

“十二五”国家重点图书

高原/复杂地形飞行技术研究丛书



GAOYUAN FUZA DIXING JICHANG ZHONGDUANQU
FENGCHANG TEZHENG JIQI TANCE JISHU

高原/复杂地形机场终端区风场特征 及其探测技术

段 炼 吴俊杰 ■ 编著



西南交通大学出版社

“十二五”国家重点图书

高原/复杂地形飞行技术研究丛书

Observation Systems and Characteristic of Wind Field
in High Elevation/Complex Terrain Airports

高原/复杂地形机场终端区风场
特征及其探测技术

段 炼 吴俊杰 编著

西南交通大学出版社

· 成 都 ·

图书在版编目 (C I P) 数据

高原/复杂地形机场终端区风场特征及其探测技术 /
段炼, 吴俊杰编著. —成都: 西南交通大学出版社,
2015.5

(高原/复杂地形飞行技术研究丛书)

ISBN 978-7-5643-3874-9

I. ①高… II. ①段… ②吴… III. ①机场—风场—
研究 IV. ①V321.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2015) 第 085993 号

高原/复杂地形飞行技术研究丛书

高原/复杂地形机场终端区风场特征及其探测技术

段 炼 吴俊杰 编著

责任编辑	孟苏成
封面设计	何东琳设计工作室
出版发行	西南交通大学出版社 (四川省成都市金牛区交大路 146 号)
发行部电话	028-87600564 028-87600533
邮政编码	610031
网 址	http://www.xnjdcbs.com
印 刷	成都蓉军广告印务有限责任公司
成品尺寸	185 mm × 230 mm
印 张	13.5
字 数	276 千
版 次	2015 年 5 月第 1 版
印 次	2015 年 5 月第 1 次
书 号	ISBN 978-7-5643-3874-9
定 价	48.00 元

图书如有印装质量问题 本社负责退换
版权所有 盗版必究 举报电话: 028-87600562

前 言

我国海拔 1 500 m 以上的高原地区占全国陆地总面积的 1/3, 其中青藏高原平均海拔超过 4 000 m, 是全球航空运输运行环境最为恶劣的地区。与低海拔地区相比, 高原机场终端区和航路运行具有很强的特殊性和很大的难度, 主要表现在天气条件多变、地形复杂、发动机与飞机性能严重衰减等诸多方面。

高原机场终端区的飞行安全问题尤为突出, 机场周围复杂的地形造成终端区天气多变, 特别是强烈且多变的气流, 严重影响该区域运行的航空器。在高原山区或山地, 气流越山和绕山时, 被迫发生方向或速度的改变, 会导致大范围气流产生波动、扰动, 形成明显的山地波。由于高原机场海拔较高, 机场地面接近大气层中层, 地面大风较多, 空气流经高原山地复杂的地形, 易形成峡谷风、漫坡风及山谷风等小尺度的地方性风。受地形或障碍物的影响, 高原机场地面风风向突变或风速突变现象明显, 风的阵性及扰动气流很强, 一般伴有明显的低空风切变, 已多次造成飞机复飞或备降, 不仅影响航班正常, 也严重影响起降飞机的安全。目前, 针对高原机场终端区的风场研究很少, 因此, 加强高原机场终端区风场特征和探测技术的研究, 对提高在该区域运行的航班的安全性具有十分重要的意义。

本书共分 4 章, 第 1 章和第 3 章由吴俊杰编写, 第 2 章和第 4 章由段炼编写。第 1 章介绍我国高原的自然地理概况, 描述我国高原的大气环流及影响高原的天气系统, 分析了高原天气对航空运行的影响, 特别是高原的地面风场对航空运行的影响; 第 2 章介绍民航地面测风的技术和设备, 介绍了风、风切变和湍流对航空的影响, 地面风向风速仪、风廓线雷达、多普勒气象雷达和激光测风雷达的测风原理及一些风场反演方法; 第 3 章介绍九黄机场、玉树机场、康定机场和曹家堡机场 4 个典型复杂地形高原机场的地形特点、地面风的特征和风切变特点; 第 4 章介绍目前航空上业务化的风切变与湍流探测系统, 包括在欧美广泛使用的机场低空风切变警报系统 (LLWAS)、美国朱诺机场的风场探测系统 (JAWS) 和我国香港国际机场的风切变与湍流警报系统 (WTWS)。

在本书的编写过程中, 得到了民航飞行学院科研处、民航飞行技术与飞行安全科研基地的大力支持, 以及“高原机场终端区安全飞行理论和关键技术研究”课题组的帮助; 民航西南空管局气象处成永勤、九寨—黄龙机场航务部气象台等为我们提供了相关资料; 在成书的过程中, 民航飞行学院教师徐婷和冯琬、交通运输规划与管理专业研究生郭庚常和

贾胜博参与绘制部分插图和校对、整理资料的工作，在此一并表示衷心感谢。

本书的出版得到了国家自然科学基金民航联合基金重点项目“高原机场终端区安全飞行理论和关键技术研究(60832012)”以及民航局配套项目“特殊高原机场飞行安全基础理论与关键技术研究(MHRD200925)”的资助。

