

第一章 概论

§ 1.1 地理环境

一、地理位置

云南地处我国的西南边陲 东部、东南部与广西和贵州为邻 北部与四川、西藏相连 西部、西南部与缅甸毗邻 南部与越南、老挝接壤。位于北纬 $21^{\circ}09'$ ~ $29^{\circ}15'$ 、东经 $97^{\circ}31'$ ~ $106^{\circ}21'$ 之间, 东西横跨 865km, 南北纵跨 990km, 全省总面积约 $39.4 \times 10^4 \text{km}^2$ 居全国第 8 位。位置北依广袤的欧亚大陆 南濒辽阔的热带海洋 西南距孟加拉湾 600km 东南距北部湾 400km 处于东亚季风和南亚季风的过渡区域 西北部与青藏高原相连, 从而形成了复杂多样的自然地理环境。

二、地形地貌

云南位于世界上面积最大、高度最高的青藏高原的东南部 总的地势特征是北高南低 大致由西北向东南呈阶梯状递降。省内西北部和东北部高 西北最高 西南部和东南部低 东南最低。全省地势高差十分悬殊 境内最高点在滇藏交界的德钦县怒山脉梅里雪山的主峰卡格博峰 海拔高度 6740m。最低点在滇东南河口县红河与南溪河的交汇处 海拔高度仅 76m。两地直线距离约 840km 海拔高度相差 6664m。坡降达 8‰。即平均距离每千米高度下降 8m 左右 斜面之陡为全国之罕见。

全省地势可大致划分为三个梯层。滇西北德钦、中甸一带是地势最高的一级梯层, 海拔一般在 3000~4000m 有许多山峰海拔在 5000m 以上 山上终年白雪皑皑 有些还发育着现代冰川 如玉龙雪山、梅里雪山、哈巴雪山等。第二级梯层是以滇中高原为主体 残存的古夷平面 海拔约在 2300~2600m 之间 山间盆地底部海拔在 1700~2000m 左右 这一梯层山峰海拔一般在 3000~3500m 左右。最低一级梯层包括南部、东南部、西南部边缘地区 主要由海拔 1200~1400m 的中山、低山、丘陵和海拔不到 1000m 的盆地河谷组成。图 1.1 为云南省山河分布示意图。

全省地貌形态组合区域性特点是东部高原绵延 西部山川纵横 东西地貌形态差异很大。以元江谷地和云岭东侧宽谷盆地 为界 大致可分成两大地貌类型区。东侧为滇东高原区 东与贵州高原相连 北与四川盆地相接 中部高原地貌保存较好 为平缓起伏的

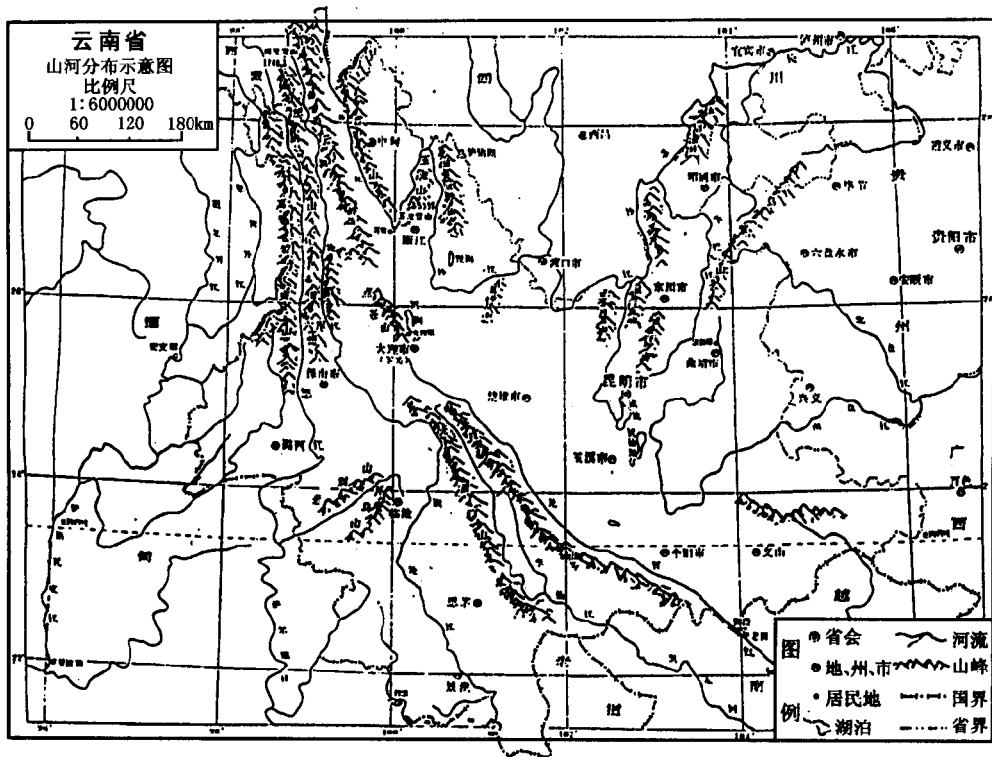


图 1.1 云南省山河分布示意图

丘状高原，地貌主要呈中低山丘陵形态，古夷平面痕迹明显，发育着各种类型的岩溶地貌。少数山峰最高海拔高度可达 4000m 以上。哀牢山以东的滇中及滇东高原两部分合称为云南高原。偏南区域高原面地势降低，边缘受河流强烈切割，显得破碎崎岖。将东起元江下游的河口县，西至大盈江以西的盈江县，东西位于北回归线以南，西北端至 25°5' N，划分为滇南区域；西部为由一系列南北走向岭谷相间的横断山脉纵谷区组成，为青藏高原向南延伸部分。北部以近南北走向的高大山脉为主体，自西向东依次有高黎贡山、怒山、云岭三大山系，而怒江、澜沧江、金沙江三水系穿插其间，形成高耸的山体和深切的河谷相间排列的地貌格局。山高谷深，峰谷相对高差多在 1000~2500m 以上。玉龙雪山和哈巴雪山之间的金沙江虎跳峡谷深逾 3000m。往南山势逐渐降低，山体起伏程度和坡度逐渐平缓，山峰河谷之间的距离也逐渐加大，已由高山、中山峡谷类型变为中山宽谷或中山盆地类型。中山、低山、丘陵、谷地、盆地交错分布，山脉河流似帚状，因此称为帚形山地中山山原区。再往南到边境地区，则以海拔 1000m 以下的山间盆地为主。主要山脉分布：西部有海拔高度在 3000~6000m 以上的高黎贡山、怒山、云岭。东部有海

