



大气环流基础

卜玉康 编

气象出版社

100000 (京)

大气环流基础

卜玉康 编

云南大学
“211工程”教材建设项目

气象出版社

(京)新登字046号

内 容 简 介

本书是在作者1987年编写的《大气环流讲义》基础上,吸收国内外近年来大气环流方面的新内容整理修改而成的。主要内容有:大气环流的基本状况,大气环流的诊断研究和波谱分析,大气环流中的低频变化,大气环流的理论研究和数值模拟概述等。

本书可作为高等院校大气动力专业和气象专业本科生的教材和学习参考书,也可供气象台站从事中长期天气预报的专业工作者阅读和参考。

大气环流基础

卜玉康 编

责任编辑:吴向东 终审:顾仁俭

封面设计:曾金星 责任技编:席大光 责任校对:白 璐

*

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京昌平环球印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行 全国各地新华书店经销

*

开本: 787×1092 1/16 印张: 13.75 字数: 334千字

1994年11月第一版 1994年11月第一次印刷

印数: 1—1200

ISBN 7-5029-1747-0/P·0692

定价: 12.30元

前 言

大气环流从加热、摩擦、地形等外部强迫作用对全球性和大范围的天气、气候类型及其时空变化的贡献来揭示大气中不同尺度运动的基本规律和相互作用的机制,认识全球性和区域性天气分布和气候类型的成因和演变规律,为天气预报和气候预测提供理论根据。

50年代,叶笃正和朱抱真先生在《大气环流的若干基本问题》中系统地描述了北半球大气环流的观测事实,讨论了控制大气环流的基本因子,分析了大气中角动量、热量和水分的收支,研究了主要风带和经圈环流,平均槽脊等的形成。该书是最早的大气环流系统理论著作。后来Lorenz对大气环流的性质和理论作了较系统的讨论。Palmen和Newton分析了不同天气系统的动力特征及其对大气环流的作用。上述的工作都是对大气环流经典理论的系统总结。

随着探测手段和计算技术的迅速发展,大气环流的研究在资料分析、数值模拟以及理论研究方面都有着很大的发展,成就是多方面的。近代尤以Hoskins和Karoly建立的球面Rossby波频散理论,指出了波动沿大圆路径传播,改变了传统上认为Rossby波只在东西方向传播的概念。该理论得到Wallace和Gutzler发现的全球大气低频变化和定常遥相关分布型的支持。在大气环流数值模拟方面,已从早期的改进数值方法、参数化方法,仅能对冬季大气环流模拟,发展到更为精密的模式,进行季节变化和气候变动的数值实验,内容极为丰富。关于大气定常波理论、海气相互作用以及热带大气动力学的研究在近代大气环流的研究中也具有重要的地位。

本书主要根据作者在1987年编写的《大气环流讲义》和近几年为天气动力学专业本科生开设的选修课的教学实践,并充实了新的内容。根据1993年6月教委大气科学教学指导委员会拟订的气象专业教学计划中,大气环流基础被列为天气动力和气候两个专业的主要选修课。考虑到教学时数和教学对象,对大气环流的研究和进展不可能涉及太多的内容和作更深入的分析研究,特别是大气环流数值模拟和模型试验的成果只能做简要介绍。本书主要包括有大气环流的基本状况,大气环流的诊断研究和波谱分析,大气环流中的低频变化,大气环流的理论研究和数值模拟概述等。

本书在编写过程中得到了云南大学地球科学系的大力支持,初稿完成后得到了丑纪范教授的指导和帮助,出版此书得到了云南大学“211工程”教材建设项目和云南省科委“八五”攻关课题(课题编号85A032)的资助,气象出版社对本书的出版给予了热忱的支持,在此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,恳切希望读者提出宝贵意见。

1999/11/6

目 录

前言

第一章 大气环流的基本状况	(1)
§1.1 大气环流中物理量及其通量的分解	(2)
1.1.1 物理量的分解	(2)
1.1.2 物理量通量的分解	(3)
§1.2 大气环流的平均状况	(4)
1.2.1 大气平均温度场	(4)
1.2.2 大气的平均环流	(10)
1.2.3 瞬变涡旋	(21)
§1.3 气候平均定常波的三维结构	(21)
1.3.1 北半球定常波的经向结构	(21)
1.3.2 北半球冬季定常波	(22)
1.3.3 北半球夏季定常波	(25)
§1.4 定常波的形成和纬向平均环流的维持	(27)
1.4.1 定常波的形成	(27)
1.4.2 球面上Rossby波和球面上定常波解	(28)
1.4.3 平均经圈环流形成的理论分析	(32)
1.4.4 纬向平均环流的维持, EP通量	(37)
§1.5 热带环流结构	(40)
1.5.1 纬向平均环流的结构	(41)
1.5.2 随经度变化的结构	(41)
1.5.3 垂直环流	(43)
1.5.4 热带环流的动力结构	(44)
1.5.5 加热场对热带环流的影响	(55)
第二章 大气环流的维持和各种物理量的输送	(57)
§2.1 大气环流中的角动量平衡	(57)
2.1.1 角动量连续方程	(57)
2.1.2 角动量倾向方程	(58)
2.1.3 纬向平均的角动量水平输送	(60)
2.1.4 纬向平均的角动量垂直输送	(64)
2.1.5 地球—大气间的角动量输送	(66)
2.1.6 角动量平衡	(67)
2.1.7 平均纬向西风的维持	(69)
§2.2 大气中的热量平衡	(70)
2.2.1 热量平衡方程	(70)
2.2.2 大气运动各分量对热量平衡的贡献	(71)

