

文章编号: 1008 - 2786 - (2016) 4 - 496 - 08

DOI: 10.16089/j.cnki.1008 - 2786.000155

基于气象数据和遥感影像的太白山气温直减率

翟丹平, 白红英*, 冯海鹏, 何红

(西北大学城市与环境学院, 陕西 西安 710127)

摘 要: 基于太白山内 2013—2014 年气象站点实测数据和 DEM 分析太白山南北坡不同时间尺度的气温直减率, 并利用辐射传输方程法针对 Landsat 8 影像数据反演地表温度场, 通过窗口差分法推导太白山气温直减率场及其特征。研究表明: ①实测法计算太白山年均气温直减率北坡为 $0.515\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$, 南坡为 $0.505\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$; 10 月直减率北坡为 $0.505\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$, 南坡为 $0.480\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$; 春、夏季气温直减率较大, 北坡大于南坡, 而冬季较小, 北坡小于南坡。②采用辐射传输方程法针对 Landsat 8 TIRS 10 反演地表温度具有较高置信度, 获取 10 月北坡气温直减率为 $0.611\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$, 南坡为 $0.502\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 。③气温直减率在山脊和山谷附近表现出高直减率条带; 海拔对太白山气温直减率的影响高于坡向, 高、中、低海拔区气温直减率分别为 $0.913\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 、 $0.471\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 、 $0.755\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$; 坡向对气温直减率分布的影响表现为随阳坡至阴坡而逐渐变大, 依次为 $0.515\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 、 $0.541\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 、 $0.617\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 。

关键词: 太白山; 辐射传输方程法; 差分计算; 气温直减率

中图分类号: P463

文献标志码: A

气温垂直递减率是气温分布特征和垂直变化规律等山地微气候机理研究中的重要指标。太白山是秦岭山脉的主峰, 最高海拔达 3 771.2 m, 也是气候变化的敏感地带^[1-2]。研究太白山气温垂直递减率及其分布特征, 对探讨秦岭地区气候变化具有十分重要的科学价值。一些研究表明, 太白山南北坡气温直减率差异较大, 但研究结论一致性较差。傅抱璞^[3]研究指出, 秦岭南坡比北坡有更高的垂直递减率, 北坡为 $0.44\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$, 南坡为 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 。任毅^[4]等通过按每间隔约 250 m 海拔梯度设置自动气象测定仪记录连续一年的气温状况, 年均直减率南坡为 $0.37\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$, 北坡为 $0.49\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$; 莫申国^[5]研究认为: 冬季秦岭北坡气温直

减率小于南坡, 北坡为 $0.37\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$, 南坡为 $0.38\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$; 夏季北坡大于南坡, 北坡为 $0.51\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$, 南坡为 $0.49\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 。除夏季北坡递减率出现反常外, 其他温度要素北坡的递减率均小于南坡。此外, 当前多数有关气温直减率的研究仅依据地形及纬度因子与温度间的线性关系将斜率作为全区域气温垂直变化的唯一固定值^[6-10], 并未给出气温直减率的空间分布格局, 无法描述微地形下气温直减率特征。

基于前人研究, 本文通过实测数据获取太白山南北坡不同时间尺度的气温直减率, 同时以 Landsat 8 影像及太白山区 DEM 数据为基础, 运用 GIS 空间分析和遥感图像处理的方法对研究区内地表瞬时温

收稿日期(Received date): 2015 - 07 - 09; 修回日期(Accepted): 2015 - 09 - 14。

基金项目(Foundation item): 国家林业公益性行业科研专项“秦岭天然林对气候变化的时空响应及管理对策”(201304309)。[National forestry public welfare industry scientific research project "The spatial and temporal response of natural forests in Qinling Mountains to climate change and management measures" (201304309) .]

作者简介(Biography): 翟丹平(1990 -), 女, 河南新乡人, 硕士, 从事 RS、GIS 应用与全球气候变化研究。[Zhai Danping(1990 -), female, born in Xinxiang, Henan province, Msc. Research Interests: RS and GIS application in climate change.]E - mail: zhaidp@126.com

* 通信作者(Corresponding author): 白红英(1962 -), 女, 陕西凤翔人, 博士, 教授, 主要从事全球变化生态学、自然地理学等方面的科研与教学。[Bai Hongying(1962 -), female, born in Fengxiang, Shaanxi, Ph. D professor, mainly engaged in research and teaching in the fields of global change ecology and physical geography.]E - mail: hongyingbai@163.com

度场进行反演,并利用 11 个中高海拔气象站点 2013—2014 年实测气温数据进行气温场时间尺度的订正,从空间上定性和定量的分析太白山区气温直减率分布特征,以解决山区气象站点稀缺、分布不均匀等困难情况下微气候特征分布的分析问题,以期为山区气温特征分布研究提供理论和技术支持。

