

青藏高原地形对孟加拉湾热带气旋 动力影响的模拟实验研究

王允宽 刘俊清 黄中华

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文以流体动力学模拟实验的方法,初步揭示了青藏高原地形,对移到高原南侧 25°N 附近的孟加拉湾热带气旋的地形效应。这种大地形的动力作用,对以不同路径靠近高原的孟加拉湾热带气旋的影响是不同的。

我们给出了三种不同路径移近高原的孟加拉湾热带气旋的上、中、下层水平流场及垂直剖面结构,并计算了它们在上述各层的风速径向分布。

一、前 言

孟加拉湾热带气旋,主要在西南季风期(6—9月)的前后出现较多。它们在孟加拉湾的海域生成并加强后,北上登陆与有利的环境流场相互作用(如南支槽、副热带急流等),对我国的天气——特别是青藏高原地区的天气带来一定影响。我国的天气工作者在这方面作了不少研究^[1-4]。但青藏高原大地形对这些孟加拉湾热带气旋的活动有些什么作用,人们研究得还不多。已有的关于山脉或岛屿等地形对台风涡旋影响的研究^[5-7],大多是山脉或岛屿的尺度与台风涡旋的尺度相近。而青藏高原地形的范围、尺度,比孟加拉湾热带气旋要大得多,因此它的作用将不同于尺度较小地形对热带气旋的作用。另一方面由于台风为天气尺度系统,青藏高原上测站分布又稀疏,要以实际资料分析研究就比较困难。而采用数值模式模拟热带气旋在大地形作用下三维空间流场变化,也是一个较为复杂的课题。这里我们不考虑环境流场影响(这不仅是因为在以空气为介质的容器内,复制大型背景场是困难的,而且若考虑大型背景场的影响往往会掩盖了地形效应的作用),而以流体动力学模拟实验的方法,研究青藏高原地形这个单一因素对孟加拉湾热带气旋的动力作用,这相对是比较容易实现的。本文初步揭示了青藏高原大地形对移到高原南侧 25°N 附近的孟加拉湾热带气旋存在着明显的地形效应,这对预报孟加拉湾热带气旋对我国天气的影响有一定参考价值。

二、影响青藏高原及其临近地区天气的孟加拉湾热带气旋的一般路径

曾有人用 1969—1973 年的资料总结了孟加拉湾热带气旋的路径,在 7 条路径中有 3 条能影响到我国天气^[2]。我们为了使实验工作有一定实际意义,选以对我国天气带来影响的孟加拉湾热带气旋的活动作为研究对象,为此我们从 1971—1980 年的 10 年资料中,选出了 14 个孟加拉湾热带气旋活动实例(以能移到高原南侧 25°N 附近,强度到达热带风暴级,即其风速 $>17\text{m/s}$,风暴生命史在两天以上的作为统计对象),以经纬距均为 1° 的网格统计热带气旋通过的频数,绘制了孟加拉湾热带气旋移动路径频数图,从图中可以看到,这些能给我国天气带来影响的孟加拉湾热带气旋出现的最大频数中心有两个,一个位在 $20^{\circ}\text{N}, 89^{\circ}\text{E}$ 附近;另一个在 $17^{\circ}\text{N}, 87^{\circ}\text{E}$ 附近(图略)。

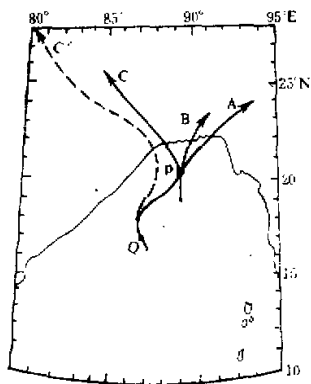


图 1 影响我国天气的孟加拉湾热带气旋的主要路径

我们在上述频数分布趋势的基础上,进而参考实际路径绘出了图 1。能影响我国天气的孟加拉湾热带气旋是沿 A 、 B 、 C (或 C') 三条路径接近高原,并对青藏高原南部及云贵高原的天气产生影响的。其中 A 路径是东北向, B 路径为北上后略偏东, C 路径为转向偏西北方向移动, C' 路径则比 C 路径更偏向西北,并且移动的路径最长。总之我们可以概括为:北上移近高原的孟加拉湾热带气旋的路径有两种趋势,一是沿偏东方向转向,如 A 、 B 路径;另一是沿 C 、 C' 路径转向偏西方向。这个由实际资料总结出来的孟加拉湾热带气旋活动路径,就是我们以后进行实验设计和研究的基础。

