

舒守娟,喻自凤,王元等. 西藏地区复杂地形下的降水空间分布估算模型. 地球物理学报, 2005, 48(3):535~542
Shu S J, Yu Z F, Wang Y, et al. A statistic model for the spatial distribution of precipitation estimation over the Tibetan complex terrain. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 2005, 48(3):535~542

西藏地区复杂地形下的降水空间分布估算模型

舒守娟¹,喻自凤¹,王元^{1*},白玛²

1 南京大学大气科学系中尺度灾害性天气教育部重点实验室,南京 210093
2 西藏大学地理系,拉萨 850000

摘 要 本文提供了一个描述西藏地区年、季降水量空间分布的估算模型. 利用卫星遥测数字化地形高程资料和西藏地区仅有的 27 个常规气象站的多年平均降水整编资料,根据地形坡向站点分为三类. 再采用多元逐步回归方法,建立西藏地区的年、季降水量和经度、纬度、海拔高度、坡度、坡向、遮蔽度等 6 个地理、地形因子之间的关系模型,估算西藏地区降水量的空间分布. 结果表明,此方法建立的关于西藏地区降水量与诸因子之间方程的相关性显著,平均绝对误差、相对误差分别为 0.93mm 和 1.16%,对估算模型进行 F 检验,均通过置信度为 0.95 的相关检验,回归效果较显著. 分析表明估算降水能够定量、定性地再现西藏地区的实际降水分布.

关键词 西藏地区, 降水分布, 地形因子, 地理因子, 估算模型

文章编号 0001-5733(2005)03-0535-08 中图分类号 P426 收稿日期 2004-08-16, 2005-01-09 收修定稿

A statistic model for the spatial distribution of precipitation estimation over the Tibetan complex terrain

SHU Shou-Juan¹, YU Zi-Feng¹, WANG Yuan^{1*}, BAI Ma²

1 Key Laboratory of Mesoscale Severe Weather of Ministry of Education, Department of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China
2 Department of Geographic Science, Tibet University, Lhasa 850000, China

Abstract We propose a statistic model for spatial distribution of precipitation estimation in Tibet by using both digit elevation data retrieved from satellite and precipitation data reorganized from all the twenty-seven synoptic stations in Tibet. The stations are divided into three kinds according to their terrain sloping directions. The data of precipitation of each kind is analyzed using the multinomial regression of the ordinary least-square method to establish the regression equation between precipitation and its impact factors such as longitude, latitude, height, slope, sloping direction, and close limit. The results show that the correlation between precipitation and impact factors are very significant. The mean absolute error is 0.93 mm, and the mean relative error is 1.16%. The estimated precipitation correctly replicates real distribution of precipitation qualitatively and quantitatively.

Key words Tibet, Precipitation distribution, Orographic factor, Geographic factor, Estimation model

基金项目 国家自然科学基金项目(40333031)、国家重点基础研究发展规划项目(973:2004CB418301)、教育部西部访问学者计划和博士点基金(20030284019)资助.

作者简介 舒守娟,女,1980年生,南京大学大气科学系博士研究生,主要从事中尺度动力学方面的研究.

* **通信作者** 王元,男,南京大学教授、博士生导师. E-mail: yuanasm@netra.nju.edu.cn

1 引言

青藏高原号称“世界屋脊”，以面积大、海拔高、地形复杂而著称。而西藏地区位于青藏高原的南部，地处 $26.30^{\circ}\text{N} \sim 36.20^{\circ}\text{N}$, $78.15^{\circ}\text{E} \sim 99.04^{\circ}\text{E}$ 范围，占地 120 多万平方公里，是青藏高原的主体。特殊的地理位置和地形形成了西藏地区复杂而多变的降水气候。然而，由于其地形复杂和气候恶劣，至今气象常规观测站点分布仍很稀疏，因此，有必要发展一种利用现有的观测数据估算降水分布的方法。

传统上，估算气象要素的空间分布及变化有两种基本方法^[1]：用内插法来插值现有的观测数据形成等值线的空间分布，但当观测资料稀疏时，这种方法的准确度很难保证，其根本原因在于内插法不能充分考虑气象要素空间分布与诸多地理环境要素之间的复杂函数关系，使其插值能力差；用回归分析法来建立气象要素与空间变量如地理位置、地形高度等的关系方程，这种方法在定量反映真实地形

各要素的空间分布上很有优势。由于降水的空间分布取决于如地理、地形因素（常定因素，time-independent elements），以及气团远离水汽源的距离^[2]，后者主要由非常定气象条件决定（time-dependent meteorological conditions）。由于地理、地形条件在气候学意义上对降水分布的影响可看作是相对常定的，因此，本文使用基于静态最小二乘法的多元逐步回归分析方法分析研究地理、地形条件对西藏地区降水量分布的影响。

多年以来，从地理、地形因子角度来研究其对降水量的分布影响一直为学术界和应用部门所热衷探讨。Ollinger et al.^[1]研究了北美地区气温、降水等要素的估算问题，Naoum et al.^[2]给出了地形性降水的多元回归模型，Kravchenko et al.^[3]也用地理要素统计方法探讨了年平均降水的推算。国内学者也有许多类似的研究^[4-8]，但就西藏地区复杂地形条件下的降水量分布的研究甚少，因此，本研究选择西藏地区有站点分布的 $27^{\circ}\text{N} \sim 33^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 98^{\circ}\text{E}$ (如图 1) 区域内的 6 个地理、地形因子来建立该区年、季降水量

