



各地天气和气候

青藏高原上的积雨云

吴鹤轩*

(青海省气象局)

一、青藏高原积雨云(Cb)的云态特点

1. 夏季 青藏高原上夏季Cb出现较多，其云态特点可概括为“云不够浓密、色不够暗，冰晶化高度低，云体垂直厚度小，水平长度宽，虽经常带幅，但翻腾现象不强烈，而且很少见到云腰（指砧状与主体结合的蜂腰部位）”。高原降水多数由Cb产生，但大多数Cb并不降水，是所谓“干Cb”。照片1（本文照片请见封三封四）是夏季青藏高原上比较典型的鬃状积雨云(Cb cap)，发展完整，主要特征也很明显。但从这块Cb cap云态的气势上看，云体矮而宽，色灰白，比起非高原地区盛夏季节发展完整的Cb来，远没有那么凶猛、庞大高耸和阴黑，尽管它也挂了雨幡，而且后来有阵雨、冰雹和雷暴出现，云态的气势仍显得很弱。照片1的云是较大范围的高空气流辐合而成的。偏西风加强了从小唐古拉山到可可西里山脉一带地形动力和热力性积状云的产生过程，辐合气流又促进其发展，形成了地形性Cb cap。由于对流层厚度和水汽量的限制，水平宽度约30公里（照片1是其第三个完整Cb单体），垂直厚度约2000米。低空（距地面3公里以下）温度低，Cb上部出现了冰晶化结构。

照片2的鬃积雨云是在海拔4540米的曼日滩拍摄的，当时正在降阵雨。照片左半部冰晶化明显，其上部已是鬃状结构，并有脱离母体趋势，右半部是还在发展着的秃积雨云(Cb calv)，也有降水及地。这样的Cb云态，在非高原地区是比较少见的。它是降水型天气系统，加上局地地形作用而形成的高原降水型Cb的云态。

上两例的Cb云态，多数是在中尺度以上天气系统影响下产生的，一般在午前出现，往往有降水。

照片3拍于海拔4740米的风火山，是高原常见的不降水的“干Cb”云态。它也具有云体小、冰晶部分比例过大，没有“云腰”等高原Cb的特点，它往往是在高压系统控制下，由地形性浓积云(Cu cong)集团平衡相接后发展起来的，因而没有降水。它多出现在午后，一般能持续3—4小时，然后趋于消散或演变成傍晚的积云性层积云(Sc cug)。

上述几幅照片都是唐古拉山一带夏季常见的Cb云态。实际上在青藏高原的不同地段如柴达木盆地、高原主体、藏南山地等，在高原各类天气系统与局部地形相互作用下，Cb云态变化都具有各自的特点。

2. 冬季 青藏高原冬季Cb的云体更为瘦小，冰晶化高度也更低一些，云色灰白，幅少，大多数是“干Cb”。这主要是由于高原冬季低空温度更低一些，

水汽更少一些的缘故。

照片4和5是昆仑山地区拍摄的冬季高原Cb云态的个例。

二、Cb云的地理分布

由图1就可以清楚地看出青藏高原上全年Cb出现机率最多的事。青藏高原主体Cb年平均出现次数



图1 Cb年平均出现次数分布

为350—605次之间。我国温暖潮湿的江南山区，虽然Cb实际出现次数也相对较多，但只有青藏高原出现次数的1/7—1/3。为什么有充足水汽、又不缺少地形扰动力的我国东部的南方山区，Cb次数却不如高原多呢？这是由于南方山区充足的水汽，在天气气候锋区极易形成垂直厚度很大的层状降水云，这一带层状云出现的比例占70%左右，所以Cb就相对较少。

青藏高原不但全年Cb次数最多，而且冬半年Cb次数占全年的比例之大，也是全国独一无二的，从图2可以看出，高原主体冬半年Cb出现比例占30%以上，而我国其他地区冬半年Cb出现得就少多了。因此，可以说青藏高原主体的地形动力和热力作用，即使在相对干冷的季节，对于产生地形对流云的贡献也是很显著的。

三、Cb的时间变化

1. 年变化

图3a是青藏高原上各类地形区域的Cb逐月变化频率型式，其特点是月际变化很小，相邻月之间最大比例差仅5%左右。高原边沿地区，由于有地形与气候过渡地带的痕迹，冬半年与夏半年Cb出现比例的

