

國外氣象參考資料

(第一輯)

83
2
科学技术文献出版社重庆分社

一九七六年八月

重慶分社

国外气象参考资料（第一辑）

青藏高原气象科研协作领导小组办公室 编辑
中国科学技术情报研究所重庆分所
科学技术文献出版社重庆分社 出版
重庆市市中区胜利路91号

四川省新华书店重庆发行所 发行
陕西省宝鸡市人民印刷厂 印刷

开本：787×1092毫米1/16 印张：7 字数：22万
1976年8月第1版 1976年8月第1次印刷
印数：3000

统一书号：13176·12

定价：0.75元

56.408:
5040
1

前 言

为响应党中央提出的在本世纪内把我国建成农业、工业、国防和科学技术现代化的社会主义强国的号召，在当前全党动员，大办农业，为普及大寨县而奋斗的新形势下，本着科学技术必须为无产阶级政治服务、为工农兵服务的方针，我们编辑出版了《国外气象参考资料》这个不定期的刊物。

青藏高原的存在，对世界各地的天气变化有着较大的影响，这是我国气象工作者早已注意到的问题。近年来，在毛主席无产阶级革命路线指引下，我国青藏高原气象科研工作又获得可喜的成果。在探讨青藏高原上空的高压和高层东风急流对我国一些地区旱涝天气的关系方面，有了新的认识；南亚季风与我国天气气候的关系又进一步引起人们的重视。本刊这一期着重选编了国外有关的近期论述，以供参考。

本刊报道内容将涉及气象科学各方面的问题，并力求结合当前工农业生产和气象科研的需要。可供从事天气、气候、人工影响局部天气等业务的研究人员、院校师生以及广大台站气象人员参考。

由于我们的水平较低，错误和不妥之处，欢迎读者批评指正。

青藏高原气象科研协作领导小组办公室
中国科学技术情报研究所重庆分所二室

毛主席语录

外国一切好的经验、好的技术，都要吸收过来，为我所用。学习外国必须同独创精神相结合。

中国人民有志气，有能力，一定要在不远的将来，赶上和超过世界先进水平。

目 录

对青藏高原气象学的某些贡献	(1)
青藏高原与世界气候	(15)
喜马拉雅地形对台风、温带气旋生成的影响	(19)
西藏高压和热带东风急流	(28)
热带的东风急流	(33)
偏东风急流	(35)
热带东风急流和南亚降水的年间变化	(37)
副热带急流	(43)
日本附近急流之分析	(45)
亚洲季风区降水趋势与100毫巴夏季南亚高压.....	(50)
夏季季风期间东南亚的天气和赤道波	(57)
亚洲季风区湿度分布的季节变化	(63)
印度、东南亚和非洲的季风	(69)
印度西部正常夏季季风降水的条件	(72)
印度西南季风时期热带对流层低、高层的相互作用	(76)
与太阳黑子相联系的印度西南季风降水分布的变化	(80)
印度夏季季风的中断	(86)
降水的变动、中断与天气系统	(93)
文 摘.....	(96)
论文索引.....	(98)

对西藏高原气象学的某些贡献

提 要

本研究从现有地面、高空和卫星云图资料的分析,指出了夏季高原气象的某些情况。作者认为,高原上对流层中部经常存在的条件不稳定递减率,是这些地区下午、甚至东部夜间多积雨云的原因。风资料的分析结果,表明了有一个明显的日变环流。大约30%的白天的上升运动,在夜里之所以还能够存在,是因为有一更明显的区域性季节环流在维持它,而这个区域性环流是受高空暖区所左右的,即使在少雨和弱上升运动的日子也是这样。

夏季西藏高原可以看作是一个热机,巨大的对流烟囱位于高原东南角,在那里巨大的Cb云起了不断向对流层输送热量的作用。从高原日变环流以及印度东北部前季风季降水开始起,喜马拉雅上空对流层中上部逐渐增暖,区域性环流在夏季建立。这增温先减弱、最后破坏了副热带急流,并建立了东风急流。因此,在高空西藏反气旋的形成和印度季风的发展之间,存在着复杂的相互关系。

第一章 引言

直到最近几年,还一直认为西藏高原是地球上不了解的大陆地区之一。在19世纪和20世纪初,一些“科学”旅行家们,例如施拉金特魏特(Schlagintweit)兄弟、普谢沃斯和斯汶,海丁等,搜集了一些常规气象资料。但由于这些资料都是在各不同地方、高度和各种各样局地地形条件下观测的,因而,它们的值只能是近似的,甚至比在航行中船舶的观测资料还要近似一些。在南部山谷中,很少几个气候站(列城、拉萨和甘孜)的观测结果多数已经发表了。有人(弗洛恩1958, 1959)利用现有绝大多数资料进行了对比研究。其中最主要结果之一是,在西藏南部山谷,海拔在3500—3700米之间,夏季气温比一个位于喜马拉雅南坡、海拔在2100—2300米的有名的高山站的气温高。至少在夏季,高原地面上气温肯定要比同高度自由大气的纬度平均气温高。此外,在整个夏半年,也就是说不一定要局限于印度夏季季风期,所有测站都观测到频繁的、常常伴有降雪和冰雹的阵雨和雷暴。

在这些研究发表之时,只有1956年以来第一批气象站和探空网的观测资料,这些站网是中华人民共和国建立的。如像用在最近两篇文献(弗洛恩1964, 1965)中的那样,这些资料都证实了有一个中心出现在西藏东南部的暖性反气旋,这个反气旋是印度、巴

基斯坦上空强而稳定的热带东风急流的形成因素(科特沃勒姆1958)。对最暖空气的正确位置,以及这个暖性反气旋在印度夏季季风的复杂机制中的作用,已经有了讨论。最初认为,大尺度凸起热面(大约平均高度4500米的高原,面积为 2×10^6 平方公里)上的感热输送是这个对流层上部季节性暖性反气旋的形成原因;而最近则认为,在阿萨姆、西孟加拉邦、上缅甸和西藏东南部强地形降水(被东部喜马拉雅山所引发)所释放出的大量潜热,则具有更大的重要性。最近奥里基耳(Origill, 1967)和锐尔(1967)提出了有关季风问题各方面的综合评论。

本文想利用现有更好的观测资料(参看第二章)来检验上述各种说法。由于研究是从大尺度动力气候问题开始,而且主要是局限在夏半年,只是为了比较,才搜集了一些冬、秋季的资料。尽管对填补这个空白区有日益增长的需要,但作者并不想在这里研究西藏地区全部地面和高空气候学问题。然而,在利用山区四周的资料的基础上,将指出水、热平衡中的某些重要方面。使用的气候资料见表1—23(参看附录D—H)(译文从略——编者)。

第二章 资料 and 资料来源

本文利用了现在能得到的几乎所有来源的资料。1956年以来,中华人民共和国气象局,在西藏建立了一系列配有经过训练的观测员的气象站。这里引用了

十六个地面天气站（参看附录B表1，译文从略），其中一部分是由已发表的资料中整理的（1200世界时）（附录来源12和14），大部份是从北卡罗林那、阿雪维里国家天气资料中心整理出来的，其中有些站（不少于十二个）位置在3000米高度以上，有两个站大致位置在平均高度4500米以上，没有测站的海拔高度超过4800米。多数台站都是位于西藏东部和南部的山谷中，根据金敦·沃德（Kingdon·ward）和其他有经验的旅行者的意见，它们很难代表山脊和隘道的气候，特别是更不能代表西藏北部和西部羌唐高原的情况。在这些广阔而无资料的地区，只有用“探险”观测所得的时间短而又不完整的资料，进行很不充分的分析。然而，黑河气象站的出色观测，却提供了有关西藏中部许多非常有趣（有的是相当不平常）的结果。遗憾的是，在东经80°—88°之间的广大地区里没有任何测站。主要结果见附录D。

