

# 青藏高原暖季贴地层大气的 层结稳定度分析

马 玉 堂\*

(中国科学院地理研究所)

## 提 要

本文根据1979年5—8月高原大气科学实验的梯度资料,对高原贴地层的理查逊数 $R_i$ 进行了比较系统的分析,得到的结果对青藏高原大气贴地层的某些物理特点有了进一步的认识。

虽然人们对青藏高原气象学的研究作了不少工作<sup>[1,2]</sup>,但由于观测的实际困难和资料的缺乏,对于大气贴地层的研究较少。贴地层是人类活动的主要环境,也是地表与高层大气间相互联系的纽带,高原对环境大气和高层大气的各种动力、热力作用主要是通过贴地层的物理过程——湍流运动传递的。湍流运动是受热力因素与动力因素相对作用即层结稳定度所制约的,而表征稳定度的定量鉴别值最方便的是理查逊数 $R_i$ ,因而,高原贴地层 $R_i$ 数的分析研究不但对高原贴地层物理学是重要的,而且也具有高原天气气候学的意义。

## 一、高原贴地层 $R_i$ 数的基本特点

为了探讨高原贴地层 $R_i$ 数的基本特点,分析采用高原测站与平原测站对比的方法,所用6个测站的地理位置及高度列入表1。

$R_i$ 数的表达式如下:

$$R_i = \frac{g}{T} \cdot \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (1)$$

式中 $g$ 为重力加速度; $T$ 为空气的绝对温度; $\theta$ 为位温; $u$ 为风速; $z$ 为高度。由于位温梯度及风速梯度可以由对数内插公式比较精确地确定<sup>[3,4]</sup>,即:

本文1982年9月6日收到,1983年5月3日收到修改稿。

\* 现在山东省潍坊地区气象局工作。

本文得到谢贤群同志的帮助,特此致谢。

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_2 - \theta_1}{Z \ln \frac{Z_2}{Z_1}}; \quad \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{u_2 - u_1}{Z \ln \frac{Z_2}{Z_1}} \quad (2)$$

其中  $Z = \sqrt{Z_1 Z_2}$ ,  $\theta_2$ ,  $\theta_1$ ,  $u_2$ ,  $u_1$  分别是相应于高度  $Z_2$  和  $Z_1$  的位温及风速。位温是为了对不同高度上的温度而干绝热订正到某个标准压力下的温度值, 标准压力的任意取值都能达到这一目的, 所以它是一个相对的概念, 在天气学中标准压力常取为 1000 毫巴。我们这里考虑到所讨论的湍流运动是在贴地层中进行的, 所以标准压力取为本站地面气压是适宜的 and 方便的, 因为在离地面不大的高度范围内, 气温与以地面为“位”的位温可以允许看作是相等的。这样, 我们便可以应用实测的温度梯度代表位温梯度, 结合风速梯度的观测资料便可以具体确定  $R_i$  数的数值

$$R_i = - \frac{g z}{T} \frac{\Delta \theta}{(\Delta u)^2} \ln \frac{Z_2}{Z_1} \quad (3)$$

这里  $\Delta \theta = \theta_2 - \theta_1$ ,  $\Delta u = u_2 - u_1$ 。

利用 (3) 式对表 1 所列各站 1979 年 5—8 月各日各观测时刻的  $R_i$  数全部作了计算。考

表 1 各测站的地理位置及高度

Tab.1 The geographical locations and altitudes of the stations

测 站		纬 度 (N)	经 度 (E)	拔海高度 (米)	平均气压 (毫巴)
高原测站	格 尔 木	36°25′	94°54′	2808	720
	拉 萨	29°40′	91°03′	3633	650
	狮 泉 河	32°30′	80°05′	4278	600
	那 曲	31°29′	92°03′	4507	590
	双 湖	32°38′	89°00′	4920	560
平原测站	南 京	32°12′	118°48′	(0)	1000