由于作者能力所限，收集的高原机场的数据不完全，书中难免有错漏之处，欢迎读者批评指正。

作 者

2015 年 1 月

目 录

第 1 章	青藏高原的气候特征及高原机场飞行环境	1
1.1	青藏高原地理环境和气候概况	1
1.2	高原地区主要航空气象特征	25
第 2 章	机场终端区风场探测技术	34
2.1	风对飞行的影响	34
2.2	风向风速仪测风	42
2.3	多普勒雷达测风	51
2.4	风廓线仪测风技术	59
2.5	激光测风雷达	71
第 3 章	高原机场边界层风场特征分析	90
3.1	九寨-黄龙机场边界层风场特征分析	90
3.2	玉树机场边界层风场特征分析	113
3.3	康定机场近地层风场特征分析	139
3.4	曹家堡机场	148
第 4 章	业务化的风切变探测系统	161
4.1	低空风切变报警系统 (LLWAS)	161
4.2	朱诺机场的测风系统 (JAWS)	172
4.3	香港机场的风切变与湍流警报系统 (WTWS)	187

第1章 青藏高原的气候特征及高原机场飞行环境

青藏高原平均海拔 4 000 ~ 5 000 m, 地域辽阔, 面积近 240 万平方千米, 是中国面积最大、世界上海拔最高的高原, 被誉为“世界屋脊”, 在全球的高原高山区域占有重要的席位。海拔 4 500 m 以上的高原腹地年平均气温在 0°C 以下, 有大片面积最暖月平均气温低于 10°C , 这样寒冷的气候也只有地球的两极地区可以与之相比。它也被称为地球的“第三极”。特殊的地理环境中保有许多蔚为奇观的地质遗迹和绚丽多彩的自然景观, 同时也孕育了其独特的人文景观, 使之成为科学探险、考察和生态旅游的胜地。高原机场的建成和空中航线的开通极大地改善了该地区相对落后的交通面貌, 有力地促进了当地经济社会的发展。然而, 青藏高原复杂的地形地貌、中纬西风带, 以及印度季风与亚洲大陆季风在高原东部的交汇, 构成了高原机场复杂多变的天气气候背景。高原机场低气压、缺氧、温差大等飞行环境和强烈的风切变、乱流天气则极大地增加了航空安全飞行的难度。本章综合介绍了青藏高原的大气环流及边界层特征以及高原机场的飞行环境及其对飞行的影响。

1.1 青藏高原地理环境和气候概况

1.1.1 地理范围及地形地貌

1. 地理区划

青藏高原位于我国西南部, 其主体部分在我国青海和西藏, 高原由此得名。我国境内的青藏高原地域辽阔, 西起帕米尔高原, 东接秦岭, 横跨 31 个经度, 东西长约 2 945 km; 南自东喜马拉雅山脉南麓, 北迄祁连山西段北麓, 纵贯约 13 个纬度, 南北宽达 1 532 km, 总面积约 250 万平方千米, 占我国陆地总面积的 26.8%。青藏高原范围涉及 6 个省区、201 个县(市), 即西藏自治区(错那、墨脱和察隅等 3 县仅包括少部分地区)和青海省(部分县仅含局部地区), 云南省西北部迪庆藏族自治州, 四川省西部甘孜和阿坝藏族自治州、木

里藏族自治县, 甘肃省的甘南藏族自治州、天祝藏族自治县、肃南裕固族自治县、肃北蒙古族自治县、阿克塞哈萨克族自治县以及新疆维吾尔自治区南缘巴音郭楞蒙古族自治州、和田地区、喀什地区以及克孜勒苏柯尔克孜自治州等的部分地区。

2. 高原山脉

青藏高原周围大山环绕, 它们大多数呈西北—东南走向, 相对于高原以外的地面陡然而起, 南有喜马拉雅山, 北有昆仑山和祁连山, 西为喀喇昆仑山, 东为横断山脉。高原内部除平原外还有许多山峰, 主要有唐古拉山、冈底斯山、念青唐古拉山等。这些山脉海拔大多超过 6 000 m, 喜马拉雅山等不少山峰超过 8 000 m。

3. 高原冰川

特殊的地理位置和高海拔使得该地区孕育着大量内陆冰川。青藏高原冰川覆盖面积约 4.7 万平方千米, 占全国冰川总面积的 80% 以上。就冰川性质而言, 可分为高原内部发育于半干旱—干旱气候条件下的大陆性冰川和高原东南部湿润、半湿润气候条件下发育的海洋性冰川。大陆性冰川则分布在高原内部和西北部, 如喀喇昆仑山、唐古拉山、昆仑山、祁连山等, 主要依赖极低温度而生存, 其发育特点是冰川温度低, 消融微弱, 进退幅度小, 运动速度慢。海洋性冰川主要分布在念青唐古拉山东段、喜马拉雅山南翼和横断山地, 这里气温高、雪线低, 冰川靠丰富的降水补给而生存。冰川发育具有冰面温度较高, 冰川消融强烈, 冰川进退幅度大, 运动速度快(年平均速度达 100~300 m)的特点。其中, 贡嘎山是横断山脉冰川最集中的地方, 冰川面积近 300 平方千米。贡嘎山东坡冰川比西坡更为发育, 雪线也偏低约 300 m, 明显地反映出东来水汽的影响。