拔高度在 2500~4000m 以上的乌蒙山、五莲峰、拱王山、梁王山等。北部有白草岭 南部和西南部有六韶山、哀牢山、无量山、邦马山、老别山等 海拔高度大多在 2000~3500m 之间。境内山地面积占总面积的 94% 为全国山地分布最多的省份之一。云南全省都位于 30°N 以南的区域 而且许多地区海拔都在 2000m 左右，分属热带山原或低纬高原。

§ 1.2 云南气候形成的主要因素

从气候学理论知道，太阳辐射、大气环流和地理环境是气候形成的三个基本要素。气候形成的要素间是互相影响制约的。近年来人类活动，特别是空气污染物的增加，对气候环境产生的影响已引起人们的高度重视。

一、太阳辐射因素

太阳辐射是大气、陆地和海洋增温的主要能源，是大气中一切物理过程和物理现象形成的基本动力，是气候形成的最基本因子。不同地区的天气变化，气候的冷热程度决定于太阳辐射的强弱，各地气候的差异和季节的交替，主要是太阳辐射在地球表面分布不均以及随时间变化的结果。云南地处低纬高原，北回归线贯穿于省内南部，各地海拔相对较高，加之所处地理位置的特殊性，使得全年可接受的太阳辐射能是比较充裕的，全年太阳高度角变化幅度不大，冬夏半年太阳可照时数差别较小，造成一年中太阳辐射能量收入差异不大，季节分配比较均匀，四季温暖，气温年较差小。

云南境内大部分地区地势较高，地表上空大气层厚度较薄，空气密度小而大气透明度高，太阳辐射的获取量比平原低地多。从地区分布看，一般纬度低的区域冬夏半年太阳高度角都大，太阳照射的时间长，太阳辐射总量收入较纬度高的地方多。使得在全省范围内，太阳辐射总的分布趋势是南多北少，与气温南高北低的趋势大体一致。但太阳辐射分布并不完全符合南多北少这一规律，也有例外，北部河谷地区干旱少雨，日照充足，为全省太阳总辐射量最多的地区，因而气温较高。出现气温有“北高南低”分布的特殊现象，如元煤、景东、江城三地，海拔高度均在 100m 左右，年太阳总辐射量分别为 6397MJ/m²，5522MJ/m²，5039MJ/m²，三地年平均气温依次为 21.8℃，18.4℃，18.2℃。而省内各地气温的变化与所处位置海拔的高低也有很大的关系。

从季节分布看，夏季太阳直射北半球，太阳高度角大，日照时间长，地表单位面积获得的太阳总辐射量多，因而气温高。冬季则相反，由于冬夏季风的影响，形成冬冷夏热的气候特点，但夏季因受云雨影响，太阳总辐射量并非全年最多，冬、夏太阳总辐射量季节差别不大，造成夏季气温不致升得太高，冬夏气温差值不大，气温年较差远远低于其它省区。如昆明地区太阳总辐射量 1 月为 418.30MJ/m²，7 月为 445.52MJ/m²，气温 1 月为 7.5℃，7 月为 19.7℃。我国其它地区太阳总辐射量夏季最大，极端最高气温一般出

现在盛夏的 7、8 月份 云南多数地区春季太阳总辐射量最大 造成极端最高气温常常出现在春末夏初。在一般情况下, 全省范围内春季太阳总辐射量多于秋季太阳总辐射量, 春温高于秋温, 而我国东部省区与此相反。如昆明太阳总辐射量 4 月为 $628.65\text{MJ}/\text{m}^2$, 10 月为 $373.34\text{MJ}/\text{m}^2$ 气温 4 月为 16.1°C , 10 月为 14.8°C 桂林太阳总辐射量 4 月为 $271.41\text{MJ}/\text{m}^2$, 10 月为 $403.11\text{MJ}/\text{m}^2$ 气温 4 月为 18.4°C , 10 月为 20.7°C 。

二、大气环流因素

大气环流是决定某一地区天气气候类型和气候特征的主要因素。大气环流具有双重性, 一方面它显著地影响各地的天气气候, 另一方面, 它本身也是一种能对气候类型的形成有支配能力的气候现象。云南所具有的特定地理环境, 即处于北半球副热带纬度的季风区域内 北背宽广的欧亚大陆 南近辽阔海洋 季风气候表现得极为明显。由于云南省地处低纬地区, 西北部又靠近高大的青藏高原, 因此影响云南的大气环流除受海陆分布的热力影响外, 青藏高原在对流层内的动力影响和热力作用, 以及气压场的分布也是影响云南上空大气环流的重要因素。青藏高原地形的动力作用, 主要表现为高原附近西风气流的绕流分支现象和对南北气流的屏障作用。高原地形使西风气流在其西端受阻发生分支, 形成南侧和北侧两支稳定的强西风, 通过运行后北支流线呈反气旋性弯曲, 南支流线呈气旋性弯曲, 从而形成北脊南槽的环流形势。青藏高原的热力作用首先在于高原是一个高大突起的大陆面, 对于四周的自由大气来说, 在冬夏起着明显的冷热源作用, 使得高原上冬季形成冷高压, 夏季形成热低压。在高原上冷高压和热低压的形成, 使高原地区产生了特殊而复杂的气压场和流场结构。因为青藏热低压的出现, 使太平洋副热带高压脊西伸到我国东部沿岸, 从而使西南地区从地面到 5km 高空都吹西南季风。青藏热低压越强, 西南季风范围也越大。太平洋副热带高压脊越西伸, 西南地区的西南季风也越强, 从低纬度海洋上输送来的水汽也越多。具体来说, 大陆季风与海洋季风的进退、消长与青藏高原西风带的南北移动的分支有关, 也就是说, 云南上空的大气环流是多方面因素综合作用的结果。

云南的季风气候是由两种不同性质的气团在季节上的更替所造成的。一年中, 因季节的变更, 控制云南的大气环流逐渐过渡而变化。影响云南的主要气流有六种: 即西方干暖气流、西方扰动气流、北方干冷气流和东南回归气流 以及西南暖湿气流、东南暖湿气流、热带大陆东风气流 从而形成了云南的干季和雨季。

影响云南的主要天气系统有:

赤道低压带天气系统 包括台风、热带低压、东风波、辐合线等低压系统;

副热带高压天气系统 包括西太平洋副高、南海高压、青藏高压等;

西风带天气系统 包括低压槽类(闭合低压、低涡、气旋、切变线等)、高压脊类(闭合高压、反气旋等);