本文应用了九个虽然不完整但无误差的高空资料，其中除已发表的不太完整的1956—61年资料之外，也引用了北卡罗林那、阿雪维里国家天气资料中心整理搜集的但未发表的资料。无线电探空观测的质量是相当好的。由于资料是从电传中得到的，某些遗漏和错误是难免的。很遗憾，高原上空测风资料都是用光学经纬仪观测的，因而只代表少云的特定情况，并带有其他系统误差，为了研究因高原所导致的日变化（和季节变化）环流，还必须使用印度、巴基斯坦、阿富汗、中国的新疆和四川等相邻地区的高空站资料。主要结果和测站位置以及一些注释等参看附录E。

除上述这些资料之外，还搜集了过去20年中所有文献，包括未发表的（只有部分发表了）资料。因为这些高山边缘地区的资料，特别是阿富汗、巴基斯坦最北部、尼泊尔和中国新疆，还很不了解。因此，把搜集的资料同地理位置都列在附录F和D（表21）上。为了便于比较，这些表的气温是订正到一定海拔高度（2300，3300，4000米）上的。

本研究的主要目的之一，是包括研究卫星云图（作为资料来源）的应用问题在内的。由于定位的困难，没有引用泰洛斯云图。对雨云I号某些照片（1964年晚夏期间）和雨云II号（1966年5月25日—7月31日）一套较为完整的照片资料都进行了详细研究。因为雨云II号所拍摄的照片质量较低，故没有对对流泡进行定量的分析。这些资料的不足之处，用艾萨3号和5号的照片资料来补充，后二者的资料是1966年11月以来，主要是1967年夏季以来的资料。为了便于比较起见，对1967年1—4月以及1968年2—3月（艾萨）的资料也进行了分析。此外，又由于艾萨

照片较小，分辨率低，因此，没进行细节的研究。所有卫星云图都是在中午前不久（在10^h30'—12^h00'90°E地方时）的期间内拍摄的，因此只代表明显日变化的一部份（参看第六章）。作为一个补充，对雨云I号的一些高分辨率红外资料也进行了考查，但对这些优良资料并没有进行详细的研究。

这里不想进行个例研究，因而只对某些天的卫星资料（雨云六号）给予扼要的描述（附录C）。为了对比，应用了两套天气图，一套是日本的，主要是应用500mb和300mb图；一套是柏林“自由大学”出版的全球图，主要是应用地面和300mb图（附录A，来源11和12）。这些图并不是十分一致的。同时，因电传上的困难也不是完整的。在这地区上的地面图分析，因为多数测站海拔都在700mb—600mb之间，当然不是很令人满意的，即使在半球尺度内也是如此。尽管如此，从这些资料里还是可以得到某些有益的启发。

第三章 卫星云图上所显示的夏季天气

对雨云号卫星1964年（8月31日—9月21日）七个个例和1966年5月25日—7月31日二十八个个例云图资料进行了整理，各个个例的描述见附录C，例子见照片1—5。另外，为了比较也引用了艾萨（1967）3和5（照片6—7）较小的云图。所有这些云图都显示了在夏季整个高原地区有一个相当稳定的云型，它同印度季风区和副热带西风带不同，可延伸到新疆和西藏北部，在后两个地区里每天的变化很大。气候云型有以下主要特点：

a) 西部山区（特别是兴都库什、帕米尔、阿尔泰）到78°E以西、西北喜马拉雅山的小部份、喀拉昆仑和中部昆仑山（78°—83°E），常常是晴天无云，只有沿山脊上有一些对流云，这在雨云I号高分辨率的云图上看得更清楚。（照片1，略）。在所有每一张照片上，较低的山谷都是清晰可辨的，喀拉湖以及班公湖、印度大弯曲，克什米尔的吉尔吉特山谷和洪扎河谷及阿斯图尔（Astor）江，中部兴都库什的孔娜河以及帕米尔巴汉河谷和阿里山谷等都是很好的标志。只有在36°N以南，大的云系有时会掩盖山区，并增大雪盖。夏季，在强的太阳辐射下，雪的融化和蒸发使积雪消失。而大冰川仍足够清楚地画出地形的形状。在1966年可见光的反照率的降低是显著的。

b) 在西藏高原西部（82°E以西），云量相当

少，小的积云块（特别是在玛法木错湖以西、象泉河上游盆地）或喀拉昆仑山背风坡的山波云（参看1966年7月4—5日，照片3）并不是很少见的，大积云也并非绝无仅有，但比中、东部要少些、弱些。有些湖泊（特别是昆仑山南的黑田湖）常常可以看到，亚东站的天气资料同样证实了上面的结果。

c) 在中部和西部西藏，即使在上午（大约地方时11:00，参看照片4—7），绝大部分云图上，都有为数众多的大积雨云单体。该地区几乎所有台站，很少有例外，在下午都可观测到积雨云、阵雨和雷暴；黑河就是一个最典型的个例（表2，3，5）。这些巨大云块常常都是顺等高线排列的。许多湖泊，特别是奇林湖和纳木湖都是清晰可见的。在上午，很少发展成砧状云；在33°N以北，常是一大片Cs；雅鲁藏布江上游盆地（日喀则以西）则常常是近乎无云。

d) 西藏东部，33°N以南地区，有比其它地区多得多的云量。这里也是多巨大单体云和其它对流云，但是大的西北—东南向山谷（特别是金沙江和雅鲁藏布江）大多是可以看到的。在西藏东北部，云量减少，对流云单体常被大面积Cs云区所取代。

e) 中部和南部喜马拉雅山（大约在78°—89°E）常常是布满对流云，也常常被南来的活动的或趋消亡的季风扰动强云系所布满。但是在山的北侧则比较少地受到影响，而且南北向跨过喜马拉雅山主脉的深谷则常常是无云的。

f) 89°E以东的喜马拉雅山，特别是藏布峡谷两侧，阿萨姆以北山弧地区，经常是被云盖着的。有时，一个厚的Cs—As云区复盖着一系列清晰的白亮

的对流云体。主山脉的北边，云型特征迅速改变着，稳定的Ns溶化成各个深厚的对流云单体，而藏布峡谷的下游常常被云层复盖着，上游和支流则有时是可以看到的。

g) 在南北向峡谷地区（伊洛瓦底到金沙江）则有分布广大的、主要以很强的对流云系为特征的云型，峡谷是部分可辨的，而且呈现为广大云盖里的一串胞状空隙（参看照片5）。由于雨云II号中央相机的照片质量低，引用了旁侧相机的照片。虽然如此，但仍不许可作更详尽的研究。

为了得到一个有关青藏高原地区夏季平均天气情况的概念，我们绘制了两张图：（1）图1是地方时11:00的平均云量分布（33天卫星云图平均）；（2）图2是对流性云量占总云量的百分比分布图（33天里地方时11时的Cu和Cb云量）。两张图都是每2°纬度×2°经度读数的，并允许因距卫星中心点距离增大所导致云量的明显增多，但忽略了网格的误差，这种网格误差在许多个例的比较研究里都是不能订正的，在多数情况下，除了视角（和垂直线的夹角）大于30°，这种误差都小于0.5°纬距（=55公里）。

图1上在阿萨姆以北山弧区有明显的大云量区，最大云量是沿着山脉，指向东和北，那里几乎全天有云。从这个多云中心向北和东，云量（%）缓慢地减少，西藏中部（40—45%）和东部（60%）同观测得到的云量是一致的，6—7月高原中部平均为42%（东部为67%）。高原西部不同（帕米尔、兴都库什和西北喜马拉雅山），西部在卫星云图上几乎是无云的，这似乎同观测得到的统计云量也是一致的。喀拉昆仑48%，木尔加布（帕米尔）38%，密斯加儿（西

