

文章编号: 1000-0534(2003)06-0565-09

青藏高原气温分布的空间插值方法比较

李 新¹, 程国栋^{1, 2}, 卢 玲¹

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所
冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 使用反距离平方、趋势面、Kriging 插值、Cokriging 插值和综合方法对青藏高原 1961—1990 年 30 年平均 1 月气温进行空间插值比较研究, 其中后两种方法能够把影响青藏高原气温分布的关键因素——高程置于插值算法之中。反距离平方和趋势面插值的结果都与实际情况相差较远; 普通 Kriging 插值能够反映出青藏高原气温分布的一定的空间结构, 但结果依然不好; 由于考虑了高度变量, Cokriging 插值表现出一定程度的性能改进, 但因为台站海拔高度偏低, 插值结果依然不理想。前 4 种方法效果不好的原因主要是因为青藏高原上气象台站稀少且高原西北地区无气象台站。综合方法把气温分解为结构化分量和随机分量, 使用直减率把气温订正到同一海拔高度后, 再对它们做 Kriging 插值分析, 其结果较为正确地反映了青藏高原气温空间分布的特征, 误差远小于其它方法。研究结果表明: 样本本身的空间分布是影响插值精度的重要因素, 合理的采样设计是必要的前提; 对于台站稀少的地区, 必须把随机插值方法和确定性方法结合起来估计气候变量的空间分布。同时给出了青藏高原 1 月的气温空间分布状况。

关键词: 地统计; 空间插值; 青藏高原; 气温

中图分类号: P423.5 **文献标识码:** A

1 引言

青藏高原地区气象台站十分稀少, 且分布又非常不合理, 大多数站点分布在高原东部地区和高原边缘; 85°E 以西仅有狮泉河、改则、皮山和普兰 4 个气象站, 藏西北羌塘高原没有一个气象站; 而且, 气象站大都分布在海拔较低的河谷地区, 高原范围内气象站的平均高度为 3368 m, 远小于高原的平均高度 4320 m。因此, 如何利用有限的观测数据, 借助于空间插值方法估计它们的合理的空间分布具有十分重要的实际意义。

地表气温的空间插值一直是研究者所关心的研究课题^[1]。近年来, 有许多新方法被用来解决这一重要问题, 这些方法包括: 地统计方法(Geostatistics)^[2, 3]、人工神经网络^[4]、时空平滑样条函数^[5], 以及以大气环流为背景场的方法^[6]。但是, 如何在山区复杂地形条件下利用有限的观测数据插值得到气温的合理空间分布始终是一个难题。普遍认为, 为了减小误差就必须把高程对气温的影响作为一个

重要的因素来考虑^[7~9]。在本文中, 我们采用比较研究的方法, 对青藏高原 1961—1990 年 30 年平均 1 月的平均气温进行空间插值。由于制约青藏高原气温空间分布的主要因素是海拔高度的变化, 而且气象台站的平均海拔远低于青藏高原的平均高程, 因此, 就必须使用合理的方法把高度变量置于插值算法之中。在本文中, 考虑高程变量的方法有两种: 一种是地统计学中的共协克里格(Cokriging)插值法; 另一种方法被称为综合方法。后者把气温分解为结构化分量和随机分量, 用分区的直减率, 借助于数字高程模型(DEM)模拟结构化分量; 用克里格(Kriging)插值法处理随机分量。为了校验以上两种方法的有效性, 把它们与传统的插值方法——反距离平方方法和趋势面方法, 以及普通克里格方法做了比较。

2 数据选取

国际气象组织(WMO)定义建立气候基线(baseline)的周期为 30 年, 目前的气候基线标准是

收稿日期: 2002-12-27; 改回日期: 2003-05-16

基金项目: 中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-SW-04); 国家自然科学基金项目(90202014)共同资助

作者简介: 李新(1969—), 男, 甘肃酒泉人, 博士, 研究员, 主要从事陆面数据同化和冰冻圈遥感与信息系统研究

E-mail: lixin@ns.lzb.ac.cn

1961—1990 年。因此, 研究中使用了青藏高原及其外围的 173 个气象台站(高原范围内 90 个测站) 1961—1990 年 30 年平均的月均气温资料, 插值方法的比较以 1 月份月平均气温为例。考虑到常规统计插值的边缘效应, 插值范围比青藏高原的实际范围略有扩大, 为 $75^{\circ} \sim 106^{\circ}\text{E}$, $25^{\circ} \sim 41^{\circ}\text{N}$ 。

研究中使用的另一类重要数据是青藏高原地区的 DEM, 使用 1:400 万中国地形(高程)数据(1990 年资料), 它在纬度方向和经度方向上的分辨率分别为 $2/96^{\circ}$ 和 $3/96^{\circ}$, 在本研究中, 被重采样为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 重采样方法为立方卷积法。

3 方法

空间插值是根据已知的空间数据估计(预测)未知空间数据值的数学方法。可以根据插值方法的基本假设和数学本质, 把它们分类为几何方法、统计方法、地统计方法、函数方法、随机模拟方法、物理模型模拟方法和综合方法^[10~13]。在这些方法中, 几何方法, 如泰森多边形和反距离加权; 统计方法, 如趋势面和多元回归; 函数方法, 如样条函数、双线性插值和立方卷积法的应用都十分广泛, 但它们的一个共同缺点是难以对误差做出理论估计。地统计方法能够克服以上方法误差难以估计的缺点, 其基本假设是建立在空间相关的先验模型之上的^[14, 15]。它具有这样的性质: 距离较近的采样点比距离远的采样点更相似, 相似的程度、或者说空间协方差的大小, 是通过点对的平均方差度量的; 点对差异的方差大小只与采样点间的距离有关, 而与它们的绝对位置无关。总之, 地统计的一个重要特点是, 可以克服插值中误差难以分析的问题, 对误差的方差作出理论估计。地统计方法以各种 Kriging 和 Cokriging 方法为代表^[16, 17]。

