

第一章 青藏高原的气候特征

本章一方面简明扼要地介绍了青藏高原及其临近地区的各种主要气象要素场的平均状况，如平均环流、高原季风、平均气压场、平均温度场、平均湿度场、平均辐射及分布。另一方面重点讨论高原特殊的大气边界层、地气系统主要的物理过程、边界层对流活动、高原云系和降水。本章内容包含 20 世纪 90 年代以来几次大规模高原大气科学试验取得的最新成果，可为研究青藏高原大气热力学和动力学问题提供事实依据、气候背景场和下边界条件。

关键词：高原季风，超太阳常数，厚边界层，逆湿，强对流，夜雨

1.1 平均环流和高原季风

1.1.1 冬季环流

冬季的 500 hPa 等压面上，气流经过高原有明显的分支。西风气流从西侧流向高原后，北支绕过天山以后折向南下，形成强大的新疆高压脊；南支经印巴大陆、过孟加拉湾后折向北，形成宽广的孟加拉湾低压槽。因此，在高原主体的西半部上空是分支的辐散气流，东半部上空有气流汇合。在青藏高原南北两侧各存在一支西风急流，它们在东亚上空逐渐接近并趋于合并。700 hPa 等压面上的流型与 500 hPa 相近，

且在高原主体的东侧（即背风坡），其南北各有一个小涡旋，南侧为气旋式，一般称西南低涡；北侧为反气旋式，一般称兰州小高压。因此，有人认为这两个涡旋系统的成因与流体力学模型试验中的尾流涡相类似。而在近地层（850 hPa 等压面），高原以北有次天气尺度的闭合反气旋族活动，高原以南气流有明显的沿地形爬升，气旋活动占优。另外，青藏高原平均高度为 4000 m，但直到 300 hPa 的高空，高原流场仍表现为一个弱风区，这表明青藏高原对西风气流的阻挡作用可达 9000 m 以上，有人将此现象归结于大气动力学理论中的“Taylor 柱”效应（参见 5.5 节）。

从波动的观点看，冬季通过高原的平均纬向环流为越山的西风波动，波动的垂直高度可达 150 hPa，高原东西两侧各有一个波谷，波长约为 40 个经度，这种波动可能是稳定层结大气中由高原地形扰动引起的大尺度重力波。而通过高原的平均经向环流南侧为强大的 Hadley（哈得来）环流，北侧为一个很弱的 Ferrel（费雷尔）环流，这种强弱关系与海洋上空的情形正好相反。

1.1.2 夏季环流

夏季，西风带气流退至青藏高原以北，500 hPa 等压面上高原以东和以西各有半个大型反气旋环流，分别是西太平洋副热带高压西伸脊和伊朗高压东伸脊，高原主体正好位于副热带高压的断裂带中。在高原上空是西风气流和季风气流直接汇合形成的 500 hPa 切变线，其上常有次天气尺度的 500 hPa 低涡活动。高原以北低空仍是一连串的反气旋涡旋，而高原以南为印度季风槽和季风低压，在高原背风坡的川西地区西南低涡活动频繁。高原中低空气流明显

向高原辐合，在高空（200 hPa）才转为辐散流出。夏季高原上空存在一个巨大的上升气柱，其向东的一支一直上升到 200 hPa，到达 180°E 以东才下沉。虽然夏季青藏高原是一个巨大的东亚夏季风环流圈，但在高原南北两侧还存在两个较小的经向环流圈，这与高原加热有关。

因此，夏季高原大尺度垂直环流的基本特征为：高原上空平均为一较强的上升气流，到了对流层上部向四周散开，在北部随西风气流向东太平洋下沉；在南部随东风带气流向阿拉伯海、伊朗以至更西的地区下沉。与此同时，在高原南部上空东风气流中有一较强的北风分量，把从高原上升的空气带到南半球。而高原上升气流不能流向北方，在紧靠北侧的地区下沉，这可能对西北地区干旱气候的形成具有重要影响。

