

文章编号: 1008-2786-(2007)6-655-09

青藏高原降水的梯度效应及其空间分布模拟

鲁春霞, 王菱, 谢高地, 冷允法

(中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要: 基于对青藏高原水汽来源的分析, 结合美国 SRTM 提供的青藏高原 DEM 数据, 应用 GIS 技术, 对青藏高原降水随海拔变化的空间分布特征进行模拟分析, 旨在对青藏高原降水随海拔的变化特征进行深入地认识与研究。把研究区内所属的 92 个气象站划分为 8 个降水随海拔变化类型区, 分区建立实测雨量与地理因子之间的气候学统计方程, 利用青藏高原的 DEM 数据, 以 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ 经纬网格为基本计算单元, 结合海拔、坡度和坡向, 推算模拟青藏高原年降水量的空间分布。模拟结果表明, 东亚季风影响区大部分地区降水随海拔上升而增大, 印度季风区大部分地区随海拔增高而下降, 降水的海拔梯度效应由于地形和水汽来源的影响而颇为复杂。

关键词: 青藏高原; 降水的海拔梯度效应; 降水分布模拟

中图分类号: P426.6⁺3; P463.21⁺3

文献标识码: A

海拔是影响降水的重要因子。由于山地对水汽具有阻挡作用, 易形成降雨。随着海拔的增加, 降雨量也在增大, 由此构成了山地的水塔功能。一般海拔每上升 100 m, 降雨量增加 5~750 mm, 降雨量的大小主要取决于气候带。Lauscher 于 1976 年利用全球 $35^\circ\text{S} \sim 55^\circ\text{N}$, $130^\circ\text{E} \sim 110^\circ\text{W}$ 的广大范围内 1300 个有长期记录的台站数据, 划分出降水随海拔变化的 5 个类型^[1], 这 5 个类型有: (1) 热带型, 由于有信风的存在, 通常在 1~1.5 km 高度上有一个最大降水高度; (2) 赤道型, 由于气流十分潮湿, 地形稍为抬升, 就会普降暴雨, 最大降水高度通常在山麓, 降水量一般随海拔升高而减小; (3) 过渡型, 降水量很少, 降水随高度缓慢增加; (4) 中纬度型, 降水随高度迅速增加; (5) 极地型, 海平面降水量最多, 随高度增加降水缓慢减少。

国内有关研究表明, 在中国北方, 其东部山区年降水量每上升 100m, 年降水量增加 20 mm 以上, 在湿润的东北山区可达 40 mm, 在西部干旱和半干旱山区多 < 20 mm, 甚至 < 10 mm^[2]; 而在湿润的南方

山区, 每上升 100 m, 降水增加 25~145 mm^[3]。在淡水资源短缺的当今世界, 山地的水塔功能已经引起了学者的关注^[4-6]。

山地地形复杂, 加之山区气象站点多设置在海拔较低的地区, 仅依靠气象观测资料很难反映山地大范围内的降水空间分布。为此, 有关专业人员在进行了水文计算、洪水径流预报、以及水电、水利部门工程设计时, 往往使用推算方法来建立各种地形因子与实测雨量之间的关系, 然后把需要计算站点的地形因子, 按照经纬网格点的方式求得该点的降水量^[3, 7-9]。对于研究区域面积大, 区内自然和气候条件差异显著的情况, 需要进行分区建立各地理因子与实测雨量关系, 这样可使降水的推算精度显著改善^[10]。

近 20 年来, 地理信息系统 (GIS) 的应用为推算山区的降水提供了新的平台, 目前国内外许多学者利用 GIS 数据库, 采用反距离平方法、趋势面法、样条法等空间插值法, 推算不同区域尺度、不同气象要素的空间分布^[11]。Hume 利用空间插值法给出全

收稿日期 (Received date): 2007-05-19; 改回日期 (Accepted): 2007-09-20.

基金项目 (Foundation item): 国家自然科学基金资助项目 (典型生态系统服务流量过程曲线研究, 30770410) [Supported by the National Natural Sciences Foundation of China (Study on the flow process curve of typical ecosystem services No. 30770410)]

作者简介 (Biography): 鲁春霞, 女, (1965-), 汉, 陕西宝鸡人, 生态学博士, 副研究员, 主要从事资源与环境领域的研究。Email: lhc@igsnrr.ac.cn [Lu Chunxia, female, born in 1965 in Baoji city, Shaanxi province, PhD, associate research professor. Her research interests focus on ecosystem services and valuation and natural resources safety.]

