

# 1951–2010年中国季平均降水高精度曲面建模分析

赵 娜, 岳天祥, 王晨亮

(中国科学院地理科学与资源研究所资源与环境信息系统国家重点实验室, 北京 100101)

**摘 要:**利用1951–2010年中国711个气象观测站的月降水资料,对多年季平均降水根据中国农业气候类型进行分区模拟。针对中国降水特点,首先分析了影响各分区降水的地理、地形因素及局部地形因素,利用多项式回归和逐步回归的方法对各分区降水进行了趋势拟合;在此基础上,采用改进的高精度曲面建模(HASM)方法,对各模拟区域去掉趋势后的残差进行迭代修正,并比较验证了模拟效果。同时,为保证HASM在边界附近的模拟精度,根据区域内站点间的距离,对每一分区设置一个缓冲区,将HASM实际插值区域扩展为缓冲区内的部分。模拟结果表明:HASM方法的模拟精度在不同区域不同季节内均比经典的插值方法模拟精度高。利用上述方法分析了同一季节各分区降水的分布特点,并模拟了不同季节内多年平均降水的空间分布状况,模拟结果符合我国降水的实际分布特点。

**关 键 词:**高精度曲面建模;季平均降水;多项式回归;插值;中国

doi: 10.3724/SP.J.1033.2013.00049

## 1 引言

降水是陆地生物圈模型的主要驱动变量,是重要的农业气候资源(Bannayan et al, 2005; Cai et al, 2009; Moulin et al, 2009; Yue et al, 2007)。然而,气象站点的数量是有限的,并且气象要素的空间分布是离散的。为了获得气候变化的连续空间分布特征,国内外许多学者对此作了大量的研究。Yan等(2008)基于样条插值的原理,采用AUNSPIN模型对中国气候进行了模拟;Daly等(2008)利用PRISM模型对美国气象要素的空间分布进行了模拟与分析;张赛等(2007)采用基于人工神经网络的方法对中国多年平均气温进行了空间化分析;Joly等(2011)以法国为例,采用局部插值技术对气温空间变化进行了模拟;Marquinez等(2003)结合地理、地形因子采用多元统计方法对山区降水进行了模拟。自20世纪90年代以来,随着GIS技术的迅速发展,GIS软件提供了许多空间插值的方法,如反距离权重法(Inverse Distance Weighted Method, IDW)、克里金法(Kriging)、样条法(Spline)等,为气

象要素的空间分布提供了解决途径。然而这些方法或者模型计算复杂影响了处理时间,或者模型简单而精度较低,插值效率不高。不同的插值模式会导致插值要素的模拟效果出现很大差异。同时,对于广大中国地区来讲,气象要素的不同空间插值方法的插值性能因地区而异,并不存在绝对的最优插值方法。

中国降水具有明显的区域性与季节性,且降水受地理、地形因子的影响较大。刘新安等(2004)在1 km栅格上对气象要素进行了插值研究,并结合了经度、纬度、海拔的影响,对去掉趋势后的残差值采用距离反比权重法进行模拟,最后得到各栅格的订正值。然而在考虑地理、地形因素的同时,忽略了局部地形因素对降水的影响。

高精度曲面建模方法(High Accuracy and High Speed Methods, HASM)自20世纪90年代以来不断发展完善(Yue, 2011),它从微分几何原理出发,基于曲面论基本定理,从理论上解决了插值过程中的峰值削平、边界震荡等问题,且与经典的插值方法IDW、Kriging、Spline等相比,模拟精度有了很大的提高,具有非常好的数值特点(岳天祥等, 2004,

收稿日期:2012-06; 修订日期:2012-08.

基金项目:全球变化研究国家重大科学研究计划项目(2010CB950904);国家杰出青年科学基金项目(40825003);国家自然科学基金重点基金项目(41023010)。

作者简介:赵娜(1986-),女,博士研究生,主要研究方向为生态模型与系统模拟、气候变化。E-mail: zhaon@lreis.ac.cn

通讯作者:岳天祥(1963-),男,博士生导师,研究员。E-mail: yue@lreis.ac.cn

2006)。该模型已成功地运用于人口分布、土壤pH值等领域(Shi et al, 2009; Tian et al, 2005),但在气候领域的研究中,HASM模型的模拟效果还未得到很好的体现。

本文针对上述问题,在以往研究的基础上,采用HASM方法,对中国近60年季平均降水在1 km栅格上根据中国农业气候类型(李世奎等, 1988)进行分区模拟,在每个区域内充分考虑了影响降水的地理、地形因子;同时考虑了影响降水的各分区局部地形因素,即每个栅格点周围2~10 km内的平均地形因子。结合逐步回归方法,对各分区降水进行了多项式回归拟合,最后用HASM模型对去掉趋势后的残差进行了修正。为了消除HASM模型在模拟边界点时由于边界外没有采样点而使边界附近精度低的问题,本文对每个分区建立了一个缓冲区,将实际计算区域控制在缓冲区范围内,提高了HASM在区域边界附近的插值精度。

2 数据来源

本研究使用了1951-2010年全国711个气象台站的月平均降水数据及各站经纬度坐标。我国气象台站东部地区较为稠密,西部地区相对稀疏且分布极不均匀(图1);各气象台站的建立时间并不一致,1950年以前100°E以西气象站点极为稀少,大规模建站始于20世纪50年代初。对各台站逐站分析,其中有681个观测记录在35年以上,30个观测年限在21~35年之间(均位于西部地区);对各台站分别计算不同季度的多年平均降水量。

中国地处欧亚大陆东南部,濒临辽阔的太平洋(15~55°N, 70~140°E),其降水空间分布差异明显。为了更清晰地体现中国各地的降水变化特征,根据中国农牧业分布及中国气候类型(李世奎等, 2006),将研究区域分为4个子区域:东部秦岭淮河以北地区(I)、东部秦岭淮河以南地区(II)、青藏高原地区(III)及西北内陆地区(IV)(图1)。为了提高各分区边

