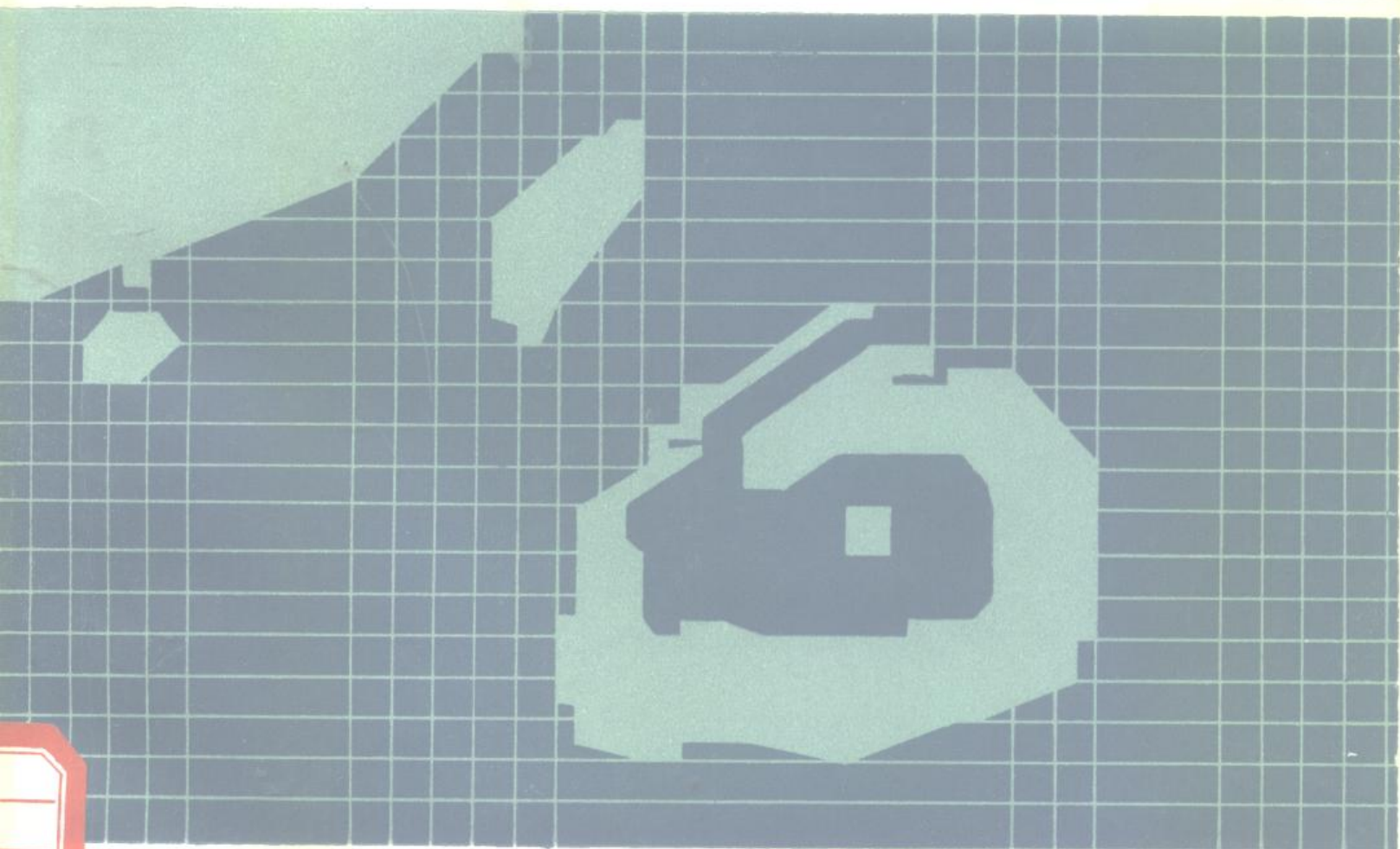


Redai Tianqixue Gailun

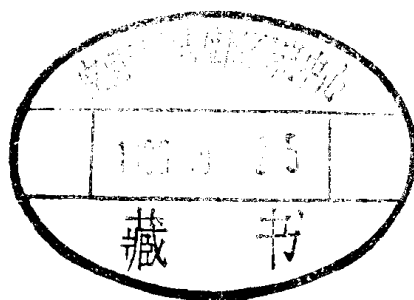
热带天气学概论



• 喻世华 陆胜元等 编著 • 气象出版社 •

热带天气学概论

喻世华 陆胜元等编著



气象出版社

106155

内 容 简 介

本书较系统地、全面地阐述了热带天气学的一般原理和分析预报方法，并着重介绍了近年来国内外有关热带天气研究的最新成就。全书共分九章，书后有一附录。作者从热带大气运动的尺度入手，叙述了低纬环流和季风环流、低纬行星尺度天气系统、热带天气尺度系统和热带中小尺度系统，并讨论了它们的结构、演变以及对我国、东南亚和西太平洋地区天气的影响。关于热带扰动的发生发展机制和热带天气预报方法，亦分别在有关章节作了介绍。

本书可供与气象、海洋、航空、地理等专业有关的高等院校师生、科学研究工作者和广大气象科技人员参考。

热 带 天 气 学 概 论

喻世华 陆胜元等编著

责任编辑 黄丽荣

* * *

高 等 出 版 社 出 版

(北京西郊白石桥路46号)

