

南海至西太平洋一带夏季低空越赤道气流和季风的初步研究*

王作述 何诗秀

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文对南海至西太平洋一带夏季低空越赤道气流的情况和西南季风的来源,进行了初步研究。发现:(1)就气候平均而言,东非低空急流的影响范围,包括印度南部、孟加拉湾南部直到中南半岛南部和南海南部。在这一范围内,夏季月平均西南季风强度的年际变化十分一致;(2)夏季在中南半岛南部、南海南部,西南季风的主要来源是上游印度、孟加拉湾地区,直接来自南半球的气流比重不大。而热带西北太平洋的西南季风,则主要来自南半球;(3)在 110—140°E 的赤道地区,并不存在一支主要的越赤道气流;(4)在 150°E 附近的新几内亚东岸,有一条越赤道气流的通道。热带西北太平洋的西南季风,主要就是这支越赤道气流转向而成(但似乎要求这支气流的南风分量强度超过某一下限,即存在一阈值,才能对西北太平洋的西南季风变化有影响)。新几内亚岛上的山脉,对南半球东南信风的阻挡,是形成这支越赤道气流的重要原因之一;(5)大致在 15°N 以南的南亚至西北太平洋地区,其西南季风主要由二支气流构成:一支在非洲东岸附近越过赤道,成为东非低空急流,经印度南部,往下游一直影响到南海南部;另一支在新几内亚东岸附近越过赤道,转向成西南气流影响西北太平洋。

前 言

近年来,在热带大气环流或热带天气系统的研究中,人们愈来愈注意到两个半球相互作用的重要性。自从 Findlater^[1—3]证实在非洲东岸存在一支狭窄而强烈的越赤道低空急流(即东非低空急流)以来,两半球间越赤道气流的分布情况,就更加引起人们的极大注意。

东非低空急流(最大风速常达 25—50 米/秒,位于 1—1.5 公里高度)的发现,表明夏季在印度洋低层大气中,南半球空气向北半球的质量输送,集中在一个狭窄的通道中。据计算^[2],在盛夏 7 月,赤道上 35°—75°E 范围内,600 毫巴以下,每月平均越赤道向北输送的质量,几乎占对流层下半部每天越整个赤道圈向北输送量的一半。这支急流与印度季风雨的关系极为密切,五天滑动的急流强度的变化,与印度西部几个站落后几天的雨量大小对应关系很好^[3]。而 7 月平均越赤道气流强度的年际变化,又与印度西岸落后一年的 7 月雨量的年际变化很一致^[4]。这些事实,对于热带大气环流和季风的研究是十分有意义的。由此人们自然会问:(1)如此强大的东非低空急流,能影响到什么范围?(2)在东南亚及西北太平洋季风区,越赤道气流的情况又如何,是否在其他地区也有这样的急流或狭窄通道存在?(3)在印度季风区以外,中南半岛及西北太平洋地区,季风的来源

* 本文 1979 年 3 月 21 日收到。

在哪里? 本文将对这些问题作一些探讨。

一、东非低空急流的影响范围

现在, 一般认为印度南部的西南季风, 是来自南半球的东南信风在赤道附近转向而成, 而且这支越赤道气流, 主要集中在东非低空急流中^[1,5]。从一些低空平均流场图^[3,6]也能看到, 东非低空急流一直伸展到印度南部。

为了讨论东非低空急流的影响范围, 我们从印度南部开始, 往下游直到西北太平洋地区, 选择了一些测站, 比较它们各年低空气流强度变化间的关系。图 1 给出了一些测站的 850 毫巴各年 7 月向量平均风速的际变化。月平均西风分量的变化与此完全一致, 所以图未给出, 为了阅读方便, 文中所提到的各站位置均标在图 7 上。