© 1994-2011 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

球 1951~1980年 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 经纬网格点年降水量分布^[12], 贾朋群对 Hume 的研究结果在中国的表现进行了验证, 并把资料年代扩展为 1900~1995年^[12], 但两位研究者在对中国 46个网格点的研究中, 有 6个网格点缺测, 其中 5个网格点位于青藏高原, 也就是说, 青藏高原绝大部分地区未在研究范围之内, 究其原因可能是青藏高原地形十分复杂, 气象站点稀少, 而空间插值是反映网格点的平均状况, 在复杂地形条件下, 测站观测值则大大受地形因子的影响, 即使距离很近, 也不能视为等同, 而且空间插值也受插值公式、站点密度影响而使其准确度降低^[13]。

青藏高原是世界海拔最高的高原, 平均海拔在 4 000m 以上。高原上自北向南排列着呈东西走向的巨大山系, 这些高大的山体与深切的河谷、串珠状的内陆湖泊, 构成了青藏高原复杂的地貌类型和独特的降水三维空间特征。尽管国内有一些学者从不同角度对青藏高原降水的分布及其水塔功能进行了研究^[14-17], 也有少量的短期野外观测资料^[18-19]。但因青藏高原面积广阔, 气象台站稀少, 仅依据现有的观测资料很难全面评价青藏高原尤其是藏西北地区降水分布的实际状况。青藏高原的山地高度和走向对降水的影响较大, 但到目前为止, 对青藏高原降水的海拔梯度变化研究尚不多见。

近年来, 受全球气候变化和人类活动的影响, 青藏高原冰川消退, 高寒草地退化严重, 生态系统的水源涵养功能遭到破坏, 产流量逐年下降, 危及我国的水资源安全与生态安全。本研究旨在基于青藏高原降水的不同水汽来源以及降水随海拔的变化特征, 进行青藏高原降水分布的高分辨率空间模拟, 以推算出青藏高原无测站地区年降水量的空间分布, 从而揭示青藏高原降水随海拔梯度变化的特征, 为保障青藏高原气候变化研究及其生态安全提供科学依据。

1 数据来源与处理方法

1.1 数据来源

本研究区域包括西藏自治区和青海省的行政区域面积。研究的主要数据来源于青藏高原气象观测站

建站以来的观测数据。主要有 (1) 1961~2000年气象台站的降水观测资料, 主要包括国家气象局气候中心提供的 55个站台数据; (2) 青海省和西藏自治区 1961~1970年的降水数据, 共有 37个站^①; (3) 3个临时测站: 1979-05~08在青藏高原气象科学实验中对藏北的双湖 ($33^{\circ}14'N$, $86^{\circ}49'E$, 4 920.5 m) 和 1998-05~09在唐古拉山南坡的 WADD 站 ($32^{\circ}46'N$, $91^{\circ}80'E$, 5 153 m) 和北坡 D105 站 ($33^{\circ}07'$, $91^{\circ}94'$, 5 153 m) 进行降水观测^[18-19]。(4) 用于空间分析的美国 SRTM 数据^[20], 主要是 DEM 模型数据。

1.2 数据处理

由于资料来源、观测季节和年份不同, 对数据作了如下处理: (1) 对于有完整观测年份, 但年代较短的测站, 选择相邻观测资料较长的测站, 比较具有相同年份的比值, 求算多年平均值; (2) 对于临时野外考察点, 求出与相邻站同一年份、同一季节比值, 然后求出年降水量, 严格地说, 这种方法会产生一定的误差, 但对无测站区提供了降水依据; (3) 利用美国航天飞机雷达地形测绘任务 (Shuttle Radar Topography Mission, 简称 SRTM) 制作提供的 DEM 数据, 获取青藏高原的 DEM 数据, 根据不同区域降水估算方程利用 GIS 技术 (经、纬度网格 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$, 海拔 (h)、坡度 (S°) 和坡向 (A°)) 模拟青藏高原不同区域降水随海拔变化的空间分布特征。

2 降水的梯度特征及其分区

2.1 水汽来源及其降水特征

青藏高原地域广阔, 降水的水汽来源不同, 在复杂地形的动力和热力作用下, 降水随海拔变化十分复杂。

1. 印度季风区的特征。青藏高原东经 100° 以西的地区属于印度季风区。来自印度洋的热带海洋气团的印度季风, 具有高温和高湿特点, 水汽十分丰富, 地形稍为抬升就会产生暴雨, 因此, 最大降水量通常在海拔较低的地区 (最大降水高度)。当印度洋的暖湿气流经西南季风吹向印度的布拉马普特拉河流域时, 迎面遇上印度东北部海拔近 700 m 的卡西山地, 由于地形抬升的作用, 在山地的南麓乞拉朋

①青海省气象局编印, 1973年出版, 青海省气象资料 (1961~1970年); 西藏自治区气象局编: 1973年 7月出版, 西藏自治区地面气候资料 (1961~1970)

齐站形成世界最大降水量(约 10 000 mm 以上)^[7], 其后, 暖湿气流再沿雅鲁藏布江下游河谷北上, 至大拐弯处, 大部分水汽再沿易贡藏布江逆江而上, 至易贡(海拔高度 2 251 m), 年降水量约 960 mm, 嘉黎(4 325 m), 年降水量约 702 mm, 海拔升高, 降水量下降, 暖湿气流继续直至抵念青唐古拉山南麓。

2. 东亚季风区特征。青藏高原的东部, 大约位于东经 100°以东, 包括西宁、民和、湟源等地区受东南季风影响较弱, 仍属于东亚季风影响区。我国大部分地区夏季降水受东亚季风的影响, 雨季盛期东亚季风可达青海日月山附近, 但经过长途跋涉, 水汽潜能的大量消耗, 大气蕴含的水汽含量较少, 降水随高度增加的速率远小于我国东部地区。