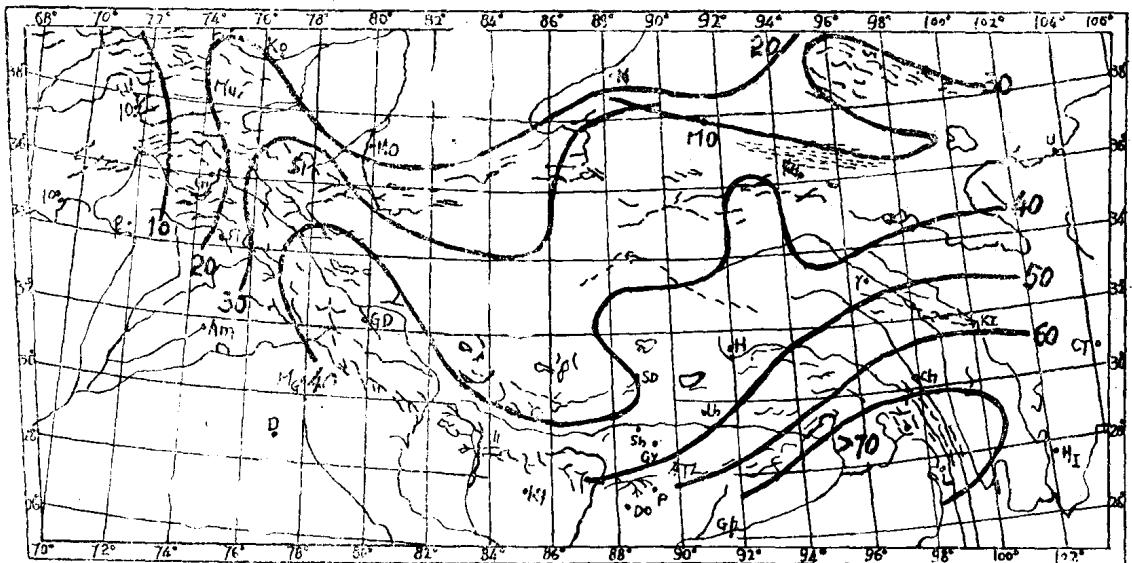


图1 平均云量（百分数），1100地方时，卫星资料，33天

北帕米尔) 08时为26%, 17时为38%。然而, 土午沿山脊发展起来的小积云, 和雪盖或者冰川之间的区别, 只有从雨云 I 号的照片才能分开, 雨云 II 号的照片质量是做不到这点的, 特别是在喀拉昆仑和昆仑的中央冰川部分, 对流性地形积云和冰雪分布间的界限区别, 很遗憾, 是不可能的。此外, 一定要考虑经常存在的浅薄卷云幕, 垂直厚度只有几十米(也象其它地区飞行估测到的一样), 不可能从卫星云图上看到, 但当它出现在地平线附近时, 没有经验的观测员就常常把云量估计过多。

图 2 是把云分为稳定云系 (Ns, As, Cs)、不稳定云系 (Cu, Cb) 和部分不稳定云 (山波云, 即被 As, Cs, Sc, Ac 等云所复盖的 Cb 云单体) 三类统计所

得的结果。这张图明显地表示, 西藏中部和西部(以及西部山区)对流云占优势, 几乎每张图上都有一个白亮的 Cb 单体的大集聚区, 高反照率似乎是表示云量很大。由于云图是在中午前一小时左右拍摄的, 所以很少发展成砧状的。云泡数的密度估计为每 10^6 平方公里有 20—50 个, 其平均大小为 50—80 公里。这结果同表 3 和表 4 所显示的, 下午非常多的阵雨、雷雨和 Cb 云的事实是一致的。在高原的边缘, 即在高原的西部和东部, 上述结果并不是十分可靠的, 这是由于它们常常是从雨云 II 号卫星旁侧相机所拍摄的图片上读下来的, 畸变大, 分辨率低。只有在 76° — 96° E 之间才是相当可信的。

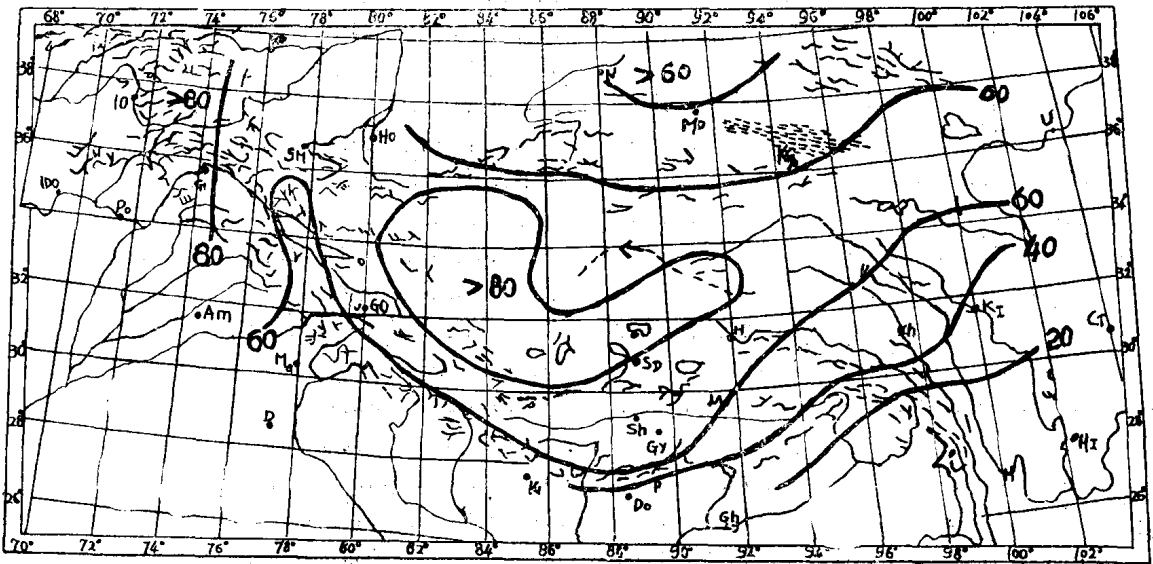


图 2 对流云泡 (Cu 和 Cb) 占总云量的百分率, 1100 地方时, 33 天

也象马库斯 (1955) 和其他人所指出的绕热岛四周的无云区一样, 白天绕着热山也常观测到无云的辐射区。作者在几次驾车旅行期间也观测到, 在安第斯山和洛矶山东侧, 沿阿尔卑斯山北侧和在巴基斯坦和阿富汗境内兴都库什山的南侧都有这样的无云区, 因此, 可以进而估计沿喜马拉雅山也将有这样的无云区。利用放大后的艾萨云图, 它的比例尺为 $1:42 \times 10^6$, 在 1967 年 6 月 27—8 月 6 日间选出了 37 天样本, 在近中午, 喜马拉雅山正南经常出现一个长的辐射区。季风“中断”期是明显的例外, 在那里一个季风低压在低槽前部高空西风操纵下, 向北移入喜马拉雅山。对 37 天逐天估算辐射区的长度占喜马拉雅山总长度 (74° — 95° E) 的百分数, 平均为 60%。由于这个区是和沿山大雨量和多雨日区一致, 那末, 就可能用地形对季风低压的作用, 或者用夜雨来解释上

述那个区带的形成。

根据 1966 年夏 (雨云 II) 和 1967 年 (艾萨) 卫星云图的研究, 在很多例子里都找到 (参看附录 C, 6 月 28 日和 7 月 24、25 日以及照片 5) 对流云系的排列呈现为反气旋性范型。由于这个系统尺度很大, 用艾萨的照片来研究它比较合适, 然后再用雨云号云图来检查。在所有个例中, 凡在阿萨姆以北山弧地区, 即在 29° N、 95° E 以北地区, 反气旋环流不完整的都不要, 一共 21 个反气旋环流中心位置分布见图 3。

[1966 年为 6 个, 1967 年 15 个—编者] 反气旋中心的平均位置是在 31.8° N、 90.6° E, 这和以前高空资料分析所得的位置很一致。中心轴在 150—500mb 上之所以近乎垂直的结构, 是可以从积雨云单体系列中、动量的强垂直输送的考虑中预料到的。