2.2.3 非绝热效应的贡献	(75)
§2.3 大气中的水汽平衡	(79)
2.3.1 水汽平衡方程	(80)
2.3.2 蒸发与降水	(81)
2.3.3 平均经圈环流对水汽的输送	(82)
2.3.4 涡旋对水汽的输送	(83)
§2.4 大气中的能量平衡	(85)
2.4.1 动能方程	(86)
2.4.2 有效位能方程	(88)
2.4.3 纬向平均动能和涡动动能方程	(91)
2.4.4 纬向平均有效位能和涡动有效位能方程	(93)
2.4.5 大气环流中的能量循环	(94)
第三章 大气环流中的波谱分析	(96)
§3.1 波谱分析的基本原理	(96)
3.1.1 波动的基本参数	(96)
3.1.2 波谱分析基础	(97)
3.1.3 均方差判别和波的合成	(100)
§3.2 等压面高度场上纬向波谱分析	(102)
§3.3 大气环流中物理量的波谱分析	(103)
3.3.1 风速谱	(104)
3.3.2 动能谱	(105)
3.3.3 角动量输送谱	(107)
3.3.4 感热输送谱	(109)
3.3.5 扰动动能与平均动能之间转换的谱分解	(110)
3.3.6 平均位能与扰动位能转换的谱分解	(111)
3.3.7 扰动有效位能和扰动动能之间转换的谱	(112)
3.3.8 不同波数扰动之间的动能转换	(113)
§3.4 大气环流中时-空谱分析	(115)
3.4.1 时-空谱的基本原理	(115)
3.4.2 时-空谱分析的Hayashi方法	(118)
3.4.3 时-空谱计算应用举例	(122)
第四章 大气环流中的低频变化	(126)
§4.1 分辨低频振荡的一般方法	(127)
4.1.1 距平方法	(127)
4.1.2 数字滤波方法	(128)
4.1.3 波谱分析方法	(134)
§4.2 大气低频变化的地域特征和水平结构	(134)
4.2.1 热带地区低频变化的地域特征	(134)
4.2.2 中高纬地区低频变化的水平结构	(135)
4.2.3 全球大气低频遥相关型	(142)
4.2.4 球面Rossby波的经向传播	(146)
§4.3 热带大气低频振荡的动力学机制	(150)

4.3.1	南亚季风区的低频变化及其动力学机制.....	(150)
4.3.2	热带大气低频变化和CISK—Rossby 波理论.....	(154)
§4.4	大气低频振荡与ENSO 现象的关系	(156)
4.4.1	季节内振荡与ENSO 的关系.....	(156)
4.4.2	季节内振荡与ENSO 的动力学简单框架.....	(159)
§4.5	大气低频振荡与中长期天气预报	(163)
4.5.1	大气低频振荡与我国降水的阶段性.....	(163)
4.5.2	大气低频振荡在长期预报中的应用.....	(165)
4.5.3	大气低频振荡在中期预报中的应用.....	(165)
第五章	大气环流的理论研究和数值模拟	(167)
§5.1	大气环流的形成和维持	(167)
5.1.1	辐射阶段.....	(167)
5.1.2	热对流阶段.....	(167)
5.1.3	纬向环流形成阶段.....	(169)
5.1.4	扰动形成阶段.....	(170)
5.1.5	大气环流的维持理论.....	(173)
§5.2	三维瞬变波动力学	(176)
5.2.1	波包理论.....	(177)
5.2.2	风暴轴和西风急流.....	(180)
§5.3	大气环流非线性动力学简介	(183)
5.3.1	最大简化的非线性系统.....	(184)
5.3.2	大气环流中的多平衡态和阻塞形势.....	(194)
§5.4	大气环流的数值模拟概述	(205)
参考文献		(208)

第一章 大气环流的基本状况

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。其水平尺度在几千公里以上，垂直尺度在十几公里以上，时间尺度在10⁵秒以上。这种大范围的空气运动不仅制约着大范围的天气变化，而且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。一般所谓的天气系统是大气环流的组成部分，而特定的天气过程是以某种大气环流为背景的。

