

夏季青藏高原流场三维结构的模拟实验

中国科学院大气物理研究所二室模拟组

提 要

本文用流体模拟实验的方法,研究了我国夏季青藏高原及邻近地区环流的三维结构和成因,主要结果为:

无转动因素时,高原加热作用能引起流体在低层径向地朝高原辐合,在高原上层放射状向周围辐散。高层辐散流体的一部分在高原内部开始下沉,形成高原上空的对流环,在有转动的实验中也观察到。辐散流体中还出现波动。

高原内部经常出现两个对流上升中心,中心附近的温度有较大脉动,两个对流上升区之间有时为下沉运动,构成高原内部独特的对流环。

通过高原中部的南北垂直剖面上,可观察到方向相反的两个对流环,流体在高原中部上升,在南北高原范围内下沉。在高原外部为高原加热引起的下沉运动。

实验表明,包括基本东西风和高原以外热源的环境背景条件,对高原流场有重要作用。

实验结果为解决夏季青藏高原环流的三维结构提供了依据。文中列举了一些说明的现象。

一、引 言

我们在[1]中研究了加热高原对水平环流的作用,在[2]中则对高原东侧西南涡的形成和移动规律作了探讨,在[3]中对夏季高原对流活动及其对大型环流的作用进行模拟。

本文是我们开展的一系列模拟实验工作的一个方面,研究在不同的背景条件下,加热高原上空及邻近地区的垂直环流结构,揭示三维流场的内部连系,并给予一定的解释,以加深我们对实际大气中青藏高原地区天气现象本质的认识。

二、实验装置及基本流场

实验装置与文献[1]、[3]中所介绍的基本相同。根据本实验的要求,增设了两种垂直片光源,一种是平面片光,用来观察南北垂直剖面,另一种是圆弧形片光,弧度相当于高原中部的纬圈圆弧,供观察东西纬向垂直剖面用。两种片光的宽度均为0.5—1.0厘米。实验中除用示波照相机拍照外,还用摄影机进行摄影。主要剖面位置见图1。

在照相取资料时,按上层、中层、下层并穿插垂直剖面的次序反复拍照。曝光时间上、中、下三层及垂直剖面分别为6秒、12秒、18秒、9秒。为便于确定液体流动方向,除上层照片外,在曝光过程中短时遮光使照片上质点轨迹呈——状(短划为尾,长划为首)。

1977年4月25日收到。

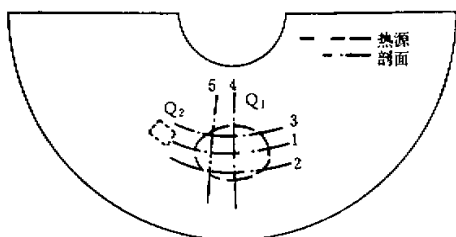


图1 热源布局及垂直剖面位置。

我们使用了两个热源 (Q_1 , Q_2), 其中 Q_1 为高原热源, Q_2 为所增设的热源, 它们的主要参数见表 1, 在实验区内的布局见图 1。

Q_1 的制作同 [1], Q_2 是用镍铬丝缠在长方形的框架上制成的, 电阻丝布成网状, 流体可以自由通过。

为了了解高原模型加热的均匀程度, 我们用测定 Q_1 表皮温度的方法间接估计了高原热源的加热场分布型式。

经测定, 在气温为 17°C , 高原模型的加热量为 0.64 瓦时, 高原模型表皮温度分布为图 2 所示。它表明温度分布呈单中心状, 高温区在高原中部略偏西南, 温度由中心向四周比较均匀地递减, 我们认为实验中高原热源 (Q_1) 的加热场型式应与此大致相同。

表 1 高原及伊朗热源主要参数

热 源	形 状, 高 度	加 热 面 积	电 阻 值	平均加热强度
Q_1 (高原)	长轴 7 厘米, 短轴 5 厘米 高 3 厘米的半椭球体表面	约 25 厘米 ²	5.26 欧姆	0.026 瓦/厘米 ²
Q_2 (伊朗)	长 2.5 厘米, 宽 2 厘米的矩形 扁平纲, 离底 1.5 厘米	5 厘米 ²	5.12 欧姆	0.016 瓦/厘米 ²

我们以两种流场作为基本场。

A 型: 流场为准静止状态, 实验区内温差很小 ($\leq 0.1^{\circ}\text{C}$)。实验时取转速 $\Omega = 0$ 或 $\Omega = 0.177$ 弧度/秒 (相当于周期 $T = 35.5$ 秒)

