

喜马拉雅—西藏大高原对季风区的影响*

C. S. 拉梅奇(Ramage)

气象74级部分学员译

图1揭示了印度西北部和中国西部之间的巨大云量梯度。此种分布全年盛行,且在雨量上也反映出来。

根据近来的研究,特别是福洛恩(Flohn, 1968)所

进行的研究,对下面这一点已经没有什么疑问了:上述这一天气不连续是由喜马拉雅—西藏这一巨大高原山区所造成的。而且这个大高原的影响全年都延及整个北半球的季风区,有时甚至影响到南半球的季风区。

因此,在讨论南亚和东南亚的季节变化之前,首先要对这一巨大的热力和动力枢纽进行探讨。

在最普遍的意义上说,北半球季风区分为三部分:西藏以东,那里春、夏潮湿多雨,冬季仍有一定的降水量;西藏以西,那里沙漠占优势;西藏以南,那里冬季是沙漠气候,夏季潮湿多雨(图2[略]和图3)。200毫巴平均合成风图反映出此种气候分布:西藏以东,全年的合成风都是辐散的;西藏以西和西南,全

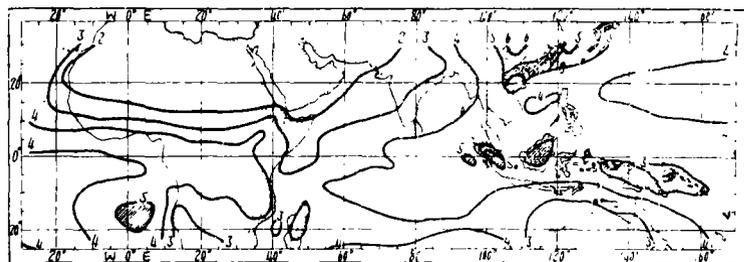


图1、年平均云量(以八分之一为单位)

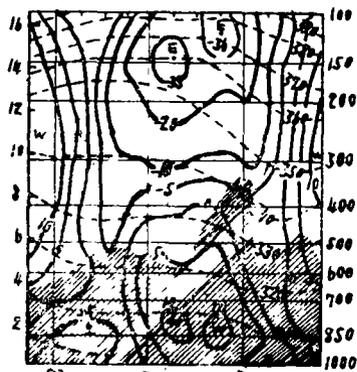


图3、(1) 73°E经线剖面图
实线—纬向风分量(米/秒)
虚线—位温(°K)
阴影区—相对湿度>50%
(2)、(3)…各图已略

* 本篇译自世界气象组织:《亚洲热带和西南太平洋地区天气分析和预报》(World Meteorological Organization, Synoptic Analysis and Forecasting in the Tropics of Asia and the South-West Pacific, PP. 23—42, Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva, 1972), 为新加坡热带天气研习班讲义之一。译文中部分附图及参考文献已略。——编者注。

年辐合；西藏以南和东南，冬季辐合，夏季辐散。风的这种分布是由于西藏的机械和热力效应综合引起的。

图 5 (略) 表明，对流层上部的气压高度，西藏东南部 (拉萨) 全年均高于其以西地区，而在夏季则高于其以东地区。

在包括西藏北部边沿的纬度带 (图 4, 略)，全年均有一明显的地形脊持续于 80°E 和 85°E 之间 (中国科学院大气物理所, 1957—1958 年)，与更南的形势不同，那里冬季最高气压区位于 120°E 以东。图 4 和图 5 显示出冬季最大的经向气压梯度很可能是位于 90°E 东面、 30°N 和 35°N 之间。

除了对中部和上部对流层的环流，因而也对垂直运动和天气产生影响以外，喜马拉雅—西藏大高原还有效地阻挡了穿越南亚的下部对流层冷空气的南移以及暖空气的北移。这一点与中国其他地方的情况不同，那里并无可与之比拟的屏障。下面将应用彼得逊 (Petterssen, 1956) 的发展方程 [由色特克里夫 (Sutcliffe) 1947 年的早期工作扩展而来] 来说明此种效应。

根据彼得逊，

$$\partial \zeta_0 / \partial t = A_t - (R/f) \nabla^2 \{ \log(p_0/p) [c_p^{-1} (dH/dt) + \overline{\omega(\Gamma_s - \Gamma)}] + (g/R) A_T \}$$

