

TIANQI DONGLIXUE

天气动力学

卜玉康 曹杰 编著

气象出版社

China Meteorological Press

天气动力学

卜玉康 曹杰 编著

气象出版社

内容简介

本书介绍了国内外在天气动力学方面的新成果,用动力学方法讨论和研究了中纬度和热带天气系统的形成、演变和发展机理。全书共分七章,涉及了大气环流与天气尺度系统的关系,中纬度天气系统的动力学机理,等熵分析和等熵位涡,热带天气动力学等内容。

本书可作为高等院校气象专业研究生,本科生的教学参考书,还可供广大气象台站预报人员参考使用。

著者 曹 杰 曹 杰

图书在版编目(CIP)数据

天气动力学/卜玉康,曹杰编著. —北京:气象出版社,2007. 10

ISBN 978-7-5029-4379-0

I. 天… II. ①卜…②曹… III. 大气动力学 IV. P433

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2007)第 155157 号

出版者:气象出版社

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

网 址: <http://cmp.cma.gov.cn>

邮 编:100081

E-mail: qxcbs@263.net

电 话:总编室:010-68407112 发行部:010-62179198

责任编辑:李太宇 章澄昌

终 审:纪乃晋

封面设计:阳光图文工作室

印刷者:北京奥鑫印刷厂印刷

发行者:气象出版社发行 全国各地新华书店经销

开 本:787×1192 1/16 印 张:32 字 数:800 千字

版 次:2007 年 10 月第 1 版 2007 年 10 月第 1 次印刷

印 数:1~3000

定 价:65.00 元

前 言

从 20 世纪 50 年代以来,天气学和动力气象学原理就相互联系,结合日益紧密。特别是近 20 年来,随着探测技术的发展和计算机技术的不断更新,促使了天气学的内涵不断扩充。通过动力学方法深入研究天气系统的形成和演变的物理机制,逐渐成为天气动力学新的发展趋势。本书介绍了近年来国内外关于天气学理论和方法研究的新进展。

本书共分七章,其中:

第一章至第六章第十节,由卜玉康编写,主要讨论了天气尺度系统的大气环流背景特征和关系;中纬度天气尺度系统的形成和演变的物理机制及其诊断方法;等熵分析和等熵位涡等。

第六章第十一节和第七章由曹杰编写,着重介绍了近年来热带天气动力学方面的研究进展。

本书在编写过程中得到了云南大学大气科学系各位老师的大力支持,并先后和琚建华教授,曹杰教授,范可副教授等对书中的相应部分进行了讨论。

本书得到了国家自然科学基金(项目号:40475040)的资助。在绘图和打印方面得到了谭国明和杨汝文同志的帮助,气象出版社对本书的出版给予了热忱的支持。在此,一并向他们表示衷心的感谢。

由于作者学识水平有限,书中错误在所难免,殷切希望读者提出宝贵意见。

作者

2007 年 5 月

目 录

第一章 大气环流的基本特征和天气尺度系统	(1)
1.1 大气环流中物理量及其通量的分解	(1)
1.2 大气的平均结构和大气环流的主要特征	(3)
1.3 对流层的大尺度结构及其对大气环流的作用	(11)
1.4 在实际天气过程中能量的转换	(19)
第二章 温带气旋和反气旋的基本特征	(27)
2.1 地面气旋的概念模型	(27)
2.2 准地转位势倾向方程和 ω 方程	(30)
2.3 地面气压系统的形成	(35)
2.4 地面气压系统的移动和变化	(41)
2.5 天气尺度系统准地转诊断的分析模式	(50)
2.6 简单斜压模式中气旋发生发展的机制	(63)
第三章 中高纬度高空流场的基本特征	(76)
3.1 高空系统的形成	(77)
3.2 高空槽、脊附近的散度和垂直运动	(78)
3.3 大气长波	(82)
3.4 中纬度天气系统的演变过程	(91)
3.5 中高纬大气环流型的周期变化:指数循环	(100)
3.6 阻塞高压和阻塞形势	(110)
3.7 切断低压	(119)
3.8 行星锋区和急流	(121)
第四章 锋和锋生动力学	(132)
4.1 锋的天气学特征	(132)
4.2 锋生的运动学分析	(140)
4.3 准地转锋生动力学	(147)
4.4 非地转的锋生动力学	(151)
4.5 对称的不稳定性	(168)
第五章 中纬度天气尺度系统和环流的诊断分析	(177)
5.1 中纬度天气尺度运动准地转动力学	(177)
5.2 Q 矢量形式的 ω 方程	(187)
5.3 C 矢量	(190)
5.4 天气尺度环流诊断工具—— P 矢量	(196)

5.5	$E-P$ 通量和中纬度平均环流的关系	(201)
5.6	非地转的 ω 方程	(204)
第六章	等熵分析和等熵位涡	(220)
6.1	等熵分析	(220)
6.2	位势涡度方程和位势涡度	(232)
6.3	等熵面位势涡度 (IPV) 动力学分析基础	(237)
6.4	高空 IPV 距平和地面位温距平的结构	(244)
6.5	在斜压带中与 IPV 距平相关联的垂直运动的诊断	(246)
(1) 6.6	天气尺度系统运动与 IPV 场的关系	(248)
(1) 6.7	高空系统和地面系统的结构	(251)
(6) 6.8	高空波动的侧向和垂传播	(254)
(11) 6.9	加热和摩擦对高空 IPV 距平诊断的影响	(255)
(91) 6.10	湿位涡和倾斜涡度发展理论	(257)
(75) 6.11	影响大气涡度发展的若干热力过程——全型涡度方程	(262)
第七章	热带天气动力学	(278)
(00) 7.1	热带大气环流和天气系统	(278)
(20) 7.2	热带大气低频 (30 ~ 60 d) 振荡动力学	(370)
(14) 7.3	热带大气和海洋的基本运动	(386)
(02) 7.4	热带大气环流对海洋加热的响应	(396)
(03) 7.5	海洋和大气的耦合波	(430)
(07) 参考文献		(489)