如前所述, 本文中高程变量置于插值方法中的途径有两种, 即 Cokriging 插值和综合方法, 后者首先使用直减率把气温订正到同一海拔高度后, 再对它们做 Kriging 插值分析, 因此, 它们的本质都是地统计。为了校验以上两种方法的有效性, 把它们与传统的插值方法—反距离平方方法和趋势面方法, 以及普通 Kriging 插值法做了比较。在比较各种方法的优劣时, 遵循了以下原则:

(1) 好的插值方法应该能够正确反映青藏高原气温空间分布的格局, 这种格局反映在许多气候图集和前人的成果中。由于藏西北地区观测十分稀少, 这些成果大多使用了主观分析的方法。需要指

出的是, 地统计学并不排斥主观分析, 反而认为当观测不足时对地理分布的先验知识是获得正确结论的重要前提^[16, 18]。

(2) 对各种地统计方法而言, 插值方差的大小及其空间分布被作为判断插值结果优劣的依据之一。

下面介绍本文所使用的空间插值方法的基本原理。

3.1 反距离平方方法

可用下式表示:

$$Z = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(D_i)^p} Z_i}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(D_i)^p}}, \quad (1)$$

式中, Z 是估计值, Z_i 是第 i ($i = 1, \dots, n$) 个样本, D_i 是距离, p 是距离的幂。 p 显著影响插值的结果, 它的选择标准是最小平均绝对误差, 一般幂越高, 插值结果越具有平滑的效果。在本文中, p 取为 2, 即反距离平方插值。

3.2 趋势面方法

趋势面方法是根据观测数据拟合曲面, 进行插值。当趋势和残差分别能与区域和局部尺度的空间过程相联系时, 趋势面分析最有用^[19]。

趋势面方法可以被定义为

$$y = A\theta + e, \quad (2)$$

式中, y 是 $n \times 1$ 维矩阵, 对应与 n 个样本; 是 n 个样本的坐标矩阵; θ 是趋势面参数矩阵。 A 和 θ 依赖于趋势面的次数, 它是趋势面分析最重要的特征。 e 是残差, 通常是一个独立随机变量。

根据趋势面方法的特性, 它的目标有时并非最佳拟合, 而是把数据分成区域趋势组分和局部的残差。

3.3 Kriging 插值法

本文选用普通 Kriging 插值法, 可以被表示为

$$\hat{z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i), \quad (3)$$

式中, $z(x_i)$ $i = 1, \dots, n$ 为观测值, 它们分别位于区域内 x_i 位置; x_0 是一个未采样点; λ_i 为权, 并且其和等于 1, 即:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1, \quad (4)$$

选取 λ_i , 使 $z(x_0)$ 的估计无偏, 并且使方差 σ_e^2 小于任意观测值线形组合的方差。

根据无偏和最优条件, λ 和 σ_e^2 的解为

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i Y(x_i, x_j) + \varphi = Y(x_j, x_0) \quad \forall j, \quad (5)$$

$$\sigma_e^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_0) + \varphi, \quad (6)$$

式中, φ 是极小化处理时的拉格朗日乘数; $\gamma(x_i, x_j)$ 是随机变量 Z 在采样点 x_i 和 x_j 之间的半方差 (semivariance); $\gamma(x_i, x_0)$ 是 Z 在采样点 x_i 和未知点 x_0 之间的半方差。这些量都从变异函数 (variogram) 得到, 它是对实验变异函数的最优拟合^[16]。实验变异函数的计算公式为

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n [z(x_i) - z(x_i + h)]^2, \quad (7)$$

它提供了插值和优化采样的有用信息。Kriging 插值的第一步是根据样本计算实验变异函数并使用理论变异函数的有限线性组合对它进行拟合。

3.4 Cokriging 插值法

Cokriging 插值法的基本原理与 Kriging 插值法相同, 但它通过考虑一个以上变量而优化估计。例如, 在估计气温时, 海拔高度是附加的重要变量。Cokriging 插值法包括以下过程:

- (1) 确定多个观测值之间空间相关的特征;
- (2) 借助于变异函数和交叉变异函数 (cross variogram), 对相关建模;
- (3) 利用这些函数估计插值值。

交叉变异函数是两个不同变量之间的相关随距离变化的函数, 它与简单变异函数不同, 前者的形式是方差, 因此总为正或零; 而后的形式为协方差, 因此可以为正、负或零。如果两个变量向相反的方向变化, 交叉变率为负; 如果两个变量的变化相独立, 交叉变率为零。

实验交叉变异函数的形式为

$$\gamma^k(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n [z(x_i) - z(x_i + h)][z^k(x_i) - z^k(x_i + h)]. \quad (8)$$

表 1 青藏高原气温垂直梯度 (°C/100m)

