

关于山地气候资料的延长和推算问题

傅抱璞

(南京大学气象系)

提 要

本文提出了一些关于山地气候资料延长和推算的方法,并用具体例子说明这些方法的应用。

一、引 言

随着社会主义经济建设和国防建设的日益发展,规划、设计和生产部门常常需要了解山区各种地形条件下的气候情况,或需要提供各种各样的气候资料,而这些资料一般是不能直接从周围气象站的数据中取得,或者象在平原地区那样采用简单的内插、外延法推算。本文通过一些具体的例子,谈谈处理山地短期观测资料的原则和估计推算某些气象要素值的途径和方法。

二、关于短期资料的延长问题

一般野外考察往往是根据目的和需要只在一年中的某些月分或季节进行一段短时期的观测,然后将这种短暂的观测数列设法延长为“正常”数列,得出小气候的“正常”特征。其中最常用的一种方法,就是按季节或月分求出在各种天气型下考察地点某些气象要素与气象站同一要素的差值或比值,然后根据在长时期内气象站各种天气型在各该季节或月份出现的频率,用加权平均的方法,分别求出各期间的差值或比值,以得到在各该期间内气象要素长年平均的正常值。

但是并不是在所有情况下都可以用上述方法的。例如,对于风的处理就不能采用这种方法。因为在山区不同地点之间的风向、风速差异主要并不决定于天气型(地方风除外),而是决定于当地的地形情况和风的来向。风从不同方向吹来,可能受到不同的地形影响,因而不同地点之间的风向、风速关系在很大程度上取决于风的来向。因此,为了把短暂的风的观测资料延长为“正常”序列,就应该首先如图1所示,用点聚图找出测点风向与气象站风向的关系(利用同时观测的风速较大、又无地方风时的记录点图),并如图2所示以气象站风向为横坐标,测点风速 u 与气象站风速 u_0 的比值 $\frac{u}{u_0}$ 为纵坐标,找出 $\frac{u}{u_0}$ 与风向的关系。然后根据气象站长年资料利用图1求出测点各种风向(非地方风)出现的频率,或当气象站出现某种特定风向时在测点所应出现的风向;利用图2推求测点在各种风

向下的长年平均风速、各级风速出现的频率以及在测点可能出现的最大风速和最大风速所出现的风向等。例如由图 1 可以看出,当气象站吹东南风时,在测点是吹南风;当气象站吹南风时,在测点是吹西南偏南风。如果气象站出现南风 and 东南风的频率各为 20% 和 8%,则测点出现南风和西南偏南风的频率就各为 8% 和 20%。

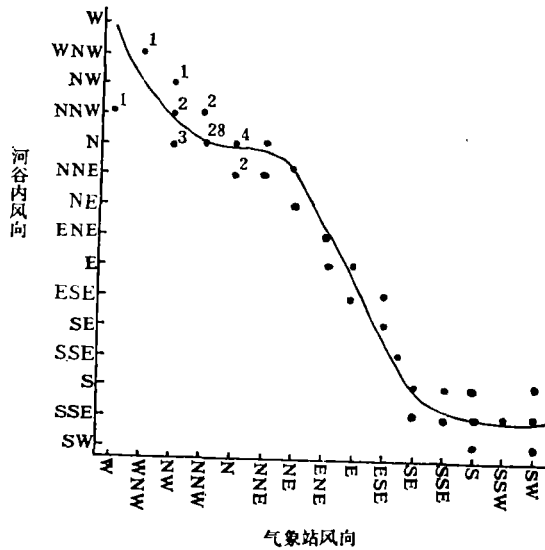


图 1 涪陵河谷内测点风向与气象站风向的关系(1959 年)

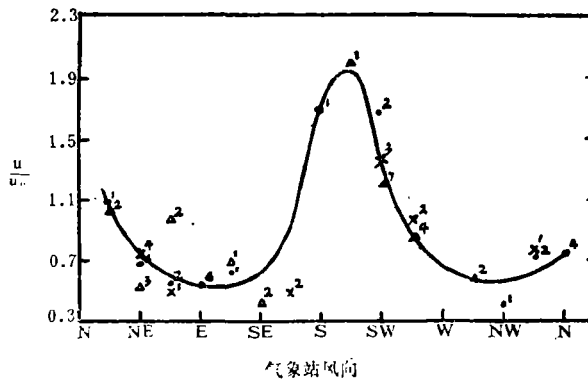


图 2 涪陵河谷内测点风速(u)与附近气象站风速(u_0)之比值($\frac{u}{u_0}$)随风向的变化(1959 年)