B 型: 在 $\Omega = 0.177$ 弧度/秒的 A 型流场基础上, 赤道 (水浴) 降温约 0.5°C , 极区 (内圈) 降温约 1.5°C 后形成, 其上层流场 (照片 [一]) 低纬为平直东风, 高纬为平直西风, 低层流场方向与此相反。上层流场东西风带之间风速很小, 易受东西风带上扰动的作用, 而分裂成一个个高压单体。

实验区内溶液深度 (H) 约 6 厘米, 密度 (ρ) 约为 1.043 克/厘米³, 动力粘性系数 (μ) 为 1.715×10^{-2} 克/厘米·秒 (取摄氏温度 20 度时的值)

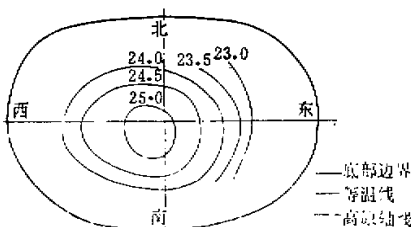


图 2 加热高原表皮温度分布 (单位 $^{\circ}\text{C}$)

三、主要实验结果

1. A 型流场下的实验, $\Omega = 0$:

高原模型加热后, 经过一个演变过程, 流场趋于稳定, 这时水平流场见图 3 (示意图), 通过加热“高原”中部的南北垂直剖面流场见照片 [二]。高原附近地区中下层流体 (占水

深的三分之二)径向地朝高原辐合,在高层(占水深的三分之一)放射状辐散,加热高原上的上升质点作直线运动,上升区只有一个,并局限在高原中部较小地区。

在照片[二]中清楚看出质点沿高原表面向上爬升,它们补充了在高原中部上升到表层向四周辐散的流体。高原内部上空有南北大致对称的小垂直对流环,环的外侧下沉运动属于补偿性质,下沉后又回到上升区。环的中心高度在高原表面到液面之间,这也是高原上空辐合运动和辐散运动的分界高度。

在照片[二]上我们还看到,高原上的两个小对流环被包围在高原与极地之间及高原与赤道之间的两个大垂直环流之内。离高原较远的赤道和极地地区下沉运动不够明显,可能是由于包围高原的下沉区比高原中部的上升区大得多引起的。实验表明,高原上的垂直对流环的大小和强度与高原的加热量有关,高原加热强度大,则对流环也愈清楚。

另一个值得注意的现象,是在高原上空向四外辐散的流体中出现波状扰动,波长约3—4厘米,相当于高原的长轴的一半,振幅约0.5~1厘米,为溶液深度的1/12~1/6。当高原加热强度增大时,此波的波形不变,振幅加大,属于驻波性质,浮力可能是产生这种波动的主要原因。

加热高原的东西纬向剖面流型(照片略),与南北剖面类似,所以高原上空的垂直对流环应是环绕整个高原的立体环。

必须指出,在液面下很薄一层流体的运动方式与其下面的流体不一样,它作鞍形场运动(图3中点划线所示)。

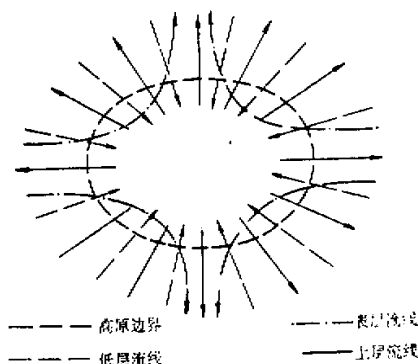


图3 $Q = 0$ 时加热高原各层水平流场示意图

2. A型流场下试验, $Q = 0.177$ 弧度/秒 (周期 $T = 35.5$ 秒):

转动和高原加热的共同作用使水平流场发生根本变化。在柯氏力的作用下,高层出现反气旋性环流,与辐散运动区相合。(照片[三])加热高原表面附近出现气旋性环流,它与辐合运动区域相一致。(照片[四])

在流体的中层,高原表面附近的低压环流仅局限在加热区,在高原低压之外又变成高压环流,此高压环流与高层的高压环流位置对应,照片[四]显示出的高压区要比高原表面的低压范围大的多。中层环流的上述特点,使得在高原的南部偏东地区和北部偏西地区各出现一个高压区,高压之间为高原表面附近的低压区,下面将连系高原邻近地区的下沉运动进一步分析。

