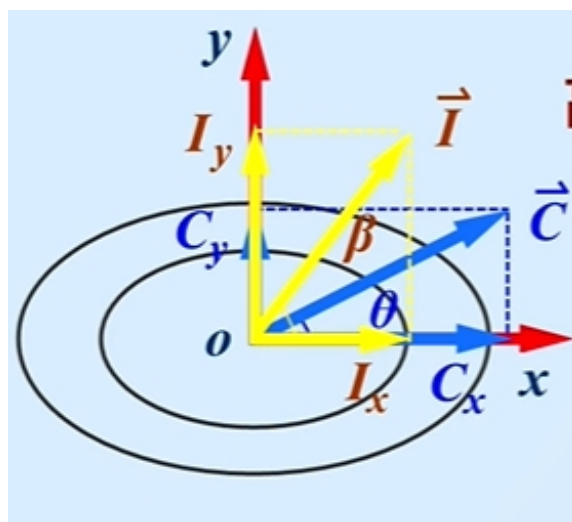
对于低压系统, 中心点 $(0, 0)$ 为等压面最凹的地方, 在这一点上, 所有的方向导数(即切线的斜率为 0)均为 0, 所以再求混合倒数也为 0, 高压系统同理, 由此可以得到系统的移速表达式

$$C_x = -\frac{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)}{\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}}, C_y = -\frac{\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)}{\frac{\partial^2 P}{\partial y^2}}$$

假设移动速度 $\mathbf{C}$ 与 x 轴的夹角为 θ 。则有

$$\tan \theta = \frac{C_y}{C_x} = \frac{\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) / \frac{\partial^2 P}{\partial y^2}}{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) / \frac{\partial^2 P}{\partial x^2}}$$

我们用 $I_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)$, $I_y = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)$ 分别表示变



压梯度沿 x, y 轴的分量, 并假设 I 与 x 轴的夹角为 β , 那么上式又可以改写为

$$\tan \theta = \frac{C_y}{C_x} = \frac{\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 P}{\partial y^2}} \cdot \frac{I_y}{I_x} = \frac{\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 P}{\partial y^2}} \tan \beta$$

对于上述公式讨论, 有以下结论:

- 对于正圆系统, $\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 P}{\partial y^2}$, 从而有 $\theta = \beta$, 所以, 对于**高压**, 移动方向与**变**

压升度方向一致; 对于**低压**, 移动方向与**变压梯度**方向一致;

- 对于椭圆系统, $\left| \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} \right| > \left| \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right|$, 从而 $\frac{\tan \theta}{\tan \beta} = \frac{\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 P}{\partial y^2}} < 1 \Rightarrow \theta < \beta$, 也就是说**椭圆**

形高压(低压)的移动方向介于变压升度(梯度)与长轴之间, 长轴越长, 越接近于长轴方向。

- 移动速度与系统强度($\frac{\partial^2 P}{\partial x^2}$ & $\frac{\partial^2 P}{\partial y^2}$)成反比, 与变压梯度(升度)成正比, 因此,

实际工作中, 在不考虑变压(变高)梯度或升度变化的情况下, 可以定性地判断系统的移动快慢——即**加强的系统移动是减速的, 减弱的系统移动是加速的**。

(4) 预报系统的发展

- 对于高低压中心—— $\nabla_h P = 0 \Rightarrow \frac{\delta P}{\delta t} = \frac{\partial P}{\partial t} + C \cdot \nabla_h P = \frac{\partial P}{\partial t}$

- 对于槽脊系统—— $C_y = 0, \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \Rightarrow \frac{\delta P}{\delta t} = \frac{\partial P}{\partial t} + C_x \frac{\partial P}{\partial x} + C_y \frac{\partial P}{\partial y} = \frac{\partial P}{\partial t}$

由上可知, 气压的局地变化可以反应系统的强度变化。因此, 当气旋中心或者槽上出现正变压(负变压)时, 气旋或槽将填塞(加深); 当反气旋中心或者脊上出现正变压(负变压)时, 反气旋或者脊将加强(减弱)。

- 运动学预报法的本质是外推法, 它适用于大气运动处于相对稳定的状态, 且不能预报出系统的转折性变化(如系统的突然新生、消亡等)。

4. 高空形势预报方程的导出——运用平均层涡度方程

实践表明, 高空形势是天气过程的背景, 它直接影响着天气系统的运动和发展, 并导致大范围的天气变化。

先考虑绝对涡度守恒情形

$$\frac{d_h(f+\zeta)}{dt}=0 \Leftrightarrow \frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla(f+\zeta) = 0$$

该式可以用来计算或者定性估计无辐散层(接近 500hPa)上的流型变化, 它可以反映涡度的转移, 但不能反映涡度的生成或者消失, 因此不能预报天气系统的发展。另外, 绝对涡度守恒方程表明涡度与温度无关, 可假定水平温度梯度为 0, 即大气是正压的。事实上, 中纬度天气系统的发展与大气的斜压性密切相关, 因此, 涡度方程还需要引入一个与斜压性有关的因子——水平散度项:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla(f+\zeta) + f \frac{\partial \omega}{\partial p}$$

假设更各层等温线平行, 则各层之间热成风方向相同, 设

$$\mathbf{V} = \bar{\mathbf{V}} + A\mathbf{V}_T$$

两边取涡度, 有 $\zeta = \bar{\zeta} + A\zeta_T$ 。其中 $\bar{\mathbf{V}}$ 为整层大气的平均风速(在平均层之上), $\mathbf{V}_T$ 为 p_0 到 p_a (平均层)的热成风。 A 为系数, 是 p 的函数, 满足

$$A(p) \begin{cases} > 0, p < p_a \text{ (平均层之上)} \\ = 0, p = p_a \text{ (平均层)} \\ < 0, p > p_a \text{ (平均层之下)} \end{cases}$$

将上述的式子代入涡度方程, 并对整层大气积分有

$$\int_0^{p_0} \frac{\partial \zeta}{\partial t} dp = \int_0^{p_0} -(\bar{\mathbf{V}} + A\mathbf{V}_T) \cdot \nabla(\bar{\zeta} + A\zeta_T + f) dp + f \omega_{p_0}$$

若不考虑地形和摩擦引起的上升运动, 上式又可写为

$$\int_0^{p_0} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + (\bar{\mathbf{V}} + A\mathbf{V}_T) \cdot \nabla(\bar{\zeta} + A\zeta_T + f) dp = 0$$

根据积分中值定理

$$\left[\frac{\partial \zeta}{\partial t} + (\bar{\mathbf{V}} + A\mathbf{V}_T) \cdot \nabla(\bar{\zeta} + A\zeta_T + f) \right]_{p=p_a} = \frac{1}{p_0} \int_0^{p_0} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + (\bar{\mathbf{V}} + A\mathbf{V}_T) \cdot \nabla(\bar{\zeta} + A\zeta_T + f) dp = 0$$

$$\text{令 } \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \bigg|_{p=p_a}, \quad \overline{(\bar{\mathbf{V}} + A\mathbf{V}_T) \cdot \nabla (\bar{\zeta} + A\zeta_T + f)} = \left[(\bar{\mathbf{V}} + A\mathbf{V}_T) \cdot \nabla (\bar{\zeta} + A\zeta_T + f) \right]_{p=p_a},$$

最终化简得到高空形势预报的基本方程为：

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} = -\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla (f + \bar{\zeta}) - 0.6\mathbf{V}_T \cdot \nabla \zeta_T \\ \frac{\partial \bar{\zeta}_g}{\partial t} = -\mathbf{V}_g \cdot \nabla (f + \zeta_g) - 0.6\mathbf{V}_T \cdot \nabla \zeta_T \end{cases}$$

关于方程的几点说明：

- 推导方程时假设各层等温线平行，实际中各层等温线只是大致平行而非完全平行；
- 在推导方程时，我们假定了**地面平坦且无摩擦**；
- 平均层依然是随时间(t)和空间(x, y)变化的，不一定固定于某一等压面上。从实际工作和理论分析来看，**平均层接近于 600hPa，但一般实际分析中常用 500hPa(无辐散层)天气图，上述方程可近似应用于预报 500hPa 形势。**
- 上述方程右端的两项，热成风涡度平流的作用乘以了系数 0.6，表明**天气系统的发生发展及移动以绝对涡度平流为主，但热成风涡度平流仍很重要。**

(1) $\overline{(\bar{\mathbf{V}} + A\mathbf{V}_T) \cdot \nabla (\bar{\zeta} + A\zeta_T + f)}$ 的化简

这里是对 p 求平均。已知条件中， $\mathbf{V}_T, \zeta_T$ 与 p 无关， $\bar{A} = 0$ (注意这里的 Nabla 算子为三维)。

$$\begin{aligned} & \overline{(\bar{\mathbf{V}} + A\mathbf{V}_T) \cdot \nabla (\bar{\zeta} + A\zeta_T + f)} \\ &= \overline{\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla (\bar{\zeta} + f) + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla A\zeta_T + A^2\mathbf{V}_T \cdot \nabla \zeta_T + A\mathbf{V}_T \cdot \nabla (\bar{\zeta} + f)} \\ &= \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla (\bar{\zeta} + f) + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{A}\zeta_T + \bar{A}^2\mathbf{V}_T \cdot \nabla \zeta_T + \bar{A}\mathbf{V}_T \cdot \nabla (\bar{\zeta} + f) \\ &= \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla (\bar{\zeta} + f) + \bar{A}^2\mathbf{V}_T \cdot \nabla \zeta_T \end{aligned}$$

观测表明， $\bar{A}^2 \approx 0.6$

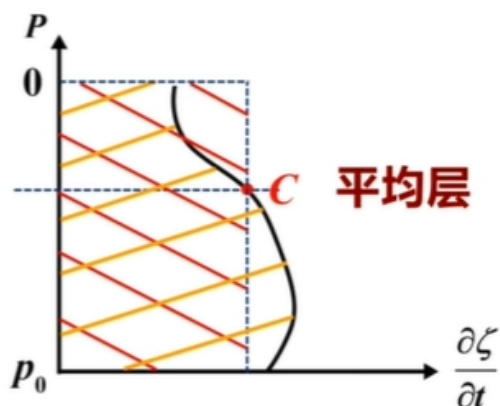
(2) 平均层的理解

根据积分中值定理，有

$$\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \bigg|_{p=p_a} = \frac{1}{p_0} \int_0^{p_0} \frac{\partial \zeta}{\partial t} dp$$

它表示，

固定点整层的涡度局地变化的积分平均等于某层等压面上该点的涡度局地变化。则这一层称为平均层。



5. 涡度平流的定性判断

➤ 大气要素场 $F(x, y, p, t)$ 一般是波动的，所以有 $\nabla^2 F \propto -F$

➤ $\zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} = \frac{1}{f} \nabla \Phi \left(u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x}, v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)$ ，其中 Φ 为位势高度，从而

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = \frac{1}{f} \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial t} \propto -\frac{\partial \Phi}{\partial t}$$

式中 Φ 可以用 H 代替，于是有

$$-\frac{\partial \bar{H}}{\partial t} \propto \frac{\partial \bar{\zeta}_g}{\partial t} = -\mathbf{V}_g \cdot \nabla (f + \zeta_g) - 0.6 \mathbf{V}_T \cdot \nabla \zeta_T$$

(1) 地转涡度平流—— $A_f = -\mathbf{V}_g \cdot \nabla f$ (对长波系统有影响)

$$A_f = -\cancel{\bar{u}_g \frac{\partial f}{\partial x}} - \bar{v}_g \frac{\partial f}{\partial y} = -\beta \bar{v}_g \quad (\beta > 0)$$

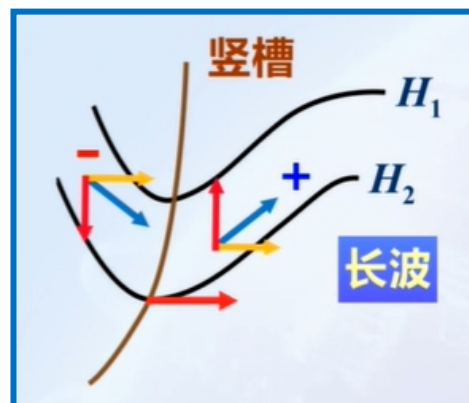
➤ 南风分量，有正变高 ($\bar{v}_g > 0 \Rightarrow A_f < 0 \Rightarrow \frac{\partial \bar{\zeta}_g}{\partial t} < 0 \Rightarrow \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} > 0$);

- 北风风量，有负变高 $\bar{v}_g < 0 \Rightarrow A_f > 0 \Rightarrow \frac{\partial \bar{\zeta}_g}{\partial t} > 0 \Rightarrow \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} < 0$ 。

① 竖槽

- 槽前脊后，偏南气流，正变高；
- 槽后脊前，偏北气流，负变高；
- 槽线上，主要为西风，无南北风分量，变高为0。

对于竖槽，地转涡度平流项主要使得其沿变高升度方向移动，即向西移动，而槽的强度无变化。



② 横槽

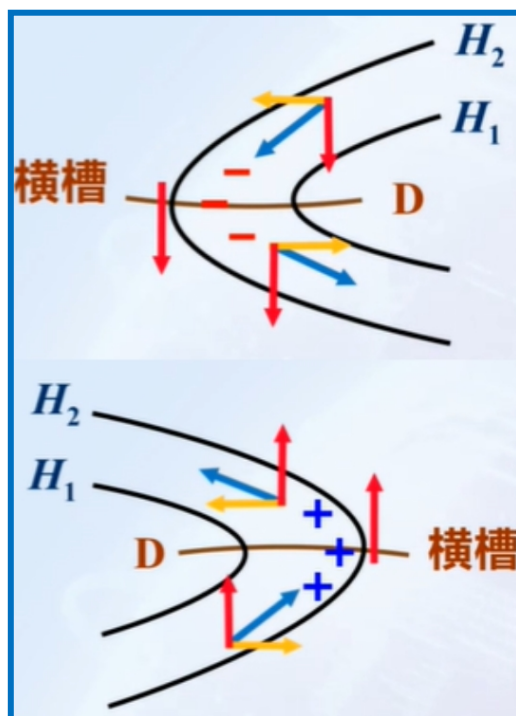
【低压左部】

- 在槽前为西北风，负变高；
- 在槽后为东北风，负变高；
- 在槽线上为北风，负变高。

【低压右部】

- 在槽前为西北风，负变高；
- 在槽后为东北风，负变高；
- 在槽线上为北风，负变高。

地转涡度平流对于横槽的作用主要是使得槽的强度发生变化，而对其移动无明显作用。



(2) 相对涡度平流

当波长越短时， $-\nabla \zeta$ 的值也愈大，而 β 的大小是不变的，所以对于短波而言，相对地转涡度平流要比地转涡度平流大得多。

自然坐标系下，全导数算子为 $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + V \frac{\partial}{\partial s}$ ，所以相对涡度平流可以写为

$$A_{\zeta} = -V \cdot \nabla \zeta = -V \frac{\partial \zeta}{\partial s}$$

又已知自然坐标系的涡度的表达式为 $\zeta = \frac{V}{R_s} - \frac{\partial V}{\partial n} = K_s V - \frac{\partial V}{\partial n}$ ，代入上式可得

$$A_{\zeta} = -V \left(K_s \frac{\partial V}{\partial s} + V \frac{\partial K_s}{\partial s} - \frac{\partial^2 V}{\partial s \partial n} \right)$$

在自然坐标系中的运动方程为 $\frac{V^2}{R_s} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} + fV = 0$ ，对于地转平衡情况，流线为

一族平行的直线，故 $R_s \rightarrow \infty \Rightarrow V_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial n} = -\frac{9.8}{f} \frac{\partial H}{\partial n}$ (天气学中用 H

表示 z)。若假设大范围的运动满足准地转，代入 A_{ζ} 中有

$$A_{\zeta} = -\frac{9.8^2}{f} \frac{\partial H}{\partial n} \left(K_s \frac{\partial^2 H}{\partial s \partial n} + \frac{\partial H}{\partial n} \frac{\partial K_s}{\partial s} - \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial^2 H}{\partial n^2} \right)$$

对于高空预报方程的讨论，将 H 替换为 $\bar{H}$ 。因为在自然坐标系下， $V_g > 0$ 恒成

立，所以 $-\frac{9.8^2}{f} \frac{\partial H}{\partial n} > 0$ ，下面讨论括号中的各项。

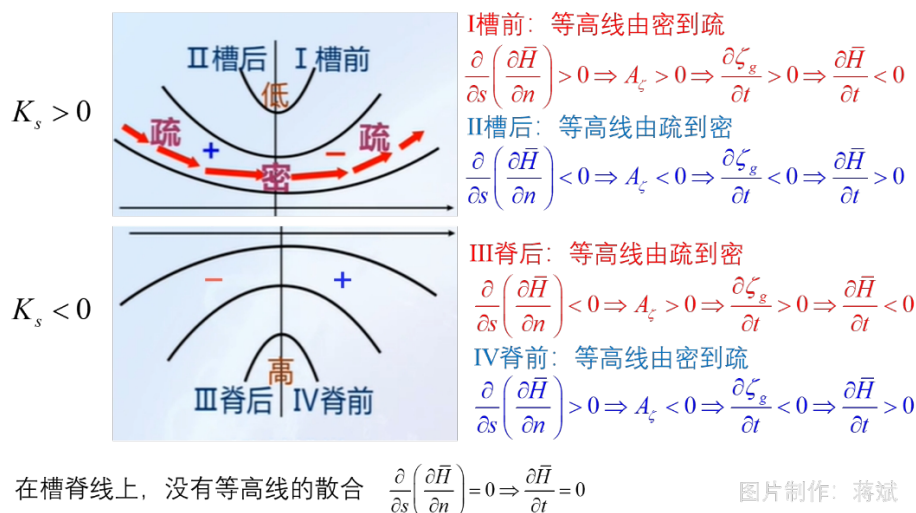
① 散合项—— $\left(K_s \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial s \partial n} \right)$

该项的因子主要有两个：一个是曲率 K_s 。在槽区， $K_s > 0$ 且曲率有正的最大，在脊区， $K_s < 0$ 且曲率有负的最小；另一个是 $\frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial s \partial n}$ 。它可以改写成

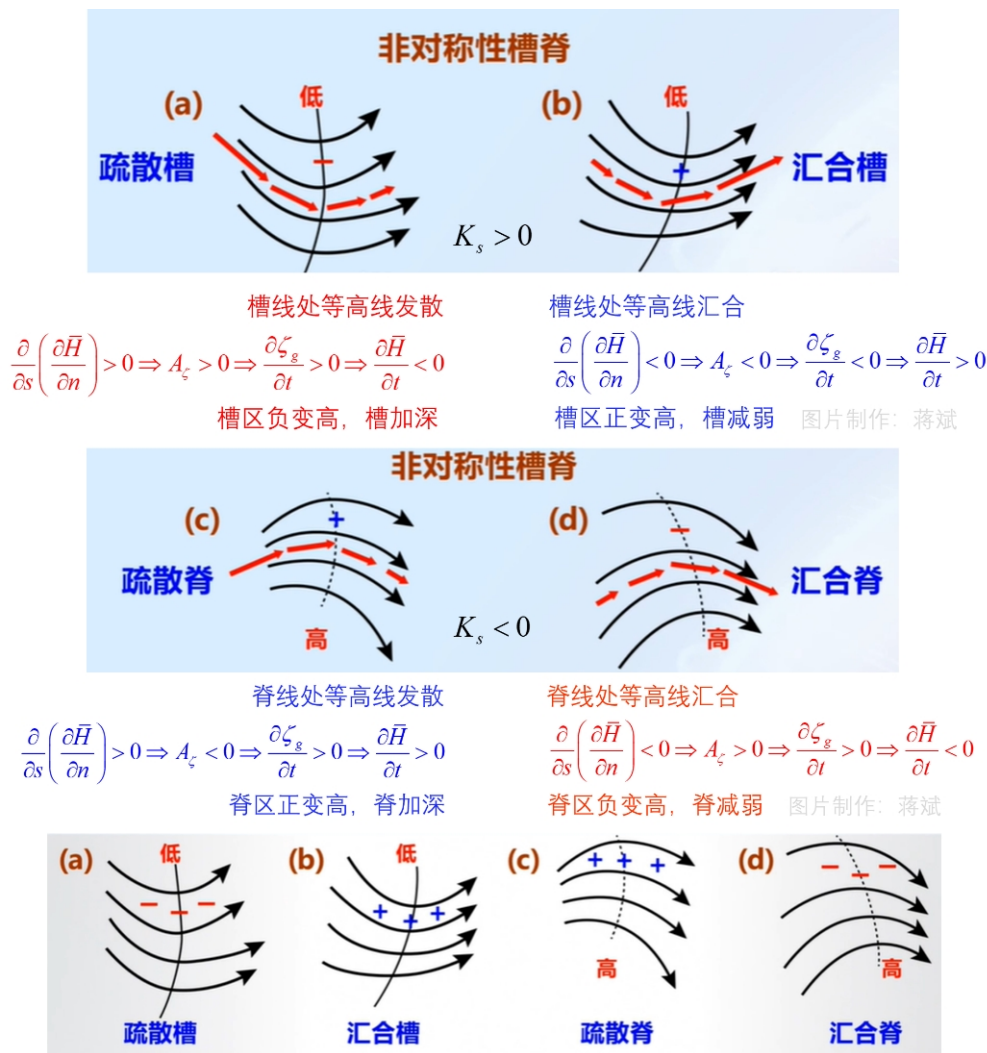
$\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial \bar{H}}{\partial n} \right)$ ， $\frac{\partial \bar{H}}{\partial n}$ 为等高线的梯度，代表了两条等高线之间的距离(因为在天气图

上相邻两条等高线之间的数值差是一样的，所以梯度大表示等高线距离近)，也反映了等压面的坡度大小。因此该项可以理解为，沿着气流方向，等高线的散开、汇合情况。

➤ 对称槽脊



➤ 非对称性槽脊



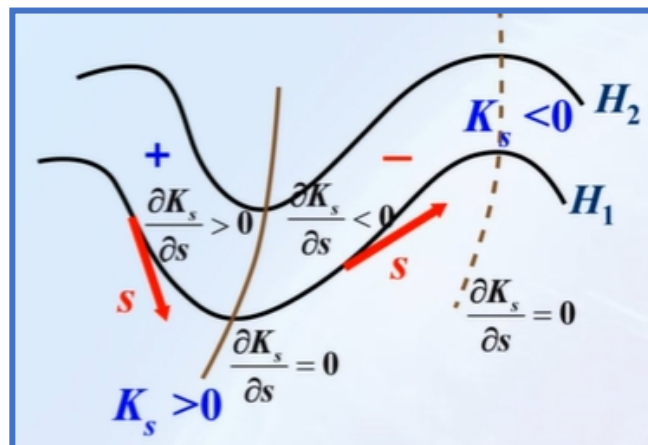
在不对称的槽脊系统中, 槽线(脊线)前后的变高性质均与槽区(脊区)相同, 系统不移动

总结: 散合项对对称性槽脊的发展无贡献, 主要使得其移动; 而对非对称性槽脊的发展有贡献, 疏散槽(脊)是加深(加强)的, 汇合槽脊是减弱的, 但对其

移动影响不大。

② 曲率项—— $-\frac{\partial \bar{H}}{\partial n} \frac{\partial K_s}{\partial s}$

- 在槽区, $K_s > 0$ 且曲率有正的最大,
- 在脊区, $K_s < 0$ 且曲率有负的最小;
- 在槽脊线上曲率取极值, $\frac{\partial K_s}{\partial s} = 0$ 。

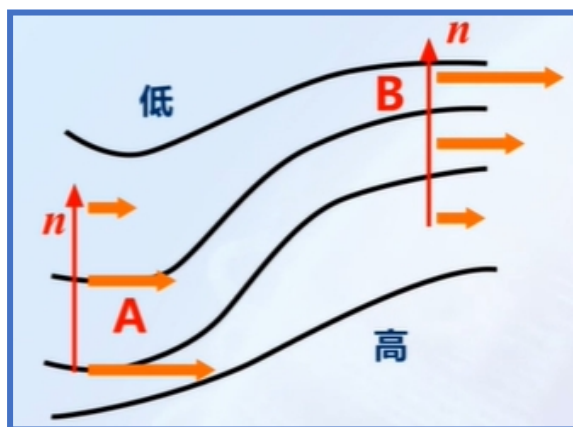


- 槽前脊后, $\frac{\partial K_s}{\partial s} < 0 \Rightarrow A_\zeta > 0 \Rightarrow \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} < 0$ 有负变高。
- 脊前槽后, $\frac{\partial K_s}{\partial s} > 0 \Rightarrow A_\zeta < 0 \Rightarrow \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} > 0$ 有正变高。

总结: 曲率项主要使槽脊移动, 对槽脊发展并无贡献。

③ 疏密项—— $-\frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial n^2}$

这一项表示切变涡度沿气流方向的变化。将上述式子改写, 可以得到



$$-\frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial n^2} \approx -\frac{\partial}{\partial s} \left(-\frac{\partial V_g}{\partial n} \right)$$

如左图所示, 在 A 点处, 等高线向高压一侧密集, 在 B 点处, 等高线向高压一侧稀疏。根据地转关系, 在 A 处 $\left(\frac{\partial V_g}{\partial n} \right)_A < 0$, 在 B 处

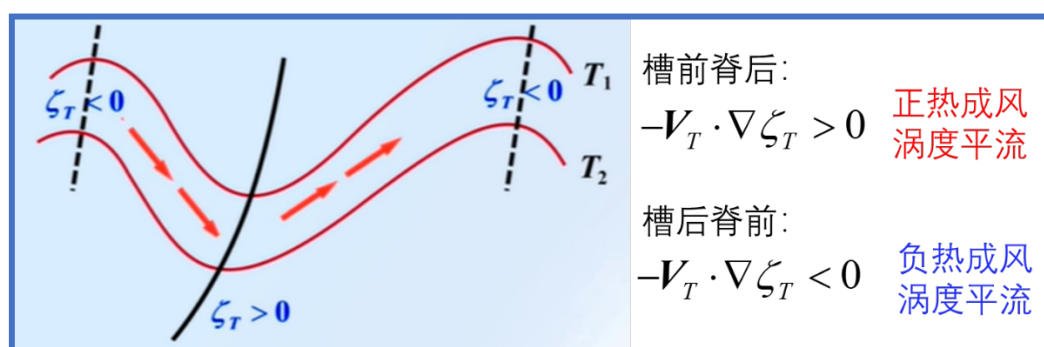
$$\left(\frac{\partial V_g}{\partial n} \right)_B > 0, \text{ 于是有 } \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial V_g}{\partial n} \right) = \lim_{\Delta s \rightarrow 0} \frac{\left(\frac{\partial V_g}{\partial n} \right)_B - \left(\frac{\partial V_g}{\partial n} \right)_A}{\Delta s} > 0 \Rightarrow A_\zeta > 0 \Rightarrow \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} < 0, \text{ 因}$$

此 AB 之间的区域(槽前脊后)有负变高。不过该项除个别情形下属于小项, 不是很重要。

综上可得，**槽脊的发展主要是由散合项所决定的，移动由散合项和曲率项共同决定**。当散合项与曲率项在槽(脊)两侧引起的变高效果一致时，槽(脊)的移动速度是迅速的，反之，若变高效果相反，则槽(脊)的移动速度较慢。

(3) 热成风涡度平流

热成风涡度平流的表达式为 $-V_T \cdot \nabla \zeta_T$ ，其含义为**热成风涡度在水平方向分布不均，借助热成风输送使得固定点热成风涡度增加或减少，从而引起该点上空平均层相对涡度或位势高度变化**。



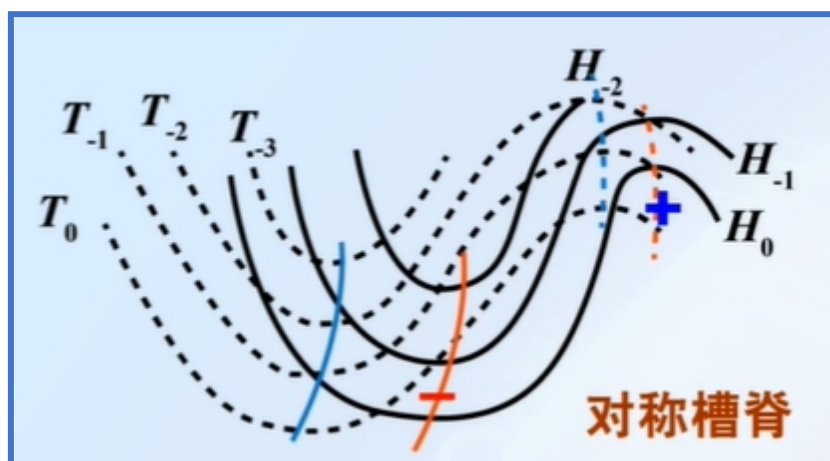
将等高线 H 用等厚度线 h 代替，类比相对涡度的表达式，得到自然坐标系下热成风涡度的表达式：

$$A_{\zeta_T} = -V_g \left(K'_s \frac{\partial V_g}{\partial s'} + V_g \frac{\partial K'_s}{\partial s'} - \frac{\partial^2 V_g}{\partial s' \partial n'} \right)$$

$$A_{\zeta_T} = -\frac{9.8^2}{f} \frac{\partial h}{\partial n'} \left(K'_s \frac{\partial^2 h}{\partial s' \partial n'} + \frac{\partial h}{\partial n'} \frac{\partial K'_s}{\partial s'} - \frac{\partial}{\partial s'} \frac{\partial^2 h}{\partial n'^2} \right)$$

其中 h 为 1000hPa-500hPa 的厚度， s', n' 分别表示沿等厚度线的切线和法线方向的单位矢量， K'_s 为等厚度线的曲率。

热成风涡度与等厚度线的关系等同于地转风涡度与等高线的关系。由于在推导方程时假设各层等温线的走向不随高度变化，则**大致可以用 500hPa 或 700hPa 等温线近似代替等厚度线**。热成风涡度平流项在自然坐标下展开后，与相对涡度平流项一样，同样有散合项、曲率项、疏密项三项。可以采用与相对涡度平流项一样的方法来进行定性判断，但由于该项本身较小，在实际工作中不进一步细分析。通常情况下，我们根据绘制的等高线、等温线配置情况来定性分析该项的作用。



考虑上图所示的对称槽脊，且温度场落后于高度场。此时如果只考虑涡度平流的影响，那么这个槽脊系统只移动、不发展。但是考虑热成风涡度平流以后，因为温度槽前的正热成风涡度平流向高度槽中输送引起负变高、温度脊前的负热成风涡度平流向高度脊中输送引起正变高，从而槽加深、脊发展。那么当温度场与高度场重合时，热成风涡度平流对槽脊发展不起作用，而当温度场超前高度场时，热成风涡度平流将使得槽脊系统减弱。

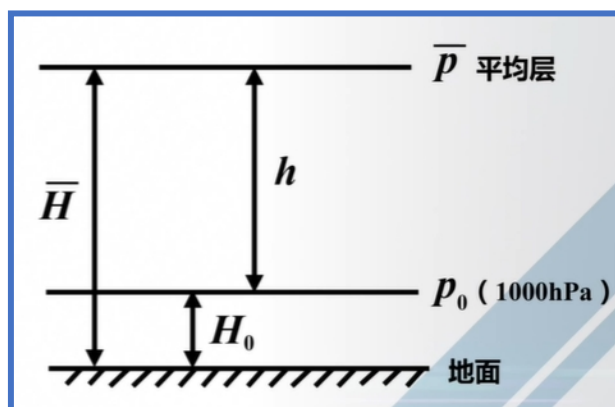
➤ 位势倾向方程与高空形势预报方程的对比

高空形势
预报方程
$$\frac{\partial \bar{\zeta}_g}{\partial t} = -\mathbf{V}_g \cdot \nabla (f + \zeta_g) - 0.6 \mathbf{V}_T \cdot \nabla \zeta_T$$

位势倾
向方程
$$\left(\nabla^2 + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \frac{\partial \phi}{\partial t} = -f \mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) - \frac{f^2}{c_p} \frac{R}{p\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt}$$

	位势倾向方程	高空形势预报方程
相同点	✓ 两者都是在大尺度准地转条件下推导得来； ✓ 两者都考虑了大气的斜压性； ✓ 都可以用某一瞬间的高度场和温度场来预报未来的位势倾向和高度倾向。	
不同点	◆ 可用在任意层上； ◆ 温度平流按方程的要求要计算上下层的差； ◆ 考虑了非绝热加热影响用来计算诊断比较准确，	◆ 用在平均层上； ◆ 只要求温度平流； ◆ 没有考虑非绝热加热影响定性上分析比较简便。

6. 地面形势预报



如上图，有关系式 $H_0 = \bar{H} - h$ (*), 根据静力平衡方程和状态方程，有

$$h = \int_{H_0}^{\bar{H}} dz = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{\bar{p}} \alpha dp = \frac{R\bar{T}}{g} \int_{\bar{p}}^{p_0} d \ln p = \frac{R\bar{T}}{g} \ln \frac{p_0}{\bar{p}}$$

上式中 $\bar{T}$ 为从平均层到地面之间的平均温度。对 (*) 式两边求时间偏导数，并将 p 坐标系下的热力学方程

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla_p T - \omega(\Gamma_d - \Gamma) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} \left(\Gamma_d = -\frac{\gamma_d}{\rho g}, \Gamma = -\frac{\gamma}{\rho g} \right)$$

代入，并去平均值，得到地面形式预报方程为

$$\frac{\partial H_0}{\partial t} = \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} - \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} - \frac{R}{9.8} \ln \frac{p_0}{\bar{p}} \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} - \frac{R}{9.8} \ln \frac{p_0}{\bar{p}} \left[-\overline{\mathbf{V} \cdot \nabla_p T} - \omega(\Gamma_d - \Gamma) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} \right]$$

由此可见，地面系统主要受四个因子的影响，下面对分别它们进行讨论。

(1) 平均层的高度变化项—— $\frac{\partial \bar{H}}{\partial t}$

在前面的高空形式预报方程中，我们有结论

$$-\frac{\partial \bar{H}}{\partial t} \propto \frac{\partial \bar{\zeta}_g}{\partial t} = -\mathbf{V}_g \cdot \nabla (f + \zeta_g) - 0.6 \mathbf{V}_T \cdot \nabla \zeta_T$$

我们考虑 $L \leq 3000\text{km}$ 的短波系统，于是平均层高度的变化由两项决定：

➤ 相对涡度平流项 $-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \zeta_g$ ——动力因子(直接因子)

在第三章学习气旋时，我们已经知道对于一个发展的气旋，其位置总在高空槽前(脊后)。槽前有正涡度平流， $-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \zeta_g > 0 \Rightarrow \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} < 0 \Rightarrow \frac{\partial H_0}{\partial t} < 0$ ，地面气旋减压，加深发展。一般预报地面气旋的发展常常考虑**高空槽的加深和槽前高压脊的**

停滞北伸，这是因为在这种形势下，槽前正涡度平流有所加强。

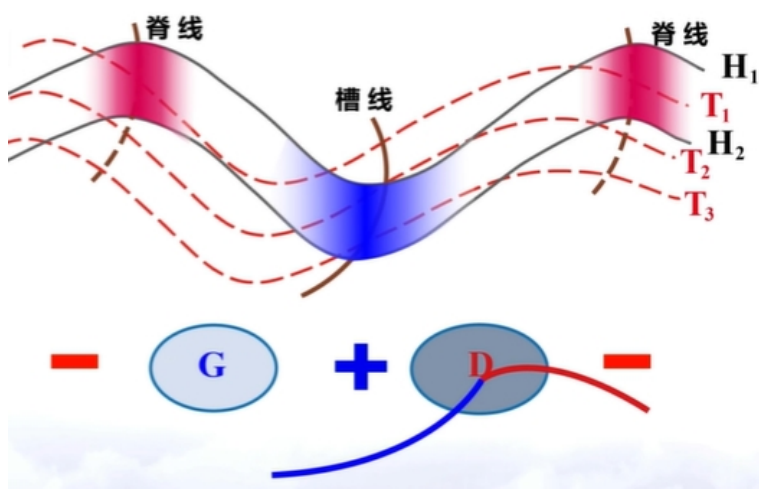
➤ 热成风涡度平流——热力因子(间接作用)

当温度槽落后于高度槽时，槽线处有正的热成风涡度平流($-\vec{V}_T \cdot \nabla \zeta_T > 0$)输送，使得槽区等压面减低($\frac{\partial \bar{H}}{\partial t} < 0$)，槽加深，等高线的气旋性曲率变大，槽前的正涡度平流增加，引起地面减压，气旋加深发展。

(2) 平均温度平流项—— $-\frac{R}{9.8} \ln \frac{\bar{p}}{p_0} (-\vec{V} \cdot \nabla_p T)$

冷平流	$-\vec{V} \cdot \nabla T < 0$	$\rightarrow$	$\frac{\partial H_0}{\partial t} > 0$	地面等压面抬升，加压
暖平流	$-\vec{V} \cdot \nabla T > 0$	$\rightarrow$	$\frac{\partial H_0}{\partial t} < 0$	地面等压面降低，减压

其意义为：冷平流使得局地温度降低，平均层与地面之间的厚度减小，当不考虑平均层的变化时，地面的等压面必然要抬升，从而引起加压；反之，暖平流使得地面减压。该项在实际应用中的分析如下。



当地面气旋位于高空槽前，温度场落后于高度场时，地面气旋后部与反气旋前部之间上空对应 500hPa 槽线处，风随高度逆转，使气层间有冷平流，同时槽线处亦有冷平流，地面加压。地面气旋前部与反气旋

后部之间上空对应 500hPa 脊线处，风随高度顺转，使气层间有暖平流，同时脊线处亦有暖平流，地面减压。而地面气旋反气旋中心上空，当准地转平衡且各层等温线接近平行时，地转风与热成风平行，没有冷暖平流，故对气压变化不起作用，强度无影响。因此该项主要使得气旋向变高升度方向移动。

(3) 垂直运动造成的绝热变化项—— $-\frac{R}{9.8} \ln \frac{\bar{p}}{p_0} [-\omega(\Gamma_d - \Gamma)]$

➤ 稳定层结大气 $\Gamma_d - \Gamma < 0$

上升运动, $\omega < 0 \Rightarrow \frac{\partial H_0}{\partial t} > 0$, 抑制气旋发展, 有利于反气旋发展;

下沉运动, $\omega > 0 \Rightarrow \frac{\partial H_0}{\partial t} < 0$, 抑制反气旋发展, 有利于气旋发展。

➤ 不稳定层结大气 $\Gamma_d - \Gamma > 0$

上升运动, $\omega < 0 \Rightarrow \frac{\partial H_0}{\partial t} < 0$; 下沉运动, $\omega > 0 \Rightarrow \frac{\partial H_0}{\partial t} > 0$ 。

上升运动引起的水汽凝结释放有利于气旋的发展。绝热变化作用并不是气旋发生、发展的主要因子, 它只是在气旋形成后才起作用的。

(4) 非绝热加热项—— $\frac{\overline{dQ}}{dt}$

在热源地区, 有非绝热加热($\frac{\overline{dQ}}{dt} > 0$), 因而地面气压下降($\frac{\partial H_0}{\partial t} < 0$)。这可以解释在冬季内陆包围的暖水面上(比如我国两湖地区及里海、咸海、巴尔喀什湖、贝加尔湖等地)常有气旋发生发展; 而夏季在青藏高原、云贵高原等地, 常有热低压发展。在冷源地区($\frac{\overline{dQ}}{dt} < 0$), 因而地面气压上升($\frac{\partial H_0}{\partial t} > 0$), 这就是为什么冬季西伯利亚、蒙古等地常为冷高压生成或加强的源地。此外, 当温带气旋从大陆移动到海上, 海洋表面是热源地区, 气旋上空气柱吸热, 中心附近气压降低, 气旋加深。

7. 引导气流

如前所述, 对静力学方程积分, 得到平均层与地之间的厚度表达式为

$$h = \frac{R\bar{T}}{g} \ln \frac{p_0}{p_1} (1); \text{ 由平均温度平流引起 } 1000\text{hPa} \text{ 的变高为 } \frac{\partial H_0}{\partial t} = \frac{R}{g} \ln \frac{\bar{p}}{p_0} \overline{\mathbf{V} \cdot \nabla T} (2)。$$

联立(1)(2), 得到 $\frac{\partial H_0}{\partial t} = \overline{\mathbf{V} \cdot \nabla h} \approx \bar{\mathbf{V}}_g \cdot \nabla h (3)$ 。这里的 $\bar{\mathbf{V}}_g$ 表示平均层与 1000hPa 之

间的平均地转风。根据热成风与地转风的关系，有

$$\bar{V}_g = \frac{V_{g0} + \bar{V}_g}{2} = \frac{V_{g0} + (V_{g0} + V_T)}{2} = V_{g0} + \frac{V_T}{2} \quad (4)$$

将(4)式代入(3)式中，注意到热成风和等厚度线平行，所以 $\frac{\partial H_0}{\partial t} = V_{g0} \cdot \nabla h$ (5)。

将(5)式代入地面的系统移动的运动学公式中，有

$$C_x = -\frac{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial H_0}{\partial t} \right)}{\frac{\partial^2 H_0}{\partial x^2}} = -\frac{\frac{\partial}{\partial x} (V_{g0} \cdot \nabla h)}{\frac{\partial^2 H_0}{\partial x^2}} = -\frac{\frac{\partial}{\partial x} \left(u_{g0} \frac{\partial h}{\partial x} + v_{g0} \frac{\partial h}{\partial y} \right)}{\frac{\partial^2 H_0}{\partial x^2}}$$

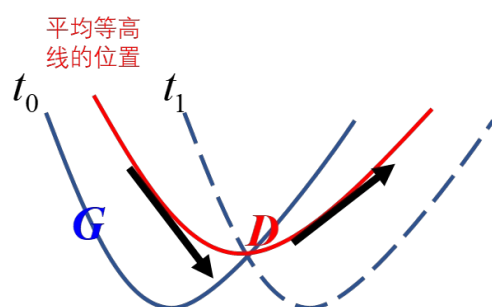
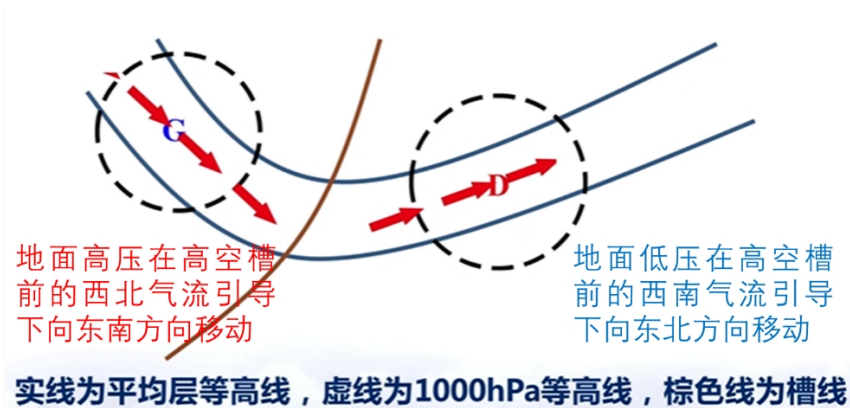
将地转风公式 $\begin{cases} u_{g0} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\partial H_0}{\partial y} \\ v_{g0} = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} = \frac{g}{f} \frac{\partial H_0}{\partial x} \end{cases}$ 代入，并忽略 f 的变化，得到

$$C_x = \frac{g}{f} \frac{\frac{\partial^2 H_0}{\partial x \partial y} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial H_0}{\partial x} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 H_0}{\partial x^2}} - \frac{g}{f} \frac{\frac{\partial^2 H_0}{\partial x^2} \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial H_0}{\partial x} \frac{\partial^2 h}{\partial x \partial y}}{\frac{\partial^2 H_0}{\partial x^2}}$$

注意到，在地面中心系统有运动学条件： $\frac{\partial H_0}{\partial x} = \frac{\partial H_0}{\partial y} = 0, \frac{\partial^2 H_0}{\partial x \partial y} = 0$ ，得到系统的

移动速度 $C_x = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial y} = u_T$ ，同理可得 $C_y = \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x} = v_T$ ，亦即 $\mathbf{C} = \mathbf{V}_T$ 。由此可见，

地面系统中心是沿着平均层到 1000hPa 之前的热成风方向移动的，速度大小与热成风相等。因在地面系统中心的地转风为 0，所以热成风就等于平均层的地转风，即 $u_T = \bar{u}_g, v_T = \bar{v}_g$ ，故地面系统中心可视为沿平均层的地转风方向移动。平均层上的气流对地面中心的移动具有引导作用，称平均层的气流为引导气流。



实际工作中, 在应用引导气流预报系统

移动之前, 需要进行订正。如左图所示, 在 t_0

时刻有一等高线(实线), 假设在 t_1 时刻到达虚

线所示的位置, 那么在 $t_0 \sim t_1$ 这段时间内, 系

统的移动既不受 t_0 时刻的引导气流影响也不受 t_1 时刻上午引导气流影响, 而应该受这两个时刻平均等高线引导气流的影响(红线)。因此, 地面系统沿平均引导气流方向移动时, 气旋移向比初始时刻的引导气流偏右, 同理反气旋移向应比引导气流方向偏左。另外, 由于绝热变化项和非绝热变化项对温度平流项有抵消的作用, 实际地面系统的移速比引导气流的速度小。

8. 青藏高原对系统移速的影响

青藏高原的作用

◆ 动力作用

槽脊强度、地形槽脊的形成、槽脊移速、槽脊的走向、西南涡等

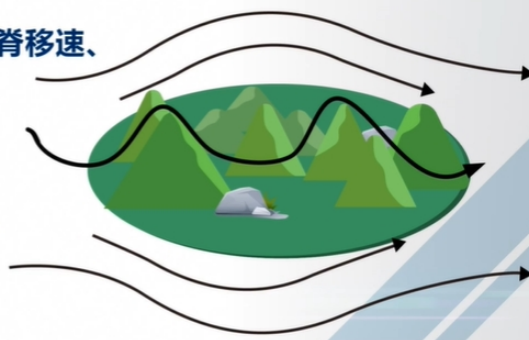
★ 使气流上、下坡—爬坡

★ 使气流分支绕流

摩擦

◆ 热力作用

增强季风环流等



(1) 理论依据

根据运动学公式 $C_x = -\frac{\partial^2 H}{\partial x \partial t} / \frac{\partial^2 H}{\partial x^2}$, 系统移速与系统的强度和变高梯度有关。

对于槽, $\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} > 0$, 如果不考虑系统强度的变化, 那么槽的移动速度就与变高梯度成正比, 故关键问题在于分析变高的变化。变高的性质可以与局地的涡度变化建立起联系($-\frac{\partial \bar{H}}{\partial t} \propto \frac{\partial \bar{\zeta}_g}{\partial t}$), 局地的涡度变化又与考虑了地形和摩擦的完整的高空形势预报方程有关。

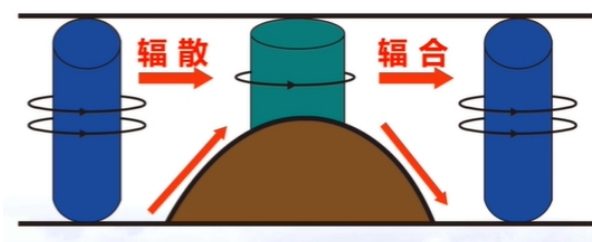
$$\star -\frac{\partial \bar{H}}{\partial t} \propto \frac{\partial \bar{\zeta}_g}{\partial t} = \underbrace{-\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla(\bar{\zeta}_g + f)}_{\text{绝对涡度平流项}} + \underbrace{-0.6 \bar{\mathbf{V}}_T \cdot \nabla \zeta_T}_{\text{热成风涡度平流项}} + \underbrace{\frac{f}{p_0} \omega'_{p_0}}_{\text{地形}} + \underbrace{\frac{f}{p_0} \omega''_{p_0}}_{\text{摩擦作用项}}$$

如忽略热力及摩擦作用(热成风涡度平流项和摩擦作用项可以忽略), 并且讨论的是水平尺度小于 3000km 的短波槽(地转涡度平流可以忽略)且等高线分布均匀(散合项和疏密项可以忽略), 那么最终只需综合分析系统的曲率项以及地形的作用所产生的变高性质。通过分析两个因子的叠加效果, 从而定性分析处槽脊的移速快慢。

$$\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} \sim \omega'_{p_0} \begin{cases} \text{迎风坡} \rightarrow \text{上升运动 } \omega'_{p_0} < 0 \\ \rightarrow \text{气旋性涡度减弱 } \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} < 0 \rightarrow \text{正变高“+”} \\ \text{背风坡} \rightarrow \text{下沉运动 } \omega'_{p_0} > 0 \\ \rightarrow \text{气旋性涡度增加 } \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} > 0 \rightarrow \text{负变高“-”} \end{cases}$$

➤ 山脉对槽脊强度影响的理解?