冷空气天气系统等四大类。

上述赤道低压带天气系统和副热带高压带天气系统 主要在夏半年影响云南 西风带天气系统和冷空气天气系统则在冬半年影响云南全省。

冬半年 干季 控制云南省高空环流主要为西风带天气系统 地面为西方干暖气团，这支气流经伊朗、巴基斯坦、印度北部对云南产生影响 而气团性质是干暖的。冬半年在这个气团控制下天气晴朗、云量少、日照充足、气温高、降水少、湿度小、风速大 形成典型的干季气候特点。在干季有时西方扰动气流会影响全省 主要为地形扰动而产生的南支槽 是干季中造成降水的主要天气系统 但影响次数少，一般降水量小。如与北方冷空气共同影响 有时也会造成较大的雨雪天气 如 1983 年 12 月 27 日全省 60 余县普降大雪 为百年所罕见。

冬季我国经常受到极地冷气团的影响 我国东部地区易受冷空气影响 同纬度地区气温比云南明显偏低。北方冷空气一般从贵州、四川盆地经昭通影响省内部分地区。这股冷空气常常受到地形阻挡 在会泽、兴仁或会泽、沾益、广南之间停滞 形成著名的昆明准静止锋。在哀牢山以西地区受冷空气影响程度较轻 因而与同高度同纬度的东部地区相比 西部地区气温明显偏高 也有少数冷空气沿青藏高原东部边缘 从西北部顺河谷南下影响滇西地区的天气。另外从北方入侵我国的冷空气到达贵州、广西后 常常在云南东南部地区以回流方式影响滇东南 称为东南回归气流 形成东南部地区的阴冷和小雨天气。

夏半年 雨季 则受热带海洋气团影响 主要为来自孟加拉湾的西南暖湿气流控制，西南暖湿气流与冬季的西方干暖气团源地不同，气流性质差异很大。这支气流十分潮湿 水汽含量极为丰富 因而降雨量大 是形成云南雨季的主要水汽来源。雨季期间天空云量大 太阳辐射量到达地面少。由于水分充足 蒸发量大 耗热多 使温度不致升得太高 这也是云南夏无酷暑的原因之一。

云南所处位置经度偏西 夏季经常处于西太平洋副热带高压西缘 在东部盛行东南气流 该气流与冬季东南回归气流性质不同 其源地来自南海 将潮湿的空气输送到省内部分区域 形成降水天气。夏半年赤道低压带天气系统 如台风、辐合线等对云南省南部地区有影响，一般出现阴天大雨天气。青藏高压和西太平洋副热带高压之间常常形成辐合区，是夏半年在全省产生中大雨天气过程的主要系统。有时副热带高压西伸北移，当它发展到极盛时期，我国大陆大部分地区为副热带高压所控制，云南省处于它的西部 地面至高空均盛行深厚的东风气流 这支气流源自大陆东部 具有气温高湿度小的天气特点 是雨季中少雨高温的时段 也称为“插花性干旱”现象。

三、地理环境因素

太阳辐射、大气环流是形成气候的基本因素 但地理环境因素是影响能量接收、贮

存和转化的主要因素。诸如纬度高低、海陆分布、地形地势特征、海拔高度、植被等因素也对气候有重要的影响，云南地处低纬高原，地形复杂，在形成独特的气候中起着十分重要的作用。

1. 地处低纬高原 南濒海洋 形成典型的低纬高原季风气候

特殊的地理位置使云南既受西南季风的控制 又受东南季风的影响 处于热带季风气候区。由于位于青藏高原东南侧 所以同时又与青藏高原环流系统的变化相关联 对北方冷空气有屏障作用，从而具有过渡区的天气气候特点。相对而言，春季和秋季天气气候的季节性特征不是很明显，而夏季受西南季风和东亚夏季风及中高纬度天气系统的交叉影响，冬季受热带大陆气团控制和东亚冬季风及南支西风的共同影响。西部型热带季风气候类型基本上不受寒潮影响。而东部地区夏季受东南季风影响，冬季受极地大陆气团控制，有寒潮影响。云南位于亚洲大陆的南端，地理位置使之处于亚洲季风气候区域内，并且年内各季太阳辐射能收入相差不很悬殊，形成了年温差小的低纬高原季风气候特点。东部区域属云贵高原 平均海拔高度都在 1000m 以上 形成日温差大的高原气候特点。同时其位置南近海洋 受东亚季风和南亚季风共同影响 夏季水汽丰沛 湿润多雨 冬季受西方干暖气团影响 温暖少雨 形成冬干夏雨的季风气候特点。

2. 地势北高南低 寒、温、热各种气候带皆有 雨量南多北少 气温北低南高

省内地势特征为北高南低，由北向南呈阶梯状递降，南部地区不但海拔高度较低，而且纬度亦较低，而北部地区则相反，这样的地势特征加剧了南北之间气候差异和农业生产类型差异，形成气温分布南高北低的特点。各地低海拔地区位置偏南，使得南北气候差异加大形成多种气候带。由于地处亚热带和热带的边缘区域，地带性气候表现为亚热带和热带气候类型。但是 因属高原区域且山地面积大 加之受海拔高度影响 有大片温带、寒带气候类型区出现。低纬度高海拔共同影响的结果 形成冷热殊异的气候区域，这是气候区域差异性显著的根本原因。另一方面，省内的地带性气候类型也因受海拔高度和地形的影响，表现出某些不同于我国东部平原丘陵区同一气候类型的特点。仅就热量而言，海拔最高点与最低点年平均气温按理论计算至少差 40.0℃ 超过了我国南北纬度所造成的温度差异。由于地势和位置的关系，暖湿空气在北上过程中不断消耗，北上爬坡翻山越岭过程中不断凝云致雨，使得降水分布呈南多北少趋势。南部地区低热河谷和坝区 为长夏无冬的北热带、南亚热带气候 中部广大地区为四季如春的中亚热带、北亚热带气候 而滇东北、滇西北高山地区却为长冬无夏的温带、寒带气候。从低纬度低海拔的元江，到高纬度高海拔的德钦，年平均气温从 23.7℃ 下降到 4.7℃ 南北温差 19.1℃ 水平方向相当于从海南岛到东北的差值。在以省为单位的区域范围内出现这样大的水平地带性差异 为全国罕见。

3. 境内高山耸立 东西部气候差异明显

高大山脉对低层气流运行方向和速度起阻滞作用。由于山高谷深高山林立 岭谷高度相差之大又不同一般，山体对气候的分异作用表现十分强烈。山脉对气候的重大影响 不仅在于山体高大 而且山脉走向也有特殊作用。东部山脉偏东西走向 对冷空气南下有显著阻遏削弱作用，这是促成冬暖的重要因素之一，西部横断山脉南北走向 山体对气温的垂直分异严重干扰了气温等值线的纬向型分布 而呈清晰的经向型分布。横断山脉与东南季风和西南季风成交角 对降水的分异作用也很明显 迎风坡多雨 背风坡少雨 多寡十分悬殊。

