

文章编号: 1008- 2786(2003) 04- 0385- 10

编者按: 气候数据在区域尺度以及全球尺度的生态系统模型建立中起着关键作用。太阳辐射是一切生命活动的能量来源, 生物的生长发育、蒸发、大气环流等许多生态及水文过程都离不开辐射因子。而温度和湿度等气候因子也控制着很多生理生态、水分平衡过程。流域分布式水文模型及植被- 大气界面间水汽和二氧化碳传输模型需要太阳辐射、温度、湿度作为初始输入变量。但是, 很多地区由于地理位置的特殊性以及仪器设备不足, 气象站点少, 难以获得太阳辐射、湿度等气象要素的直接观测值。因此, 如何利用邻近有台站地区的资料来延拓无测站地区的气象资料, 如何用一站已有的易测指标来推算该站的湿度、辐射等气象资料, 既是生产实践的需要, 也是山地气候研究中迫切需要解决的理论问题。MTCLIM 模型(山地小气候模拟模型) 建立在已有的山地气候要素推算理论的基础上, 可用于所需气候变量在时间和空间上的外推, 在生态- 水文过程模拟、植被- 大气界面物质能量传输等区域及全球尺度的生态系统模型建立中得到了广泛应用。据此, 中国科学院地理科学与资源研究所李海涛等人对 MTCLIM 模型开展了系列研究, 就 MTCLIM 模型的温度、湿度及辐射子模型在我国南方亚热带山地的有效性进行验证, 并对模型作了改进, 对于推动相关领域研究的开展, 具有一定的理论和实践意义。

该系列研究成果是中国科学院地理科学与资源所知识创新工程领域前沿项目“ 流域分布式水文循环模型”、知识创新工程主干科学计划“ 典型陆地生态系统碳通量的观测与模拟” 等项目的组成部分。本刊对此系列成果分 4 篇分别在本期和下期发表。

MTCLIM 模型系列研究报告(1): 温度估算方法在中国亚热带山地的有效性验证

李海涛¹, 沈文清², 夏军¹

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; 2. 北京林业大学资源与环境学院, 北京 100083)

摘 要: 以已有的数据、理论和模型为基础, 在南方亚热带山地对 MTCLIM 模型的温度估算方法进行了验证和订正。结果表明: 当研究区域内平均气温的正弦加权系数 TEMCF 为- 0. 15 时, 用日最高气温和最低气温的正弦加权平均方法对逐日平均气温的估计偏差最小。数学平均法和正弦加权平均法估计的逐日平均气温的平均绝对误差 MAE 分别为 1. 22 ℃和 0. 77 ℃, 后者优于前者。

关键词: MTCLIM 模型; 温度估算; 亚热带

中图分类号: P46

文献标识码: A

植物的生长发育需要用详细的模型来模拟, 这些模型不仅可作为研究工具, 帮助人们更好地了解植物的生长发育过程, 还可作为决策支持系统, 为使植物的生长发育最优化, 制定适宜的植物系统管理策略。但是, 这样的模型大都需要温度、降水和辐射

的逐日记录值。我国的湿度和辐射台站分布稀疏, 遇到需要辐射、湿度数据而当地又无该要素的测量资料的情况下往往需要求助于间接计算。

多年来, 国内计算辐射的间接方法多用日照时数和云量的观测数据来推算太阳辐射, 如彭曼公式,

收稿日期(Received date): 2002- 10- 20; 改回日期(Accepted): 2003- 05- 10。

基金项目(Foundation item): 中国科学院知识创新工程领域前沿项目 CX10G- E01- 08- 02, 国家自然科学基金面上项目 30170152, 人事部留学回国人员科技活动择优资助项目重点类别, 中国科学院知识创新工程项目 KZCX2- 407。[Supported by The sub- project of the frontier project of Knowledge Innovation Program of IGSNRR, CAS, The program Funded by National Natural Science Foundation of China, The Special Supporting program for Excellent Scholars with Studying- abroad experiences, Funded by the China Ministry of Personnel, 2002- 03, and The knowledge innovation program of CAS]

作者简介(Biography): 李海涛(1968-), 男, 副研究员, 理学博士, 主要从事生态系统生态学与生物气候学研究, 已发表论文 30 余篇。[LI Hai-tao, Born in 1968, Associate Professor, Institute of Geography Sciences and Natural Resources Research, CAS. Research Interests on Energy and mass exchange process and relevant models in forest ecosystem, e. g., flux of carbon, water, energy of forest ecosystem, scaling processes from the leaf level to the whole plant and community, carbon ecology, carbon movement in different ecosystem, etc.]

而且这些方法的时间尺度多为逐月或逐年,无法获得某一具体时刻而不是多年平均的辐射值。而 MTCLIM 模型(Mountain Microclimate Simulation Model, 山地小气候模拟模型,简称 MTCLIM 模型)解决了这一难题,能用简便、易得的温度和降水数据求得逐日太阳辐射和湿度,成为在资料贫乏地区外推气象要素的一个有力工具^[1]。但是,该模型问世以来,在国外研究较多,涉及我国范围的研究工作极少,仅是张娜(2001)在长白山简单应用了该模型为景观尺度的生产力过程模型(EPPML)获取气象数据,但对模型未做任何讨论与建议^[2]。而许多研究表明,MTCLIM 模型中的一系列参数有很大的时空差异性。温度是一个常用的热量指标,无论是对于水热平衡研究还是生物生长规律研究,都是不可缺少的,它是驱动生物系统运转的关键变量之一。温度估算是 MTCLIM 模型的重要组成部分之一。因而,有必要对该模型的温度估算方法在我国南方地区的有效性进行验证,以期在此基础上,对模型参数做进一步的修正。本研究通过对有辐射观测的国家甲种气象站长沙、武汉、南昌、赣州和韶关的逐日温度、水汽压和太阳辐射的模拟来验证前文所述的 MTCLIM 模型中各个子模型的假设条件^[1],从而找出温度、湿度、辐射诸变量在我国亚热带山地区域最合适的模拟方法,为更进一步的生态过程研究奠定基础。篇幅所限,本篇先讨论 MTCLIM 模型温度估算方法的有效性。对于该模型的湿度和辐射估算部分,我们将另文专述。

