

文章编号: 1108 - 2786 - ( 2016 ) 6 - 788 - 11

DOI: 10. 16089/j. cnki. 1008 - 2786. 000187

# 青藏高原山体效应的遥感估算及其生态效应分析

韩 芳<sup>1</sup> 张百平<sup>2\*</sup> 李西灿<sup>1</sup> 梁 勇<sup>1</sup> 谭 靖<sup>3</sup> 张 朔<sup>2</sup>

( 1. 山东农业大学信息科学与工程学院, 泰安 271018;

2. 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;

3. 北京航天泰坦科技股份有限公司, 北京 100083)

**摘 要:** 山体效应是隆起的山体所产生的热力效应, 其结果之一就是相同垂直带界限自外围向内部有升高的趋势。本文结合 MOD11C3 地表温度产品和地面 144 个气象台站实测气象数据, 估算青藏高原内外相同高度上的温差( 也即高原山体效应值)。具体结论如下: ( 1) 最大温差( 10. 04℃ ~ 11. 70℃) 出现在高原中南部, 即雅鲁藏布江以北藏北高原以南。由此为核心向北、向东、向西均逐渐减小; ( 2) 数据点上同高度内外温差与局部基面高度有紧密关系, 基面高度每抬升 100 m, 温差增加约 0. 051℃, 并有加速增大的趋势; ( 3) 山体基面高度与山体效应存在明显的线性关系, 其决定系数  $R^2$  高达 0. 5306。但山体基面高度最高的区域山体效应并非最大, 说明还有其他因子影响山体效应的大小, 可能的因子包括大气湿度、纬度、地形开阔程度等, 在建立山体效应数字模型时必须加以考虑; ( 4) 高原山体效应对雪线分布高度的抬升作用更甚于其对林线。山体效应估值最大的区域, 分布着 6 000 m 以上极高雪线; 最高林线( 4 900 m) 分布于本研究中山体效应估算值较低的相对多雨区, 因为林线的发育还要求一定的降水量。

**关键词:** 山体效应; 估算; MODIS MOD11C3; 林线; 雪线; 青藏高原

**中图分类号:** TP79

**文献标志码:** A

山体效应( Mass Elevation Effect) 起初是由德国科学家 Quervain 在 1904 年提出的阿尔卑斯山林线、雪线的分布在内部比外缘山地要高的趋势<sup>[1]</sup>。其实质是山体隆起产生的增温效应对山地植被带的抬升<sup>[2-4]</sup>, 因而山体效应是影响山地垂直带格局的重要因素<sup>[5-8]</sup>。近年来, 山体效应定量化研究方面取得了一系列成果<sup>[2-4, 9-17]</sup>。然而, 前期大部分关于山体效应定量化的研究工作, 都是以分析山体效应对垂直带分布的影响为主, 通过构建多元回归模型, 比较山体效应的代用因子——山体基面高度与纬度、经度/气候大陆度对垂直带分布高度的相对贡献

率, 从而分析山体效应对垂直带分布的影响, 是对山体效应的间接定量。关于山体效应具体增温幅度的研究虽有一些, 但多为局部对比<sup>[13-16]</sup>。原因主要有两个: 一是山体效应显著的区域, 如青藏高原, 往往气候条件恶劣, 气象台站稀少, 而且台站多分布在峡谷或者平原等离城镇比较近的区域, 这些台站或者应用台站数据插值得到的气象数据, 并不能反映山区或者高原的实际气温分布情况; 二是从定性到定量研究山体效应的过程中, 直接定量山体效应的增温方法一直在探索中, 而且这一工作的开展需要建立在对山体效应的作用机理和影响因素的充分了解

收稿日期( Received date): 2015 - 06 - 01; 改回日期( Accepted): 2015 - 08 - 22。

基金项目( Foundation item): 国家自然科学基金( 41401111); 安徽省自然科学基金( 1208085QD78); 北京市科技新星计划( Z131101000413086); 山东农业大学青年创新基金 [National Natural Science Foundation of China( 41401111); Natural Science Foundation of Anhui Province ( 1208085QD78); Beijing Nova Program( Z131101000413086); Young Innovation Foundation of Shandong Agricultural University]

作者简介( Biography): 韩芳( 1981 - ), 女, 讲师, 理学博士, 主要研究方向为山地生态, RS 和 GIS 应用 [Han Fang( 1981 - ), Female, lecture, Ph. D., mainly engaged in mountain ecology and application of GIS and RS] Email: hanfah@163.com

\* 通信作者( Corresponding author): 张百平( 1963 - ), 男, 研究员, 博士生导师, 研究领域为山地生态与 GIS 应用 [Zhang Baiping ( 1963 - ), male, Professor in mountain ecology and applied GIS] E-mail: zhangbp@lreis. ac. cn

的基础上。

在山体效应的探索工作中,已经发现山体基面高度(Mountain basal elevation,简称MBE,山体内部盆地谷地的高度)是山体效应形成的最重要的因子,山体基面高度越高,山体效应产生热量越多,使同类垂直带往更高的海拔分布<sup>[2-4,9-11,13,17]</sup>;同时,山体基面高度的数字化提取方法也基本成熟<sup>[11]</sup>。这为我们估算山体效应的大小提供了重要基础。估算某一山地的增温(指山体内外同海拔上的温差)格局时,首先对山体不同区域的基面高度进行划分,再获取不同基面高度上的平均表面温度;山体外围则将较低基面高度处的表面温度根据气温直减率,换算至与山体内部基面高度同海拔温度;最后将山体内部基面高度较高处的山体表面温度减去山体外围同海拔处的温度,即为山体内部相较之外部的增温幅度。

随着遥感技术的发展,遥感卫星反演地表温度可以较精确地估算气温,并且能提供更详细的山区气温空间变化信息,已有许多学者证实了该方法的科学性和可行性<sup>[8,14-21]</sup>。Prihodko and Goward 根据1987年生长季的AVHRR数据估算了曼哈顿城的近地表气温( $R=0.93$ ,标准误差RMSE=2.92℃)<sup>[21]</sup>;Goetz等人则利用温度-植被指数法,将AVHRR地表温度数据与712个实测数据进行了相关研究,其结果表明利用AVHRR的地表温度可以较精确地估算气温(RMSE=2.98℃)<sup>[22]</sup>;同样地,Stisen等人根据MSG SEVIRI数据估算了Dahra的气温<sup>[23]</sup>。姚永慧等利用MODIS温度产品MOD11C3估算了横断山区气温,根据等温线的空间分布模式来看,等温线在山系内部的高度要高于山系外围,这与山体效应的增温效应非常吻合——大的山系表面作为一个热源,在任一指定高度,其内部的自由大气温度、生长季长度和温暖度都要高于外围山地的,这项结果表明,利用这种气温估算方法,可以推动山体效应定量化研究<sup>[8]</sup>。姚永慧等利用MODIS地表温度数据估算青藏高原的气温,证明MODIS地表温度和海拔高度能够极好的解释高原气温的时空变化,同时证明青藏高原具有明显的增温效应,相同海拔高度上的气温在高原内部高于外围,与山地的增温效应吻合<sup>[14-15]</sup>。

青藏高原的加热效应因其对亚洲气候的重大影响自20世纪50年代以来进行了研究<sup>[24-25]</sup>,但大量的相关研究主要集中在高原夏季加热对气候的影响