大气环流中平均环流是指水平面或等压面上的大尺度空气运动，平均纬向环流是指大尺度水平运动的纬向分量，平均经圈环流是指大尺度水平运动的经向分量和垂直运动在经向垂直剖面上构成的环流圈。

早期大气环流模型是1735年由Hadley提出的“单圈环流”模型，又称为Hadley环流模型或直接环流模型（图1.1）。

单圈环流的形成主要依据太阳辐射在不同纬度非均匀加热的结果。低纬度大气吸收了较多的太阳辐射而成为热源，高纬度大气吸收太阳辐射较少而成为冷源。这种大气高、低纬之间热量收支的不平衡是产生大气环流的直接动力。

单圈环流虽然给出了高低纬之间不同温度的空气进行交换，使热量由低纬向高纬输送的结果。但是单圈环流模型是不完全的。首先它与观测事实不符。其次，低空大气全是偏东风，必然造成大气给固体地球一个向西的力，由此产生的力矩必然会减弱地球的角动量，使地球自转减慢，这与地球自转角速度基本恒定的事实是相违背的。

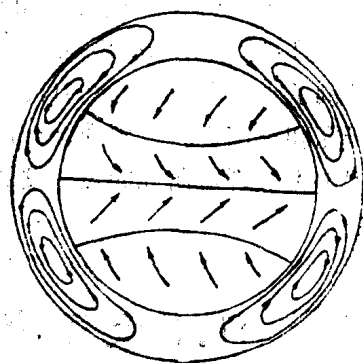


图1.1 Hadley大气环流示意图

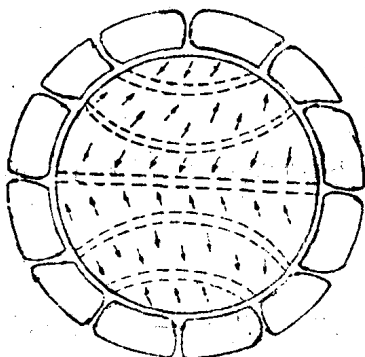


图1.2 Ferrel的大气环流示意图

“三圈环流”是1856年由Ferrel首先提出的。低纬与高纬之间由三个环流圈组成，低纬和高纬各是一个直接环流圈，而在中纬度为一与直接环流相反的反环流圈，称为间接环流圈或Ferrel环流圈（图1.2）。

三圈环流的形成，直接原因仍是太阳辐射随纬度的非均匀加热造成的。低纬度受热上升的空气在高空向高纬度运行的过程中，由于科氏力的作用，到30°附近变为偏西风，因此阻碍了高空气流继续向高纬流动，使大气在那里堆积并辐射冷却下沉。下沉的空气分为两支，向低纬流动的一支与低纬上升气流形成直接环流圈，向高纬流动的一支与极地下沉运动的低空向低纬流动气流

在 60° 左右汇合抬升，在高空分流南北。构成中纬度的间接环流圈和极地的直接环流圈。实际观测表明：三圈环流模型中，间接环流圈相对较弱。必须指出的是，热量除通过经圈环流由低纬向高纬输送是重要的，通过大型水平环流扰动（如槽、脊）所造成的空气南北交换和热量输送也是非常重要的。

众所周知，大气环流的持续异常是造成大范围天气异常的直接原因。因此，对大气环流的演变规律和异常状态的研究，无论是从大气环流理论或是实际天气演变规律，历来是人们关心的重要课题。20世纪以来，世界各地的地面和高空观测相继发展，通过多年积累的大量观测资料和分析研究结果，已使我们对大气环流的基本状态获得了相当程度的了解。特别是30年代以 Rossby 为首的芝加哥学派提出了大气长波理论，从而为天气形势预报提供了比较可靠的理论研究线索，动力气象学和数值天气预报得到了很大发展。二次世界大战以后，特别是电子计算机的问世，Charney等人的第一个数值天气预报模式的成功，这不仅使理论直接用于实践，而且也大气环流数值模拟开辟了道路。自1956年Phillips的大气环流数值模拟成功以后，在大气环流数值实验方面，Smagorinsky, Manabe, Mintz和Arakawa等人的研究工作都是卓有成效的。

近年来，欧洲中心的中期数值天气预报的成功，以及世界范围的能源问题和农业问题对长期天气预报和气候预测的要求，使得越来越多的气象学家注意长期天气预报和气候变化理论的发展。这也带动了对大气环流的研究，促进了行星波动力学、大气环流中的三维遥相关理论、非线性动力学、多平衡态及突变等理论的研究，特别是近年来从研究大气环流沿纬圈的变化转到了大气环流沿经圈方向变化的研究。研究大气环流的方法也有相当大的发展，既有理论研究和观测资料分析的结合，也有模型实验、数学解析和数值模拟研究的结合，这必将大大促进大气环流研究的迅速发展。

