第33卷 第4期　　气 象 学 报　　Vol. 33, No. 4
1963 年 11 月　　ACTA METEOROLOGICA SINICA　　Nov., 1963

河 谷 內 的 风 速*

傅 抱 璞
(南京大学气象系)

提　　要

本文根据南京大学气象系在长江上游及云南南部小气候野外观测的資料，分析了河谷內风的特点和規律.

一、引　　言

1959 年和 1960 年，我們曾先后在长江上游及云南南部，对若干河谷內一年中的不同季节进行了許多次小气候野外考察，每次考察的时間一般都有半个月左右，每天观测 12 次. 用来进行风速測量的仪器是經过严格检定的手提风速表，其安装高度大多为 0.2，0.5，1.0 和 2.0 米，在个别地方达到了 4 米.

二、資料的分析

1. 风速随风向及河谷特点的变化

大家知道，在河谷內，当风向与河谷走向近乎平行时，由于流区压縮，其风速将比平地增大. 反之，当风向与河谷走向近于垂直时，因为气流运动受到地形的阻碍，河谷內的风速就大为減弱. 图 1 为长江某河谷內气流过江以前(未受水域的影响)的风速 u_0 与山頂风速 u_* 的比值随着风向与河谷交角 β 的变化情况. 图中各散布点右上角的数字代表观测次数. 由图可以看出，当风向与河谷垂直时，河谷內的风速只有山頂风速的 45%，随着风向与河谷交角減小，比值 $\frac{u_0}{u_*}$ 就逐漸綫性地增大，当风向与河谷平行时，比值 $\frac{u_0}{u_*}$ 差不多要比当风垂直河谷吹时增大一倍. 这种类似的关系也同样出現在我們所观测的其它河谷內. 因此，在河谷內气流过江以前的风速 (u_0) 可以近似地用以下公式来表示：

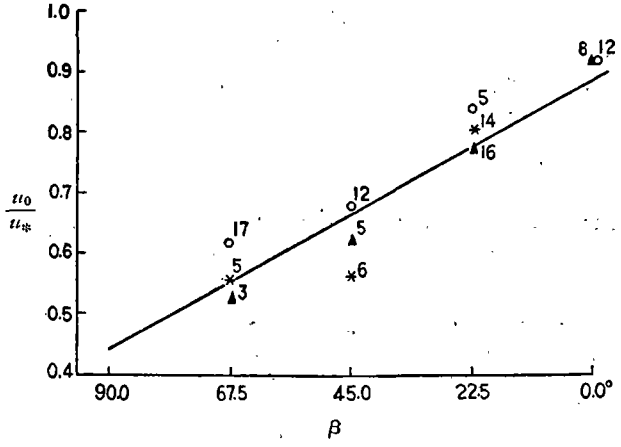


图 1　$\frac{u_0}{u_*}$ 与 β 的依賴关系

(○ 为二月，▲ 为四月，＊ 为七月)

* 本文 1962 年 11 月 13 日收到，1963 年 6 月收到修改稿.

$$u_0 = u_*(a - b\beta). \qquad (1)$$

这里 u_* 为作为对照点的开旷的平地或山顶的风速；a 和 b 为决定于河谷宽度、河谷两侧山的高度、坡度、下垫面情况以及对照点的位置等因素的参数.