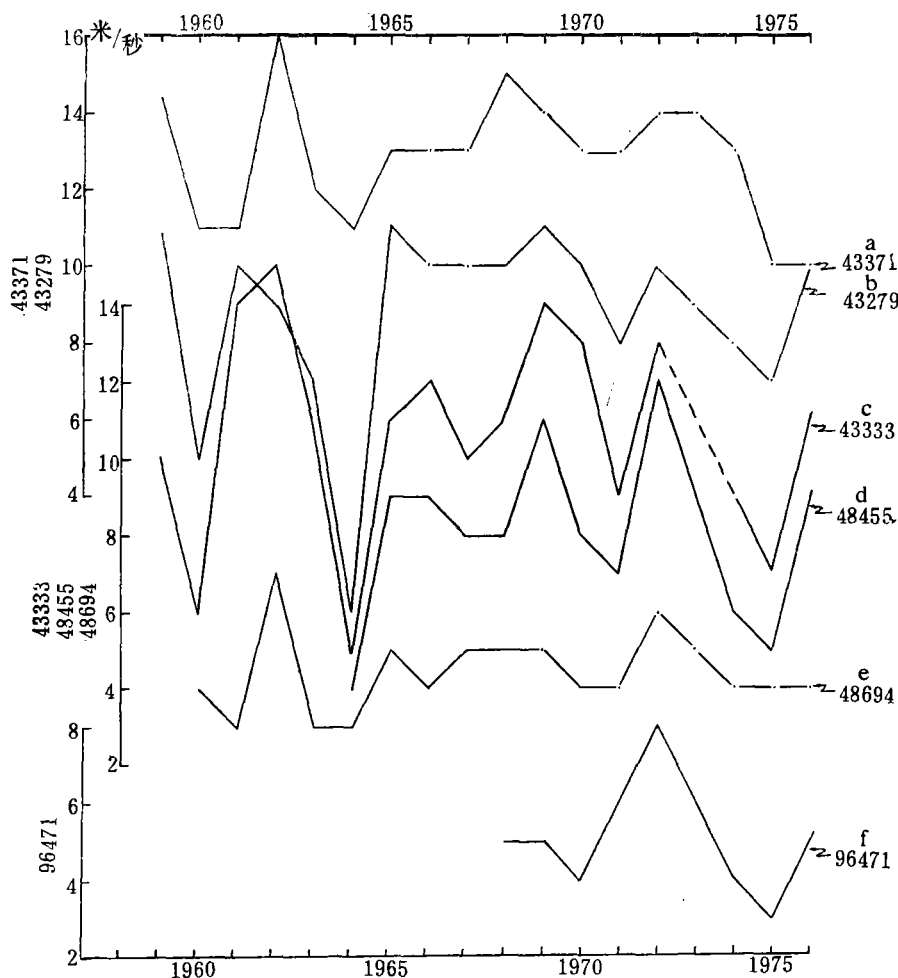


图 1 亚洲季风区若干测站 850 毫巴各年 7 月平均合成风速变化

[括号中的百分比是这些站 9 年(1968—1976) 7 月平均 850 毫巴风的稳定度。]

- a. 特里文德鲁姆 (43371) (93%) b. 马德拉斯 (43279) (90%) c. 布莱尔港 (43333) (94%)
d. 曼谷 (48455) (85%) e. 新加坡 (48694) (81%) f. 哥拉基纳巴卢 (96471) (71%)

先看图 1 中的 a, b 曲线。这二站在东非低空急流影响范围内的印度南部。这些曲线除了某些次要的细节外，主要的特点却十分相似，特别是 1960, 1964, 1971, 1975 各年均均为低谷。再看东南亚一些站的季风强度变化(图 1 中的 $c-f$ 曲线)，尽管这些曲线变化的振幅不同，但其主要特点(峰、谷位置)与印度二站都很一致。8 月的曲线也有如图 1 那样的相似关系(图略)。这说明，在夏季风最强的盛夏季节，从孟加拉湾的布莱尔港直到加里曼丹岛东北角的哥拉基纳巴卢这些站，其各年季风强度变化同印度南部十分一致，因而这些站也应同印度南部一样，都在东非低空急流影响范围之内。

我们还考察了其它一些测站的曲线，发现，偏北一些的站，其主要特点与图 1 各曲线的相似程度就有所降低(如孟买、维沙卡帕特南、岬港等)；再往北各站(如阿默达巴德、清迈)以至往东到西北太平洋的雅浦岛等，就完全不相似了。

根据我们所考察的各站盛夏季节月平均低空气流强度各年变化间的相似程度，我们定出了东非低空急流的影响范围(图 2)，除印度南部外，还继续往东，一直影响到孟加拉湾南部、中南半岛南部、马来半岛直到南海南部。由此，再参考平均气流图^[3,6]，我们还给出了盛夏 850 毫巴此区域内的最大风速轴线。它表明，东非低空急流的轴线可从印度南部向下游一直延伸到中南半岛东南岸和加里曼丹以东的海上。应该指出，这一影

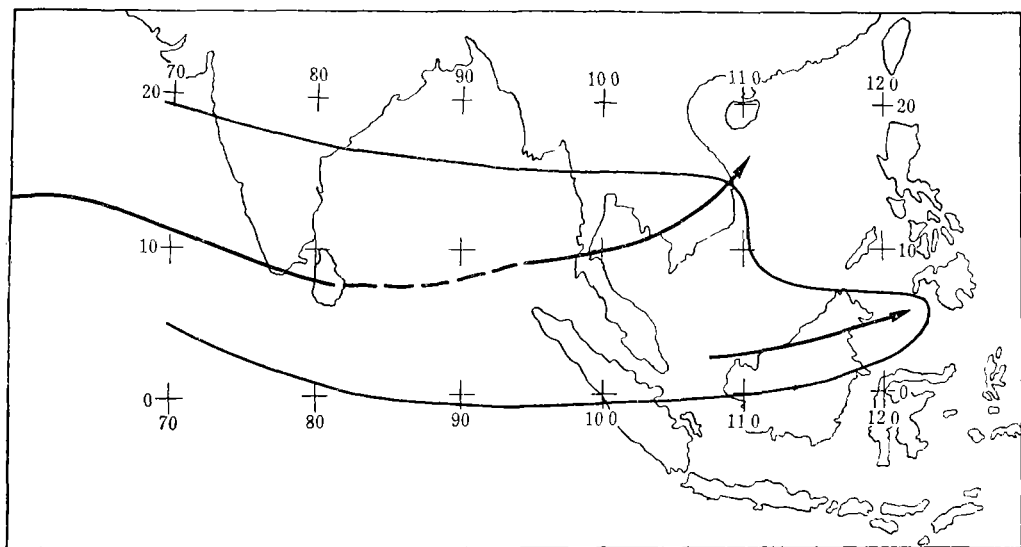


图 2 东非低空急流的影响范围(图中实线所示)
箭头为最大风速轴线(7, 8 月 850 毫巴), 参照文献[3, 6]定出

响范围，是根据各站月平均气流强度的长期变化定出的，因此，它反映的是气候平均情况。在个别的年份或天气过程中，可以与此有相当的差别。由于记录限制，图 2 所示的范围，不可能十分精确，尤其是在印度以南的海上和南海的中部、南部。