空军气象学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 全国各地新华书店经售

* * *

开本：787×1092 1/16 印张：17.75 字数：421千字

1986年10月第一版 1986年10月第一次印刷

印数：1—3,000

统一书号：13194.0337 定价：4.20元

前 言

热带，一般是指 30°S — 30°N 之间东风带控制的地区。本书论述的范围，包括涉及该区的热带和副热带天气系统及其有关天气。考虑到我国在亚洲所处的地理位置，本书着重阐述东南亚和西太平洋地区的热带天气。

由于热带所处的地理纬度以及它的面积占整个地球表面的一半，这就确定了热带天气在全球大气中的重要地位。它既是全球大气能量的主要源地——推动大气热机的太阳能大部分被热带地表吸收，然后传送给大气，并驱动那里的大气向中、高纬度地区输送能量，直接影响那里的大气运动；又是角动量的制造者——东风带将获得的角动量往西风带输送，以平衡西风带角动量的亏损。热带的绝大部分地区是海洋，海-气相互作用给热带天气带来重大影响，使它具有高温、高湿和强烈的对流上升运动等特点。热带大气的热力特性和动力特性，与中、高纬度大气相比较则有很大的不同。例如，中、高纬度天气尺度运动的准地转理论，以及建立在此基础上的分析方法已不完全适合；中、高纬度大气扰动的主要能源是由强经向温度梯度造成的纬向有效位能，而潜热和其它非绝热加热则是次要的，但在热带地区潜热释放却成为扰动发展的不可忽视的能源。

近来，特别近二十年来，由于热带地区气象观测网的增密、探测手段的改进和发展，以及国际间多次组织的大规模的热带气象考察和实验^①，已获得了不少详细而可靠的热带气象资料。同时，由于大型电子计算机的利用，从而大大促进了热带气象的研究工作，使得对热带大气有了进一步的了解，并有可能对热带环流、热带系统的发生和发展等进行数值试验。通过各种资料的综合诊断分析，揭露了许多新的事实，大大丰富和加深了对热带天气的认识，已经概括出一些更合乎实际的天气模式。通过气象卫星资料的分析研究，又对中、低纬度环流之间的相互作用及南北半球环流之间的相互作用，揭示了许多有实际意义的事实，并创建了相应的理论。这不仅对预报热带天气有重要价值，而且对中、高纬天气预报也是不可忽视的。当前热带天气的研究，其集中讨论的问题是：热带地区有哪些波系，它们的结构和发生、发展的机制是什么？以及如何用动力学方程来进行描述。虽然这些问题的讨论还没有达到认识的统一，但也提出了许多新的观点，其中有不少是很有理论价值的。对人类活动有巨大影响的台风（飓风）观测研究工作已经相当细致，人们对其发生、发展机制的认识也在不断深化。六十年代中期，Charney和Eliassen提出了积云对流和大尺度扰动相互作用导致大尺度不稳定的第二类条件不稳定(CISK)理论，这对认识热带气旋的发生、发展是有划时代意义的，但近年来人们又不断加深了这种认识。八十年代，Gray提出积云对流不仅有潜热释放，而且能引起垂直方向水平动量再分配的一种反馈作用；积云对流，在热带不同尺度的天气系统的相互作用中起着特殊重要的作用。如何用大尺度的量值来表示这种小尺度的凝结加热对大尺度扰动的作用，即所谓积云对流参数化问题。这是近年来热带天气研究的重要课题之一，现已取得了相当的成就，成为研究热带天气数值模拟试验的有效手段，从而提高了数值预报

^①见本书附录

的能力，并为研究热带天气开辟了新的前景。

本书收集和反映了近十多年来热带天气研究的一些最新成果。为开阔思路，我们将目前认识还不一致的各家主要观点也分别做了介绍，并着重阐明其原理和概念，而不强调具体过程的描述。

全书共分九章：第一章是热带大气特性及其分析方法，着重讨论热带大气的特性及在此基础上的基本分析方法，依此建立一个热带大气的基本图象；第二、三章是有关热带环流和季风环流的基本概念，可作为了解热带天气背景场的基础；第四章是行星尺度系统，着重阐述西太平洋副热带高压、热带辐合带和大洋中部高空槽的活动及其对天气的影响；第五至七章为包括台风在内的热带天气尺度系统和中小尺度系统；第八章介绍了热带扰动发生、发展的各种可能机制；第九章是热带天气预报，包括热带数值天气预报。

本书在空军气象学院四年制用的《热带天气学讲义》的基础上，经过多期教学实践后反复修改编写的。本书第一、三、七章由喻世华，第二章由李建辉，第四章由陆胜元、喻世华，第五章由陆胜元，第六章由卢春成，第八、九章由杨维武、喻世华执笔，全书由喻世华、陆胜元整理定稿。在编写过程中，张丙辰教授提出了许多宝贵意见，郭用镗教授审阅了全书，热带天气教研组的同志们进行了多次讨论并提出了修改意见，石宗祥同志为本书绘制了插图，谨此一并致谢。