北纬/°N	海拔高度/m							平均
	1500~ 2000	2000~ 2500	2500~ 3000	3000~ 3500	3500~ 4000	4000~ 4500	4500~ 5000	
28	0.52	0.52	0.52	0.52	0.54	0.52	0.52	0.52
30	0.48	0.50	0.48	0.50	0.48	0.50	0.50	0.49
32	0.54	0.52	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54
34	0.46	0.44	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46
36	0.48	0.46	0.48	0.46	0.48	0.48	0.46	0.47
平均	0.50	0.49	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50

Cokriging 插值的关键是计算实验交叉变异函数并拟合它。

3.5 综合方法

综合方法是随机和确定性模拟的组合^[20]。假设空间变量由背景值和分析增量组成, 那么, 某一网格 x_0 上的气温可以被表示为

$$T(x_0) = T^b(x_0) + \Delta T(x_0), \quad (9)$$

式中, T^b 是气温背景值, 由下式计算, 得:

$$T^b(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i T^b(x_i), \quad (10)$$

$$T^b(x_i) = T(x_i) - \gamma[H(x_i) - H^b], \quad (11)$$

式中, $T^b(x_i)$ 、 $T(x_i)$ 和 $H(x_i)$ 分别是第 i 个气象站的气温背景值、气温观测值和高程; H^b 是进行气温订正的高程, 在本研究中取为 3000 m; γ 是气温直减率, 采用谢应钦等^[21] 计算的青藏高原不同纬度和不同高度带上的直减率 (表 1)。当气温被订正到同一高程后, 可以被认为是一个纯随机变量, 因此采用普通 Kriging 插值对它作估计 (公式 (10))。

$\Delta T(x)$ 是分析增量, 由下式计算, 得:

$$\Delta T(x_0) = \gamma[H(x_0) - H^b], \quad (12)$$

式中, $H(x_0)$ 是待计算网格的高程, 取值于 DEM。

以上三种方法中, Kriging 和 Cokriging 计算采用的软件为联合国粮农组织开发的地统计软件^[22]。

4 结果与分析

4.1 青藏高原气温的空间分布特征

由于青藏高原气象台站十分稀少, 而且位于海拔高度相对较低的谷地, 因此把观测值和代表格网平均状况的内插值进行交叉比较是不合理的。在本文中, 我们通过两种途径比较插值方法的性能: 第一种是把插值结果与已建立的青藏高原气温分布格

局进行比较; 第二种是把地统计的插值方差作为一个评判标准, 虽然一些研究者认为方差并不是误差的绝对度量值^[16], 但它仍不失为评价地统计插值性能的一个重要指标。

青藏高原气温的空间分布是由纬向地带性和垂直地带性决定的。一方面, 纬度越高气温越低, 特别是冬季这一特征很明显; 另一方面, 青藏高原的海拔西高东低, 因此气温东部较暖、西部较冷。基于以上分析, 并结合许多已发表的研究成果^[23~26],

可以认为青藏高原 1 月平均气温分布具有以下特征: 低温中心分别位于藏西北羌塘高原、祁连山脉的大雪山和疏勒河南山一带, 以及 90°~100°E、35°N 附近的狭长区域内; 相应的高温中心分别位于高原边缘的塔里木盆地南缘、柴达木盆地南缘和昌都以南及以东地区。

4.2 反距离平方插值结果

插值结果表明(图 1), 气象站的空间分布显著地影响插值结果。低温中心分别出现在几个气温观

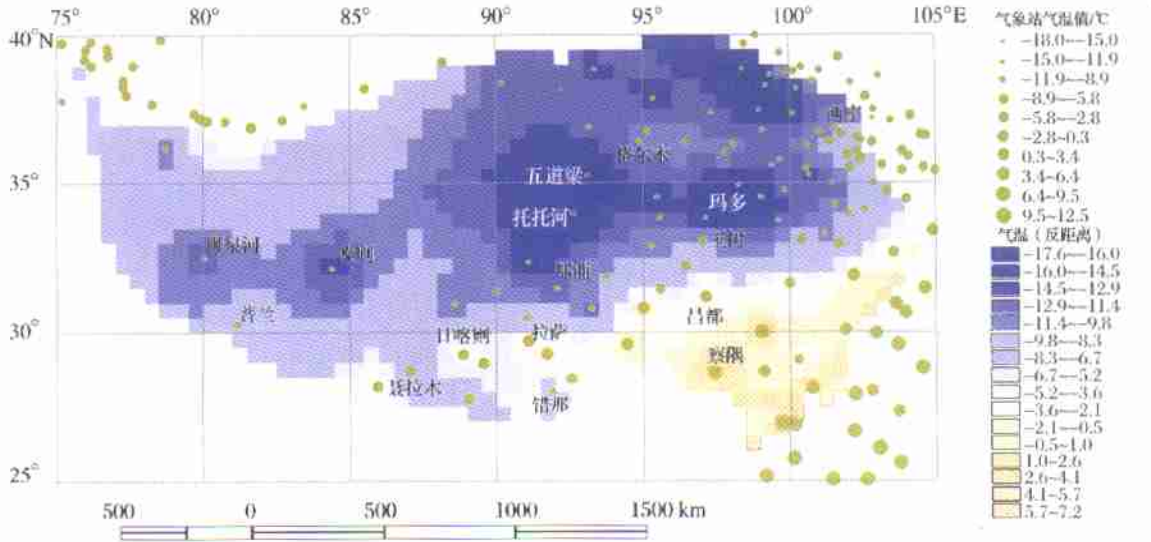


图 1 青藏高原 30 年(1961—1990 年)1 月平均气温空间分布(反距离平方插值结果)

