

1979年青藏高原气象科学实验

第二课题组 著



环流与季风

—— 青藏高原的影响

科学出版社

环 流 与 季 风

——青藏高原的影响

1979年青藏高原气象科学实验第二课题组 著

科 学 出 版 社

1 9 8 8

内 容 简 介

本书充分利用了1979年全球大气研究计划第一期全球试验 (FGGE) 和同年5—8月我国青藏高原气象科学实验 (QXPME) 的观测资料, 较详细地研究了南北半球大气环流变化与季风建立之间的关系、高原上的热源分布及其季节变化对季风变化的影响、季风环流系统的中期振荡和夏季风活动与我国旱涝现象及其预报等问题。

本书可供气象台站预报人员、气象院校师生和气象科研人员参考。

环 流 与 季 风

——青藏高原的影响

1979年青藏高原气象科学实验第二课题组 著

责任编辑 赵徐懿 缪琴仙

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

北京景山学校印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1988年1月第一版 开本: 787×1092 1/16

1988年1月第一次印刷 印张: 9 1/2

印数: 0001—700 字数: 216,000

ISBN 7-03-000027-7/P·4

定价: 2.30元

序

青藏高原对环流和天气的影响不限于东亚,它的影响可以波及整个北半球,甚至南半球。要作好我国的天气预报,是不能不研究青藏高原对环流的动力和热力作用的,所以青藏高原气象学一直是我国气象工作者一个重要研究对象。为了加强这方面的研究,1972年一些省、自治区气象部门和有关单位组织了“青藏高原气象科研协作组”,其研究课题之一是青藏高原对季风的影响。

这里的季风主要是指东南亚的季风。东南亚季风直接影响着当地人民的生活问题,因此,它是一个对国民经济有重大意义的气象问题。同时,在科学上它又是一个带有挑战性的问题。它来去的迟早、进退过程、强弱变化以及它的年际和多年变化一直是气象工作者渴望解决的问题,也是世界各国气象学家深入研究的一个重要课题。由于它的物理成因非常复杂,人们对它的了解还很不够。但有一点是清楚的,除海陆的分布特点外,东南亚的季风还受着青藏高原的重要影响。

由于季风研究在国民经济上和科学上的重要性,在七十年代国际上就举行了三次规模不同的季风观测试验,最大规模的一次是在1979年结合“全球大气研究计划第一期全球试验”(FGGE)举行的季风试验(MONEX)。FGGE虽然是全球性的,但在青藏高原的大部分地区仍是个空白。这对FGGE,尤其是对其中的MONEX来说,是个大缺陷。为了深入了解夏季青藏高原上的天气系统和它对不同尺度环流的作用,我国也于1979年5—8月举行了“青藏高原气象科学试验”(QXPMEX)。

由于本书的研究充分地利用了FGGE和QXPMEX的观测资料,第一次利用了高原上直接的辐射观测和热源观测资料来研究季风,因而能对季风的生成和发生发展过程等提出一些新的看法,如本书一方面肯定了青藏高原对季风的重要作用,另一方面也指出了高原作用没有象过去估计得那么大,当然这个看法在近年里已有人提出,这里用更新资料证实了这个看法。再如,1979年的资料表明,在印度的西南季风爆发期间,阿拉伯海的海面温度有明显下降趋势,这指出阿拉伯海海温与季风的发生发展过程存在着一定的联系。又如,过去研究表明,季风区天气系统存在准两周的振荡,1967年尤其如此。而在1979年高原地区的诸气象要素都存在准8天的振荡周期。这个结果提出了季风地区是否经常存在这两种准周期的振荡,或者不同振荡周期是否同季风的强弱有关两个问题,这还有待深入研究。此外,本书还对1979年初夏大气环流季节转变过程描绘了一个物理图象,给出了一个季节转换期间的大型天气过程的演变序列,当然,这个序列在其他年份是否适用,有待深入探讨。

本书是青藏高原气象科学实验第二课题组的集体研究成果,并得到其他课题组的帮助和支持。各章的主要撰写人如下:序,叶笃正;第一章,高由禧、郭其蕴;第二章,朱福康;第三章,郭其蕴;第四章,尹树新、孙国武、陆龙骅;第五章,朱福康;第六章,彭永清、陆龙骅;第七章,钱永甫、彭永清、朱福康;第八章,徐淑英、李慈;第九章,陆龙骅、孙国武、郭其蕴;第十章,章基嘉、朱福康、陆龙骅。另外,陶诗言先生在制定大纲和编写过程中提出了许多宝贵意见,张清芬同志清绘了全部插图,特此致谢。

