第三章 大型降水天气过程

章节概述

本章主要分析降水特别是暴雨形成的物理过程及其诊断方法，影响我国大范围降水（天气尺度 1000~3000km）的环流形势及天气过程，形成暴雨的各种天气尺度系统等。本章重点在于降水和暴雨形成机制、我国大型降水过程的环流特征、低空急流对暴雨形成的作用。本章难点在于华南前汛期降水、江淮梅雨、华北与东北雨季降水环流特征及其产生暴雨的关键系统解释。

3.1 降水概述

3.1.1 降水概念与分级

降水含义 大型降水主要是指范围广大的降水，降水区可达**天气尺度大小**（1000~3000km），包括连续性和阵性的大范围雨雪及夏季暴雨。

24h 时效性 微量：0.1 小雨：0.1~10 中雨：10~25 大雨：25~50

暴雨：50~100 大暴雨：100~250 特大暴雨：>250 （所有单位均为毫米 mm）

近期台风外围暖湿气流输送，和北方南下的冷空气交汇产生盐城超 300mm 的降水，属于特大暴雨。

国家气象局降水强度等级划分标准

项目	24 小时降水总量	12 小时降水总量
小雨、阵雨	0. 1-9.9	≤4.9
小雨一中雨	5.0-16.9	3.0-9.9
中雨	10.0-24.9	5.0-14.9
中雨一大雨	17.0-37.9	10. 0-22.9
大雨	25. 0-49.9	15. 0-29.9
大雨一暴雨	33.0-74.9	23. 0-49.9
暴雨	**50.0**-99. 9	30.0-69. 9
暴雨一大暴雨	75.0-174.9	50.0-104. 9
大暴雨	100.0-249.9	70.0-139.9
大暴雨一特大暴雨	175. 0-299.9	105. 0-169. 9
特大暴雨	≥250.0	140

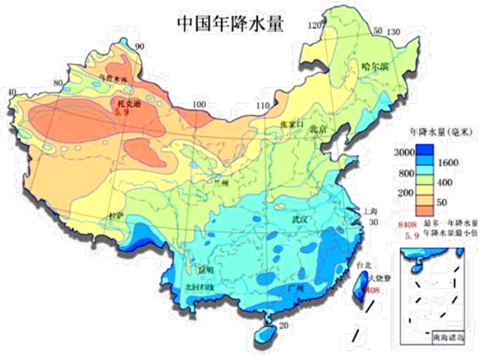
国家气象局降雪强度等级划分标准

项目	12 小时内降雪量	24 小时内降雪量	积雪深度
小雪	≤1.0	≤2.5	/
中雪	1.0-3.0	2.5-5.0	3
大雪	3.0-6.0	5.0-10.0	5
暴雪	≥6.0	≥10	8
大暴雪	≥12	≥20	16
特大暴雪	≥24	≥40	32

降水利弊

① 提供淡水资源，维持生命。 ② 促进农业灌溉，增加产量。 ③ 调节气候，降低温度。
④ 补充地下水，防止干旱。 ⑤ 引发洪水，淹没地区。 ⑥ 导致地质灾害
⑦ 中断交通，影响经济。 ⑧ 损坏基础设施，增加成本。

3.1.2 我国各地降水气候概况



最大值火烧寮 8408，最低值托克逊 5.9

各地雨量　年雨量分布**极不均匀**，从东南沿海向西部内陆递减。

干湿区分界　即 **400mm 年等降水线**，为**大兴安岭、阴山、贺兰山、巴颜喀拉山、冈底斯山**一线，同时也是**季风区和非季风区**分界。

南北方分界　即 **800mm 年等降水线**，为**秦岭淮河**一线。

雨季　即**连阴雨期**，夏季水汽充沛，降水量多，故夏季的连阴雨期一般称为雨季。我国绝大多数雨量集中在**夏季**，有明显的雨季、干季之分（季风区雨热同期）。

华南沿海	4 月中旬	10 月中旬	雨季最长，具有双峰型结构
云贵高原	5 月下旬	10 月下旬	
青藏高原北	6 月中旬	10 月下旬	
长江流域	6 月上旬	9 月初	
华北东北	7 月中旬	8 月底	雨季最短

