

# 地形与黄土高原的气候

李天顺 刘 塔

(西北大学地理系)\*

## 提 要

本文通过黄土高原平均气压场、风场、湿度场和降水的分布特征、季节变化以及相互关系的分析,发现中小尺度山系有其特定的气压系统和相应的盛行风场,并对降水有重要影响。文章对黄土高原气候做了一些成因上的解释。

对黄土高原的气候已有许多分析,地形的影响也经常提到,但多属状态描述和定性估计。本文以“地形-气压系统(风场)-降水”为主线,着眼于山系的作用,通过对平均气压场和近地面盛行风场的分析,结合降水与相对湿度等特征,探讨地形对黄土高原气候的影响。

## 一、资料及处理方法

本文利用了山西、陕西、宁夏、甘肃等省区的全部测站及邻省区的部分测站总计300多个场面气压在820—980毫巴之间的地面站1961—1970年10年平均资料,测站平均密度小于100公里。因此,凡水平尺度大于100公里的山系影响气候的效应,都可以进行分析。

本文利用汤懋苍提出的分析青藏高原平均气压场的方法<sup>1)</sup>,进行气压订正和绘制平均气压场形势图。

在如下压高公式中:

$$H_s = H_0 + \frac{R}{g} T_m \ln \frac{P_0}{P_s} \quad (1)$$

(式中:  $H_0$  为测站的海拔高度;  $H_s$  为标准等压面  $P_s$  的海拔高度;  $P_0$  为地面气压;  $T_m$  为气柱平均温度;  $R$ 、 $g$  均为常数)

考虑到黄土高原平均高度大致为1公里,取  $P_s$  为900毫巴,  $H_0$  和  $P_0$  均为测点记录。所以,只需知道  $T_m$  即可算出  $H_s$ 。利用探空资料<sup>2)</sup>,可得到各探空站900毫巴的10年平均温度,

本文1984年6月12日收到,1985年4月9日收到修改稿。

\* 本文作者现分别在中国科学院遥感应用研究所及中国科学院南京地理研究所工作。

本文是在汤懋苍、陈明荣先生指导下完成的。地理研究所唐涛同志提供部分资料,一并致谢。

1) 中国科学院兰州高原大气物理研究所等:青藏高原地区平均温、压、湿场的基本特征,青藏高原气象论文选编,1974年。

2) 国家气象局出版,1960—1969年探空资料。

再参考场面气压为895—905毫巴之间的地面站的平均气温, 绘出了月平均900毫巴平均气温 $T_s$ 图(图略), 用内插法求得各测站900毫巴的月平均气温 $T_s$ , 取 $T_s$ 和地面测站的平均气温 $T_0$ 的平均值为气柱平均温度, 即:

$$T_m = \frac{T_s + T_0}{2} \quad (2)$$

用此种方法得出订正值。据分析, 当差值 $|P_s - P_0|$ 在80毫巴之内时, 平均订正误差在 $\pm 5$ 米以内, 最大误差不超过 $\pm 9$ 米。从本区订正结果与探空记录相比较, 其误差均在上述误差范围以内。

根据(1)式计算绘出了黄土高原全区的900毫巴平均气压场形势图。看出有些海拔高度非实测值的测站, 因其海拔数值存在较大误差, 使这些测站资料的正确引用带来许多困难。所以, 对有9年以上气压记录的测站, 提出如下订正数值(见表1), 订正精度同前。最

表 1 测站海拔高度误差订正表 单位: 米  
Modificatory values of height above sea level of some meteorological stations

站 名	约 测 值	订 正 值	站 名	约 测 值	订 正 值
左 权	1092.2	+ 22	洛 南	1050.0	- 38
春 阳	1020.0	+ 27	山 阳	629.5	+ 100
石 楼	1212.3	- 57	紫 阳	420.0	+ 38
黎 城	723.5	+ 30	佛 平	1191.8	- 83
化 德	148.5	- 42	志 丹	1300.0	- 74

后, 标出了各测站地面盛行风向及其稳定度<sup>1)</sup>, 统计了盛行风向与地转风风向的交角, 并绘出了降水量分布图、相对湿度分布图和气温图(图略)。结果发现, 月平均盛行风向与900毫巴地转风风向基本相合, 各气压系统与降水、相对湿度、气温等有较好的对应关系。

