

季风气象学

[新] C. S. 拉梅奇 著

科学出版社

季 风 气 象 学

[新] C. S. 拉梅奇 著
冯秀藻 谭 丁 欧阳海 译
章基嘉 校 /

季 风 气 象 学

内 容 简 介

本书是一本论述季风的专著，内容涉及西起西非东到澳大利亚东北部宽广的中低纬带内的季风现象。本书对各国和地区季风问题的研究成果作了系统的概括，重点是论述亚洲地区季风问题。在谈到亚洲地区季风问题时，对我国解放以来气象工作者的理论研究和实践总结的成果作了广泛的应用。因此对我国天气、气候的实际工作、理论研究和教学工作都有参考价值。

C. S. Ramáge

MONSOON METEOROLOGY

Academic Press, 1971

季 风 气 象 学

〔新〕 C. S. 拉梅奇 著

冯秀藻 谭 丁 欧阳海 译

章基嘉 校

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1978年9月第一版 开本：787×1092 1/16

1978年9月第一次印刷 印张：12 1/4

印数：0001—8,310 字数：282,000

统一书号：13031·785

本社书号：1129·13—15

定价：1.90元

译 序

本书作者 C. S. 拉梅奇曾在香港、夏威夷等地从事气象业务工作多年, 对于季风区的气象问题有较丰富的实践经验。

本书的特点是从天气气候学的角度出发, 以相当丰富的旁征博引, 探讨季风区天气和气候条件的物理机制和分析预报问题。由于作者具有较丰富的实践经验, 所提到的问题一般说是结合实际需要的。但正如作者在原序中所提到的, 这本书并不是“答案集”, 也不是“程序手册”, 很多问题都还没有明确的答案, 而只是提供了解决问题的线索和数量可观的参考文献。这对于今后的进一步研究季风问题或进行预报总结是会有所帮助的。

由于本书讨论到全球范围(重点论述亚洲地区, 南半球涉及较少)的季风问题, 内容显得有些庞杂烦琐, 而对具体问题则不够深入, 译者认为这是本书主要缺点之一。

在翻译过程中, 特别着重于忠实原文、保持原文的风格。由于水平所限, 很难完全避免冗长的不太符合汉语习惯的句子。

原作很注意术语的选用, 以防止混淆和误解。我们在译文中既尽量设法表达原词的语义, 也尽可能采用现行的气象学书刊中的惯用术语, 但终究有少量译词与现行惯用术语不尽相同(如“近赤道低槽”, “间热带辐合带”等)。可能有些读者感到不习惯, 但我们认为这样做仍是必要的。另外有些术语已经广泛流传, 约定俗成, 一时很难改变(如 synoptic meteorology 译成“天气学”), 在译文中也只好保留下来了。

一些章节是由不同的译者执笔的, 虽经校阅, 但也很难做到前后笔调一致。有些内容虽经译者多方推敲译出, 但由于译者水平所限, 仍难免有失真之处, 请读者批评指正。

译 者

1974 年 12 月

原 序

季风气候的一些事实已在一些教科书和气候图集中加以介绍。地理学者和气候工作者都曾编写过有关季风的书籍。在这些著作中虽则讨论了气候和统计材料,但却很少从气候赖以形成的逐日天气变化的角度来讨论多年平均值、标准方差、变异性等问题。大部分著作均把重点放在冬、夏二至上,主要是描述盛夏时的情况,在为数较少的刊物上也叙述隆冬时的情况,但冬夏二至点之间的急剧过渡却没有得到讨论。

本书的构思是以季风区常见的天气系统为基础的。这些天气系统的不同的顺序和出现频率是与季风特点的区域性变化与年际间变动有关的。作为季风标志的引人注目的年周期的基本部分,春、秋过渡性季节中的天气系统的进退交替的变化也必须加以考虑。使用天气模式作为基本因子,也就可能得出季风区各地间既有联系又有变化的结构。

本书主要是面向:(1)大学气象学或气候学高年级学生或毕业生,至少学习过一年理论气象学的读者;(2)在季风区工作或准备到季风区工作的气象业务人员。

本书也将有助于日益增多的从全球的尺度研究大气逐日变化的气象工作者。

本书既不是答案集,也不是行之有效的程序手册。对于季风气象问题,作者并不相信可以得到容易的解答。有关季风区的各种规模的研究,从简单的局地研究到使用巨型计算机的环流模拟,仍有待于继续进行。

已经进行的季风气象学的研究工作,虽则分布很零散,但数量却是巨大的。这些研究在地区分布以及数量和质量上的不平衡,给编写本书造成一定的困难。作者个人的经验主要是局限于亚洲和西太平洋地区,考虑到补偿此种局限性,在写作时特别强调注意非洲部分,但是由于印度、中国和日本做了大量的研究工作,这种不平衡恐怕仍不能避免。

季风研究工作是有局地性的。研究工作者很少知道相似的问题已在其他季风地区进行研究,甚至或已得到解决。这种情况的造成部分地是由于缺乏有效的科学交流。广泛发行的刊物均出版于中纬度地区;地区性刊物和研究报告在季风区外的交流比在区内更为广泛。作者希望本书正文内所引用的参考材料及书末的文献目录将足以向季风气象工作者指出:来自区内的对解决问题的帮助并不少于季风区以外的那些刊物。