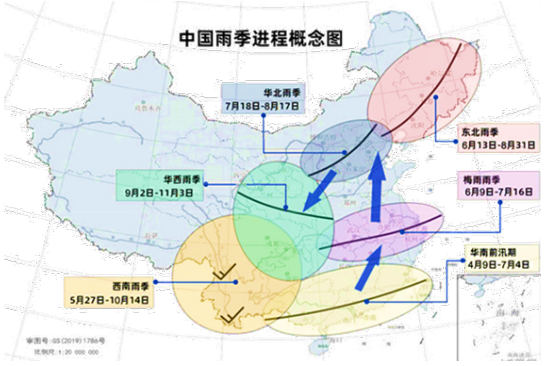
特点　雨季一般出现在夏半年，降水分布不均匀，东南部雨季出现早，结束晚，**雨季中有相对干期**。

3.1.3 东亚环流的季节变化与我国雨带活动

3.1.3.1 雨带

雨带　一次降水过程中，降水量**相对集中的地带**，**侯(旬)内**平均降水量相对集中的地区（5 天的平均）。

影响系统　雨带活动与大尺度系统密切相关，有**西太平洋副热带高压脊线**（8-10°N）、**100hPa 青藏高压**（北侧）、**副热带西风急流**（南侧）、**东亚季风**季节变化等。



雨带过程

5 月中旬~8 月下旬	雨带从南往北移
5 月中旬~6 月上旬	**华南前汛期**
6 月中旬~7 月上旬	**江淮梅雨**
7 月中旬~8 月下旬	**华北东北雨季**，华南进入后汛期
	总计**两次北跳三次停滞**
8 月下旬~10 月上旬	雨带从北往南移，撤退快
9 月中旬~10 月上旬	淮河秋雨期，雨量小

3.1.3.2 中国暴雨的分布特征

主要特征
① 不仅发生在**沿海**，而且出现在**内陆**　（分布很不均匀，影响系统不一致）
② **华南沿海和东南沿海**的降水量极值多数由**台风**引起
③ **长江中下游和淮河流域**暴雨主要由 6~7 月**梅雨锋上西南涡**所引起
④ **黄河中下游和淮河流域**的暴雨主要是西部移出的四川移出的西南涡和青海移出的西北涡造成
⑤ 暴雨极值与**地形**有关，多发于暖季。

3.2 降水的形成与诊断

水汽条件
垂直运动条件 } 宏观过程
云滴增长条件 → 微观过程 { 冰晶效应 / 碰撞合并

一般降水的形成过程

章节概述　包含水汽条件的诊断和垂直运动的诊断。

3.2.1 降水形成过程

3.2.1.1 一般降水的形成过程

宏观过程　**水汽条件**(充足的水汽，达到饱和水汽压)、**垂直运动条件**(具有垂直上升运动，便于凝结成云)

微观过程　**云滴增长条件**（冰晶效应、碰撞合并）
云滴增长取决于云层厚度，云层厚度取决于水汽条件和垂直运动条件，因此降水分析就是对水汽条件和垂直运动条件进行分析。

3.2.1.2 暴雨形成条件

主要条件 充分的水汽供应、强烈的上升运动、较长的持续时间

必要前提 因此要研究环流形势：连续暴雨的**必要前提**是副高脊，长波槽，切变线、静止锋、大型冷涡等长期稳定。还有天气尺度系统：短波槽、低涡、气旋等的相互配合。

上升运动的速度

假设达到暴雨量级(50mm)，如果在 24h 内均匀降水，则可达到 10cm/s；如果在 5 小时落下，可达 54cm/s；如果在 1 小时内降下来，则上升运动可达惊人的 260cm/s，只有中小尺度系统可提供。

3.2.2 水汽方程和降水率

3.2.2.1 水汽方程

表征意义 表示**水汽输送和变化**的基本方程

四个因子 在不考虑液态水和固态水向体积内输送的情况下，水分质量守恒可知水汽变化量决定于四个因子：**水平、垂直方向净流入、蒸发凝结和湍流扩散**。

水汽方程 $\boxed{\frac{dq}{dt} = -c + K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}}$ 如果没有凝结或蒸发，且湍流扩散也很小，可以忽略不计，则 $\frac{dq}{dt} = 0$