(图中 \cdot ——二月份; Δ ——四月份; \times ——七月份)

如果要求测点在所有风向下的长年平均风速,可以首先从图 2 找出在各种风向下测点风速与气象站风速的比值 $d_i \left(= \left(\frac{u}{u_0} \right)_i \right)$ ($i=1, 2, \dots, 16$ 依次代表 N, NNE, NE, ..., NNW 16 个风向),然后根据气象站长年资料找出各种风向出现的频数 n_i 或频率 f_i ,及在各风向下的平均风速 \bar{u}_{0i} ,按下式计算测点在所有风向下的平均风速 \bar{u}

$$\bar{u} = (n_1 d_1 \bar{u}_{01} + n_2 d_2 \bar{u}_{02} + \dots + n_{16} d_{16} \bar{u}_{016}) / (n_1 + n_2 + \dots + n_{16})$$

$$= f_1 d_1 \bar{u}_{01} + f_2 d_2 \bar{u}_{02} + \cdots + f_{16} d_{16} \bar{u}_{016} \quad (1)$$

如果气象站各风向的平均风速变化不大, 即 $u_{01} \approx u_{02} \approx \cdots = \bar{u}_0$, 则(1)式可以简化为

$$\bar{u} = \frac{n_1 d_1 + n_2 d_2 + \cdots + n_{16} d_{16}}{n_1 + n_2 + \cdots + n_{16}} \bar{u}_0 = (f_1 d_1 + f_2 d_2 + \cdots + f_{16} d_{16}) \bar{u}_0 \quad (2)$$

如果问题是要求测点可能出现的最大风速和最大风速所出现的风向, 可以首先根据气象站各种风向下的最大风速从图 2 找出测点相应的最大风速, 在这些最大风速中挑取数值最大的一个, 就是测点可能出现的最大风速, 然后根据出现该最大风速时气象站的风向由图 1 找出测点出现最大风速的风向。

关于推求测点各级风速出现频率的问题, 可参照后面关于气候资料推算问题的变换界限法中所列举的有关例子进行。

总之, 在山地把短期观测资料延长为正常序列时, 凡是受地形影响与天气型关系大的要素(例如温度、湿度、太阳辐射量等)应在不同季节或月分按天气型找关系; 凡受地形影响与风向关系大的要素(如风向、风速、降水等)应按风向找关系; 凡受地形影响与天气型和风都有关系的项目(如最低温、逆温强度和厚度等)应在不同天气型下按风向、风速找关系。

三、关于气候资料的推算问题

下面介绍几种在没有气象观测的地方, 如何估计其气候情况的方法。

1. 分离综合法

影响气候的地形因素包括整个山脉走向、总体高度和长度的宏观地形因素和包括局地海拔高度、坡地方位和地形形态的微观地形因素。宏观地形因素因为在空间上的分布具有一定规律, 故其影响气候的空间分布也有一定规律或具有相对的稳定性。微观地形因素因随地而变, 在空间上的分布漫无规律, 故其综合影响气候的空间分布也无规律, 即相对地不稳定。但是, 稳定和不稳定, 有规律和无规律是相对的。对于局地海拔、地形形态和坡地方位各不相同的地形来说, 它们对气候的影响确是没有规律或很难说出其规律。但是在其它条件相同的情况下, 对于海拔高度、地形形态和坡地方位每个单独因素来说, 它们对气候的影响又是都有一定规律的。因此, 我们在分析地形对气候影响或推定山地一定地点的气候情况时, 最好首先把比较稳定的宏观因素和不稳定的微观因素分开, 根据各种地形因素对气候影响的规律, 确定它们对该地气候或某种气象要素值的影响, 然后再把各种因素的影响综合起来, 得出该地地形的总影响或总的地形影响订正值。此外, 地理位置(经、纬度)或其它大自然地理环境(如大森林、大水体等)对气候影响的空间分布也是比较稳定而有规律的, 可以和宏观地形因素合在一起称为宏观地理因素。为简便起见, 我们姑且把这种先分离后综合的分析或推算方法称为分离综合法。下面以推算温度为例来说明这种方法的具体作法和应用。

设已知气象站所在地 B 的温度为 T_B , 所要推求的某地 A 的温度为 T_A , 则 A, B 两地的温度差异 $T_A - T_B$ 应等于 A, B 两地由于宏观地形因素、地理位置和其它大自然地理环