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} \propto -f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

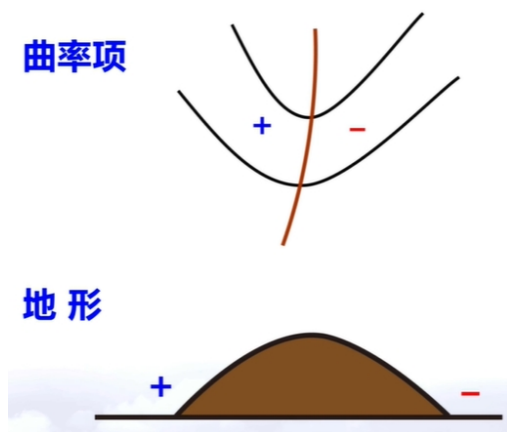


➤ 在迎风坡(气流上坡): 上升运动(地形抬升)越到高空越小, 在大气层顶为零; 气柱在垂直方向被压缩, 但大气柱近似不可压缩, 因而造成水平方向辐散, 从而引起了气旋性涡度减弱, 对应正

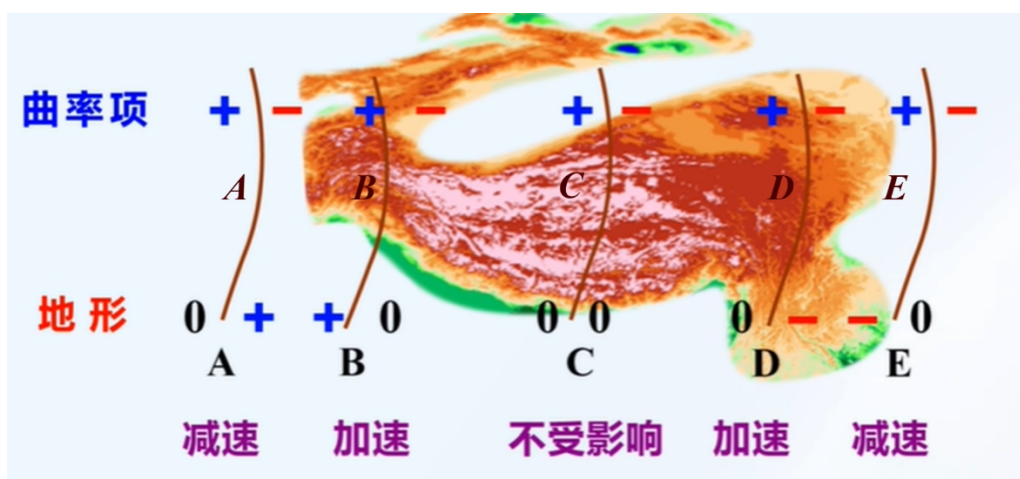
变高。

- **在背风坡(气流下坡):** 下沉运动同样越到高空越小, 气柱在垂直方向被拉长, 造成水平方向辐合, 从而引起了气旋性涡度增加, 对应有负变高。

曲率项和地形作用的引起的变高性质如下图所示。



(2) 分析示例



【注意】曲率项造成的变高, 永远是槽前负变高、槽后正变高。

- **【A处】** 槽前处在上坡, 有正变高, 槽后平坦, 变高为零, 叠加曲率项所造成的变高, 使得变高梯度减小, 移速变慢。
- **【B处】** 槽前已上坡, 变高为零, 槽后处在上坡, 有正变高, 叠加曲率项所造成的变高, 使得变高梯度增大, 移速加快。
- **【C处】** 槽已在高原上, 槽前槽后均无地形造成的垂直运动, 变高不受地形影响, 移速正常。
- **【D处】** 槽前处在下坡, 有负变高, 槽后平坦, 变高为零, 叠加曲率项所造成的变高, 使得变高梯度增大, 移速加快。
- **【E处】** 槽前已下坡, 变高为零, 槽后处在下坡有负变高, 叠加曲率项所造

成的变高，使得变高梯度减小，移速变慢。

9. 形势预报中的“五流”

- (1) **涡度平流**。其一般结论是：槽前脊后有降压作用，它使高空槽向下游移动，使其下方的地面气压下降，地面气旋加深发展。而槽后脊前有加压作用，它使高空高压脊向下游移动，使其下方的地面气压上升，地面高压加强。
 - (2) **温度平流**。即暖(冷)平流使地面降(升)压，使高空升(降)压。
 - (3) 热成风涡度平流。其本质上与温度平流作用相似。
 - (4) 引导气流。一般指地面系统的移动受其高空气流的引导，沿着其高空气流方向移动。
 - (5) 平均气流，指气压系统的移动受其周围平均气流的引导，沿着其平均气流方向移动。
- 形势预报的规则除了“五流”之外，还有“三变”(变压、变高和变温)“周”(周围系统的影响)“史”(包括相似形势法、模式法、统计资料法和预报指标法)“地”(地形和摩擦的影响)“推”(外推法)以及卫星云图的应用。

安利一个小网址：

天气预报与技术学习平台：stream1.cmatc.cn/cmatcvod/12/tqx/flash_cao.html

第六章 季风

1. 季风的定义

季风一词起源于阿拉伯语“Mausim”或马来西亚语”Monsin”，意思为季节“Season”，现在英语称“Monsoon”。

- (1) **传统定义**：季风是指近地面层冬夏盛行风向接近相反且气候特征明显不同的现象；
- (2) **广义定义**：季风是指近**三维大气环流随季节显著变化甚至相反且**气候特征明显不同的现象

对现代季风的认识，包括以下三点内涵：

- 季风是**大范围**地区的盛行风向随季节改变的现象，这里强调“大范围”是因为小范围风向受地形影响很大。
- 随着风向变换，控制**气团的性质**也产生转变，例如，冬季风来时空气寒冷干燥，夏季风来时空气温暖湿润。
- 随着盛行风向的转换，将带来明显的天气气候变化。因此季风区往往在夏季风来临时常高温多雨，冬季风控制下则寒冷干燥，故人们往往将季风和降雨联系在一起，认为“**季风既是风又是雨**”。明代郑和下西洋就完全借助于季风的作用。现代由于降水对农作物生产和人们的生活息息相关，目前研究季风人们更多地关注季风降雨(旱涝)而不仅仅是风。

2. 季风的特点

- (1) **盛行风**向随季节变化而有很大差别，甚至相反。
- (2) 在亚洲，冬季盛行东北或西北气流，夏季盛行西南气流。中国东部-日本盛行夏季也可受东南气流控制。
- (3) 二种季风各有不同的源地，因而气团性质有根本的不同，冬季寒冷干燥，夏季炎热湿润。
- (4) 造成天气现象也有本质的季节性差异。冬季干燥少雨，夏季湿润多雨，尤其多暴雨。但在热带地区只有旱季和雨季的明显对比，温度对比不明显。

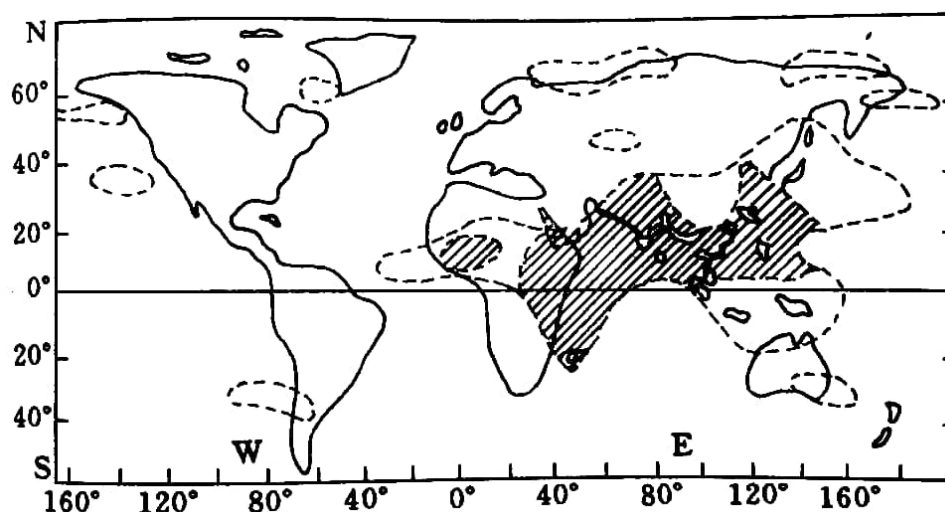
3. 季风区的划分

(1) 传统方法：根据盛行风向差和风向频率(Khromov, 1957)

赫洛莫夫规定，凡地面上冬(1月)夏(7月)盛行风向之间至少差 120° 、且季风指数(I)达到一定百分率的地区为季风区。季风指数的定义：

$$I = \frac{1}{2}(F_1 + F_7)$$

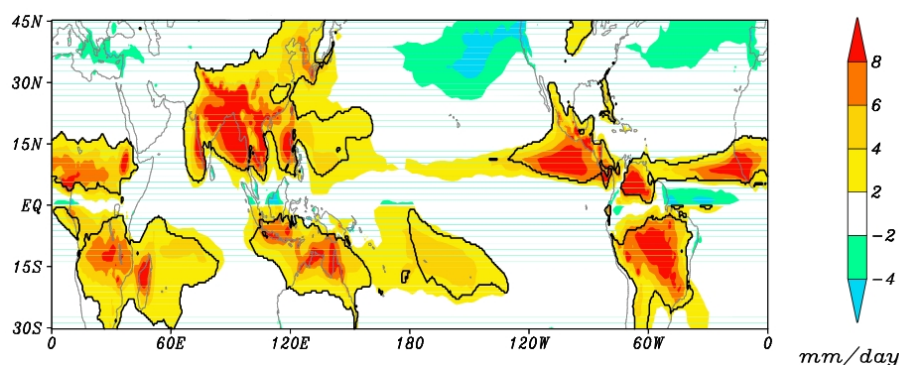
F_1 和 F_7 分别为 1 月和 7 月盛行风向频率的百分数。规定 $I > 60\%$ 的地区为显著季风区； $I > 40\%$ 的地区为季风区； $I < 40\%$ 的地区为非季风区。



➤ 世界季风区分布图(虚线为 $I=40\%$ 等值线，斜线区为 $I > 60\%$ 的明显季风区)

由图可知，世界季风区主要分布东非到东亚和东南亚的赤道地区。亚、非和澳洲的热带和副热带地区为连成一片的全世界最大的季风区，其中东亚及其海上、南亚、东非和西非属于显著季风区。然而这种分类方法的不足之处在于：把西风带移动造成的季节性风向变化和海陆热力差异造成的风向变化混为一谈。

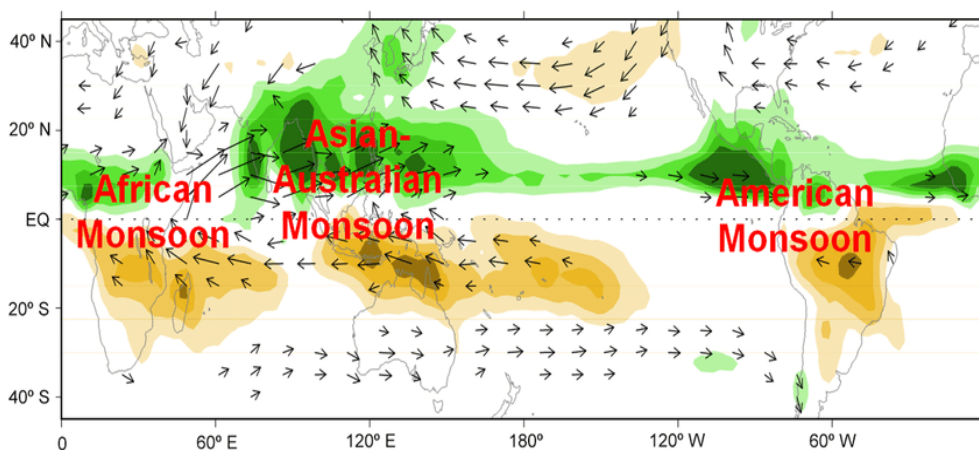
(2) 根据干湿转换



- 年降水量变化的气候平均值，由当地夏季平均降水率(北半球为 6 月至 8 月，南半球为 12 月至 2 月)减去当地冬季平均降水率定义，粗体线描绘了全球季风区域 (Wang and Ding, 2006)

该划分方法强调了季风区应当存在季节性的降水差异。

(3) 同时考虑风向和干湿转换



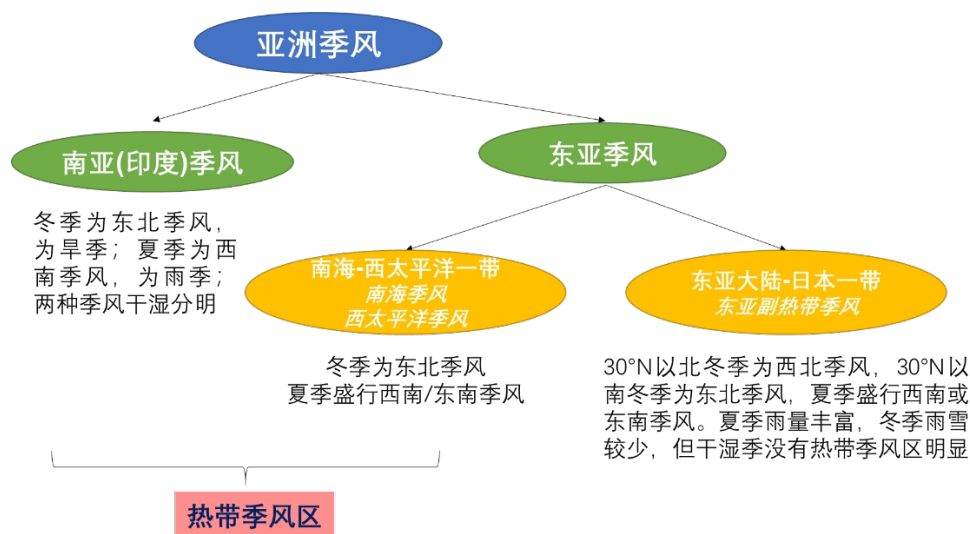
- 填色：降水率夏；箭头：850hPa 风场矢量差(JJAS-DJFM，即夏季-冬季) (Wang and Ding, 2008)
- 我国季风区与非季风区的分界线

大兴安岭-阴山-贺兰山-巴颜喀拉山-冈底斯山脉。



4. 亚洲季风的成因

➤ 亚洲季风区——全球最显著的季风区



(1) 海陆热力差异;

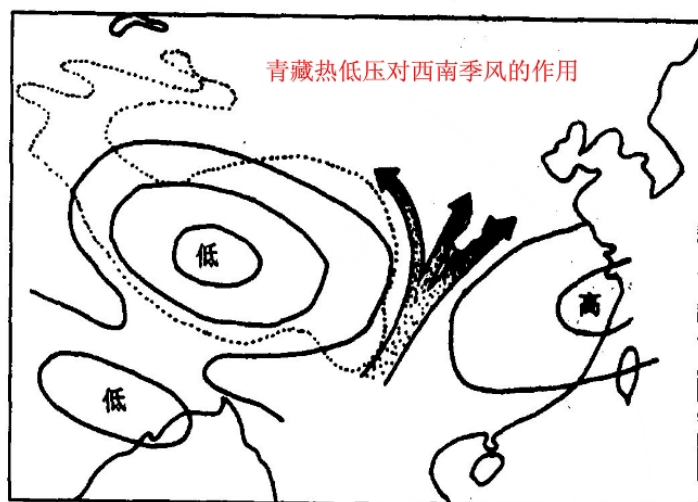
- 冬季：大陆为冷源、海洋为热源，低层风从大陆吹向海洋；
- 夏季：大陆为热源，海洋为冷源，低层风从海洋吹向大陆。

(2) 行星风带的季节移动(太阳辐射的经向差异、地球自转);

行星风带是指在不计海陆分布和地形起伏的影响,而只考虑地球自转的条件下,大气低层盛行风带的总称。东半球的低纬地区,包括东非——南亚——东亚——西太平洋,海陆热机与行星风带季节变化的作用一致,建立了全球最显著的季风气候区。

(3) 高原大地形的热力、动力作用;

➤ 热力作用



冬季,青藏高原是冷源,高原低层形成冷高压,盛行反气旋式环流,其东南

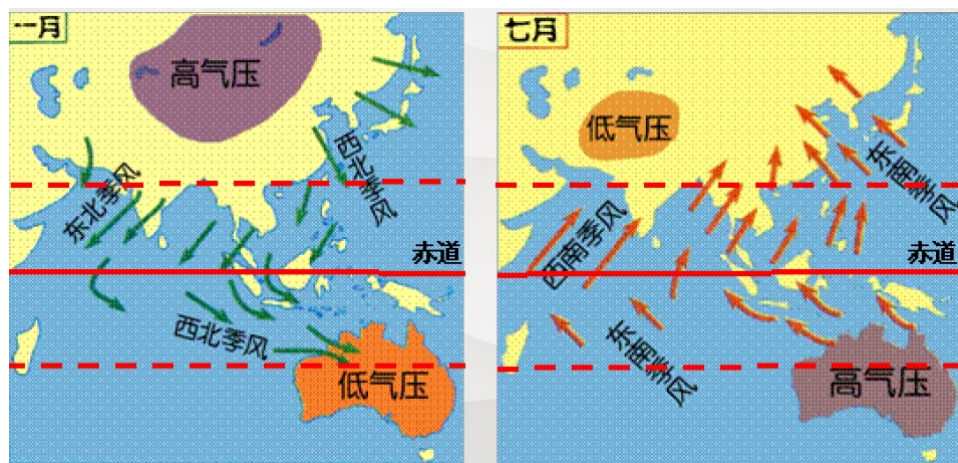
侧盛行偏北风，与东亚冬季风一致；夏季青藏高原是热源，高原低层形成热低压，盛行气旋式环流。与西太副高配合，不仅使其东侧的西南季风增厚，而且使夏季西南季风进一步深入到华北以至东北地区。

➤ 动力作用



高原的存在对高空西风带有分支作用。北支有利于西风气流在高原以东侧沿海一带形成东亚长波槽(北支槽)，加强西北风并引导低层冷空气南下；南支有利于西风气流在孟加拉湾处生成南支槽，有利于印度洋的暖湿气流向东亚地区输送。南支槽活跃东移时，有利于在我国南方冬季锋生和降水。

(4) 南北半球的相互作用——越赤道气流的作用。



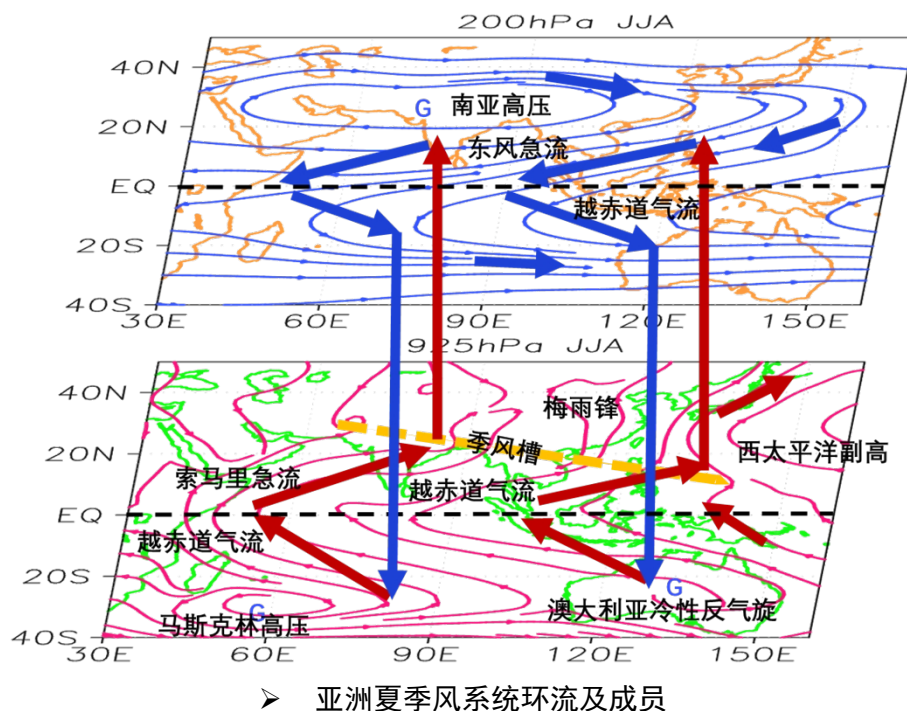
季风区跨赤道的空气输送最明显，其中北印度洋是赤道气流中最重要的通道。

海陆热力差异+行星风带季节变化——形成季风的基础

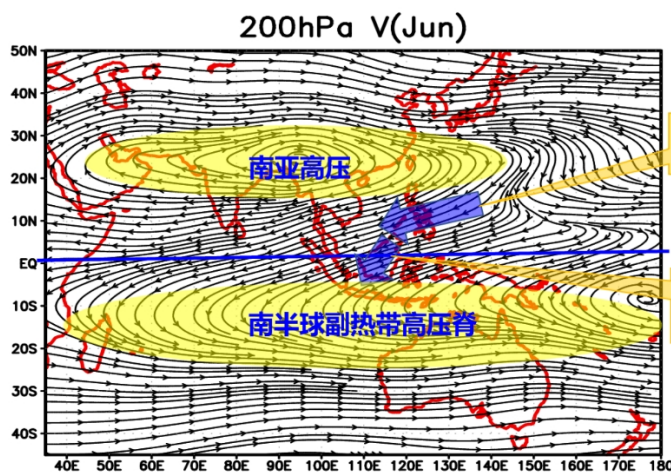
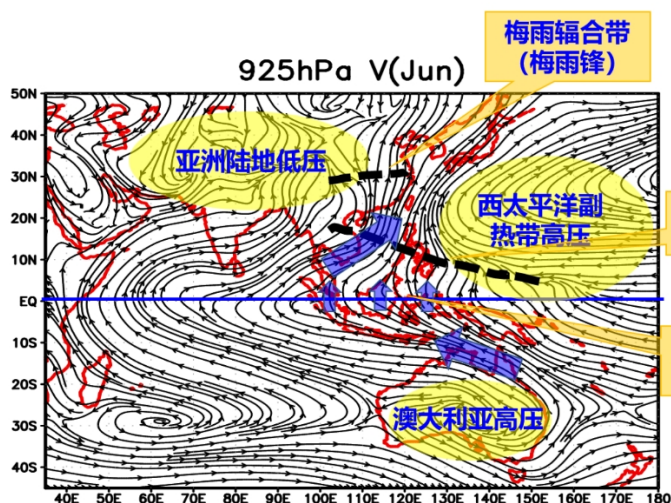
地形作用、两半球气流相互作用——加强季风

以上因素共同作用，形成了世界上显著的亚洲季风区。

5. 亚洲夏季风系统及成员



(1) 东亚夏季风系统及其成员



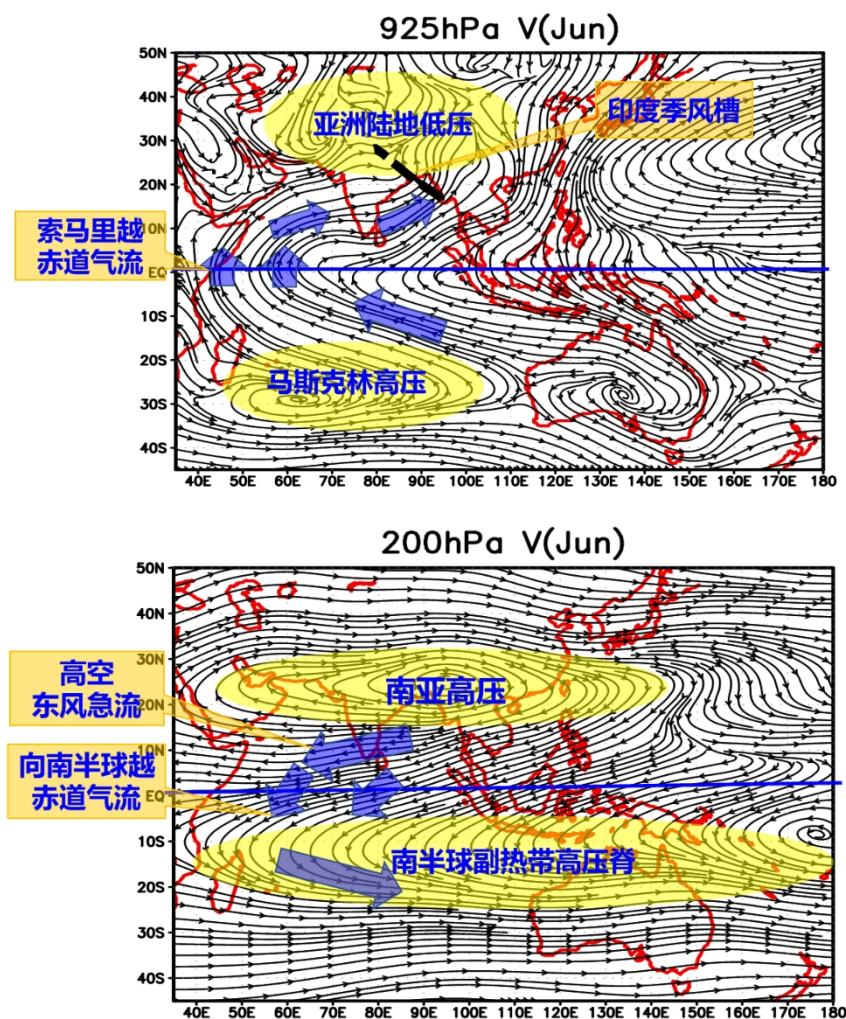
➤ 低空成员

- ① 澳大利亚冷性反气旋
- ② 向北越赤道气流
- ③ 南海-西太热带辐合带 (ITCZ/南海季风槽)
- ④ 西太平洋副热带高压
- ⑤ 梅雨锋
- ⑥ 中纬度扰动。

➤ 高空成员

- ① 南亚高压
- ② 东风急流
- ③ 向南越赤道气流
- ④ 南半球高空副高脊

(2) 南亚(印度)夏季风系统及其成员



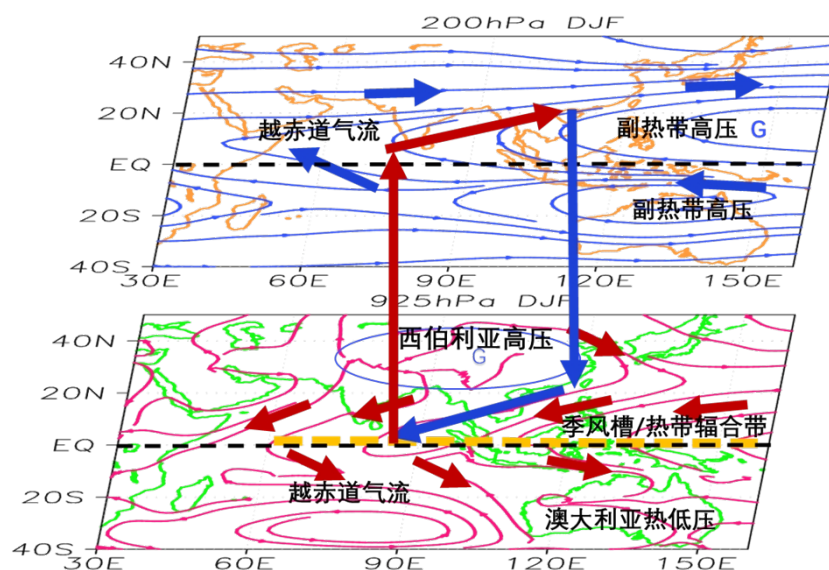
➤ 低空成员

- ① 马斯克林高压
- ② 亚洲低压
- ③ 索马里越赤道气流
- ④ 印度季风槽

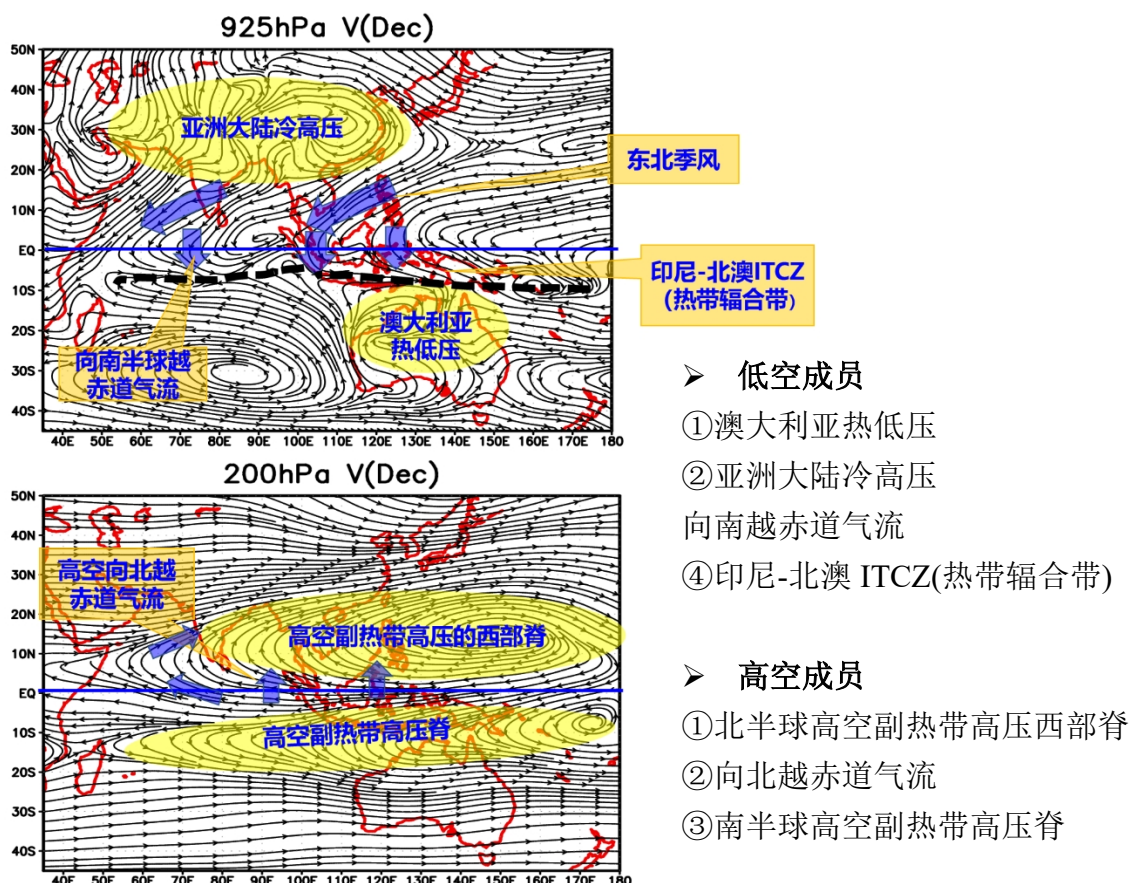
➤ 高空成员

- ① 南亚高压
- ② 东风急流
- ③ 向南越赤道气流
- ④ 南半球高空副高脊

6. 亚洲冬季风系统及其成员



➤ 亚洲冬季风系统及其成员



7. 季风系统成员——副热带高压(Subtropical High)

(1) 定义: 位于副热带地区的暖性高压系统。在不同高度的天气图上, 常根据某一特征线包围的区域来表示副高, 例如 588dagpm(500hPa), 316dagpm(700hPa), 148dagpm(850hPa)。(dagpm 表示位势十米)

(2) 成因

① **热力因子:** 高原的热岛效应——青藏高原(南亚高压)与墨西哥高压的形成;

② **动力因子**

➤ 热带哈德莱环流的作用与地转偏向力的作用, 在副热带形成下沉支;

➤ 中纬度西风带急流的动力作用(出口区右侧偏差风辐合)。

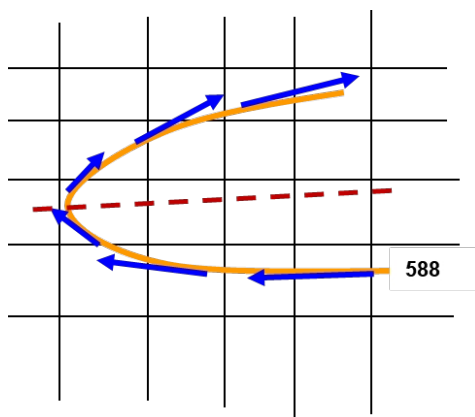
在地面图上, 在副热带太平洋地区常为一高压所控制, 而在西藏地区却成为低压所控制。在对流层的高层 200hPa 图上, 常出现相反的情况——即太平洋地区为低槽区, 而西藏地区却为高压区。高原上空的高压和太平洋上的高压, 虽然同是副热带地区的高压, 但在形成过程中, 前者是热力因子起主要作用, 而后者则是动力因子占主要地位, 因此为了严格区别起见, 我们把主要出现在对流层中

下层、位于大洋上的暖高压按惯例称为副热带高压,而把主要出现在对流层上层、位于高原大陆上的高压称为高原高压或大陆高压。

(3) 特征

- 海陆差异: 纬向是闭合的高压单体, 在海上是永久活动中心;
- 季节差异: 北半球夏季强冬季弱, 夏季面积大, 位置偏北偏西, 冬季反之;
- 垂直特征: 中低层在海上强, 高层陆地上强。

(4) 描述副高的指标



① 位置

- **副高脊线:** 东西风分界线或西风零线, 我国常用 120°E 上副高脊线所在纬度的变化来表示西太副高的南北移动。
- **副高西脊点:** 是 500hPa 月平均图上 588 线最西端所在的经度, 用来表示副高西伸脊点的位置

② 强度

- **面积指数:** 在 500hPa 月平均图上 10°N 以北, 110°E — 180°E 范围内 588 线包含的每隔 10°E 和 5°N 相交的网格点数。
- 500hPa 高压中心最大值

③ 经向偏差(吴国雄, 2000)

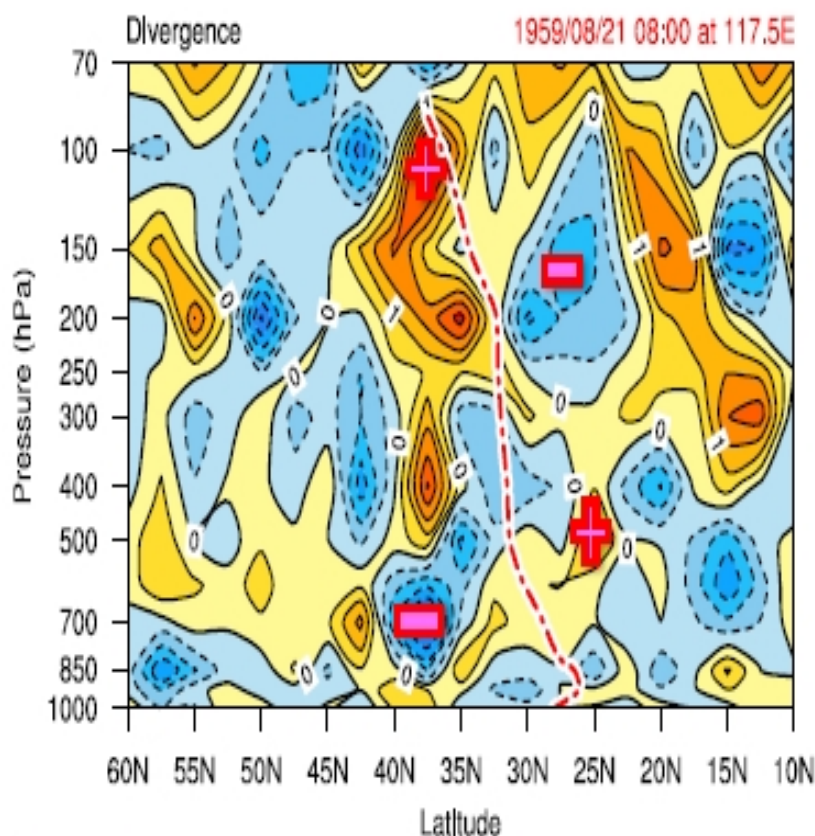
在某一等压面上, 如果以赤道上位势高度值为基准, 求取各个纬度与它的偏差, 称为经向偏差, 这样则很容易将副热带高压带范围确定下来, 并且两条极大值线与纬向风零线相重合, 同为副热带高压带的脊线。

8. 西太平洋副热带高压(西太副高, WPSH)

(1) **定义**: 指位于副热带西太平洋上空对流层中下层深厚的暖性高压系统, 它是一个天气-行星尺度的环流系统

(2) 西太副高的结构

- ① **温度**: 暖中心与高压中心不完全重合; 低层有逆温存在(空气下沉增温);
- ② **湿度**: 脊区干燥。在低层, 最干区位于脊南部; 在中层, 最干区基本与脊线重合。南北两侧有湿区, 主要是水汽沿着脊的西和西南侧伸向高压北部;
- ③ **风场**: 副高脊线附近气压梯度和水平风速较小; 南北两侧气压梯度和水平风速较大, 有急流;
- ④ **涡度场**: 在副高区内, 相对涡度在各个高度上基本都是负值;
- ⑤ **散度场**: 在高压区内, 低层以辐散为主, 且主要位于高压南部, 北部主要为辐合区; 高层北部为辐散, 南部为辐合。