考虑到资料情况和分析的方便, 这里  $\Delta \theta$ 、 $\Delta u$  都是取 2 米与 0.5 米间的值, 这时  $Z = \sqrt{Z_1 Z_2} = 1$  米, 所以本文所计算的是相应于 1 米高度的理查逊数  $R_i$ , 本文的分析也是对 1 米高度  $R_i$  数的分析。

图 1 给出了各站各月  $R_i$  数的平均日变过程, 其中 5 月代表干季, 7 月代表湿季, 6 月和 8 月代表二者过渡时期。由图 1 可以看到高原贴地层  $R_i$  数与平原地区相比都有显著的差异。在白天, 高原的  $R_i$  数远远小于平原地区, 而在夜间, 则明显大于平原地区。就其绝对值来说, 高原的  $|R_i|$  总是大于平原地区的。(早、晚中性层结时刻除外)。中午前后这种对比尤为显著, 以 10 点为例, 高原地区的  $|R_i|$  大约是平原地区的 5—11 倍。夜间以零点为例也有与白天基本相同的差异。这一结果表明, 在高原贴地层的湍流运动中, 热力因素的相对作用比平原地区要大得多, 或者换言之, 高原贴地层湍流运动中, 动力因素的相对作用比平原地区要小得多。

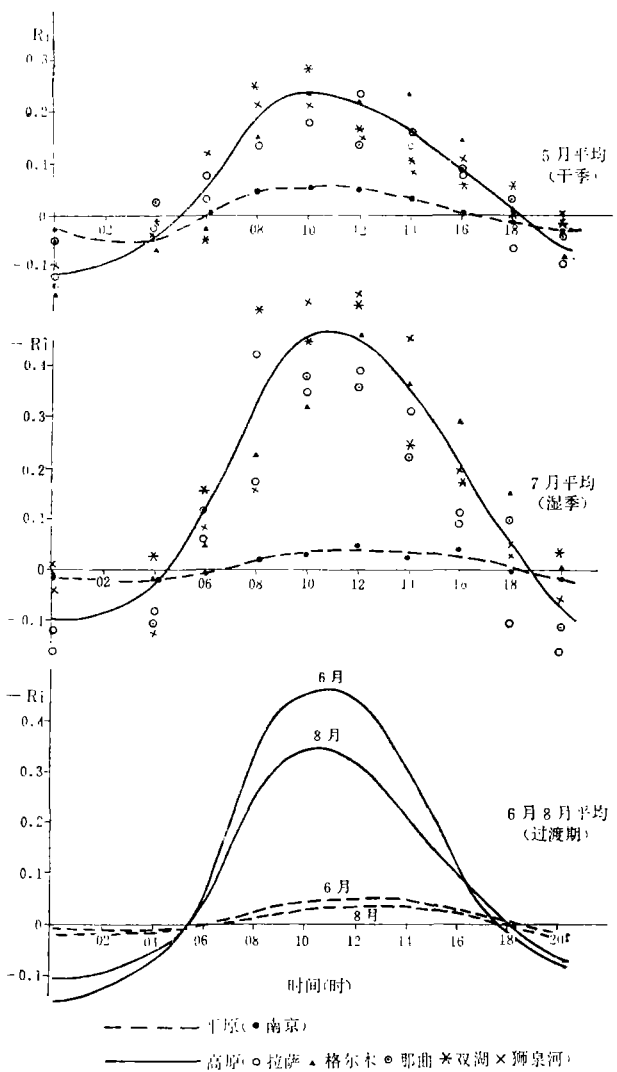


图 1 高原与平原 1 米高度  $R_i$  数的比较

Fig 1 The comparison of  $R_i$  number at 1 meter in altitude on the plateau and in the plain.