4. 高原河流和湖泊

横亘在高原上的一系列山脉, 林立的皑皑雪峰也是亚洲许多大江大河的发源地。青藏高原的河流可以分成两大部分: 内流区和外流区。高原东部、南部和东南部河流属外流区。我国的两条大河——长江和黄河以及南亚著名的印度河和恒河支流布拉马普得拉河, 东南亚的萨尔温江和湄公河的上游均源于青藏高原。西北部的河流有许多为雨季流量大增而旱季骤减或断流的季节性时令河, 也有一些是发源于高山冰雪尾间、注入内陆湖泊或消失在干涸湖盆中的内流河。高原众多山脉之间, 发育有大小不等的山间盆地和纵形谷地。谷底洼处和盆地中央往往有湖泊分布, 它们大多在海拔 4 100~4 900 m。青藏高原上湖泊总面积 3 万多平方千米, 约占全国湖泊总面积的 2/5。全国湖泊面积超过 500 平方千米的有 27 个, 其中有 10 个便分布在青藏高原上。青海湖是全国最大的湖泊, 其余 9 个大湖依次为: 纳木错、色林错、扎日南木错、当惹雍错、羊卓雍错、鄂陵湖、乌兰乌拉湖、哈拉湖和扎陵湖。青藏高原的湖泊可分 4 个湖区。青海、柴达木湖区介于青藏高原北部阿尔金山—祁

连山和东昆仑山之间；羌塘湖区位于昆仑山与冈底斯山、念青唐古拉山之间的高原腹地；东部湖区位于青海、柴达木湖区与羌塘湖区以东，属外流区；藏南湖区地处冈底斯山和念青唐古拉山以南。

5. 自然地理分区

由青藏高原各自然地理要素类型、特征和地域差异来看，境内自然条件存在巨大差异。由于高原地势起伏、高低悬殊，各自然要素的水平分异和垂直变化互相交错、紧密结合。根据温度、水分条件组合上大体相近，具有共同的地带性植被和土壤，垂直自然带类型组合相同等特征，可将青藏高原划分为 10 个与高原大地势结构单元有密切联系的自然地理区。它们是：

- (1) 喜马拉雅南翼山地——亚热带山地森林（暖热、湿润）。
- (2) 藏东川西高山峡谷——山地针叶林（温暖、半湿润-湿润）。
- (3) 那曲、玉树丘状高原——高寒灌丛草甸（寒冷、半湿润）。
- (4) 藏南宽谷湖盆——山地灌丛草原（温暖、半干旱）。
- (5) 羌塘高原湖盆——高寒草原（寒冷、半干旱）。
- (6) 青南高原宽谷——高寒草原（寒冷、半干旱）。
- (7) 青东祁连山地——山地草原与针叶林（温凉、半干旱-半湿润）。
- (8) 阿里西部山地——山地半荒漠与荒漠（温凉、干旱）。
- (9) 昆仑高山湖盆——高寒半荒漠与荒漠（寒冻、干旱）。
- (10) 柴达木盆地——山地荒漠（温凉、极干旱）。

6. 基本天气气候

青藏高原上空，空气稀薄且杂质少，密度仅为平原上空空气的一半，空气洁净，大气透明度高，总辐射远大于平原地区，在特定的云天条件下甚至会出现总辐射大于太阳常数的现象。高原地区存在众多高差可达千米的山谷，且有砂石、草甸、湖泊等不同下垫面并存的特点。在强烈阳光照射和复杂地形地貌的共同作用下，该地区动力和热力扰动发展旺盛。因此，和同纬度地区相比，青藏高原的天气气候有如下的特点：就地面气象要素而言，以青藏高原地面气温最低，气压最低，湿度最小，风力最大；但就同纬度同高度的空间区域而言，则青藏高原地区的温度最高（夏），湿度最小（夏），气压最高（夏）；青藏高原是全球同纬度地带中大气极不稳定的地区之一。和其他地区相比，对流云终年发展，阵性降水最多，雷暴最多，雹暴最频繁；高原地区中间尺度和中尺度天气系统最多，青藏高原是最明显的天气系统产生源地。上述特征都同青藏高原的动力作用和热力作用有关。

1.1.2 青藏高原的平均环流

1.1.2.1 高原的动力作用

当气流被山脉阻挡后,会发生爬越和绕流现象。对于和气流垂直的南北向很长的山脉来说,爬越是主要的,如横断山脉,迫使西南气流东移时爬越和东灌的冷空气爬越,形成明显的迎风坡和北风坡。由图 1.1 (a) 中可见,1 月西风气流在爬越高原时,500 hPa 附近流线加密,风速增大,而同纬度同高度的我国东部地区流线相对稀疏;对于和气流方向一致的很长的东西向山脉来说,绕流就十分明显,如喜马拉雅山脉、昆仑山山脉、天山山脉等;如果山脉走向和地形方向成一个夹角,这时既有爬越又有绕流。当夹角大于 50° 时,爬越为主;夹角小于 40° ,则以绕流为主;当夹角在 $40^\circ \sim 50^\circ$,爬越和绕流各半。当气流沿高原地形被迫爬升时;因气柱缩短,反气旋式环流增强,这将使低压系统减弱或填塞,高压系统更加强或发展;当气压系统移出高原时,气柱因拉长而使气旋式环流增强,低压系统将加深或发展,高压系统则将减弱或消亡,因此,在迎风坡常形成高压脊,在背风坡形成低压槽。