Fig. 1 Inverse distance square interpolation result of January mean air temperature over Qinghai Xizang Plateau in 1961—1990

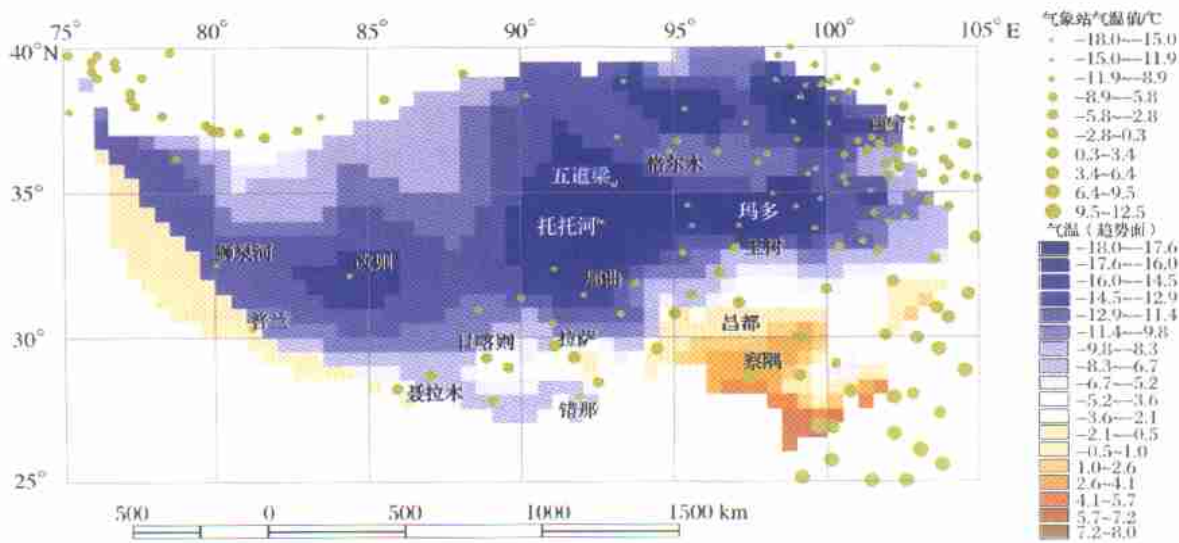


图 2 青藏高原 30 年(1961—1990 年)1 月平均气温空间分布(趋势面方法插值结果)

Fig. 2 Trend surface interpolation result of January mean air temperature over Qinghai Xizang Plateau in 1961—1990

测值很低的气象站周围, 分别为狮泉河、改则、玛多、五道梁、沱沱河和祁连山区, 这些地区 1 月平均气温的插值一般都 $< -12^{\circ}\text{C}$; 高温中心则出现在拉萨、日喀则、聂拉木附近, 但这几个高温中心面积都很小; 昌都以南地区是最大的高温中心, 气温跨度从昌都附近的 -3°C 至高原东南角 6°C 。其它地区的气温分布是气象台站间气温观测值平均化的结果。由于藏西北地区没有气象站, 而沿高原西北边缘分布的一系列台站气温又相对较高, 导致整个藏西北高原的气温插值在 $-10^{\circ}\sim -6^{\circ}\text{C}$ 之间, 这显然是与实际的青藏高原气温分布不符合。

4.3 趋势面插值结果

通过统计检验证明, 对于青藏高原气温插值, 最适合的趋势面次数为 5 次。

插值结果(图 2) 具有明显的高次曲面的特征, 低值中心和高值中心的面积都很大, 面积最大的低温中心位于高原腹地的五道梁、沱沱河到那曲一线, 其次是祁连山区和以改则为中心的地区。气温值由这两个中心分别向西北和东南方向升高。值得注意的是, 在高原边缘, 尤其是西缘, 出现回归方法导致的“边缘效应”。趋势面方法也不能反映出藏西北的低温中心。

4.4 Kriging 插值结果

图 3 是气温变异函数的实验曲线及区域化线性模型拟合结果。实验变异函数被拟合为线性模型和球面模型的组合, 球面模型的变程值为 1.74×10^5 m。

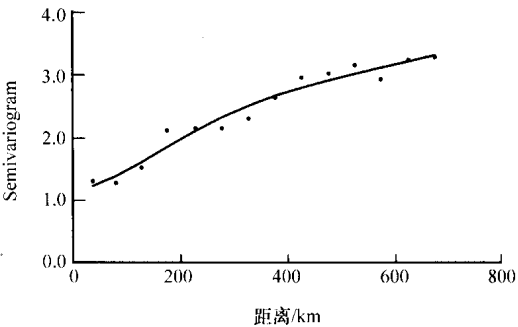


图 3 青藏高原 30 年(1961—1990 年)1 月平均气温的实验变异函数及其拟合
点表示实验变异函数, 实线表示区域化线性模型

Fig. 3 Experimental variogram and LMR (linear model of regionalization) fitted of January mean air temperature over Qinghai Xizang Plateau in 1961—1990. Dots are experimental variogram, and solid line is the LMR fitted

$$\gamma(h) = 2.28 \times 10^{-5} h + 3.97 \text{Sph}\left(\frac{h}{1.74 \times 10^5}\right), \quad (13)$$

式中, h 是点对之间的距离。

图 4 是普通 Kriging 插值结果。与反距离平方和趋势面方法相比, 气温的空间分布有一定的改变, 藏西北低值区面积有明显的增长, 插值结果表现出较强的纬向地带性。这表明 Kriging 方法即使在观测十分稀少的情况下, 也能反映出部分空间格局, 但插值结果依然不好。