季风强度变化与云雨有密切的联系，Murakami^[8]研究过印度南部(20°N 以南)夏季云量变化与其它各地云量变化间的相关，发现，从印度经孟加拉湾到中南半岛、马来西亚、印度尼西亚诸岛及南海南部，为较大的正相关区。这个区域与我们所定出的东非低空急流影响范围相当一致。这是这一影响范围存在的旁证。

二、印尼及南海一带越赤道气流情况

下面,我们考察 95°E — 155°E , 5°N — 5°S 的赤道区域内低空越赤道气流的情况。首先,我们统计了上述区域内的 850 毫巴图上所有测站的测风记录, 时间为 1974—1977 年每年的 7, 8 两个月, 共 8 个月。在此期间, 上述区域内 850 毫巴图上共出现 3322 个测风记录, 平均每天有 13.4 个。图 3 是该区域范围及站点分布, 这个密度有一定的代表性。另外, 我们又统计了各站 850 毫巴所有测风记录中偏南大风(≥ 9 米/秒)所占百分比, 得

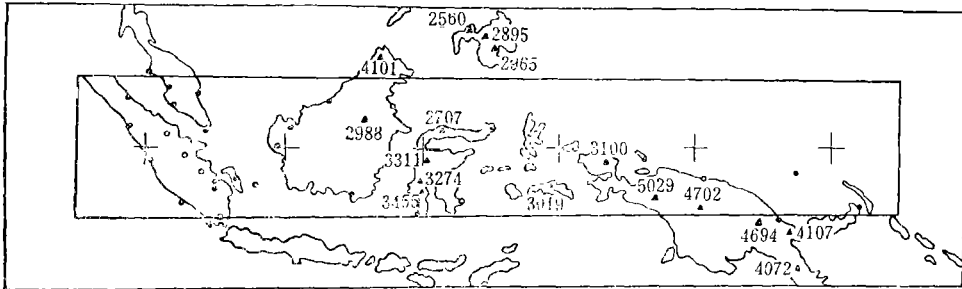


图 3 赤道区域图

实线: 分析区域的界线; \bullet 月平均记录次数 ≥ 10 次的站点; \circ < 10 次的站点; \blacktriangle 海拔 2500 米以上的山峰位置, 旁注为山峰高度(米)

到区域内大风频率分布图(图 4)。由图 4 可见, 在 140°E 以西整个区域内, 除马来半岛南端有一个百分比相对较大的区域外, 其余的大风频率都很小。在加里曼丹经苏拉威西

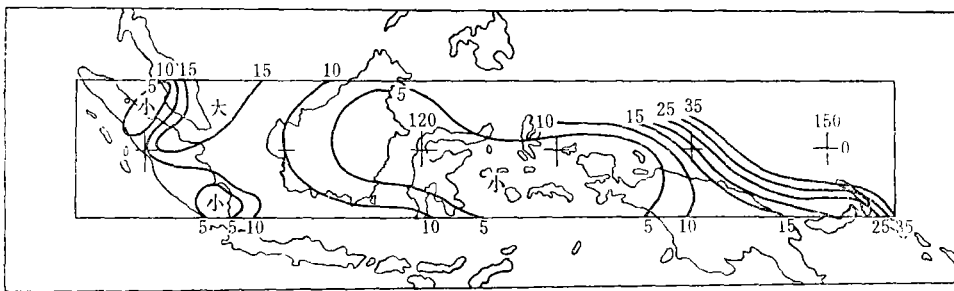


图 4 赤道区域

850 毫巴偏南大风(≥ 9 米/秒)频率分布图(%)

到西伊里安的赤道带上, 大风频率最小, 多在 5% 以下。这一地区, 夏季低空平均风向虽偏南, 但这个统计表明, 它们的风速都不大。

对此区域内的地面风, 我们也作过类似的大风频率分布统计。在一般的情况下, 地面风的代表性及规律性不及 840 毫巴。在 140°E 以西的地区, 等值线分布零乱, 不过加里曼丹、苏拉威西地区仍为极小值区(图略)。

自从发现东非低空急流以来, 人们开始注意越赤道气流的通道所在。在平均意义上的所谓通道, 应该是指有一定强度的越赤道气流稳定地或至少是经常地在该地出现。按这个理解, 根据图 4 的结果, 我们认为, 110°E — 140°E 的印度尼西亚赤道地区, 不是越赤道气流的通道, 这里并不存在一支主要的越赤道气流, 在一般情况下, 只是一些微弱

散乱的偏南风。

我们还统计了下列三个地区 7, 8 月份 850 毫巴上出现 ≥ 11 米/秒大风的日数, 这三个地区是: 20°S 至约 10°S , 150°E 以西的澳大利亚北部; 100°E — 140°E , 5°S 至约 10°S 的印度尼西亚南部和 0° 至 5°S 的印度尼西亚中部, 结果如表 1。根据这四个盛夏

表 1 三个地区 850 毫巴大风日数对比

大风日数 地 区	时 期	74	75	76	77	总 计
澳大利亚北部		27	30	46	43	146
印尼南部		10	17	23	12	62
印尼中部		8	7	15	8	38

的统计, 这三个地区出现大风之比约为 3.8:1.6:1, 即赤道附近的印度尼西亚中部大风日数远少于其南部。这也说明了这一带越赤道气流较弱。澳大利亚北部的这些大风, 基本上都是冷空气引起的寒潮大风。统计还说明, 这些大风向赤道很快衰减, 能继续向北传播到印度尼西亚南部的不到一半, 到赤道附近印度尼西亚中部的更少。即澳大利亚的寒潮爆发及由此出现的大风, 大部份不能引起 110°E — 140°E 赤道地区越赤道气流的增强, 因而南半球寒潮并不都能影响到北半球。