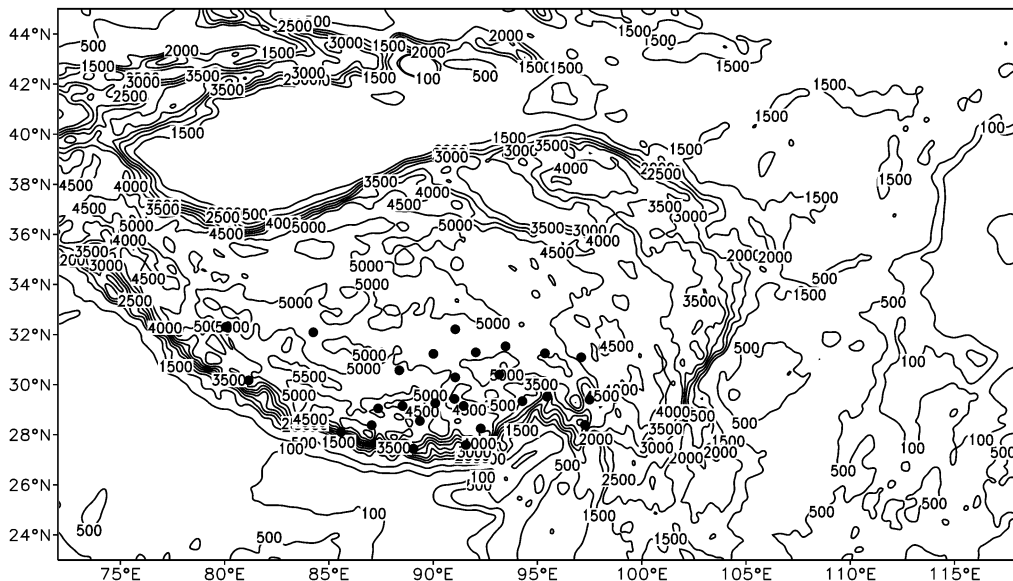


图 1 西藏及其周围地区数字化卫星遥感地形高程分布图

黑色圆点为所研究的西藏地区站点。

Fig. 1 Distribution of satellite digit elevation in Tibet and its neighboring regions

Black dots represent the synoptical observation stations used in the study.

的分布估算模型。

2 资料来源和处理

研究地区仅有的 27 个参考站点(图 1 中的黑色圆点)的多年逐日降水资料来源于国家气象中心全

国 732 个台站的 40 年整编资料，由于西藏地区降水量的年际变化幅度较大，多年平均才能概括出此地的降水规律，所以，我们取站点近 40 年即自建站到 2000 年的年、季平均值进行计算。对年平均降水量，缺测 20 天以上的该年份不予考虑；对季平均降水量，缺测 7 天以上的该年份不予考虑。所有降水量均

包括由雨夹雪、米雪、雾、露、冰针等引起的微量降水。

测站范围的经度从 80.08 E(狮泉河, 32.30 N) 到 97.83 E(左贡, 29.40 N); 纬度从 27.73 N(帕里, 89.05 E) 到 32.30 N(狮泉河, 80.08 E); 海拔高度从 2331m 的察隅 (97.28 E, 28.39 N) 到 4801m 的安多 (91.06 E, 32.21 N), 平均海拔为 3944m。

本文所采用的地形要素 (海拔、经度和纬度) 来自于全球卫星遥感 (NOAA/Digit/Data Sets of Terrain 1996) 2 水平分辨率的数字化高程资料, 具体做法是利用非静力中尺度模式 MM5^[9] 中的 TERRAIN 模块将 2 的高程资料处理成以 4km 为格距的格点上的数据, 并计算西藏地区各格点海拔高度、经度、纬度; 再将网格化了的海拔高度作为输入参数来计算各个网格点上的坡度、坡向和遮蔽度。

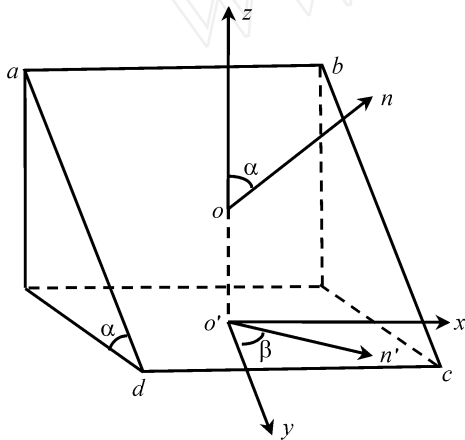


图 2 地形坡度、坡向示意图

Fig. 2 Schematic map of topographic slopes and orientations

以 o 为中点的坡面 abcd 的坡度、坡向如图 2 所示。o 点及坡面的法向矢量 on 在水平面上的投影分别是点 o 及矢量 on', 以 o 为坐标原点, z 轴指向天顶, y 轴指向正南, x 轴指向正东, 则坡面法向矢量 on 与 z 轴的夹角就是坡度, 而坡面法线方向在水平面上的投影 on' 与正南方向 (即 y 轴方向) 的夹角就是坡向。设山区海拔高度场为 h(x, y) (其中 x, y 分别代表东西向和南北向坐标), 则使用李占清等^[10] 的坡度、坡向的分析表达式:

$$= \arctan \left[\left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (1)$$

$$= - \arctan \left(\frac{\partial h / \partial x}{\partial h / \partial y} \right), \quad (2)$$