界附近的模拟精度,根据气象站点间的距离,对每一分区设置一缓冲区,缓冲区半径为100 km,实际插值区域为各分区及周围缓冲区部分。各分区面积及气象站点数目如表1所示。

3 研究方法

3.1 多项式逐步回归拟合方法

根据统计学的思想,一个变量的空间分布可看作是多重因素影响下的一个空间过程的实现,在这个空间过程中包含了全局趋势、局部效应和随机误差。对于降水量的空间分布模拟,首先应识别影响各分区降水变化的地理、地形因子,在此基础上给出各分区不同季节内降水与地理、地形因子之间的回归关系式。

刘新安等(2004)考虑了经度、纬度、高程对降水的影响,Daly等(1994)、Wotling等(2000)指出局部地形因素对降水的作用比较明显。但对中国地区的降水模拟,往往忽视了局部地形因素的影响。本文所考虑的与降水有关的地理、地形因子有经度(m)、

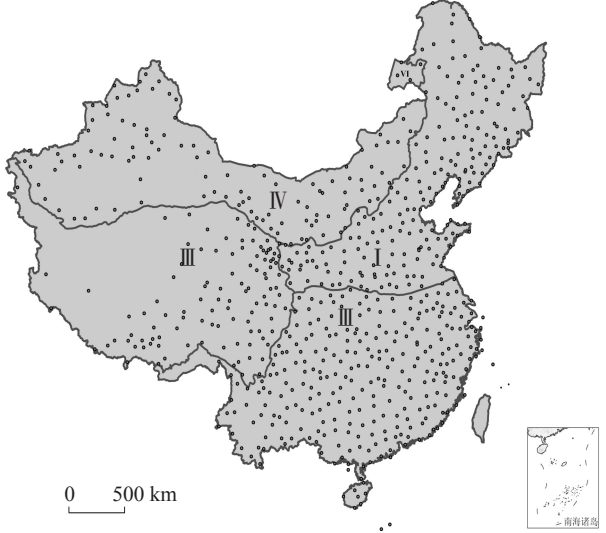


图1 中国气象观测站点分布及分区示意图  
Fig. 1 Spatial distribution of meteorological stations in four regions in China

表1 各分区面积及站点数

Tab. 1 Area and station numbers of each region

区域	面积/km <sup>2</sup>	分区站点数	计算区域站点数
I	2083497.8422	201	283
II	2546959.3791	287	342
III	2493243.1265	110	169
IV	2362054.7859	113	165

纬度(m)、高程(m)、坡度(°)、坡向(°)及地形起伏度(m)(汤国安等, 2006);所考虑的局部地形因素如表2所示。

高程、坡度、坡向、地形起伏度及局部地形因子均使用ArcGIS从DEM栅格数据中提取。对地理、地形因子与降水之间的关系采用多项式进行拟合。

$$Pre=b_0+b_1x_1+b_2x_2+b_3x_3+b_4x_4+b_5x_5+b_6x_6+\cdots$$
$$+b_{11}x_1^2+b_{22}x_2^2+b_{33}x_3^2+b_{44}x_4^2+b_{55}x_5^2+b_{66}x_6^2$$
$$+b_{12}x_1x_2+b_{13}x_1x_3+b_{14}x_1x_4$$
$$+b_{15}x_1x_5+b_{16}x_1x_6+b_{23}x_2x_3+\cdots$$
(1)

其中:一次项指上述包括局部因子在内的各地理、地形因子;二次项及交叉项分别指各因子的平方及任意两个因子的乘积。

由于并非所有的因素对降水都有显著的影响,有些因子之间可能存在多重共线性,使用逐步回归法(邓祖新, 2006)可以从这些因子所有可能的组合中,找出最优的子集。通过逐步回归得到的拟合关系式中的各因子与降水均具有显著的相关性,且可使拟合值相对真实值的偏差的平方和达到最小。

对各插值区域均采用多项式拟合、逐步回归的方法,得到各分区不同季节内影响降水的地理、地形因素及对应的回归关系式的决定系数 $R^2$ (表3)。表3中的结果再现了我国降水的区域复杂性与季节性。

3.2 HASM方法

设曲面的方程为 $z=f(x,y)$ ,则HASM模型可归结为求解微分方程组:

$$\begin{cases} f_{xx}= \Gamma_{11}^1 f_x + \Gamma_{11}^2 f_y + L(EG-F^2)^{-1/2} \\ f_{yy}= \Gamma_{22}^1 f_x + \Gamma_{22}^2 f_y + N(EG-F^2)^{-1/2} \end{cases}$$
(2)

其中: $E=1+f_x^2$ ,  $F=f_x f_y$ ,  $G=1+f_y^2$ ;

$$L=\frac{f_{xx}}{\sqrt{1+f_x^2+f_y^2}}; N=\frac{f_{yy}}{\sqrt{1+f_x^2+f_y^2}};$$
$$\Gamma_{11}^1=\frac{1}{2}(GE_x-2FF_x+FE_y)(EG-F^2)^{-1};$$

$$\Gamma_{11}^2=\frac{1}{2}(2EF_x-EE_y-FE_x)(EG-F^2)^{-1};$$
$$\Gamma_{22}^1=\frac{1}{2}(2GF_y-GG_x-FG_y)(EG-F^2)^{-1};$$
$$\Gamma_{22}^2=\frac{1}{2}(EG_y-2FF_y+FG_x)(EG-F^2)^{-1}$$

运用有限差分法并结合采样点的约束控制,微分方程组(2)可离散化为约束最小二乘问题(岳天祥等, 2004):

$$\begin{cases} \min \left\| \begin{bmatrix} A \\ B \end{bmatrix} z^{(n+1)} - \begin{bmatrix} d^{(n)} \\ q^{(n)} \end{bmatrix} \right\|_2 \\ s.t. \quad Sz^{(n+1)}=k \end{cases}$$
(3)