由于高原主体部位季风特征明显, 本文主要以一、七两个月分别代表冬半年和夏半年的基本特征。

## 二、一月

一月900毫巴平均气压场形势如图1所示, 行星西风过青藏高原后绕流, 呈反气旋性弯曲, 强大的季风环流被不同规模的山系改造, 使近地面气压场较高空要复杂得多。从全区来讲, 高压系统大致可分为三类: 青藏高原的尾流涡旋高压或高压脊属第一类, 是水平尺度较

1) 利用累年各月各风向(16个方位)频率资料, 取相邻三个方位风向频率之和最大( $f_M$ )者作为盛行风向频率, 以其中最大风向的方位为始边, 顺逆时针各 $120^\circ$ 以外, 取相邻三个方位风向频率之和较大的值为次大频率( $f_M'$ )令

$$\text{稳定度} = 1 - \frac{f_M'}{f_M}。$$

大且较深厚的系统,以“陇东高压”最为典型。此高压分布于会宁-环县-定边一带,呈东北-西南向延伸,中心在陕甘宁交界处。其影响范围,向东可抵黄河沿岸,向西南可到华家岭,东南方向亦有一脊伸向关中中部(最南到咸阳附近)。据《高原气候图集》的资料<sup>[1]</sup>,在850毫巴高空该系统仍有反映。第二类是各主要山系迎风侧的高压或高压脊,显然与气流遇阻有关,属动力成因。在各主要山系——贺兰山、阴山、山西省北部山系(恒山、五台山、芦芽山和云中山等)及秦岭的迎风面,此类高压或高压脊都十分明显,其中几个规模较大的系统,在过去曾有过论述<sup>[2]</sup>。第三类则是一些与特殊小地形相对应的小高压系统,如霍山、太行山南段在林县至平顺附近。相信若测站更密的话,还可分析出更多的小系统。相对来讲,低压系统则较为单调,主要有山系背风面或高压脊之间的低压槽(或低压中

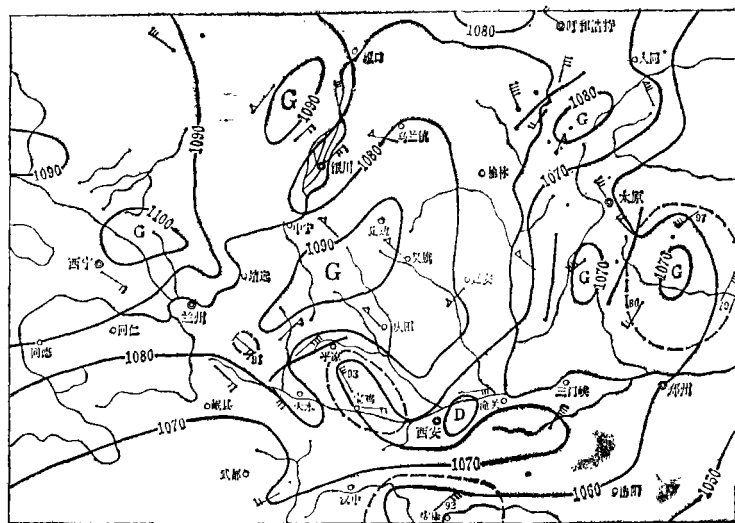


图 1 1月900毫巴平均气压场及地面风场形势图

The pressure topography and wind field in January (900 mb.)

(图中断线所围面积为风向稳定度小于0.25的不稳定区,粗实线线段为风切变线)

心)两种类型。背风低压或低压槽往往与迎风高压相对应,各主要山系均有反映;脊间低压以陕西关中一带的“U”型低压槽最为典型,该槽位于陇东高压和秦岭高压脊之间,其东端的蓝田-渭南-华县一带为一低压中心。它是黄土高原上冬季唯一的一个闭合低压,可能与华山的影响有关。

就全区范围来讲,一月是全年中干燥寒冷的月份,降水量很少,大多在5—10毫米以下,各地区间差异的绝对量也很小。但是,这种差异的空间分布状况在冬半年具有代表性,探讨这些差异仍是十分有益的。分析发现上述各气压系统与降水场和湿度场之间有良好的对应关系,突出地表现在以下三个方面:

1. 迎风高压所在区域风场上为气流的抬升区,由于抬升凝结作用而高湿多雨;背风低压区则由于背风坡的焚风作用而湿度低雨量少。在这里,流场特征是降水差异的内在依据。

以秦岭为例, 北麓一月平均降水量达 6—10 毫米, 相对湿度为 60—65%; 而南麓降水则仅 3—5 毫米, 相对湿度亦仅为 50—55%。但是, 山西省北部山系山前高压区, 虽然相对湿度较高, 却为一少雨区, 这可能是该山系相对高差较小的缘故。

2. 陇东高压影响地区为一东北-西南向延伸的明显干区, 相对湿度低, 降水量很少, 多年一月平均仅 1 毫米多, 与其外缘一带形成明显对照。关中中部高压脊所对应的区域其干燥特征亦很明显。如咸阳、泾阳斗口等站一月降水量不足 5 毫米, 而其东西两侧降水量均在 5 毫米以上, 使关中多雨区呈“U”型弯曲。

3. 霍山小高压和太行山南段小高压控制区均为相对少雨区。但是, 以盛行偏北风的前进方向计, 在各小高压的后部(典型的有: 府谷-河曲-偏关一线, 秦安-张家川-华亭一线, 安泽-沁县-榆社一线, 吉县-隰县-石楼一线等)均为明显多雨带。陕西关中一带的脊间“U”型低压槽对应区域, 亦为相对多雨区。

那么, 这些统计平均状况下的各气压系统的稳定性怎样呢? 我们利用地面盛行风向和稳定度反映出的地面平均流场特征来探讨这个问题。由于比例尺的关系, 图 1 仅标出了各主要测站的平均流场状况。分析得出大部分测站盛行风向的稳定度大于 0.4, 可见这些盛行风向是有代表性的。盛行风向稳定度小于 0.25 的地区只有四块: 关中西部(武功至陇东一带)、陕南的汉水谷地、太行山南段以及华家岭附近。前两块地区处于低压槽中, 第三块地区位于小高压的范围内, 表明这三个系统是不稳定的, 第四块地区位于陇东高压的西南部。除此而外, 其余的气压系统可以认为是比较稳定的。同时, 根据各测站地面盛行风向(稳定度小于 0.25 者除外)与各气压系统所对应的地转风风向间的夹角关系, 发现夹角小于  $90^\circ$  者占总站数的 88%, 小于  $45^\circ$  者仍占 74%。可见, 黄土高原地面风向并非杂乱无章, 而是有规律可循的。这也是上述气压系统真实存在的一个有力证据。

值得指出的是, 地面平均流场不仅说明了上述气压系统的稳定性, 而且对平均气压场及其对气候的影响有一些较好的补充。主要有两点: 其一, 成因相同性质相似的气压系统, 对气候的影响不尽相同, 影响程度也有差异。出现这种情况的主要原因, 显然是气压系统的稳定程度存在差异。不稳定的气压系统, 其特征影响也就具有一些随机性。其二, 冬季绝大部分地区盛行风向都是偏北风, 只是在各高压后部少数测站盛行偏南风, 它与偏北风之间往往形成一条平均风场的切变线, 其尺度与各高压的尺度大致相当。显然, 这些“切变线”在降水和湿度场上的反映是前述小高压后部多雨带的直接原因。

### 三、七月

夏季, 气旋性的高原季风盛行, 全区进入湿润多雨季节, 地形对气压场和近地面盛行风场的影响更为突出。

就气压形势来讲, 七月 900 毫巴平均气压场上(图 2), 有两个性质不同的高压带: 一个在其西南部, 沿秦岭-六盘山-白于山一带, 从南、西、北三面环绕着泾渭洛流域, 它是气流抬升聚集所成, 与一月由高原绕流产生的陇东高压不同, 属于迎风高压性质。该系统在西部对应于六盘山东坡的降水较多区, 而背风面低压区则和文献(3)中所述的黄土高原西北部