第一章 大气环流的基本特征和天气尺度系统

大气环流通常是指大范围、长时间大气运动的平均状态或某一时段的变化过程。其水平尺度在几千千米以上,垂直尺度在十几千米以上,时间尺度在 10^5 s 以上。这种大范围的空气运动不仅制约着各种不同尺度天气系统发生、发展和移动的规律,影响大范围的天气变化,而且也是气候形成的基本因素之一。大气环流的异常变化必将导致天气和气候的异常。一般所谓的天气尺度系统是大气环流的组成部分,而特定的天气过程都是以某种大气环流为背景的。因此,揭示和掌握大气环流的基本特征及其所决定的不同尺度运动的相互作用机制;认识各类大气运动的基本规律,进而确定区域性天气分布和气候类型的成因及演变规律;从而达到改善天气预报并实现气候预测的目的。本章主要介绍大气环流的基本特征和变化特点,认识大气环流各种背景。同时简要介绍在大气环流背景下各种天气尺度系统的特征和作用等。为以后天气动力学的研究提供大气环流和天气尺度系统的基本知识。

1.1 大气环流中物理量及其通量的分解

在大气环流研究中,对观测结果的分析和环流定量统计特征采用各种图表来表示最为方便、直观。为了分析讨论大气中各种不同尺度运动及其在有关物理量输送和平衡过程中的不同作用,这里仅简要介绍传统的平均和扰动分解的方法,以便对大气环流中各种物理量场分布的理解。

1.1.1 物理量的分解

大气中的任一物理量的观测值 $A(\lambda, \varphi, p, t)$, 可以分解为对时间的平均和距平(即对时间平均值的偏差)两部分之和,即

$$A = \bar{A} + A' \quad (1.1)$$

其中 $\bar{A} = \frac{1}{T} \int_0^T A dt$, 表示 A 在一段时间里的平均值。 $A' = A - \bar{A}$, 表示对时间平均值的偏差,在气象上常称为距平。

类似地,物理量场的观测值 A , 也可以分解为空间平均和偏差两个部分之和,在大气环流研究中,最常用的是对纬圈的平均,即

$$[A] = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} A d\lambda$$

表示对纬圈上所有经度上的观测值的平均。于是:

$$A = [A] + A^* \quad (1.2)$$

其中 $A^* = A - [A]$, 表示对纬圈平均值的偏差,在气象上称为纬偏值。显然

$$\overline{A'} = 0, \quad [A^*] = 0$$

气象要素的观测,是全球范围和常年积累的,通常可作时间与空间两个方面的平均,将(1.2)式代入(1.1)式,则有

$$A = \overline{[A]} + A^* + ([A] + A^*)' = \overline{[A]} + A^* + [A]' + A^{*'} \quad (1.3)$$

其中 $\overline{[A]}$ 表示长期的纬圈平均值,称为纬向平均环流项。对高度场、风场而言,这种统计量主要可反映信风带或纬向平均气候带。

A^* 表示时间平均图上的纬偏值,称为常定涡旋项。主要反映大气活动中心,高空平均槽脊以及季风等特征。

$[A]'$ 表示瞬时的纬圈平均对其多年平均值的偏差,称为瞬变纬圈平均项。如果就逐日相对于多年月平均而言,这部分主要反映指数循环过程;就逐年、逐月平均相对于多年平均而言,可以反映年际和季节变化。

$A^{*'}$ 表示瞬时偏差,称为瞬变涡旋项。主要反映了天气尺度系统,如移动性气旋、反气旋、锋面、斜压扰动等系统。

$A^{*'}$ 和 $[A]'$ 两项是与长、中、短期天气变化相联系的,是天气预报所关心的对象。由于在实际工作中常不大计算 $[A]'$ 项,所以更常使用的是将后两项合并考虑,采用分解式

$$A = \overline{[A]} + A^* + A' \quad (1.4)$$

其中 $A' = [A]' + A^{*'}$,统称为瞬变涡旋项。(1.1)–(1.4)式是用来描述要素场特征的。

1.1.2 物理量通量的分解

所谓通量是指大气运动所引起的某物理量的输送率。如对风的经向分量而言,物理量 A 的经向(向北输送)通量,是用 Av 来表示的,它的纬圈和时间平均可以分解为:

$$\begin{aligned} \overline{[Av]} &= \{(\overline{[A]} + [A]' + A^* + A^{*'})(\overline{[v]} + [v]' + v^* + v^{*'})\} \\ &= \overline{[A]} \overline{[v]} + \overline{[A]'}[v]' + \overline{A^* v^*} + \overline{A^{*'} v^{*'}} \end{aligned} \quad (1.5)$$

上式中右边各项分别为:

$\overline{[A]} \overline{[v]}$ 称为平均经向环流量; $\overline{[A]'}[v]'$ 称为瞬变经向环流的通量; $\overline{A^* v^*}$ 称为常定涡旋的通量; $\overline{A^{*'} v^{*'}}$ 称为瞬变涡旋的通量。