这表示空气质块的比湿保持不变。 蒸发 $c < 0$，$\frac{dq}{dt} > 0$ 水汽增加；凝结 $c > 0$，$\frac{dq}{dt} < 0$ 水汽减少

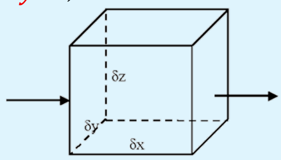
方程推导

使用比湿 q 表征单位质量湿空气块中水汽的含量，假设体积$\delta x\delta y\delta z$的微元，所含水汽含量为$\rho q\delta x\delta y\delta z$，则单位时间内该体积所含水汽变化量为：$\frac{\partial(\rho q\delta x\delta y\delta z)}{\partial t}$。 接下来，我们逐个考虑四个因子。

（1）水平方向上水汽的净流入量：在y方向上，有$\rho qv\delta x\delta z - \left[\rho qv\delta x\delta z + \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv)\delta x\delta y\delta z\right] = -\frac{\partial}{\partial y}(\rho qv)\delta x\delta y\delta z$

同理，x方向有$-\frac{\partial}{\partial x}(\rho qu)\delta x\delta y\delta z$，因此水平方向水汽净流入量为$-\left[\frac{\partial}{\partial x}(\rho qu) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv)\right]\delta x\delta y\delta z$，

其中$\frac{\partial}{\partial x}(\rho qu) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv)$ 为水汽通量散度。



（2）垂直方向上水汽的净流入量为 $-\frac{\partial}{\partial z}(\rho qw)\delta x\delta y\delta z$

（3）单位时间内，单位质量空气凝结率为C，则在单位时间内，体积$\delta x\delta y\delta z$的凝结量为$C\rho\delta x\delta y\delta z$，**此值凝结时为正，蒸发时为负**。

（4）湍流扩散假定湍流扩散率：即单位时间，单位质量空气块由湍流扩散引起的水汽输送量d，则单位时间内体积内湍流扩散所引起的水汽输送量为$\rho d\delta x\delta y\delta z$。

故有 $\frac{\partial}{\partial t}(\rho q\delta x\delta y\delta z) = -\frac{\partial}{\partial x}(\rho qu)\delta x\delta y\delta z - \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv)\delta x\delta y\delta z - \frac{\partial}{\partial z}(\rho qw)\delta x\delta y\delta z - \rho c\delta x\delta y\delta z + \rho K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}\delta x\delta y\delta z$

简化后得到水汽方程：$\frac{\partial}{\partial t}(\rho q) = -\frac{\partial}{\partial x}(\rho qu) - \frac{\partial}{\partial y}(\rho qv) - \frac{\partial}{\partial z}(\rho qw) - \rho c + \rho K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}$，以连续方程代入：

$\frac{d\rho}{dt} + \rho\nabla\vec{V} = 0$，得到水汽方程的最终形式：$\frac{dq}{dt} = -c + K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}$

3.2.2.2 降水率

降水强度 设 I 是**单位时间内**降落在地面**单位面积上**的**总降水量**，称为降水强度或降水率。

公式 $I = -\int_0^\infty \rho \frac{dq}{dt} dz$ 当降水发生 $\frac{dq}{dt} \le 0$ 时，$q = q_{s饱和}$ 实际上就是单位气柱上比湿变化的积分

故有 $I = -\int_0^\infty \rho \frac{dq_s}{dt} dz \Rightarrow I = -\frac{1}{g}\int_0^{p_0} \frac{dq_s}{dt} dp$ **降水量** $W = -\frac{1}{g}\int_{t_1}^{t_2}\int_0^{p_0} \frac{dq_s}{dt} dpdt$ 积分到 300hPa 即可

3.2.2.3 凝结函数

引入 我们想要知道饱和比湿随时间的变化量，不好实际观测，故引入凝结函数。

凝结函数 $F=\frac{q_sT}{p}\left(\frac{LR-c_pR_wT}{c_pR_wT^2+q_sL^2}\right)$ $\frac{dq_s}{dt}=F\omega$ R 为干空气气体常数 R_w 为水汽气体常数