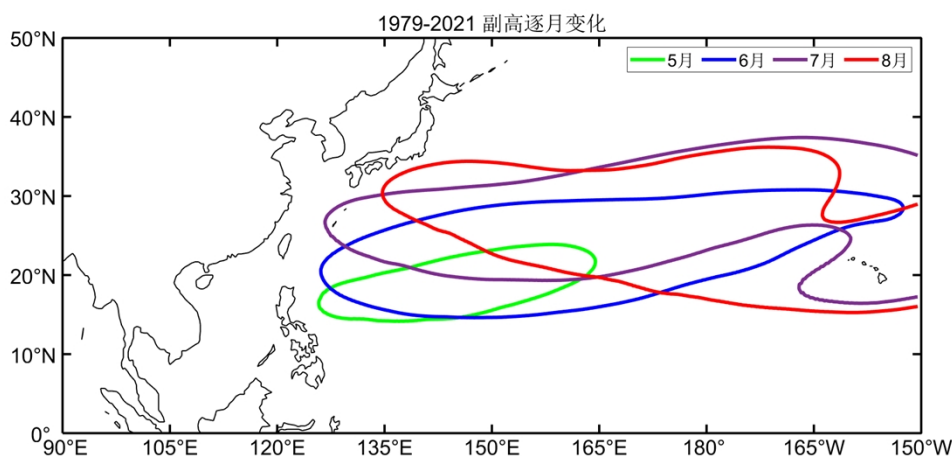


1959年8月21日08时沿117.5°E剖面上的散度

红色等值线表示该经度上副高脊线

(3) 西太副高的中、短期活动

- 中期：准两周东西振荡，与长波调整有关；
- 短期：一周左右，与天气尺度波有关；



(4) 影响西太副高变动的因子

① 西风带短波槽脊的影响

影响程度决定于槽脊的强度：平直短波槽脊影响小；深槽移近副高时，副高东撤南退；强脊移近时，副高西伸北进。槽脊越强，进退周期越长。

② 与台风的关系

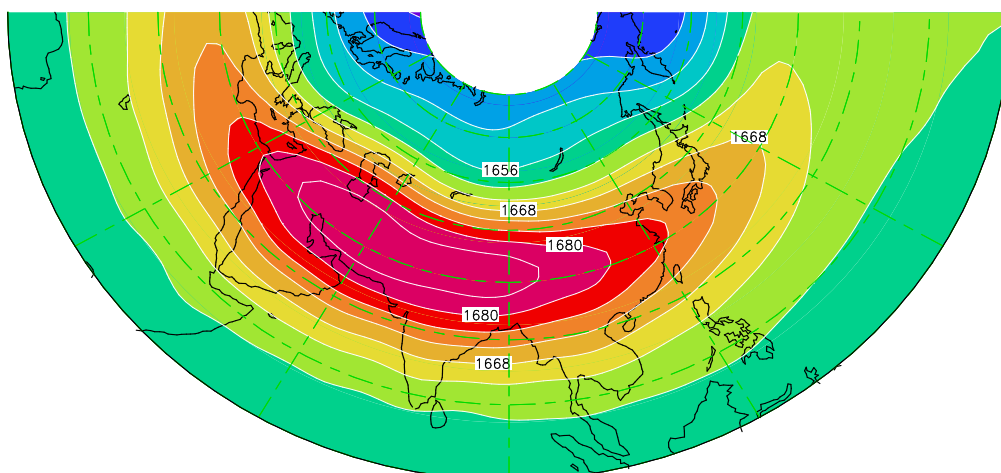
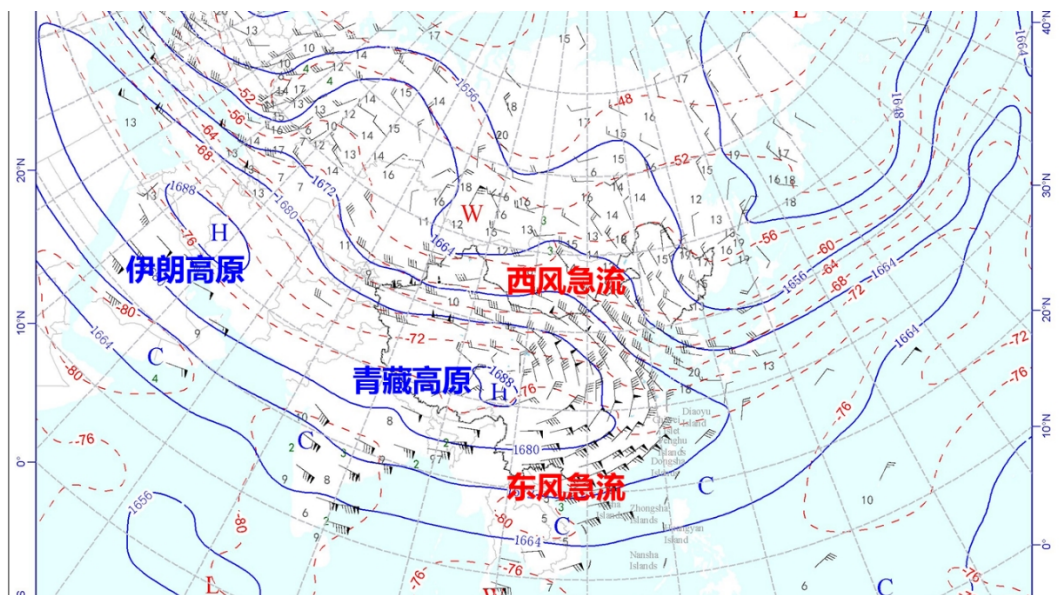
副高南侧热带气旋活动频繁。当副高呈东西带状且强度较强时，其南侧的台风将西行，且路径较稳定。一般情况下，当台风移动到副高西南时，高压脊便开始东退；在台风北行时，高压脊继续东退；当台风越过脊线后，高压脊开始西伸。另外，当副高较弱时，台风可穿越脊，使脊断裂。

③ 长波调整与副热带高压变动

盛夏，在北半球副热带范围内流型表现为 6-7 个波，其平均波长约为 50-60 个经度，这种流型具有显著的稳定性，即如果在某段时间内副热带波数与波长不符合该特征时，长波将要调整，使波数和波长趋于平均情况。这种调整过程 3-5 天便可完成，而调整之后的流型一般可维持 10-15 天。

9. 南亚高压(South Asian High)

定义：在青藏高原的热力作用下，**夏季**出现在**青藏高原及其邻域**上空的**对流层上部**的大型高压系统，又称**青藏高压**或**亚洲季风高压**。它是一个行星尺度的反气旋系统，属于**超长波系统**，在 150~100hPa 达最强。



7月 100hPa 的气候态位势高度

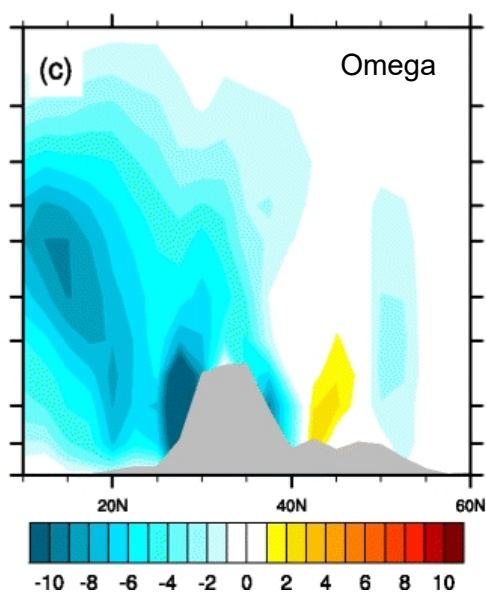
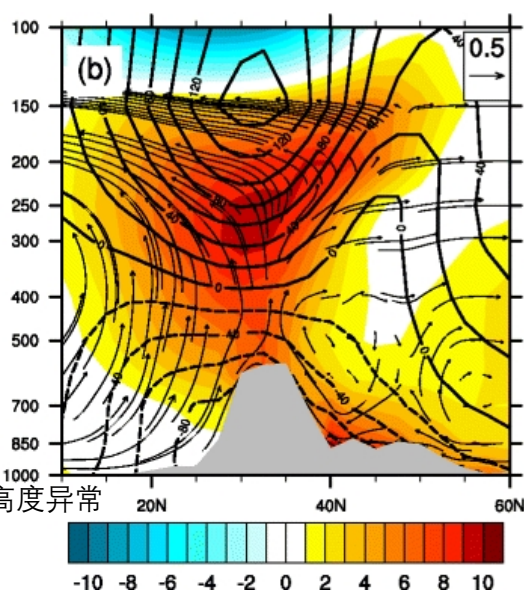
(1) 南亚高压的结构特征

80-100E 平均

填色：温度

等值线：位势高度异常

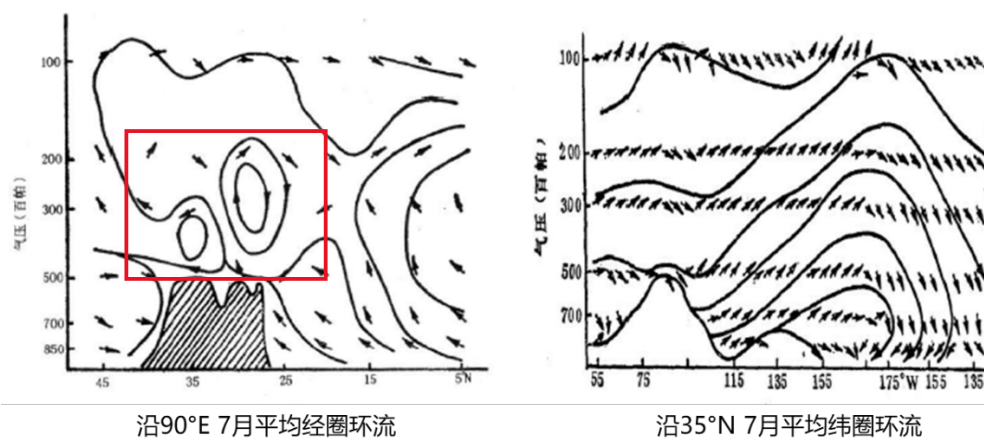
箭头：流线



➤ 低层热低压，高层暖高压

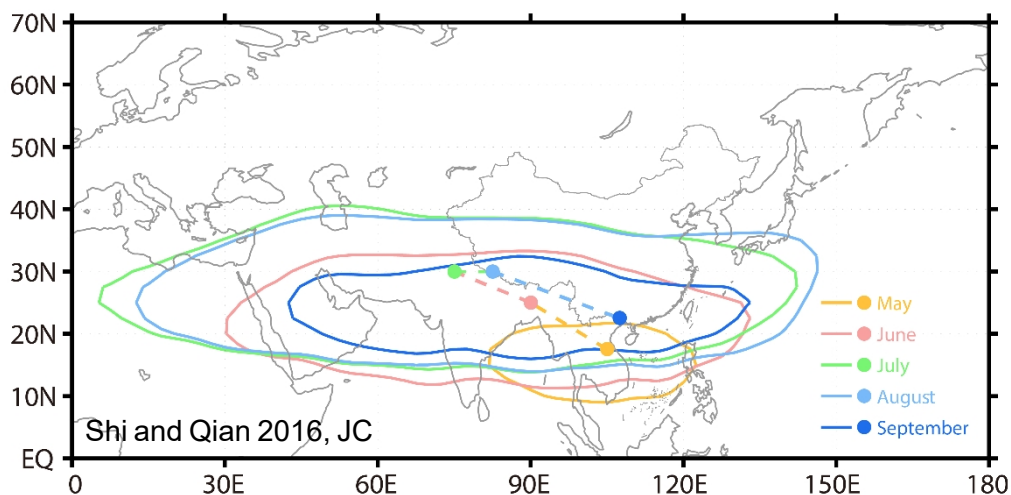
- 具有湿对流不稳定特征，对流活动强

(2) 南亚高压的垂直环流

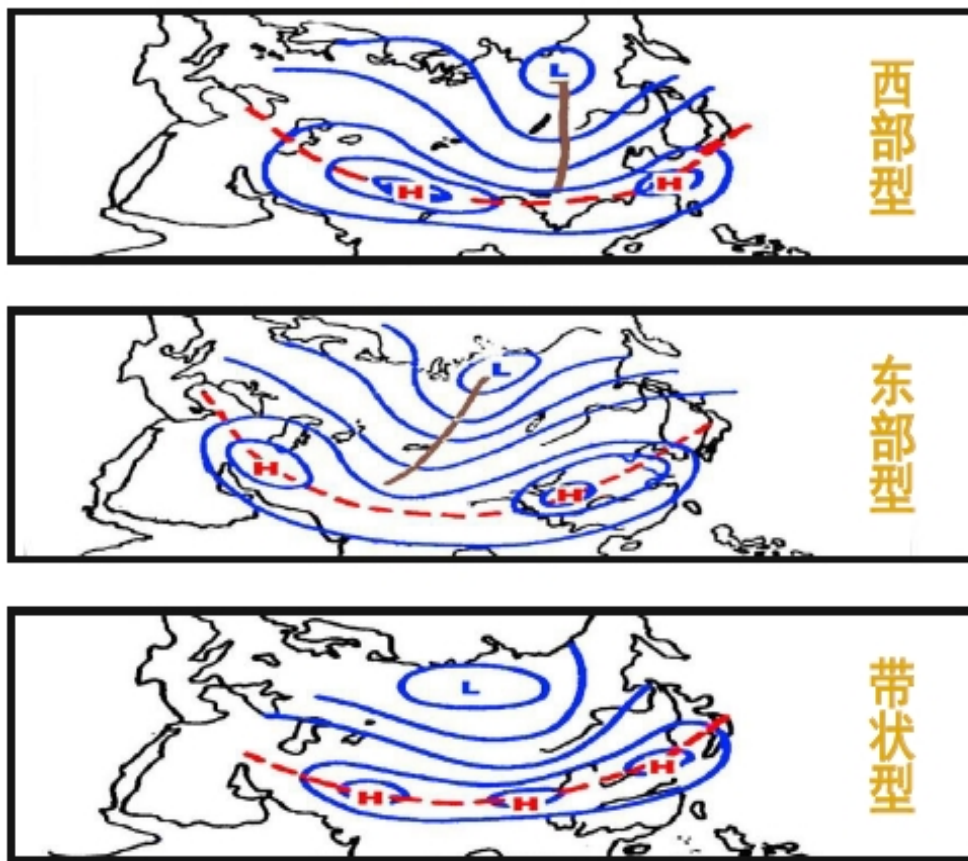


- 高原季风环流代替了 Hadley 环流，也称为反 Hadley 环流；
- 在经圈环流内高原上空叠加了两个尺度较小的环流圈，在南亚高压中心为明显的上升气流，两侧的下沉支下抵 500hPa，这与高原的加热效应有关；
- 纬向上，高原上升而太平洋下沉，这是高原和海洋之间的热力差异引起的热力直接环流；

(3) 南亚高压的活动特征



- 季节性移动特征：冬季暖高压中心位于菲律宾东南沿岸附近，4 月向西北移动(脊 15° N)，5 月位于中南半岛(23° N)，**6 月跳上高原(28° N)**，**7、8 月最强(32-33° N)**，9 月以后撤出高原后移到海上。



➤ 夏季期间的经度变化

- ① **西部型**：主要高压中心在 90° E 以西的高原上，维持时间在 5 天以上。此时 588 线偏东偏南，雨带多在长江流域；
- ② **东部型**：主要高压中心在在 90° E 以东(我国的长江中下游一带)，维持时间在 5 天以上。此时西太副高常西伸北跳，588 线控制在长江中下游一带，于是长江中下游地区少雨，而西北、东北一带多雨；
- ③ **带状型**：在 $50^{\circ} \sim 140^{\circ}$ E 之间有几个强度相当的高压中心，维持时间较短，维持时间短，是前两种类型的过渡型。

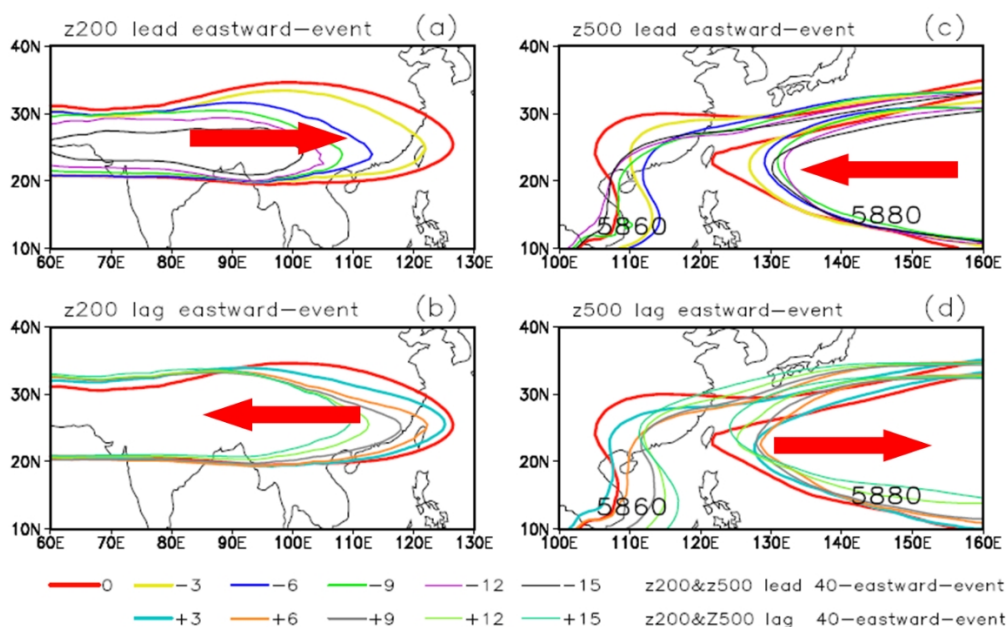
➤ 南亚高压的准双周振荡机制

南亚高压东部型和西部型的转换具有准双周东西振荡的特征。这种东西振荡主要受加热场的变化和周围大气环流调整所制约。

夏季，在南亚高压中心附近纬带上有两个主要加热中心，一个位于高原上，另一个位于长江中下游地区。当长江中下游梅雨期雨带中所释放的凝结潜热加热超过高原加热强度时，南亚高压主要中心稳定在我国东部上空，南亚高压由西部

型转为东部型; 等到高原上的加热作用超过东部地区时, 位于东部的南亚高压中心减弱, 而位于高原上的南亚高压中心增强, 南亚高压又由东部型转为西部型。

(4) 南亚高压与西太副高的移动特征



- 合成 40 个南亚高压东伸及其对应的 500hPa 副高的变动(南亚高压特征线: 1252dagpm; 西太副高特征线: 586/588dagpm)
- 一般情况下, 南亚高压和西太副高呈现“**相向而行、相背而驰**”的特征。
- 南亚高压与西太副高的比较

相同点: 副热带的暖高压系统

季节变化明显, 在夏季最强
准双周振荡
与中国雨带关系密切

不同点:

南亚高压

尺度: 行星尺度 (超长波系统)
高度: 对流层上层 (100hPa)
结构: 下层热低压, 上层暖高压
对应天气: 下层强对流, 坏天气
垂直环流: 整层上升, 季风环流圈
形成因子: 热力因子为主

西太平洋副高

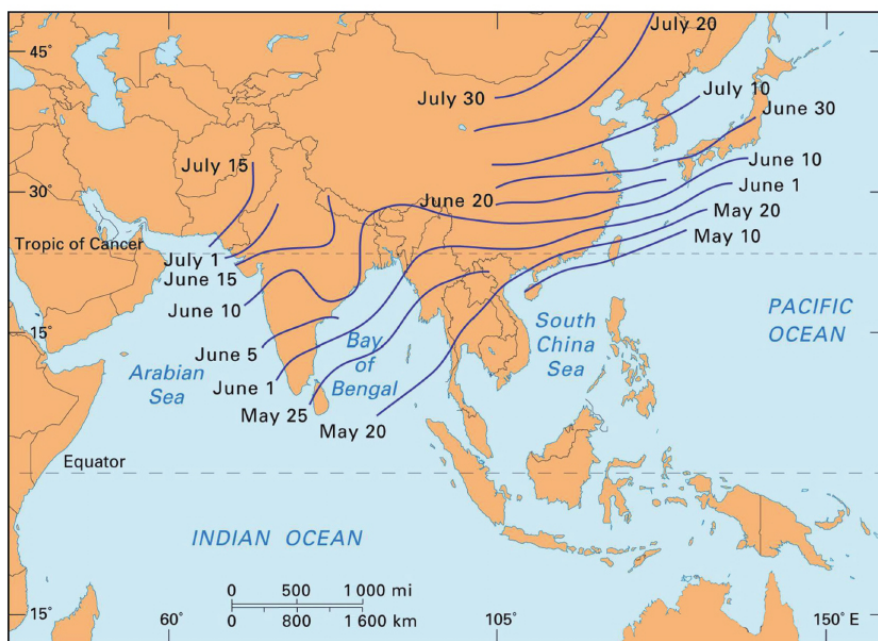
天气-行星尺度 (长波系统)
对流层中下层 (500hPa以下)
下层暖高压, 上层洋中槽
晴好, 高温天气
Hadley环流的下沉支
动力因子为主



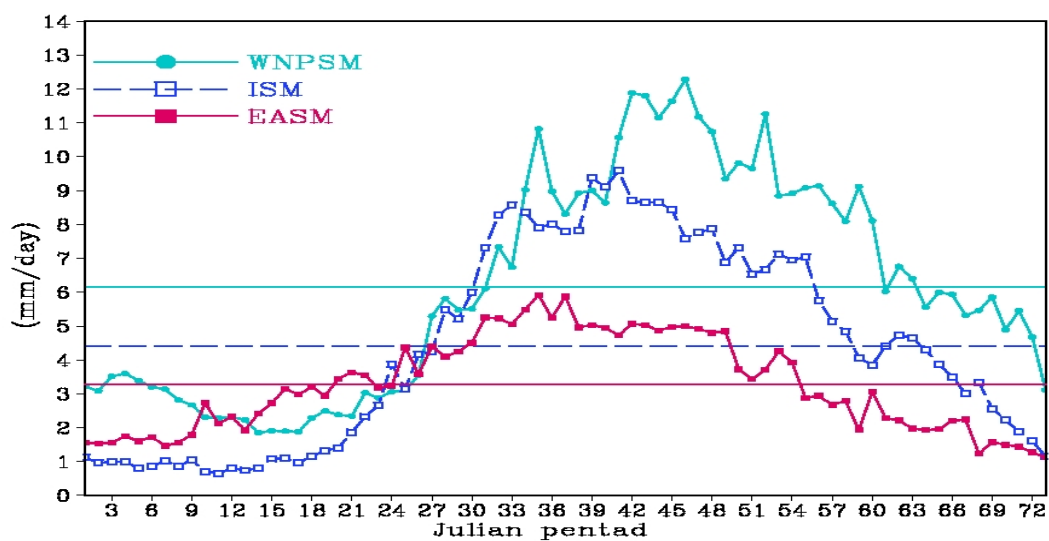
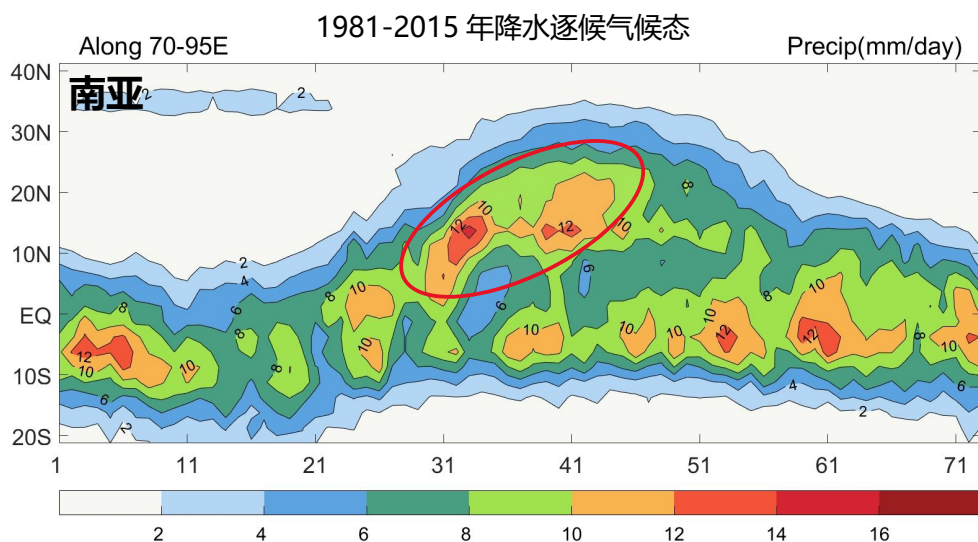
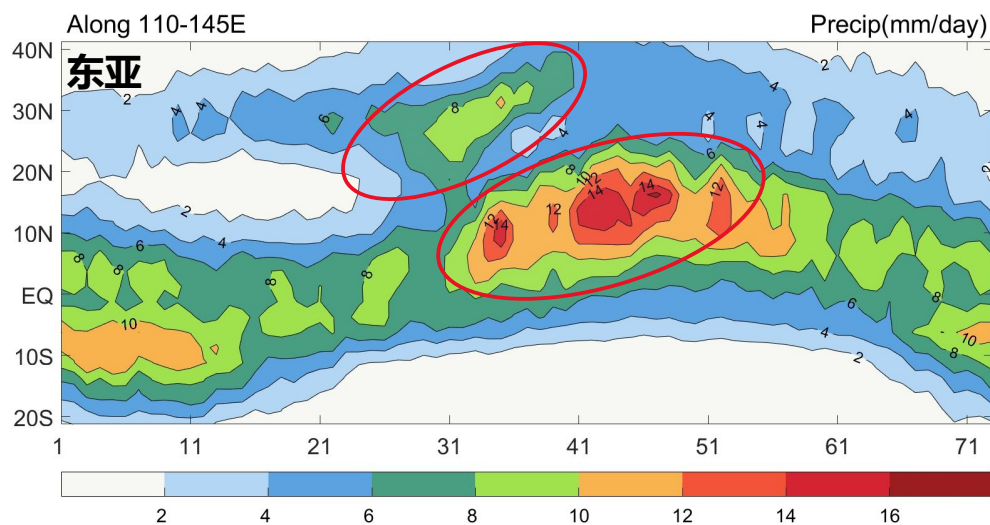
10. 其他知识点

(1) 冬夏季风的建立与撤退

一般，冬夏季风的建立和撤退都是针对一个**局部地区**而言的。比如东亚季风的建立是针对南海中部或华南沿海而言；实际上，冬夏季风都不是在一季风区的所有地方同时建立和撤退的，而是一个**不断推进和撤退**的过程；对一季风区而言，所谓季风的建立（撤退）包含两个概念：一是在季风区**开始建立**（撤退）；一是在整个季风区**完全建立**（撤退）；对于整个季风区来说，冬（夏）季风的开始建立也就是夏（冬）季风的开始撤退，冬（夏）季风的完全建立也就是夏（冬）季风的完全撤退。



- 东亚冬、夏热带季风的建立与撤退以低层越赤道气流方向的转换为标志。
- 亚洲季风区雨带变化(子季风区均有雨带的推进与降水集中时间段)



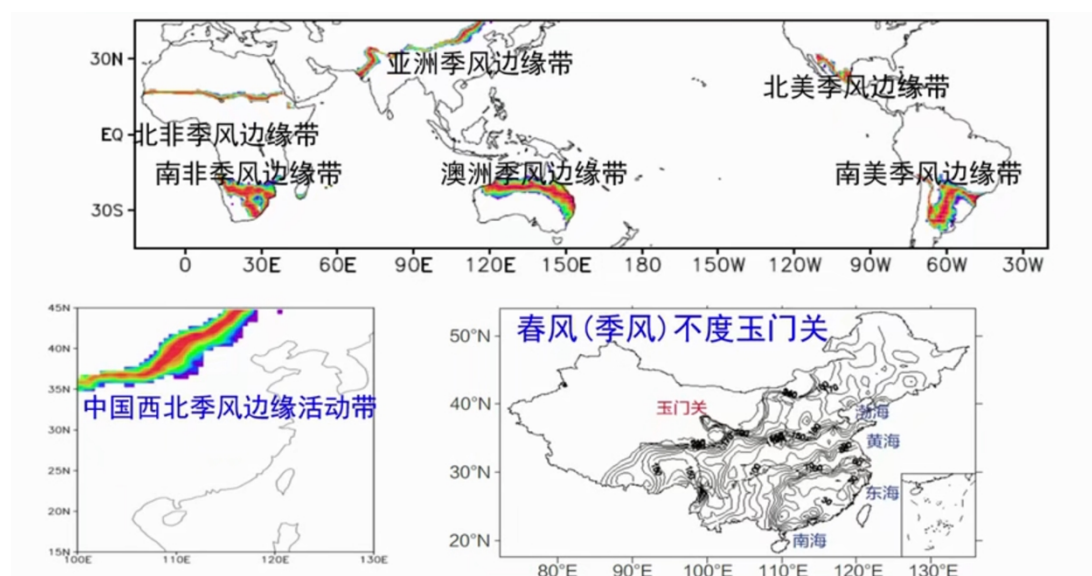
(2) 大气振荡

定义：大气振荡导致大气环流的周期性变化。

- 高频振荡：时间尺度小于 7-10 天，如风暴轴(storm track)；
- 低频振荡(季节内振荡，ISO)：时间尺度大于 7-10 天，小于一个季节，如准双周振荡(QBWO)，Madden-Julian Oscillation(MJO)；
- 季节变化(seasonal cycle)：以年为周期的振荡；
- 甚低频振荡：年以上的大气振荡，如年际变化。

(3) 全球季风边缘活动带

全球季风有强度变化，也有范围变化。季风降水有些年能到达，有些年不能到达，这样的地区称为季风边缘活动带这里往往是生态环境的脆弱带



第七章 寒潮天气过程

1. 寒潮(cold wave, cold surge)的基本概念与特征

(1) 定义

来自高纬度地区的寒冷空气，在特定的天气形势下迅速加强并向中低纬度地区侵入，造成沿途地区剧烈降温、大风和雨雪天气，这种冷空气南侵达到一定标准的就称为寒潮。寒潮是一种大范围的天气过程，在全国各地都可能发生，可以引发霜冻、冻害等多种自然灾害。根据寒潮天气的影响范围，又可以分为北方寒潮、南方寒潮和全国性寒潮。寒潮一般多发生在秋末、冬季、初春时节。

(2) 寒潮的标准(冷空气强度)

划分标准：降温幅度、最低温度、风力强弱、影响范围

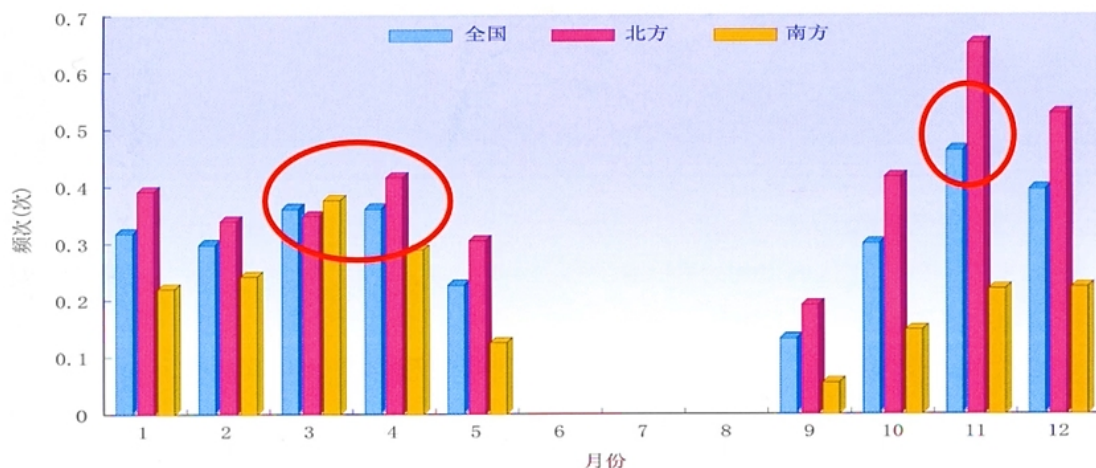
降温幅度越大，冷空气强度越强；最低气温主要限制冷空气活动的季节及考虑低温对植物灾害性；风力越大，影响范围越广，冷空气强度越强。

由中央气象台 2006 年制定的我国冷空气等级国家标准中规定寒潮的标准是：某一地区冷空气过境后，气温 24 小时内下降 8°C 以上，且最低气温下降到 4°C 以下；或 48 小时内气温下降 10°C 以上，且最低气温下降到 4°C 以下；或 72 小时内气温连续下降 12°C 以上，并且最低气温在 4°C 以下。

等级	日最低气温 24h内降幅	日最低气温 48h内降幅	日最低气温 72h内降幅	日最低气 温
寒潮	$\geq 8^{\circ}\text{C}$	$\geq 10^{\circ}\text{C}$	$\geq 12^{\circ}\text{C}$	$\leq 4^{\circ}\text{C}$
强寒潮	$\geq 10^{\circ}\text{C}$	$\geq 12^{\circ}\text{C}$	$\geq 14^{\circ}\text{C}$	$\leq 2^{\circ}\text{C}$
特强寒潮	$\geq 12^{\circ}\text{C}$	$\geq 14^{\circ}\text{C}$	$\geq 16^{\circ}\text{C}$	$\leq 0^{\circ}\text{C}$

由于我国幅员辽阔，南方和北方气候差异很大，一般而言，北方采用的寒潮标准是：24 小时降温 10°C 以上，或 48 小时降温 12°C 以上，同时最低气温低于 4°C ；南方采用的寒潮标准是：24 小时降温 8°C 以上，或 48 小时降温 10°C 以上，同时最低温度低于 5°C 。

(3) 寒潮的时间分布特征



全国、北方、南方各月寒潮过程频次 (1961-2005年平均)

- 寒潮的出现时间为**每年的9月-次年的5月**；
- 春季的3月和秋季的10~11月是寒潮和强冷空气活动最频繁的时间段；
- **冬季天气形势变化小，本身气温低，不易达到寒潮降温标准**，所以寒潮的频次也相对较低；
- 除3月外北方寒潮最多、全国性寒潮次之，南方寒潮最少。

2. 冷空气的源地和路径

- (1) 三个主要源地：**新地岛以西的洋面(40%)、新地岛以东的洋面(18%)和冰岛以南(33%)**。
- (2) 寒潮关键区：经统计，入侵我国的冷空气有95%都要经过**西伯利亚中部(70°~90° E, 43°~65° N)地区**在那里积累加强，该地区就称为寒潮关键区。
- (3) 寒潮路径
 - 西北路(中路)：关键区—蒙古—河套—长江中下游—江南；
 - 东路：关键区—蒙古—内蒙—东北；
 - 西路：关键区—新疆—青海—西藏高原东南侧南下。

【注】来自冰岛以南洋面上的冷空气，尽管其洋面是北大西洋暖流流经的位置，但是它处于北美大槽的东侧脊前，一方面脊前的下沉气流且有利于地面冷高压的形成，另一方面引脊前的西北气流可以引导格陵兰岛的冷空气南下，从而形成冷空气源地。



① **新地岛以西洋面上**（影响我国的占40%）：经巴伦支海、前苏联欧洲地区，次数最多，达到寒潮强度也最多。

② **新地岛以东洋面上**（18%）：经喀拉海、泰梅尔半岛、前苏联；次数少，但气温低，可以达到寒潮强度。

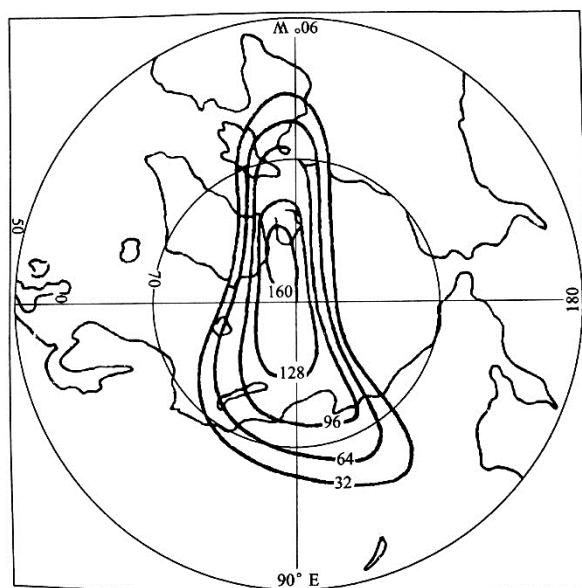
③ **冰岛以南洋面上**（33%）：经欧洲南部、地中海、黑海、里海；次数多，强度弱，一般达不到寒潮强度。但如果与其他源地的冷空气汇合后也可以达到寒潮强度。

3. 寒潮天气系统——极涡(Polar Vortex)

(1) **定义**: 500hPa 以上对流层中上层和平流层绕极气旋式涡旋，其水平尺度一般小于 1000km。极涡活动平均持续时间超过 5 天，最长的活动过程能达到 35 天，以北美一大西洋和亚洲地区活动最为频繁且稳定，尤其在亚洲地区最为稳定

(2) 频数分布图

- 频数分布最多且集中的地区，一端以极地为中心向亚洲北部新地岛以东的喀拉海、泰梅尔半岛和中西伯利亚伸展；
- 另一端伸向加拿大东部延伸；
- 西半球的频数比东半球多。

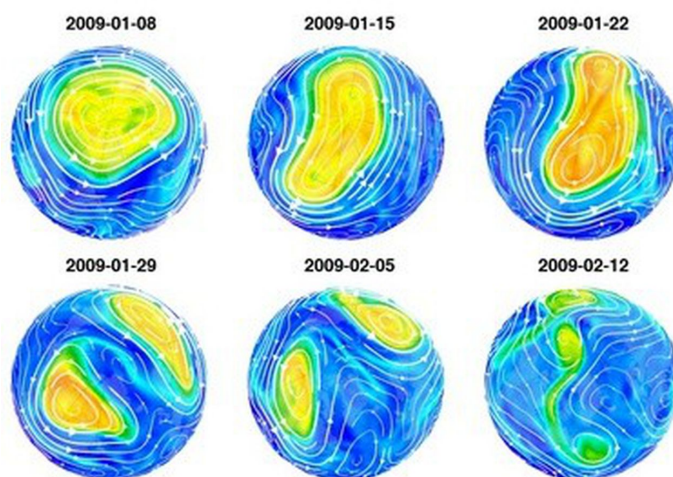


▲ 1962~1971 年冬半年 100hPa 极涡中心频数分布

(3) 极涡的移动路径

- **经向型**: 极涡中心由一个半球移动到另一个半球。其中，由西半球经极地向西伯利亚移动的极涡主要集中在前冬，而相反方向移动则大多发生在后冬；
- **纬向型**: 大多发生在亚欧大陆的高纬度地区；西半球也有但是移动至格陵兰高原附近即立即终止；
- **转游型**: 主要在极区的亚洲北部和喀拉海—新地岛一带，先向西，再回原地，时间为两周以上。

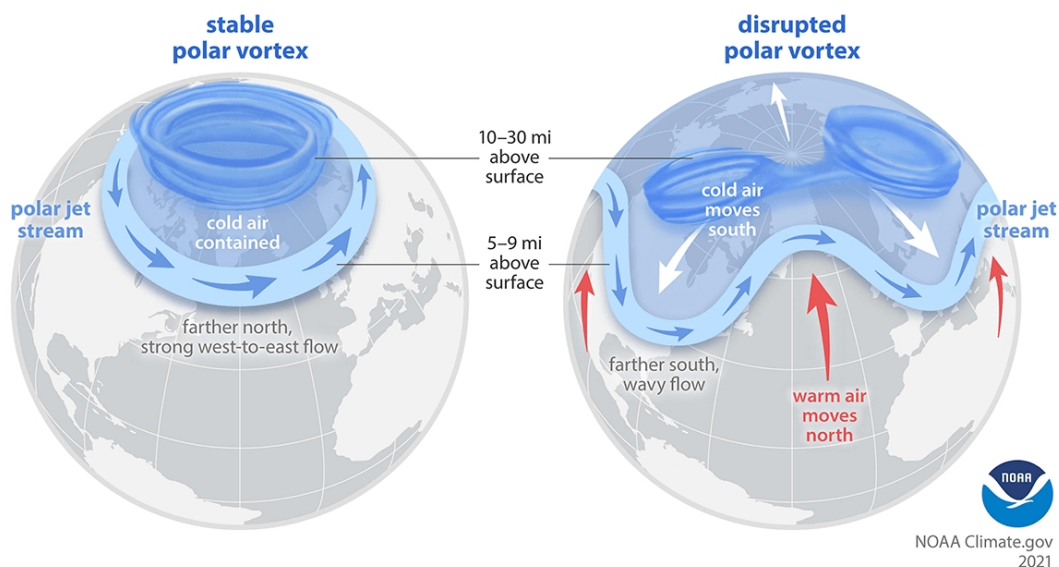
(4) 极涡的分类(依据 100hPa 环流)



- **绕极型**: 只有一个绕极极涡中心，位于 **80° N** 以北的极点附近；
- **偏心型**: 只有一个极涡，结构不对称的单波结构，中心位于 80° N 以南；

- 偶极型：双波结构，两个极涡中心分别位于亚洲北部和加拿大；
- 多极型：三波结构，三个或以上极涡中心，**波槽的位置与冬季平均大槽位置接近。**
- ▲ 不同极涡型在冬半年各月分布的频率各不相同，绕极型在10月份占绝对优势，频率占50%，11~12月偶极型频率占40%~50%，到1~2月偶极型频率接近60%，其平均持续时间也最长，可达11.8天。

(5) 极涡的强度与西风急流

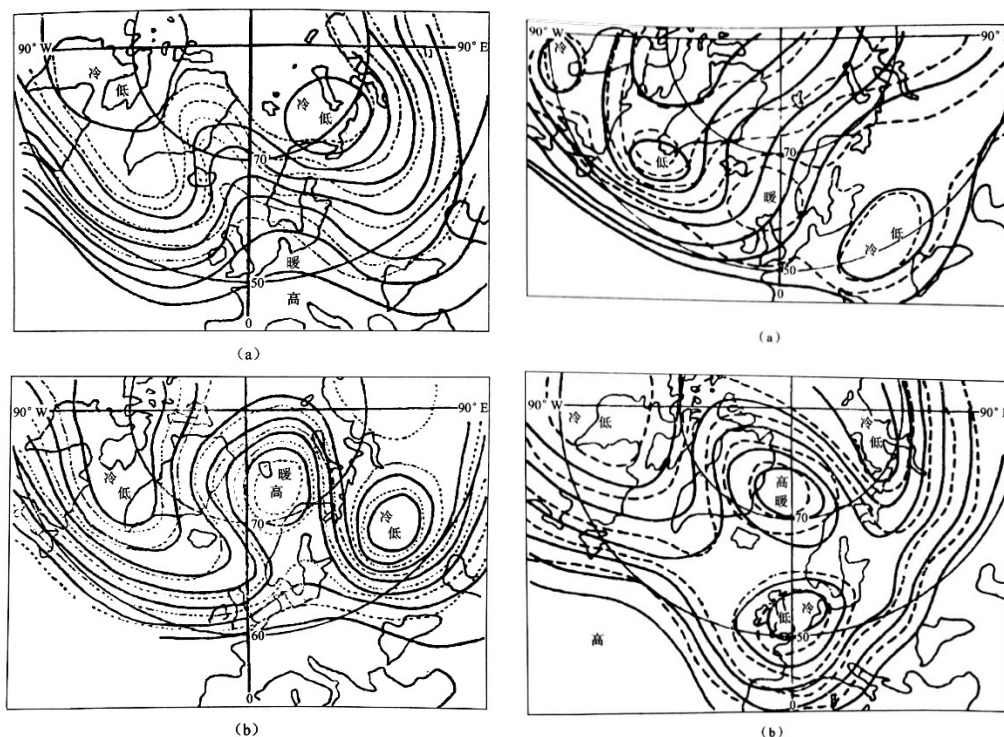


- 当极涡很强且稳定时，西风急流平直，冷空气被限制在极区，中纬度的极端低温不常见；
- 当极涡减弱时，会发生分裂或中心偏离极点附近，急流也变弱，中纬度西风带的波动增强，有利于低层冷空气向南入侵，形成寒潮冷空气，而暖空气则被带入极区。

4. 寒潮天气系统——极地高压

- (1) 定义：500hPa 上的闭合反气旋环流；有相当范围的单独暖中心与位势高度场配合；暖性高压主体位于 70°N 以北(阻塞高压是在 50°N 以北)；高压维持在3天以上。
- ▲ 极地高压是一个深厚的暖性高压，它的形成使得极圈的温度场变成南暖北冷。极地高压是中高纬度阻塞高压进入极地而形成，它的建立过程与阻高相似。