方面<sup>[26-28]</sup>。Holtmeier<sup>[29]</sup>指出,任一海拔高度上,阿尔卑斯山内部的气温、生长季长度等都要高于山体外围地区,因此,其山体内部的林线和雪线高度要高于外围地区的。尽管在青藏高原上也发生着相同的现象,但到目前为止,相关研究仍着重于从显热和潜热的角度对青藏高原加热效应对大气环流和区域气候的影响方面进行研究。作为世界第三极的青藏高原究竟产生的加热效应究竟使高原内部大气比边缘地区高多少度?高原具体的加热量值以及加热效应却涉及的很少。

本研究以青藏高原及其外围山地为研究对象,利用MODIS温度产品MOD11C3,结合气象站实测温度,进行高原内外同海拔温差(即山体效应)的估算和格局分析,并在此基础上分析山体效应对高原林线和雪线分布的影响。

## 1 研究区概况

研究区位于约26.5°N~42.7°N,68.7°E~107.5°E之间的青藏高原及其外围山地(图1)。青藏高原面积约 $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ ,平均海拔4500m以上,自北向南排列着东西走向的巨大山系,地貌结构复杂且独特。由于高原强烈的热动力作用,高原形成了独特的高原气候,而且还对其毗邻区域,甚至整个亚洲和全球的气候都产生了深刻的影响。

## 2 数据来源

### 2.1 气象站点温度数据

本文所用的气温数据为青藏高原2001年—2011年144个气象台站(图1)的月平均气温数据,取自中国地面气候资料月值数据集,该数据下载自中国气象信息中心(<http://cdc.cma.gov.cn/index.jsp>)。气象站点主要分布在甘肃、青海、四川、西藏,和新疆5个省份。

### 2.2 遥感地表温度数据

遥感地表温度数据采用空间分辨率为0.05°(约5.6km)的Modis Terra全球月平均地表温度/辐射率数据,时间为2001—2011年。该数据是根据Modis Terra全球日地表温度/辐射率数据计算得到的。数据产品为:Terra Monthly Land Surface Temperature & Emissivity (MOD11C3),下载自NASA的陆地过程分布式数据档案中心(<http://lpdaac.usgs>)。

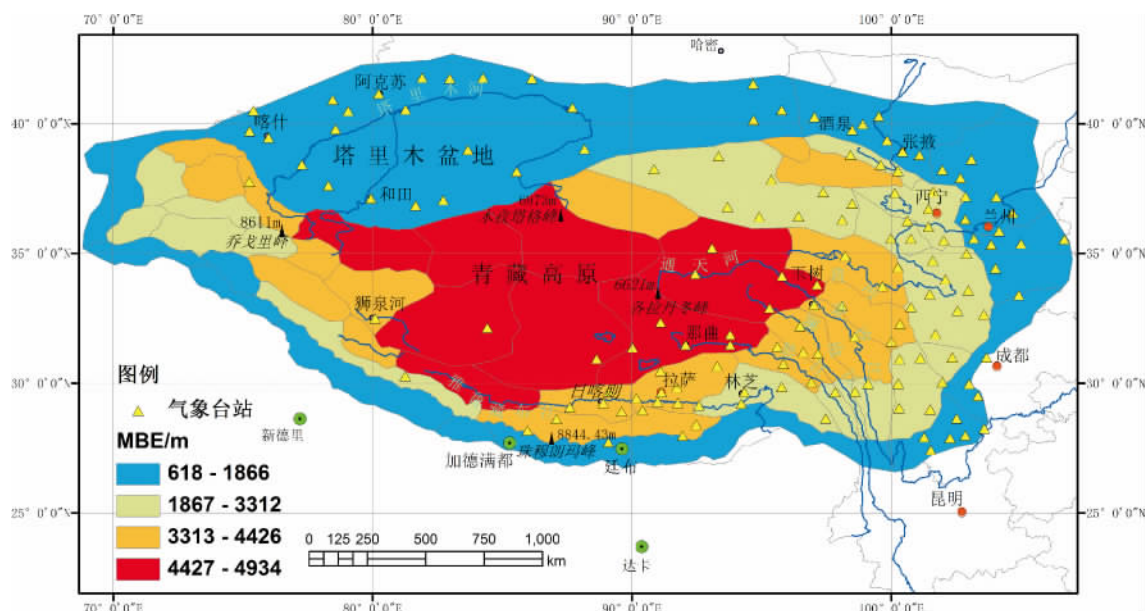


图1 青藏高原山体基面高度与气象台站的分布

Fig.1 Distribution of mountain base elevation (MBE) and weather stations in the Tibetan Plateau

gov/lpdaac/products/modis\_products\_table)。数据集包括白天和夜间的月均地表温度数据。Terra 的过境时间为上午 10:30(赤道地区)。

### 2.3 山体基面高度数据

山体基面高度是山系/高原不同部分所在的起始海拔高度。山体的不同侧翼基面高度往往不同,山系内外基面一般具有明显的差异,而且内部的基面高度往往比外围的基面高度要高,分布特征与增温趋势一致。由于与山体效应关系密切,山体基面高度一直以来作为山体效应的代用指标,分析山体效应对垂直带的影响作用,且效果良好<sup>[2-4,10-13]</sup>。本研究根据参考文献<sup>[12]</sup>提出的提取山体基面高度的方法,使用 30 m 分辨率的 ASTER GDEM 数据,将青藏高原及其外围山地划分为 57 个基面高度区,作为估算高原内外不同基面高度区温差的依据。在进行温差估算时,为分析不同海拔基面高度区域与外围山地同海拔的温差,本研究还将这 57 个基面高度小区由内向外划分为 4 个分区:高海拔核心区(平均海拔 4 720 m,4 548 m~4 934 m,包括 8 个小区);高海拔核心 II 区(平均海拔 3 928 m,3 514 m~4 426 m,包括 18 个小区);外围山地 II 区(平均海拔 2 836 m,1 866 m~3 312 m,包括 18 个小区);外围山地区(平均海拔 1 092.77 m,1 618 m~1 568 m,包括 13 个小区)。

### 2.4 林线和雪线数据

研究区收集到 149 条林线数据和 154 条雪线数

据,均来自“欧亚大陆垂直带信息系统”<sup>[30]</sup>。每条数据包含林/雪线的地理位置、分布高度、山体基面高度。林线还包含森林的类型信息。研究区内地形起伏强烈,雪线高差大,大体上有从边缘向内部、自东南向西北增高的趋势。青藏高原东南边缘雪线高度为 4 500~5 000 m,至高原内部、中喜马拉雅山北翼、冈底斯山等雪线高度为 5 800~6 000 m,珠峰北侧东戎布冰川以及羌塘高原西部昂龙岗日雪线高度达到 6 200 m<sup>[31]</sup>。区域内林线分布高度从藏东南的北半球(世界)最高林线 4 900 m(西藏东南部八宿县近似南北走向的怒江-雅鲁藏布江流域阳坡)<sup>[32]</sup>到我国贵州山区的 1 000 m 左右,高差起伏达 3 900 m。