1 资料来源与研究方法

1.1 资料来源

本研究采用的气象数据由陕西省气象局提供,时间尺度为 2013—2014 年,气象站点分布于太白山南北坡的不同海拔,如图 1。其中太白山北坡站点有 7 个:文公庙、汤峪 2 号、汤峪 3 号、汤峪 1 号、红河谷、樱鸽、姜眉公路;南坡站点有 5 个:文公庙、大洋公路站、大洋公路北站、大洋公路南站、黄柏塬。

DEM 分辨率为 25 m × 25 m; Landsat 8 遥感影像下载于地理空间数据云 (<http://www.gscloud.cn/>),图幅号为 LC81280362014298LGN00,获取时间为北京时间 2014 - 10 - 25T11: 26,平均云量为 3.29。

1.2 数据处理

1.2.1 实测法气温递减率计算

运用回归分析法对各气象站点月、季、年均气温与海拔数据进行线性拟合,用公式(1)计算太白山南北坡不同时间尺度的气温直减率。为提高估算精

度,鉴于南坡站点较少,且文公庙站点接近于南北坡分界线,也将其作为南坡站点,相关系数 R^2 均在 0.90 以上。

$$\gamma = 100 \times (T_i - a) / E_i \quad (1)$$

其中 γ 是气温直减率(°C / (100 m)), T_i 和 E_i 分别表示 i 气象站点处的气温(°C)和海拔(m), a 为常数。

1.2.2 Landsat 8 TIRS 地表温度反演

目前针对 Landsat 8 数据地表温度反演提出的算法有 Jiménez - Muñoz 等的单通道算法, Jiménez - Muñoz 等的劈窗算法, Rozenstein 等的劈窗算法等^[11-16]。由于对 TIRS11 波段定标的准确性存在不确定性,USGS 不鼓励用劈窗算法来反演地表温度。因此本文利用 Landsat 8 热红外通道第 10 波段采用辐射传输方程法^[17-18]计算地表温度。

1.2.2.1 辐射传输方程法

遥感影像数据预处理包括:辐射定标、大气校正、地形校正和 NDVI 阈值测定等。该方法主要根据卫星上遥感所观测到的热辐射强度的构成求解地表温度。

$$L_\lambda = [\varepsilon \cdot B(T_s) + (1 - \varepsilon) \cdot L_\downarrow] \cdot \tau + L_\uparrow \quad (2)$$

式中 L_λ 是热辐射强度, ε 表示地表比辐射率, $B(T_s)$ 是用 planck 函数表示的黑体热辐射强度, T_s 是地表温度(K), τ 是大气透过率。利用 NASA 官网^[19] (<http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>) 大气校正参数计算器得出大气上行辐射亮度 L_\uparrow 为 0.64 W /

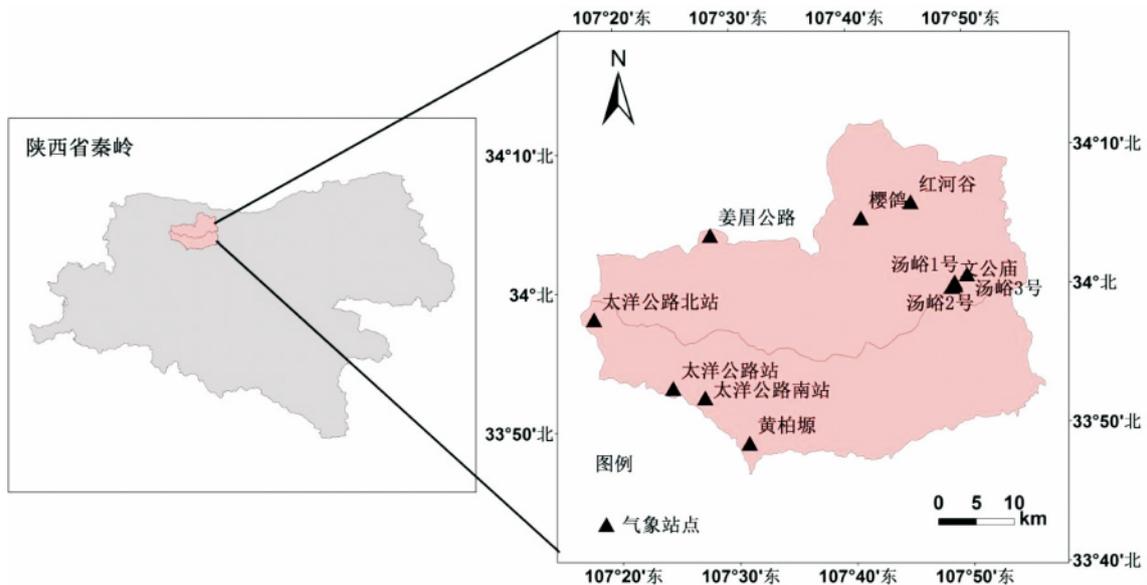


图 1 研究区气象站点分布图

Fig. 1 Location of study area and meteorological stations

($\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m}$)、大气下行辐射亮度 $L \downarrow$ 为 $1.1 \text{ W} / (\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m})$ 和大气透过率 τ 为 0.91。由普朗克公式的反函数求解地表温度 T_s :

$$T_s = K_s / \ln (K_1 / B(T_s) + 1) \quad (3)$$

其中对于 TIRS 10 波段, $K_1 = 774.89 \text{ W} / (\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m})$, $K_2 = 1321.08 \text{ K}$ 。