1 研究点的自然概况

南昌地处赣中偏北,赣江、抚河下游,鄱阳湖滨,位于 115°27′~116°35′E、28°09′~29°11′N 之间,山、丘、岗、平原相间,其中岗地低丘占 34.4%。赣州在 114°46′42″~115°3′32″E 和 25°40′20″~25°58′55″N 之间,处于中部小盆地,地势开阔平坦。境内多地山丘陵,地势由东南、西北两面向中部倾斜,略成马鞍形。四周有峰山、酒山、哈湖、摇篮寨山、笔架山等山脉,峰山海拔高度 1 016 m。长沙位于湖南省中部,湘江下游,地处美丽富饶的湘中河谷平原,东倚罗霄、西接武陵、南依衡岳、北瞰洞庭。武汉位于华中地区,世界第三大河流长江和其最大支流汉江交汇于此,将武汉市天然分成汉口、汉阳和武昌三镇。韶关市位于中国广东省北部,是粤湘赣三

省的结合部,北界湖南,东邻江西、河源,西靠清远,南临广州、惠州。介于 113°27′~113°43′E 和 24°53′N 之间。韶关地处南岭山地的中段,构造上属于华南褶皱带的一部分。地势北高南低,南岭山脉横贯北部。境内山峦起伏,以山地丘陵为主,三列弧形山系及其间两列河谷盆地明显,岩溶地形广布,红岩地貌典型。各台站的具体位置见表 2。

研究点地处中、北亚热带,是东亚季风盛行的地区,其气候最为显著的特点有二:一是水热同季,湿润多雨,但变率较大;二是冬冷夏热,四季分明。该地区降水最为可贵之处是水热同季,温度和降雨随季节而变化,基本一致。但由于每年冬夏季风每年的强弱、进退时间的不同,因此本区的雨量变率较大。而且,本区春、秋、冬三季常有冷空气侵袭,特别冬季有强烈的寒潮南下,全区性降温猛烈,温度较低,并伴有大风和冰雪,这在亚、非、欧洲同纬度的其他地区是少见的。由于冬有寒潮南下,夏季有伏旱高温,因而该区气温年较差十分显著,四季相当明显。如以平均气温>22℃为夏,<10℃为冬,10~22℃为春、秋的气候标准来划分四季,春秋两季各为二个月,冬夏各约 4 个月,其中,夏季比冬季略长。

表 1 几个研究站点的自然条件概况
Table 1 The natural conditions of several modelled sites

研究点	气候带	经度	纬度	海拔 (m)	年降雨量 (mm)	年平均 气温(℃)
韶关	中亚热带	113°35′E	24°48′N	69.3	1600~1800	20
赣州	中亚热带	114°34′E	25°51′N	123.8	1434	19.4
南昌	中亚热带	115°32′E	28°36′N	46.7	1500~1600	17~18.5
长沙	中亚热带	113°05′E	28°12′N	68	1200~1700	17.2
武汉	北亚热带	114°04′E	30°38′N	23.1	1205	16~17

2 数据来源

数据由中国气象局气象资料中心提供。各站点观测的气象要素有十多个,包括平均气温、最高气温、最低气温、水汽压、降水量和太阳辐射。考虑到气候的年际波动和区域差异,我们收集了 14 个整年的逐日气候要素值。这样,数据就具备了不同区域全年完整的时间系列值,即可保证所需的样本大小,而且还反映了不同气候型条件下的变化趋势。各站点分析观测数据的范围及总天数分别如表 2。

表 2 研究中各站点的数据季节分布和总天数

Table 2 Seasonal distribution of date ranges and total number of days used in this research by site					
站点	1982 年 (月·日)	1983 年 (月·日)	1998 年 (月·日)	1999 年 (月·日)	总天数 (d)
南昌	1. 1~ 12. 31	1. 1~ 12. 31	1. 1~ 12. 31	1. 1~ 12. 31	1460
赣州	1. 1~ 12. 31	1. 1~ 12. 31	1. 1~ 12. 31	1. 1~ 12. 31	1460
韶关	1. 1~ 12. 31	1. 1~ 12. 31			730
长沙			1. 1~ 12. 31	1. 1~ 12. 31	721
武汉			1. 1~ 12. 31	1. 1~ 12. 31	726

注: 武汉 1998 年第 164d, 1999 年第 85、97、184d 的辐射值
缺失, 长 沙 1998 年第 197、208、236、250、274、286、327、
334d 和 1999 年第 282d 的辐射缺失。

3 研究方法

研究方法为对模拟结果和实测值进行比较分析的方法。主要是对模型模拟的各个变量的预测值和气象台站的实际观测值进行比较。用以衡量模型拟合程度的统计变量有以下几个:

(1) 平均绝对误差(MAE)

$$MAE = \sum_{i=1}^n |e_i - o_i| / n$$
 (1)

式中 n 为观测的个数, e_i 为预测值, o_i 为观测值。
 MAE 是用每日观测与预测之差的总和来预测模型建立的机理, 有很强的直观性, 可有效地评价模型模拟精度。

(2) 均方根差(RMSE)

$$RMSE = \left[\sum_{i=1}^n (o_i - e_i)^2 / n \right]^{1/2}$$
 (2)

均方根差反映了预测曲线的综合精度, 模型的模拟值越接近于观测值, $RMSE$ 值就越小, 而且, 如果预测中某一个误差较大, $RMSE$ 能大大加大这个误差, 因而, $RMSE$ 能更好的反映模拟精度。