其中: $A$ 、 $B$ 、 $d^{(n)}$ 、 $q^{(n)}$ 分别为微分方程组(2)离散后对应的系数矩阵及右端项; $S$ 、 $k$ 分别为采样点构成的矩阵及对应的采样值构成的列向量;并规定若 $(x_i, y_j, \bar{f}_{ij})$ 为第 $t$ 个采样点的坐标及采样值,则 $S(t, (i-1) \times N + j) = 1$ ,  $k(t, (i-1) \times N + j) = \bar{f}_{ij}$ ;  $N$ 为矩阵 $S$ 的列数。

对最小二乘问题(3),通过引入拉格朗日乘子 $\lambda$ ,可将其转化为代数方程组问题:

$$Wz=\tilde{v},$$
(4)

其中:

$$W=\begin{bmatrix} A^T & B^T & \lambda S^T \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \\ \lambda S \end{bmatrix}; \tilde{v}=\begin{bmatrix} A^T & B^T & \lambda S^T \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \tilde{d} \\ \tilde{q} \\ \lambda k \end{bmatrix}$$

方程组(4)中的系数矩阵 $W$ 为对称正定稀疏矩阵。对于此类问题,比较著名的解法为共轭梯度法(Golub et al, 2009)。然而,共轭梯度法对方程组系数矩阵的性质要求较高,当系数矩阵的条件数(Golub et al, 2009)接近1时,此方法的收敛速度很快。HASM模型方程组系数矩阵是病态的,其条件数一般为 $O(10^{17})$ ,这使得采用共轭梯度法求解(4)时收敛速度很慢。鉴于此,下面给出了基于对称逐步超松弛法的预处理共轭梯度法。该方法

表2 影响降水的局部地形因素

Tab. 2 Local variances influencing precipitation

局部地形因素		意义	局部地形因素		意义
DEM25	插值点周围 2.5 km 内的平均高程		Aspect25	插值点周围 2.5 km 内的平均坡向	
DEM50	插值点周围 5 km 内的平均高程		Aspect50	插值点周围 5 km 内的平均坡向	
DEM100	插值点周围 10 km 内的平均高程		Aspect100	插值点周围 10 km 内的平均坡向	
Slope25	插值点周围 2.5 km 内的平均坡度		Relief25	插值点周围 2.5 km 内的平均地形起伏度	
Slope50	插值点周围 5 km 内的平均坡度		Relief50	插值点周围 5 km 内的平均地形起伏度	
Slope100	插值点周围 10 km 内的平均坡度		Relief100	插值点周围 10 km 内的平均地形起伏度	

表3 各季节不同地区内影响降水的地理、地形因素及对应回归关系式的决定系数  
Tab. 3 Geographic/topographic factors impacting precipitation in different regions and seasons

季节	区域	地理、地形因素	$R^2$	调整的 $R^2$
春季	I	DEM,Lat,Aspect,Relief100,Lat <sup>2</sup> ,Relief50 <sup>2</sup> ,DEM×Lat,	0.8512	0.8444
		DEM×Relief, Lon×Lat, Aspect×Relief		
	II	DEM100,Lon,Lat,Aspcet100,Relief50,DEM25 <sup>2</sup> ,Lat <sup>2</sup> ,	0.7600	0.7522
		Aspect25 <sup>2</sup> , Slope100 <sup>2</sup> ,Lon×Lat		
	III	Lon, Lat, Relief25 <sup>2</sup> , Lon×Lat	0.5697	0.5593
	VI	Aspect, Relief100, DEM <sup>2</sup> , Lon <sup>2</sup> , Aspect50 <sup>2</sup> , Relief100 <sup>2</sup> ,	0.5752	0.5505
		DEM×Lon, DEM×Aspect, Lat×Slope		
		DEM100,Lon,Lat,Relief25,Relief50,DEM <sup>2</sup> ,Lon <sup>2</sup> ,		
夏季	I	Lat <sup>2</sup> ,Slope50 <sup>2</sup> ,Relief50 <sup>2</sup> ,DEM×Lon, Lon×Lat	0.7906	0.7811
		DEM50, DEM100, Lon,Lat,Slope100,Relief,Relief100,DEM50 <sup>2</sup> ,		
	II	Lon <sup>2</sup> ,Relief <sup>2</sup> ,Relief50 <sup>2</sup> ,DEM×Lon, Lon×Lat, Aspect×Slope	0.5664	0.5463
		DEM, DEM25, DEM100,Lat, Relief, Relief100, DEM×Lat		
	III	DEM100 <sup>2</sup> , Lon <sup>2</sup> , Lat <sup>2</sup> , Relief25 <sup>2</sup> , Relief50 <sup>2</sup> , DEM×Lon	0.8825	0.8701
	VI	Lon, Lat, Relief100,DEM25 <sup>2</sup> , Lon <sup>2</sup> , Lat <sup>2</sup> , Aspect100 <sup>2</sup> ,	0.9009	0.8944
		Relief100 <sup>2</sup> , DEM×Lon, Lon×Lat		
		Lat, Relief100,DEM <sup>2</sup> ,DEM100 <sup>2</sup> ,Lat <sup>2</sup> , Relief100 <sup>2</sup> ,DEM×Lon,		
秋季	I	DEM×Relief, Lon×Lat	0.8226	0.8165
		DEM100,Lon,Lat,Lon <sup>2</sup> ,Lat <sup>2</sup> ,Aspect <sup>2</sup> ,Slope50 <sup>2</sup> ,		
	II	Slope100 <sup>2</sup> , Relief25 <sup>2</sup> ,DEM×Lon, Lon×Relief	0.4809	0.4605
	III	Lon, Lat,Aspect50 <sup>2</sup> ,Lon×Lat, Lon×Relief, Aspect×Relief	0.7828	0.7748
	VI	Lon, Lat, Relief100, Lon <sup>2</sup> , Lat <sup>2</sup> , Aspect100 <sup>2</sup> , Relief100 <sup>2</sup> ,	0.8394	0.8289
		DEM×Relief, Lon×Lat, Lon×Relief		
		DEM,Lon,Lat,DEM100 <sup>2</sup> ,Lon <sup>2</sup> ,Lat <sup>2</sup> ,DEM×Lon,		
冬季	I	DEM×Lat, Lon×Lat	0.8817	0.8777
	II	Lon,Lat,Aspect100,Slope100,Lon <sup>2</sup> , Lat <sup>2</sup>	0.7553	0.7506
	III	Lon, Lat, Relief25 <sup>2</sup> , DEM×Relief, Lon×Lat, Lon×Relief	0.4014	0.3715
	VI	Lon, Lat, DEM <sup>2</sup> , DEM100 <sup>2</sup> , Lon <sup>2</sup> , Lat <sup>2</sup> , Slope100 <sup>2</sup> ,	0.5906	0.5640
		Lon×Lat, Aspect×Relief		