(2) 形成模式



▲ 左图(a)(b)为经向发展型，右图(a)(b)为低涡切断型

➤ 经向发展模式

温度脊落后于高度脊的斜压结构，较低纬度温度脊向北的极区发展，高度脊经向发展。

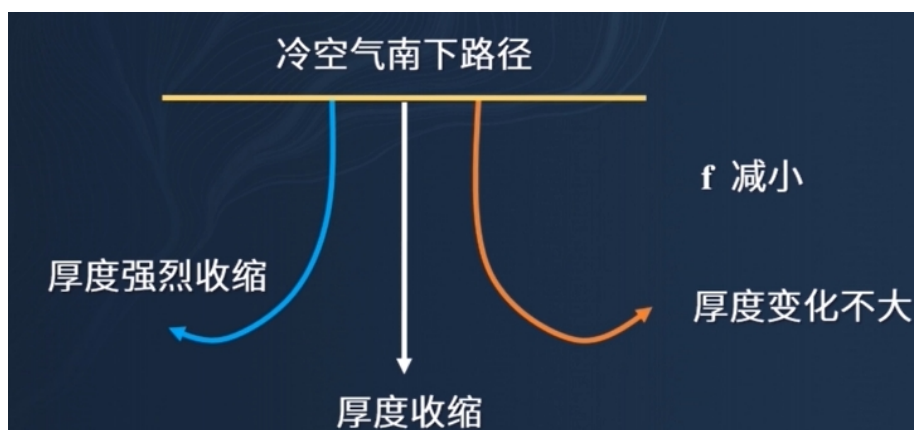
➤ 低涡切断型

高纬地区经向环流发展，脊后的长波槽也同时向东南加深而切断形成一个闭合的冷低压，低压前部偏东气流增强，使脊向西北方向伸展，导致极地高压形成。

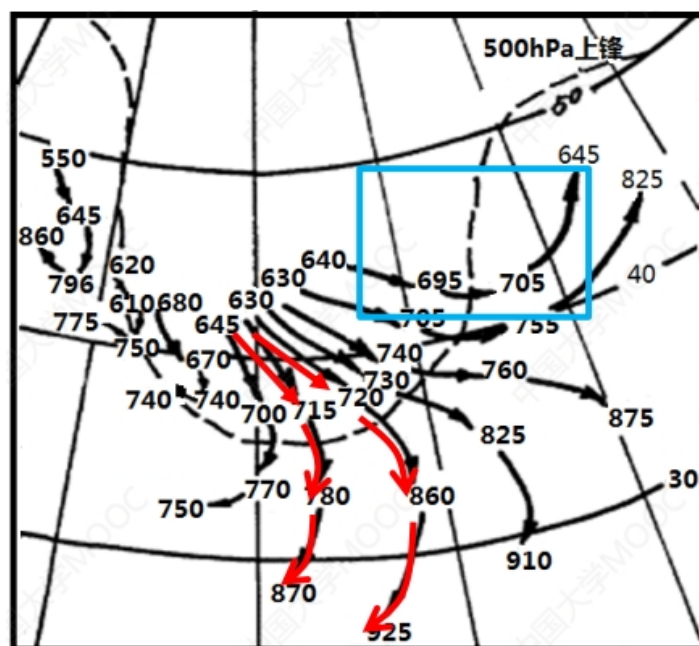
5. 寒潮天气系统——寒潮地面高压与寒潮冷锋

寒潮过程中海平面场上存在一个较强的地面冷高压，将高压中心对应的路径称为冷空气的路径。冷高压多为热力不对称的系统，高压前部有强冷平流，后部则为暖平流，中心区温度平流趋近于零，是热力和动力共同作用形成，也有少数过程高压始终为冷性。寒潮地面高压的前缘都有一条较强的寒潮冷锋，它的移动与寒潮地面高压的路径、锋前的气压系统、地形以及引导冷空气南下寒潮冷锋后的垂直于锋的高空气流分量均有关(即引导气流)。

▲ 冷空气南下的三维路径



冷空气南下的厚度变化可以结合位涡守恒原理来进行解释($\frac{\zeta + f}{H} = \text{const}$)。南下过程中, f 总是减小的。假设初始相对涡度为 0, 如果冷空气的路径为气旋式(即 $\zeta > 0$), 南下过程中, 路径的越来越弯曲, ζ (正值)增大, 与 f 减小相抵消, 所以厚度变化不大(但是 ζ 比 f 小一个数量级, 总体来说冷空气的厚度还是略有缩小的)。如果路径为反气旋式(即 $\zeta < 0$), 南下过程中, 路径的越来越弯曲, (负值)减小, f 在减小的过程中, 还要减去一个增大的值, $\zeta + f$ 减小迅速, 因此 H 也要减小迅速, 即厚度强烈收缩。



▲ 一次寒潮爆发过程中冷空气的三维路径(在 290K 等熵面上, 数字分别是 12/24/36 小时后的 height, 单位: hPa)

6. 寒潮中期天气过程

▲ 中期：4-10 天；短期：1-3 天；短中期：2-3 天；短临：0-12 小时。

(1) 倒 Ω 型(全国性寒潮的 70%~80%)

➤ 初始阶段

在两个大洋北部有脊向极地发展。极涡分裂为二，分别移到东、西两个半球，有时极涡偏于东半球。从东半球天气形势看，两个大洋的脊挟持一个大极涡，形成倒大 Ω 流型。

➤ 酝酿阶段

大倒 Ω 流型向亚洲地区收缩，乌拉尔山和鄂霍次克海建立暖性高压脊，亚洲极涡加强并南压，形成了东亚地区的倒 Ω 流型。极涡底部有一支强西风，伴随着一支强锋区，锋区上常有长波发展或横槽缓慢南压，形成了强冷空气酝酿形势。

➤ 爆发阶段

中纬度长波急速发展，或横槽转竖、或横槽南压，引导冷空气侵袭我国。最后东亚大槽加深并重建，过程结束。

▲ 倒 Ω 型天气过程本质：**北大西洋和北太平洋高压脊演变为乌拉尔山高压脊和鄂霍茨克海高压脊，挟持极涡形成东亚倒 Ω 流型。**从

➤ 乌拉尔山高压脊发展的三种主要类型

- 补充型：大西洋暖脊在高纬东伸，与其配合有正变高东移，使乌拉尔地区的浅脊加强发展。
- 叠加型：较低纬度黑海、里海地区有高压脊发展东移，与乌拉尔弱脊叠加而成。
- 结合型：由阿拉斯加暖脊切断出极地高压，沿西伯利亚北部、北冰洋向西移到泰米尔半岛并南下，与乌拉尔弱脊合并而成为强大的乌拉尔山高压脊。

➤ 鄂霍茨克海高压脊发展的两种主要类型

- 阿拉斯加高压脊西退。
- 阿拉斯加高压脊分裂出极地高压，其西移后与鄂霍茨克海弱脊合并。

(2) 极涡偏心型

➤ 初始阶段：表现为大洋北部暖脊已发展，极涡已偏心于东半球。

- **酝酿阶段:** 表现为两个大洋暖脊再次强烈发展, 并迅速向东亚收缩, 乌拉尔山的暖脊已移到西西伯利亚上空, 亚洲极涡强度较强
- **爆发阶段:** 表现为西西伯利亚上空暖脊发展东移, 脊前偏北气流加强引导强冷空气向南大举爆发。
- ▲ 整个寒潮中期天气过程, 由“两个大洋暖高压脊发展—寒潮爆发—东亚大槽重建”, 一般为期 2~3 周。

(3) 大型槽脊东移型

7. 寒潮短中期过程

在乌拉尔山地区有反气旋或高压脊发展, 脊前有一不稳定小槽不断地发展东移。最后变成东亚大槽, 槽后的西北气流引导寒潮爆发。

小槽发展型(经向型)

以发展不稳定的小槽代替原来的东亚大槽

暖脊东移至中亚发展, 而冷槽过了阿尔泰山、萨彦岭仍加深东移, 引导冷空气侵入我国。

低槽东移型
(纬向型、西来槽型)

以东移的低槽代替原来的东亚大槽

乌拉尔山附近的阻塞高压, 溃或不连续后退过程中, 横槽转竖, 引导寒潮爆发。

横槽型

横槽转竖

横槽旋转南下

低层变形场作用

“变形场锋生型”与“低槽旋转型”则是在欧亚大陆环流形势维持稳定少变的前提下, 前者是借一个个小槽快速东移使锋区缓慢南下, 导致冷空气向南爆发, 低空变形场锋生, 又使冷空气加速南下。旋转的低槽与南支槽同位相地叠加, 引起我国上空经向环流加强, 引导北方冷空气深入南方, 造成全国性寒潮。

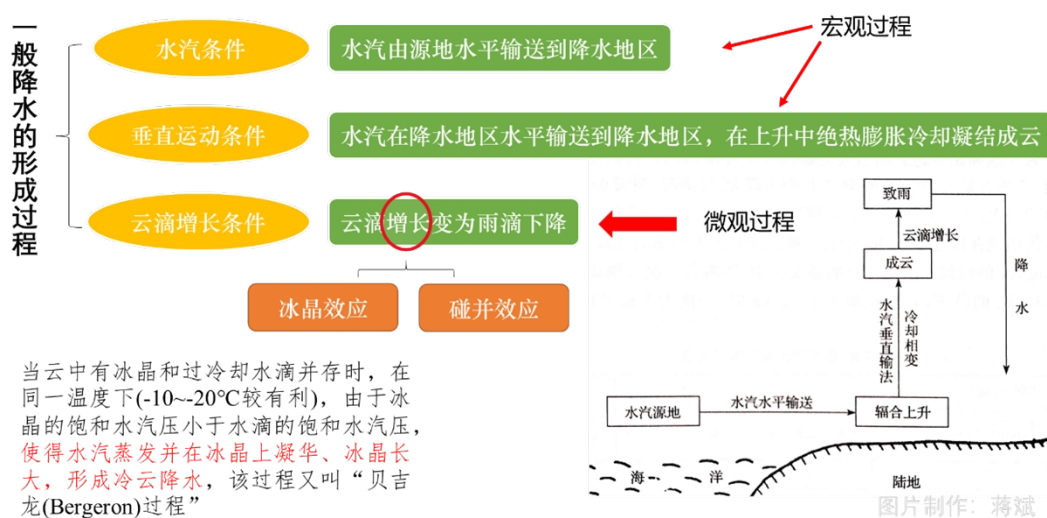
图片制作: 蒋斌

第八章 大型降水过程

1. 大型降水形成的基本条件

大型降水过程主要是指范围广大的降水。降水区可达天气尺度(在动力气象学的范畴称为大尺度,量级为 1000km)的大小,包括连续性或阵性的大范围雨雪以及夏季暴雨等。

(1) 一般降水的形成过程



(2) 降水的分级(GB/T 28592-2012)

通常我们用降水量来衡量降水的强度。降水量(precipitation)是指某一时段内,从天空降落到地面上的液态(降雨)或固态(降雪)(经融化后)降水,未经蒸发、渗透、流失而在水平面上积聚的深度。降水量按 24h 和 12h 两个时间段划分。

➤ 降雨量等级划分

降雨分为微量降雨(零星小雨)、小雨、中雨、大雨、暴雨、大暴雨、特大暴雨共 7 个等级(单位均为 mm)。

等 级	时段降雨量	
	12 h 降雨量	24 h 降雨量
微量降雨(零星小雨)	<0.1	<0.1
小雨	0.1~4.9	0.1~9.9
中雨	5.0~14.9	10.0~24.9
大雨	15.0~29.9	25.0~49.9
暴雨	30.0~69.9	50.0~99.9
大暴雨	70.0~139.9	100.0~249.9
特大暴雨	≥140.0	≥250.0

➤ 降雪量等级划分

降雪分为微量降雪(零星小雪)、小雪、中雪、大雪、暴雪、大暴雪、特大暴雪共 7 个等级。当降雪落地后无融化时,一般而言,在北方地区 1mm 降雪可形成的积雪深度有 8~10mm,在南方地区积雪深度有 6~8mm。

等 级	时段降雪量	
	12 h 降雪量	24 h 降雪量
微量降雪(零星小雪)	<0.1	<0.1
小雪	0.1~0.9	0.1~2.4
中雪	1.0~2.9	2.5~4.9
大雪	3.0~5.9	5.0~9.9
暴雪	6.0~9.9	10.0~19.9
大暴雪	10.0~14.9	20.0~29.9
特大暴雪	≥15.0	≥30.0

(3) 暴雨的形成条件

凡日降水量达到和超过 50mm 的降水称为暴雨,其中又可以细分为暴雨(50~99.9mm)、大暴雨(100~249.9mm)和特大暴雨(≥250mm)三个量级。除满足一般降水的条件外,暴雨的形成还需要满足四个条件: **充沛的水汽供应、强烈的上升运动、持久的作用时间和有利的地形条件**。此外,如果要产生连续的暴雨,还必须要有稳定的环流形势(副高脊,长波槽,切变线,静止锋,大型冷涡等)以及连续出现的天气系统(移动速度较快的短波槽,低涡,气旋等)。

➤ 充沛的水汽供应

暴雨是在大饱和比湿达到相当大的数值以上才形成的。南方暴雨大多出现在比湿≥8g/kg,北方暴雨大都出现在≥5g/kg。水汽的供应取决于两个方面: **大气中水汽本身的含量和水汽的输送的积累**。仅仅依靠大气中现存的水汽含量是无法产生较大降水量的,还需要来自不同地方的暖湿气团(例如太平洋、南海或印度洋上的热带海洋气团或赤道气团)的输送。

➤ 强烈的上升运动

大尺度天气系统的作用并不是直接造成暴雨的原因,因为垂直速度很小,只有几厘米/秒,在水汽充沛的条件下,造成的降水只有 1~2mm/h 或 24~48mm/d,最多达到中到大雨,而达不到暴雨。天气系统在暴雨形成中的作用是制约造成暴雨的中尺度系统的活动和造成水汽的集中。大气与降水有关的垂直上升运动大致

可分类如下：

- 锋面抬升作用引起的大范围斜压性上升运动；
- 低层辐合、高层辐散引起的大范围动力性上升运动；

包括锋面、气旋、低涡、切变线、高空槽等西风带低值天气系统，也包括台风、ITCZ、东风波等热带天气系统，还包括低空急流、气流汇合带等流场系统以及热带云团等系统。

- 中尺度系统引起的强烈上升运动；

包括飑线、重力波、中尺度对流辐合体（MCC）、中尺度辐合线等，这种中尺度系统是直接造成局地大暴雨和烈性风暴的主要原因。

- 小尺度局地对流活动引起的上升运动；
- 地形引起的上升运动。

【注】可以结合 ω 方程来对垂直运动进行诊断分析。

➤ 持久的作用时间

包括两种含义：降雨天气系统移动缓慢甚至停滞不动；多次重复出现降雨天气系统。

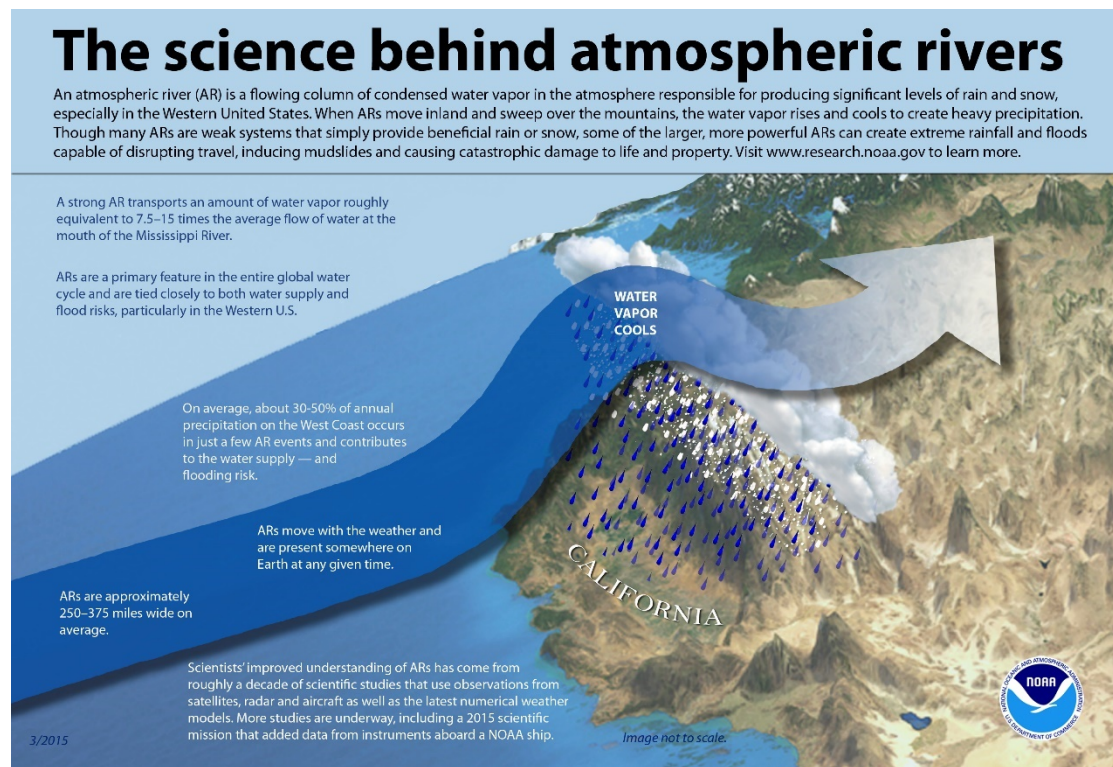
➤ 有利的地形

- 地形的强迫抬升；
- 地形的辐合和阻塞作用(喇叭口地形)；
- 地形还可起到触发作用(抬升运动或背风波促使潜在不稳定能量释放，激发重力波、中尺度扰动)。

2. 大气河(Atmospheric River)

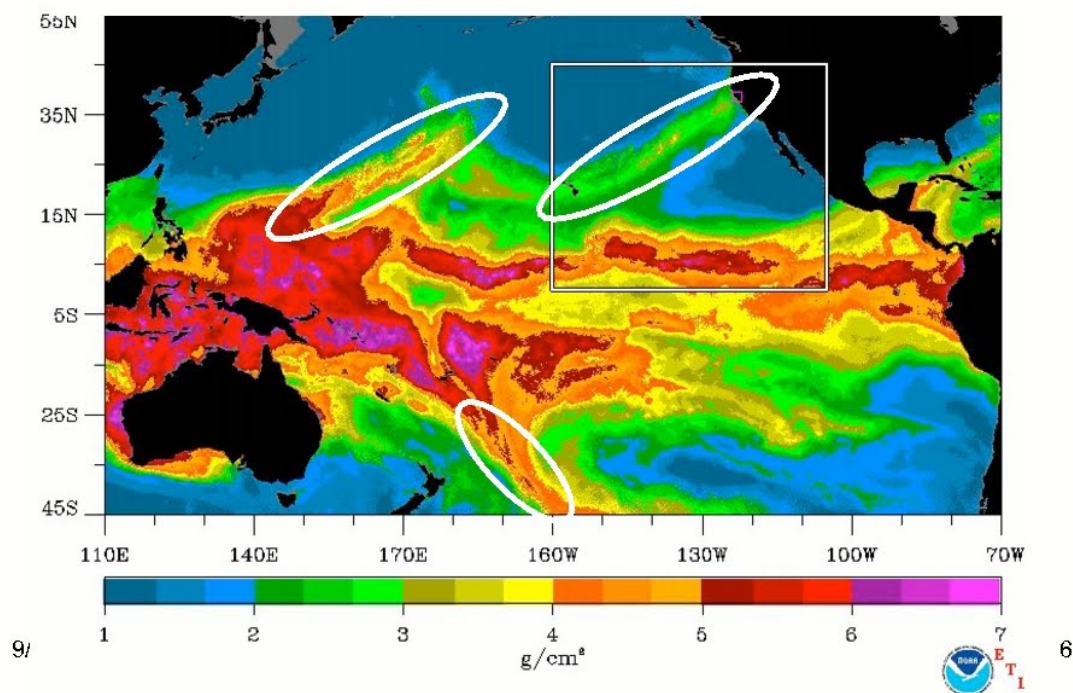
大气河主要是对流层低层的中高纬度地区狭长而强劲的水汽输送带，宽度大约数百公里，可绵延 5000~6000km，其输送的水汽量可与陆地上径流量最大的河流亚马逊河的流量相匹敌，因此得名。大气层河流可见于热带至中纬度地区的洋面，可在全年出现，其出现时通常伴随有海洋性气旋、锋面活动和低空急流。大气层河流是中纬度地区近地面水汽输送的主要途径。由于其本质上是中性层结的暖湿气流，当大气层河流在海岸山地受迫抬升时，会产生显著的地形降水。尽管

大气河流的形状和大小各不相同，但那些含有最多水蒸气和最强风力的河流往往会在易受洪水影响的流域上空停滞不前，从而造成极端降雨和洪水。



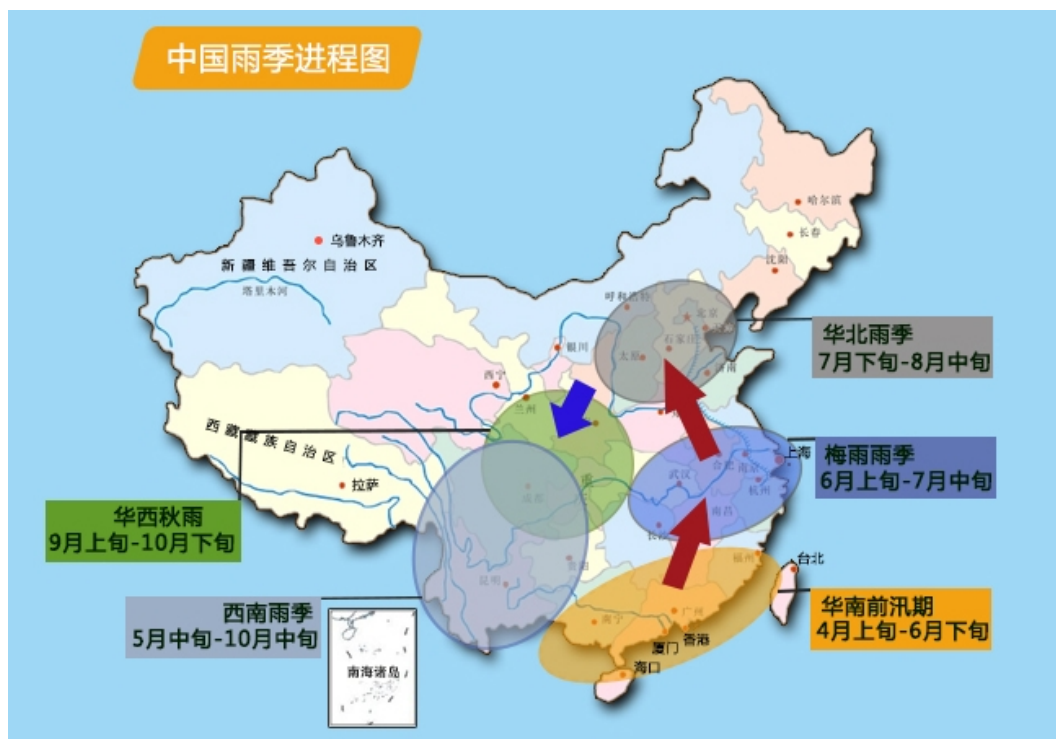
Atmospheric Rivers

A key to understanding West Coast extreme precipitation events

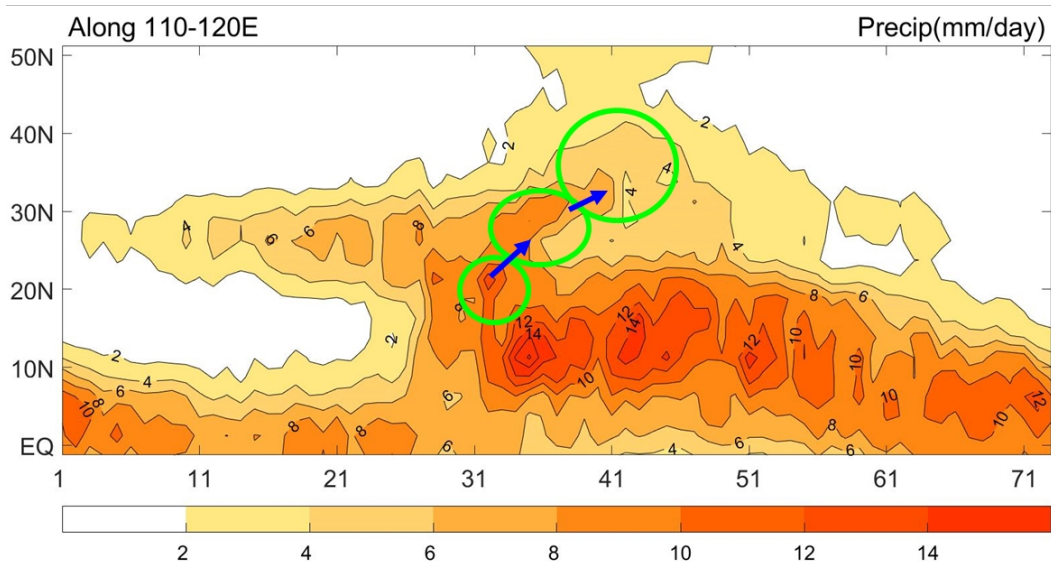


3. 中国雨季的推进过程

- 雨带：一次降水过程中降水量相对集中的地带。
- 雨季：水汽丰富、降水较多的连阴雨期称为雨季。

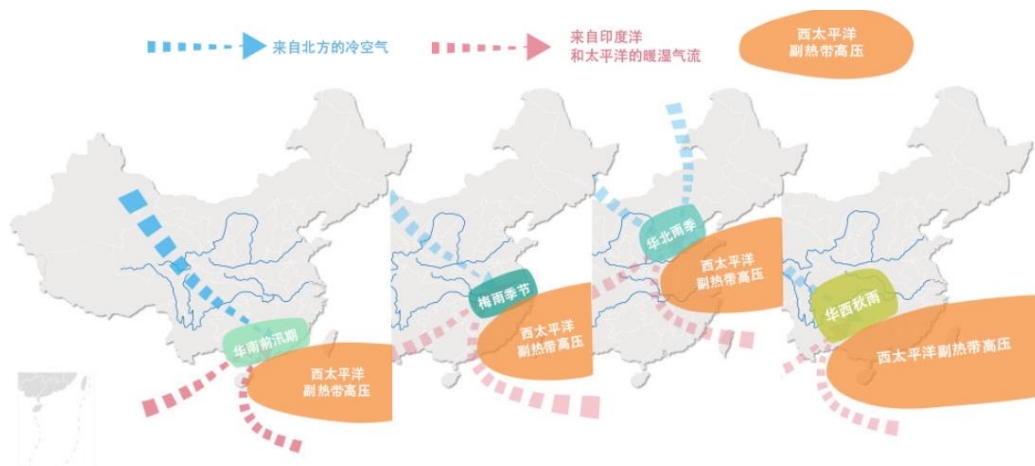


1979-2016年中国东部 (110E-120E) 逐候的候平均降水 (CMAP数据)



- 主要雨季有：华南前汛期、江淮梅雨、华北和东北雨季、华南后汛期、华西秋雨等等。

4. 西太副高与我国雨带的关系

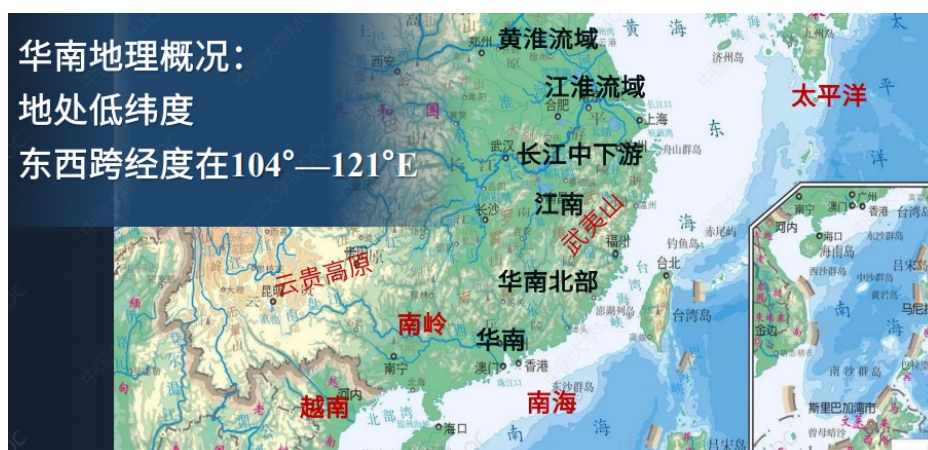


- 4、5月副高位置偏南，我国雨带位于华南一带——华南前汛期
- 6、7月副高加强北上，雨带推到长江中下游一带——梅雨
- 8月副高继续加强北上，雨带推到华北、东北——北方雨季
- 9月，副高回撤，雨带南移——华西秋雨

西太平洋副热带高压是影响我国汛期雨带分布的主要环流系统。副高脊线北进增强(冬到夏)，8月到达最北端，而后南撤减弱(夏到冬)。脊线的进退有三种情况：稳定少变，缓慢移动，跳跃式北进。冬季约在 15°N 左右；6月中，第一次北跳过 20°N ，稳定在 $20-25^{\circ}\text{N}$ 达一月左右；7月中，第二次北跳越过 25°N ；8月初到达最北位置，9月后逐渐南撤。副高的停留及一年两次北跳对应了我国的三大雨带。

5. 华南前汛期

(1) 华南地区的地理位置



华南是指武夷山—南岭线以南的广西、广东、福建和海南等地区，属于热带季风气候，是我国雨季最长(4-10月中旬)、雨量最充沛的区域。

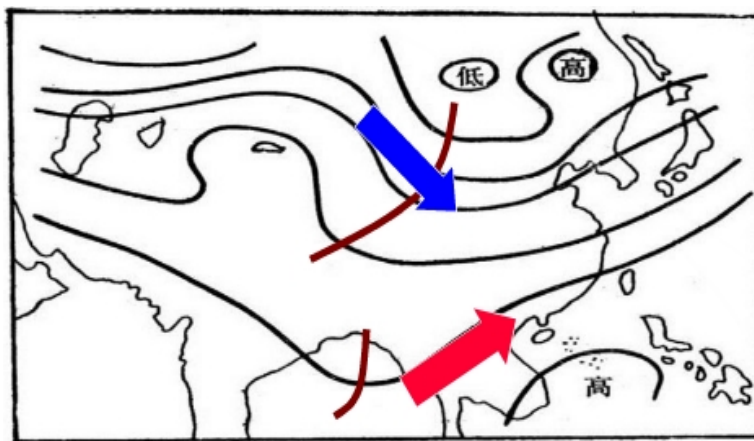
(2) 华南前汛期降水的一般特点

- ① **4~6月为华南前汛期，降水主要发生在副热带高压北侧的西风带中；**
- ② 4月初降水量开始缓慢增大，5月中旬雨量迅速增大进入华南前汛期**盛期**；
- ③ 5月中旬以前，雨带位于华南北部，主要是北方冷空气入侵形成的**锋面降水**；
- ④ 5月中旬以后，受东亚季风的影响，大雨移至华南沿海，降水量增大，雨量主要降落与**冷锋前部的暖区之中**；
- ⑤ 存在两个降水高值带：一条是从武夷山到南岭山脉的南麓，一条位于沿海；
- ⑥ 夜雨现象明显，一般从23时到清晨时降水量最大。

▲ 与华南前汛期降水对应的还有华南后汛期降水，出现在7~9月份，此时的降水主要是由台风等低纬度热带天气系统造成，因此华南后汛期又称为“台风汛期”。

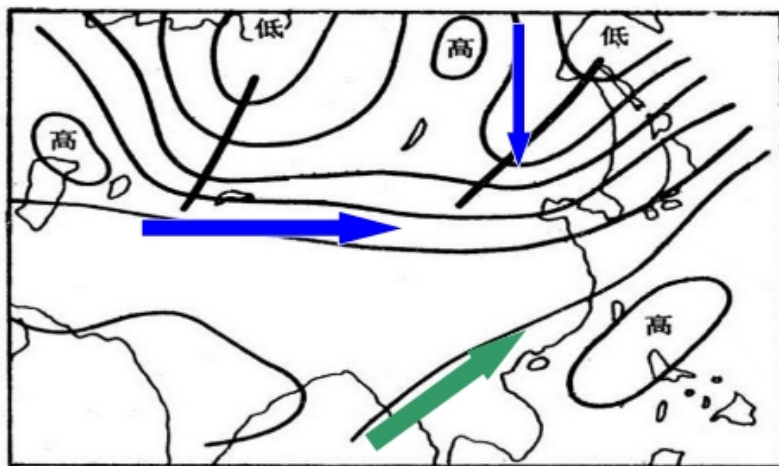
(3) 500hPa 环流特征

➤ 两脊一槽型



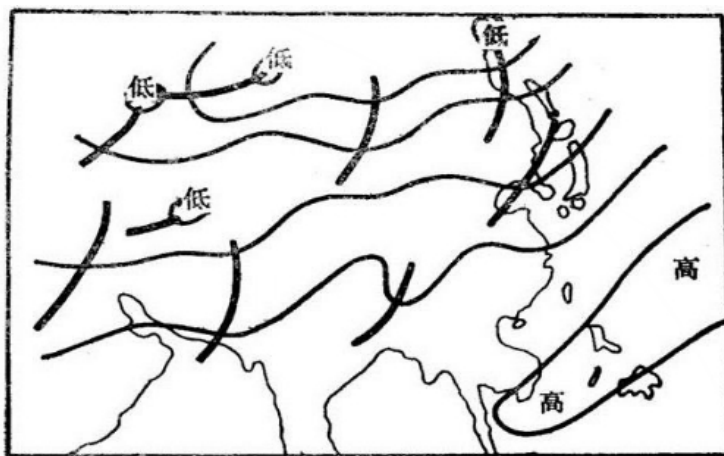
乌拉尔山以东的西伯利亚西部和亚洲东岸的中高纬地区为高压脊，贝加尔湖地区为低槽。沿着乌拉尔山以东的高压脊前不断有冷空气自北冰洋南下，使得贝加尔湖切断低压发生一次又一次的替换，在长波槽脊替换的过程中，原来的长波槽蜕变为短波槽，引导冷空气南下。与此同时，副热带高压平均脊稳定维持在 15°N 以南，它与南支槽配合稳定地将大量暖湿空气输送到华南地区，从而为华南暴雨提供了有利的条件。

➤ 两槽一脊型



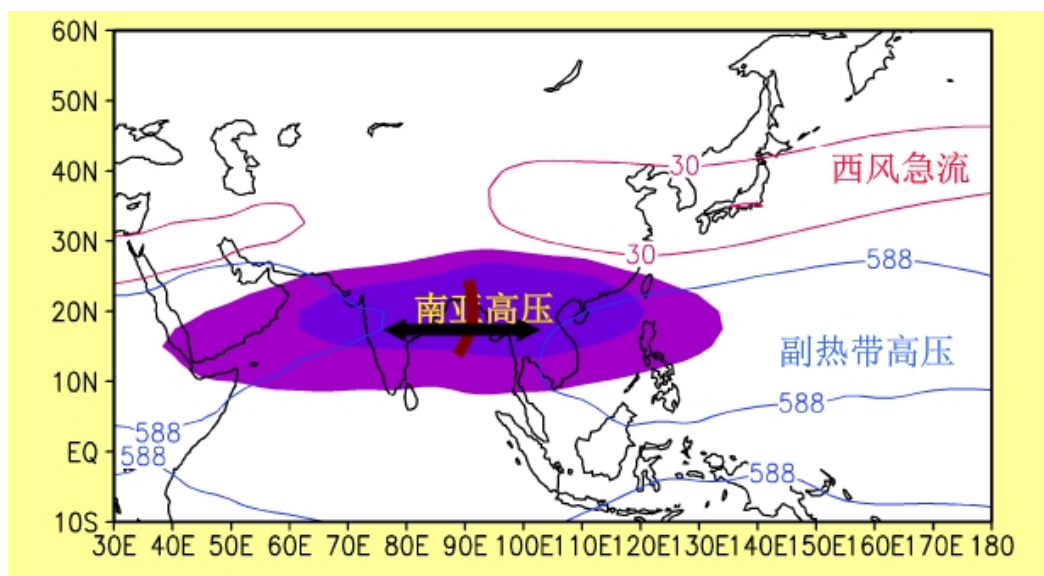
中亚地区为脊，乌拉尔山以东的西伯利亚西部和亚洲东岸为低槽。亚洲东岸的低槽底可南伸到 25°N 以南地区，槽后冷空气可以直驱南下，从东路入侵华南地区。副高脊稳定在 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间。华南沿海一带西南季风活跃、西南低空急流活动频繁。

➤ 多波型



中高纬度地区环流呈现多波状，振幅较小。在欧亚大陆范围内，高纬度地区至少有两个以上的低压中心，且与低压中心对应的移动性低槽活动相当频繁，同时南支波动也十分频繁。

尽管存在不同的环流型，但进入华南前汛期盛期的共同特征是：副热带高空西风急流北跳稳定在 30°N ，副热带高压脊稳定在 18°N 附近或者以南地区，华南上空为平直西风带，低层常存在南北两条低空急流，在这种形式下，北方不断有冷空气南下与活跃的东亚季风气流交汇于华南地区。与此同时，南亚高压进入中南半岛，使得华南高空维持辐散的西北气流，提供了有利的高空辐散条件。



(4) 锋前暖区暴雨

锋前暖区暴雨是华南前汛期暴雨的一个重要特色。由于锋前暖区受潮湿不稳定的西南季风气流所控制，只要边界层内存在使不稳定能量释放的触发机制，就会在前述的环流形势下产生暴雨。触发机制可以分为三类：

- 边界层侵入的浅薄冷空气；
- 地形作用，如强迫抬升和地形辐合，喇叭口地形；
- 海陆分布的作用，海陆摩擦不同造成的辐合。

6. 江淮梅雨

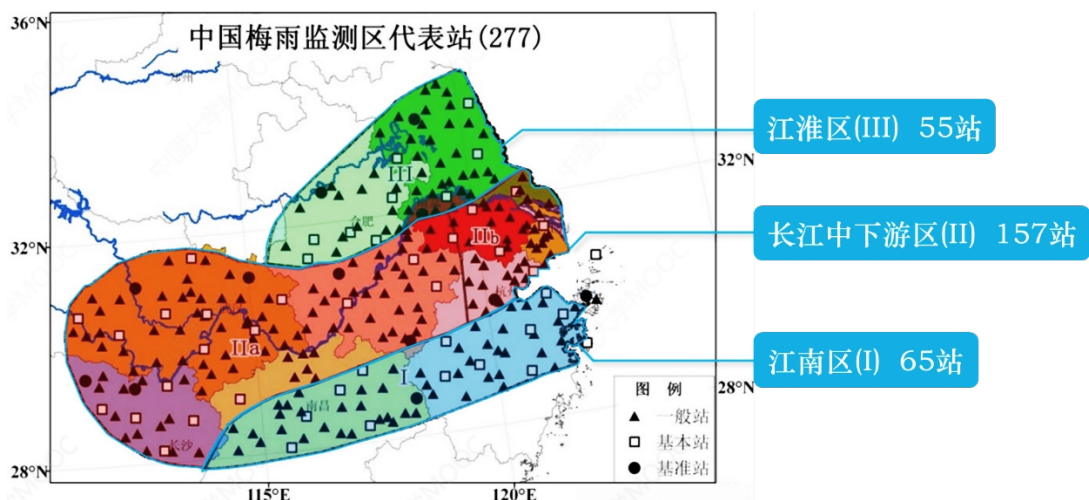
(1) 梅雨的概念



“梅雨”是指初夏时节（6月中旬—7月上旬），从中国江淮流域到韩国、日本一带雨期较长的连阴雨天气。在这期间暴雨、大暴雨天气过程频繁出现，降水连绵不断，多雨闷热易生霉，谓之“霉雨”。因此时正是江南梅子成熟的季节，所以又称为“梅雨”。江淮流

域常年平均梅雨量达 300 多毫米，可占年降水总量的 30%~40%。

(2) 梅雨监测区域(GB/T 33671-2017)



西起湖北宜昌，东至华东沿海，南端以南岭以北(28°N)为界，北抵淮河沿线(34°N)。

(3) 江淮梅雨的气候特征

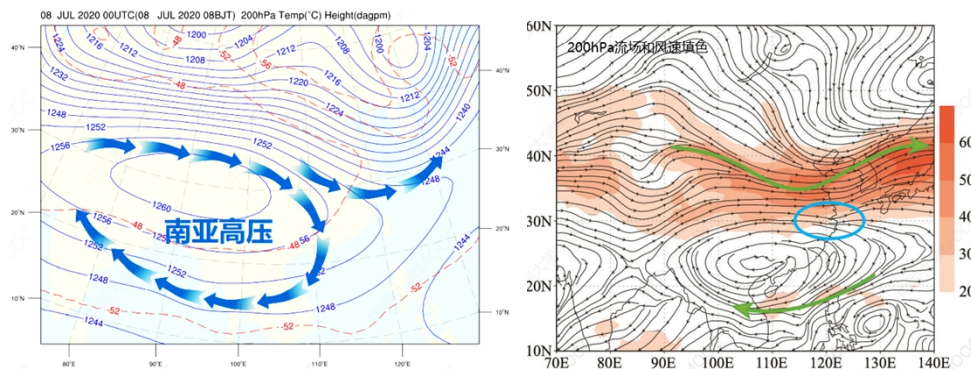
江淮典型梅雨，一般出现于6月中旬~7月上旬，即出现在“芒种”和“夏至”两个节气内。入梅日期大多在6月6~15日、出梅日期大多在7月6~10日，平均时间为20~30天。雨量在200~400mm(占年降水量的20~30%)。一般来说，江淮梅雨还存在典型的年际变化(这种变化体现在梅雨起讫时间、梅雨期长度和降水量等方面)。

- **早梅**：入梅时间较常年早10天及以上，出现于5月的梅雨，平均开始日期为5月15日，梅雨天数平均为14天。主要特征与典型梅雨相同，但出梅后雨带南退(并非北跳)，如果雨带再次北跳，就会出现典型梅雨。
- **晚梅(迟梅)**：入梅时间较常年晚10天及以上，6月下旬以后开始。
- **丰梅、枯梅** 主要是指降水量和典型梅雨不同。丰梅时雨量充盈、雨日持续，枯梅时则雨量较小(雨量介于丰梅和空梅之间)。
- **特长梅、空梅**：主要是指梅雨期和典型梅雨不同。特长梅指的是一年中梅雨期连同5月份春雨、长达两个月以上的天气状态；而空梅指的是雨带从华南迅速越过江淮地区进入黄河流域，江淮地区不出现梅雨。
- **暴力梅** 雨量特别大，如1954和1998年长江中下游流域的“暴力梅”事件。

- **倒黄梅(二度梅):** 出梅进入盛夏已数日, 长江中下游气象要素已具盛夏特征后又再转入具有梅雨特点的天气。一般来说, 倒黄梅维持的时间不长, 短则一周左右, 长则十天半月。