式中地形梯度的计算以上述网格点高度资料作为输入参数, 用 Aarakawa 跳点格式来计算各点的坡度和坡向^[10]。计算出的坡向, 规定以正南为 0°, 沿顺时针

针方向为正, 具体规定为 - 22.5° ~ 22.5° 为南向坡, 22.5° ~ 67.5° 为西南向坡, 余类推。

遮蔽度是指以某点为中心, 以某一半径为圆的区域内网格点海拔高度大于该点海拔高度的网格点数所占的比例。计算公式为

$$k_i = \frac{n_i}{N_i}, \quad (3)$$

式中 k_i 为格点 ikm 的遮蔽度, 包含区域指以该点为中心, 以 r = ikm 为半径的圆; n_i 为该区域内海拔高度大于中心点高度的网格点数; N_i 为该区域内的所有网格点数。如 k₁₂ 表示以某格点为中心以 12km 为半径的圆内, 网格点海拔高度大于该点海拔高度的网格点数所占的比例。

3 研究方法和原理

3.1 站点分类

由于西藏地区区域辽阔、地形复杂, 年、季降水分布的差异较大, 如藏东南降水充沛, 年降水可达千毫米以上, 而深居内陆的藏西北, 其降水不足 100mm。本文根据傅抱璞^[7] 的研究结果, 即按以下原理将西藏地区的所有站点进行分类。

用 表示坡地的坡度, 和 分别表示向风坡的坡向和降水时的盛行风向, = - 则表示风向和坡向的夹角。吹向坡面的风速 v 由于受到斜坡阻碍的影响, 产生对降水有意义的上升运动 V₁, V₁ 又在 z 方向即指向天顶的方向上产生地形抬升速度^[7] V_z:

$$V_z = V_1 \sin = \frac{V}{2} \cos \sin 2. \quad (4)$$

由此可见, 地形抬升速度和风速、风向与坡向的夹角及地形坡度有关。

由于本研究中采用的格距相对较大 (为 4km), 因此计算出的坡度较小 (均在 45° 以下), 且变化不大。另外对西藏地区这样的特殊地形, 季风活动所形成的迎风坡和背风坡对降水的影响, 可以远远超过高度对降水的影响^[11], 后面的回归统计结果也可证实坡度的可忽略性, 因此不以坡度为特征来分类。同时易知坡向是一个不可忽略的因子, 所以根据坡向

的不同将西藏地区的 27 个站点分为三类: 第一类为坡向在 0° ~ 67.5° 的西南 - 南坡的站点, 站点数为 4, 平均海拔为 3470m, 多年平均年降水量为 497mm; 第二类为坡向在 292.5° ~ 360.0° 的东南 - 南坡的站点, 站点数为 6, 平均海拔为 4234.5m, 多年平均年降

水量为 325mm;其余站点为第三类,包括所有西北 - 西,东北 - 北,东坡的站点,站点数为 17,平均海拔为 3952.8m,多年平均年降水量为 438mm.

3.2 分布模式的建立

在一个较大范围地区的计算降水量及其影响因子的统计关系式可表示为

$$P = P(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k) + \epsilon, \quad (5)$$

式中 P 为待求降水量; P 为实际降水量; λ, ϕ 分别为格点的经度和纬度; α, β 分别为格点的坡度和坡向; h 为格点的海拔高度; k 为格点的遮蔽度; ϵ 为统计误差. 由于地理、地形因素对降水的影响错综复杂,往往单个因素并不能进行很好的刻画,因此需要考虑上述各因子及其因子间的相互作用,其降水分布估算的二次拟合多项式可表示为

$$P = J_0 + J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k) + J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k) + J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k) + J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k) + J_k, \quad (6)$$

其中 J_0 是常数项; $J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k)$ 为经度及其经度与纬度、坡度、坡向、海拔高度、遮蔽度的相互作用项; $J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k)$ 为纬度及其纬度与坡度、坡向、海拔高度、遮蔽度的相互作用项; $J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k)$ 为坡度及其坡度与坡向、海拔高度、遮蔽度的相互作用项; $J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k)$ 为坡向及其坡向与海拔高度、遮蔽度的相互作用项; J_k 为海拔高度及其海拔高度与遮蔽度的相互作用项; J_k 为遮蔽度作用项,且有

$$J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k) = A_1 + A_2 \lambda^2 + A_3 \phi + A_4 \sin \alpha + A_5 \cos \beta + A_6 \sin h + A_7 \cos k + A_8 h + A_9 k_{12} + A_{10} k_{20}, \quad (6a)$$

$$J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k) = A_{11} \phi + A_{12} \phi^2 + A_{13} \phi \sin \alpha + A_{14} \phi \cos \beta + A_{15} \phi \sin h + A_{16} \phi \cos k + A_{17} \phi h + A_{18} \phi k_{12} + A_{19} \phi k_{20}, \quad (6b)$$