其中， ζ_0 是在地面的相对涡度； A_t 是在无辐散层的涡度平流； $p_0 = 1000$ 毫巴； p 取无辐散层的气压； H 是单位质量的热量； ω 是垂直速度 (dp/dt)； Γ 和 Γ_s 分别是以气压为垂直坐标的温度递减率和干绝热递减率； A_T 是 1000 毫巴与无辐散层之间的厚度平流；横线表示 p_0 与 p 层之间的平均值。

第二项 (非绝热过程)、第三项 (绝热变化) 和第四项 (厚度平流) 都受到喜马拉雅—西藏大高原的直接影响。

秋季、冬季和春季

福洛恩 (1968) 利用卫星云图证实了中国科学院大气物理研究所的早期假设 (1957—1958)，西藏中部和东南部在秋、冬、春季几乎无雪，因而起到高空辐射热源的作用，并使等压面上升，减少了南、北温差，减弱了南面的副热带急流的强度。空气在紧靠高原的东面下沉、压缩而进一步增温，到了华中地区，它与绕西藏北沿而来的很冷的空气平行流动 (图 2, 略)。这里，极大的温度梯度产生非常强烈的急流。由于在 100°E 以东的下游，速度不断增大，上部对流层的辐散有利于大规模上升运动，因而使云量增加。

在 100°E 以西，由于并不存在着高空辐射热源，气压高度要比拉萨小，那里的温度梯度要比西藏以南为大，因而在中东上空形成较强且一般是辐合的高空西风，有利于下沉而使云量减少。

在平流层下部，强烈的反气旋常在西伯利亚的贝加尔湖附近生成，在那里，从巨大的冷空气团中，常有强烈的东北季风爆发，扫过中国而达南海。

在明兹 (Mintz, 1968) 的全球大气环流数值模式中，发现了如果此一模式要产生西伯利亚反气旋，则西藏大高原的存在是完全必要的。发展方程的第二项，即

$$-(R/f) \nabla^2 [\log(p_0/p) c_p^{-1} (dH/dt)],$$

表示在辐射冷却的中心, 即 $\nabla^2 \overline{dH}/dt > 0$, 有利于反气旋发生 ($\alpha_{\epsilon_0}/\partial t < 0$)。

第四项, $-(g/f) \nabla^2 A_T$, 表示暖平流 ($\nabla^2 A_T < 0$) 会阻碍反气旋发生。

如果那个高原不存在的话, 来自印度洋的对流地加热的空气会北移而抵消辐射冷却的作用。因此, 喜马拉雅—西藏大高原大为降低了在西伯利亚反气旋发生中的厚度平流的不利影响。另一方面, 在大高原以南的印度, 暖平流不受阻挡, 反气旋微弱。

夏 季

夏季, 辐射再加上沿喜马拉雅山坡的强烈凝结, 西藏中部和东南部继续起到热源的作用。高空副热带脊位于西藏南部上空, 而由于机械运动下沉的增温是微小的, 因此, 拉萨上空的等压面比东西两面都高。但在这个季节里, 增热作用不再是冬季那样, 使由南向北温度梯度变小, 而是增强了夏季季风的由北向南的温度梯度, 并在印度南面形成对流层上部的东风最大值, 具有一定的急流性质 (Frost, 1953; Koteswaram, 1958), 70°E 以东的上游地区, 辐散东风下面的上升运动有利于云雨生成; 70°E 以西的下游地区, 辐合东风下面的下沉运动使天空保持晴朗。

在对流层下部, 在 70°E 以西和大高原以南地区, 强烈的热低压群形成, 大高原又起到了关键性的作用。发展方程的第三项, $-(R/f) \nabla^2 [\log(p_0/p) \overline{\omega} (\Gamma_s - \Gamma)]$, 在 $\overline{\omega} > 0$, 即下沉时, 对地面气旋发生有积极的贡献。下沉的另一作用是使云量减少因而夏季辐射增温加强, 因此第二项, 非绝热项, 也有助于地面气旋的发生。最后, 会使热低压减弱的较强的冷平流 ($\nabla^2 A > 0$) 则大部分被北面的大高原所阻挡。

相反地, 在中国东部一带的夏季热低压却是微弱而生命期很短的, 因为下沉运动不显著, 多云的天空减弱了辐射增温, 且华北平原又无大山阻挡冷平流。

沿 80°E 的季风数值模式。 村上 (Murakami) 等人 (1970) 把运动方程应用于八层大气, 推导出由赤道沿 80°E 到北极的夏季季风二维数值模式。扰动和跨赤道气流都未考虑。辐射加热与凝结增温均包括在模式之内; 但扰动层内的动量、热量和水汽的垂直通量均假定为常数, 使用经验公式计算。这些理论工作者以平静无风、完全干燥、并具有标准大气的垂直温度分布的大气开始计算。在他们的最新试验中加进了表面蒸发、大气凝结以及山区影响。海面温度保持为 27°C 的常值, 并作了如下