注:DEM: 高程; Lat: 纬度; Lon: 经度; Aspect: 坡向; Slope: 坡度; Relief: 地形起伏度

一方面提高了解方程组时的收敛速度,另一方面在程序实现过程中,减少了存储量,并且该方法由于只涉及矩阵与向量的乘积而具有一定的并行性。

应用对称逐步超松弛预处理共轭梯度法,设系数矩阵 $\boldsymbol{W}=\boldsymbol{L}+\boldsymbol{D}+\boldsymbol{L}^T$ , $\boldsymbol{D}$ 为 $\boldsymbol{W}$ 的对角线元素构成的对角矩阵, $\boldsymbol{L}$ 为 $\boldsymbol{W}$ 的下三角部分构成的下三角矩阵,定义对称逐步超松弛预处理算子如下:

$$\boldsymbol{M}=\boldsymbol{K}\boldsymbol{K}^T \tag{5}$$

其中  $\boldsymbol{K}=\frac{1}{\sqrt{2-w}}(\frac{1}{w}\boldsymbol{D}+\boldsymbol{L})(\frac{1}{w}\boldsymbol{D})^{-1/2}$ ,  $0<w<2$ ,

则  $\boldsymbol{K}^{-1}=\sqrt{2-w}(\frac{1}{w}\boldsymbol{D})^{\frac{1}{2}}(\boldsymbol{I}+w\boldsymbol{D}^{-1}\boldsymbol{L})^{-1}\frac{1}{w}\boldsymbol{D}^{-1}$ ,

令  $\frac{1}{w}\boldsymbol{D}=\bar{\boldsymbol{D}}$ ,

由于  $(\boldsymbol{I}+\bar{\boldsymbol{D}}^{-1}\boldsymbol{L})^{-1}=\boldsymbol{I}-\bar{\boldsymbol{D}}^{-1}\boldsymbol{L}+\bar{\boldsymbol{D}}^{-1}\boldsymbol{L}^2-\cdots$ , 则

$$\begin{aligned}\boldsymbol{K}^{-1}&\approx\sqrt{2-w}\bar{\boldsymbol{D}}^{-\frac{1}{2}}(\boldsymbol{I}-\bar{\boldsymbol{D}}^{-1}\boldsymbol{L})\bar{\boldsymbol{D}}^{-1}\\&=\sqrt{2-w}\bar{\boldsymbol{D}}^{-\frac{1}{2}}(\boldsymbol{I}-\boldsymbol{L}\bar{\boldsymbol{D}}^{-1})\equiv\bar{\boldsymbol{K}}\end{aligned}$$

令  $\bar{\boldsymbol{M}}=\bar{\boldsymbol{K}}^T\bar{\boldsymbol{K}}$ , 那么  $\bar{\boldsymbol{M}}$  便可作为方程组(4)的预处理算子; $w$  为加权参数,取值范围为0~2; $\boldsymbol{I}$  为单位矩阵,阶数与矩阵 $\boldsymbol{K}$ 相同。

应用上述方法在求解方程组(4)的过程中,通过控制算法的迭代步数,可使得HASM模型达到预先设定的模拟精度。由上述分析也可以看出,HASM方法的模拟精度可根据实际需要得以调整。

4 模型验证及结果分析

4.1 模型验证

经典的插值方法包括Kriging法、IDW、Spline



方法及最近邻法,这些方法已嵌入到许多软件中,并且已经成功的运用于各个领域(Kleijen et al, 2005; Schoonmakers, 2003; Sinoweki et al, 1997)。本文结合上述4种插值方法,对HASM模型插值结果的精度进行验证。在对全国1951-2010年711个气象站点的平均降水进行统计分析的基础上,随机抽取20%的站点数据作为验证数据,80%的数据作为测试数据,分别运用HASM、Kriging、IDW、Spline及最近邻法进行插值。以夏季和冬季为例,计算了不同方法在不同模拟区域的均方根误差(RMSE)、平均绝对误差(MAE)及平均相对误差(MRE)。计算公式分别为:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (f_{ij} - \tilde{f}_{ij})^2}{N}}$$
$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |f_{ij} - \tilde{f}_{ij}|$$
$$MRE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|f_{ij} - \tilde{f}_{ij}|}{f_{ij}}$$

(6)