目 录

序.....	(iii)
第一章 引言.....	(1)
第二章 大气平均流场特征与季节转换.....	(4)
§ 2.1 全球平均环流	(4)
§ 2.2 亚洲季风区的环流	(7)
§ 2.3 各种物理量的季节性变化	(9)
第三章 初夏大气环流的季节变化与亚洲夏季风的来临.....	(13)
§ 3.1 初夏大气环流季节转变的若干事实	(13)
§ 3.2 1979年初夏大气环流的转变与夏季风来临的特点	(15)
§ 3.3 初夏大气环流季节转变过程	(23)
第四章 夏季风环流系统各要素的季节变化.....	(24)
§ 4.1 西太平洋副热带高压	(24)
§ 4.2 南亚高压	(28)
§ 4.3 东风急流	(33)
§ 4.4 季风爆发涡旋	(36)
§ 4.5 季风流管	(38)
第五章 南北半球环流的相互作用与高低纬度环流的相互作用.....	(44)
§ 5.1 中高纬度长波和超长波的调整	(44)
§ 5.2 南北半球环流的“联锁”现象	(46)
§ 5.3 越赤道气流	(51)
第六章 青藏高原的加热效应及其在初夏大气环流季节性转变中的作用.....	(55)
§ 6.1 青藏高原热源的分布及其季节变化	(55)
§ 6.2 季风环流系统的季节转变对高原热源的响应	(63)
§ 6.3 青藏高原热状况对大气环流和天气气候的影响	(70)
第七章 大气环流季节转变的数值试验及其转变机理.....	(74)
§ 7.1 概述	(74)
§ 7.2 大气环流季节变化的数值试验	(75)
§ 7.3 “南浪北涌”假设.....	(81)
第八章 夏季风盛行时期的变化特征.....	(86)
§ 8.1 夏季风环流系统的中期振荡	(86)
§ 8.2 季风中断现象	(90)
§ 8.3 夏季风活动时期各种物理量的变化	(98)
第九章 夏季风活动和我国旱涝现象及其预报	(121)
§ 9.1 夏季风活动与我国旱涝的关系.....	(121)
§ 9.2 大气环流季节转变和夏季风活动异常的原因.....	(124)
§ 9.3 季风活动与我国夏季降水预报.....	(128)

第十章 小结和展望	(136)
§ 10.1 小结	(136)
§ 10.2 展望	(137)
参考文献	(141)

第一章 引言

七十年代以来,季风问题在世界范围内引起了人们广泛重视。国际气象界召开过多次季风学术交流会,出版了几本有关季风的专著或文集,举行了不同规模的季风观测实验(1973,1977),还为1979年第一次全球大气研究计划实验(FGGE)中的季风实验(MONEX),举行了多次的讨论会、规划会和计划会。自1979年这一次科学实验开始以来,在短短的三年时间里就开了五次有关季风的国际会议:第一次于1979年12月在澳大利亚墨尔本召开,1980年6月在匈牙利布达佩斯和同年7月在挪威卑尔根分别召开第二次和第三次会议,1981年1月在美国佛罗里达州和1981年10月在印尼巴厘岛又召开了第四、第五次的季风学术会议。到现在为止,虽然对季风问题还没有取得什么突破性的研究成果,但这些活动已足以表明人们对这个问题越来越重视了。

与此同时,为配合世界性的季风实验,我国也举行了青藏高原气象科学实验,其主要目的之一,就是研究夏季季风爆发的机理和有关理论,特别是青藏高原的“高空热源”作用的季节变化对季风爆发的影响问题。1979年5—8月,我国在青藏高原上进行了观测实验。这次高原科学实验共分四个研究课题:

1. 青藏高原地面辐射平衡及热量平衡野外观测和分析研究。
2. 青藏高原对行星尺度环流演变的作用及其与我国季节转换和雨季开始的关系。
3. 青藏高原及其附近天气系统的分析和预报研究。
4. 青藏高原对环流和天气尺度系统影响的数值模拟、模型实验及理论研究。

在对观测实验进行研究的过程中,各课题组也数次召开了不同规模的讨论会或工作会议。1980年9月和1982年7月分别在乌鲁木齐和昆明召开了高原气象科学实验学术会议。与此同时,在我国热带气象学研究计划中,也突出了热带季风现象的研究。毫无疑问,季风问题的研究将是国内气象学界日益关注的科学问题。

显然,“季风和环流”是两个不同而又有密切联系的概念。

众所周知,对理想行星大气环流发生影响的有四种最基本的周期性定常扰动:即太阳直射高度、海陆分布热力差异、大地形作用和南北半球间大气热力差异的季节变化所导致的扰动。这四种定常的扰动虽然都是以一年为周期的振荡,但由于海、陆分布及其物理性质的不同,对太阳高度季节变化的反应也不同。例如在北半球,夏至太阳高度最高,冬至太阳高度最低,但大陆温度却分别在7月和1月才达到最高和最低,与夏(冬)至太阳到达最高(最低)点的时间来比,就落后了一个月。

除这些定常的周期性的扰动之外,还有许多非定常的非周期性的天气系统扰动和气候异常所导致的准定常性的强迫扰动,这就使行星大气环流变化变得非常复杂。这些定常的、非定常的和周期性的、非周期性的扰动的综合运动状态即大气环流,而这里的季风主要指海陆热力差异扰动所产生的大气运动状况,这也就是说,季风和环流两者的概念是不同的。但季风的来临、撤退、活跃和中断,以及季风强度等变化又是在大气环流直接影响下发生的,它不仅受大气环流的影响,也影响到存在着的大气环流状态,这也就是说,两者是密切联系着。

显然,季风活动和大气环流的关系是很复杂的。

就印度夏季西南季风爆发而言,过去大家都承认,在夏季风爆发时,青藏高原南部西风带低槽从 90°E 迅速移到 70°E ,南亚东风急流出现,南亚高压北跳上高原,降水量明显增加,我国、日本梅雨开始,南亚上空副热带西风急流明显减弱并迅速北移等。但经过多年的普查,各年变化颇大,并不一定年年如此。例如,我国长江中、下游的入梅日期各年变化很大。每年梅雨期开始的日期不但很难预报,即使事后分析,也常常意见不一致。因为梅雨虽然是天气尺度的区域性现象,有它一定的自身活动,但更重要的是受到大尺度大气环流的控制,不仅受到北半球中高纬度和对流层高空环流的制约,还受到南半球大气环流变化的影响。

到现在为止,有关季风的研究虽然不少,但还是很不够的。本书主要内容是关于亚洲地区夏季风季节开始以及季风季节中季风的中断、活跃等的天气、气候学研究,关于动力学的研究涉及得很少。