$$J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k) = A_{20} \sin \alpha + A_{21} \cos \beta + A_{22} \sin^2 h + A_{23} \cos^2 k + A_{24} \sin \alpha \cos \beta + A_{25} \sin \alpha \sin h + A_{26} \sin \alpha \cos k + A_{27} \cos \beta \cos k + A_{28} \cos \beta \sin h + A_{29} h \sin \alpha + A_{30} h \cos \beta + A_{31} \sin \alpha k_{12} + A_{32} \cos \beta k_{12} + A_{33} \sin \alpha k_{20} + A_{34} \cos \beta k_{20}, \quad (6c)$$

$$J(\lambda, \phi, \alpha, \beta, h, k) = A_{35} \sin \alpha + A_{36} \cos \beta + A_{37} \sin^2 h + A_{38} \cos^2 k + A_{39} \sin \alpha \cos \beta + A_{40} h \sin \alpha + A_{41} h \cos \beta + A_{42} \sin \alpha k_{12} + A_{43} \sin \alpha k_{20} + A_{44} \cos \beta k_{12} + A_{45} \cos \beta k_{20} \quad (6d)$$

$$J_{h(k)} = A_{46} h + A_{47} h^2 + A_{48} h k_{12} + A_{49} h k_{20}, \quad (6e)$$

$$J_k = A_{50} k_{12} + A_{51} k_{20} + A_{52} k_{12}^2$$

$$+ A_{53} k_{20}^2 + A_{54} k_{12} k_{20}, \quad (6f)$$

式中 $A_1 \sim A_{54}$ 是各项的系数, $\lambda, \phi, \alpha, \beta, h$ 意义同前, k_{12} 表示格点 12km 的遮蔽度, k_{20} 则表示格点 20km 的遮蔽度. 之所以选择计算 12km 和 20km 的遮蔽度,是出于考虑西藏地区站点分布密度,并为了计算方便(本研究格距为 4km,取它的整数倍)的目的.

3.3 建立方程

利用方程(6),采用 3.2 节中的回归方程分别对三类站点建立回归关系,得到如下西藏地区春季(3~5月)、夏季(6~8月)、秋季(9~11月)、冬季(12~2月)四个季节及年平均降水空间分布的估算模型.

第一类(西南 - 南坡)站点的降水空间分布估算模型:

$$P = \lambda_0 + \lambda_1 h \phi + \lambda_2 \phi + \lambda_3 k_{20}^2, \quad (7a)$$

式中 $\lambda_0 \sim \lambda_3$ 分别代表常数项及其他三项的相互作用项的系数(其值见表 1,其中括号内的值表示该常数对应的该项偏相关系数),其余各项意义同前.

表 1 第一类(西南 - 南坡)站点的多元逐步回归模型
Table 1 Multinomial regression of least-square model for the first kind (southwestward-southward slope) station

	年	春季	夏季	秋季	冬季
0	165.22	459.19	-257.84	-131.97	10.14
	-0.0022	-0.0026	0.0011	-0.00033	-0.000042
1	(-0.189)	(-0.394)	(0.485)	(-0.124)	(-0.173)
	0.36	0.029	0.20	0.13	0.0031
2	(0.298)	(0.042)	(0.832)	(0.480)	(0.123)
	-606.42	-226.17	-187.60	-134.57	-13.92
3	(-0.469)	(-0.308)	(-0.731)	(-0.467)	(-0.518)

第二类(东南 - 南坡)站点的降水空间分布估算模型:

$$P = \lambda_0 + \lambda_1 \cos \alpha + \lambda_2 h^2 + \lambda_3 \phi \sin \alpha + \lambda_4 \phi + \lambda_5 k_{20}^2, \quad (7b)$$

式中 $\lambda_0 \sim \lambda_5$ 分别代表常数项及其他五项的系数(其值见表 2,其中括号内的值表示该常数对应的该项偏相关系数),其余各项意义同前.

第三类(其余坡向)站点的降水空间分布估算模型:

$$P = \lambda_0 + \lambda_1 \cos \alpha + \lambda_2 \sin \alpha \cos \beta + \lambda_3 h \cos \beta + \lambda_4 \sin \alpha \sin \beta + \lambda_5 h^2 + \lambda_6 h \sin \alpha + \lambda_7 \sin^2 h + \lambda_8 \sin \alpha \cos \beta + \lambda_9 \sin \alpha \cos k + \lambda_{10} \phi^2 + \lambda_{11} \phi + \lambda_{12} \sin \alpha k_{12} + \lambda_{13} h k_{12} + \lambda_{14} \sin \alpha k_{20} + \lambda_{15} \cos \beta k_{20} + \lambda_{16} k_{20}^2, \quad (7c)$$

表 2 第二类(东南-南坡)站点的多元逐步回归模型
Table 2 Multinomial regression of least-square model for the second kind (southeastward-southward slope) station