为了检验其代表性，我们还对比了东北地区平原测站的一些观测结果<sup>[5]</sup>，发现  $R_i$  数的表现特点与南京完全一致，从而认为南京测站对于平原地区具有广泛代表性，进而肯定了高原大气贴地层的上述特点。

根据  $R_i$  表达式分析了组成它的两个因子  $\Delta\theta$ 、 $\Delta u$  在高原与平原之间的差别，结果发现， $\Delta\theta$  在高原上一般比平原稍大些，但二者之间没有显著的差别。（见图 2），而  $\Delta u$  却有很大的不同，（见图 3）。由图 3 可见，不论干季湿季，也不论白天、夜间，5—8 月各观测时刻都毫无例外地表明，高原地区的  $\Delta u$  值都远远小于平原地区的  $\Delta u$  平均而言，它大约只是平

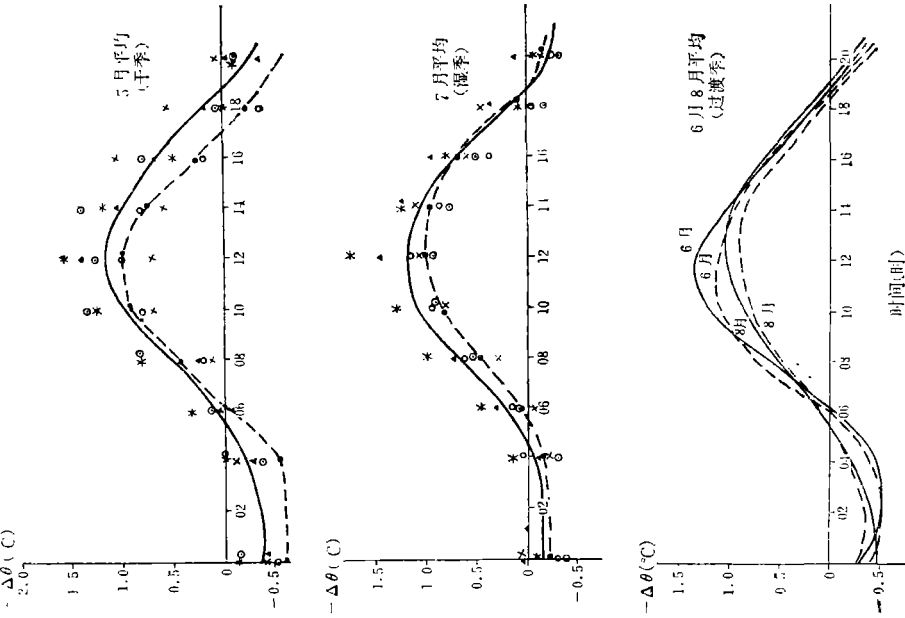


图 2 高原与平原  $\Delta\theta = \theta_s - \theta_{0.5}$  的比较  
—— 高原 (● 拉萨, ▲ 格尔木, \* 那曲, × 双湖, × 鄂果河)  
- - - 平原 (● 南京)

图 2 高原与平原  $\Delta\theta = \theta_s - \theta_{0.5}$  的比较  
Fig. 2 The comparison of  $\Delta\theta = \theta_s - \theta_{0.5}$  on the plateau and in the plain