境,即宏观地理因素,所引起的温差 ΔT_s , 由于局地海拔高度不同所引起的温差 ΔT_h 以及由于局部小地形不同所引起的温差 ΔT_m 之总和,即

$$T_A - T_B = \Delta T_s + \Delta T_h + \Delta T_m \quad (3)$$

若 A, B 两地的海拔高度分别为 h_A 和 h_B (以 100 米为单位), 温度随海拔高度的递减率为 γ_h ($^{\circ}\text{C}/100$ 米), 则(3)式可写为

$$T_A - T_B = \Delta T_s + (h_B - h_A)\gamma_h + \Delta T_m \quad (4)$$

因此, 如果知道 A 点与气象站 B 的宏观地理温差 ΔT_s , 微观地形温差 ΔT_m 及温度递减率 γ_h , 就可根据气象站 B 的温度 T_B 计算 A 点的温度 T_A 。关于宏观地理温差 ΔT_s 可以用下法求得:

由(4)有

$$\begin{aligned} \Delta T_s &= (T_A + h_A\gamma_h) - (T_B + h_B\gamma_h) - \Delta T_m \\ &= [T_A + (h_A - h_0)\gamma_h] - [T_B + (h_B - h_0)\gamma_h] - \Delta T_m \end{aligned} \quad (5)$$

其中 h_0 为任意参考高度或标准高度, 在丘陵地区可取海平面为标准高度, 这时 $h_0 = 0$; 在高山和高原地区可取山麓或大多数气象站的平均海拔高度为标准高度。

显然 $[T_A + (h_A - h_0)\gamma_h]$ 和 $[T_B + (h_B - h_0)\gamma_h]$ 是分别代表 A, B 两地订正到标准高度上的温度, 我们简称它为标准高度上的温度并用符号 T_{A0} 和 T_{B0} 表示之。于是可将(5)式改写为

$$\Delta T_s = (T_{A0} - T_{B0}) - \Delta T_m \quad (6)$$

若 A, B 两地小地形相似, 则因 $\Delta T_m = 0$, (6)式便变为

$$\Delta T_s = T_{A0} - T_{B0} \quad (7)$$

由此可见, 在小地形相似或没有小地形影响(如平地)的情况下, A, B 两地(或任何两地)由宏观地理因素所引起的温差 ΔT_s 就等于 A, B 两地在标准高度上的温度差 $T_{A0} - T_{B0}$ 。

因为气象站一般都在周围空旷的平地(在平原地区)或周围比较开旷的山顶或山岗上(在山区), 可以视为没有小地形影响或小地形相似。所以, 为了确定一地区宏观地理因素对温度的影响, 我们可以利用分布于该地区及周围邻近地区的没有小地形影响或小地形相似的气象站的数据, 根据该地区的 γ_h (如地区范围较大应分区或分片取 γ_h 值) 及各气象站的海拔高度将其温度订正到标准高度后(如图 3 所示)填在地图上, 并绘出等温线。这样作出的标准高度上的温度分布图, 就是没有海拔高度和小地形影响或差异的、仅仅反映宏观地理因素影响的宏观温度分布情况。根据这个标准高度上的宏观温度分布图, 可以找出任何两地的宏观温度差或宏观温度订正 ΔT_s 。例如, 从图 3 用内插法可以看出, 六市(A)与莲花(B)的宏观温差 ΔT_s 大约是一 0.2°C 。因此, 只要知道莲花的温度, 就可推出在六市这个位置(A 点)如果没有小地形影响, 其在标准高度上应有的宏观温度 T_{A0}^* 。实际上, 对于同年分(1975年)来说, 六市在标准高度上应有的宏观温度 T_{A0}^* 可以根据六市在图上的位置直接由等温线内插得到。

