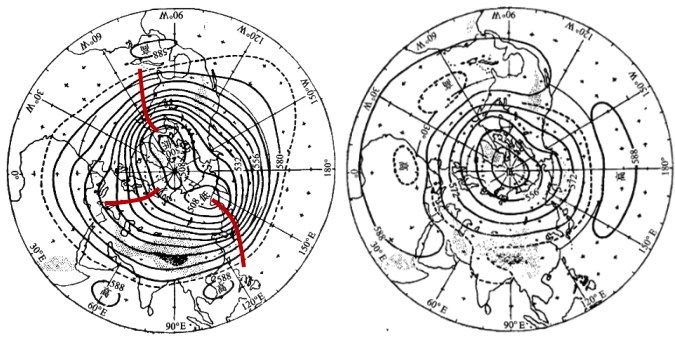


第一章 西风带大型扰动

衔接《天气学原理 I》4.5 节



1 月 500hPa 等高线 7 月 500hPa 等高线

1.1 概述

1.1.1 中高纬对流层环流的特征

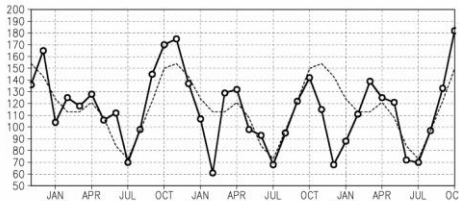
- 研究意义** 寒潮是冷空气的活动，冷空气来自于中高纬度地区，而该地区主要受到西风控制，同时还有槽脊等波状活动。因此，我们需要先明白这些环流的性质。
- 冬季 1 月**
- ① **中高纬度**：以极地低压为中心的绕纬圈的**较强西风环流**，等高线密集。
 - ② **中纬度**：西风并不完全平行于纬圈，存在槽脊波动：**三槽三脊**，平均槽脊**位于大陆东岸**（东亚大槽、欧洲东部、北美东部槽）（高原北部脊、西欧沿岸脊、阿拉斯加脊），**脊弱槽强**。
- 夏季 7 月**
- ① 极涡中心合并为一个，中心位于零点，**环绕极涡的西风带明显北移**，等高线变稀疏。
 - ② 中高纬度出现**四个弱槽**（北美、东亚槽东移，强度变弱；陆地上的两个冬季的脊变为槽）
- 西风带** 平均水平环流在对流层盛行西风，称为西风带
- 槽脊** 冬三夏四 **西风带波动** 西风带的波状流型 **西风带环流** 经向环流和纬向环流

1.1.2 特征及原因

- 西风带特征** 经向环流和纬向环流**交替出现**
- 形成原因** **纬向环流**（初始西风）→太阳辐射南北差异→**南北温差加大**，**斜压性加强**→有效位能加强→扰动→有效位能转化为动能→**经向环流**→热量南北交换→**南北温差减小**→动能减小→**纬向环流**

1.2 环流指数与指数循环

- 西风指数 I** 1939 年罗斯贝把 **35°~55°之间的平均地转西风** 定义为**西风指数**，即考察西风强度，实际应用不方便。实际工作中把两个纬度带之间的**平均位势高度差**作为**西风指数**。为保持指数为正，有 $I = \bar{H}_{35} - \bar{H}_{55}$



欧亚纬向环流指数，可见指数循环

- 指数含义** 用于描述环流以哪种形式为主：
高指数对应**纬向西风环流**；**低指数**对应**经向环流**。
- 指数循环** 西风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，称为**指数循环**。当环流振幅较大时，能够影响大面积天气，其移动较为缓慢，有时甚至能形成驻波。

1.3 西风带长波

1.3.1 西风带长波的分类

- 实际大气** 实际情况下大气的波为**复合波**，研究较为困难，因此需要对波长分类来单独研究。
- 超长波** 波长在**一万公里以上**，绕地球可有 1~3 个波（三槽三脊），生命史 10 天以上（10 天一旬，5 天一候），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 3~7 个波，**振幅 10~20 纬距**（南京至海南纬度差约为 10 个纬距，说明能够影响大半个中国），平均移速 10 个经距/日以下，有时很慢，呈准静止（驻波），甚至向西倒退（地转涡度平流），出现在**对流层中上层**，适用于中期预报。