加入转动因素后,加热高原上空垂直运动的性质也有较大变化,从高原表面向上运动的质点,以及爬坡向高原顶部辐合的质点不再是直线式,而是螺旋式的,从下向上先取气旋式,后取反气旋式运动,交替界面在高低系统的转换层,接近高原表面的高原上空。螺旋式的运动是垂直向上运动与水平旋转运动的复合。

下面给出通过高原不同位置的垂直剖面,分析高原上空垂直流场的特征,各张照片分属于不同的实验。

(1) 通过高原中部的纬向垂直剖面

照片[五]是这种剖面,它清楚显示出沿高原长轴方向有两个垂直对流区,温度测量表明,这两个上升区相对于周围,都有较高的温度脉动,脉动区水平范围约1~2厘米,[3]中对此现象已有介绍。在东西两个对流上升区之间常为下沉运动,有时为弱上升区,它们构成高原内部独特的对流,上升区和下沉区在高原上的水平位置偏在高原东西某一边(如照片[五]左上升区),有时靠近高原中部(如照片[五]右上升区)。这种两个对流区的现象显然比 $Q=0$ 实验中所见到的单一上升区复杂。

从照片[五]中我们还看到高原东西邻近地区的环流不对称,西部有下沉运动,东部不明显。

(2) 沿高原南坡和北坡的纬向垂直剖面

照片[六][七]分别给出沿高原南坡[六]和北坡[七]的东西纬向垂直剖面,也看到上述对流活动复杂的结构,高原内存在不同的上升区。由于南坡和北坡的高原加热较弱,又处在高原高压外围的东风(南坡照片)或西风(北坡照片)的复盖之下,东西风的平流作用不利热量的聚集,削弱了垂直对流的强度,垂直对流的高度较低。

由照片[六][七]还可看到,在高原西部邻近地区中低层流体有弱下沉运动,但高原东部这一现象也不清楚。

(3) 通过高原中部和西部的南北垂直剖面

照片[八]为通过高原中部的南北垂直剖面,这时只有高原中部是上升区,没有纬向剖面上(照片[五])的两个上升区的现象。在高原中部上升区的南北两侧各出现一个类似于照片[二]($Q=0$)所见到的对流环,两环的旋转方向相反,环的中心高度在溶液中上层,对流环外侧的下沉运动位于高原范围内的上空。我们还注意到在高原的南北邻近地区均为深厚的下沉运动,它的一部分流向高原,补偿了高原中部的上升液体,另一部分在高原之外向底部流动。在高原表皮作爬升运动的质点也起了补充高原中部上升液体的作用。

在高原的北侧和极地之间的中下层流体有一个很醒目的垂直环流存在,极地南为上升区,高原之北为下沉区,低层为南风,中层为北风。当高原加热量增加到 0.052 瓦/厘米²(相当于表1数值的一倍),这一环流圈更为显著。它的产生可能是加热高原上升运动的诱发。从环流形式来看,高原北侧大范围的下沉运动起着重要作用,它是补偿高原中部上升质点的主要来源,这个事实告诉我们,高原的加热能对高原以外更大范围的环流起作用。

由于高原南北邻近地区大范围的下沉运动在 $Q=0$ 的实验中(照片[二])不出现,因而它的产生与旋转也很有关系。

照片[九]是通过高原西部对流上升区的垂直剖面,在高原上空仅表现为一个对流环,这是由于高原西部上层为高压外围的南风所控制,由高原上升的质点随南风流向高原北部,故没有照片[八]中的南部对流环,但对流环也在高原范围内的上空,高原的南北邻近地区也是下沉运动区。

由照片[八][九],我们注意到,补偿高原加热上升的流体大致由两部分组成,一部分是贴近高原表皮作爬升运动以及高原邻近下沉并向高原辐合的流体,来源于高原的外部,可称为外循环作用,另一部分是由刚参与上升运动的质点,在上层辐散后又下沉卷入上升

运动区的,属内循环性质。对比 $Q = 0$ 的实验可知,不管有无旋转的作用,只要高原的加热强度足够大,内循环性质的对流环就会发生,它们在 $Q = 0$ 和 $Q = 0.177$ 弧度/秒的实验中,有相似的高度和形状,是流体运动的连续性引起的,不是旋转的作用。