编著者

一九八三年一月十日

目 录

前 言

第一章 热带大气特性及其分析方法	1
第一节 热带大气运动的基本方程组.....	1
第二节 热带大气的特性.....	5
第三节 热带天气分析方法.....	9
第四节 热带天气资料的收集和鉴定.....	19
第二章 低纬大气环流	25
第一节 概况.....	25
第二节 各层水平流场.....	31
第三节 低纬垂直环流.....	35
第四节 影响低纬环流的一些因子.....	43
第三章 季风环流系统	46
第一节 季风定义以及组成季风系统的主要成员.....	46
第二节 季风的爆发、活跃和中断.....	49
第三节 季风扰动系统.....	61
第四节 季风的形成.....	67
第四章 低纬行星尺度天气系统	75
第一节 副热带高压.....	75
第二节 热带对流层高空槽.....	96
第三节 热带辐合带.....	102
第五章 热带波动和热带涡旋	115
第一节 热带波动.....	115
第二节 热带涡旋.....	123
第六章 台风	132
第一节 概述.....	132
第二节 台风的结构和天气.....	135
第三节 台风的发生、发展.....	153
第四节 台风的移动.....	173

第七章 热带边界层与热带积云对流	206
第一节 热带边界层特征	206
第二节 热带对流系统	212
第三节 积云对流对维持热带扰动的作用	220
第八章 热带扰动的发生、发展机制	228
第一节 热带扰动发展的正压不稳定机制	228
第二节 热带扰动发展的第二类条件不稳定机制	231
第三节 正压-斜压联合不稳定机制	238
第九章 热带天气预报	244
第一节 应用热带天气模式及环流间的相互作用来预报天气	244
第二节 应用气象卫星云图预报天气	250
第三节 热带数值天气预报	261
附录 近年来国内外在热带地区进行的大规模气象考察分布图	276

第一章 热带大气特性及其分析方法

研究热带天气，首先对热带大气特性和相应的分析方法要有所了解。

在中、高纬度地区，可以把大尺度天气运动的主要特性看作是准地转的。建立在此基础上的天气分析方法和预报的主要工具，就是在地面图和高空图上分析气压场形势，并结合其它一些要素场分析，以判断西风带扰动的发生、发展和移动，从而作出天气预报。但在热带地区，由于地转对大气的影 响，以及海洋水汽所供给大气的能源等等与中、高纬度地区有很大不同，因而热带地区大气大尺度运动的主要特性及其相应的分析方法应与中、高纬度地区有所区别。本章将着重讨论这些差别，以作为对热带天气的一般了解。

第一节 热带大气运动的基本方程组

首先提出热带大气大尺度运动的基本方程组，作为讨论热带大气特性的基础。

一、基本方程组

(一) 运动方程

由于地球的转动，使得地球上的大气运动带有一系列旋转流体的特征。这反映在大气动力学方程组中，就出现了含有地球转动影响的项，即含有地转参数 $f = 2 \Omega \sin \varphi$ 的科氏力项。于是，自由大气的运动方程为：

$$-\frac{d\mathbf{V}}{dt} + f \mathbf{K} \times \mathbf{V} = -\nabla \Phi \quad (1.1)$$

这里， $\mathbf{V}$ 是水平风速矢量， Φ 是单位质量空气的重力位势， $\mathbf{K}$ 代表垂直方向的单位矢量。在赤道邻近，由于地理纬度 $\varphi \rightarrow 0$ ，相应地 f 很小，这时 Rossby 数

$$Ro = \frac{V_0}{f_0 L_0} \gtrsim 0 (10^\circ)$$

这样，大气运动所具有的旋转流体特征，就不及中、高纬度明显（在中、高纬度的 $Ro \sim 10^{-1}$ ），但又不同于一般的流体运动，多少还带有旋转流体的特征。

为此，在讨论热带大气的运动时，运动方程（1.1）式中的科氏参数 f 常用 β 平面近似。下面，将地转参数 f 在纬度 φ_0 附近对 y 展成泰勒级数：

$$f = f_0 + \beta y + \dots (\text{y 的二次以上项})$$

略去高次项

$$f \simeq f_0 + \beta y \quad (1.2)$$

式中：

$$f_0 = 2 \Omega \sin \varphi_0, \quad \beta = \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{2 \Omega}{a} \cos \varphi$$

应用标准坐标, 并将 f 取成 (1.2) 那样的近似, 称为 β 平面近似。

在赤道邻近, $f_0 \approx 0$, 则

$$f \approx \beta y \quad (1.3)$$

称作赤道 β 平面近似。

在许多热带动力学问题中, 地转参数 f 与纬度 y 均取上述关系式, 则 φ 和 y 呈线性关系, 从而把热带大气转变为相当于在地转参数 f 保持线性变换的 β 平面上运动。它是在几何学上略去地球为球形, 而又引入某种程度上表示地球曲率影响的 β 平面近似。

(1.3) 式代入 (1.1) 式, 则有:

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} + \mathbf{K}\beta y \times \mathbf{V} = -\nabla\phi \quad (1.4)$$

这就是赤道 β 平面中的大气运动方程。

(二) 热流量方程

热带地区大部分为海洋, 盛行潮湿空气的活动。这种湿空气的运动, 在动力学上与干空气有着不小差别。因而, 我们在讨论热带大气运动的特性时可以引用湿空气动力学方程组^[1]。