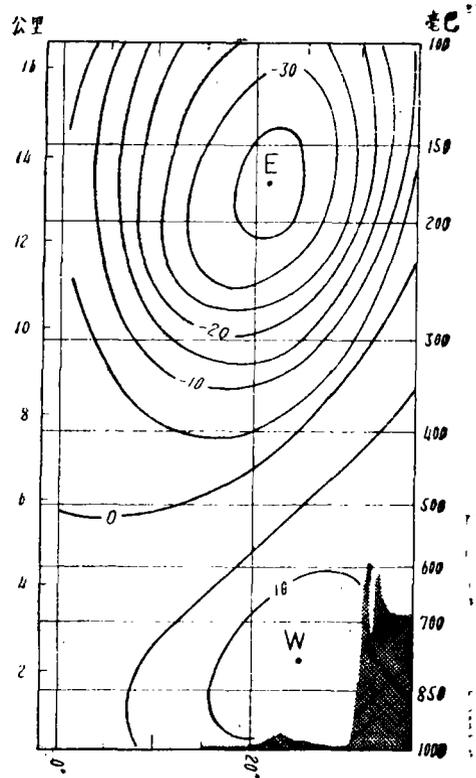


图6. 80°E 经线剖面图上七月份纬向风分量 (米/秒) (根据八十天积分而计算所得)

的假定：陆地反射率——15%；大陆表面空气相对湿度——60%，洋面相对湿度——100%，凝结时相对湿度——100%。用10分钟的时间步长积分到第80天，得出图6的纬向风廓线。图6与73°E经线剖面图(图3)的长期平均比较，只显出微小的误差，风速极大值相符。这次试验具有特别重要的意义是由于在以往的没有包括大高原作用的试验中，所算得的西风最大值小于5米/秒，东风最大值小于10米/秒，这就与喜马拉雅山以东的平均剖面的情况相似了。因此，这一模式惊人地证实了喜马拉雅—西藏大高原对环流影响的潜在作用。

印度上空的夏季季风槽

此槽在平均图(图7, 略)(Ananthakrishnan与Rao, 1964)上如此明显，它很可能是地形影响造成的“锚槽”。由于它位于喜马拉雅西南约450公里处，且走向与山脉平行，很可能喜马拉雅山脉就是它的“锚地”。喜马拉雅南坡的上滑风是夏季大尺度环流的组成部分(Flohn, 1968)，虽然午后强度最大，但一天24小时均盛行。它与图7的北面最大雨量区重合，且很可能这种上滑风在对流层中部向西南方返回而在印度北部平原上空下沉构成局部的垂直环流。那里，下沉增温与相对较少的云量(发展方程的第二、第三项)，有利于地面低压槽的长期维持。

跨越赤道的相互作用

“……似乎喜马拉雅对季风的影响还扩展到南半球的高空流场。南半球印度洋上空的东南信风与北半球的夏季西南季风汇合，这是大家都知道的事实。因此，似乎显出了两半球的环流存在着某种耦合”(Reiter, 1963)。

南半球冬季上部对流层环流的纬向分量绝不是均匀的。自六月至八月，沿23°至25°S，从印度洋东部越过澳大利亚直至南太平洋的西半部上空均有巨大的垂直风切变(van Loon与Taljaard, 1958)。在所形成的急流中，澳大利亚上空的平均风速超过70米/秒(Muffatti, 1964)。但在南非上空，急流不很明显，平均风速仅达35米/秒(Hofmeyr, 1961)。此外，极地西风带的槽和脊也出现在不正常的位置上。按照鲁宾(Rubin, 1955)，冬季，澳大利亚上空应是500mb动力高压脊的所在地，但实际上在120°E一带反而通常出现500mb槽。

在赤道上空，印度洋西部的对流层下部的向北气流与对流层上部的向南气流，在强度和持续性上，都是其他地区所无法比拟的。在这里，轨迹常与流线相符。最大辐合区应出现在南印度洋对流层上部副热带高压脊的西部和西南部的反气旋性气流中，其所造成的下沉增温空气与极地西风平行流动，加大经向温度梯度(van Loon和Taljaard, 1958)，产生急流。因此，喜马拉雅—西藏大高原不但导致北半球最强烈的急流的发展，而且在相反的季节还间接地造成了南半球的最强大急流。(譚丁校)