三、实验装置与设计

实验转台与文献[10]同,实验容器的高度为 3.5cm ,水平尺度为 1.47m 。在距实验容器盒底部 10cm 高处,设置了一个具有活动臂的红外加热装置(加热功率 18.0W — 18.7W)作为形成风暴(以后为叙述简便,称模拟的孟加拉湾热带气旋为风暴)的潜热能源。实验容器内的介质为空气。实验的示踪物质为卷烟的烟雾,同时它又是红外能量的吸收介质。为了能拍取水平流场及垂直剖面结构,设置了水平片光源及垂直片光源,片光的厚度约为 0.8cm 。我们拍摄的三层水平流场的高度分别距容器底部为:上层 3.1cm 、中层 1.6cm 、下层 0.6cm 。实验时转台的周期为 31.5s 。

实验用地形,是以地形图为依据,缩小比例制作的。由于实验容器尺寸的限制,在容器内风暴的移动路径如图 2 所示。图中的模拟风暴路径与图 1 给出的由实例统计出的路径基本一致。这里我们仅把具有一定曲率的 A 、 B 、 C 路径,改为直线路径。而图 1 中的 C' 路径较长,不便在实验容器内操作,故把它省略了。实验时,取 A 、 B 、 C 三条路径共同

交汇处 P 点为风暴移动的起始点。最后特别指出的是, 由于受实验设备所限, 目前风暴在实验容器内还不能自由移动。我们仍以移动地形的办法(风暴在容器内不移动), 实施对风暴沿特定路径移动的模拟实验研究(风暴在大气中移动速度为 $2.5-5$ 纬距/日, 在转盘模拟中移动速度为 $55-110$ 毫米/盘日)。有关实验的相似性问题已在文献[11]中有过讨论, 这里就不再论述。我们在表 1 中给出风暴在大气、转盘中各特征量的数据, 表 2 中给出了有关无量纲相似判据的数值(大气中取 $\varphi = 25^\circ\text{N}$)。

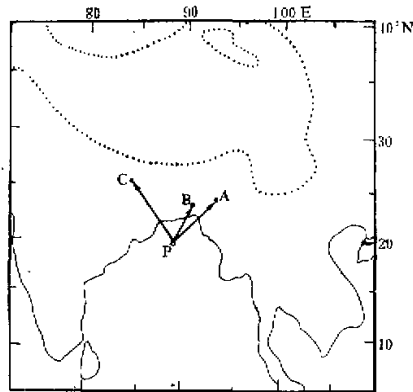


图 2 实验转盘内的风暴移动路径示意图

表 1 风暴在大气、转盘中各特征量的数据

特征量	水平尺度 L	垂直尺度 H	风速尺度 V	角速度 ω	粘性系数 ν
大 气	10^6cm	$1.5 \times 10^6\text{cm}$	$4 \times 10^6\text{cm/s}$	$7.29 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$	$1.5 \times 10^6\text{cm}^2/\text{s}$
转盘模拟	30cm	3.5cm	2cm/s	0.2s^{-1}	$0.23\text{cm}^2/\text{s}$

表 2 风暴在大气(取 $\varphi = 25^\circ\text{N}$)、转盘中无量纲相似判据的数值

相似判据	Rossby 数	Ekman 数	Froude 数
大 气	0.648	2.4×10^{-4}	1.6×10^{-4}
转盘模拟	0.167	6.4×10^{-4}	1.3×10^{-4}