* 宛正颐、王文玉、单静武、薛仁德同志参加本文部分统计工作。

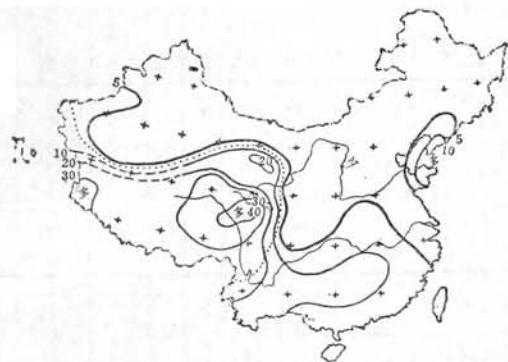


图2 10—3月Cb出现次数占全年的百分比分布

变化幅度增大，如高原东北边沿地区的西宁、藏西的噶尔、亚热带山地的察隅等。就青藏高原主体而言，其特点是全年多Cb，年变化曲线态势平缓，夏季略多，冬季略少。而图3b是我国其他地区的Cb年变化型式。它们的变化与青藏高原显著不同，而表现出典型大陆季风气候的类型，即在湿热季节Cb出现次数集中，在干冷季节Cb很少甚至没有出现。

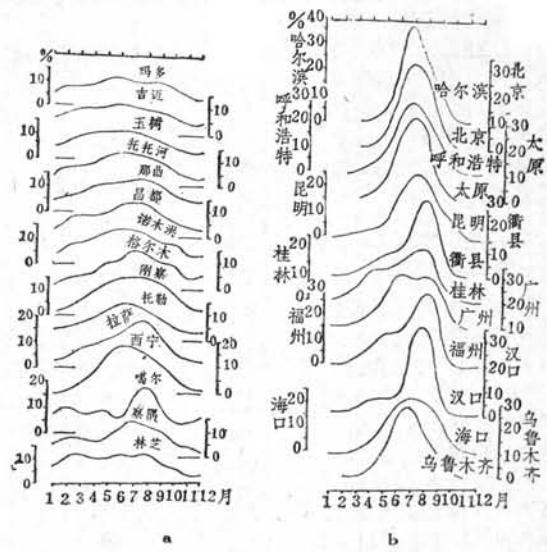


图3 Cb的年变化

如果以高原作为一个整体单元，将我国其余地区也作为一个整体单元，对代表站逐月Cb实际出现次数进行算术平均，结果见表1。表中清楚地显示出Cb

表1 青藏高原(a)与其他地区(b)Cb出现次数比较(1961—1970年)

地区	月	Cb出现次数											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
a		15.3	23.3	28.1	30.9	37.9	42.0	45.8	42.7	33.8	21.7	12.7	10.8
b		0.3	0.6	2.8	7.3	14.7	25.1	32.9	31.8	16.9	3.9	0.8	0.2
平均差		15.0	22.7	25.3	23.6	23.2	16.9	12.9	10.9	16.9	17.8	11.9	10.6

出现次数的地区平均差，随各月绝对值增大而减小。在盛夏7、8月间，青藏高原上的Cb平均不过多10次左右。在冬半年各月，Cb在我国其他地区已是偶尔可见了，而在青藏高原Cb仍频繁出现。表2表明青藏高原冬半年Cb平均出现次数，为我国其他地区平均次数的13倍。

表2

项目	Cb年平均	10—3月		4—9月	
		出现次数	占全年%	出现次数	占全年%
a	345.0	111.9	32.4	233.1	67.6
b	137.3	8.6	6.3	128.1	93.7
a/b	2.5	13.0		1.8	

为什么青藏高原上冬季Cb那样多？这可以从太阳辐射条件和地形对流作用来探讨。

青藏高原上总辐射(Q)和直接辐射(S)，不论冬夏，都是我国最大的地区。海拔4000米以上地区，在晴朗干燥的冬季，S值经常可达到1.70卡/厘米²·分

以上。例如唐古拉山垭口(海拔5068米)1977年1月的定时观测记录中，就有16个时次大于1.70卡/厘米²·分。其中最大的一次竟达到了1.805卡/厘米²·分，这是非常罕见的极值。而同期兰州的S最大值为0.96卡/厘米²·分，成都仅0.59卡/厘米²·分。1月总辐射量高原比同纬度的东部地区约大2倍，可见高原辐射能量之多。这就是广袤青藏高原上冬半年所以Cb很多的热力条件。其次在西风气流的推动下，进一步加强了地形波的动力作用，也就构成了产生Cb的动力条件。虽然冬半年青藏高原上水汽绝对量很少，但毕竟已经达到了足以产生Cb的需要。但终因水汽量少，使得高原冬半年Cb体积相对较小，降雪机率少，雪量也不多，大多数是“干Cb”。

2. 日变化

青藏高原Cb的日变化，又明显地反映出大陆性温度日变化的特点，这说明对流云与温度的重要相关。图4为青藏高原各代表站Cb日变化曲线图。由图可见，温度最高的午后，Cb频次也最多。由于云的凝结滞后于温度的升高，一般在20时Cb频次达到顶峰。