在河谷內风速加強或減弱的程度，在很大程度上是决定于河谷宽度 L 与两岸山高 H 的比值，根据作者分析 1959 年 2，4，7 月长江上游四个不同河谷地区野外观测資料的結果，在河谷內气流过江以前未受水体影响的相对风速与 $\frac{L}{H}$ 及风向与河谷交角 β 具有如图 2 所表示的依賴关系. 图中縱座标为 $\frac{L}{H}$，横座标为 β，各等值綫代表背风坡江边风速与在相同海拔高度上平地风速的比值. 由图上可以看出，当风向与河谷交角 β 小于 15°（在 $\frac{L}{H}$ 大的情况下）到 35°（在 $\frac{L}{H}$ 小的情况下）时，河谷內的风速将比平地加強，即产生所謂峽谷效应，而且 β 和 $\frac{L}{H}$ 愈小，风速加強愈厉害. 反之，当风向与河谷交角 β 大于 15°—35°时，河谷內的风速将比平地減弱，而且 β 愈大以及 $\frac{L}{H}$ 愈小，风速減弱愈甚. 因此，在狹而深的河谷中风速随风向的改变远比在寬而浅的河谷中为大. 同时，在河谷很寬或两岸山高不大（即 $\frac{L}{H}$ 相当大）的情况下，当风近乎平行河谷吹时，河谷內未受水体影响的风速实际上是接近于平地上的风速. 可是，当风近于垂直河谷吹时，河谷內的风速則总是比平地为小. 以上現象的物理意义也很明显，当风近于平行河谷吹时，河谷愈窄和两岸山愈高，因流区压縮得愈小，所以风速也愈加強. 反之，当风近于垂直河谷吹时，則河谷愈窄和两岸山愈高，对气流的阻碍作用愈大，因而河谷內的风速也愈減弱.

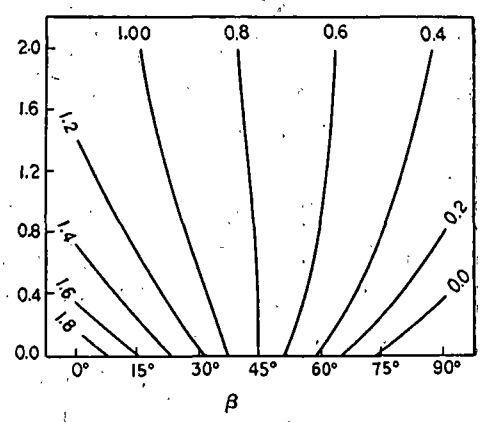


图 2　河谷內背风坡江边风速与 β 及 $\frac{L}{H}$ 的依賴关系

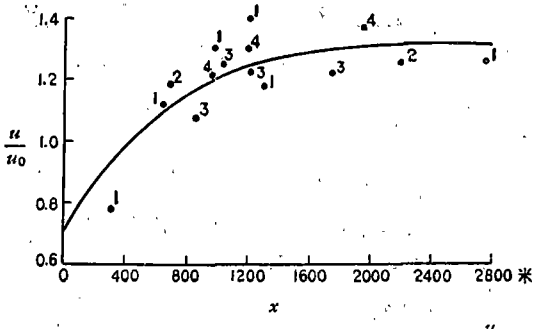


图 3　在河谷內气流过江以后的相对风速 $\frac{u}{u_0}$（以与过江以前风速之比值表示之）与經过水域路程 x 的依賴关系

在河谷背风岸的风速，因为除受河谷本身地形影响外，还受水体的影响，其变化就更为复杂. 根据 1959 年 2，4，7 月份我們在长江上游四个河谷地区野外观测的結果，在河谷內气流过江以后的风速 u 对过江以前的风速 u_0 的比值最初是随着气流經过水域的路程 x 增长而迅速增大（参看图 3），以后增大的速率逐漸減緩，当 x 超过 2,000 米以后再进一步增长时，背风岸的相对风速就基本上趋于稳定，而很少繼續改变了. 因此，气流經过水域时风速的明显改变主要是发生在最初 2,000 米一段路程內，并

且根据作者統計分析的結果，风速在水域上的这种变化可以近似地用下列經驗公式来表示：

$$u = u_0(a' - b'e^{-cx}). \tag{2}$$

这里 a', b', c 均为决定于地区特征(主要是河谷两岸的地形特点和陆地下垫面的粗糙度)的常数，在长江上游地区，$a' = 1.18$—1.34，$b' = 0.50$—0.72，$c = 0.0018$—0.0025.