1.2.2.2 比辐射率估计

本研究利用覃志豪针对 TM 和 MODIS 影像提出的比辐射率参数获取方法^[20-23] 将其结合 NDVI 阈值法应用到 Landsat 8 影像比辐射率估计。对于太白山自然表面, 将其分为水体、岩石和裸土、植被三种类型。对于 TIRS 10 波段, 水体 NDVI 小于 0, ε_{10_w} 为 0.996 83; 岩石和裸土 $0 \leq \text{NDVI} < \text{NDVI}_s$, $\varepsilon = \varepsilon_{10_s} + d_\varepsilon$; 纯像元植被 $\text{NDVI} > \text{NDVI}_v$, $\varepsilon = \varepsilon_{10_v} + d_\varepsilon$ 。用(4)式估计 NDVI 范围为 $[\text{NDVI}_s, \text{NDVI}_v]$ 混合像元的地表比辐射率:

$$\varepsilon_{10} = P_v R_v \varepsilon_{10_v} + (1 - P_v) R_s \varepsilon_{10_s} + d_\varepsilon \quad (4)$$

$$R_v = 0.9332 + 0.0585 P_v \quad (5)$$

$$R_s = 0.9902 + 0.1068 P_v \quad (6)$$

其中 P_v 是植被覆盖度, R_v 和 R_s 分别是植被和裸土的温度比率。 $\varepsilon_{10_v} = 0.986 72$, $\varepsilon_{10_s} = 0.967 67$ 。 d_ε 为植被和裸土之间的热辐射相互作用量, 用如下经验公式来估计:

$$\text{当 } P_v \leq 0.5 \text{ 时, } d_\varepsilon = 0.0038 P_v \quad (7a)$$

$$\text{当 } P_v > 0.5 \text{ 时, } d_\varepsilon = 0.0038 (1 - P_v) \quad (7b)$$

$$\text{当 } P_v = 0.5 \text{ 时, } d_\varepsilon \text{ 最大 } d_\varepsilon = 0.0019 \quad (7c)$$

1.2.3 订正实测气温场与窗口差分运算

1.2.3.1 实测数据气温场的订正

从地表瞬时温度场中提取太白山 11 个站点常规气象站点处的地表瞬时温度反演值, 与两年当月 (10 月) 实测均温建立统计分析样本集。样本集如表 1, 并绘制散点图 2。从图 2 中可以看出地表温度反演值与气温实测值具有较好的线性关系, 说明反演的瞬时地表温度在一定程度上反映了气温的现实分布格局。令反演的地表瞬时温度场为 $GRID(X)$, 该月月均温场为 $GRID(Y)$, 通过线性回归方法建立影像获取当月平均气温场的定标模型为:

$$GRID(Y) = 0.9399 \times GRID(X) - 7.4321 \quad (8)$$

该模型通过置信度为 99%, 自由度为 $11 - 2 = 9$ 的统计检验, 其中相关系数 $R = 0.827 > R_{0.01}(9) = 0.7348$; $F = 19.430 > F_{0.01}(1, 9) = 10.56$; $T = 4.408 > T_{0.01}(1, 9) = 2.8214$

1.2.3.2 窗口差分方法

微格局窗口差分方法使用气温场和数字高程模型, 将气温垂直递减率看作是气温关于海拔的一阶导数^[24-25]。利用瞬时地表温度场和 DEM, 插入卷积插值函数定义 3×3 窗口 (图 3), 栅格单元气温垂直递减率计算公式如下。由于研究区内初始像元出现海拔相等 (近似相等) 而使栅格像元值出现 No-data, 因此本文认为邻域高程差值在 10 m 内像元气温直减率为 0。

表 1 气温场订正模型样本集

Tab. 1 Sample data set for modeling temperature correction

气象站点 Meteorological stations	纬度 Latitude /(° N)	经度 Longitude /(° E)	海拔 Altitude /m	月均温实测值 Measured monthly mean temperature /°C	瞬时温度反演值 Retrieved instantaneous temperature /°C
文公庙	33.998	107.811	3 378	1.7	8.82
汤峪 2 号	34.000	107.816	2 767	4.7	11.56
汤峪 3 号	34.013	107.833	2 253	5.9	19.02
汤峪 1 号	34.004	107.815	3 213	2.8	14.3
红河谷	34.004	107.755	1 273	13.6	18.21
樱鸽	34.083	107.683	857	12.9	20.35
姜眉公路	34.067	107.467	1 510	10.1	21.61
太洋公路站	33.884	107.409	2 329	6.5	14.14
太洋公路北站	33.969	107.299	2 000	7.4	16.36
太洋公路南站	33.872	107.455	1 988	8.3	16.82
黄柏塬	33.817	107.517	1 232	11.7	18.64

$$I_0 = \left(\left| \frac{T_1 - T_8}{E_1 - E_8} \right| + \left| \frac{T_2 - T_7}{E_2 - E_7} \right| + \left| \frac{T_3 - T_6}{E_3 - E_6} \right| + \left| \frac{T_4 - T_5}{E_4 - E_5} \right| \right) / \quad (9)$$