山脉的相对高度及其走向对低层空气的运动影响很大，造成山脉两侧明显不同的气候特征。例如会泽、沾益之间有高大的山系 当北方冷空气南下时势力减弱 与热带大陆气团相遇 往往受到乌蒙山、牯牛寨山和梁王山这一道天然屏障的阻挡 不能继续迅速地向南推进 形成了著名的昆明准静止锋 锋面两侧有显著不同的两种天气现象 直接影响到当地的气候、植被和土壤。在昆明准静止锋以东的贵州高原 冬季阴雨连绵 为马尾松、黄壤区 昆明准静止锋以西的云南高原 冬季则温暖晴朗 为云南松、红壤区 自然景观完全不同。强大的冷空气虽然可以超越山脉地形阻碍，但其势力却因之而减弱，因此滇南地区冬春季受北方强劲冷空气南侵影响时，降温就没有北部剧烈。

文山州虽位于滇东南的海拔较低地区，由于北部没有高大山系，东部与广西相接，当北方冷空气南侵或东南冷气流回归入侵时，缺少山脉的屏障作用，受冷空气影响明显 低温、霜冻等出现频率较高 气候与同纬度的西部地区相比较冷凉。思茅、临沧、德宏等地也是滇南海拔较低的地区 但其东部和北部有无量山、哀牢山和元江流域白云山脉屏障作用 冷空气不易入侵 即使降温也没有其它地区严重。

此外 山脉的坡向 山坡的方位造成的地形雨也是很显著的。一般情况是 迎风坡多雨 背风坡因气流越山下沉增温 非但不利于降水 雨量少 而且易形成焚风。山脉走向对于风速的影响也是明显的 迎风坡风速大 背风坡风速小。个别地方由于山脉的作用，造成狭管效应 局部地区风速增大。如大理州的下关多大风 就是因气流从开阔的地方流入山口的狭窄地方所造成的。

云南中部哀牢山呈西北-东南走向 与西南暖湿气流来向成正交态势 不少山峰高度在 3000m 以上，冬半年强度不大的冷空气一般不能翻越哀牢山影响云南西部，只有强度很强的冷空气才能越过哀牢山影响滇西、滇西南地区。且因长途跋涉 势力大减 加之冷空气变性增温，所以在同纬度同高度条件下，东部气温比西部气温显著偏低（表 1.1）。哀牢山对降水影响也很显著，哀牢山西部由于处于西南暖湿气流的迎风坡，降水一般较多 哀牢山以东因气流越山增温变性 降水减少较多。如东部的建水 海拔高度 1309m 纬度 23°27'N 年降水量 800.7mm 西部的思茅 海拔高度 1308m 纬度 22°40'N 年降水量 1531.5mm 思茅与建水相比 降水量几乎多 1 倍。

4. 海拔高度相差悬殊，导致垂直气候差异显著

云南高原区内有丘陵、山地、山原、溶蚀盆地等多种地貌类型 区内有高山峡谷、中山宽谷、断陷盆地等各种地貌交织，大小尺度的地貌类型嵌套，导致气候在大尺度区域分异的基础上形成千差万别的特点。随海拔高度的变化，一些主要气候要素均发生显著的垂直变化，造成在经纬面上差异的基础上，又叠加了气候在垂直方向的差异。从河谷至山顶气温降低 降水增多，有热带、亚热带、温带、寒带等气候带分布 以及半干旱、半湿润、湿润等气候类型的差异。元江、元谋等河谷地区地形闭塞 加上焚风效应 使气温增高 降水减少。随着海拔高度的变化 气温、降水、日照等气象要素均存在明显的垂直差异，使得在全省范围内存在气候水平地带性差异的基础上 又迭加气候的垂直地带性差异，造成云南气候特征的地区分布更为错综复杂，各气候带和气候型交错分布。如北热带沿河谷呈树枝状向北延伸 在盆地呈块状分布 金沙江河谷还出现北热带的“飞地”（元谋等地）其它各带也存在类似的分布。

表 1.1 哀牢山东、西部气温差异 (°C)

项目	纬度 (°N)	海拔 (m)	年平均 (°C)	最冷月均温 (°C)	≥10°C积温 (°C)	位 置
广南	24°04'	1249.6	16.7	8.2	5146.9	哀牢山东
镇源	23°53'	1247.5	18.5	11.6	6657.4	哀牢山西
马关	23°02'	1332.9	16.8	9.6	5316.6	哀牢山东
普洱	23°02'	1320.0	18.1	12.0	6572.6	哀牢山西
邱北	24°03'	1451.5	16.2	8.3	5631.5	哀牢山东
临沧	23°57'	1502.4	17.2	10.7	6080.7	哀牢山西

另一方面 水平方向上海拔高度的差异对气候的影响也是明显的 特别是云南地势北高南低，加大了南北方向上的气候差异。一般讲，滇西北（2800m以上）和滇东北（2500m地区）冬季长、降雪多、霜期长 生长期短 农作物只能一年一熟 属于北温带气候 中部和北部少数地区 海拔在 1200~2500m 之间 无夏少冬 春秋相连 降雪机会少 霜期短，一般作物四季都能生长 属于中温带、南温带和亚热带气候 东南部和西南部除个别山区以外 海拔高度较低 特别是元江、澜沧江等河谷地区 包括金沙江河谷的部分地区）常年无冬季 无霜 气温较高 盛产热带经济林木 可种植双季、三季稻 属于北热带或南亚热带气候。空气运行过程中 常受山脉阻挡 被迫沿坡抬升 绝热冷却 有利凝结降水 因此同地区内山上的降水量比山下多 故有“山有多高 水有多高”之谚。

第二章 影响云南及邻近地区的天气系统和季风环流特征

§ 2.1 影响云南的主要天气系统

天气系统是显示大气中天气变化及其分布的独立系统。天气系统是在三维空间中发生的 其运动形式大都呈涡旋状或波状 如气旋、反气旋、锋、高空槽脊、台风等。不同的天气系统形成不同的天气。在这一节中 我们将要讨论影响云南的主要天气系统 以及这些天气系统的活动规律和对云南天气气候的影响。

一、南亚高压

南亚高压亦称青藏高压或青藏反气旋，是盛夏期间出现在青藏高原的高层反气旋，是夏季对流层上部一个重要的大气活动中心，而且是一个强大而稳定的行星尺度环流系统。它对南亚地区的重要天气过程 我国夏季大范围旱涝分布及主要降水有明显的影 响。在季风活跃的低纬高原上 南亚高压的这种作用更为突出。自 1970 年代以来 不少科技工作者对此作了大量的研究 揭示了南亚高压与低纬高原地区的雨季起讫、旱涝以及降雨过程的关系。