(3) 偏差(Bias)的总和(RES)及偏差绝对值的总和($|RES|$)也可用于确定在某一段时间中模型估计过高或过低的预测趋势

$$Bias = RES / n$$
 (3)

$$RES = \sum_{i=1}^n (o_i - e_i)$$
 (4)

$$|RES| = \sum_{i=1}^n (o_i - e_i)$$
 (5)

通过对 RES 和 $|RES|$ 的比较, 我们可以确定模型模拟误差在某一段时间中相互消除的程度。如果 RES 为正值且与 $|RES|$ 相近, 这表明模型一直偏低估计; 反之亦然; 若 RES 与 $|RES|$ 相差很大, 则表明在模拟过程中, 模型预测的误差会相互抵消

一部分, 这说明模型有时偏高估计或偏低估计。在本研究中, 我们用 MAE 和 $Bias$ 两个统计量代替 RES 和 $|RES|$, 从各统计量的表达式中我们可以发现, 用 MAE 和 $Bias$ 分析模型模拟趋势与用 RES 和 $|RES|$ 分析过程是一致的(Reicosky 等 1989)。

(4) 相关系数(R)

在分析过程中, 我们一般用 R^2 反映模型预测值与实际观测值的相关程度, R^2 是回归直线可以解释的平方和占总离差平方和的比例, 即指离差平方和中有多大的比例可以用回归直线来解释, 因而它是反映回归直线方程拟合程度的一个指标。它的数值大小也反映样本资料配合回归方程的紧密程度。如果各点愈接近于回归直线, R^2 就越趋近于 1, 说明拟合越好。

具体技术路线和研究流程如图 1。

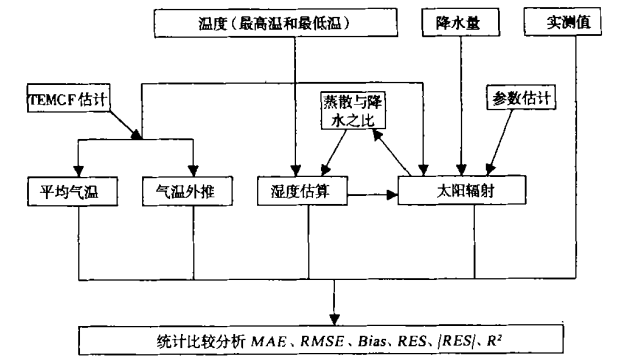


图 1 技术路线图

Fig. 1 Diagram of Research Methods

图 1 可见, MTCLIM 模型中各变量的计算是依次相关的, 因此, 我们在计算过程中需要先确定各变量计算的先后顺序, 并筛选出各个气象变量最适合的模拟方法。温度估算是湿度和辐射估算的基础, 本文我们先讨论 MTCLIM 模型中温度估算和外推问题。

4 分析与讨论

4.1 温度估算方法

对很多生物模型, 尤其是作物生长模型来说, 气温是一个最基本的输入变量。如何用观测的最高温和最低温计算小尺度的每小时气温, 以及如何用最高温和最低温估算日平均温度都是气象学家们不断探索的问题。这里仅就日平均温度估算这一问题进行探讨, 评价 MTCLIM 模型中温度估算方法在本

研究区域的精度。

温度的日变化趋势有很多的模拟方法,有简单的正弦曲线,有常用的傅立叶分析,还有更复杂的能量平衡模型^[3]。而 MTCLIM 模型假设气温的日变化趋势犹如正弦变化,可用一条过三象限的正弦曲线来表示(图 2),最低气温发生在日出之前,最高温出现在 14:00。在此基础上,Parton 和 Logan(1981)

建立了用日最高温与最低温的正弦加权平均来计算当日的平均气温的方程^[4]

$$T_{ave} = TEMCF(T_{max} - T_{mean}) + T_{mean} \quad (6)$$

式中 T_{ave} 为正弦加权平均气温; T_{mean} 为数学平均气温, $T_{mean} = \frac{1}{2}(T_{max} - T_{min})$; $TEMCF$ 为日平均气温的调和系数。

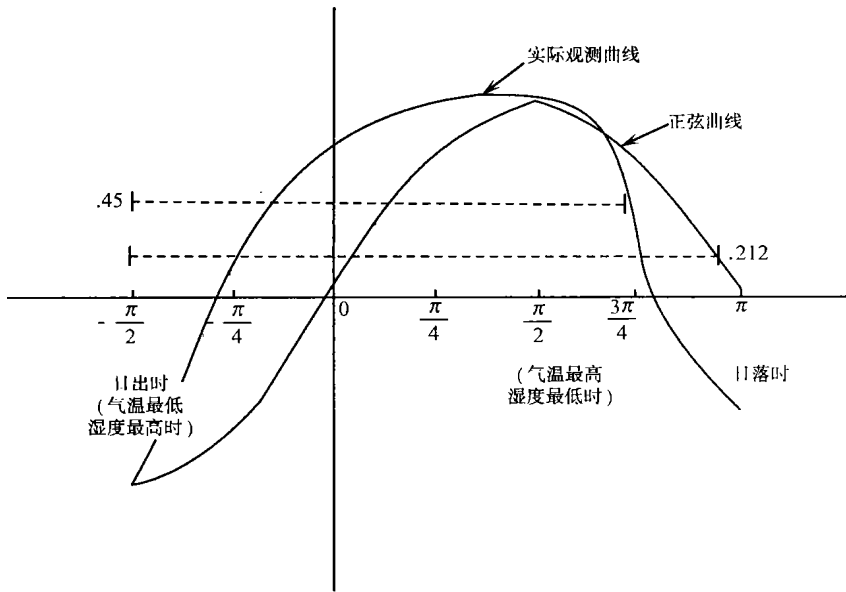


图 2 温度实测的日变化趋势与正弦拟合曲线变化(引自 Hungerford 等 1989)^[5]

Fig 2 The sine wave used to approximate daylight average temperature and the observed pattern of temperature amplitude