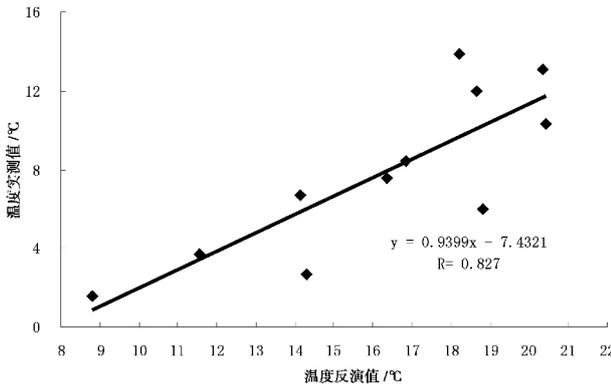


图 2 气温定标模型

Fig. 2 Correction model of temperature

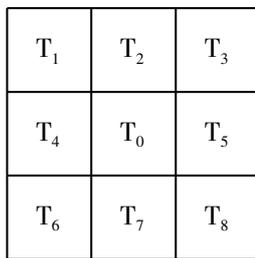


图 3 以 T₀ 为中心像元的 3 × 3 窗口

Fig. 3 Neighborhood notation cell position

(100 m) 南坡为 0.51 °C / (100 m) 2014 年北坡为 0.51 °C / (100 m) ,南坡为 0.50 °C / (100 m) ;春季气温直减率均为北坡大于南坡 2013 年春季北坡为 0.57 °C / (100 m) ,南坡为 0.54 °C / (100 m) ,2014 年春季北坡为 0.59 °C / (100 m) ,南坡为 0.55 °C / (100 m) ;夏季亦如此 2013 年北坡为 0.61 °C / (100 m) ,南坡为 0.53 °C / (100 m) ,2014 年北坡为 0.63 °C / (100 m) ,南坡为 0.53 °C / (100 m) ;冬季气温直减率北坡小于南坡 2013 年北坡为 0.38 °C / (100 m) ,南坡为 0.45 °C / (100 m) ,2014 年北坡为 0.41 °C / (100 m) ,南坡为 0.45 °C / (100 m) ;秋季气温直减率南北坡相差不大 随年份变化南北差异具有不一致性。从月尺度上看 ,11—次年 2 月北坡气温直减率均小于南坡 4 月是南北坡变化的过渡时期 ,5—10 月均为北坡大于南坡 ,其中 6—8 月气温直减率南北坡相差最大。

表 2 太白山南北坡气温直减率

Tab. 2 Temperature lapse rate in the south and north slopes

of Taibai Mountain / [°C / (100 m)]

气象要素	2013 年北坡	2013 年南坡	2014 年北坡	2014 年南坡
1 月	0.33	0.44	0.38	0.45
2 月	0.38	0.42	0.33	0.38
3 月	0.56	0.54	0.58	0.56
4 月	0.57	0.57	0.54	0.55
5 月	0.58	0.52	0.63	0.54
6 月	0.59	0.49	0.62	0.53
7 月	0.54	0.49	0.68	0.54
8 月	0.70	0.60	0.59	0.53
9 月	0.55	0.51	0.47	0.45
10 月	0.53	0.50	0.48	0.46
11 月	0.48	0.52	0.47	0.52
12 月	0.44	0.50	0.46	0.51
春季	0.57	0.54	0.59	0.55
夏季	0.61	0.53	0.63	0.53
秋季	0.52	0.51	0.47	0.48
冬季	0.38	0.45	0.41	0.45
年均	0.52	0.51	0.51	0.50

2 结果与分析

2.1 基于实测数据各时间尺度上太白山南北坡气温直减率

鉴于 11 个气象站点的剖面纬度相差在 17 分以内 经度相差 32 分以内 因此经纬度所引起的气候差异可忽略不计 ,只考虑气温与海拔的关系。从 2013 年 1 月至 2014 年 12 月太白山南坡和北坡气温直减率(表 2)可知 ,平均气温直减率北坡为 0.515 °C / (100 m) ,南坡为 0.505 °C / (100 m) 。南北坡气温直减率最小值均出现在冬季 ,最大值北坡出现在夏季 ,南坡为春季。用 SPSS 统计软件对两年不同气温尺度递减率进行相关性检验 ,Pearson 系数为 0.814 和 0.754 ,在 0.01 置信水平上呈极显著正相关。