由于缺乏交流,常常导致各地使用不同的术语,以致很成功地掩盖了相似的现象存在于季风区不同部分的事实。另一方面,同一术语(例如“扰动”),在不同地区其含义却有很大的差别。有鉴于此,作者尽量选用意义不易混淆而又不致引起误解的术语。

写作本书这样的著作,没有比现在更理想的时机了。号笛齐鸣,歌唱着明天的奇迹般的卫星探测和惊人地准确的数值预报模式说明本书延至今天出版最适宜。在这些已经在望的奇迹到临之前,作者利用这一最后的机会了解和试图描述季风气象学的一般特性。这项工作是费力的,但是如果一个新的时代真的处在黎明的话,清点一下“存货”,也许并不是徒劳无益的。

目 录

译序	iii
原序	iv
第一章 季风的定义和范围	1
1.1 季风指数	1
1.2 环流持续性	3
1.3 季风的定义	4
1.4 天气与气候	4
1.5 以后各章的内容	4
第二章 地面季风环流的区域气候学	6
2.1 资料	6
2.2 大尺度的海岸影响	7
2.3 地面环流的年变化	8
2.4 季风期间洋面的热量平衡	12
2.5 雨量的分布	16
第三章 季风的天气分量	18
3.1 极地反气旋	19
3.2 热低压	23
3.3 热带气旋	26
3.4 季风低压	30
3.5 副热带气旋	32
3.6 弱的低气压环流	49
3.7 上部对流层西风带低槽	50
3.8 近赤道槽和季风槽	51
3.9 准静止的非环流扰动	53
3.10 穿越赤道的气流	58
3.11 飏线	61
第四章 降水与中尺度特征	68
4.1 季风降水特性	68
4.2 中尺度特征	74
第五章 季节的变程	79
5.1 喜马拉雅-西藏山汇对季风的影响	79
5.2 叙述程序的选择	81
5.3 沙漠地带	82
5.4 赤道非洲	85
5.5 印度尼西亚和马来西亚	90
5.6 印度洋	93
5.7 北非洲	95

5.8 亚洲	100
5.9 南半球	136
第六章 天气分析和短期预报	139
6.1 天气分析	139
6.2 短期预报	145
第七章 季风与大气环流;旱、涝与长期趋势	152
7.1 南亚夏季季风的越赤道效应	152
7.2 东亚冬季季风与澳大利亚夏季季风	153
7.3 中国中部7月雨量的变异性	158
7.4 长期预报	159
第八章 结束语	162
附图 I—IV 1, 4, 7, 10 月份平均情况	164
符号索引	172
文献目录	175

第一章 季风的定义和范围

正如每一个观察者各自看到不同的虹一样,每一个气象学家对什么叫“季风”也都有他个人的独特的理解。大家同意印度季风是原始典型,它包含两个明显的季节环流——冬季由冷的大陆反气旋流出而夏季则向大陆热低压流入。但是其他还有什么地区是季风性的呢?

一个多世纪以来,气象学家和地理学家不同地在回答这个问题。他们的努力,象布里根(Blüthgen)所悲叹的,没有得到一致的意见。然而,在着手详细讨论季风之前,作者仍然不得不提出另一定义。作者希望,对于写这本书的宗旨和它的有限篇幅,这一定义是合理的。显然,必须指出,作者的定义虽然得到客观的支持,但其来源是不会完全客观的,它一部分是由于作者在季风区域生活了十三年而得来的。

“季风”是一古老而有争议的名词,许多权威都曾努力探索过。但无论如何,大家都同意它的中心意义是与季节性结合起来的——在夏季地面风恒定地从一个象限吹来,而在冬季,恰恰相反,恒定地自另一象限吹来。不言而喻,地面气压梯度的方向和盛行的天气要有着相应的变化。

1.1 季风指数

为了客观地给季风下定义,汉恩(Hann, 1908)利用八个方位的地面风图定义“季风指数”。这个指数是:

$I_H =$ 仲冬与仲夏之间频率的最大差数(仲冬高些) + 仲冬和仲夏之间频率的最大差数(仲夏高些)*。

希克(Schick, 1953)提出一个稍有不同的指数:

$$I_S = (F_{1月} - F_{7月}) + (F'_{7月} - F'_{1月})$$

式中 F 与 F' 分别表示 1 月与 7 月盛行风向的频率百分数。 I_H 与 I_S 的最大可能值 = 200; I_S 常等于或小于 I_H , 并且当指数趋于低值时,两种指数之差可能是很大的(表 1.1)。遗憾的是这两个指标都没有包含衡量方向变化的量。

高由禧等人(1962)为了解决这个困难,提出另一指数。

$I_K =$ 1 月与 7 月相同风向与相反风向出现频率的最大差值之和。

巴林岛 $I_K = I_H$, 而吉大港 $I_K < I_H$ (表 1.1)。作者怀疑这种“改进”是否能成为重新计算季风指数的理由。特别是在山岳绵亘的陆地常常使得地面风没有代表性。

不论怎样,赫洛莫夫(1957)提供了一个多少不同的但却是满意的解答。他首先勾划出盛行风向在 1 月与 7 月之间至少变移了 120° 的那些地区。然后他分析了这些地区这两