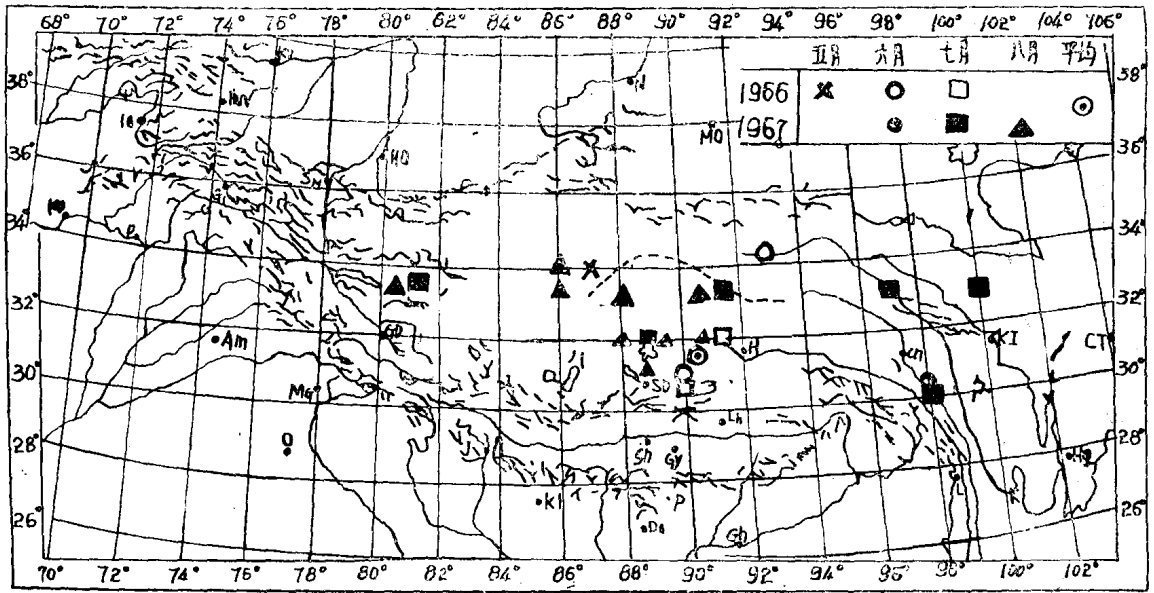


图3 反气旋中心位置 (据卫星照片)

第四章 夏季天气和层结条件

作为卫星研究的必要补充,对1960—1966年中各不同时期,16个地面台站和9个高空站的观测资料也进行了探讨。仔细校验的结果指出,各年间夏季的差异是足够小,因此,用各年的短系列资料来研究,也不会影响结果。但是从气候观点来看,这结果只能算是第一近似。

地面资料(附录D)以简练形式列于表2—6中。在这些表里,把所有6—9月的资料都放在一起,不考虑西藏中部和南部7、8月是比6、9月要更湿一些、云更多一些的差异,最显著的是高原中部、东部和东南部所有测站下午阵雨、雷暴和积雨云都非常多。这些事实证实了从午前卫星云图上所得到的巨大对流云单体非常多的结论。在一个小时的观测里(1700—1800地方时,参看表2),四个站出现阵雨和雷雨的相对频率在59—72%之间。在1200—1800地方时,下午6个站雷暴的出现频率达32—45%,这可能是(世界上)最高的观测值。7个站在18点地方时Cb云的出现频率在60—81%。高原西部和北部对流活动要弱一些。非常干旱的柴达木盆地(参看格尔木),很明显是受到局地辐散的影响,虽然垂直递减率很大(见表11),但对流活动却很少。

很遗憾,没有搜集到降水量资料,同时从文献中

得到的很少的降水资料也都是局限在高原南部或东南部。33°N以南、90°E以东地区降水相当频繁,这点也是相当可信的。这些地区在冬季也只是半干旱气候,夏季4—6月(参看附录G)为较湿润气候。它和高原中部、北部和西部羌唐高原具有完全不同的气候,在后者即使有强对流活动,许多降水在到达地面之前就都已蒸发掉了。这在西部和北部台站是观测事实,那里在下午相对湿度低于30—40%(表19),云底距地为2000米(表5)。应该进一步注意,对流云底高和湿度的观测常常并不是一致的。显然,山谷台站的湿度观测值可能不能代表相邻山区所引发的对流云的情况。

高空资料(附录E,表7—12)表明,在30°N上空有一明显暖脊(参看图4),其中心的准确位置将在第七章中讨论。应该强调,对比高原北侧的干旱(茫崖,格尔木,参看表7、8),高原东南部的高温情况是很重要的,虽然很遗憾,在这些地区没有高空资料。夏季高湿逐年是很稳定的(表9)。特别有意义的是,下午(表11)平均温度垂直递减率,再次是(世界上)最大的观测值。喀什可代表高原西部干旱地区的情况,在4—7公里高度里,平均递减率为干绝热,达9℃/公里。这种情况是经常出现的。在高原东南部,垂直递减率为7—8℃/公里,结合高湿度情况,一直到200mb,全都是条件性不稳定的超湿绝热梯度(参看第七章)。显然,在西藏的南部和中部其它地区也盛行类似情况。早在上午11时(第三章)就可以观测到大量的巨大的对流云单体和上述结

果是一致的。对流层中部温度变化小的事实和赤道区观测到的也很相似，每天之间的变化也是如此。

图4是从资料来源17中求得的沿北纬32°上温度

距平垂直剖面分布图，它表明在西藏上空300mb高度上有正温度距平中心，它和北美与非洲低空大陆暖中心结构不同。有关的解释见第七章。

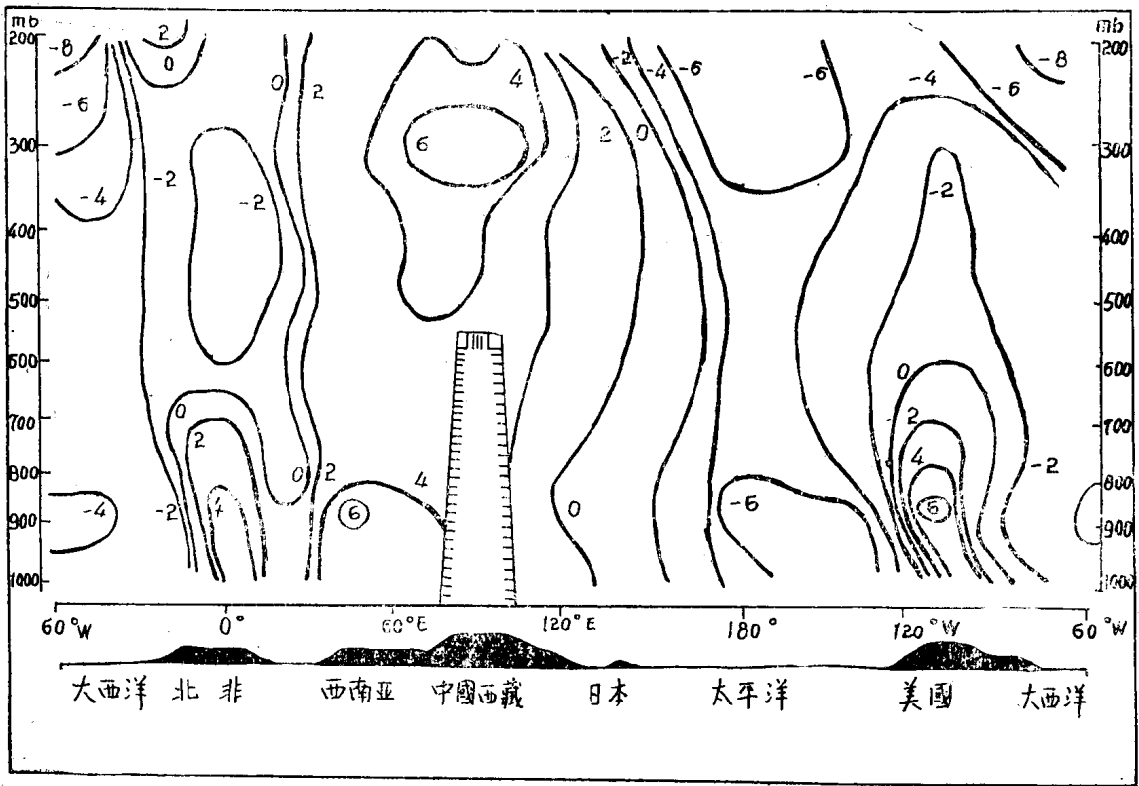


图4 沿32°N纬圈六月温度距平(°C)的纬向剖面

第五章 阿萨姆和峡谷地区的夏季情况

阿萨姆附近，喜马拉雅山高达7754米，耸立在藏布峡谷的右边，其上只有少数山口海拔低于4500米。位于藏布——拉协特山系与怒江南北向深谷之间的东部高山，在27.5°N以北各处高度都在3900米以上。在北纬25—27.5°的阿萨姆和伊洛瓦底流域之间的山脉高度，除了一条窄的通道海拔大约2000米之外，一般都约为2400—2800米。

