

东亚季风

陈隆勋 朱乾根
罗会邦 何金海 著
董 敏 冯志强

气象出版社

前 言

我国是世界上有名的季风活动区之一。夏季旱涝以及冬季冷害,很大程度上决定于冬夏季风的活动。季风研究历来受到我国气象学家的重视。在这一方面,早年竺可桢、涂长望、叶笃正、陶诗言、黄仕松、高由禧、陈世训和徐淑英等先生已作了大量的研究工作,对我国季风研究作出了重大贡献。

1980年春,在国家气象局资助下,在热带环流研究课题中,正式设置了季风研究课题。在云南省气象局樊平先生组织下,以陶诗言先生为顾问,成立了全国季风研究协作组,开始了全国性的有组织的季风研究。1983年起,协作组改由国家气象局气象科学研究院主持,仍由国家气象局给予资助。1987年起,协作组又得到国家自然科学基金会的资助。季风研究协作维持至今对我国季风研究起了很大的组织和推动作用。其中,国家气象局气象科学研究院、南京气象学院、广东热带海洋气象研究所、北京气象学院和成都气象学院、云南和浙江等省气象局、中山大学、南京大学、北京大学、青岛海洋大学,中国科学院大气物理研究所和地理研究所积极参加了协作组的协作研究。在协作组的主持下,先后召开过六次全国东亚季风学术讨论会,对季风协作研究成果进行了交流并先后出版了四本论文集。

自1982年开始,在中国-美国大气科学研究合作协定中设置了季风合作研究项目,中国和美国季风学者开始了合作研究,对东亚季风的形成和维持机制、东亚季风的月季变化及年际变异、冬季风及季风预报等方面进行了合作研究,除了互派访问学者进行讲学和访问研究外,还先后在北京、昆明、美国加州和宾州召开过四次中美季风学术讨论会,进行学术交流和规划合作研究计划。

本书的内容就是对1980年以来在协作组领导下的大部分季风研

究成果进行系统的总结，以便推动下一阶段的协作研究。全书由陈隆勋（第二、六章）、朱乾根（第五、八章）、罗会邦（第七章）、何金海（第四章）、董敏（第一章）和冯志强（第三章）联合写成，由陈隆勋作统一定稿。定稿后由陶诗言先生作了审查。

几年来，国家气象局和国家自然科学基金会对全国季风协作给予资助，对本书的出版也给予资助，协作组顾问陶诗言先生自始至终对季风研究协作和本书写作作了大量指导，赵卫和樊平做了大量组织工作，丁一汇、张家诚、李维亮、梁必骥、沈如桂、李崇银、谢安、郭其蕴、林春育、王裁云和许乃猷作了许多研究工作，这些单位和专家对本专著的完成作出了很大的贡献，特此表示感谢。

序

1982年以来，在中-美大气科学双边合作研究计划中，东亚季风合作研究是其中的一个项目。合作中，在中国和美国举行了四次季风学术讨论会并互派访问学者。为了这项国际合作研究，我们加强了原已存在的季风研究协作组，国内大专院校和科研单位的许多季风专家均参加了协作研究，经过近十年的通力协作研究，我们对东亚季风的研究取得了丰硕的成果。这本专著就是这个协作组近十年来主要研究成果的系统总结。

全书共分八章。第一章论述东亚冬夏季风的大尺度环流背景，概述从北非经印度到东亚的整个季风区冬夏季风环流的主要特征；第二章给出东亚夏季风系统中主要成员，及其与印度夏季风系统的比较；第三章论述东亚夏季风的爆发和撤退，以及冬季风建立的环流季节变化；第四章研究了大气低频振荡对夏季风活动的调节作用，指出夏季风的爆发和撤退以及季风的中断和活跃与低频振荡有密切关系；第五章论述东亚副热带季风的特征，东亚季风与印度季风主要不同之一是东亚季风包括有热带季风和副热带季风的两个子系统，而印度季风是热带季风性质；季风的主要特点是年际变化大，第六章讨论季风的年际变化，并讨论了季风的年际变化与我国夏季旱涝的关系；第七章讨论了季风建立和维持的机理；第八章对东亚冬季风活动作了初步概括，协作组的近三年研究中，已开始注意东亚冬季风的活动，并已取得了一些研究成果，这一章是对这些研究的概括。