* 见表 1.1。

表 1.1 汉恩、希克、高由禧等和赫洛莫夫(Khromov)季风指数的比较*

	频 率 (%)							
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
巴林 (Bahrein, 26°16'N, 50°37'E)**								
1 月	26	3	3	4	17	12	6	28
7 月	62	4			1	1	1	26
1 月与 7 月差值	-36	-1	+3	+4	+16	+11	+5	+2
吉大港 (Chittagong, 22°21'N, 91°50'E)***								
1 月	25	4	1		5	6	9	35
7 月	1	2	2	23	59	10	1	1
1 月与 7 月差值	+24	+2	-1	-23	-54	-4	+8	+34

* 引自汉恩(1908), 希克(1953), 高由禧等(1962)和赫洛莫夫(1957)。

** $I_H = I_K = 36 + 16 = 52$; $I_S = 36 + 2 = 38$; I_{Kh} = 非季风性。

*** $I_H = I_S = 54 + 34 = 88$; $I_K = 54 + 24 = 78$; $I_{Kh} = (35 + 59)/2 = 47\%$ 。

个月盛行风向的平均频率:

$$I_{Kh} = (F_{1月} + F_{7月})/2$$

按照赫洛莫夫的定义,巴林岛是属于非季风性的。结合最近的资料,赫洛莫夫的分析在图 1.1 中稍有修改。

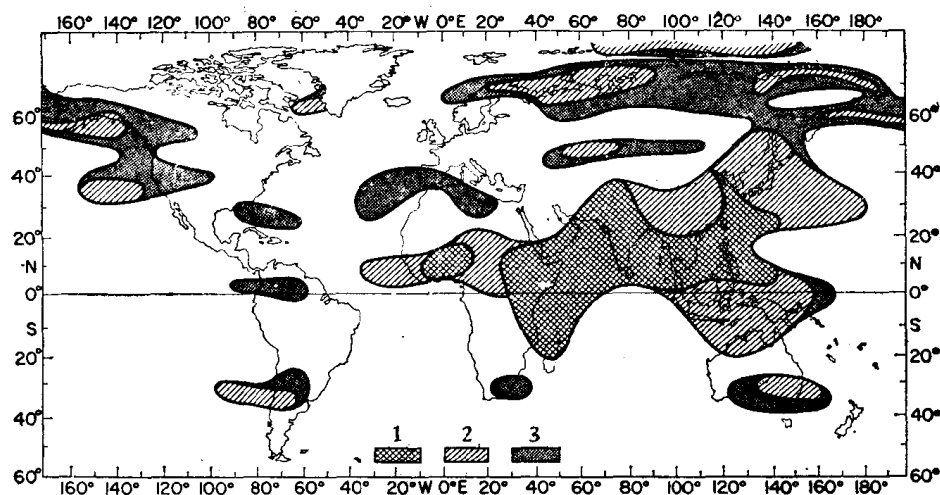


图 1.1 按赫洛莫夫(1957)定义的季风范围

地面主要风向的平均频率用三种方式表示,没有阴影的区域为非季风性的。

1. 超过 60%, 2. 60—40%, 3. 40% 以下。

赫洛莫夫规定 40% 等值线以外的地区为具有季风“倾向”,而 40% 等值线以内的地区为季风区。按这个标准,亚洲南部、北部和东部的大部地区属季风区。40% 等值线所包围的太平洋东北部、东南部和西南部的孤立区域受副热带高压脊正常年进程的影响。印度洋中部和墨西哥以西的东太平洋上空的近赤道低槽也出现相似的位移。因此,所有这些地区,平均合成风都很小而且常有变化,作者认为这些地区是非季风性的(图 1.2)。对于赫洛莫夫基于方向而定的季风指数加上风的强度标准,作者已对环流矢量的年变化给予了一些权重。美洲和欧洲是非季风性的。

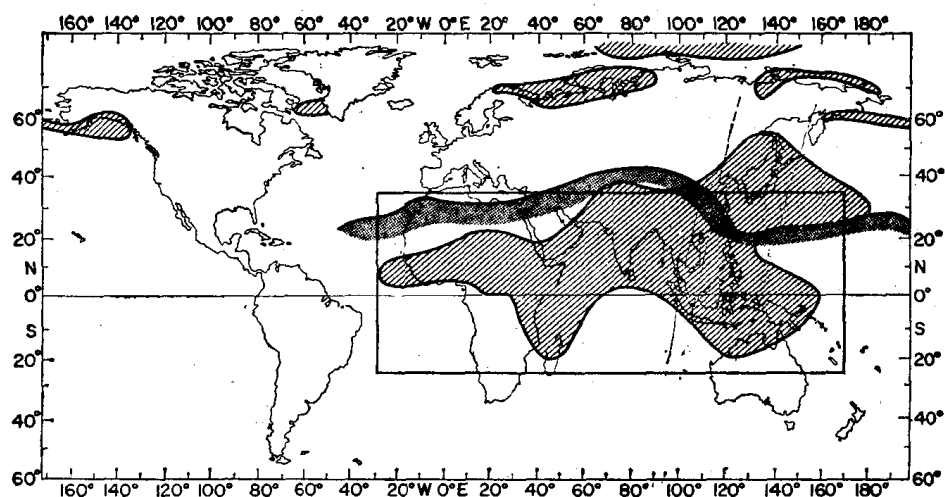


图 1.2 季风区的最后概略图

斜线包括的区域是根据赫洛莫夫定义的季风区；粗线表示北半球冬季与夏季地面气旋——反气旋交替的低频率区域的北界[克莱恩 (Klein), 1957]；矩形包围的是季风区域。