假定凝结的发生是饱和、绝热膨胀的结果, 这时热力学第一定律为:

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{P} \frac{dP}{dt} = -L \frac{dq_s}{dt}$$

或写成

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial P} = -\frac{L}{c_p} \frac{dq_s}{dt} + \frac{RT}{c_p P} \omega \quad (1.5)$$

式中 q_s 为饱和比湿, L 为相变潜热, $\omega = \frac{dP}{dt}$ 为 P 坐标系中的垂直速度, 其它符号为一般通用符号。今考虑凝结的发生主要是由于空气上升绝热膨胀的结果, 可取:

$$\frac{dq_s}{dt} \approx \omega \frac{\partial q_s}{\partial P}$$

这时, (1.5) 式可以写成:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + s_1 \omega = 0 \quad (1.6)$$

这里

$$s_1 = \frac{\partial T}{\partial P} + \frac{L}{c_p} \frac{\partial q_s}{\partial P} - \frac{RT}{c_p P} = \frac{T}{\theta_{s,e}} \frac{\partial \theta_{s,e}}{\partial P}$$

式中 $\theta_{s,e}$ 为假相当位温, 而

$$\theta_{s,e} = \theta e^{Lq_s / c_p T} = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{R/c_p} e^{Lq_s / c_p T}$$

由静力方程:

$$T = -\frac{P}{R} \frac{\partial \phi}{\partial P}$$

则 (1.6) 式变为:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}\right) \frac{\partial \phi}{\partial P} + s\omega = 0 \quad (1.7)$$

这就是湿空气的热流量方程, 式中:

$$s = -\frac{R}{P} s_1 = -\frac{RT}{P\theta_{se}} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial P} \quad (1.8)$$

为热带湿空气静力稳定度。

(三) 湿空气基本方程组

对于热带考虑潜热为主要能源的湿空气来说, 其动力学方程组^[2]为:

$$\left\{ \begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla\right) \mathbf{V} + \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial P} &= -f \mathbf{K} \times \mathbf{V} - \nabla \phi \end{aligned} \right. \quad (1.9)$$

$$\left\{ \begin{aligned} \nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \omega}{\partial P} &= 0 \end{aligned} \right. \quad (1.10)$$

$$\left\{ \begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla\right) \frac{\partial \phi}{\partial P} + s\omega &= 0 \end{aligned} \right. \quad (1.7)'$$

式中 ∇ 为二维算子, $f = \beta y$, 其它符号同前。

为揭示热带大气的大尺度运动特性, 引入如下特征量:

长度尺度 L_0 , 速度尺度 V_0 , 垂直速度尺度 ω_0 , 特征气压 P_0 , 时间尺度 $\left(\frac{V_0}{L_0}\right)^{-1}$; $\delta\phi_0$ 为位势变化特征量, s_0 为静力稳定度的特征量, f_0 为科氏参数的特征量。

所有物理量都以无量纲的量和特征量的乘积表示, 则

$$x = L_0 x' \quad y = L_0 y' \quad P = P_0 P'$$

$$t = \left(\frac{V_0}{L_0}\right)^{-1} t' \quad u = V_0 u' \quad v = V_0 v'$$

$$\omega = \omega_0 \omega' \quad \delta\phi = \delta\phi_0 \delta\phi' \quad f = f_0 f'$$

$$s = s_0 s'$$

然后代入动力学方程组, 并注意 $\frac{1}{f_0 V_0} \cdot (1.9)$ 式和 $\frac{1}{s_0 f_0 P_0} \cdot (1.7)'$ 式。经整理后, 得到如下无量纲的动力学方程组:

$$\left\{ \begin{aligned} Ro \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla\right) \mathbf{V} + \frac{\omega_0}{f_0 P_0} \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial P} &= -\beta y \mathbf{K} \times \mathbf{V} - \frac{\delta\phi_0}{f_0 L_0 V_0} \nabla \phi \end{aligned} \right. \quad (1.11)$$

$$\left\{ \begin{aligned} D_0 (\nabla \cdot \mathbf{V}) + \frac{\omega_0}{P_0} \frac{\partial \omega}{\partial P} &= 0 \end{aligned} \right. \quad (1.12)$$

$$\left\{ \begin{aligned} Ri^{-1} R \frac{\delta\phi_0}{V_0^2} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla\right) \frac{\partial \phi}{\partial P} + \frac{\omega_0}{f_0 P_0} s\omega &= 0 \end{aligned} \right. \quad (1.13)$$

式中除了由各特征量所组成的系数外, 其余的量都是无量纲的量。为书写方便, 式中一律略去了各无量纲量右上角的撇号。其中:

$$Ri = s_0 / (V_0 / P_0)^2 \quad (1.14)$$

是Richardson数。而

$$Ro = V_0 / f_0 L_0 \quad (1.15)$$

是Rossby数。

对(1.13)式的系数,再引进符号:

$$M = \omega_0 / f_0 P_0 \quad (1.16)$$

由(1.12)式有

$$D_0 \sim \omega_0 / P_0 \quad (1.17)$$

于是

$$M \sim D_0 / f_0 \quad (1.17)'$$

M是表征旋转流体中散度 D_0 与行星涡度 f_0 之比,它代表了大气运动中位势运动(即地转偏差)的程度;即M愈大,位势运动亦愈大,它与R一样,是判断大气非地转程度的一个重要参数。