本书共分十章。本章扼要介绍了七十年代以来国际上研究季风的情况,阐明了环流与季风这两个不同的概念及其相互关系。两者的联系是复杂的,由于在形成大气环流的诸因子中包含了形成季风的因子,因此在实际工作中很难将两者之间划一明确的界限。但南亚和东亚都是典型的季风气候区,这是大家公认的;在这一地区,每年4—5月以后,暖湿的海洋气流——夏季风就开始自南向北推进,同时该地区及邻近地区的环流形势也发生了明显的变化。9月以后,干、冷的冬季风则自北向南影响这一地区,相应的环流形势亦与夏季风盛行时期迥异,因此这一地区的环流状况及其变化具有明显的季风特色,所以通常人们就把控制和影响这一地区的环流系统,称为季风环流系统。基于这一看法,在这本书中,我们着重研究了这一地区的环流变化,以及它与其它地区的环流变化相互之间的联系。

为了对大气环流和季风环流之间的差别有一个清晰的认识,首先在第二章中,我们对全球大气环流以及亚洲季风区环流的平均状况及其季节变化进行了讨论,并从各种物理量输送的季节变化特点,分析了季风环流在大气环流中的作用。

第三至第六章主要讨论环流与季风的季节变化问题。众所周知,季风变化是季风现象的基本特征。夏季风的来临时期,也恰好是北半球大气环流向夏季型的转变时期。因此,夏季风建立时期,各地区各高度上的环流变化之间的相互联系,环流季节转变的原因、物理过程,以及青藏高原所起的作用等问题,一直是气象工作者关心和研究的课题。所以本书把它作为一个中心问题,用了比较多的篇幅,论述了夏季风以及夏季风各成员的建立特征,南北半球大气环流的变化与夏季风建立之间的联系,以及青藏高原上的热源分布、季节变化特征及其对环流和季风变化的影响。

数值试验对阐明不同因子在大气环流季节变化中的作用是一有效的手段,因此在第七章中,采用数值试验的方法研究了青藏高原热源在大气环流季节性转变中的作用。同时对亚洲地区夏季风建立的机理进行了讨论,提出了一种可能的转变假设。

第八章探讨了夏季风环流系统中期变化的有关问题。夏季风盛行时期,环流并不一直是稳定的,而是处于活跃和中断相互交替的变化中,这种变化对热带和副热带地区夏季的旱涝有重要影响。所以夏季风的中期变化也是近年来各国气象学者十分关心的一个季风问题。在这一章中,重点分析了1979年夏季风环流系统中期振荡的特征以及青藏高原热

源对中期振荡的影响，并对青藏高原上西南季风的中期变化与印度西南季风变化做了比较分析。

第九章研究的是夏季风的年际变化及形成原因和预报方面的问题。因为无论是夏季风的季节转变还是季风的中期变化，年与年之间都存在一定的差异。在夏季风来临特别早或特别晚，以及中断时间特别长或特别短的年份，都会给季风区造成严重的旱或涝。因此，季风的年际变化原因以及季风的长期预报也是一个很重要的季风研究课题，并有较长的研究历史。但这也是一个十分复杂的问题，涉及的范围比较广，而本书的重点是研究季风季节转变问题。所以在这一章中，我们只对夏季风与我国旱涝的关系，以及夏季风异常的可能原因进行了初步讨论。关于季风的长期预报方法，主要结合当前我国一些气象台站经常使用的一些降水长期预报方法作了简单介绍。

最后一章（第十章）对全书进行了总结，并提出了今后需要进一步深入研究的若干课题。

第二章 大气平均流场特征与季节转换

§ 2.1 全球平均环流

多年来,气象工作者对全球平均环流进行了很多工作,例如,《大气环流系统》一书^[1]从能量学观点对大气平均结构及其维持进行了全面的讨论。《南半球气象学》一书^[2]对南半球的平均环流特征作了全面的总结。这两本书对了解南北半球平均环流特点及各种大气环流系统有较大的参考价值。另外,还有不少工作用谐波分析方法对月平均环流进行了研究^[3-5]。这些工作不仅描述了全球平均环流的季节性变化,而且还对南北半球平均环流的差异作了比较,并强调指出了亚非大陆在东亚季风形成中的重要作用。

由于在一般的教科书中已有对全球平均环流的描述,因此我们在此不再赘述。本节主要根据近年来用谐波分析方法对全球平均环流分析所得到的结果,作一简单介绍。

谐波分析方法是分析大气环流的一种有力工具。其计算方法是,设位势场(ψ) [或气压场(p)]是纬度(φ)和经度(λ)的函数 $\psi(\varphi, \lambda)$,可按下列傅里叶级数展式表示:

$$\begin{aligned}\psi(\varphi, \lambda) &= \bar{\psi}(\varphi) + \sum_{n=1}^{\infty} c_n(\varphi) \cos n[\lambda - \delta_n(\varphi)] \\ &= \bar{\psi}(\varphi) + \sum_{n=1}^{\infty} [a_n(\varphi) \cos n\lambda + b_n(\varphi) \sin n\lambda]\end{aligned}\quad (2.1)$$

而

$$\left. \begin{aligned}\bar{\psi}(\varphi) &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \psi(\varphi, \lambda) d\lambda \\ a_n(\varphi) &= \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \psi(\varphi, \lambda) \cos n\lambda d\lambda \\ b_n(\varphi) &= \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \psi(\varphi, \lambda) \sin n\lambda d\lambda\end{aligned}\right\} \quad (2.2)$$