将南北剖面照片[八][九]与纬向剖面照片[五][六][七]对比,发现在高原北部和南部的下沉运动比高原东西邻近地区明显,这一差异的原因是由于高原加热后,沿短轴方向的辐合作用比沿长轴方向的辐合作用强,造成高原南北的下沉补偿也比东西方向强。这一长短轴辐合强度的不对称性在 $Q = 0$ 的实验中已注意到,它可能是图[3]所示的高原上空液体表面极薄一层流体作鞍形场运动的原因。也是照片[四]中在高原南北侧(不是东西两侧)形成高压区的原因。

(4) 加热高原垂直运动和高层高压产生的同时性

加热高原上空能目测到的上升运动和表层高压几乎是同时出现的。实验中,用镜子将水平流场图象反映到垂直剖面的视场内,同时观察了垂直和水平流场的演变。分析摄影机拍摄的结果,发现最初的垂直运动和上层高压的产生先后不超过一个盘日。所以对青藏高原高压这样的系统,用它内部的垂直运动发生来预报高压的出现,没有时间上提前的意义。这说明垂直运动是伴随着中低层的辐合和高层的辐散产生的,与高层高压紧密联系。这里是指它们的产生而言的,当表层高压已经形成后,依靠本身的动能可以维持相当长时间,这时与有无垂直上升运动无关。

(5) 加热高原一个以上对流中心的理论介释

高原加热后,如何能引起两个上升区?它不能用高原表面有不同的加热中心说明,根据图2,在加热高原的表面只有一个高温中心,另外在 $Q = 0$ 的加热实验中也仅见到一个上升区。所以它是在有旋转的条件下,由受热流体内部规律所决定。

Chandrasekhar^[4]曾求得(并为实验所证明)在旋转因素作用下,平底上受到底部均匀加热的流体,其发生对流的条件为 Rayleigh 数 $R_c \left(= \frac{g\alpha\beta}{\kappa\nu} d^4 \right)$ 达到某临界值,该值决定于 Taylor 数 $T \left(= \frac{4Q^2 d^4}{\nu^2} \right)$ 。其中 g 为重力加速度, α 为液体体胀系数, β 为垂直温度梯度, $\kappa = k/\rho C_v$ (k 为热传导系数, C_v 为定容比热) $\nu = \mu/\rho$, Q 为转速, d 为液体深度。

他求出: 当 $T \rightarrow \infty$ 时, R_c 正比于 $T^{\frac{1}{2}}$, a_c 正比于 $T^{\frac{1}{2}}$ 。

其中 $a_c = \frac{2\pi}{\lambda} d$ 为水深(d)与对流泡的波长(λ)之比。在液体下界为固壁,上界为自由面的边界条件下,有下列两组理论值:

$$T = 1.875 \times 10^4 \text{ 时, } R_c = 7.2291 \times 10^5, a_c = 6.00$$

$$T = 6.250 \times 10^4 \text{ 时, } R_c = 1.4511 \times 10^6, a_c = 7.425$$

应用前面给出的我们实验条件下 μ, ρ, Q 值,取 $d = 3$ 厘米(高原表面到液面的最小距离),可计算得

$$T = 3.75 \times 10^4$$

在上列两组理论值之间内插,可得我们实验条件下

$$R_c = 1.035 \times 10^6, a_c = 6.611$$

故 $\lambda = \frac{2\pi}{a_c} d = 2.85 \text{ 厘米}$

算出的 λ (对流泡波长) 有重要意义, 与我们的实验是符合的。前面已指出, 在加热高原的东西方向上发现有两个对流上升区, 大小约 1~2 厘米, 与计算的半波长 ($\frac{1}{2}\lambda = 1.43$ 厘米) 相当。此外按照片[五]估测, 上升区与下沉区中心的距离约 2 厘米, 也与理论计算值相近。显然, 高原加热区(图2)的东西方向远较南北方向长, 在高原的长轴方向, 容易出现也足够容纳两个对流泡。

以上分析说明实验中发现的对流活动, 反映了转动流体底部受热后的一般规律。

但需指出, 我们的实验与 Chandrasekhar 工作有一定差异。这就是高原的加热是局部的, 并有高原地形的机械作用。故高原加热后, 造成一个特殊的环境, 高原上空的暖区, 与环绕高原的较冷液体之间形成斜压力管场, 应产生较大范围的稳定对流。实验中观察到的两个对流中心, 相对而言, 是一种较小尺度的对流活动叠加在上述背景场中的现象。

3. D 型流场和伊朗热源对青藏高压活动的影响

实际大气中, 青藏高压在复杂的环境中产生和活动, 前述的 A 型流场突出了纯粹青藏高压的性质, 但大气中并不存在 A 型这样理想的背景。用 D 型流场(照片[一])模拟青藏高压的变化才比较实际。环境冷热源则是影响高原地区环流的另一重要因素, 实验中我们仅简单模拟了伊朗热源的作用。