四、实验结果

我们通过大量实验发现, 青藏高原地形对按 A 、 B 、 C 三种不同路径移近高原的风暴影响有一定差异。

(一) 风暴沿 A 路径移动的实验结果

1. 水平流场

风暴中心位在图 2 P 点时的上、中、下层水平流场,各层均为对称的圆形环流。当风暴移到图 2 所示的 A 点时(见图版 I 图 3),上层流场仍是对称近于圆形的环流(西半部环流边缘整齐,北部流场略有收缩),而风暴中心已经偏离坐标中心位置,后退了一个坐标单位。这表明风暴中心移近高原时略有减速。此时相应的中、下层流场表明风暴中心仍维持在坐标中心处(即风暴中心移速没有明显变化)。此时中、下层流场呈现了南北方向不对称的偏心结构,特别是环流的右前部流场(受高原东部的南北走向山脉的影响)发生明显变形(图略)。这种偏心及环流形变是与高原大地形阻挡作用有关的。为了进一步了解高原地形的作用,风暴移到 A 点后,又沿 A 路径继续向偏东北方向移到 25°N 以北。这时风暴的水平流场又出现了新的变化,上层流场呈沿南北轴向伸长的状态,同时在风暴东部靠地形南端的环流向东南延伸。这时风暴中心也向北,移出坐标中心(表示风暴中心移速加快,图略)。相应的中、下层流场,也表现为风暴中心向北偏移。地形东南端存在一个与上层流场相对应的向东南延伸呈西北-东南向的地形槽(见图 3A,为中层流场),上层流场的南北向伸长变形,各层风暴中心移动的加速现象及高原南北走向地形南端的地形槽生成等,均反映大地形的动力影响有一定贡献。这些实验现象还有待进行深入的理论探讨。

2. 垂直剖面结构

图 4A₀(见图版 II),为风暴中心位于起始点 P 时的垂直剖面环流(我们给出的垂直剖面,均是沿南北方向取的),这时风暴的南北两个对流环十分对称,风暴眼区是竖直的。当风暴中心移到 A 点时(见图 4A),眼区上下位置偏移,中、上层向南侧偏,而下层风暴中心的位置无明显变化。靠近地形一侧可看到上层有一支气流在地形的抬升作用影响下,迅速向北延伸。中、下层维持着一个比南侧对流环弱的环流结构。这个减弱的对流环中的下沉运动,仅发生在靠近地形的部分,是沿地形斜坡方向作下滑流动。当风暴沿 A 路径方向移过 A 点,到达 25°N 以北时,风暴的眼区趋于衰亡,在地形一侧的上空出现了一个无烟云的区域,见图 4B。从照片中可看到,这时靠地形一侧的对流环又有所减弱,而地形上空仍维持着一支向北延伸的气流,这支环流中的下沉运动,仍是沿地形坡度的下滑运动。

3. 风速的径向分布

实验时,通过捕捉可跟踪烟粒的办法(以 2 秒的时间间隔作连续拍照,跟踪特征烟粒),分析处理了在各层上的大量的特征烟粒移动的轨迹,计算出模拟风暴内上、中、下各层的风速径向分布。图 5 为风暴中心位于 A 路径 P 、 A 点时各层的风速径向廓线。在这三个层次中最大风速的变化存在差异。中、上层最大风速变化趋势一样,均是从 P 移到 A 处最大风速有所增大。但上层比中层增大得多(几乎大一倍),下层的最大风速变化与中、上层