在图 3 中值得注意的是，当气流通过江面的路程不大时，背风江边的风速反比向风江边的风速小，这并不意味着气流經过水域时风速反而減小了，而是因为 x 愈小，表示江面愈窄和气流愈比較垂直吹过河流或愈垂直向着背风岸的山坡吹去，因而背风江边的气流受对岸山坡屏蔽的影响愈大，同时紧靠在背风岸的山坡对向着它吹来的气流的机械阻碍作用也愈強. 这样，在 x 小的情况下，背风岸边的气流一方面还在对岸山坡的屏蔽范围內，风速未及恢复，另方面又受到背风岸山坡的很大的机械阻碍. 所以，虽然在气流吹过水域时，由于水面对空气运动的摩擦阻力比陆面小，风速有所增大，但因經过水域的路程 x 不长，水域对风速增大的影响还抵不过地形的阻碍作用，結果便造成背风岸边的风速反比向风岸边小.

因为在一定河谷內，气流从向风岸到背风岸所經过的水域的路程决定于风向与河谷的交角 β，所以背风岸边风速与向风岸边风速的比值实际上也是 β 的函数. 假如河谷是平直的，且其寬度 L 在足够长的范围內保持不变，則气流从向风岸到背风岸所經过的水域路程为

$$x = L \csc \beta,$$

以此代入(2)式中，便得到

$$u = u_0(a' - b'e^{-cL\csc\beta}). \tag{3}$$

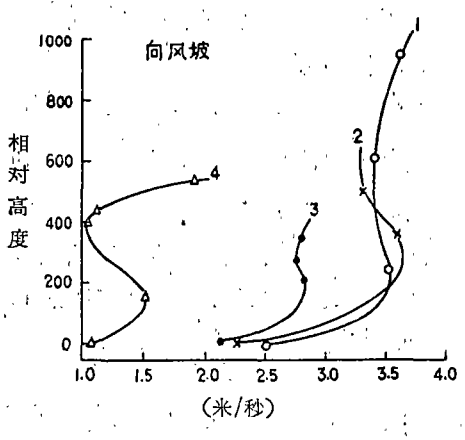
2. 沿坡地的风速分布

在河谷內风速沿坡地的分布在向风坡上与背风坡上也不一样，这从图 4 和图 5 所表示的当风近于平行河谷吹时和近乎垂直河谷吹时两种风速沿坡分布的极端情形可以看得很清楚. 当风近于平行河谷吹时，在背风坡上，在一定高度范围下风速一般都是沿坡向上減弱，但变化并不太大. 在向风坡上风速沿坡的分布就比較复杂，当从河谷底部开始沿坡上升时，风速迅速增大，至某一高度达到第一个最高值，由此再往上去，风速便轉而逐漸減弱，并且在一定高度上达到第二个最低值，然后随着高度升高，风速又轉为向上減低.

但是，当风近乎垂直河谷吹时，不管是向风坡或背风坡上的风速分布一般都是沿坡向上增加的.

对于以上現象我們可以这样解释它：在河谷地区，当气流与河谷成一定交角吹过时，在背风面的风速照例是应該向着山底減弱，特别是在紧接着位于背风坡后面的向风坡上，由于它一方面还在对岸山坡的屏蔽范围內，气流到达它的底部时风速未及恢复，另方面它本身又对气流发生机械阻碍作用，因而风速沿坡向下的減弱要比背风坡上更为迅速.

当风近于平行河谷吹时，由于峽谷效应的关系，河谷內的风速发生加強. 但是，在河谷底部因为下垫面对空气运动的摩擦阻力大，峽谷效应并不太強. 在河谷上部接近山顶的部分，因为气流可以向两側扩散，峽谷效应也不显著. 而最大峽谷效应是发生在河谷底部以上的一定高度上，由此向上和向下去峽谷效应都逐漸減弱. 因此，在河谷內的向风面，