3. 西风槽和局地低值系统控制区的降水特征。青藏高原冬季是强大的冷源, 夏季又是强大的热源, 从而形成高原上特有的高原季风现象。高原上由于冬季盛行冷高压, 天气晴朗; 夏季形成热低压, 经常生成高原低涡、切变线等低值系统是高原降水来源之一。西风槽与低涡、切变线产生的降水多为阵性降水, 降水量不大, 降水随高度呈缓慢增加。

依据青藏高原降水的不同水汽来源和地形特

点, 降水随海拔变化受四种类型气团影响: 热带气团型: 降水随海拔降低; 副热带气团型, 降水随海拔增加; 内陆局地环流型, 降水随高度缓慢增加; 过渡型, 介于两种气团控制区的过渡地带, 依据过渡带的性质, 降水随高度的增加有着较大的变化。

2. 2 降水的海拔梯度变化特征及其区域划分

将青藏高原上 92 个气象观测点的年降水量(p)和海拔(h)点绘在平面图上, 画出 $p-h$ 点聚图。根据不同气团控制区和地形特征, 并按区域集中原则, 初步划分出降水随海拔变化的相关直线。当某些点介于两条相关直线(区)之间, 就以与它们相关程度最高的直线(区)来确定, 如图 1 所示。

表 1 反映了各区降水随高度变化的相关系数。从表 1 中可以看出青藏高原 8 个分区降水随高度变化都通过了相关性检验, 而且相关程度较高, 仅 VII 区相关程度相对较低, 但也通过了 $F = 0.05$ 的相关性检验, 这可能是 VII 区大部分地区位于喜马拉雅山的背风坡, 属喜马拉雅山的雨影区, 降水分布更为复杂。对于各区边界周围的点, 根据相关系数大小确定其归属。

表 1 青藏高原降水分区及其相关检验
Table 1 Rainfall zoning and their comelative test

区名	分区编号	复相关系数 (R^2)	站点数	相关性检验
青海东部区	I	0.824 2	16	$F = 65 > F = 0.01 = 8.86$
青海湖 - 阿尼玛卿山区	II	0.708 4	16	$F = 34 > F = 0.01 = 8.86$
黄河源区	III	0.910 5	12	$F = 101 > F = 0.01 = 10.04$
柴达木盆地 - 藏北高原北部区	IV	0.830 3	11	$F = 44.03 > F = 0.01 = 10.56$
长江源区	V	0.924 1	9	$F = 85.22 > F = 0.01 = 12.25$
念青唐古拉山区	VI	0.695 3	10	$F = 18.25 > F = 0.01 = 11.26$
喜马拉雅山北坡	VII	0.647 7	8	$F = 11.03 > F = 0.05 = 5.99$
藏南谷地区	VIII	0.716 0	10	$F = 20.16 > F = 0.01 = 11.26$

根据降水梯度变化特征分区可以看出直线 I、II、III 降水随海拔的变率基本一致, 因此可归并为一种类型, 该类型分布于青藏高原的东部, 属东亚季风影响区或向内陆过渡区; V、VI、VII 可归并为另一种类型, 分布于青藏高原南部, 海拔较高, 属印度季风

影响区或过渡区; IV 属内陆局地环流影响区, 降水随高度的变化率很小, VIII 降水随海拔高度而降低。各区的空间分布见图 2 各区降水随海拔的变化特征如表 2 所示。

表 2 青藏高原降水类型区及其特征
Table 2 Characteristics of different rainfall types

分区编号	地区分布	降水特征	年降水量 (mm)	降水梯度 (mm/100 m)
I	民和、湟中、循化、乐都、化隆、同仁、门源、尖扎、西宁	东亚季风影响区	350~ 500	21.2
II	泽库、贵德、共和、贵南、兴海、同德、祁连、刚察、斑马、达日、玛沁等	中北部为东亚季风影响区; 南部为印度季风影响区	300~ 600	18.9
III	托勒、木里、德令哈、天峻、茶卡、都兰、香日德、玛多、曲麻莱、清水河、治多等	东亚季风向内陆气团过渡地区	120~ 500	22.5
IV	冷湖、茫崖、阿拉尔、诺木洪、双湖、噶尔、改则等	西风槽和低涡影响区	14~ 180	6.8
V	五道梁、托托河沿、温泉、定日、仲巴、普兰、班戈等	印度季风影响区	160~ 400	18.3
VI	杂多、玉树、索县、囊谦、嘉黎、当雄、林周、拉萨、泽当、日喀则	印度季风影响区	400~ 600	26.5
VII	隆子、江孜、尼木、错那、那曲、帕里等	喜马拉雅山雨影区	300~ 400	14.3
VIII	昌都、丁青、易贡、林芝、波密、察隅、聂拉木等	热带气团控制区	500~ 1 000	- 21.7