相反,当风暴移近地形时,最大风速减小。风暴移近高原地形时,其最大风速在中、上层所以增大,是与地形的抬升作用有关;而下层减小的重要原因,则是地形阻挡作用的影响。

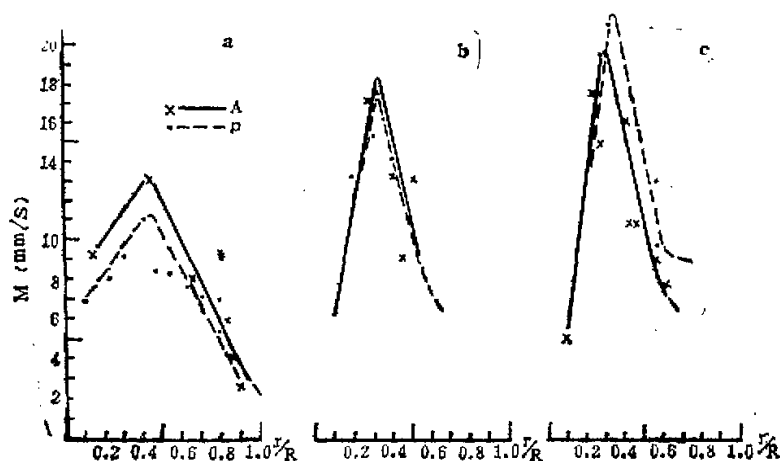


图 5 风暴中心位于 A 路径 P、A 点时各层的风速径向廓线

a: 上层, b: 中层, c: 下层

(二) 风暴沿 B 路径移动的实验结果

1. 水平流场

风暴位在 P 点时,各层水平流场均为近于对称圆形环流。当风暴移到图 2 中的 B 点时,中、下层流场在东西轴向上略有伸长,上层因风暴的北部云系已伸到地形边缘,故南北向压缩不大。此时各层风暴中心眼区位置无明显变化(图略)。越过 B 点,沿 B 路径方向移到 25°N 附近时,各层风暴中心位置略向地形一侧偏移。中、下层流场皆为东西轴向伸长,上层风暴烟云北部到达地形上空的部分明显向北延伸(见图 3 B)。

2. 垂直剖面结构

风暴中心位于 P 点时,南北两个对流环是对称的,眼区无倾斜(同图 4 A₄)。当风暴中心移到 B 点时,与 A 路径(图 4 A)剖面不同之处是这里风暴中心位置基本上一致,眼区无明显偏移。风暴移过 B 处到达 25°N 附近时,中、下层眼区仍竖直,整个眼区略向地形一侧偏移(风暴中心移速加大)。同样可以看到靠近地形一侧的对流环也有所减弱。同时在地形一侧上空,存在与图 4 B 类似的无烟云的区域(照片略)。

3. 风速的径向分布

风暴中心位于 B 路径 P、B 点时,各层的风速径向廓线表明,沿 B 路径移近高原时,各层最大风速均有所增大,其中以上层最大风速增加较多(图略)。

上述实验结果表明,沿 *B* 路径移动的风暴,水平流场仅在中、下层出现东西轴向伸长的形变,各层流场环流边缘整齐(无地形槽),眼区偏移比沿 *A* 路径移动的风暴要小,特别是在 *P*、*B* 两处底层最大风速没有出现与中、上层变化相反的趋向,这反映了大地形对沿不同路径活动的风暴影响是存在差异的。

(三) 风暴沿 *C* 路径移动的实验结果

1. 水平流场

风暴位于图 2 *P* 点的各层水平流场状况,仍为对称圆形环流。当风暴沿 *C* 路径移到 *C* 点时,上层流场特征是风暴北部云系到达地形上空后明显向东北方向伸展,风暴中心向西再向西北偏移出坐标中心,见图 3*C*。这一实验结果与图 6(见图版 III)所示的沿偏西的孟加拉湾热带气旋卫星云图实况有相似之处(图 6*A* 为 1972 年 9 月 9 日的可见光卫星云图,图上的风暴中心所处位置 20°N , 86°E 与我们实验中的起始点 *P* 距高原地形的位置一致。此时可看到卫星云图上的风暴与图 3*A*。所示模拟风暴均为对称的圆形环流。两天后,9 月 11 日这个风暴偏西行,中心位置移到 25°N , 81°E 附近,风暴北部云系已到达高原地形上空,并向东北方向延伸,见图 6*B*。这一实况与图 3*C*。所示的实验结果十分相似)。我们查阅了这一实况的高空天气形势图,发现这个风暴受环境流场影响较小。在这种情况下高原地形效应就不易被环境流场的作用所掩盖。实况与实验二者一致,反映了大地形对风暴的水平环流存在明显的影响。我们通过图 3*A*、*B*、*C* 又可看出由于风暴移动的路径不同,高原地形对风暴水平环流的影响也不一样。

当风暴中心到达地形边缘附近时,风暴北部的云系进一步在地形上空向东北方向扩展。这时较为完整的涡旋环流遭到破坏,风暴处于消亡阶段。相应的中、下层环流的眼区被破坏,涡旋环流东部破裂(图略)。实验结果表明,风暴移到地形边缘附近,不仅中心移动速度明显加快,同时地形的动力作用还使风暴环流衰亡加速。