1. 南亚高压在低纬高原上的活动规律

众所周知 南亚高压的强度和位置都存在着十分明显的季节变化。每年冬季南亚高压主要中心位于太平洋中部洋面上 高压的范围不大 中心强度约 1660dagpm。夏季南亚高压中心到了亚洲南部地区 其中 6 月份大致位于青藏高原南侧，7 月份西移到伊朗高原，8 月份又东移到青藏高原西部，9 月返回到 6 月份平均位置附近。整个 6~9 月高压的范围和强度都比冬季大，1664dagpm 的等高线包围了整个亚非大陆，强度中心高达 1684dagpm (图 2.1)。过渡季节的 4 月、5 月和 10 月、11 月 南亚高压中心西进和东退。4 月其中心离开冬季滞留地西移到菲律宾附近洋面上，5 月份继续西移到中南半岛上空并向高原移动。10 月、11 月正好与此相反 逐步退回到西太平洋上 强度和范围逐渐减弱。

不少研究表明 南亚高压从太平洋移上高原的路径有 3 条，分为东路、中路和西路。东路从中南半岛北上 然后西移上青藏高原 中路过中南半岛向西 然后经印度北部跃上高原 西路则是南亚高压要西移到伊朗高原 再转向东移到青藏高原上空。经普查历

史天气图(1966~1995年)发现南亚高压移向高原的路径以东路为主,占73%。不论通过哪条路径移向青藏高原,南亚高压都须途经低纬高原上空,对这一地区的雨季起讫是十分显著的。不仅如此,就是南亚高压在青藏高原上的东、西振荡以及脊线的北抬南移都直接或间接作用于对流层中低层的天气。

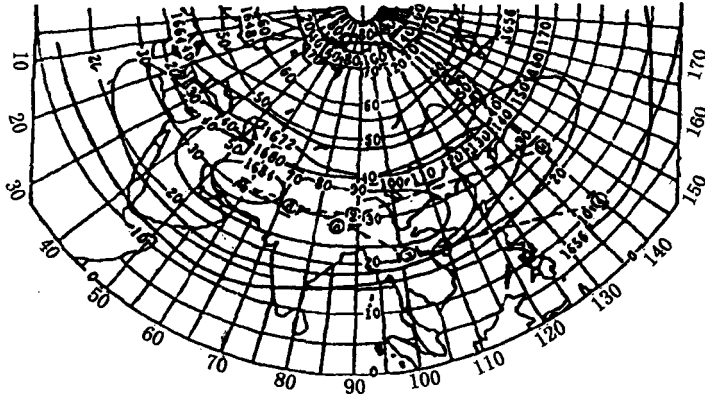


图 2.1 4~10月 100hPa 南亚高压中心平均位置动态图

2. 南亚高压与低纬高原雨季的开始

研究表明,每年4~5月,南亚高压在青藏高原建立,标志着我国大部地区进入雨季。南亚高压在高原上空形成,表示“高空季风”开始建立,2~5天后,低空西南季风建立,云贵高原的季风雨随之开始,而高空100hPa处南亚高压的建立和滇中雨季开始有直接关系,说明南亚高压与低纬高原地区的雨季开始有着十分密切的关系。

进一步分析发现,由于高层高值系统的加强,有利于低层的低值系统发展,形成了低层辐合、高层辐散,低纬高原上空的季风环流圈加强。南亚高压这种位置和垂直结构特点,表明它有很强的抽吸作用,吸引了低层西南季风和孟加拉湾的水汽进入低纬高原,为这一地区由干季转入雨季提供了环流背景场。雨季开始期的100hPa形势特点也充分说明了这种作用,如图2.2所示,原4月份在东亚和南亚上空的2个高压中心,在雨季开始前10天内逐渐移过了20°N。一个由我国南海—中南半岛移上了低纬高原(21°~26°N, 95°~110°E),另一个由阿拉伯半岛—印度中部北移到印度北部至伊朗高原,后者较前者弱。这种对流层上部的环流形势,是低纬高原地区雨季开始的一

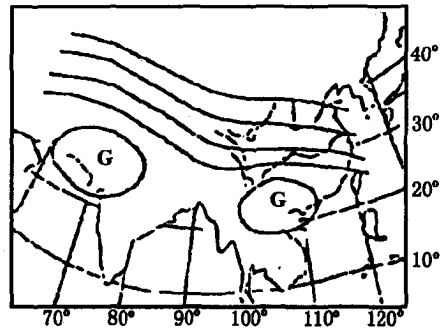


图 2.2 雨季开始期的 100hPa 流场示意图

种对流层上部的环流形势,是低纬高原地区雨季开始的一

个显著特点。

3. 南亚高压与低纬高原降水的关系

由于南亚高压具有整体性，其位势高度在各地区是同时加强和同时减弱的。1980~1982年4~10月成都、巴塘、拉萨三站逐日探空资料用100hPa位势高度的平均值表征南亚高压的总体强度，经统计分析后发现，1980年的23.5天（准三周）、11.8天（准二周）和7.8天（准一周）周期达到峰值并通过检验。1981年达到峰值并通过检验的周期是23.5天（准三周）、10.4天、6.3天（准一周），1982年是18.8天（准三周）、8.5天（准一周），另外这三年都还存在2.2天左右的峰值周期。许多研究表明，南亚高压为亚洲夏季风环流建立和维持提供了背景环流条件，而亚洲夏季风建立的早迟又直接与低纬高原地区雨季开始的早晚及雨季降水量多少有着密切关系。通过对低纬高原地区的汛期降水进行10年（1979~1988）的数值模拟，模拟出亚洲季风系统——南亚高压对这一地区的综合影响。分析后不难发现，初夏当南亚高压向北移到中南半岛北部后，南海夏季风建立，低纬高原东南部进入雨季。此后，高压继续北移，当越过25°N时基本可代表季风环流圈的北界线控制了低纬高原地区，季风气流开始对该地区大部分造成影响。随着南亚高压在青藏高原上空的建立，2~5天后整个印度夏季风建立，低纬高原地区全部进入雨季。即高压移过25°N时间的早晚对该地区初夏降水量多少有明显影响，南亚高压北移越早，低纬高原的降水量越多，反之则少。南亚高压移上青藏高原后，西南季风爆发，这时才开始了低纬高原地区的主要降水时期。这说明西南季风系统对云南区域范围的作用大于东亚季风系统，并用数值试验的方法证明了南亚高压是否向青藏高原移动以及移动时间的出现早晚，是制约云南汛期降水的关键。