当气流因高原大地形阻塞而绕行时,由于摩擦作用,靠近高原侧边界的气流速度减小,但离侧边界较远的地方流速不发生变化,从而形成侧边界附近气流的水平切变,产生涡度。纬向西风作用于青藏高原就会出现以上动力作用,气流从西侧流向高原后由于地形动力作用,气流被分为南北两支,北支绕过高原由于地形摩擦作用形成反气旋性切变,故北部经常有高压脊出现[图 1.1 (b)];南支西风在高原南部形成孟加拉湾低压槽,槽前的偏西南风气流又受地形摩擦作用而减弱,具有气旋性切变,常导致低涡产生。故冬春季节我国西南地区因处于孟加拉湾地形槽前,低涡活动频繁。槽前暖平流是中国冬半年东部地区主要的水汽输送通道,强的暖湿空气向中国东部地区输送,是造成该地区持久连阴雨的重要条件,也是昆明准静止锋和华南准静止锋能持久维持的重要条件之一。

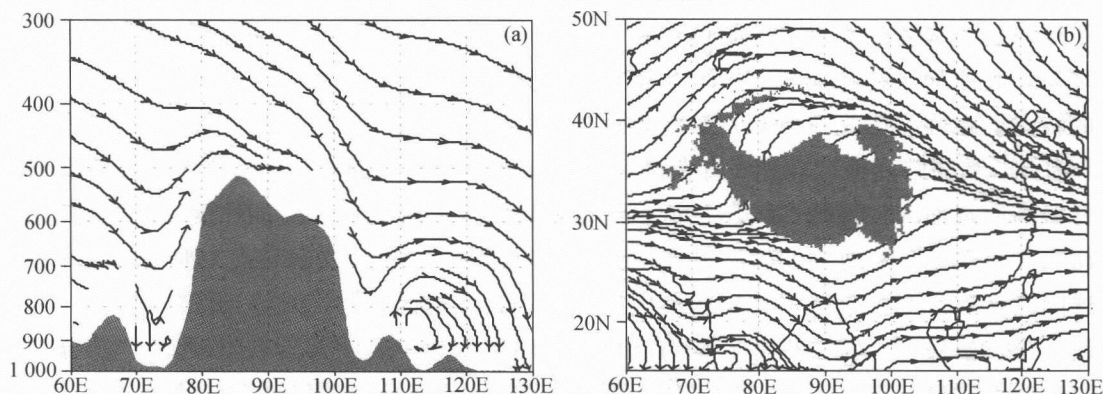


图 1.1 1 月沿 30°N 的纬向垂直环流 (a) 及 500 hPa 等压面流线 (b)

注:图中阴影区绘出了青藏高原地形轮廓,风场资料为 NCEP/NCAR 提供的多年平均数据。

1.1.2.2 高原热力作用

高原热力作用可分为高原地面和高原大气的冷源和热源作用两种。凡是把热量供给大气的高原地面称为热源；反之，则称该地面为冷源。同样，当高原上空的大气把热量输送给四周大气时，则称高原大气为热源；反之，则称该大气为冷源。高原向大气的热量输送并不能全部都用于高原大气。如大部分的蒸发就不会在当地凝结。真正用于当地大气的热量有5种：来自地面的有效辐射（ LR_1 ），来自地面的湍流感热输送（ SH ），来自太阳的短波辐射（ SR ），来自当地降水凝结潜热（ LP ）与由大气顶的向外的长波辐射（ LR_2 ）。这5种辐射之和为

$$E=SH+LR_1+LP+SR-LR_2$$

$E>0$ ，为热源； $E<0$ 则为冷源。

计算结果表明，3~9月高原大气有净的热量，是个热源，它得到的热量一部分用于高原大气本身的加热，一部分向外输送。晚秋和冬季是个冷源。全年高原大气净得热量的最大月份不在雨季的7、8月，而在6月。冬季高原大气是个冷源，12月和1月强度最大。青藏高原夏季的强热源也可以从高原上空整个对流层的平均温度距平看出（图1.2）。高原上空200 hPa处的夏季（7月）平均气温要比同纬度与高度上的太平洋、大西洋的平均气温高 10°C 左右。空气在高原上受热上升，低层空气辐合形成低压环流，高层辐散形成高原环流。在气压场上，南亚高压下面600 hPa以下整个高原为热低压控制，500 hPa是过渡层，400 hPa以上转为暖高压，南亚高压在150~100 hPa气层达到最强。在7月北半球100 hPa平均图上，高压脊线在 30°N 附近，在南亚高压的南侧是热带东风急流，北侧是高空副热带西风急流。