1.1.3 高原季风

高原季风的成因是冬、夏季高原大气具有相反的热力作用，是大气环流对高原主体及其周围地区热力差异季节性变化的响应在风场上的具体反映。冬（夏）季高原上大气是冷（热）源，因此在高原近地层为反气旋（气旋）式环流，则高原临近地区的大气环流就呈现出冬、夏季反向的盛行风。按照大气动力学的地转适应理论，高原季风是风场向高原热力作用形成的气压场适应的结果。

应该注意的是，由于高原季风不是海陆之间的直接热力环流，它只是海陆间季风直接热力环流的二级扰动（或二级环流），只能使季风天气气候产生小一级的变动，而不会改变季风气候的基本特征。

1.2 平均气压场、温度场和湿度场

夏季高原上空的大型环流的主要特征有：和四周相比，高原上是个高湿区。在对流层上部高原是个高温和高压区，虽然高温、高压中心并不在高原上，而高原低层是一个比较稳定的低压环流区。

1.2.1 平均气压场

青藏高原地面气压场的形势与平原地面气压场相似，夏季为一个热低压，冬季是一个冷高压，但地面气压的年变化正好与平原相反，表现为夏季高，冬季低。另外，青藏高原地面气压日变化的振幅比平原大。

1.2.2 平均温度场

与同纬度地区相比，青藏高原地面平均气温要低 $10\sim 14^{\circ}\text{C}$ 。特别是在夏季，藏北高原平均比同纬度的我国平原地区日平均气温低 20°C ，比西伯利亚地区也要低 $16\sim 20^{\circ}\text{C}$ 。因此，将青藏高原称为地球的“第三极”是有一定道理的。但是，与同纬度、同高度的自由大气相比，夏季高原比平原气温要高 $5\sim 7^{\circ}\text{C}$ ，成为北半球一个独立的暖中心，并且这个暖中心可伸展至 200 hPa 。

高原气温的变化特点是：年较差比平原小，日较差比平原大，表现为明显的内陆山地气候特征。

1.2.3 平均湿度场

高原上的空气非常干燥，全年平均绝对湿度只有同纬度

平原的三分之一，藏北高原比中西伯利亚地区也要小一半。年平均相对湿度为 40%~50%，比同纬度平原低 20%，冬季低 50%左右，但夏季高原东部的相对湿度几乎与同纬度平原相当，干、湿季节分明。与同高度的自由大气相比，青藏高原上空夏季是高湿区，直到 300~200 hPa，比高原南侧的印巴大陆还要高；冬季高原西部是个干区，但东部仍是高湿区，与我国东部平原上空相当。

高原夏季夜间空气湿度较大，甚至趋于饱和，这也是“高原多夜雨”的原因之一。高原水汽输送分析表明，高原西南边缘可能为高原水汽来源的重要通道之一，其水平输送可影响高原局地的水汽分布及其近地层水汽垂直分布，成为影响高原局地水分循环变化的重要因素之一。

1.3 平均辐射及分布

1.3.1 太阳总辐射

由于青藏高原地区海拔高，空气稀薄、洁净，水汽和尘埃少，大气透明度高，所以太阳直接辐射比同纬度其它地区都要强，最大值位于雅鲁藏布江大峡谷一带。高原主体直接辐射约为 186 W/m^2 ，相当于四川盆地的四倍。虽然由于同样的原因，高原地区的散射辐射较小，但这比四周仅低 10%~20%，所以太阳直接辐射和散射辐射之和的太阳总辐射仍比其它地区大很多，比我国东部地区大一倍，比海洋区域也大不少，甚至比北非、阿拉伯干旱沙漠区还要大。TIPEX 的现场观测表明，若以阿里和改则代表高原西部，则 5~8 月太阳总辐射的旬平均可达 340 W/m^2 ，旬平均最大值高达 370

W/m^2 ,超过了 QXPME X 观测的 352 W/m^2 , 更高于北半球热带地区和副热带沙漠地区所测的最高值 (320 W/m^2) , 成为全球太阳总辐射最大的区域。高原夏季地面总辐射自东向西逐渐增大, 即西部最强, 中部次之, 东部最小。西部总辐射的季节变化不明显, 而中、东部干、湿季的总辐射有明显的差异。