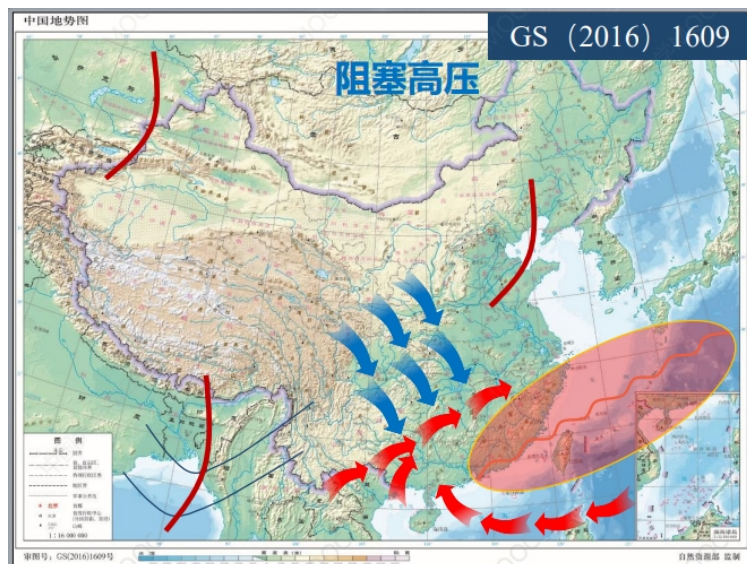
(4) 典型梅雨的环流特征

① 高层



高层(100 或 200hPa)的南亚高压从高原向东移动, 位于长江流域上空(高压脊位于 30°N 以南), 当高压消失或东移出海时, 梅雨即告结束。江淮流域正好处在高空辐散的流场, 这是梅雨锋降水重要的高空流出机制。

② 中层

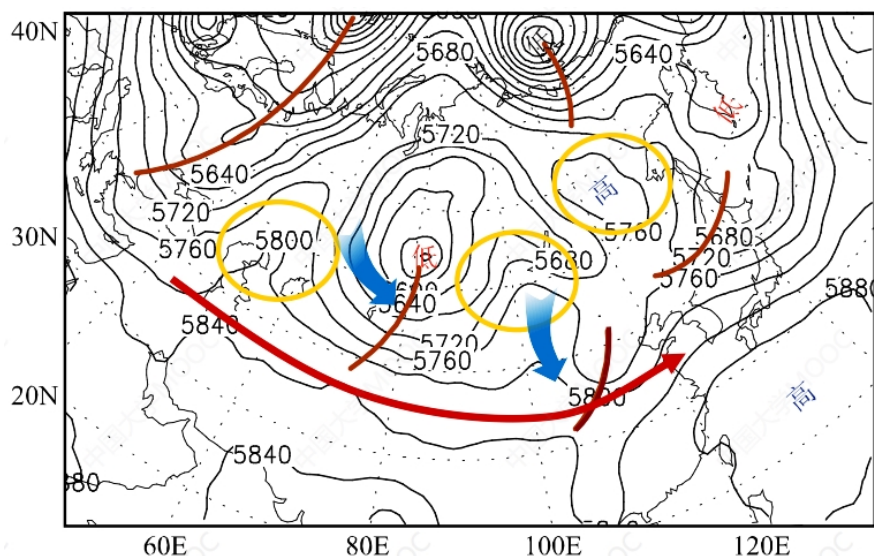


在副热带地区, 西太副高呈带状分布, 其脊线从日本南部至我国华南地区, 略成东北—西南走向, 在 120°E 处的脊线稳定在 22°N 左右。在孟加拉湾一带有一稳定的低压槽存在。这样使得长江中下游地区盛行西南风, 与北方来的西北气流之间构成一范围宽广的气流汇合区, 有利于锋生并带来充沛的水汽。中纬度巴尔喀什湖即亚洲东岸(河套到朝鲜之间)建立了两个

行西南风, 与北方来的西北气流之间构成一范围宽广的气流汇合区, 有利于锋生并带来充沛的水汽。中纬度巴尔喀什湖即亚洲东岸(河套到朝鲜之间)建立了两个

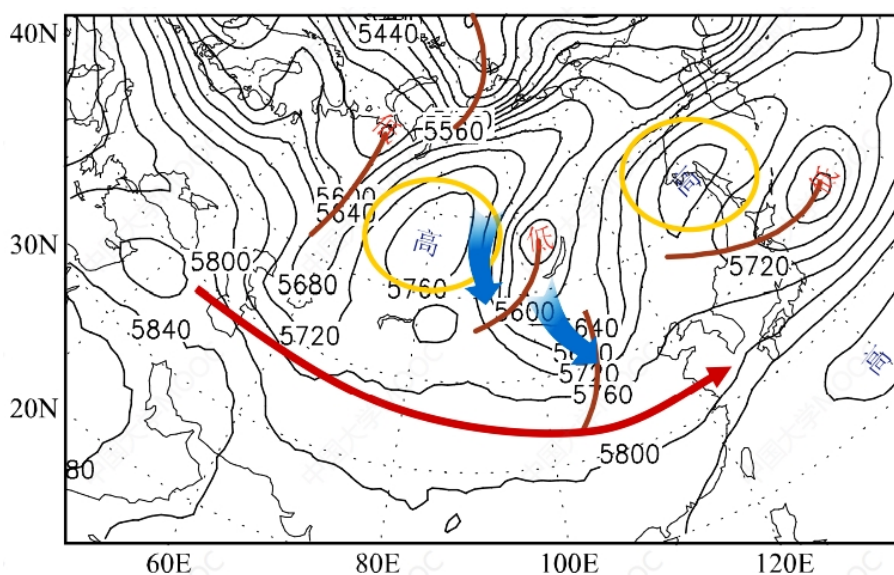
稳定的浅槽，而高纬度则为阻塞高压的活动区域。高纬度阻高又主要分为三类：

➤ 三阻型



在 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$ 的高纬地区，常有 3 个稳定的阻塞高压或者高压脊。东阻高位于亚洲东部勒拿河、雅库茨克一带；西阻高位于欧洲东部；中阻高位于贝加尔湖西北方。在这些阻高南部亚洲范围 $35^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 间是一个平直强西风带，且有锋区配合，其上不断有短波槽生成东移，但不发展。冷空气有两支：一支从巴尔喀什湖冷槽内分离出来，随短波槽东移，经我国新疆和河西走廊南下；另一支从贝加尔湖南下。

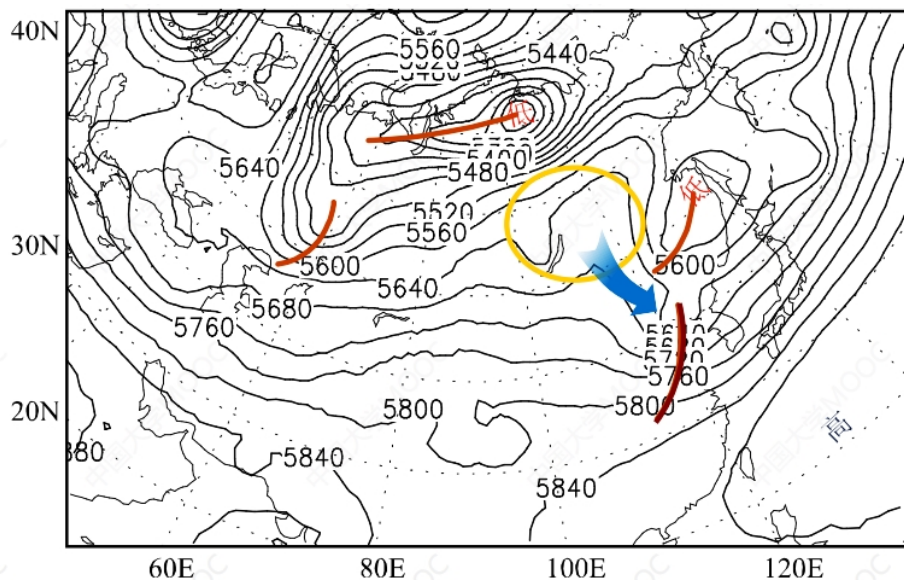
➤ 双阻型(标准型，梅雨中后期常见形势)



在 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$ 的范围内有 2 个稳定的阻塞高压或者高压脊。东阻高在雅库茨

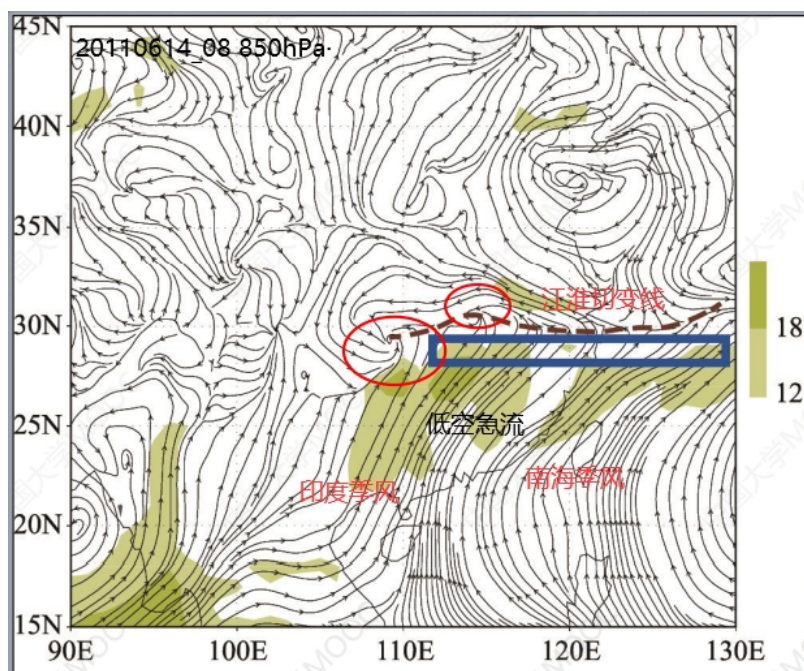
克附近；西阻高位于乌拉尔山附近，在这两个阻高之间是一个宽广的低压槽， $35^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 间是一个平直强西风带。冷空气从巴尔喀什湖和贝加尔湖南下。

➤ 单阻型



在 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$ 的亚洲地区有一个阻塞高压，位于贝加尔湖北方，此时我国东北低槽可伸到江淮地区。冷空气主要从贝加尔湖以东沿东北低压后部南下，到达长江流域。有时也有小股冷空气从巴尔喀什湖移来。

③ 低层



在地面图上，江淮地区有梅雨锋(静止锋)出现，在对流层低层(850hPa)，则

表现为江淮切变线, 在切变线南侧有来自印度和南海的西南低空急流, 其携带的水汽在切变线处形成辐合; 此外, 切变线上还分布着一些中尺度气旋。雨带主要位于低空急流和 700hPa 切变线之间。

7. 华北和东北雨季——北方暴雨

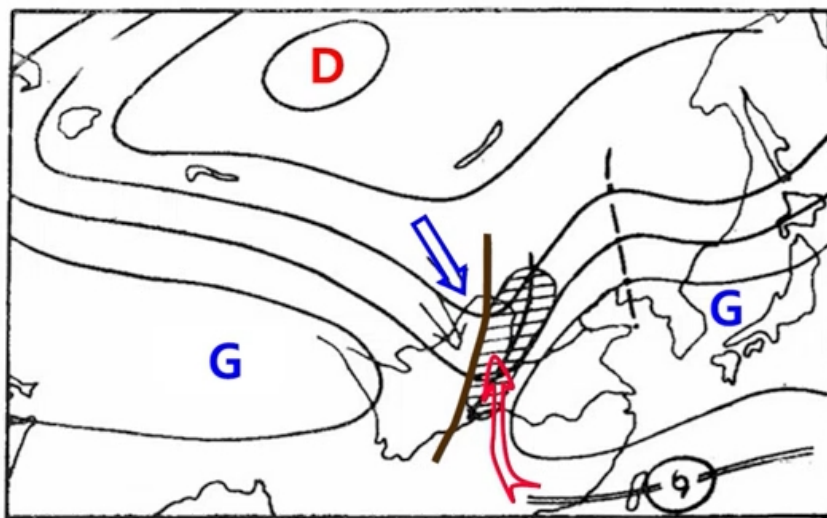
(1) 气候概况

7月中旬至8月下旬, 江淮梅雨期结束, 雨带移至华北和东北地区, 形成该地区雨季。此时, 副高第二次北跳(位于 $28^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$, 最北可达 35°N), ITCZ 最北到达 20°N 。其降水特点如下:

- 降水强度大, 局地性强;
- 降水持续时间短, 时段集中;
- 暴雨与地形关系密切;
- 降水的年际变化大。

(2) 环流形势

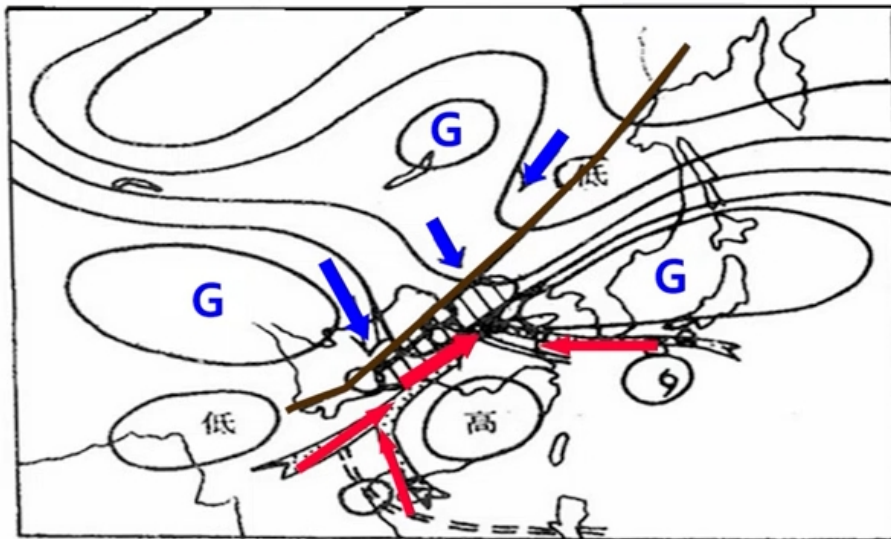
- 东高西低/两高对峙



巴尔喀什湖一带为一长波槽, 当东部长波槽位于 $100^{\circ} \sim 110^{\circ} \text{E}$ 之间时, 华北地区位于槽前(上升运动), 对华北暴雨最有利。若长波槽偏东时, 华北地区位于高空西北气流下方, 只能出现局地降水。其中, 长波槽下游的高压脊或者副热带高压位置的稳定性是决定降水持续时间的重要条件。当高压脊稳定于 $120^{\circ} \sim 140^{\circ} \text{E}$ 时, 形成明显的下游阻挡形势, 使得上游的低槽移动缓慢或趋于停滞。

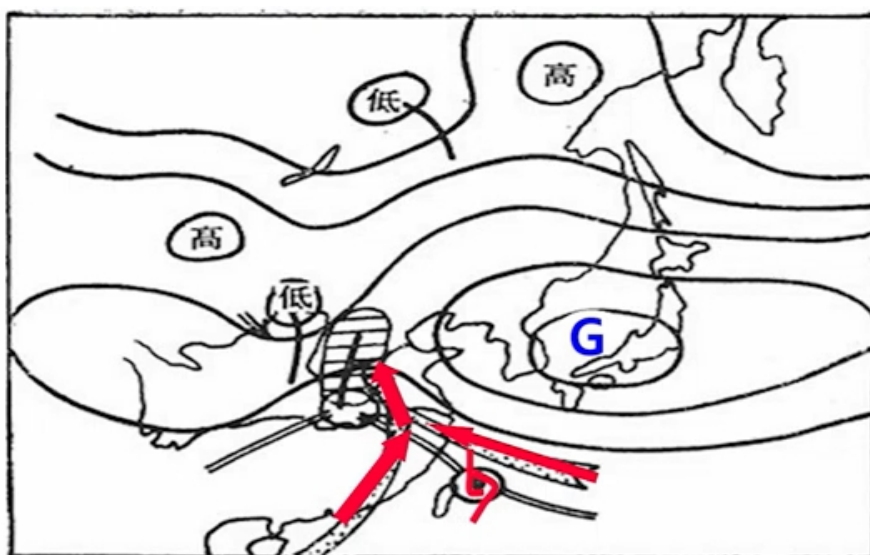
如果在下游中高纬长波脊与南面的副热带高压脊同相位叠加时,可进一步加强下游高压的稳定性,有利于降区域性的暴雨。

➤ 三高并存



日本海高压、青海高压和贝加尔湖高压同时存在,从东北至河套为深厚的低槽或切变线。南方的西南气流或低空急流不断把南方的暖湿空气向华北输送。西南涡向东北移动,进入长波槽中,在华北停滞。日本海高压南侧的东南气流将太平洋上的水汽向雨区输送,从而造成华北持续性的大暴雨。

➤ 北方高压坝型



在北面形成了高压坝,北上台风深入内陆受阻停滞或切断冷涡稳定少动,造成暴雨形势。

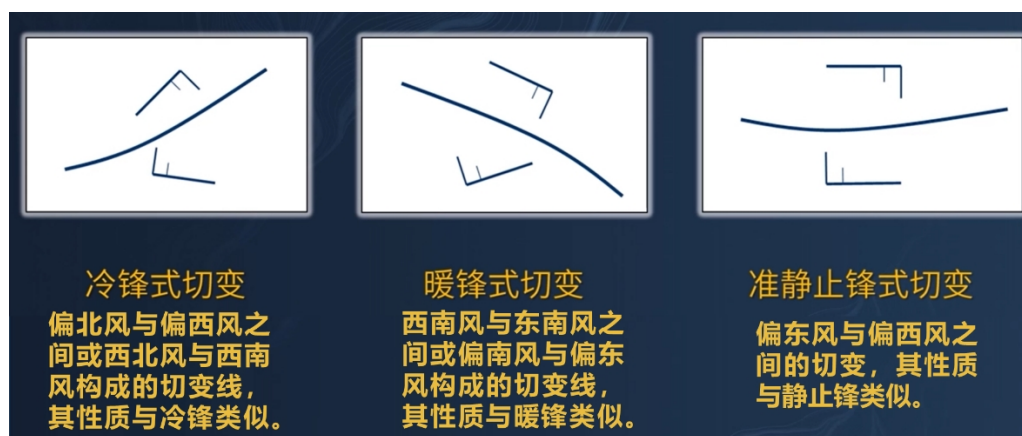
8. 影响降水的天气尺度系统

(1) 低空切变线

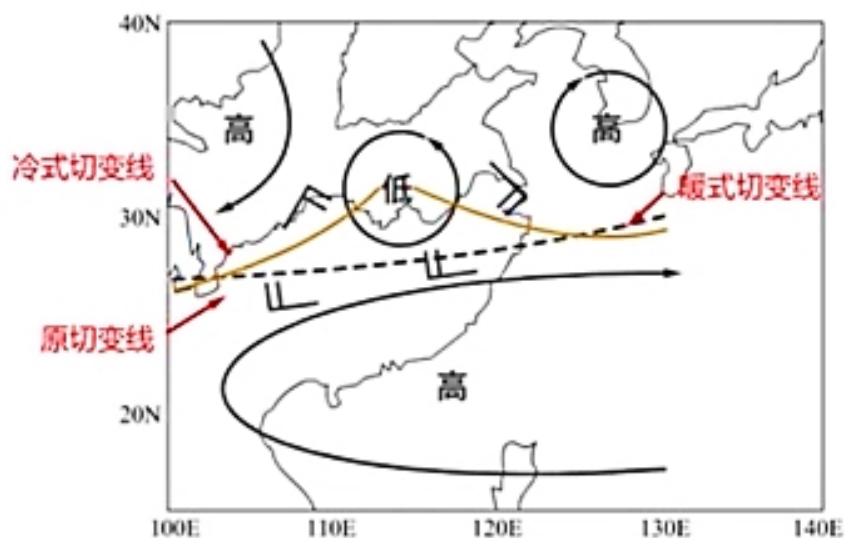
- 切变线的定义：把低空(850hPa 和 700hPa)风场上具有气旋式切变的不连续线称为切变线。
- 切变线的特点：切变线附近的气压场较弱，有时分析不出等高线来，但风场表现的十分明显(切变线是从风场的角度，槽线是从气压场的角度)。我国南方的切变线多为东西走向，从气压场上来看就是一个低空东西走向的横槽，而北方的切变线多为南北向。
- 切变线的种类 春季，副热带高压脊线一般位于 20°N 以南地区，这时切变线一般活动在华南区，称之为华南切变线。从 6 月~7 月初，副热带高压脊位置移到 $22\sim 25^{\circ}\text{N}$ ，这时切变线多位于江淮流域，称之为江淮切变线。从 7 月中旬~8 月，副热带高压脊线位置北移到 $30\sim 35^{\circ}\text{N}$ ，切变线常常出现在华北地区，称为华北切变线。

下面以江淮切变线为例进行介绍。

① 江淮切变线的类型



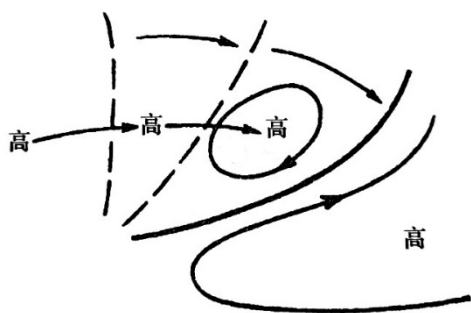
江淮切变线可以分为冷锋式切变线、暖锋式切变线和准静止锋式切变线三种。在实际的天气图中，切变线的型式不是一成不变的，而是可以相互转换。如下图，一般江淮切变线是准静止锋式的(虚线)，移动缓慢，但当切变线上有西南涡活动时，则在低涡前方的切变线就变为暖锋式的，低涡后方的切变线变为冷锋式的(实线)，而南北两高之间的切变线仍是准静止式的。



② 江淮切变线的活动和天气

- 江淮切变线常与地面静止锋或缓行冷锋相配合，但也并不是都是如此，有时只有切变线而无锋面。切变线形成后一般可维持 3~5 天，长的可达 10 天以上。
- 夏半年，由江淮切变线产生的暴雨占全部暴雨日数的 41%，就整个江淮地区统计，有暴雨的切变线过程占全部切变线过程的 76%，6、7 月份更甚，占 90% 以上。绝大多数江淮切变线过程都能带来暴雨。切变线过程有时还会带来连续 5—7 天的暴雨。
- 江淮切变线的降水多位于地面锋线的北部、700 百帕切变线以南的地区。
700hPa 切变线以南的偏南气流一方面可以将南方的水汽不断输送过来，另一方面又可以使这股气流沿着锋面爬升，使水汽冷却凝结成雨。
- 切变线上的降水分布不均匀，只有在辐合较大、水汽供应充分的地区，才有较大的暴雨，这主要和西南涡的活动有关。

③ 切变线的形成过程



当江淮流域高空 500hPa 图上西风气流比较平直，西太副高呈东西向时，从河西一带东移的西风槽比较平浅，多不发展。这时 700hPa 槽线在移动过程中，南端就受到副高的阻挡，槽线停滞或移动缓慢，而北端则继续东移，遂

使槽线顺转而成为东西走向的切变线。此时槽后常有小高压中心形成并向东移动——小高压主要是在平直西风环流下，由于高原的侧向摩擦而产生，切变线就处于小高压与副高之间。

④ 江淮切变线的移动

- **冷式切变线一般南移，暖式切变线一般北移。**所以当有低涡沿切变线东移时，涡前切变线北抬，涡后切变线南压，东移过去一个低涡，切变线就南北摆动一次。
- 当 500hPa 上有西风槽东移和在地面上有气旋东移发展加深，使槽后冷空气大举南下，使切变线北侧高压加强时，偏北风加大，切变线南移。
- 西太平洋副热带高压脊势力减弱并向东南撤退时，切变线南移；反之，切变线北移。

⑤ 江淮切变线的消失

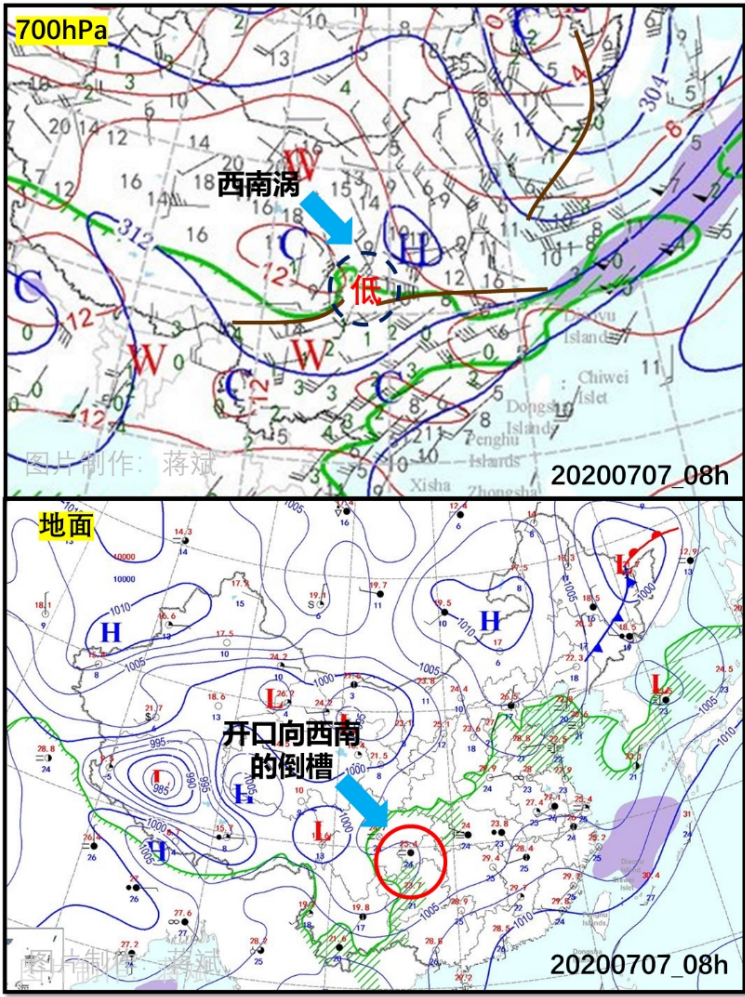
- 当切变线北侧的冷空气增强南下时，切变线北侧的小高压将向东南移动，则切变线由东西向逆转成东北至西南向或南北向的西风槽向东移去。
- 或者切变线北侧的小高压与西太平洋副高合并时，切变线消失。

(2) 低空低涡

低空低涡是影响我国降水，尤其是暴雨的重要天气系统，多存在于离地面 2-3km 的低空，如生成于四川的西南涡，生成于青海高原的西北涡，生成于青藏地区的高原涡，它们东移后对我国东部广大地区的降水有影响。下面主要介绍活动最为频繁、影响最大的西南涡。

① 西南涡的定义

西南涡是指在形成于四川西部地区，出现在 700 或 850hPa 上的气旋性小涡旋，一般只有一条闭合等高线，有时只表现为闭合的气旋性环流，其直径 300~400km(3~4 个纬距)，维持时间 2~3 天。在地面天气图上，西南涡有时表现为低压，有时表现为一个向西或西南开口的倒槽。



② 西南涡的形成

西南涡的形成有如下三个方面的因素。

- **西南的地形作用。**四川盆地处于西风带背风坡，有利于降压形成动力性涡旋。受青藏高原的阻挡，从南侧绕过的西风气流受到侧向边界的摩擦的作用，产生气旋性涡旋而形成低涡。



- **500hPa 高原槽东移。**统计分析表明，如果 500hPa 上没有低槽，就不会有低涡发生，这表明 500hPa 低槽前正涡度平流所造成的低层减压，是西南涡形成的一个重要因素。
- **700hPa 上要有能使高原东南侧的西南气流加强，并在四川盆地形成明显的辐合气流的环流形势。江淮切变线的西端也易形成西南涡。**

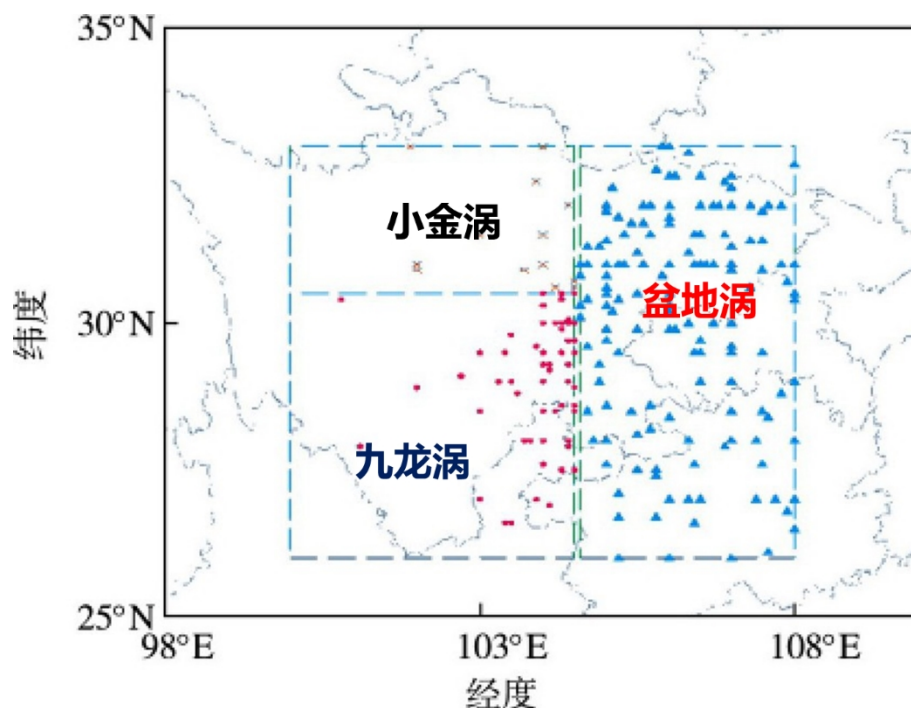
【注】地形作用天天存在，但是西南涡不是天天都有。地形的作用仅能造成一些动力小涡旋，只有在一定的环流形势配合下才能产生具有天气意义的低涡。所以，日常工作中应着眼于 500 和 700hPa 图上是否同时满足西南涡的形成条件。

西南涡形成的地理位置主要可以分为三个区域(马勋丹等, 2018): **九龙涡**(形成于九龙、巴塘、康定、德钦一带)是生成于 $99^{\circ}\sim 104.5^{\circ}\text{E}$ 、 $26^{\circ}\sim 30.5^{\circ}\text{N}$ (中心位于 101.5°E 、 28.5°N) 范围内的西南涡，**小金涡**(根据小金县而命名)是生成于 $99^{\circ}\sim 104.5^{\circ}\text{E}$ 、 $30.5^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ (中心位于 102.5°E 、 31°N) 范围内的西南涡，而**盆地涡**(形成于四川盆地)则是生成于 $104.5^{\circ}\sim 108^{\circ}\text{E}$ 、 $26^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ (中心位于 106°E 、 31°N) 范围内的西南涡。

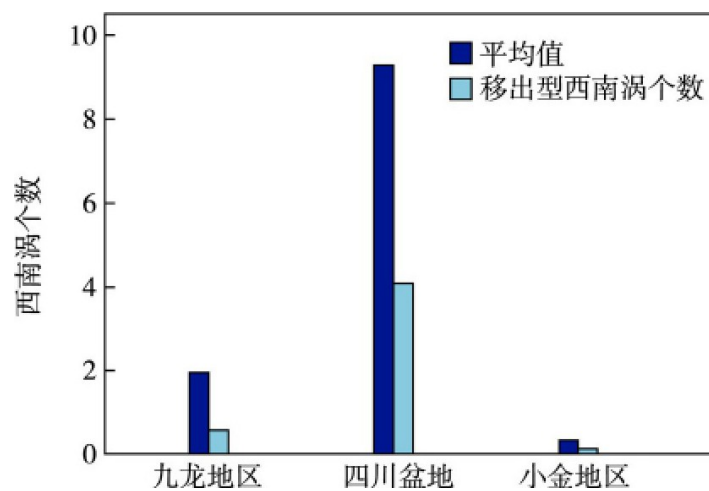


马勋丹等人对 1979—2016 年夏季西南涡生成地分布进行了统计(如下图)，得到夏季西南涡平均年发生频数为 11.6 a^{-1} ，其中九龙涡、盆地涡和小金涡的年

平均生成个数分别为 1.9 a^{-1} 、 9.3 a^{-1} 、 0.4 a^{-1} 。



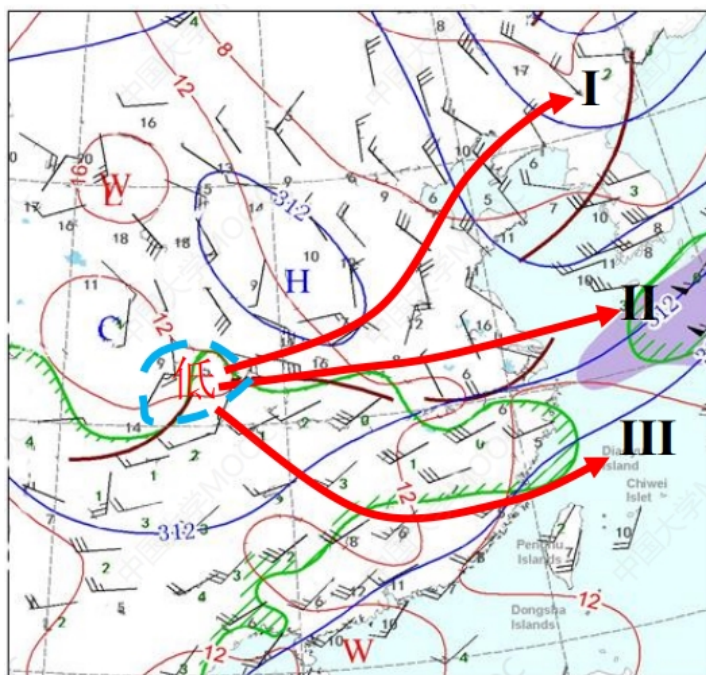
③ 西南涡的移动



▲ 多年平均夏季不同涡源移出型西南涡的个数

- 西南涡移出的频数占 **41%**，而剩下的 59% 是移动较少的，它们出现维持 12-24h，就原地消失。
- 西南涡移动路径大致有三条：
 - I **东北路径(26%)**——四川盆地黄河中游华北北部及东北地区，有的移至渤海，穿过朝鲜向日本海移去。
 - II **偏东路径(42%)**——四川盆地长江中游→沿江淮流域向东移动→最后在黄海南部至长江口之间入海。

III 东南路径(23%)——由源地移出→折向东南(四川南部、云南北部、贵州)→在 25-28°N 之间地区向东移去→在福建中部、浙江南部消失入海。



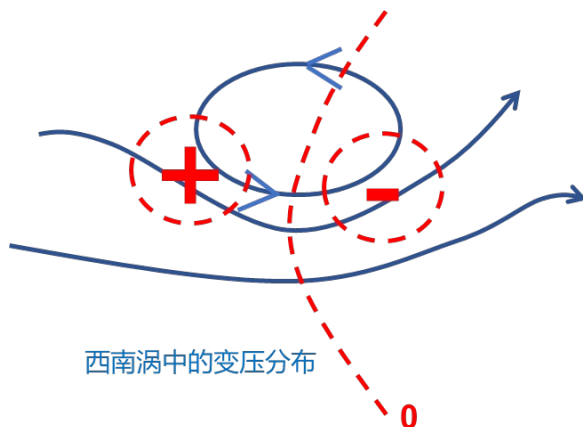
- 西南涡的路径受到东亚大槽和太平洋高压的强度影响。当东亚大槽显著发展、太平洋高压位置偏南，低涡多向东南方向移动；若东部无大槽，太平洋高压较强，则低涡多沿着高压边沿向东北方向移动；如果太平洋高压强度较弱或者正常，低涡向正东方向移动。此外，当西南涡在东移的过程中遇到较强的寒潮南下时，会被排挤到华南沿海一带。
- 西南涡的移向与相应的 500hPa 的气流方向基本一致，但略微偏南；移速则为 500hPa 风速的 50~70%。
- 位于切变边线上的西南涡，常沿着切变线东移。

④ 西南涡的发展

- ▲ 西南涡在原地发展不大，只有在东移的过程中才能发展。
- 冷空气从低涡的西部或西北部入侵，有利于增强西南涡的气旋式环流，并使得低涡东移发展。反之，如果从东部或东北部侵入低涡，则气旋式环流减弱，低涡填塞。
- 500hPa 上青藏高原低槽发展东移、槽前的正涡度平流有利于西南涡的发展和东移。

⑤ 西南涡天气

- 西南涡在原地时，可以产生一些阴雨天气。
- 低涡移出时，无论低涡是否发展或者是否有地面锋面配合，95%以上都有降水，雨区主要分布在低涡中心区及其移向右前方。首先，低涡的右侧通常是副热带高压边缘的低空急流所在，水汽供应十分充沛；其次，低涡南侧风速大，曲率涡度 V/R_s 也大，因此在低涡移动的过程中，在低涡的右前侧有较强的正的涡度局地变化，产生负变压，引起气流辐合上升。而低涡中心本身也有较强的摩擦辐合上升运动。
- 低涡天气有日变化，一般夜间或清晨比白天坏一些。可能原因是由于夜间或清晨云层顶部辐射冷却，造成不稳定，而使对流加强的缘故。

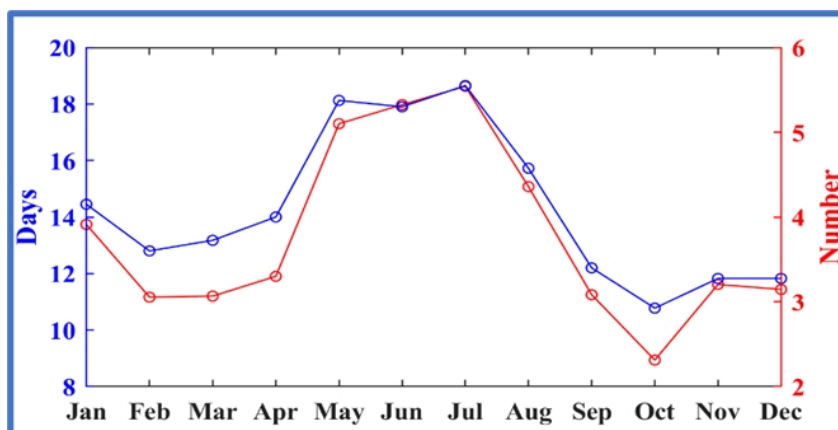


(3) 高空冷涡

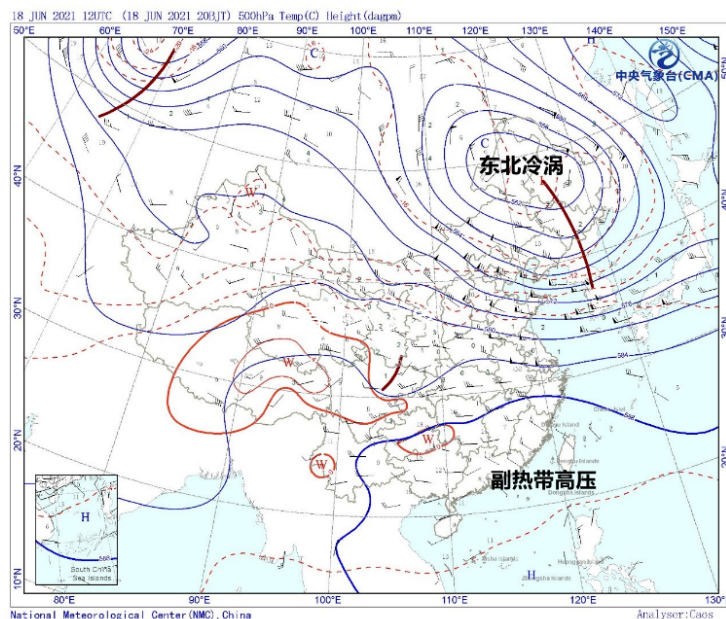
高空冷涡是大尺度的环流系统，从低空到高空都有表现，是比较深厚的系统，如东北冷涡、华北冷涡等，对北方天气影响较大。下面主要介绍东北冷涡。

① 定义与特点

东北冷涡是指在我国东北附近地区具有一定强度（闭合等高线多于两根）、能维持 3~4 天、且有深厚冷空气(至少达 300~400hPa)高空的气旋性涡旋。东北冷涡一年四季都可以出现，以 5-8 月居多。

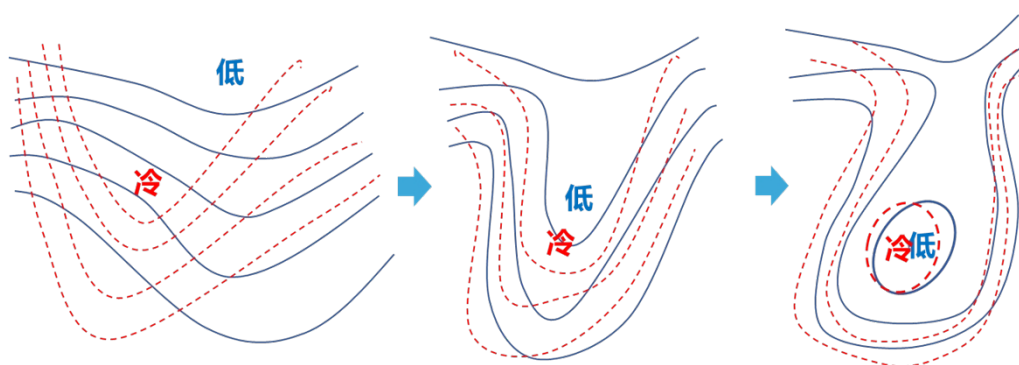


近20年各月东北冷涡的发生天数（蓝线）和数量（红线）



② 东北冷涡的形成过程

➤ 情形一



高空西风槽加深，槽的南部断离母体而形成冷涡。形成冷涡前，高空槽后北段有暖平流切入，而其南部有较强冷平流，使槽南部不断加深，北部有加压作用、脊发展，南部与北部断裂，形成具有闭合环流的冷涡。

➤ 情形二

其他低压(如黄河气旋、台风)北上与东北低压合并，高空槽充分加深形成冷涡。较少见，通常在夏季出现

➤ 情形三

早已形成的高空冷涡，从西伯利亚移到东北地区

③ 东北冷涡的天气

➤ 冬季，在冷涡形势下，东北地区地面和高空均是低温天气，会形成特色的冰

晶结构的低云。

- 东北冷涡天气具有不稳定的特点。冬季，可引起阵雪天气，影响至内蒙古、河北、山东等地；夏季，常造成东北、华北、内蒙古的雷阵雨，与冷空气的补充南下有关。

(4) 低空急流(Low Level Jet, LLJ)

对流层以下(600hPa 以下，一般在 600~900hPa 之间)的出现强而窄的气流带(风速 $\geq 12\text{m/s}$)称为低空急流。低空急流在 850hPa 和 700hPa 中最明显，一般最大风速可达 15~25m/s，是动量、热量和水汽集中的地带。

- ▲ 低空急流的一个重要的特点就是有很强的超地转风。在夏季，对流层气压梯度和温度梯度都很小，这种温压场结构所造成的热成风不足以维持急流轴以下很强的风的垂直切变，一般情形下，实际风速超过地转风 20%以上。

低空急流有三个方面的作用：

- ① 通过低层暖湿平流的输送产生位势不稳定层结；
- ② 在急流最大风速中心的前方有明显的水汽和质量辐合或强上升运动；
- ③ 在急流轴的左前方是正的切变涡度(低空辐合)，有利于对流活动的发生。