有东西风带的 D 型流场对青藏高压的影响与风带的强度, 势力范围, 风带本身的扰动状况有关。当风带较弱或离开高原较远时, 与青藏高原的流场和高原上的对流活动关系不大, 青藏高压保留了 A 型流场中所见到的特征。当风带势力较强时, 其直接作用是增加高压外围的风速, 对高原南坡和北坡的对流有强烈的抑制作用。风带也能影响高原高压的位置, 如西风带南侵, 则高压也偏南, 风带也可使高压东移或西退, 对此将在另文详细讨论。风带还具有平流作用, 使高原的垂直对流不再局限在高原内部, 能把高原加热的影响扩大到高原邻近地区去。

风带上叠加的扰动, 特别是西风带上的大槽大脊活动, 对高原高压的影响最为显著。

伊朗热源的垂直对流环也能影响高原环流。下面用照片分述以上结果:

(1) 东西风带未侵入高原上空时通过高原中部的纬向垂直剖面

照片[十]给出这种剖面, 此例风带未侵入高原内部, 高压中心在高原中部, 高压结构与 A 型流场中相同。高原上空同样有两个上升区, 两区之间为下沉运动, 在高原的西部边界之外可见到明显的下沉运动区。

(2) 西风带大槽对高原对流的抑制作用

西风带槽脊活动能改变照片[十]所见到的特征。照片[十一][十二]给出这样的例子。水平流场(照片[十一])上高原西半部为强大西风槽控制, 高原高压呈东北西南向倾斜, 高压中心偏在高原东南方, 与此照片对应的通过高原中部的东西垂直剖面上(照片[十二]), 高原西部对流上升区整个消失, 代以下沉运动, 它是槽后流场的基本特征, 高原中部偏东地区的上升运动区仍然保持, 该区对应槽前的高压位置。所以西风带的槽区能强烈抑制高原加热引起的对流活动。

(3) 东西风带与加热高原上对流活动的关系

照片[十三]是通过高原南坡的纬向垂直剖面, 可看出基本东风带对南坡对流活动的

抑制(对比照片[六])。这时由于南坡东风深厚强大,增强了高原高压外围自身的南部东风,不再出现照片[六]中复杂的对流上升现象,在强东风作用下,高原西部的上升质点不垂直上升,而向下游方向倾斜,偏出高原约高原长轴的1/3距离后,变为水平运动。在高原的北坡,西风势力更强,对流抑制也更显著,往往看不到上升质点的痕迹,完全为平直西风所占据。(照片略)。

高原受热的上升质点向风的下游方向倾斜运动属于一种暖平流作用,在实际大气的青藏高原高压活动中常常见到,青藏高原东伸的一个重要原因,就是高压东北部西风的暖平流作用[5]。我们曾测定过高原上空的温度脉动区(对应上升运动区)与基本风带的关系[3],发现高温的脉动中心也是向液流的下游方向漂移的。所以在东西风带的输送下,加热高原可以直接影响到较远地区,Krishnamurti曾提出^[6],夏季高原对流层上层高压的质量辐散可远达太平洋中部槽,这也应是风带输送的结果。

(4) 加热高原的对流使风带发生的扰动

高原上空受热上升的液体也使风带发生扰动,扰动的波长与高原的长轴长度相当。

前面介绍的照片[六][七]已给出高原高压外围自身风场上的扰动情况,照片[十四]则给出有基本东风,而高原高压中心偏南时东风带的受扰动情况。这时由于高原南部的对流比高原高压中心在高原中部时为强,东风带受到明显扰动,并延伸到高原邻近地区。但高原对流也受到东风带的抑制,上升质点未能达到液面。

(5) 伊朗地区热源(Q_2)对高原环流的作用

夏季我国高原西边的伊朗地区是一热源,对我国西部的环流有重要影响,我们用 Q_2 (图1)模拟了它的作用。 Q_2 加热后,热源所在高度(离底面约1.5厘米)生成气旋性环流,上层出现高压环流,由于 Q_2 和高原热源 Q_1 距离较近,此高压可发展到与高原高压打通(照片[十五],A型流场下的上层照片)。

Q_2 对高原环流的垂直结构也有明显作用,它能加强高原西部的下沉运动,有时下沉区可扩展到高原内部,形成伊朗地区上升,高原西部下沉的对流环(照片[十六],D型流场下)