太阳总辐射随海拔高度的增加而增大。夏季一天之中高原太阳总辐射的显著特征是容易出现特别强的值, 超过太阳常数 ($1367 \pm 7 \text{ W/m}^2$, 1981 年 WMO 推荐的太阳常数最佳值) 的观测记录在几次高原科学试验中屡有出现 (表 1.1) 如 1993 年 7 月~1999 年 3 月的中日西藏高原地面热量平衡和水平衡的自动观测期间, 四个站共出现 310 多个超太阳常数的太阳总辐射记录。需要指出的是, 过去报道的总辐射大于太阳常数的记录一般指的是太阳总辐射的瞬时最大值, 而 AWS 记录的是 10 分钟平均的总辐射, 由此可见总辐射的瞬时极大值超过太阳常数的次数之多。高原上这种独特的太阳辐射现象是高原特殊的地理、气象条件下, 很强的太阳直接辐射和旺盛的积云对流产生较多散射辐射综合作用的结果, 其产生必须同时满足以下四个条件: (1) 太阳高度处于一年中的峰值时期, 如夏季和正午前后; (2) 云量很多 (8 成以上) 而又在天空分布适当, 即天空几乎为云遮蔽但日面位未被遮蔽, 直接太阳辐射仍能穿过云缝到达地面; (3) 大气污染小、透明度高, 对太阳辐射的削弱作用较小; (4) 云体的 (冰晶结构) 散射作用较强, 云状以高积云 (Ac) 为主。

表 1.1 青藏高原太阳总辐射超太阳常数的观测记录

观测日期	观测地点	太阳总辐射 (W/m^2)
1979 年 6 月 2 日 12:00	林芝	1474.5
1979 年 6 月 13 日 12:00	狮泉河	1465.4
1979 年 7 月 2 日 12:00	那曲	1458.4
1979 年 7 月 2 日 12:00	拉萨	1522.6
1997 年 7 月 30 日 11:20	拉萨	1550.1
1997 年 6 月 27 日 12:40	日喀则	1705.0
1998 年 7 月 18 日 11:20	那曲	1678.8
1994 年 5 月 30 日 11:20	林芝	1666.3

强烈的太阳辐射造成夏季高原近地层大气中巨大的温度垂直递减率。白天，特别是午后近地面 1~2 km 高度气层内温度垂直递减率经常是超绝热的，并可持续数小时。曾观测到在厚度达 1.5 km 的气层出现 $1.39^{\circ}C/100 m$ 的温度垂直递减率。如此强大的温度垂直递减率必然伴随强对流活动，可形成高原上空深厚的混合层，使地面感热向中、高层输送，雨季期间也有利于凝结潜热向上输送，加热对流层上部的空气。

高原辐射的特征还有：有效辐射呈西高东低分布；中部、东部的地面辐射平衡（净辐射）在 6 月中旬有明显的突变现象，西部的突变出现在 7 月下旬；地面辐射平衡的地理分布为：中部最大，东部次之，西部最小。另外，长波逆辐射也很强。

1.3.2 地表反射率

地表反射率反映了地面对太阳辐射的发射能力，是研究下垫面热力性质的重要参数之一，它除了与地表状况（地面土壤性质、植被覆盖程度等）有关外，还间接与观测时的天气状况有关。由于高原地表植被稀少，雪盖面积大，所以地表反射率很大。年平均地表发射率为 $0.2\sim 0.28$ ，其地理分布是西部高、东部低、中部与东部差别不大；季节分布是冬季大、夏季小。夏季，高原地面反射率为 $0.15\sim 0.3$ ，其中高原西部和柴达木盆地较大，为 $0.2\sim 0.3$ ，藏北那曲和藏南拉萨等地较小为 $0.15\sim 0.25$ 。冬季地面反射率比夏季大 0.03 以上。有积雪时，地面反射率可达 0.7 以上，新雪的反射率更高达 $0.8\sim 0.9$ 。