F 为凝结函数，且 F 恒大于零，当有上升运动时有凝结。

公式推导

从 $q_s=0.622\frac{E}{p}$ 出发，有：$\ln q_s=\ln 0.622+\ln E-\ln p\Rightarrow\frac{1}{q_s}\frac{dq_s}{dt}=\frac{1}{E}\frac{dE}{dt}-\frac{1}{p}\frac{dp}{dt}\Rightarrow\frac{1}{q_s}\frac{dq_s}{dt}=\frac{1}{E}\frac{dE}{dt}-\frac{\omega}{p}$，

同时有克劳修斯-克拉珀龙方程：$\frac{1}{E}\frac{dE}{dt}=\frac{L}{R_wT^2}\frac{dT}{dt}$，代入得：$\frac{1}{q_s}\frac{dq_s}{dt}=\frac{L}{R_wT^2}\frac{dT}{dt}-\frac{\omega}{p}$，又考虑到热力学第一定律：

$-L\frac{dq_s}{dt}=c_p\frac{dT}{dt}-\frac{RT}{p}\omega\ \Rightarrow\ \frac{dq_s}{dt}=\frac{q_sT}{p}\left(\frac{LR-c_pR_wT}{c_pR_wT^2+q_sL^2}\right)\omega$ 红色部分即为凝结函数。

3.2.3 水汽条件的诊断分析

3.2.3.1 水汽含量

评估指标 1 各层比湿 q 或**露点 T_d** 大型降水比湿一般达到 8~16 g/kg

评估指标 2 各层饱和程度：在等压面上分析等 **$T-T_d$ 线**，用以表示空气的饱和程度

等压面图上：$T-T_d\le 2℃$ **饱和区** $T-T_d\le 4\sim5℃$ **湿区**

垂直剖面图：相对湿度 $f\ge 90\%$ **饱和区**

预报降水

以往只有天气图作预报时，先观察大气环流形势（高空槽前，近地面低压系统等），然后描出温度露点差的饱和区、湿区，以判断水汽条件。

评估指标 3 **湿层厚度**：湿层即饱和层，湿层越厚，降水越强。

3.2.3.2 可降水量

定义 将一地区上空整层大气的水汽全部凝结并降至地面的降水量称为该地区的可降水量。

表达式 $\int_0^\infty\rho q dz=\frac{1}{g}\int_0^\infty q dp$ 就是当地降水最大值的估计，然而实际发现，一个地区的降水量往往超过整层可降水量，说明还存在着水汽的补给和输送，即水汽通量。

3.2.3.3 水汽通量

定义 单位时间通过与水平风速 $\vec{V}$ 相垂直的单位面积的水汽量，是一个**矢量**。

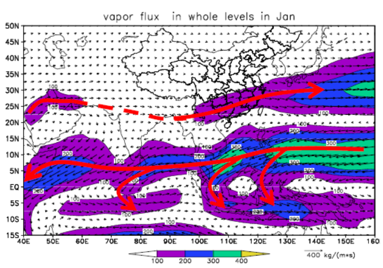
表达式 $\rho q\vec{V}$ 底边为单位长度，高为单位百帕的水汽通量为 $\frac{1}{g}q\vec{V}$

我国分布 冬季 1 月主要是西风带造成降水，而且量级不大，而热带大量水汽输向南半球

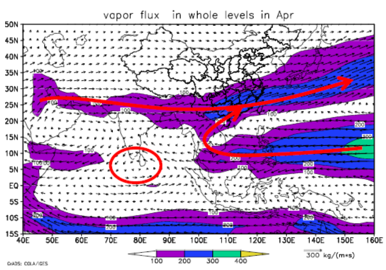
春季 4 月西风气流水汽输送强于冬季，西太平洋地区水汽调转方向从中南半岛向北

夏季 7 月热带洋面全部向北输送至我国东部地区，

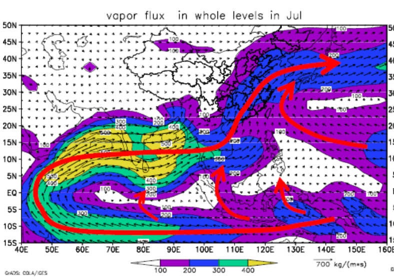
秋季 10 月是我国降水最少的季节，热带通道全部关闭，西风带通道还未建立，仅有副高外围输送