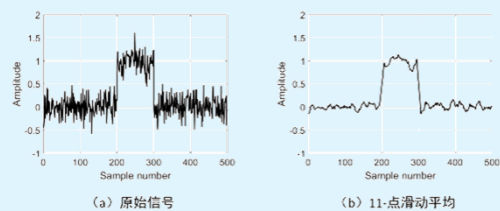
短波 波长和振幅均较小，移动快，平均移速为 10~20 经度/日。生命史很短，多数仅出现在对流层的中下部，往往迭加在长波之上，适用于短期预报。

1.3.2 长波辨认方法

基本方法 ① 制作时间平均图 ② 制作空间平均图 ③ 绘制平均高度廓线图

长波的辨认

长波的辨认通常采用滑动平均这一低通滤波方法进行处理。假设某物理量场中存在小幅高频波动，通过对该场滑动平均，能够有效滤除短尺度波动，从而突显曲线在最大尺度上的缓慢变化。滑动平均的本质是与一个矩形窗口函数进行卷积，其频域响应表现为抑制高频分量而保留低频信号。平均具有时间、空间、廓线平均三种方式。



④ 分析长波的结构和特性：**冷槽暖脊**（高度场与温度场的对应关系）

1.3.3 长波的移行

1.3.3.1 波速公式的推导

前提 假定大气运动是**正压和水平无辐散的**，流型具有**正弦波形式**且宽度很大，南北无变异。

原理 **绝对涡度守恒原理**（由于水平无辐散）

方法 **小扰动方法**（微扰动方法），将非线性方程进行线性化，适用定性分析大气运动。

基本思想 ① 把表征大气状态的任一场变量 A 看成是由已知的基本场变量 \bar{A} 和叠加在其上的扰动量 A' 组成。
② 基本场变量 \bar{A} 表征大气的基本运动状态，满足基本方程和基本条件。
③ 假设扰动量 A' 是充分小的，扰动量和其改变量都是小量，其二阶以上项为高阶小量可以略去。

推导过程 $\frac{d(f+\zeta)}{dt} = 0 \Rightarrow \frac{\partial}{\partial t}(f+\zeta) + u \frac{\partial}{\partial x}(f+\zeta) + v \frac{\partial}{\partial y}(f+\zeta) = 0 \Rightarrow \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = 0$

其中 $u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = -\vec{V} \cdot \nabla \zeta$, $v \frac{\partial f}{\partial y} = \beta v$. 令 $\begin{cases} \mathbf{u} = \bar{\mathbf{u}} + \mathbf{u}' \\ \mathbf{v} = \bar{\mathbf{v}} + \mathbf{v}' \end{cases}$, 其中 $\bar{\mathbf{u}} = C$ 为平均纬向风, 且 $\mathbf{u}' = 0$
 $\bar{\mathbf{v}} = 0$ 为平均经向风

故有 $\mathbf{u} = \bar{\mathbf{u}}$, $\mathbf{v} = \mathbf{v}'$ 回代原式: $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v'}{\partial x}$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v'}{\partial x} \right) + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v'}{\partial x} \right) + v' \frac{\partial f}{\partial y} + v' \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial v'}{\partial x} \right) = 0 \Rightarrow \frac{\partial^2 v'}{\partial t \partial x} + \bar{u} \frac{\partial^2 v'}{\partial x^2} + v' \beta + v' \frac{\partial^2 v'}{\partial y \partial x} = 0$$

$\frac{\partial^2 v'}{\partial t \partial x} + \bar{u} \frac{\partial^2 v'}{\partial x^2} + v' \beta = 0$ 假设波解 $v' = A_v \cos \frac{2\pi}{L}(x - Ct)$, 则各项有:

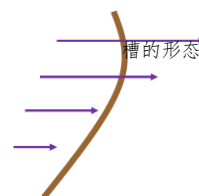
$$\frac{\partial v'}{\partial x} = -A_v \sin \frac{2\pi}{L}(x - Ct) \cdot \frac{2\pi}{L} \Rightarrow \frac{\partial^2 v'}{\partial x^2} = -A_v \sin \frac{2\pi}{L}(x - Ct) \cdot \left(\frac{2\pi}{L} \right)^2 \frac{\partial v'}{\partial t \partial x} = A_v \cos \frac{2\pi}{L}(x - Ct) \cdot \left(\frac{2\pi}{L} \right)^2 \cdot C$$

波速公式 由此解得: $C = \frac{-\beta + \bar{u} \frac{4\pi^2}{L^2}}{(2\pi/L)^2} = \bar{u} - \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2$ 上式即为**长波波速公式**或称**槽线方程**、**罗斯贝波速公式**等。

物理概念 ① $\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{\partial 2\Omega \sin \varphi}{\partial y} = \frac{2\Omega \cos \varphi}{R}$ 因此 β 随纬度增加而减小, 则**高纬移动速度快**。也可

以通过槽线形态判断。槽的北部往往比南部偏东, 表明北部风速大。

② **波长越长, 移动速度越小**, 西退效应越强。

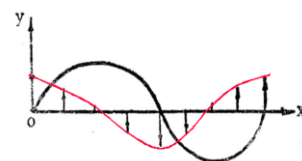


流线 在 $u = \bar{u}$, $v = v'$, $v' = A_v \cos \frac{2\pi}{L}(x - Ct)$ 流场分布下, 流线方程为: $\frac{dy}{dx} = \frac{A_v \cos \frac{2\pi}{L}(x - Ct)}{\bar{u}}$,

于是, 在 $t = 0$ 时, 通过坐标原点 ($x = 0, y = 0$) 的流线为: $y = \frac{A_v}{\bar{u}} \frac{L}{2\pi} \sin \frac{2\pi}{L} x =$

$A \sin \frac{2\pi}{L} x$. 其中 A 为流线波动的振幅, 从扰动与流线的关系看来, 扰动波形的移

速和波长与流线波形的移速和波长是一致的, 只是位相差 $\pi/2$ 。



红色为扰动, 黑色为波的流线

1.3.3.2 波速公式的物理意义

相对涡度 $-\vec{V} \cdot \nabla \zeta$ 槽前正涡度平流, $-\vec{V} \cdot \nabla \zeta > 0$, $\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$, $\frac{\partial H}{\partial t} < 0$, 使得槽前负变高, **使槽东移**

地转涡度 $-\beta v$ 槽前 $-\beta v < 0$, $\frac{\partial \zeta}{\partial t} < 0$, $\frac{\partial H}{\partial t} > 0$, 使得槽前正变高, **使槽西退**

波东进还是西退取决于上述两者的相对重要性比值。

1.3.3.3 波速公式的讨论

波速公式 $C = \bar{u} - \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2$

一般讨论

- ① $C < \bar{u}$: 波长较短时, 其传播速度 C 稍小于 \bar{u} ; 若波长较长, 则 C 与 \bar{u} 之差较大。
② 波速取决于 \bar{u} , L 。西风强时, 波动移动较快; 反之移动较慢; 波长短时, 移动较快, 反之较慢。

- ③ 当 $\bar{u} = \bar{u}_c = \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2$ 时, $C = 0 \Rightarrow$ 波静止, \bar{u}_c 即为**临界纬向风速**。

当波速 \bar{u} 大于临界纬向风速 \bar{u}_c 时, 波前进, 反之后退。

同一纬度, 波长越长, 临界风速越大; 同一波长, 纬度越低, 临界风速越大。

- ④ $L = L_s = \sqrt{\frac{4\pi^2 \bar{u}}{\beta}} = 2\pi \sqrt{\frac{\bar{u}}{\beta}}$ 时, $C = 0 \Rightarrow$ 波静止; L_s 为**临界波长**。 $L > L_s$ 时, 波后退, 反之前进。