	年	春季	夏季	秋季	冬季
0	74.97	- 164.38	508.66	- 235.40	- 9.542
1	- 150.69 (- 0.250)	- 12.26 (- 0.161)	- 112.07 (- 0.239)	- 24.83 (- 0.199)	- 0.51 (- 0.142)
2	- 0.000011 (- 0.256)	- 0.000014 (- 0.257)	- 0.000089 (- 0.257)	- 0.000012 (- 0.132)	0.00000050 (0.189)
3	- 22.47 (- 0.142)	1.64 (0.082)	- 21.16 (- 0.172)	- 2.70 (- 0.082)	0.067 (0.071)
4	0.17 (0.178)	0.078 (0.632)	- 0.031 (- 0.041)	0.12 (0.569)	0.0036 (0.632)
5	228.72 (0.505)	12.74 (0.223)	0.67 (0.491)	43.00 (0.459)	- 0.15 (- 0.054)

表 3 第三类(其余坡向)站点的多元逐步回归模型
Table 3 Multinomial regression of least-square model for the third kind (other slope directions) station

	年	春季	夏季	秋季	冬季	等级
0	351056.9	171566.9	79416.94	100284.5	- 36829.64	
1	- 352185 (- 0.132)	- 171515 (- 0.199)	—	- 100656 (- 0.14)	—	***
2	11641.18 (0.13)	—	8142.335 (0.181)	2144.93 (0.09)	—	***
3	- 0.42 (- 0.114)	- 0.23 (- 0.194)	—	- 0.13 (- 0.132)	0.012 (0.096)	****
4	- 2333.04 (- 0.079)	- 1687.78 (- 0.178)	2212.11 (0.149)	- 1315.66 (- 0.166)	- 399.87 (- 0.407)	*****
5	—	—	0.000032 (0.127)	—	- 0.000016 (- 0.098)	**
6	- 10.24 (- 0.145)	- 2.924 (- 0.128)	- 5.85 (- 0.164)	- 2.095 (- 0.11)	0.229 (0.097)	*****
7	—	—	- 443.88 (- 0.158)	—	59.35 (0.32)	**
8	—	—	346.56 (0.156)	—	- 43.80 (- 0.3)	**
9	- 6.95 (- 0.071)	- 5.12 (- 0.163)	—	- 2.53 (- 0.097)	0.28 (0.086)	****
10	—	—	0.8 (0.106)	—	—	*
11	0.54 (0.131)	0.17 (0.125)	0.162 (0.079)	0.20 (0.178)	—	****
12	40336.88 (0.136)	—	30280.85 (0.203)	6722.25 (0.085)	—	***
13	- 0.18 (- 0.075)	- 0.09 (- 0.119)	—	—	—	**
14	—	524.87 (0.146)	—	245.74 (0.082)	- 38.34 (- 0.103)	***
15	1481.474 (0.079)	906.51 (0.150)	—	418.59 (0.083)	- 126.67 (- 0.202)	****
16	—	306.411 (0.101)	—	—	- 33.69 (- 0.107)	**

式中 $a_0 \sim a_{16}$ 分别代表常数项及其他十六项的系数(其值见表 3,其中括号内的值表示该常数对应的该项偏相关系数,且表中已略去偏相关系数绝对值小于 0.07 的各值,并以短横代替.根据该项在年平均及各季节降水回归方程中出现的次数,用星号个数来表示该项的等级),其余各项意义同前.

4 结果检验和分析

4.1 结果检验

由估算降水和实际降水的误差分析情况(表 4)可以看出,三类站点的平均绝对误差分别为 1.74、0.36、0.70mm,平均相对误差分别为 0.88%、0.37%、2.23%,总平均绝对误差为 0.93mm,总平均相对误差为 1.16%.对拟合方程进行 F 检验,均通过置信度为 0.95 的相关检验,回归效果较显著.最大相对误差出现在冬季的第三类,这是因为这类地区冬季降水量很少,有的甚至接近于 0mm.绝对误差最大的在夏季西南-南坡的站点,这是由于这类站点的夏季降水十分复杂,除了和地形有关以外,降水的分布主要还是受季风环流影响控制,西南部印度洋上西南季风暴发的年际变较大,造成该类站点夏季降水的年际变化幅度较大.另外,从估算年平均降水分布(图 3a)和实际年平均降水分布图(略去)上可以看出估算和实际降水的分布在大小和形式上都是一致的,且此估算分布清楚地再现了雅鲁藏布江大拐弯处向西北伸的多雨舌及喜马拉雅山北麓的小于 300mm 的少雨带,仅 90°E 以西,因测站稀少,分析效

果稍差,达到较大误差 2mm(图 3b).图 3a 的左右各有两个大小不等的降水峰值区,这两个峰值区基本和钱正安^[12]、杨伟愚^[13]、吴统文^[14]等根据不同资料计算出的夏季青藏高原上对流层中层东、西部的两个平均上升运动中心(且右边的上升运动更强)相吻