在上述地形分布下，低层季风气流从南进入阿萨姆——孟加拉地区，被强迫从WSW改向为ENE，印度低槽实为印度季风的辐合区。按平均地面风向频率，像杜布里(26°N, 90°E)、高哈蒂和锡布萨加尔(27.0°N, 94.6°E)等台站所显示的那样，东北风和西南风频率几乎相等，这就是说，季风辐合区走向是从藏布的杜布里地方延伸至27.5°N、97°E。在此线之

北，所有观测站盛行东北风(例如大吉岭)，而在此线之南其他台站则盛行西南风。

该地区气球的测风资料，特别是在季风雨持续期，要记住实际上只代表少数晴天的情况。从最近发表的高空气流图(来源4，附录A)就能得到这样的印象，在喜马拉雅山区包括上缅甸和峡谷等地区，西风可在3公里高度上盛行。显然，由于在四公里高度上气流无法外流，因此只能得出这样的结论：要么气流被迫继续抬升，要么它被迫改成气旋性弯曲，成为东风，沿喜马拉雅山麓吹向旁遮普。这种被迫改向的情况可从高哈蒂的无线电测风资料中看得很清楚。7—8月合成风向从850mb上为222°到700mb转为187°，500mb为137°，在喜马拉雅高峰之上，300—100mb为060°—070°。

因此，阿萨姆地区气象形势的特征是：低空为辐合区，在600mb至少在700mb以下为一永久性气旋性环流，这个气旋性环流是从孟加拉湾偏南季风气流流入阿萨姆后，受四周山脉的联合作用操纵转成气旋性弯曲的。

上述环流形势对阿萨姆地区降水频数、降水量有相当明显的影响。从印度的每日天气图（1962—63年4—9月）上，除开像乞拉朋齐一样多雨的所有山地站，可以在阿萨姆地区选出十个海拔较低的台站，对季风季（6—8月）和前季风季（4—5月）进行一天两个时段（0830—1730和1730—0830印度时）降水量和频数的面积平均值的计算，在计算值上外加15%可能被漏掉的降水情况。

降水日变化是以多夜雨为特征，大吉岭和乞拉朋

齐两站的降水情况就是证明。季风季在15个小时内，即1730—0830地方时（占总时数62.5%），观测到夜雨为74.3%，前季风季为78.6%。造成此现象的可能的物理原因有二：1）平原上空局地环流（山风）造成的夜间辐合；2）夜里云顶长波辐射造成的冷却。

下表是按降水面积占总面积的百分数（降水测站数所占的频率）来分类的，A组为降水面积百分数大小出现的可能性，B组为相当各类的降水量，C组为有效面积的平均降水，n=个例次数。

		降水面积的百分数						总平均	n
		90—100	>70	>50	>30	无降水			
A	阿萨姆 4—5月	2.5	9	29	59	7	...	122	
	阿萨姆 6—8月	10	34	74	92	0	...	184	
	德国北部 6—8月	21	47	63	75	10	...	1104	
B	阿萨姆 4—5月	10	23	49	82	0	8.8mm/天*		
	阿萨姆 6—8月	22	53	89	98	0	15.7mm/天*		
	德国北部 6—8月	45	74	91	97	10	3.0mm/天*		
C	阿萨姆 4—5月	37.5	25.8	23.6	24.0	0	23.8mm/天*		
	阿萨姆 6—8月	39.1	29.9	26.3	...	0	26.1mm/天*		
	德国北部 6—8月	6.3	10	5.0mm/天*		

* 日平均降水（对全部台站平均）

平均而言，从前季风季到季风季，阿萨姆地区降水面积百分数从37%增大到60%。相反，对德国北部同样的统计，春夏分别为57%和59%。由于阿萨姆地区降水是对流性质的，因此大面积降水可能性比德国小。另外，在所有降水的日子里，有74%降水的面积超过一半。无降水的可能性为0。同样，每站的降水强度并不因降水面积扩大而有实质性的改变。逐日降水对季降水量的作用则随面积扩大而改变。

当然，阿萨姆地区面积平均降水量是随时间改变的。一般都是少数几天大面积降水的量比许多天零星的孤立的降水量要大得多。在所有个例中有13%的个例，其面积平均日降水量比总的面积平均日降水量大200%；而总个例中有20%个例，其面积平均日降水比总的面积平均要大150%。上述两种情况的降水量分别占总雨量的31%或者44%。对比德国北部，在所有例子中有21%个例，其降水量为总量的45%。但是在季风季没有24小时的干期，同时少数几天大范围降水的降水量百分比通常要比中纬度明显地小。因此，阿萨姆地区季风降水是准持续性降水。前季风季，降

水主要是阵性的，只有很少的扰动才能产生大面积和强的降水。

在98°—102°E间，南北向峡谷地区的气象资料很少。腾冲（25.1°N，98.5°E）（位于峡谷区之南）有一长年气候资料。在北边，是一过渡区，过渡到高原东部广阔的西北、东南向的河谷。在几次考查之后，有经验的植物学家金敦·沃德把它分为上游峡谷区和下游峡谷区。在上游，（位于主山脉中，并在28°—28.5°N横越过峡谷区，高度达6000米）河谷是干旱的，高原也相当干，而下游则很湿，山脊上有森林。越过大山脉向南，“干旱无林河谷在几哩内突然进入有森林的大峡谷”。

根据卫星云图，峡谷区的夏季天气应为山脊多云，在山脊多阵雨和雷暴；在峡谷里，白天强烈加热，南风盛行，只有少数阵雨在蒸发后可到达地面；夜间，至少在较阔的谷地里，下坡风的辐合作用，使热力不稳定空气产生降雨。在西昌和拉布汉，0600—1200（地方时）时段里任何类型降水的频数都是最少。下午仅拉旺有一个弱雨峰（表4）。这两站的平均云底

高距地为1500—2000米，海拔为3000—3500米，从降水频数来看，说明两站都不是位在峡谷的干旱区，很明显在拉布汉（参看第六章）夜里南风盛行。因为地形复杂，不能只依靠图的研究就能给环流日变以实质性的解释。在700mb上东北风盛行，说明季风辐合是在这纬度之南。

卫星云图证实了金敦·沃德的报告：拉协特——藏布流域和怒江之间山脉的气候效应使“云系不能跨越”。围绕阿萨姆四周山区，尤其是北部和东部，都有强且持续的降水，在山脉的东侧则多日照，并且只有阵雨。阵雨的次数和强度向南特别是在28°N主山脉之南明显增加。似乎大家都知道，这里的雨季和阿萨姆的是一致的，而冷季则没有持续的干旱。（参看表20）

第六章 日变环流和季节环流

通过某些代表台站（附录H，表22）地面风的对比研究，希望得到风向正常日变化的现象：例如像中午

或下午由于谷风强上升、和夜里或清晨山风弱下沉所导致的风向日变化。但是结果是出乎意外的，至少在一系列有代表性的情况是如此。不管清晨多数是静风的情况，夜间（0600地方时）都盛行同白天一样的谷风，北边茫崖、和田，南侧的帕里、拉布汉、西昌都是如此。这里，大规模上升运动压制了山风。从资料来源8里（附录A），在印度的台站上像在大吉岭附近的噶伦堡和穆索里测站也发现同一现象，在夏季早晨0830地方时的山风—北风，有30%的情况为上升谷风—南风所取代。日喀则和噶尔是相反的例子，二者都位于喜马拉雅北坡，座落在向NNW降低的谷地里，在白天，有一半谷风是被SE向下山风所取代。这偏南风从印度方面爬升高原，越过喜马拉雅，进入高原，有时并压制了局地谷风的发展。