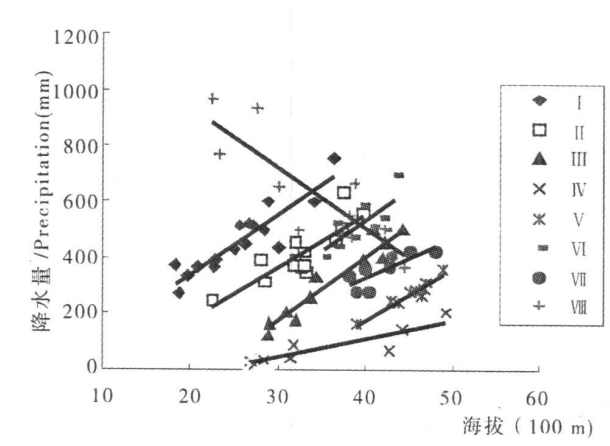


图 1 降水随海拔高度变化的分布类型

Fig 1 Types of rainfall change with altitude in Qinghai-Tibetan Plateau

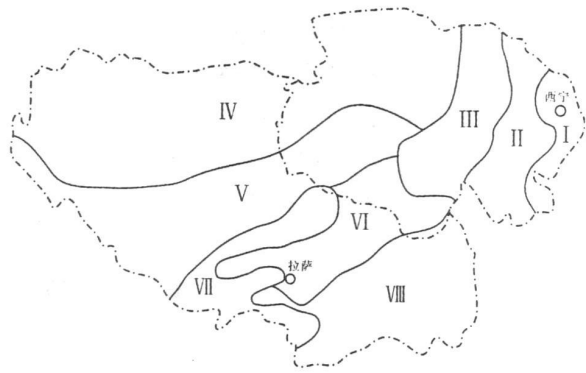


图 2 青藏高原降水分区示意图

Fig 2 Precipitation zoning of Qinghai-Tibetan Plateau

3 年降水随海拔变化的空间分布模拟

3.1 年降水量推算方程的建立

在对青藏高原降水分区的基础上,应用计算程序^[21],分区建立实测年降水量与测站的经度(E°)、纬度(N°)、海拔高度(h m)、坡度(S°)、坡向(A°)雨量场的气候学方程。可以表述为:

$$R_i = a_{0i} + a_{1i}N + a_{2i}E + a_{3i}h + a_{4i}S + a_{5i}A (i = 1, 2, 3, \dots, 8) \tag{1}$$

式中 a_{0i} 为常数项, a_{1i} , a_{2i} , a_{3i} , a_{4i} , a_{5i} 为偏回归系数, 由于分区考虑了降水的水汽来源, 可使降水与地理因子的关系大大改善, 因而建立方程效果较好。表 3 左半部是 8 个分区降水推算方程的偏回归系数 a_1 、 a_2 、 a_3 、 a_4 和 a_5 , 其单位分别为 $\square R/\square N$ (mm/

N°), $\square R/\square E$ (mm/E°), $\square R/\square h$ (mm/m), $\square R/\square S$ (mm/S°), $\square R/\square A$ (mm/A°), 反映了雨量场随纬度、经度、海拔、坡度和坡向的变化率, 由于高原内自然条件相差很大, 各因子的变化率有较大的差别, 以 1 区为例, 当其他因子不变的情况下, 每增加一个纬度, 降水增加 7.5 mm, 每增加一个经度, 降水增加 29.5 mm, 每上升 100 m, 降水增加 25.2 mm, 每增加 1°坡度, 雨量增加 1.8 mm, 每增加 1°坡向 (以正北为 0°) 降水减少 0.2 mm, 其他区则依次类推。从表 3 中可以看出: 各区降水随地理因子的变化率是不同的, 以降水随海拔高度的变化率为例: VI 区毗邻气候潮湿的 VIII 区, 水汽相对充足, 每上升 100 m, 降水量增加 29.1 mm, 而在气候干旱的 IV 区 (柴达木盆地的藏北区) 降水递增率只有 11.7 mm/(100 m), 降水递增率随着干旱程度增加而减小; VIII 区属热带气

团控制区, 降水量随高度呈明显降低, 每上升 100 m, 降水减少 39.1 mm, 是降雨变化率(绝对值)最大的地区。

由于各偏回归系数单位不同, 不能直接比较各因子对降水贡献大小, 需要进行标准化处理, 消除量纲的影响, 与偏回归系数 a_1, a_2, a_3, a_4, a_5 相对应的标准偏回归系数 b_1, b_2, b_3, b_4, b_5 列入表 3 的右半部, 比较其绝对值大小。从表中可以看出: 除 VI 区外, 所有其他区的高度标准偏回归系数 (b_3) 都是最大的, 这说明海拔对降水分布的影响要大于其他地理因子。VI 区的标准偏回归系数绝对值大小排列依次为经度、纬度、高度、坡度和坡向。高度对降水影响权重低于经度和纬度, 这是因 VI 区处在热带气团控制的 VII 区(降水随海拔降低)向藏北内陆气团控制的 IV 区(降水随高度缓慢增加)的过渡区, 也是藏北干寒气候向藏东南湿热气候的过渡区, 因而降水的经向和纬向的水平变化大于高度的垂直变化。