## 3 研究方法

数据预处理,首先将 Modis Terra 地表温度数据集中 2001~2011 年每月白天和夜间的月均值进行平均,获得青藏高原 2001~2011 年间的每月的月地表温度均值,再将 11 年相应月份的月均温相加后求平均,得到青藏高原 2001~2011 年地表均温并建立相应的数据库;然后将 144 个气象台站的月均温处理成年均温数据( $T_a$ ),两者进行对比分析;再根据台站的地理位置,提取台站所在像元的 Modis Terra 地表温度数据( $T_s$ )。在此基础上,对数据进行如下处理:

表 1 青藏高原气温垂直梯度(℃/100 m)<sup>[33]</sup>

Tab. 1 Vertical lapse-rate at different latitude and altitude zones over the Tibetan Plateau(℃/100 m)

北纬°N	海拔高度/m							平均
	1 500 - 2 000	2 000 - 2 500	2 500 - 3 000	3 000 - 3 500	3 500 - 4 000	4 000 - 4 500	4 500 - 5 000	
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	0.16	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

(1) Modis Terra 数据精度分析与修正。

①建立回归模型分析 Modis Terra 地表温度  $T_s$  与气温  $T_a$  相关性,分析 Modis Terra 地表温度的精度;②计算每一气象站点对应像元的与之间的差值  $\Delta t$ ,分析其大小及原因;③将所有站点  $T_s$  与  $T_a$  差值  $\Delta t$  在 ArcGIS 中克里金插值成面,得到研究区范围内所有像元  $T_s$  与  $T_a$  差值  $\Delta t$  的插值面,用 Modis Terra 地表年均温度减去该插值面,即得到经气温数据校正的,青藏高原表面温度数据。

(2) 高原不同基面高度区与外围山地同海拔的温差(即山体效应值)估算。

①利用 ArcGIS 栅格计算器,计算青藏高原每一基面高度区内的平均表面温度,以及高原外围山地区(13 个小区)的平均海拔和平均表面温度;②保持高原内部(高的山体基面高度)处的表面温度不变,根据谢应钦等计算的青藏高原不同纬度和不同高度带上的直减率(表 1)<sup>[33-34]</sup>并参考翁笃鸣等<sup>[35]</sup>计算的青藏高原周边的山地气温直减率,将高原外围山地区(低的山体基面高度)的表面温度换算至与之前高原内部(高的山体基面高度)同高度处的自由大气的温度;③用高原内部(高的山体基面高度)表面温度减去外围地区根据其气温直减率求算的该海拔处自由大气的温度,即为该处与外围山地同海拔的温差;④重复第②、③步依次完成高原内外高原不同基面高度区与外围山地的估算。

(3) 山体效应的生态效应简单分析。将研究区的山体效应估算结果与林线和雪线分布情况叠加,分析山体效应估算值对林线和雪线分布格局的影响。

4 数据分析

4.1 MODIS11C3 数据精度分析与修正

$T_s$  与  $T_a$  线性回归分析表明, $T_s$  与  $T_a$  有较好的

线性关系,决定系数  $R^2$  高达 0.6089(图 2)。144 个台站中,87.5% 的  $T_s$  与  $T_a$  差值在 3℃ 以内,仅有青藏东南、横断山中北部的察隅、雅安、波密、米林等 18 个站点  $T_s$  与  $T_a$  的差值大于 3℃(最高绝对值可达 12.05℃,图 3)。这与姚永慧等<sup>[8]</sup>的分析结果一致, $T_s$  与  $T_a$  在该地区表现出较大差异的主要原因一方面是由于横断山区中段复杂的地形(近南北走向的三列山、谷相间排列的典型峡谷区)和特殊的干热河谷特殊的地生态现象对地表温度的反演精度产生一定程度的影响;另一方面,在横断山区由于下垫面信息或云的影响也导致 MODIS 地表温度提取算法不稳定引起偏差和误差<sup>[8]</sup>。

图 4 体现了 MOD11C3 估算值与台站观测值具有较强的一致性,表明两种数据源的空间分布特征与变化趋势一致,可以用一定方法对卫星数据进行精度修正。因此本文利用克里格插值方法对温度观测值与 MOD11C3 估算值的差额进行插值,获得青藏高原范围内的两种数据的差额分布数据,并与 MOD11C3 估算值进行叠加,较精确地修正了 MOD11C3 数据的高原 2001 - 2011 年均温。

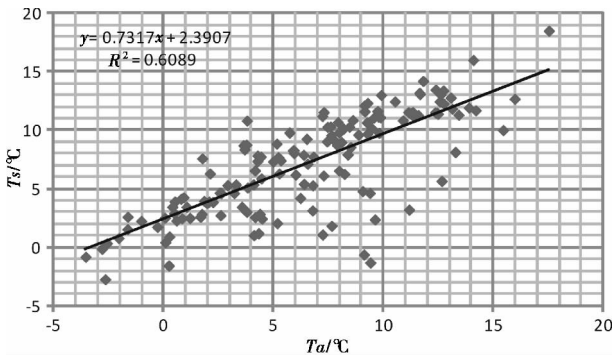


图 2 青藏高原 Modis 地表温度(  $T_s$  )  
与气象台站气温(  $T_a$  )相关性分析

Fig. 2 Relationship of air temperature between data obtained  
at Modis Terra surface and at observation stations

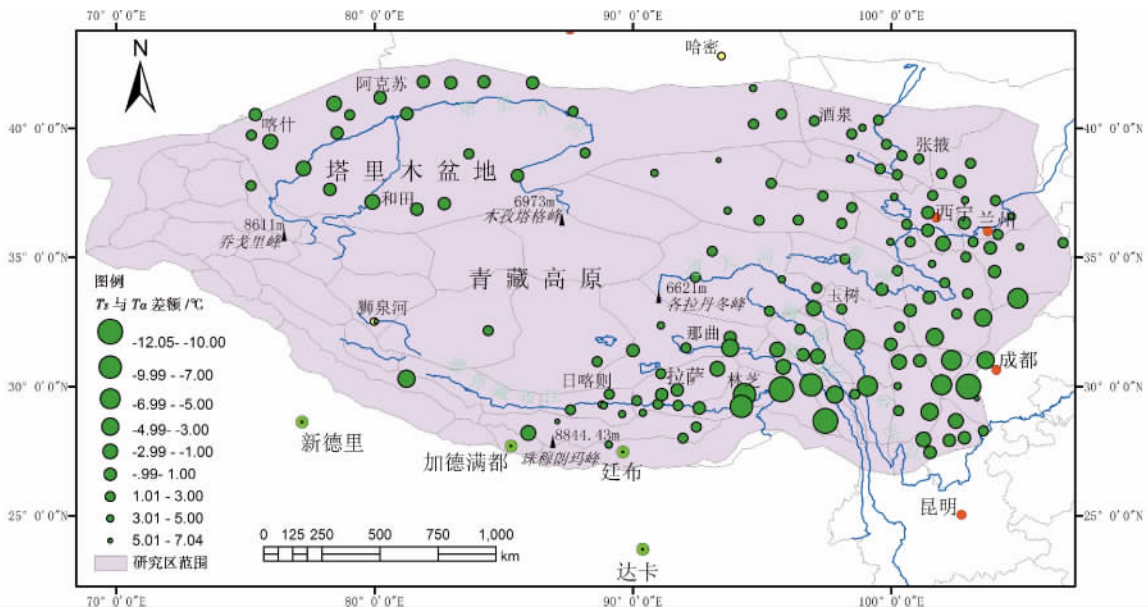


图3 青藏高原气象台站气温观测值( $T_a$ )与 Modis 地表温度( $T_s$ ) 差额的空间分布

Fig. 3 Temperature difference between data collected at observation station and at MOD11C3 derived surface in the Tibetan Plateau