更常使用的是将(1.5)式第二、第四两项合并,统称为瞬变涡旋的通量,则(1.5)式可改写为:

$$\overline{[Av]} = \overline{[A]} \overline{[v]} + \overline{A^* v^*} + \overline{A' v'} \quad (1.6)$$

其中 $\overline{A' v'} = \overline{[A]'}[v]' + \overline{A^{*'} v^{*'}}$ 。

相应地,(1.6)式中右边第一项反映了 Hadley、Ferrel 环流等平均经向环流的输送作用;第二项反映了大气活动中心、平均槽脊、海岸分布及地形的影响;第三项反映了斜压不稳定作用。

大气环流研究的一个重要内容就是考查上述三种运动分量的特征以及各自在大气环流物理量平衡中的不同作用。同时也可以帮助我们理解大气环流的背景变化和天气尺度系统演变的相互作用和影响。

1.2 大气的平均结构和大气环流的主要特征

为了认识大气运行的最基本特征,必须略去大气环流中的短期变化或各经度间的差别,采用时间平均图或空间平均图或同时采用这两种平均,以反映大气环流的平均状况。

1.2.1 大气平均温度场

大气环流是和温度分布紧密联系着的,因此我们必须先介绍平均温度场的主要特征。温度的平均经向分布:

图 1.1 (a)、(b) 分别是南北半球冬夏 10 hPa 以下大气温度的平均经向分布。由图可见:

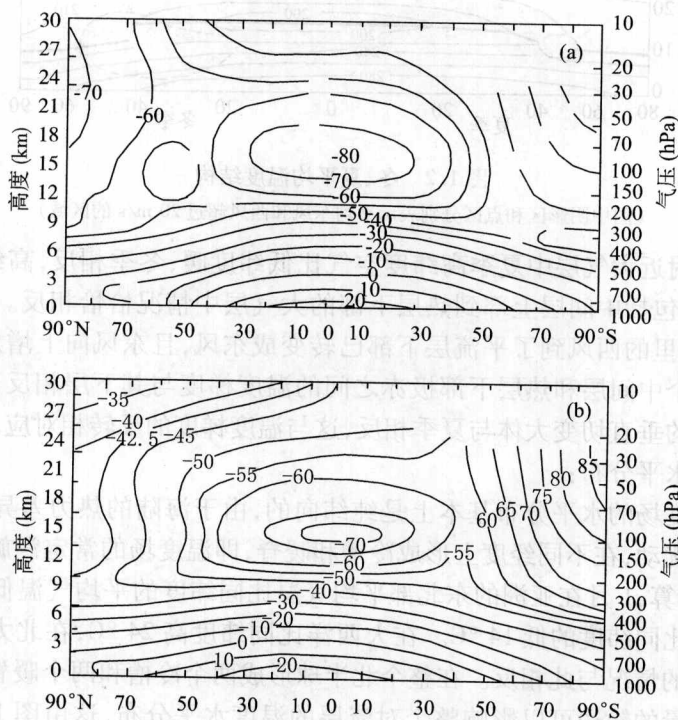


图 1.1 南北半球冬(a)、夏(b)时间-纬度平均温度的纬度-高度分布

(1) 在低纬度 100 hPa 附近的温度最低;是热带对流层顶的位置。中高纬度的对流层顶较低,在 300 hPa 附近,而且这里的温度要比热带对流层顶的高些。高低纬度对流层顶之间在中纬度上空的间断处(纬度 $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$, 200 ~ 150 hPa 附近)有一个相对的暖区。

(2) 对流层内的水平南北向温度梯度,无论冬夏都是由赤道指向极地。在平流层里夏季的水平南北向温度梯度方向改变为由极地指向赤道。这和冬季以及对流层的梯度方向是相反的。

(3) 就对流层来看,冬半球的南北温度梯度显著,极地—赤道温差的绝对值大约有 50°C 。反之,夏半球极地—赤道温差绝对值仅为冬半球的一半。无论冬夏在中高纬度地区

南北温度梯度都较大,是高空锋区斜压性最强的区域,与高空的西风急流相对应。

(4)如果把各高度上冬夏温度分布和冬夏平均纬向风结合起来,由 Murgatroyd 绘制的图 1.2 可以看出:

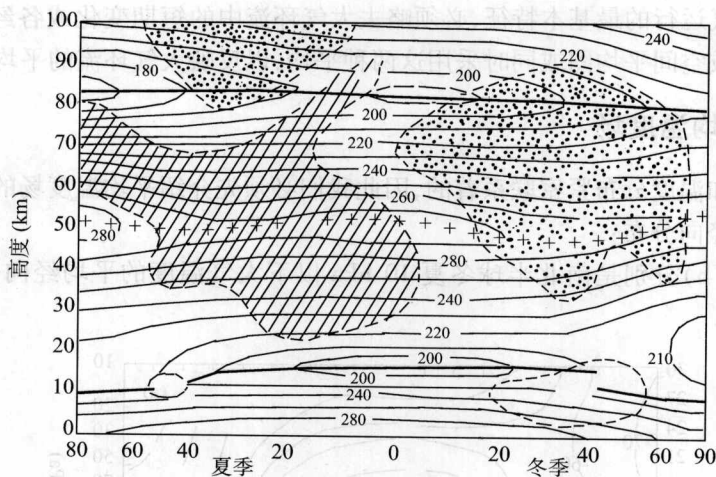


图 1.2 冬、夏平均温度结构

(图中阴影区和点区分别表示平均东风和西风超过 20 m/s 的区域)