Parton 和 Logan(1981)用每小时气温实测值来验证温度日变化似正弦曲线变化的假设,首先用一日内最高温和最低温计算出当天的数学平均气温(T_{mean})和正弦加权平均气温(T_{ave}),并对它们与根据每小时的气温实测值计算的日平均气温作线性回归处理,结果为

$$T_{ha} = -1.14 + 1.12T_{ave} \quad R^2 = 0.93 \quad n = 120 \quad (7)$$

$$T_{ha} = 0.74 + 1.20T_{mean} \quad R^2 = 0.88 \quad n = 120 \quad (8)$$

正弦加权平均温度与每小时实测平均气温的相关系数大于数学平均气温与每小时实测平均气温,同时(7)式的斜率比(8)式更接近 1,这说明正弦加权估计的平均气温与每小时实测的平均气温关系更密切。

在这里,我们首先必须估计 $TEMCF$,估计 $TEMCF$ 用了四个站点共 8a 的逐日记录值,估计过程分两步:先把逐日平均气温的实测值作为 T_a 代

入(6)式,并求得(1)式中右边其它各变量值;再用最小二乘估计方法估计系数 $TEMCF$ 。然后再用(1)式和估计的 $TEMCF$ 估算各日平均气温,最后分别对加权平均气温模型和数学平均气温模型的预测值与实际实测值进行误差分析,比较两者的模拟结果。

不同区域温度估算方程中的参数 $TEMCF$ 是不同的,不同的研究区域必须先估计这个参数。然后用估算的 $TEMCF$ 代入模型估算气温,并利用简单的小气候原理(温度递减率)对特定地区进行气温在空间上的外推。

4.2 气温推算法

在没有气象观测的地点,要确定其气候状况,主要是利用周围气象台站资料,结合地形对气候影响的规律来推算,或利用某些自然景观现象,结合调查访问来估计。气温的推算研究已有较长的历史,应用简单的小气象原理进行。影响气温的因素有很多,如坡向、坡度、海拔、地理位置等。山区任一地方的气候特点都是由比较稳定的宏观地理因素,如大

地形、地理位置等变化不定的局地海拔高度和局地小地形如坡地方位和地形形态三者决定, 因而, 某地区的温度变化特征主要取决于海拔高度、纬度和局地小地形等。本研究区域各气象站点大多位于平坦开阔之地, 南北纬度差异在 6° 以内, 相当于近千米高程所造成的温度差异, 而各站点的高程差最大不超过百米, 最高海拔为 123.8 m, 而且, 有研究表明^[6], 在气候潮湿的山地, 在 1 200 m 高度以下, 由于云的影响, 温度随海拔高度变化不大, 其递减率在 $0\sim 0.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 之间。可见, 本研究区域的温度差异主要取决于地带性因子, 非地带性因子是次要的。

$$T_S = T_B + T'_{lap}(L_S - L_B) \tag{9}$$

式中 T_S 为研究位点的估算温度, T_B 为所选基准站点的观测温度, T'_{lap} 为温度随纬度的变化率, 即纬度递减率, L_S 为研究地点的海拔高度, L_B 为基准点的海拔高度。

4.3 TEMCF 系数的估算

一天中, 温度变化快慢直接影响到加权系数 $TEMCF$ 。在美国科罗拉罗州 $TEMCF$ 估计的值为 0.212, 而在北美洲的北落基山区日出后气温上升的速度高于正弦曲线给出的速率, 最高温出现得较早, 峰向左偏移, 较窄, $TEMCF$ 为 0.45^[7]。表 3 表明了参数 $TEMCF$ 为 0.45 时用逐日最高温和最低温的正弦加权平均估计各站点各年份逐日平均气温的结果。从表中可以发现, 各站点逐日平均气温估计

的偏差为 -2°C 左右, 标准差也为 1°C 左右, 远远大于北美洲地区的估计结果, 而且平均气温估计误差超过 1.5°C 的方法的实用性也不大, 这表明, $TEMCF$ 原来参数值不能应用到本研究区域。因而有必要对这个参数进行修正。

本研究用来修正 $TEMCF$ 的数据站点有南昌、赣州、武汉、长沙, 是用 1998 年和 1999 年全年逐日数据来估计的。各站点估计结果表明, $TEMCF$ 分别为 $-0.132, -0.14, -0.15, -0.17, -0.155, -0.184, -0.111, -0.144$, 平均约为 -0.15 。这表明, 与美国科罗拉罗州和北美洲的北落基山区相比, 本研究区域气温在日出后升温可能较缓慢, 最高温出现得晚, 峰度也较窄。因而, 在我们的模型中, 用最高温和最低温来模拟平均气温的加权系数为 -0.15 , (1) 式可转换为

$$T_{ave} = 0.425T_{max} + 0.575T_{min} \tag{10}$$

4.4 日平均气温的估算

表 4 比较了两种方法估计五个站点各年日平均气温结果。最高温和最低温的正弦加权平均估算结果表明, 预测值与观测值的相关系数 R^2 在 0.995~0.997 之间, 在 0.05 的概率水平上 F 统计检验回归显著, 回归系数在 0.984~1.002 之间, y 轴截距在 $-0.016\sim 0.288^{\circ}\text{C}$ 之间。数学平均估算的预测值与观测值的相关系数 R^2 在 0.994~0.996 之间, F 统计检验在 0.05 的概率水平上回归显著, 回归系数和

表 3 TEMCF 为 0.45 时用正弦加权平均法估算各点平均气温结果
Table 3 The results of sine weighted daylight average temperature predicted when TEMCF is 0.45 in modelled sites