冬季和夏季高原冷热源的转换对东亚地区大气环流的季节调整有重要影响。冬季，高原相对于周围自由大气是个冷源，加强了高原上空大气南侧向北的温度梯度，使南支西风急流强而稳定。夏季，高原相对于周围自由大气是个热源，它使高原上空大气的水平温度梯度在高原北侧增大，在高原南侧水平温度梯度由高原指向南，因而改变了方向。根据热成风原理，高原南侧西风减弱，北侧西风加强。当加热到一定程度，高原成为一个巨大的热源时，由于高压南侧温度梯度作用，高原南侧西风消失为东风取代，形成了东风气流中全球最强的强风速中心。此外，高原冬季冷源和夏季热源作用可以影响到高原及其周围的经圈环流，冬季高原冷源处于对流层大气中部，高原上空为下沉气流，大大加强了季风区的Hadley环流的强度，使得Hadley环流在青藏高原的经度范围内最强大。而在夏季，通过高原的经圈环流与冬季显著不同，在高原及其南侧的Hadley环流被破坏，高原上空以上升运动为主，下沉支位于南半球。下沉气流越赤道到达北半球后受地转偏向力的影响转为西南气流，再北上构成了季风环流。高原南、北侧辐合的气流约在 $30^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 之间垂直

上升，这正是高原上下级纬向辐合线的平均纬度，是高原上雨季的主要降水系统。

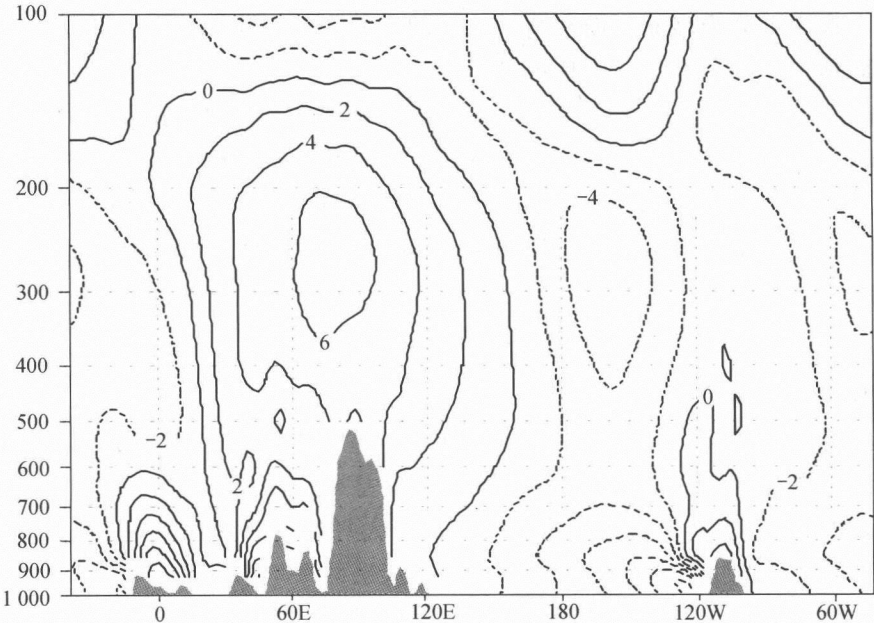


图 1.2 7 月沿 30°N 纬圈平均温度距平 (°C)

注：资料为 NCEP/NCAR 提供的多年平均数据，阴影部分为高原地形（引自朱乾根，等，2000）。

丁一汇指出，高原地形的动力作用对于冬夏环流的影响是不同的。在夏季，高原的动力作用对其北侧的高压带有重要的作用和影响。高原上的低压带与动力作用也有密切的关系。在冬季，高原上的高压脊、拉萨的温度脊等系统与动力作用也有密切关系。与气候平均相比，冬季的模拟结果比夏季的更符合实际。由此得出，冬季高原的动力作用应比夏季更为重要。而夏季高原的影响可能主要表现在热力作用上。

1.1.2.3 高原环流

由于青藏高原高耸于对流层中层，又处于中纬西风带中，其巨大的动力和热力作用会作用于行星大气，形成了具有地区特色的基本气流。其次，基本气流在青藏高原动力和热力作用的季节变化影响下，形成了以青藏高原大小为尺度的区域环流——高原季风环流。第三，由于该地区空气洁净、大气透明度高，辐射比平原地区强，在连绵起伏的山地又形成了冰川风、湖陆风等独特的局地环流系统。3 种不同级别环流系统相互作用形成了高原气候。高由禧先生对此进行了详细描述，以下对 3 种环流进行介绍。

1. 一级环流

由于地球表面海陆分布，太阳高度角有季节变化，又有大地形影响，大大改变了行星

环流的分布及其季节变化。

冬季影响青藏高原及其邻近地区的基本气流有5种：在对流层里为副热带西风带、极低西风带和东北季风带，在平流层里有平流层西风带和平流层东风带。由于冬季东北季风和平流层热带东风主要出现在北纬 20° 以南，同时东北季风层只出现在对流层低层，对青藏高原地区影响不大。因此，冬季主要影响高原天气和气候的为对流层副热带西风带、极低西风带。和这些风带一起各有一个强风速中心，即东、西风急流。

夏季影响青藏地区的基本气流有4种：在对流层里为热带东风带、副热带西风带和西南季风；在平流层里为平流层东风带。对高原地区影响最大的为热带东风带（包括平流层），副热带西风带。印度西南季风虽然还只是对流层低层现象，但由于其厚度比冬季东北季风大，纬度位置也偏北，对高原地区的影响也是不能忽略的。和这些风带相对应也分别各有一个急流中心。