3.2 推算方程的相关性检验

表 4 列出了推算方程的相关系数和相关性检验, 从表中可以看出: 8 个相关方程的相关系数较高, 即使 VI 区和 VII 区回归方程的相关系数也分别达到 0.875 和 0.861, 说明回归模型中降水的变化至少 85% 以上是由经度、纬度、海拔、坡度、坡向的变化引起的。

相关性检验表明, 除 VI 区和 VII 区之外, 其他区的回归方程的相关系数均为显著相关。VI 区和 VII 区的回归方程没有通过显著性检验。为此, 进行 VI 区和 VII 区降水回归方程的变量剔除和模型重新拟合。把

坡度剔除后, VI 区回归方程的 F 值为 3.42, S_{ig} 值为 0.033; VII 区的 F 值为 3.08, S_{ig} 值为 0.046, 均通过了显著性检验。因此, VI 区和 VII 区降水的回归方程比其他区少了坡度一项, 即坡度对这两个区降水的影响很小。

平均相对误差(绝对值)的最小值为 2.6% (V 区), 平均误差的最大值为 22.3% (IV 区), 这是因为 IV 区所属的柴达木盆地的降水量很少, 如冷湖、阿拉尔和茫崖等地, 年降水量只有 14~39 mm, 雨量的微小变化将会产生较大的误差; 8 个区的平均相对误差为 8.09%, 与我国其他山区降水推算误差^[7, 10, 22]比较, 误差小于燕山, 大于秦岭、太行山和华北山区, 这可能是因为青藏高原地形更为复杂的缘故。

4 降水的空间模拟及其特征

数字高程 (DEM) 作为地理信息系统 (GIS) 的空间数据库是进行三维地形空间模拟降水的基础, 经度、纬度、海拔、坡度和坡向是模拟降水的主要地理因子。具体模拟计算的步骤为: (1) 利用美国 SRTM 的 DEM 数据作为青藏高原的地貌数据源, 以 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ 的经纬网格大小作为基本计算单元; (2) 在青藏高原 1:25 万的地形图上, 划分出 8 个降水随高度变化的类型区范围, 获得青藏高原降水随海拔变化的分区图; (3) 将分区图与 DEM 图叠加, 然后根据分区建立的统计模型, 在 ARC/INFO 软件支持下计算模拟无测站地区的降水。

表 3 推算方程的偏回归系数和标准偏回归系数
Table 3 Unstandardized partial coefficients and standardized partial coefficients of rainfall simulating equation

区号	$a_1 (N^{\circ})$	$a_2 (E^{\circ})$	$a_3 (h, m)$	$a_4 (s^{\circ})$	$a_5 (A^{\circ})$	B_1	b_2	b_3	b_4	b_5
I 区	7.476	29.502	0.252	1.807	-0.202	0.070	0.118	1.017	0.156	-0.186
II 区	-20.305	3.910	0.147	0.135	-0.181	-0.317	0.025	0.652	0.014	-0.151
III 区	16.136	11.984	0.271	-0.762	-0.165	0.206	0.124	1.150	-0.053	-0.132
IV 区	1.234	6.810	0.117	-2.565	0.0206	0.050	0.590	1.575	-0.159	0.034
V 区	5.190	-11.643	0.212	1.777	0.0353	-0.457	0.394	1.114	0.333	-0.080
VI 区	-56.285	41.790	0.291	-1.054	-0.107	-1.001	1.316	0.986	-0.150	-0.133
VII 区	-3.183	-2.225	0.186	0.425	-0.182	-0.089	-0.063	1.044	0.007	-0.319
VIII 区	85.873	-28.982	-0.391	-4.260	0.713	0.464	-0.560	-1.524	-0.372	0.333

表 4 降雨推算方程的相关性检验和计算误差比较
Table 4 Correlative test of rainfall simulating equation and their emor

地区	分区	相关系数	相 关 性	检 验	相 对 误 差 (%)		站数
		<i>R</i>	<i>F</i>	<i>S_{ig}</i>	平均	最大	
青 藏 高 原	I 区	0.949	16 189	0 000	7.8	19.5	16
	II 区	0.872	6 337	0 007	7.8	22.2	16
	III区	0.994	92 862	0 000	3.7	13.2	12
	IV区	0.986	36 24	0 001	22.3	39	11
	V 区	0.985	19 501	0 017	2.6	6.4	9
	VI区	0.875	2 714	0 178	6	12.4	10
	VII区	0.861	2 145	0 275	6.8	21	8
	VIII区	0.958	8 987	0 027	7.7	17.9	10
	平均	0.935	22 995	0 094 6	8.09		
秦岭 ^[7]					2.9		10
太行山 ^[9]					5.2		10
燕山 ^[9]					11.8		5
华北山区 ^[10]					2.03		138

在推算的过程中,要充分考虑经验统计模型局限性,例如位于藏东南的 VIII区,测站高度在 2 300~3 800 m,也就是说,在这个高度范围内,推算无测站降水误差较小。但 VIII区有许多山地海拔在 7 000 ~8 000 m或更高,如果仍采用原降水随海拔降低的统计模型,这样在高海拔地区,降水将会出现不合理的负值。本文参考国内外受热带气团控制地区的降水随海拔递减率^[2]、潮湿山地最大降水高度以上降水随海拔的递减率^[10]和参考探空气球测定的不同高度水汽输送量,按不同的递减率模拟降水随海拔的变化,而且计算结果应与相邻地区的雨量分布相衔接。因此,按照 5种不同的情况,建立了 VIII区在不同海拔区间的回归方程进行降水模拟。