四、实验结果在实际大气中的应用

为了与夏季实际大气情况对比,我们首先概括有旋转条件时加热高原及邻近地区流场的结构,它的主要特点是:在加热高原地区中下层流体气旋性辐合上升,在高原上空反气旋式辐散,高原内部的上升区中可存在两个对流上升中心。在高原外部主要为下沉运动所包围,(特别是高原的北、西、南部)。上述特征是旋转流体在加热高原特定的地形条件下所具有的性质,外界环境的变化也能对它发生某些影响。

下面我们提出一些夏季高原及附近实际大气的状况,说明与实验结果的相似性。

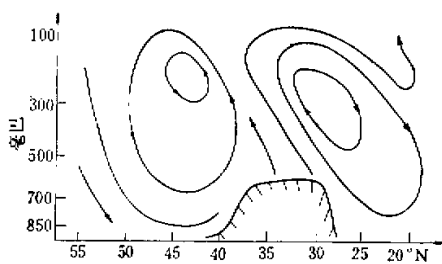


图4 1971年8月21日通过东经90度的垂直剖面流场

1. 夏季高原上空的南北垂直剖面流场

图4是兰州高原大气所作的1971年8月21日东经90度的垂直剖面流场^[7],显示了作为热源的夏季高原地区上空垂直流场基本结构。气流在600毫巴以下沿高原南北坡向高原辐合,垂直上升的气流在200毫巴以上辐散,此图上高原上空南北的对流环,高原南北的下沉运动,以及沿高原表面的爬升运动都与照片[八]相象,该图也能代表夏季高原地区平均经向剖面的特点^[8]。

2. 夏季高原地区的对流区分布

事实说明,夏季高原地区存在着一个以上对流区。图5是1971年8月23日沿100毫巴

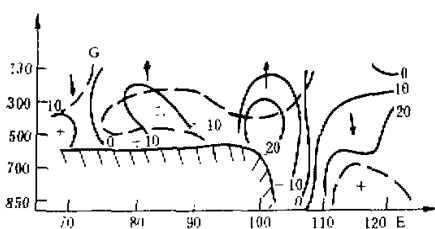


图5 1971年8月23日沿100毫巴高压脊线
垂直速度及散度空间剖面^[7]

高压脊线的垂直剖面^[7],在高原上有两个明显的上升运动区分别在东经100度和85度,高原东经75度以西地区为下沉运动,这都反映了照片[五][六][七][十]中见到的主要特点。

容易理介,高原地面的高地气温差区及地面低压频繁活动区应大致代表高原的对流上升区分布。据夏季1974年7月下旬气象资料分析发现^[9]夏季高原地区有三个大范围的地气温差高值

区,分别位于高原西南部,柴达木盆地和横断山脉,它们与高原地面的低压高频中心相对应,间接证实了高原地区有几个不同的对流区存在。

实验表明,高原的加热和地球自转因素的共同作用是产生不同对流区现象的主要原因,当然错综复杂的高原实际地形更使高原地区对流的分布复杂化。

3. 高原南北邻近地区的对流层中下层高压带

实验中我们看到加热高原南北的高压区(照片[四]),对比南北垂直剖面(照片[八][九]),推测这两个高压是在高原南北的下沉区中。近来在大气对流层中下层也发现高原的南北邻各有一个高压带^[10],高原北邻的高压带在较低高度就是新疆高压和兰州高压。贴近高原南部的小高压带也引起人们注意,据分析在高原南部500毫巴图上经常有一个弱高压区,能阻隔孟加拉湾水汽的向北输送,不利西藏东南部地区的降水。我们的实验从垂直流场和水平流场两方面证实了高原南北邻高压带的存在。

4. 高原及附近地区卫星云图的统计特征

卫星云图中大范围云的分布,在一定程度上直观地显示垂直运动的区域分布。利用1700兆高分辨率云图照片,我们统计了1975年8月高原及附近地区的无云次数百分率[图6]。主要特点是高原内部及偏南沿喜马拉雅山脉一线为低值区,由两三个低值中心组成,环绕高原外围(东经105度以东未统计)为高值带,这就是高原北部的新疆、甘肃高值带,高原西邻的中亚细亚到巴基斯坦高值带,高原之南的印度北方,喜马拉雅山之南高

值带。按分布趋势,东经105度处无云日数比高原为多,但因未统计东经105度以东情况,尚不能证实高原之东是否也有高值带的存在。图6的低值区对应多云区,高值区对应少云区。