我认为这本专著涉及季风问题的各个方面，是对东亚季风的全面和系统的概括，撰写本专著的六位专家都是国内长期以来季风研究的学者。我相信本书的出版将对我国的天气气候和中长期预报研究提供不少有用的知识和材料，也一定会受到我国广大气象工作者和地理学者们的欢迎。

陶诗言

一九九一年一月一日

目 录

第一章 东亚季风的大尺度环流背景	(1)
§ 1.1 亚洲季风区大尺度水平流场的特征	(1)
§ 1.2 亚洲季风区垂直环流结构的特征	(8)
§ 1.3 扰动风场的气候特征及其与平均风场的关系	(13)
§ 1.4 季风区辐散场的特征	(16)
§ 1.5 亚洲季风区温度场和湿度场的特征	(17)
§ 1.6 OLR场的特征及其与流场的关系	(21)
§ 1.7 小结	(25)
第二章 东亚夏季风环流系统	(28)
§ 2.1 东亚夏季风环流系统特征	(29)
§ 2.2 东亚和印度季风环流系统的相互作用	(45)
§ 2.3 中国夏季降水的水汽来源	(49)
第三章 季风的季节变化	(62)
§ 3.1 季风季节变化的气候特征	(62)
§ 3.2 上层大气的季节变化	(76)
§ 3.3 夏季风建立与爆发涡旋	(89)
§ 3.4 季风季节变化机制的研究	(93)
第四章 低频振荡和季风的中期变化	(102)
§ 4.1 引言	(102)
§ 4.2 低频振荡的纬向传播及其环流实体	(104)
§ 4.3 低频振荡的经向传播及南北半球环流的相互作用	(116)
§ 4.4 低频振荡与ENSO现象的联系	(126)
§ 4.5 低频振荡与其它时间尺度变化之间的相互作用	(135)
§ 4.6 低频振荡的起源和维持机制	(144)
§ 4.7 关于准双周振荡	(155)
第五章 东亚副热带夏季风	(162)

§ 5.1 东亚副热带夏季风环流特征.....	(162)
§ 5.2 东亚副热带夏季风的热力性质与强度变化特征.....	(171)
§ 5.3 东亚副热带季风与副热带高压.....	(176)
§ 5.4 东亚副热带季风雨带及其与热带季风的联系.....	(183)
第六章 东亚季风的年际变化.....	(192)
§ 6.1 东亚季风的年际变化特征.....	(192)
§ 6.2 东亚季风年际变化与海地气相互作用.....	(200)
§ 6.3 东亚季风的年际振荡.....	(210)
§ 6.4 海气系统年际振荡及其与东亚季风年际振荡的关系.....	(220)
§ 6.5 地气间年际振荡及其与中国气候年际振荡的相互作用.....	(237)
第七章 季风建立和维持的机制.....	(244)
§ 7.1 不均匀加热与季风的建立.....	(244)
§ 7.2 能量收支与转换.....	(254)
§ 7.3 热源的时空分布.....	(265)
§ 7.4 热源性质和高原上空感热输送机制.....	(285)
§ 7.5 数值实验.....	(292)
第八章 东亚冬季风.....	(304)
§ 8.1 东亚冬季风气候.....	(304)
§ 8.2 东亚冬季风爆发.....	(315)
§ 8.3 东亚冬季风向赤道的传播.....	(318)
§ 8.4 冬季风对流及其对中低纬环流的作用.....	(327)
§ 8.5 冷涌期低纬环流对副热带西风急流的影响.....	(335)
§ 8.6 冷涌与低频振荡及EL Niño.....	(338)
参考文献	(347)

第一章 东亚季风的大尺度环流背景

季风环流是全球大尺度环流系统的一个重要组成部分。季风的发生、短中期振荡及年际变化均与全球大尺度环流的季节变化有密切关系。为更好地理解季风现象，必须弄清全球大尺度环流的基本特征，以便为更深入地探讨季风的发生发展机制、活动规律、与其它环流系统的相互作用以及对我国的天气的影响等提供一个背景。

§ 1.1 亚洲季风区大尺度水平流场的特征

丁一汇(1988)及董敏(1990)利用美国国家气象中心(NMC)的格点风资料对全球及热带的平均环流进行了研究。这里，根据上述研究成果以及若干补充资料，对季风区水平流场的基本特征进行简要的描述。