考虑到 $T_{A0}^* = T_{B0} + \Delta T_s$ 和 $T_{B0} = T_B + (h_B - h_0)\gamma_h$, 可以将(5)式写为

$$T_A = T_{A0}^* - (h_A - h_0)\gamma_h + \Delta T_m \quad (8)$$

关于一地区的温度递减率 γ_h , 可以根据该地区或邻近地区地形相似而海拔高度不

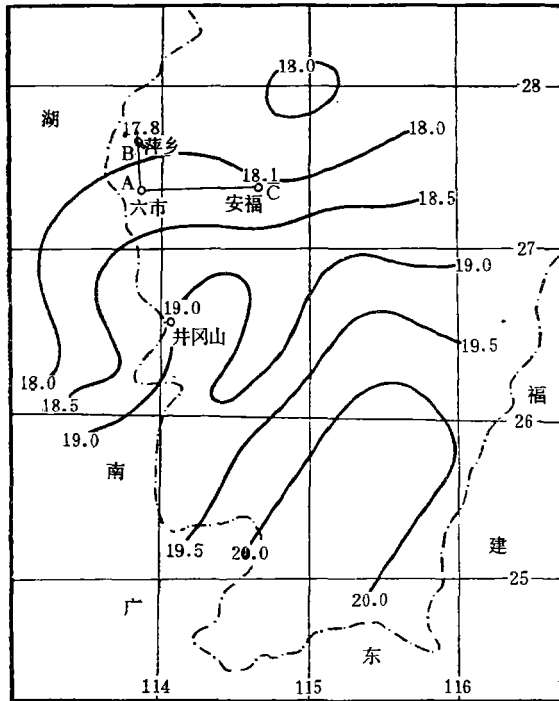


图 3 标准高度(海平面)上的宏观温度分布图
(江西省西南部, 1975 年)

由此可见, A 点由于小地形影响所引起的微观地形温度订正 ΔT_m 是等于 A 点在标准高度上的实际温度 T_{A0} 与在标准高度宏观温度分布图上 A 点应有的(不受小地形影响的)宏观温度 T_{A0}^* 之差。

根据江西全省各县使用结果, 用以上分离综合法推算平均温度, 一般误差只有零点几度, 效果相当良好。这个方法不仅适用于推算温度, 也可用来推算其它要素。但在对其它要素作高度订正时, 不能象对温度那样采取简单的线性订正, 而必须根据各要素随高度变化的规律来进行订正。

2. 动力相似法

在同一地形下, 由于风的来向不同, 所受地形的机械作用不同, 风的变化也不同。因此, 在推求不同地形下的风要素时, 应当首先根据有观测地方的资料寻找风要素变化与地形和风向的关系, 并用适当的方法把这种关系确切地表示出来, 然后利用所得关系, 根据动力相似原理, 由此及彼, 来推求没有观测地方的风要素值。为简单起见, 我们姑且把这种根据风要素与地形和风向的综合关系推求有关风问题的方法叫做动力相似法。

例如, 根据 1959 年 2, 4, 7 月, 我们用巴东、奉节、万县和涪陵四个长江河谷的观测资料, 可以得出在没有地方风的情况下, 河谷内风向和河谷走向偏角 α 与山顶风向(相当于自然风向)和河谷走向偏角 β 的关系曲线(图 4)及河谷内未受水体影响一面(向风岸)的风速 u 和平地风速 u_0 的比值 $\frac{u}{u_0}$ 与平均可蔽视角 $\bar{\theta}^{(1)}$ 及自然风向和河谷走向偏角 β 的关

同, 且相对高差较大的气象站的温度求得。如果用来求 γ_h 的台站相距较远, 则在求 γ_h 之前应首先根据标准高度上的宏观温度分布图将这些台站因地理位置不同所产生的温度差异进行订正(即把这些台站的温度订正到相同地理位置)。

对于微观地形温度订正 ΔT_m , 在没有实地考察资料的情况下, 可以利用地形相似法, 根据其它地方所得出的各种地形的温度订正值选条件适当的使用。

反之, 如果在 A 点有气象观测资料, 已知其在有某种小地形(即 A 点所在的地形)影响下的实际温度为 T_A , 也可利用标准高度上的宏观温度分图来求该点的微观地形温度订正 ΔT_m 。因为考虑到 $T_{A0} = T_A + (h_A - h_0)\gamma_h$, 可以将(8)式写为

$$\Delta T_m = T_{A0} - T_{A0}^* \quad (9)$$

系(图 5)。

利用图 4, 可以根据自然风向推定河谷内的风向, 利用图 5 可以根据平地风速及自然风向估计河谷内未受水体影响一面的风速。至于河谷内受水体影响一面(背风岸)的风速, 可以在求出未受水体影响一面的风速后, 根据河谷内风向与河谷的偏角及江面宽度算出气流在水面上所经过的路程, 然后利用在河谷内气流经过水面时风速变化与经过水面路程长度的关系(如文献[1]中所提供的图 6)来估计。现举例如下:

设已知某河谷为东西走向, 平均可蔽视角 $\bar{\theta}$ 为 25° , 江面宽度 L 为 567 米, 自然风向为 SSE, 平地风速为 6 米/秒, 要求河谷内江边向风岸和背风岸的风速及河谷内的风向。

在这种情况下, 自然风向与河谷走向的偏角 β 为 67.5° , 根据 $\bar{\theta}$ 与 β 的值由图 5 可以求得河谷内向风岸的风速 u 与平地风速 u_0 的比值 $\frac{u}{u_0} = 0.4$, 故 $u = 0.4 u_0 = 0.4 \times 6 = 2.4$ 米/秒, 同时由图 4 可以求出河谷内风向与河谷走向的偏角 $\alpha = 45^\circ$, 即河谷内的风向应为 SE。按照这个风向气流从向风岸吹至背风岸在水面上所经过的路程为 $x = L \sec 45^\circ = 567 \times 1.41 = 800$ 米, 于是由图 6 可以推出河谷内背风岸与向风岸风速的比 $\frac{u_x}{u} = 1.17$, 故 $u_x = 1.17 \times 2.4 = 2.8$ 米/秒。

如果问题是要求河谷内的极大风速, 只要按上述方法根据平地各种风向下的最大风速求出河谷内相应的最大风速, 然后从中挑取数值最大的一个, 就是河谷内的极大风速, 出现该风速时河谷内的风向, 就是该极大风速的风向。

3. 变换界限法

目前在山区对于各种界限温度出现日期, 一般是根据两个海拔高度相差较大的气象站界限温度出现日期相差的天数, 除以它们之间的高差, 得出高度每相差 100 米界限温度变化的天数, 然后利用这个数值按照高度内插或外延来推算其它没有气象观测资料地方界限温度出现的日期。

显然, 在有小地形影响的地方采用上述方法是不行的, 因它在一定地区, 凡是海拔高度相同的地方, 其界限温度出现的日期就完全一样; 但实际上在不同小地形下的温度是不同的, 因而其界限温度出现日期也必然不同。即使没有小地形影响或小地形完全相似, 只有海拔高度不同的地方, 用内插、外延法推求界限温度出现日期也不妥当, 特别是年代短时, 可能误差很大。例如从图 7 可以看出: 即使在相同的地形条件下(都是山顶), 其界限温度出现日期也不是象气温那样比较均匀地向上递减的, 而是在某一高度范围内界限温度几乎同时出现, 或出现日期随海拔高度变化很小。而在另一高度范围内, 界限温度出现日期又急剧地向上推迟或提早, 具有跳跃式的变化, 其所以这样, 是因为在某一温

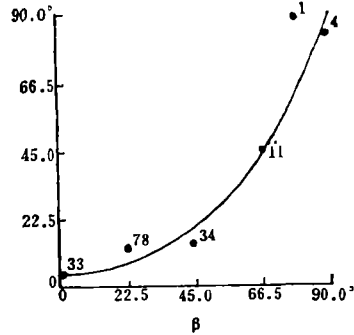


图 4 河谷内风向和河谷走向偏角 α 与山顶风向和河谷走向偏角 β 的关系 (长江三峡)

(1) 这个角度也就是在河谷中心沿垂直河谷方向所看到的河谷两侧山高的平均仰角, 它是表示河谷相对深度的一个指标。

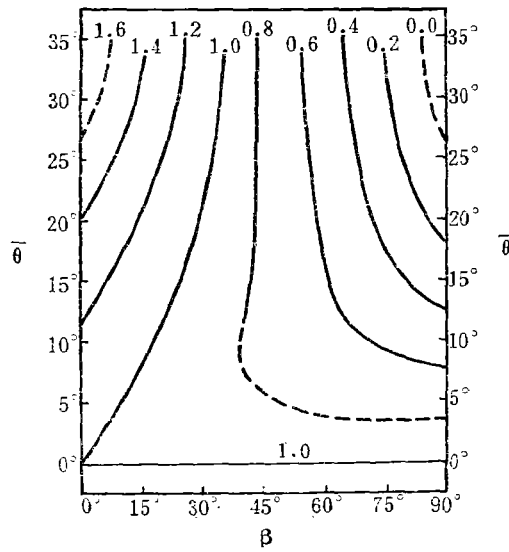


图 5 河谷内背风坡江边风速与自然风向和河谷偏角 β 及河谷中心可蔽视角 $\bar{\theta}$ 的关系 (根据长江上游四个河谷 1959 年 2, 4, 7 月的观测资料绘制, 图中等值线代表河谷内风速与同高度平地风速的比值)