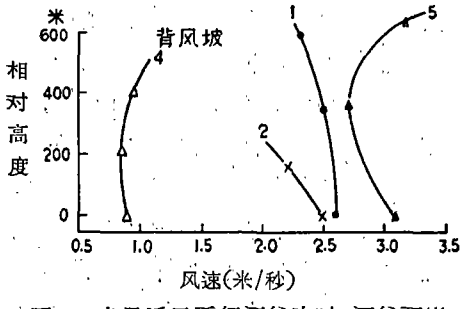
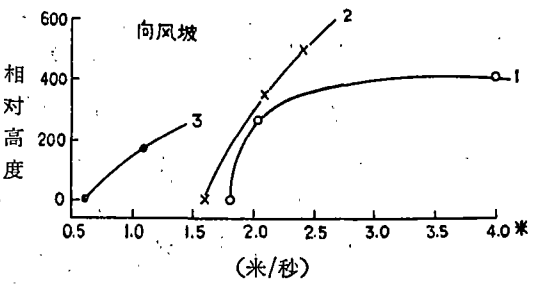


图 4　当风近于平行河谷吹时，河谷两岸 2 米高度处的风速沿坡的分布

1——巴东；　2——奉节；　3——涪陵；　4——云南某地；　5——万县



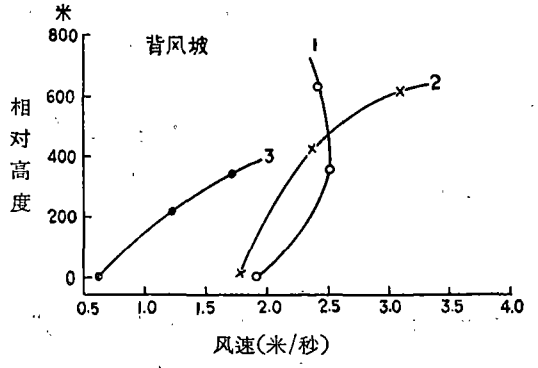


图 5　当风近于垂直河谷吹时，河谷两岸 2 米高度处的风速沿坡的分布

1——万县；　2——奉节；　3——涪陵

当最初由河谷底部开始沿坡上升时，由于在一般情况下风速本应逐渐向上增加，而峡谷效应又是向上加强，更促进了风速的向上增大．在达到一定高度以后再継續沿坡上升时，虽然按一般情况风速也应逐渐增大，但因峡谷效应逐渐減弱，又有使风速向上減小的作用，且后者的影响超过前者，所以风速反而向上減弱．达到某一定高度以后，再进一步沿坡上升时，由于峡谷效应已不显著，风速便重新恢复其向上递增的正常分布情况．在河谷內的背风坡上，因为按正常情况风速沿坡向下減弱比向风坡相对地較慢，而下部峡谷效应使风速加強的作用可以抵銷甚或超过前者由于地形屏蔽使风速沿坡向下減弱的作用，結果就使风速沿坡变化不大，甚至表現出在一定高度范围內具有向上減弱的趋势．

鉴于在起伏地形中各地点风速的相对变化与风向具有紧密的联系，我們在作山地的气候資料整理时，如果要根据附近具有比較长期观測的基本气象台站的风速資料把另一地点的短

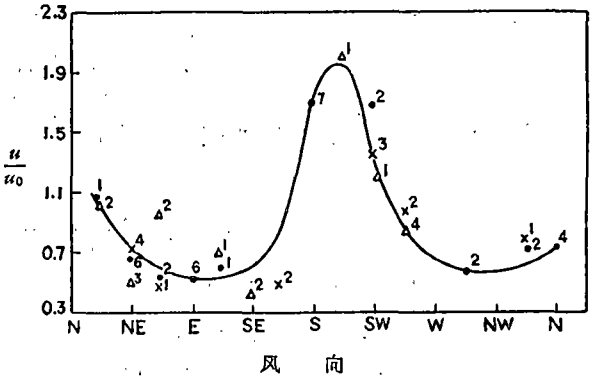


图 6　长江某河谷內南岸一測点的风速(u)与附近气象台站的风速(u_0)之比值随(台站)风向的变化

●——二月份，　△——四月份；　×——七月份

期风速記录訂正为长系列的話，就不能利用一般气候資料整理中所常用的比值法或差值法，而必須考虑到被訂正台站与基本台站风速比值与风向的依賴关系.