沿两个坡面气温直减率随时间变化明显 ,且年际表现出一定的差异性。2013 年和 2014 年年均直减率均为北坡大于南坡 ,2013 年北坡为 0.52 °C /

2.2 基于 Landsat 8 TIRS 的气温场空间特征

基于 ENVI5.1 实现了 Landsat 8 影像地表温度的反演 ,定标后的气温场能较好地反映太白山温度空间分布特征及其变化规律 ,见图 2。地表温度的

空间分布与山脉走向基本一致,因海拔和坡向等微地形因子表现出局地变化规律。

对栅格像元统计可知,反演地表温度结果范围为 $[-11.01^{\circ}\text{C}, 21.86^{\circ}\text{C}]$,其中像元数占84%集中于 2°C 到 12°C 。频率统计达98.53%像元分布在 -1°C 至 16°C 间。10月全区域月均温为 6.94°C ,太白山北坡为 7.46°C ,南坡为 6.28°C 。北坡温度标准差大于南坡,北坡气温范围为 $[-11.01^{\circ}\text{C}, 21.86^{\circ}\text{C}]$,南坡为 $[-10.63^{\circ}\text{C}, 15.60^{\circ}\text{C}]$ 。气温大致随海拔的升高而降低,低温主要分布在山脊线附近的高海拔区和中高海拔区的阴坡,高温主要分布于山谷和山麓等低海拔区以及中低海拔区的阳坡。北坡北麓由于海拔较低且受人类活动因素影响大出现最高温及高温集中区。

2.3 气温直减率场空间分析

2.3.1 研究区气温直减率场栅格统计特征

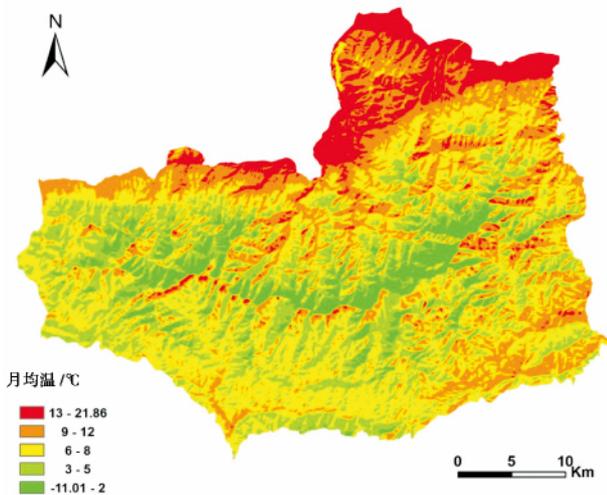


图4 太白山气温场分布示意图

Fig. 4 Temperature spatial distribution in Taibai Mountain

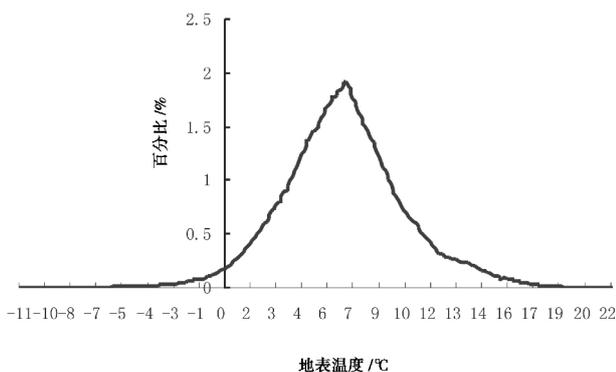


图5 地表温度频率统计

Fig. 5 Land surface temperature histogram

在微地理环境下,气温变化多样,气温直减率空间分布极为复杂,是传统气象站点计算出来的单个或几个气温直减率数值无法描述的,见图4。气温直减率与山体、沟谷走向大体一致。对全区域尺度下地理栅格单元统计可知,平均气温直减率为 $0.562^{\circ}\text{C}/(100\text{m})$,标准差为0.898,表明微格局气温直减率在像元水平上离散程度较高。气温直减率场88%像元值集中于 $[0.001, 0.84]$ 之间。在山脊、山谷和北坡低海拔处表现出较高的气温直减率,低直减率分主要分布在海拔大于 1500m 的中海拔区。山脊线附近由于处于南北坡两气团的交汇地带,且存在水体和积雪的变温效果,导致气温直减率也出现异常值,高达 $20^{\circ}\text{C}/(100\text{m})$ 以上。山顶附近受山体遮挡作用较弱的高海拔区及山谷边缘受近地面气温影响较大的低海拔区,是大气环流与山体内部气流进行热量交换的界面,因此高海拔区和低海拔区产生了高直减率条带。同时,在近地面北坡北部边缘($34^{\circ}9'33.7''\text{N}$, $107^{\circ}45'27.9''\text{E}$)由于受人为影响因素较大出现了气温直减率异常高值区,最大值达 $71^{\circ}\text{C}/(100\text{m})$ 。高大山体减缓了山谷到山顶过渡的中海拔区的热交换,仅体现出海拔因素的降温作用,故而该区域平均气温直减率相对较低。

2.3.2 地形因子对山区气温直减率分布的影响

太白山北坡气温直减率均值为 $0.611^{\circ}\text{C}/(100\text{m})$,南坡为 $0.502^{\circ}\text{C}/(100\text{m})$ 。区域气温直减率均值大于实测法计算值,这是因为随机选择观测站点处低直减率概率大于高直减率。按照生态学中常用