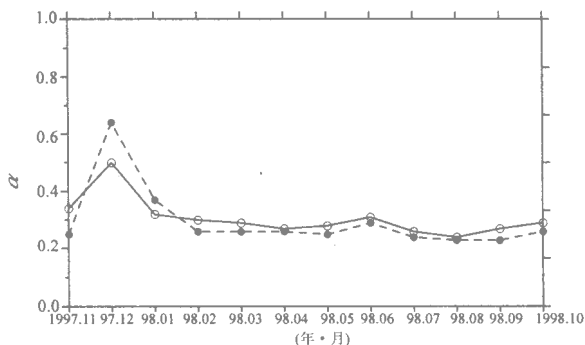


图 1.1 改则（实线）、狮泉河（虚线）地面反射率的月平均值

根据高原西部改则、狮泉河 1997 年 11 月~1998 年 10 月自动气象站 (AWS) 实测的辐射资料计算出两站地面反射率的年平均值为 0.3 左右，两站地面反射率的季节变化趋

势基本一致。反射率最大值出现在 1997 年 12 月，这主要是因为 1997 年冬季西藏地区发生特大雪灾，地面为积雪覆盖，反射率较大，狮泉河 12 月反射率平均值高达 0.64，改则为 0.50。最小值出现在 8 月，约为 0.23，因为此时高原西部正值雨季，土壤湿度较大，地面植被生长的缘故（图 1.1）。

地表反射率的日变化规律为：当太阳高度角较低时，地表反射率变化较大；当太阳高度角增大以后，地表反射率趋于稳定。

1.3.3 地面辐射平衡

地面辐射平衡也称地面辐射差额，表示地面接收到的太阳净辐射，即

$$R=S(1-\alpha)-E \quad (1.1)$$

式中 R 表示地面辐射平衡， S 表示太阳总辐射， α 表示地面反射率， E 表示地面有效辐射（地面放出的长波辐射与大气长波逆辐射之差）。虽然青藏高原上的太阳总辐射很大，但由于地表反射率和地面有效辐射也都很大，地面辐射平衡反而比四周小。这说明青藏高原地面热容量较小，地面热源对太阳辐射的响应比海洋和平原都要快，因此高原山谷风、高原季风等局地热力环流很明显。

高原地区地面有效辐射远大于平原地区，其地理分布为东部低、西部高。高原东部地面有效辐射的年总量为 $2484 \times 10^6 \text{ J/m}^2$ ，高原西部达 $3416 \times 10^6 \text{ J/m}^2$ ，超过热带沙漠的观测值（ $3348 \times 10^6 \text{ J/m}^2$ ）。高原东部地面有效辐射最大值出现在冬季，夏季为小值；高原西部夏季及夏季以后的 9 月出现最大值，冬季为最小值；高原中部是冬季小，春、秋季大。

夏季高原地区，特别是雅鲁藏布河谷地面净辐射大于平原地区。而冬季由于高原地区多积雪，地表反射率较大，使地面净辐射偏小甚至出现负值。就年总量而言，由于高原大部分地区植被稀疏，冬季多积雪，地表反射率大，加之冬季高原有效辐射大，从而使高原地面净辐射的年总量偏低，成为中国大陆地面净辐射的低值区之一。

1.4 大气边界层与地气系统物理过程

1.4.1 大气边界层

由于青藏高原是一个突起的巨大陆块，高原四周的坡度又很陡（特别是北侧和南侧），高原上还存在着各种尺度的山体，因而形成复杂、多样的大气边界层，如动力边界层、热力边界层、垂直边界层和侧向边界层。一般没有必要区分动力边界层和热力边界层，因此本书的高原边界层泛指地面动力和热力扰动所能达到的垂直范围。深入了解高原边界层特征对于认识高原的动力和热力影响具有重要意义。

高原边界层的厚度按一般动力学的定义应是风向第一次与地转风重合的高度，但这里着重考虑高原的热力作用而将其定义为高原地区准定常热力性低压系统到达的高度。1979年 QXPMEX 用准定常热力性气压系统估算出原边界层的厚度约为 2000~3000 m，比平原地区边界层厚度（1000~1600 m）深厚得多，从而增大了高原的有效作用高度。1998年 TIPEX 首次使用高分辨率探空气球（分辨率为 50~100 m），探测高度达 3000 m 以上，根据当雄站的探空资料研究发现：高原边界层的厚度在 1850~2750 m 之间