图 6 为 1959 年 2，4，7 月份长江某河谷內东南岸一測点的风速 u 与附近气象台站的风速 u_0 的比值 $\frac{u}{u_0}$ 随风向的变化. 当台站吹东风和西北风时，測点风速只有台站风速的 0.5 倍左右，可是当台站吹西南偏南风时，測点风速就急剧增大为台站风速的 1.9 倍. 因此，由于风向不同，測点风速与台站风速的比值几乎变化 4 倍. 当利用这种关系曲綫求得了在各种风向下測点风速与台站风速的比值，就可根据台站的风的資料求取測点风速的多年平均的正常值、极端值及各种等級风速出現的頻率和天数.

3. 风速随地方海拔高度的变化

大家知道，在自由大气中随着高度增加风速就要逐漸增大. 在河谷地区，如果地形条件相同的話，一般也是海拔高度愈高，风速愈大（在距离下垫面相同的高度上）. 根据 1959 年 2，4，7 月我們在湖北和四川几个河谷地区野外观測的結果，在山頂或高地頂部离地面 2 米高度处的风速随地方海拔高度的变化如图 7 所示. 图中縱座标代表海拔高度为 z_2 的山頂的风速 u_2 与海拔高度为 z_1 的山頂的风速 u_1 的比值 $\left(\frac{u_2}{u_1}\right)$，横座标为該二山頂海拔高度 z_2 和 z_1（均以米为单位）的对数的比值，各散布点代表在各地地区所观測到的平均风速的实际分布. 从这个图上可以看出，在这样的座标系統中，各散布点都比較集中在一直綫附近. 因此，我們可以采取以下形式的实驗公式来近似地表示在河谷地区或起伏地形中风速随地方海拔高度的变化：

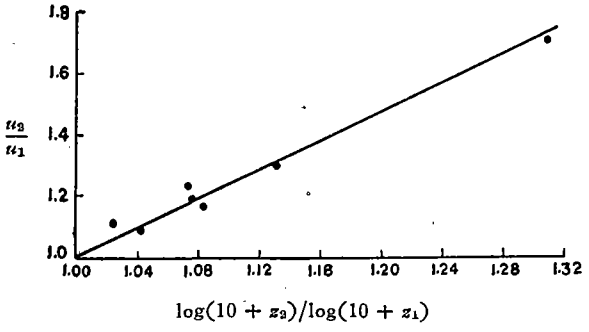


图 7 离地面 2 米高度处的风速随地方海拔高度的变化

$$u_2 = u_1\left[a'' + b''\frac{\log(10+z_2)}{\log(10+z_1)}\right]. \tag{4}$$

根据图 7 可以求出常数 $a'' = -1.4$，$b'' = 2.4$. 将 a'' 和 b'' 的值代入(4)式，即得到

$$u_2 = u_1\left[2.4\frac{\log(10+z_2)}{\log(10+z_1)} - 1.4\right]. \tag{4a}$$

如果已知任何两个高度 z_1 和 z_2 地方的风速 u_1 和 u_2，則其它任意海拔高度 z 地方的风速 u 就可以表示为

$$\frac{u-u_1}{u_2-u_1} = \frac{\log(10+z) - \log(10+z_1)}{\log(10+z_2) - \log(10+z_1)}. \tag{5}$$

以上公式表明，风速是近似地随着地方海拔高度的对数而增大.

4. 近地面层中风速的鉛直分布

为了了解河谷內近地面大气层中风速的鉛直分布情况，1960 年 4 月我們曾經在云南某峽谷的谷底和山頂两种不同地形条件下，用手提风速表进行过为期 10 天的每隔 1 小时一次的野外观測. 观測的高度是 0.5，1，2 及 4 米. 此外，1959 年 7 月在巴东和涪陵河谷