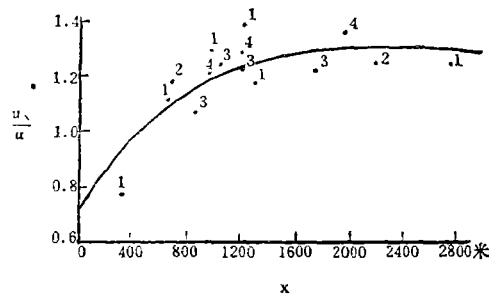


图 6 河谷内气流过江以后的风速 u_x 与过江以前风速 u 的比值 $\frac{u_x}{u}$ 与经过水域路程 x 的关系

度范围内气温变化很慢, 从一个温度升到或降到另一个温度需要很长时间, 因而随着海拔升高、气温向上递减, 界限温度出现日期向上变化很快。而在另一温度范围内, 气温变化急剧, 从一个温度升降到另一个温度历时很短, 虽然随着高度增加气温向上递减, 但界限温度出现日期却随高度变化不大, 甚至在某一高度范围内可以几乎同时出现某种界限温度。

为了利用有气象观测地方 (B 地) 的资料推算没有气象观测地方 (A 地) 的界限温度出现日期, 我们可以采用以下方法:

设 A 地气温 T_A 与 B 地气温 T_B 之差为 ΔT , 即

$$T_A - T_B = \Delta T$$

则

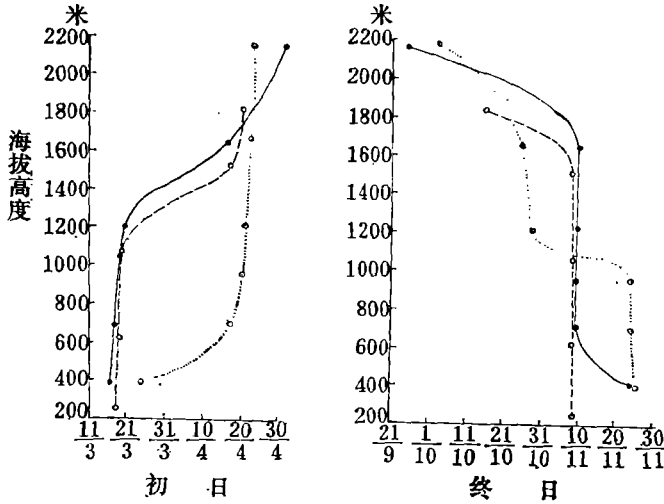


图7 武夷山东南面(福建崇安县)和西北面(江西铅山县)山顶气温稳定通过 10°C 的初、终日随地方海拔高度的变化
(实线是东南面, 1959年; 断线是西北面, 1959年; 点线是东南面, 1960年)

$$T_B = T_A - \Delta T$$

由此可见, 当 A 地出现某种界限温度 T_{A1} 时, B 地就将出现另一种界限温度 T_{B2} , 其值为

$$T_{B2} = T_{A1} - \Delta T \quad (10)$$

因此, A 地界限温度 T_{A1} 出现的日期是和 B 地界限温度 T_{B2} 出现的日期相同, 只要找出 B 地界限温度 T_{B2} 出现的日期就可得到 A 地界限温度 T_{A1} 出现日期。例如, 假定 A 地与 B 地的气温差为 3.0°C , 则 A 地气温稳定通过 $T_{A1}=10^{\circ}\text{C}$ 的初日和终日就等于 B 地气温稳定通过 $T_{B2}=10-3=7^{\circ}\text{C}$ 的初日和终日。利用这种变换界限温度的方法(或简称变换界限法), 根据 B 地的气象资料来推求 A 地界限温度出现日期, 在实际工作中可以按以下步骤进行:

1) 根据气象资料找出 B 地在所要求的界限温度附近各个温度出现的日期。例如, 假定要求 A 地气温稳定通过 10°C 的初、终日, 我们就根据 B 地的气象资料找出 B 地气温稳定通过 $\dots, 7^{\circ}, 8^{\circ}, 9^{\circ}, 10^{\circ}, 11^{\circ}, 12^{\circ}, \dots$ (把这些温度都看作是不同的界限温度)的初日和终日。