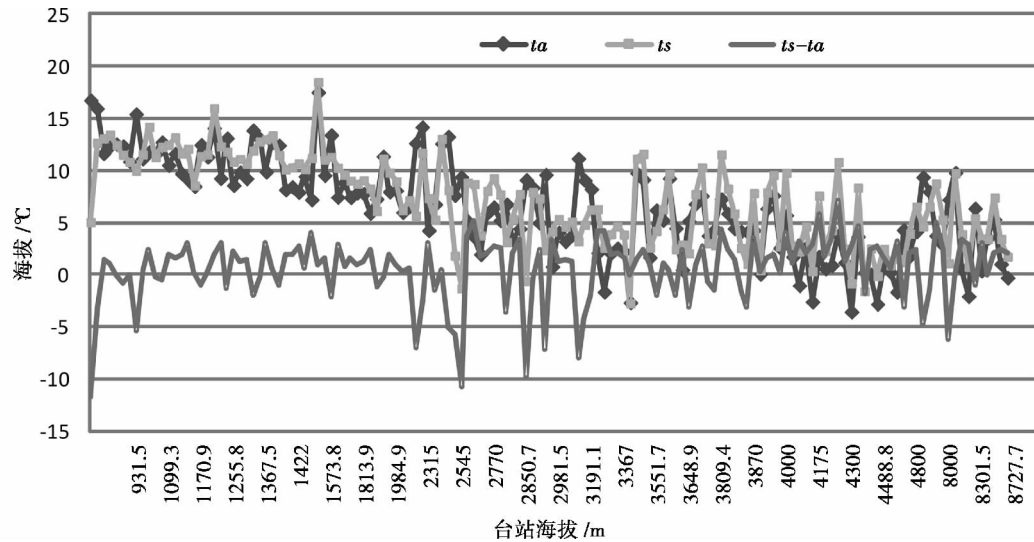


图4 青藏高原气象台站的气温观测值( $T_a$ )、Modis 地表温度( $T_s$ ) 及两者差额

Fig. 4 Station observation temperature , MOD11C3 derived surface temperature , and the difference between them in Tibetan Plateau

4.2 青藏高原增温作用的估算与分析

经计算,青藏高原内部不同基面高度的山地相对于其外围山地的基面高度(1 618 m~1 568 m,13 个小区,平均海拔 1 092.77 m)同海拔温差估算情况如图 5 所示。分析图 5 可知,青藏高原内外同海拔温差(山体效应估算值)最大的区域(10.04℃~11.70℃)位于高原中南部,雅鲁藏布江以北藏北高原以南,包括冈底斯山脉、念青唐古拉山脉和藏南谷地(海拔 4 296 m~4 725 m),以此为核心向北向东

逐渐减小。山体效应估算值大小与山体基面高度的升高趋势基本一致,但山体基面高度最高的区域(各拉丹冬峰北侧的藏北高原,基面高度 4 934 m)山体效应估算值并非最大,约 6.383℃。还有两个山体基面高度较高,而高原内山地温度远低于高原外同海拔温度的区域。一个是乔戈里峰西侧喀喇昆仑山口和帕米尔高原附近,山体基面高度 2 403 m~3 801 m,山体效应估算值 -2.73~-7.18℃,该区域气候条件十分特殊,是高原“高寒



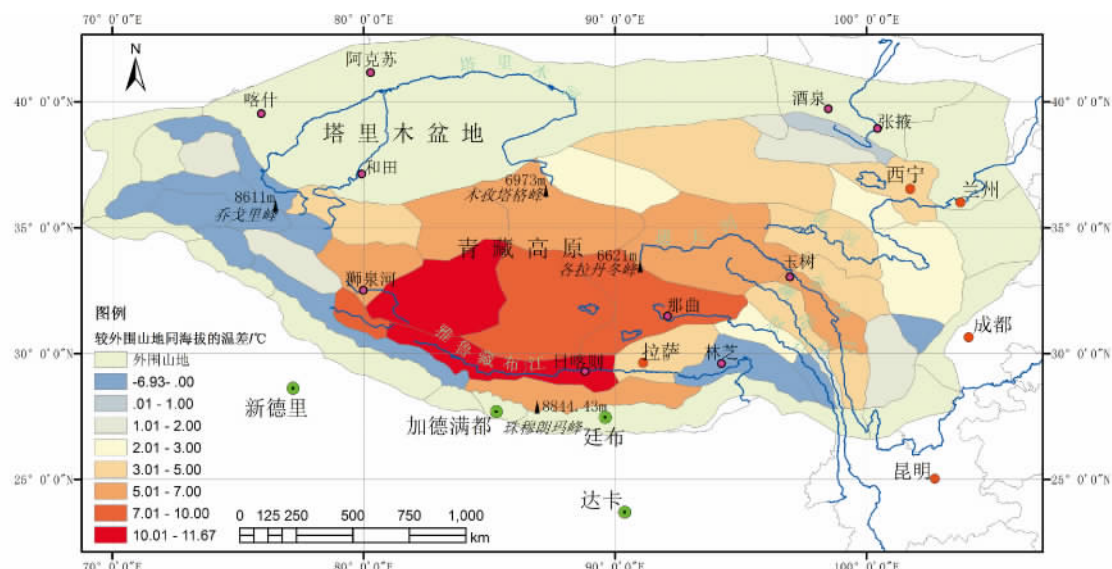


图5 青藏高原内部不同基面高度区相对于外围山地的同海拔(平均海拔1 092.77 m)的温差

Fig. 5 Temperature changes with the varied inner Tibetan Plateau MBE relative to temperature at outer mountain field at the same altitude(average elevation 1 092.77 m)

干旱核心”少雨区<sup>[36]</sup>,与郑度院士提出的处于喀喇昆仑山中段北翼的黑石湖、白戈壁和昂克库勒地区的高原“寒旱核心”区域吻合<sup>[37]</sup>。该地区分布较大范围的宽谷和盆地,年降水量低于130 mm,降水大陆度高达88~90<sup>[38]</sup>。另一个是林芝雅鲁藏布江大拐弯处及怒江与澜沧江河谷(基面高度2 534 m,山体效应估算值-4.91℃)。该区域地形复杂,西侧为雅鲁藏布江大拐弯区域,距离水汽源地近,以及特殊的河谷地形,该区域年降水量在1 000~1 500 mm范围内,是高原全年降水量最多的区域;东侧为横断山区的中心地带,年降水量在400~550 mm之间<sup>[38]</sup>。一直以来,气候大陆度也被认为是影响山体效应大小的重要因素之一<sup>[38]</sup>。大陆尺度上,由边缘越往大陆内部,温度增高的同时还伴随着气候变干的趋势;在山系或区域尺度上,自山体外缘向内部也存在相同的变化趋势。以上两个区域,一个干旱少雨,大陆性气候极强,一个气候湿润,接近海洋性气候,山体效应估算值均较低。可见气候大陆性对山体效应的影响,不像山体基面高度那样显著和简单,似乎一定范围内(不太高也不太低)的气候大陆度有助于增强山体的增温效应。