2. 垂直剖面结构

风暴中心在 *P* 点的状况如图 4*A*。所示。风暴中心移到 *C* 处,眼区从上至下均偏移出原来在 *P* 点时的位置。在地形一侧减弱了的对流环中、上层,主要为沿地形上空向北输送的气流,这时在中低层还能观察到范围不大的、弱小的对流环,且流动十分缓慢。风暴中心移到地形边缘时的垂直剖面结构如图 4*C* 所示。其突出特征是,地形一侧的对流环已经基本消亡,另一侧的对流环也明显减弱。上述特征标志着这个涡旋的生命将要结束,而残余的能量仍被一支指向地形上空的气流不断地向高原上空输送(实验中,我们清楚地观察到残存于涡旋中的烟云不断地被牵引到高原上)。沿 *A*、*B* 路径移到地形边缘的风暴也是如此。实验结果充分说明,青藏高原地形效应是促使超过 25°N 以北的风暴涡旋消亡的重要原因。

我们这里要特别指出的是,从图 4*B*、*C* 中可以看到当风暴中心移到 25°N 附近时,风暴北部云系上了高原。沿这三个路径移动的风暴垂直剖面结构均存在一个共同特征,就是在地形一侧上空相当于实际大气的 300hPa 高度附近,存在一个没有烟云的晴空区域

(晴空区的两边存在风向、风速的切变)。这个晴空区域越向中心部位越迅速下倾。实验表明,这一晴空区域的出现与大地形动力作用有关。

3. 风速的径向分布

风暴中心位于 C 路径 P 、 C 点时,各层的风速径向廓线的特征与沿 A 路径移近高原时的风速径向廓线图 5 相似。即在中、上层当风暴中心由 P 移至 C 点时最大风速不断增加,下层则相反,最大风速不断减小。不同之处是这里在中层最大风速增加的量值比 A 路径的要大(图略)。

五、小结与讨论

综合上述实验结果,提出下面几点予以讨论:

(1) 青藏高原的地形效应,对能移到高原南侧 25°N 以北地区影响我国天气的孟加拉湾热带气旋的作用明显的。其特征是使风暴中心接近高原时移动加快(眼区向地形一侧偏移),中、上层最大风速增大,下层最大风速减小。

(2) 青藏高原地形的动力作用,是促使移到高原附近的孟加拉湾热带气旋消亡的重要原因。

(3) 孟加拉湾热带气旋对我国天气的影响,不仅同环境流场及高原上空冷空气的活动有关,而且青藏高原地形的动力作用也是造成孟加拉湾热带气旋影响我国天气的一个不可忽视的因素。大地形对带有大量水汽、热量的孟加拉湾热带气旋的动力抬升,使这些热量与水汽从中、上层不断输送到高原及其临近地区的上空,给降水等天气提供了有利条件。

(4) 由于青藏高原地形的动力影响,孟加拉湾热带气旋移到 25°N 以北,风暴北部云系伸入高原上空后,地形上空 300hPa 高度附近存在一个晴空区。在其两边不仅存在着风向、风速的切变,可能还是温、湿等要素分布的不连续区域。这一现象有待天气实况的验证或进行深入的理论探讨。

(5) 青藏高原地形效应对以不同路径移向高原的孟加拉湾热带气旋的影响存在着差异。

本工作承蒙周同志予以热情支持和帮助,作者衷心感谢。

参 考 文 献

- [1] 叶笃正、高由禧等,1979,青藏高原气象学,科学出版社, p. 150—152.
- [2] 北京大学地球物理系热带天气研究组、国家海洋局水文气象预报总台,1976,孟加拉湾风暴的活动及其对我国天气的影响,热带天气会议论文集,科学出版社, p. 58—69.
- [3] 西藏自治区气象局、拉萨气象台,1974,孟加拉湾台风对西藏高原的影响,青藏高原论文选, p. 114—123.
- [4] 青藏高原气象科学研究拉萨会战组,1981,夏半年青藏高原 500 毫巴低涡切变线的研究,科学出版社, P. 41—45.
- [5] 张捷迁、魏鼎文、何卓华,1975,台风结构和中国东南沿海地形对台风影响的初步实验研究,中国科学, p. 302—314.