再令

$$N = \frac{\delta \phi_0}{f_0 L_0 V_0} \quad (1.18)$$

考虑到(1.15)式,就有如下量纲关系:

$$\frac{\delta \phi_0}{V_0^2} \sim NR^{-1} \quad (1.19)$$

或

$$Ro \frac{\delta \phi_0}{V_0^2} \sim N \quad (1.20)$$

由(1.13)式,就可得到M与N之间的关系如下:

$$M \sim Ri^{-1} N \quad (1.21)$$

将以上这些关系代入(1.11), (1.12)和(1.13)式,就得到如下形式的无量纲的动力学方程组:

$$\left\{ \begin{array}{l} Ro \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \right) \mathbf{V} + Ri^{-1} N \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial P} = -\beta y \mathbf{K} \times \mathbf{V} - N \nabla \phi \end{array} \right. \quad (1.22)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \omega}{\partial P} = 0 \end{array} \right. \quad (1.23)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \right) \frac{\partial \phi}{\partial P} + s \omega = 0 \end{array} \right. \quad (1.24)$$

在上述方程组中,只有三个由无量纲量 Ro , Ri 和 N 所组成的常数。同时这三个量又彼此联系着,它们之间的联系由(1.22)式所制约。

二、热带大气运动的特征值

热带大尺度运动,各变量的特征值为^[3]:

特征水平尺度	$L_0 \sim 10^8$ 厘米
特征厚度	$H_0 \leq H$
均质大气高度	$H = \frac{RT_0}{g} \sim 10^8$ 厘米
特征水平速度	$V_0 \sim 10^3$ 厘米·秒 ⁻¹
特征垂直速度	W_0
特征时间尺度	$t_0 = \frac{L_0}{V_0} \sim 10^5$ 秒
位势水平变化特征量	$\delta\phi_0$
地转参数	$f_0 \lesssim 10^{-5}$ 秒 ⁻¹

在以上特征量中， W_0 和 $\delta\phi_0$ 必须根据大气运动方程组对它们的约束来予以确定的。地转参数 $f_0 \lesssim 10^{-5}$ 秒⁻¹，它与中、高纬度的特征值 $f_0 \sim 10^{-4}$ 秒⁻¹相比，要小一个以上的量级。这时，衡量地转近似程度的Rossby数的量级，在中、高纬度 $Ro \sim 10^{-1}$ ，但在热带 $Ro \gtrsim 10^0$ ，说明在热带地区地转平衡关系已不好用，这是热带大气运动的一个显著特性，因而对热带大气运动产生根本性的影响。

第二节 热带大气的特性

从前面导出的无量纲的运动方程组出发，本节讨论热带大气的特性。

一、热带大气的热力特性

(一) 热力参数水平分布均匀

对于热带地区， $Ro \gtrsim 10^0$ ，而在运动方程中位势梯度力项又是必须保留的。因此(1.22)式中应满足：

$$N \sim R \quad (1.25)$$

将(1.15)式和(1.18)式代入上式，则有

$$\delta\phi_0 \sim V_0^2 \quad (1.26)$$

若中、高纬和低纬 V_0 ， L_0 的尺度取同样量级，并以下标 L 代表低纬地区， m 代表中、高纬地区。那么，在中、高纬度的旋转流体中位势梯度力和地转偏向力相平衡。则由(1.18)式，

$$N \sim 10^0$$

即

$$(\delta\phi_0)_m \sim L_0 f_0 V_0 \quad (1.27)$$

因而有：

$$\frac{(\delta\phi_0)_l}{(\delta\phi_0)_m} \sim \left(\frac{V_0}{L_0 f_0} \right)_m \sim R_m \sim 10^{-1} \quad (1.28)$$

它们之间的比值为中、高纬度的Rossby数。上式表明，热带地区的等压面较平缓。例如近千公里的气压系统，在中、高纬地区其中心与周围的位势差约为几十位势什米，但在低纬地区一般只有几个位势什米。利用静力学方程和状态方程不难得到：

$$\frac{(\delta\theta_0)_l}{(\delta\theta_0)_m} \sim \frac{(\delta T_0)_l}{(\delta T_0)_m} \sim \frac{(\delta\rho_0)_l}{(\delta\rho_0)_m} \sim R_m \sim 10^{-1} \quad (1.29)$$

式中 $\delta\theta_0, \delta T_0, \delta\rho_0$ 分别为等压面上的位温、气温和空气密度变化的特征值。这些热力参数的水平变化，在热带地区要比中、高纬度地区小一个量级，表明在热带地区的热力参数水平分布均匀，这是符合观测事实的。这一事实决定了热带扰动的能源和中、高纬度不一样，热带地区的经向有效位能很小，斜压不稳定不是热带扰动发展的主要原因。