在平流层顶附近大气层中夏季高纬度空气比低纬度暖,冬季相反,高纬度比低纬度冷。在中间层顶附近,包括中间层上部到热层下部的大气层中情况恰恰相反。与温度分布相对应的,夏季对流层里的西风到了平流层下部已转变成东风,且东风向上增加,一直增加到平流层顶附近。整个中间层和热层下部极赤之间的温度梯度与其下层相反,并在热层中变成西风。而冬季风的垂直切变大体与夏季相反,这与温度梯度的反转相对应。

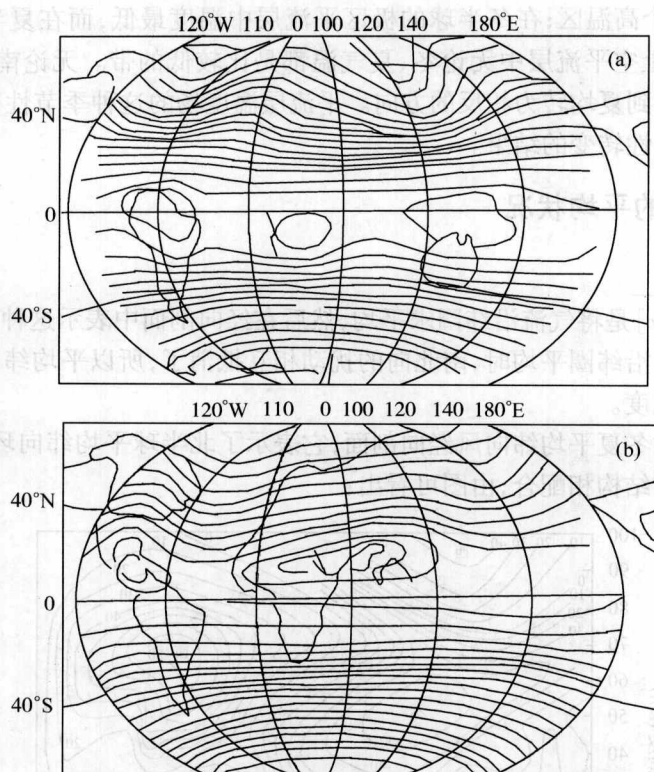
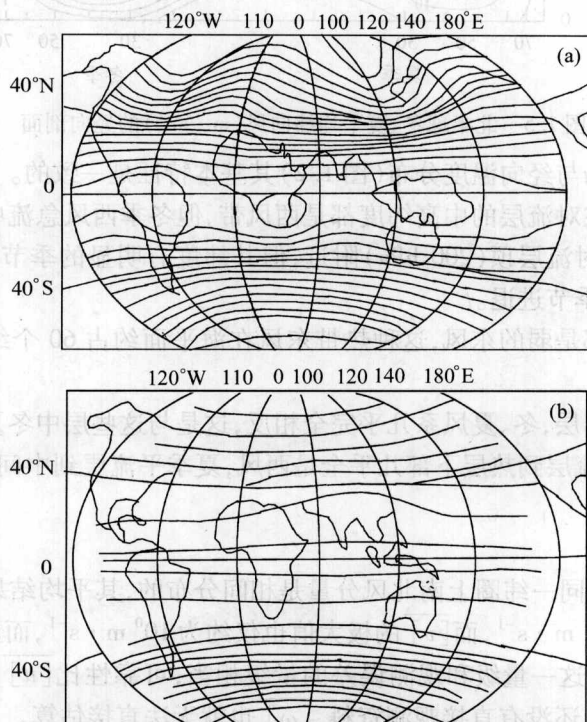
温度的平均水平分布:

大气平均温度场的水平分布基本上是纯纬向的,由于海陆的热力差异引起纬向平均温度场中产生经向扰动,在不同经度上形成冷槽和暖脊,即温度场的常定涡旋分量。这在北半球尤为明显,据计算,1月在亚洲的东北部平均气温比同纬度的平均气温低 20°C ,而北美东北部的平均气温比同纬度的低 14°C 。在大西洋比同纬度高 24°C ,在北太平洋比同纬度高 $13 \sim 14^{\circ}\text{C}$ 。7月的情况与此相反。在整个北半球形成两个冷槽和两个暖脊。这种海陆热力差异通过垂直热量的输送可以影响整个对流层的温度水平分布,这由图 1.3 可以看出。冬季亚洲东岸和北美东岸是对流层的平均温度槽,而在北大西洋和北太平洋的东部则是对流层的平均温度脊。夏季情况则相反,两大洋上为平均温度槽,两大陆上为平均温度脊。

值得注意的是,夏季青藏高原上空对流层平均温度场中出现强大的暖中心,这说明夏季青藏高原已成为对流层中的热源。在高原的热力作用下,春末夏初在对流层顶附近形成了强大的南亚高压,其强度在 100 hPa 等压面上达到最大。

在南半球中纬度是均匀的洋面,所以无论冬夏,等厚度线基本上平行于纬圈,只在等厚度线穿过南美、南非和澳大利亚时才产生扰动。

图 1.4 (a)、(b) 分别是 1 月和 7 月 OT_{100}^{10} 平均厚度场,它表示了冬夏平流层中 16 ~ 30 km 高度间气层的平均温度水平分布。由图可见:冬季北半球沿 40°N 为一相对高温带,但在北太平洋上空这个高温带发展成为一个闭合的高温区。其中心位于 $40^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 之间,冬季在