将实际位势场的读数 $\psi(\varphi, \lambda)$ 代入(2.2)式即可求得傅里叶系数 a_n 和 b_n 。其中任何一个波的振幅和位相角按下式求取:

$$\left. \begin{aligned}c_n &= \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \\ \delta_n &= \frac{1}{n} \arctan\left(-\frac{b_n}{a_n}\right)\end{aligned}\right\} \quad (2.3)$$

这里 c_n 是第 n 个波的振幅,而 δ_n 是该波的位相角。从(2.1)式看出,位相角 δ_n 实际上就是第 n 个波的波脊所在的经度位置。由于第 n 个波沿整个纬圈共有 n 个波脊,所以由(2.3)式求得的位相角仅是 n 个波脊中的一个。另外,因 $\arctan\left(-\frac{b_n}{a_n}\right)$ 在 $0-2\pi$ 之间有两个值,正确的

值可从 $\delta_n = \frac{1}{n} \arcsin\left(\frac{b_n}{c_n}\right)$ 中选取,即 δ_n 应满足下列条件:

$$\delta_n = \frac{1}{n} \arctan\left(\frac{b_n}{a_n}\right) = \frac{1}{n} \arcsin\left(\frac{b_n}{c_n}\right) \quad (2.4)$$

为了更清楚地描述各波的重要性,又计算了各个波的方差百分比(或称为相对振幅),

$$I_n(\varphi, t) = 100 \times c_n^2(\varphi, t) / 2\sigma^2(\varphi, t) \quad (2.5)$$

其中 $\sigma^2(\varphi, t)$ 为位势场(ψ)的均方差。

对全球多年平均海平面气压图的计算结果表明,各个月各纬圈(60°S—60°N)气压波的相对振幅主要集中于前4个波,在北半球前两个波即已占绝对优势^[4]。而且1,2波都是大气中的超长波成分,能反映出海陆的影响。因此,下面我们着重讨论前两个波。

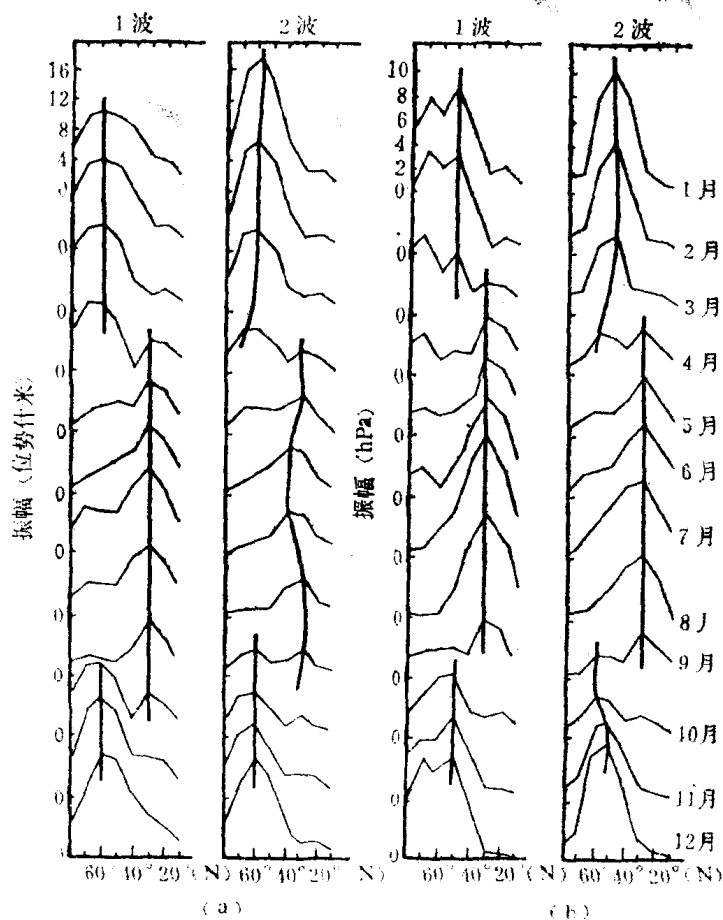


图 2.1 北半球逐月各纬度100hPa高度和海平面气压场1波和2波的振幅^[5]

图2.1给出了北半球逐月各纬度100hPa高度和海平面气压场1波和2波的振幅变化^[5]。由图可见,100hPa和海平面的1波和2波的振幅有明显的季节变化,其分布特征也十分相似。冬半年1波和2波振幅峰值在60°N和50°N;夏半年则在30°N。在60°N和50°N上,冬季2波振幅大于1波振幅;在30°N上,夏季1波振幅大于2波振幅。

南半球各纬度上各波振幅的季节变化没有北半球那样明显。海平面平均气压场的大致情况是:40°S以南,夏季(9—5月)1波占绝对优势,冬季1—3波各占一定比重;40°S以北(包括赤道),夏季4波为主,冬季1波占绝对优势^[4](图略)。

因此,北半球1波和2波是主要的;南半球1波是主要的,4波也占一定分量。而且不论

是北半球还是南半球,40°N(S)都可看作一个过渡带^[4]。

图2.2是50°N,30°N和30°S逐月100hPa 高度和海平面气压 1波和2波的位相变化^[5]。由图可见,北半球夏季,特别是7,8月,100hPa1波和2波波脊和海平面1波和2波波槽都位于