1.2 环流持续性

高纬度的季风问题曾经有许多气象学家充分地讨论过[如阿里索夫 (Alisov), 1954; 沙帕也夫(Shapaev), 1960; 布里根, 1966; 仓岛 (Kurashima), 1968.]。

这为作者提供一个适当的季风定义的最后部分内容, 即只有在冬季与夏季很少出现地面气旋与反气旋交替的那些区域是季风性的。换言之, 季节风的变移不应反映出移动的环流路径的平均变移, 而是一个持续的环流系统被一个相反而相等的持续的环流系统所代替。在下一节里作者把中纬度从北极地区分出, 因为极区的有限资料只是新近才获得的。

1.2.1 中 纬 度

沃德(Ward, 1925)观测到: “在美国, 季节风……的通常的较弱的气压控制和频繁的气旋阻碍阻止任何如同印度季风所达到的那样显著发展。”换句话说, 在美国普遍地认为没有季风, 虽然在西部和南部的气候具有某些季风特征(图 1.1)。

克莱恩(1957)复制了表示 20 年以上的北半球每 5° 经纬度矩形内逐月地面气旋和反气旋中心的数目图。在美国得克萨斯 (Texas) 州, 1 月和 7 月的总数均在 40 以上。在图 1.2 上粗线表示总数在 40 以下的地区的北界, 因此, 满足了作者的季风定义的第二部分内容。

1.2.2 南 半 球

南半球没有做出象克莱恩那样的图。然而, 赫洛莫夫的边界或许还是正确的。在西南部, 弗洛罗(Frolow, 1960)怀疑马达加斯加是否有季风。在东南部, 泰勒(Taylor, 1932)认为澳大利亚北部象印度一样是属于季风性的; 布拉克(Braak, 1921—1929)断言: “亚洲与澳大利亚的影响促使印度尼西亚成为世界上最典型的季风区”; 但是布鲁克菲尔德和哈

特(Brookfield, Hart, 1966)后来划分太平洋西南部为非季风性的。

1.2.3 北 极 区

北极地区有无季风? 沙帕也夫(1960)主张至少苏联的北极地区有季风。因为在夏季冷极位于北冰洋上,而冬季位于西伯利亚,这个意见初看起来是有其表面上的理由的。克莱恩的资料不能充分的解决这个问题,但是以后不久有两篇利用国际地球物理年、冰岛和飞机探测的文献描述了这一地区的天气气候。基根(Keegan, 1958)以及里德和孔克尔(Reed, Kunkel, 1960)几人指出全年的大的天气活动,至少和中纬度的天气活动相当。这些作者用他们的平均海平面气压图提出了反对北极季风的论据,在夏季与冬季,北冰洋都是处于相对低的气压区。

1.3 季风的定义

作者定义的季风区域是具有下列特点的1月与7月地面环流所包围的区域:

1. 1月与7月盛行风向的变移至少有 120° ;
2. 1月与7月盛行风向的平均频率超过40%;
3. 至少在1月或7月中有一个月的平均合成风超过每秒3米;
4. 在 5° 经纬度的矩形内,这两个月份中每个月气旋一反气旋的交替出现少于每两年一次。

完全满足作者的季风定义的唯一区域概括在图1.2中。用南亚的山脉作为自然的北界并且使成方形,作者可以把 35°N — 25°S 和 30°W — 170°E 的范围内作为季风区。这样就确定了本节的内容与篇幅了。

1.4 天气与气候

随着讨论的展开,读者将了解到缺乏地面扰动决不意味着天气没有变化;并且,在季风的全盛期,中部对流层经常有天气尺度系统的发展与衰退,而在较少的情况下,它们还可移行很大的距离。情况好象是,强而浅的冬季冷高压和夏季暖低压只能够抑制大气最低层的天气系统的发展。

作者曾经审慎地避免讨论把天气作为季风的标准,虽然许多作者[参阅康拉德(Conrad), 1936]已试图把“湿润的夏季/干燥的冬季”的规定加进他们的环流标准。这种作法所引起的混乱着重表明这样一个事实,即地面气压梯度方向和雨量之间并不存在着简单的相关。夏天大陆热低压在干燥方面不亚于冬季大陆反气旋。

1.5 以后各章的内容

第二章是叙述地面季风环流的区域气候学,并试图说明它们的范围与强度的成因。

第三章是叙述季风区域特有的天气因子,由于这些因子的时来时去,使得在季风的最盛时期的逐日天气变化也很少显示出季节的一致性。

第四章讨论中尺度系统,日变化,以及不同降水特征,它们有时是较大的天气因子的一部分而在另一些时候却改变了较大天气因子和所伴随的天气。

第五章综合了前面三章的内容而构成全年的天气气候学,包括夏季与冬季季风和它们之间的过渡季节。

天气形势分析与根据分析或统计的短期预报是第六章的内容。

在第七章内,列出了季风在大气环流中的作用的一些例子,以及季风的重大异常情况导致旱涝的一些例子。季风长期预报的困难也作简单的讨论。

最后一章是简短的结束语,着重统一概念并指出通过研究能提供解决方法的一些问题。

气象变量如不指明有关的高度均是指地面层的。除了第三章内转载其他著作的几个图解中,风速使用海里/时外(用2除后近似地相当于米/秒数),在其他方面,表示高度按照气象学的惯例用毫巴,其余一律沿用 C.G.S 制。在热带,气压高度/公里的近似的相当值如下:

气压高度(毫巴)	1000	850	700	500	300	200	150	100
高度(公里)	0	1.5	3.1	5.8	9.6	12.4	14.1	16.5

为了能连续地察看,附图 I—IV 放在本书的最后。每一张图代表整个季风区域的每一季的中月份,即 1, 4, 7, 10 月,共有 8 幅图表示平均环流与天气的综合的三维概念。

第二章 地面季风环流的区域气候学

季风是由于海陆之间温度不同导致气压差异的季节变化而产生的。在海洋与大陆邻接处,可以料想温差是大的,以及由此而产生的气压差也是大的。然而,大陆的形状和地貌,以及海面温度的变化,所有这些的相互影响使季风产生很大的地区和时间上的变异性。在这一章中,将首先讨论大尺度的海岸影响,然后,鉴别主要的季风体系,并试图说明它们的强度与广度的成因。根据的资料是1月与7月长时期海平面平均气压(图2.1与2.3)、地面合成风(书末附图I和III)、地面温度(图2.2和2.4)、海面热平衡较差(图2.5)、雨量年变化(图2.6)和雨量变率(图2.7)。最后,为了便于以后各章的讨论,将描述季风变化的时空范围。

2.1 资 料

优良的海洋气候图集[麦克唐纳(McDonald), 1938; 英国气象局, 1947, 1949; 范都伦蒙迪恩(Van Duijnen Montijn), 1952; 美国气象局, 1955—1959; 西德水文研究所, 1960]提供了精确的,有代表性的海洋上的气压、风、海面温度和降水频率的情报。除了气压以外,日变化是很小的,而无数气压表读数的长时期平均已经消除了气压资料的任何偏差。

然而,在大陆上由于地形和其他的畸变,这样的保证就不能成立了,甚至最仔细编纂的资料[布拉克, 1921—1929; 泰勒, 1932; 比尔(Biel), 1945; 拉曼那散和文凯舒瓦兰(Ramanathan, Venkiteshwaran), 1948; 朱炳海, 1962; 汤普森(Thompson), 1965; 莱贝代夫和索罗灿(Lebedev, Sorochan), 1967]也如此。

在西藏观测到的气压,订正到平均海平面是没有意义的,同时此种订正在非洲的大部分地区也极端困难。韦克曼(Weickmann, 1963)对非洲的计算值是现有的最好资料,但即使如此,也必须小心的对待,特别在埃塞俄比亚高原。尤其是,每天仅仅几次观测的平均所导致的日变化偏差常常是很难发现的。

内陆的地面风对于局地的畸变是敏感的,而沿岸的风的日变化可以完全掩蔽住微小的平均风,但如阿南撒克里希南和拉奥(Ananthakrisnan, Rao, 1964)已指出的,在印度较大的日变化可以出现在内陆几百公里处。

在陆地上,百叶箱温度是易于因温度表的不正确的曝露与通风状况而有严重的误差,同时,雨量观测值之没有代表性是大家所熟知的。

读者如留意到这些局限性,则可通过研究这些图表对季风体系得到很有意义的理解,但要记住环流模式,象非洲高原上地面风所揭示的那样,不会与订正到海平面的气压模式完全一致。低层季风流动源于空气温度最低之处,即极地大陆高压中心或副热带高压中心,并终止于与最高气温(热低压)或最高海面温度相一致的低压中心。

2.2 大尺度的海岸影响

大陆沿岸与热容量上零阶不连续性相符合,对季风的存在是必须的。海岸线在另外两个方面大大地影响季风:对海洋是一个物质边界;以及在地表粗糙度上具有尖锐的第一阶不连续性。

2.2.1 下沉与涌升

埃克曼(Ekman, 1905)证明风的应力 τ_0 水平输送水分的方向与应力方向成 90° 角作反气旋转动。质量输送的速率由 τ_0/f 给出[莱德(Reid), 1967]。当风向与海岸平行时,质量的连续性要求海洋沿岸的表层一定经过垂直运动来补偿。当海岸是在风的反气旋一边时,出现海水下沉;当海岸是在风的气旋的一边时,出现海水涌升。假使涌升发展到斜温层时,就要把冷的海水带到表面。

2.2.2 应力差异引起的辐散

布赖森和库恩(Bryson, Kuhn, 1961)注意到在梯度风高度上平行于海岸线的气流受到陆地的曳力比之海洋的大些。结果就是,地面风穿过等压线吹向低气压时,在陆地上的角度比在海洋上的要大些。如果内陆气压是低的,风将在海岸上辐散,但如内陆气压是高的,它们将在海岸上辐合[伯杰龙(Bergeron), 1949]。布赖森和库恩假定平行于海岸的曳力没有变化,则在大气摩擦层内表示输送量的水平辐散为

$$[\Delta C_D(f\Delta y)][(\zeta \sin \alpha)^2 - (\zeta \cos \alpha)^2] \quad (2.1)$$

式中, ΔC_D 是越过海岸的曳力系数差($\approx 10^{-3}$), x 轴是海岸,而 α 是地面风和海岸的交角。

海洋上风的应力和陆上与海上风的应力差对季风的综合影响如何呢?