站点	年份	统计变量							
		R^2	A	b	RES	$ RES $	$Bias$	MAE	see
南昌	1982	0.987	1.851	1.007	-724.15	724.15	-1.984	1.984	1.035
	1983	0.989	1.718	1.015	-724.22	724.22	-1.984	1.984	0.960
	1998	0.988	1.555	1.026	-860.76	860.76	-2.358	2.358	1.010
	1999	0.985	1.959	1.001	-952.91	952.91	-2.611	2.611	0.976
赣州	1982	0.987	1.89	1.015	-798.96	798.96	-2.189	2.189	1.076
	1983	0.9875	1.625	1.033	-830.54	830.54	-2.275	2.275	1.072
	1998	0.982	1.7	1.032	-748.45	748.45	-2.05	2.05	1.188
	1999	0.9775	2.389	1.001	-721.23	721.66	-1.976	1.977	1.164
长沙	1998	0.98	1.52	1.039	-812.2	812.2	-2.225	2.225	1.288
	1999	0.98	2.293	0.98	-838.29	838.29	2.297	2.297	1.129
武汉	1998	0.987	2.322	0.993	-804.59	804.59	-2.20	2.20	1.080
	1999	0.985	2.506	0.981	-794.99	794.99	-2.18	2.18	1.026
韶关	1982	0.979	2.098	1.016	-877.94	877.94	-2.43	2.43	1.106
	1983	0.98	2.004	1.024	-912.19	912.19	-2.49	2.49	1.217

注: See 为估计值的标准差。

Y 轴截距分别在 0.986~ 1.01℃和 0.382~ 0.759℃之间(图3),各点各年的截距都要大于数学平均计算的截距。总的来说,这两种方法估计平均气温效果都不错,只是正弦加权平均方法稍优于数学平均方法。误差 P-P 图正态分布检验说明,各点各年误差都遵循正态分布,标准差与模拟值的关系图也表明估计误差没有明显的变化趋势。但是,从表中可以看出,数学平均方法的估算结果 RES 和 $|RES|$ 的绝对值比较,差异很小,而加权平均计算的绝对值远小于 $|RES|$,这表明数学平均方法计算

结果普遍估计过高,而加权平均估计在一年 365 d 中,时而估计偏高,时而估计偏低,以至于一年中估计偏差相互抵消, RES 几乎为零,如南昌、赣州、长沙 1998 年和武汉 1999 年;而且各点数学平均方法估计的 MAE 要远大于加权方法估计结果,普遍至少要高 0.15℃,平均值分别为 0.61℃和 0.39℃。这说明,从各个统计变量检验来说,用最高温和最低温的加权平均估算各点各年的日平均气温都要比数学平均方法估计效果更好,这与 Parton 等(1981)和 Running 等(1989)的研究结果一致^[4,7]。

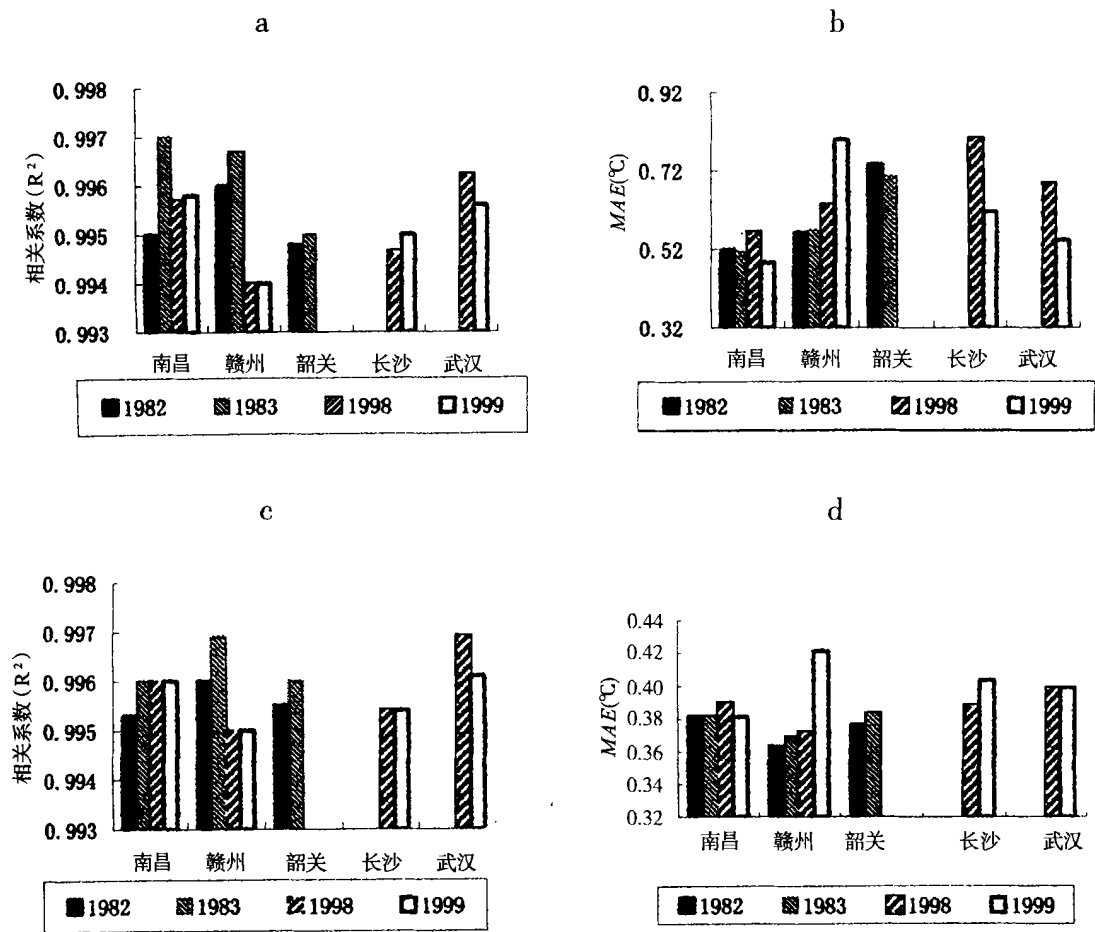
表 4 用数学平均和正弦加权平均($TEMCF$ 为- 0.15)两种方法估算日平均气温的结果比较