摆动，变化幅度较大。而高原边界层厚度的时间变化规律为：夏厚、冬薄，昼厚、夜薄。边界层高度的动力学定义式为

$$H_E = \pi \left(\frac{2k}{f} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1.2)$$

其中 H_E 是边界层高度， k 是湍流垂直交换系数， f 是 Coriolis 参数。显然，高原边界层高度大于平原意味着高原地区的湍流交换强度也大于平原，这种边界层特征为高原地区积云发生、发展提供了极为有利的对流条件和湍流发展环境。

高原大气边界层的显著特征还有：高原边界层低层风向、风速具有多层次变化特征（如近地层风速并不全是随高度增大）；近地层风速廓线一般满足对数规律；高原边界层中对流混合层（近中性层结、相当位温垂直梯度很弱）较深厚（约 2500 m），温度垂直分布具有较好的混合特征，但风速的垂直分布从地面到边界层顶明显增大，并没有显示出混合层的特征。对热成风方程的分析表明，高原对流边界层存在风速垂直切变的主要原因是高原上复杂的地形、地貌分布形成区域性水平温度梯度后产生的强斜压性（周明煜等，2000）高原边界层由于大气密度远小于平原地区，造成高原湍流运动的“强浮力”效应；高原深厚边界层的 Ekman 螺线摆动高度较高（在经向风 v 值为零附近摆动范围大，梯度风高度高达 2250 m。梯度风高度取第一次出现纬向风 u 值达最大、经向风 v 值相对较小的高度）以及高原边界层动力“抽吸泵”效应等（徐祥德等，2001）。

高原边界层特别是白天近地层存在明显的逆湿现象，这与沙漠地区（比湿随高度基本不变）和绿洲地区（比湿随高度递增）的地表水汽特征完全不同，但对高原逆湿形成原因

尚存不同看法。有人认为可能与下垫面长期处于干旱状态或高原特殊地形边界层的湍流输送结构、地表蒸发等有关。另有人认为高原中部西南暖湿气流与西北冷平流均较为显著，两类不同性质的平流配合可能导致高原边界层出现强稳定对流活动或强斜压状态，而低层强西南暖湿气流产生高原逆湿现象。

日出后大气不稳定层结发展迅速，午后边界层中、下层存在较强的辐合气流和强中尺度对流活动，对流的云发展旺盛，但云层很低。高原及其临近地区边界层存在明显的山谷风环流。另外，高原边界层内中尺度天气系统很多，是北半球同纬度地区气压系统出现最频繁的地区。这些系统主要有 500 hPa 横切变线、500 hPa 高原主体地区的低涡、700 hPa 切变线、高原东侧的低涡（西南涡）、柴达木盆地 700 hPa 热低压以及高原北侧的小高压和南侧的小低压等。而高原不稳定近地层中的小尺度系统有浮力垂直卷流、辐合线、上升气层、柱状尘卷风、沙暴等。

1.4.2 地气系统物理过程

高原地气系统物理过程主要包括动量输送、能量输送和物质输送三方面，具体地讲指地面动量（地面拖曳作用）、热量、水分输送，地面反射率，地面辐射平衡，土壤湿度，冰川、雪盖，冻土，地面植被，地表粗糙度，地形等因子的特征及其变化对天气、气候的影响。

青藏高原东西长约 3000 km，南北宽 1000 多 km，平均海拔在 3000 m 以上，约占对流层的 1/3。它作为巨大的障碍，使得流经高原地区的气流产生强制性的绕流或爬流，作为高原上一块隆起的台地，通过边界层辐射、感热和潜热

输送形成一个高耸入自由大气中的热源强迫和热对流动力扰源。

有关近地层湍流运动特征分析表明，占中国近 1/4 面积的高原地区水平风速脉动方差平均状况接近山地的情况，这表明高原地区为大范围的强湍流运动区，高原的地形高度和复杂特征是导致水平脉动方差增大的重要原因。