2.2.3 冬季海岸的影响

特别在东南亚,风环绕着一个活跃的强烈的极地大陆反气旋吹动时,几乎以 90° 的角度穿过等压线,而这些等压线常与海岸接近于平行。但是,在晚冬和早春,大陆反气旋往往是弱的,而且风沿着海岸吹,把相对暖的离岸的海水输向海岸。由于应力差异引起的海岸辐合的结果将导致陆面上云量与降水增加(伯杰龙, 1949),日射减少*。近海岸的海面温度将因之稍高些,海陆之间的温度梯度稍大些,因此比其他情况下的季风环流要稍强些和持久些。

2.2.4 夏季海岸的影响

风环绕着大陆热低压吹时,几乎与海岸线平行,譬如,索马里海岸就是那样。冷的海水带到表面后,使附近的空气变凉,产生一个弱的、局地的高压脊[拉梅奇(Ramage), 1968a]和大的温度梯度[邦克(Bunker), 1967]。这两种影响的综合,导致流入热低压的气流减弱和风力的加强,涌升也加强。因此,反馈作用加强了季风。应力差引起的辐散既加强涌升,

* 卫星天气图表明了这一影响的存在。

也导致下部对流层的下沉,并使天气晴朗,地面上也依次得到日射。综合的影响是海陆之间温度梯度增加,以及季风环流因此加强。

冷水可以涌升或者可以平流到冬半球,在那里可以减弱海陆的温度梯度,并且象下一节将要讲到的,可以减弱或者抑制冬季季风。

2.3 地面环流的年变化

2.3.1 1 月 季 风*

2.3.1.1 南亚和北印度洋 在冬季,陆地相对于海洋来讲的低的热容量确定了陆地上的表层空气比海洋上的冷些。因此,建立了气压梯度,并使得地面空气持续地由陆地吹向海洋。因为此种地面气压分布变化很小,在对流层的高层必然出现由海洋向陆地的补偿流动。在南亚,喜马拉雅山脉和伊朗山脉以及高加索山脉阻塞在中亚细亚堆积的极冷空气向南移动。因此在这里,东北季风是温和的,它反映了在山脉南面的陆地与印度洋之间的微弱温度梯度。在印度洋的中部和东部,季风盘旋进入恰在赤道北面的弱低压槽内(此槽在间距为 2 毫巴等压线分析上并不明显);在印度洋西部,因非洲的影响使季风伸展跨越赤道。

2.3.1.2 非洲东部与印度洋西部 非洲大陆横跨赤道,所以在 1 月份,辐射冷却导致在撒哈拉和阿拉伯形成高压;辐射增热在卡拉哈里(Kalahari Desert)沙漠形成低气压。由此发生的南-北气压梯度使气流自北到南越过赤道。最强的热低压位于沙漠上并在大陆上位于与海洋上副热带高压相同的纬度。虽然地面气流向热低压辐合(3.2.1 节),但在大部分的对流层内的持续下沉作用阻碍了云的发展。

非洲对大气环流的影响,持续到大陆以东 800 公里,并与更北的亚洲的影响合并,使阿拉伯海的东北季风延伸至南半球。

2.3.1.3 东南亚与中国邻海 由于没有喜马拉雅山的屏障,缅甸东部山系又形成南北通道,东南亚的强劲东北季风从其中心位于贝加尔湖附近的强烈的极地反气旋吹来,在它的连续的爆发过程中风力常常超过大风级(八级风)。冷水沿着海岸向南流动时,有利于维持大陆与中国邻海之间的温度和气压梯度,它们是两倍于南亚与印度洋之间的梯度的。

2.3.1.4 非洲西部与北大西洋东部 撒哈拉反气旋是冷空气南流的源地,但是从欧洲爆发的极地空气因受相对温暖的地中海的阻碍而不能加强西非的季风。这与远在东面的喜马拉雅山屏障所产生的影响是相同的,虽然,按相同纬度比较,非洲的平均温度比较低些。与东非和印度洋西部相反,季风并不伸过在海水温度最高的纬度上的几内亚海岸。更南面,南大西洋反气旋在本格拉(Benguela)洋流区域导致冷水涌升[T. J. 哈特与柯里(Hart, Currie), 1960],然后这股洋流带着冷水向北流入热带。根据伯内克(Böhnecke, 1936)的见解,在南半球夏季最大的涌升出现在紧靠赤道的地带。通过使表面空气层的冷却,这股洋流使反气旋扩展而跨过赤道并阻止来自北半球的气流贯穿赤道而流入卡拉哈里热低压(汤普森, 1965)。在南纬 15° , 大西洋海面温度几乎低于印度洋西部 4°C (见安