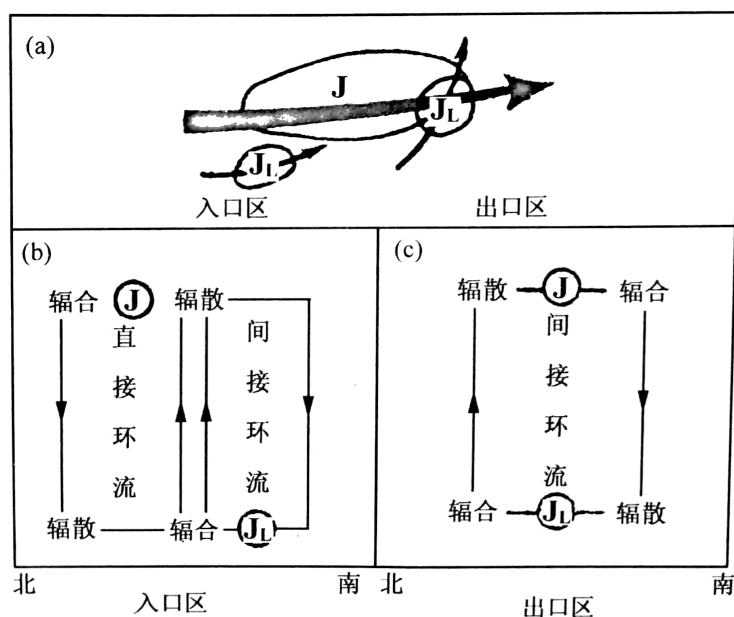
9. 高低空急流的耦合与强对流天气(本部分参考陆汉城和杨国祥编著的《中尺度天气原理和预报》§ 3.5 小节)

高空急流是高空辐散的重要机制之一。高空辐散的作用有两个方面：一是“抽气作用”；二是“通风作用”。如果把对流上升气流形象地比喻为“烟筒”，那么当存在高空急流时，这个“烟筒”向上呈倾斜状。其顶部的强风起着抽风的作用，有利于上升气流的维持与加强；另一方面，对流云体在发展过程中，水汽凝结释放潜热，使得对流云中上部的温度升高，整个气柱层趋于稳定，而高空急流的存在使得热量被及时带走，有利于对流云的维持和进一步发展。

(1) 高低空急流的耦合形式与次级环流情况

低空急流急流轴线左前方是正切变涡度区，所以垂直于急流轴线的次级环流是左侧有上升运动，右侧为下沉运动。根据地转偏差与加速度的关系，高空急流

入口区右侧、出口区左侧有偏差风辐散，而在入口区左侧、出口区右侧为偏差风辐合。高空急流入口区和出口区形成的次级热力环流与低空急流的次级环流以不同形式耦合时，对流天气的影响不一样。一般来说，在高空急流的出口区，低空急流与高空急流相交；而在入口区，低空急流与高空急流轴平行(南侧可以看成是一个脊，入口区为脊后，风为西南风)，如下图(a)所示。入口区与出口区的耦合方式所形成的垂直环流分别如下图(b)和(c)所示。由图可知上升支都位于低空急流的左侧，这是有利于强对流和暴雨发生的部位。

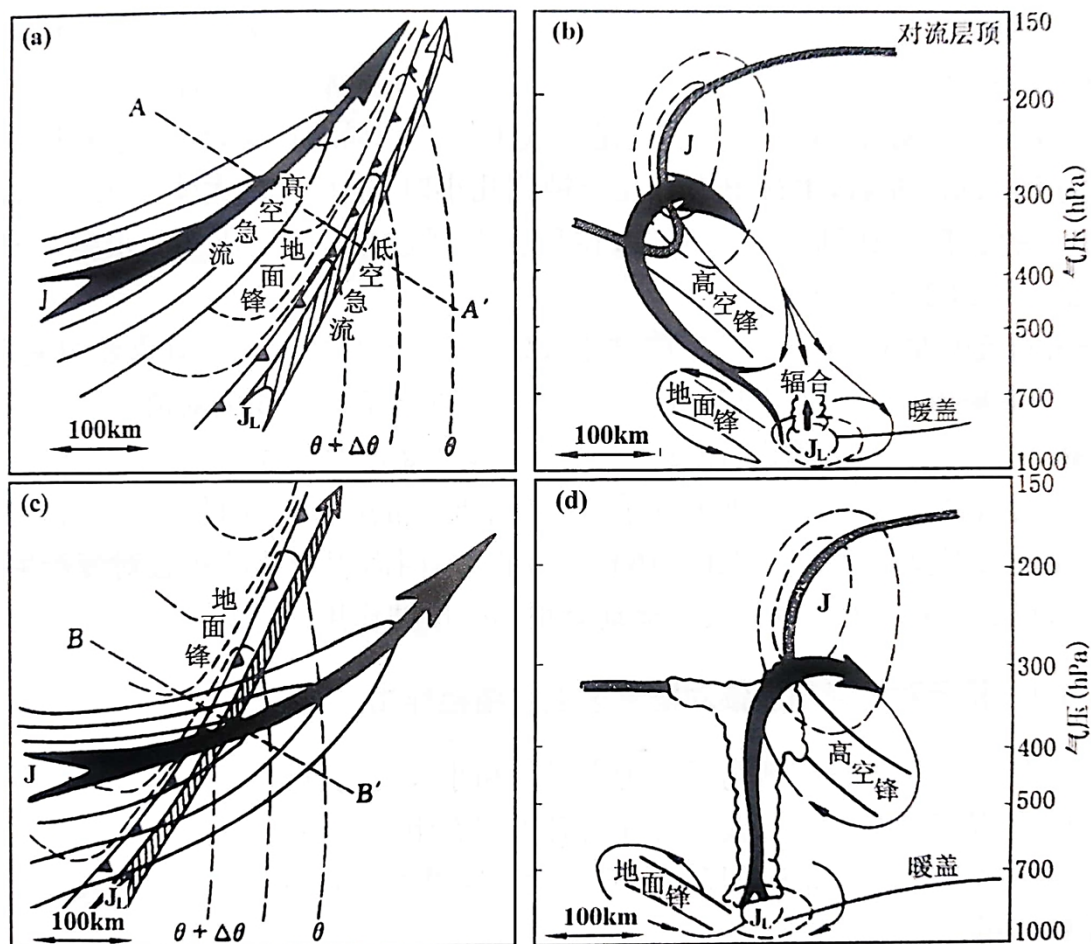


▲ 高低空急流的耦合形式及次级环流示意图(J 为高空急流中心， J_L 为低空急流中心)

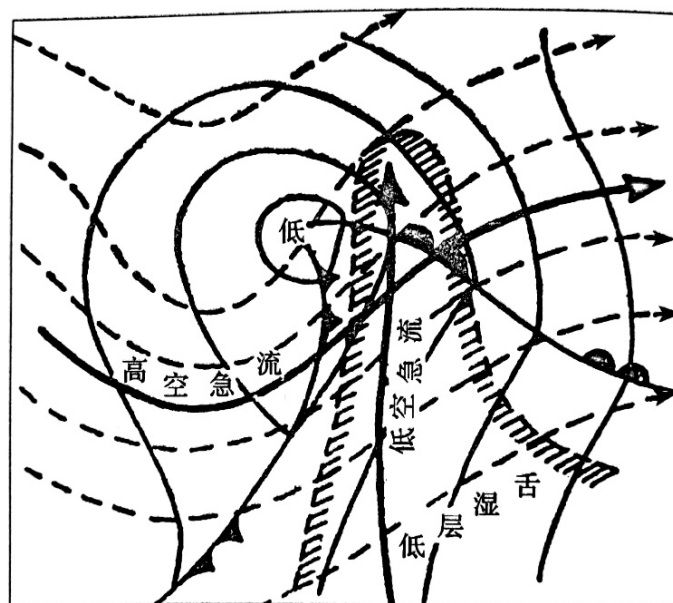
(2) 高低空急流相互作用引起强对流天气过程

如下图(a)所示，起始时刻在高空急流出口区前方有一条冷锋和低空急流，结合图(b)剖面图可知，低空急流与锋面之间有低层的辐合上升，而高层的下沉运动则抑制了低层的上升运动，并在对流层中层造成了辐散，阻止了对流向上发展，同时也造成了对流层中上部干燥的环境条件。同时，低层的偏南风使得低层的水汽增加，形成上干下湿的不稳定层结，而且一个“盖帽”逆温层还起到了贮存不稳定能量的盖子的作用，这就为产生强对流天气酝酿了不稳定能量的条件。

当高空急流东移到位于地面锋和低空急流上方时(c 和 d)，地面锋和低空急流的低层抬升与高空急流中心出口区左侧的高空辐散相重合的区域，便形成了深厚的上升气流，它促使低层暖湿空气抬升。不稳定能量释放，造成强对流爆发。

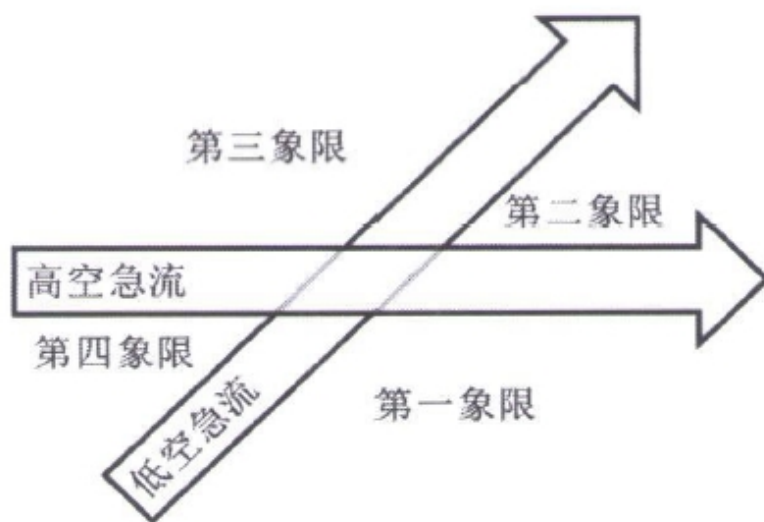


▲ 高低空急流相互作用引起强对流爆发的过程示意图，图(b)和图(d)分别表示沿 AA' 和 BB' 的垂直剖面图

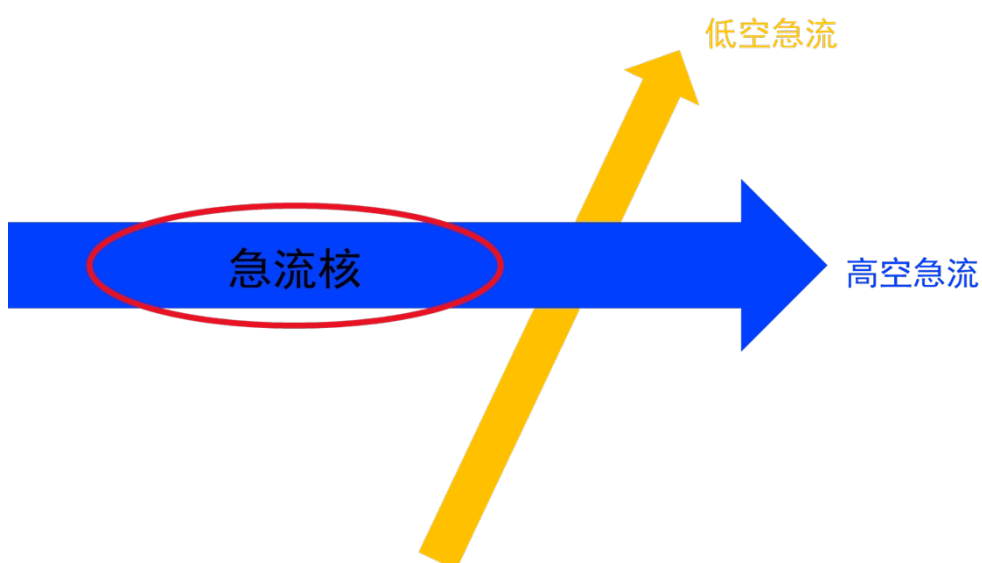


▲ 强对流天气中典型的高低空急流的耦合模式

【中国海洋大学天气学原理考研真题·2018】(10 分)高、低空急流配置如下图，请问哪个象限最可能下雨，哪个象限最不可能下雨?并说明理由。



最可能下雨的象限是第四象限，最不可能下雨的象限是第二象限。低空急流的左侧为正涡度切变，有辐合，高空急流南侧有负切变涡度，高空为辐散，这样一重叠，可知最可能下雨的是第四象限。【但是结合上一页的示意图和知识点，相交不得看成是急流出口区吗？这样本题最可能降水的区域就在第三象限了。其实每种说法都有道理，后来专门请教了一下黄菲老师和李春老师，这题的考查点很简单，就是从风场的切变去考虑辐合辐散，不用去考虑出口区还是入口区，黄老师还说，如果要考虑出口和入口，示意图中应该把急流核画出来】



10. 中尺度大气运动的基本特征

(1) 定义

Ligda(1951)把中尺度现象定义为：对常规高空探测网(间隔几百千米)来说太小，以致完全捕捉不到；对单站雷达观测又太大(缺乏遥感能力)，而不能完全观测得到的那些大气现象，这是一种定性的描述。后来，Orlanski(1975)按时间尺度和空间尺度对天气系统进行了进一步细分(如下表)。目前我国常采用的中尺度分类与Orlanski的分类法基本一致。此外，在3类中尺度天气系统中，以中尺度 β 系统最为典型，它也是中尺度天气学研究的重点。

Orlanski 的大气运动尺度的划分

大 尺 度		中 尺 度			小 尺 度		
α 大尺度	β 大尺度	α 中尺度	β 中尺度	γ 中尺度	α 小尺度	β 小尺度	γ 小尺度
macro- α	macro- β	meso- α	meso- β	meso- γ	micro- α	micro- β	micro- γ
>10000km	2000~10000km	200~2000km	20~200km	2~20km	200m~2km	20m~200m	<20m
水平尺度		水平尺度			水平尺度		

(2) 中尺度大气运动的基本特征

① 空间尺度小，生命周期短；

β 中尺度天气系统的水平尺度 L 为 20~200km，而垂直尺度 H 为 10^4 m，纵横比在 0.1~1 之间；生命史一般在几小时到十几个小时。

② 气象要素梯度大；

- 天气尺度中气象要素的梯度一般较小，气团内部更小。即使再锋区附近，温度和气压的梯度也只达 $1\sim 10^\circ\text{C}/100\text{km}$ ， $1\sim 10\text{hPa}/100\text{km}$ ，而中尺度系统中温度和气压的梯度可达 $3^\circ\text{C}/10\text{km}$ ， $1\sim 3\text{hPa}/10\text{km}$ 甚至更大。
- 大尺度锋面过境的变压为 $1\sim 2\text{hPa}/\text{h}$ 左右，中尺度系统如飑线过境时，变温为 $10^\circ\text{C}/15\text{min}$ 左右，变压为 $6\text{hPa}/15\text{min}$ 左右。
- 大尺度天气现象中的大风只有 $10\sim 20\text{m/s}$ ，在台风中最大风速也只有 $10\sim 100\text{m/s}$ ，然而飑线中的阵性大风就能达到 $10\sim 100\text{m/s}$ ，而龙卷的大风甚至可达 $100\sim 200\text{m/s}$ 。

③ 非地转平衡和非静力平衡；

通过尺度分析可以知道，中尺度系统的动量方程中加速度项、地转偏向力和气压梯度力具有相同的量级，不能满足地转平衡方程；对于尺度较大的中尺度系

统，如 α 中尺度系统，静力平衡仍可以成立，但是对于 β 、 γ 这写比较小的中尺度系统，静力平衡就不适用了。

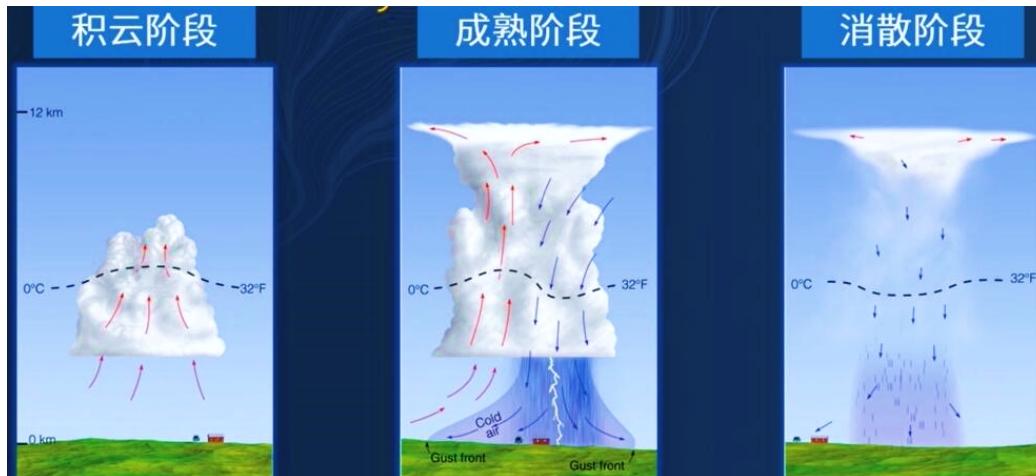
④ 强的铅直运动。

中尺度系统的散度和涡度几乎达到相同的数量级，且比大尺度运动大一个数量级(即 $\zeta \sim D \sim 10^{-4} s^{-1}$)，因而垂直运动的量级可达到 $0.1 \sim 1 m/s$ ，远高于大尺度系统的运动速度。

11. 普通单体雷暴

通常把垂直速度 $\geq 10 m/s$ ，水平范围 $10 \sim 100 km$ ，垂直伸展几乎达到整个对流层的上升运动区称为对流单体。只由一个对流单体构成的雷暴系统叫做单体雷暴。不同的雷暴，其所伴随的天气现象的激烈程度差别很大。以一般常见的闪电、雷鸣、阵风、阵雨为基本天气特征的雷暴称为“普通雷暴”；伴以强风、冰雹、龙卷等强烈自然灾害性天气现象的雷暴称为“强雷暴”。

(1) 普通雷暴单体生命史



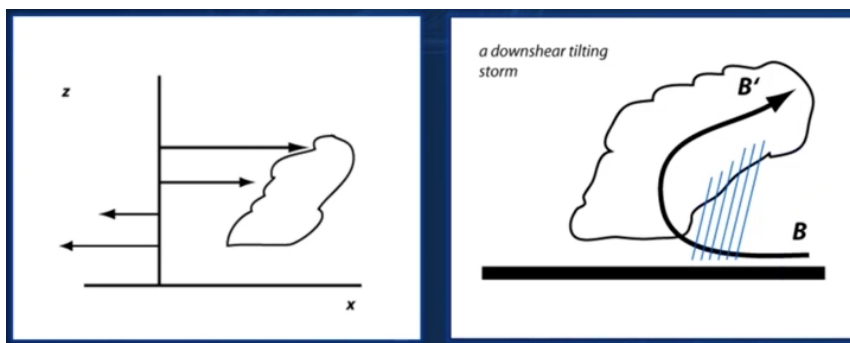
- **塔状积云阶段:** 云内为一致的上升气流，单体向上发展，通过积云边界有干空气被夹卷进来，物态主要为水滴。
- **成熟阶段** 单体成熟阶段，大量湿空气凝结，降水落地，上升气流更加旺盛。云顶到达了对流层顶附近后在风场的作用下水平方向铺开，形成了云砧。此外，由于降水点对空气的拖曳作用，使得对流单体下部产生了下沉气流(但上升气流仍让贯穿整个云体)；雨滴下落蒸发使空气冷却，下沉气流在净浮力的作用下向地面加速，到达地面时，形成地面冷空气并向外扩散，与对流单体

运动前方的暖湿气流交汇而形成**飑锋(Gust Front)**，又称**阵风锋**。成熟阶段的对流云内部的物态比较复杂， $0\sim -20^{\circ}\text{C}$ 之间由过冷水滴、雪花、冰晶等组成。

➤ **消散阶段**：下沉气流占优势，最后完全代替上升气流。

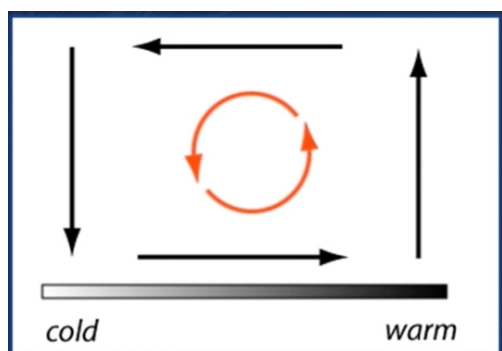
(2) 雷暴单体生命周期的延长

① 仅有环境风的垂直切变

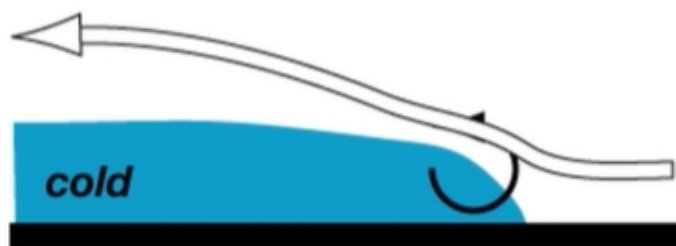


环境风切变的效果是使得对流云单体倾斜，降水落入到低层的入流之中。进而使得边界层温度冷却，减小了对流有效位能，从而减弱对流。因此单一的垂直风切变，并不有利于对流的发展。

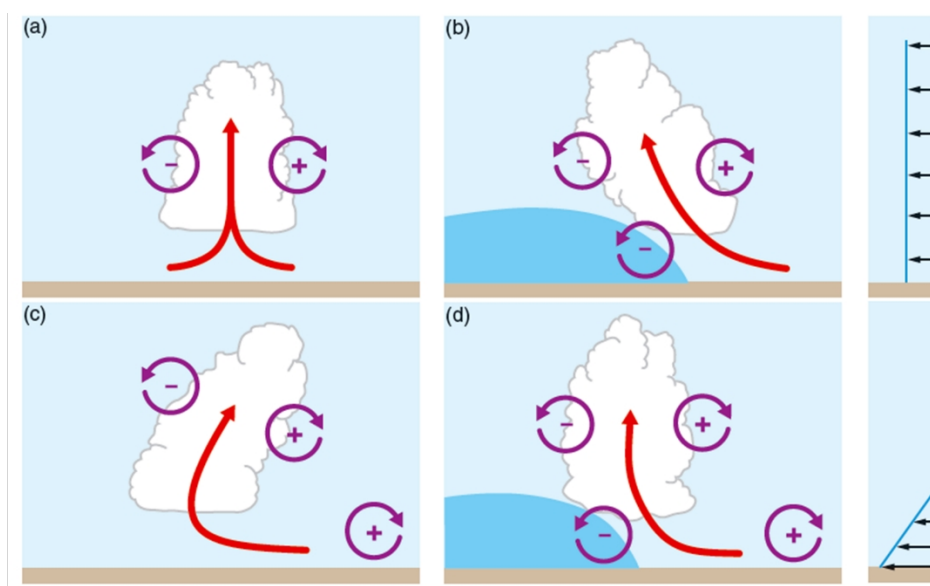
② 热力性质形成的次级环流



当存在水平温度梯度时，会形成次级环流，并产生一个水平涡度(如左图所示)。前面提到在成熟阶段，对流单体下部会形成**冷池**，它与前端的暖湿空气会产生一个逆时针垂直环流，这就使得入流气流的垂直分量减弱，同样不利于对流的发展。



可见, 仅靠单一的环境风切变和冷池所产生的次级环流均不利于对流的发展(两种方式均能产生水平涡度), 那么综合考虑两种方式, 结果会如何呢? 实际上, Newton(1950)第一次指出环境风垂直切变与雷暴的相互作用可以增强或延长雷暴生命期, 而后 Rotunno、Klemp 和 Weisman(1988)提出了著名的 **RKW 理论**, **即当低层垂直风切变和冷池强度达到平衡时为最优状态, 此时对流获得最大程度发展**。因此, 在冷池产生正切变涡度的一端将有对流旺盛形成和发展, 使得一个普通雷暴单体发展成为多单体雷暴。



▲上升气流如何受到风切变和/或冷池的影响的示意图。(a)在没有剪切和冷池的情况下, 热生成的对称涡度分布所产生的上升气流轴线是垂直的。(b)当存在冷池时, 由于底层冷池的负涡度, 导致上升气流向上切变倾斜。(c)在剪切作用下, 分布偏向正涡度, 这导致上升气流向后倾斜到冷池上方。(d)在冷池和切变同时存在的情况下, 这两种影响可能相互抵消, 并形成直立的上升气流。

12. 局地强风暴

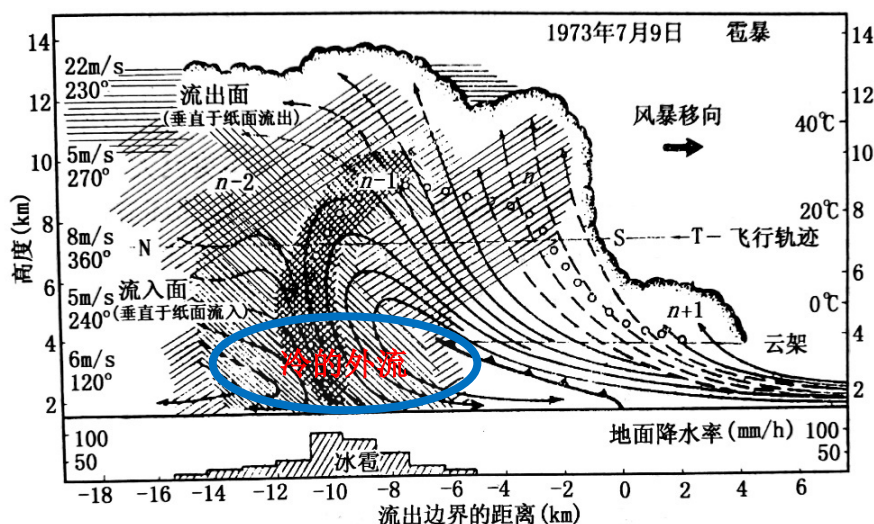
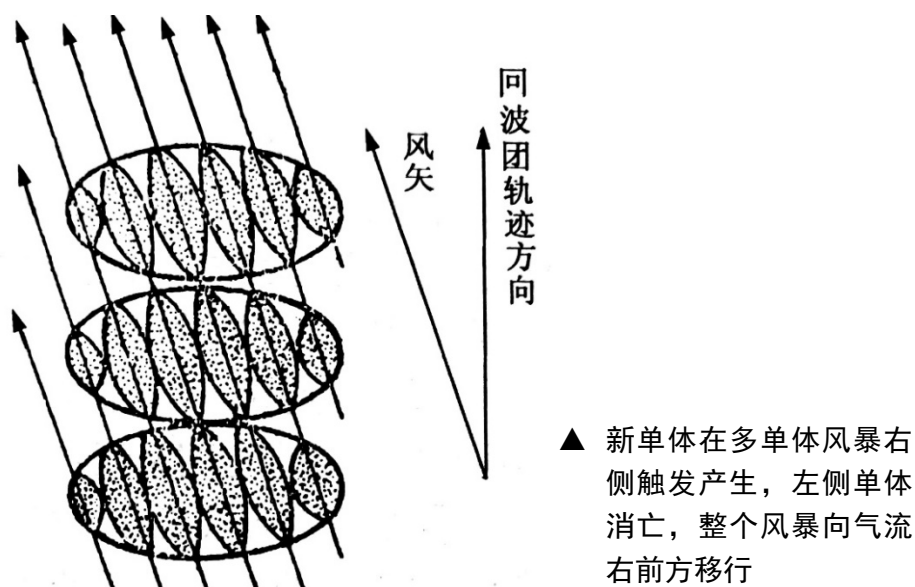
局地强风暴被认为是大气运动中最重要的运动尺度, 它是在特定的大气环境中发展起来的强大对流系统, 环境场的最重要特征是强位势不稳定(对流不稳定)和强垂直风切变, 在这种环境中, 对流获得充分发展, 并进行组织化, 形成庞大而高耸的积雨云体, 并可以稳定维持较长时间, 从而对人类活动构成很大的威胁。下面主要介绍局地强风暴的三种类型: 多单体风暴和超级单体风暴。

(1) 多单体风暴(Multi-cell Storm)

多单体风暴是由一些处于不同发展阶段的生命周期短暂的对流单体所组成, 单体在风暴内排成一行, 是具有统一环流的强雷暴系统, 水平尺度为

30~50km。其特点有:

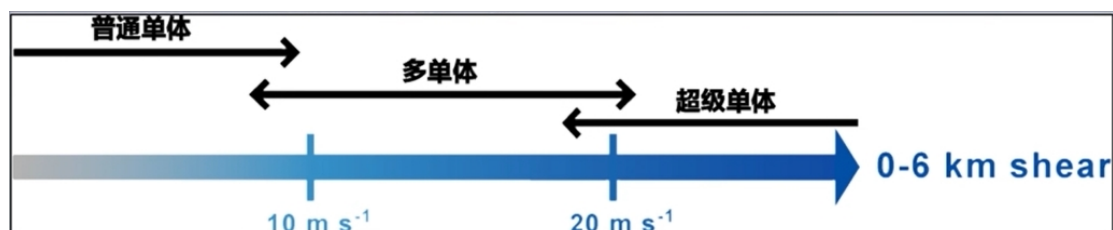
- 在多单体风暴中包含许多对流单体，每个单体都可能有冷的外流，这些外流结合起来形成强大的阵风锋，沿阵风锋前沿有气流辐合，通常在风暴移动的方向上辐合最强，这种辐合促使阵风锋附近新的上升气流的发展。
- 在风暴移动的右侧易有新单体产生，使得多单体风暴呈有组织状态。
- 新单体并不与风暴合并，而是很快成长为风暴中心，于是，在风暴右前方有新单体生成，而在右后方有单体的消亡。一般单体每间隔 5~10min 形成并存在 30~45min。整体看起来风暴为一个整体向前运动。



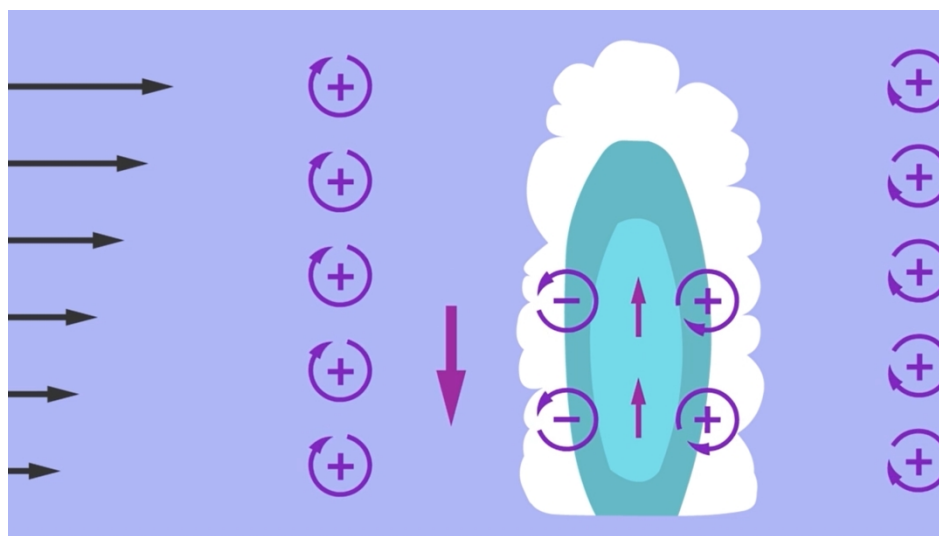
△ 沿多单体风暴移向，通过一系列单体的垂直剖面图(引自 Browning, 1976)
剖面沿风暴移动方向，依次穿过处于不同发展阶段的单体。箭头表示相对于风暴的流线；小圆圈代表在云底从一个小水滴开始的雹块轨迹；波线表示云区范围，三个阴影区的雷达反射率分别为35dBz、45dBz 和 50dBz。右边为温度标尺，左边为相对于风暴的环境风。7.2km 高度的水平线 NS 是飞机探测路径

(2) 超级单体风暴(Super-cell Storm)(部分图片来源于 Markowski 和 Richardson 编著的《Mesoscale Meteorology in Midlatitudes》Chapter8)

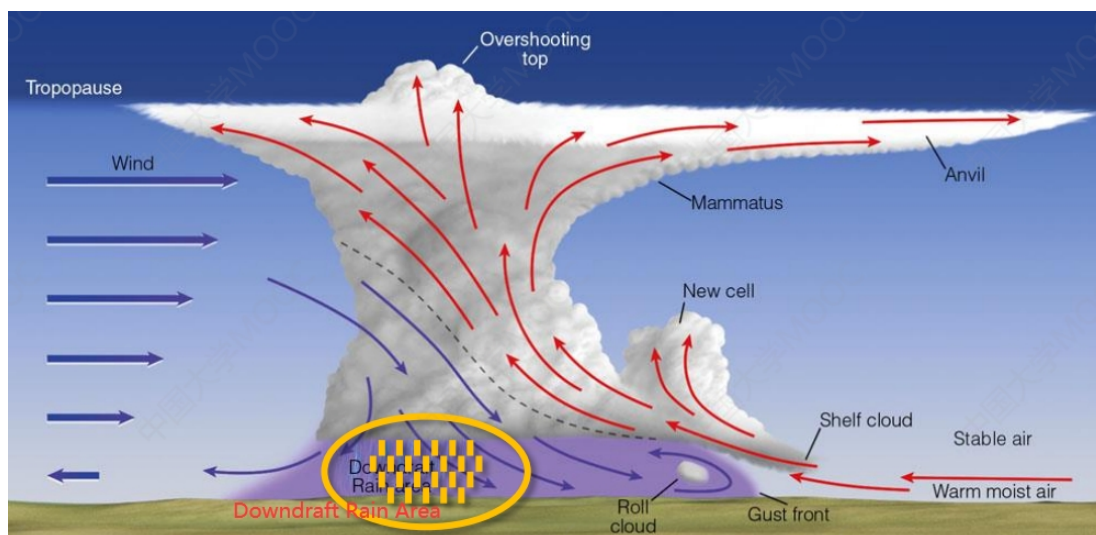
超级单体风暴是具有单一的特大垂直环流的巨型强风暴系统。对流的发展与环境风切变的大小密切相关,研究发现,当 0~6km 的环境风切变在 10~20m/s 时,对流单体容易发展为多单体风暴;而当环境风切变大于 20m/s 时,则容易发展为超级单体。超级单体一般发生在以下天气尺度环境中: 强的不稳定层结; 强的云下层平均环境风; 强的环境风垂直切变; 风向随高度强烈顺转。



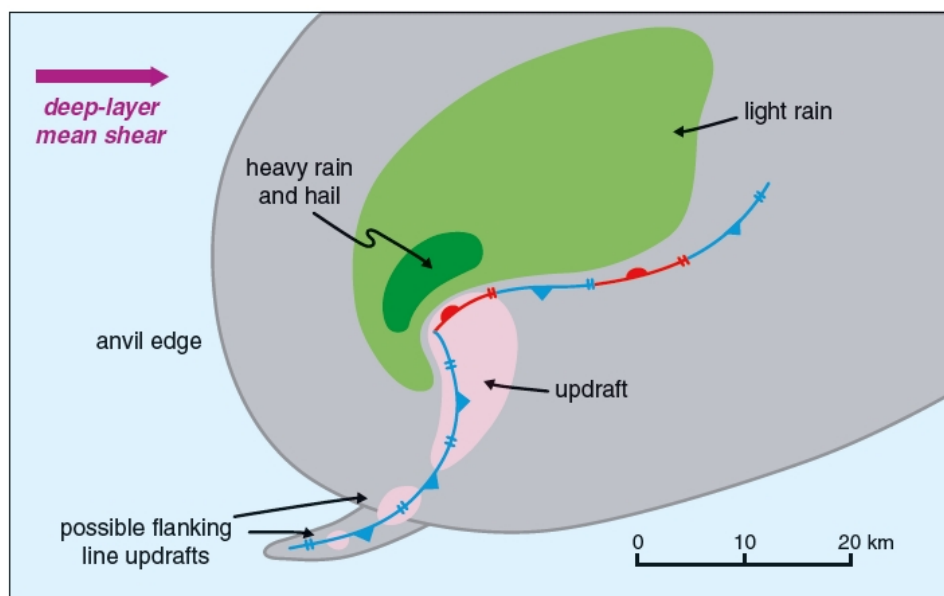
① 超级单体风暴的结构



在发展旺盛的对流云中,一般在云体中间位置具有最强的上升运动,然后向外围递减。从而在对流云体的两侧产生了水平切变涡度。在云体左侧,云体内部为负的切变涡度,右侧为正的切变涡度。环境风的特征为“西风随高度增大”,所以在云体的左侧,将会有下沉运动,而在右侧,由于切变涡度的相互抵消,则保持原来的上升运动。这样, 在切变环境风场和云中气流的相互作用下,使得云中气流组织化——即上升气流和下沉气流分离,增强了中层干冷空气的入流,同时加强风暴中的下沉气流和低层冷空气的外流,抬升前方暖湿空气。

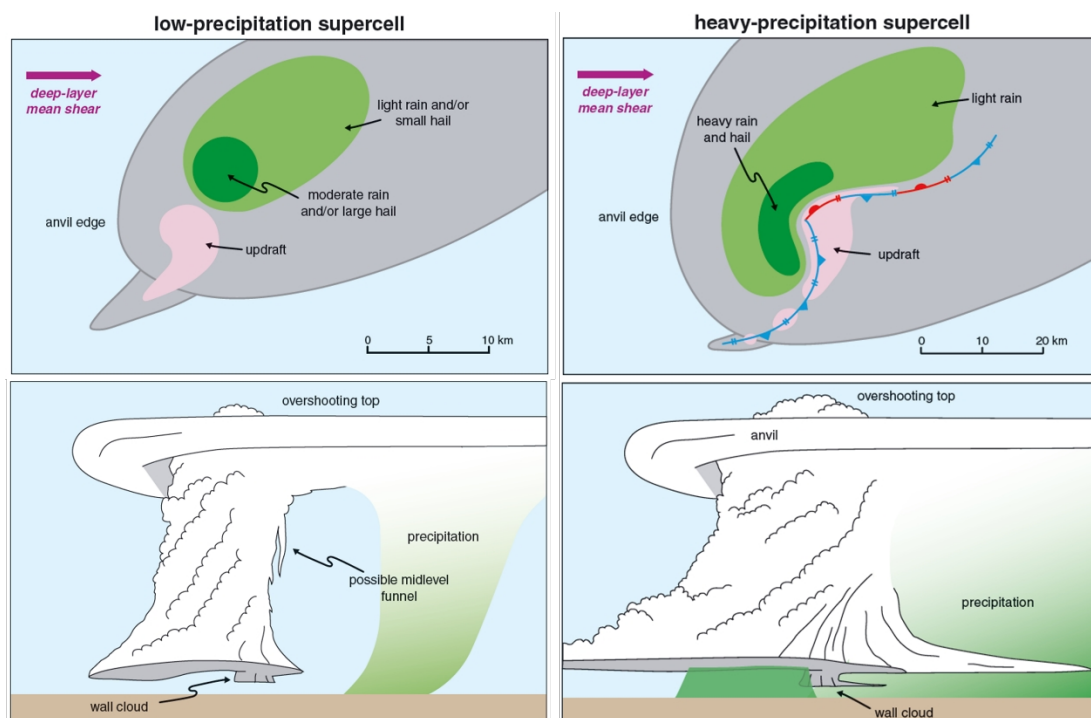


▲ 超级单体的水平结构(俯视图, 注意与上面的垂直剖面图相联系)

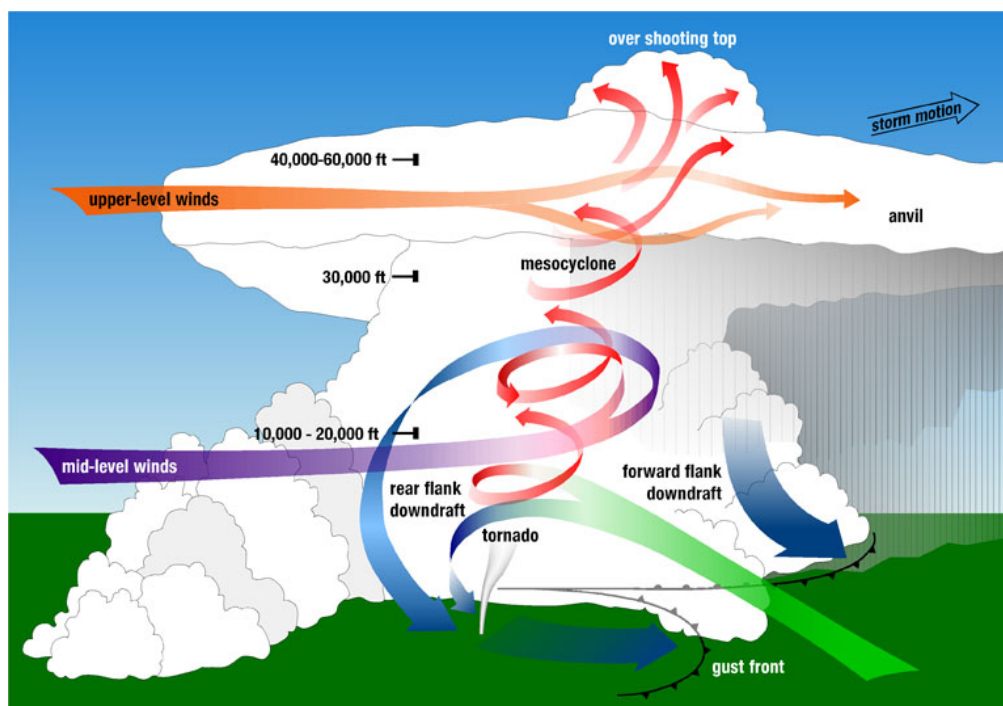


- 灰色区域表示高层的云砧。
- 绿色区域表示降水区域, 其中淡绿色表示小雨, 主要分布在飚锋后面(下沉气流的正切变涡度一侧); 深绿色区域表示伴随着强烈下沉气流的强降水区(垂直剖面图中的 Downdraft rain area), 往往会有冰雹等天气发生。
- 淡红色区域表示上升气流区。