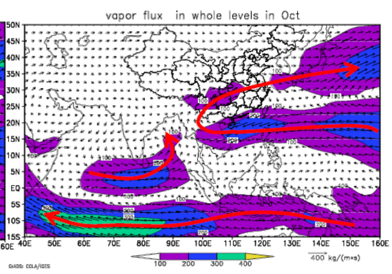
1 月整层水汽通量



4 月整层水汽通量



7 月整层水汽通量



10 月整层水汽通量

3.2.3.4 水汽通量散度

含义 水平水汽通量散度指**单位时间**、**单位体积**内水汽的**水平净流入**或净流出量，是个**标量**。

表达式 $\boldsymbol{\nabla \cdot \rho q \vec{V}_h = \frac{\partial}{\partial x}(\rho q u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho q v)}$　　$\nabla \cdot \rho q \vec{V}_h > 0$ 辐散　　$\nabla \cdot \rho q \vec{V}_h < 0$ 辐合(利于降水)

降水率 整层大气的水汽水平通量散度即为降水率 $\boldsymbol{I = -D}$　　(湍流扩散不考虑)

$\frac{1}{g}\nabla \cdot q\vec{V} = \frac{1}{g}\vec{V} \cdot \nabla q + \frac{1}{g} q \nabla \cdot \vec{V}$　　水汽通量=水汽平流+风的散度

降水发生前水汽平流作用项较强(推动到饱和)，发生后风的散度作用强(对应上升运动凝结降水)

3.2.3.5 水汽的局地变化

公式 $\boldsymbol{\frac{\partial q}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla q - w\frac{\partial q}{\partial z} - c + K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}}$

某地区水汽的局地变化=比湿平流+比湿垂直输送+凝结、蒸发和湍流扩散

比湿平流 湿平流引起局地比湿增加，干平流引起局地比湿减少。

垂直输送 一般低层湿度大于高层，因此某层上升运动将使局地比湿增加，下沉运动将使局地比湿减少。

凝结蒸发 凝结时使局地比湿减少，蒸发时使局地比湿增加。

湍流扩散 湍流扩散在垂直方向主要使水面和下垫面蒸发的水汽向上输送到高层大气中去，在大型降水中不考虑。

四项比较 降水产生之前：$\boldsymbol{\frac{\partial q}{\partial t}}$ 不能忽略(由不饱和→饱和)，主要通过比湿平流导致 $\frac{\partial q}{\partial t} = -\vec{V}_h \cdot \nabla q$

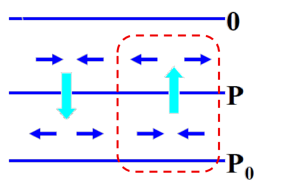
此时大气未饱和，水汽无凝结 $c \sim 0$，且湍流项可忽略 $w\frac{\partial q}{\partial z} \sim 0$

降水产生之后：此时达到饱和比湿 $\frac{\partial q}{\partial t} \sim 0$，主要是垂直运动导致凝结 $\boldsymbol{c \approx -w\frac{\partial q}{\partial z}}$　　$\vec{V}_h \cdot \nabla q \sim 0$

3.2.4 垂直运动条件的诊断分析

分析思想 主要通过分析**水平风场**(连续方程)和**温压场**(ω方程)来判断垂直运动

3.2.4.1 用连续方程诊断垂直运动

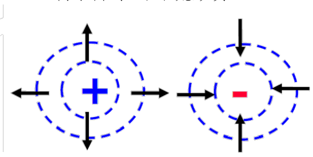


利于降水的环流形势

分析准则 ① **高层辐散低层辐合**，P 层有**上升运动**　(抽吸作用)

② 高层辐合低层辐散，P 层有下沉运动

补偿原理 $\int_0^{p_0}\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)dp = -\int_0^{p_0}\frac{\partial \omega}{\partial p}dp = \omega_0 - \omega_{p_0} \approx 0$