* 见图 2.1, 2.2, 书末附图 1。

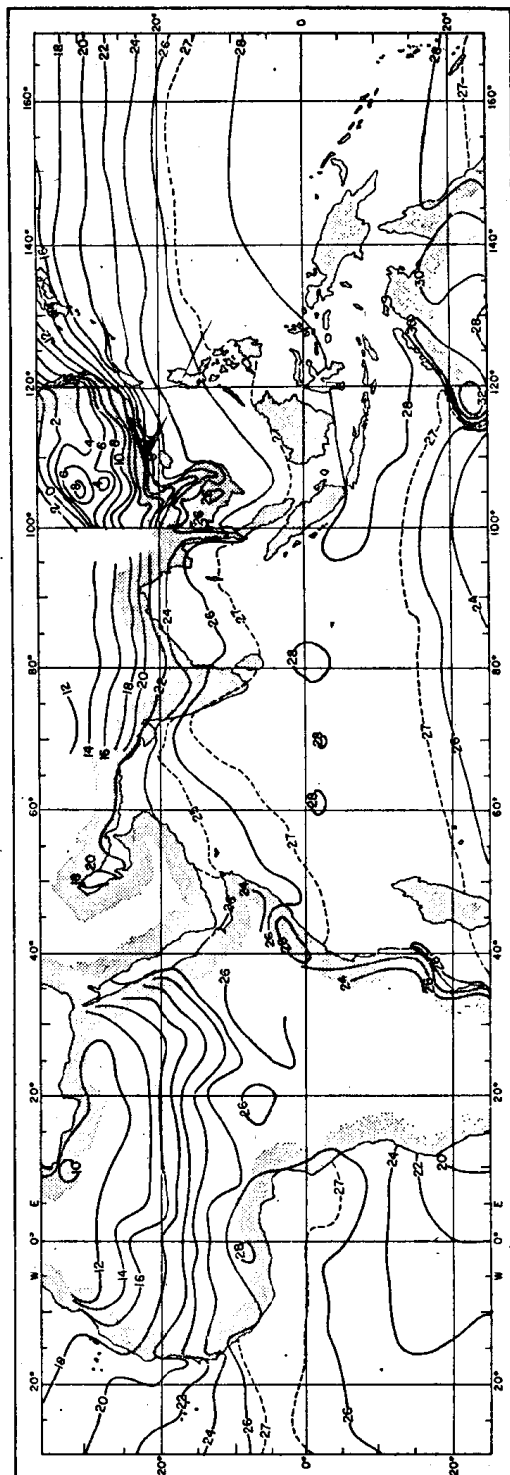
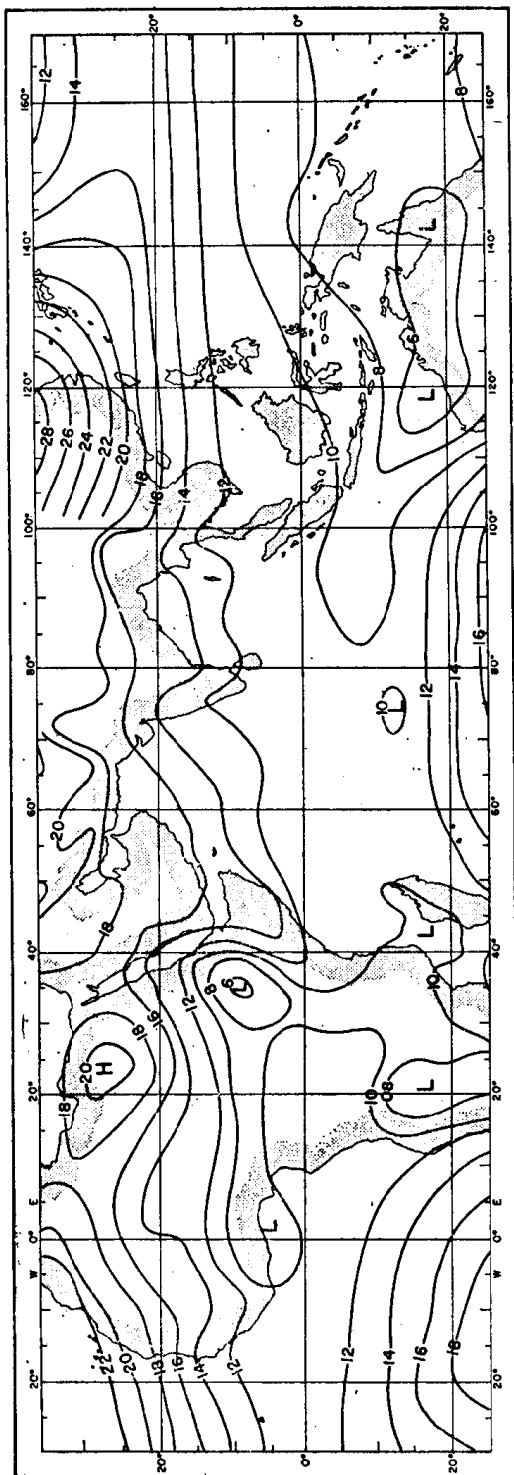


图 2.1(上) 1 月: 平均海平面气压(毫巴,以十位和个位数表示)