(二) 热带大气静力稳定度小，重力内波波速慢

分析热带地区 θ_{se} 的垂直递减率表明，热带大气的低层几乎总是位势不稳定的。

从研究大西洋和东南亚地区 θ_{se} 随高度分布的逐日变化发现^[4, 5]，有扰动和无扰动日的平均温度曲线的差别很小，然而露点递减率差别则很大，使得 θ_{se} 的递减率显著不同（见图1.1）。在对流层低层中， θ_{se} 递减很快；在600—700毫巴之间达到最小，然后随高度而增加。在有扰动日里，由于高层湿度增加，对流层中层 θ_{se} 最小值变大；而在无扰动日里，由于高层的湿度减小，对流层中层 θ_{se} 的最小值变得更小。因此，在无扰动日里，对流层低层反而显得更不稳定。这些研究的一个重要结论是：热带地区 θ_{se} 的递减率主要是由对流层中湿度变化决定的，它是对流活动增强的结果，而不是对流活动增强的原因。因而，在热带地区单用常规的稳定度指标去预报对流天气往往是效果不好的。

由于热带大气中的静力稳定度变小，使重力内波波速大为变慢。因此，重力内波波速的特征量有如下形式：

$$C_0^2 \sim P_0^2 S_0 \quad (1.30)$$

P_0 为大气压力的特征尺度。在大范围情况下， S_0 一般比干空气情况下小了几十倍，则

$$\frac{(C_0^2)_l}{(C_0^2)_m} \sim 10^{-1} - 10^{-2} \quad (1.31)$$

即同样波长的重力内波，其波速在低纬要比中、高纬慢得多。因此导致重力内波波速慢到和Rossby波相当，所以在热带大尺度运动中不能把重力内波作为噪音而过滤掉。同时，由于重力波的触发和组织，致使积云凝结加强。这种凝结作用又反过来促使重力波发展，因而对热

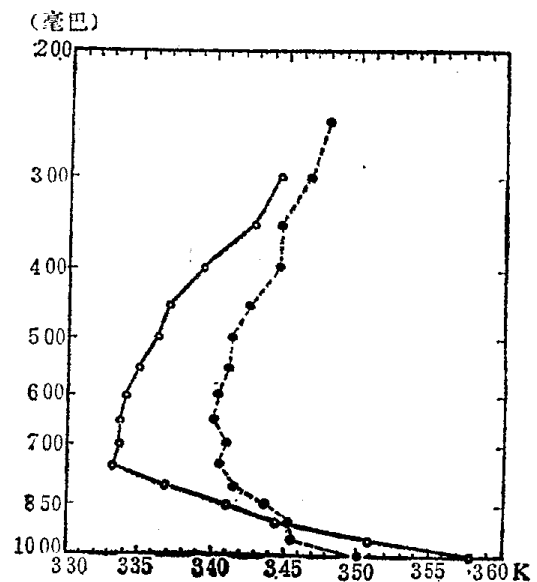


图1.1 越南胡志明市1966年7月在无扰动(实线)和有扰动(断线)日里12时(世界时)平均假相当位温的垂直廓线

带大尺度动力过程造成十分复杂的相互作用^[6]。

将 (1.30) 式和 (1.31) 式引入 (1.14) 式, 则有

$$\frac{(Ri)_l}{(Ri)_m} \sim \frac{(C_0^2)_l}{(C_0^2)_m} \sim 10^{-1} - 10^{-2} \quad (1.32)$$

即由于低纬大气层结稳定度比中、高纬度小, 而使得低纬 Ri 数比中高纬度小了几十倍, 它给低纬热量的垂直交换和湍流输送提供了有利条件。

二、热带大气的动力特性

(一) 热带大气的辐合、辐散和上升运动比中、高纬度大

将 (1.16)、(1.18)、(1.21) 式代入 (1.17) 式, 并利用 (1.26) 式。那么, 在热带地区的水平散度:

$$D_0 \sim Ri^{-1} \frac{V_0}{L_0} \quad (1.33)$$

即同量级的水平尺度 L_0 和 V_0 , 由于 Richardson 数的不同, 因而水平散度 D_0 也不同。且有:

$$\frac{(D_0)_l}{(D_0)_m} \sim \frac{(Ri)_m}{(Ri)_l} \times R_m \sim 10^0 - 10^1 \quad (1.34)$$

相应的, 由连续方程有:

$$\frac{(\omega_0)_l}{(\omega_0)_m} \sim 10^0 - 10^1 \quad (1.35)$$

可见, 在热带地区湿空气的辐合辐散、垂直运动和位势运动比中、高纬度地区的量值要大, 再加上热带大气层结稳定度小, 又有足够的水汽供应。因此, 热带地区对流旺盛, 云团活动盛行。

(二) 热带大气的非地转运动强

对方程 (1.9) 式取旋度, 可得到垂直分量的涡度方程如下:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \right) \xi + \mathbf{V} \cdot \nabla \beta y + (\xi + \beta y) \nabla \cdot \mathbf{V} + \omega \frac{\partial \xi}{\partial P} + \mathbf{K} \cdot \left(\nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial P} \right) = 0$$

式中:

$$\xi = \mathbf{K} \cdot \mathbf{V} \times \mathbf{V}$$

是相对涡度。引入特征量 $\xi_0 \sim \frac{V_0}{L_0}$, 便得到无因次的涡度方程为:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \right) \xi + \frac{2 \Omega \cos \varphi}{a} \frac{L_0^2}{V_0} \mathbf{V} \cdot \nabla \beta y + \left[(\xi + R^{-1} \beta y) D + \omega \frac{\partial \xi}{\partial P} + \mathbf{K} \cdot \left(\nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial P} \right) \right] \frac{\omega_0 L_0}{P_0 V_0} = 0 \quad (1.36)$$