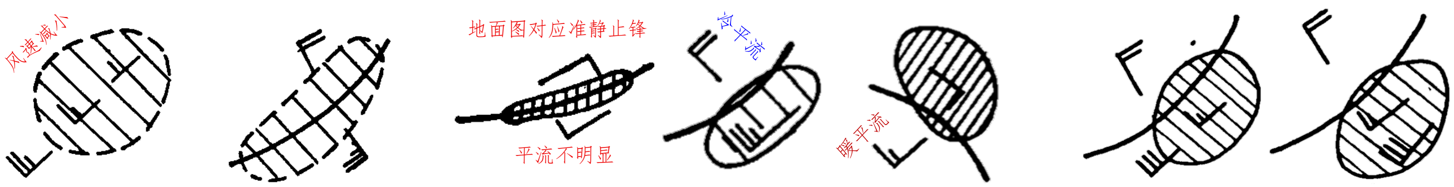


低层变压场

低层诊断 ① 用 **850/700hPa 上的风向风速**来诊断辐合上升运动的强度及降水。

② 用**低层变压场**来判断垂直运动：变压风 $\vec{D}_1 = -\frac{g}{f_0^2}\nabla\frac{\partial z}{\partial t}$　两边取散度得：

$\mathrm{div}\,\vec{D}_1 = -\frac{g}{f_0^2}\nabla^2\frac{\partial z}{\partial t}$　　$\mathrm{div}\,\vec{V} = -\frac{g}{f_0^2}\nabla^2\frac{\partial z}{\partial t}$　　在**负变压中心有辐合上升运动**，中心数值愈大愈显著。



风速辐合　风向辐合
辐合型一：单独风向风速
切变
冷式切变　暖式切变
辐合型二：切变型
风向风速辐合与切变结合
辐合型三

高层诊断 简化涡度方程 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla\zeta + \beta v = -f_0\,\mathrm{div}\,\vec{V} \Rightarrow \mathrm{div}\,\vec{V} = -\frac{1}{f_0}\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla\zeta + \beta v\right) \Rightarrow \boldsymbol{\mathrm{div}\,\vec{V} = -\frac{1}{f_0}\vec{V} \cdot \nabla\zeta}$

高层大气带状波动流型近似为定常，涡度变化近似不变；且与降水相联系的高空槽脊主要是短波。

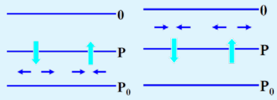
① **槽前脊后**，有正相对涡度平流，**高层辐散**，有**上升运动**。

② 槽后脊前，有负相对涡度平流，高层辐合，中层有下沉运动。

公式推导

用连续方程诊断垂直运动：连续方程为：$\frac{\partial\omega}{\partial p}=-\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)$。从下往上积分：$\omega_p=\omega_{p_0}+\int_p^{p_0}\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)dp_{\text{底层气流}}$ $=\int_p^{p_0}\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)dp$，有：$\int_p^{p_0}\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)dp>0$ 辐散,$\omega_p>0$ 下沉；$\int_p^{p_0}\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial \nu}{\partial y}\right)dp<0$ 辐合,$\omega_p<0$ 上升。

从大气层顶（$p=0$）向下积分：$\omega_p=\omega_0-\int_0^p\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)dp=-\int_0^p\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)dp$，有：



上层大气 $\int_0^p\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial \nu}{\partial y}\right)dp>0$ 辐散,$\omega_p<0$ 上升；$\int_0^p\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)dp<0$ 辐合,$\omega_p>0$ 下沉

3.2.4.2 用ω方程诊断垂直运动（用某一层上的温压场）

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

绝对涡度平流随高度的变化　**温度平流的 Laplace**　**非绝热加热的 Laplace**

热成风平流 等温线与等高线同位相，等温线振幅大于等高线(右图)：槽前冷平流(下沉运动)，槽前正涡度平流(上升运动)，出现矛盾。因此，**我们需要将两者热力因子和动力因子结合在一起讨论**（见推导）。推导后，观察到右图热成风对相对涡度平流为正，综合为**上升运动**。