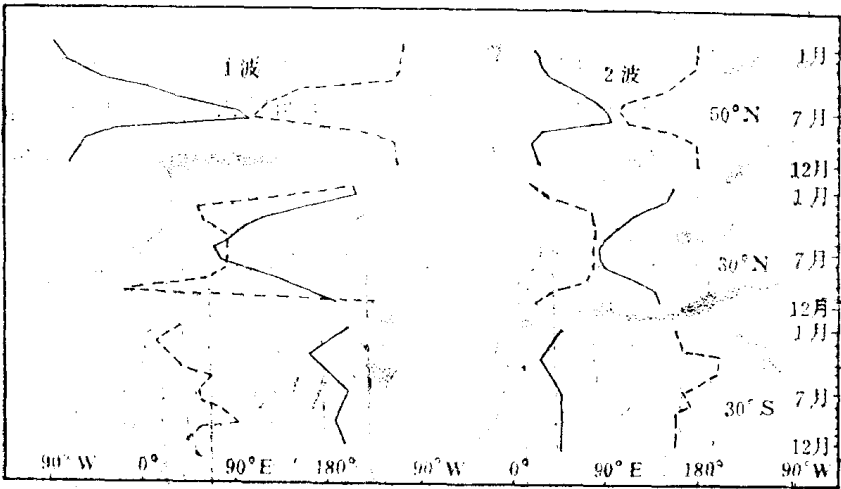


图 2.2 50°N,30°N和30°S逐月100hPa高度(实线:波脊)和海平面气压(虚线:波槽)1波和2波的位相^[5]

亚洲中部,其中尤以30°N更为典型,高低空1波和2波槽脊位置稳定地位于70°—80°E之间。这种分布形势似乎表明,盛夏南亚地区的热力作用对于加深印度低压和增强南亚高压,从而形成对流层下部辐合、上部辐散的季风环流配置起了重要作用。这也可能就是为什么夏季风只出现在东半球从西非到东亚的低纬度地区的原因之一^[5]。南半球各纬度上各波的位相变化不如北半球大,季节变化不太明显。

上述是纬向谐波分析的结果,说明用纬向谐波分析可以明显地描述各纬圈上波系的季节性调整。但是,从季节性变化来看,日常预报中更重视的是诸如西太平洋高压脊线的南北移动和雨带的南北迁移等经向活动。也就是说,在季节性变化中更应该考虑经向波系的调整。这个课题目前已引起人们的注意,下面仅仅介绍一下用经向谐波分析计算得到的初步结果^[6]。

在100hPa上,南北半球极涡和副热带高压都是全年存在着的,但极涡强度的年变化比副热带高压的大得多^[2],所以在讨论100hPa 经向槽脊位置时,着重注意了2波的位相。表2.1是100hPa1,4,7和10月各经度上2波波脊的位相。

表 2.1

位相 经度(E) 月份	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	100°	110°	120°	130°	140°	150°	160°	170°	180°
1	1°S	2°S	2°S	2°S	2°S	2°S	1°S	0°	0°	0°	0°	0°	1°S	2°S	2°S	1°S	1°S	0°
4	1°N	1°N	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	1°S	1°S	2°S	1°S	1°S	1°S
7	2°N	2°N	2°N	2°N	2°N	2°N	2°N	2°N	3°N	3°N	3°N	3°N	2°N	1°N	0°	1°S	2°S	2°S
10	1°N	1°N	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	0°	1°S	1°S	1°S	2°S	2°S	2°S

虽然因南北半球极涡强度比副热带高压要强得多,而使2波波脊位置偏离赤道的纬度都不大,但其季节变化仍是明显的。1月份2波波脊主要在南半球,而7月份主要在北半球,反映出盛夏100hPa南亚高压异常强大。2波波脊明显偏于北半球的经度范围(20°W — 140°E),恰与Brunt^[6]的季风环流圈的地理位置相一致。

在海平面气压的经向谐波分析结果中,值得注意的是,在 50° — 90°E 的经度上,6,7,8月3波振幅和方差百分比增大,并超过1波和2波的振幅和方差百分比,3波波脊始终稳定在 30°S 上。这实际上反映了南半球冬季马斯克林高压的增强过程。马斯克林高压是南亚季风环流圈的重要一环,它的增强反映出季风的盛行过程。

郭其蕴等^[4]还根据南北半球多年平均逐月海平面气压场的谐波分析结果,讨论了南北半球环流的差异与海陆分布的关系。图2.3对比了南北半球相同纬圈上各波振幅的变

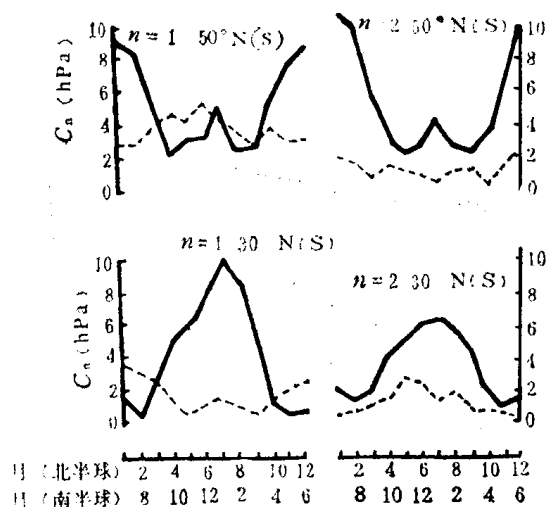


图 2.3 沿 $30^{\circ}\text{N}(\text{S})$ 和 $50^{\circ}\text{N}(\text{S})$ 上1波和2波振幅的年变程(实线:北半球,虚线:南半球)^[4]