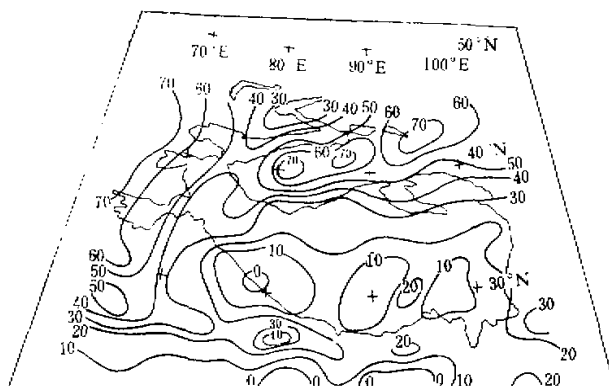


图6 1975年8月无云次数百分率分布图。细线为3000米以上地形廓线。

如认为多云区大致与盛行上升运动区配合,少云区与下沉运动配合,则图6可代表夏季高原及邻近地区垂直运动的大致分布,与图4图5及高原南北邻高压带的出现都是一致的,进一步证实了前面概括的实验结果。

在高原周围由地转和高原加热引起的下沉运动,也可能是我国新疆、甘肃及中亚细亚、印度西北、巴基斯坦、阿富汗等地区干燥的气候和沙漠地理景观形成的一个原因。

实验结果与实际大气的相似,清楚说明夏季高原热源的重要性。高原地区的加热作用,不仅强烈影响高原上空的大气环流特征,在很多方面也决定了周围地区的环流,在作高原及其相邻区域的天气预报时,高原地区的加热状态是必须认真考虑的。

参 考 资 料

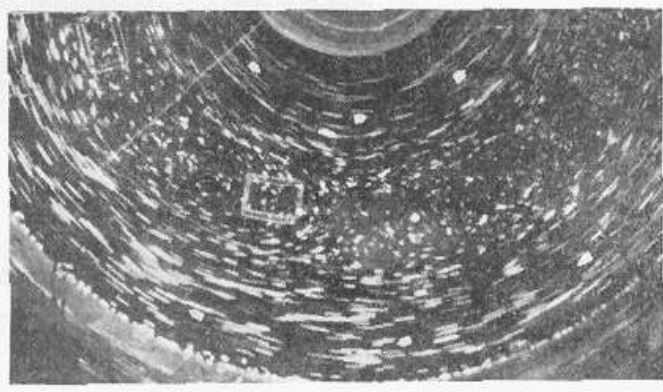
- [1] 叶笃正,张捷迁,青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟试验,中国科学,1974年第3期。
- [2] 李国庆等,青藏高原东南部低涡的初步模拟实验,中国科学,1976年第3期。
- [3] 中国科学院大气物理研究所二室模拟组,青藏高原上空温度场及大型对流系统的模拟实验,中国科学1977年第4期。
- [4] S. Chandrasekhar, *Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability*, Oxford at the Clarendon press, 1961.
- [5] 四川省气象局,100毫巴青藏高原东西振荡过程的研究,1976年青藏高原气象科研交流会文件。
- [6] T. N. Krishnamurti Tropical east-west circulations during the northern summer, *J. A. S.* 1971, 28, pp. 1342—1347.
- [7] 兰州高原大气所,100毫巴青藏高原流型转换的个例分析,1976年青藏高原气象科研交流会文件。
- [8] 陈秋士等,1958年7月亚洲东南部西南季风区和太平洋信风区流场和经圈环流,气象学报1964年34卷第1期。
- [9] 青藏高原低值系统会战组,盛夏高原低值系统的初步研究,1976年青藏高原气象科研交流会文件。
- [10] 兰州高原大气所,青藏高原及其附近地区的流场特征,1976年青藏高原气象科研交流会文件。