如果这些资料有代表性，那么，在白天高原上在大规模南北气流辐合上升气流之处将有一条辐合线（图5）。夜间环流相反，高原上为辐散下沉运动，白天的气流到夜里至少要减弱。但是晚上还有10—30%的情况是南、北风辐合上升的，因而，即使在清晨，高原长轴处似乎仍然是盛行气流辐合的。

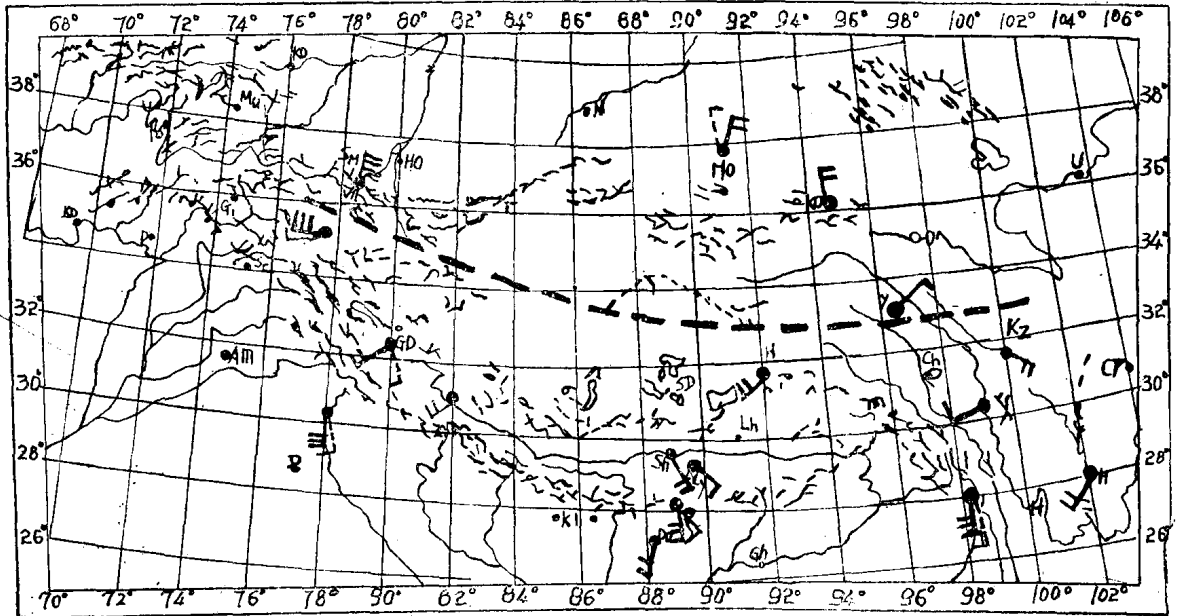


图5 1800地方时（实线）和0600地方时（虚线）的地面风

从这些地面风分布可以看出，高原引起了一个包含由两部分组成的复合的区域性环流：

a) 日夜相反变化的“日变”环流，这环流可以从0600和1800地方时向量差进行数值估计（参看叶、顾，1956）。

b) 定常的或“季节”环流，它可以从水平辐散场进行估计，可是通常进行统计时，辐散场是从0600和1800地方时合成风随高度变化来计算。很遗憾，现有资料很难做到这一点。夜间降雨多也是季节环流存在的另一个证明（表3）。

利用一个简单的模式，可以对“日变”环流部分的量进行相当合理的估计。下表是各层不同时间向量风的差值（0600—1800地方时），低层是采取950—700mb还是850—700mb取决于测站的海拔高度，高层（500—200mb或者500—300mb）决定于现有的资料情况。

	低 层	高 层*
库 车	104° 0.34米/秒
若 羌	23° 1.3米/秒	229° 3.3 "
格 尔 木	234° 1.45 "
成 都	69° 0.69 "	270° 0.28 "
高 哈 蒂	177° 0.38 "	18° 0.95 "
阿 拉 哈 巴 德	71° 0.39 "	354° 0.95 "
白 沙 瓦	117° 1.6 "

*参看图 6

几乎所有测站，这种风差值随高度都是明显地呈相反变化的。高层差值风（图 6）是呈明显辐散的，而低层差值风有的则受到局地因子的破坏（阿拉哈巴德、白沙瓦）。平均结果，低层（高层）差值为 102（121）厘米·秒⁻¹。高层的结果比较可靠，因此下面

采用这个值。

假定一个圆形山，其面积 $A = 2 \times 10^6$ 公里²，半径 R 为 800 公里，同时令 500mb 为无辐散层，它把上下层相反流型分开。在定常状态下，在 200—500mb 这一层（相当 0.3 大气质量， $M = 1013$ 克/厘米²）差值风为 120 厘米·秒⁻¹，白天辐散，夜里辐合；低层在 500—900mb（0.4M）风的差值为 90 厘米·秒⁻¹，白天辐合，夜里辐散。在白天（0600—1800 地方时），低层辐合量为 90 厘米·秒⁻¹/800 公里 = 1.1×10^{-6} 秒⁻¹，而高层辐散值为 120 厘米·秒⁻¹/800 公里 = 1.5×10^{-6} 秒⁻¹。

假定地表和 200mb 上垂直速度为零，那末，在 200—500mb 这一层里水平流出量 F_u ，一定和在 500—900mb 这一层里水平流入量相等。在 500mb 上有一以垂直风速 W_{500} 的垂直平均输送 F_z 。

$$F_1 = 90 \times 0.4M \times 2\pi R \text{ (克} \cdot \text{秒}^{-1}\text{)} \quad [1 \text{ 指 低层一编者}]$$

$$F_u = 120 \times 0.3M \times 2\pi R = F_1$$

$$F_z = W_{500} \times \rho_{500} \times \pi R^2 \text{ (克} \cdot \text{秒}^{-1}\text{)}$$

$$(\rho_{500} = 500\text{mb 上密度} = 0.65 \times 10^{-8} \text{ 克} \cdot \text{厘米}^{-3}\text{)}$$

$$\therefore F_1 = F_z = F_u$$

$$\therefore \text{垂 直 速 度 } W_{500} = \frac{36M \times 2\pi R}{\rho_{500} \times \pi R^2}$$

$$= \frac{72 \times 1013}{0.65 \times 8 \times 10^4} = 1.40 \text{ 厘米/秒}$$

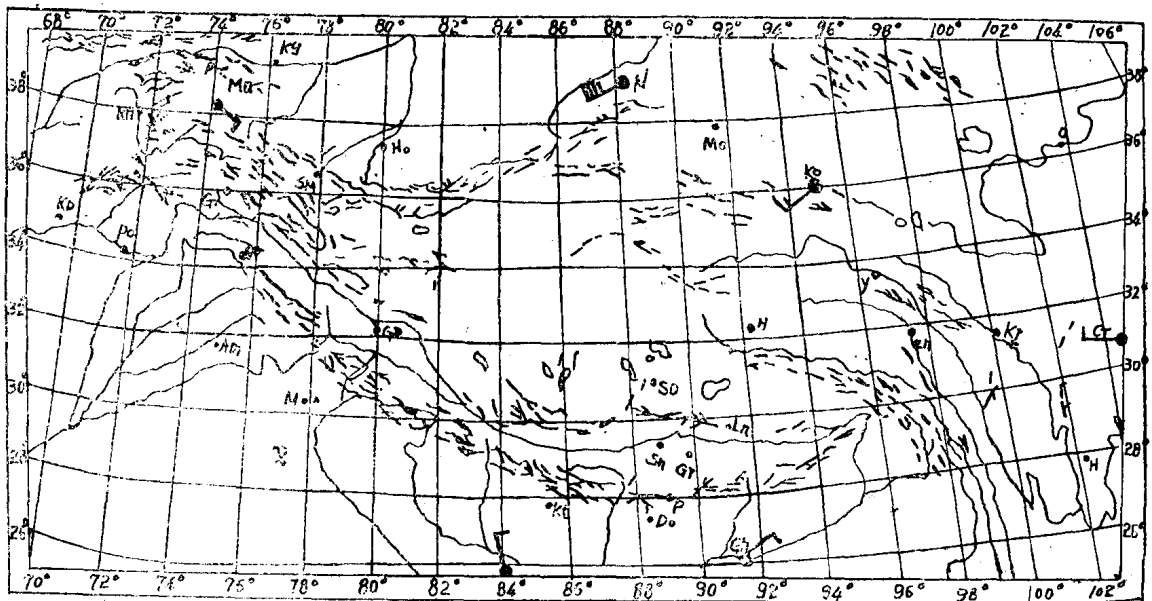


图 6 对流层上层（0600地方时减1800地方时的风向量）日变环流的辐散

这速度相当于每12小时600米或37mb。这似乎是比较合理的。由于低层内流深入到高原内部（平均高度为4500米），其高度只能到达600米，在500—600mb这一层里 F_u 要增大为360厘米·秒⁻¹。假定山口和隘道占山的周长的30%，则山口的风速应为12米秒⁻¹。根据喜马拉雅山口强风暴风速的报告，山口风速为12米秒⁻¹并不是不合理的。图7是这种日环流模式的示意图。〔 $F_1 = 72$ 厘米秒⁻¹（500—1000mb）〕