这些基本气流在强度上和地理位置上有着明显的季节变化：就沿 90°E 上副热带西风急流而言，冬季11~3月位置最偏南，强度最强（ 69 m/s ），一直盘踞在 $28^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间。4月起强度减弱（ 30 m/s ），中心迅速北移。5月中心位于托托河上空（ 34°N ），强度继续减弱为 25 m/s 。6月移至若羌上空（ 39°N ），强度加强为 34 m/s 。7月在 42°N ，强度为 33 m/s 。8月最北达 44°N ，强度为 42 m/s ；然后南移，强度减弱。9月在 40°N ，强度为 37 m/s 。10月在托托河附近（ 34°N ），强度为 35 m/s 。11~12月回到冬季位置，在拉萨附近，强度加强，分别为 49 m/s 和 55 m/s 。一年中4~6月中心北移最快，9~11月南撤最急。同时，移经高原时强度都是减弱的，当急流中心到达高原南、北侧区域准静止状态时，强度一般都是加强的。

随着副热带西风带及其急流的季节性南北移动，极地西风带、热带东风带等也作相应的、几乎同步的南北摆动，但摆动幅度不同，以高原地区最明显。

就 $40^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 之间副热带西风带及其急流轴位置的季节变化来说，在对流层中下层，春季强西风带在青藏高原以东和以西北移早，在高原以东我国东部平原地区上空，4月已北移至长江附近，5~6月一直停在那里，6~7月才移至 40°N 附近，8月又开始南压，10月才回到 25°N ，即冬天它所在的位置上。在高原地区，冬半年则一直徘徊在 30°N 以南附近，5月至6月，从高原南侧一下跳到高原北侧（ 40°N ）附近；6~8月一直停滞在 $40^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 之间；9~10月又从 40°N 南撤至 30°N 附近。可见，在对流层中下层，副热带强西风轴北进到 $27^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 时，在高原地区推进迟且急（5~6月），在高原以东和以西则缓（4~7月），南撤（ $40^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ ）时也是如此，在高原地区迟但快（9~10月），在高原以东和以西早但慢。

在对流层上层，副热带西风急流轴春季4月开始北进，5月移至高原北部 35°N 附近（有的年份已北移至 40°N ），6月北移到 40°N ，7~9月则停留在 $40^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 之间；秋季9月开

始南退, 10 月在高原 34°N 上, 11 月才回到冬季的平均位置上。在高原以东和以西地区, 也是 4 月北移至 30°N 以南附近, 5~6 月一直停滞在那里, 6~7 月才北跳至 40°N 附近; 8 月开始南退, 9 月在华中地区上空, 10 月在 25°N 附近。可见, 在对流层上层, 副热带西风急流轴北进南退都可以自由通过高原, 4~6 月北进, 为北进期, 9~11 月为南退期, 在高原以西和以东地区北进和南退期分别为 4~7 月和 8~11 月, 高原地区急流轴进退移动都较急剧 (图 1.3)。

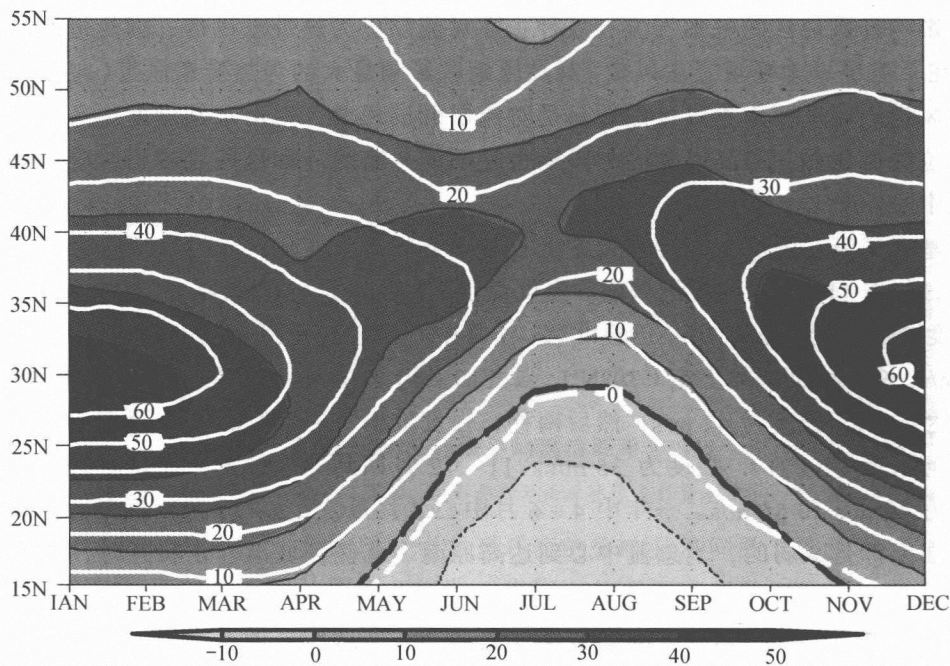


图 1.3 200 hPa 等压面上沿 100°E (阴影区) 和 120°E (白色等值线) 纬向风的逐月演变情况

注: 正值代表西风, 负值代表东风, 资料为 NCEP/NCAR 提供的多年平均数据。

由此可见, 因为青藏高原的存在, 使高原地区和高原以西、以东地区基本气流的季节变化各不相同, 前者比后者变化急, 高原地区对流层中下层和对流层上层有差别, 低层跳跃比高层显著。