此外, 在上一节所确定的东非低空急流的影响范围内, 盛夏上下游低空风向变化的一致性, 也是 110°E — 140°E 地区越赤道气流不强, 不是越赤道气流通道的一个证明。因为, 如果有来自南半球的强气流经常影响这一带, 它们是不可能与上游保持一致变化的。

三、关于南海南部、中南半岛南部夏季风的来源

对于印度季风的来源, 过去研究较多, 而对于东南亚季风的来源, 则较少论及。在前面两节的分析中, 我们已经发现: (1) 南海南部、中南半岛南部, 盛夏季风气流的长期(年际)变化与上游印度一带十分一致; (2) 110°E — 140°E 地区越赤道气流比较弱。由此我们初步认为, 中南半岛南部、南海南部地区, 夏季风的来源主要是上游印度、孟加拉湾地区, 从 110°E — 140°E 印度尼西亚赤道地区越赤道而来的南半球气流所占的比重不大。

我们又使用一些站 850 毫巴西风分量的五天滑动平均值, 对此进一步作了分析。图 5 给出 1974、1975 两年夏季特里文德鲁姆(43371)、宋卡(48568), 哥拉基纳巴卢(96471) 三站的情况。48568 和 96471 二站, 分处于南海南部的西侧和东侧, 相距约 1700 公里, 可代表南海南部季风气流的强弱变化。由图可见, 这二站的低空气流强度变化, 彼此相当一致, 而与其上游 20 个经距以外的 43371 站相比, 变化也基本一致, 尤其是 1975 年更为显著。这从中期变化的角度证实了这二站和 43371 站一样, 都位于东非低空急流影响范围之内, 也就是说, 南海南部和中南半岛南部季风主要是来自上游的印度地区。

这种上下游变化基本一致的情况, 不仅在 850 毫巴上存在, 而且谢义炳等^[7]早就指出过, 在 700 毫巴上, 43371 站的五天平均西风强度变化与其下游的变化也基本一致。这