各动力性下沉小高压呼应,使得整个高原西北部降水变率大,干燥少雨,7月降水量最少的六盘山西北部一带仅20—25毫米;在东南部,该系统对陕西关中一带气候有明显影响。秦岭7月南坡降水近200毫米,北坡130毫米左右。关中盆地仅90毫米,其中以西安最少,仅78毫米,形成相对少雨区。高原内的另一个高压带位于东部地区,沿汾河谷地中心分为两个,一个在晋北,一个在汾河口附近。这是一个动力性的下沉小高压,具有干热的性质,在高原东部降雨量普遍较高的背景下,形成了晋北一带、汾河流域若干盆地等少雨区。另外,在内蒙古的巴盟地区有一个高压,脊线在 $42^{\circ}\text{N}$ 附近,呈东西向,它与夏季青藏高原周围的补偿下沉区相符合,显然是高原夏季风与行星西风之间的界线<sup>[3]</sup>。其南部脊线延伸到贺兰山西侧,而贺兰山的东部为一闭合低压,这与冬季的气压分布形势基本一致。可见贺兰山对气压场的影响没有相反性的年变化,这是一个特殊的例外。这主要是由于山系的主体部分(大概是2000米高度以上)整年都处在西风带控制之下,盛行风向没有相反性年变化的缘故。

7月的低压系统比高压系统为多,但尺度要小,分布也较为复杂,主要集中在以下5块地区:最西边为兰州到河套之间黄河两侧的低压区,除贺兰山的背风低压外,在靖边至中宁之间还可分析出一闭合低压,这里地面气温较高,故具有热低压的性质;在高原东侧,沿太行山可分析出一条低压轴线,邢台西面甚至可分析出一个低压中心,此轴线两边的盛行风向切变亦很明显,它是晋北高压与太平洋高压之间的一条切变线;在渭河谷地,与一月相似仍为低压区,其中心分为两个:一个在渭南附近,一个在麟游-岐山之间。它是秦岭山地的背风低压,气候表现为炎热少雨。秦岭北面的宝鸡-武功-兰田-华山间有一窄带,夏季盛行偏西风。看来,这个低压是确实无疑的;第四块地区是秦岭南部的汉水低压区,中心似乎分为两个,分别位于汉中和安康附近;最后,三门峡-花园口之间有一个低压(可称之为三花低压

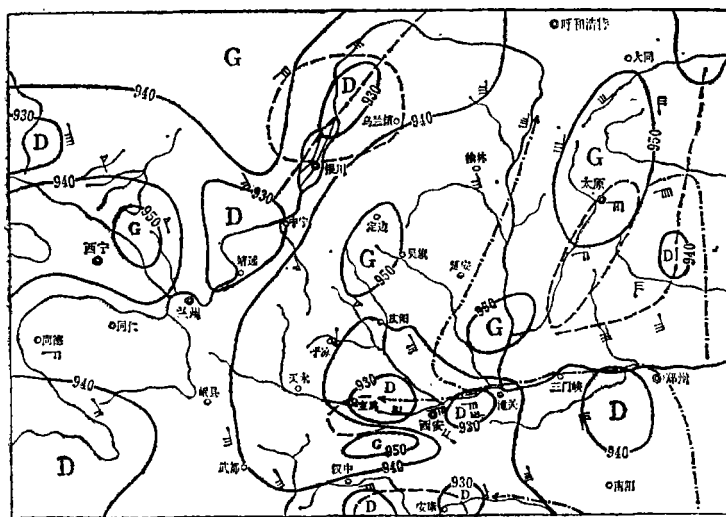


图 2 7月900毫巴平均气压场及地面风场

The pressure topography and wind field in July (900 mb.)

(图中断线所围面积为风向不稳定区,点断线为风向稳定度的极大轴线,断线为风切变线)

或豫西低压)，是形成三花区间多暴雨的气候背景。

与一月相似，同样也分析了七月各站的盛行风向和稳定度，发现大部分测站盛行风都是稳定的。而成片性不稳定区（稳定度小于0.25）有4片（图2中粗断线所围的区域），分别处在贺兰山背风低压、关中西部低压、汉水低压及山西高压的南部。地面盛行风向（稳定度小于0.25的除外）与地转风交角的统计结果表明：交角小于 $90^\circ$ 者占总站点的90%，小于 $45^\circ$ 者占75%，可见图2上的气压场与风场是能相互配合的。

值得注意的是，高原中大大小小的山系及高原的其它地貌分异，决定了温暖湿润的夏季风流经全区的路径和涡动特点，对于高原气候产生举足轻重的影响。在七月近地面平均流场图上，地面气流多为偏南风，是高原夏季风的一部分，到达我国东部平原的夏季风主要分三支进入黄土高原及其邻近地区。气流首先受伏牛山所阻，分出一支沿汉水谷地向西运动，在陕南形成低压，带来丰沛的降水；第二支受太行山南端所阻，沿黄河谷地向西，过潼关后，地势变得平坦开阔，气流又主要分为两股：一股保持惯性继续向西运动至六盘山南段，在此形成一个多雨中心；另一股折向北偏东沿黄河谷地而上（从风向稳定度的最大轴线来看，此支的主流在黄河西侧），在雨量图上亦相应有一条多雨带。第三支沿太行山而上，从桃河、滹沱河谷地向西进至晋中盆地，并产生气旋性切变，形成邢台西面的小低压，使得阳泉盆地一带相对湿润多雨。