其中:  $f_{ij}$  为各观测台站的实测值;  $\tilde{f}_{ij}$  为对应的模拟

值;  $N$  为台站个数。精度检验的结果如表4、5所示。

由表4、5可以看出, HASM插值结果在不同的模拟区域均比其他3种经典的插值方法优越。对于所有模拟区域,在不同季节内HASM均表现出了很好的插值效果。在插值过程中, HASM模型的精度最高, Kriging插值由于所得的插值曲面比较光滑, RMSE较IDW、Spline、最近邻方法偏小。Spline插值法由于得到的模拟值的最大值往往比实际值偏大,最小模拟值比实际值偏小,而使得RMSE在3种方法中模拟值较实际值偏差最大,精度最差。同时也可以看出,在区域II中,不论哪种方法,其模拟精度较其他区域均有所降低。这是因为,分区II东南面毗邻太平洋、西南面毗邻印度洋,而北面又紧靠中国内陆。该区降水的影响因素除上述表3给出的地形因素以外,还受到不同季风环流等因素的影响。对此可进一步考虑各站点距海岸线的距离等因素,以提高该区的模拟精度。

为了全面比较分析不同插值法的模拟性能,以I区夏季为例,比较了各方法的计算时间,结果如表6所示。

表4 HASM模型与Kriging、IDW、Spline法的精度比较(夏季)

Tab. 4 Values of RMSE, MAE, MRE for HASM in comparison to Kriging, IDW and Spline(Summer)

分区	方法	RMSE	MAE	MRE
I	HASM	32.9178	21.5076	0.0625
	Kriging	38.5382	28.0876	0.0893
	IDW	44.3066	30.7472	0.0986
	Spline	65.1995	40.7834	0.1237
	最近邻法	48.0616	33.3787	0.0952
II	HASM	103.8364	64.3761	0.0952
	Kriging	106.6764	69.9295	0.1143
	IDW	108.5141	72.7767	0.1199
	Spline	157.7672	102.3794	0.1700
	最近邻法	110.3404	74.9685	0.1417
III	HASM	48.0262	38.2949	0.2380
	Kriging	60.5899	42.9434	0.2159
	IDW	61.5819	44.9529	0.2547
	Spline	100.3280	73.6587	0.4199
	最近邻法	66.0801	50.4452	0.2947
VI	HASM	29.0980	20.7774	0.2637
	Kriging	29.1699	21.4244	0.2665
	IDW	34.8156	27.3340	0.2902
	Spline	38.3273	27.2715	0.3339
	最近邻法	31.6808	23.4001	0.2012

表5 HASM模型与Kriging、IDW、Spline法的精度比较(冬季)  
Tab. 5 Values of RMSE, MAE, MRE for HASM in comparison to Kriging, IDW and Spline(Winter)

分区	方法	RMSE	MAE	MRE
I	HASM	4.6071	3.0086	0.3970
	Kriging	4.6182	3.0299	0.2455
	IDW	4.8281	3.0404	0.2441
	Spline	8.2899	4.8396	0.3986
	最近邻法	5.6312	3.6717	0.2515
II	HASM	16.6755	11.6754	0.2484
	Kriging	18.6231	12.0001	0.2275
	IDW	19.6859	13.0721	0.2984
	Spline	25.6599	16.9093	0.5046
	最近邻法	19.2352	12.8765	0.2288
III	HASM	7.7879	3.5947	1.0458
	Kriging	12.9323	6.4224	2.4672
	IDW	12.8041	6.0721	1.6086
	Spline	15.9087	8.2058	2.2777
	最近邻法	13.5192	6.9555	1.6994
VI	HASM	8.1837	3.7109	0.6987
	Kriging	8.3687	3.6779	0.4463
	IDW	8.6174	3.8821	0.5527
	Spline	9.2759	4.9617	0.9485
	最近邻法	8.7782	3.9967	0.7240

表6 不同插值方法计算时间的比较  
Tab. 6 Comparison of computing time with different interpolation methods

方法	HASM	Kriging	IDW	Spline	最近邻法
时间/s	62	240	50	157	64

由表6可以看出,在计算规模一定的情况下, IDW 的计算时间最短,其次为 HASM 方法, Kriging 法由于权重系数的计算复杂而耗时最多。

建立在微分几何学理论之上的 HASM 方法, 基于曲面论基本定理最终转化为求解对称正定方程组, 其具有完整的理论体系, 计算精度与其他方法相比相对较高。从以上分析看出, 综合考虑计算时间及计算精度, HASM 方法是最佳选择, IDW 方法次之。

**4.2 结果分析**

对不同季节、不同区域内的多年平均降水, 采用多项式回归加 HASM 残差内插的方法进行模拟, 模拟结果如图 2、3 所示。图 2 给出了各季节不同区域的多年平均降水量。对各模拟区域, 通过 HASM 插值计算出各栅格上的多年平均降水量, 模拟区域的平均降水量为区域内所有栅格降水量的算术平

均。由于格网点上的降水量通过 HASM 模型修正后能较准确的反应模拟区域降水的实际分布, 这样计算得到的区域平均降水的精度较高。

图 3 为春、夏、秋、冬 4 季我国多年平均降水量的空间分布图。通过对不同季节内多年平均降水的模拟分析, 结合 ArcGIS 的统计分析功能得出:

春季, 我国降水主要集中在东南沿海区域, 此外, 喜马拉雅山东段南翼及昆仑山西北部地区降水量也普遍偏多。东部秦岭淮河以北地区, 春季平均降水量为 91 mm。秦岭淮河以南地区平均降水量为 351.96 mm, 其中江南丘陵盆地、浙闽及南岭山地、闽粤桂低山平原地区和海南半岛降水量普遍较多, 最大平均降水量可达 1348.08 mm。云贵高原地区春季降水相对较少, 平均降水量约为 153 mm。青藏高原地区及西北内陆地区降水量较东部地区偏少, 其平均降水量分别为 67 mm 和 31 mm 左右,