§1.1 大气环流中物理量及其通量的分解

大气中观测到的运动场、温度场和湿度场，都不能用简单的解析函数来表示，而环流的定量统计特征采用各种图表来表示最方便、直观。为了分别讨论大气不同尺度的运动及其在有关物理量输送和平衡过程中的不同作用，人们曾经采用过多种不同的分解计算方法，这里我们仅介绍传统的平均与扰动分解的方法。

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）两个部分之和，即

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

其中 $\bar{A} = \frac{1}{T} \int_0^T A dt = \frac{1}{T} \sum_{i=1}^T A_i \Delta t$ ，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

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

表示对某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

$$\overline{A'} = 0$$

$$[A^*] = 0$$

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) 代入 (1.1)，则有

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

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。

$\overline{A^*}$ 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

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

其中 $A' = [A]' + A^{*'}$ ，统称为瞬变涡旋项¹⁾。(1.1) — (1.4) 是用来描述要素场特征的。

1.1.2 物理量通量的分解

所谓通量是指天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，用 Av 来表示，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：

$\overline{[A] \overline{v}}$ 称为平均经向环流通量；

$\overline{[A]' [v]'}$ 称为瞬变经向环流的通量；

$\overline{A^* v^*}$ 称为常定涡旋的通量；

1) 在 (1.4) 式中的 A' 要和 (1.1) 式中的 A' 区分开来。

$[\overline{A^*v'}]$ 称为瞬变涡旋的通量。

更常使用的是将(1.5)式第二、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 $[\overline{A'v'}] = [\overline{A'}][\overline{v'}] + [\overline{A''v''}]$ 。

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;第二项反映大气活动中心、平均槽脊、海陆分布及地形的影响;第三项反映斜压不稳定作用。

大气环流研究的一个重要内容就是考察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。

§1.2 大气环流的平均状况

决定大气环流的主要因子是太阳辐射能随纬度的不均匀分布、地球自转、海陆和大地形的分布、基本气流的不稳定性、地表面的摩擦以及太阳活动等。其中前两个因子的作用形成了对流层中的东、西风带状环流。另外,前三个因子在我们研究大气环流的时间尺度内是相对稳定的因子,其共同作用形成了大气环流的多年平均状况,其它因子随时间有较大的变化,可以使一些年份中大气环流的状况偏离其多年平均状况。这样,由于各种因子的共同作用,使得现实的大气环流变得十分复杂。但是,通过各种复杂状况也可以发现,在不同年份某种环流状况具有异常的稳定性或异常的年(月)频数。因此,在研究大气环流异常发展变化中,首先必须弄清大气环流的多年平均状况。

1.2.1 大气平均温度场

1.2.1.1 太阳辐射差额分布的主要特征

大气中的平均温度场的分布是由大气吸收太阳辐射差额来决定的。大气吸收辐射和放出辐射之差,地球与大气之间的热量交换,以及大气和海洋中的各种运动引起的能量输送,这三者共同决定了热量平衡。

就多年的气候平均而言,到达地球大气上界的太阳辐射能,即太阳常数 1.95 卡/(厘米²·分)¹⁾作为100个单位,进入大气后,被大气中的水汽、CO₂和O₃直接吸收去16%(图1.3),被云层吸收3%,而被空气分子散射、云顶反射和地面直接反射返回太空的总和,亦即整个地-气系统的反射率为30%,其余51%被地面吸收,并转变成其它形式的能量供给大气。其中对大气的长波辐射加热占15%,潜热释放加热占23%,感热输送占7%,另外6%透过大气返回太空。由此可见,大气的热源主要来自下垫面。而大气又把这些辐射能以长波辐射的形式返回太空,实现地-气系统常年的辐射能的总体平衡。但实际上对太阳辐射能的收支状况是

1) 1卡=4.184焦耳。

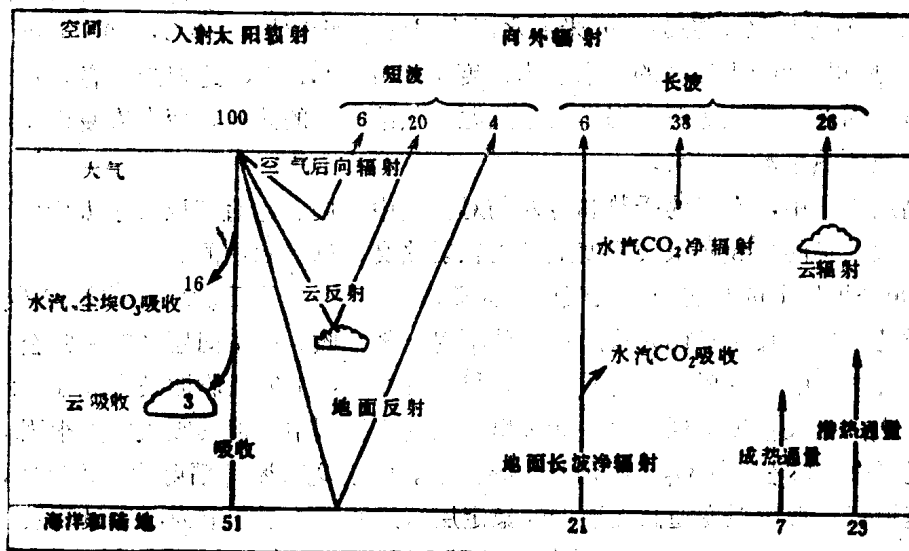
[illegible]