- [6] Chu K. K., Wang S. T. and Pao. H. P., (1978), Surface wind fields and moving tracks of typhoon when encountering the island of Taiwan, 11th technical conference on hurricanes and tropical meteorology. American meteorological society p. 84—87.
- [7] Pao H. P., Hwang, R. R. (1978) Effects of mountaing on a typhoon voytex: A Laboratory Study. 11th technical conference on hurricanes and tropical meteorology. American meteorological society. p. 88—91.
- [8] 董克勤、李曾中, 1980, 海南岛地形对过岛台风影响的初步研究, 大气科学, Vol. 4, No. 3 p. 288—292.
- [9] 董克勤、李曾中、张婉毓等, 1982, 大型岛屿对过境台风影响的研究, 1980 年热带天气会议论文集, 科学出版社, P. 166—168.
- [10] 魏鼎文、张捷迁, 1982, 双台风相互作用的流体动力学模拟实验研究. 中国科学, P. 87—94.
- [11] 魏鼎文、王允宽, 1983, 热带气旋形成理论中的几个基本问题——流体动力学模拟实验研究, 1981 年台风会议文集, 上海科学技术出版社, P. 141—152.
- [12] Environmental Satellite Imagery. (AVCS) imagies 35-mm microfilm reels. U. S. A. National Oceanic and Atmospheric Administration Federal Building. 1972.

AN EXPERIMENTAL SIMULATION STUDY ON THE DYNAMIC EFFECT OF THE QINGHAI-XIZANG PLATEAU ON TROPICAL CYCLONE OVER THE BAY OF BENGAL

Wang Yunkuan Lin Junqing Huang Zhonghua
(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

By making use of fluid dynamical simulation, the tropical cyclones over the Bay of Bengal to the south of the Plateau and near 25°N are preliminarily studied. This dynamic effect of the huge topography is variable in terms of various tracks of the tropical cyclones over the Bay of Bengal which approach the Plateau.

We have presented the horizontal flow patterns at the low, middle and upper levels and the vertical cross-sections for three tracks of the tropical cyclones approaching the Qinghai-Xizang Plateau and estimated the radial profiles of wind speed.