內也作过类似的风速梯度观测．图 8 就是根据云南的观测資料用不同座标系統所表示的风速的分布廓綫．其中图 A 是以 $\ln z$ 做縱座标，$\ln u$ 做横座标，按风速的大小等級繪制风速廓綫．图 B 是用 $\ln z$ 做縱座标，u 做横座标，按时間分类繪制风速廓綫．由图可以看出，不論在山頂或谷底，当风速比較大时，在 $\ln z$，$\ln u$ 对数座标系統中风速廓綫都表現为一直綫，但当风速小时，則表現为不規則的曲綫．如果从不同时間的风速廓綫来看，在谷底的日平均风速、昼間风速以及 19 时的风速廓綫在 $\ln z$，u 半对数座标系統中都是一直綫，而山頂則只有平均风速廓綫为一直綫，在其他时間的风速廓綫均为曲綫．因此，在河谷地区，近地面层中风速随高度分布的廓綫，在平均情况下一般都可以表示为

$$\ln z = a_1 + b_1 u, \tag{6}$$

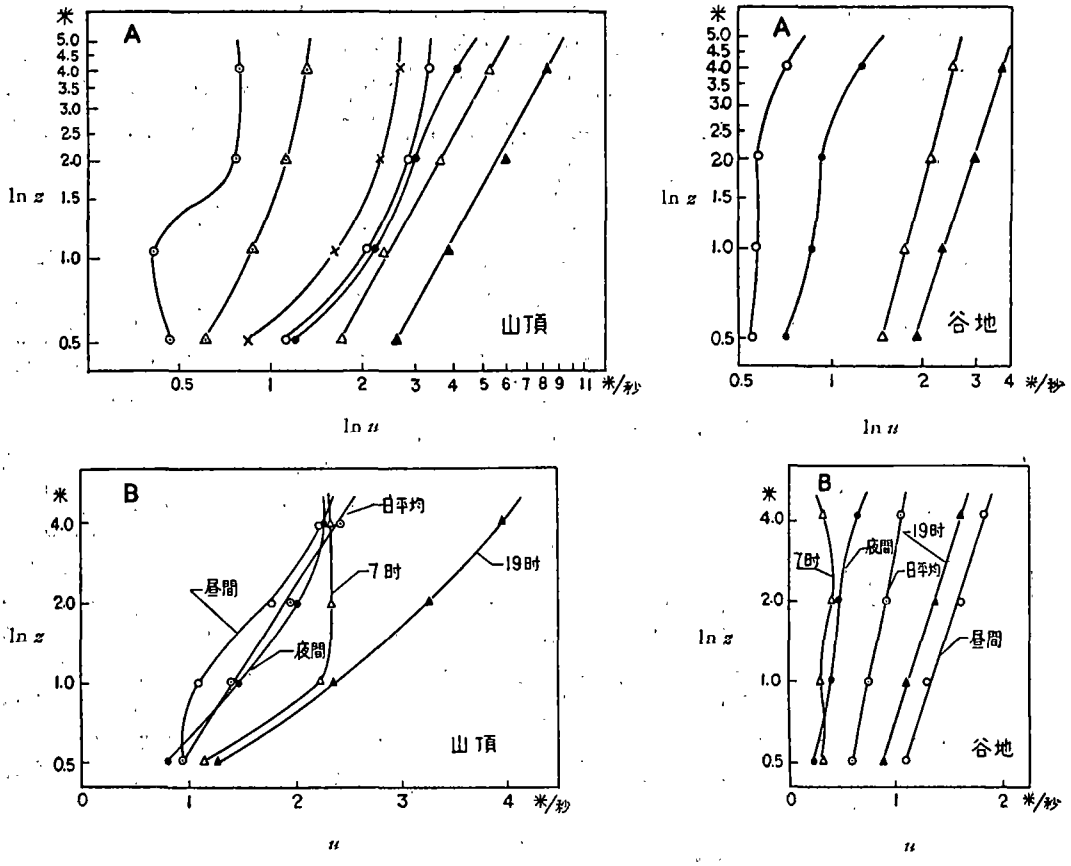


图 8　河谷地区近地面层中风速的鉛直分布（云南某山地，1960 年 4 月）
A——按风速大小分类，　B——按时間分类

当风速比較大时則表示为

$$\ln z = a_2 + b_2 \ln u. \tag{7}$$

其中 a_1，b_1 及 a_2，b_2 均为决定于地形特点、下垫面的粗糙度及大气层結等因素的参数．

如果已知任意两个高度 z_1 和 z_2 处的风速 u_1 和 u_2，則(6)，(7)两式就可分别化为：在平均情况下

$$\frac{u - u_1}{u_2 - u_1} = \frac{\ln z - \ln z_1}{\ln z_2 - \ln z_1}, \tag{6a}$$