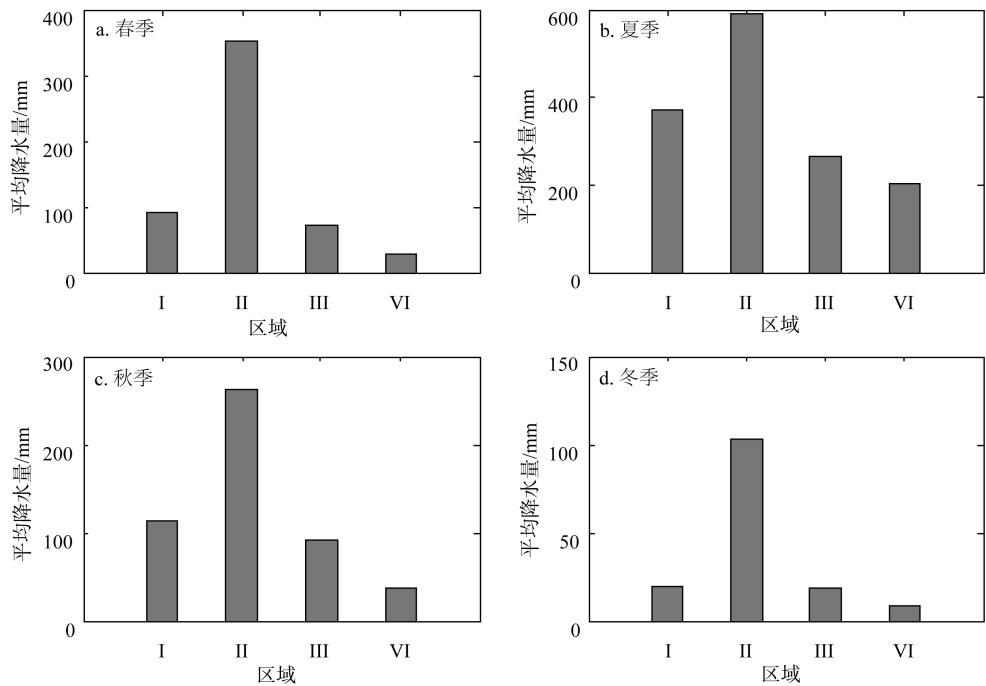


图2 各季节不同区域多年平均降水量

Fig. 2 Average seasonal precipitation from 1951 to 2010 for each region

这与郝成元等(2011)给出的结果相吻合。

夏季, 由于夏季风鼎盛, 我国降水量普遍增加。除西北内陆地区降水量略低之外, 其他地区从大兴安岭到雅鲁藏布江下游以东的东南半壁地区平均降水量都在 100 mm 以上。其中, 东部秦岭淮河以北地区平均降水量约为 370 mm, 比春季有所增加。秦岭淮河以南地区夏季平均降水量 600 mm, 其中, 云贵高原由于夏季受西南季风的影响, 降水量与春季相比明显增加, 最大平均降水量可达 852 mm。青藏高原地区夏季由于受西南季风的影响, 降水量也较春季明显增加, 其中喜马拉雅山南翼夏季平均降水量可达 1263 mm。西北天山山脉地区夏季降水量与春季相比明显增加, 其夏季平均降水量可达 205 mm。

秋季, 夏季风南撤, 我国西北半壁平均降水量约为 28 mm。秋季降水量较多的地区为西南地区及南部沿海地区, 其中, 滇中南亚高山地区及西双版纳山地地区秋季降水量平均约 305 mm。东部秦岭淮河以南地区平均降水量与夏季相比减少明显, 平均降水量约为 263 mm。秦岭淮河以北地区降水量与夏季相比减少了 250 mm, 该地区最大降水量在长白山南麓, 最大可达 264 mm。

冬季, 由于冬季风鼎盛, 大部分地区降水量全

年最少。降水量相对较多的地区为东南沿海地区, 其中江南丘陵及南岭山地附近平均降水量约为 164 mm。秦岭淮河以北降水量最多的地区仍然在长白山附近, 其冬季平均降水量约为 54 mm。西部地区中的藏南高山谷地、天山山地及阿尔泰山山地地区降水量相对较多, 其中天山山地的平均降水量为 9 mm。

4 结果与讨论

本文根据我国目前降水量插值过程中的一系列问题, 对不同季节不同区域的降水数据进行回归分析, 在考虑了栅格点处地理、地形因子的同时, 充分考虑到每个栅格点周围局部地形的影响。采用多项式回归加逐步回归的方法, 为每个区域选出对降水具有显著影响的因素, 从而建立了各季节不同区域共 16 个回归关系式。最后, 对去掉趋势后的残差, 采用 HASM 模型进行迭代修正。由于 HASM 模型的关键是解方程组, 因此在修正残差的过程中, 可通过对方程组迭代收敛精度的控制来进一步控制 HASM 模型的模拟精度。在实际应用中, 可根据实际需要来适时地控制插值效果。