图6表明,高原内部的山体效应估算值与其所在山地的山体基面高度的线性关系较明显(决定系数 $R^2=0.5306$ )。总体来看,青藏高原内部山地(本研究区除外围山地外的区域)平均山体基面高度海拔为3 625.16 m,平均山体效应估算值为

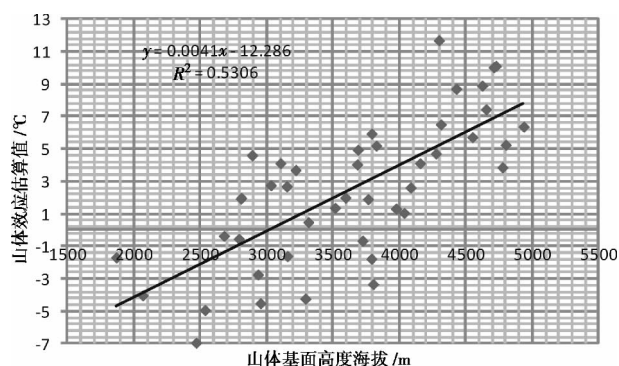


图6 山体效应估算值与山体基面高度的相关性分析

Fig. 6 Relationship between estimated value by MEE and MBE altitudes

2.482℃,平均速率为0.051℃/100 m,即在青藏高原内部山地,山体基面高度约每抬升100 m,与外围山地同海拔的温差0.051℃。展开分析,高海拔核心区(平均海拔4 720 m,4 548 m~4 934 m,8个小区),平均与外围山地同海拔的温差达7.221℃,随山体基面高度海拔升高增加的平均速率为0.153℃/100 m;高海拔核心Ⅱ区(平均海拔3 928 m,3 514 m~4 426 m,18个小区),高原内外同海拔温差达3.363℃,随山体基面高度海拔升高增加的速率为0.083℃/100 m;外围山地Ⅱ区(平均海拔2 836 m,1 866 m~3 312 m,18个小区),山体效应估算值不大,高原内外同海拔平均温差-0.506℃。随着基面高度的升高,内外同海拔温差(山体效应估算值)及其增加速率都逐渐增大。需要说明的是,本

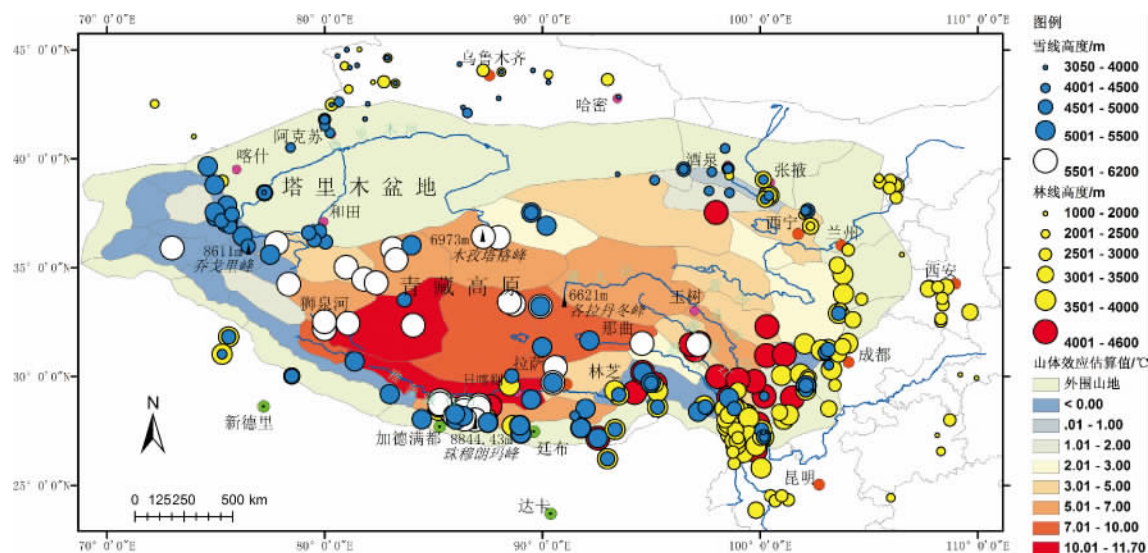


图6 山体效应估算与青藏高原林线和雪线分布

Fig. 6 Map of estimated value of MEE, distribution of timberline and snowline of Tibetan Plateau

研究中山体效应估算值小于  $0^{\circ}\text{C}$  的小区,并不能说明此处没有山体效应,这是由于本研究的山体效应估算值是用所估算区域的表面温度减去高原外围山地同海拔处的大气温度得到的,山体效应估算值小于  $0^{\circ}\text{C}$ ,只能说明该小区的山体效应较高原外围山地(山体基面高度平均  $1\,092.77\text{ m}$ )不明显。

#### 4.3 青藏高原山体效应的生态效应分析

将青藏高原山体效应估算与研究区的林线和雪线的分布情况叠加分析发现:海拔  $6\,000\text{ m}$  以上的极高雪线几乎全部分布于本研究中高原山体效应估算值最大的区域( $5.01 \sim 11.70^{\circ}\text{C}$ ),雪线高度以此为核,向北向东逐渐降低,雪线分布高度与本研究的山体效应估算增大趋势一致;青藏高原的最高林线  $4\,900\text{ m}$ (西藏东南部八宿县近似南北走向的怒江—雅鲁藏布江流域阳坡)位于本研究山体效应估算值最小( $-0.534^{\circ}\text{C} \sim -4.91^{\circ}\text{C}$ )的小区之一,林芝雅鲁藏布江大拐弯处与澜沧江河谷,海拔  $4\,400\text{ m}$  以上的林线几乎全部在该小区内,然后以此处为核心,分布高度向东向南逐渐降低。

这主要是由两方面原因决定的:其一,温度作为林线分布的限制性因素之一,是林线分布的低温界限,而温度作为雪线分布的限制性因素之一,是雪线分布的高温界线;其二,能使雪线存在的最小年降水量小于  $50\text{ mm}$  或更少,林线生存所要求的最少年降水量大于  $400 \sim 500\text{ mm}$ ,凡有林线的山地,只要有足够的山体高度就一定有冰川发育,反之则不然<sup>[39]</sup>。因此,青藏高原山体效应估值最大的区域,产生了极高

雪线,但是该地区降水稀少,气候干燥,不适合森林发育,因此并没有形成最高林线。林线的分布更多地受到降水量的限制,高原山体效应对雪线分布高度的抬升作用更甚于其对林线。山体效应对林线和雪线分布的影响具有差异性<sup>[40]</sup>,在此处也得到验证。

## 5 讨论与结论

### 5.1 讨论

#### (1) 关于温度数据精度的讨论。

在进行 Modis 地表温度数据和气象台站温度精度比较验证时发现,2 种温度数据虽然具有较好的一致性,大部分台站测量温度与 Modis 地表温度的差额在  $3^{\circ}\text{C}$  以内,但是也有 18 个台站与同位置 Modis 地表温度数据差额较大,特别是藏东南、横断山区 2 种温度数据差额高达  $12.05^{\circ}\text{C}$ 。有参考文献指出该地区表现出较大差异的主要原因主要是由于横断山区中段复杂的地形(近南北走向的三列山、谷相间排列的典型峡谷区)和特殊的干热河谷特殊的地生态现象对地表温度的反演精度产生的影响<sup>[8]</sup>。本研究评估 Modis 地表温度数据精度和验证 2 种数据一致性基础上,直接以 2 种温度数据的差额校正 Modis 地表温度,旨在获取精度较高、时空连续的青藏高原表面温度数据,可以满足本研究将其作为初步分析估算青藏高原山体效应的需求。没有详细分析局部地区 2 种温度数据出现较大差额的原