图1.3 地-气系统能量收支示意图

根据各纬度带地-气系统辐射收支情况来看(见表1.1),两半球中纬度地区年平均辐射

表1.1 各纬度带地-气系统辐射收支情况 [卡/厘米²·日]

纬度	90—80	80—70	70—60	60—50	50—40	40—30	30—20	20—10	10—0
北半球	-200	-183	-148	-109	-58	-3	51	80	92
南半球	-202	-195	-106	-118	-49	9	61	96	93

表1.2 各纬度带辐射平衡条件下年平均温度与实际温度对比(°C)

纬度	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
辐射平衡温度	39	36	32	22	8	-6	-20	-32	-41	-44
实际温度	26	27	25	20	14	6	-1	-9	-18	-22

收支大体平衡，高纬度辐射差额为负，低纬度辐射差额为正，辐射差额的水平梯度由赤道指向两极。这种不均匀加热形成了对流层和平流层下部的水平温度场梯度由赤道指向两极。但由各纬度带辐射平衡条件下的年平均温度与实际温度的对比（表1.2）来看，在辐射平衡条件下极赤之间的温差可达 -83°C ，而实际的极赤温差只有 -48°C ，这种极赤温差的减小是大气中的大型涡旋和海洋中的洋流将低纬的热量向高纬输送的结果。

如果把北半球的地-气系统作为一个整体，并假定通过赤道南北两半球热量交换很少，则在春夏两季的过剩热量贮存在本半球内，而在秋冬两季再将贮存的热量释放出来。根据 Spar (1949) 的计算，春夏两季北半球热量贮存的平均增量为 1.63×10^4 卡/厘米²。从冬到夏大气位能和内能增加 1.78×10^8 卡/厘米²。这仅占热量贮存平均增量的 11%，其余的 89% (即 $1.45 \times$

10^4 卡/厘米²) 必须贮存在地球内。因为和水相比固体地球贮热能力甚小, 因此剩余热量主要贮存在海洋中, 并在有辐射亏损的季节取出。根据Defant(1961) 所给的资料, 大西洋海面水温平均年变化为 4°C , 在0—100米海水层内温度年变化估计为 2°C , 100—200米海水层内约为 0.4°C , 所以在200米深度的海水层内温度平均升高 1.2°C , 这相当于春夏辐射剩余所需的热贮存量。因此, 在秋冬两季海洋是个热源, 供给大气的热量, 而在春夏两季是个热汇, 将大气中多余的热量贮存起来。

在高层大气中, 空气的受热和冷却与对流层中不同。它直接取决于太阳辐射的吸收, 特别是季节温度场的形成在很大程度上是受辐射热交换过程制约的。

在100公里以上的热层中, 大气吸收太阳辐射的主要物质是 N_2 , NO , NO_2 和 O_2 。这些吸收物质几乎把波长小于1800埃的远紫外辐射全部吸收。在中间层(55—85公里) 和平流层(11—55公里) 中, 主要吸收物质是 O_3 , H_2O 和 CO_2 , 主要吸收波长为2000—2900埃的中紫外辐射。 O_3 的最大浓度出现在15—30公里之间的平流层中, 但其吸收能力很强, 所以在平流层顶附近(50—55公里) O_3 吸收仍起主导作用。由于 O_3 对紫外辐射的强烈吸收, 使平流层中上部迅速增温, 形成温度随高度递增的稳定层结, 使平流层顶成为温度最暖层。水汽在远红外区(0.75—2.7微米) 有大量吸收带, 对平流层下半部(从对流层顶到35公里之间的气层) 的热状况具有重要意义。 CO_2 在波长1—1.7微米之间有好几个吸收带, 它的吸收效应在中间层上部和热层中特别大。

由以上讨论看出, O_3 , H_2O 和 CO_2 三种气体对中间层和平流层的热状况有着十分重要的意义。由图1.4看出: 北半球在冬季极夜期间, 中高纬度的平流层中以长波辐射冷却为主, 造成大范围负的辐射差额, 最大的负辐射差额在纬度 70° , 高度约35公里的气层中; 只有在低纬度的40公里高度附近气层中才出现正的辐射差额。可见冬季平流层里辐射差额梯度是由赤道指向极地的, 因而也是水平温度梯度的指向, 这是冬季平流层中上部在 50° — 70°N 之间形成强西风带的主要原因。这支平流层强西风带又称极夜急流。