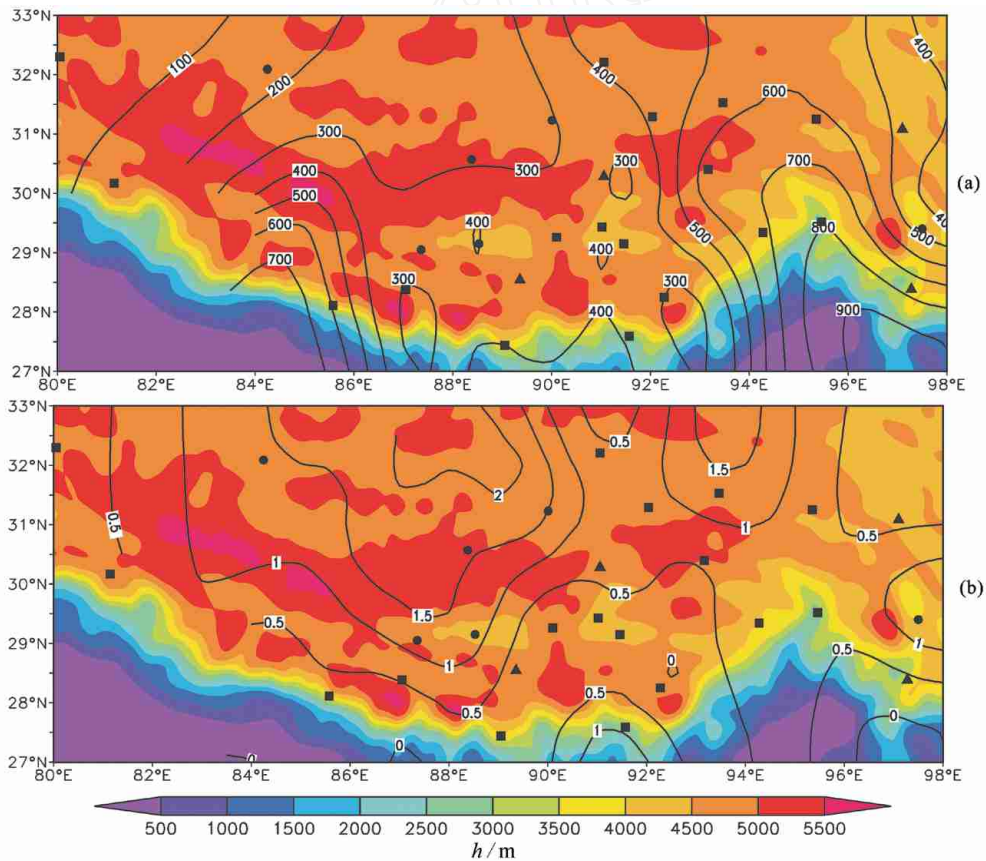
合. 青藏高原雨季和干季分明, 降水主要集中在夏半年, 因此夏季的上升运动可以反映全年的降水情况. 给出的估算模型基本上反映了西藏地区实际降水的

空间分布特征, 下文利用此模型来具体讨论各个因子对降水的影响.

表 4 误差统计

Table 4 Error statistics

		春季	夏季	秋季	冬季	年降水量	误差平均	总平均
第一类	绝对误差 (mm)	0.25	7.67	0.46	0.01	0.33	1.74	绝对误差: 0.93 相对误差: 1.16
	相对误差 (%)	0.67	2.52	0.56	0.56	0.07	0.88	
第二类	绝对误差 (mm)	0.06	0.13	0.22	0	1.41	0.36	
	相对误差 (%)	0.35	0.06	0.45	0.50	0.50	0.37	
第三类	绝对误差 (mm)	0.81	1.28	0.78	0.12	0.53	0.70	
	相对误差 (%)	0.24	0.68	1.50	8.60	0.15	2.23	



为第一类站点, 为第二类站点, 为第三类站点.

图 3 西藏地区的估算年平均降水分布 (a) 和估算与实际年平均降水的误差分布 (b)

h 表示地形, 即图中阴影部分, 等值线代表降水或误差, 单位为 mm.

Fig. 3 Distributions for annual mean precipitation estimation (a) and its estimated error (b) in Tibet

4.2 结果分析

由表 1 可以看出, 对西南 - 南坡的站点来说, 对年平均降水, k_{20}^2 因子的影响最大, 且 k_{20}^2 的值每减小 1 可使降水增加 606.42mm, 因子 $h\phi$ 的影响最微小. 对春季降水, $h\phi$ 因子的负相关作用最大, 且可使降水变化率达到 0.26mm, 即若地形高度每增加

100m 同时纬度增大 1° , 可使降水减少 0.26mm, 而因子 ϕ 几乎对降水没有影响. 对夏季降水, 上述三个因子的影响都有所增大, 尤其是因子 ϕ , 可使降水达到 0.20mm 的变化率, 其次是 k_{20}^2 因子, 可使降水达到 187.60mm 的变化率. 对秋季降水, 起最大作用的同样是因子 ϕ , k_{20}^2 因子作用相当. 对冬季

降水, k_{20}^2 因子的影响作用最大, 且使降水达到了 13.92mm 的变化率。对春、夏、秋、冬四个季节的降水来说, 因子 $h\phi$, ϕ , ϕ , k_{20}^2 分别起主导作用, 但就全年平均降水, 因子 k_{20}^2 的影响作用最大。这些结论揭示了对西南 - 南坡的站点, 其春季降水由局地因素海拔高度 h 和地理纬度 ϕ 共同决定的; 夏、秋两季的降水由非局地因素即经纬度共同作用决定。由于西南 - 南坡的站点面对印度洋, 造成降水的印度洋季风系统及其主导风向所携带的暖湿空气的南北进退、东西振荡等对降水分布起了关键作用, 而印度洋西南季风从夏到冬是逐步减弱的, 所以从春季到冬季, 先是局地和非局地因子的共同作用, 过渡到夏、秋两季主要受非局地因子的作用, 最后到冬季的局地因子起主导作用, 而年平均降水再次由局地因素——20km 的遮蔽度来决定。