化。由图可见,北半球不但季节变化明显,而且各纬圈各月基本上都大于南半球,特别是中纬度的冬季和副热带的夏季差异更大。显然,这种差异与海陆分布有直接关系,因为对于同一纬圈,同一季节的辐射条件相同。若没有海陆分布的作用,那么沿纬圈的气压差就会比较小,但由于沿纬圈有海陆差异,才加强了同一纬圈上气压分布的不均匀性。振幅愈大,则说明海陆对比愈明显。另外,波数为2的波,在南半球各纬圈占的方差百分比最小,而在北半球中纬度占的方差百分比最大。这是由于南半球各纬度都不具有两块大陆和两块海洋相间分布的特点。文献[4]还指出,大陆的作用随纬度和季节而改变;夏季低纬度大陆的作用较明显,高纬度则是冬季明显。亚非大陆在东亚季风形成中起了主要作用。

§ 2.2 亚洲季风区的环流

亚洲是世界上最显著的季风区。季风形成的根本原因在于海陆间热力作用的差异。冬季,由于大陆比海洋冷,在西伯利亚形成强大的冷高压,给东亚带来了东北季风;夏季,由于大陆比海洋暖,在印度半岛的西北部形成热低压,产生了著名的印度西南季风。

季风区与非季风区水平流场上的差异,也明显地反映在垂直经圈环流上。夏季,亚洲

季风区位于强大的南亚高压南侧,高空盛行强劲的东北气流,成为低层西南季风的返回气流。因此,夏季在亚洲季风区上空形成一个反Hadley环流,即季风经圈环流。冬季的偏北季风,则加强了季风区的Hadley环流。

图2.4是1月份 55° — 140° E的平均经圈环流^[7]。由图可见,在 25° N以南是一个十分强大的Hadley环流圈,它在低纬度和赤道附近地区上升,在 25° N附近下沉。图2.5是7月份 55° — 140° E的平均经圈环流^[7]。该经圈环流的方向和Hadley环流正好相逆,其北支上升气流远达 40° N,南支下沉气流出现于 5° N以南,主要在南半球下沉,形成一个季风环流圈^[8,9]。这样一个跨南北半球的季风环流圈对夏季南北半球之间各种物理量的经向输送起了很大作用。

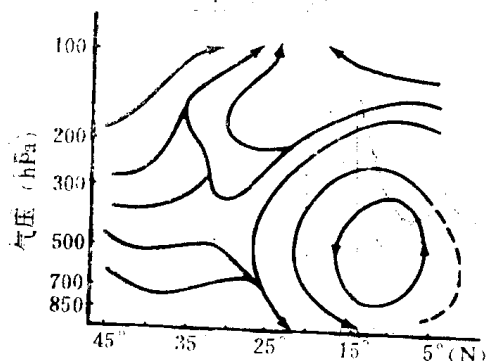


图 2.4 1月份 55° — 140° E的平均经圈环流^[7]

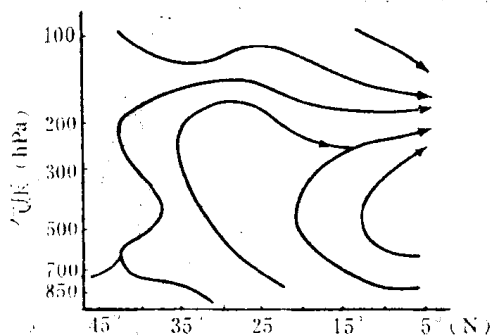


图 2.5 7月份 55° — 140° E的平均经圈环流^[7]

就一个半球来说,由冬入夏,位能和动能都是减少的,其原因除极地和赤道温差减小外,还可能有部分能量输送到另一半球去。图2.6是由于平均经向环流(1012.5—75hPa)所造成的南半球向北半球的动能和位能输送(统计资料取自文献[10])。由图可见,动能和位能输送的位相是完全一致的,冬季(对北半球而言,下同)南半球向北半球输送,夏季改变为北半球向南半球输送,都是由夏半球向冬半球输送。过渡时间出现在4—5月和10—11

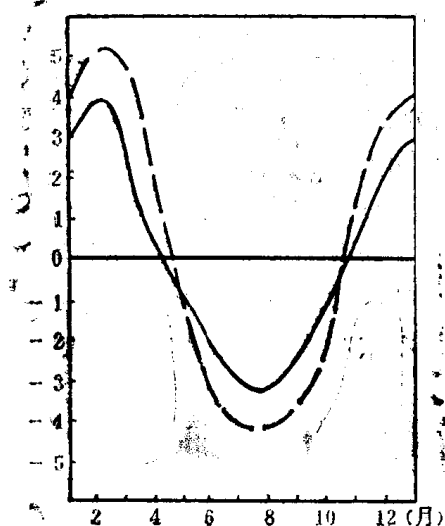


图 2.6 由平均经向环流(1012.5—75hPa)所造成的南半球向北半球的动能输送(实线,单位: $10^8 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$)和位能输送(虚线,单位: $10^8 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ·位势米)

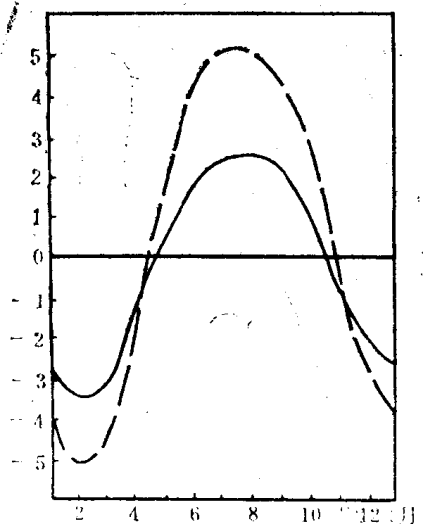


图 2.7 由平均经向环流(1012.5—75hPa)所造成的南半球向北半球的感热输送(实线,单位: $10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}$)和水汽输送(虚线,单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