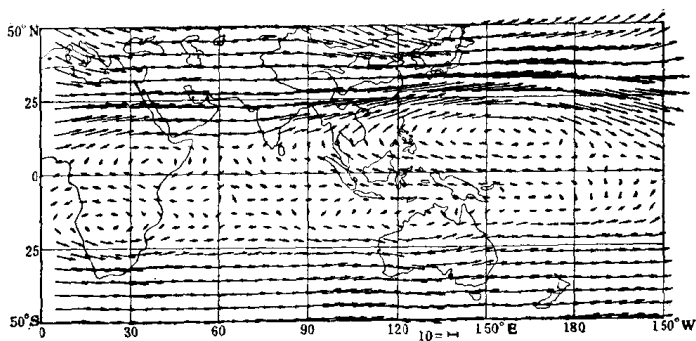
一、冬季

图1.1给出冬季(1月)水平流场的平均状况。

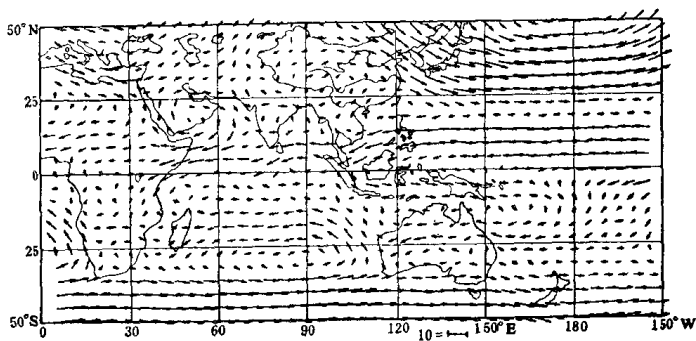
在200hPa上，北半球 15°N 以北的地区均为西风带所控制。中纬度地区存在着很强的西风急流，其最强的中心位于日本东南的洋面上空。最大风速 76m/s 以上(147.5°E , 35°N)。在阿拉伯半岛东侧上空还存在着一个次大中心，其西风风速约 50m/s 左右。

冬季副热带高压位于 12.5° — 15°N 左右的西太平洋上，其中心大约在 150° — 170°E 附近。而在赤道北侧的非洲大陆上空还存在着另一个反气旋中心，但其强度要比西太平洋上的反气旋弱。

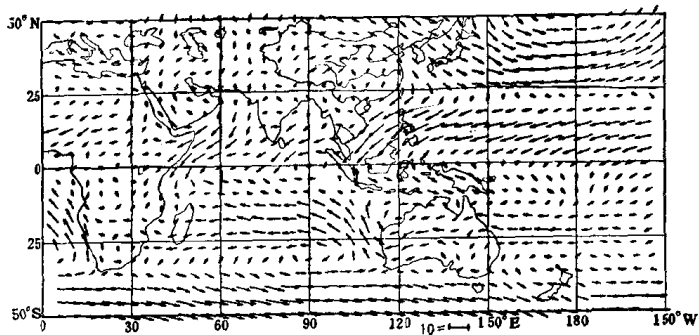
热带地区基本上为偏东风所控制。在 90°E 以东的东南亚及太平洋上，东风带位于 15°N 与 15°S 之间，最大东风风速在 135°E , 2.5°N 附近。而 90°E 以西，尤其是非洲大陆上，东风带较偏南，其中心位于赤道南侧地区。赤道附近虽然基本上为东风所控制，但存在着跨赤道的径向分量。在非洲东岸到 70°E 附近，由于处在非洲大



(a)



(b)



(c)

图1.1 冬季亚洲季风区水平流场的分布

(a) 200hPa, (b) 850hPa, (c) 1000hPa

资料取自美国国家气象中心 (NMC)。资料年限,

200hPa, 1968—1988; 850hPa, 1974—1988;

1000hPa, 1975—1988

陆上的反气旋的东部,因而为自北半球向南半球的跨赤道的经向风。而在 70°E 以东的地区,高层的跨赤道气流基本上为南风,其中较强的南风跨赤道气流位于苏门答腊及加里曼丹附近,由于这支越赤道气流和西太平洋上副热带高压的作用,使得从南海、中南半岛直到我国江南地区均为西南气流所控制。

南半球高空反气旋约位于 $15-20^{\circ}\text{S}$ 附近,其中以非洲大陆南部及澳大利亚北部地区比较强大。而更向南的地区则为中纬度的高空西风带,其强度要比北半球弱得多。 200hPa 上最大西风只有 35m/s 左右,位于 45°S , 55°E 附近。