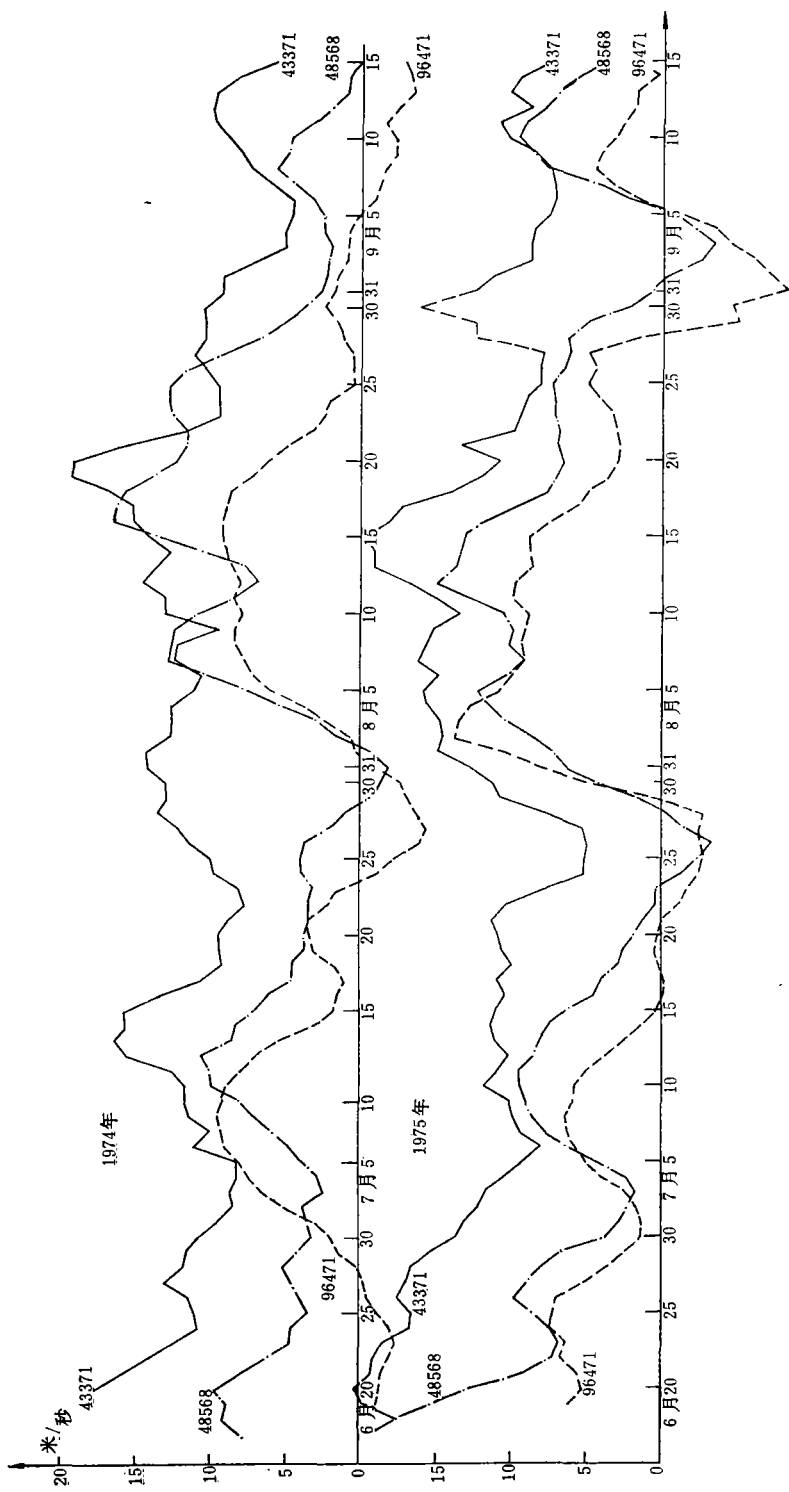


图 5 1974 及 1975 年夏季, 43371, 48568, 96471 各站 850 毫巴西风分量五天滑动平均曲线

说明, 印度季风在对流层下部相当厚的一个层次内, 都对下游有影响。不过, 这二站与 43371 站之间, 有时也有较大差异, 这主要发生在 1974 年 7 月 22 日—8 月 6 日和 1975 年 8 月 27 日—9 月 7 日(图 5)。而同在南海的这二站间, 变化就十分一致。出现这种情况也是合理的, 因为固然南海季风主要受上游影响, 但在这么广大的地区内, 所有扰动的生消变化不可能完全一致, 此外, 如图 4 所示, 在 105°E 附近仍有较大的偏南大风频率出现。这说明, 在某些特殊天气过程中, 也可能在 105°E 附近出现较强的越赤道气流影响南海, 造成与上游气流变化的不一致。

从图 5 上还看到一种有意思的现象, 即东边测站的变化常超前于西边。表明这一带还存在某种与低空西南风向相反的向西传播的扰动, 它的尺度和性质是值得进一步研究的。

四、关于新几内亚东岸越赤道气流的通道

由图 4 还可看到另一突出的现象, 即在 150°E 附近, 偏南大风频率远大于以西各地, 最大值在莫莫蒂站(94044), 达 37%。说明这一带经常有一定强度的越赤道气流出现, 不过, 由此往东, 由于高空测站相距太远, 无法肯定 150°E 附近的大风频率是否也比它东边的大。但根据地面风统计, 150°E 附近, 这一频率最大区仍很显著, 而且大于它东边 $160-170^{\circ}\text{E}$ 的几个站。因此, 我们推测, 在新几内亚东岸的 150°E 附近地区, 越赤道气流有一最大值, 即这里存在一条越赤道气流的通道。

为了分析这支气流越过赤道以后, 对西北太平洋热带环流的影响, 我们作了 1974—1976 年 7、8 月份 850 毫巴上拉保尔站(94085) 南北风分量以及西北太平洋上 5 个站东西风分量的五天滑动平均值曲线(图 6), 从图中可以看到:

(1) 当西北太平洋热带地区西风较强时, 这些站的 \bar{v}_5 曲线变化与 94085 站的 v_5 曲线十分一致, 如 1974 年 8 月中旬及 1976 年。而当 94085 站的 v_5 较弱时, 西北太平洋热带地区为东风控制或西风较弱, 如 1974 年的其余时间及 1975 年。西北太平洋热带地区西风最强的是 1976 年, 这一年 94085 站的南北风分量在这三年中也最大(见表 2), 但

表 2 拉保尔(94085) 月平均 u, v 分量及合成风(度·米/秒)

年 份	月 份	7 月			8 月		
		西风分量	南风分量	合成风向风速	西风分量	南风分量	合成风向风速
1974		-6.1	0.5	95 6.1	-5.4	3.3	123 6.4
1975		-5.0	1.3	105 5.2	-3.4	0.5	100 3.4
1976		-1.5	4.1	160 4.3	-3.0	5.3	150 6.2

东西风分量却是这三年中最小的。这表明, 西北太平洋热带地区的西南季风, 主要是由这支越赤道气流转向而成, 其强度主要受越赤道气流中南风分量的影响, 而与它的东西风分量或全风速关系不大。

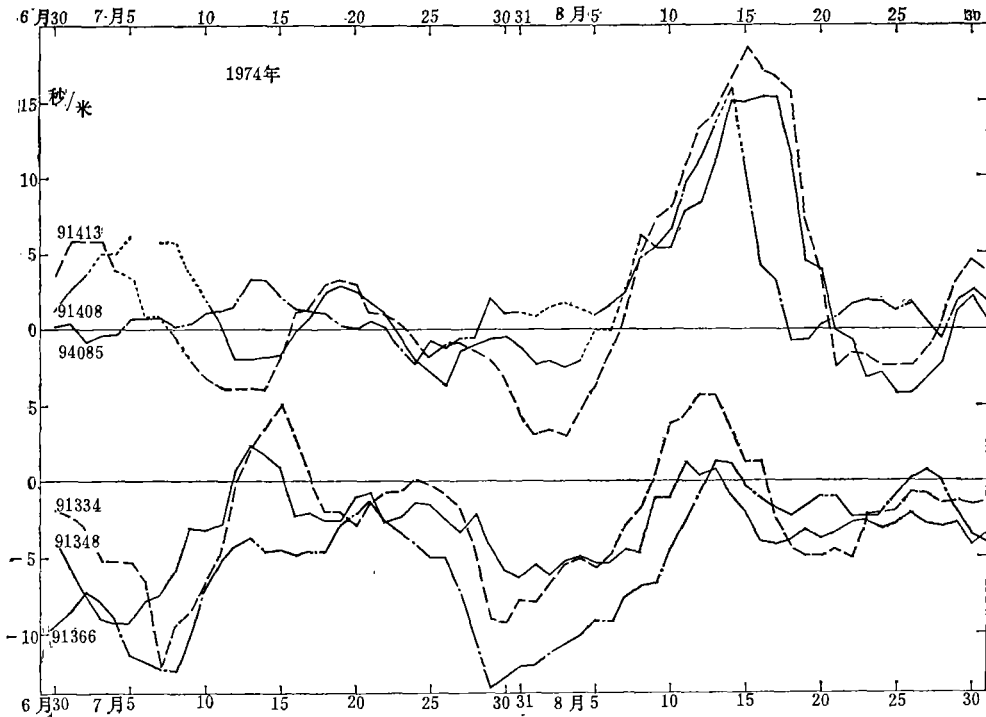
(2) 当西北太平洋热带地区为东风(或弱西风)控制的时期, 东风强度虽然也有变化, 但与 94085 站 v_5 曲线很不一致, 说明东北信风与这支越赤道气流关系不大。