由表 2 可以看出, 对东南 - 南坡的站点来说, 对年平均降水, 因子 k_{20}^2 明显起主导作用, 它造成降水的变化率可达 228.7mm。对春季降水, k_{20}^2 因子的影响明显减小, 此时对降水起主导作用的是 ϕ 因子, 可使降水达到 0.08mm 的递增率, 这与第一类站点 ϕ 因子作用甚微形成强烈对比, 可见坡向不但本身影响降水还通过影响其他因子对降水的作用来影响降水。对夏季降水, k_{20}^2 因子的作用最为显著, 而 ϕ 因子却几乎不起作用了。对秋季降水, ϕ 因子又重要起来, 这同第一类的影响特征。对冬季降水, ϕ 因子同样重要, 而 k_{20}^2 因子的影响微小, 与第一类冬季降水类似, 这再次表现了坡向通过因子 k_{20}^2 对降水造成影响。对秋、冬、春、夏四个季节的降水来说, 因子 ϕ 、 ϕ 、 ϕ 、 k_{20}^2 分别起主导作用, 由于这类站点向东面对西太平洋, 东北季风带来的暖湿空气影响, 使得从秋季开始的降水, 局地影响因子逐步增强, 而非局地影响因子逐步减弱。而对年平均降水, 同样是 k_{20}^2 因子的影响最大, 即年平均降水的局地作用明显。

由表 3 可以看出, 对其余坡向的站点来说, 对年平均降水, $h\sin$ 负相关影响作用最大。对春季降水, \cos 、 $h\cos$ 是主要影响降水的负相关因子, 其中由 $h\cos$ 可造成的降水变化率为 0.23mm。对夏季降水, 作用最大的是正相关因子 $\sin \cos$ 。对秋季降水, ϕ 因子的作用再次体现, 可使降水达到 0.20mm 的变化率。冬季降水则与因子 $\sin \sin$ 的关系最密切。可见对于该类站点, 各季节的影响因子较为复杂, 从统计显著性上来看, $h\sin$ 、 $\sin \sin$ 在

四季及年平均降水的回归方程中都有出现, 平均偏相关系数分别达到 0.3 和 0.2, 因此是考察年、季降水都必须考虑的因子, 而 ϕ^2 因子是考察夏季降水时必须考虑的。

5 讨论与小结

西藏地区影响降水的地理、地形因子随着季节、坡向的不同而不同, 既不能一概而论也不能仅用独个或几个因子来说明对降水的影响, 本研究表明往往是多个因子相互作用来影响降水的, 影响因子的作用也不是单一的, 且某些因子的独特作用可以影响到其他因子影响降水的性质, 如本研究中坡向不但本身影响降水还往往通过影响因子 k_{20}^2 来影响降水, 类似的情况是在降水分布建模时必须考虑的。

坡向为西南 - 南坡的站点恰好面对印度洋, 造成降水的印度洋季风系统及其主导性风向所携带的暖湿空气的南北进退、东西振荡对降水分布起了关键作用, 所以以春(- $h\phi$)、夏(+ ϕ)、秋(+ ϕ)、冬(- k_{20}^2) 为序(括号表示主要影响因子, “+”表示正相关, “-”表示负相关, 下同), 从春季局地和非局地因子共同作用, 过渡到夏、秋季主要受到非局地因子的作用, 最后到冬季的局地因子起主导作用。考虑到印度洋西南季风由夏到冬逐步减弱的事实, 而降水分布的影响因子显然与此变化相吻合, 这进一步印证了降水分布模型的合理性。但就全年平均降水, 还是局地因子, 即 20km 遮蔽度因子的影响作用最大。

坡向为东南 - 南坡的站点, 其秋、冬、春、夏四个季节降水分布的主导影响因子分别是 $\phi(+)$ 、 $\phi(+)$ 、 $\phi(+)$ 、 $k_{20}^2(+)$, 由于这类站点向东面对西太平洋, 暖湿空气可随着东北季风影响西藏地区, 使得从秋季开始的降水, 局地影响因子因此而逐步增强, 而非局地影响因子因此而逐步减弱。而对年平均降水, 同样是 20km 遮蔽度因子的影响最大。

其余坡向的站点, 不同季节降水的主要影响因子相对较复杂, 其中因子 $\phi^2(+)$ 是该类站点夏季降水的特有影响因子。对整个西藏地区的秋季降水来说, 因子 ϕ 的影响最为显著, 且总与降水成正相关的关系。

上述分析说明, 本文建立的降水分布模型能够正确地反映西藏地区影响降水分布的基本天气气候学特征。该模型也揭示了西藏地区平均降水的基本分布受局地地形影响, 而分布的具体形式在不同季节由于两洋的不同影响程度而有所变化, 冬、夏季节

不同坡向上降水分布影响因子的截然相反,则充分印证了这种变化.而在秋季,西藏地区的降水分布受两洋的影响最剧,东北和西南季风同时作用,导致降水分布由非局地影响因子控制.上述分析显然与该地区基本观测事实相吻合.