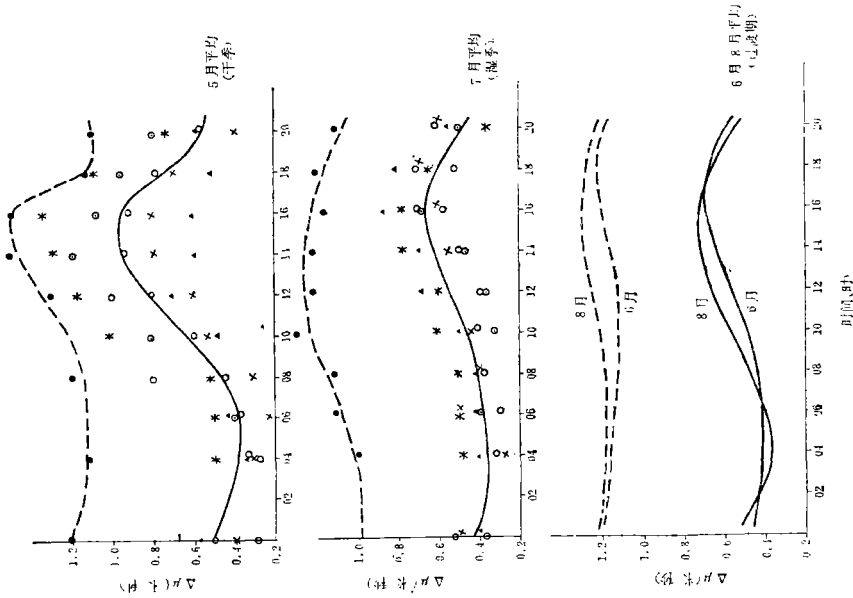


图 3 高原与平原  $\Delta u = u_2 - u_{0.5}$  的比较  
—— 高原 (● 拉萨, ▲ 格尔木, \* 那曲, × 双湖, × 鄂果河)  
- - - 平原 (● 南京)

图 3 高原与平原  $\Delta u = u_2 - u_{0.5}$  的比较  
Fig. 3 The comparison of  $\Delta u = u_2 - u_{0.5}$  on the Plateau and in the Plain

原地区的 $1/3 \sim 1/2$ 。由于 $\Delta u$ 在 $R_i$ 数中的影响是二次方的,所以便最终造成了高原贴地层理查逊数 $R_i$ 与平原地区的巨大差异。由此可见,高原贴地层湍流运动中热力因素相对作用的增强主要并不是热力因素本身( $\Delta\theta$ )的增强引起的,而是由于高原动力因素( $\Delta u$ )的显著减弱所间接造成的。

高原地区各站 $\Delta u$ 普遍小于平原地区这一事实使我们认识到,高原地区存在着某种削弱动力作用的共同性因素。从发生学的观点分析,这种因素最基本的应该是高原较小的空气密度。因为贴地层中风速的垂直切变( $\Delta u$ )是流体粘滞性的一种表现,而粘滞性(内摩擦)是与空气密度密切相关的。高原较小的空气密度使其具有较小的粘性,从而便造成了高原贴地层 $\Delta u$ 普遍小于平原的现象。

至此,我们便得到了高原大气贴地层物理学特点的一个比较完整的概念,即高原较小的空气密度造成了贴地层较小的粘滞性(内摩擦),小的粘滞性导致了风速垂直切变( $\Delta u$ )的减小,从而便显著地增大了 $R_i$ 数的绝对值,使其表现出极端化的特点,因而高原大气贴地层中,热力因素对湍流规律的作用,相对要大大增强,而动力因素的作用,相对显著减弱。

## 二、 $R_i$ 数变化的某些规律性

图1表达了高原地区贴地层 $R_i$ 数的基本特征,突出地反映了拔海高度对贴地层物理特点的影响。仔细分析图1还可以看到,在高原地区范围内, $R_i$ 数随高度变化的这种规律性却被扰乱了,各测站的 $R_i$ 数并不是按高度有次序地排列的,而是呈现杂乱分布的状况。这说明,除了高度因子外,影响 $R_i$ 数的还有其他因子,在高度差异不大的范围内,这些因子的影响可能比高度的影响还要大些。

对于这些可能因子的分析,我们还是从 $R_i$ 数的表达式来讨论。同样由图2和图3知道,即使在高原地区范围内,各站的 $\Delta\theta$ 差异也是比较小的,而 $\Delta u$ 的差异相对要大得多,因而分析影响 $R_i$ 的其他因子时,主要还是从影响 $\Delta u$ 的因素来考虑。

同样从发生学的观点出发,在高度(密度)相同的情况下,空气的运动学特征即流速的快慢和下垫面阻滞能力的大小都会影响风速的垂直切变,也就是风速的大小和下垫面的粗糙度的大小都是能够对 $\Delta u$ 产生影响的因子。图4以12点为例,给出了各站5—8月间 $R_i$ 数随风速变化的关系。很清楚, $R_i$ 数的绝对值是随风速的增大而减小的,但这种减小不是线性的。当风速较小时变化速度很快,当风速较大时,则变化缓慢。图中为了图面的清晰,只给出了南京(平原站)和双湖(高原最高站)两站的资料散布点,其余各站散布点的分布状况与该两站具有同样的特征,所以只给出了趋势曲线。