Table 4 The comparison of daylight average temperature between by mathematic weighted method and by sine weighted method when $TEMCF$ is - 0.15

站点 年份	方法 1(数学平均法)							方法 2(加权平均法)						
	R^2	a	b	RES	$ RES $	see		R^2	a	b	RES	$ RES $	see	
南昌	1982	0.995	0.581	0.993	- 166.1	189.1	0.623	0.995	0.156	0.988	20.02	139.37	0.609	
	1983	0.997	0.45	0.9995	- 165.5	187	0.567	0.996	0.069	0.993	20.74	140.13	0.566	
	1998	0.996	0.495	1.001	- 187.3	204.9	0.58	0.996	0.142	0.993	- 0.25	142.23	0.4	
	1999	0.996	0.382	1.001	- 147.55	177.35	0.52	0.996	- 0.144	1.001	43.68	139.14	0.51	
赣州	1982	0.996	0.551	0.9985	- 190.7	205.2	0.537	0.996	0.104	0.993	12.05	132.60	0.502	
	1983	0.997	0.405	1.006	- 188.65	207.25	0.513	0.9969	- 0.001	0.9965	25.30	134.71	0.492	
	1998	0.994	0.640	0.9983	- 221	230.7	0.65	0.995	0.2879	0.987	- 7.75	135.69	0.59	
	1999	0.994	0.695	1.005	- 287.65	292.05	0.6	0.995	0.1308	1.003	- 65.89	153.70	0.55	
长沙	1998	0.995	0.368	1.01	- 202.9	224.7	0.68	0.9954	- 0.016	1.001	0.2	141.31	0.62	
	1999	0.995	0.733	0.9969	- 247.55	251.45	0.56	0.9954	0.2125	0.9958	- 50.64	147.24	0.53	
武汉	1998	0.996	0.739	0.9861	- 177.2	198.1	0.59	0.9969	0.211	0.9836	31.93	146.11	0.54	
	1999	0.996	0.759	0.9867	- 191.25	211.55	0.56	0.9961	0.1751	0.9885	9.998	145.59	0.53	
韶关	1982	0.995	0.617	1.005	- 258.55	268.55	0.538	0.9955	0.123	1.0006	- 49.01	137.41	0.498	
	1983	0.995	0.585	1.004	- 243.8	257.4	0.575	0.996	0.112	0.9974	- 21.01	140.15	0.511	

为了更好地比较两种方法的优越性,我们选取了两年的逐日数据来作进一步的分析,一个是两种方法估计平均温度的 MAE 差异最大的韶关 1982 年数据,分别为 0.736 和 0.376,两者相差 0.36℃;另一个是 MAE 差异最小的南昌 1999 年数据,分别为 0.521℃和 0.381℃,两者差异为 0.14℃。图 4 为两种方法估算气温模拟预测与实际观测间的相关关系图。韶关 1982 年,正弦加权平均气温与数学平均差异较大,虽然两者与实际观测值的相关系数分别为 0.9955 和 0.9948,差异不大;但 Y 轴截距和回归系数差异较大分别为 0.123℃和 0.617℃,1.0006 和 1.0045,正弦加权平均方法比数学平均的过高估计至少改善了 0.4%;虽然两种方法估算的相关系数和回归系数差异很小,但两者估算的 RES

和 $|RES|$ 几乎相差一倍之多,加权平均法分别为 - 49.01℃和 137.41℃,而数学平均法分别为 - 258.55℃和 268.55℃,这充分说明用加权平均方法估算逐日平均气温比数学平均方法更准确。而南昌 1999 年两种方法估算与实际观测值之间的相关系数仅相差 0.0002,回归系数相差 0.0002,回归方程估计的标准差分别为 0.512 和 0.521,与其他各点相比,两者差异明显降低了。但两种方法估计的 RES 和 $|RES|$ 分别为 43.68℃和 139.14℃, - 147.55℃和 177.35℃,其变化规律与韶关类似。这说明,无论对于模型模拟较好的数据还是模拟较差的数据,其加权法的 RES 和差异较大,而且一年中时而估计过高,时而估计过低(如图 5),数学平均法的估计值一直明显大于实测值。因此,最高温和



a, b 分别为用数学平均估算逐日平均气温的相关关系图和平均绝对误差图; c, d 分别为用正弦加权平均估算逐日平均气温的相关关系图和平均绝对误差图(a and b are respectively the relationship and MAE change predicted by mathematic weighted method, c and d are those by sine weighted method)

图 3 用两种方法估计各站点逐日平均气温统计结果图

Fig. 3 The Statistic results of the predicted daylight average temperature in modelled sites