2549

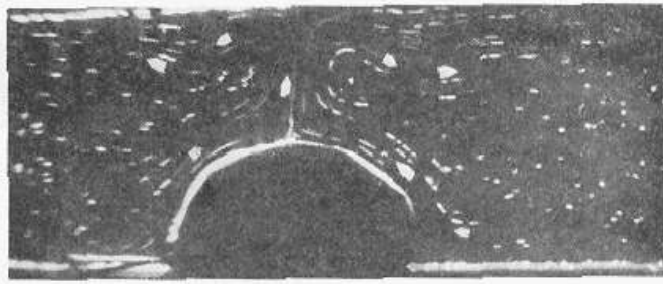
照片说明

1. 照片中质点轨迹除上层水平流场为连续亮线外, 均为——线, 质点从短线向长线移动. 为了更清楚识别质点运动方向, 附加了一些白色箭头.
2. 水平流场照片中椭圆黑影区为高原(中层照片北部已照亮), 高原西边的亮矩形框为伊朗热源.
3. 垂直剖面照片上, 椭圆黑影区(南坡照片为亮区)是高原, 高原西侧离底部约1.5厘米的亮线为伊朗热源边线. 高原中部上空的粗亮线为温度元件及引线.
4. 照片曝光时间, 上层为6秒, 中层为12秒, 下层为18秒, 垂直剖面为9秒.

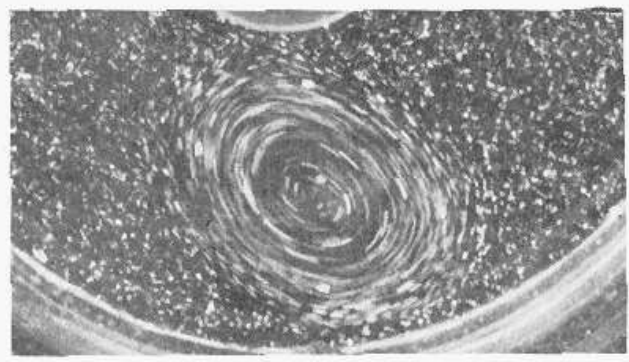
【一】



【二】

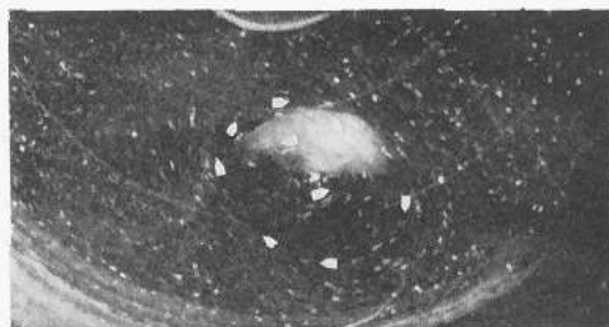


【三】

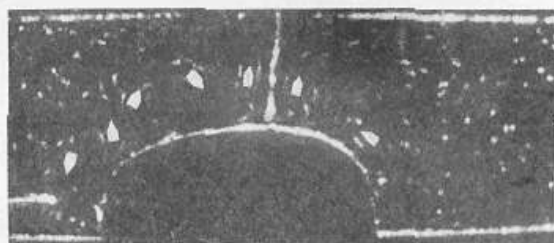


2546

〔四〕



〔五〕



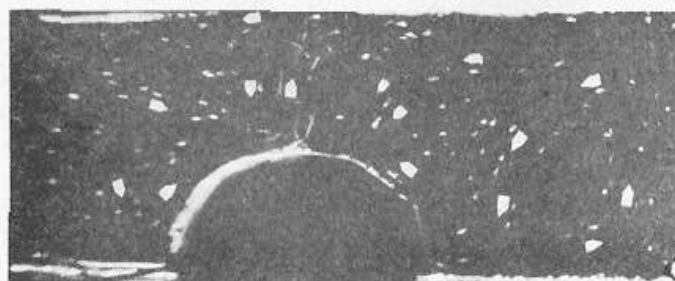
〔六〕



〔七〕



〔八〕



Age

【九】



【十】



【十一】



【十二】



7540

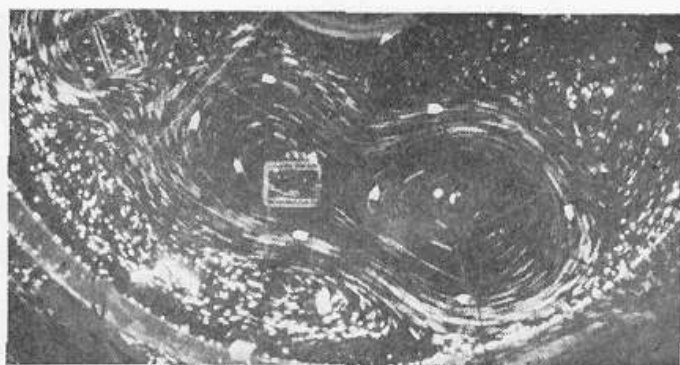
【十三】



【十四】



【十五】



【十六】