由图4还可以看到,在高原地区范围内,拔海高度和下垫面粗糙度的影响是交织在一起的。为了显示他们对 $R_i$ 数影响的各自的贡献,我们在风速一定的情况下(2米高度风速 $u_2 = 3$ 米/秒),在高度——粗糙度坐标内作了 $R_i$ 数的点聚分析,得到了这两个要素对 $R_i$ 数影响的规律性(见图5)。其中各站的粗糙度由中性层结下的风速梯度资料图解求得,列入表2。

由图5可知,当风速一定时,在粗糙度较大的下垫面上( $Z_0 > 0.5$ 厘米), $R_i$ 数与粗糙

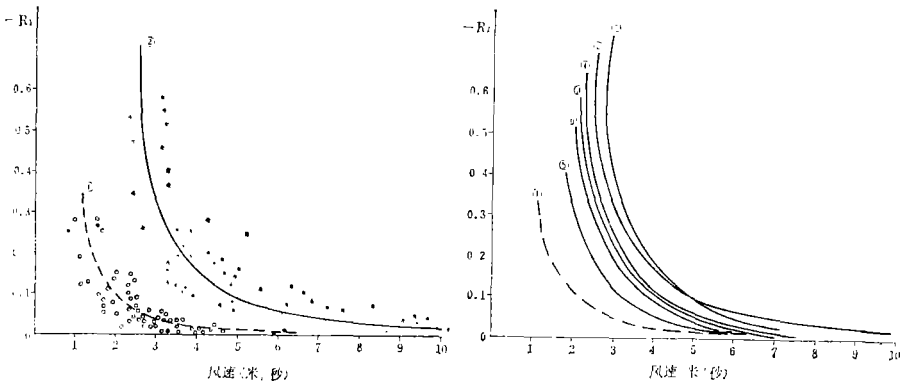


图 4 1 米高度 $R_i$ 数与风速的关系 (12 点)

Fig.4 The relationship between  $R_i$  number and wind speed at 1 meter in altitude at noon (12 o'clock)

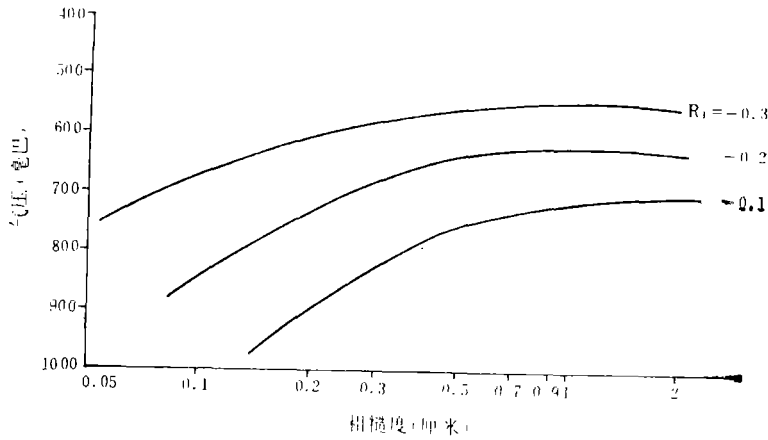


图 5 1 米高度 $R_i$ 数与海拔高度 (气压) 及下垫面粗糙度的关系 ( $u_2 = 3$  米/秒)

Fig.5 The relationship between  $R_i$  number at 1 meter in altitude and the degree of roughness of the underlying surface ( $u_2 = 3$  m/s)

表 2 各测站的下垫面粗糙度 $Z_0$ 值

Tab. 2 The roughness parameters  $Z_0$  of the underlying surface of the stations

测 站	南 京	双 湖	拉 萨	那 曲	狮 泉 河	格 尔 木	
						裸 地	戈 壁
$Z_0$ (cm)	3.5	0.15	2.0	1.5	0.3	0.2	0.05