(3) 91334, 91348, 91366 诸站 \bar{v}_5 曲线的峰值, 一般比 91408 及 91413 站出现得早,

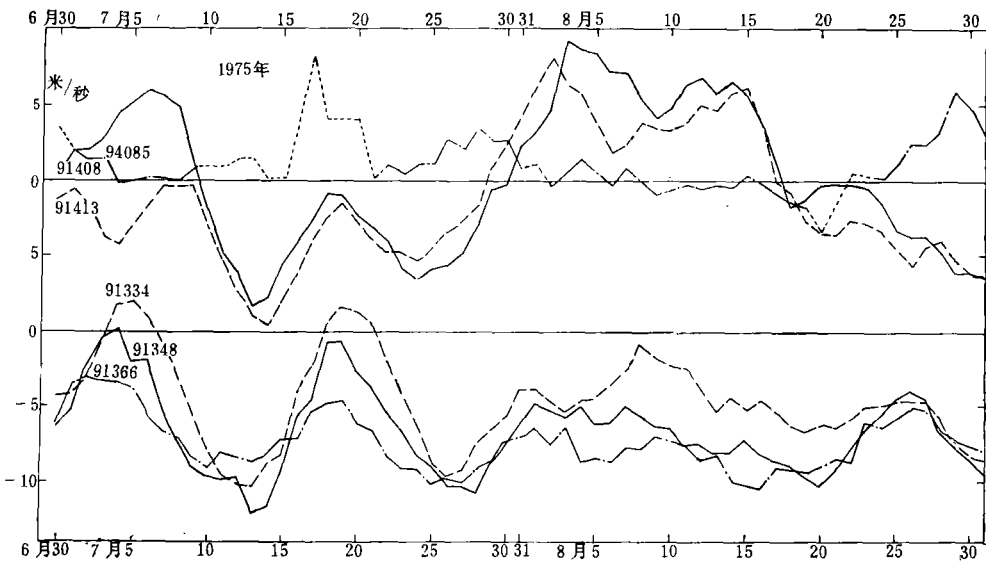
说明这支气流越过赤道后，一部分在 145°E 以东转向，首先影响较近的 91334，91348 站，而另一部份继续西行，在较远的经度位置上，转向影响 91408，91413 站。

此外，图 6 的曲线还反映出不少有意义的现象，值得作为进一步研究的线索：

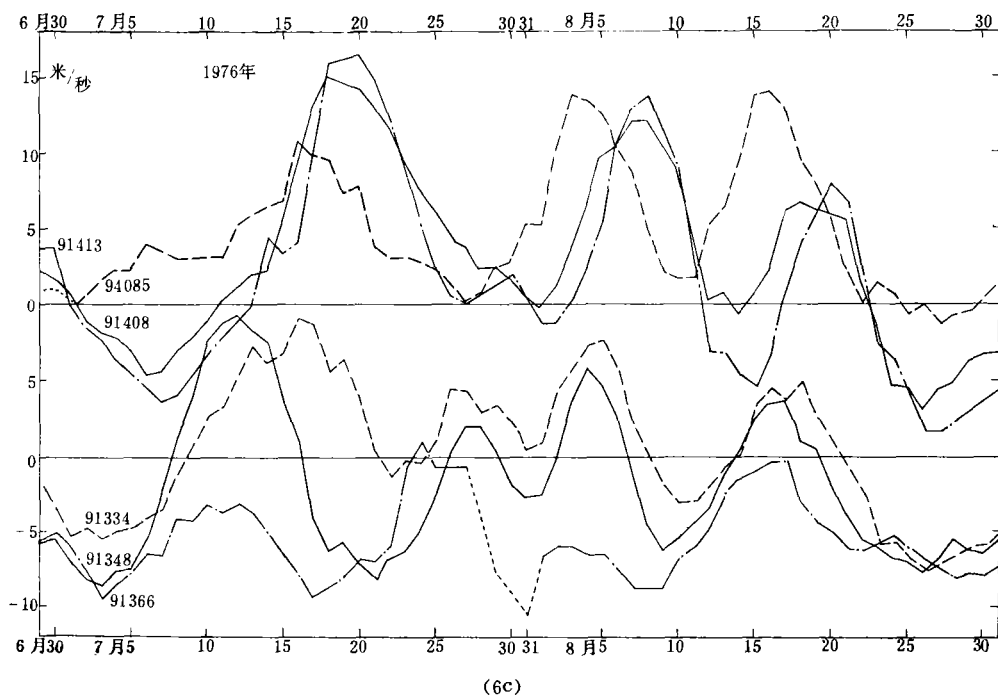
(1) 在 94085 站 \bar{v}_5 曲线上，有的峰值(突出者如 75 年 8 月 29 日)并未引起西北太平洋 \bar{v}_5 明显的增大，然而这些 \bar{v}_5 峰值都较小。看来，能导致西北太平洋热带地区西风