4.5 Cokriging 插值结果

首先, 对变异函数进行分析, 气温的变异函数

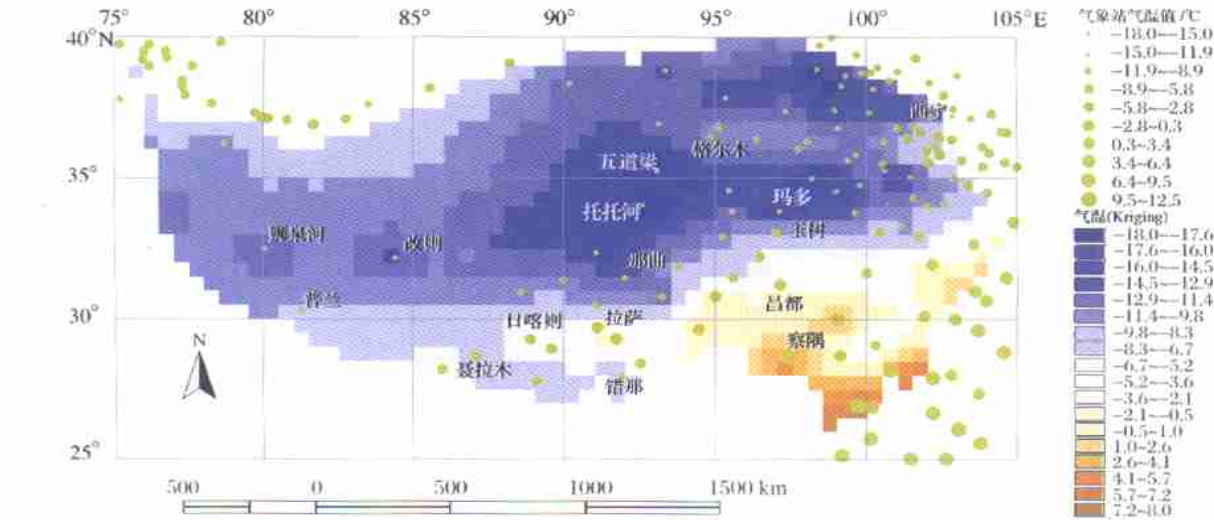


图 4 青藏高原 30 年(1961—1990 年)1 月平均气温空间分布(Kriging 插值结果)

Fig. 4 Kriged result of January mean air temperature over Qinghai Xizang Plateau in 1961—1990

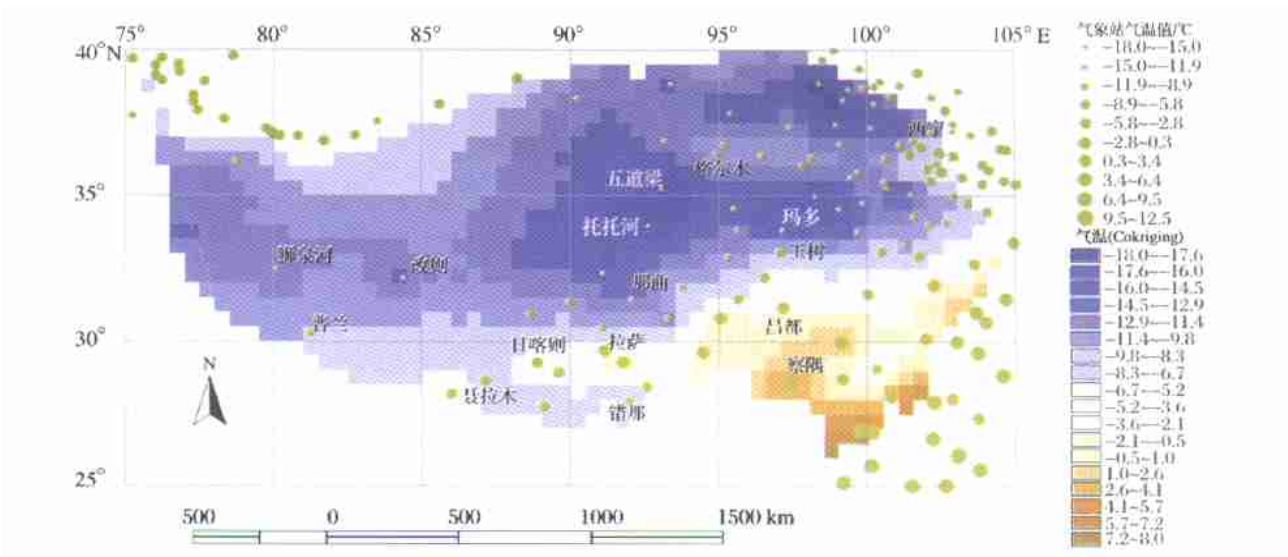


图 5 青藏高原 30 年(1961—1990 年) 1 月平均气温空间分布(Cokriging 插值结果)

Fig. 5 Cokriged result of January mean air temperature over Qinghai Xizang Plateau in 1961 —1990

与图 3 是一致的, 气温与高度的交叉变异函数为负, 它表明, 气温和高度向相反的方向变化, 即海拔升高、气温降低。因此, 引入交叉变异函数后, Cokriging 插值法应该能够改进 Kriging 插值法对气温变量的估计。