图 1.3 OT_{1000}^{300} 平均厚度场 (a)1月;(b)7月图 1.4 OT_{100}^{10} 平均厚度场 (a)1月;(b)7月

南半球 40°S 也有一个高温区;在冬半球的极区平流层中温度最低,而在夏半球的极区平流层温度最高;在赤道上空平流层中无论冬、夏气温都是比较低的带。无论南北半球,行星温度场的梯度方向由冬到夏均转为相反的方向。平流层温度场的这种季节性变化是由于平流层辐射差额梯度季节性转变的结果。

1.2.2 大气环流的平均状况

平均纬向环流:

平均纬向环流 $[u]$ 是将气流沿纬圈求平均,然后在经向剖面中表示这种平均气流随纬度和高度的分布。由于沿纬圈平均时,南北向的扰动相互抵消了,所以平均纬向环流主要反映了西风基本气流的强度。

图 1.5 是北半球冬夏平均纬向风经向剖面,它表示了北半球平均纬向环流的状况,该图和图 1.2 的平均温度结构相配合,由图可看出:

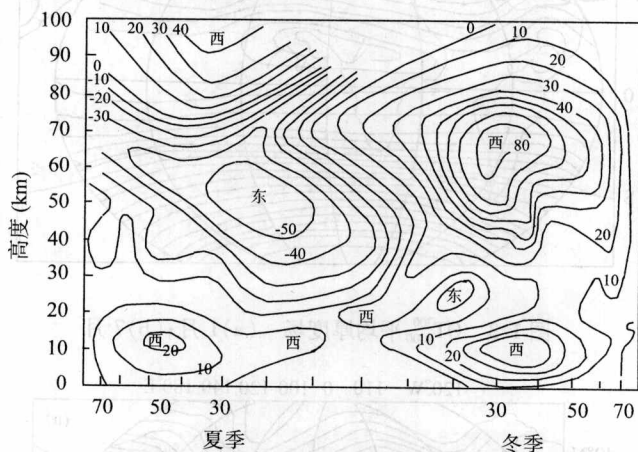


图 1.5 北半球冬、夏平均纬向风 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 的经向剖面

(1) 平均纬向风场与经向温度分布 (图 1.2) 其基本特征是一致的。

(2) 无论冬、夏,在对流层的中高纬度都是西风带,但冬季西风急流中心强度比夏季大一倍。冬夏急流轴均在对流层顶 (200 hPa) 附近,但其纬度有明显的季节变化,这反映了对流层西风带南北方向的季节进退。

(3) 在低纬全年都是弱的东风,这种热带东风在海平面约占 60 个纬度的地带。越往高空东风区越窄。

(4) 平流层和中间层,冬、夏风系几乎完全相反,这是与这些层中冬夏水平温度梯度反转相关联的。冬季从平流层到热层下部几乎全是西风,夏季平流层到中间层顶全部转为东风,仅在热层保持西风。

平均经向环流:

除信风区外,一般同一纬圈上南北风分量是相间分布的,其平均结果将是大值间的小量余差。 v 值的量级为 $10^1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而 $[\overline{v}]$ 的极大值也仅约为 $10^0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而且主要集中在低纬度的低层和对流层上部。这一量级和观测误差的量级相当,可靠性比 $[\overline{u}]$ 的计算结果要差。同时,大气的垂直运动 ω 还没有直接观测资料, $[\overline{\omega}]$ 也就无法直接估算。

目前,常用的处理方法是应用二维流函数来计算经向环流。尽管计算困难,但由于平均经向环流对大气中物理量的输送非常重要,科技工作者还是设法来求解时间平均经向环流。根据 Newell 等 1972 年计算绘制出图 1.6。由图可以看出:

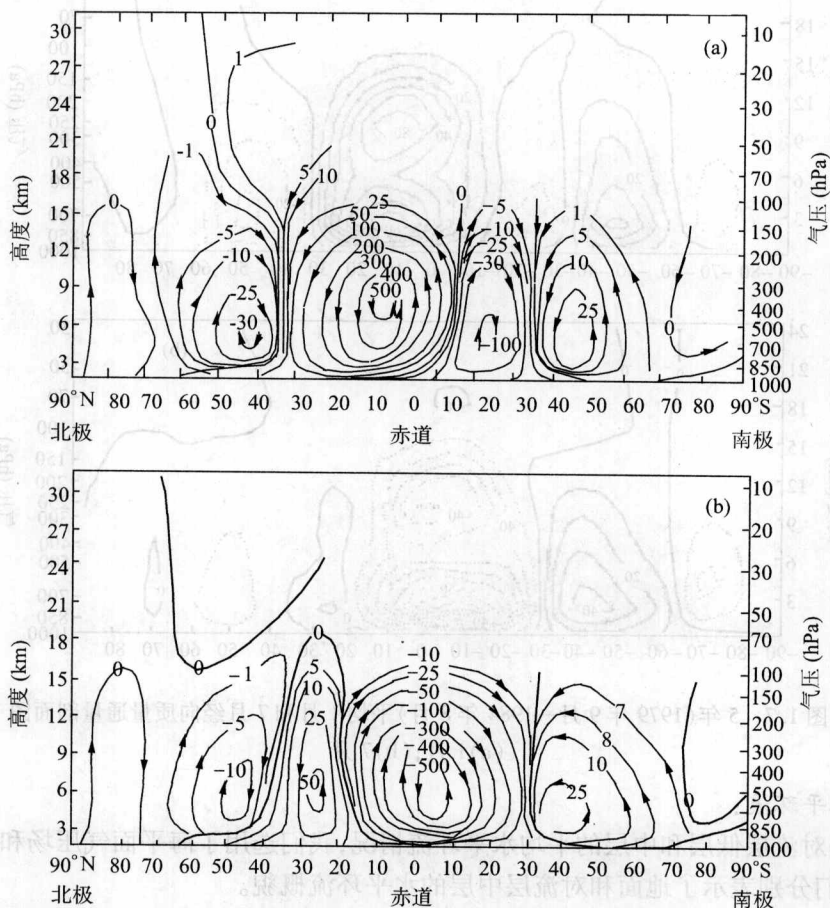


图 1.6 角动量的经向和垂直通量的流函数的纬度-高度剖面图

(a) 12—2 月; (b) 6—8 月

(1) 冬季在赤道和 30°N 之间, 平均经向环流很强, 这就是热带的 Hadley 环流圈。这个环流圈的南边是上升的暖气流, 北边为下沉的冷气流, 低层是东北信风, 高层是西南反信风, 它是个直接环流圈, 可以将大气位能转换成动能。

(2) 在中纬度的环流圈就是 Ferrel 环流圈, 这个平均经向环流圈很弱, 方向与 Hadley 环流圈相反。

(3) 夏季 Hadley 环流圈向北移动约 20 个纬度, 环流显著减弱, 北半球最强的经向环流是南半球强 Hadley 环流圈扩张到赤道以北的部分。在高纬度北极环流圈较弱, 在平均经向剖面图上分析不出闭合流线条。

吴国雄、刘还珠近年利用欧洲中期数值预报中心 (ECMWF) 积累的全球常规气象资料计算绘制了《全球大气环流时间平均统计图集》, 其中对经向环流的计算得到了一些新的结果: 如图 1.7 即 Hadley 环流出现上、下双层结构, 并且冬夏的环流强度也比其他计算结果有所减

弱。这可能与使用资料年代以及观测手段不同有关,但所得新的结果值得研究。

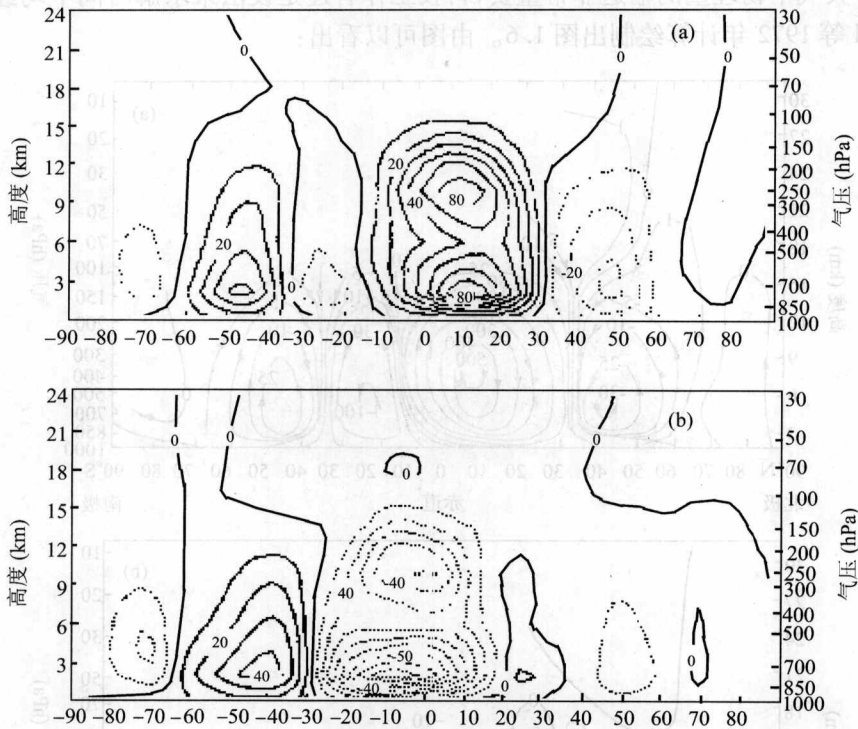


图 1.7 5 年(1979 年 9 月—1984 年 8 月)平均 1 月和 7 月经向质量通量剖面图
(a)1 月;(b)7 月

平均水平环流:

为了解对流层低层和中层的平均水平环流情况,我们选用了海平面气压场和 500 hPa 等压面图,它们分别表示了地面和对流层中层的水平环流概貌。

图 1.8 表明,冬季北半球对流层中层环流的最主要特点是在中高纬度以极地为中心环绕纬圈西风环流。西风带中有行星尺度的平均槽脊,其中三个明显的大槽分别位于:亚洲东岸 140°E 附近,称为东亚大槽;另一个位于北美东岸 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{W}$ 附近称为北美大槽;第三个是由欧洲东部向西南方向伸展的较弱的欧洲浅槽。与这三个槽相间的有三个脊,分别位于阿拉斯加、西欧沿岸和青藏高原北部,脊的强度比槽弱得多。低纬度的平均槽脊位置和数目与中高纬不完全相同。除北美和东亚大槽向南伸展到较低纬度外,在地中海、孟加拉湾和东太平洋都有较明显的槽。

相应的冬季北半球 1 月份平均海平面气压场上如图 1.9 所示,在东亚大槽东边,阿留申群岛有一个强大的低压,称为阿留申低压。在北美大槽的东边冰岛附近,有一个强大的低压,称为冰岛低压。这两个低压冬季总是存在,故称为半永久性的大气活动中心。在平均脊的前方,冬季作为大气冷源的大陆上,在海平面图上对应的是冷性高压,以亚洲的冷高压为最强,中心位于西伯利亚和蒙古一带。另外一个是在北美大陆。