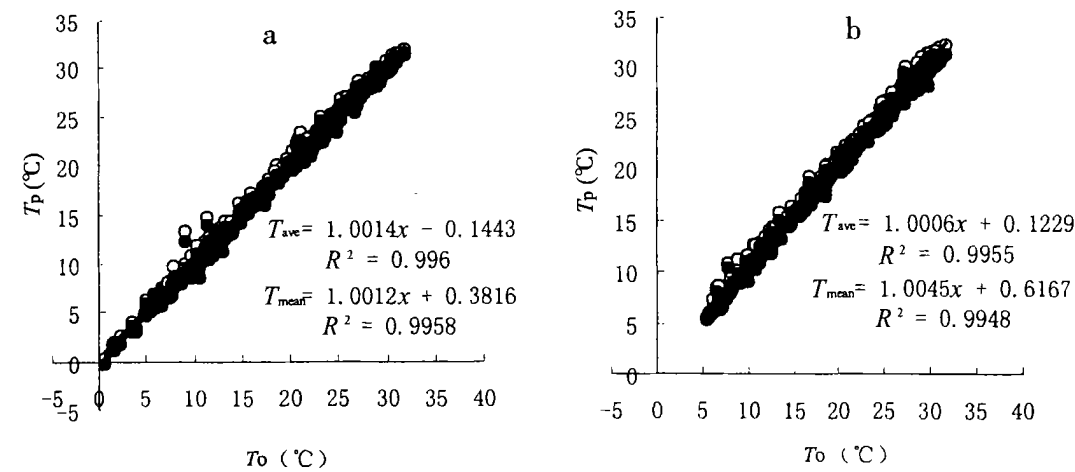
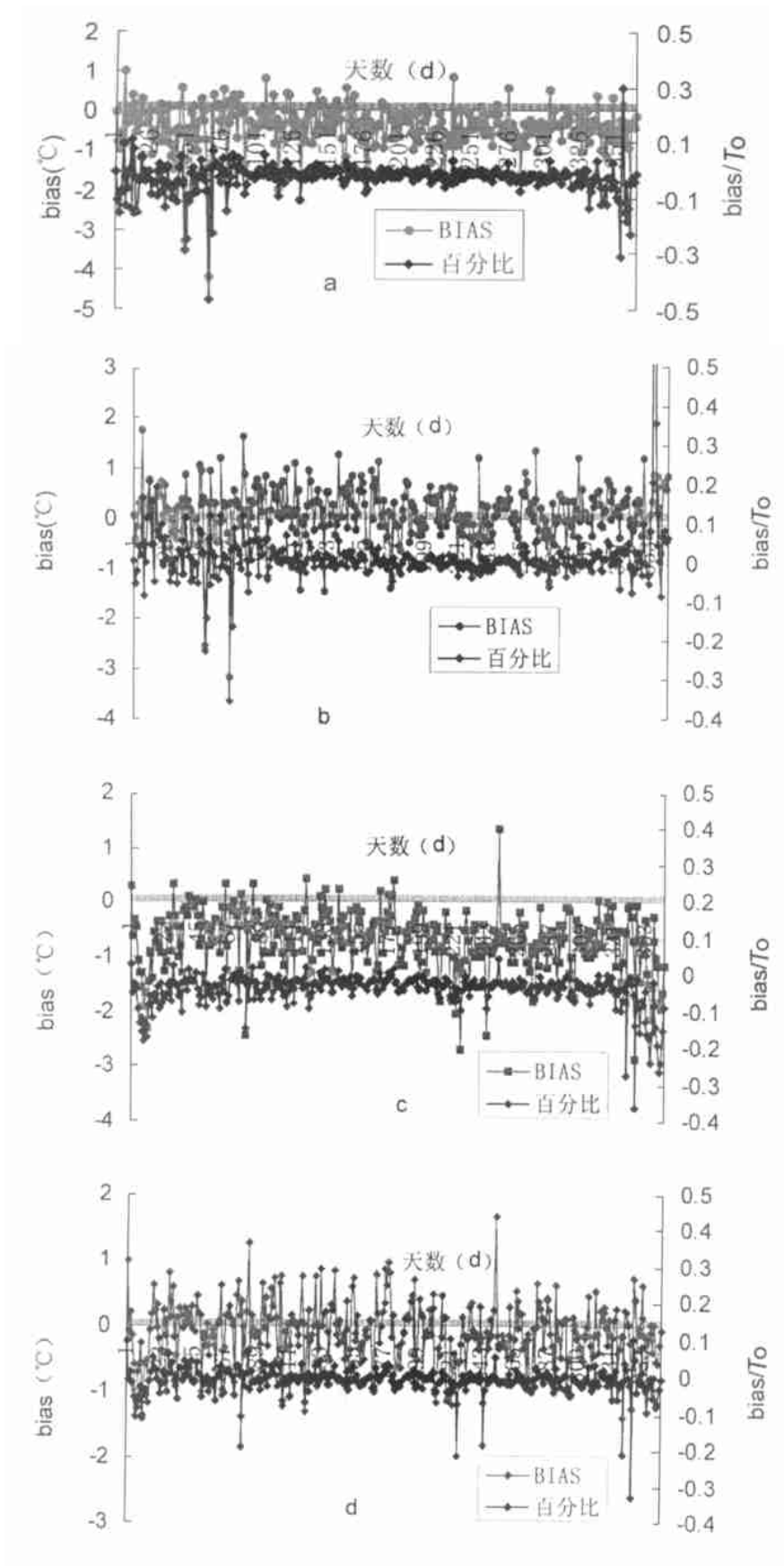


图 4 南昌 1999 年(a)和韶关 1982 年(b)逐日平均气温实测值与预测值的相关关系图

Fig. 4 Regression of daylight average temperature predicted vs. actual temperature



a,b 分别为南昌 1999 年用数学平均和加权平均法估计的逐日气温偏差图; c,d 分别为韶关 1982 年用数学平均和加权平均法估计的逐日气温偏差图 (a and c show the bias between the observed and the predicted by mathematic weighted method and by sine weighted method respectively in 1999 at Nanchang station, b and d show that in 1982 at Shaoguan station.)

图 5 逐日气温估算的季节变化趋势图

最低温的加权方法比数学平均方法更能说明一天中平均气温的变化规律: 日出后, 温度上升缓慢, 峰值向右偏移, 峰线较宽; 日落后, 温度下降也较缓慢。

为了更清楚地说明两种平均气温估算方法误差的来源, 我们比较了韶关 1983 年和南昌 1999 年日平均气温估计误差变化趋势。从图 5 中可以明显看出, 数学平均法一直表现为对逐日平均气温估计过高, 正弦加权平均法估计趋势明显好于数学平均。而且, 在夏季和秋季估计的误差都不大, 也较稳定, 而春季和冬季估计误差差异很大, 是大多数奇异值存在的地方, 这可能与春冬两季遭受寒潮袭击较多有关, 使得温度波动较大, 因而很难用一个全年平均系数来准确地描述一天中温度的变化规律。