图 5 是 Cokriging 插值的结果, 它在空间结构上与 Kriging 插值的结果很相似, 但结果略有改进, 表现在藏西北低值区面积略有增长; 平均方差和最大方差都比 Kriging 插值法略小。改进的原因是考虑了高度变量, 但由于青藏高原上的气象站海拔相对较低, 包含的“高度”信息少, 因此, 尽管 Cokriging 插值法已经把影响青藏高原气温分布的关键性变量——海拔高度置于插值过程之中, 却仍然没有取得理想的插值结果。

4.6 综合方法插值结果

综合方法插值的第一步是利用表 1 中分区的气温直减率把每个气象站的气温订正到同一海拔高度上, 实际计算中选择与气象站平均高度接近的 3000 m 作为订正平面。订正后的气温被完全认为是空间相关的随机变量, 不包含任何有关海拔高度的结构化信息。订正后气温的实验变异函数(图 6)结构较为复杂, 但可以总结为以下 3 个特征:

(1) 变异函数的起点没有通过原点, 说明空间距离很近的点(一个格网的尺度)的空间相关性不强。在青藏高原, 空间距离较近的观测站由于海拔高度的较大差异, 气温可以相差很大。这一变化

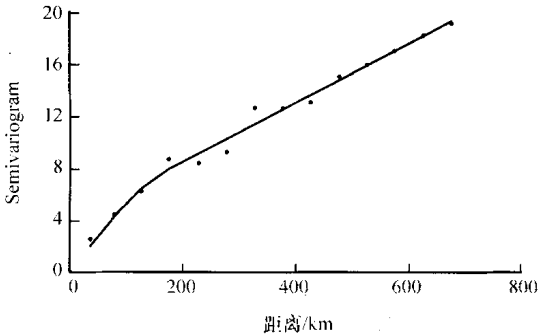


图 6 高度订正后的青藏高原 30 年(1961—1990 年) 1 月平均气温的实验变异函数及其拟合
点表示实验变异函数, 实线表示区域化线性模型

Fig. 6 Experimental variogram and LMR fitted of January mean air temperature over Qinghai Xizang Plateau in 1961 —1990 after being corrected by altitude. Dots are experimental variogram and solid line is the LMR fitted

特征可以用 nugget 变异函数模型描述。

(2) 曲线有线性增长的趋势。

(3) 曲线起始一段的形状是抛物线, 表示空间变化平滑。当距离 $> 4.0 \times 10^5$ m 后, 空间相关有消失的趋势。这一变化特性可以用高斯变异函数模型描述。

因此, 使用 nugget、线性和高斯变异函数模型的线性组合模拟高度订正后气温的变异函数, 表示为下式:

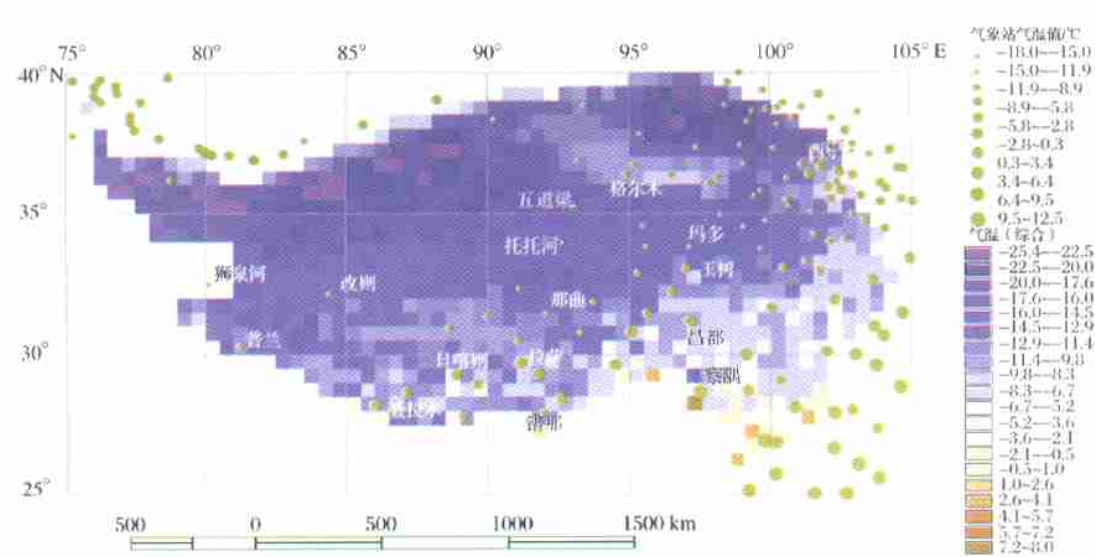


图 7 青藏高原 30 年(1961—1990 年)1 月平均气温空间分布(综合方法插值结果)

Fig. 7 Combined method interpolation result of January mean air temperature over Qinghai Xizang Plateau in 1961—1990

$$\begin{aligned} Y(h) = & 1.13g_0(h) + 1.94 \times 10^{-6}h \\ & + 0.859 \left[1 - \exp \left(\frac{-3h^2}{4.0 \times 10^5} \right) \right]. \quad (14) \end{aligned}$$

插值结果表明(图 7)，综合方法插值的结果与其它方法有本质的不同。最大的低温中心出现在 34°N 以北，93°E 以西的藏西北地区，这一低温中心 1 月平均气温 < -16℃，最低温度可达 -25℃；另一个低温中心是祁连山区；而沱沱河、狮泉河等地区只是次一级的面积很小的低温中心。低温中心的分布，不再明显地受到气象站位置和观测值的影响，而是极高的海拔高度和纬向地带性作用的结果。与 DEM 的叠加运算表明，低值格网的高程都在 5000 m 以上，一些格网高程甚至在 6000 m 以上。