度的关系较小。它主要取决于高度（密度）的影响，而在粗糙度较小的下垫面上（ $Z_0 < 0.5$  厘米）， $R_i$  受粗糙度的影响较大，其影响可与高度的影响达同等重要的程度。这样，图 4 和图 5 便表明了贴地层中  $R_i$  数随高度、下垫面粗糙度及风速等变化的综合规律性。可见，青藏高原贴地层  $R_i$  数极端化的特点在粗糙度较小的下垫面上和风速较小的天气条件下会表现得更加突出。

综上所述，青藏高原湍流运动中热力因素的相对作用比平原地区要大得多，特别是当风速较小时，那些下垫面粗糙度较小的地区更是如此。

### 三、 $R_i$ 数对比结果在应用上的意义

由于理查逊数反映了湍流运动中热力因素与动力因素的对比关系，所以它制约着层结大气中湍流运动的规律性。贴地层中湍流运动的规律是其他应用研究的基础，因而高原上  $R_i$  数的特点必定具有应用上的意义。

在高原地表热量平衡研究中，湍流热通量的计算是一个突出的问题，因为计算热通量的一些方法都是在平原地区应用的。其中以热量湍流系数  $K_T$  和动量湍流系数  $K$  相等为前提的规范扩散法应用比较普遍，但它在高原地区能否使用尚不得而知，下面根据高原  $R_i$  数的特点来讨论这个问题。

这里的关键问题是  $K_T$  与  $K$  是否相等。相似理论的基本公式有：

$$\varphi_m \left( \frac{Z}{L} \right) = \frac{Kz}{V_*} \frac{\partial u}{\partial z} \quad (4)$$

$$\varphi_h \left( \frac{Z}{L} \right) = \frac{Kz}{T_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (5)$$

式中  $Z$  为高度， $L$  为 Монин—Обухов 长度， $V_*$  为动力速度， $T_*$  为特征温度， $K$  为卡门常数， $\varphi_m$ ， $\varphi_h$  为相应于动量和热量的两个确定的函数。

在湍流半经验理论中， $V_*$  及  $T_*$  可以写成

$$V_*^2 = K \frac{\partial u}{\partial z}, \quad T_* = - \frac{P}{C_p \rho} / V_* = K_T \frac{\partial \theta}{\partial z} / V_* \quad (6)$$

所以据 (4)、(5)、(6)  $K_T$  与  $K$  的比值  $\alpha_T = K_T / K$  便有

$$\alpha_T = \varphi_m / \varphi_h \quad (7)$$

可见  $\alpha_T$  也是无因次高度  $Z/L$  的某个确定的函数。据  $Z/L$  和  $R_i$  表达式， $Z/L$  与  $R_i$  数具有以下相应关系

$$R_i = \frac{Z}{L} \varphi_h / \varphi_m^2 \quad (8)$$

所以  $\alpha_T$  也是  $R_i$  的确定的函数。Леготина—Орленко 曾根据自己和 Busch 的某些实验结果，给出了  $\alpha_T$  依  $R_i$  数的经验关系〔4〕。为了对  $\alpha_T (R_i)$  进行广泛的研究，我们还根据一些作者的  $\varphi_m$ 、 $\varphi_h$  实验结果，通过 (7)、(8) 式建立了  $\alpha_T (R_i)$  的具体形式。

据许多作者的实验研究， $\varphi_m$ 、 $\varphi_h$ 有如下形式<sup>[6]</sup>

$$\varphi_m = \begin{cases} 1 + \beta_m Z/L & (Z/L \geq 0) \\ (1 - \gamma_m Z/L)^{-1/4} & (Z/L \leq 0) \end{cases} \quad (9)$$

$$\varphi_h = \begin{cases} 1 + \beta_h Z/L & (Z/L \geq 0) \\ (1 - \gamma_h Z/L)^{-1/2} & (Z/L \leq 0) \end{cases} \quad (10)$$

式中的参数由实验决定，不同作者所得结果见表 3<sup>[6]</sup>

表 3 不同作者得到的 $\beta_m$ 、 $\gamma_m$ 、 $\beta_h$ 、 $\gamma_h$ 值  
Tab.3 The values of  $\beta_m$ ,  $\gamma_m$ ,  $\beta_h$ ,  $\gamma_h$  gained by different Authors