月。由于夏季季风环流在对流层低层是南半球向北半球输送，而在对流层上部是强盛的东北气流由北半球向南半球输送，总的动能和位能交换是北半球向南半球输送。所以亚洲季风环流的输送对图2.6上的总输送作了正的贡献，起了支配作用。而Hadley环流圈在夏季南北半球的动能和位能输送上并不十分重要。

我们再来看看季风环流圈对南北半球之间感热和潜热输送的作用。南北半球之间感热和潜热的经向输送方向与动能和位能的输送方向截然不同。(图2.7) 冬季是北半球向南半球输送，夏季是南半球向北半球输送，都是由冬半球向夏半球输送，但过渡时间也出现在4—5月和10—11月。由于低空气温比高空要高，水汽亦主要集中在对流层下部，南北半球之间热量输送的方向主要决定于对流层下部的经向风。夏季，南半球向北半球的热量输送很大程度上与亚洲季风区南部强盛的索马里急流和南海上空的越赤道气流有关。关于这两支越赤道气流，我们在第五章中还要详谈。

由上述讨论可见，亚洲季风区上空的季风环流圈在南北半球之间各种物理量输送中起了较为重要的作用，这说明亚洲季风在夏季大气环流中占有重要的地位。

同样，上述讨论也说明，为了深入地探讨大气环流季节转变的机理，研究季节性转换过程中南北半球之间各种能量的经向输送，有可能为研究南北半球的相互影响及其在季节转换中的作用开辟一条可行的途径。

§ 2.3 各种物理量的季节性变化

大气环流的季节性变化显然与大气中存在的第Ⅰ类热机(行星尺度的极赤温差)和第Ⅱ类热机(海陆温差)的作用发生季节性转变有密切关系。换句话说，与西风带的平均位能、海陆之间的力管场等物理量的季节变化有密切关系。在这一节中，我们根据多年平均的大气环流统计资料^[10]，来阐明在季节转换过程中各种物理量的季节性变化，特别是北半球各种物理量的季节性变化情况。

对流层风场的季节变化具有明显的特征。图2.8表示500hPa面上 10°S — 70°N 各纬带平均西风的年变程。从图中首先可以看到一个众所周知的事实：北半球西风急流冬季位置最偏南，并达到最大强度；夏季位置最偏北，且强度甚弱。另一个引人注目的特点是，明

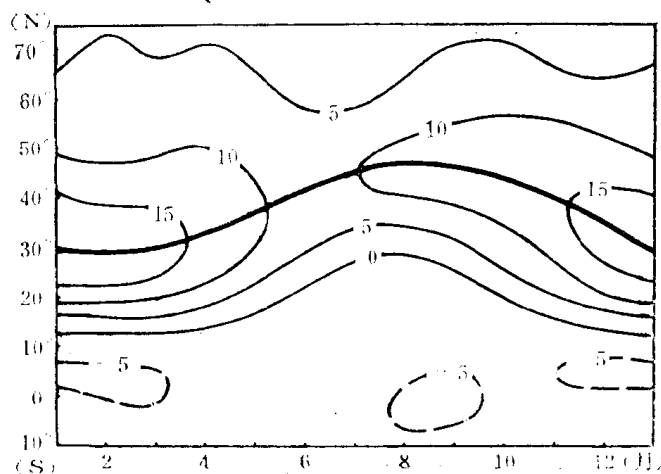


图 2.8 500hPa面上 10°S — 70°N 各纬带平均西风的季节变化(单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

显地表示出了西风急流位置的季节性变化,冬季到夏季变化较缓慢,而夏季到冬季的变化较迅速。通常都用200hPa上的风来表示对流层上部风场的季节性转变特征。虽然200hPa等压面高度更靠近副热带急流的平均高度,更能够表示出副热带急流的季节性变化,但是夏季热带东风急流的平均最大值出现在150hPa附近,所以我们选用100hPa上的风来说明全球高空风的分布,这样既能把副热带西风急流表示出来,又能够清楚地阐明热带东风急流的季节性变化。图2.9是100hPa面上10°S—70°N各纬带平均西风的季节变化图。从图中看到,对流层上部的西风急流的年变程特征基本上与500hPa面上(图2.8)的特征相同,最强西风出现的纬度位置与500hPa基本一致,没有明显的南北倾斜。在图2.9上最使

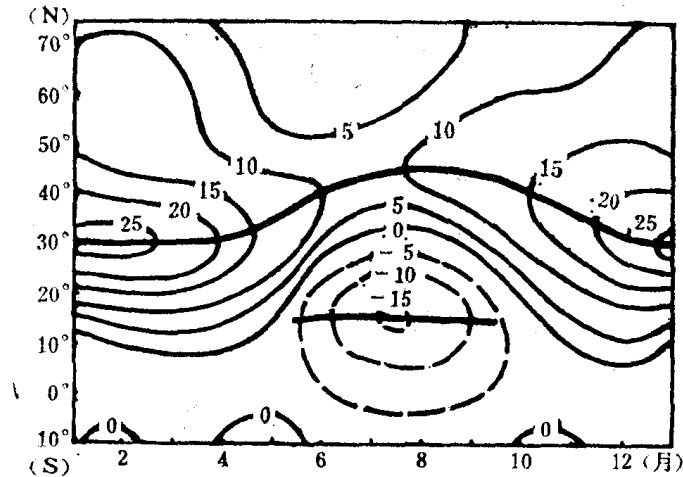


图 2.9 100hPa面上10°S—70°N各纬带平均西风的季节变化(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