图 2.2(下) 1月: 百叶箱(陆地)和海面(海洋上)平均温度(℃),高地没有分析

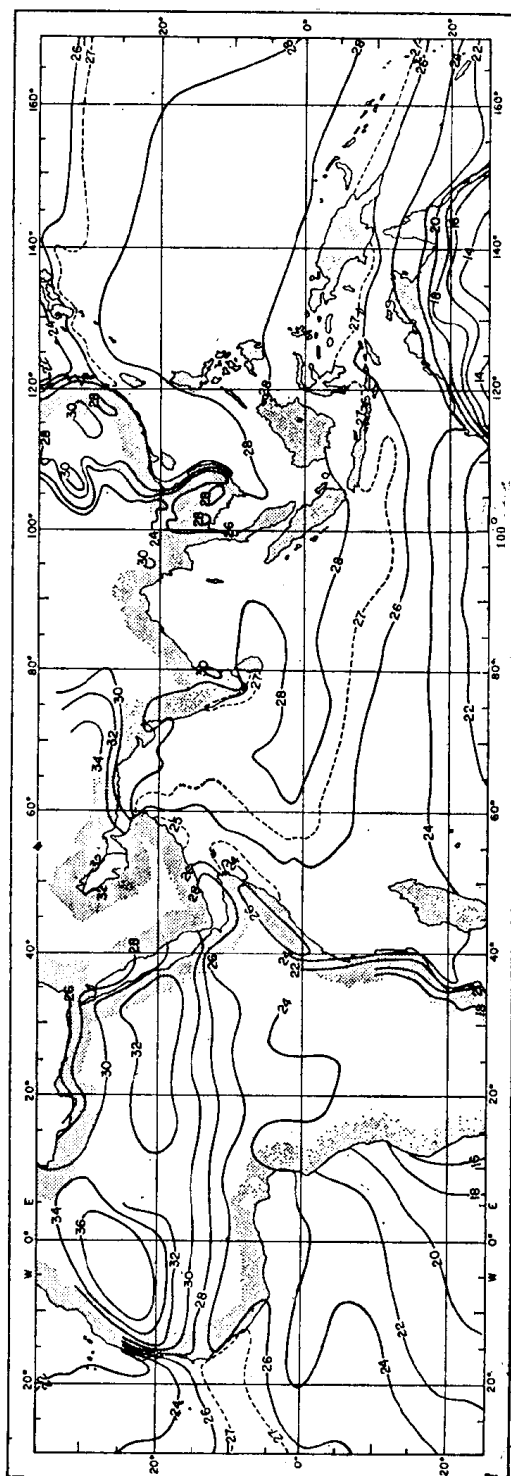
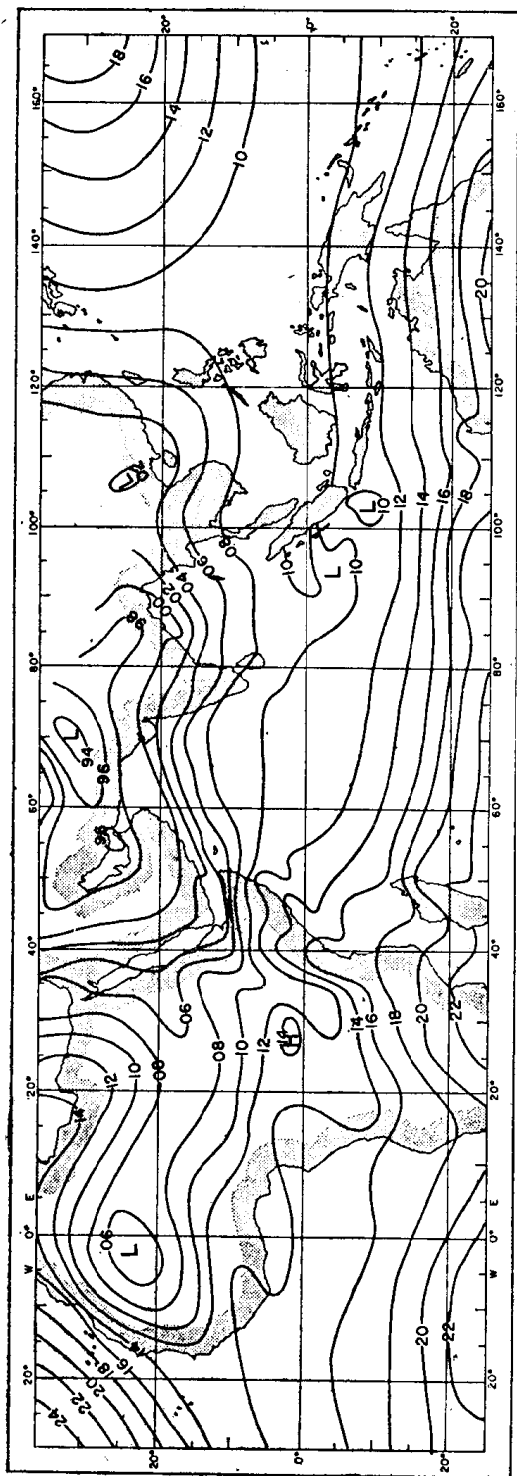


图 2.3(上) 7月: 平均海平面气压(毫巴, 以个位和十位数表示)
图 2.4(下) 7月: 百叶箱(陆地)和海面(海洋上)平均温度(°C), 高地没有分析