低层的水平流场表现出更强烈的冬季风特征。在近地面层(1000hPa),我国的东北、华北和朝鲜、日本等地盛行西北风,而我国江南、华南、东南沿海直到印度半岛和印度尼西亚都为东北风所控制。最强的偏北风自华北经黄海,于 25°N , 125°E 处转向为东北风经南海在苏门答腊岛至加里曼丹岛间 105°E 附近越过赤道,转向为南半球热带西北季风,在 15°S 附近与南半球高纬度的偏南风组成南半球热带辐合带(ITCZ)。我们看到,上述越赤道气流是全球冬季最强的低空越赤道气流,在其上空正好有一支全球最强的冬季来自南半球的高空越赤道气流,这种在东亚地区组成一个全球最强的冬季 Hadley 经圈环流。这支低空冬季风可以追溯到亚洲大陆的高纬度地区,它们通常是蒙古、西伯利亚等地的冷空气向南爆发而形成的。而在印度及阿拉伯海、孟加拉湾一带为另一冬季风盛行的地区。但它与东亚地区的冬季风不同,它的偏北风来源不能追溯到遥远的高纬度地区,它是局地环流系统配置造成的,由图1.1(b)和(c)可见,在阿拉伯半岛的东部低层(850hPa 和 1000hPa)存在一个反气旋,其东侧形成明显的偏北气流影响阿拉伯海及印度地区。

北半球第三支较强的低空越赤道气流发生在孟加拉湾,在 80°E 附近越赤道。与上述索马里低空冬季越赤道气流一样,它也不能追溯到高纬度。我们认为,北半球冬季在阿拉伯海、孟加拉湾及南海存在三支强偏北气流及三支强越赤道气流是与阿拉伯半岛和非洲—

阿拉伯海、印度次大陆—孟加拉湾以及中南半岛—南海的次级海陆热力差异有关，以下可以看到在夏季也存在同样的三个夏季风强风中心，但为西南风。此外，需要指出的是，在冬季阿拉伯海越赤道气流上空，高空风仍为北风，因而并不存在经圈环流，孟加拉湾上空为弱偏南风，经圈环流不强。只有东亚的冬季Hadley环流最强，这与强的冬季寒潮源地和亚洲大陆—太平洋的行星级海陆热力差异的存在有关，正是这种行星级海陆热力差异维持了低空寒潮的路径以及南海强冬季风。而其他二支强冬季风只有次级海陆热力差异来维持，其强度就弱。

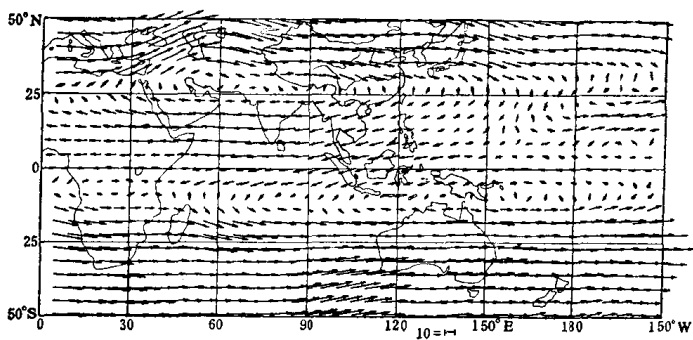
值得注意的是，东亚地区地面层的偏北风虽然可延伸到赤道，但随着高度的增加北风的范围则逐渐收缩，在850hPa上空我国江南、华南一带以及中南半岛的一部分却在南风或西南风的控制之下，这表明低空冬季风是十分浅薄的。因此，尽管我国冬季江南地区盛行冬季风，但由于高空受南支西风带波动的影响，因而仍然多阴雨天气。

北半球热带地区的低层（850hPa和1000hPa）基本上为东风或东北信风所控制。当东北信风跨越赤道进入南半球后即转为偏西风。跨赤道气流除了出现在南海南部与印度尼西亚岛屿之外，在印度洋中西部也很明显。南半球的热带东风或东南信风带冬季位于 12.5° — 25° S的范围内，其最大东风中心在南印度洋、澳大利亚一带。南半球的东南信风与北半球来的越赤道气流之间有明显的辐合带，即ITCZ。其主要中心位于西非、南印度洋及澳大利亚北部的洋面上。这些地方是季风槽、低压活动很活跃的地区。