▲ 不同降水强度的超级单体的云体结构和降水区域有所不同。



② 斜升气流与下沉气流的成因

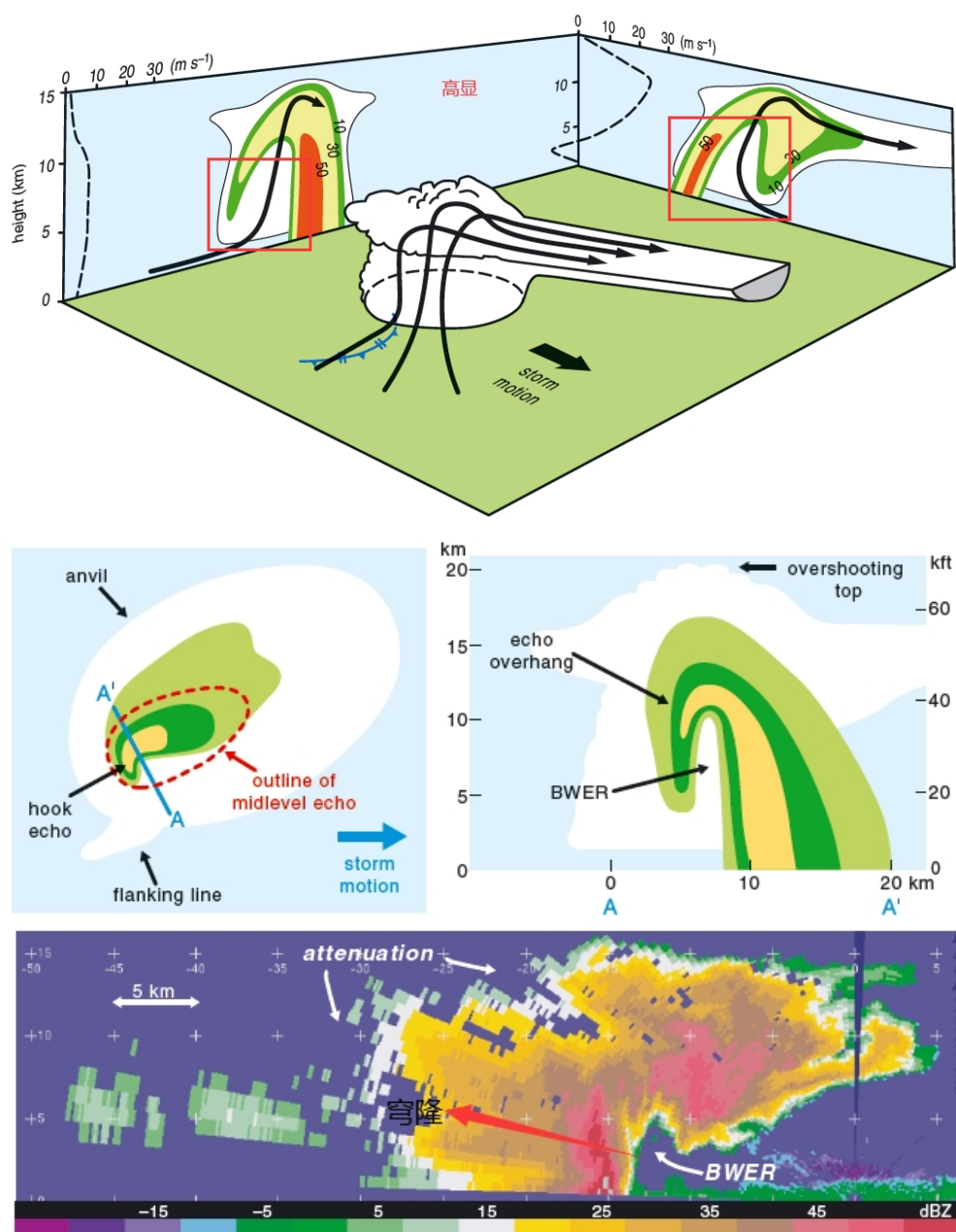


- 上升气流主要是来自低层的暖湿气流，它是由于风暴云底部的流出气流与其外围的流入气流辐合而造成的，由于云底下沉气流呈楔状，把它前方的暖湿空气抬升起来，所以上升气流通常呈倾斜状，称为“斜升气流”。
- 下沉气流主要由三种作用造成：降水物的拖曳作用；在中层云外围绕流的干冷空气被卷入，在云体前部逐渐下沉；在中层从云体后方直接进入云中的干

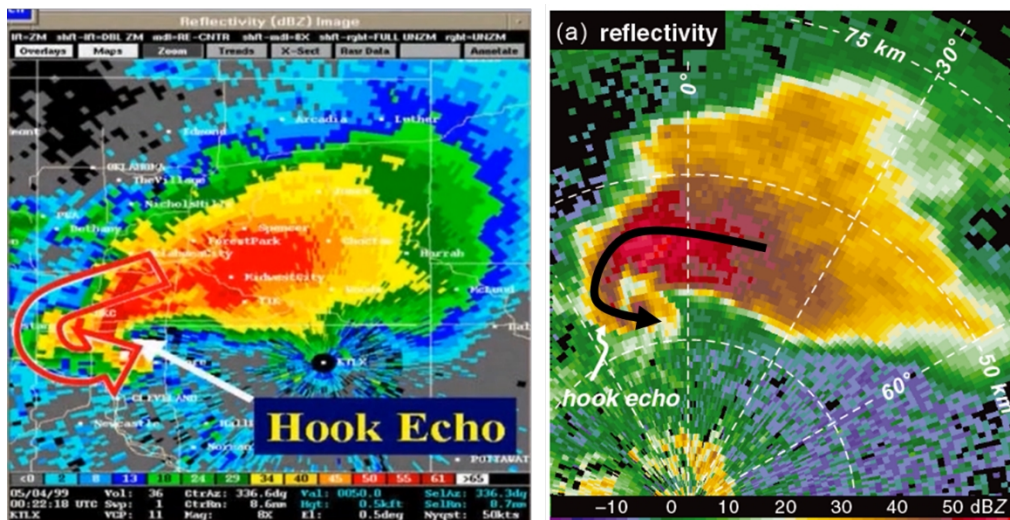
空气，降水物通过这种干空气时强烈蒸发冷却，因而形成很冷的下沉气流。

③ 超级单体风暴的雷达回波

- 在高显(RHI)中，超级单体风暴的上升气流区对应弱的雷达回波，称这个区域为“有界弱回波区(Bounded Weak Echo Region, BWER)”。弱回波区形成的原因是：强上升气流(上升速度可达 $25\sim40\text{m/s}$)使得水滴尚未来得及增长便被携带至高空，从而形成弱回波区。在高显回波图中，又将该区域称为“穹隆”，它的水平尺度为 $5\sim10\text{km}$ ，呈现出一个圆锥形，可伸展到整个风暴的一半或者三分之二的高度。



- 最强的回波位于 **BWER** 的左边，该侧有夹杂大冰雹的降水。
- 在平显(PPI)中，超级单体像一个细胞结构，外形呈椭圆形，最大的特征是有钩状回波。它的水平特征尺度在 20~30km，垂直伸展 12~15km。



【补充】关于探测雷达的相关知识(具体学习可选修王文彩老师开设的《遥感气象学》)

- 平面位置显示器(Plan Position Indicator, PPI)是天气雷达应用得最多显示器，简称平显。它是指天线仰角为固定不变，通过天线围绕铅直轴转动，获得一个扫描面(这个面是圆锥面)，从而进行降水分析。
- 距离-高度显示器(Rang Height Indicator, RHI)简称高显。在高显中，横坐标表示云、雨目标的斜距，纵坐标是云雨目标的高度，因此可以获取云、雨的形成和垂直结构情况

13. 中尺度对流系统

中尺度对流系统 (Mesoscale Convective System, MCS), 是造成暴雨、冰雹、雷雨大风和龙卷等灾害性天气的重要系统。中尺度对流系统由对流单体、多单体风暴和超级单体风暴以各种形式组织而成，包括飑线和中尺度对流辐合体，水平尺度在 2-2500 km。

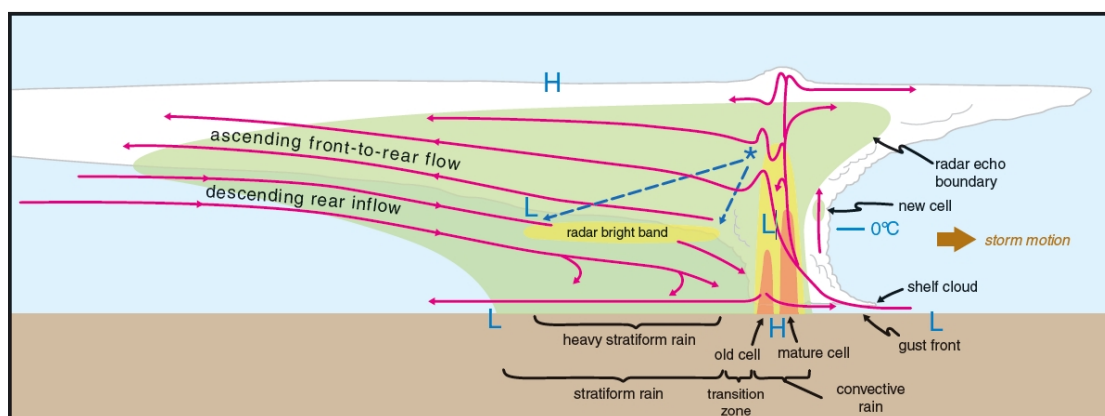
(1) 飑线(Squall line)

- ① 定义(Maddox): **线状的中尺度对流系统**。飑线是一条雷暴或积雨云带，实际上它是由一些强雷暴单体群排列而组成的。其水平尺度为 150~300km，时间

尺度为 4~10h。

飚线一词在上个世纪的后期即已提出，但关于飚线的定义，漫长时间以来经历了多次沿革。1919 年以前认为任意发生强风的线都是飚线，直到 1946~1947 年美国雷暴计划的提出，才将飚线研究集中到对流特征方面。20 世纪 50 年代后期，将飚线重新定义为任何非锋面的或狭窄的活跃雷暴带。70 年代后期，认为飚线就是雷暴线，非锋面的或锋面有关的雷暴都包括在内，同时提出了飚线系的概念。认为飚线是由对流区和层状区组成的系统，到 80 年代，随着中尺度对流复合体的发现，Maddox 将飚线定义为线状的中尺度对流系统，这个定义将飚线和团状的中尺度对流系统区别开来，并明确指出了飚线的尺度范围，而且强调了飚线是对流系统——即包括对流区和层状区。

② 飚线的结构

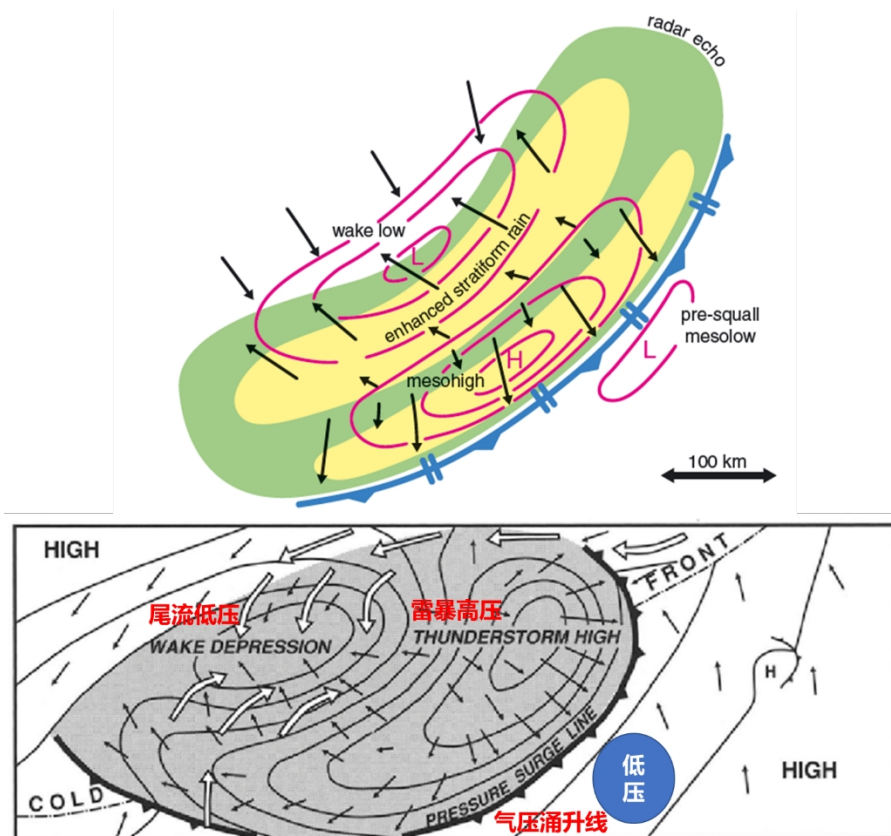


▲ 飚线概念模型(绿色阴影表示降水区域，即雷达回波存在的区域；黄色和橙色阴影表示更强烈的雷达回波)

- **流场**：低层主要是飚线前方有强的空气流入，在后方为流出。
- **涡度场**：主要特点是在中前方，特别是高层为反气旋式涡度；中后方中低层为气旋式涡度。
- **垂直运动**：一个上升气流中心位于 700hPa 的高度上，在飚线前缘后部约 20km 处；另一个上升气流中心，位于中层 400hPa 高度处。
- **散度场**：在低层飚线前约 30~110km 附近为辐合，飚线中心至 30km 附近为辐散，中层是无辐散层，随着飚线的发展，在飚线上空 300hPa 附近产生强烈的辐散气流。
- **温压场**：地面上飚线两侧有明显的水平温度梯度，在中层无辐散层附近由于凝结潜热释放存在暖心，温度可比周围高 3℃ 以上。水平温度梯度，强度在 5℃/50km 以上，有的强飚线可达 1℃/km。

③ 飚中系统

把和飚现象相联系的一类系统叫飚中系统，主要包括雷暴高压、飚线、飚线前低压和尾流低压等中系统。



- **雷暴高压:** 成熟阶段雷暴的下方，一般都有一个冷性中高压，称为雷暴高压
- **飚线:** 雷暴高压内有强烈辐散，其前方低空和地面的强烈流出冷空气与暖空气的倾斜界面，称为“飚线”。
- **中低压:** 雷暴高压前方和后方的中低压，其气压下降率可达 $2\sim 4\text{hPa/h}$ ，大多数强对流天气都发生在中低压或邻近地区。

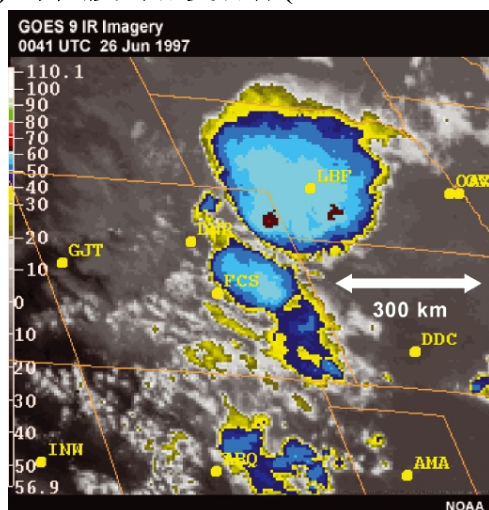
▲ 中尺度低压系统

在中尺度天气图上，可以分析出一些水平尺度为 $100\sim 300\text{km}$ 的小型低压，称为中尺度低压系统，主要分为“中低压”和“中气旋”两类。这两种中系统虽然都为低压，但存在区别，前者在风场上没有明显的气旋式环流，而后者则有闭合的气旋式环流。中低压往往是由局地增热而造成(如锋前暖区局地增热、摩擦辐合等作用形成中尺度低压)，当中低压加强，并在产生围绕中心的气旋式环流时，便发展为中气旋。中气旋中会产生龙卷。

④ 飚线的生命阶段

- **初始阶段**: 有小的中高压形成;
- **发展阶段**: 中高压水平尺度增大, 其前缘形成明显的飚线, 但仍没有中低压出现;
- **成熟阶段**: 阵雨达到最大强度, 或出现其它激烈天气, 中高压后面常出现中低压(“尾流低压”), 有时在中高压前面也会出现中低压(“飚线前低压”);
- **消散阶段**: 中高压减弱, 阵雨分散, 中低压填塞。

(2) 中尺度对流复合体(Mesoscale Convection Complex, MCC)



MCC 是 20 世纪 80 年代初从增强显示卫星云图分析中识别出来的一种 α 中尺度对流系统。它是由很多较小的对流系统, 如塔状积云、对流群或 β 中尺度的飚线等组合起来的一种对流复合体。它的突出特征是有 一个范围很广、持续很久、近于圆形的砧状云罩。左图为 1997 年 6 月 26 日 Nebraska 州上空 MCC 的红外卫星图像个例。

1980 年, Maddox 根据增强的红外卫星云图分析, 概括出了下表所示的定义和物理特征。

MCC 的定义和物理特征

尺 度	A: 红外温度 $\leq 32^{\circ}\text{C}$ 的云罩面积必须 $> 100,000 \text{ km}^2$ B: 内部 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 的冷云区面积必须 $\geq 50000 \text{ km}^2$
开 始	A 和 B 的尺度条件首先满足
持 续 期	符合 A 和 B 尺度定义的时段必须 $\geq 6\text{h}$
最 大 范 围	邻近的冷云罩(红外温度 $\leq -32^{\circ}\text{C}$) 达到最大尺度
形 状	最大范围时的偏心率(短轴/长轴) ≥ 0.7
结 束	A 和 B 的定义不再满足

由此可见 MCC 是一种生命周期长达 6h 以上、水平尺度比普通雷暴和飚线大得多的近于圆形的巨大云团。它的内部红外温度很低, 表示它的云塔很高, 经常可达十余千米以上。MCC 的生命史一般包括四个发展阶段。

➤ 发生阶段

在这一阶段表现为一些零散的对流系统在具有对流发生条件（例如层结条件性不稳定、低层有辐合上升运动、有地形的热力和动力抬升作用等）的地区中开始发展。

➤ 发展阶段

在这一阶段，各个对流系统的雷暴外流和飑锋逐渐汇合起来，形成了较强的中高压和冷空气外流边界线，迫使暖湿空气流入系统。由于外流边界和暖湿入流的相互作用，使系统前部的辐合加强，因此出现最强对流单体，并形成平均的中尺度上升气流。于是对流云团开始形成并逐渐加大。

➤ 成熟阶段

在这一阶段，中尺度上升运动发展旺盛，高层有辐散，低层有辐合，并有大面积降水发生。这一阶段在卫星云图上的形态，具备 Maddox 规定的各种条件。

➤ 消亡阶段

在这一阶段，MCC 下方的冷空气丘变得很强，迫使辐合区远离对流区，暖湿入流被切断，强对流单体不再发展。MCC 逐渐失去中尺度有组织的结构。在红外云图上云系开始变得分散和零乱。但还可以看到有一片近于连续的云砧。

14. 龙卷(tornado)

龙卷是大气中最猛烈的对流风暴，最强龙卷的最大风速可达 110~200m/s，因为龙卷具有高能量密度，它能在局地是机械能高度集中，龙卷中产生的功率可达 10⁹kW，因而破坏性极大。

(1) 定义：**龙卷是一种和强烈对流云相伴出现的具有垂直轴的小范围强烈涡旋。**

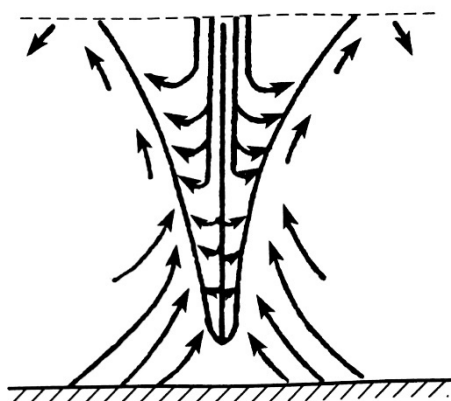
当有龙卷时，总有一条漏斗状云柱从对流云云底盘旋而下。有的能伸达地面，在地面引起灾害性风的称为**陆龙卷**（我们常说的“**龙卷风**”）；有的未及地面或未在地面发生灾害性风的称为**空中漏斗**，偶的伸达水面，称为**水龙卷**。水龙卷不如陆龙卷那么猛烈，但是它经常发生。

(2) 龙卷的基本特征：**尺度小、时间短、上升猛、旋转强、风速大**

➤ **空间尺度** 龙卷的平均直径为 200~300 m，最小的几十米，极少数能达到 1km

以上。造成破坏的地面宽度通常在 1~2 km。

- **时间尺度:** 龙卷的生命史很短,一般为几分钟到几十分钟,最多不超过几小时。根据观测记录统计,陆龙卷持续时间多在 15~30min,空中漏斗平均持续时间在 12min。
- **风速:** 龙卷的水平风速一般为 50~150 m/s,极端情况下能达到 300 m/s,理想龙卷的风速分布模型可由流体力学中兰金涡模型得出。垂直速度也非常大,特别是在浅的入流层上升速度能达到 75 m/s。
- **流场分布:** 许多观测事实和理论研究证明,龙卷内部为下沉气流,外流是上升气流。龙卷漏斗是由内层气流(即对流云底部向下伸展并逐渐缩小的涡旋漏斗)和外层气流(即地面辐合合并逐渐缩小的涡旋气柱)双层结构所构成。内层为下沉运动,外层为上升运动,其中上升气流常把地面(水面)卷起沙尘(水滴)卷入空中。
- **移动路径:** 龙卷的移动距离通常只有 10 km 左右,短的只有几十 m,极少数长的可能超过几百 km。由于龙卷的移动路径较短,因此通常表现为接近直线。
- **气压:** 龙卷内部气压剧降,造成了水汽的迅速凝结使得龙卷从不可见的空气涡旋变成了可见的漏斗云柱。另外,龙卷具有极强的气压梯度,根据推测,水平气压最大的地方,是距中心 40~50m 区域,气压梯度为 2hPa/m(大尺度系统中水平气压梯度为 1~2hPa/100km)。



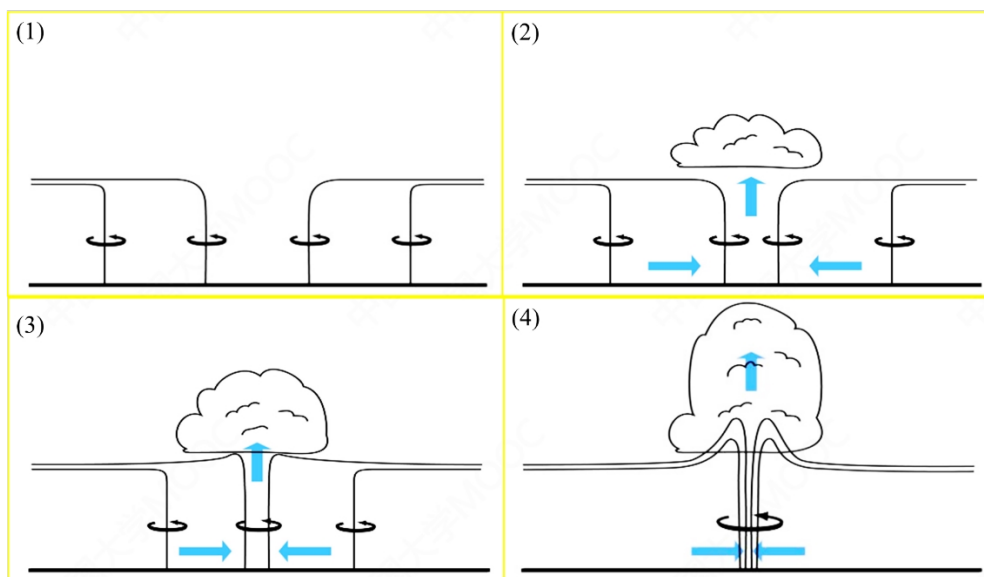
(3) 龙卷的形成机制

龙卷形成的条件有: 不稳定层结($\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} \approx -18\text{K/km}$); 深厚对流层风切变; 边界层相对湿度大; 强低层风切变; 对流有效位能 CAPE 值大。然而, 龙卷的形成机制至今还没有完全清楚, 争论也较多, 还有待进一步研究。下面主要从动力学的角度来理解一下龙卷的形成过程。**从本质上说, 龙卷的触发和发展过程是垂直涡度快速增加的过程**, 因此龙卷的形成, 包含了涡线的扭曲、拉伸和重新排列过程, 使它们在垂直方向并在地面上紧密地组合在一起。龙卷风是一种旋衡风(水

平气压梯度力与离心力相平衡), 所以科氏可以忽略, 故在涡度方程中可忽略牵连涡度, 从而涡度方程表示为

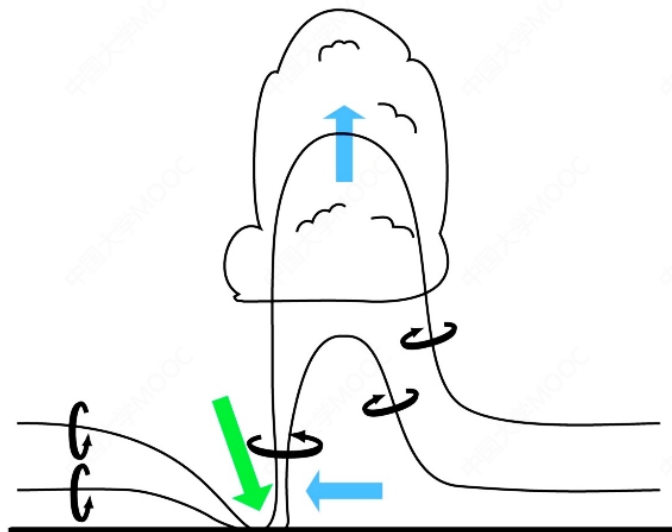
$$\frac{d\zeta}{dt} = -\zeta \nabla \cdot \mathbf{V} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} \right)$$

① 涡度辐合项 $-\zeta \nabla \cdot \mathbf{V}$: 地面上存在垂直涡度, 通过垂直涡度辐合形成龙卷。



② 涡管倾侧项 $\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x}$: 地面上不存在垂直涡度, 通过水平涡度的扭转形成龙卷。这种情况下, 要求: 首先存在水平涡度存在, 这与强的环境风切变有关; 其次还需要水

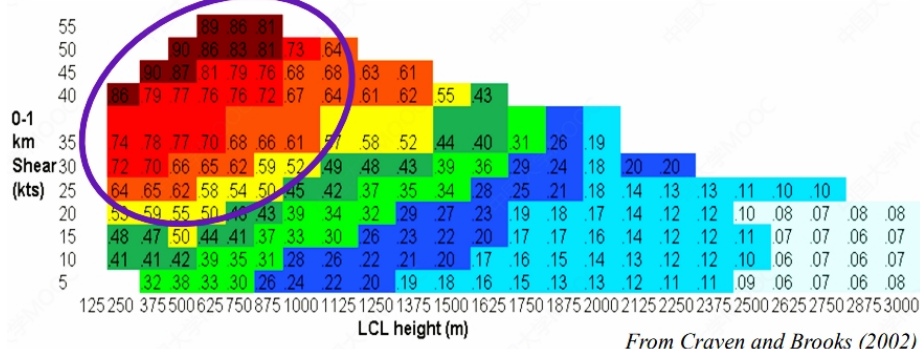
平涡度的扭曲, 这主要由局地抬升运动产生。另外, 云外的下沉运动也能加强涡管的倾侧, 但是, 关于云外气流的形成原因及其作用, 目前还存在较大的争议。



(4) 龙卷形成的环境条件

1973-1993年龙卷发生概率

与0~1km垂直风切(Shear)和抬升凝结高度(LCL)的关系



0~1km 强的环境场垂直风切变和较低的抬升凝结高度有利于龙卷形成。

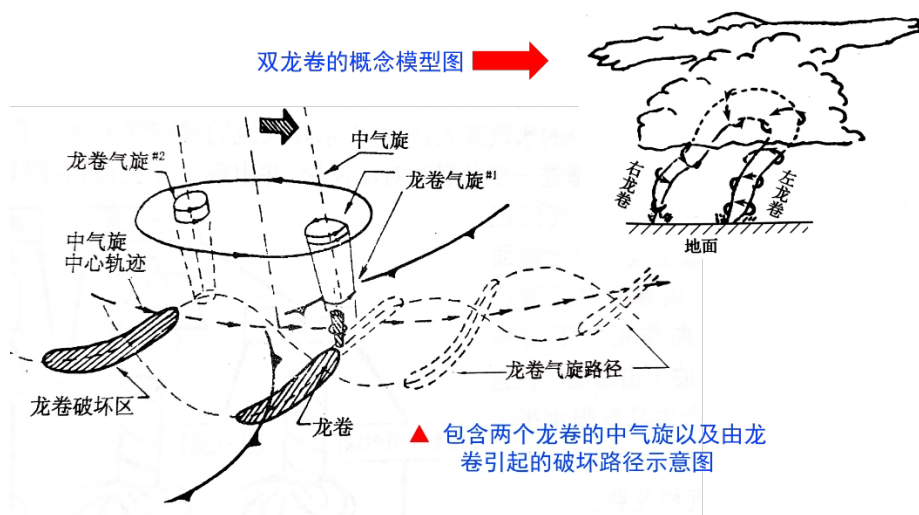
(5) 龙卷的分级

美国芝加哥大学的藤田哲也(Fujita)博士于 1971 年基于龙卷路径上所造成的破坏大小和风速的对应关系将龙卷分为 6 个等级, 从 F0 级到 F5 级, 即“藤田等级”。其中, F0 和 F1 级龙卷属于弱龙卷; F2 和 F3 级属于强龙卷; F4 和 F5 级龙卷则属于超强龙卷。在 2007 年 2 月以后, 美国气象部门开始采用改良藤田级数为龙卷风分等级。我国在 2019 年 8 月 1 日实施中国气象行业标准《龙卷强度等级》, 以龙卷发生时近地面阵风风速最大值为指标, 将龙卷强度分为四个等级。其中, 一级对应 EF0 及以下, 二级对应 EF1, 三级对应 EF2、EF3, 四级对应 EF4、EF5。

ENHANCED FUJITA SCALE		DAMAGE
EF-0	(65-85 MPH)	LIGHT
EF-1	(86-110 MPH)	MODERATE
EF-2	(111-135 MPH)	CONSIDERABLE
EF-3	(136-165 MPH)	SEVERE
EF-4	(166-200 MPH)	DEVASTATING
EF-5	(200+ MPH)	INCREDIBLE

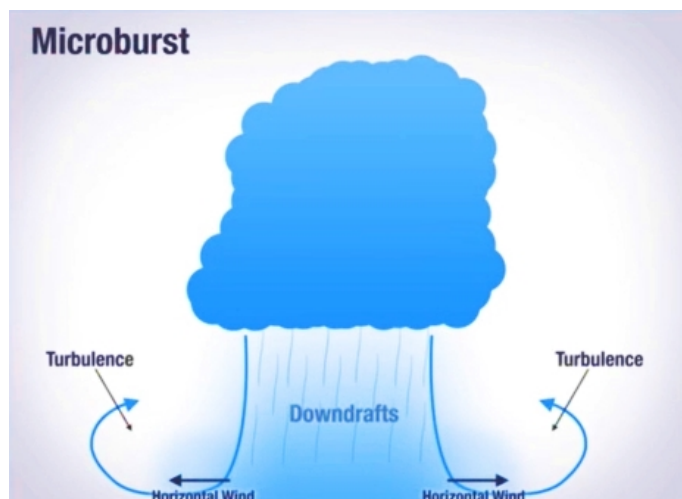
(6) 双龙卷

龙卷成对出现，旋转方向相反，一个气旋式，一个反气旋式。这实际上是流体力学中的“涡量守恒”的表现，即涡管截面不可能收缩到零。涡管不能始于或终于流体，而只能成为环形，或者始于边界，终于边界，或者伸展到无穷远。



15. 下击暴流(Downbust)

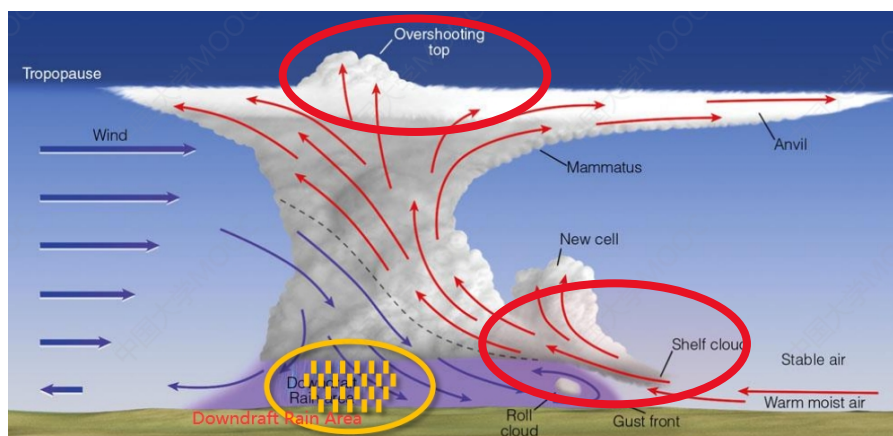
- (1) 定义：对流风暴发展到成熟阶段以后，其中雷暴云中冷性下降气流能达到相当大的强度，到达地面形成外流，并带来雷暴大风，这种在地面引起灾害性风的向外直线流的局地下降气流，称为下击暴流。



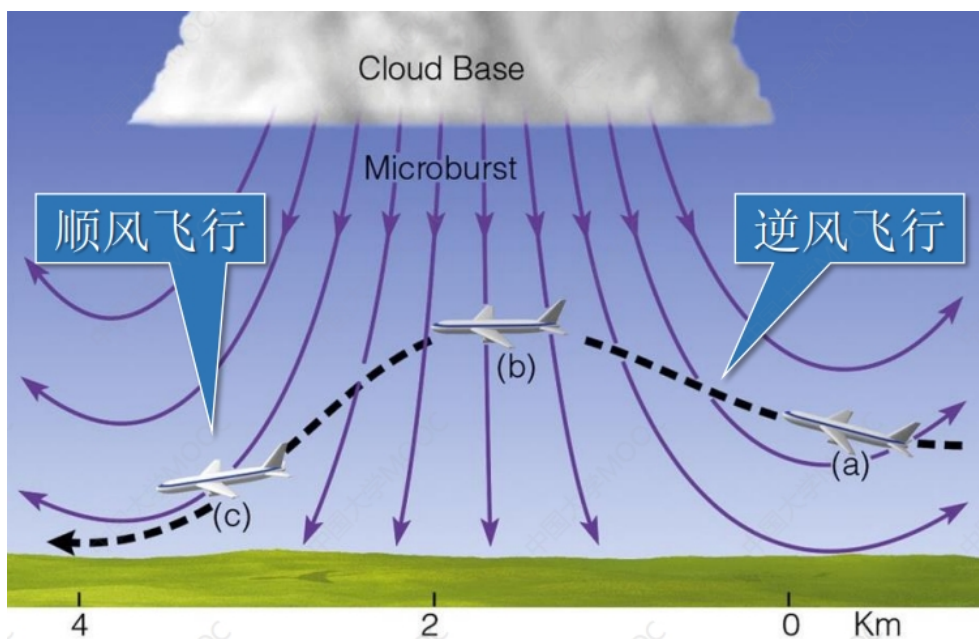
(2) 形成原因

下击暴流的形成与雷暴云顶的上冲和崩溃紧密联系。当对流风暴发展成熟，有时可以见到从云砧上突起的上冲云顶。这是雷暴中的上升气流携带的空气质量点，由于运动的惯性，穿过对流高度，上冲进入稳定层结大气的结果(有时

能越过对流层顶)。上升气流在其上升和上冲的过程中, 从高层大气运动中获得了水平动量。随着上冲高度的增加, 上升气流的动能变为位能(表现为重、冷的云顶)而被储存起来。重冷云顶的崩溃取决于低层飚锋的移动, 当飚锋加速移动离开雷暴云母体时, 上升气流减弱甚至消失, 重冷云顶失去平衡而下沉, 产生下沉气流。下沉气流由于从砧状云顶以上卷夹了移动快、湿度小的空气, 增加了下沉气流内部的蒸发, 同时吸收了巨大的水平动量, 而迅速向前推进。形成的下沉气流到达地面时, 就可以形成下击暴流。



(3) 危害——影响飞机的航行



Tornado Facts

Tornadoes can develop quickly, so it's important for you and your family to know exactly what to do before and during a tornado.



Tornadoes can last anywhere from several seconds to over an hour. The average is ten minutes.



When a tornado warning is issued you typically have about 15 minutes to take cover.



Flying debris is the greatest danger in tornadoes. Store protective coverings in or next to your shelter space.



Take cover in a lowest area of your home or in a storm shelter.

EF0

WEAK

65 to 85 mph

minor or no damage



EF1

MODERATE

86 to 110 mph

moderate damage



EF2

STRONG

111 to 135 mph

considerable damage



EF3

SEVERE

136 to 165 mph

severe damage



EF4

DEVASTATING

166 to 200 mph

extreme damage



EF5

INCREDIBLE

>200 mph

total destruction of buildings



第九章 热带天气系统

1. 低纬度大气运动的基本特征

(1) 从动力学角度

- 低纬度科氏参数 f 很小；
- 天气尺度系统具有非地转运动特征。地转关系不存在，气压场分布均匀，高度场不能代表流场，因此主要通过分析流场(stream line)和云图；
- 行星尺度运动具有准地转(quasi-geostrophic)运动特征；

(2) 从热力学角度

- 热带地区水平温度梯度很小，大气近于正压(barotropic)；
- 水汽充沛，对流活跃，凝结潜热释放是驱动热带扰动的主要能源，对垂直运动和散度场有显著的影响(降水系统内的垂直速度和水平散度比系统外面大一个量级)。

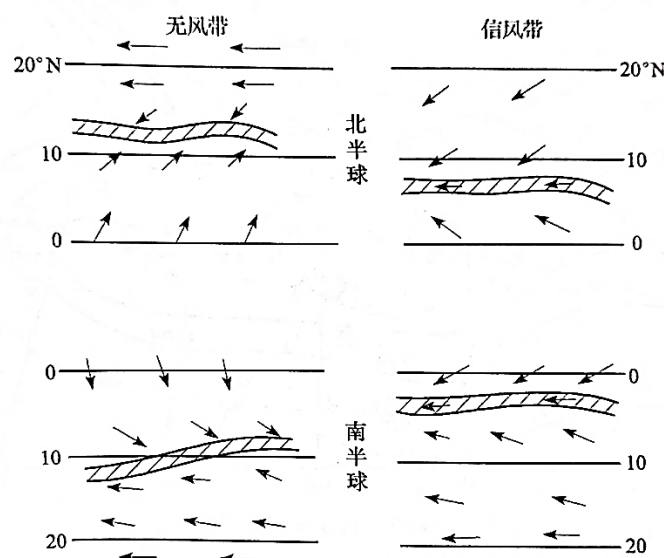
2. 热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)

- (1) 定义：南北半球两个副热带高压之间气压最低、气流汇合的地带，也是热带地区主要的、持久的大型天气系统，有时甚至可以环绕地球一圈。热带辐合带又称赤道辐合带、赤道锋、赤道槽。热带辐合带与两个半球的 Hadley 环流密切相关，是 Hadley 环流的上升支所在位置。

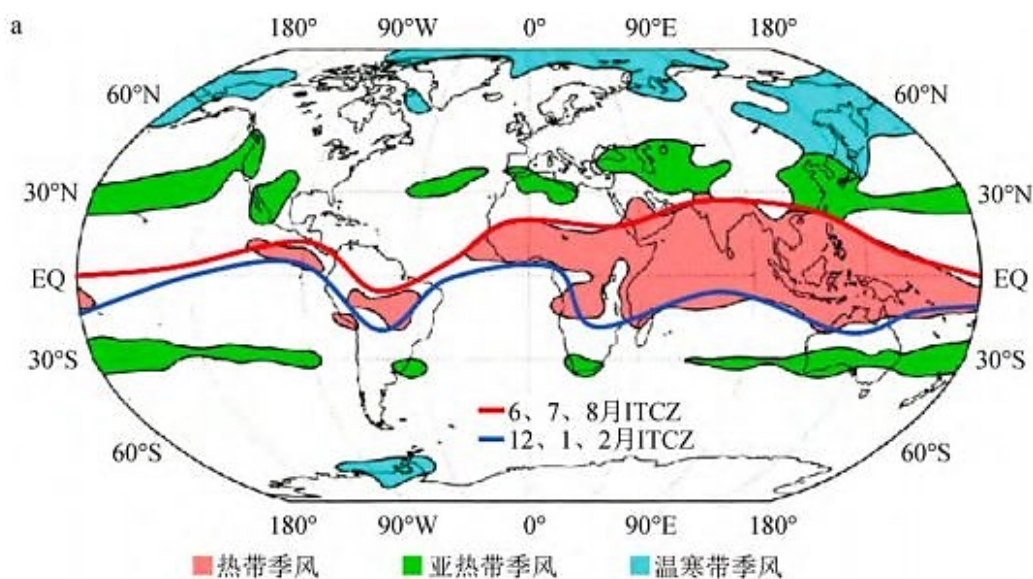
(2) ITCZ 的类型

- **无风带(静风辐合带或季风辐合带)**：南半球东南信风越赤道后转为西风，与北半球东北信风汇合的地带，风很小，几乎静风。其特点是位置有明显的季节变化，气流辐合强，常有热带天气系统生成，如热带云团、热带气旋等。季风辐合带主要出现在南亚到西太平洋一带，它的构成和季风紧密相连，主要特征是风向切变大。
- **信风带**：南半球东南信风和北半球东北信风汇合的地带，辐合带中吹东风。特点是距离赤道较近且无明显的季节变化，强度小于季风辐合带，也较少

强烈的热带天气系统发生。它主要位于北大西洋、太平洋中部和东部地区



(3) ITCZ 的季节变化

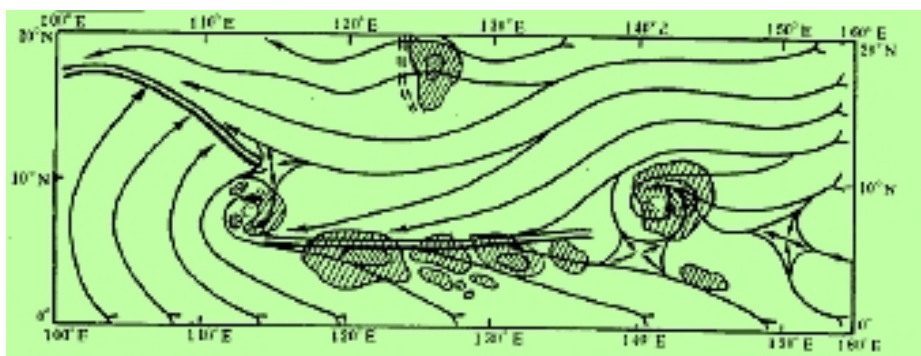


- 北半球夏季，由于副热带高压北移和西南季风增强，赤道辐合带位置偏北，冬季相反，位置偏南；
- 在中南半岛经度上，赤道辐合带常活动于 25°N ~ 10°S 之间；
- 7 月，它的平均位置在我国南海东部，8 月，正好位于台湾省之南，9 月在 20°N 左右的南海北部，10 月开始南退到 8° ~ 15°N ，11 月在赤道和 5°S 之间，到了 12 月赤道辐合带已经离开北半球，活动于 10°S 和赤道之间。