2) 如图8所示, 将上面所找出的各界限温度出现日期点在图上, 并通过各点绘一曲线, 这就是 B 地界限温度出现日期曲线。

3) 利用各种推算气温的方法算出 A 地各月的平均气温 T_A , 并求出 A 地与 B 地各月平均气温差 ΔT 。

4) 根据 B 地的界限温度出现日期曲线找出所要求的 A 地界限温度 T_{A1} 出现日期所在月分, 同时根据公式(10)算出当 A 地出现界限温度 T_{A1} 时 B 地相应出现的界限温度 T_{B2} (ΔT 用 T_{A1} 出现月分的值)。

5) 根据 B 地界限温度出现日期曲线找出界限温度 T_{B2} 出现的日期。如果这个日期出现的月分与界限温度 T_{A1} 出现日期所在月分相同, 则 B 地 T_{B2} 出现的日期就是 A 地界

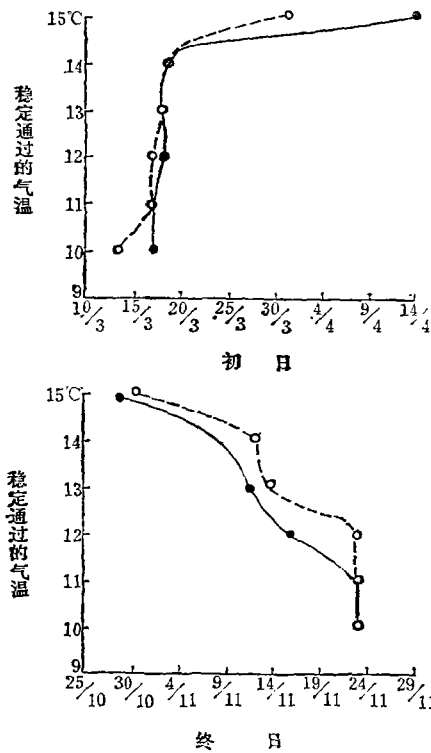


图 8 气温稳定通过各个温度的初、终日 (1957年)
(图中——莲花; ---遂川)

限温度 T_{A1} 出现的日期。如果 T_{B2} 出现的月分与 T_{A1} 出现月分不同, 则原先取的 ΔT 不妥, 应根据 T_{B2} 出现日期实际所在月分的 ΔT , 按公式(10)重新计算 T_{B2} , 然后再根据新算出的 T_{B2} 值从界限温度出现日期曲线找出 T_{B2} 出现的日期。如果这个日期所在月分已与所用 ΔT 的月分相同, 则它就是我们所要求的 T_{A1} 出现日期。如果第二次查出的 T_{B2} 出现月分还与所用 ΔT 的月分不同, 可按上述方法再重复一次或几次, 直到 T_{B2} 出现月分与所用 ΔT 的月分相同为止。但实际上, 这样过程一般只要进行一、二次就够了。

利用上述变换界限法, 我们根据武夷山娘娘庙和小葛仙山 1959 年的气象资料及茨坪和莲花气象站 1975 年的气象资料分别计算武夷山西北面和东南面九个山顶及井冈山和莲花县九个不同地形的气温稳定通过 10°C 的初、终期和气温连续二天低于 20°C (即所谓寒露风) 第一次出现的日期。同时, 为比较起见, 也用内插法进行了相应计算, 其误差情况如表 1 所示。用变换界限法计算界限温度出现日期平均误差为 1.8 天, 计算误差不超过 1 天的频率为 80%, 而用内插法计算结果平均误差为 8.9 天, 计算误差不超过 1 天的频率

只有 14%。由此可见前者计算结果要比后者准确得多。

表 1 54 次计算界限温度出现日期的误差情况

误差天数	0	1	2-4	5-10	>10	平均误差
出现频率						
变换界限法(%)	47	33	13	2	5	1.8天
内插法(%)	12	2	24	32	30	8.9天

变换界限法不仅可以用于推求各种界限温度出现日期, 也可用来推求其它一些要素或现象。例如, 当我们要推求河谷内风速大于某一定数值(无地方风的影响)时某种风向 D_A 出现的频率, 就可先根据图 4 找出河谷内吹这种风向的风时所对应的自然风向 D_B 。因为河谷内风向 D_A 出现的频率与自然风向 D_B 出现的频率相同, 所以只要根据附近不受小地形影响的气象站的纪录求出自然风向 D_B 出现的频率, 就是河谷内风向 D_A 出现的频率。