平均图上的高空低槽与地面低压所在地区是日常天气系统高空低槽和地面气旋最经常加深的地方。在平均槽东部的西南气流中出现的主要的气旋路径,是地面气旋活动频繁地

带,气旋沿槽前西南气流向东北移动,不断地并入地面半永久大气活动中心,使其得以持久地维持下来。而平均图上脊区的前部与地面冷高压相对应,也是日常天气系统高空脊和地面高压最常加强的地区,在平均脊前槽后的西北气流区是地面冷高压活动的频繁地带,所以高压路径基本上是从西北指向东南的。

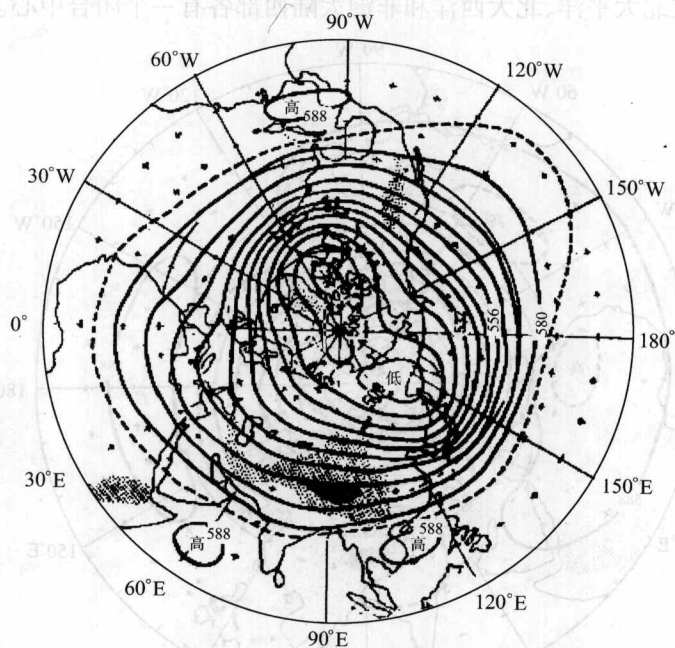


图 1.8 北半球 1 月份 500 hPa 平均等高线图

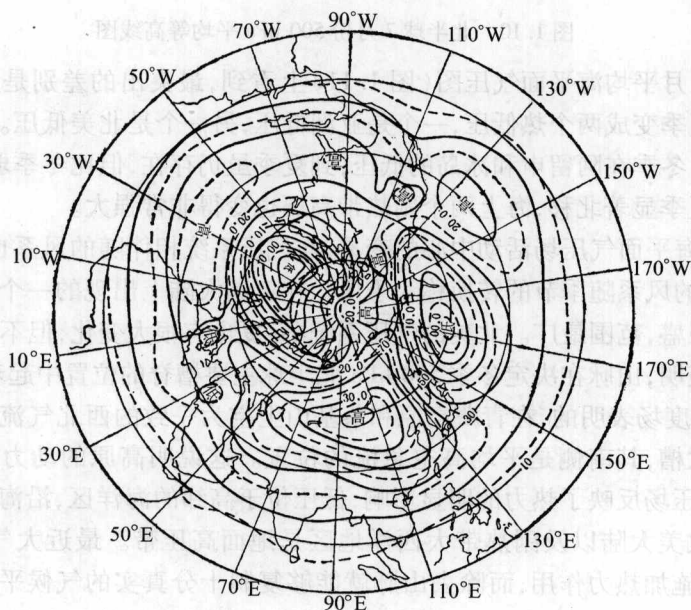


图 1.9 北半球 1 月份平均海平面气压场图

夏季北半球 500 hPa 平均图(图 1.10),与冬季相比有显著的不同。西风带明显北移,而且等高线变稀,在中高纬出现了四个槽。冬季在青藏高原北部伸向贝加尔湖地区的脊,到了夏季变成槽。北美大槽由冬到夏略为东移,东亚大槽移到勘察加半岛附近。冬季在欧洲西海岸的平均脊,夏季变成槽,即四个平均槽,但强度大大减弱,脊更不清楚。但是副热带高压大大加强并北移,在北太平洋、北大西洋和非洲大陆西部各有一个闭合中心。