同一纬度, 风速越大, 临界波长越长; 同一风速, 纬度越高, 临界波长越大。

其他因子

应用于无辐散层, 公式实际应用于 600hPa 左右, 实际工作中应用于 500hPa。

地形影响

例如高原南北部风速不同, 波长不同, 波各部分移速不同, 如果断裂, 会形成**阶梯槽**。

定性经验

- ① 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。
② 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
③ 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。

1.3.4 长波调整

引入

长波较为稳定, 可维持一个星期左右。但稳定是相对的, 当长波数量或位置改变时, 长波就要调整。

含义

广义而言, 指**长波位置**、**长波波数**的改变。 例如东亚大槽的更迭 (原槽消失, 上游形成新东亚大槽)
狭义而言, 指长波波数、**长波的更替** (原槽减弱, 上游槽快速移动到原槽位置)

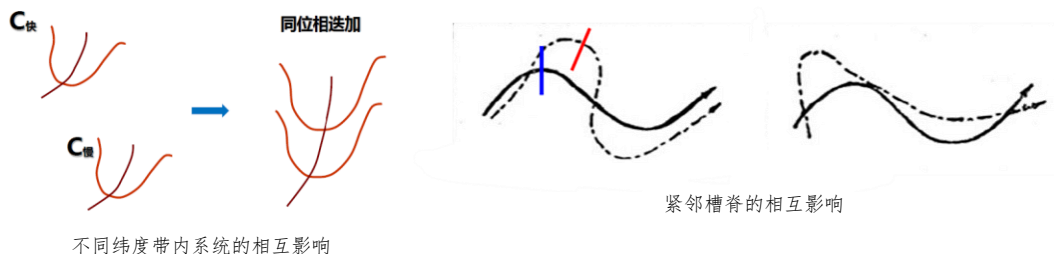
长波稳定

与长波调整概念对立, 指长波**长期稳定在一个区域**, 此时大尺度环流很少变动, 该区域**天气发生反常现象**, 例如江淮梅雨长期持续。

注意

基于上述, 预报长波调整应注意的几个方面:

- ① 长波本身的**温压场结构特征**及**地形影响**: 温压场结构配置实际情况十分复杂, 可能出现同一槽脊不同位置冷暖平流不一致的情况, 需要具体分析。
② **不同纬度带内系统的相互影响**: 例如高纬度后方有槽 A, 较低纬度前方有槽 B, A 波速较快, B 波速较慢, 两槽必然相遇并发生同位相叠加, 强度增强, 短波可能发展为长波。
③ **紧邻槽脊的相互影响**: **上游槽脊线转向引起紧接着下游槽脊强度变化**。实线表示初始时刻等高线, 存在一槽一脊, 且为正南北向; 虚线表示下一时刻槽脊状态, 上游脊发生转向 (\rightarrow 东北-西南走向), **北风分量增强, 即冷平流增强, 下游槽区输送冷平流能力增强**, 导致下游槽振幅明显加大。



1.3.5 上下游效应和波群速

1.3.5.1 上下游效应

定义 大范围上下游系统环流变化的联系，称为上下游效应。（不一定是相邻的上游或下游）

上游效应 上游某地区长波系统发生某种显著变化后，接着就以**相当快**的速度影响下游系统也发生变化。例如上游政策导致变化，直接导致下游市场反应。

下游效应 当下游某地区长波发生显著变化后**也会影响**上游环流系统发生变化，影响程度较弱。

1.3.5.2 波群速

波群速 综合波振幅最大值的移动速度

波速推导

红色波移动速度较快，蓝色波移动速度较慢，综合波最大波谷位置明显快于组成它的任何一个单波，即波的能量传播速度要远大于任何一个单波能量传播的速度。所以上游效应相当快的速度影响下游。

假定实际波是由两个频散波($\frac{dC}{dL} \neq 0$)波长彼此相差很小的正弦波组成：一个波长为 L_1 ，以速度 C_1 移动；另一个波的波长为 $L_2 = L_1 + dL$ ，