高温中心的分布与其它几种插值方法的结果相似，在以昌都为中心的藏东南地区，并且沿 29°N 纬线(雅鲁藏布江谷地)向西延伸至拉萨、日喀则一线。但高温中心的气温却远低于其它插值的结果，与实际情况不甚符合。主要原因是在考虑了结构化变量——海拔高程的同时，忽略了其它结构化成分，如地形和暖湿气流的影响。

5 结论与讨论

通过比较各种插值方法的结果与已建立的青藏高原气温空间分布特征，得到以下结论：

青藏高原地区的气温空间插值问题是无法使用

简单的几何方法或传统统计方法解决的，反距离平方和趋势面插值的结果都与实际情况相差较远，其原因主要是高原上气象台站稀少且高原西北地区无气象台站。普通 Kriging 是一种线性无偏最优估计方法，它能够反映出青藏高原气温分布的一定的空间结构，但插值结果依然不好，原因还在于样本不足。Cokriging 与 Kriging 的插值结果很相似，但表现出一定程度的性能改进，改进的原因是考虑了高度变量，但由于包含的高度信息少，插值结果依然不理想。综合方法是本文比较研究中最好的插值方法，它较为正确地反映了青藏高原气温空间分布的特征，一些定量结果也与已发表的地图或数据接近，如羌塘高原 1 月平均气温 < -16℃的结论^[24, 25]；另外，尽管青藏高原西北部没有气象台站，却有一些来自于短期考察的观测资料，如甜水海(35°21'N, 79°33'E, 海拔高度 4900 m)隆冬的气温要比安多、那曲等地同时期平均气温低得多^[25]。观测表明，1965 年 12 月、1966 年 1 月和 1966 年 12 月，甜水海月平均气温分别达到 -21.0、-21.9 和 -20.6℃，这与本文的结果是接近的。

对于地统计方法，我们也使用了误差方差来评价插值性能。Kriging 和 Cokriging 插值结果的方差具有以下特点：(1) 高原西部的方差远大于东部；(2) 最大方差出现在藏西北无观测站的地区和高原西部边缘。综合方法插值结果的方差具有以下特

点: (1) 整个插值范围内, 方差的分布比较均匀, 站点稀少的青藏高原西部的方差大于站点较密的东部的方差, 但差别不明显; (2) 没有明显的方差高值中心。从数量上讲, 综合方法的误差方差平均值仅为 1.96, 最大方差为 3.34, 都远小于 Cokriging 的平均方差 6.61 和最大方差 15.62。

(1) 样本本身的空间分布是影响插值精度的重要因素, 对空间插值而言, 要想提高精度, 能够反映数据空间变化趋势和周期的合理的采样, 设计是必要的前提。

(2) 五种插值方法的比较说明, 对于像青藏高原这样台站稀少的地区, 如果要合理的估计气候变量的空间分布, 就必须把随机插值方法和确定性方法结合起来。

(3) 没有绝对最优的空间插值方法, 只有特定条件下的最优方法。因此, 必须依据对数据的定性分析和对研究区的先验的地理知识, 依据对数据的空间探索分析, 经过反复实验, 选择最优的空间插值方法。

(4) 青藏高原气温的空间分布受极高的海拔高度控制, 同时又受到纬向地带性的制约, 表现出东高西低、南高北低的分布格局。综合几种空间插值方法的结果可以认为, 青藏高原最冷月即 1 月的气温分布具有这样的特征: 气温由高原西北向东南温度逐渐升高, 气温均值 $< -13^{\circ}\text{C}$ 。最大的低温中心出现在 34°N 以北, 93°E 以西的藏西北地区, 这里 1 月平均气温 $< -16^{\circ}\text{C}$, 最低温度可达 -25°C 。另一个低温中心是祁连山区。在高原腹地的五道梁、沱沱河、玛多周围地区形成次一级的面积较小的低温中心, 它们的 1 月平均气温 $< -15^{\circ}\text{C}$ 。高温中心在藏东南地区, 高温脊向北延伸至昌都, 并且沿 29°N 纬线(雅鲁藏布江谷地)向西延伸至拉萨、日喀则一线, 高温中心的气温跨度从较北的 -3°C 到高原东南角的 6°C 。