式中 a 为地球半径, φ 为纬度。在热带, 由 (1.33) 式得出:

$$Ri^{-1} \sim \frac{\omega_0 L_0}{P_0 V_0} \sim 10^0$$

且有 $R \gtrsim 10^0$ ，所以涡度方程 (1.36) 式的各项量级为 10^0 。则涡度方程可写为：

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \right) \xi + \mathbf{v} \cdot \nabla \beta y + (\xi + \beta y) D + \omega \frac{\partial \xi}{\partial p} \\ + \mathbf{K} \cdot \left(\nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p} \right) = 0 \end{aligned} \quad (1.37)$$

由 (1.37) 式可知，涡度方程中的各项都是同量级的。今取其平流项和散度项：

$$\begin{cases} 0[(\mathbf{v} \cdot \nabla) \xi] \sim \xi_0 \frac{V_0}{L_0} \\ 0[\beta L D] \sim \beta_0 L_0 D_0 \end{cases}$$

其比值有：

$$\frac{(D_0)_l}{(\xi_0)_l} \sim \frac{V_0}{\beta_0 L_0^2} = Ri \sim 10^0 \quad (1.38)$$

而

$$\frac{(D_0)_m}{(\xi_0)_m} \sim Ri_m \sim 10^{-1} \quad (1.39)$$

即热带地区的水平散度和涡度是同量级的。可见在热带地区大气运动的位势部分相当重要，这与涡旋部分占优势的中、高纬度大气运动的特性很不一样；同时，这意味着风场和气压场的关系，不存在着反映中、高纬度地区涡旋部分盛行的地转关系，或更精确的平衡方程关系，而是存在着强的非地转风。因而，我们在热带天气分析中应当设法反映这种强位势运动的特点。

三、热带大气的天气特性

由于热带大气具有上述的热力特性和动力特性，所以热带地区的天气相应也具有一些明显的特点。

(一) 热带对流云系旺盛并聚集而成云团

热带地区地-气系统净得的热量，几乎全部被地表吸收。吸收的热量，有一小部分通过湍流输送给大气，其大部分则先使地表水分蒸发，然后再通过在大气中凝结并将热量释放给大气。所以热带大气的低层经常高温、潮湿，造成热带的下层大气经常处于条件不稳定状态。在条件不稳定的大气里，强烈的上升运动使热带对流云系旺盛，成百上千个巨大的积雨云经常聚集在一起，并组成热带云团。热带强烈天气系统（如台风等）的发生、发展，都与这些云团的活动有密切的关系。

(二) 热带扰动的发生，流场的变化先于气压场

热带地处低纬，其动力学特征使热带大气在没有大范围的强烈上升运动时，气压场的水平分布均匀；但是，流场的差异却十分明显。天气系统的发生，往往是先期出现流场的涡旋、辐合和辐散，以及风的水平切变和垂直切变，而气压场分布则尚无反应。随后即产生强烈的对流运动，造成该天气系统区域变暖，气压场的特征才逐渐明显起来。

(三) 热带低值气压系统大多具有暖心结构

热带大气能量转换的机制有其自身的特点。因为，热带大气主要是靠对流时水汽的凝结潜热释放增暖而积蓄有效位能的。所以发展较为强烈的天气系统，绝大多数都具有暖心结构，这一点与中、高纬度大不相同。

(四) 小尺度天气系统在热带天气分析中更显得重要

在中、高纬地区，气象要素的日变化和小地形对天气的作用以及积云对流等，常被天气尺度系统掩盖而表现不明显。可是在热带地区，气象要素的水平分布均匀，除去台风这样一些强烈的天气系统之外，大多数的天气系统较弱且不易确定，因而小尺度系统的影响在日常天气分析中就显得重要了。

热带某些气象要素的日变化要比日际变化甚至季节变化还大，其中尤以气压变化最为清楚。图1.2表示：无论大陆或海洋测站，气压最大值出现在标准地方时 10 时左右，第一次最小值出现在标准地方时 16 时左右，而次大和次小值则分别出现在标准地方时 22—23 时和 03—05 时。其平均日变化范围，2 月在乌隆为 5.4 毫巴，8 月在太平洋威克岛为 2.0 毫巴。

气压的平均日变化曲线主要是由全日变化和半日变化两部分所合成，其中以半日变化更为明显。这些变化是由于各种复杂的潮汐力和大气的加热或冷却效应所引起的^[7]。在干季，热带地区的大陆测站（尤其是山谷地区的测站）有可能出现最大的气压日变程。例如：位于老挝北部山谷的琅勃拉邦，在 3 月和 4 月的干季里，它的平均日变程达 7.1 毫巴。

热带对流层下部，在海岸线附近和陆地上风的日变化最显著。海陆风是热带最常见的地方性环流。通常海风的作用比陆风明显，白天的海风影响范围可深入内陆 50—100 公里，但在垂直方向上只达到 1300—1400 米的高度。水平风速一般为每秒几米，而垂直分量只有每秒几个厘米。夜间陆风影响的水平范围较小，垂直范围只几百米。