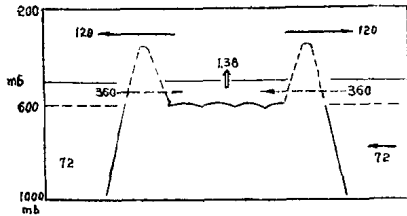


图7 每日（白天）环流模式（厘米/秒）

在青藏高原上垂直运动可能是集中在巨大对流泡里。假定（参看第三章）高原总面积（ $A = 2 \times 10^6$ 公里²）的一半为这种巨大对流云所占据，其平均密度为每 10^5 公里²有30个巨大对流云。那末就要求同时出现300个这样的巨大对流云。进一步假定对流云的内核半径为6公里（接近于1/10平均距离），则所有对流云活跃部分的总面积为8500公里²，相当于总面积的0.42%，这就是说，平均垂直运动速度为1.40厘米秒⁻¹，将相当于对流云活跃部分的平均垂直运动速度为325厘米/秒。实际的垂直速度将更大，因为对流云四周均为下沉运动，经常有报告说，这种平均垂直速度为4—5米/秒。由于云底高（距地大于2000米），很多雨滴在到达地表之前就都蒸发掉了。

分别计算0600和1800地方时在500—300mb（5.4—9.0公里）这一层的热成风（表15），对比表明，无论在方向上或强度上，二者都代表“日变”环流，而又没有显著性的差异，只有西昌在早上和傍晚虽有较大变化，但因1800时的资料 $n = 25$ 次（0600时 $n = 70$ 次），因此还不能认为是十分可信的。高原四周日夜热成风不变的事实，再一次证明，高原东南部的加热作用，并不只是白天现象，而是季节现象。

这种白天环流到夜里之所以还能持续，很难只归因于巨大高原的单独作用。在印尼各岛（加里曼丹、苏门答腊等）及其相邻海洋之间所产生的热力环流，大小和高原上是同量级的，但一天变换两次。必须考虑高原内部的夜间冷却作用（ $\Delta T = T_{max} - T_{min} \approx 15 - 18^\circ C$ ，见表16），但夜间冷却只限制在很浅薄

的逆温层之内，而在高原东南部，至少Cb云中直至夜晚还在释放潜热（见表4.5）。巨大的Cb云的生命史为6—12小时。

作者还企图用七个测站在100mb风的资料，估算“季节”环流的成分，方法是用0000和1200世界时平均风（见表14）来讨论。由于阿拉哈巴德站的资料在700mb上对空气内流没有作用，因而不考虑它。只有阿姆利则站资料表明有弱外流的。经过权衡700mb分量垂直于边界的情况，并考虑到边界长度的变化之后，全边界上平均“季节”内流速度为134厘米/秒。采用同一上述环流模式，这平均速度相当的辐合量为 $\text{div}_2 \mathbf{V} = -1.68 \times 10^{-6}$ 秒⁻¹。如果这个见于700mb上的内流速可以代表500—1000mb这一层的内流速，这个“季节”环流要比“日变”环流略强一些，这就可能解释：为什么夜里还可以维持辐合和上升运动。在300mb上也进行了类似的估算，由于西部和东部边界测站分布的代表性差，没有得到可信的结果。

由于“日变”环流的夜间部分，在很大程度上受到了以24小时平均“季节”环流所压制，因此“日变”环流的白天成分可以看作是“平均“季节”环流的第一近似值*。

第七章 夏季青藏反气旋及其对大气环流的作用

对流层上部青藏副热带反气旋和印度季风（见第八章）几乎是同时出现的事实，已成了科学界争论的题目，特别是1958年2月新德里季风座谈会以来，尤其是如此，（参看劳，1963）。在这一章讨论反气旋的位置、形成的物理原因以及其它季节情况等。

印度气象学家指出，这个暖高的高温区不能出现在西藏高原上，而是一个沿25°—30°N上的高温带，从埃及经南亚、印度北部到中国西南部。这说法只有一部分是对的，因为有许多系统误差必须加以考虑（见附录E）。经过对所有探空资料的校验研究之后（弗洛恩1964，1965），指出了在150—500mb这一层里，最高温度是出现在喜马拉雅之上，也就是在印度北部和西藏南部。在这里，为了下面的目的对所有资料又进行过仔细研究：

- a) 收集中华人民共和国站网的高空资料；
- b) 为了去掉温度日变化，把温度都订正到0000世界时 = 0600地方时；
- c) 应用热成风方程，定性地校验平均温度场

* 这里和第七章所得结果，和叶笃正根据更早的气球测风资料所得结果是一致的。

的水平梯度；

d) 利用高空资料的比较，订正西藏高原上未确定高度的台站（附录B）

图8是300—500mb的厚度和热成风分布。厚度值是从表7中计算的。计算时已考虑到虚温和实际温度

的差异，同时还利用表10平均日变差异值来订正斯利拉加（只有1200世界时一次资料）的资料。凡短年数的平均值都外加〔〕号。除了喀什（正确位置不知道）和喀什市有差异外，其它资料都是一致的。