当风速比較大时

$$u = u_1\left(\frac{z}{z_1}\right)^n, \tag{7a}$$

其中指数 n 可以由下式决定之：

$$n = \ln \frac{u_2}{u_1} \Big/ \ln \frac{z_2}{z_1}.$$

对于所述地区来說，在我們观测期間內，在山頂 $n = 0.53$，在谷底 $n = 0.30$.

由公式(6a)和(7a)可以看出：在平均情况下，河谷地区近地面层中的风速是随着离地高度的对数而增大的，当风速比較大时，則随着离地高度的指数而增大.

表 1 是根据 0.2 米高度的观测风速利用公式(6a) 和 (7a)所計算的几个地区在不同地形情况下近地面大气层中各高度的风速与实际观测值的比較. 从所得結果看来，除涪陵 2 米高度的計算值与观测值相差 0.4 米/秒外，一般計算誤差都不超过 0.1 米/秒，这个誤差是在手提风速表观测本身誤差范围之內.

表 1 风速計算值与观测值的比較

地点	地形	日期	时間	风速 (米/秒) 0.5米 計算值	0.5米 观测值	1米 計算值	1米 观测值	2米 計算值	2米 观测值	4米 計算值	4米 观测值	观测次数	2米高度处的风速范围(米/秒)	計算公式
云南某地	山頂	1960年5月5日	13,15,17时	1.9	2.0	2.9	2.8	4.3	4.5	6.3	6.3	3	4—6	(7a)
		1960年4月29—5月3日	全昼夜	0.9	0.9	1.5	1.4	1.9	2.0	2.4	2.4	62		(6a)
	谷地	1960年4月28,29日及5月3日	13时和15时	2.0	2.0	2.5	2.4	3.0	3.0	3.7	3.8	4	2.5—3.0	(7a)
		1960年4月28—5月5日	全昼夜	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	0.9	1.0	1.0	108		(6a)
巴东	坡地	1959年7月2—4日	全昼夜	1.1	1.0	1.6	1.6	2.2	2.1	—	—	16		(6a)
涪陵	坡地	1959年7月7—5日	全昼夜	1.1	1.3	1.6	1.5	2.2	1.8	—	—	36		(6a)

5. 近地面层中风速的日变化

在河谷內风速的日变化是由下列两个因素所决定：一是由于乱流交換強度的日变化所造成的与平地相似的风速日变化. 另外，就是由于局地环流（山谷风）的日变化所引起的总日风速的日变化. 前者是使夜間风減弱，而昼間风速增大，且最大強度出現于乱流发展最強的午后时間. 后者在一般环流微弱时是使白天和夜間风速都加強，而使在山风和谷风发生轉变时間的早晨和傍晚的风速都減弱. 但是，当一般环流較強时，則白天在一般环流的向风坡，因为谷风的方向与一般环流的方向一致，有使总的风速加強的作用. 在一般环流的背风坡，由于谷风的方向与一般环流的方向相反，有使总的风速減弱的作用. 而