因,或者建立估算模型,对高原地表温度进行更准确的估算,也是考虑到高原气象数据目前本身也存在一些问题,如位置相对集中在高原东部和南部,西部和中部稀缺,大部分站点分布于低海拔的便利可达地区,受周围小气候影响较大,自身存在误差等。未来研究中如需进行更精确的山体效应估算,还需认真分析2种温度数据出现较大差额的原因,增加研究区气象站点密度,并且建立精确的高原气温估算模型,作为山体效应估算的基础数据。

## (2) 关于山体效应估算方法的讨论。

本研究对青藏高原山体效应估算方法的设计,是以“山体基面高度越高,产生的山体效应越大”为基础,将高原外部山地表面温度根据其所在纬度和高度带上的山地气温直减率(高原外部平均约 $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ )换算至与高原内部山地同海拔处的自由大气的温度,计算内部山地表面温度与此处换算后自由大气的温度之差,即估算高原内部的山体效应值。经计算,山体基面高度与高原内外山地同海拔温差之间确实有良好的一致性,即符合“山体基面高度越高,产生的山体效应越大”的规律。

然而,本研究中青藏高原内部49个山体效应基面高度小区中,山体基面高度最高的区域(平均基面高度 $4\,934\text{ m}$ )山体效应估算值并非最大( $6.383^{\circ}\text{C}$ );而山体效应估算值最高的区域( $11.699^{\circ}\text{C}$ )为喜马拉雅山,雅鲁藏布江日喀则段(基面高度 $4\,296\text{ m}$ )。另外,乔戈里峰西侧喀喇昆仑山口和帕米尔高原附近,山体基面高度 $2\,403\text{ m}\sim 3\,801\text{ m}$ ,却没有显著山体效应(内外同海拔温差 $0^{\circ}\text{C}$ 以下)。以上几组数据都说明,山体基面高度与山体效应之间,并非完全一致。将山体基面高度作为唯一的山体效应因子进行山体效应的估算,还有一定的不完善性。山体效应的实质就是山体内部基面海拔比周围低地高而引起的热力效应,使山体内部气温比外围高,因此山体内、外温差应该是表征山体效应大小的比较理想的指标。但是,影响山体内、外温差的因素很多,涉及到各种尺度的大气和地理要素。目前受到关注的山体效应影响因素中,只有山体基面高度对山体效应的影响较为明确,基本上无论在哪个山系或高原,基面高度对山体效应的形成和大小都具有首要意义<sup>[38]</sup>。而山体面积和规模、地形结构、纬度、大陆度、大坡向、离大地形边缘的距离等山体效应影响因素,对山体效应影响的大小、是否有直接的关系、是否相互影响、是否具有普遍意

义,尚不十分明确。例如,本研究就发现,似乎气候大陆度一定范围内(不太高也不太低)才有助于增强山体的增温效应,过于干旱的喀喇昆仑山口和帕米尔高原附近和雨量丰沛、气候湿润的雅鲁藏布江大拐弯处,山体效应的估算值均较低。因此,未来的山体效应定量化研究中,还需要进一步研究并定量山体效应因子,并将它们引入估算的模型,使山体效应估算更加精确。

另外,本文中按谢应钦<sup>[33-34]</sup>、翁笃鸣<sup>[35]</sup>等计算的青藏高原不同纬度和高度带上的山地气温直减率(高原外围山地平均约 $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ )计算高原内外山地同海拔处的温差,也存在一定问题。影响气温直减率变化的要素复杂多样,包括下垫面条件、海拔、空气湿度、云量、能量平衡组成等。而山区影响气温直减率的因子还包括地理纬度、地形起伏、山脉走向等。以上分析的青藏高原气温直减率,其数据大多来自较低海拔区的气温观测资料以及该地区仅有的少量探空站气温资料,进行差值或者回归分析,求取的青藏高原气温直减率精度也受到气象站点稀少、插值方法是否合理等因素的影响。因此,本文中的山体效应估算只是一个初步的计算,精确估算青藏高原的增温效应不仅需要山体效应影响因素的进一步研究,还有赖于该地区山区气温直减率的精确分析。

## (3) 青藏高原山体效应的生态效应分析的讨论。

本研究简单比较分析山体效应估算值对高原林线和雪线分布格局的影响发现,本研究山体效应估值最大的区域,分布着极高雪线( $6\,000\text{ m}$ 以上),但是该地区降水稀少,不适合森林发育,因此并没有形成最高林线。最高林线( $4\,900\text{ m}$ )分布于本研究中山体效应估算值较低的相对多雨区,林线的发育更多地受到降水量的限制,因此高原山体效应对雪线分布高度的抬升作用更甚于其对林线。需要讨论的是,最高林线处山体效应估算值小于 $0^{\circ}\text{C}$ ( $-0.534^{\circ}\text{C}\sim -4.91^{\circ}\text{C}$ ),并不是说此处山体效应对林线没有影响,甚至使林线降低。此处林线高达 $4\,900\text{ m}$ ,是北半球的最高林线,受到山体效应是毋庸置疑的。而山体效应估算值小于 $0^{\circ}\text{C}$ ,一方面是因为本研究的山体效应估算值是相对于外围山地同海拔的大气温度比较得到的,另一方面可能与此处植被茂密、地形复杂,Modis地表温度反演精度较低有关。



## 5.2 结论

本研究首先结合青藏高原及外围山地 144 个气象站实测温度数据校正 Modis 地表温度数据,在此基础上结合青藏高原山体基面高度,初步估算了青藏高原内部与外围山地同海拔的温差,即山体效应值。结论如下:

(1) 青藏高原内部山体效应最大的区域(与高原外围山地同海拔温差  $10.04^{\circ}\text{C} \sim 11.70^{\circ}\text{C}$ ) 位于高原中南部,雅鲁藏布江以北藏北高原以南,包括冈底斯山脉、念青唐古拉山脉和藏南谷地(基面高度  $4\,296\text{ m} \sim 4\,725\text{ m}$ ),以此为核心向北向东向西逐渐减小。乔戈里峰西侧喀喇昆仑山口和帕米尔高原附近,山体基面高度  $2\,403\text{ m} \sim 3\,801\text{ m}$ ,山体效应最不显著(与高原外围山地同海拔温差  $-3.323 \sim -6.936^{\circ}\text{C}$ )。