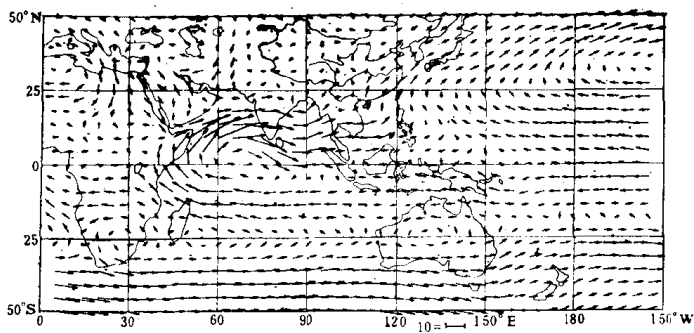
南半球 30° S以南的地区为西风带控制，但此时南半球本身为夏季西风，强度较弱，西风带与东南信风之间为副热带高压带。

二、夏季

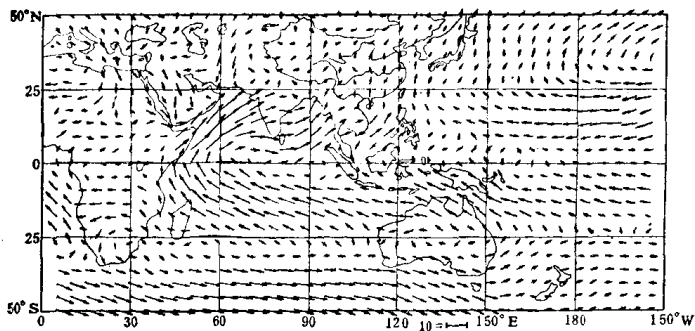
夏季（7月）水平流场的特征如图1.2所示。这时，夏季风代替了冬季风，暖空气活跃在亚洲大陆的东部与南部。北半球高层的西风带明显北移，在200hPa等压面上〔图1.2(a)〕，位于 30° N以



(a)



(b)



(c)

图1.2 夏季亚洲季风区水平流场的分布
(a) 200hPa, (b) 850hPa, (c) 1000hPa
资料同图1.1

北的地区。由于南北温度梯度的减弱，西风带的强度比冬季大大减弱。主要的西风中心分别在里海及新疆一带的上空，强度约为 32m/s 左右。与此同时，南半球转为冬季，冷空气向北扩展，西风带达到澳大利亚北部。一个比较特殊的现象是，夏季由于太平洋中部槽的南伸，在 160°E 以东的热带地区也出现了西风，其强度可达 12m/s 以上。

夏季（7月）高空的热带东风占有很大的范围。最宽的地方可扩展到50个纬度的范围。东风带的主体及东风中心在北半球的阿拉伯海上空，其中心最大风速可达 20m/s 以上。这一强东风带并未出现在高原的南侧，这表明它不是高原热力作用的结果。在 90°E 以东地区，东风带比西部弱，并且有明显的分支现象。从赤道附近的新几内亚北部海面向西经印度尼西亚北部、加里曼丹、马来半岛直到孟加拉湾南侧的洋面上为一支较强的东风，而在 $22.5^{\circ}\text{--}25^{\circ}\text{N}$ 之间，从中西太平洋经巴士海峡、海南岛到中南半岛北部为另一支东风急流。陈隆勳和罗绍华（1976）首先注意到夏季东亚地区上空存在着两支东风急流。并指出，其中的北支可能与南亚高压的活动有关，而南支则与南海西太平洋上的ITCZ活动有关。当ITCZ强时南支东风急流强，高空偏北的越赤道气流及季风经圈环流都随之增强。

北半球热带东风带与温带西风带之间为副热带高压带，其脊线位置大致在 $25^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{N}$ 附近，从北非一直延伸到西太平洋上。其中有两个主要的高压中心，分别位于伊朗高原的西部及我国青藏高原西南侧上空。南半球的副热带高压带位于赤道南侧的非洲大陆。此外在新几内亚东南的洋面上还有一个较弱的副高中心。现在来讨论青藏高原上空的副热带高压。一般称为南亚高压。依图1.2(a)，高压中心位于 87°E ， 28.5°N 附近。而在 100hPa 上，环流中心位于 65°E ， 30°N ，因而此高压垂直轴线存在明显的自下而上的向西偏北倾斜，这与纯粹的由青藏高原热力作用激发和维持的高压环流是不同的。