其传播速度为： $C_2 = C_1 + \frac{dC}{dL} dL$ 。设此两波的流线方程分别为： $y_1 = A \sin \frac{2\pi}{L_1} x - C_1 t$ ， $y_2 = A \sin \frac{2\pi}{L_2} (x - C_2 t)$

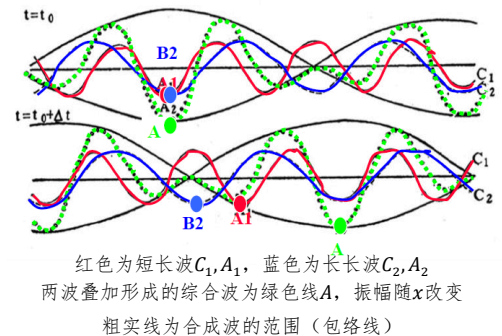
综合波的流线方程可写为： $y = A \left[\sin \frac{2\pi}{L_1} x - C_1 t + \sin \frac{2\pi}{L_2} x - C_2 t \right]$ 利用三角公式，上式可写成：

$$y = 2A \sin 2\pi \left(\frac{L_2 + L_1}{2L_2 L_1} x - \frac{L_2 C_1 + L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right) \cos 2\pi \left(\frac{L_2 - L_1}{2L_2 L_1} x - \frac{L_2 C_1 - L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right)$$
$$= 2A \cos 2\pi \left(\frac{L_2 - L_1}{2L_2 L_1} x - \frac{L_2 C_1 - L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right) \sin 2\pi \left(\frac{L_2 + L_1}{2L_2 L_1} x - \frac{L_2 C_1 + L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right)$$
 综合波振幅是随 x 、 t 变化的余弦波形式

$$\text{综合波的振幅为 } 2A \cos 2\pi \left(\frac{L_2 - L_1}{2L_2 L_1} x - \frac{L_2 C_1 - L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right) = 2A \cos 2\pi \frac{L_2 - L_1}{2L_2 L_1} \left(x - \frac{2L_2 L_1}{L_2 - L_1} \frac{L_2 C_1 - L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right)$$

$$\text{此波的振幅为 } 2A, \text{ 波长为 } \frac{2L_2 L_1}{L_2 - L_1}, \text{ 波群速为 } C_g = \frac{L_2 C_1 - L_1 C_2}{L_2 - L_1} = \frac{(L_2 - L_1) C_1 - L_1 (C_2 - C_1)}{L_2 - L_1} = C_1 - L_1 \frac{\Delta C}{\Delta L}$$

$$\text{取极限得到: } C_g = C - L \frac{\partial C}{\partial L} \quad \text{这是波群速的一般形式。}$$



波群速 $C_g = C - L \frac{\partial C}{\partial L}$ 如果以长波波速公式代入上式中，得长波的群速为： $C_g = \bar{u} + \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2$

能量频散 范围线以群速度向下游传播，这个速度大于纬向风速。波群速也就等于沿下游方向各个槽脊增大的速率。因此这种波动最大振幅的传播，也就是波动能量的传播，亦称为能量频散。

- 特征**
- ① 对于正压水平无辐散大气长波，其**群速度为恒为正值**，即自西向东传播。即上游影响下游
 - ② $C_g > \bar{u} > C$ ，即合成波最大振幅传播速度快，大于**基本气流和组成它的任何一个单波相速**。
 - ③ **低纬群速度大于高纬群速度**。

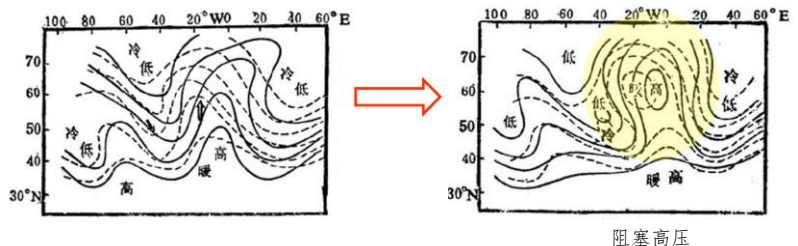
1.4 阻塞高压

1.4.1 基本概念

引入 纬向向经向发展到极致时，形成**阻塞高压**或**切断低压**。

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**。

阻塞形势 阻塞高压出现后的大范围环流形势称为**阻塞形势**。基本特征是有阻塞高压存在并且**形势稳定**，它是一个富有特征的**经向环流**，它的建立、崩溃、后退常常伴随着一次大范围（甚至是整个半球范围）的环流形势的强烈转变（长波调整过程）。它的长久维持（长波稳定）会使大范围地区的**天气反常**。