二、西太平洋副热带高压

副热带高压是介于热带和温带之间的高气压，是制约大气环流变化的重要超长波系统之一。其强度和位置随季节而有变动，它占据广大空间，其存在和活动不仅对低中纬度的天气发生和发展具有巨大作用，而且对全球环流的演变也有很大影响。在副热带高压中心控制区，盛行下沉气流，一般少见云雨，在其边缘则多降水，天气系统活跃。500hPa高度上出现在太平洋西部的副热带高压（以下简称副高）是影响低纬高原地区天气变化的主要系统之一。它的强弱及位置变化是该地区预报员夏半年天气预报的主要考虑因子。

1. 西太平洋副高的结构与活动规律

西太平洋副高的活动对我国天气影响是很大的。冬半年，由于它的强度较弱，范围较小，其主体在偏东、偏南的洋面上——夏威夷群岛一带，其脊线也南移到15°~17°N附近，极少进入我国，对我们的影响远远不如夏半年显著。到了夏季，西太平洋副高北抬

西伸控制着我国东部、南部广大地区。它与印度低压配合构成的西南气流，是我国西南、中部及以南地区的主要水汽来源，低纬高原地区首当其冲。伴随着西太平洋副高脊伸入我国，其西北侧的雨带以及西南侧的热带强烈天气系统直接影响我国，低纬高原地区也进入了强烈天气频发的多雨时期。

(1) 西太平洋副高的结构

西太平洋副高是一个深厚的暖性高压系统，其脊线常呈西南西—东北东走向，脊线随高度有明显倾斜。冬季脊线从地面起随高度向南倾斜，到 300hPa 以上又转向北倾斜。夏季在对流层中部（约 400hPa 附近）以下向北倾斜，再向上约呈垂直，到 100hPa 以上又转向南倾斜。经分析发现，在海洋上空与大陆上空，西太平洋副高脊线在对流层下半部随高度的倾斜是不同的，它是与温度场密切相关的，即脊线随高度向高温区倾斜。

在对流层内，西太平洋副高的高中心区与高温区的分布基本上是对应的，即每一高中心区都有一暖区配合，但是高中心与暖中心不一定重合。在西太平洋副高内，空气比较干燥。在低层，最干区偏于脊线的南部，且随高度向北偏移。到达对流层中部时，最干区与脊线基本相重合。西太平洋副高的脊线附近风速很小，南北两侧的风速随远离脊线而增大。因为这个副高是一个深厚的暖性系统，所以其两侧的风速随高度必然增大，在一定高度上就形成了两支急流。其北侧是副热带西风急流，南侧是东风急流。

(2) 西太平洋副高的活动规律

描述副高的活动一般有两种方式，一种是采用副高主体特征线（如在 500hPa, 588dagpm 等值线）的变化来表示，另一种就是利用副高脊线（指反气旋曲率最大处各点的联线或高压区内偏东风和偏西风的分界线）的位移来表征其活动。

西太平洋副高（脊）随着季节而发生规律的变化，称它是东亚季风系统之一。500hPa 等压面上西太平洋副高脊线的位置，5月在 15°N 以南，6月北跳到 15°N 至 20°N 之间，7月继续北跳到 25°N，8月到达最北位置 30°N 附近，之后便开始南撤，9月退到 25°N 以南，10月更退到 20°N 以南（图 2.3）。每年 4月、5月副高开始变得活跃，但比较大的变化发生在 6月。就在这段时间，整个低纬高原地区雨季开始。进入 7月后，由于副高脊线已越过 25°N，此时热带辐合带，台风、东风波等热带天气系统沿副高南侧频繁西移影响低纬高原，这些天气系统对该地区的强降水过程有明显的影响。10月西太平洋副高南撤至 20°N 以南，雨季结束，开始了冬季环流形势。

以上是西太平洋副高季节活动的一般规律，但年际间差异甚大。在北跳的位置确定上，一般将 105°~125°E 范围内，以副高脊线连续 3天或以上在 25°N 左右定义为第一次季节性北跳，以连续 3天位于 30°N 附近为第二次季节性北跳。从 1965~1984年西太平洋副高北跳日期统计（表 2.1）可知：

西太平洋副高第一次季节性北跳日期，最早为 6月 8日，最迟是 7月 30日，平均日期是 6月 30日；

西太平洋副高第二次季节性北跳日期 最早为 7 月 13 日 最迟是 8 月 17 日 平均日期是 7 月 23 日。

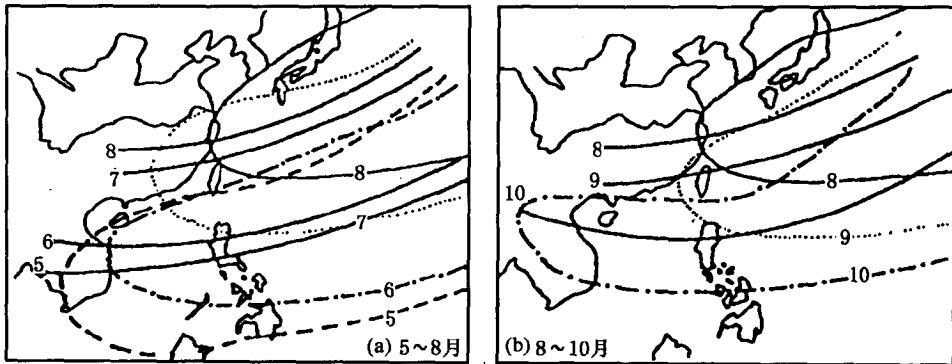


图 2.3 500hPa 西太平洋副高脊线 实线 及外围线 数字为月份 月平均位置图

表 2.1 1965~1984 年西太平洋副高北跳日期

年 份	第一次北跳	第二次北跳	年 份	第一次北跳	第二次北跳
1965	6.29	7.24	1975	7.9	8.1
1966	7.13	7.16	1976	7.13	7.25
1967	6.25	7.23	1977	7.3	7.25
1968	6.28	7.22	1978	6.24	7.21
1969	7.17	7.25	1979	7.2	7.26
1970	7.30	7.31	1980	6.22	不明显
1971	6.13	7.15	1981	6.8	7.13
1972	6.25	7.13	1982	7.7	8.9
1973	7.4	7.4	1983	6.22	8.4
1974	6.8	8.17	1984	6.19	8.1