(4) ITCZ 的短期变化

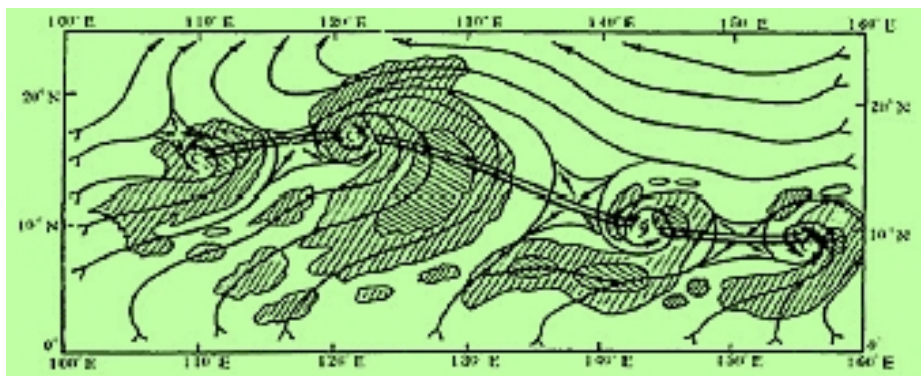
ITCZ 的短期变化主要表现为位置的移动和强度的变化。

➤ 不活跃阶段



东南信风减弱，赤道辐合带较弱，位置偏南。ITCZ 为一条弱的、不明显的两半球信风气流间的汇合线。云系是面积较小的分布散乱的信风云系。西太平洋台风活动较少。

➤ 活跃阶段

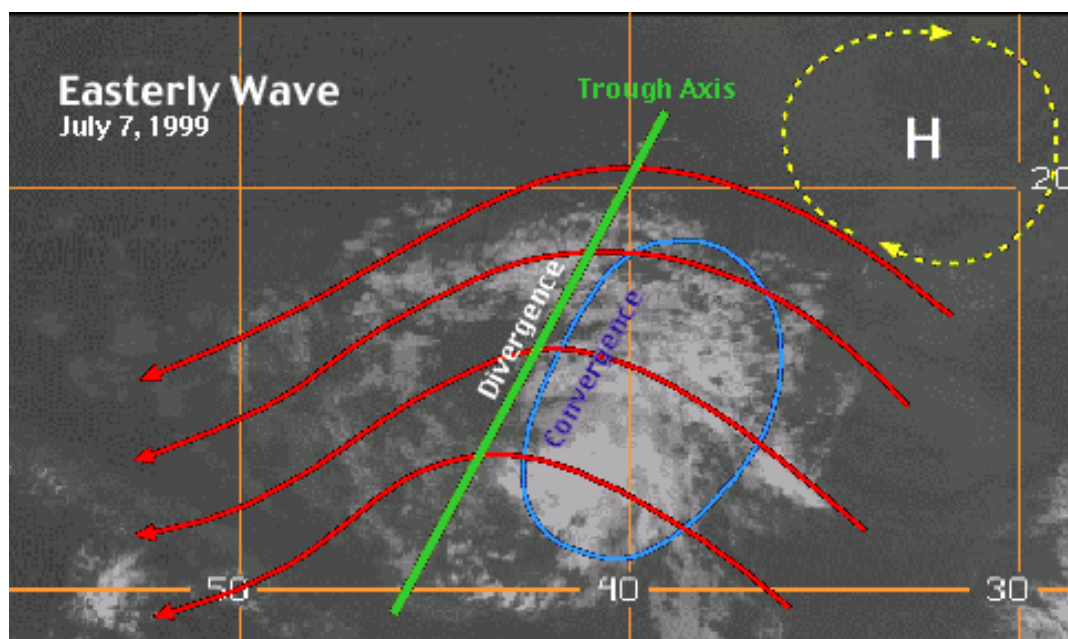


当南半球冷空气和陆地高压增强，东南信风和越赤道气流增强，西太平洋出现大范围西风 and 南风，辐合带北抬。因两半球相互作用，辐合带中气旋性涡旋增多，产生大面积云团，卫星云图上有连续密蔽云带。台风易发生，常有热带扰动同时或相继发生生成台风。

3. 热带东风波(Easterly Wave)

(1) 定义

副高南侧、对流层中下层，常存在一个槽或气旋性曲率最大处，呈波状形自东向西移动。因为出现在东风带中，称为东风波。在气压场上是一个东北-西南向的倒槽，**槽前(西)为东北风，槽后(东)为东南风**。波长一般为 1000~2000km，长者达 4000~5000km。



(2) 东风波的结构特征

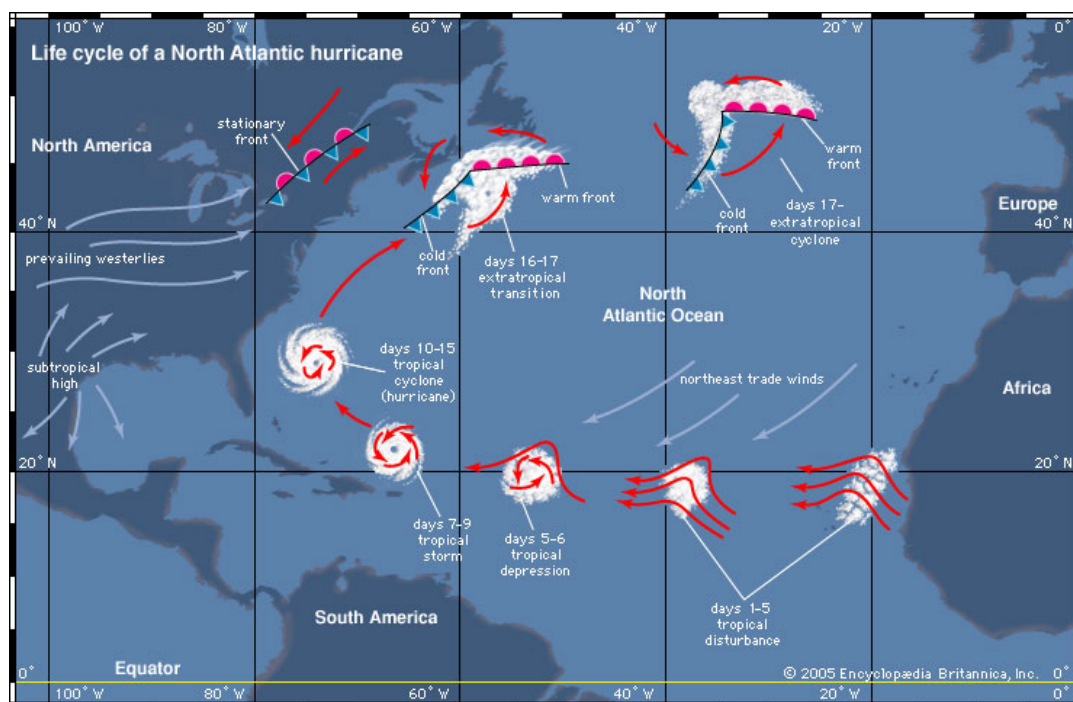
- 波槽呈南北走向，槽前东北风，槽后东南风；
- 东风风速随高度减小，波槽随高度略向东倾斜；
- 对流层低层槽后辐合，槽前辐散，天气产生于槽后；
- 波长约 1000~1500km，天气尺度或次天气尺度；
- 伸展高度 6~7km；
- 伴随涡旋状云系，有时可发展为热带风暴。

(3) 东风波的形成(目前理论尚不完备)

- 西风槽受副高阻挡，其南段伸入低纬地区而形成；
- 对流层上部冷低压在中、低层的反映；
- ITCZ 中的扰动伸入东风气流。

(4) 东风波的移动

在海上形成后向西移动，移速较稳定，20~25km/h，可发展为热带低压或台风，移动至大陆后减弱消失，影响东南沿海，有时会带来降水。



▲ 北大西洋上一个东风波的演变

4. 热带气旋

(1) 定义

热带气旋(tropical cyclone, TC)是形成在热带或副热带洋面上,具有有组织对流和强烈气旋性地面环流的非锋面性天气尺度系统,一般具有暖中心结构,其有组织的深对流,常给受影响地区造成严重灾害,同时也是全球水汽和热量平衡的重要成员。

(2) 热带气旋的等级划分(中心海平面最低气压和最大平均风速)

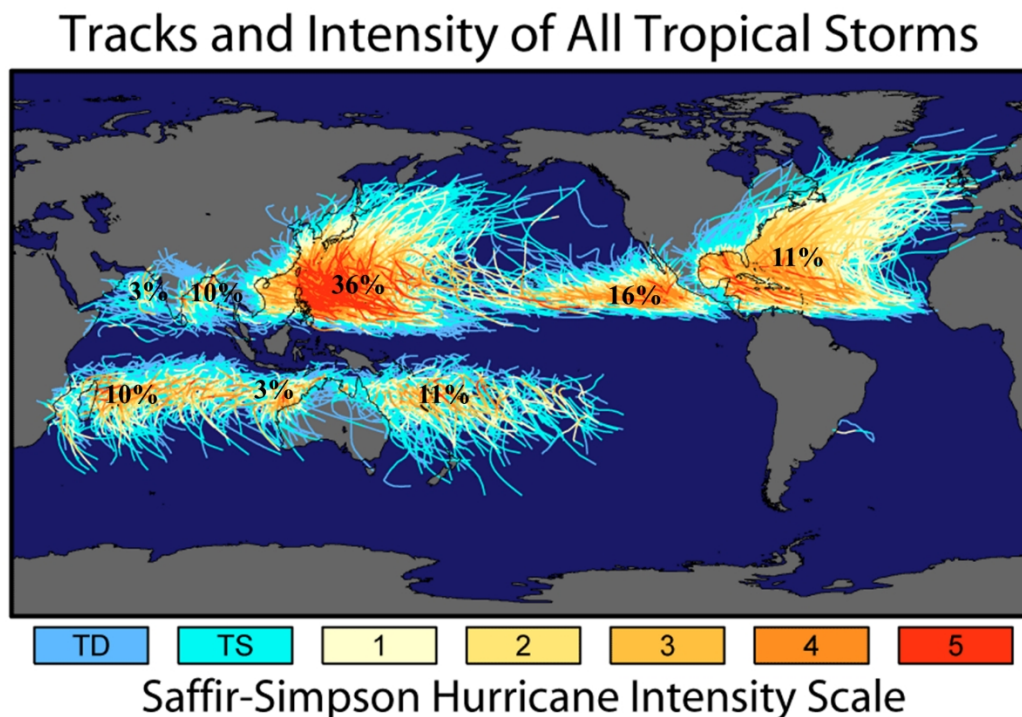
热带气旋等级	底层中心附近最大风速/ (m/s)	底层中心附近最大风力/ 级
热带低压 (TD)	10.8~17.1	6~7
热带风暴 (TS)	17.2~24.4	8~9
强热带风暴 (STS)	24.5~32.6	10~11
台风 (TY)	32.7~41.4	12~13
强台风 (STY)	41.5~50.9	14~15
超强台风 (Super TY)	51.0	16或以上

▲ 不同地区对热带气旋的称呼有所不同：在中国和东亚地区称为台风；在东太

平洋和大西洋地区称为飓风，印度洋和澳大利亚地区则称为热带风暴。

(3) 热带气旋的源地和发生频率

全球的台风主要发生于 8 个海区。其中北半球有北太平洋西部和东部、北大西洋西部、孟加拉湾和阿拉伯海 5 个海区；南半球有南太平洋西部、南印度洋东部和西部 3 个海区。全球热带气旋路径和密度的分布图如下(图片来源：[R.A. Rohde, Global Warming Art.](#))



(4) 台风的命名

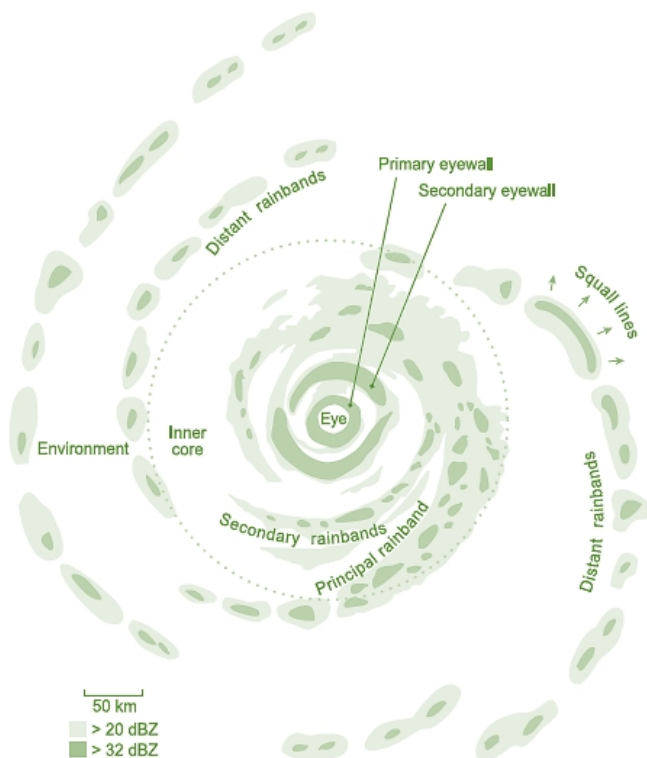
由热带气旋形成并影响的周边国家和地区(共 14 个：柬埔寨、中国大陆、朝鲜、中国香港、日本、老挝、中国澳门、马来西亚、密克罗尼西亚、菲律宾、韩国、泰国、美国和越南)每个国家和地区提出 10 个名字，共同事先制定的一个包含 140 个名字的命名表，然后按顺序年复一年地循环重复使用。命名表首先给出英文名，各个成员国家可以根据发音或意义将命名译至当地语言。当一个热带气旋名称被使用，造成某个或多个成员国家的巨大损失，这个名称将会永久除名并停止使用。

5. 台风的结构特征

(1) 尺度

台风的尺度可以按照最外圈闭合等压线半径、8 级风圈半径或者最大风速半径为指标进行划分。平均而言，台风的直径一般在 600~1000km 之间。另外，目前的研究表明，台风的强度与其尺度之间没有直接关系。

(2) 水平结构

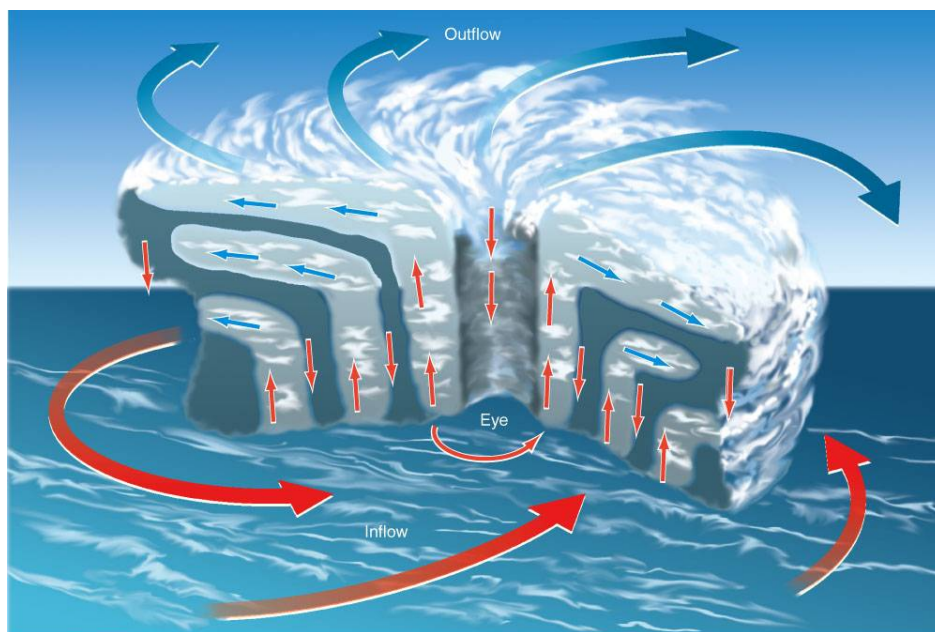


- **台风眼区(台风内圈):** 从卫星云图上可见的中空小孔，在台风眼区，四周的气流绕中心以逆时针高速旋转，但由于空气旋转速度极快，外围空气不易进入中心，加上中心区有空气下沉增温现象，故在台风中心数十公里范围内，雨消云散，风力极小或为静风，其直径一般为 10~60km，通常为圆形。
- **台风涡旋区(台风中圈):** 围绕台风眼分布的一条最大风速带，宽度 10~20km，台风中最强烈的大风、降水度出现在这个区域，是台风破坏力最强区；
- **台风大风区(台风外圈):** 由内向外风速迅速减弱，直径一般为 400~600km。有螺旋云带，由若干对流单体组成。

(3) 垂直结构

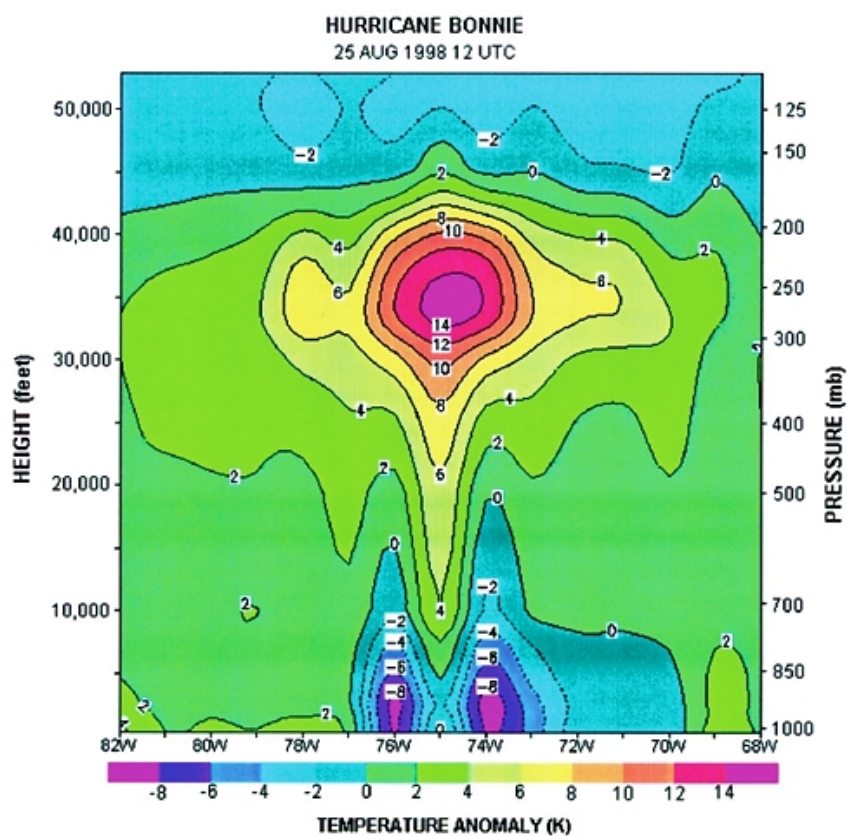
- **流入层:** 从地面到大约 3km 高度，有显著的向中心辐合气流；
- **中层:** 从 3km 到 8km 高度，气流主要沿切线环绕台风眼壁螺旋上升；
- **流出层:** 8km 以上到台风顶部，气流向外辐散，四散流出，空气外流的量与

流入层的流入量大体相当。



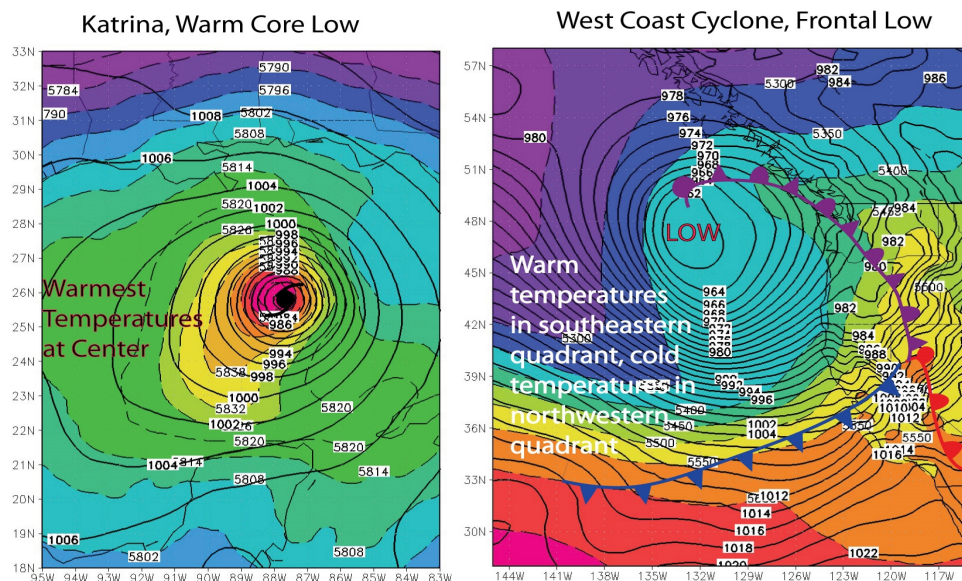
© 2007 Thomson Higher Education

(4) 热力结构



明显的正距平广泛分布在对流层的中上层层，低层只集中在中心附近较小的范围内；温度距平的最大值出现在 300~200hPa(10km 左右)，达 16°C 。

▲ 热带气旋和温带气旋的比较



➤ 相同点

均为天气尺度系统；均为地面低压系统，北半球逆时针环流；都产生大风、降水天气。

➤ 不同点

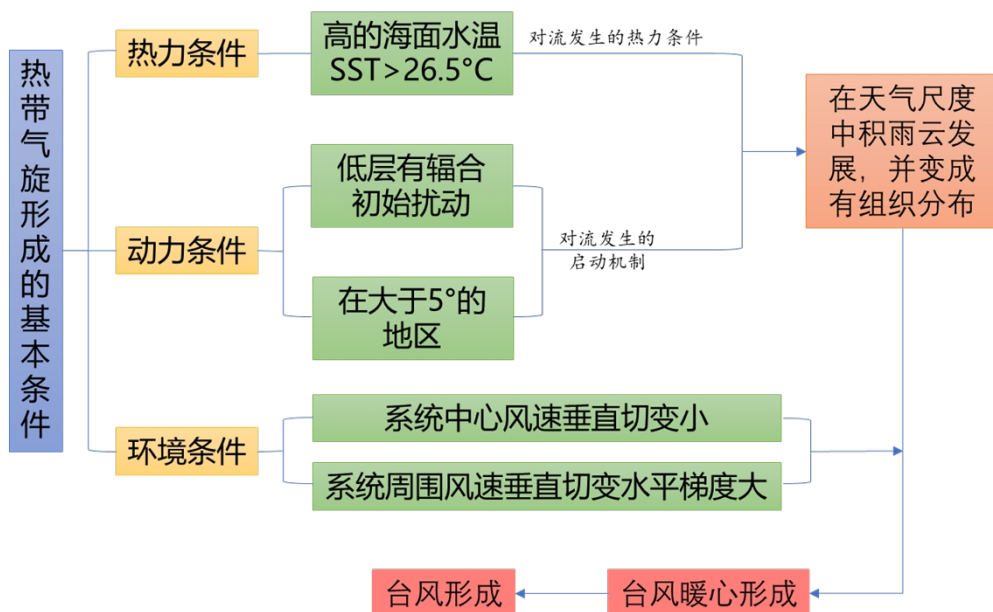
	热带气旋	温带气旋
能量来源	下垫面暖洋面及潜热释放	水平温度梯度 (斜压能)
垂直结构	暖心结构，台风强度随高度递减，地面的低压到高空（12km附近）变为高压	强度随高度加强，中纬度气旋上空的西侧往往对应冷的高空低压或槽
中心	往往有眼区，且为下沉气流	一般无眼区，且中心气流上升
强风	最大的风在近地面	最强风出现在高空急流处
天气图上表现	热带气旋等压线更接近环形，风更强，梯度更大，尺寸较小	等压线非规则环形，风较小，梯度较小，但水平尺度较大
性质	无锋面	有锋面

6. 台风形成的必要条件

- (1) **广阔温暖的洋面，水温 $\geq 26.5^{\circ}\text{C}$ 且暖水层水深 $\geq 50\text{m}$** 。这主要为台风的形成提供了热量和水汽。此外，感热和潜热的海气交换和动量交换对于热带气旋的维持和发展起着重要作用，因此热带气旋的发生发展不仅与海表温度(SST)

有关，也与海面以下水温的垂直结构有关；

- (2) **低层存在初始扰动**。初始扰动主要来自赤道辐合带中的涡旋(80~85%)和东风波(10%)，此外还有中纬度切断冷涡/热带高空冷涡(5%)和斜压性扰动(<5%)；
- (3) **对流层的垂直风切变要小**。较小的风切变使得水汽释放的凝结潜热不易流散，有利于暖心结构的形成。
- (4) **地转参数大于一定的值，一般形成位置在南北纬 5° 以外**。地转参数大于一定值才有利于气旋性涡旋的产生。



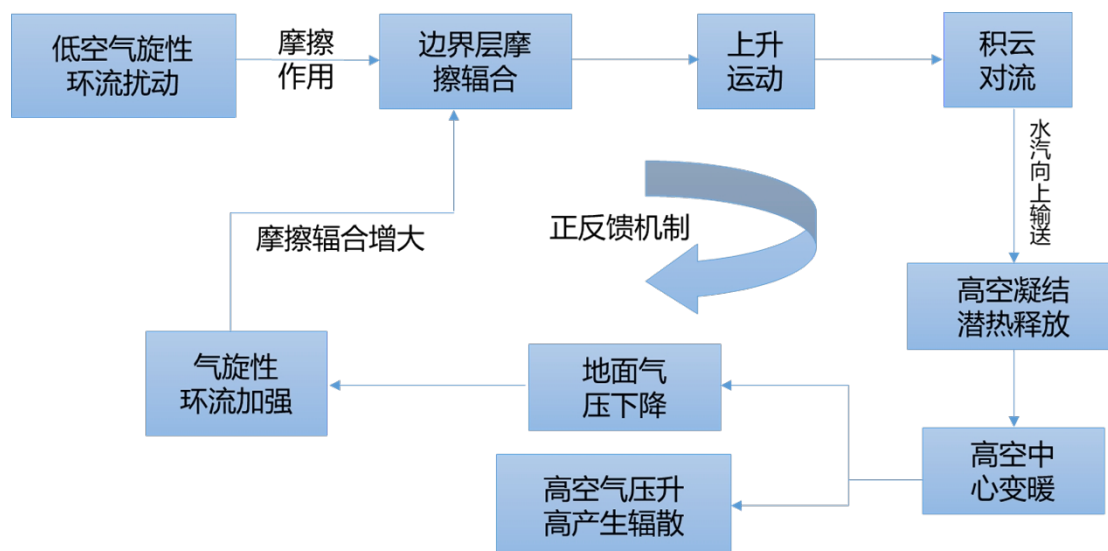
7. 热带气旋的发展机制

(1) 第二类条件不稳定机制(Charney, 1964)

第二类条件不稳定机制又称为 CISK(Conditional Instability of Second Kind)，它是由积云对流和天气尺度扰动二者相互作用所产生的不稳定性。积云对流释放凝结潜热使对流层中、上层不断增暖，并使高层气压升高，产生辐散。高层辐散又促使低层扰动中心的气压降低，产生辐合。这种大尺度的低层辐合，又供给了积云对流发展的水汽。如此循环，从而导致扰动不断的发展而形成台风。

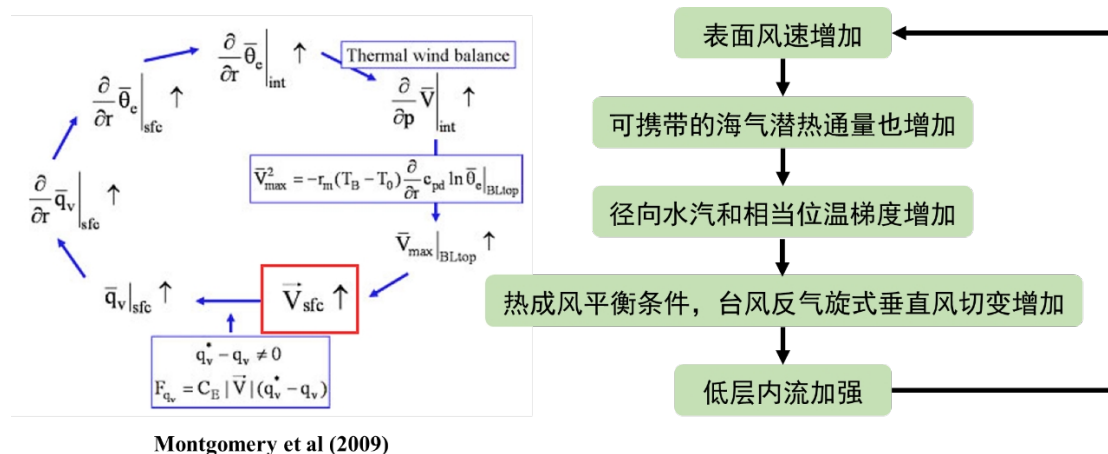
▲ CISK 机制的不足之处

没有考虑海气相互作用引起的潜热通量效应；对于低层原先存在的低压扰动是如何发生的没给出解释。



(2) 海面风与其引起的热量交换之间的正反馈机制(Emanuel, 1989)

该机制又称为 WISHE 机制(Wind Induced Surface Heat Exchange), 该机制的正反馈过程如下。



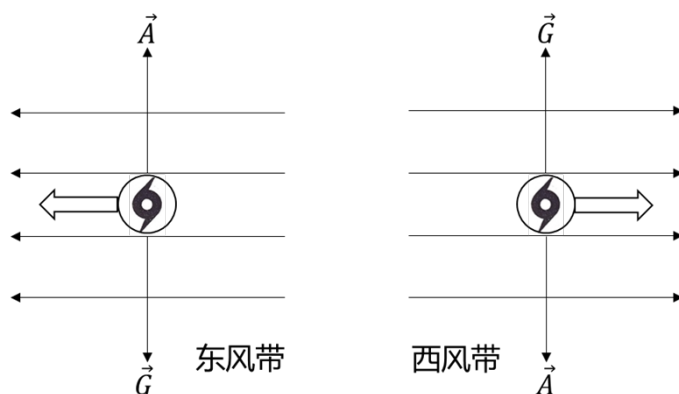
8. 台风受力与移动路径

(1) 台风受力分析

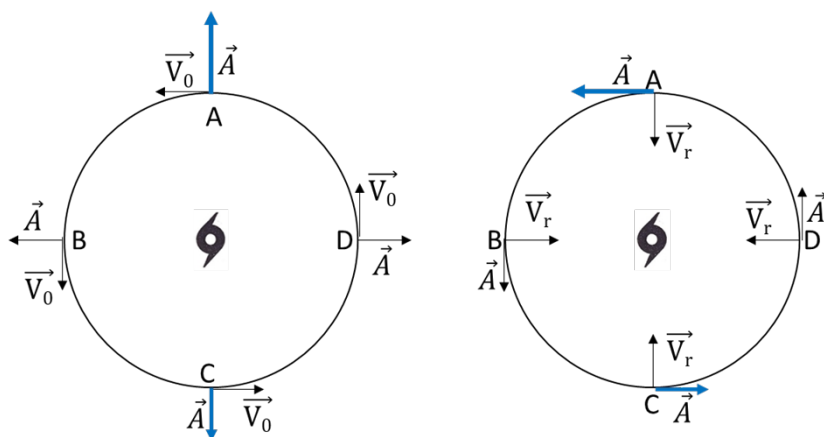
总体而言, 台风主要受到三个力的作用: 水平气压梯度力、科氏力(前两者称为外力)和自身的内力。

➤ 气压梯度力和科氏力(北半球为例)

水平气压梯度力 ($\vec{G}$) + 水平地转偏向力 ($\vec{A}$)

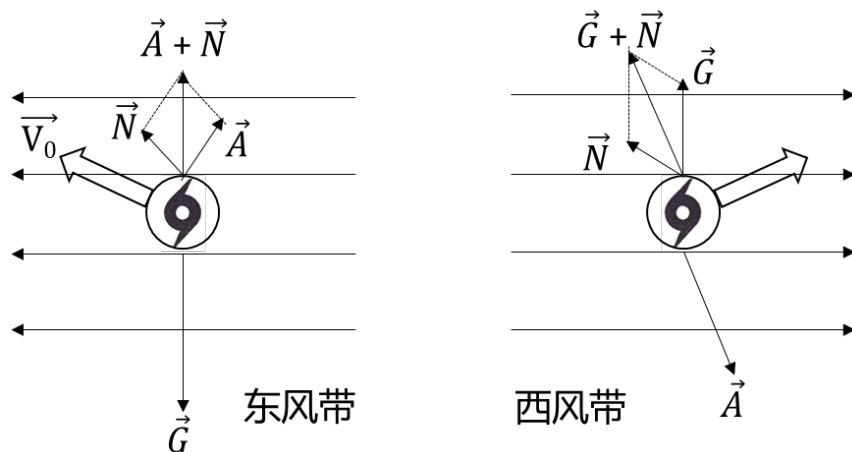


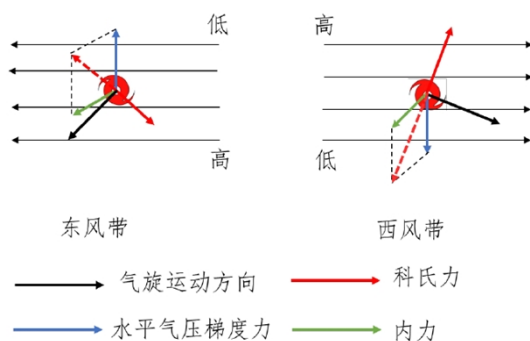
➤ 内力：热带气旋内部流场结构在地球自转作用下产生的力(北半球)



东西方向地转偏向力平衡，北侧地转偏向力大于南侧，作用在热带气旋上的总内力指向**西北**(南半球指向西南)。热带气旋范围越大，产生的内力越大。

综合考虑上述三力的平衡，可得到台风在北半球东、西风带中的受力情况如下图所示。





▲ 南半球热带气旋受力分析示意图 图片制作：蒋斌

(2) 台风的移动路径(以西太地区为例)

➤ 西移路径

台风从菲律宾以东一直向偏西方向移动，经南海在华南沿海、海南岛或越南一带登陆。沿这条路径移行的台风，对我国华南沿海地区影响最大。

➤ 西北移路径

台风从菲律宾以东向西北偏西方向移动，在我国台湾、福建一带登陆；或从菲律宾以东向西北方向移动，穿过琉球群岛，在浙江一带登陆，然后在我国消失。沿这条路径移行的台风对我国华东地区影响最大。

➤ 转向路径

台风从菲律宾以东向西北方向移动，到达我国东部海面或在我国沿海地区登陆，然后转向东北方向移去，路径呈抛物线状。**这是最多见的路径**。如果台风在远海转向，主要袭击日本或在海上消失；如果台风在近海转向，大多影响朝鲜，也有一小部分在北上的后期会折向西北行在辽鲁沿海登陆。冬季这类台风的转向点的纬度较低，对菲律宾和我国台湾一带可能有影响。

➤ 异常路径：打转、突然转向、蛇形

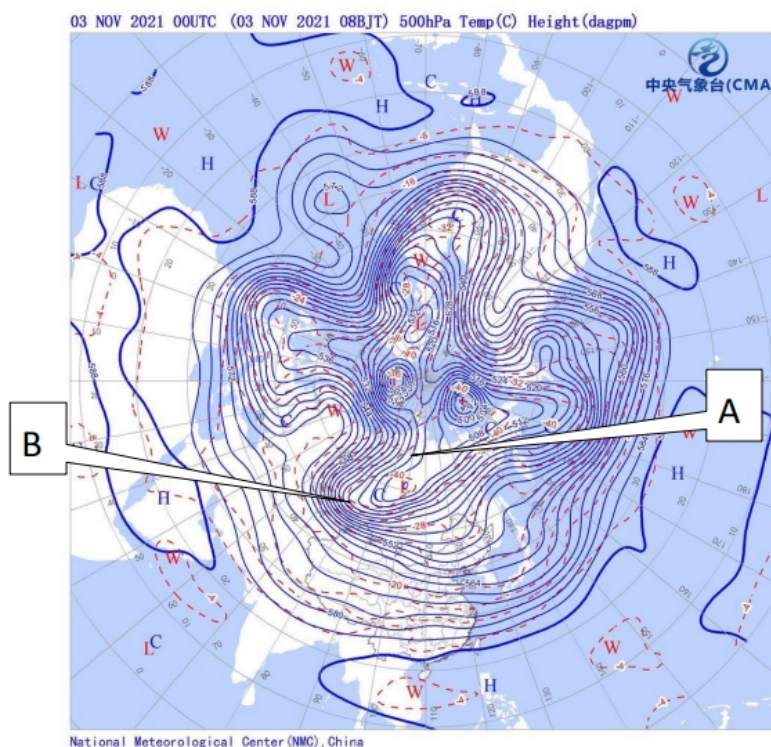


思考题

编者注：本部分思考题源自孙即霖老师的平时测验题

1. 天气图有哪些地图投影方法？天气图的种类有哪些，各有有什么作用？
2. 气团如何形成？气团性质如何发生改变？
3. 地转风关系在怎样的条件下满足？绘制等高线简图，标明地转风速辐合的大概位置。
4. 说明北半球等压面图上平均位势高度呈现随纬度升高而减小趋势形成的原因。
5. 锋线自北向南移动、气团爬坡和下坡过程中，锋强度如何变化？
6. 等压面图上的冷暖平流，与海平面天气图上的三小时变压场分布有什么关系？说明理由。
7. 为什么海平面高压中心附近风速小？海平面图上一般冷高压位置、三小时变压中心位置与锋线位置有什么关系？
8. 为什么气压随高度的降低在冷空气中比在暖空气中快？
9. 摩擦作用怎样影响风速和风向？
10. 简单综述锋面附近气象要素场的分布特征，并简述利用气象要素场分布特征在海平面图上确定锋区走向、锋的性质及锋线位置的大致思路。
11. 什么是涡度？如何在天气图上判断曲率涡度和切变涡度？在有切变涡度的地方如何判断涡度平流？涡度平流随高度的变化如何影响垂直运动？
12. 什么是达因补偿原理？达因补偿原理表达了什么样的天气系统变化机制？一般情况下，温带气旋上空的辐散气流与行星锋区有什么关系？
13. 气压倾向方程中的冷暖平流与海平面气压变化有什么关系？如何利用这种关系确定海平面图上锋线的位置？
14. 高空西风急流与温带气旋和反气旋的分布有什么关系？原因是什么？
15. 什么情况下（季节、环流形势等）温带气旋入海后还会得到发展？
16. 海上爆发性气旋的形成和发展与什么因素有关？为什么多发生在冬季？
17. 根据海平面气旋和反气旋发展方程，如果 500hPa 上有正涡度平流，700hPa 上有暖平流，1000hPa 上是否一定有温带气旋中心？当没有闭合中心时，对应什么特征的海平面气压系统？

18. 在图中标出正涡度平流、负涡度平流、暖平流、冷平流、正热成风涡度平流、负热成风涡度平流。（2021 年 11 月 3 日 500hPa, 00UTC 北半球图）
19. 图中 A、B 两处脊、槽的振幅未来 12 小时如何变化?请说明你对脊、槽振幅变化判断的理由。（2021 年 11 月 3 日 500hPa, 00UTC 北半球图）



第 8、9 题图（如果图看不清，请访问 222.195.136.24 下载）

20. 归纳说明 500hPa 等压面图在判断天气系统、天气预报中用途，并说明该层等压面比其他层次等压面在判断天气系统和天气变化时的特殊方便之处。
21. 什么是大气长波？如何分辨大气长波和超长波？长波的垂直结构具有什么特点？
22. 除了高原地区外，如何分析锋面的性质和锋强度的变化？说明分析判断的主要等压面层及依据的大气环流（三圈环流）根据。
23. 一般阻塞高压建立之前和建立之初，需要注意环流场的什么特征？
24. 静止波的波长具有什么特点？如何随着不同的大气环流时、空变化特征而变化？
25. 为什么北半球极锋急流在冬季比夏季强?与此相应的西风带大气波动的振幅冬季大还是夏季大？原因是什么？
26. 北半球大气活动中心与 500hPa 的平均槽、脊，与三圈环流具有什么可能的联

系？

27. 三圈环流是完全南北方向的环流吗？什么情况下才可以把三圈环流看成完全南北方向的环流？一般情况下 Hadley 环流的空间结构具有什么特征？
28. 连阴雨天气对应的大气环流可能具有什么特征？请从几个方面进行思考。
29. 长波发展过程中，静止波长、海平面天气系统强度、急流以及急流入口区和出口区的形成各有什么特点？
30. 什么是长波调整？长波调整在天气预报中具有什么重要性？长波调整与经向环流、纬向环流有什么联系？
31. 三圈环流形成的主要原因？Hadley 环流的上升支和下沉支分别对应什么天气系统？为什么在季节尺度上，北印度洋上空没有副热带高压？
32. 高原南侧高层西风急流强度大的原因，北半球夏季为什么变成东风急流？本质上体现什么因素的影响？
33. 南亚夏季风系统和东亚夏季风系统主要有什么不同？
34. 印度尼西亚及附近地区的大气上升运动与副热带系统的变化如何联系在一起？
35. Walker 环流怎么形成的？与 Hadley 环流存在什么联系和不同？
36. 西太平洋副高活动与我国雨带位置变动有什么关系？
37. 对流层高层的水平环流具有什么特征？热带对流层低层的水平环流有什么特征？形成的可能原因是什么？
38. 什么是行星锋区？行星锋区、急流、海平面气旋多发带之间存在什么联系？
39. 海陆分布的热力差异如何影响平均大气环流形成？
40. 东亚大气环流季节变化主要有哪些特征？影响季节变化的主要原因是什么？

附录 常用的天气网址汇总

常规天气资料

中央气象台天气图: <http://www.nmc.cn/publish/observations/china/dm/weatherchart-h500.htm>

韩国气象局天气图: <http://web.kma.go.kr/eng/weather/images/analysischart.jsp>

日本气象厅天气图: <http://www.jma.go.jp/jp/g3/>

中国香港天文台天气图: <http://gb.weather.gov.hk/wxinfo/currwx/wxchtc.htm>

中国气象数据网: <http://data.cma.cn/>

日本气象厅北半球环流形势:

http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/anim/anim_nh.html/

怀俄明大学探空图: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

青岛站(54857)站点观测资料: <http://q-weather.info/weather/54857/history/> (可更改站

号查询任意国家气象站观测资料)

STAR 风场扫描: <https://manati.star.nesdis.noaa.gov/datasets/WindSATData.php>

卫星云图

日本向日葵八号卫星云图: <http://himawari8.nict.go.jp/>

日本气象厅卫星云图: <http://www.jma.go.jp/en/gms/index.html>

中国台湾中央气象局卫星云图:

http://envf.ust.hk/dataview/geo_sat_map/current/index.py?maptype_string=CWB_ASIA_GMS

NOAA 卫星云图可视化: <https://www.nnvl.noaa.gov/view/globaldata.html#GOES>

日本数字台风网卫星云图: <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/region/>

再分析资料

NCEP 再分析资料可视化: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/animation/>

NCEP 再分析资料下载: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html/>

ECMWF 再分析资料下载: <https://apps.ecmwf.int/datasets/>

数值预报

高山红教授数值预报模式: <http://222.195.136.24/>

ECMWF 数值预报结果: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts/catalogue/medium/medium-z500-t850->

public?facets=undefined&time=2019092800,0,2019092800&projection=classical_eastern_asia/

EC 新地址: <https://apps.ecmwf.int/webapps/opencharts>

韩国气象局数值预报: <http://web.kma.go.kr/eng/weather/images/forecastchart.jsp>

Tropical Tidbits 多种模式预报结果: <https://www.tropicaltidbits.com/>

Windyty 数值预报可视化: <http://www.windy.com>

CFS 年季节尺度数值预报:

https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/lanina/ensoforecast.shtml

台风相关

中央气象台台风网: <http://typhoon.nmc.cn/web.html>

世界气象组织热带气旋网页: <https://severe.worldweather.wmo.int>

威斯康辛大学 CIMSS 热带气旋网页: <http://tropic.ssec.wisc.edu/tropic.php>

威斯康辛大学 CIMSS 历史热带气旋资料查询: <http://tropic.ssec.wisc.edu/archive/>

温州台风网: <http://www.wztf121.com/history.html>

台风论坛: <https://bbs.typhoon.org.cn/>

日本数字台风网台风速报: <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/>

NCEP/EMC 台风路径集成数值预报: <http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/tpm/emchurr/tcgen/>

气候预测

全球海温异常:

https://www.weatherzone.com.au/climate/indicator_sst.jsp?lt=global&lc=global&c=ssta

CPC 厄尔尼诺监测: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml>

JMA 亚洲季风指数:

http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/ASIA_TCC/monsoon_index.html

美国冰雪中心海冰数据: <https://nsidc.org/arcticseaicenews/sea-ice-tools/>