此外, 在 HASM 模型的迭代求解过程中, 一方

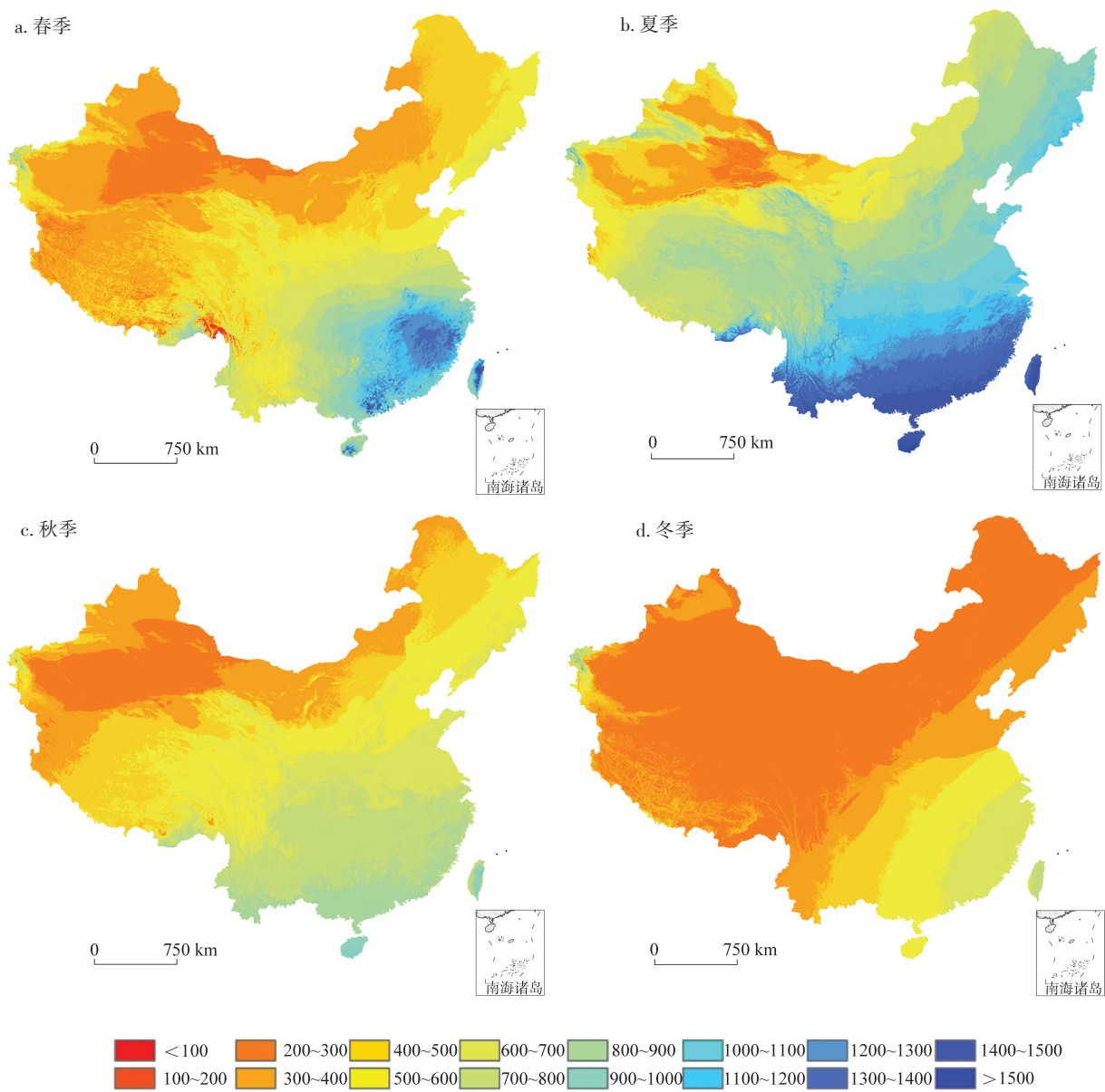


图3 1951-2010年我国季平均降水空间分布

Fig. 3 Average seasonal precipitation distributions during 1951-2010 in China (Spring(a), Summer(b), Autumn(c), Winter(d))

面,通过引入缓冲区技术,保证了HASM模型在边界处的模拟精度;另一方面,根据HASM模型中方程组系数矩阵的特点,给出了一种新的加快HASM模型收敛速度的方法,即对称逐步超松弛预处理共轭梯度法,该方法不仅降低了HASM模型的运行时间,同时也减少了计算机内存开销。

通过对HASM模型与经典插值方法进行精度比较,结果表明:HASM模型不论在台站密集区域还是在台站稀疏区域均表现出了较好的模拟效果;HASM模型可用于不同地区内中国季雨量的模拟。利用多项式回归加HASM残差内插的方法,对

我国4个季节4个区域的多年平均降水进行了模拟,模式再现了我国降水的地理分布及季节变化的基本特征。模拟结果表明,我国降水具有明显的区域性与季节性,降水量受局部地形因素的影响显著,且受地形因子的影响是相对的。从回归分析的结果看出,我国降水量主要受季风的影响,各地区降水量的影响因素随季节不同而不同。

基于经典的插值方法,许多学者对其进行改进以提高模型的模拟精度,如 Hutchinson(1991) 给出的 Aunsplin模型、Daly等(1994)提出的 PRISM模型和 Nalder等(1998)的 GIDS模型。不同模型对不同



应用背景往往具有不同的模拟效果, Price等(2000)对 Aunsplin 与 GIDS 模型做了比较, 指出 Aunsplin 模型一般要好于 GIDS 模型。针对中国地区的气候特点, 全面比较分析不同模型的模拟性能, 是今后的研究目标之一。