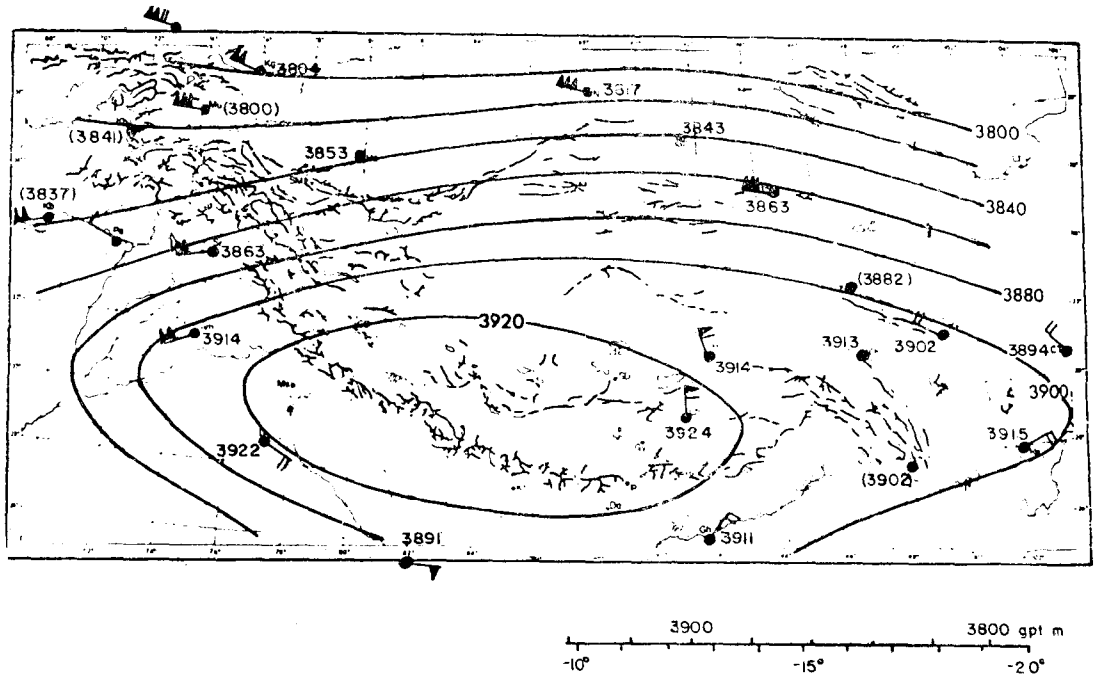


图8 厚度图 300—500mb层和热成风

右下方的比例尺为厚度与该层平均温度（℃）的转换，其中gpm：位势米

库车、若羌、成都、高哈蒂、阿拉哈巴德、新德里和阿姆利则站（表15）等地，在300mb以下的热成风并没有加以人为的选择，因此认为是可信的。西藏中部和东部，例如黑河、拉萨、甘孜和西昌等站的数据，虽然也不是最适合的代表，然而从整个来看，除了高原西北边，图8是足以构成一致的型式的。在这一层，最暖区是位于27°—33°N和76°—94°E上，最暖中心在30°N、85°E，也就是出现在喜马拉雅山北边150公里，藏布盆地的上游。应该指出，在这里有两个误差来源忽略掉了：（1）中国和印度无线电探空之间的系统差异；（2）黑河和拉萨热成风在反气旋方向上的偏差。温度系统误差不大于0.7℃，厚度将产生10位势米的差异。如果印度的探空仍然比中国的高0.7℃，虽将使暖区向东移3°经度，但仍然和黑河—拉萨的热成风是一致的（参看图3）。

暖区的平均位置和南亚上空100mb非常稳定的反气旋位置大致吻合（梅森1963）。在仔细分析资料来源11的图之后（附录A），肯定了1962—63年6—9

月这个暖中心位于33°N、88°E（参看弗洛恩1965），谢尔哈格（Scherhag）在利用较少站的热成风的基础上，发表了1966年7月100—850mb半球厚度分布图，暖中心在30°N、80°E；更早一些的估计反气旋的中心位置是：29°N、98°E（弗洛恩1950，225mb）和30°N、96°E（中国科学院，500mb）；模式计算（感热加热）在31°N、98°E。虽然现在的资料比较完整，但由于资料可信度随高度降低，因此不想把这种计算延伸到100mb。如果暖区是同3920位势米等值线一致的话，那末，这暖区有2/3面积是位于高原上。

这个暖中心形成的物理原因，原先认为是高原热源的感热加热的结果（弗洛恩1950，1958）。后来，这个概念在考虑潜热作用之后被修正（弗洛恩1963，锐尔1959）。他们认为，大量季风雨，特别是喜马拉雅中部、东部及其边缘，降水所释放的潜热起着重要的作用。感热的能量来源只有当垂直递减率大于湿绝热递减率时才是可能的。如果空气是条件不稳定，能量垂直交换的结果只能使上层冷却。表11表明，高原空

气一般是条件不稳定，因此，地面降水所致的潜热释放将是能量的一个来源。这里只就能源、能汇的一部分进行定量讨论，更全面的计算留待以后进行。

$$\text{地表热平衡: } Q = U_L + L_E + U_s$$

(Q = 辐射平衡差额卡/天, U_L = 感热输送, L_E = 凝结热, E = 蒸发克厘米⁻²天⁻¹, U_s = 传给土壤的热量)。夏季(主要是8月)上述各项的值,由爱森舒他特(1966)在萨雷塔什—帕米尔观测到(a_s —地表反照率):

	高度 (米)	a_s	Q	U_L	L_E	U_s
阿里河谷干草地	3150	17%	321	178	89	54 L _E 天 ⁻¹
帕米尔, 卡拉库, 沙卵石地	3990	22%	324	243	29	52 "
帕米尔冰川, 雪面	4900	66%	142	-37	116.7	"
帕米尔托什干(河谷)	3710	21%	294	244	0	50 "
卡拉库姆沙漠	~200	24%	330	276	0	54 "
萨克骚草原	~200	20%	381	255	88	38 "

这些仔细量测得的资料说明,从半干旱高地把感热输送给大气的量,和同纬度海平面沙漠的量是同量级,平均为每天250卡(Q 的75—80%)。在较潮湿地区,大量热量用于蒸发, U_L 降到只为 Q 的百分之几了。在冰川上的观测(量并不完整)表明,大的地面反照率减少了 Q ,感热通量为负值,而仍继续蒸发,因此冰川是热汇。高原西部干旱地区 U_L 的作用,使对流层中部递减率非常大(表11),这是由于地面(~650mb)的加热效应,没有足够的时间不能把热量输送给对流层高层,而集中在对流层中部的缘故。

在阿萨姆,特别是东部喜马拉雅和阿萨姆以北山弧区,在6—8月降水的潜热释放,几乎是连续不断的过程(参看第五章)。在高原东南部,大约在90°E和33°N地区上,由于对流多,降水次数多(表4),大气湿度大,因此潜热释放很可能也象阿萨姆一样。

为了对加热各项的大小取得一个较真实的比较,考虑到阿萨姆地区季风空气上升期的热力过程,主要是地形作用的结果,平均大气的属性可以用高哈蒂(500mb以下)和拉萨(500mb以上)的探空来综合表示(参看表7和图9)。季风气块上升到950mb开始凝结,其温度 $T = T_d = 24.3^{\circ}\text{C}$ 。并同探空曲线在775mb(+17.2°C)和205mb(-44°C)处相交,上升空气在775—205mb(=0.57M)这一层里,温度比环境高1.6°C,在200mb以下平均比热带标准大气

温度高5.4°C(参看图9)。这块季风空气在饱和上升过程中,从950mb起至平均山脊高度500mb,水汽含量的减少为:20.1—6.6=13.5克·千克⁻¹,在这块饱和和季风空气里可降的水量为75mm,比赤道非洲的44—48mm要大。

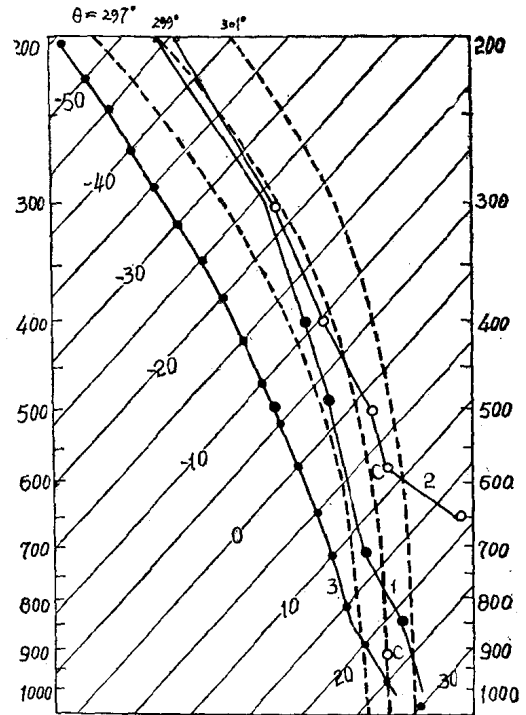


图9 对流层平均温度:(1)0600地方时,高哈蒂/拉萨探空综合;(2)1800地方时拉萨探空;(3)热带标准大气。C为凝结高度

在高哈蒂上空,在水平方向上,垂直于山脉的平均流速的量级为40厘米/秒,即每天35公里(参看第六章)。被喜马拉雅山强迫抬升运动要持续6天,水平距离才达210公里,相当于一天抬升1公里。假定每公斤空气在6天里都以上述速度抬升,则每天平均降水量为135/6=22.5mm,一个月大约为700mm(参看表20, E—G)。在阿萨姆平原,平均每天每站降水量为26mm(参看第5章),每天将释放1350卡热量,足以使200—950mb这一层空气(0.75M)每天加热7.5°C。而上升季风气块在超湿绝热层里,温度升高1.6°C所需的能量,每天只要220卡,或者只占其潜热释放量的16%。由于向上的加热过程是由热塔内上升运动所维持,很明显,这种加热在对流层上部是最有效的。这就可以解释,西藏上空温度正距平位置出现在300mb上和32°N上的原因。在非洲和北美则不同,同样的正距平却出现在低空(图4)。

应该指出,东南亚大部分地区,强地形降水(至