夏季在平流层中上部的30—50公里气层中, 整个北半球的各纬度带均出现正的辐射差额。由冬到夏辐射差额的最大变化发生在平流层中部的30—40公里气层中, 这层的辐射差额梯度由冬到夏转变为由极地指向赤道, 因而水平温度梯度方向亦随之逆转过来。由于这种季节性变化, 平流层中上部的季节温度场和流场也发生根本性的转变。

1.2.1.2 温度的平均经向分布

图1.5a, b分别是南北半球冬夏10百

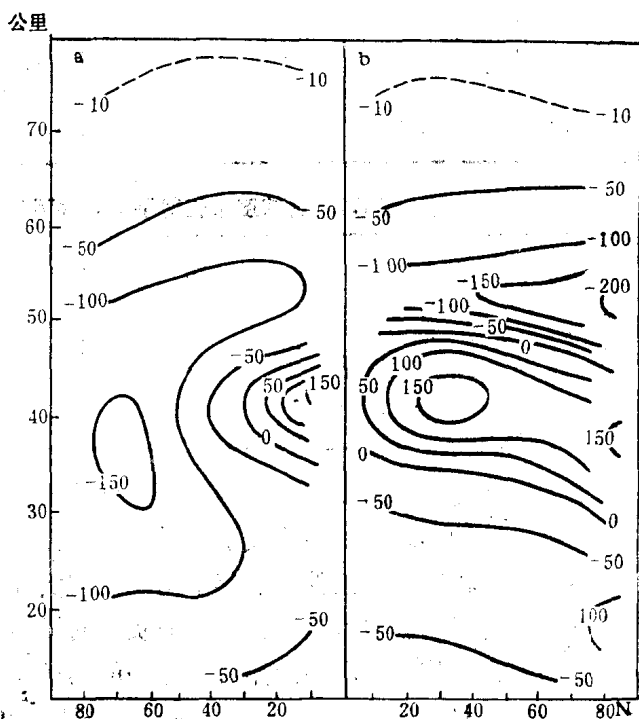


图1.4 O_3 , H_2O 和 CO_2 三者的总辐射差额分布

a 1月(冬季) b 7月(夏季)

单位: 10^{-5} 卡/(厘米²·公里)

帕以下大气温度的平均经向分布。由图可见：

(1) 在低纬度100百帕附近的温度最低，是热带对流层顶的位置。中高纬度的对流层顶较低，在300百帕附近，而且这里的温度要比热带对流层顶的高些。高低纬对流层顶之间在中纬度上空的间断处（纬度40—60°，200—150百帕附近）有一个相对的暖区。