夏季低空的流场分布与冬季截然不同。北半球热带地区的大部

分被西风所控制〔图1.2(b)〕。从非洲直到菲律宾东南的洋面上均为偏西风。尤其引人注目的是，在索马里东北方、阿拉伯半岛东南的洋面上存在着强劲的西南风，最大风力可达 24m/s 以上。热带西太平洋上虽然也存在着东风，但它仅西伸到台湾及菲律宾以东约 130°E 附近。在我国南海，从西太平洋来的偏东风、来自南半球的偏南风以及来自印度洋的偏西风汇合成偏南气流吹向我国大陆。7月份，我国大陆 100°E 以东地区以及朝鲜、日本都在低空的偏南或西南气流控制之下。

南半球的热带地区这时受东风带控制，其南侧为副热带高压带，其中最显著的是非洲东南部的马斯克林群岛及澳大利亚大陆上的冷性高压。这些高压对于维持南半球热带东风及北半球热带西风带之间的跨赤道气流是很重要的。除了前面提到的索马里急流之外，在 $105^{\circ}\text{—}110^{\circ}\text{E}$ ， $120^{\circ}\text{—}125^{\circ}\text{E}$ 以及 150°E 附近也存在着南风跨赤道气流。虽然它们与东非沿岸的跨赤道气流相比范围要小得多，但它们对维持东亚季风却起着很大的作用，尤其是 $105^{\circ}\text{—}120^{\circ}\text{E}$ 的越赤道气流对我国东部大陆的水汽供应起着很大的作用。

夏季 1000hPa 上的流场〔图1、2(c)〕与冬季也呈十分明显的对照。我国大陆东部地区、朝鲜、日本及西太平洋地区为明显的偏南风。而阿拉伯海、印度及中南半岛则为强大的西南风所控制。上述两大地区均是典型的季风区。但从盛行气流的来源上看，两者还是有明显差异的。印度季风区的西南风主要来自南半球。南半球印度洋地区盛行东南信风，它在东非沿岸及其以东洋面上跨过赤道转向为西南风和偏西风吹向印度、中南半岛等地。而我国上空的季风气流则来源较复杂。影响印度、中南半岛的西南气流最终也会对我国造成一定影响，尤其是对我国西南地区。来自南半球并在 $105^{\circ}\text{—}110^{\circ}\text{E}$ 及 $120^{\circ}\text{—}125^{\circ}\text{E}$ 处跨越赤道的二支越赤道气流则直接进入我国南海及大陆的中部和东部。此外，西太平洋副热带高压带的南侧盛行偏东风，这支东风在副高的西部边缘转向成东南或偏南风影响我国沿海及朝鲜、日本等地，这是东亚季风气流的又一个来源。因

而影响我国的夏季风可有三支,即影响我国西南的印度季风,影响我国中、东部的南海越赤道气流和西太平洋副热带高压西侧转向的夏季风。在1000hPa上,进入大陆中东部的夏季风以来自南海的越赤道气流为主。但到850hPa,南海的越赤道气流与副热带高压偏东风组成ITCZ,因而大陆中、东部以高压西侧的夏季风为主,只有当副热带高压东撤时,850hPa的来自南半球的南海夏季风才能进入大陆。这是东亚夏季风的特殊结构,与印度季风自1000hPa直到700hPa一致为西南风是完全不同的。由于进入中国大陆中、东部的夏季风来源不同,我们有必要从命名上加以区别,我们称来自南半球越赤道进入南海而转向的西南季风为东亚热带夏季风,而在副热带高压西侧转向而形成的西南风为副热带季风。后者将在第5章中专门予以讨论。

从图1.2c中还可看到,索马里、孟加拉湾和南海的越赤道气流在流向北方过程中,风速逐渐加大。在阿拉伯海西部、孟加拉湾西部和南海西部 10° — 15° N处存在强风速中心。数值试验证明(陈晶华和陈隆勋,1990),当存在非洲—阿拉伯海、印度次大陆—孟加拉湾和中南半岛—南海的次级海陆热力差异时,可模拟出上述三个强季风中心,但当在模式中除去非洲、印度次大陆和中南半岛后,就不存在三个强夏季风中心。所以上述三个强季风中心是由于阿拉伯半岛和非洲、印度次大陆和中南半岛及相连的阿拉伯海、孟加拉湾和南海的次级海陆分布热力差异所造成的。这与冬季在该三个海洋区发生三个强偏北风的冬季风中心的原因是完全相同的。