6 a



6 b



(6c)
图 6 1974—1976 年 7, 8 月, 拉保尔 (94085) 850 毫巴南北风分量五天滑动平均值 (\bar{v}_5) 曲线及西北太平洋帛硫群岛 (91408)、雅浦岛 (91413)、特鲁克岛 (91334)、波纳佩岛 (91348)、夸贾林岛 (91366) 850 毫巴东西风分量五天滑动平均值 (\bar{u}_5) 曲线

明显增大的 94085 站越赤道气流强度有一个下限(阈)值。即在此强度以上的 94085 站越赤道气流, 才能引起西北太平洋热带地区西风显著增大。

(2) 当然, 西北太平洋热带地区的西南季风强度, 不可能唯一的受 94085 站附近的越赤道气流控制。因此, 这二种曲线的不一致, 也可能是其他因子的作用。例如 1975 年 8 月 2 日—15 日期间, 91408、91413 站一带西风显著增大, 而 94085 站的越赤道气流并无相应的加强。但对比同一时期图 5 上南海南部的 48568, 96471 站 \bar{u}_5 曲线的变化, 却可看出, 它们与 91408, 91413 站的西风增大很一致。可见, 这次西北太平洋热带地区西南季风的增强, 主要是上游影响的结果, 而与 94085 一带的越赤道气流关系不大。

(3) 94085 站越赤道气流及西北太平洋热带地区的环流特点, 有明显的年际变化。1976 年越赤道气流及西北太平洋西风特别强, 14 天左右的周期也明显, 1974, 1975 年均弱, 但 1974 年 8 月有爆发式的增强, 同时在这两年中, 14 天左右的周期都很不清楚。研究这些年际变化的特点及其原因, 是十分有意义的。

150° E 附近的新几内亚东岸这支越赤道气流, 不像东非低空急流那样经常维持强风速, 而是间歇性的爆发, 假若以这一带 850 毫巴风速 ≥ 9 米/秒且至少维持 2 天作为爆发的标准, 则每月爆发 1—3 次, 每次维持 2—8 天, 爆发时的最大风速可达 15 米/秒左右。但其 v 分量不一定很大, 因而在图 6 中, 94085 站 v_5 曲线上不一定有反映。由于强风不是经常维持, 平均强度就比东非低空急流弱得多。如拉保尔站, 这四年夏季 850 毫巴月平均风速只有 3—6 米/秒, 远不如东非低空急流中心(月平均风速 10 米/秒以上)强。

这支越赤道气流,看来是由西南太平洋上的东南信风和澳洲大陆冷高压东北侧的偏南风这两支气流汇合而成的。但我们想强调指出,这支越赤道气流的通道出现在新几内亚东岸的原因,地形起了重要作用。新几内亚是世界第二大岛,斜贯岛中部的山脉,是印度尼西亚至整个大洋洲一带最高的山脉,高度都在2000米以上。最高峰海拔5029米,是这一带的最高点,不少高峰都在4000米以上。图3标出了这一带海拔2500米以上山峰的位置和高度。可以看出,从新几内亚到菲律宾这一带岛弧,构成了它东边东南气流的天然障碍,使得这种气流汇合在新几内亚东岸更加集中,汇合带的位置也较稳定。这种地形作用,同非洲大陆对东非低空急流的作用是相似的。事实上,东非山地的高度同新几内亚差不多,不过非洲大陆及其山地的范围却大得多,所以地形影响也更强。

另一方面,这一带地形阻挡了相当部份的东南信风,使它不能继续西去,这可以解释为什么在 $110-140^{\circ}\text{E}$ 的赤道地区,越赤道气流显得微弱、散乱。

五、总结和讨论

本文的主要结论是:

(1) 平均而言,东非低空急流的影响范围,包括印度南部、孟加拉湾南部直到中南半岛南部和南海南部。即这一广大地区内,夏季的西南季风都受东非低空急流的影响,各地月平均夏季风的强度变化十分一致。在某些特殊情况下,其影响范围可达北太平洋西端的帛琉群岛,雅浦岛一带,甚至更东一些。

(2) 在 $110-140^{\circ}\text{E}$ 的印度尼西亚赤道地区,不是越赤道气流的通道。一般只有些微弱、散乱的越赤道气流。

(3) 中南半岛南部、南海南部,夏季风的来源主要在上游印度、孟加拉湾地区。来自南半球越赤道气流的比重不大。但在某些特殊形势下, 105°E 附近的赤道地区,可能出现较强的越赤道气流影响到中南半岛及南海一带。而西北太平洋热带地区的西南季风,却主要来自南半球。

(4) 在新几内亚东岸, 150°E 附近,存在一条越赤道气流的通道。西北太平洋的西南季风,主要是这支越赤道气流转向而成。因此,它的强度变化,主要是受这支越赤道气流的南北风分量控制。这支越赤道气流的形成,主要是新几内亚岛上的山脉对东南信风阻挡的结果。较之东非的低空急流,它的强度要弱得多,而且它的强风也不是稳定的存在,而是间歇性的爆发。这支气流存在着明显的年际变化。

(5) 根据本文的资料分析,我们认为,大致在 15°N 以南的南亚到西北太平洋的热带地区,其西南季风主要由两支气流构成(图7)。一支是印度南部的西南季风,它源出于东非低空急流,往下游一直影响到孟加拉湾南部、中南半岛南部以及南海南部,另一支是西北太平洋热带地区的西南季风,它源出于南半球的东南信风和澳大利亚冷高压,受新几内亚地形的影响,在 150°E 附近越过赤道转向成西南气流,影响西北太平洋热带地区。

与这几项主要结论有关,我们还提出以下一些值得注意的事实:

(a) 澳大利亚寒潮爆发所产生的偏南大风,向北衰减很快,大多数不能引起 $110-140^{\circ}\text{E}$ 赤道地区越赤道气流的增强,因而也难以影响到北半球。