研究高原影响的根本目的是要把地气间的动量、感热和潜热通量计算得更加客观、准确，而至今高原边界层的观测和研究在青藏高原气象学的分支领域中仍较薄弱，故今后要继续加强高原边界层及高原陆面过程的观测和研究。

1.5 对流活动、云和降水

高原上空大气的不稳定层结自然会引起强烈的对流活动，即使在雨季前高原绝大部分的午后对流云频率皆在 70% 以上，最大对流活动区位于高原的东南部、喜马拉雅山脉西部和昆仑山脉。进入雨季后，对流活动更加强烈，高原绝大部分对流云频率在 90% 以上 最小区域也有 70% 高原对流活动中以积雨云(Cb)为主。因此，夏季高原可称得上全球对流活动最旺盛的地区之一。另外，冬季高原的对流活动也很可观。在地理分布上，高原西部的对流活动并不比东部少，东、西部各有一个最大垂直运动中心，对应两个对流活动中心，只不过东部的对流活动更旺盛一些。

流体力学模拟实验还显示出一个有意义的现象，就是地面加热先使低层大气出现层结不稳定，产生低层对流，将热量输送到中层大气，中层大气增温后一方面降低了低层大气的的不稳定度、抑制低层大气的对流活动，另一方面中层大气

的增温又加大了中层大气的的不稳定度，使中高层产生对流，把热量输送到高层，于是中高层的层结又趋于稳定，从而抑制中高层的对流。如此反复，地面加热又重新启动上下交替的对流活动。

夏季高原的热力作用使午后的对流活动强烈发展，这种小尺度的强对流对于维持高原及其附近地区稳定的低层低压和高层高压是必不可少的。高原边界层内这种有组织的对流与边界层内地面加热产生的大涡旋有关。杨伟愚、叶笃正、吴国雄（1990）对涡度方程的计算分析表明，高原低层的辐合和高层的辐散产生的巨大的涡度制造，不能由大尺度的垂直和水平输送（非线性平流）涡度来平衡，而只能靠高原强烈的对流作用来平衡，这与热带地区和中纬带地区的涡度平衡方式有很大区别。对流活动在夏季抵消散度制造涡度的物理机制为：高原上夏季低空平均是气旋性环流，高空平均是反气旋性环流，强烈的对流上升能把低空的气旋性涡度带到高空，以抵消那里辐散制造的反气旋性涡度；而下沉气流则把高空的反气旋性涡度带到低空，以抵消那里辐合制造的气旋性涡度。从 5 月到盛夏，由于对流活动不断加强，对流活动平衡涡度的作用也越来越重要。

高原空气小，浮力异常，因此边界层湍流特征与平原地区有较大差异。而高原复杂的地形在一定背景风场条件下有利于形成上升气流，成为对流活动的助推剂。从 TIPEX 当雄站的声雷达观测资料发现高原中部存在活跃的中小尺度对流热泡，结构呈窄长状，热泡结构上升速度很大，可达 1 m/s，两侧为对称细长的下沉带，热对流泡的生命史为 1.2~1.5 小时。

根据 TIPEX 现场观测资料还发现高原与东亚季风、印

度季风关键区形成“大三角扇型”区域水汽输送特征。进一步理论研究表明，在长江流域的旱涝年份，高原和季风区水汽特征出现异常，其时空异常变化揭示出高原与季风系统成员活动的影响关系。

TIPEX 揭示的高原边界层强对流发展和维持的机制是：首先，高原地区强烈的辐射使地表具有充足的加热作用，从而使得边界层底部维持充足的热源，奠定了边界层对流产生和发展的热力基础。其次，高原地区复杂的地形、地貌使高原边界层内的风场经常具有较强的垂直切变，加强了对流混合，为对流发展提供了强大的动力基础。同时下垫面不均一造成的地面加热不均匀，使高原边界层具有较强的斜压性，有利于对流发展。另外，特定的风场在地形作用下产生的上升气流，也有利于对流发展。由此可见，高原地区强对流活动的产生和维持是诸多有利条件综合的结果。在这些条件的共同作用下，高原边界层内可以产生一系列有组织的大涡旋式的强对流活动，这些大涡旋形成的热泡在向上发展的过程中发生合并、尺度增大，对流活动也更为猛烈，达到凝结高度后可形成对流云。成云过程中凝结潜热释放更有利于对流云进一步发展，使对流云逐渐发展成对流云团，从而产生卫星云图上显示的高原“爆米花”云系（徐祥德等，2001）。