图 1

经过推导后，发现**热成风对相对涡度的平流**可以对应上升或下沉。

$[-A^2\omega]_{1,2}\propto-2f\vec{V}_T\cdot\nabla\zeta_g$　　$-\vec{V}_T\cdot\nabla\zeta_g>0$ **正平流有上升运动**

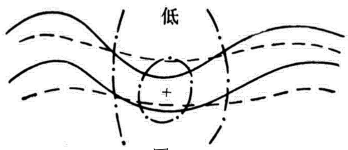


图 2

图 2 有等温线振幅小于等高线，槽前暖平流，正涡度平流，均为上升。

非绝热加热 $[-A^2\omega]_3=-\frac{R}{c_p p}\nabla^2\frac{dQ}{dt}$　　**加热上升，冷却下沉**

热成风对相对涡度的平流

展开：从第二项开始 $-\nabla^2\left[\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}\right]$，展开拉普拉斯算子 $-\frac{\partial^2}{\partial x^2}\left[\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}\right]-\frac{\partial^2}{\partial y^2}\left[\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}\right]$，对每个二阶偏导使用乘积法则展开$-\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial x}\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}+\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}\right]-\frac{\partial}{\partial y}\left[\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial y}\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}+\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}\right]$，然后对每个项再次求偏导，得到：

$$-\frac{\partial^2\vec{V}_g}{\partial x^2}\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}-\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial x}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}-\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial x}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}-\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial^2}{\partial x^2}\frac{\partial\phi}{\partial p}-\frac{\partial^2\vec{V}_g}{\partial y^2}\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}-\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial y}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}-\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial y}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}-\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial^2}{\partial y^2}\frac{\partial\phi}{\partial p}$$

$=-\left[\frac{\partial^2\vec{V}_g}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\vec{V}_g}{\partial y^2}\right]\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}-2\left[\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial x}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}+\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial y}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}\right]-\vec{V}_g\cdot\nabla\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)\frac{\partial\phi}{\partial p}$ 识别 $\nabla^2\vec{V}_g=\frac{\partial^2\vec{V}_g}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\vec{V}_g}{\partial y^2}$ 和 $\nabla^2\frac{\partial\phi}{\partial p}=\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)\frac{\partial\phi}{\partial p}$，最终得到 $-\nabla^2\left[\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}\right]=-\nabla^2\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}-2\left[\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial x}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}+\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial y}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}\right]-\vec{V}_g\cdot\nabla\nabla^2\frac{\partial\phi}{\partial p}$

简化各项：利用地转关系简化上述三项。

① $-\nabla^2\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\phi}{\partial p}=-\nabla^2u_g\left(\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}\right)-\nabla^2v_g\left(\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}\right)$。考虑地转风有$u_g=-\frac{1}{f}\frac{\partial\phi}{\partial y},v_g=\frac{1}{f}\frac{\partial\phi}{\partial x}$，相对涡度 $\zeta_g=\frac{1}{f}\nabla^2\phi\Rightarrow$ $\nabla^2\phi=f\zeta_g$。因此 $\nabla^2u_g=\nabla^2\left(-\frac{1}{f}\frac{\partial\phi}{\partial y}\right)=-\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial y}\nabla^2\phi=-\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial y}(f\zeta_g)\approx-\frac{\partial\zeta_g}{\partial y}$；类似的，$\nabla^2v_g=\frac{\partial\zeta_g}{\partial x}$。回代原式，可得：$=-\left(-\frac{\partial\zeta_g}{\partial y}\right)\left(\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}\right)-\frac{\partial\zeta_g}{\partial x}\left(\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}\right)$ 利用热成风关系：$\frac{\partial u_g}{\partial p}=-\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p},\frac{\partial v_g}{\partial p}=\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}\Rightarrow\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}=-f\frac{\partial u_g}{\partial p},\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}=f\frac{\partial v_g}{\partial p}$