遮蔽度不仅影响局地环流,也是影响水汽流入量的地形因素,不过遮蔽度的计算还在试验阶段,究竟多大范围的遮蔽度能最确切地反映地形的影响,还有待于进一步研究.本模型拟合方程过于复杂,个别站点误差较大,主要原因是西藏地域辽阔而站点分布稀少,使得回归方程只建立在有限观测数据的基础之上,这对于概括整个西藏地区的降水分布可能有些偏差,但在允许误差内.应用本模型可精确地估算并分析西藏地区的降水空间分布.

致谢 本文公式(6)的提出得到南京气象学院环境科学系邱新法老师的帮助,后经第一作者加以深化和完善;国家气象中心资料中心为研究工作提供了降水整编资料,在此一并致谢.

参考文献 (References)

- [1] Ollinger S V, Aber J D, Federer C A, et al. Modeling physical and chemical climate of the northeastern United States for a geographic information system. *Gen. Tech. Rep.*, 1995, 191
- [2] Naoum S, Tsanis I K. Orographic precipitation modeling with multiple linear regression. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2004, 9: 79 ~ 102
- [3] Kravchenko A, ZHANG Rerr-Duo, Tung Y K. Estimation of Mean Annual Precipitation in Wyoming Using Geostatistical Analysis. Proceedings of American Geophysical Union 16th Annual Hydrology Days, 1996. 271 ~ 282
- [4] 张杰,韩永翔,万信等.祁连山区降水资源网格场的模拟和分析.干旱地区农业研究,2002,20(2): 108 ~ 119
Zhang J, Han Y X, Wan X, et al. Simulation and analysis on precipitation resources of gridding field in the Qilian Mountains. *Agricultural Research in the Arid Area* (in Chinese), 2002, 20(2): 108 ~ 119
- [5] 张连强,赵有中,欧阳宗继等.运用地理因子推算山区局地降水量的研究.中国农业气象,1996,17(2): 6 ~ 10
Zhang L Q, Zhao Y Z, Ou Yang Z J, et al. Studies on local distribution of precipitation in mountains areas calculated with geographic factors. *Chinese Agricultural Meteorology* (in Chinese), 1996, 17(2): 6 ~ 10
- [6] 穆兴民,陈国良.黄土高原降水与地理因素的空间结构趋势面分析.干旱区地理,1993,16(2): 71 ~ 76
Mu X M, Chen G L. Analysis on the space structure trend area of precipitation and geographical factors in the Loess Plateau. *Arid Land Geography* (in Chinese), 1993, 16(2): 71 ~ 76
- [7] 傅抱璞.地形和海拔高度对降水的影响.地理学报,1992,7: 303 ~ 314
Fu B P. The effects of topography and elevation on precipitation. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 1992, 7: 303 ~ 314
- [8] 张俊岚,王华,谢国辉.阿克苏地区地理因素对气候分布的影响.气象,2003,29(3): 46 ~ 48
Zhang J L, Wang H, Xie G H. Geographic factors effects on the climatic distributions in Akesu area. *Meteorology* (in Chinese), 2003, 29(3): 46 ~ 48
- [9] Greu G A, Dudhia J, Stauffer D R. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, 1994. 117
- [10] 李占清,翁笃鸣.一个计算山地地形参数的计算机模式.地理学报,1987,42(3): 269 ~ 278
Li ZH Q, Weng D M. A computer model to determine topographic parameters. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 1987, 42(3): 269 ~ 278
- [11] 黄福均,沈如金.夏季风时期青藏高原地区水汽来源及水汽收支分析.见:《青藏高原气象科学实验文集》编辑组编.青藏高原气象科学实验文集(二).北京:科学出版社,1984. 215 ~ 224
Huang F J, Shen R J. Analysis on moisture sources and budgets over the Tibetan Plateau during summer monsoon (in Chinese). In: Editorial department of QXPME X ed. Collected Papers of QXPME X (2). Beijing: Science Press, 1984. 215 ~ 224
- [12] 钱正安,吴统文,梁潇云.青藏高原及周围地区的平均垂直环流特征.大气科学,2001,25(4): 444 ~ 454
Qian Z A, Wu T W, Liang X Y. Feature of mean vertical circulation over the Qinghai-Xizang Plateau and its neighborhood. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2001, 25(4): 444 ~ 454
- [13] 杨伟愚,叶笃正,吴国雄.夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析:环流场的主要特征及其大型垂直环流场.大气科学,1992,16(3): 287 ~ 301
Yang W Y, Ye D Z, Wu G X. The influence of Tibetan Plateau on the thermal and circulation fields over East Asia in summer: main features of the local circulation fields and large-scale vertical circulation fields. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1992, 16(3): 287 ~ 301
- [14] 吴统文,钱正安.青藏高原北侧地区干湿年夏季垂直环流差异的对比分析及青藏高原的热力影响.气象学报,1996,54(4): 558 ~ 568
Wu T W, Qian Z A. The comparative analyses of differences between vertical circulation on north side of Tibetan Plateau in wet and dry summer and thermal effects of the Plateau. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1996, 54(4): 558 ~ 568