作 者	$\gamma_m$	$\beta_m$	$\gamma_h$	$\beta_h$	$\varphi_h(0)$	K
Businger etal (1971)	15	4.7	9	6.4	0.74	0.35
Paulson (1970) Badgley (1972)	16	7	16	7	1	0.40
Webb (1970)	18	5.2	9	5.2	1	0.41
Dyer and Hicks (1970)	16	—	16	—	1	0.40

据 (9)、(10) 和表 3，给出一个  $Z/L$ ，通过 (7)、(8) 便可以得到一组相应的  $\alpha_T$  和  $R_i$ ，这样在不同  $Z/L$  下便得到多组  $\alpha_T$  与  $R_i$ ，从而建立与各作者相应的  $\alpha_T$  与  $R_i$  的经验关系  $\alpha_T(R_i)$ ，与文献 [4] 给出的结果一起作平均，便得到  $\alpha_T$  随  $R_i$  数而变化的平均规律 (见图 6)。图 6 的结果与贴地层物理学的某些研究结果相一致<sup>[3]</sup>。这样，我们便可以根据图 6，应用具体实测资料算得的平原与高原的  $R_i$  数值来研究高原与平原  $\alpha_T$  的基本特征了。

图 6 和图 1 结合起来分析，便得到高原与平原地区 5—8 月各月  $\alpha_T$  的平均状况 (见图 7)，由图 7 可以明显地看到，在平原地区，不论干季、湿季、白天、夜间， $\alpha_T$  都非常接近于 1，即热量湍流系数与动量湍流系数基本上可以看作是相等的。但在高原地区却完全不是这样，无论稳定层结还是不稳定层结， $K_T$  与  $K$  值都有较大差别，白天平均而言， $K_T$  大约是  $K$  的 1.5 倍，而中午前后可达 2 倍左右。夜间  $K_T$  和  $K$  之间的差别也远比平原地区大。

由此可见，以热量湍流系数  $K_T$  和动量湍流系数  $K$  相等为条件的规范扩散法，对平原地区湍流热通量的计算误差较小，但对于高原热通量的计算误差却相当大。由图 7 可知，这种误差中午前后可达 50—100%，因而，计算地表湍流热通量通常使用的规范扩散法在高原地区

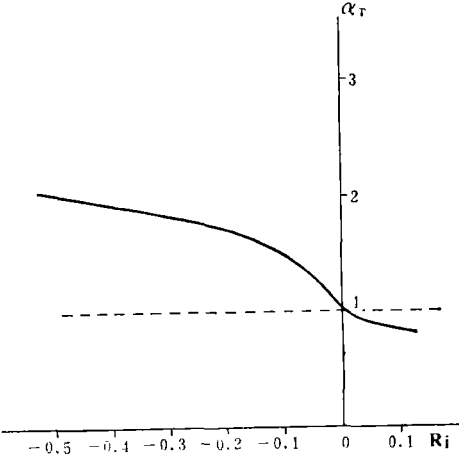


图 6  $\alpha_T$  随  $R_i$  变化的平均规律  
Fig.6 The relationship between  $\alpha_T$  and  $R_i$



已不适用。这是高原地表热量平衡研究中一个必须要注意的问题。

#### 四、结 论

1. 青藏高原暖季贴地层  $R_i$  数与平原地区相比有明显差异。白天  $R_i$  数比平原地区小得多, 而夜间则比平原地区大得多。高原与平原  $R_i$  数之比可达 5—10 倍。

2. 高原贴地层  $R_i$  数的上述特点, 表明高原贴地层湍流运动中, 热力因素的相对作用比平原地区要大得多。但热力作用相对增大的主要原因并不是热力因素本身的增加引起的, 而是动力因素的显著减小所间接造成的。

3. 相同时刻下,  $R_i$  数的差异是受海拔高度、下垫面粗糙度和风速综合影响的。高原贴地层  $R_i$  数的特点, 在高原地区那些下垫面粗糙度较小的地方和风速较小的条件下会表现得更加突出。