我国北部Cb日变化型式与高原类以，沿海和海岛Cb的日变化则呈海洋气候的类型。

上述高原冬季午后多Cb的事实，可以说明高原地面有热量向近地层至低空输送。由此可以推论，青藏高原冬季的午后，以地面对大气而言，也是热源。

四、西宁地区Cb厚度与高度

由于青藏高原天气雷达探测资料较少，现以西宁711天气雷达半径100公里以内地区探测到的Cb云顶、云底、云厚进行统计分析*。

由表3可以看出，各月Cb云顶高度最大值均在13公里以上，1977年8月5日测得最高云顶为17.2公里。说明地形过渡地带的水汽条件相当丰沛，对流层厚度也相当大。

西宁夏夏季Cb云顶高度日变化也是上午低，下午高（见表4）。在1976—1978年的1274次观测中，只有5%

表3 1976—1978年6—9月各月西宁Cb顶高

月	平均(米)	实测次数	最大(米)	出现日期
6	6500	326	14800	1976.6.4.
7	6800	304	13500	1978.7.10.
8	6400	433	17200	1977.8.5.
9	6500	196	16100	1977.9.7.

表4 1976—1978年西宁Cb的日变化

时	Cb顶高		Cb底高与厚度(米)		
	平均(米)	探测次数	底高	厚度	实测次数
08	6000	91	1400	4400	67
11	5700	111	1400	4200	79
14	7000	202	1100	5900	151
17	7300	333	1300	5800	218

的Cb顶高在10公里以上，这种Cb厚度和体积都相当大，属于强风暴系统，均有暴雨、雷暴、冰雹现象产生，多发生在午后和傍晚。Cb顶高为5—8公里的机率达60%以上，这对飞行有一定影响。从表4还可看出云底高度午前略高，平均厚度在午后显著增加。

从西宁Cb厚度的月际变化看（见表5），平均厚度以盛夏7、8月最厚，达5公里以上。6—9月最大厚

度均在10公里以上，1977年7月16日测得最大厚度为13.7公里。

表5 1976—1978年6—9月各月西宁Cb厚度

月	实测次数	平均(米)	最大(米)	出现日期
6	268	4700	12700	1976.6.4.
7	210	5600	11400	1978.7.10.
8	305	5300	13700	1977.7.16.
9	138	4900	10400	1977.9.4.

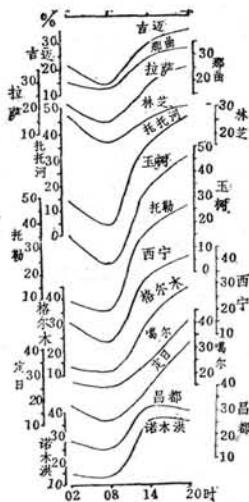


图4 高原Cb的日变化

五、青藏高原Cb的底高

高原上的降水主要是以Cb降水的形式出现，所以Cb云高相对偏低。虽然“干Cb”的云底一般较高，但其实测次数较少，经统计平均后就不突出了。图5为青藏高原与同纬度以东地区实测的Cb平均底高分布。可见高原大部地区Cb底高在1500—2500米，比同纬度以东地区略偏高。

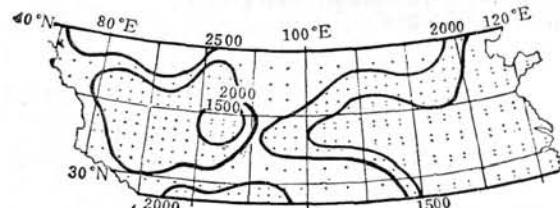


图5 实测Cb平均云底高度(米)比较(1961—1970年)

从青藏高原中部的托托河5年≥5毫米降水时出现Cb的次数和降水性质的统计中（见表6），可以看出青藏高原Cb与阵性降水关系的密切程度。托托河5年中出现了106次≥5毫米的降水日，降水期间有Cb出现的为104次，机率达98%，并且降水次数与阵雨出现次数相同，说明不论是大尺度系统降水，还是局地性强烈降水，都是通过Cb表现为阵性。

表6 托托河站的降水与Cb(1971—75年)

≥5毫米降水次数	106
降水时Cb出现次数	104
阵雨	106
阵雨、冰雹	30
阵性雨夹雪	34

青藏高原上多阵性降水，其主要原因就是多Cb，这是青藏高原的普遍性气候特征之一。

* 本节1976—1978年6—9月四次定时(08、11、14、17时)Cb回波资料由青海省气象台金林森同志提供。