流场与降水的综合分析，还向我们揭示了两个令人很感兴趣的问题：其一，六盘山、白于山两侧降水量相差很大，以白于山为例，山前年降水为540毫米，山后仅400毫米左右，年降水量水平梯度达100毫米每100公里，是一条很重要的气候界线。白于山高度仅2公里左右，为什么能形成如此重要的一条气候界线呢？这与高原夏季风（偏南风）的厚度有关，夏季风至此已是强弩之末，偏南风至此所达的海拔高度，仅有2公里多一点，与白于山的高度大致相当，所以白于山对夏季风的阻挡作用显著，成为一道屏障。其二，在高原的东部和西北部，流场上各有一条重要的切变线，气候意义相当明显。一条在山西省的东南部和东部，为上述第三支夏季风气旋性切变而成，形成一条与太行山走向大致平行的多雨带，也是华北地区暴雨发生最频繁的地区之一；另一条切变线则在银川-石咀山-西山咀-百灵庙-苏尼特左旗一线，其两侧存在南风和北风之切变，使得该切变线两侧降水和自然地理条件存在明显差别。

通过以上分析，得到以下几点看法：

1. 无论冬夏，黄土高原地形对气压场都有明显的影响，地面盛行风场与平均气压场是相互适应的，对降水分布有重要影响。故地形是形成本区气候的因素之一。

2. 随着盛行风向不同，地形对气候的影响也会因之而异。例如秦岭北坡冬季降水比南坡多，夏季恰相反，北坡处于背风坡位，降水较少，其高压脊线亦有相应的变化。贺兰山则无论冬夏均系西边为高压东边为低压，没有明显的年变化。

3. 关中地区无论冬夏都是低压区。但其性质不同。冬季是陇东高压与秦岭高压之间的相对低压；夏季是背风低压，因而冬夏的气候表现也很不一样。

关中部冬夏都有一个高压脊存在，它将关中低压槽分为东西两段。大致以武功-咸阳

为界, 其东西两侧风向和降水都有显著差异。实际上可以把它看成关中东、西部的一条次级气候界线。

4. 晋北冬夏都有高压存在。此高压及其南伸的高压脊控制的地 区降雨量较少。沿汾河谷地年降水量有一向西南延伸的少雨轴线; 七月降水比其西侧的黄河谷地要少20毫米左右。

5. 夏季风从我国东部平原进入黄土高原主要有三条通道: 汉水谷地、黄河谷地和太行山中部的桃河、漳沱河一带, 它们在地形影响下各自产生相应的低压系统。沿黄河谷地的一支过潼关后再分为两股, 对陕西的气候影响颇大。

6. 白于山高度仅 2 公里左右, 却是一条很重要的气候分界线。山北为一片沙漠, 山南却可以进行农业生产, 年降水量相差达150毫米之多。

### 参 考 文 献

- (1) 中国科学院兰州高原大气物理研究所等: 高原气候图集(高空部分), 气象出版社, 19 年。
- (2) 汤懋苍: 气压场和风, 青藏高原气象学, 科学出版社, 1979年。
- (3) 汤懋苍: 高原季风的平均气候特征, 地理学报, 34 (1), 1979年。

## A PRELIMINARY ANALYSIS ABOUT INFLUENCE OF TOPOGRAPHY ON THE CLIMATE IN LOESS PLATEAU

Li Tianshun Liu Ta

(Department of Geography, Northwest University)

### Abstract

This paper analysed the atmospheric pressure, air temperature, humidity, wind field and rainfall in loess plateau, and the relationship between topography and climate has been discussed.

The results obtained has showed that (1). the topography has a great influence upon atmospheric pressure field whether in winter or summer. Furthermore, the character of this influence and the direction of rife-wind are closely interconnected, (2) The rife-wind is suited to the pressure systems, and they have closely relation to rainfall, (3) The Baiyu Mountains is an important climateline,