1.4.2 阻高概述

判断条件

- ① 中高纬度（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**，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 7~8 经度/天。
- ③ 在阻塞高压区域内，**西风急流主流显著减弱**（可以视为刚体/大地形），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 40~50 个经度。

结构

- ① 它出现在**对流层中上层**，是深厚的暖性高压系统，在它的东西两侧盛行南北气流，其南侧有明显的偏东风。
- ② 暖高凌驾于**地面变性冷高**之上，地面图上高压的东西两侧都有气旋活动，常以西侧更为活跃。
- ③ 暖高压对应着**冷的对流层顶**，200hPa 图上**高压中心附近为冷中心**。高压轴线自下向上向暖的西北倾斜，高层轴线近于垂直。**这种配置利于阻塞高压发展。**

出现地区

阻高最常出现在**大西洋、欧洲及北美西部阿拉斯加地区**，而且在大西洋上空比太平洋上空出现得更多些。在亚洲地区，阻塞高压经常出现在**乌拉尔山及鄂霍次克海地区**。

出现时间

欧洲：维持到 20 天左右，至少也在 5 天以上 **亚洲：**平均则为 8 天，最短为 3-5 天。

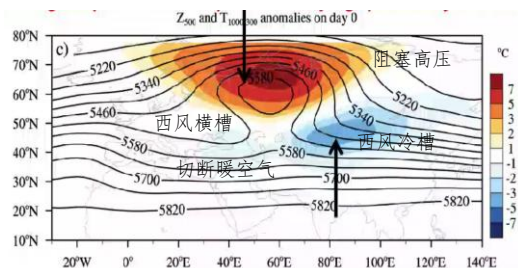


图4.38 阻塞高压建立时期各等压面之间配合示意图
(500百帕及200百帕图上的C表示辐合，D表示辐散，粗虚线表示高压（脊）轴线）

运动会常常下雨

秋季冷空气逐渐占据主导，暖空气逐渐消退，该阶段冷暖气流交会。影响要一周天气的主要是长波，而长波维持时间在三天以上，而 11 月（运动会）持续时间在三天左右，很有可能碰到建立或消退的时间。

发展形势

利用原理：位势倾向方程和高空形势预报方程。

- ① 温度平流： $-\vec{V} \cdot \nabla T < 0 \Rightarrow \frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$ ， $-\vec{V} \cdot \nabla T > 0 \Rightarrow \frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$ 一个气柱，中层冷平流，则上层等压面下降，下层等压面凸出，不利于阻塞高压发展（等压面上拱），而暖平流入侵导致等压面上升。
- ② 热成风涡度平流， $-\vec{V}_T \cdot \nabla \zeta_T > 0 \Rightarrow \frac{\partial H}{\partial t} < 0$ ， $-\vec{V}_T \cdot \nabla \zeta_T < 0 \Rightarrow \frac{\partial H}{\partial t} > 0$

1.4.3 阻高建立

1.4.3.1 第一型

开始阶段

冷舌落后于高空槽，**冷平流、正热成风涡度平流**很强，槽强烈发展

第二阶段

- ① **暖平流、负热成风涡度平流**很强，出现**温度暖脊**，脊强烈发展
- ② 槽转为西北北-东南南走向并且加深，冷舌落后于高空槽，温度场振幅大于高度场，**冷平流、正热成风涡度平流**很强，槽强烈发展。

第三阶段

环流经向度加大，**切断低压和阻塞高压建立**。

特点

大槽大脊