4.5 气温的推算

影响气温变化的因素很多, 尤其是在复杂地区,

有坡位、坡向、植被, 海拔等。因而, 气温资料在空间的外推过程是很复杂、很难正确控制的。有很多研究表明, 外推过大是脱离实际的, 根本没有应用的价值^[6]。表 5 表明了在该研究区域内以南昌为基准点外推赣州、长沙和武汉气温的估计效果。从表中可以看出, 以南昌为基点向较低纬度的赣州和长沙外推, 其结果要明显优于向较高纬度的武汉外推。而且, 向低纬度外推时加权平均方法估计的结果要好于数学平均法。这可能与气温的纬度直减率有关, 应为较低纬度的外推表现出一致的结果, 但同时也可能与当地的地势和水分条件有关。武汉是长江流经之地, 水分资源极其丰富, 很可能水分会带走一部分热量, 从而使得平均的 $TEMCF$ 系数很难说明武汉的逐日气温变化规律。

表 5 用南昌的最高温和最低温外推其它三站点的平均气温的比较($TEMCF = -0.15$)
Table 5 The comparison of Wuhan station, Changsha station and Ganzhou station average temperature extrapolated by Nanchang station's maximum temperature and minimum temperature when $TEMCF = -0.15$

站点	年份	方法 1(加权平均法)						方法 2(数学平均法)					
		R^2	斜率	SEE	$RMSE$	MAE	$Bias$	R^2	斜率	SEE	$RMSE$	MAE	$Bias$
赣州	1998	0.94	1.01	2.15	2.152	1.667	-0.142	0.9337	0.9597	2.22	2.311	1.857	-0.655
	1999	0.93	1.003	2.14	2.137	1.644	0.009	0.9207	0.9654	2.21	2.261	1.801	-0.515
长沙	1998	0.956	1.03	1.68	1.946	1.735	-0.977	0.9603	0.938	1.67	2.238	1.735	-1.490
	1999	0.959	1.04	1.61	1.839	1.362	-0.896	0.9606	0.9291	1.58	2.126	1.618	-1.420
武汉	1998	0.941	0.95	2.28	2.393	1.894	0.733	0.9408	1.0168	2.30	2.311	1.736	0.220
	1999	0.939	0.94	2.09	2.308	1.898	0.988	0.9382	1.0249	2.10	2.150	1.736	0.464

离效应。

5 结语

MTCLIM 模型模拟气温的原理在中亚热带地区具有较好的有效性, 不过模型参数有待改进。在本研究区域 $TEMCF$ 系数为 -0.15 , 其模拟的温度日变化规律为日出后温度上升缓慢, 达到最高温后持续的时间较长, 峰线较宽, 日落后温度下降也很慢, 各点各年模拟的逐日平均气温与实测值的吻合程度好于用最高温和最低温的数学平均模拟和用 Hungerford 等(1989)的 $TEMCF$ 为 0.45 模拟结果, 所有站点总的 MAE 分别为 0.77°C 、 1.22°C 和 2.23°C , 最少平均每天改进了 0.5°C ; 气温在空间上的递推效果不好, 其原因可能为各点在地形上差异较大, 距离相差太远, 超过了温度在空间上外延的距

参考文献(References):

[1] LI Hai-Tao, SHEN Wen-Qing, SANG Wei-Guo et al. Research Situation and Application of MTCLIM Model. *Journal of Mountain Science*, 2001, **19**(6): 533~ 540. [李海涛, 沈文清, 桑卫国, 等, MTCLIM 模型的研究现状及其潜在应用[J]. 山地学报, 2001, **19**(6): 533~ 540].

[2] ZHANG Na. Study on Ecosystem Productivity Process Model for Landscape A Case Study of Changbai Mountain, Ph.D thesis of Chinese Academy of Sciences. 2001. 50~ 105. [张娜. 景观尺度生态系统生产力过程模型研究-以长白山为例[R]. 中国科学院博士学位论文, 2001. 50~ 105]

[3] Reicosky, D. C., Winkelman, L. J., et al. Accuracy of hourly air temperatures calculated from daily minima and maxima. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1989, **46**: 193~ 209.

[4] Parton, W. J.; Logan, J. E. A model for diurnal variation in soil and

- air temperature. *Agriculture Meteorology*, 1981, **23**: 205~ 216.
- [5] Hungerford, R. D. , Nemani, R. R. , Running, S. W. , Coughlan, J. C. . MTCLIM: a mountain microclimate model. Research Paper INT-414, USDA Forest Service, Intermountain Research Station. Ogden, Utah, USA. 1989.
- [6] Fu, B. P. . The Climate of Mountains, Beijing: Science Press, 1983 (in Chinese). [傅抱璞 . 山地气候 [M]. 北京: 科学出版社, 1983.]
- [7] Running, S. W. ; Nemani, R. R. ; Peterson, L. E. *et al.* Mapping regional forest evapotranspiration and photosynthesis and coupling satellite data with ecosystem simulation. *Ecology*, 1989. **70**: 1090 ~ 1101.

The Validation of Air Temperature Estimates of Mountain Microclimate Simulation Model in China' s Subtropical Mountainous Region

LI Hai-tao¹, SHEN Wen-qing², and XIA Jun¹

(1. *Institute of Geography Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100101 China;*

2. *Department of Resources and Environment, Beijing Forestry University, Beijing, 100083 China*)

Abstract: In this paper, the temperature estimation of MT CLIM model was validated in the subtropical mountainous region of China. Based on the daily observations of air temperature from the five sites, the method of arithmetic average and the one of sine weighted average, were used for calculating daily average temperatures from daily maxima and minima. The results showed that MAE(mean absolute error) for the two methods are 1.22℃ and 0.77℃, respectively, when TEMCF(coefficient to adjust daylight average temperature) is - 0.15 in the calculation of sine weighted average temperature.

Key words: MT CLIM model; temperature estimation; subtropical region