(2) 青藏高原内部山地平均山体基面高度海拔为  $3\,625.16\text{ m}$ ,高原内部山地整体平均较外围山地同海拔温差  $2.482^{\circ}\text{C}$ ,随海拔增加的速率为  $0.051^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ,即在青藏高原,山体基面高度约每抬升  $100\text{ m}$ ,山体效应使内部山地相对于高原外围温度增加  $0.051^{\circ}\text{C}$ 。高海拔核心区(平均海拔  $4\,720\text{ m} \sim 4\,548\text{ m} \sim 4\,934\text{ m}$ , 8 个小区),较外围山地温差  $10.848^{\circ}\text{C}$ ,随海拔增加的速率为  $0.299^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ;高海拔核心 II 区(平均海拔  $3\,928\text{ m} \sim 3\,514\text{ m} \sim 4\,426\text{ m}$ , 18 个小区),平均较外围山地同海拔温差  $7.221^{\circ}\text{C}$ ,随海拔增加的速率为  $0.153^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ;外围山地 II 区(平均海拔  $2\,836\text{ m} \sim 1\,866\text{ m} \sim 3\,312\text{ m}$ , 18 个小区),山体效应作用相比高原外围不显著,较外围山地同海拔温差  $-0.506^{\circ}\text{C}$ ,随海拔增加的速率为  $-0.026^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。随着基面高度的升高,内外山地同海拔温差及速率都逐渐增大。

(3) 山体基面高度与高原内外山地温差(山体效应值)的线性关系明显,决定系数  $R^2$  高达  $0.5306$ ,说明本研究山体效应估算方法的合理性科学性。但是,山体基面高度最高的区域山体效应估算值并非最大,说明山体效应估算模型改进需考虑其它山体效应因子(大气湿度、纬度、地形开阔程度等)对其增温的影响。

(4) 高原山体效应对雪线分布高度的抬升作用更甚于其对林线。山体效应估值最大的区域,分布着  $6\,000\text{ m}$  以上极高雪线,但是该地区降水稀少,不适合森林发育,因此并没有形成最高林线。最高林线( $4\,900\text{ m}$ ) 分布于本研究中山体效应估算值较低

的相对多雨区,林线的发育更多地受到降水量的限制。

## 参考文献(Reference)

- [1] Quervain A D. Die Hebung der atmosphärischen Isothermen in der Schweizer Alpen und ihre Beziehung zu deren Höhengrenzen [J]. Gerlands Beitr. Geophys, 1904, 6: 481–533
- [2] 韩芳,张百平,谭靖,等. 山体基面高度对欧亚大陆东南部林线分布的影响: 山体效应定量研究[J]. 地理学报, 2010, 65(7): 781–788 [Han Fang, Zhang Baiping, Tan Jing, et al. The effect of mountain base elevation on the altitude of timberline in the southeastern Eurasia: A study on the quantification of mass elevation effect [J]. Acta Geographica Sinica, 2010, 65(7): 781–788]
- [3] Han Fang, Zhang Baiping, Yao Yonghui, et al. Mass Elevation Effect and Its Contribution to the Altitude of Snowline in the Tibetan Plateau and Surrounding Areas [J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2011, 43(2): 207–212
- [4] Han Fang, Yao Yonghui, Dai Shibao, et al. Mass elevation effect and its forcing on timberline altitude [J]. Journal of Geographical Sciences, 2012, 22(4): 609–616
- [5] 张百平,谭靖,姚永慧等. 山地垂直带信息图谱研究[M]. 中国环境科学出版社,北京,2009: [Zhang Baiping, Tan Jing, Yao Yonghui. Digital integration and patterns of mountain altitudinal belts [M]. China Environmental Science Press, Beijing, 2009: 211–218]
- [6] Barry R G. Mountain Weather and Climate [M]. London and New York: Routledge, 1992: 57
- [7] Barry R G. Mountain Weather and Climate [M]. Boulder, USA: University of Colorado, 2008: 65
- [8] 姚永慧,张百平,韩芳. 基于 Modis 地表温度的横断山区气温估算及其时空规律分析[J]. 地理学报, 2011, 66(7): 917–927 [Yao Yonghui, Zhang Baiping, Han Fang. Modis-based air temperature estimation in the Hengduan Mountains and its spatio-temporal analysis [J]. Acta Geographica Sinica, 2011, 66(7): 917–927]
- [9] Zhao Fang, Zhang Baiping, Pang Yu, Yao Yonghui. A study of the contribution of mass elevation effect to the altitudinal distribution of timberline in the northern hemisphere [J]. Journal of Geographical Sciences, 2014, 24(2): 226–236
- [10] 韩芳,张百平,谭靖等. 山体基面高度对青藏高原及其周边地区雪线空间分布的影响[J]. 地理研究, 2014, 33(1): 23–30 [Han Fang, Zhang Baiping, Tan Jing, et al. The effect of mountain basal elevations in Tibetan Plateau and its surrounding areas [J]. Geographical Research, 2014, 33(1): 23–30]
- [11] 张朔,张百平,姚永慧等. 山体效应对台湾常绿针叶林分布上限的影响[J]. 山地学报, 2013, 31(5): 534–541 [Zhang Shuo, Zhang Baiping, Yao Yonghui, et al. The effect of Mass Elevation Effect on the distribution of evergreen broad-leaved forests of Taiwan [J]. Journal of Mountain Science, 2013, 31(5): 534–541]
- [12] 张朔,姚永慧,庞宇,赵芳,齐文文,张百平. 山体基面高度