参考文献

- [1] Collins F C, P V B Bolstad. A comparison of spatial interpolation techniques in temperature estimation[C]. Proceedings of the Third International Conference/ Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling, January 21–26, 1996, Santa Barbara. 1996
- [2] Holdaway M R. Spatial modeling and interpolation of monthly temperature using Kriging[J]. Clim Res, 1996, 6(3): 215–225
- [3] Hudson G, H Wackemagel. Mapping temperature using Kriging with external drift theory and an example from Scotland[J]. Inter J Clim, 1994, 14(1): 77–91
- [4] Snell S E, S Gopal, R K Kaufman. Spatial interpolation of surface air temperature using artificial neural networks: Evaluating their use for downscaling GCMs[J]. J Clim, 2000, 13(5): 886–895
- [5] Luo Z, G Wahba, D R Johnson. Spatial-temporal analysis of temperature using smoothing spline ANOVA[J]. J Clim, 1998, 11(1): 18–28
- [6] Courault D, P Monestiez. Spatial interpolation of air temperature according to atmospheric circulation patterns in southeast France[J]. Inter J Clim, 1999, 19(4): 365–378
- [7] Dodson R, D Marks. Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region[J]. Clim Res, 1997, 8(1): 1–20
- [8] Hulme M, D Conway, P D Jones et al. Construction of a 1961–1990 European climatology for climate change modeling and impact applications[J]. Inter J Clim, 1995, 15(12): 1333–1363
- [9] Robeson S M, M J Janis. Comparison of temporal and unresolved spatial variability in multiyear time averages of air temperature[J]. Clim Res, 1998, 10(1): 15–26
- [10] Jarvis C H, N A Stuart. Comparison among strategies for interpolating maximum and minimum daily air temperatures. Part II: The interaction between number of guiding variables and the type of interpolation method[J]. J Appl Meteor, 2001, 40(6): 1075–1084
- [11] 李新, 程国栋, 卢玲. 空间插值方法比较[J]. 地球科学进展, 2000, 15(3): 260–265
- [12] Price D T, D W McKenney, I A Nalder et al. A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data[J]. Agri Forest Meteor, 2000, 101(2–3): 81–94
- [13] Zimmerman D, C Pavlik, A Ruggles et al. An experimental comparison of ordinary and universal kriging and inverse distance weighting[J]. Math Geo, 1999, 31(4): 375–390
- [14] Ripley B D. Spatial Statistics[M]. New York: John Wiley & Sons, 1981. 252
- [15] Haining R. Spatial Data Analysis in the Social and Environmental Sciences[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 409
- [16] Goovaerts P. Geostatistics for Natural Resource Evaluation[M]. New York: Oxford University Press, 1997. 483
- [17] Deutsch C V, A G Journel. Geostatistical Software Library and User's Guide[M]. New York: Oxford University Press, 1998. 369
- [18] Journel A G. Geostatistics: Models and tools for the earth sciences[J]. Math Geo, 1986, 18: 119–140
- [19] Agterberg F P. Trend surface analysis[M]. In: Gaile G L. Spatial Statistics and Models. Netherlands: D. Reidel Publishing Company, 1984. 147–171
- [20] 王劲峰, 李全林, Fischer M M. 地震趋势区划结构自适应模型[J]. 中国地震, 1996, 12(增刊): 78–88
- [21] 谢应钦, 曾群柱. 青藏高原多年冻土发育的气候条件[C]. 见:

- 中国科学院兰州冰川冻土研究所. 第二届全国冻土学术会议论文选集. 1983. 13– 20
- [22] Bogaert P, P Mahau, F Beckers. The Spatial Interpolation of Agrometeorological Climatic Data[C]. Cokriging Software and Source Code Users Manual. Agrometeorology Series Working Paper, Number 12. FAO Rome, Italy, 1995. 57
- [23] 中国科学院地理研究所. 青藏高原地图集[Z]. 北京: 科学出版社, 1990. 237
- [24] 中央气象局. 中华人民共和国气候图集[Z]. 北京: 地图出版社, 1979. 226
- [25] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 西藏气候[C]. 北京: 科学出版社, 1984. 300
- [26] 叶笃正, 高由禧编著. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979. 278

Comparison Study of Spatial Interpolation Methods of Air Temperature over Qinghai Xizang Plateau

LI Xin, CHENG Guo dong, LU Ling

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The spatial interpolation methods of inverse distance weight, trend surface, Kriging, Cokriging and combined method are utilized for the comparison study on spatial interpolation of January mean air temperatures from 1961 to 1990 in the Qinghai Xizang Plateau (QXP). The results of the former four methods display a nearly similar spatial structure. Moreover, the center of low temperature in northwestern QXP can not be revealed due to uneven spatial distribution of meteorological stations and limited observations. In the combined method, monthly mean air temperature is divided into structural and stochastic components, and, with the help of Digital Elevation Model (DEM), the structural component is simulated by the lapse rate of different latitude and altitude zones in the QXP, the stochastic component is treated by the Kriging method. The results of combined method correctly represent spatial distribution of monthly mean air temperatures in the QXP. Its errors are far less than ordinary Kriging method that depends only on samples. Furthermore, the errors have been averaged, and they are evenly distributed in the study area. The comparing study of these interpolation methods on the monthly mean air temperature in the QXP indicates that the best spatial interpolation method does not exist, the best interpolation method only exist in given conditions. The best results of data interpolation can only be achieved by exploratory spatial data analysis and various experiments.

The interpolation results showed that spatial distribution of monthly mean air temperatures in the QXP is controlled by altitudinal and latitudinal zonations, displaying a structure of high temperature in eastern and southern parts and low temperature in western and northern parts. The January mean air temperature in the QXP is lower than -13°C and increases southeastward. The biggest center of low temperature is located in northwestern QXP north of 34°N and west of 93°E , with January mean air temperature lower than -16°C and the lowest interpolated value of -25°C ; another lower temperature area is in Qilian Mountains. Secondary level low temperature centers with smaller areal extent have been found in the regions around Wudaoliang, Tuotuohe and Mado in the interior of the QXP, with January mean air temperature lower than -15°C . High temperature center of January is located in southeastern QXP, the high temperature ridge extends northward to Changdu and westward to Lhasa and Xigaza along the 29°N (Yaluzangbu River). The air temperature increases southeastward from -3°C to 6°C .

Key words: Geostatistics; Spatial interpolation of data analysis; Qinghai Xizang Plateau; Air temperature