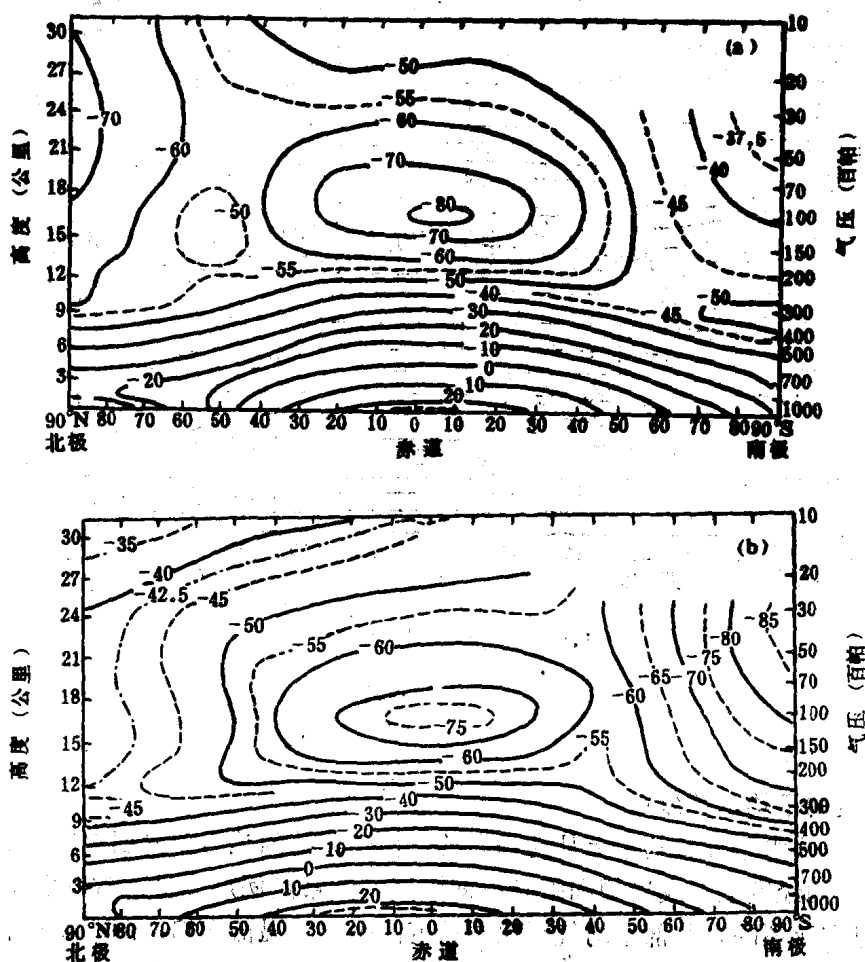


图1.5 南北半球沿纬圈的平均温度的经向剖面图

(2) 对流层内的水平经向温度梯度，无论冬夏都是由赤道指向极地。在平流层里夏季的水平经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，冬半球的南北气温梯度显著，极地-赤道气温差的绝对值大约有50℃，反之，夏半球极地-赤道气温差的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Batten分析的图1.6可以看出：在平流层顶附近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气层中情况恰相反。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的相反，这与温度梯度的反转相对应。

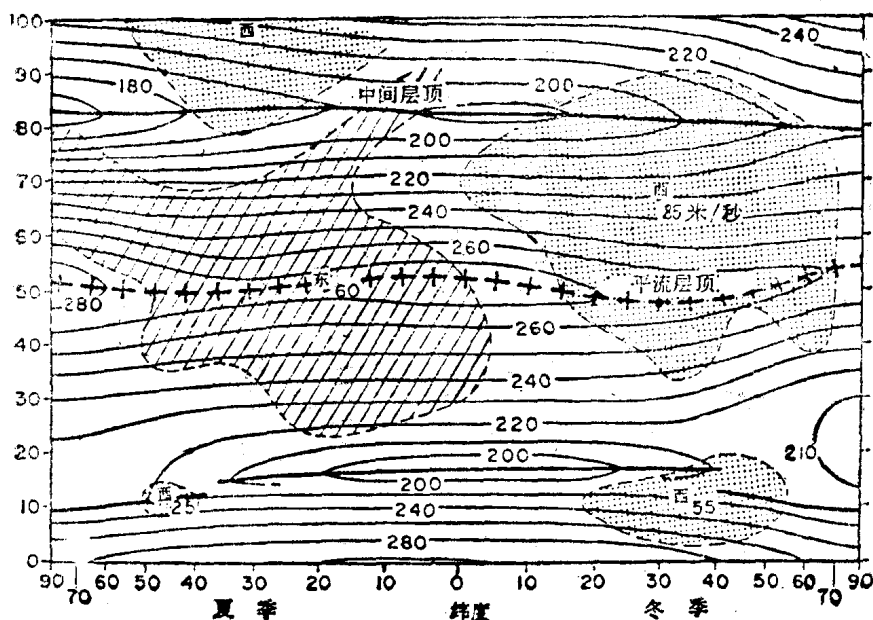


图1.6 冬夏平均温度结构

1.2.1.3 温度的平均水平分布

大气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 $13-14^{\circ}\text{C}$ 。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到整个对流层的温度水平分布。这由 OT_{1000} 的平均厚度图（图1.7）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100百帕等压面上达到最大。

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，只在等厚度线经过南美、南非和澳大利亚时才产生扰动。

图1.8a, b分别是1月和7月 OT_{1000} 平均厚度场，表示了冬夏平流层中16—30公里高度间气层的平均温度的分布。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 $40-60^{\circ}\text{N}$ 之间，冬季在南半球 40°S