图 3是基于栅格模拟的青藏高原降水空间分布图,可以看出,降水量分布总体上是自东南向西北减少,这与用气象站资料绘制的年降水量分布相似,由于该方法充分考虑地形因子对降水影响,因而对降水分布的空间模拟相对更为精准。

由栅格法模拟的青藏高原降水空间分布图具有以下特征:(1)能充分表现出降水随海拔变化空间特征。在藏东南的中印边界、丹巴曲、西巴霞曲、察隅河、卡门河及念青唐古拉山迎风坡,受印度季风潮热气流影响,出现了 1 700 mm降水高值。最大降水在海拔较低的河谷地区,具有典型的热带气团降水随海拔降低的特点;念青唐古拉山迎风坡的动力抬升和热力作用,降水随高度明显增加,属热带变性

气团的影响。用传统气象站点实测资料方法,因大部分站点设置在海拔相对较低处,在低河谷和高海拔山区因缺少观测资料,降水空间变异特征没有充分表现出来。而且由于藏北地区气象观测站过少,等雨量线走向的主观成分很大。(2)在青海的东北部,依据传统绘制的多雨中心位于门源、互助一带,栅格法由于充分考虑地形影响,在祁连山支脉托来山附近的托勒和野牛沟一带又有一个多雨中心,在两个多雨中心之间,降水相对较小。(3)柴达木盆地是青藏高原降水最少地区,茫崖和冷湖多年平均降水为 39 mm 和 14 mm,是青藏高原最干旱地区。因为藏北地区雨量观测点过少,常把藏西北划归为与柴达木盆地同一个雨量分布区。受地形和西风带影响,藏西北雨量要比柴达木盆地多 100~150 mm。(4)在冈底斯山南坡的仲巴、定日一带,有一明显的东西走向的多雨带,这与文献^[10]研究结果一致,而在传统方法获得的雨量分布图上,未能表现出来。(5)在喜马拉雅山、念青唐古拉山和唐古拉山的东段,向北到巴颜喀拉山东段,再向东至青海省东南的阿尼玛卿山南坡,有一多雨带。潮湿的西南季风顺着藏东南南北走向的河谷北上,受到近于东西走向的高大山系的阻挡,气流被迫爬坡,雨量明显增加;另一方面,在高原雨季盛期,在仲巴、定日入口的水汽,经过那曲等地,在念青唐古拉山和唐古拉山背风坡的河谷地带水汽辐合带^[13],因而在这一地区形成多雨带。

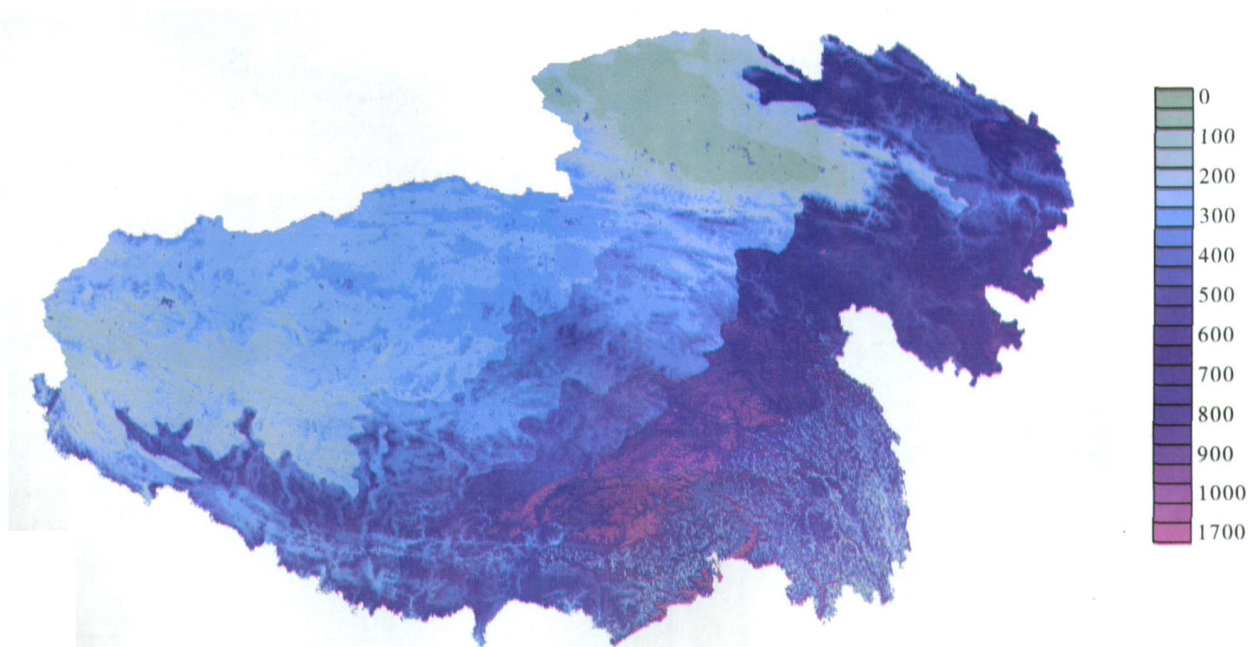


图 3 青藏高原年降水 (mm)空间分布模拟

Fig 3 Spatial simulation of precipitation in Qinghai-Tibetan Plateau (mm)