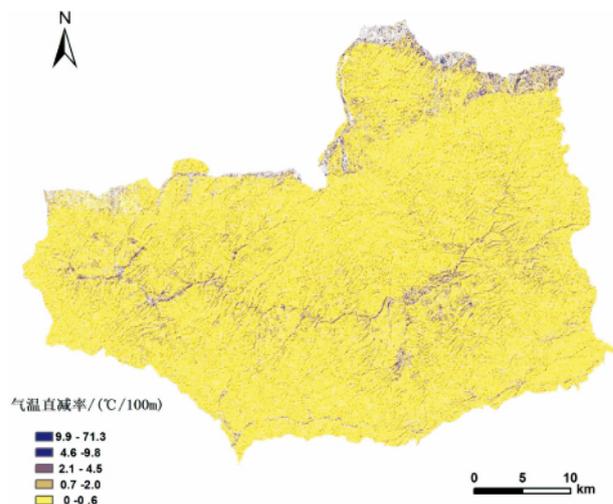


图6 基于气温场的垂直直减率微格局场

Fig. 6 Temperature lapse rates in micro-scale based on temperature/°C

的阴阳坡的划分标准,将坡向重分类为阴坡、阳坡和半阴半阳坡。在 ENVI5.0 软件中利用 DEM 分别提取不同坡度的直减率,阳坡气温直减率为 $0.515\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$,半阴半阳坡为 $0.541\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$,阴坡为 $0.617\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 。因此,阴坡直减率最大,其次依次是半阴半阳坡、阳坡。

结合太白山实际高程和下垫面因素,将太白山划分为不同的海拔区:低海拔区,中海拔区,高海拔区。根据像元值统计可知,高海拔区平均气温直减率为 $0.913\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$,中海拔区为 $0.471\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$,低海拔区为 $0.755\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 。与坡向相比,海拔对气温垂直变化影响较大。

表3 阴阳坡和不同海拔区的划分标准

Tab.3 Classification criteria for sunny and shady slopes and different altitude

坡向 Aspect	角度范围 Angle range / $^{\circ}$	海拔区 Altitude region	高程范围 Elevation range /m
阴坡	$[0^{\circ}, 67^{\circ}]$; (292, 360]	低海拔区	[590, 1 500]
半阴半阳	(67, 158)	中海拔区	(1 500, 3 000]
阳坡	[158, 292]	高海拔区	(3 000, 3 760]

3 结论

1) 实测法计算太白山年均气温直减率北坡为 $0.515\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$,南坡为 $0.505\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$;10月直减率北坡为 $0.505\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$,南坡为 $0.480\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 。南、北坡气温直减率最小值均出现在冬季,最大值北坡出现在夏季,南坡为春季。春、夏季气温直减率较大,北坡大于南坡;冬季气温直减率较小,南坡大于北坡;秋季南北坡气温直减率相差不大,且年际南北坡差异表现出不一致性。

以上结论与前人研究存在一定差异,主要原因在于选取的气象站点在太白山内低、中、高各海拔区和不同坡面上均有分布,且纬度差异较小,从空间上更准确地描述了实际气温垂直变化规律;不同时间尺度的气温直减率存在一定的年际差异,利用两年的逐日气象资料减小了事件发生的偶然性。

2) 采用辐射传输方程法针对 Landsat 8 TIRS 热红外通道 band 10 进行地表温度反演置信度通过 99% 水平检验,获取研究区 10 月气温直减率为 $0.562\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$,北坡气温直减率为 $0.611\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$,南坡为 $0.502\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 。

与实测法相比,该方法能更精确地获取太白山

实际气温垂直变化规律,同时体现了气温直减率的空间差异及分布特征。高直减率条带分布格局说明了随机选择地气象站点处低直减率概率大于高直减率,且实测法未充分考虑气温发生剧变所处水平面的不同,导致实测法获得的气温直减率偏小。但本文并未深入对比该方法与针对 Landsat 8 数据地表温度反演提出的其他单通道算法和劈窗算法精度,且仅将一景 Landsat 8 影像反演的地表温度场瞬时尺度订正到两年月均温实测数据水平上,若用其他时相的遥感影像反演地表温度场,可能会存在一定差异。

3) 气温直减率场分布大致与山体、沟谷走向一致,山脊和山谷附近表现出高直减率条带。海拔对太白山气温垂直变化规律影响大于坡向,高、中、低海拔区气温直减率分别为 $0.913\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 、 $0.471\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 、 $0.755\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 。坡向对气温直减率分布的影响表现为随阳坡至阴坡而逐渐变大,依次为 $0.515\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 、 $0.541\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 、 $0.617\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ 。

参考文献(References)