热带的山谷地区，由于白天的日射强，且天气尺度的风系较弱，因此，山谷风无疑是一种重要的地方性环流。这种环流在向阳面发展充分，而在背阳面则环流微弱或不存在。

热带降水量的日变化比较复杂，它受辐射加热或冷却、海陆风、地形、潮汐和天气尺度扰动等多方面的影响。许多热带陆地测站都是在晚间雨量最大^[8]，而在海洋地区则清楚地存在着一个晚间 04 时（地方时）降水频率最大。究其原因，半日周期气压波是影响热带测站云量和降水量日变化的关键性因素^[9]。

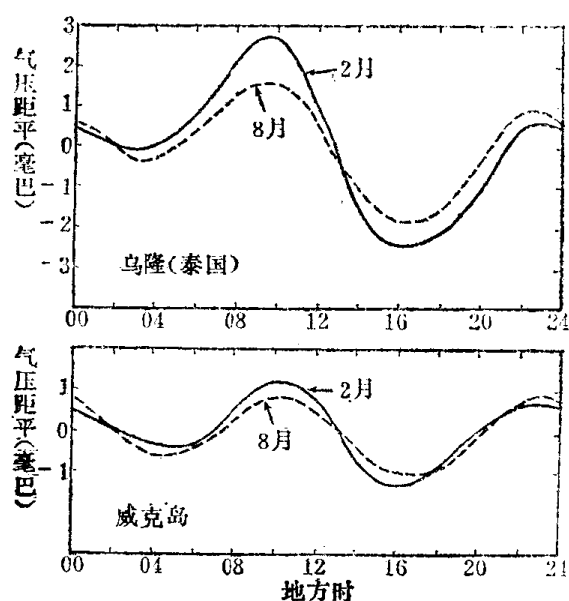


图1.2 泰国乌隆和太平洋威克岛的平均气压日变化曲线

第三节 热带天气分析方法

由于热带大尺度运动的热力特性和动力特性与中、高纬度有着明显的差别，因而在热带

天气分析中，除了台风和强的热带扰动以外，不宜象中、高纬度那样，即主要通过温压场的分析来揭示天气系统的演变规律。况且热带天气系统发生、发展的理论尚不成熟，热带气象资料又常感不足，这就增加了热带天气分析的困难。

近年来，由于热带资料数量的增加和质量的提高，特别是气象卫星资料的应用，给了热带天气分析以新的推动。本节将着重介绍热带天气分析的一些基本方法。

一、风场分析

与中、高纬度不同，在热带地区描写大气运动情况是以流场分析为主。分析的层次一般选取摩擦作用小而又离地面不太远的高度以及对流层上部的高度，即850毫巴和200毫巴。分析的图次。由于热带天气系统不但移动比较缓慢，而且发展也比较缓慢，因而一般只分析00时和12时（世界时）两次图。至于热带天气底图的比例尺和范围，可视需要而定。

风场分析的目的，是用所选取的高度上二维水平矢量的观测记录，按一定要求画出表示风场的一些流线，以反映流场的扰动特性。由于风场是一个矢量场，它不仅有风速值的大小，而且有风向的不同。因而，一般要分析两组等值线，才能全面反映风场的情况。

分析风场的方法，在日常分析中应用最多的是流线—等风速线法。所谓流线就是处处与风矢量相切的线，而等风速线则是相同风速的点连成的线。前者表示风向，后者表示风速，两者结合在一起，就能得出流场的一个完整分析。下面介绍风场的分析方法。

（一）风场的基本流型

我们在进行流线—等风速线分析时，需要熟悉和掌握经常遇到的一些风场的基本流型。

1. 渐近线

渐近线是这样的流线：两侧的流线或从它辐散出去（正的渐近线），或向它辐合进来（负的渐近线），如图1.3所示。在理论上，渐近线附近的流线是永远不会和它合拢的。但实际上，由于天气图的比例尺小，一般将渐近线画成一条流线，使其附近的流线都与它合并。

流线中的渐近线具有三维结构，它可以看成垂直的或倾斜的面或者狭窄的过渡带（见图1.4）。渐近线的坡度变化很大，有时垂直，有时呈准水平状态。自然负的渐近线位于辐合气流中，正的渐近线则位于辐散气流中。但渐近线是否代表真正的空气水平质量辐合辐散，还要看该地区风速的分布而定。

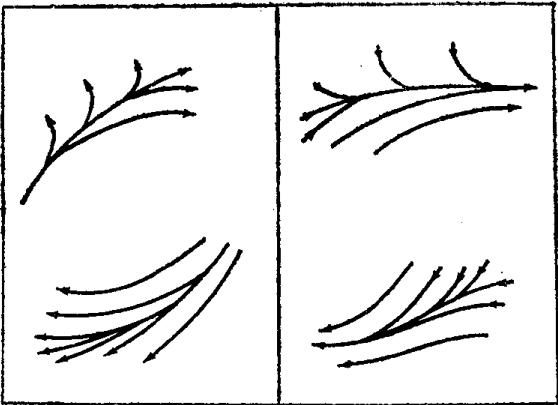


图1.3 流线渐近线