从以上分析,可以看出,栅格化模拟的降水分布因充分考虑了复杂地形对降水的影响,获得的无测站地区降水分布比传统方法具有相对较高的精度。

5 结论

青藏高原降水由于受水汽来源和海拔的影响,空间差异较大,主要表现为不同区域降水随海拔的变率有显著差异。传统方法获得的雨量分布图因未考虑青藏高原以海拔为主要影响因子的地形因素,因而目前得到的降水空间分布精确性相对较差。

本研究以青藏高原 92 个站点的年降水观测数据为基础,首先确定降水和海拔之间关系的点聚图式。根据不同气团控制区和地形条件以及降水随海拔的变化规律,把青藏高原降水划分为 8 个类型区,然后分区建立实测年降水量与测站的经度 (E°)、纬度 (N°)、海拔 (h/m)、坡度 (S°)、坡向 (A°) 等地理因子关系的统计方程,并作了相关性检验。相关检验表明,各类型区降水与地理因子的相关程度均大于 95%。

应用 ARC/INFO 软件把根据 1:25 万地形图划分的降水分区图与美国 SRTM 提供的青藏高原 DEM 数据进行叠加,应用 8 个类型区的降水与地理因子的统计方程作为降水的空间模拟方程青藏高原

降水的空间变化。计算的基本单元为 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ 。

从总体来看,划分的 8 个类型区中除藏南谷地平均海拔上升 100 m 则降水减少 21.7 mm 之外,其余 7 个类型区的降水均随海拔高度的抬升而增大,增大幅度在 6.8~26.5 mm/(100 m) 之间,显然,降水随高度的变化差异较大。

由于本研究方法充分考虑地形对降水的影响,在藏东南的中印边界、丹巴曲、西巴霞曲、察隅河、卡门河及念青唐古拉山迎风坡出现了比传统观测方法获得的更多的降水。在喜马拉雅山、念青唐古拉山、和唐古拉山的东段,向北到巴颜喀拉山东段,再向东至青海省东南的阿尼玛卿山南坡,有一多雨带。在冈底斯山南坡的仲巴、定日一带,有一明显的东西走向的多雨带,这些是传统的等雨量线图上难以反映出来的降水空间分布特征。

因此,应用 GIS 进行的栅格化降水分布模拟充分反映了复杂地形对降水的影响,推算无测站地区降水具有较高的精度。

模拟结果显示,青藏高原并非随海拔上升降水不断增大,降水的海拔梯度效应很大程度上受地形及水汽来源的共同作用而变得复杂。

参考文献 (References)