- [1] 白红英,马新萍,高翔,等. 基于 DEM 的秦岭山地 1 月气温及 0°C 等温线变化[J]. 地理学报, 2012, 67(11): 1443-1450 [Bai Hongying, Ma Xinping, Gao Xiang et al. Variations in January temperature and 0°C isothermal curve in Qinling Mountains based on DEM [J]. Acta Geographica Sinica, 2012, 67(11): 1443-1450]
- [2] 张善红,白红英,高翔,等. 太白山植被指数时空变化及其对区域温度的响应[J]. 自然资源学报, 2011, 26(8): 1377-1386 [Zhang Shanhong, Bai Hongying, Gao Xiang et al. Spatial-temporal changes of vegetation index and its responses to regional temperature in Taibai Mountain [J]. Journal of Natural Resources, 2011, 26(8): 1377-1386]
- [3] 傅抱璞,李元兆. 秦岭山地的气候特点[G]//山地气候文集,北京:气象出版社,1984: 87-97 [Fu Baopu, Li Yuanzhao. The climate features in Qinling Mts [G]//Mountain climate Corpus, Beijing: Meteorological Press, 1984: 87-97]
- [4] 任毅,刘明时,田联会,等. 太白山自然保护区生物多样性研究与管理[M]. 北京:中国林业出版社,2006: 17-22 [Ren Yi, Liu Mingshi, Tian Lianhui et al. Biodiversity, Conservation and Management of Taibaishan Nature Reserve [M]. Beijing: China Forestry Publishing House, 2006: 17-22]
- [5] 莫申国,张百平. 基于 DEM 的秦岭温度场模拟[J]. 山地学报, 2007, 25(4): 406-411 [Mo Shenguo, Zhang Baiping. Simulation of temperature fields based on DEM in Qinling Mts [J]. Mountain Research, 2007, 25(4): 406-411]
- [6] 翁笃鸣,孙治安. 我国山地气温直减率的初步研究[J]. 地理研究, 1984, 3(2): 24-34 [Weng Duming, Sun Zhian. A preliminary study of the lapse rate of surface air temperature over mountainous

- regions of china[J]. *Geographical Research*, 1984, 3(2): 24-34]
- [7] 姚永慧, 徐美, 张百平. 青藏高原增温效应对垂直带谱的影响[J]. *地理学报*, 2015, 70(3): 408-419 [Yao Yonghui, Xu Mei, Zhang Baiping. Implication of the heating effect of the Tibetan Plateau for mountain altitudinal belts [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2015, 70(3): 408-419]
- [8] 李巧媛, 谢自楚. 高原区气温垂直递减率的分布及其特点分析: 以青藏高原及其周边地区为例[J]. *石河子大学学报(自然科学版)*, 2006, 24(6): 719-724 [Li Qiaoyuan, Xie Zichu. Analyses on the characteristics of the vertical lapse rates of temperature: Take Tibetan Plateau and its adjacent area as an example [J]. *Journal of Shihezi University: Nature Science*, 2006, 24(6): 719-723]
- [9] 谢建, 刘景时, 杜明远, 等. 念青唐古拉山南坡气温分布及其垂直梯度[J]. *地理科学*, 2010, 30(1): 113-118 [Xie Jian, Liu Jingshi, Du Mingyuan, et al. Altitudinal distribution of air temperature over a southern slope of Nyainqentanglha Mountains, Tibetan Plateau [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2010, 30(1): 113-118]
- [10] 戴君虎, 王红丽, 王焕炯, 等. 六盘山景观格局及与主要气候因子的关系[J]. *地理研究*, 2013, 32(12): 2222-2232 [Dai Junhu, Wang Hongli, Wang Huanjiong, et al. Studies on landscape pattern of Liupan Mountains and the relationship with main climate factors [J]. *Geographical Research*, 2013, 32(12): 2222-2232]
- [11] 初庆伟, 张红群, 吴业炜, 等. Landsat-8 卫星数据应用探讨[J]. *遥感信息*, 2013, 28(4): 110-114 [Chu Qingwei, Zhang Hongqun, Wu Yewei, et al. Application research of Landsat-8 [J]. *Remote Sensing Information*, 2013, 28(4): 110-114]
- [12] Jiang Gaozhen, Han Bing, Gao Yingbo, et al. Review of 40-year earth observation with Landsat series and prospects of LDCM [J]. *Journal of Remote Sensing*, 2013, 17(5): 1033-1048
- [13] 徐秋涵. 新型 Landsat 8 卫星影像的反射率和地表温度反演[J]. *地球物理学报*, 2015, 58(3): 741-747 [Xu Qiuhuan, Retrieval of the reflectance and land surface temperature of the newly-launched Landsat 8 satellite [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2015, 58(3): 741-747]
- [14] Jiménez - Mu? oz J C, Sobrino J A, Soria J A, et al. Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat thermal-infrared data [J]. *Remote Sense*, 2009, 47(1): 339-349
- [15] Wang Fei, Qin Zhihao, Song Caiying, et al. 2015. An improved mono-window algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat 8 thermal infrared sensor data [J]. *Remote Sens*, 7(4): 4268-4289
- [16] Rozenstein O, Qin Zhihao, Derimian Y, et al. Derivation of land surface temperature for Landsat-8 TIRS using a split window algorithm [J]. *Sensors*, 2014, 14(4): 5768-5780
- [17] 毛克彪, 唐华俊, 周清波, 等. 用辐射传输方程从 MODIS 数据中反演地表温度的方法[J]. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2007, 43(4): 12-17 [Mao Kebiao, Tang Junhua, Zhou Qingbo, et al. Retrieving land surface temperature from MODIS data by using radiance transfer equation [J]. *Journal of Lanzhou University: Nature Sciences*, 2007, 43(4): 12-17]
- [18] 罗红霞, 邵景安. 基于辐射传输方程的三峡库区腹地地表温度的遥感反演[J]. *资源科学*, 2012, 34(2): 256-264 [Luo Hongxia, Shao Jingan. Retrieving land surface temperature based on the radioactive transfer equation in the middle reaches of the three gorges reservoir area [J]. *Resource Science*, 2012, 34(2): 256-264]
- [19] NASA. Atmospheric Parameter Calculator [EB/OL]. [2011-09-20]. <http://atmcorr.gsfc.nasa.gov>
- [20] 覃志豪, 李文娟, 徐斌, 等. 陆地卫星 TM6 波段范围内地表比辐射率的估计[J]. *国土资源遥感*, 2004, 16(3): 28-33 [Qin Zhihao, Li Wenjuan, Xu Bin, et al. The estimation of land surface emissivity for Landsat TM6 [J]. *Remote Sensing For Land&Resources*, 2004, 16(3): 28-33]
- [21] Qin Zhihao, Karnieli A, Berliner P. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel - Egypt border region [J]. *International Journal of Remote sensing*, 2001, 22(18): 3719-3746
- [22] 陈瀚阅, 牛铮, 毕海波. MODIS 数据地表温度反演劈窗算法比较[J]. *遥感技术与应用*, 2012, 28(2): 174-181 [Chen Hanyue, Niu Zheng, Bi Haibo. A comparison of two split-window algorithms for retrieving land surface temperature from MODIS data [J]. *Remote Sensing Technology and Application*, 2012, 28(2): 174-181]
- [23] 侯光磊, 张洪岩. 基于 MODIS 数据的吉林省中部地表温度反演及空间分布研究[J]. *地理科学*, 2010, 30(3): 421-426 [Hou Guanglei, Zhang Hongyan. Retrieval and spatial distribution of land surface temperature in the middle part of Jilin province based on MODIS data. *Scientia Geographica Sinica*, 2010, 30(3): 421-426]
- [24] 王艳霞, 丁琨. 基于 MODIS 遥感影像的云南山地气温垂直递减率场[J]. *遥感技术与应用*, 2014, 29(4): 616-624 [Wang Yanxia, Ding Kun. Temperature lapse rates in the mountain regions of Yunnan province based on MODIS image [J]. *Remote Sensing Technology and Application*, 2014, 29(4): 616-624]
- [25] 王艳霞, 丁琨, 黄晓园, 等. 利用遥感瞬时温度场研究云南山地气温直减率[J]. *遥感学报*, 18(4): 912-922 [Wang Yanxia, Ding Kun, Huang Xiaoyuan, et al. Temperature lapse rates in the mountain regions of Yunnan province based on remotely sensed instantaneous land surface temperature [J]. *Journal of Remote Sensing*, 18(4): 912-922]