人感兴趣的特点是热带东风的季节变化。象温带西风一样,这条东风带全年都存在。但无论是东风强度,还是最大风速所在的纬度位置,都具有明显的季节性变化。强东风的位置自冬到夏逐渐北移,但从5月到6月发生突变,北跳了10个纬度(由5°N跳到15°N),并且6—9月基本上维持在15°N附近。强东风气流也出现在这一时期,这也恰好是西南季风盛行的季节。10月以后,东风明显减弱并南退。因此,南亚热带东风急流的突然北跳和加强,显然与西南季风在南亚建立时的爆发特点相联系。

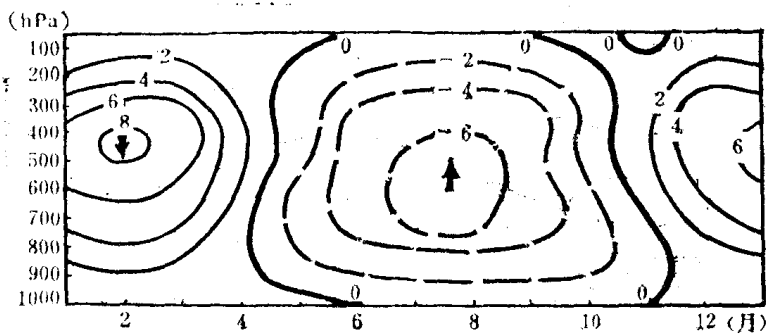


图 2.10 北半球平均垂直运动(单位: $10^{-5} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

图2.10是北半球平均垂直运动的年变程。由图可见,最大的平均垂直运动均出现在500hPa附近,冬季稍偏高一些,夏季稍偏低一些。从强度上来看,冬季的下沉运动比夏季

的上升运动要强一些。

北半球平均垂直运动的年变程,实际上反映了低纬度 Hadley 环流的年变化。冬季北半球平均为下沉运动,主要下沉运动位于 30°N 以南低纬地区,见图 2.11。冬季低纬度 Hadley 环流比较明显,而夏季北半球低纬地区盛行上升运动,其下沉支已扩展到南半球,所以夏季北半球平均为上升运动。

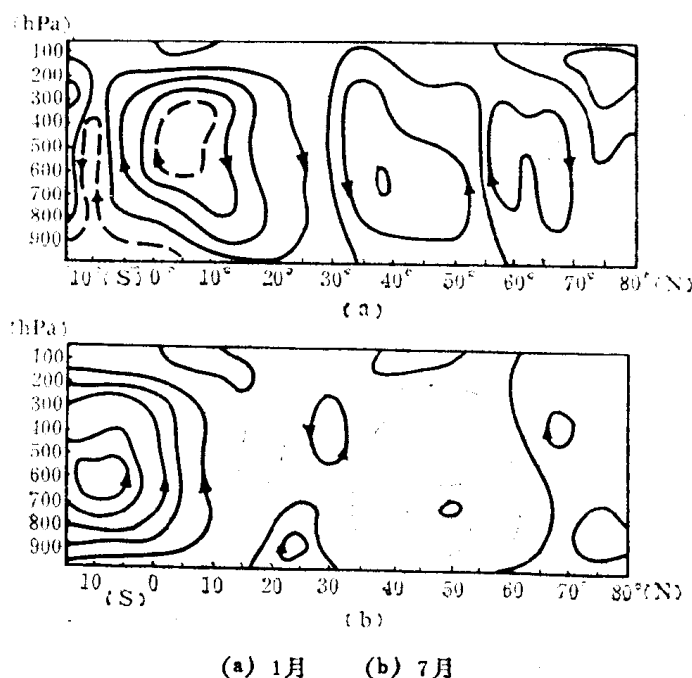


图 2.11 月平均经向环流^[10]

北半球平均垂直运动从冬季的下沉运动转变为夏季的上升运动发生在 4—5 月,几乎是整个对流层同时发生的。而从夏季的上升运动过渡到冬季的下沉运动发生在 10—11 月。

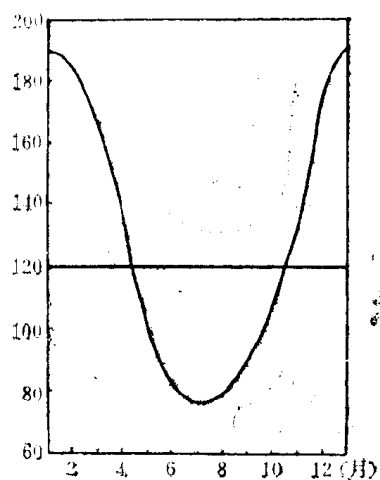


图 2.12 整个北半球 1012.5—75 hPa 层内平均总动能的年变化 ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)

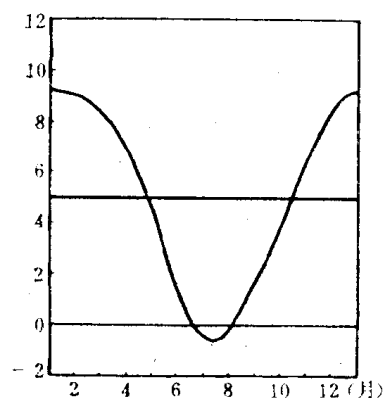


图 2.13 整个北半球 1012.5—75 hPa 层内角动量的年变化 ($10^{32} \text{g} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)^[10]