[1] Reger G. Barry. Mountain Weather and Climate[M]. Printed in the

- United States of America, 1981: 150~ 200
- [2] Lin Zhiguang Eds. Climatology of Local Rain [M]. Beijing: Science Press, 1995: 6~ 45 [林之光编. 地形降水气候学 [M]. 北京: 科学出版社, 1995, 6~ 45]
- [3] Shen Guoquan. The estimation of rainfall on fine mesh [J]. *Meteorological Monthly*, 1986, 12(9): 32~ 36 [沈国权. 小网格雨量场的估算分析 [J]. 气象, 1986, 12(9): 32~ 36]
- [4] Mountain Agenda. Mountains of the World: Water Towers for the 21st Century, prepared for the United Nations Commission on Sustainable Development [R]. In: Institute of Geography, University of Bern (Centre for Development and Environment and Group for Hydrology) and Swiss Agency for Development and Cooperation. Paul Haupt AG Bern, 1998.
- [5] Bandyopadhyay, J. The Mountains and Uplands as Water Towers for Humanity: Need for a New Perspective in the Context of the 21st Century Compulsions [R]. International Academy of the Environment, Geneva, Switzerland, 1995: 4
- [6] Krause, A. Mountains as Water Towers: The Quantity and Quality of Water in and from Mountain Areas, 4~ 18 August 2003. E-Discussion Summary, Topic 3: Who Owns It? Integrated Water Management. North American Mountain Forum, 2003
- [7] Fu Baopu. Mountain Climate [M]. Beijing: Science Press, 1983: 237~ 242 [傅抱璞. 山地气候 [M]. 北京: 科学出版社, 1983: 237~ 242]
- [8] Zhao Hongsheng. Analysis of trend of annual precipitation distribution in Yunnan Province [J]. *Meteorological Monthly*, 1982, (8): 12~ 14 [赵洪声. 云南年雨量空间结构的趋势面分析 [J]. 气象, 1982, (8): 12~ 14]
- [9] Shi Fengbo. The features of space distribution of annual precipitation in the Taihang [J]. *Meteorological Monthly*, 1981(2): 18~ 19 [史风波. 太行山和燕山地区年降水量的空间分布特征 [J]. 气象, 1981(2): 18~ 19]
- [10] Wang Ling. Calculation and distributional characteristics of annual rainfall amount in mountainous Regions of North China [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1996, 51(2): 164~ 171 [王菱. 华北山区年降水量的推算和分布特征 [J]. 地理学报, 1996, 51(2): 164~ 171]
- [11] Lin Zhonghu, Mo Xingguo, Li Hongxuan *et al.* Comparison of three spatial interpolation methods of climate variables in China [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2002, 57(1): 47~ 56 [林忠辉, 莫兴国, 李宏轩, 等. 中国大陆地区气象要素的空间插值 [J]. 地理学报, 2002, 57(1): 47~ 56]
- [12] Hulme M. A. 1951~ 1980 global land precipitation climatology for evaluation of general circulation models [J]. *Climate Dynamics*, 1992, 7: 57~ 72
- [13] Huang Junfu, Sheng Rujiu. Source of water vapor and analysis of balance of Tibetan Plateau in summer season [A]. In: Li Yueqing ed. Collection of meteorological research of Tibetan Plateau [C]. Beijing: Meteorology Press, 2004: 70~ 75 [黄均福, 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 [A]. 见: 李跃青主编. 青藏高原气象学研究文集 [C]. 北京: 气象出版社, 2004: 70~ 75]
- [14] Dai Jiaxi Eds. Climate of Qinghai-Xizang Plateau [M]. Beijing: Meteorology Press, 1990: 51~ 184 [戴加洗. 青藏高原气候 [M]. 北京: 气象出版社, 1990: 51~ 184]
- [15] Du Jun, Ma Yucai. Climatic trend of rainfall over Tibetan Plateau from 1971 to 2000 [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2004, 29(3): 375~ 382 [杜军, 马玉才. 西藏高原降水变化趋势的气候分析 [J]. 地理学报, 2004, 29(3): 375~ 382]
- [16] Li Tianchou. Qindeji. Characteristics, development and utilization prospects of water resources of the international Acre River Area in Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1999, 54(Suppl.): 12~ 20 [刘天仇, 其美多吉. 青藏高原国际河流区水资源特征开发利用前景 [J]. 地理学报, 1999, 54(增刊): 12~ 20]
- [17] Lu Chunxia, Xie Gao, Cheng Shengkui *et al.* The role of Tibetan Plateau as water tower [J]. 2004, 22(4): 428~ 432 [鲁春霞, 谢高地, 成升魁, 等. 青藏高原的水塔功能 [J]. 山地学报, 2004, 22(4): 428~ 432]
- [18] Meteorological Observation Data of Tibetan Plateau from May to August in 1979 No. 4 [Z]. Beijing: Meteorology Press, 1982: 4~ 28 [1979年5~ 8月青藏高原气象科学实验资料, 第四册 [Z]. 北京: 气象出版社, 1982: 4~ 28]
- [19] Yang Meixue, Yao Tandong, Tian Lile. Comparison of summer monsoon precipitation between Northern and Southern slope of Tanggula Mountain over the Tibetan Plateau [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology*, 2000, 11(2): 199~ 204 [杨学梅, 姚檀栋, 田立德. 青藏高原南北坡夏季风降水特征的对比分析 [J]. 应用气象学报, 2000, 11(2): 199~ 204]
- [20] <http://edc.usgs.gov/products/elevation.html>
- [21] Lu Wendai. Statistical Analysis of SPSS windows [M]. Beijing: Publishing House of Electronics Industry, 2000: 284~ 297 [卢纹岱主编. SPSS windows 统计分析 [M]. 北京: 电子工业出版社, 2000: 284~ 297]
- [22] Cheng Shulin, Guo Yinchun, Guo Kang. Climate Study of Taihang-Yanshan Mountain [M]. Beijing: Meteorology Press, 1993: 140~ 144 [程树林, 郭迎春, 郭康. 太行山燕山气候考察研究 [M]. 北京: 气象出版社, 1993: 140~ 144]

Altitude Effect of Precipitation and Spatial Distribution of Qinghai-Tibetan Plateau

LIU Chunxia, WANG Ling, XIE Gaodj, LENG Yunfa

(*Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China*)

Abstract Based on the analysis of source of water vapor and DEM data from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, USA), the spatial changes of precipitation with altitude in Tibetan Plateau was simulated by using Arc/Info software. Firstly, based on data from the metrological stations of 92 the research region was felled into eight sub-regions in terms of changes of precipitation with altitude; then, the climatologically statistical formulation between recorded precipitation and geographical factors was built up for eight sub-regions. Combine with the DEM data (altitude, slope degree and slope direction) of Qinghai-Tibetan Plateau, the spatial distribution of precipitation was calculated and simulated with the spatial resolution of $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$. The results showed that the precipitation rise with the altitude in the Eastern Asian monsoon effecting region and decrease with altitude in the Indian monsoon effecting region in general. In fact, the precipitation change with elevation also is effected by the landform and source of air mass in the plateau.

Key words Qinghai-Tibetan Plateau, altitude effect of precipitation, rainfall distribution, simulation