## 参考文献(References)

- Bannayan M, Sanjani S. 2011. Weather conditions associated with irrigated crops in an arid and semi arid environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151(12): 1589-1598.
- Cai X M, Wang D B, Romain L. 2009. Impact of climate change on crop yield: A case study of Rainfed corn in central Illinois. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(9): 1868-1881.
- Daly C, Halbleib M, Smith J I, et al. 2008. Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States. *International Journal of Climatology*, 28(15): 2031-2064.
- Daly C, Neilson R P, Phillips D L. 1994. A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 33(2): 140-158.
- Deng Z X. 2006. Data analysis and SAS system. Shanghai: The MIT Press. [邓祖新. 2006. 数据分析方法和 SAS 系统. 上海: 上海财经大学出版社.]
- Golub G H, Van Loan C F. 2009. Matrix Computations. Beijing: Posts & Telecom Press.
- Hao C Y, Zhao T Q. 2011. Comparative research on the precipitation variation in the regions susceptible to global climate change in China: A case study in Heilongjiang, Xinjiang and Tibet. *Process in Geography*, 30(1): 73-79. [郝成元, 赵同谦. 2011. 中国气候变化敏感区降水量区域对比: 以黑龙江、新疆和西藏三省为例. *地理科学进展*, 30(1): 73-79.]
- Hutchinson M F. 1991. The application of thin-plate smoothing splines to continent-wide data assimilation//Jasper J D. *Data Assimilation Systems (BMRC Research Report No. 27)*. Melbourne: Bureau of Meteorology: 104-113.
- Joly D, Brossard T, Cardot H, et al. 2011. Temperature interpolation based on local information: The example of France. *International Journal of Climatology*, 31(14): 2141-2153.
- Kleijnen J P C, van Beers W C M. 2005. Robustness of kriging when interpolating in random simulation with heterogeneous variances: Some experiments. *European Journal of Operational Research*, 165(3): 826-834.
- Li S K, Hou G L, Oyang H, et al. 1988. Agricultural climate resources and agricultural climate regionalization of China. Beijing: Science Press. [李世奎, 候光良, 欧阳海, 等. 1988. 中国农业气候资源和农业气候区划. 北京: 科学出版社.]
- Liu X A, Yu G R, Fan L S, et al. 2004. Study on spatialization technology of terrestrial eco-information in China (III): Temperature and precipitation. *Journal of Natural Resources*, 19(6): 818-825. [刘新安, 于贵瑞, 范辽生, 等. 2004. 中国陆地生态信息空间化技术研究(III): 温度、降水等气候要素. *自然资源学报*, 19(6): 818-825.]
- Marquinez J, Lastra J, Garcia P. 2003. Estimation models for precipitation in mountainous regions: The use of GIS and multivariate analysis. *Journal of Hydrology*, 270(1-2): 1-11.
- Moulin L, Gaume E, Obled C. 2009. Uncertainties on mean areal precipitation: Assessment and impact on stream flow simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(2): 99-114.
- Nalder I A, Wein R W. 1998. Spatial interpolation of climatic normals: Test of a new method in the Canadian boreal forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92(4): 211-225.
- Price D T, McKenney D W, Nalder I A, et al. 2000. A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 101(2-3): 81-94.
- Schoonmakers S J. 2003. The CAD Guidebook. New York: Marcel Dekker, Inc..
- Shi W J, Liu J Y, Du Z P, et al. 2009. Surface modeling of soil PH. *Geoderma*, 150(1-2): 113-119.
- Sinoweki W, Scheinost A C, Auerswald K. 1997. Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soils cape: II. Comparison of regionalization procedures using a pedotransfer function. *Geoderma*, 78(3-4): 145-159.
- Tang G A, Yan X. 2006. Laboratory experiments in ArcGis space analysis of geographic information system. Beijing: Science Press. [汤国安, 杨昕. 2006. ArcGis 地理信息系统空间分析实验教程. 北京: 科学出版社.]
- Tian Y Z, Yue T X, Zhu L F, et al. 2005. Modeling population density using land cover data. *Ecological Modelling*, 189(1-2): 72-87.
- Wotling G, Bouvier C, Danloux J, et al. 2000. Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. *Journal of Hydrology*, 233(1-4): 86-101.
- Yan H, Nix H A, Hutchinson M F, et al. 2005. Spatial interpolation of monthly mean climate data for China. *International Journal of Climatology*, 25(12): 1619-1636.

- tional Journal of Climatology, 25(10): 1369-1379.
- Yue T X. 2011. Surface modeling: High accuracy and high speed methods. CRC Press.
- Yue T X, Du Z P, Liu J Y. 2004. High precision surface modeling and error analysis. Progress in Natural Science, 14 (2): 83-89. [岳天祥, 杜正平, 刘纪远. 2004. 高精度曲面建模与误差分析. 自然科学进展, 14(3): 300-306.]
- Yue T X, Du Z P. 2006. High accuracy surface modeling and comparative analysis of its errors. Progress in Natural Science, 16(8): 986-991. [岳天祥, 杜正平. 2006. 高精度曲面建模与经典模型的误差比较分析. 自然科学进展, 16 (8): 986-991.]
- Yue T X, Fan Z M, Liu J Y. 2007. Scenarios of land cover in China. Global and Planetary Change, 55(4): 317-342.
- Zhang S, Liao S B. 2011. Simulation and Analysis of Spatialization of mean annual air temperature based on BP neural network. Journal of Geo-information Science, 13(4): 534-538. [张赛, 廖顺宝. 2011. 多年平均气温空间化 BP 神经网络模型的模拟分析. 地球信息科学学报, 13(4): 534-538.]

## Surface modeling of seasonal mean precipitation in China during 1951–2010

ZHAO Na, YUE Tianxiang, WANG Chenliang

(State Key Laboratory of Resources and Environment Information System, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China)

**Abstract:** The demand for spatial data sets of precipitation in digital form has risen dramatically in recent years. This paper describes a new surface modeling method, high accuracy and high speed method(HASM), which has been successfully used for digital elevation model(DEM) construction and ecosystem changes. We explored the relationship between precipitation and geographical/topographical variables and local topographical factors, developed a polynomial regression model for seasonal precipitation in each region, and then used symmetric successive over-relaxation method and preconditioned conjugate gradient method to solve the matrix equations produced by HASM, which effectively improved the model. We used ArcGIS to create buffers with a specific distance around each subarea, and the actual computational domain expanded to the buffer area. Polynomial regression and residuals interpolation using HASM were applied to develop a gridded precipitation database for China in seasonal scales with a resolution of 1 km in longitude and latitude. We used precipitation data measured at 711 stations during the period of 1951-2010, with 80% of them used for surface development and 20% reserved for validation tests. Accuracy tests revealed that HASM is superior to the classical methods such as Kriging, Inverse Distance Weighting (IDW) and Spline. Precipitation surfaces generated by HASM showed good performance in precipitation research. Therefore, HASM can be considered as an alternative and accurate method for precipitation interpolation in China.

**Key words:** HASM; seasonal average precipitation; polynomial regression; interpolation; China