也有一高温区；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平流层辐射差额梯度季节性转变的结果。

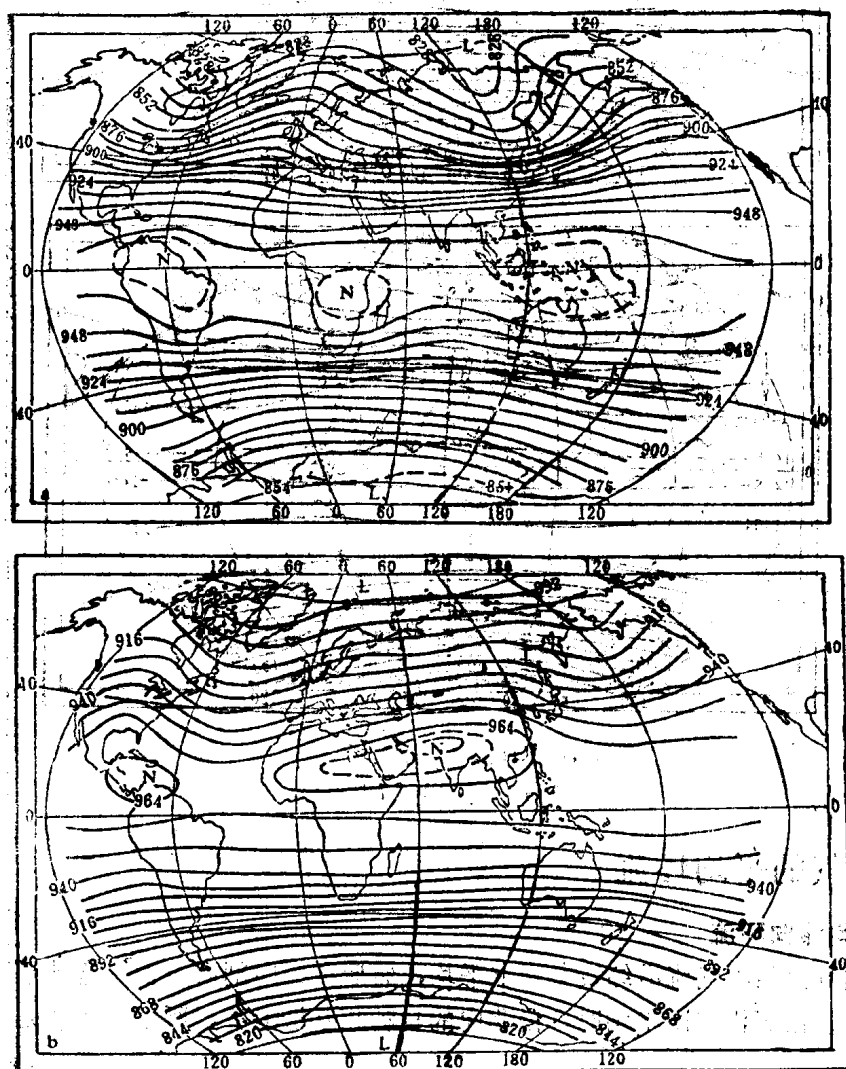


图1.7 OT_{1000}^{300} 平均厚度场

a 1月 b 7月

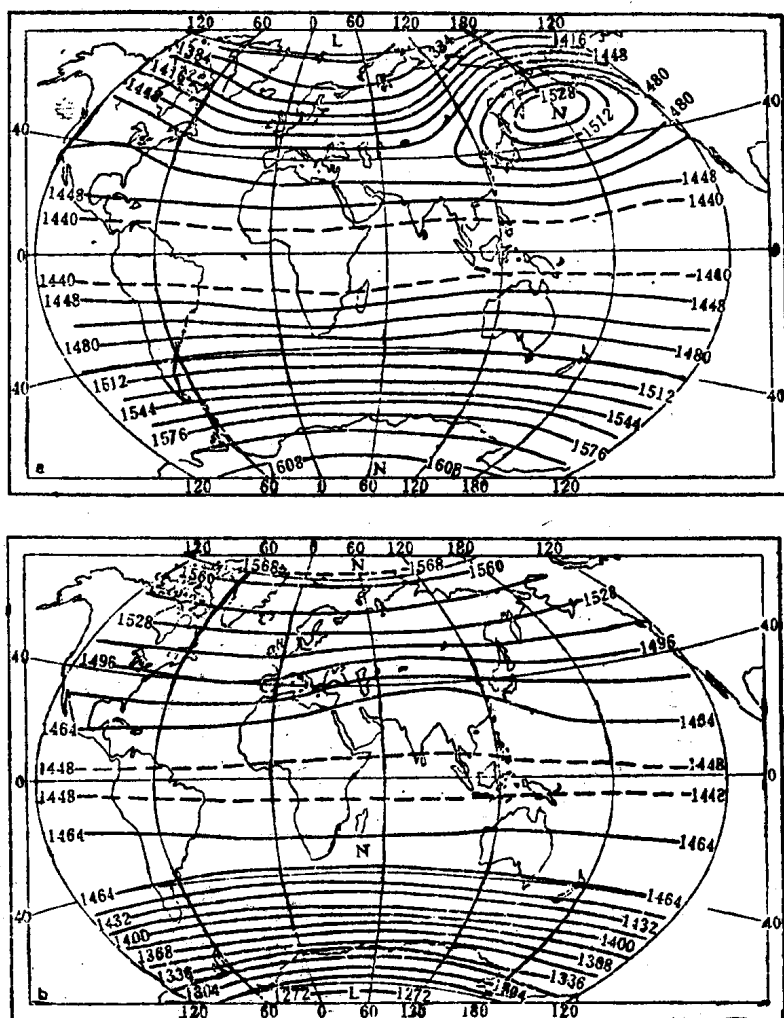


图1.8 OT_{100}^{10} 平均厚度场

a 1月 b 7月

1.2.2 大气的平均环流

1.2.2.1 平均纬向环流

平均纬向环流是将气流沿纬线方向求平均，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，所以主要就是东西风基本气流的强度。

严格讲平均纬向环流 $\overline{u}$ 的计算应采用实测风记录。但是由于海洋上和高空的实测风记录太少，只能采用地转风近似。因为实测风通常是次地转的，所以采用地转风近似的估算值一般比实测风稍大一些。

图1.9是北半球冬夏平均纬向风的经向剖面，它表示了北半球平均纬向环流的状况。图1.9是和图1.6的平均温度结构相配合，由图可看出：

(1) 平均纬向风场与经向温度分布（图1.6）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