§ 1.2 亚洲季风区垂直环流结构的特征

为了从三维空间的角度来理解季风区环流结构,给出沿纬圈和沿经圈的垂直环流图是很必要的。但是准确的计算垂直风速是十分困难的。这里根据美国国家气象中心(NMC)给出的格点资料来绘制垂直环流图。由于1978年8月以前NMC所采用的分析方案在不同程度上对垂直速度有所削弱,因此本书只用了1978年9月到

1985年8月的7年资料。

一、纬向垂直环流的特征

冬季纬向的垂直环流如图1.3所示。从图1.3 (a) 可以看出, 在热带及赤道地区, 最明显的上升运动在中—西太平洋上, 其最大值在印度尼西亚到澳大利亚北部的洋面上 (120° — 150° E附近)。在上升区的两侧可以看到两个闭合环流圈。在东侧, 即 170° — 90° W 的范围内, 上层为西风而下层为东风并形成—个纬向剖面上的闭合环流, 即一般所称的沃克(Walker)环流, 其中心约在 500 — 300 hPa 之间的 120° W 附近。中心以东的 120° — 90° W 处为下沉气流, 而中心以西则为上升运动。在 160° E— 170° W 的范围内, 上下层均以东风分量为主、无闭合环流。在 155° — 85° E 的范围内, 上层为东风而下层 (500 hPa 以下) 为西风, 形成—个反向的 Walker 环流。 82.5° E 以西直到 20° E 附近又是上下一致的东风, 没有垂直方向的

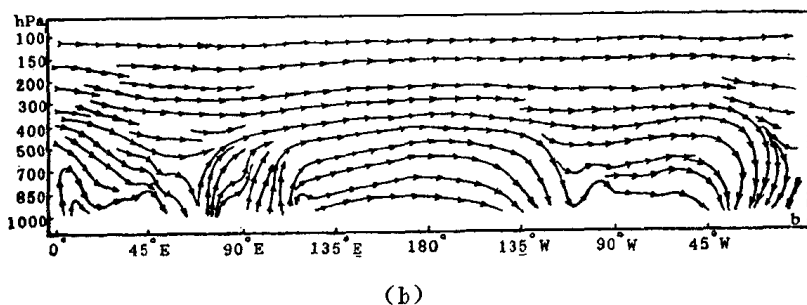
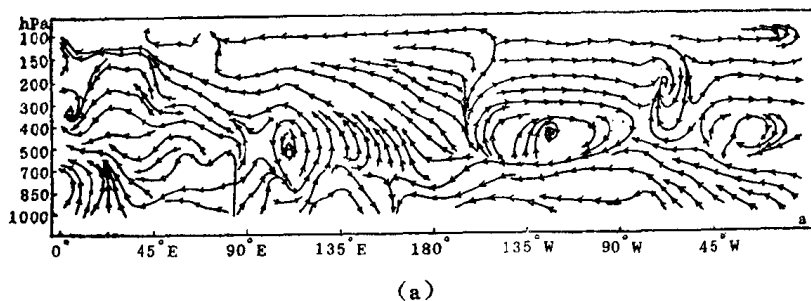


图1.3 冬季纬向垂直剖面上的环流分布

(a) 0° N (b) 30° N 资料取自美国NMC, 1978—1985

闭合环流。在 60°W 的大西洋以东地区也存在着一个上层为西风、下层为东风的 Walker 环流圈。

在副热带〔例如, 30°N , 图 1.3 (b)〕除了局部地区低层有极浅薄的东风层外, 大部地区为上下一致的西风所控制。西风的极大值约在 200hPa 的 142.5°E 处, 风速可达 76m/s 。另一最大西风中心位于 75°W 附近的 200hPa , 风速达 46m/s 左右。在副热带西风带中虽然垂直方向上没有闭合环流, 但气流存在着上下波动。亚洲大陆东部到太平洋中西部为上升运动区, 其最大上升中心在我国沿海的 500hPa 高度上, 数值达 $-4.7 \times 10^{-4}\text{hPa/s}$ 左右, 而东太平洋、大西洋到北非上空则为下沉运动区。

夏季的纬向垂直剖面图与冬季相比有很大的差异, 如图 1.4 所示。一个明显的变化是, 中东太平洋上赤道附近的 Walker 环流消失了, 整个纬圈基本上为东风带所控制。只在 $30^{\circ}\text{--}90^{\circ}\text{E}$ 的低层存在西风, 因此这一带仍维持着一个反 Walker 环流。赤道地区的主