2. 二级环流

由于青藏高原耸立在对流层中层, 高原的阻挡和地形的摩擦作用 (动力作用) 对行星气流所引起的绕、爬和水平辐合、辐散, 以及高原对行星气流的加热或冷却作用改变了流经高原的行星环流, 形成了以高原以及邻近地区为整体的区域性环流, 可称为高原地区的二级环流。

冬季, 在高原平均高度附近 (600 hPa), 西风气流因高原分支、绕流的动力作用和高

原地面的冷却,在高原上产生一个浅薄的反气旋性辐散气流场,一般称之为青藏冷高压,高压四周,特别是东、西、南三方围绕着气旋性环流系统。这些系统随着高度向上减弱,到 500 hPa 即消失,再往上只可见到北脊南槽的环流形势;随着高度向下,高压加强,范围扩大。配合这些平均气压系统,在亚洲整个地区盛行下沉气流,高压地区下沉气流比其他同纬度地区都强些。

夏季,在对流层中下层,高压地区区域性环流和冬季完全相反,四周气流向高原内部辐合,高原主体上出现一个切变线低涡环流系统,称之为青藏热低压。围绕此低压的四周为一个高压带。这些环流系统随高度向上变弱,到 400 hPa 附近消失,再往上为一个反气旋性环流所取代;随着高度向下,这些环流系统加强,范围扩大。同高原地区平均环流系统相配合,高原地区盛行比北半球同纬度地区都强的上升气流,在对流层上层向四周辐散。在东西方向上,这种辐散气流在向东流的过程中,一小部分在高原东边界下沉,大部分空气到赤道区或南半球下沉;向北流的气流一离开高原北边界,即在南疆下沉。

由此可见,在高原上,冬夏季高原地区区域性环流几乎是完全相反变化。600 hPa 上,夏季青藏高原热低压和冬季青藏高原冷高压是相反的环流系统。

因此,在高原及其邻近地区,至少在青藏高原的平均高度附近,不仅有基本行星尺度气流,还出现一些天气尺度的、区域性的但很浅薄的气流。

3. 三级环流

青藏高原下垫面很复杂:有宽广的河谷,起伏的山地,陡峻的山岳以及沙漠、草原、森林、积雪地、永久冻土区和冰川等。因此,即使在同一季节,高原地面上不同地区的动力、热力作用强度也是不同的。在高原行星边界层里(冬季距地面 1 km 多,夏季距地面 2 km 左右)出现不少中尺度定常的或季节性的反气旋和气旋性环流系统,可称为高原三级环流系统。

冬半年(11月至次年4月)青藏高原多冷高压环流系统,如祁连山区高原,海南高压和青藏冷高压,其中青藏冷高压11月至次年4月在在 600 hPa 和 700 hPa 图上(经过订正后)都是存在的,祁连山高压和海南高压则变化较大。此时高原上虽然也有低压环流,但尺度小,变化不大,如柴达木低压、三江源低涡,而且多数低压环流都是出现在高原东、西、南三侧边缘地区上,例如,松潘低压、九龙低涡、藏东南低涡以及高原东西侧地形性低压槽等。

5~10 月和冬季相反,高原上多低压环流,高原周围多高压环流。例如除了冬夏均有的柴达木低压、松潘低压、九龙低压和藏东南低压外,夏季多了藏北低压、青藏热低压和印度低压,其中尤以柴达木低压、松潘低压、藏东南低压、青藏热低压和印度低压比较明显、稳定、范围较大。高压系统除祁连山高压、海南高压冬夏季均存在外,其他高压系统都出现在高原边侧外围,例如南疆高原、伊朗高压、太平洋副热带高压和高原南侧高压带等。

可见,高原及其邻近地区行星边界层气压系统多(冬10个,夏12个),定常系统多,季节性系统明显,特别是青藏冷高压和青藏热低压以及高原边缘四周气压系统冬、夏几乎是完全相反的变化。

由高原边界层平均环流系统所形成的边界层水平范围,有夏大、冬小,低层大、高层小,昼大、夜小等变化特点、冬夏两条界线大致也正是围绕青藏高原四周年雨量相对少雨带所在地。

1.1.3 青藏高原大气边界层特征

大气边界层位于大气圈低层,是地面和自由大气之间物质和能量交换的纽带,其交换过程主要是通过湍流输送来完成。就民航飞行而言,大气边界层是飞行活动的必经层次,位于此高度的飞机处于进离场阶段,也是操作最复杂、困难的阶段。高原机场地形复杂,加热强烈,边界层内湍流活动频繁,极大地增加了在该气层航空安全飞行的难度。因此,本节主要介绍大气边界层以及国内在高原大气边界层探测研究方面取得的成果。

1.1.3.1 大气边界层基本特征

大气边界层是直接受地面影响的那部分对流层,临近地球(行星)表面,也称为行星边界层,高度平均为1~2 km,并随着时间和空间而变化,水平方向尺度为10~100 km,响应地面作用的时间尺度为1 h或更短。