2. 西太平洋副高的短期变化

一般来说 副高除了上述的季节性变化外 还存在短时期的明显变化 而这些短期的变化 主要表现在北进中有短暂的南退 南退中有短暂的北进 而且北进常常同西伸相结合 南退与东退相结合。在变化过程中对中、低纬乃至高纬度天气系统和天气过程有直接影响。

(1) 副高的短时期活动

西太平洋副高的短时期活动主要分为长周期变化和短周期变化。如果以一个进退作为一个周期 长周期变化总趋势有 15 天左右 短周期变化指 6~7 天、有的仅有 2~3 天的不规则摆动 主要表现在副高东西进退。在长周期变化中 从副高的强、弱变化可以看到从高—低—高的变化过程大约平均需要 4~5 候。即平均从高一低或低—高的变化

时间为 2~3 候，这个变化规律是西太平洋副高活动的一个主要特点。在短周期变化中，一般是副高先东退 1~2 天 在我国东部沿海 500hPa 高度下降 1~2 天 随之向西伸 1~2 天 相应的 500hPa 高度又上升 1~2 天 再稳定 3~4 天。值得注意的是 这种短周期变化是与长周期变化结合在一起的，如果副高处于偏强的长周期中，东退则不明显，若遇到副高由强转弱的长周期，则东退明显。如果短周期变化的增强阶段正处在偏弱转偏强的长周期时 副高的西伸就十分明显。此外 当副高出现季节性北抬时 它的西伸会伴随着北跳 而季节性南撤时 也往往出现明显的东退。

(2) 周围环流系统对副高的影响

从整体来看，副高是一个对中、低纬度地区，特别是低纬高原天气系统和天气过程有直接影响的大型环流系统。从辩证的关系来讲，副高也同时受到周围环流系统的作用。

青藏高压的影响：青藏高压属于内陆副高，它有时从青藏高原附近向东移，表现为暖平流和正变高区东传 当其移近西太平洋副高 脊 时 便在低纬高原地区形成强烈的辐合 造成雷雨天气。两副高合并后 西太平洋副高加强西伸控制整个低纬高原地区。

台风的影响：副高在很大程度上制约着台风的移动路径，而台风也对副高产生影响。副高南侧的台风向西或西北移动时 副高 脊 也向西或西北移动 当台风移到副高西南方时 副高东退。当台风位于副高南侧向西移时 副高呈现东西向带状 当强台风处于带状副高南缘时，并在台风移动的前方有较强正涡度平流，则可造成副高断裂，台风穿过副高北上。

西风带环流的影响：发展强大的西风带槽脊会引起副高明显进退，西风带小槽东移只会引起副高外围的变形或微小变动。当副高很强时，可使东移的西风槽减弱或停滞变形 西风带环流平直时 则副高呈东西带状分布。西风带高压脊东移并入副高 会使副高加强西伸北抬，西风带大槽东移时，则使副高东退南缩。

3. 西太平洋副高与低纬高原旱涝的关系

西太平洋副高是造成低纬高原地区旱涝的主要天气系统之一。通过用统计分析的方法 对副高年际变化与该地区降雨量的关系进行分析。取 1953~1989 年共 37 年为样本 按通用的 500hPa 西太平洋副高强度指数求年合计及距平值，表示副高的年变化，用低纬高原滇中地区部分站点年降雨量的平均值及距平值，表示该地区年雨量的变化。表 2.2 是西太平洋副高强度指数、年雨量正负距平的出现年数和气候概率。

设 R 为当年雨量 R_1 为次年雨量 R_2 为当年雨量与次年雨量之和。将 37 年样本按副高强度指数距平的大小顺序排列，同时给出相应的 R 、 R_1 和 R_2 的距平(表 2.3)。从表中可以看出 副高强度与年雨量呈反相关趋势 在副高最强的 8 年与最弱的 8 年 这种趋势更为明显。当副高为正距平时 少雨的概率 R 最高 R_2 次之 相反 多雨的概率 R_2 最高 R 次之。进一步分析可以看出 在 37 年中连续两年多雨发生 8 次 对应 6 次出现副高

为负距平的年份 连续两年少雨发生 10 次 9 次出现在副高为正距平的年份 其相关概率远远高于气候概率 且具有显著的滞后性。这说明副高年际变化偏强 或弱 对次年的旱涝有重要的影响。

表 2.2 副高强度指数、年雨量距平统计

项 目	正 距 平		负 距 平	
	出现次数	气候概率	出现次数	气候概率
副高强度指数	18	0.49	19	0.51
年 雨 量	16	0.43	21	0.57

表 2.3 西太平洋副高强度变化与年雨量的关系

序号	年 份	副 高	R	R ₁	R ₂	序号	年 份	副 高	R	R ₁	R ₂
1	1983	+	+	-	-	20	1977	-	-	-	-
2	1983	+	-	-	-	21	1957	-	+	-	-
3	1988	+	-	-	-	22	1989	-	-	+	-
4	1980	+	-	-	-	23	1986	-	+	-	+
5	1981	+	-	-	-	24	1972	-	+	+	+
6	1958	+	-	-	-	25	1955	-	-	+	+
7	1979	+	-	-	-	26	1985	-	+	+	+
8	1969	+	-	+	-	27	1954	-	+	-	+
9	1960	+	-	+	+	28	1965	-	+	+	+
10	1973	+	+	+	+	29	1964	-	+	+	+
11	1962	+	-	-	-	30	1971	-	+	+	+
12	1966	+	+	-	+	31	1976	-	+	+	+
13	1970	+	+	+	+	32	1984	-	-	+	-
14	1959	+	-	-	-	33	1968	-	+	-	+
15	1978	+	-	-	-	34	1974	-	+	-	+
16	1963	+	-	+	+	35	1956	-	-	+	+
17	1982	+	-	+	+	36	1975	-	-	+	+
18	1953	+	-	+	-	37	1967	-	-	+	+
19	1961	-	+	-	+						

4. 西太平洋副高与低纬高原大雨、暴雨的关系

夏半年 低纬高原地区的主要降水过程大都与副高有着直接或间接关系。因此 对副高强度变化和移动规律作出正确的判断分析，对大雨、暴雨过程预报是至关重要的。选取 15 年 5~7 月 500hPa 资料和整个低纬高原逐日雨量进行客观分析，重点对副高的位置与大雨、暴雨作分型检验 其结果可划分成四种类型 表 2.4)。

(1) 副高偏南型

该类型各月均有发生 以 5 月出现较多。其主要特征是副高平均强度并不太强，但 586dagpm 等高线一直西伸到低纬高原南部滇南一带，孟加拉湾为季风低压，中高纬有低槽东移 如图 2.4(a)所示。在此环流配置下 低层有冷空气活动 常常引起昆明准静