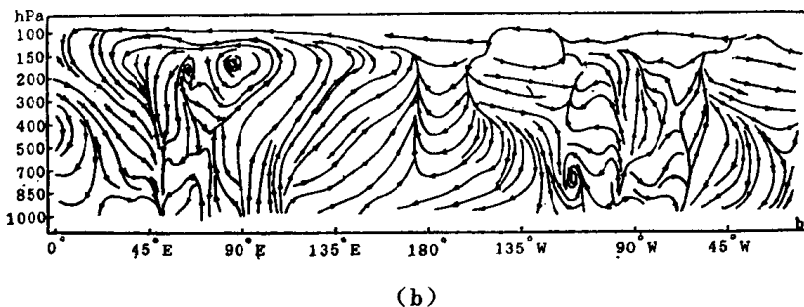
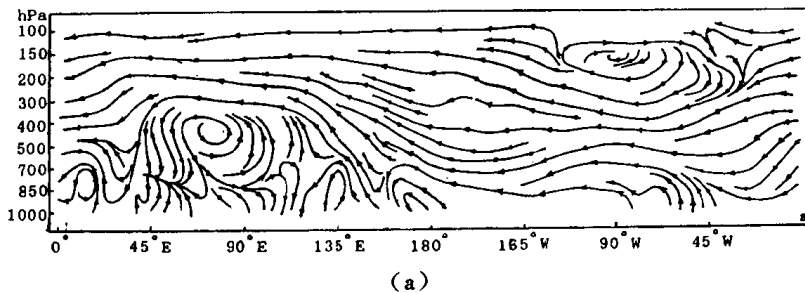


图1.4 夏季纬向垂直剖面上的环流分布
(a) 0°N (b) 30°N 说明同图1.3

要上升运动已移到120°E附近地区。50°E附近及5—10°W处有较明显的下沉运动。在沿10°N, 20°N的剖面上, 可以看到随着纬度的增高主要上升运动所在经度不断向西移动。到20°N, 主要上升区位于80°—100°E的范围。这里正好是印度季风区。从地面到高空均为上升运动, 这正是造成印度季风区丰富降水的原因。

在30°N的副热带〔图1.4(b)〕区域, 主要的上升区在70°—180°E及90°—60°W, 而主要的下沉区在180°E—130°W及60°W—70°E两个地区。亚洲及太平洋中西部的上升区与东亚季风降水有密切的关系, 这个上升区在500hPa高度上最大且与西风带配合而一起出现。在副热带30°N上, 青藏高原以东直到中太平洋200hPa以下均为西风, 因而200hPa以下不存在闭合的纬圈环流, 只有200hPa以上才可能存在这种闭合环流, 因为100hPa上30°N为东风。

二、经向垂直环流的特征

冬季经向垂直环流具有明显的 Hadley 环流特征。在大陆东部

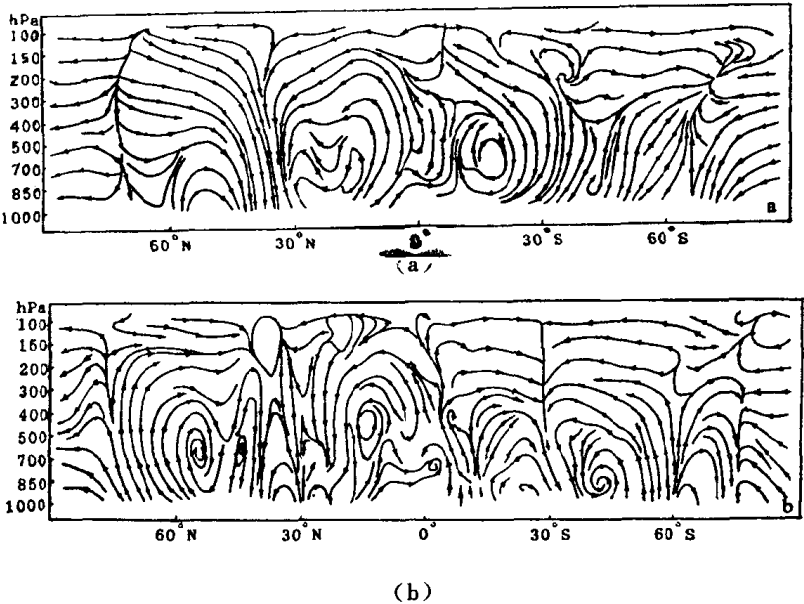


图1.5 冬季经向垂直剖面上的环流分布
(a) 110°E (b) 80°E, 资料说明同图1.3