1.5.1 云状和云量

青藏高原多积状云（如积雨云、浓积云、淡积云），而少层状云，高云以密卷云和伪卷云为主，低云以层积云为主。云系演变模式特殊，一般先见到高云，接着出现低云，并且绝大多数积雨云出现时伴随降水。此外，青藏地形云也较多，如旗云等。

云底高度经常出现高云不高、低云不低的特殊形态，积雨云和层积云的云底平均高度为 1500~2500 m，高云的云底平均高度为 3800~5800 m。

分析 TIPEX 期间那曲站的雷达观测资料，发现高原中部地区对流云呈水平尺度小、垂直高度高的柱状单体结构。并且中低层强湍流或上升运动有利于高原对流云突破上层弱逆温层的“暖盖”，形成高原地区常见的“爆米花”形状的积云单体群，积云单体整体作反气旋式旋转。当积云群体经过发展、组织，形成适当规模的云系，在一定条件下可发展成深厚成熟的东移出高原的超级对流云团，有些则在高原下游地区发展成中尺度天气系统，甚至可强烈发展而成为暴雨系统。因此，高原地区是我国东部地区可造成洪涝灾害的对流云团的重要源地之一（周明煜等，2000）。

冬季，青藏高原平均总云量约为 3 成，比我国暖湿的南方地区少，但比干冷的北方地区多。夏季，青藏高原是全国云量最多的地区之一，这可能与印度季风经常爬越高原有关，并且总云量自南向北减少。

1.5.2 降水

青藏高原既有我国降水最少的地区（西藏西北部），又有我国多雨中心之一的受印度季风影响、水气充沛的藏南雅鲁藏布江下游地区，年平均降水量总的分布趋势为从东南向西北减少。绕高原一周有一个少雨带，这与高原周围的二级热力环流的补偿下沉支位置相当。在少雨带的内侧、紧靠高原的边缘，存在一个环型多雨带，它的形成与气流向高原的爬坡抬升有关。

青藏高原的降水主要出现在夏季，降水大多集中在 5~

9 月，这段时期的降水量占全年降水量的 80%~90%，干、湿季节分明。高原西部雨季的降水量很小，云量和日照的季节变化也较小。

高原降水有明显的日变化，夜雨率相当高，有“高原多夜雨”之说。这种现象与高原特别强的太阳直接辐射和高原加热的直接热力环流的日变化有关，河谷地区还与山谷风环流有关。杨伟愚、叶笃正、吴国雄（1990）通过分析高原对流活动的日变化，发现高原清晨的对流活动是比较浅薄的，深厚对流出现在下午，日变化非常显著。而高原夜间的对流云也比较旺盛，尤其是夜间云顶辐射冷却造成云上的层结不稳定，使积雨云得以发展，从而产生夜雨。

地形对高原降水的影响也很明显，降水量在一定高度范围内随海拔高度的增加而增大，到达所谓最大降水高度后，又随海拔高度的增加而减少；迎风坡的降水量明显比背风坡多，特别在夏季受西南季风影响的喜马拉雅山的南、北麓。

1.5.3 特殊天气现象

在青藏高原地区，由于存在特别强的地面湍流加热和地面动量输送，造成大气层结出现不稳定的几率增多，使青藏高原成为北半球同纬度地带雷暴、冰雹和大风的高发区。夏季由于高原低涡、切变线、低槽等系统的活动，高原上多对流性云和阵性降水天气，有时可达暴雨程度。由于高原气柱的不稳定性，使高原地区成为对流云、雷暴和冰雹的高发区。但因水汽条件差，高原对流云具有云底高度高、云块个体小、垂直伸展高等特点，它对维持夏季高原上空南亚高压环流具有十分重要的作用。冬半年高原上多干冷风，有时出现暴风雪灾害性天气。高原地区因各种不同尺度的山脉、河