4. 平原地区计算湍流热通量通常所使用的规范扩散法, 在高原地区已不适用。这是高原地表热量平衡研究中一个值得注意的问题。

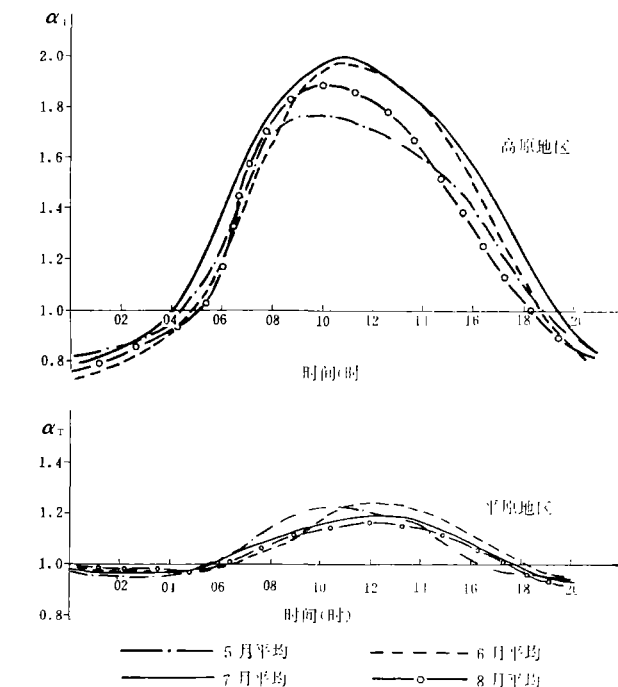


图 7 高原地区与平原地区 1 米高度上  $\alpha_T = K_T / K$  的比较  
Fig. 7 The comparison of  $\alpha_T = K_T / K$  at 1 meter in altitude on the Plateau and in the Plain

#### 参 考 文 献

- (1) 杨鉴初等: 西藏高原气象学, 科学出版社, 1960年。
- (2) 叶笃正、高由禧: 青藏高原气象学, 科学出版社, 1979年。
- (3) Лайхман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы, Гидрометеиздат, Л., 1970.
- (4) Леготина С.И., Орленко Л.Р., О расчете турбулентных потоков тепла и влаги по данным градиентных измерений, Труды ГГО, вып.402, 1978.
- (5) 马玉堂等: 垦荒的若干小气候效应, 气象学报, 40 (3), 1982年。
- (6) Busch N.E., On the mechanics of atmospheric turbulence—In Workshop on Micrometeorology, 1973.

# ANALYSIS OF ATMOSPHERIC STRATIFICATION STABILITY OF THE BOUNDARY LAYER IN WARMER SEASON ON THE QINGHAI-XIZANG PLATEAU

Ma Yutang

(Institute of Geography, Academia Sinica)

## Abstract

Based on the data obtained from the observation of the wind speed gradient and temperature gradient during the period of the plateau's meteorological experiment from May to August in 1979, and by using Richardson number  $R_i$ , the atmospheric stratification stability condition of the plateau's boundary layer has been analysed in this paper. It shows, the  $R_i$  number of the plateau is smaller than that of the plain on daytime but at night the former is larger and their difference is very obvious. The value of  $R_i$  number between the plateau and the plain. May reach 5-10 times, so the relative effect of the thermal factor on the rule of turbulent motion of the plateau's boundary layer is larger than that of the plain's. The paper also shows, the relative increase of thermal action is resulted from the decrease of dynamical factor (the wind gradient) and it isn't resulted from the increase of the temperature gradient.

Based on some data of references, the mean relation between  $R_i$  number and  $\alpha_T$  ( $\alpha_T = \frac{K_T}{K}$ , there  $K_T$  and  $K$  are thermal turbulent exchange coefficient and momentum turbulent coefficient respectively) has been got too. It approaches to 1. in the plain. but on the plateau it doesn't. This fact shows, the Model of  $K_T \approx K$  calculating the surface sensible heat flux which is often used in plain can't be used on the plateau. This is an important problem in the study of the plateau surface heat balance.