又如, 假定已知某河谷是西北—东南走向, 在垂直河谷方向河谷中心的平均可蔽视角 $\bar{\theta} = 20^{\circ}$, 要求河谷内风速 $u \geq 10$ 米/秒出现的日数或在 y 年内出现的概率, 也可利用变换界限法根据图 5 和图 6 推求如下:

1) 首先根据河谷走向算出各种自然风向 D_i 与河谷的偏角 $\beta_i (i=1, 2, 3, \dots)$ 。

2) 由图 5 找出当 $\bar{\theta} = 20^\circ$ 时在各种风向偏角 β_i 下河谷内未受水体影响一面的风速 u_i 与平地风速 u_{0i} 的比值 $d_i (=u_i/u_{0i})$ 。

3) 根据 d_i 算出 $u_{0i} \geq 10/d_i$ 的值。

因 $u_i/u_{0i} = d_i, u_{0i} = u_i/d_i$, 所以当 $u_i \geq 10$ 米/秒时, $u_{0i} \geq 10/d_i$ 米/秒, 即当自然风向为 D_i 时, 要河谷内未受水体影响一面的风速 $u_i \geq 10$ 米/秒, 平地的自然风速 u_{0i} 应 $\geq 10/d_i$ 米/秒。

4) 根据附近平地气象站的资料算出平地在各种风向 D_i 下风速 $u_{0i} \geq 10/d_i$ 米/秒出现的日数 n_{0i} 或在 y 年内出现的概率 P_{0i} 。

5) 将 n_{0i} 或 P_{0i} 相加, 求出其总和 $N_0 = \sum n_{0i}$ 或 $P_0 = \sum P_{0i}$, 则 N_0 或 P_0 就是河谷内未受水体影响一面风速 $u \geq 10$ 米/秒出现的日数或在 y 年内出现的概率。

以上步骤可以归纳为下表:

i	1	2	3	4	5	6	7	8	...	$N_0 = \sum_{i=1}^{16} n_{0i}$ 或
D_i	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	...	
β_i	45°	67.5°	90°	67.5°	45°	22.5°	0	22.5°	...	$P_0 = \sum_{i=1}^{16} P_{0i}$
d_i	0.78	0.46	0.16	0.46	0.78	1.10	1.40	1.10	...	
$u_{0i} \geq \frac{10}{d_i}$ 米/秒	12.8	21.8	62.5	21.8	12.8	9.1	7.1	9.1	...	
n_{0i} (天) 或 P_{0i} (%)	1	0	0	0	0	3	4	2	...	18

再象在动力相似法中所举的例子那样, 根据江面宽度 L 及河谷内风向与河谷偏角 α_i 算出在各种风向 D_i 下气流通过江面的路程 x_i , 并由图 6 查出气流经过水域后背风岸风速 u_{*i} 与向风岸风速 u_i 的比值 $k_i (= \frac{u_{*i}}{u_i})$, 然后按公式 $u_{0i} \geq 10/d_i k_i$ 计算在各种风向 D_i 下当河谷内受水体影响一面的风速 $u_{*i} \geq 10$ 米/秒时平地对应的风速界限 u_{0i} (因 $u_{*i} = k_i u_i = k_i d_i u_{0i}, u_{0i} = u_{*i}/d_i k_i$, 所以当河谷内背风岸风速 $u_{*i} \geq 10$ 米/秒时, 平地风速 $u_{0i} \geq 10/d_i k_i$ 米/秒), 就可算出在河谷内受水体影响一面风速 $u_{*i} \geq 10$ 米/秒出现的日数或概率。

四、结束语

本文所提出的一些方法都是根据有长期观测纪录的气象站的资料来延长只有短期观测纪录的或估计没有气象观测的研究地点的气候资料, 因此, 在使用这些方法时所利用的基本气象站必须是和研究地点在同一气候区内, 而且彼此相隔愈近愈好。同时这些方法都是原则性的, 作为方法本身来说, 原则上应不受时间和空间的限制。

参考文献

[1] 傅抱璞, 河谷内的风速, 气象学报, 33, NO 4, 518—526, 1963.

THE REDUCTION AND CALCULATION OF CLIMATIC ELEMENTS IN MOUNTAINOUS AREAS

Fu Bao-pu (Fuh Baw-puh)

(Department of Meteorology, Nanjing University)

Abstract

In this paper some methods of reducing super-short climatological series to a normal period and calculating certain climatic elements in mountainous areas are presented. These methods are especially valid for temperature and wind elements and give good results.