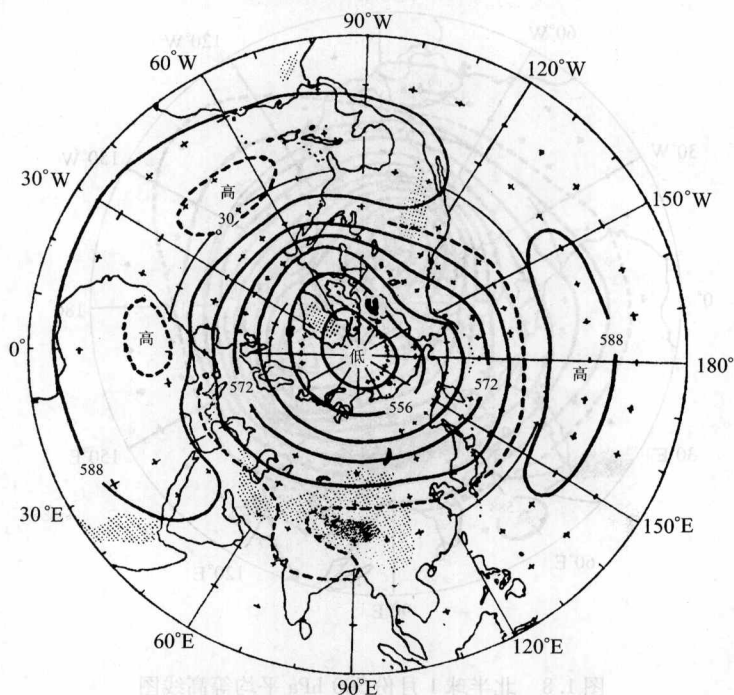


图 1.10 北半球 7 月份 500 hPa 平均等高线图

在北半球 7 月平均海平面气压图(图 1.11)上看到,最突出的差别是从冬到夏,大陆上两个冷高压到夏季变成两个热低压,一个是亚洲低压,另一个是北美低压。这种季节变化尤以亚洲最显著。冬季在阿留申和冰岛的低压,到夏季虽仍存在,但比冬季弱得多。副热带地区的高压带到夏季显著北移,海上两个副热带高压也变得非常强大。

随着冬、夏海平面气压场活动中心的变易,与气压系统相伴随的风系也发生了根本的变化,这种大规模的风系随季节的转换称为季风。在亚洲大陆上出现的一个大低压,相应于亚洲季风区也最强盛,范围最广。北美的气压系统冬、夏也有很大变化,但不及亚洲明显。

许多研究表明,山脉在决定冬季 500 hPa 北半球主要槽脊的位置中起着主要作用。正如冬季 500 hPa 高度场表明的,在青藏高原和落基山上空为一致的西北气流,其下游分别为东亚大槽和北美大槽,其南侧是平均高空急流的位置。这说明高原的动力作用是很重要的。但是,海平面气压场反映了热力的明显影响,低压位于高纬的海洋区,沿海岸线等压线密集。在欧亚大陆和北美大陆以及副热带大西洋地区是地面高压带。最近大气环流数值模拟表明,只在下边界施加热力作用,而除去山脉就能够复制十分真实的气候平均海平面气压场。因而地形强迫在决定急流高度处北半球冬季定常波主槽主脊的位置上是主要因子。而热力因子在维持高纬海洋区地面低压上是很重要的,所以热力强迫以低层为主,动力强迫以高层

为主。仅就冬季而言就明显看出大地形的动力强迫和海陆分布造成的热力影响对大气环流的形成和作用是不容忽视的重要因素。

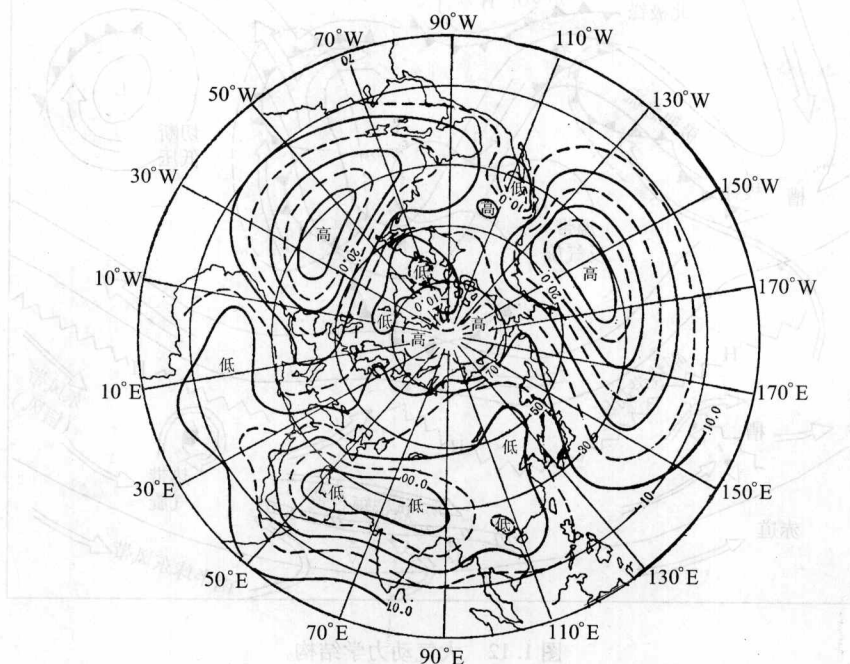


图 1.11 北半球 7 月份平均海平面气压场图

1.3 对流层的大尺度结构及其对大气环流的作用

前面我们简要描述了大气环流的平均状况,这对了解大气环流的基本特征和天气演变的背景场是十分重要的。然而,中高纬度大气环流的主要特征之一是具有很大的变率,从逐日天气图中的系统或流型可以明显看出,每天的演变都是不相同的。这种逐日变化,主要是由于随时间演变的天气尺度系统引起的。在大气环流中通常将其称为瞬变扰动。本节将从环流的角度简要概述对流层中大尺度结构和天气尺度系统及其对环流的影响。

1.3.1 中高纬度的天气尺度系统

锋区和急流:

所谓锋区是指密度不同的两个气团之间的过渡区,在天气图上温度水平梯度大而窄的区域,并随高度向冷区倾斜,这样的等温线密集带称为锋区。而急流是指一股强而窄的气流带,其中最大风速达 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而风速水平切变量级在每 100 千米为 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。垂直切变为每千米 $5 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。锋区和急流是两个不同的系统,但它们之间关系较密切,所以一并介绍。

大气运动的非均匀性经常造成相当强烈的狭窄的斜压区域,即锋区,锋区最斜压部分是倾斜的锋面。在对流层上部锋区的上方是急流。在南、北半球,对流层上部存在着两个主要的西风急流,即极锋急流和副热带急流。由图 1.12 可以看出:极锋经常伸展到整个对流层,