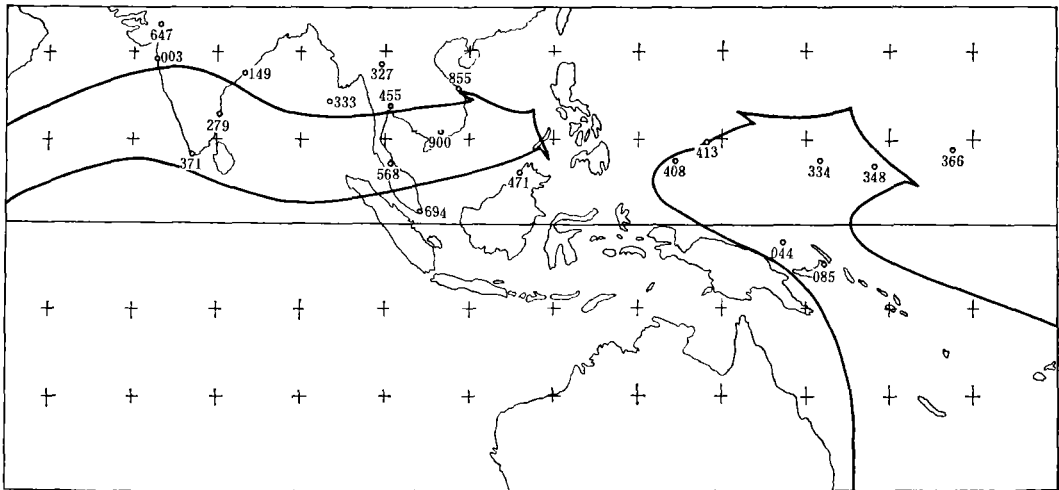


图 7 南亚到西北太平洋热带地区的季风气流分布图

(图中各站区站号站名为：42647 阿默达巴德、43003 孟买、149 维沙卡帕特南、279 麻德拉斯、371 特里文德鲁姆、333 布莱尔港、48327 清迈、455 曼谷、568 宋卡、694 新加坡、855 峴港、900 西贡、96471 哥拉基纳巴卢、91408 帛硫群岛、413 雅浦岛、334 特鲁克岛、348 波纳佩岛、336 夸贾林岛、94044 莫莫蒂、085 拉保尔)

(b) 能对西北太平洋造成影响的这支越赤道气流的南风分量的强度，存在一个下限(阈)值。

(c) 这支越赤道气流的特点有明显的年际变化，有的年份特别强，14天左右周期明显，有的年份则与此不同。

本文只是对有关问题的初步探讨，所以上述各点，谈不上是肯定的结论，而只是作为进一步讨论的线索。

参 考 文 献

- [1] Findlater, J., A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **95** (1969 a), 362—380.
- [2] —, Interhemispheric transport of air in the lower troposphere over the western Indian Ocean. *Ibid*, **95** (1969 b), 400—403.
- [3] —, Mean monthly airflow at lower levels over the western Indian Ocean. *Geophys. Mem.* **16** (1971), №. 115.
- [4] —, A numerical index to monitor the Afro-Asian monsoon during the northern summers. *Met. Mag.* **106** (1977), 170—180.
- [5] Saha, K., Air and water vapour transport across the equator in Western Indian Ocean during northern summer. *Tellus*, **22** (1970), 681—687.
- [6] Boogaard, H. von de, The mean circulation of the tropical and subtropical atmosphere—July. *NCAR Tech. Note* **118** (1977), STR.
- [7] 谢义炳、陈受钧、张一良、黄寅亮，东南亚基本气流与台风发生的一些事实的统计与分析，*气象学报*，**33** (1963)，206—217.
- [8] Murakami, T., Cloudiness fluctuations during the summer monsoon. *J. Met. Soc. Japan*, **54** (1976)，175—181.

**A PRELIMINARY STUDY ON THE LOW-LEVEL
CROSS-EQUATORIAL AIR FLOW AND THE
SUMMER MONSOON FROM
SOUTH CHINA SEA TO
THE WEST PACIFIC**

Wang Zuo-shu He Shi-xiu

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

Based on data of July and August for years 1974-1977, the general circulation in the equatorial regions from south China Sea to the West Pacific is studied.

It is found that, so far as the climatological average is concerned, the East African low-level jet can influence the south parts of India, Bay of Bengal, Indo-China, and South China Sea. In this regions, the interannual changes of monthly mean intensity of southwest monsoon are consistent with each other. There is a channel of cross-equatorial flow located at about 150° E near the east coast of New Guinea, while in the area of $110-140^{\circ}$ E equator there is no strong and consistent southerly cross-equatorial flow. To the east of New Guinea, the air from Southern Hemisphere crosses the equator and turns to southwesterly flow blowing in the Northwestern Pacific. The topographical influence of the high mountains in New Guinea is the important cause of the existence of this cross-equatorial flow. It is found that the southwest monsoon in the southern parts of Indo-China and South China Sea mainly comes from southern India and Bay of Bengal, it does not directly comes from the Southern Hemisphere. But the southwest monsoon in tropical Northwestern Pacific comes directly from Southern Hemisphere. The intensity of the southerly component of cross-equatorial flow near the east coast of New Guinea closely relates to the intensity of the southwest monsoon in the tropical Northwestern Pacific. Hence, the southwest monsoon to the south about 15° N from Southern Asia to Northwestern Pacific consists of two branches of air flow, one is the East African low-level jet, which flows from southern India to South China Sea, and the other comes from the Southern Hemisphere crossing equator near 150° E.