Temperature Lapse Rates in the Taibai Mountain Based on Meteorological Data and Remote Sensing Image

ZHAI Danping ,BAI Hongying ,FENG Haipeng ,HE Hong

(College of Urban and Environmental Science ,Northwest University ,Xi'an 710127 ,Shaanxi ,China)

Abstract: Based on DEM and records of daily average temperature in the period of 2013 to 2014 from 11 meteorological stations in the Mt. Taibai ,Western China ,we calculated the temperature lapse rate at different time scales on the southern and northern slopes of the Mt. Taibai ,including monthly ,seasonally and annually. Also ,we obtained the temperature lapse rate at a grid-cell level and analyzed its distribution characteristics by a custom neighborhoods difference operation ,since land surface temperature was retrieved from Landsat 8 images in Mt. Taibai by the method of radioactive transfer equation. Results showed that 1) Average annual temperature lapse rate calculated by measured data on the northern slope is $0.515\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$,while on the southern slope is $0.505\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$. The temperature lapse rate in spring and summer ,both of which on the northern slope are larger than that on the southern slope on the contrary to winter ,is sharper than in autumn and winter. 2) The radioactive transfer equation method for Landsat 8 TIRS band 10 to retrieve land surface temperature have a high confidence and get the temperature lapse rate for $0.611\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ on the northern slope in October , $0.502\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ on the southern slope. 3) The temperature lapse rate shows a high value strip in the vicinity of the ridge and valley. Effects of altitude on the vertical variation of air temperature is more significant than that of aspect. Temperature lapse rate is $0.91\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ in the high altitude areas , $0.47\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ in the middle altitude zones ,and $0.75\text{ }^{\circ}\text{C}/(100\text{ m})$ in the low altitude areas. Temperature lapse rate effected by aspect gradually becomes stronger from shady to sunny slope.

Key words: Mt. Taibai; radioactive transfer equation; neighborhoods difference operation; temperature lapse rate