止锋活跃。

另外，卫星云图上显示副高外围云系比较活跃，由中南半岛一直西伸至云南。此型所产生的降水可波及整个低纬高原，出现大雨以上降水的机率为 60% 但主要降水集中在云南的中部及东南部。在 15 年的 5~7 月中 共出现 18 次暴雨过程 占总暴雨次数的 12.6%。

表 2.4 西太平洋副高不同类型暴雨频数

副高类别	5月	6月	7月	合计	百分率
偏南型	8	4	6	18	12.6
合并型	0	13	25	38	26.6
两高对峙型	1	26	16	43	30.0
偏北型	0	4	15	19	13.3
其它	3	11	11	25	17.5

(2) 副高合并型

此类型是由青藏高原高压脊东移与西太平洋副高合并而成 整个低纬高原盛行偏南气流 仅在 6~7 月出现。这与自 6 月中、下旬已进入夏季风活跃期是一致的。在夏季风盛行期，印度季风和东亚季风均会影响低纬高原，并在中南半岛至低纬高原形成一支达 12m/s 的辐合型偏南气流。其主要特征是 副高主体较强 控制着整个 30° N 以南、100° E 以东地区，外围环流呈现为较大的经向性，整个南海到孟加拉湾为较强的偏南气流 中纬度环流平直 季风低压在印度半岛北部 如图 2.4(b)所示。在这种环流形势下，无明显冷空气进入低纬高原，主要是地形的强迫动力作用，在热带云团北上高原配合下形成强降水天气，降水区域大多集中在低纬高原南部，此类型出现大、暴雨天气的概率为 77% 其中低纬高原北部仅为 8%。在表 2.4 中 此类暴雨共出现 38 次 占总暴雨次数的 26.6%。

(3) 两高对峙型

从 500hPa 天气图上可以看出，该类型是低纬高原强降水天气的最主要形势，大部出现在 6~7 月。从表 2.4 中看到 该型占产生暴雨天气的 30% 位第一位。

500hPa 流场的主要特征是：我国东部至南海为强盛的西太平洋副高所控制，青藏高原加强东移 平均环流强度可达 588dagpm 中心最强可达 596dagpm 季风低压控制着孟加拉湾 青藏高原东部到云南为两高间的辐合区 如图 2.4(c) 所示。

低纬高原大部地区处于两个强大高压对峙之间 造成辐合区变化缓慢 所产生的强降水过程时间延长 例如 1983 年 7 月 30 日~8 月 2 日 产生了两天大暴雨、一天暴雨、一天大雨的强降水天气过程。在此形势背景下，低层多数情况伴有切变低涡，地面上一般有弱的冷锋配合。当两高势力强度相当时，则降水时间较长，降水强度也大。西太平洋副高的位置相对偏北，降水也相对较强。一般降水过程往往是自北向南，造成整个低纬高原地区的大面积降水，但暴雨以上的降水天气又多出现在滇中以及云贵交界处。

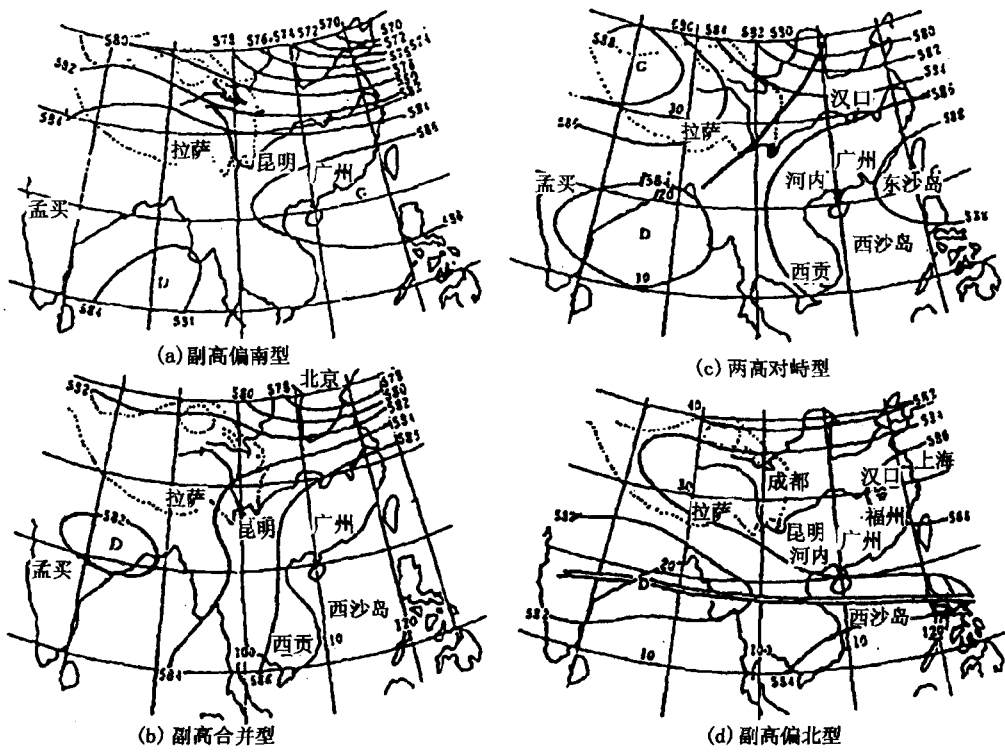


图 2.4 西太平洋副高位置的几种类型

(4) 副高偏北型

一般来讲 赤道辐合带活动在 20°N 以南区域。由于副高的存在 赤道辐合带不仅影响到低纬高原地区，而且甚至还可抵达 30°N 左右。客观分类的结果表明，副高偏北型也是低纬高原强降水的主要形势之一。其主要特征是：副高在 30°N 以北形成坝状，十分活跃的赤道辐合带就在其南侧，紧随副高的南北位移而上下摆动，如图 2.4(d) 所示。

在此背景下 热带气旋 台风异常活跃 有的直接由西北向低纬高原移动 有的横穿中南半岛 在孟加拉湾又得以加强 并继续向北延伸。它所产生的降水主要在低纬高原南部及中部，极少影响到北部。从表 2.4 看出，此类型产生的暴雨占总暴雨次数的 13.3% 与副高偏南型类似。但是 此类型暴雨主要发生在 7 月 占同类暴雨的 79%。在 7 月发生的全部暴雨过程中 其出现机率大于 20%。

从上面四种类型的强降水过程分析讨论，西太平洋副高对低纬高原天气的影响十分重要 夏半年更为突出 这种影响一方面表现在副高本身 另一方面还表现在与其周围天气系统间的相互作用。降水的水汽来源 虽然主要依靠西南气流从印度洋获得 而