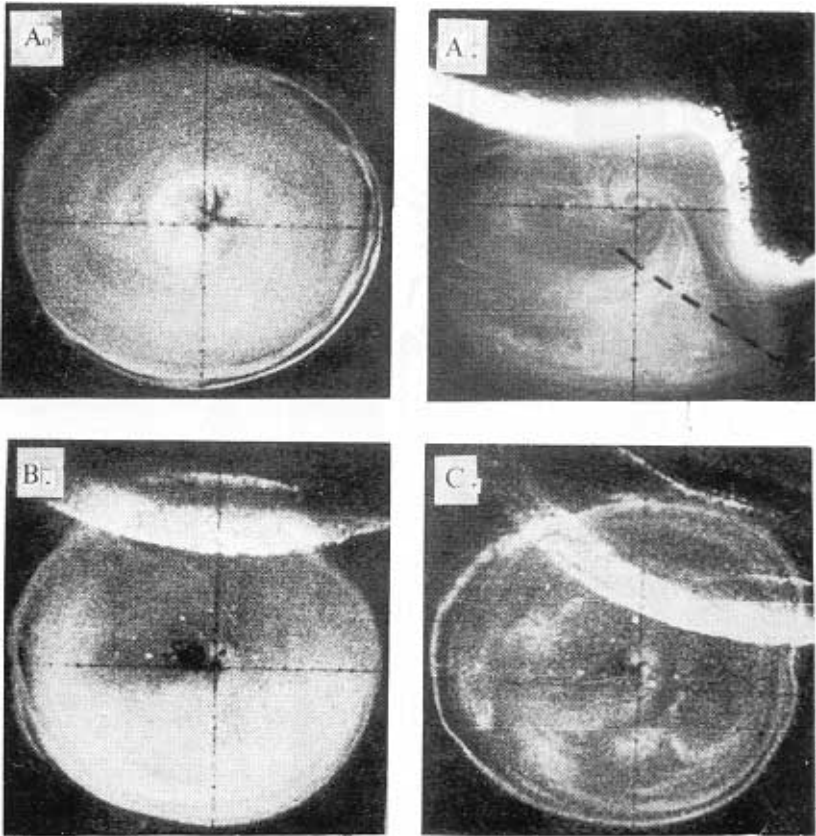


图 3 模拟风暴的水平流场

A₀: 风暴中心位于 P 点时的上层流场,
A: 沿 A 路径风暴中心移到 25°N 以北的中层流场(断线标示地形槽),
B: 沿 B 路径风暴中心移到 25°N 以北的上层流场,
C: 沿 C 路径风暴中心位于 C 点的上层流场.
风暴云系北部或东北部白色亮带为高原地形的边界.

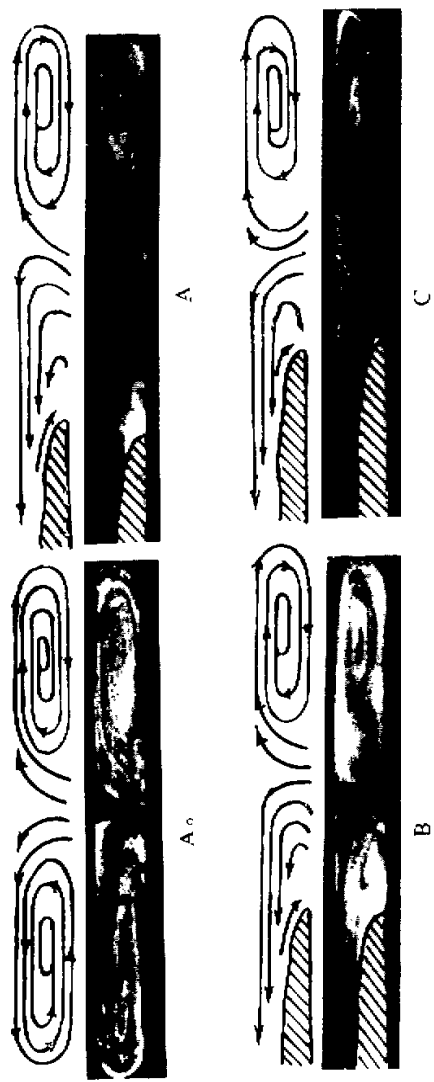


图 4 模拟风暴的垂直环流及其对应照片

A₀: 风暴中心位于 P 点;
A: 风暴中心位于 A 点;
B: 风暴中心沿 A 路线移到 25°N 以北;
C: 风暴中心沿 C 路线移到地形阴影处。
照片左下部斜线所示为高原地形阴影面

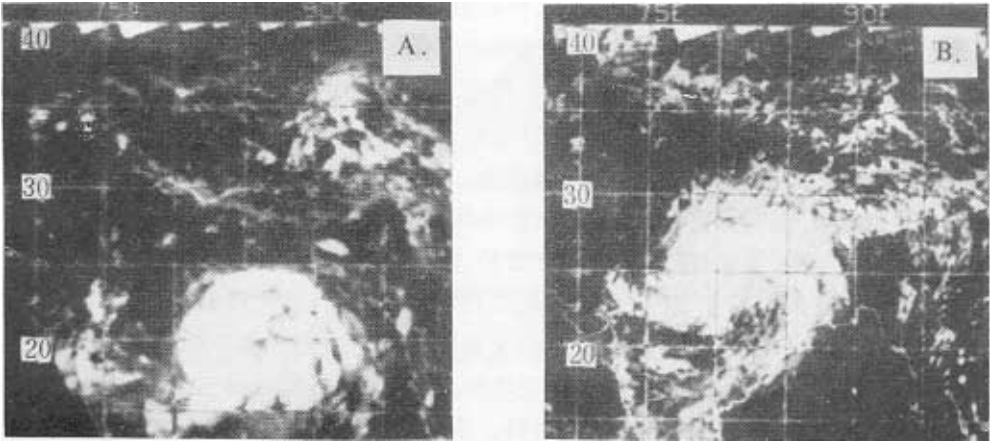


图6 沿偏西方向移动的孟加拉湾热带气旋卫星云图^[23]

A: 1972年9月9日可见光(白天),
B: 1972年9月11日可见光(白天).