回代：$=\frac{\partial\zeta_g}{\partial y}f\frac{\partial v_g}{\partial p}-\frac{\partial\zeta_g}{\partial x}\left(-f\frac{\partial u_g}{\partial p}\right)=f\left(\frac{\partial v_g}{\partial p}\frac{\partial\zeta_g}{\partial y}+\frac{\partial u_g}{\partial p}\frac{\partial\zeta_g}{\partial x}\right)=f\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial p}\cdot\nabla\zeta_g$

② $-\vec{V}_g\cdot\nabla\nabla^2\frac{\partial\phi}{\partial p}$ 由于 $\nabla^2\frac{\partial\phi}{\partial p}=\frac{\partial}{\partial p}\nabla^2\phi=\frac{\partial}{\partial p}(f\zeta_g)=f\frac{\partial\zeta_g}{\partial p}$，则原式$=-\vec{V}_g\cdot\nabla f\frac{\partial\zeta_g}{\partial p}=-f\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\zeta_g}{\partial p}$

③ 剩余项涉及风切变和温度梯度的相互作用，在简化模型中常被忽略或近似。

最后，组合绝对涡度平流和温度平流项：$[-A^2\omega]_{1,2}=f\frac{\partial}{\partial p}\left[\vec{V}_g\cdot\nabla(f+\zeta_g)\right]+f\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial p}\cdot\nabla\zeta_g-f\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\zeta_g}{\partial p}-2\left[\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial x}\cdot\right.$

$\nabla\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}+\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial y}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}\Big]$ 忽略f变化：$[-A^2\omega]_{1,2}=f\frac{\partial}{\partial p}[\vec{V}_g\cdot\nabla\zeta_g]+f\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial p}\cdot\nabla\zeta_g-f\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\zeta_g}{\partial p}-2\Big[\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial x}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}+\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial y}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}\Big]=f\left(\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial p}\cdot\nabla\zeta_g+\cancel{\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\zeta_a}{\partial p}}\right)+f\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial p}\cdot\nabla\zeta_g-\cancel{f\vec{V}_g\cdot\nabla\frac{\partial\zeta_g}{\partial p}}-2\Big[\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial x}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}+\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial y}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}\Big]=2f\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial p}\cdot\nabla\zeta_g-2\Big[\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial x}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial x}\frac{\partial\phi}{\partial p}+\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial y}\cdot\nabla\frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial\phi}{\partial p}\Big]$ 最终考虑热成风与地转风垂直切变的关系：$\frac{\partial\vec{V}_g}{\partial p}\propto-\vec{V}_T$，得到最终表达式：

$$[-A^2\omega]_{1,2}\propto-2f\vec{V}_T\cdot\nabla\zeta_g$$

3.2.5 地形和摩擦对降水的影响

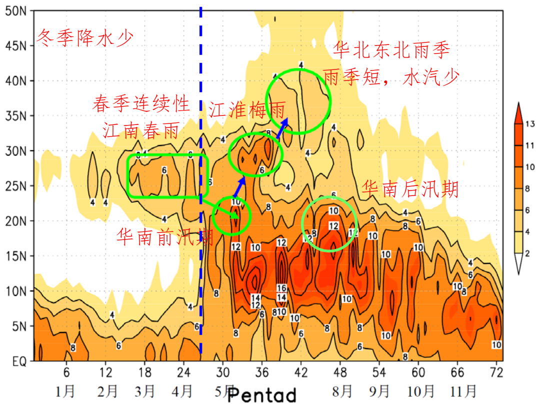
动力作用 **强迫抬升**（背风波）、**地形辐合**（湛江雷州半岛）

云物理作用 ① 对流层中部层状云和低云的相互作用 ② 对流层中部层状云和积雨云的相互作用
③ 积雨云和低空层状云的相互作用 ④ 对流层中部不稳定和低云的相互作用

摩擦作用 $\omega_f=-\frac{g\rho_0 C_D}{f}\zeta_g$ **低压气旋上升**、高压反气旋下沉

3.3 大范围降水的环流特征

概述 我国的雨季一般开始于夏季风爆发，止于夏季风撤退，雨带的南北位移是和东亚环流的季节变化有关，受副高脊线、青藏高压脊线、副热带西风急流和东亚季风季节变化影响。



1981-2000 年中国东部（110E-120E）逐侯侯平均降水(mm/d)