夜間則正好与白天相反，在一般环流的向风坡，由于山风的方向与一般环流的方向相反，局地环流具有削弱总的风速的作用，在一般环流的背风坡，因为山风的方向与一般环流的方向一致，局地环流具有加強总的风速的作用．因此在一般环流比較微弱而局地环流发展較強的少云的天气情况下，河谷內的风速日变化至少有两个最高值和两个最低值，前者分别发生于午后和清晨或夜間；后者分别出現于早晨日出以后和傍晚时間．但是在一般环流不大微弱的少云的天气情况下，則河谷內的风速日变化就更复杂．在一般环流的向风坡是白天风速增強，夜間风速減弱，具有与平地相似的单峯型的变化．在一般环流的背风坡則或者是具有与向风坡相同趋势的日变化（当乱流交換的影响超过山谷环流的影响时），或者是白天风速減弱，夜間风速加強（当山谷环流的影响超过乱流交換的影响时），也可以或者是昼夜风速变化不大（如果山谷环流的影响与乱流交換的影响彼此互相抵消的話）．

图 9 是万县河谷中 1959 年 7 月 1—15 日 2 米高度处平均风速的日变化．从这个图上可以看出，不論是山頂、坡地、或谷底，在早晨和傍晚都出現着风速的最低值，在午后都出現了一个风速的最高值，而日沒以后到日出以前又有一个或两个风速的次高值（在山頂，夜間风速的最高值甚至超过午后的最高值），这表明在观测期間內山谷环流很占优势，并且在这种情况下，夜間风速的強度可能有一次或多次的起伏变化，在本例子中是在 22—23 时左右有一次风速的加強，这次风速变化也同样在其他地区的河谷中观测到，这是由于日沒以后地面迅速冷却引起一次冷空气急剧沿坡下沉所造成．

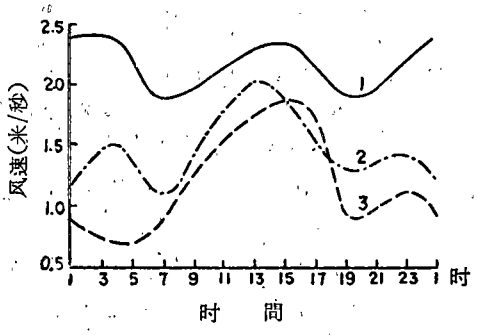


图 9　河谷內风速的日变化
（万县，1959 年 7 月 1—15 日）
1——山頂，　2——坡地，　3——谷底

三、小　結

根据以上分析，我們可以得到下面几点主要結果：

1. 在河谷內相对风速的大小决定于风向与河谷的交角 β 以及河谷寬度 L 与两岸山高 H 的比值，当 β 小于 15—35° 时，河谷內的风速将比平地加強，而且 β 和比值 $\frac{L}{H}$ 愈小，风速加強愈厉害．反之，当 β 大于 15—35° 时，河谷內的风速将比平地減弱，而且 β 愈大以及 $\frac{L}{H}$ 愈小，风速減弱愈甚．

2. 在相同地形条件下，风速随着地方海拔高度的对数而增大．

3. 在河谷地区近地面层中的风速廓綫在平均情况下遵守对数律，在风速比較大时則适合于指数律．

4. 在河谷地区近地面层中风速的日变化是双峯型或多峯型的，一般在早晨和傍晚风速最小，在午后和夜間风速都相对地最大．

THE WIND SPEED IN VALLEY

FUH BAW-PUH
(Department of Meteorology, Nanking University)

ABSTRACT

Based on the fact observed in various country, we have analysed the wind speed in valley. The main results are as follows:

1) The relative speed of wind in valley is dependent on the angle β between the wind direction and the valley as well as the ratio of the width L of valley to the height H of mountain on both sides of the valley. The wind speed in valley is greater than that in open country when the angle β is smaller than 15°—35°, but less than that when β is larger than 15°—35°. In the former condition, the smaller the angle β and the ratio $\frac{L}{H}$, the more the wind speed in valley is strenthened, while in the last condition, the larger the β and the smaller the $\frac{L}{H}$, the more this wind is diminished.

2) The variation of wind speed with local elevation can be expressed by equation (5).

3) The increase of wind velocity with height above the ground can be expressed by equation (6a) except when the wind is strong, in which case equation (7a) should be applied instead.

4) In valley the diurnal course of wind speed near the ground is of double or even multiple maxima. Generally, it's minimum is found in morning and evening, but maximum in afternoon and night.