大气边界层的基本特征表现为气象要素存在明显的日变化。白天地面获得的太阳辐射以感热和潜热的形式通过湍流交换向上输送,加热上面空气;夜间地面辐射冷却也能影响上层空气,这种热力输送过程造成了大气边界层内温度的日变化。另外,大型气压场形成的大气运动通过湍流切应力的作用源源不断地向下传递,到达地面后由于摩擦而部分损耗,造成了边界层内风的日变化。

下垫面的变化传递到边界层顶的过程将受到涡旋的空间和时间尺度的影响,就空间尺度而言,只有一定尺度的涡旋会造成飞机颠簸、阵风等现象,时间尺度上来看,湍涡响应时间的快慢与边界层航空气象条件变化快慢有关。涡旋尺度与边界层稳定度有关。在大气边界层处于不稳定的情况下,其涡旋主尺度在空间上与边界层厚度相当,下垫面影响达到对流层顶只需20 min左右。而在大气边界层处于相当稳定的情况下,下垫面的影响达到对流层顶的时间最慢可能需要数小时,而且稳定大气边界层的发展速度明显慢于不稳定大气边界层。Wyngaard(1990年)给出了稳定和不稳定大气边界层的结构及其流场图像。不稳定大气边界层,又称为对流边界层,由于具有垂直方向的强烈混合,又被称为混合层。图1.4中阴影区较深的部分是大尺度湍流交换比较强的区域。不稳定大气中的对流热泡在对

流层顶的上升冲击,引发自由大气空气团向下卷入边界层,形成了夹卷层,即图中阴影较浅的区域。如果边界层内位温随高度增加而升高,就称为稳定边界层,夜间地表辐射冷却形成的逆位温层就是常见的稳定边界层;另外,若有暖平流流经冷的下垫面,也能形成稳定边界层。由图 1.5 可见,稳定边界层厚度远小于不稳定边界层,湍流涡旋尺度也比较小。图上部薄层阴影区多为白天对流层夹卷层残存的结果。由于夹卷层内为强逆温,它可以保持到第二天中午前后。

边界层的发展具有明显的日变化,其厚度低的时候只有几十米,高的时候可达 2 km 以上甚至更高。以高压区内无云小风条件下的边界层为例(见图 1.6)。日出后,在地面加热作用下,白天边界层迅速发展,中午达到最大高度。底部为超绝热分布,中层为混合层,顶层为逆温层,即夹卷层。边界层顶的位置大致在夹卷层的中部。午后辐射对地面供热过程减弱,地表温度开始下降,但仍能保持对大气边界层的供热,因而混合层的厚度基本上维持在中午时分的高度。日落后,稳定边界层开始形成,稳定边界层以上仍保留相当厚度的白天混合层中部的等虚位温分布,称为剩余层。入夜后,由于地面净辐射转变为负值,下垫面冷却,导致大气边界层从下往上降温,并逐渐发展称为逆温层结的稳定大气边界层。稳定层结时湍流在运动中要反抗重力做功,消耗动能,从而对湍流交换有抑制作用,这就使得夜间稳定边界层的发展比白天混合层的发展要弱得多,厚度也小得多。日出后,混合层的发展又重新开始。

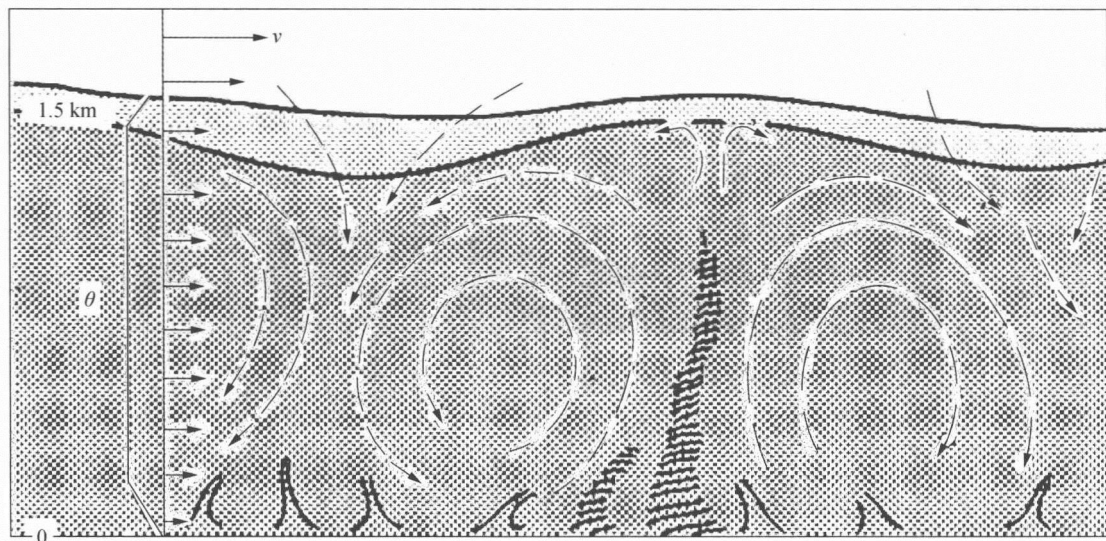


图 1.4 不稳定大气边界层的结构及其流场示意图(引自 Wyngaard, 1990)