- 的提取方法——以台湾岛为例[J]. 地球信息科学学报, 2012, 14(5): 562–568 [Zhang Shuo, Yao Yonghui, Pang Yu, et al. Mountain basal elevation extraction in the Taiwan Island [J]. Journal of Geo Information Science, 2012, 14(5): 562–568]
- [13] Zhao Fang, Zhang Baiping, Zhang Shuo, et al. Contribution of mass elevation effect to the altitudinal distribution of global tree-lines [J]. Journal of mountain sciences, 2015, 12(2): 289–297
- [14] Yao Yonghui, Zhang Baiping. MODIS-based air temperature estimation in the southeastern Tibetan Plateau and neighboring areas [J]. Journal of Geographical Sciences, 2012, 22(1): 152–166
- [15] 姚永慧, 张百平. 基于MODIS数据的青藏高原气温与增温效应估算[J]. 地理学报, 2013, 68(1): 95–107 [Yao Yonghui, Zhang Baiping. MODIS-based estimation of air temperature and heating-up effect of the Tibetan Plateau [J]. Acta Geographica Sinica, 2013, 68(1): 95–107]
- [16] Yao Yonghui, Zhang Baiping. MODIS-based estimation of air temperature of the Tibetan Plateau [J]. Journal of Geographical Sciences, 2013, 23(4): 627–640
- [17] Yao Yonghui, Zhang Baiping. The mass elevation effect of the Tibetan Plateau and its implications for alpine treelines [J]. International Journal of Climatology, 2014
- [18] Vancutsem C, Ceccato P, Dinku T, et al. Evaluation of MODIS land surface temperature data to estimate air temperature in different ecosystems over Africa [J]. Remote Sensing of Environment, 2009, 114: 449–465
- [19] Mostovoy G V, King R L, Reddy K R, et al. Statistical estimation of daily maximum and minimum air temperatures from MODIS LST data over the state of Mississippi [J]. GIScience and Remote Sensing, 2006, 43(1): 78–110
- [20] Vogt J, Viau A A, Paquet F. Mapping regional air temperature fields using satellite derived surface skin temperatures [J]. International Journal of Climatology, 1997, 17: 1559–1579
- [21] Prihodko L, Goward S N. Estimation of air temperature from remotely sensed surface observations [J]. Remote Sensing of Environment, 1997, 60(3): 335–346
- [22] Goetz S J, Prince S D, Small J. Advances in satellite remote sensing of environmental variables for epidemiological applications [J]. Advances in Parasitology, 2000, 47: 289–307
- [23] Stisen S, Sandholt I, Norgaard A, et al. Estimation of diurnal air temperature using MSG SEVIRI data in West Africa [J]. Remote Sensing of Environment, 2007, 110(2): 262–274
- [24] Flohn H. Large-scale aspects of the summer monsoon in south and East Asia [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1957, 35: 180–186
- [25] Yeh T C, Luo S W, Chu P C. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. Acta Meteorologica Sinica, 1957, 28: 108–121
- [26] Flohn H. Hochgebirge und allgemeine Zirkulation. II. Gebirge als Wärmequellen, Archiv fuer Meteorologie [J], Geophysik und Bioklimatologie, 1953, 5A: 265–279
- [27] Vuille M D R, Hardy C, Braun F, et al. Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama ice cap, Bolivia [J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103: 11191–11204
- [28] Garreaud R. A multiscale analysis of the summer time precipitation over the central Andes [J]. Monthly Weather Review, 1999, 127: 901–921
- [29] Holtmeier F K. Mountain timberlines: ecology, patchiness and dynamics [J]. Advances in Global Change Research, 2003, 14: 369
- [30] 谭靖, 张百平, 孙然好. 欧亚大陆山地垂直带谱数字集成框架[J]. 山地学报, 2008, 26(6): 641–651 [Tan Jing, Zhang Baiping, Sun Ranhao. A framework for digitally integrating mountain altitudinal belt spectra in the Eurasian Continent [J]. Journal of Mountain Science, 2008, 26(6): 641–651]
- [31] Shi Yafeng, Zheng Benxing, Li Shijie. Last glaciation and maximum glaciation in the Qinghai–Xizang (Tibet) Plateau: A controversy to M. Kuhle's ice sheet hypothesis [J]. Chinese Geographical Science, 1992, 2(4): 293–311
- [32] Troll C. The three-dimensional zonation of the Himalayan system [G]//Troll C. Geoeccology of the High Mountain Regions of Eurasia. Wiesbaden: Franz Steiner Verlag GmbH. 1972: 264–275
- [33] 谢应钦, 曾群柱. 青藏高原多年冻土发育的气候条件[G]//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 [Xie Yingqin, Zeng Qunzhu. The climate conditions of permafrost development in Tibetan Plateau [G]//Institute of Glaciology and Cryopedology, Chinese Academy of Sciences. The 2nd national permafrost academic conference proceedings. Lanzhou, 1983: 13–20]
- [34] 李巧媛, 谢自楚. 高原区气温直减率的分布及其特点分析[J]. 石河子大学学报, 2006, 24(6): 719–723 [Li Qiaoyuan, Xie Zichu. Analyses on the characteristics of the vertical lapse rates of temperature—Taking Tibetan Plateau and its adjacent area as an example [J]. Journal of Shihezi University, 2006, 24(6): 719–723]
- [35] 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]. Geography Research, 1984, 3(2): 24–34]
- [36] 齐文文, 张百平, 庞宇等. 基于TRMM数据的青藏高原降水的空间和季节分布特征[J]. 地理科学, 2013, 08: 1–7 [Qi Wenwen, Zhang Baiping, Pang Yu, et al. TRMM-Data-Based spatial and seasonal patterns of precipitation in the Tibetan Plateau [J]. Scientia Geographica Sinica, 2013, 08: 1–7]
- [37] 郑度. 青藏高原对中国西部自然环境地域分异的效应[J], 第四纪研究, 2001, 21(6): 484–489 [Zheng Du. Qinghai–Xizang Plateau and its effect on regional differentiation of physical environments in West China [J]. Quaternary Sciences, 2001, 21(6): 484–489]
- [38] 张百平, 姚永慧. 山体效应研究[M]. 北京: 中国环境(科学)出版社, 2015 [Zhang Baiping, Yao Yonghui. Mass Elevation Effect Research [M]. Beijing: China Environment (Scientific)

- Press, 2015: 105 – 125]
- [39] 吴锡浩. 青藏高原东南部现代雪线和林线及其关系的初步研究[J]. 冰川冻土, 1989, 11(2): 113 – 124 [Wu Xihao. A preliminary study on existing snowline timber line and their relations in southeastern part of the Qinghai – Xizang Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1989, 11(2): 113 – 124]
- [40] 韩芳. 山体效应对山地垂直带分布的影响研究[D]. 中国科学院地理科学与资源研究所博士学位论文, 2011. [Han Fang. A study of the forcing of Mass Elevation Effect on the pattern of mountain altitudinal belts [D]. Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, 2011.]

## MODIS – based Estimation of Mass Elevation Effect in the Tibetan Plateau and Its Ecological Effect

HAN Fang<sup>1</sup>, ZHANG Baiping<sup>2</sup>, LI Xican<sup>1</sup>, LIANG Yong<sup>1</sup>, TAN Jing<sup>3</sup>, ZHANG Shuo

(1. College of Information Science and Engineering, Shandong Agricultural University, Tai'an 271018, Shandong, China;

2. Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;

3. Beijing Oriental TITAN Technology Co., LTD, Beijing 100083, China)

**Abstract:** This paper deals with the magnitude and distribution pattern of Mass Elevation Effect (MEE) in the Tibetan Plateau by comparing temperature differences between the inner and outer parts of the Plateau (abbreviated as inner-outer Plateau) at the same elevation. It utilized MODIS land surface temperature product (MOD11C3), observed meteorological data, and 57 partitioned data with different Mountain Basal Elevations (MBE, extracted from ASTER GDEM) for estimation of temperature differences. MOD11C3 data were calibrated with observed temperatures from 144 meteorological stations in the Plateau. For temperature values collected at stations out of the Plateau, they were converted to the corresponding free-air temperatures exactly at the same elevation as the inner – Plateau stations based on lapse-rate of air temperature. Temperature differences between the inner-outer Plateaus were defined as MEE value. Main conclusions are as follows: (1) the broadest temperature difference (10.04°C ~ 11.70°C) between the inner-outer Plateaus was located in the middle south of the Plateau, between the Yarlung Zangbo river and the Qiangtang Plateau; (2) the simple average MBE of the Plateau was 3 625.16 m, and the average inner-outer temperature difference was 2.482°C; (3) MBE had a close relationship with temperature difference, with a coefficient of determination ( $R^2$ ) as high as 0.5306. However, the highest MEE did not occur in the regions with the highest MBE. This means that other unknowns also play an important role in influencing the magnitude of MEE, and they must be taken into account in the future study; (4) the impact of MEE on snowline elevation appeared to be larger than it did on timberline in the Plateau. The place where the highest snowline (6 000 ~ 6 200 m) in the northern hemisphere occurs was just the location where the highest MEE was estimated (5.01 ~ 11.70°C). The highest timberline (4 900 m) of the northern hemisphere did not developed in the highest MEE areas, instead at where the high MEE was characterized with a certain of precipitation. An interpretation for the abnormality was suggested that the development of timberline should require a certain amount of rainfall (at least 350 mm) in the high mountains.

**Key words:** Mass Elevation Effect; Estimation; MODIS MOD11C3; Timberline; Snowline; Tibetan Plateau